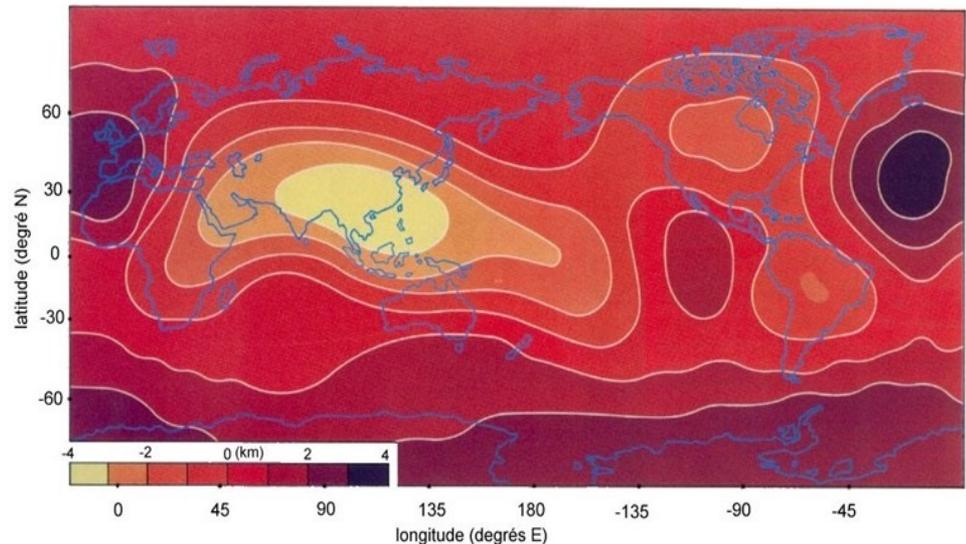
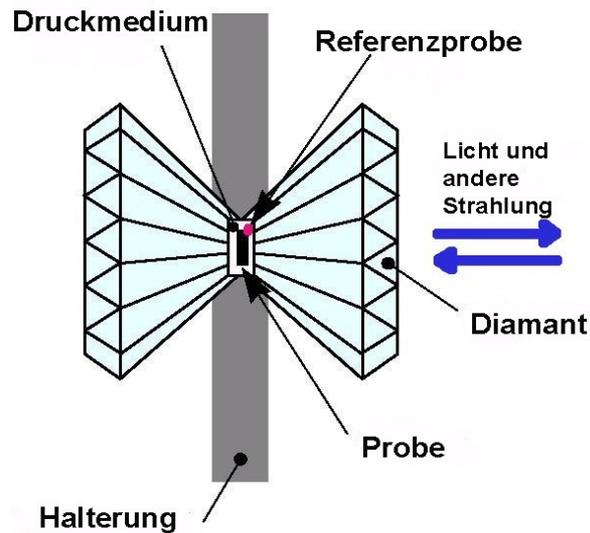


Einführung in die Geophysik II

Der Erdkern

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, elast. 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.

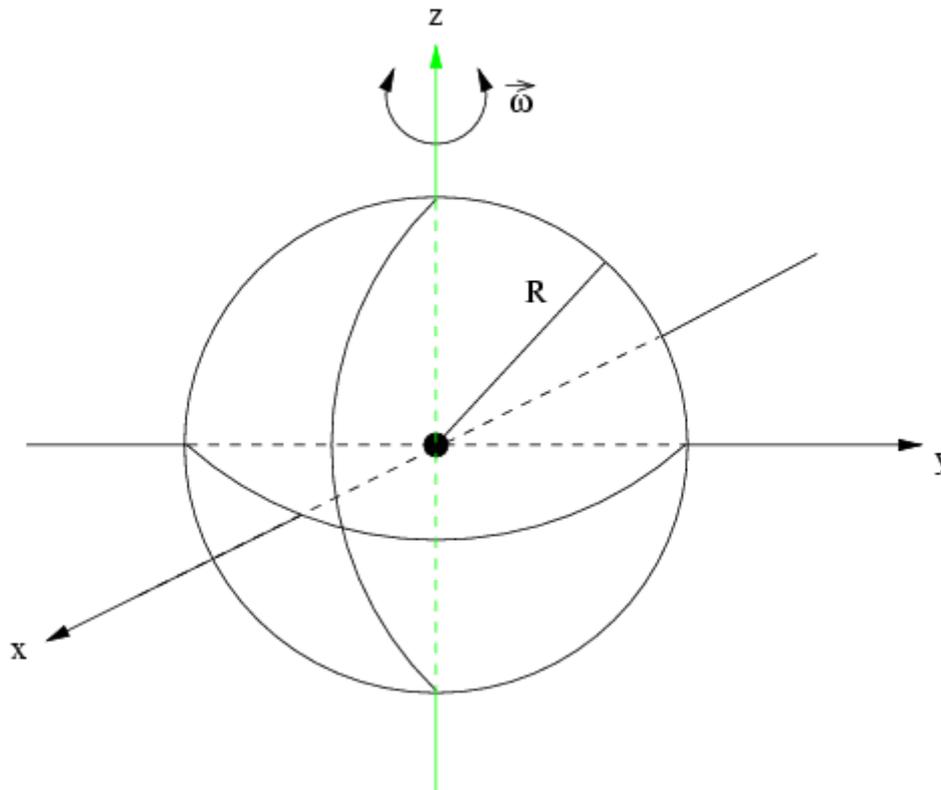
Übungen: Die Übungen finden nach obigen Zeitplan montags um 11:30 - 13:00h im Hörsaal B (Geb. 30.22) statt. Die Termine finden sich in der oben stehenden Tabelle. Übungsblätter werden nach den jeweiligen Vorlesungen online gestellt. Durch Vorrechnen von Übungsaufgaben können Punkte (max. 3) erworben 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.

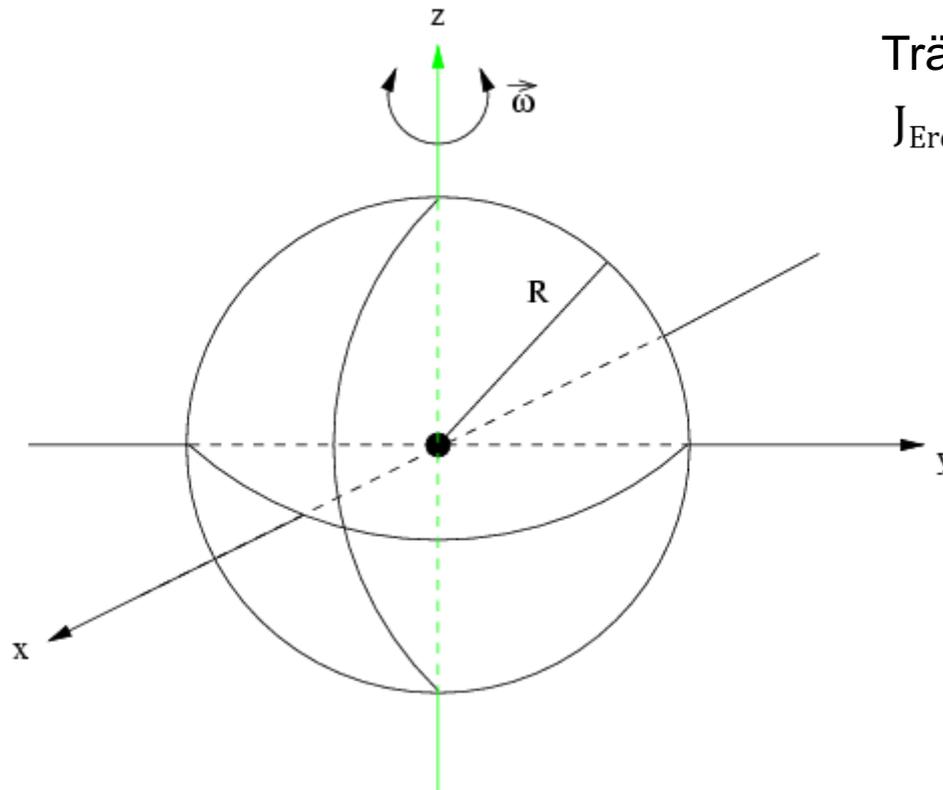
Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

Trägheitsmoment einer rotierenden homogenen Kugel: $J = \frac{2}{5} M R^2$



Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

Trägheitsmoment einer rotierenden homogenen Kugel: $J = \frac{2}{5} M R^2$



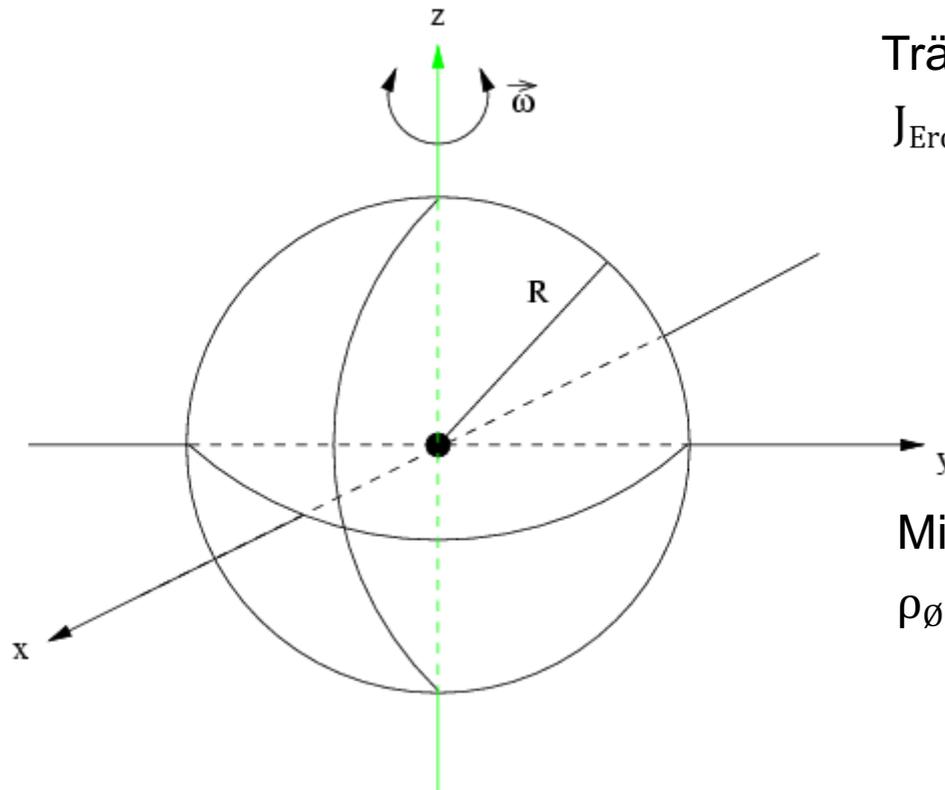
Trägheitsmoment der Erde:

$$J_{\text{Erde}} = 0,3 M R^2$$

Kleiner als für
homogene Kugel!

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

Trägheitsmoment einer rotierenden homogenen Kugel: $J = \frac{2}{5} M R^2$



Trägheitsmoment der Erde:

$$J_{\text{Erde}} = 0,3 M R^2$$

Kleiner als für
homogene Kugel!

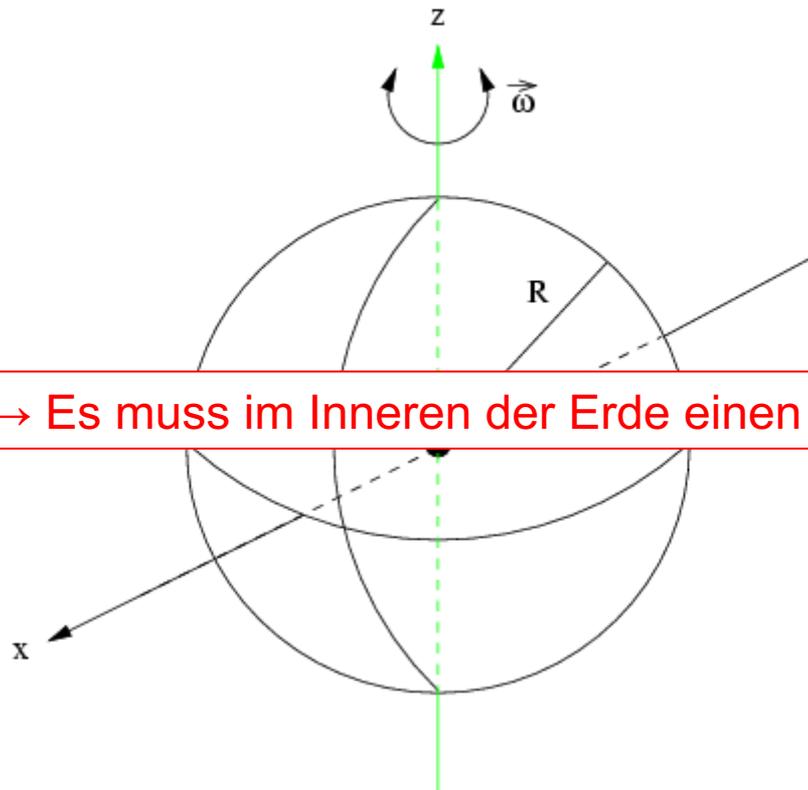
Mittlere Dichte der Erde:

$$\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$$

Deutlich größer als
Dichte von
Krustengesteinen !

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

Trägheitsmoment einer rotierenden homogenen Kugel: $J = \frac{2}{5} M R^2$



Trägheitsmoment der Erde:

$$J_{\text{Erde}} = 0,3 M R^2$$

Kleiner als für
homogene Kugel!

→ Es muss im Inneren der Erde einen schweren Bereich („Kern“) geben!

Mittlere Dichte der Erde:

$$\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$$

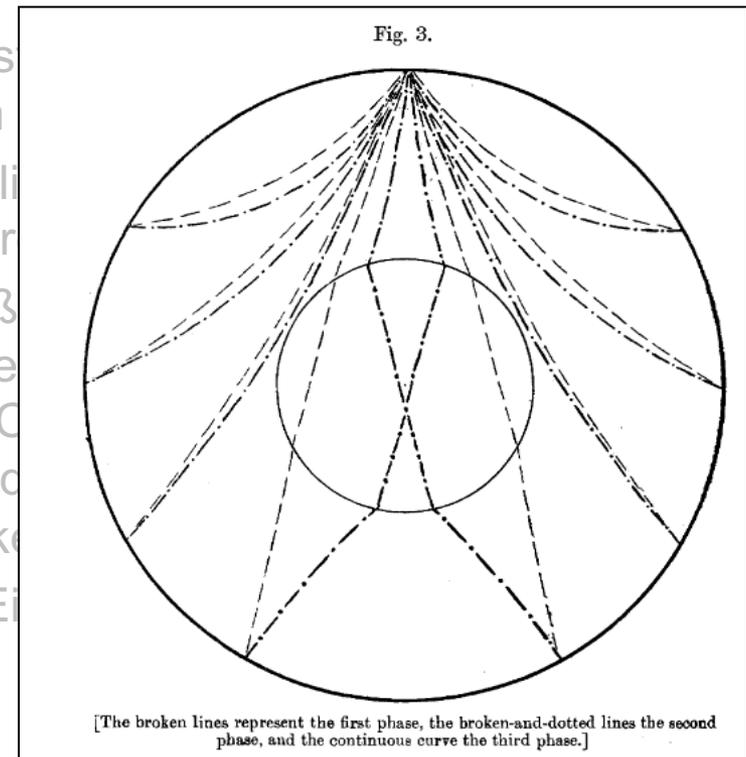
Deutlich größer als
Dichte von
Krustengesteinen !

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bes (core mantle boundary – CMB) in 2900 km
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuli Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korr
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließ der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturie nämlich einen inneren Kern (inner core – IC Kompressionswellengeschwindigkeiten und – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigke
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Ei der innere Kern fest ist.



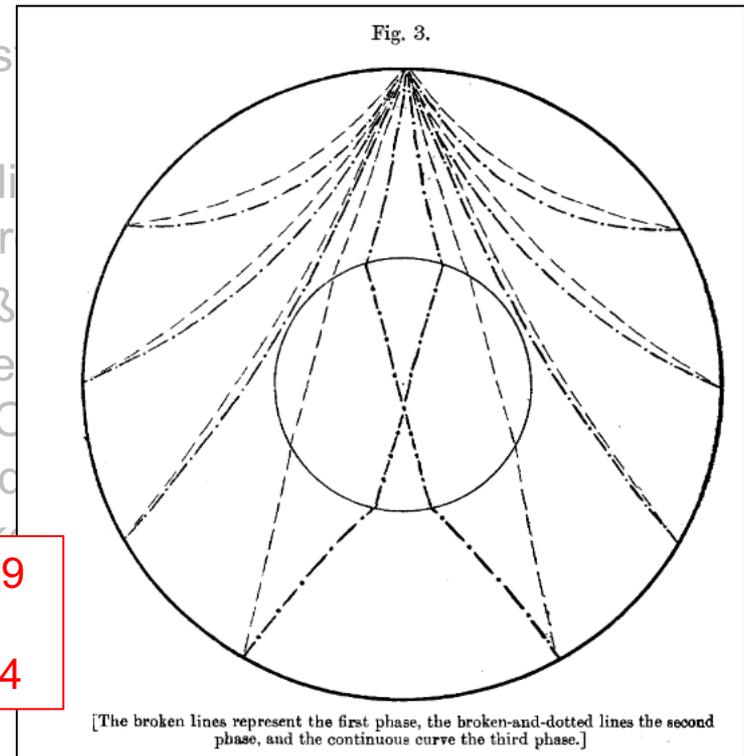
Quelle: Oldham, 1906

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.



Erste Erdbebenaufzeichnung: 1889 durch Rebeur-Paschwitz, Bau des Wiechert-Seismographen seit 1904



Quelle: Oldham, 1906

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

rigidity = Festigkeit

The Rigidity of the Earth's Central Core.
By Harold Jeffreys, M.A., D.Sc., F.R.S.

Entdeckungsgeschichte

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1938) schließt nach dem Bekanntwerden der Erdbebenwellen und des Trägheitsmoments der Erde auf einen flüssigen Kern.
- 1906: Richard D. Oldham (1868 – 1947) bestätigt die Existenz des Kerns auf seismologischen Hinweisen.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

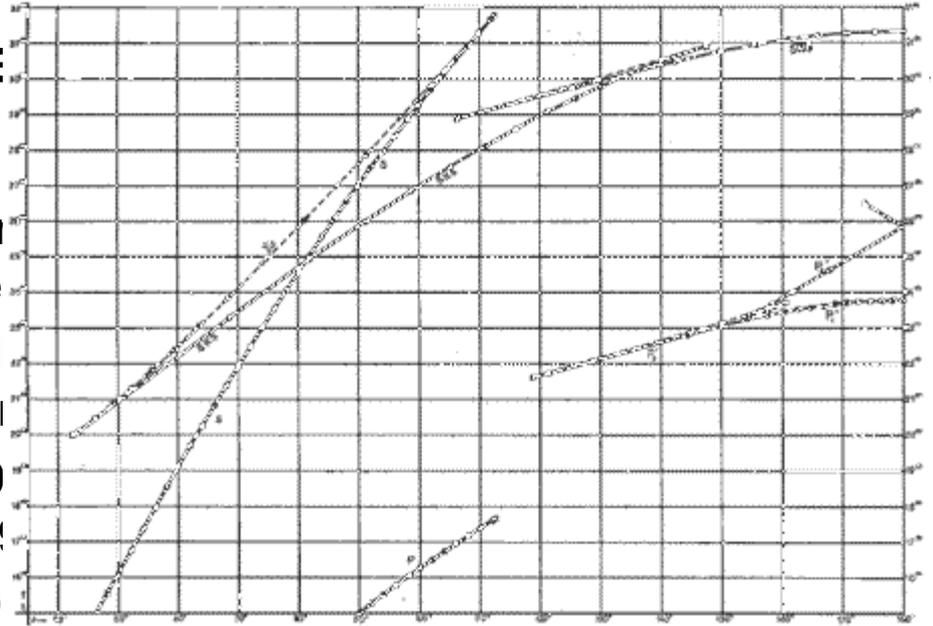
1. The increase of density towards the centre of the earth may be attributed partly to compression under the weight of the overlying matter and partly to a concentration of the heavier constituents towards the centre. There is reason to believe that the latter is the more important to a sufficient extent to make it a useful approximation for many purposes to regard the earth as composed of two homogeneous layers, the outer being composed mainly of silicates, and the inner of heavy metals, probably iron and nickel. Equations for the solution of the problem of the figure of the earth on this hypothesis were given by Kelvin and Tait,* but the first numerical solution was obtained by Wiechert.† The problem of the elastic straining of the earth, supposed

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

Entdeckungsgeschichte der Erdkruste

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) nachdem bekannt wurde, dass die Dichte und das Trägheitsmoment der Erde
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1946) seismologischen Hinweise auf eine
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1952) (core mantle boundary – CMB) in 2000 km
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.



Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

- 1891: Emil Wiechert (1861 – 1921) postuliert einen dichten Erdkern, nachdem bekannt wurde, dass die mittlere Dichte der Erde $\rho_{\emptyset} = 5515 \text{ kg/m}^3$ und das Trägheitsmoment der Erde nur $J = 0,33 MR^2$ statt $0,4 MR^2$ beträgt.
- 1906: Richard D. Oldham (1858 – 1936) publiziert die ersten seismologischen Hinweise auf einen Kern.
- 1912: Benno Gutenberg (1889 – 1960) bestimmt die Kern-Mantel-Grenze (core mantle boundary – CMB) in 2900 km Tiefe.
- 1926: Harold Jeffreys (1891 – 1989) postuliert einen flüssigen Kern, um das Gezeitenverhalten der Erde quantitativ korrekt erklären zu können.
- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

Entdeckungsgeschichte des Erdkerns

Table 1 Observed Normal Modes of the Earth sensitive to the Structure of the Inner Core

Mode	Mean period (s)	No. of observations	s.e.m. (s)	Comp. period	UTD124B'—Solid inner core			UTD124B'—Liquid inner core		5.08M		HB ₁	
					Rel. error (%)	Inn. core energy Compr.	Shear	Comp. period	Rel. error (%)	Comp. period	Rel. error (%)	Comp. period	Rel. error (%)
₁ S ₀	613.57	11	0.236	614.59	0.17	0.181	0.000	607.39	-1.02	610.06	-0.57	607.4	-1.01
₂ S ₀	398.54	40	0.084	397.59	-0.24	0.206	0.001	392.31	-1.59	391.42	-1.81	394.0	-1.14
₃ S ₀	305.84	7	0.129	306.00	0.05	0.233	0.003	301.36	-1.48	301.84	-1.31	300.9	-1.62
₄ S ₀	243.59	12	0.067	243.80	0.09	0.192	0.007	241.11	-1.03	241.55	-0.84	239.9	-1.51
₂ S ₂	904.23	21	0.487	904.43	0.02	0.001	0.080	914.94	1.17	917.80	1.50	915.1	1.20
₃ S ₂	397.36	11	0.157	397.03	-0.09	0.015	0.102	399.93	0.67	398.20	0.21	399.1	0.44
₆ S ₁	348.41	21	0.046	348.23	-0.05	0.068	0.011	347.10	-0.38	347.38	-0.30	346.6	-0.52
₇ S ₃	281.37	11	0.113	281.59	0.08	0.004	0.022	282.77	0.50	283.34	0.70	282.1	0.22
₈ S ₁	272.10	11	0.144	271.79	-0.11	0.115	0.052	271.00	-0.40	270.92	-0.43	270.5	-0.59
Nine modes—r.m.s.					0.12				1.01		1.00		1.02

- 1936: Inge Lehmann (1888 – 1993) schließt aus der Analyse der PKP- und der PKIKP-Phasen, dass es eine Strukturierung im Kern geben muss, nämlich einen inneren Kern (inner core – IC) mit hohen Kompressionswellengeschwindigkeiten und einen äußeren Kern (outer core – OC) mit etwas niedrigeren Geschwindigkeiten.
- 1971: Dziewonski and Gilbert wiesen mit Eigenschwingungen nach, dass der innere Kern fest ist.

Erdkern

Seit 1971 war also bekannt:

- Es gibt einen Erdkern, der deutlich dichter sein muss als Kruste und Mantel.
- Unterteilung in **festen inneren Kern** mit höheren Geschwindigkeiten der seismischen Wellen und **flüssigen äußeren Kern** mit niedrigeren Geschwindigkeiten der seismischen Wellen

Erdkern

Die Flüssigkeit des äußeren Kerns wurde erschlossen aus:

- Abwesenheit der S-Wellen,
- Kernschatten für P- und S-Wellen,
- Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit,
- Deformation der Erde durch die Gezeiten von Mond und Sonne,
- der freien Nutation der Erdachse (Chandler Wobble).

Erdkern

Die Flüssigkeit des äußeren Kerns wurde erschlossen aus:

- Abwesenheit der S-Wellen,
- Kernschatten für P- und S-Wellen,
- Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit,
- Deformation der Erde durch die Gezeiten von Mond und Sonne,
- der freien Nutation der Erdachse (Chandler Wobble).

Die Festigkeit des inneren Kerns folgte aus:

- der Analyse von Eigenschwingungen,
- den Amplituden von PKiKP-Phasen.

Erdkern

Die Flüssigkeit des äußeren Kerns wurde erschlossen aus:

- Abwesenheit der S-Wellen,
- Kernschatten für P- und S-Wellen,
- Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit,
- Deformation der Erde durch die Gezeiten von Mond und Sonne,
- der freien Nutation der Erdachse (Chandler Wobble).

Die Festigkeit des inneren Kerns folgte aus:

- der Analyse von Eigenschwingungen,
- den Amplituden von PKiKP-Phasen.

Die chemische Zusammensetzung des Kerns wird abgeleitet aus:

- Zusammensetzung von Meteoriten und Häufigkeit von Eisen in diesen
- Dichte von Eisen,
- Elektrische Leitfähigkeit von Eisen.

Erdkern

Meteoriten:

- ca. 95 % Steinmeteorite (chondritisch oder achondritisch), ähnliche Zusammensetzung wie Erdmantel
- ca. 5% Eisen-Meteoriten

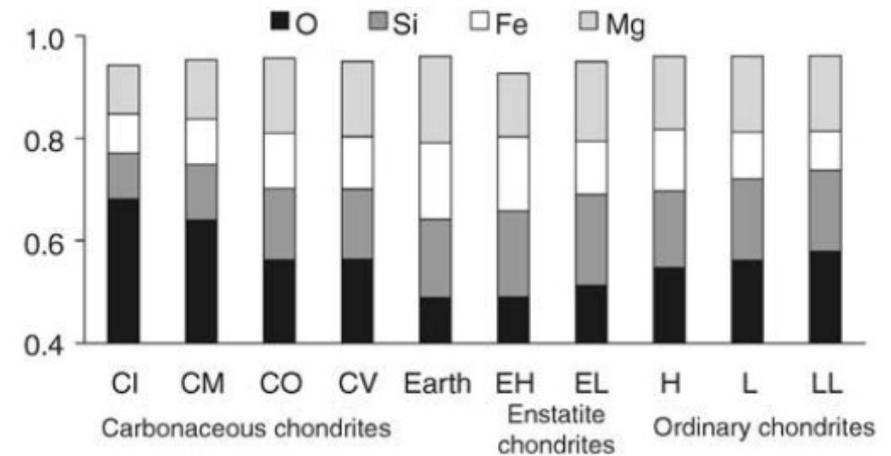


Figure C21 Atomic proportions of oxygen, silicon, iron, and magnesium in carbonaceous chondrites, the Earth, enstatite chondrites, and ordinary chondrites.

Erdkern

Meteoriten:

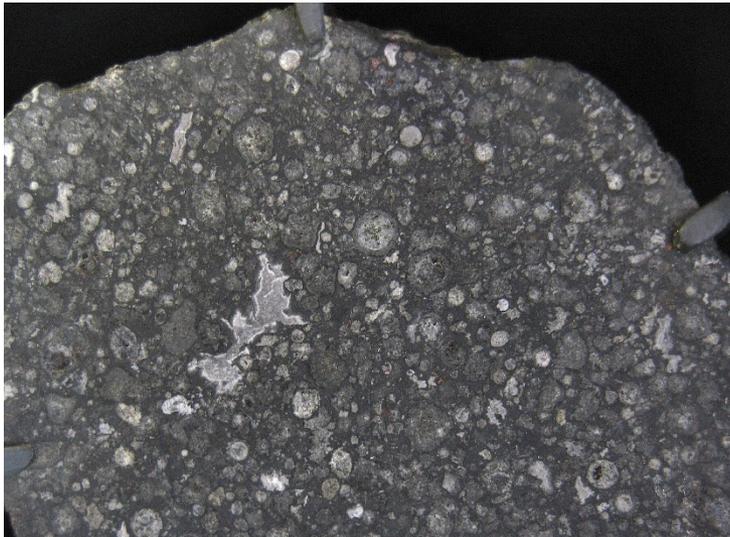
- ca. 95 % Steinmeteorite (chondritisch oder achondritisch), ähnliche Zusammensetzung wie Erdmantel
- ca. 5% Eisen-Meteoriten



Erdkern

Meteoriten:

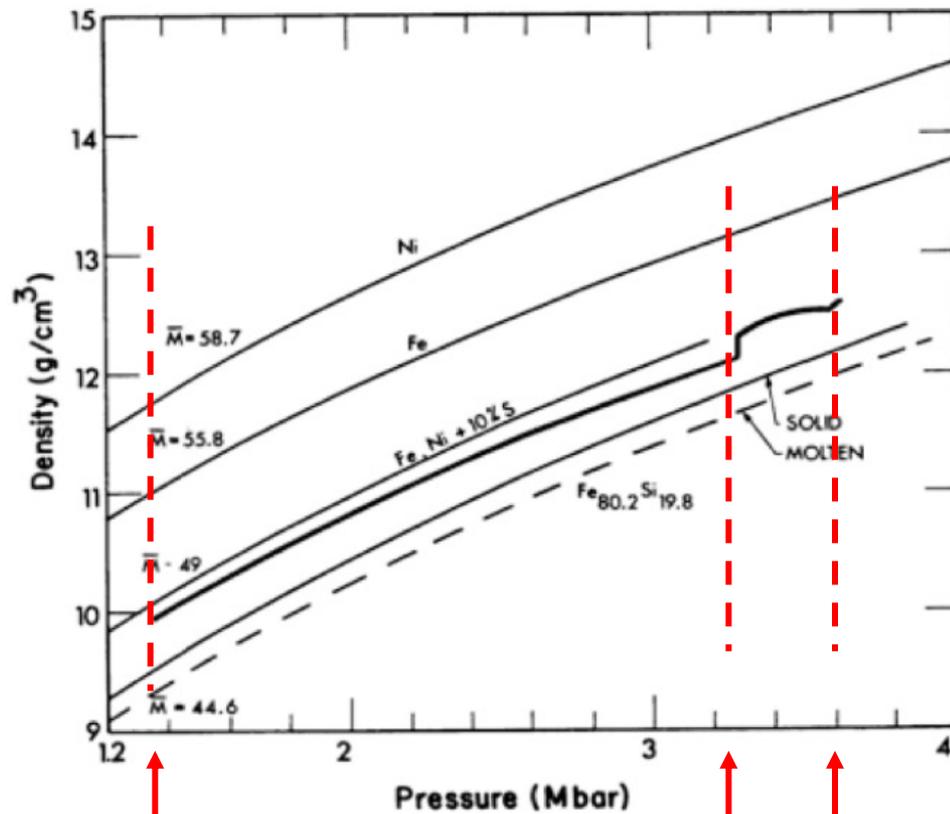
- ca. 95 % Steinmeteorite (chondritisch oder achondritisch), ähnliche Zusammensetzung wie Erdmantel
- ca. 5% Eisen-Meteoriten



Annahme: Meteoriten spiegeln ursprüngliche Zusammensetzung des solaren Nebels wider, aus dem auch Erde entstanden ist. Deshalb vermutet man auch in der Erde Eisen in größeren Mengen.

Erdkern

- Dichte von reinem Eisen jedoch etwa 10% zu groß → Beimengungen von leichten Elementen erforderlich (H, C, O, Si, S)



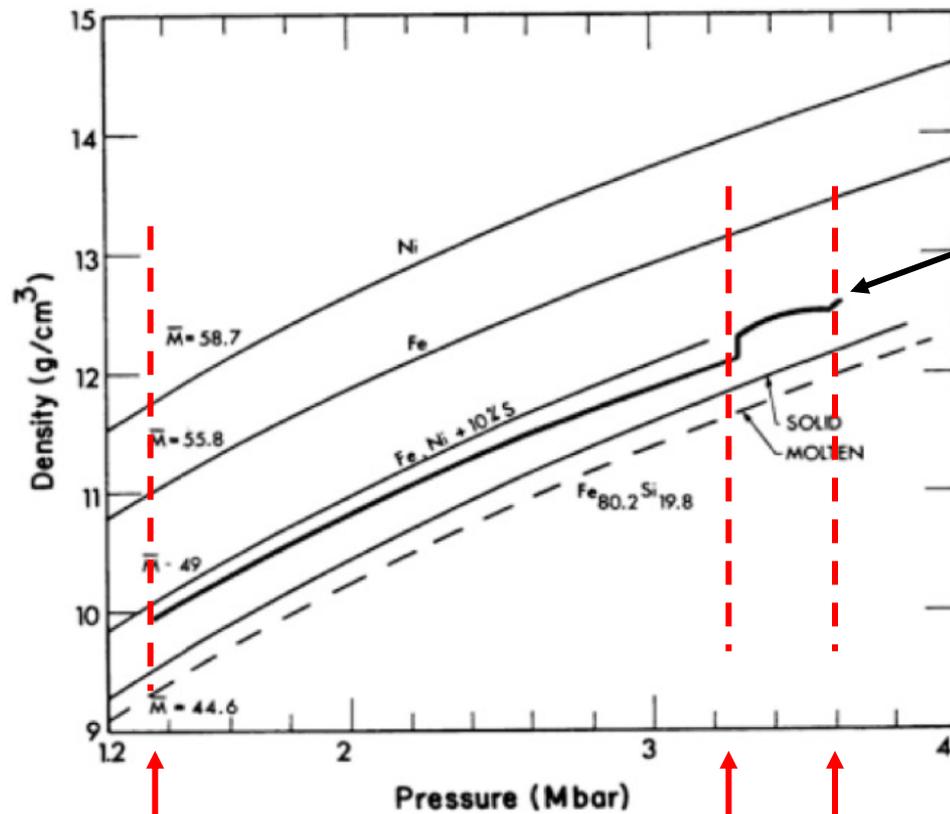
CMB

OC/IC Erdmittelpunkt

Quelle: Wenzel

Erdkern

- Dichte von reinem Eisen jedoch etwa 10% zu groß → Beimengungen von leichten Elementen erforderlich (H, C, O, Si, S)



**Dicke schwarze Kurve:
Dichteverlauf im
Erdkern**

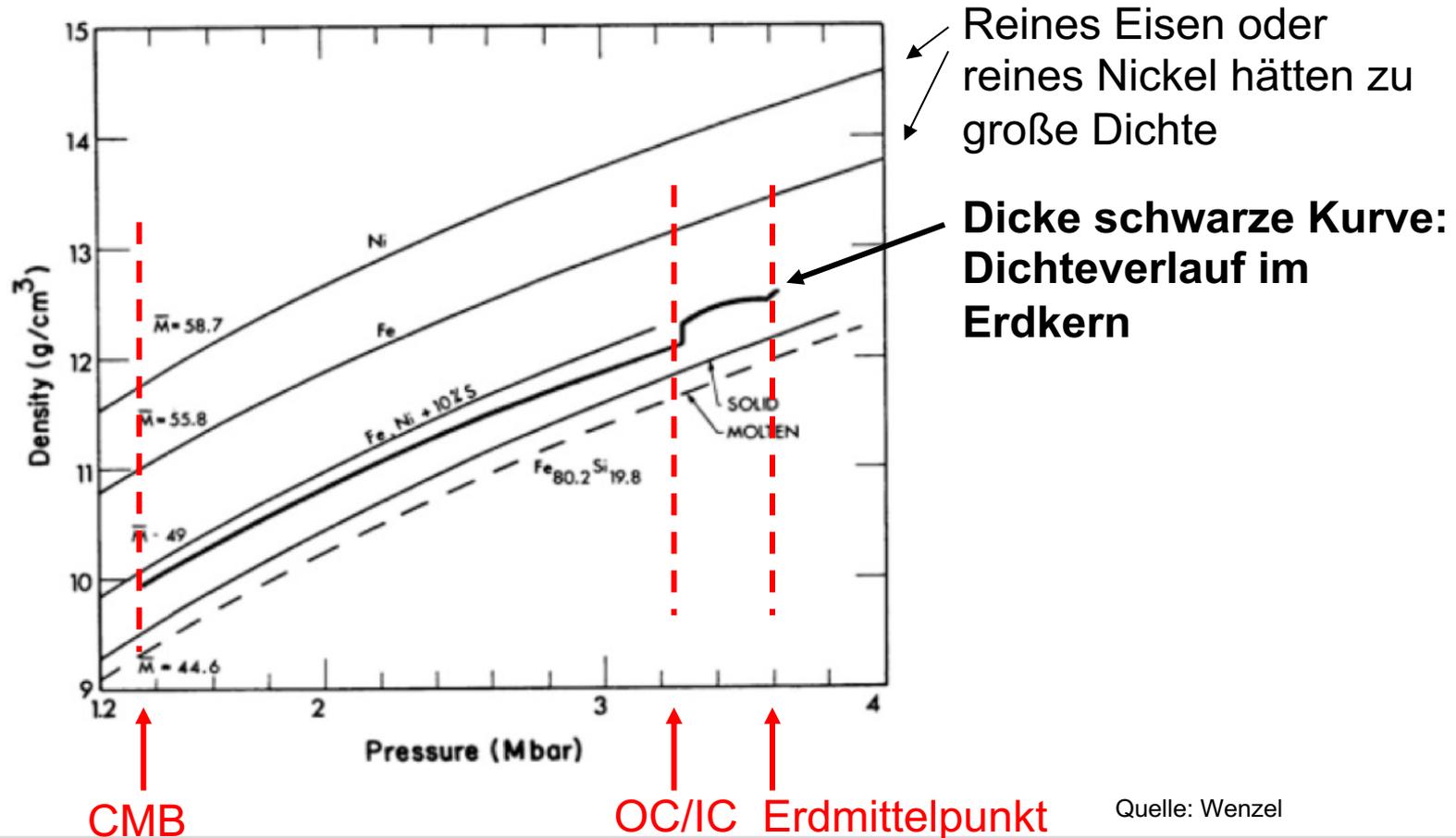
CMB

OC/IC Erdmittelpunkt

Quelle: Wenzel

Erdkern

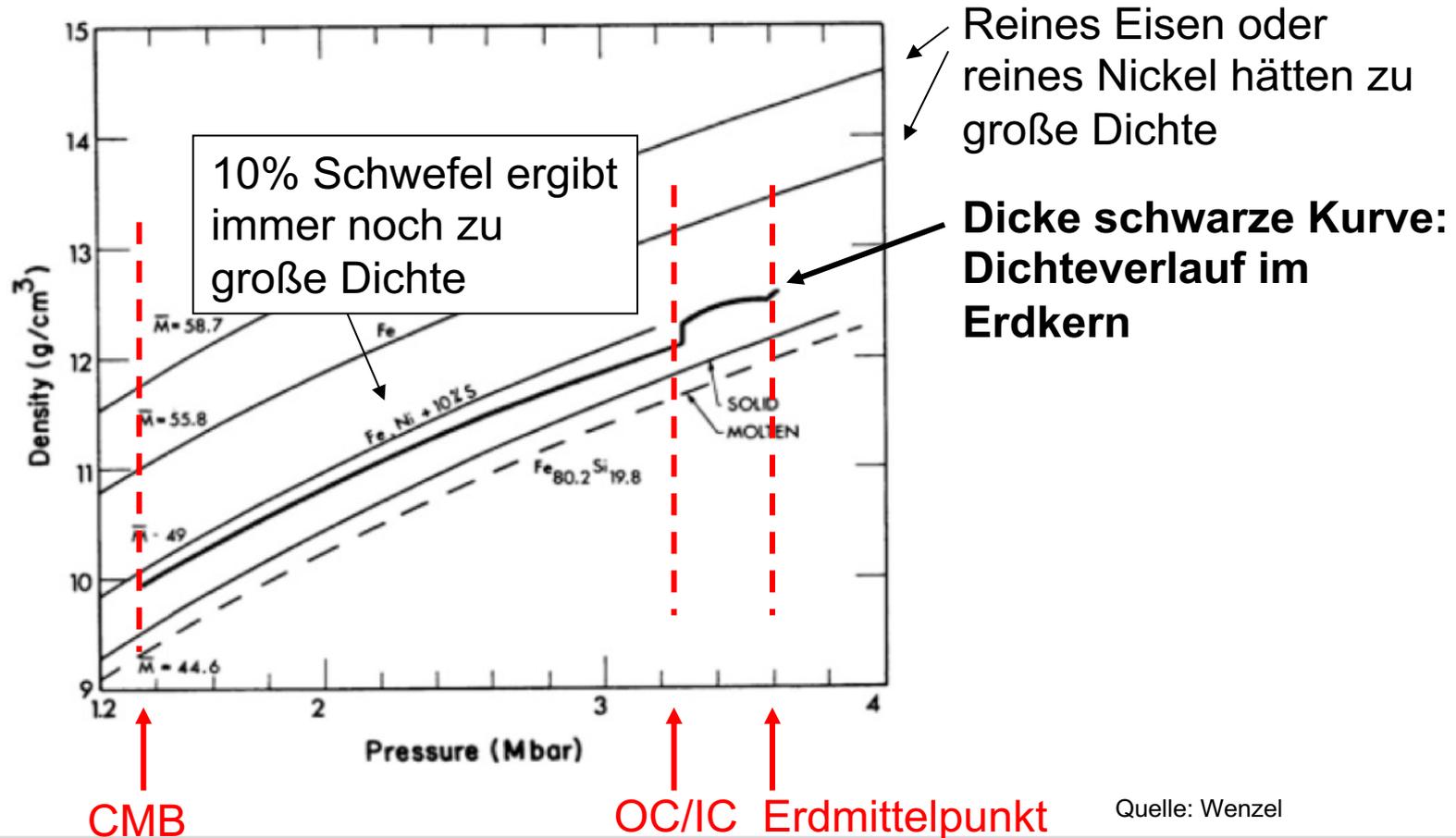
- Dichte von reinem Eisen jedoch etwa 10% zu groß → Beimengungen von leichten Elementen erforderlich (H, C, O, Si, S)



