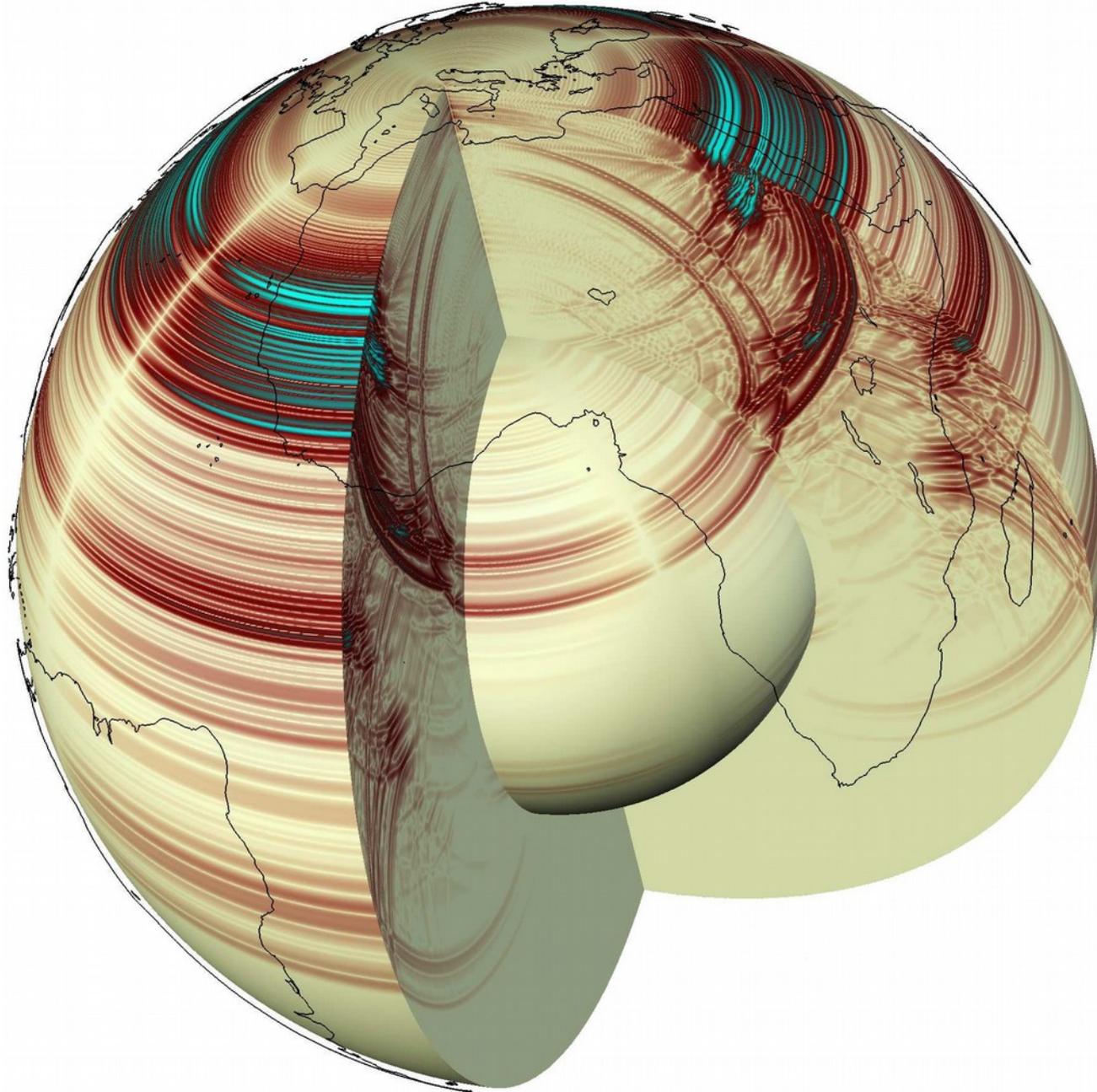


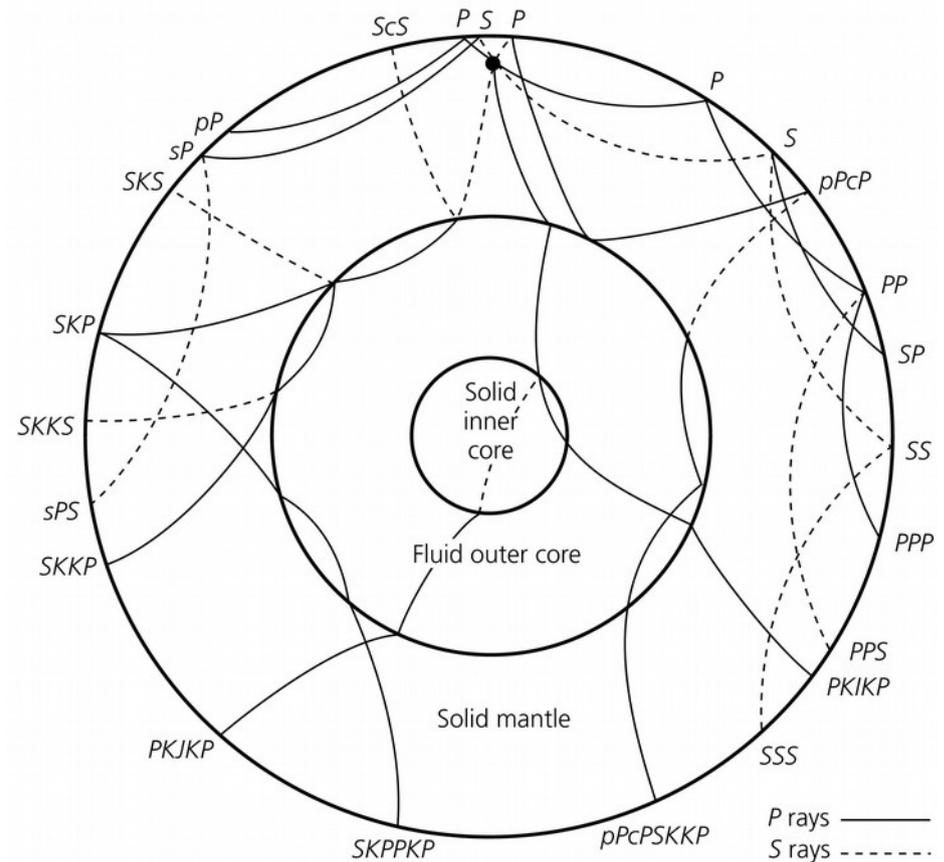
Globale Seismologie



Raumwellen (body waves)