Quelle: Wenzel

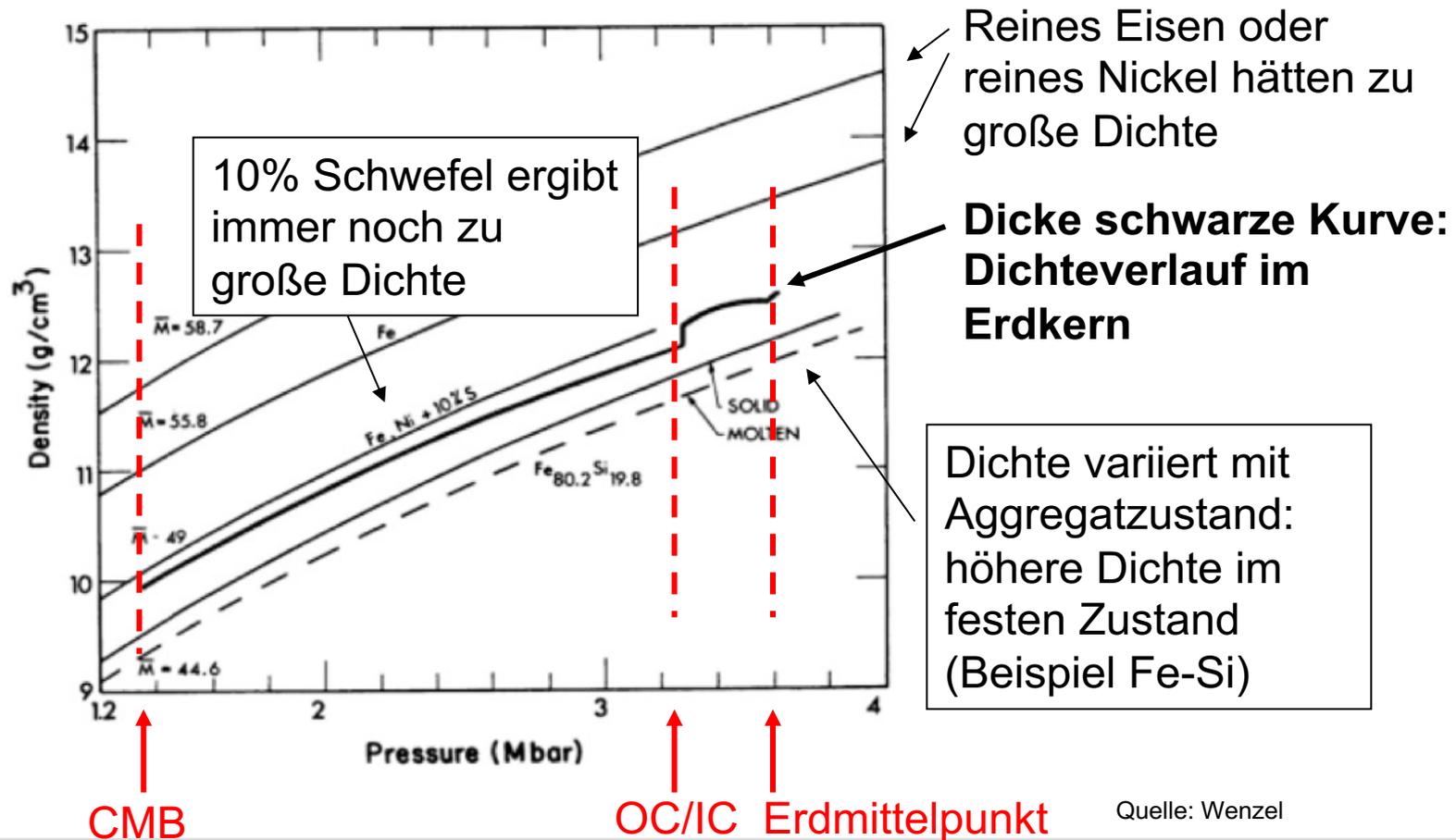
Erdkern

- Dichte von reinem Eisen jedoch etwa 10% zu groß → Beimengungen von leichten Elementen erforderlich (H, C, O, Si, S)



Erdkern

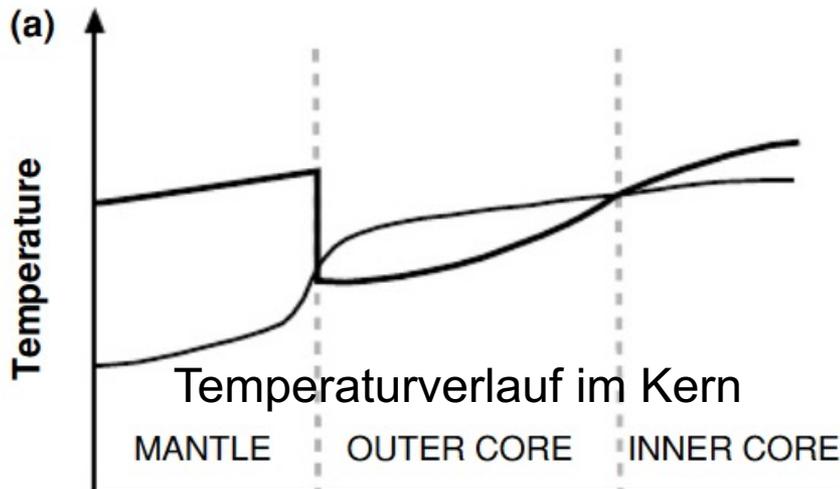
- Dichte von reinem Eisen jedoch etwa 10% zu groß → Beimengungen von leichten Elementen erforderlich (H, C, O, Si, S)



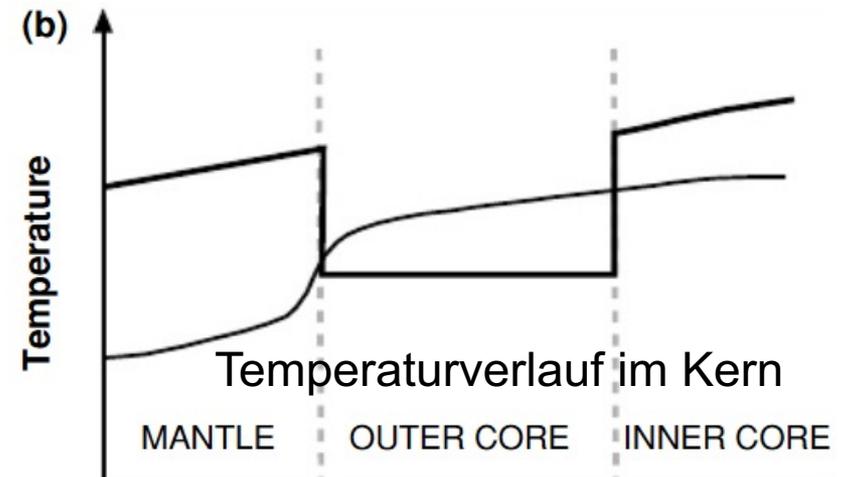
Erdkern

Homogenität des Kerns?

**Solidus einer
homogenen Fe-Si /
Fe-S- oder Fe-O-
Mischung**



**Solidus des Materials bei
unterschiedlicher
Zusammensetzung: Fe-S oder
Fe-O im OC, reines FE im IC**

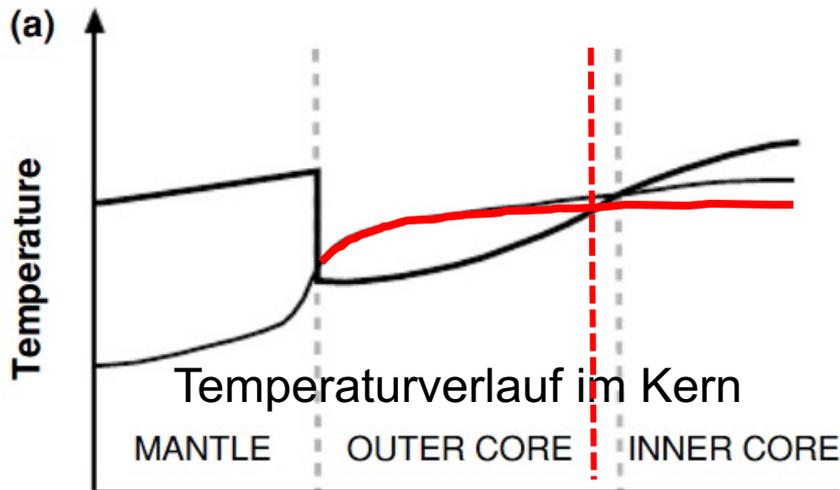


Quelle: Fowler, 2012

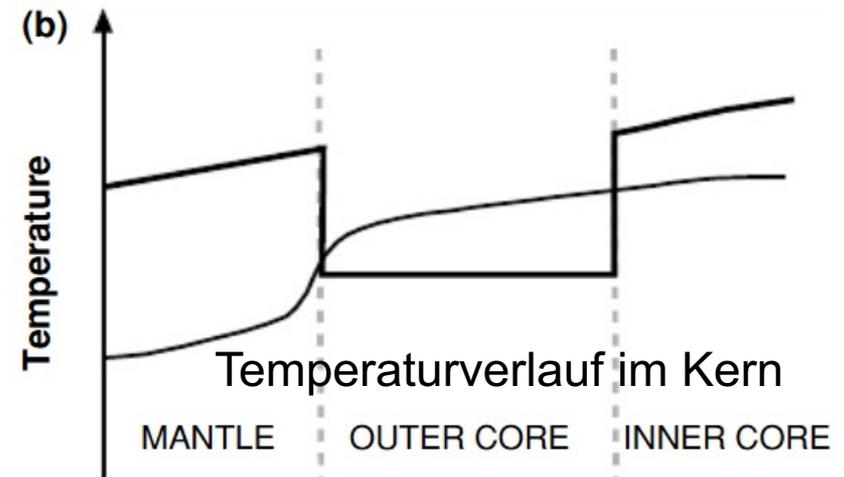
Erdkern

Homogenität des Kerns?

**Solidus einer
homogenen Fe-Si /
Fe-S- oder Fe-O-
Mischung**



**Solidus des Materials bei
unterschiedlicher
Zusammensetzung: Fe-S oder
Fe-O im ÄK, reines FE im IK**



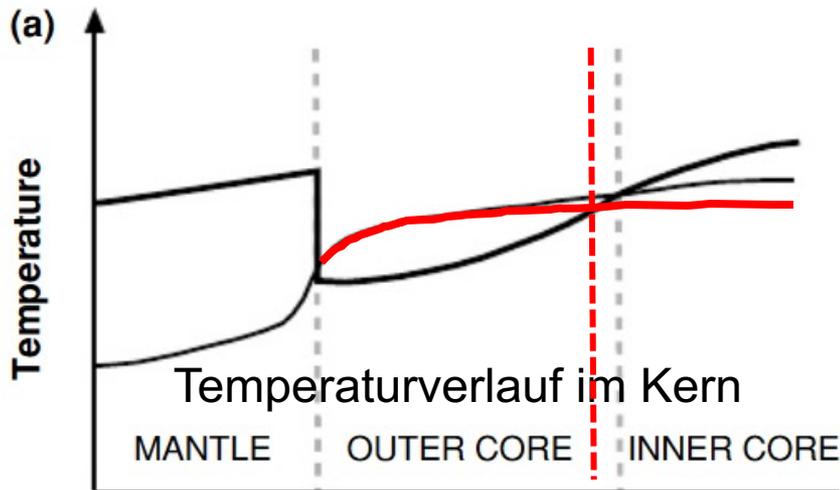
Bei Abkühlung wächst innerer Kern
etwa um $200 \text{ km} / 10^9 \text{ a}$.

Quelle: Fowler, 2012

Erdkern

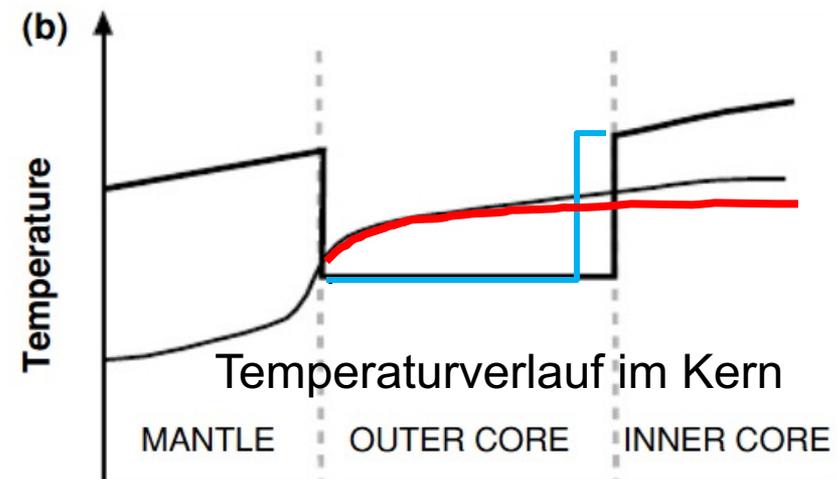
Homogenität des Kerns?

**Solidus einer
homogenen Fe-Si /
Fe-S- oder Fe-O-
Mischung**



Bei Abkühlung wächst innerer Kern
etwa um $200 \text{ km} / 10^9 \text{ a}$.

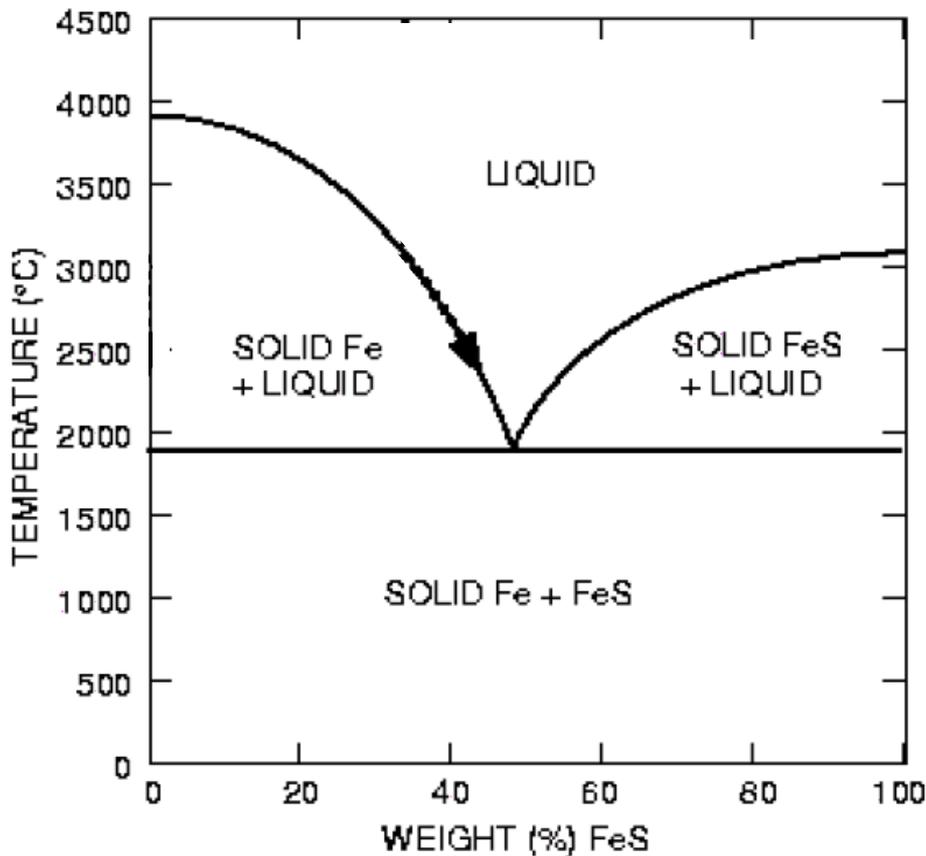
**Solidus des Materials bei
unterschiedlicher
Zusammensetzung: Fe-S oder
Fe-O im ÄK, reines FE im IK**



Ändert sich Zusammensetzung,
verschiebt sich auch die Soliduskurve

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?

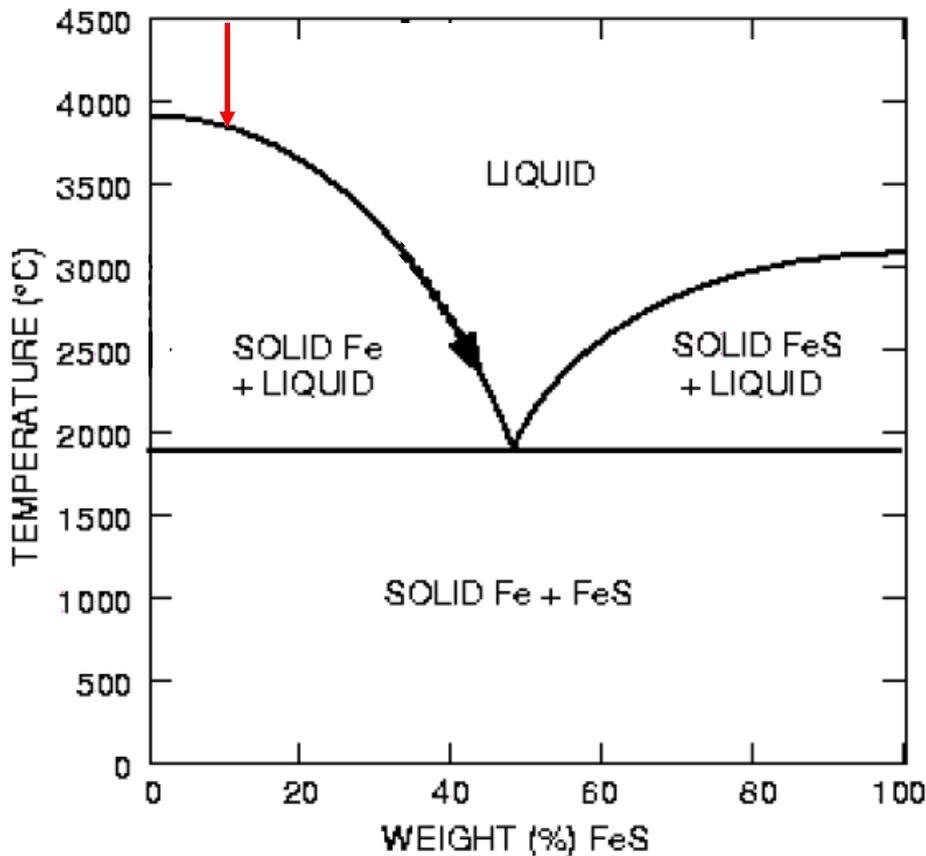


Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



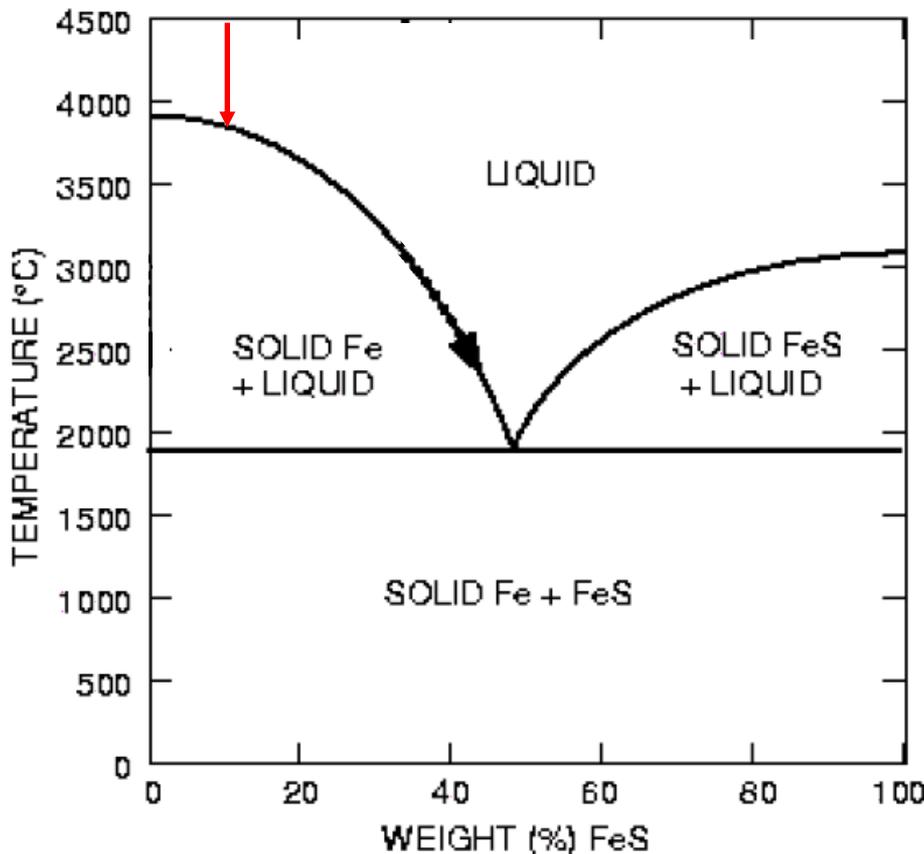
Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Annahme: Schmelze mit 90% Fe und 10% FeS kühlt ab

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



Schmelzpunkte:

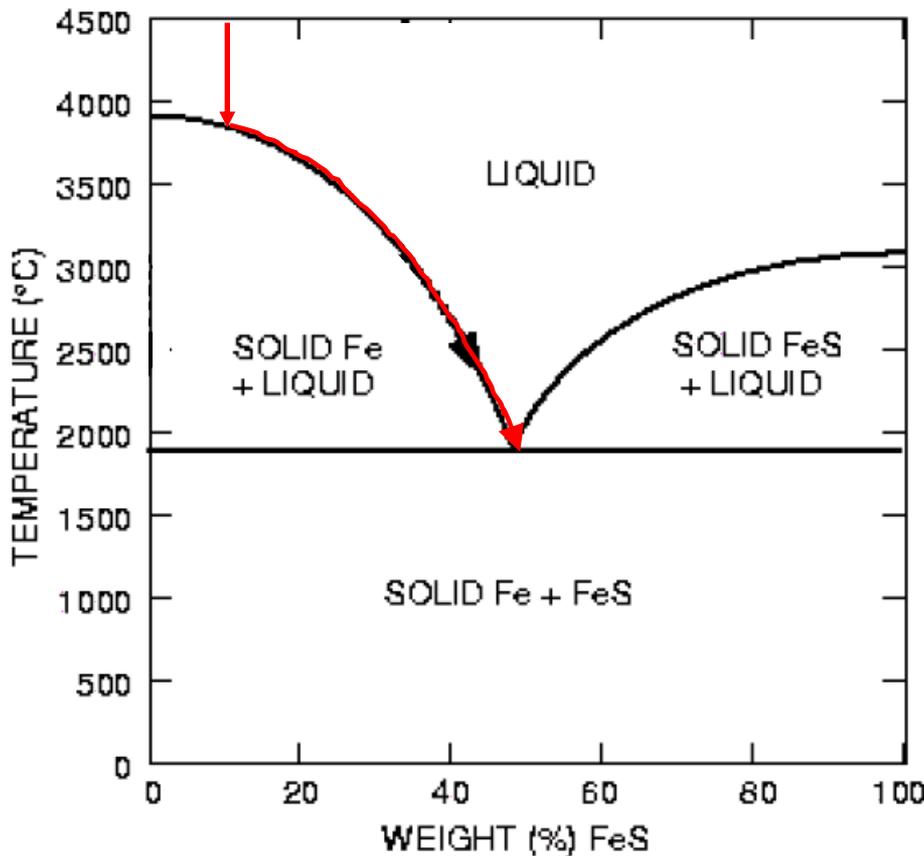
- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Annahme: Schmelze mit 90% Fe und 10% FeS kühlt ab

Bei Erreichen des Liquidus fällt reines Eisen aus

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

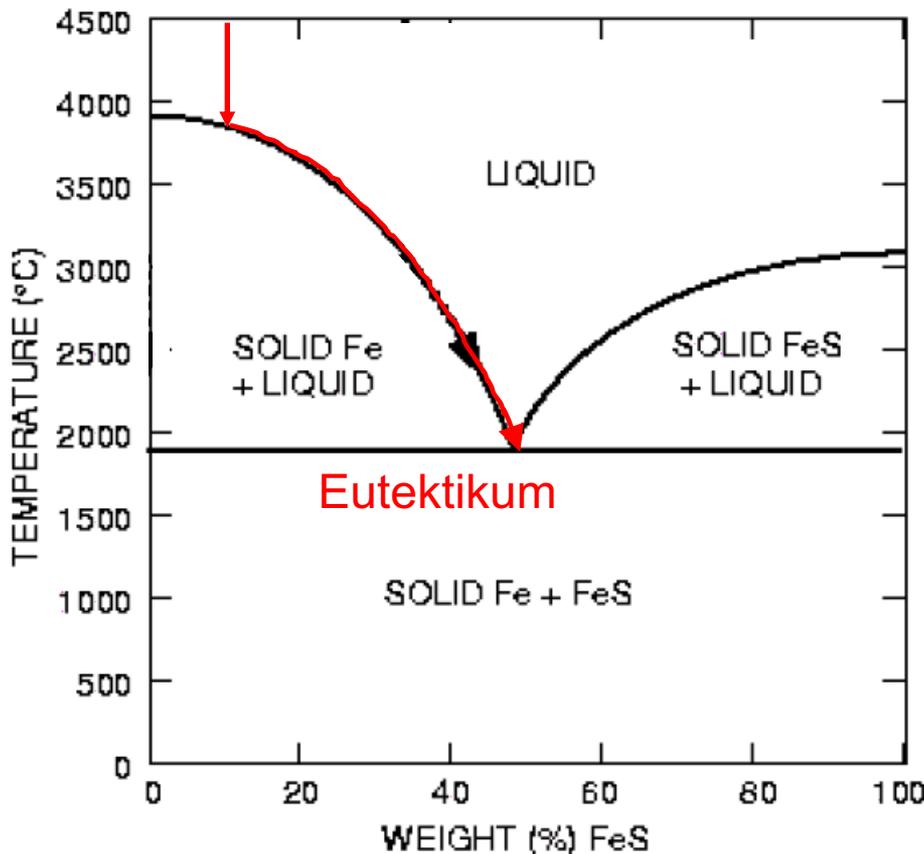
Annahme: Schmelze mit 90% Fe und 10% FeS kühlt ab

Bei Erreichen des Liquidus fällt reines Eisen aus

Restschmelze wird reicher an FeS

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Annahme: Schmelze mit 90% Fe und 10% FeS kühlt ab

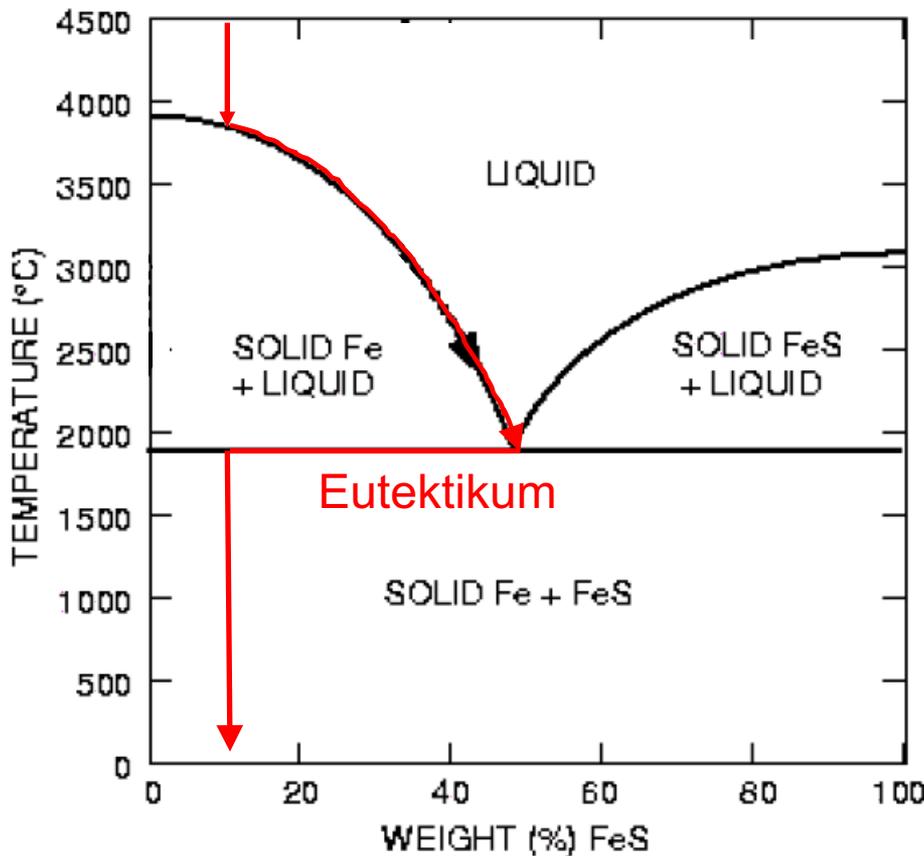
Bei Erreichen des Liquidus fällt reines Eisen aus

Restschmelze wird reicher an FeS

Bei Erreichen des E ist 55% Fe enthalten und Schmelze hat $T = 1800^{\circ} \text{C}$

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Annahme: Schmelze mit 90% Fe und 10% FeS kühlt ab

Bei Erreichen des Liquidus fällt reines Eisen aus

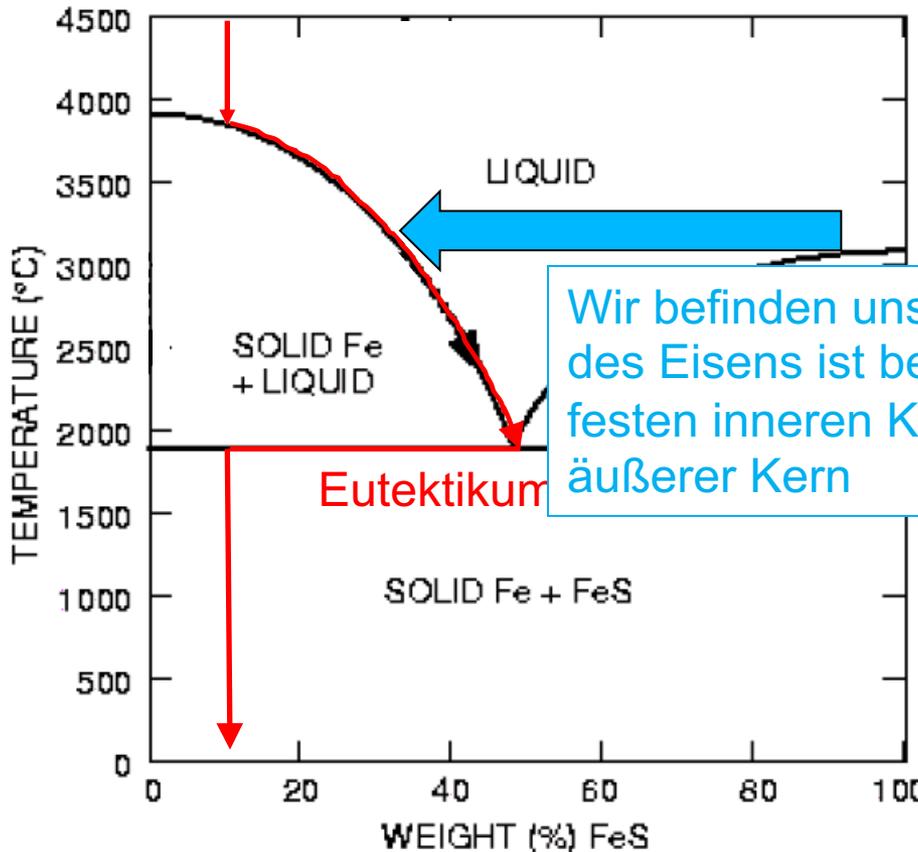
Restschmelze wird reicher an FeS

Bei Erreichen des E ist 55% Fe enthalten und Schmelze hat $T = 1800^{\circ} \text{C}$

Ab diesem Punkt beginnt auch FeS auszufallen, alles wird fest (90:10)

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?



Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000° C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000° C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800° C (eutektischer Punkt)

Wir befinden uns jetzt in dieser Phase: Teil des Eisens ist bereits ausgefallen, bildet festen inneren Kern; Restschmelze = äußerer Kern

Fe und 10%

10% reines Eisen

Restschmelze wird reicher an FeS

Bei Erreichen des E ist 55% Fe enthalten und Schmelze hat $T = 1800^{\circ} \text{C}$

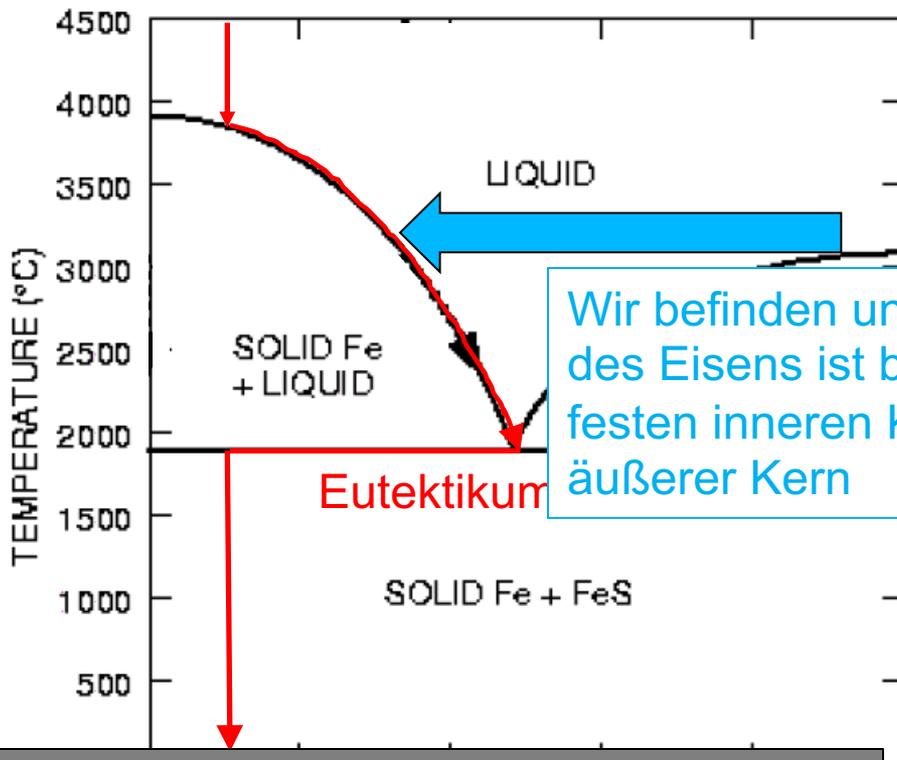
Ab diesem Punkt beginnt auch FeS auszufallen, alles wird fest (90:10)

Erdkern

Wie kann Differenzierung des Kerns (unterschiedliche Zusammensetzung von OC und IC) erklärt werden?

Schmelzpunkte:

- Reines Fe: 4.000°C
- Reines FeS (Eisensulfid): 3.000°C
- 55% Fe, 45% FeS bei 1.800°C (eutektischer Punkt)



Wir befinden uns jetzt in dieser Phase: Teil des Eisens ist bereits ausgefallen, bildet festen inneren Kern; Restschmelze = äußerer Kern

Fe und 10%

ist reines Eisen

Restschmelze wird reicher an FeS

Bei Erreichen des E ist 55% Fe enthalten und Schmelze hat $T = 1800^{\circ}\text{C}$

Ab diesem Punkt beginnt auch FeS auszufallen, alles wird fest (90:10)

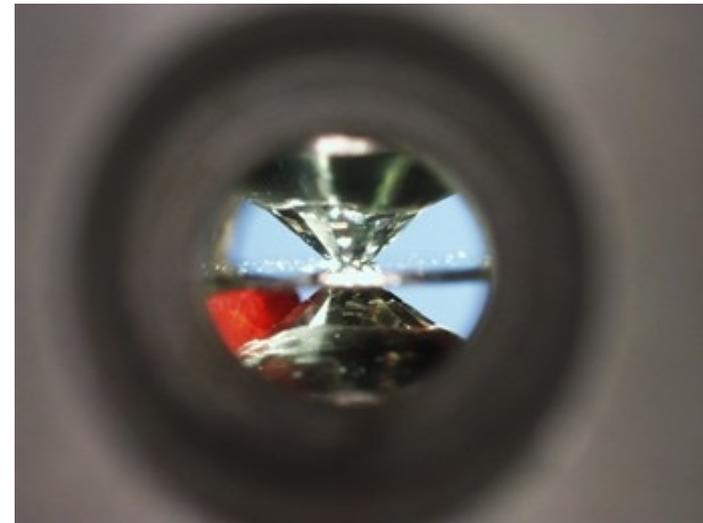
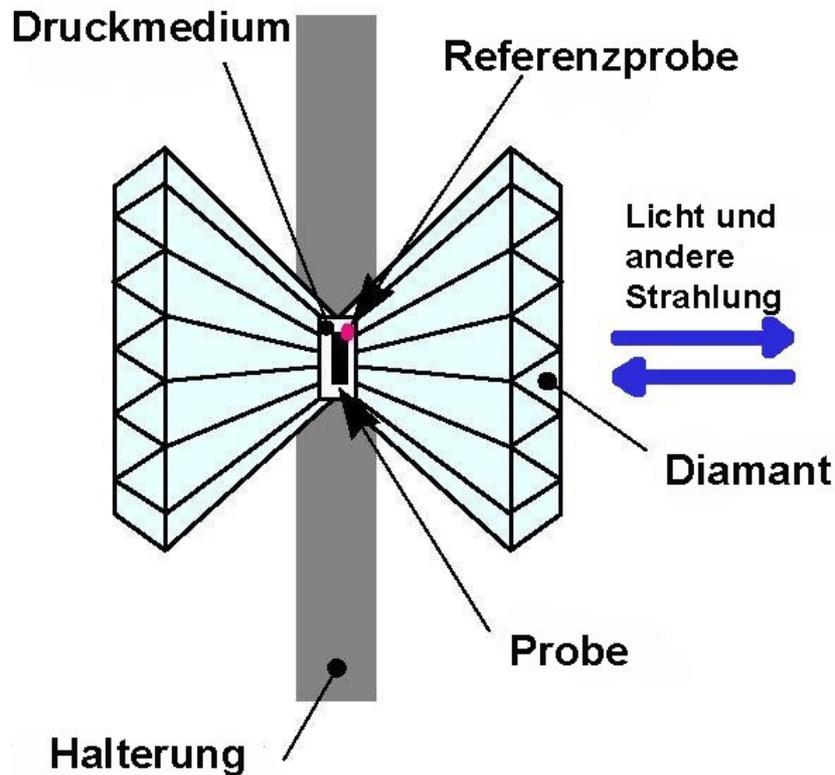
Woher kennt man Schmelztemperatur von Eisen bei hohen Drücken, die im Erdkern herrschen?

Erdkern

Drücke im Erdkern:

- 136 GPa an CMB
- 362 GPa im Erdmittelpunkt

Drücke bis 150 GPa können im Labor seit wenigen Jahren in Diamantstempelzellen erreicht werden.



Erdkern

Drücke im Erdkern:

- 136 GPa an CMB
- 362 GPa im Erdmittelpunkt

Drücke bis 150 GPa können im Labor seit wenigen Jahren in Diamantstempelzellen erreicht werden.

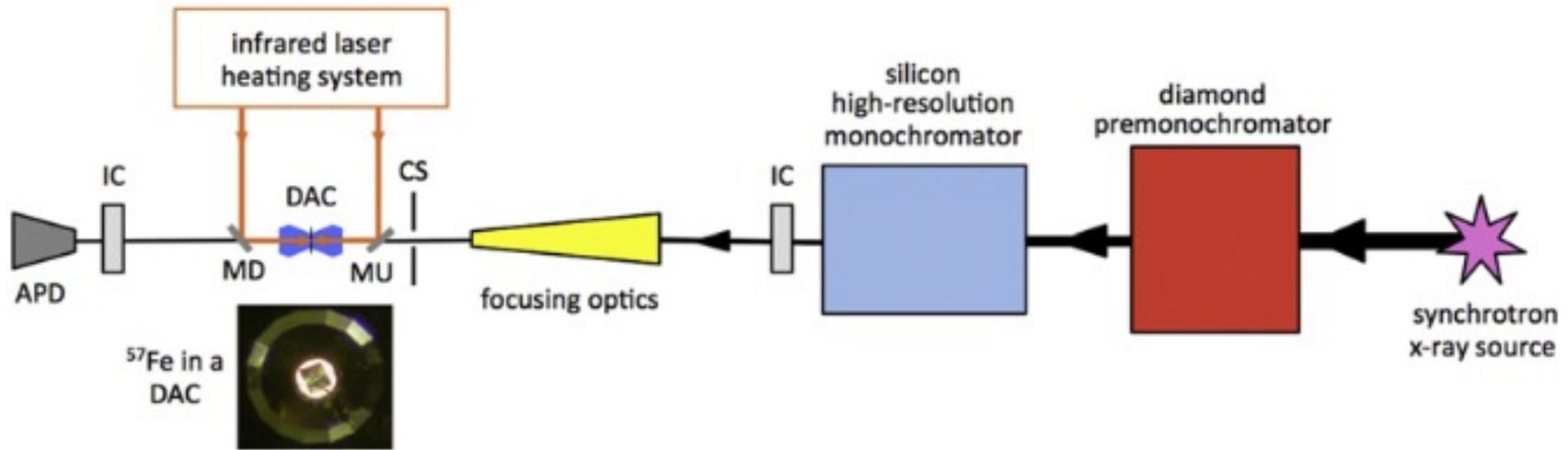


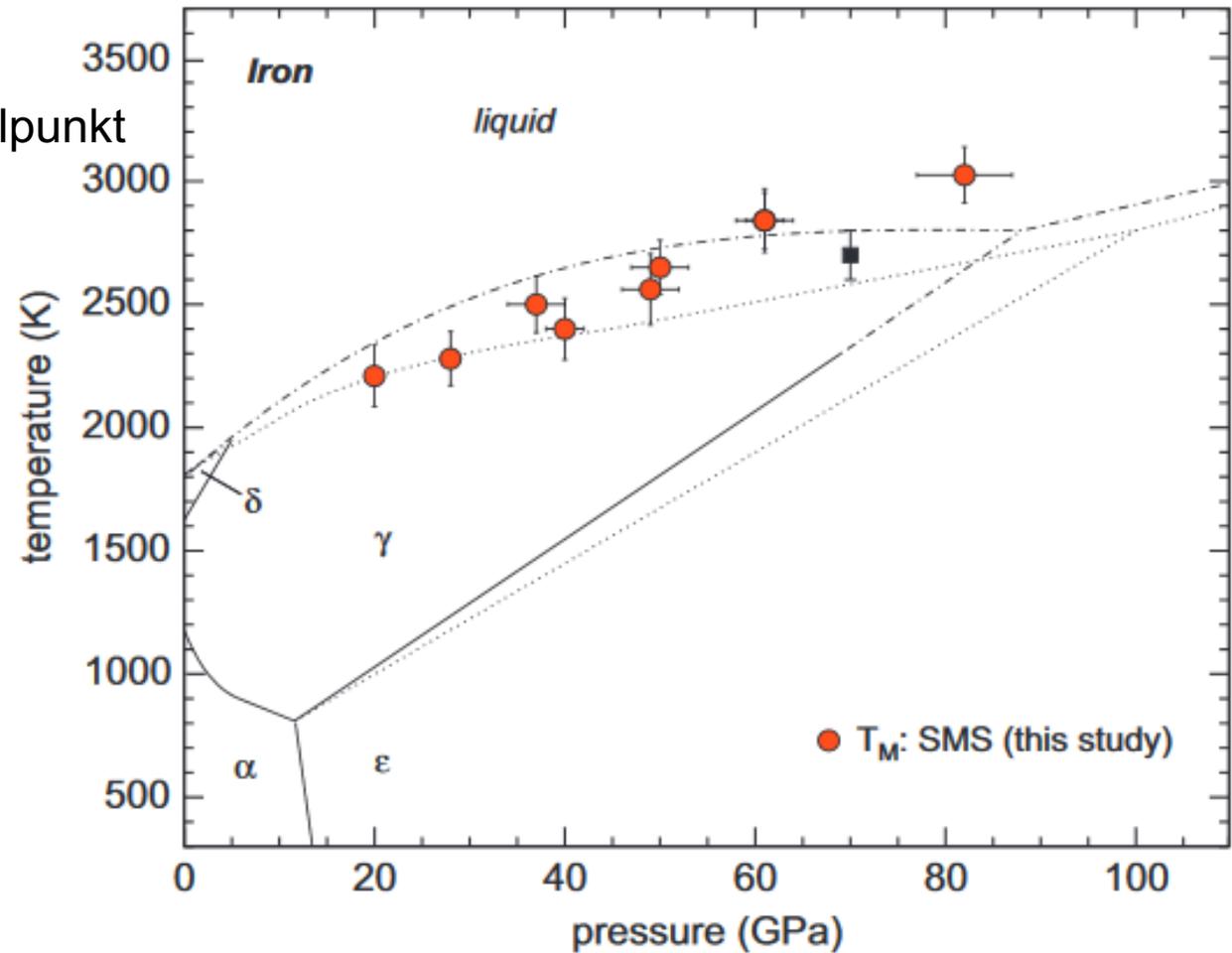
Fig. 1. Experimental set-up for SMS melting experiments at sector 3-ID-B of the APS. The 14.4 keV X-rays are monochromatized to bandwidths of an eV and 1 meV by a high-heat-load diamond premonochromator (located in 3-ID-A) and a high-resolution silicon monochromator, respectively. The sample in the water-cooled diamond-anvil cell (DAC) is positioned into the x-ray focus area. An IR laser and associated optics are located above the sample area (top-tier), with the exception of the upstream (MU) and downstream (MD) mirrors and two objective lenses (not shown) (Zhao et al., 2004b). Clean-up slits (CS) are positioned proximal to MU, and the locations of the ion chambers (IC) are shown. Delayed photons are collected by an avalanche photodiode detector (APD). The ^{57}Fe sample in the DAC is $80 \times 80 \mu\text{m}^2$.

Quelle: Jackson, 2013

Erdkern

Drücke im Erdkern:

- 136 GPa an CMB
- 362 GPa im Erdmittelpunkt



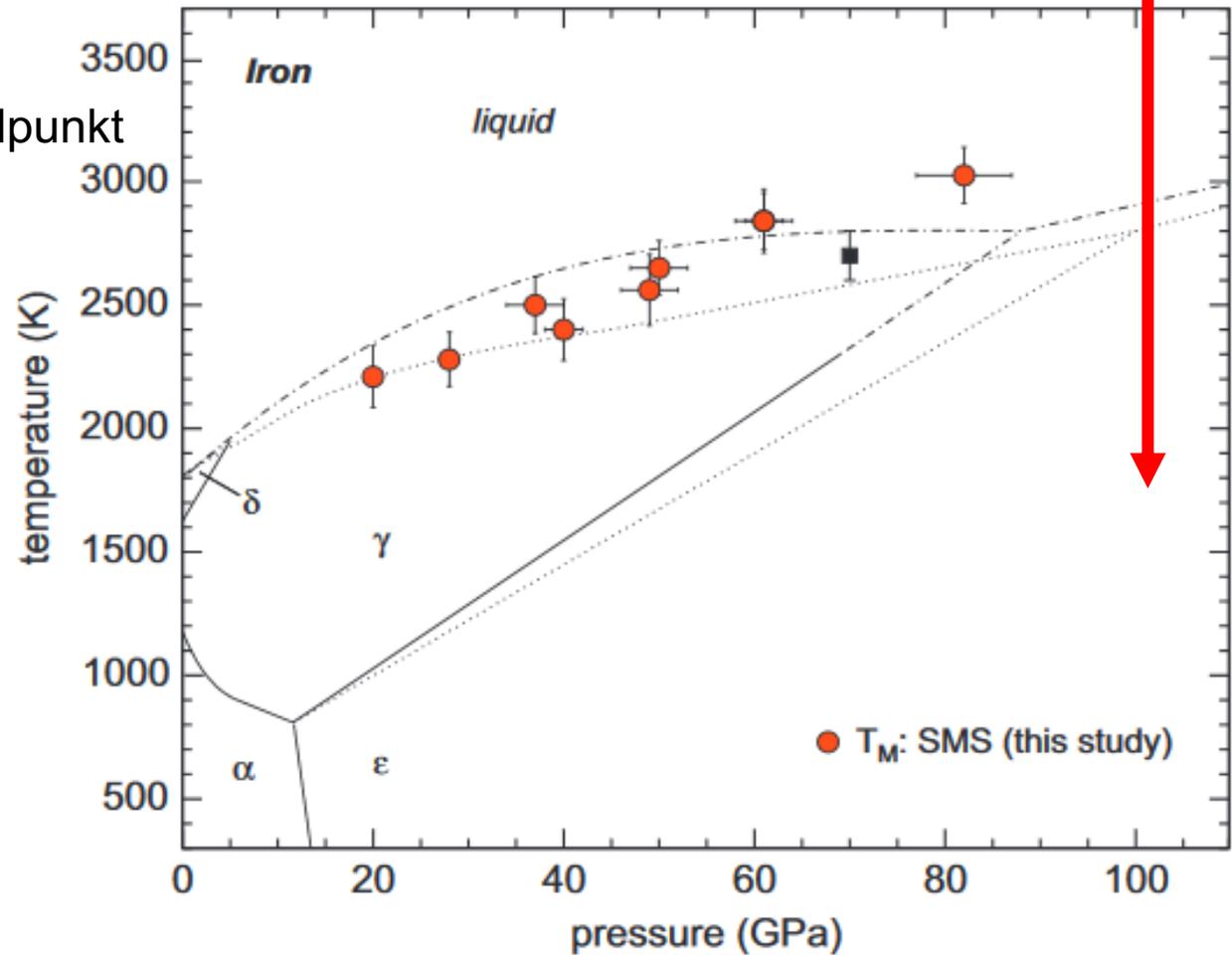
Quelle: Jackson, 2013

Erdkern

Drücke noch nicht groß genug

Drücke im Erdkern:

- 136 GPa an CMB
- 362 GPa im Erdmittelpunkt



Quelle: Jackson, 2013

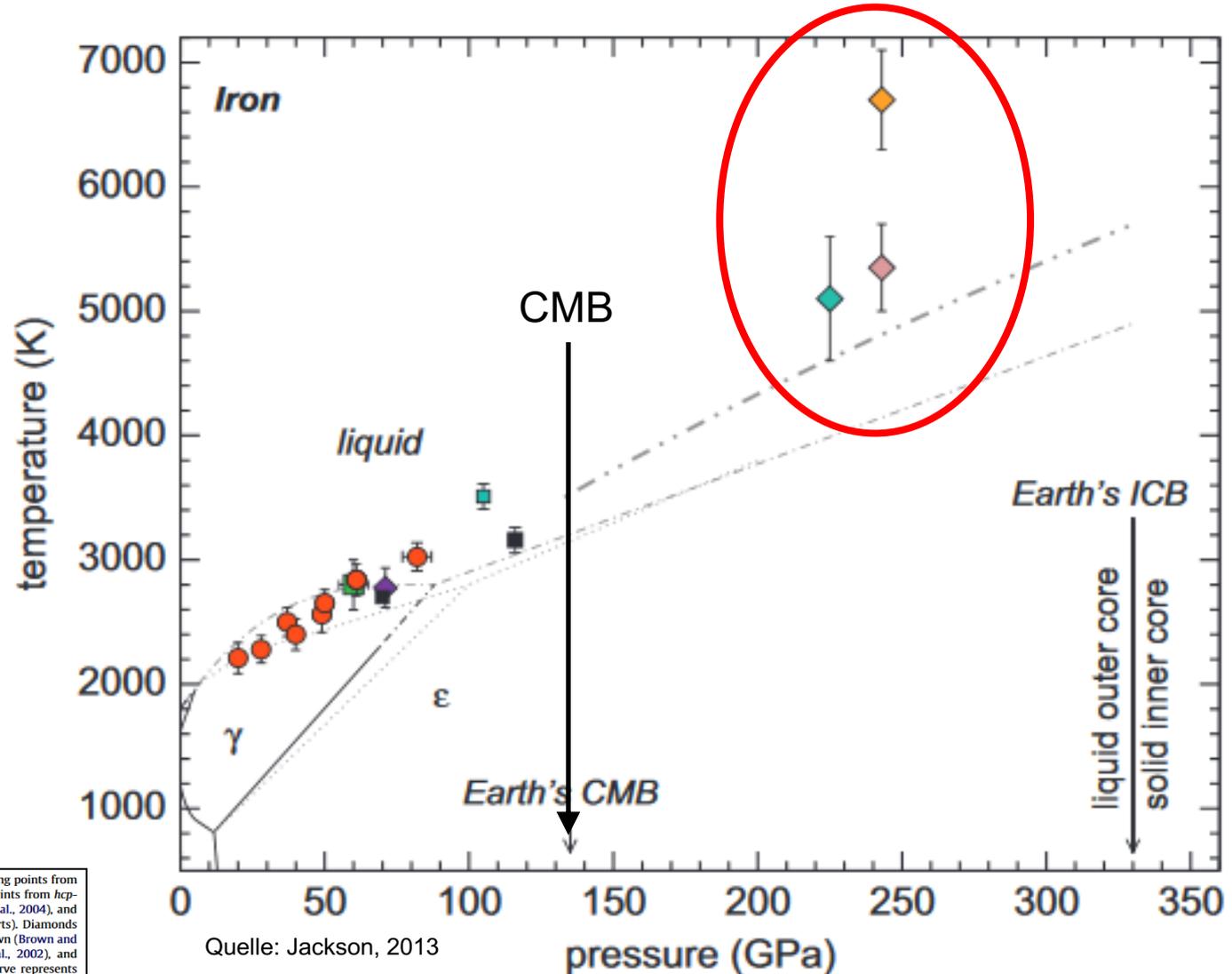
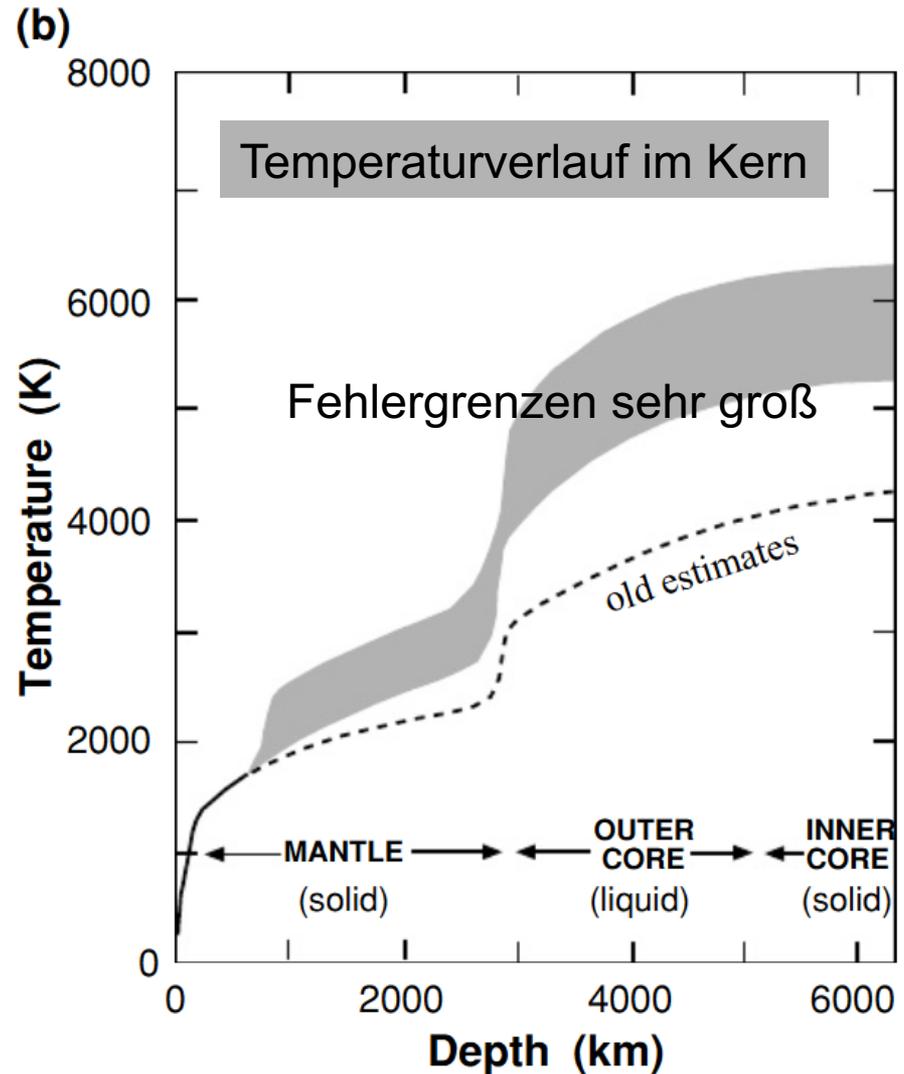


Fig. 6. Phase diagram of iron from experimental studies. The melting points from SMS are shown as red circles (this study). Squares note melting points from *hcp*-iron as reported from XRD: green (Shen et al., 1998), cyan (Ma et al., 2004), and black (Boehler et al., 2008) (P_{th} was not considered in these reports). Diamonds note melting points reported from shock-compression studies: brown (Brown and McQueen, 1986), orange (Bass et al., 1987), violet (Ahrens et al., 2002), and turquoise (Nguyen and Holmes, 2004). The grey dash-dot-dot curve represents the melting curve based on *hcp*-iron's atomic displacements (Murphy et al., 2011b) (see text). Vertical arrows indicate the pressures of Earth's core-mantle (CMB) and inner-core outer-core (ICB) boundaries. Other lines have the same meaning as referenced in Fig. 5. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Quelle: Jackson, 2013

Erdkern

Da die Schmelztemperatur von Eisen bei hohen Drücken nur schwer bestimmt werden kann, sind auch die Fehlergrenzen für T-Verlauf in Kern beträchtlich.

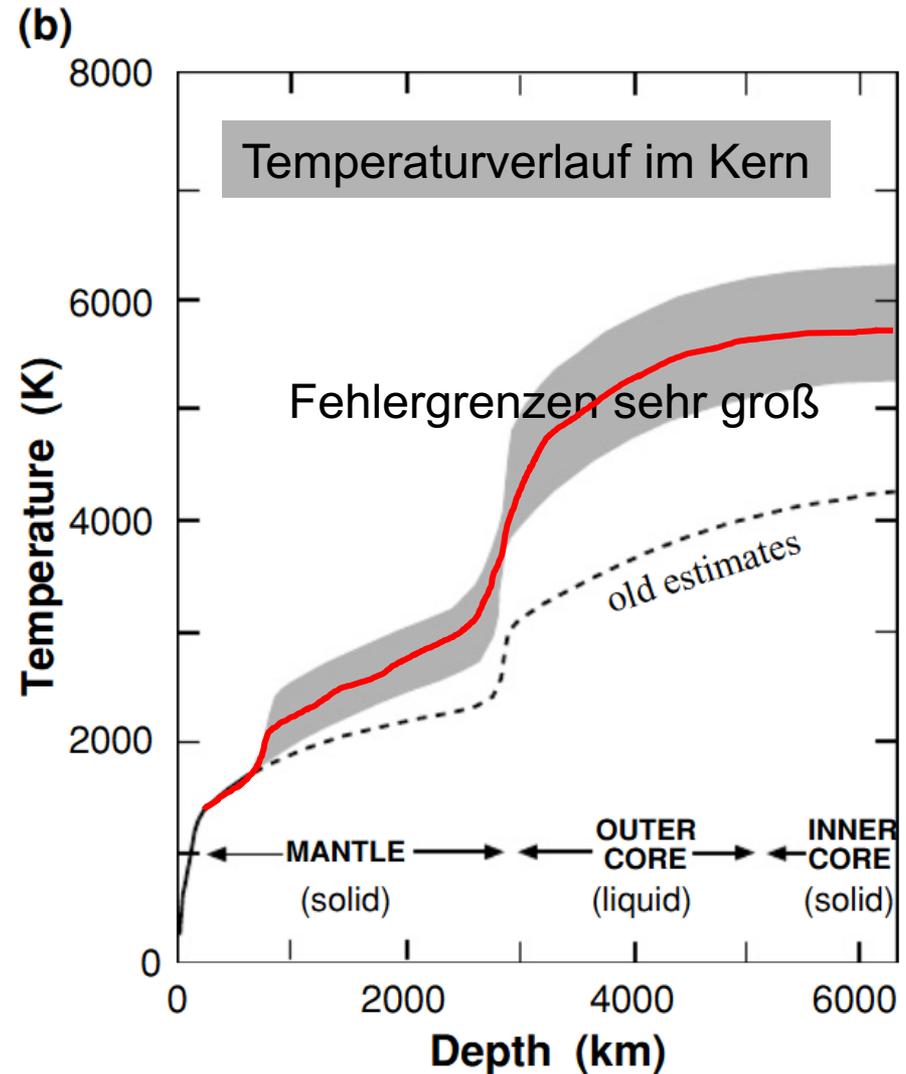


Quelle: Fowler, 2012

Erdkern

Da die Schmelztemperatur von Eisen bei hohen Drücken nur schwer bestimmt werden kann, sind auch die Fehlergrenzen für T-Verlauf in Kern beträchtlich.

Was lässt sich aus T-Verlauf herauslesen?

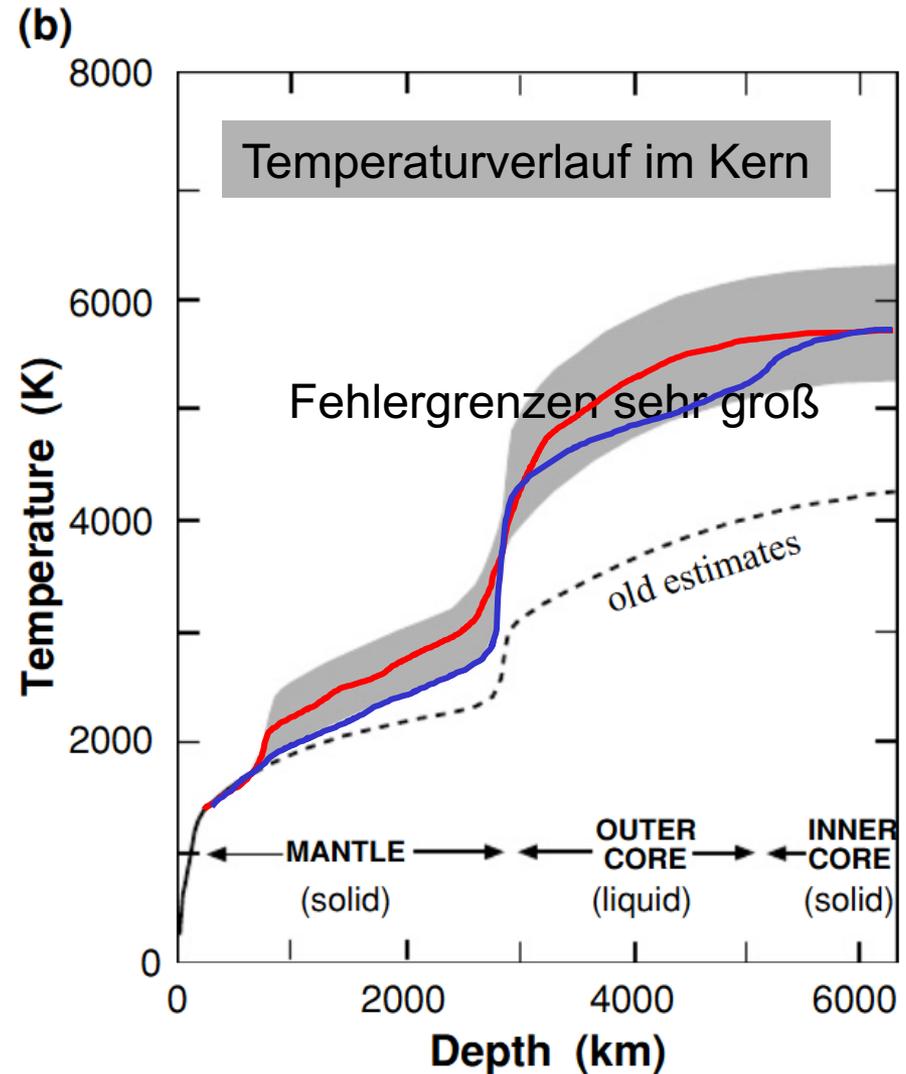


Quelle: Fowler, 2012

Erdkern

Da die Schmelztemperatur von Eisen bei hohen Drücken nur schwer bestimmt werden kann, sind auch die Fehlergrenzen für T-Verlauf in Kern beträchtlich.

Was lässt sich aus T-Verlauf herauslesen?

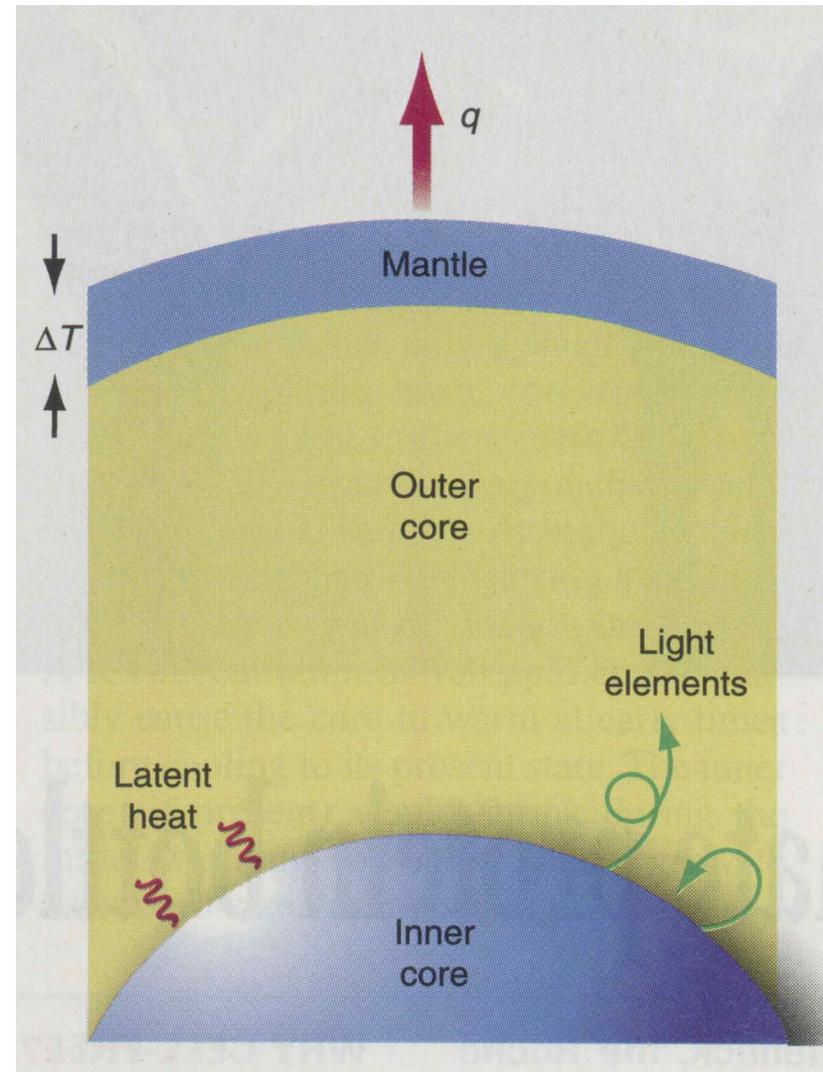


Quelle: Fowler, 2012

Erdkern

Konvektion im äußeren Kern

- Schwerer Anteil der Eisenlegierung fällt an Grenze OC/IC aus, leichte Restschmelze bleibt übrig: erfährt Auftrieb; kompositorischer Effekt

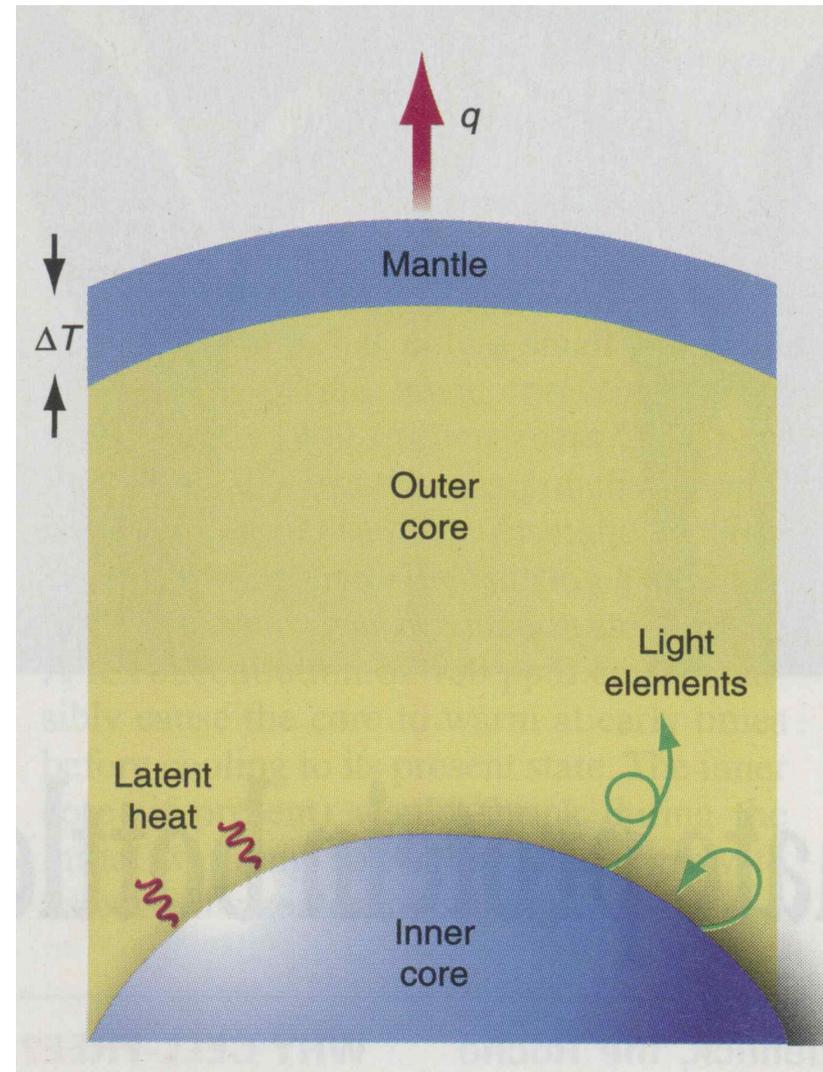


Quelle: Wenzel

Erdkern

Konvektion im äußeren Kern

- Schwerer Anteil der Eisenlegierung fällt an Grenze OC/IC aus, leichte Restschmelze bleibt übrig: erfährt Auftrieb; kompositorischer Effekt
- Heizung des OC an Grenze OC/IC: thermomechanischer Effekt

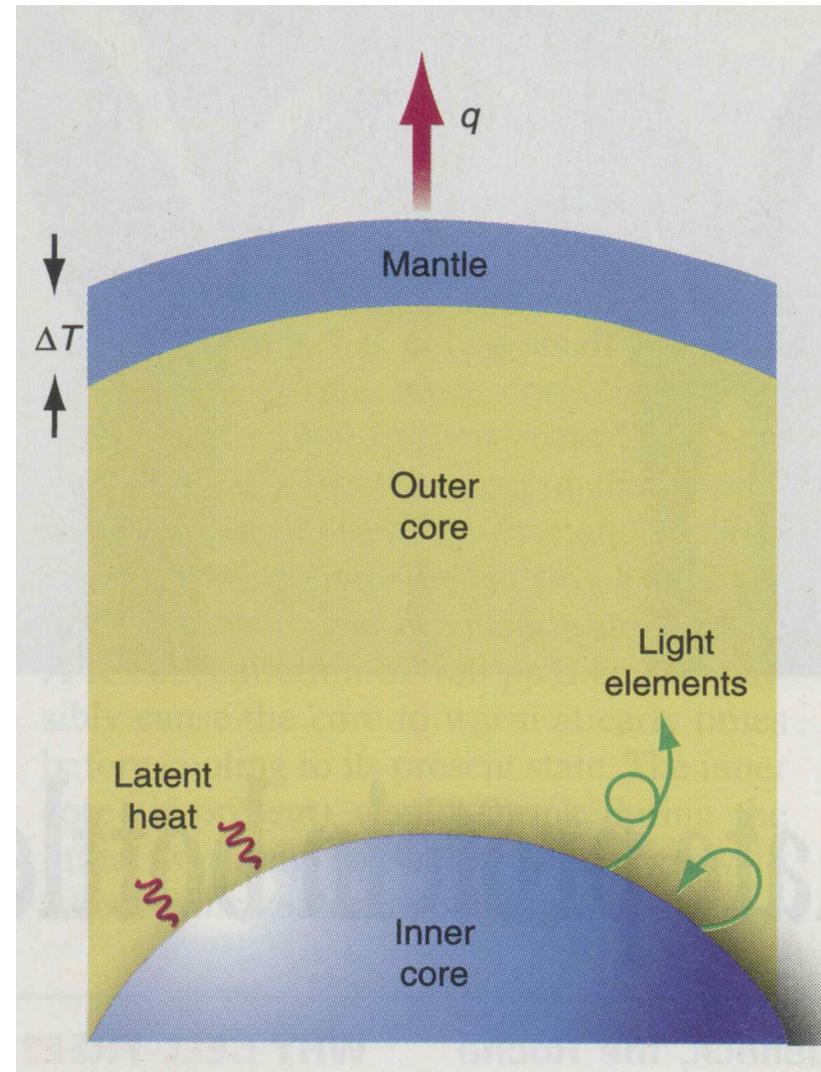


Quelle: Wenzel

Erdkern

Konvektion im äußeren Kern

- Schwerer Anteil der Eisenlegierung fällt an Grenze OC/IC aus, leichte Restschmelze bleibt übrig: erfährt Auftrieb; kompositorischer Effekt
- Heizung des OC an Grenze OC/IC: thermomechanischer Effekt
- Konvektionsgeschwindigkeiten von 1 – 10 km/a, also Faktor 10^4 schneller als Mantelkonvektion



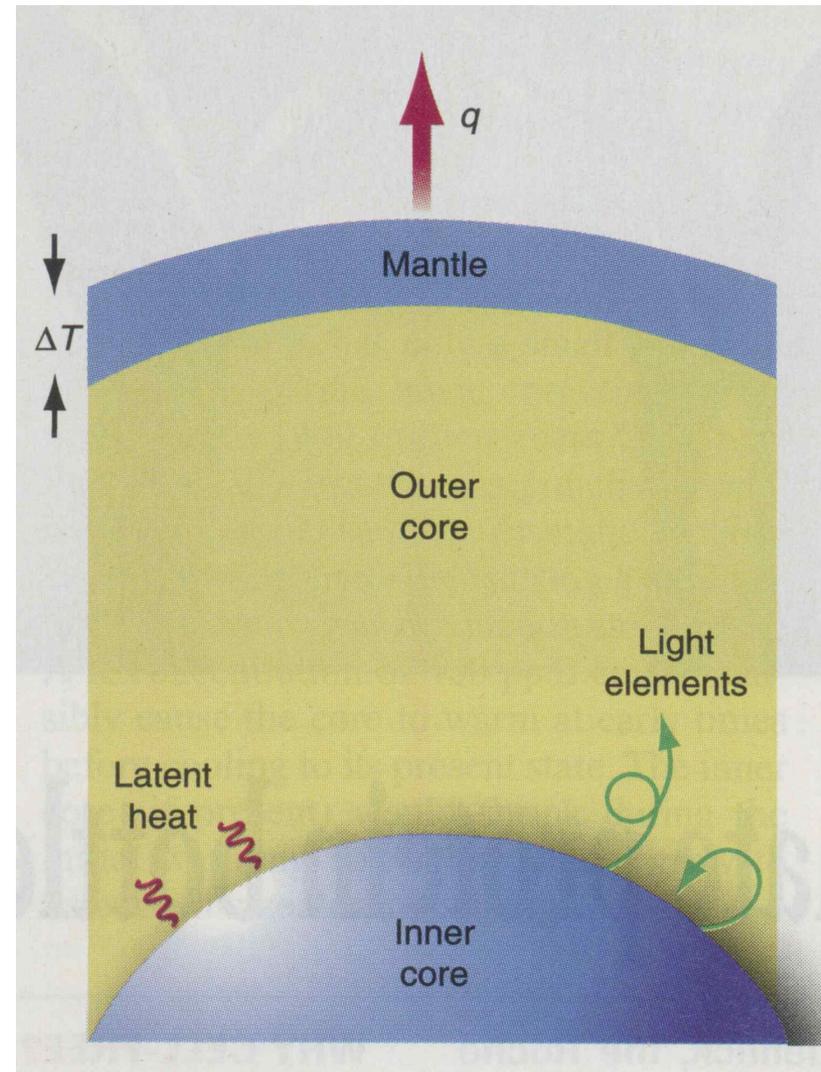
Quelle: Wenzel

Erdkern

Konvektion im äußeren Kern

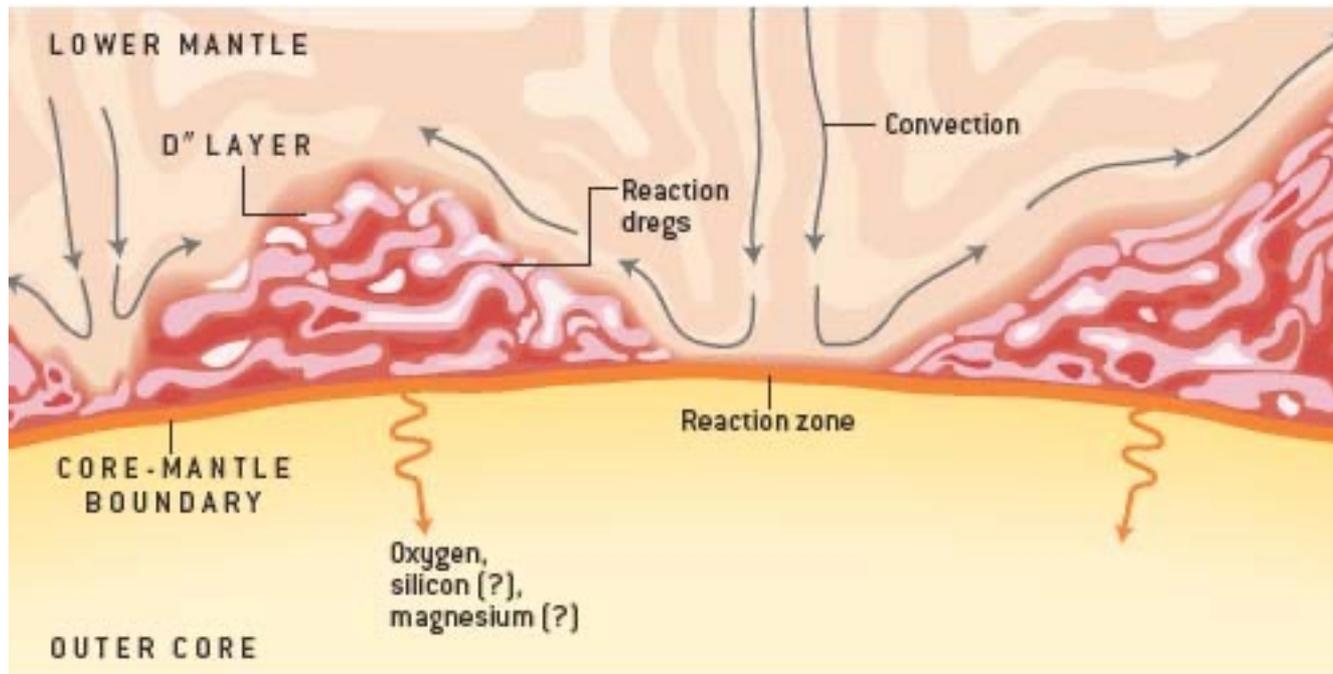
- Schwerer Anteil der Eisenlegierung fällt an Grenze OC/IC aus, leichte Restschmelze bleibt übrig: erfährt Auftrieb; kompositorischer Effekt
- Heizung des OC an Grenze OC/IC: thermomechanischer Effekt
- Konvektionsgeschwindigkeiten von 1 – 10 km/a, also Faktor 10^4 schneller als Mantelkonvektion
- Konvektierendes Material: Eisenlegierung: Es entsteht ein Magnetfeld

Quelle: Wenzel



D“-Schicht an KMG

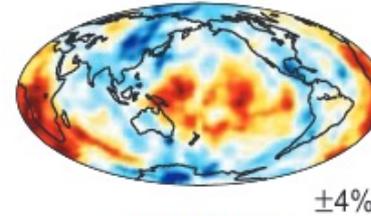
- An Kern-Mantel-Grenze (CMB) trifft also relativ schnell konvektierender OC auf eher langsam konvektierenden UM
- Deutliche Grenzfläche für Dichte, Viskosität, Temperatur, Zusammensetzung etc.
- Variation und Dynamik schlägt sich in Topographie der CMB nieder.



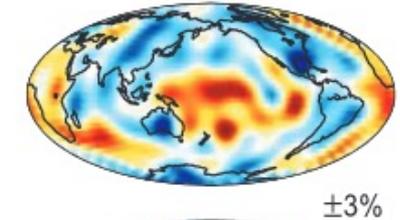
D“-Schicht an CMB

Erniedrigung der
seismischen
Geschwindigkeiten: ULVZ

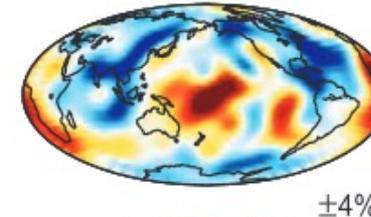
a) δV_s : Grand et al. (1997)



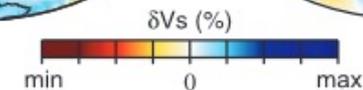
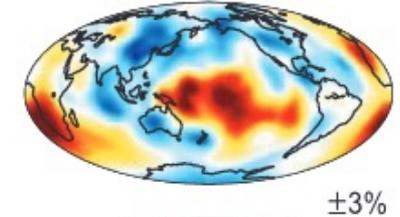
b) δV_s : Li & Romanowicz (1996)



c) δV_s : Liu & Dziewonski (1994)



d) δV_s : Masters et al (1996)



Quelle: Garnero, 2000

D^{''}-Schicht an CMB

Erniedrigung der seismischen Geschwindigkeiten: ULVZ

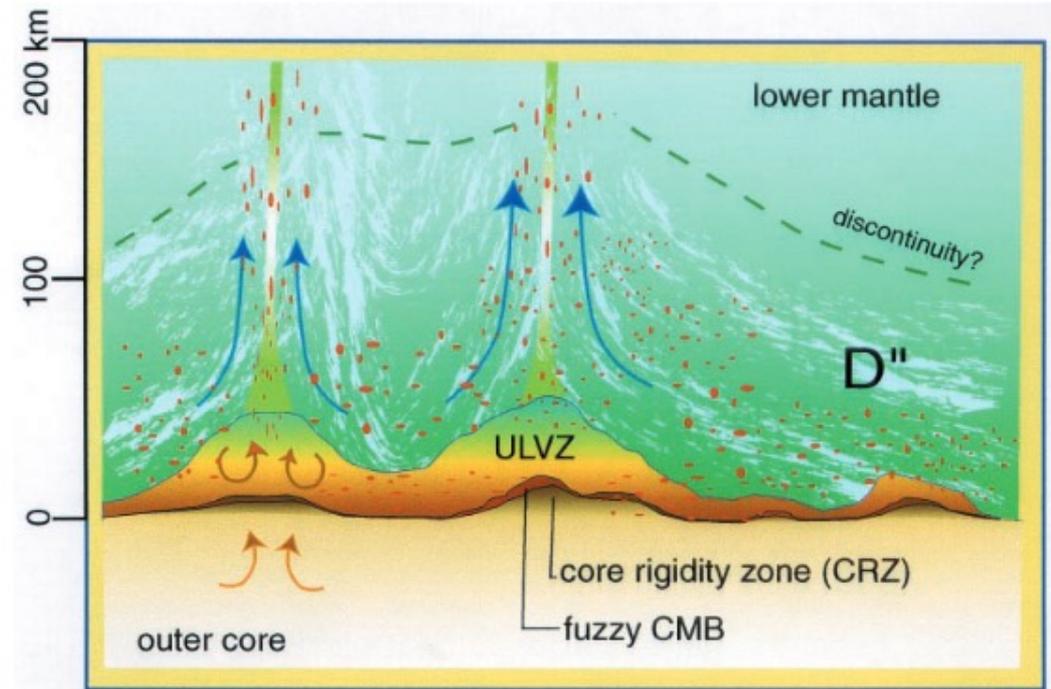
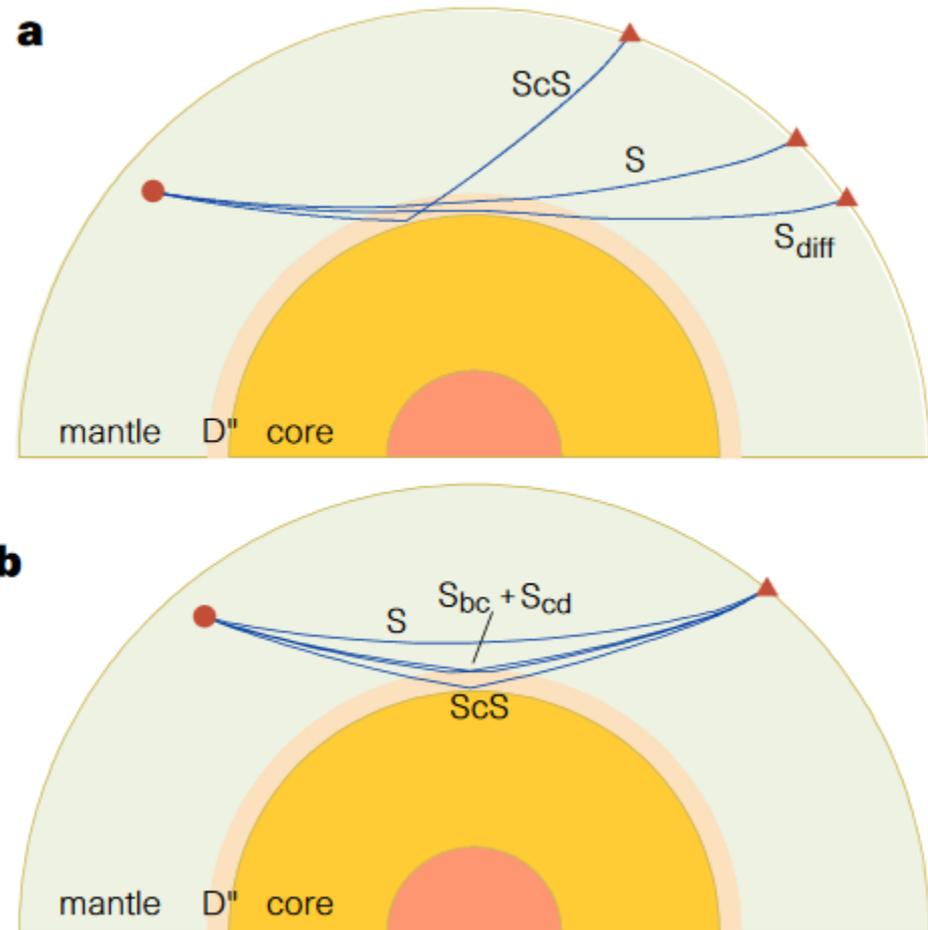


Figure 12 Schematic cartoon of the possible constituent CMB features beneath a warmer than average D^{''} region. This includes an ultra-low velocity zone of partial melt and chemical heterogeneity, a transitional or fuzzy CMB with underside pockets of nonzero rigidity, chemical and melt scatterers throughout D^{''}, alignment of crystals, heterogeneity or melt in D^{''} to produce D^{''} anisotropy, and possibly roots of plumes.

Quelle: Garnero, 2000

D''-Schicht an CMB

→ Ausbildung einer Übergangszone (D''-Schicht)



Quelle: Lay et al., 1998

D“-Schicht an CMB

Weitere seismische Wellen, die Struktur der CMB ‚spüren‘.

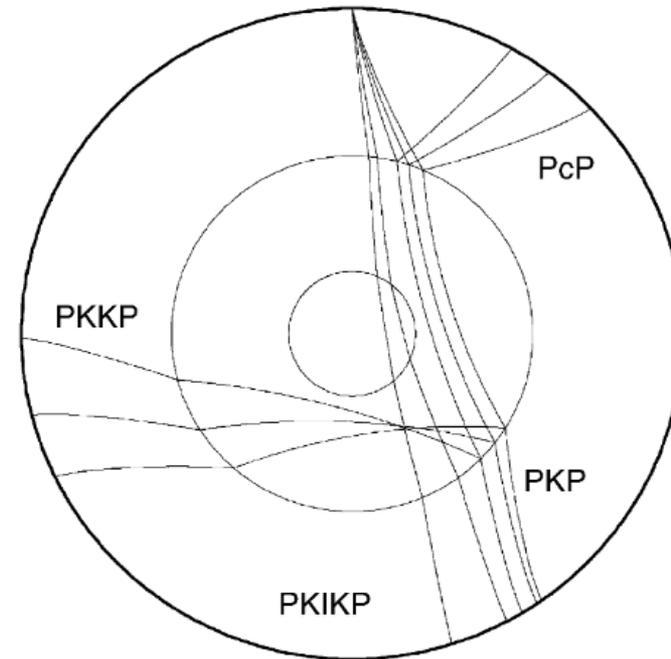


Figure C41 Some seismic ray paths interacting with the core–mantle boundary. Body waves reflected at the mantle (PcP) and the core-side (PKKP) of the CMB, as well as refracted waves—PKP, crossing the outer core, and PKIKP, penetrating to the inner core—have been used to study the shape of the CMB. PcP rays are affected the least by deep earth structure. These ray paths are traced in a spherically symmetric reference earth model.

Quelle: Morelli, 2007

D“-Schicht an CMB

- a) PcP-Reflexionspunkte der ersten Untersuchung der CMB-Topographie.
- b) Topographie der CMB

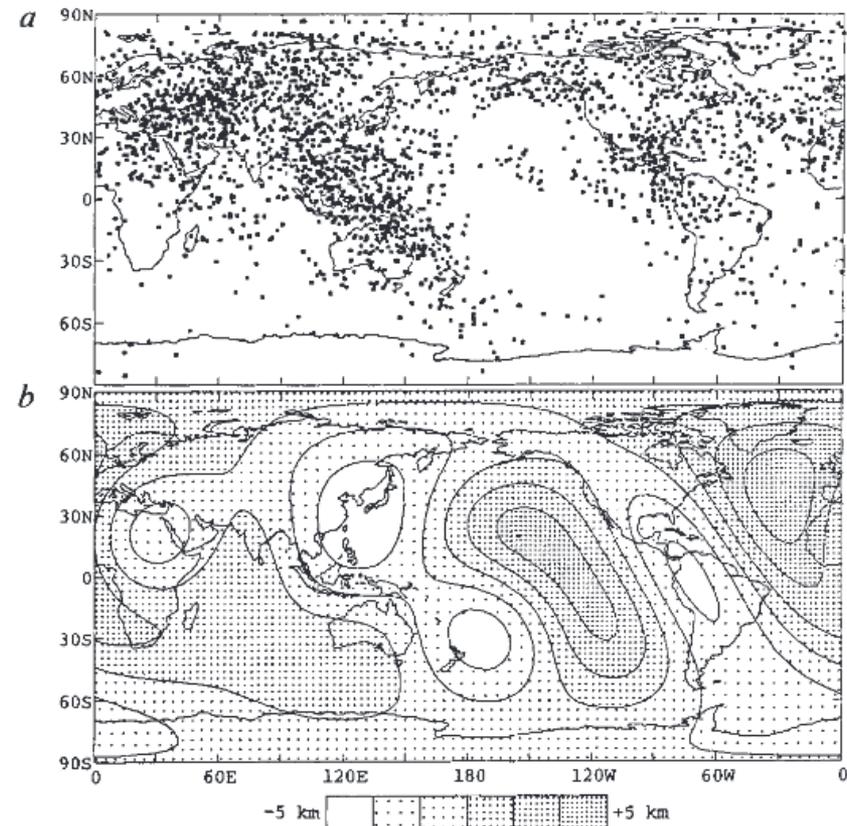


Fig. 3 *a*, Location of points of PcP reflection of ‘summary data’ used in this study. *b*, Topography of core-mantle boundary obtained by inversion of PcP residuals, corrected for lower mantle heterogeneity, for spherical harmonic coefficients up to degree and order 4.

Quelle: Morelli und Dziewonski, 1987

D“-Schicht an CMB

- a) PKP_{BC}-Reflexionspunkte der ersten Untersuchung der CMB-Topographie.
- b) Topographie der CMB

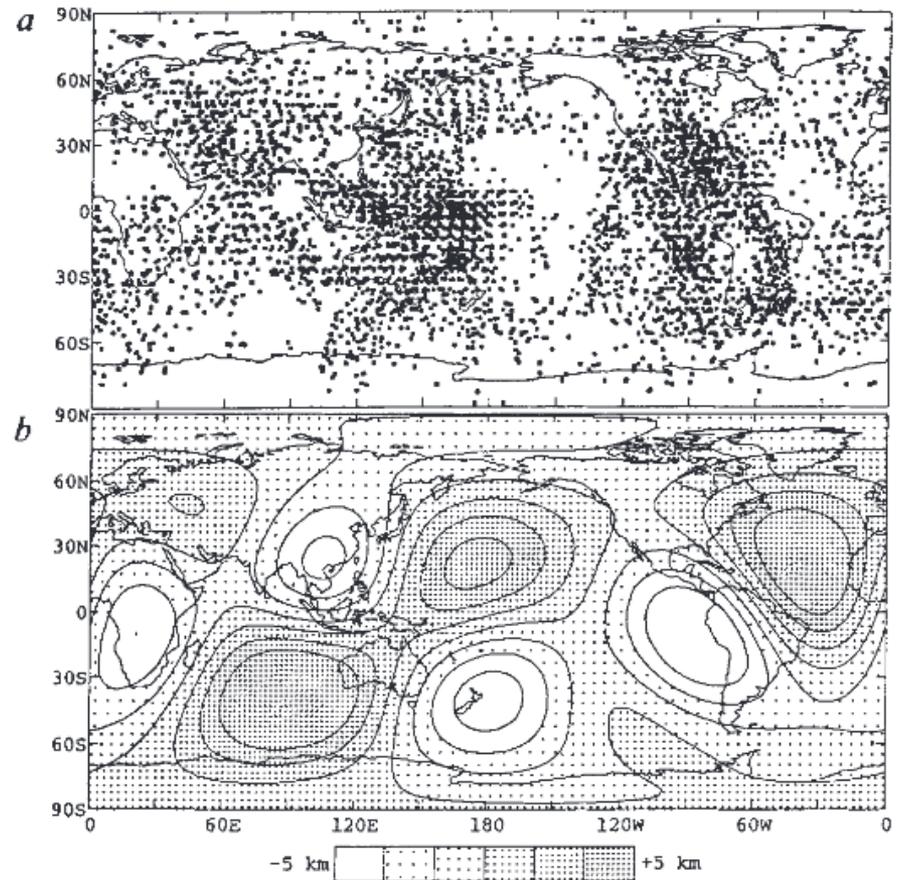
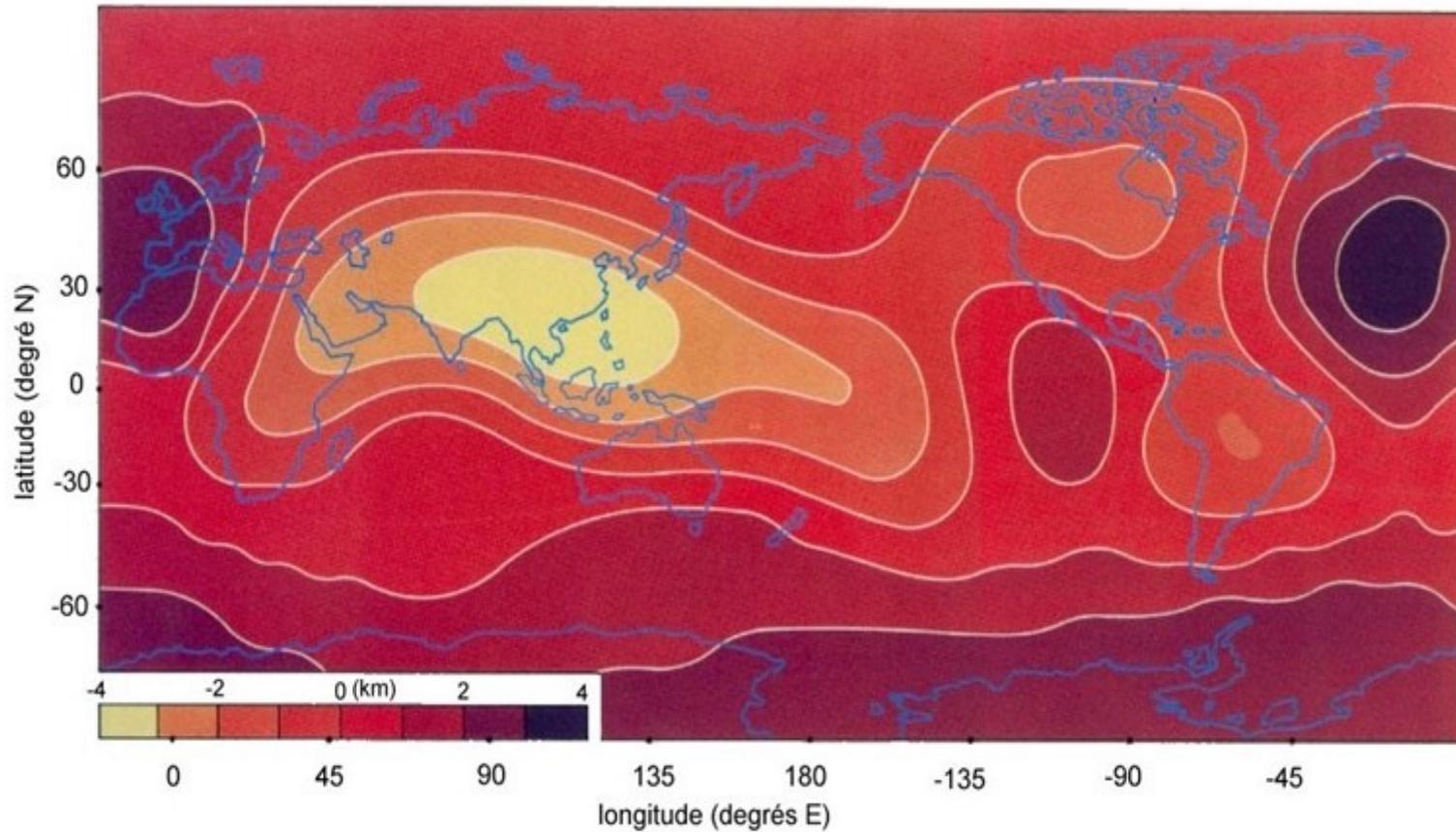


Fig. 5 *a*, Location of points of crossing of the CMB by rays corresponding to the 'summary data' PKP_{BC} used in this study. *b*, Topography of CMB obtained by inversion of PKP_{BC} residuals corrected for lower mantle heterogeneity.

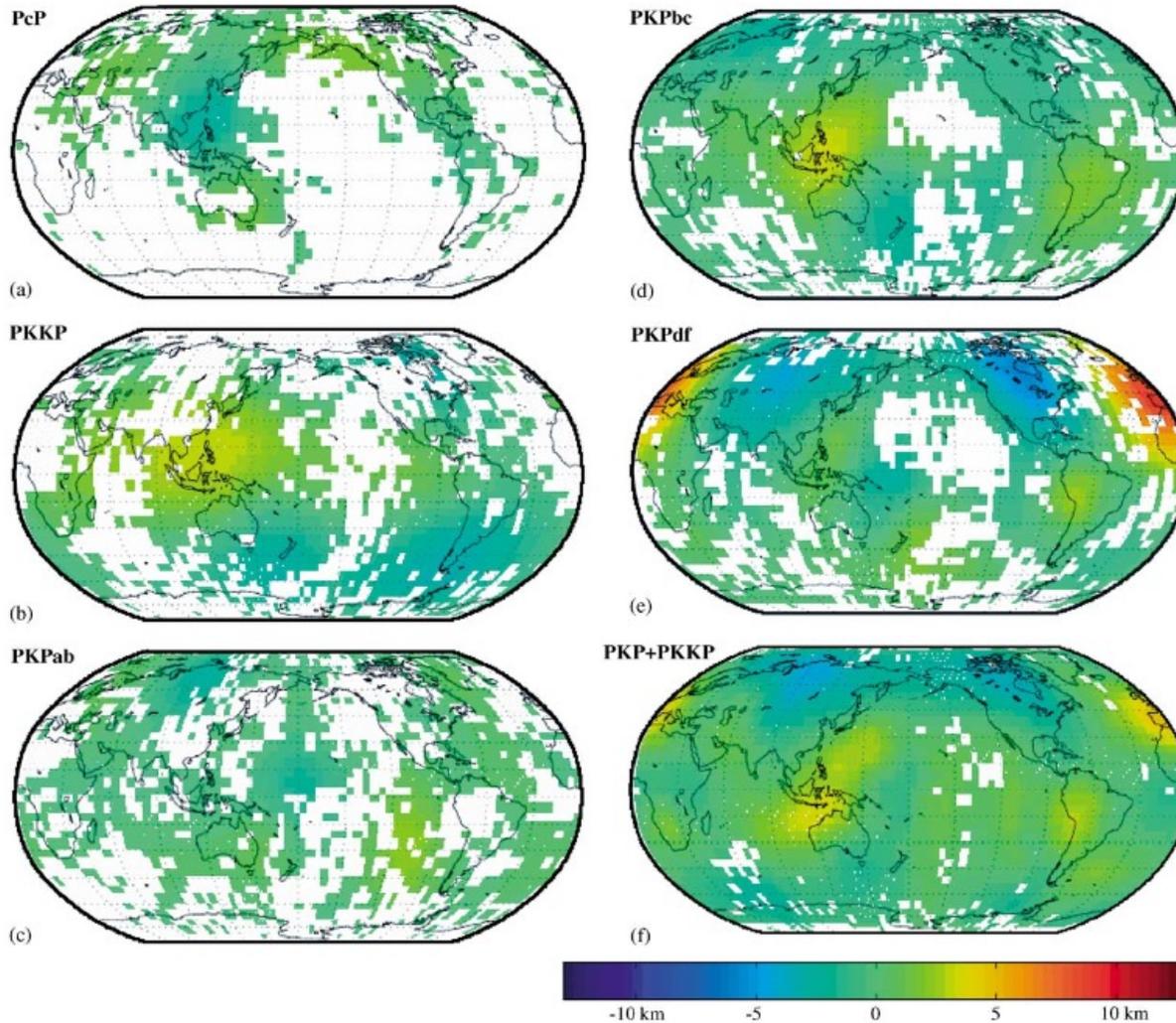
Quelle: Morelli und Dziewonski, 1987

D“-Schicht an KMG



Quelle: Dornboos und Hilton, 1989

D“-Schicht an CMB



Quelle: Sze & van der Hilst, 2003

D⁴⁴-Schicht an CMB

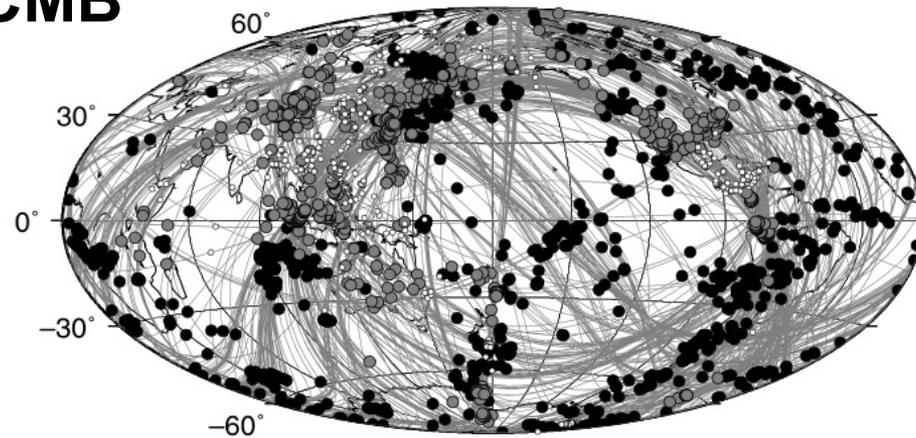
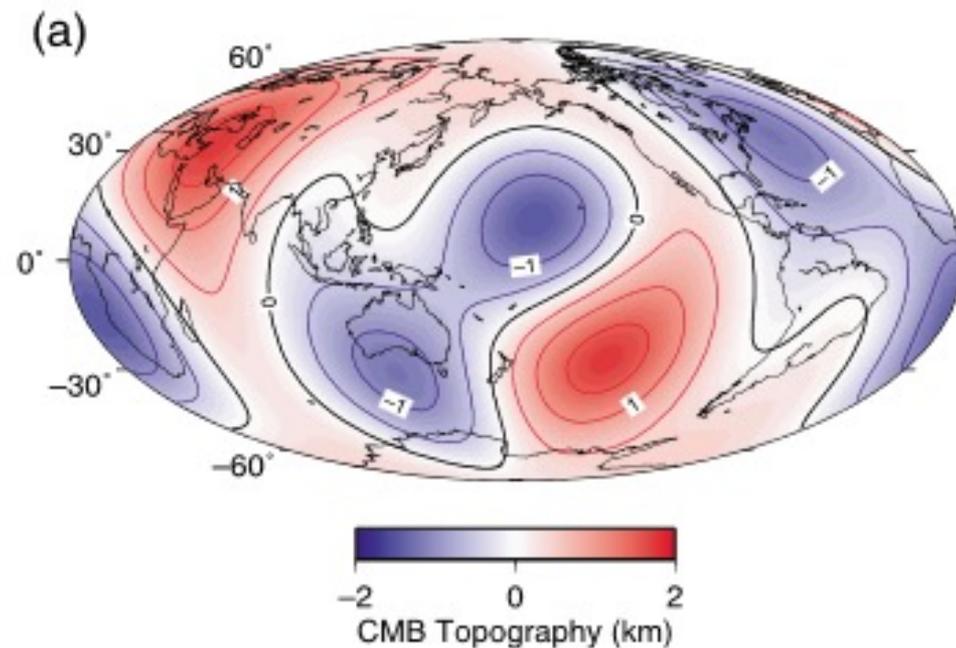


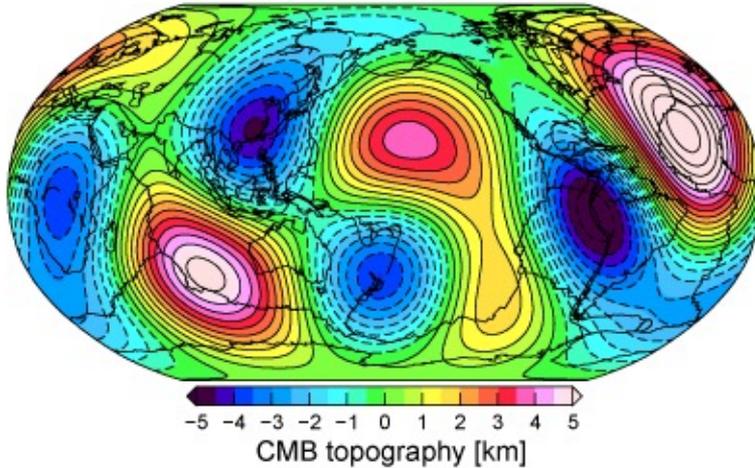
Figure 6. Geographic distribution of *P4KP* piercing points (gray circles), *P4KP* reflection points under the core-mantle boundary (CMB) (solid circles), and *PcP* reflection points (open circles). Gray lines indicate 362 great circle paths between events and stations.



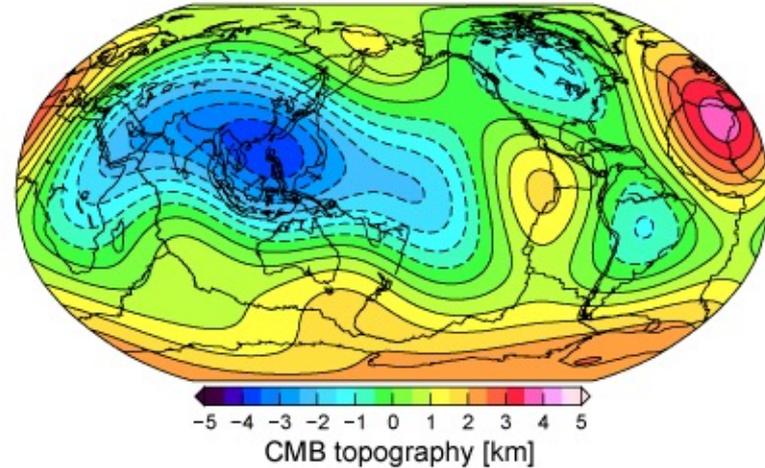
Quelle: Tanaka, 2010

D⁴-Schicht an CMB

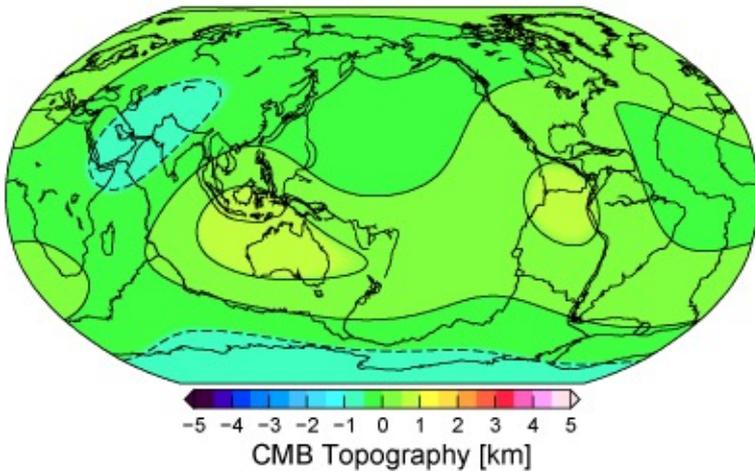
Morelli & Dziewonski [1987]



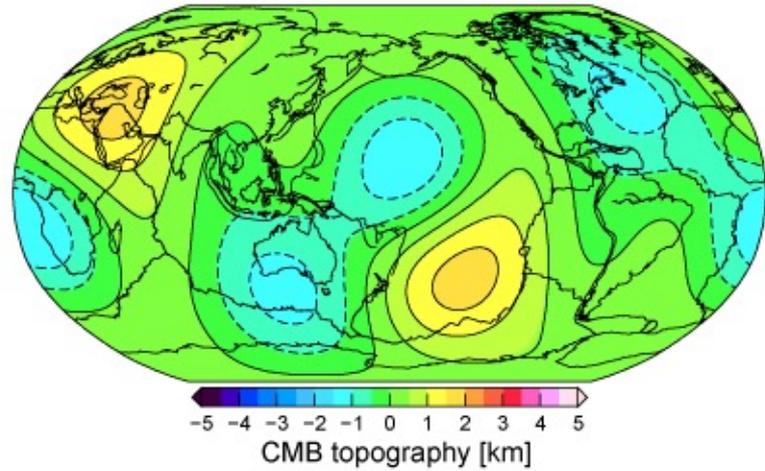
Doornbos & Hilton [1989]



Sze & van der Hilst [2003]



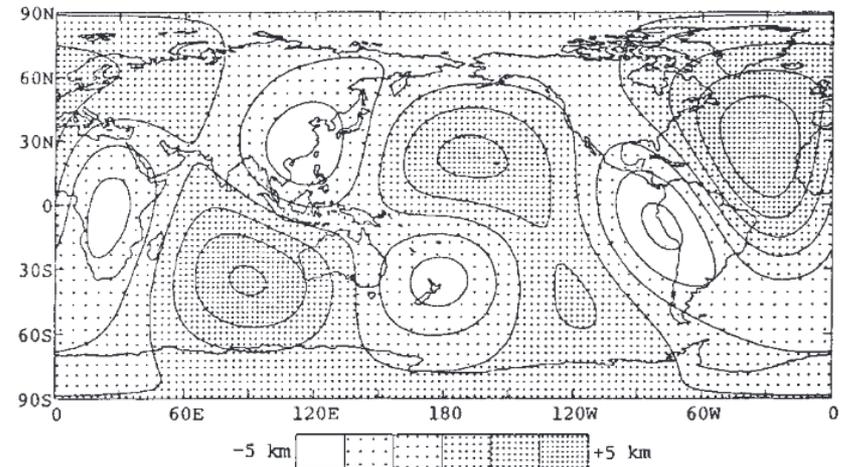
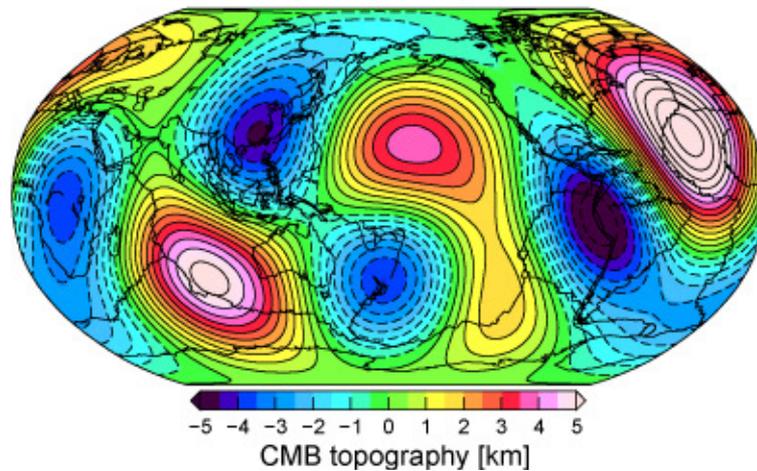
Tanaka [2010]



Quelle: Yoshida, 2017

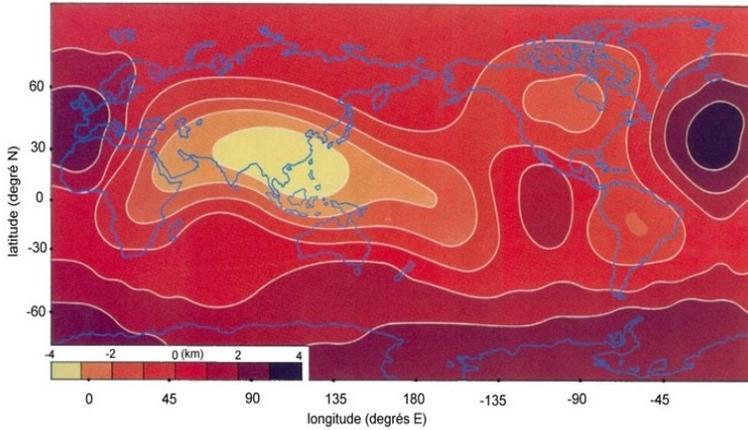
D^{''}-Schicht an KMG

Morelli & Dziewonski [1987]

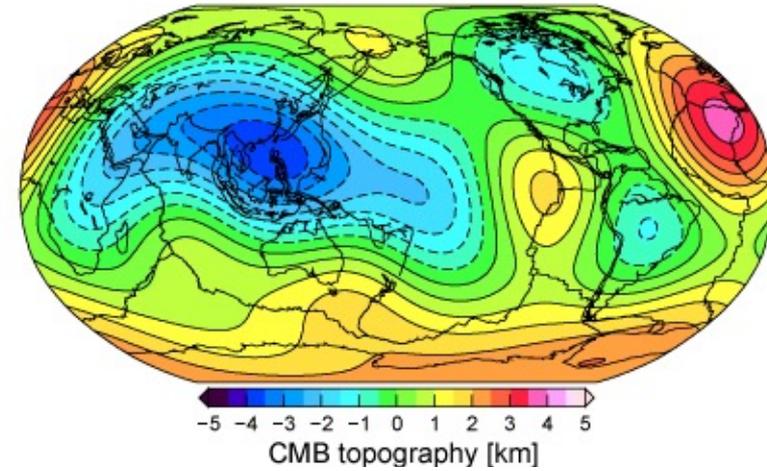


Quelle: Yoshida, 2017

D“-Schicht an CMB



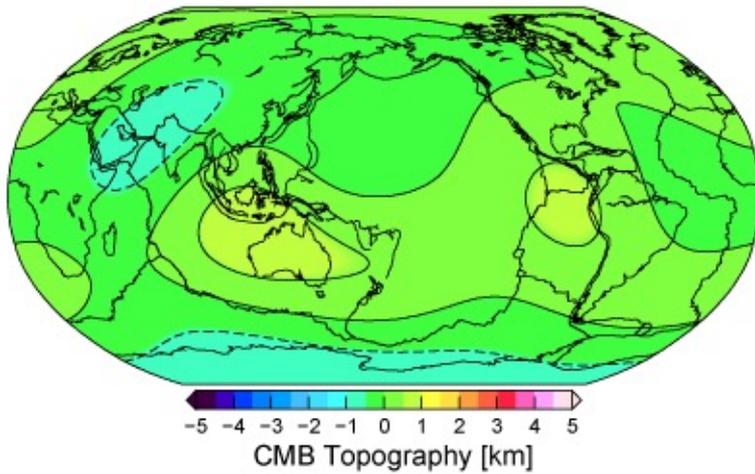
Doornbos & Hilton [1989]



Quelle: Yoshida, 2017

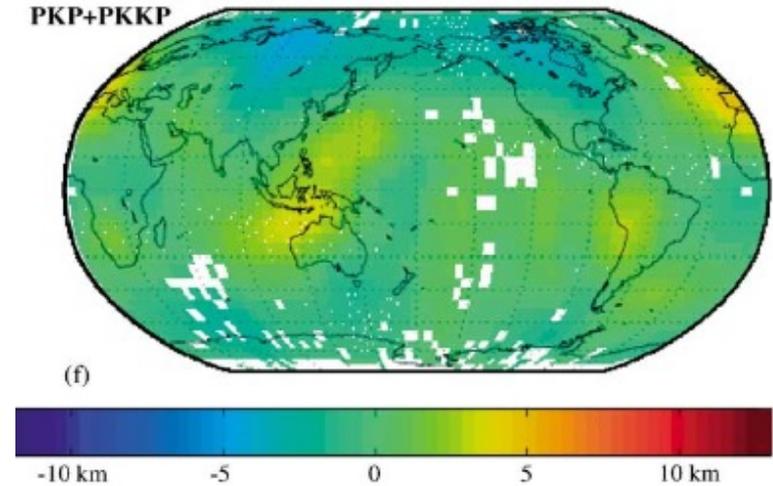
D“-Schicht an CMB

Sze & van der Hilst [2003]

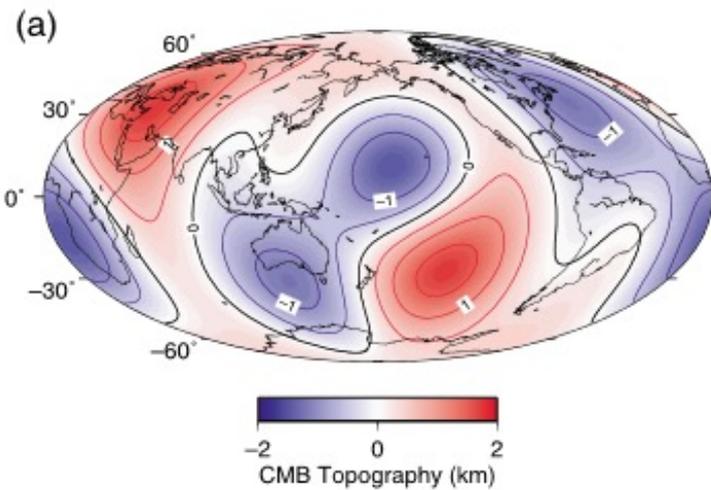


Quelle: Yoshida, 2017

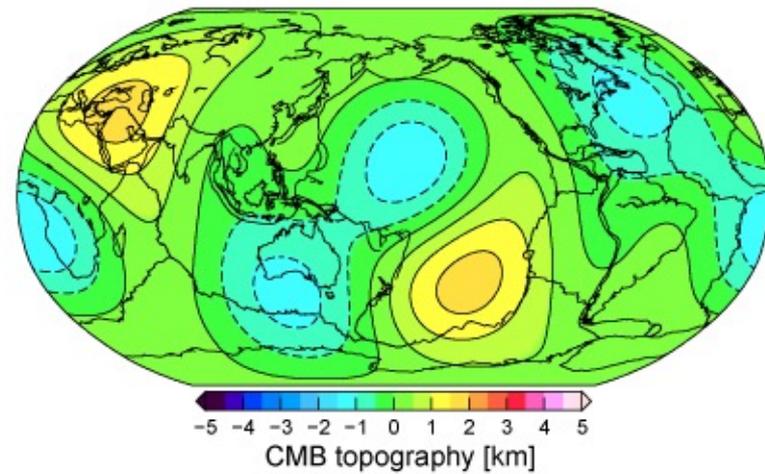
PKP+PKKP



D“-Schicht an CMB



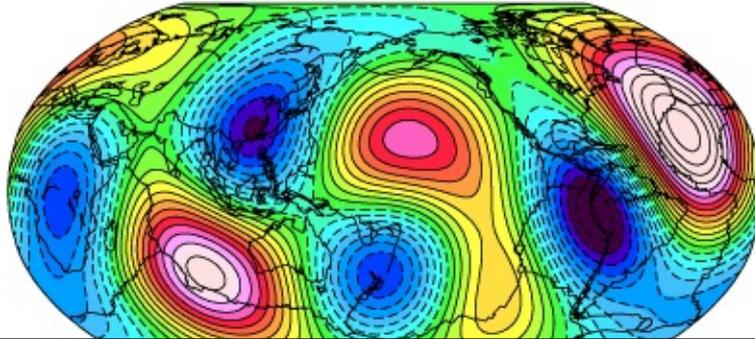
Tanaka [2010]



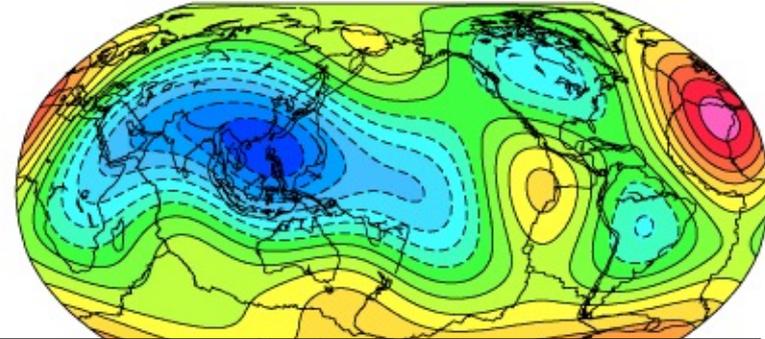
Quelle: Yoshida, 2017

D“-Schicht an CMB

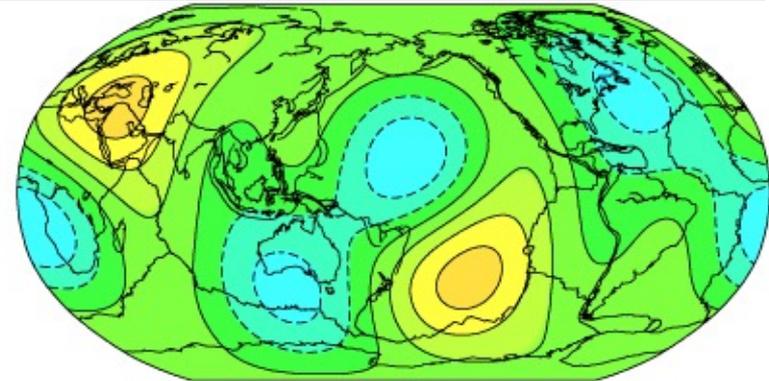
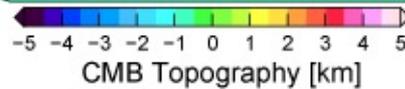
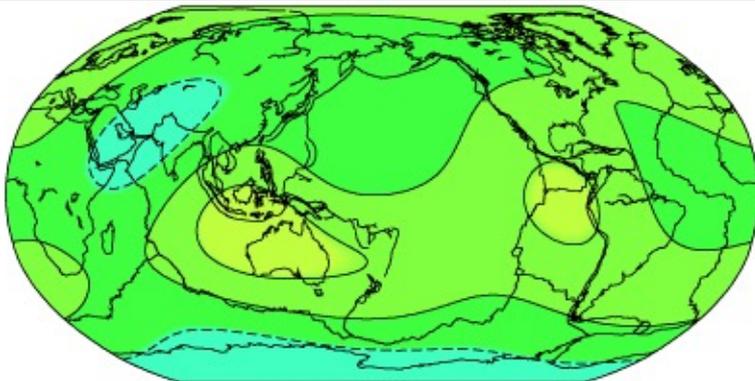
Morelli & Dziewonski [1987]



Doornbos & Hilton [1989]



Verwendete Methode hat offensichtlich großen Effekt auf Lage von Bergen und Tälern
→ Gegenstand weiterer Forschung



Quelle: Yoshida, 2017



Zusammenfassung – Take-home-message

- Erdkern beginnt in einer Tiefe von 2890 km und teilt sich in inneren und äußeren Kern (IC, OC)
- ÄK ist flüssig und besteht vermutlich aus Eisen-Legierung, aus der festes Eisen ausgefällt wurde
- Ausgefälltes Eisen bildet IK ($M_{\text{Erdkern}} = 5\% M_{\text{Erde}}$)
- T an Grenze ÄK/IK: etwa 3025 K
- Im ÄK: Konvektion, etwa 10^4 mal schneller als in Mantel; Ursache des Geodynamo
- CMB: Übergangszone D“: starke Kontraste in Bezug auf v_p , v_s , Dichte, Zusammensetzung, Temperatur → im unteren Bereich Ausbildung einer ULVZ, Ausbildung einer Topographie

Aufbau der Erde

- Aufbau der Erde und Diskontinuitäten im 1D-Erdmodell kennen und erklären können: Verlauf der Werte von P- und S-Wellen-Geschwindigkeiten und Dichte, Temperatur- und Druckverhältnisse in der Erde
- Abweichungen vom 1D-Modell kennen und erklären können

Plattentektonik

- Prinzip der Plattentektonik erklären können
- Zusammenhang zwischen Plattengrenzen und Auftreten von Erdbeben erklären können
- Zusammenhang zwischen Theorie der Plattentektonik und magnetischen Streifenmustern entlang der ozeanischen Kruste erklären können
- Zusammenhang zwischen Plattentektonik und räumlicher Verteilung des globalen Wärmeflusses erklären können
- verschiedenen Typen von Plattenrändern kennen
- Größenordnung von Plattenbewegungen kennen und Konzept des Eulerschen Rotationspols erklären können

Plattentektonik

- Prinzip der Plattentektonik erklären können
- Zusammenhang zwischen Plattengrenzen und Auftreten von Erdbeben erklären können
- Zusammenhang zwischen Theorie der Plattentektonik und magnetischen Streifenmustern entlang der ozeanischen Kruste erklären können
- ~~Zusammenhang~~ zwischen Plattentektonik und räumlicher Verteilung des globalen ~~Wärmeflusses~~ erklären können
- verschiedenen Typen von Plattenrändern kennen
- Größenordnung von Plattenbewegungen kennen (und Konzept des Eulerschen Rotationspols erklären können)

Wärmestromdichte

Altersbestimmung

- Prinzip der radiometrischen Altersbestimmung erklären können
- Altersbestimmung in organischen Substanzen und von Gesteinen unterscheiden können und die unterschiedlichen Methoden erklären und anwenden können
- Zerfallsgesetz kennen
- Alter einer Substanz bei gleichbleibendem und bei sich änderndem Verhältnis der Isotope berechnen

Seismische Wellen und ihre Wechselwirkungen, elastische Eigenschaften von Gesteinen

- verschiedene Typen elastischer Wellen benennen und erklären können
- Größenordnungen von Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen in unterschiedlichen Gesteinen kennen
- Zusammenhang zwischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen und elastischen Moduln eines Gesteins kennen, erklären und berechnen können
- Prinzip von Reflexion und Brechung elastischer Wellen erklären und in Rechnungen anwenden

Erdbeben

- Erdbeben-Bruchprozesse erklären können
- Zusammenhang zwischen Spannungen im Gestein und Art der entstehenden Verwerfung (Blattverschiebung, Aufschiebung, Abschiebung) erläutern können
- Globale Ausbreitung von Erdbebenwellen: Stahlwege seismischer Wellen und globale Laufzeitkurven erklären können
- Seismische Wellen zur Strukturerkundung der Erde: Methode kennen, Ergebnisse erläutern können (global, regional, lokal)
- Frequenzbereich der Erdbebenwellen kennen
- Prinzip von Messgeräten zur Aufzeichnung elastischer Wellen erklären können

Eigenschwingungen

- Eigenschwingungen der Erde erläutern können
- Sphäroidale und torsionale Eigenschwingungen unterscheiden können
- Anregungen von Eigenschwingungen kennen
- Frequenzbereich der Eigenschwingungen benennen können

Seismizität

- Magnitudenskalen: verschiedene Magnituden erklären können
- Intensitätsskala erläutern können, Unterschiede zur Magnitude, historische Bestimmung der Intensität
- Maximale Bodenschwinggeschwindigkeit und maximale Bodenbeschleunigung kennen
- Beispiele aktueller seismischer Aktivität benennen können
- Seismische Gefährdung in unterschiedlichen Regionen der Erde kennen und erläutern können

Schwere und Gravimetrie

- Newtons Gravitationsgesetz kennen
- Unterschiede der Schwerewerte an den Polen und am Äquator kennen und deren Ursachen erklären können
- Begriff des Potentials (Schwerepotential, Gravitationspotential, Zentrifugalpotential) erklären können
- Fluchtgeschwindigkeit berechnen können
- Bewegungsgleichung für einen Körper durch den Erdmittelpunkt aufstellen können
- Begriff des Geoids und des Ellipsoids erklären können
- (Schwerereduktionen kennen und deren Anwendung erklären können)
- Prinzip der Isostasie erklären können

Magnetfeld der Erde

- Charakteristika des Erdmagnetfelds kennen
- Komponenten des Erdmagnetfelds erklären können
- Stärke des Dipolanteils des magnetischen Felds kennen, Variation der Komponenten mit der geographischen Lage berechnen können, Gleichung für die Feldlinien erklären können
- räumliche Variation der an der Erdoberfläche gemessenen Magnetfeld-Komponenten kennen
- lokale Verteilung der magnetisierten Gesteine in der Erdkruste kennen
- Begriffe definieren können: magnetische Feldstärke, magnetische Flussdichte, magnetische Permeabilität, Magnetisierung
- Unterschied zwischen para-, dia- und ferromagnetischen Materialien kennen
- Begriff der Hysterese erklären können

Temperatur

- verschiedene Mechanismen der Wärmeausbreitung kennen
- (Werte der Wärmeleitfähigkeit von ausgewählten Materialien kennen)
- Zusammenhang zwischen der Wärmeleitfähigkeit und Wärmeisolation erklären können
- erklären können, wovon die Temperatur an der Erdoberfläche beeinflusst ist
- wissen, wie die Temperatur an der Erdoberfläche berechnet wird
- erklären können, wie Wärmefluss definiert ist und wie er gemessen wird
- Entwicklung des Wärmeflusses mit dem Alter der ozeanischen Kruste erklären können
- Wärmeleitungsgleichung kennen
- Eindringtiefe einer Temperaturstörung berechnen können
- Quellen der Wärmeproduktion in der Kruste kennen

Aufbau und Dynamik des Erdinnern: Mantel

- Auftreten von Konvektion in Abhängigkeit der Rayleighzahl erklären können
- ~~Konvektionsmodell von Turcotte and Oxburgh erklären können~~
- ~~die daraus resultierende Plattengeschwindigkeit berechnen können~~

Aufbau und Dynamik des Erdinnern: Erdkern

- Prinzip des Geodynamos beschreiben können

Aufbau und Dynamik des Erdinnern: Mantel

- Auftreten von Konvektion in Abhängigkeit der Rayleighzahl erklären können

Aufbau und Dynamik des Erdinnern: Erdkern

- Prinzip des Geodynamos beschreiben können

Aufbau der Erde

- Aufbau der Erde und Diskontinuitäten im 1D-Erdmodell kennen und erklären können: Verlauf der Werte von P- und S-Wellen-Geschwindigkeiten und Dichte, Temperatur- und Druckverhältnisse in der Erde
- Abweichungen vom 1D-Modell kennen und erklären können