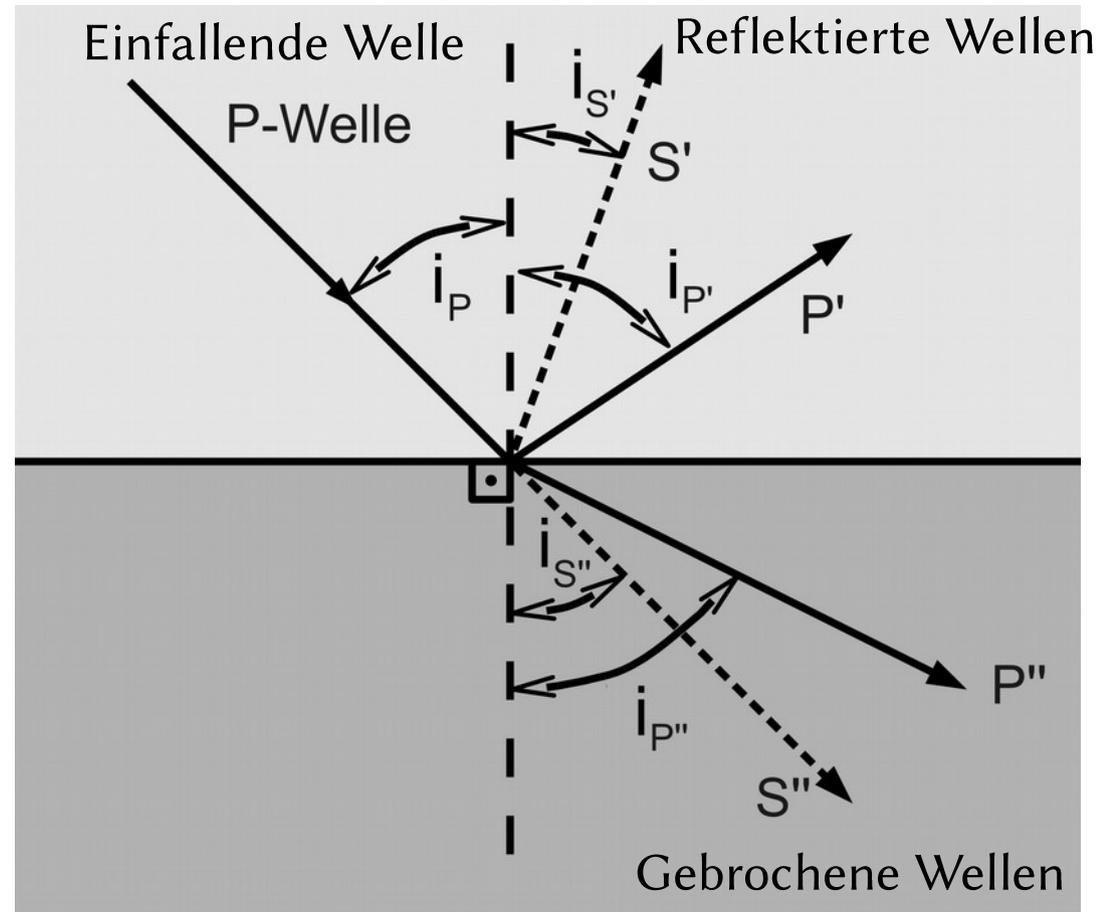
- P- und S-Wellen
- Durchlaufen das gesamte Erdinnere
- Wichtigste Informationsquelle über das tiefe Erdinnere

Figure 3.5-5: Illustration of various body wave phases.



Wiederholung: Snelliussches Gesetz

- An der Trennfläche kann auch Konversion in einen anderen Wellentyp stattfinden
- Möglich sind:
 - $P \Rightarrow SV$
 - $SV \Rightarrow P$
- SH kann nicht konvertiert werden



$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

Snelliussches Gesetz in der Erde

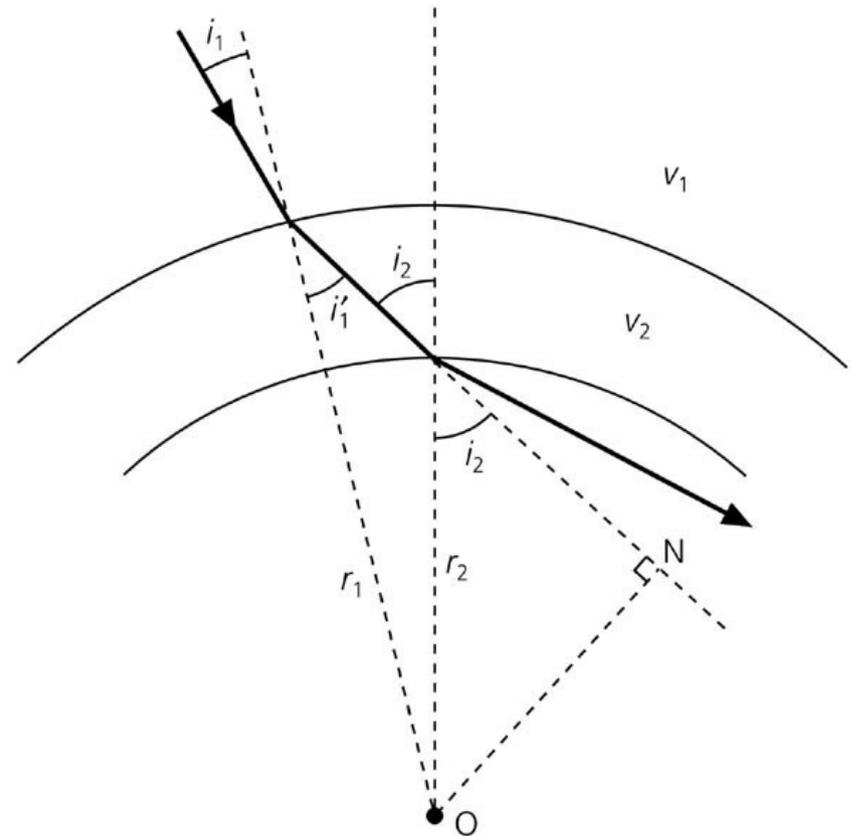
- In der Erde sind die Grenzflächen nicht mehr parallel
- Das S.G. gilt leicht erweitert:

$$\frac{r_1 \sin i_1}{r_2 \sin i_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

- Der Strahlparameter ist damit:

$$p = \frac{r_1 \sin i_1}{v_1}$$

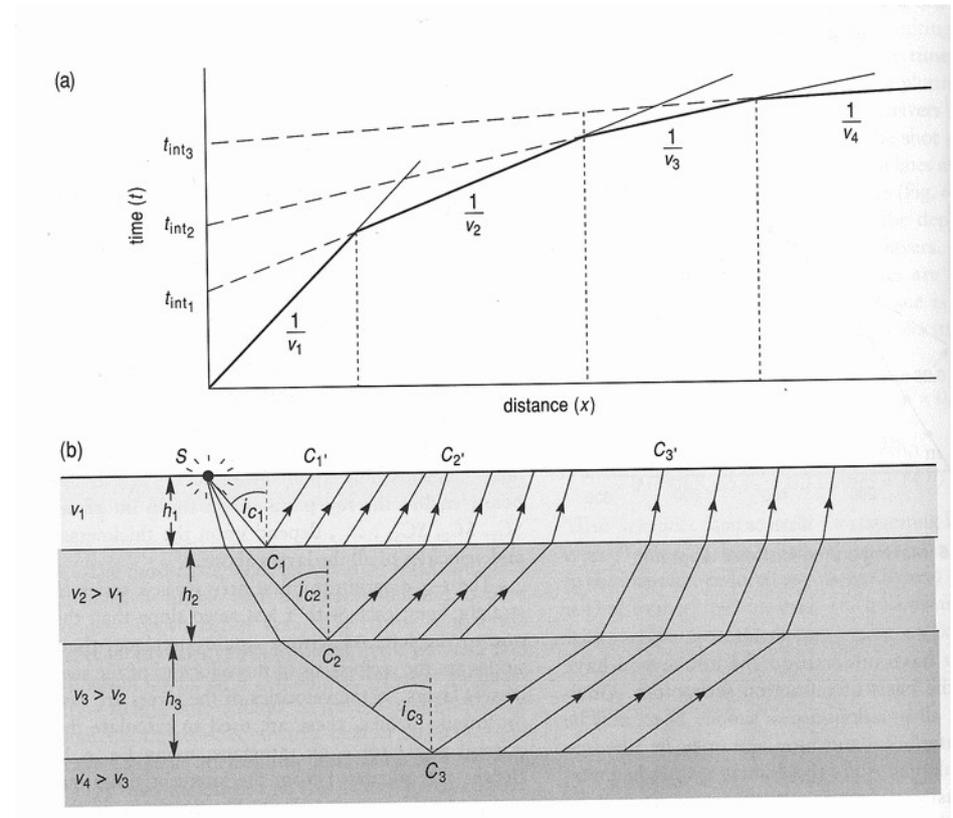
Figure 3.4-1: Geometry of Snell's law for a spherical earth.



Mehrschichtfall

- Der Mehrschichtfall lässt sich verallgemeinern zum Geschwindigkeitsgradienten
- Die Laufzeitkurve hängt vom Verlauf des Gradienten ab.

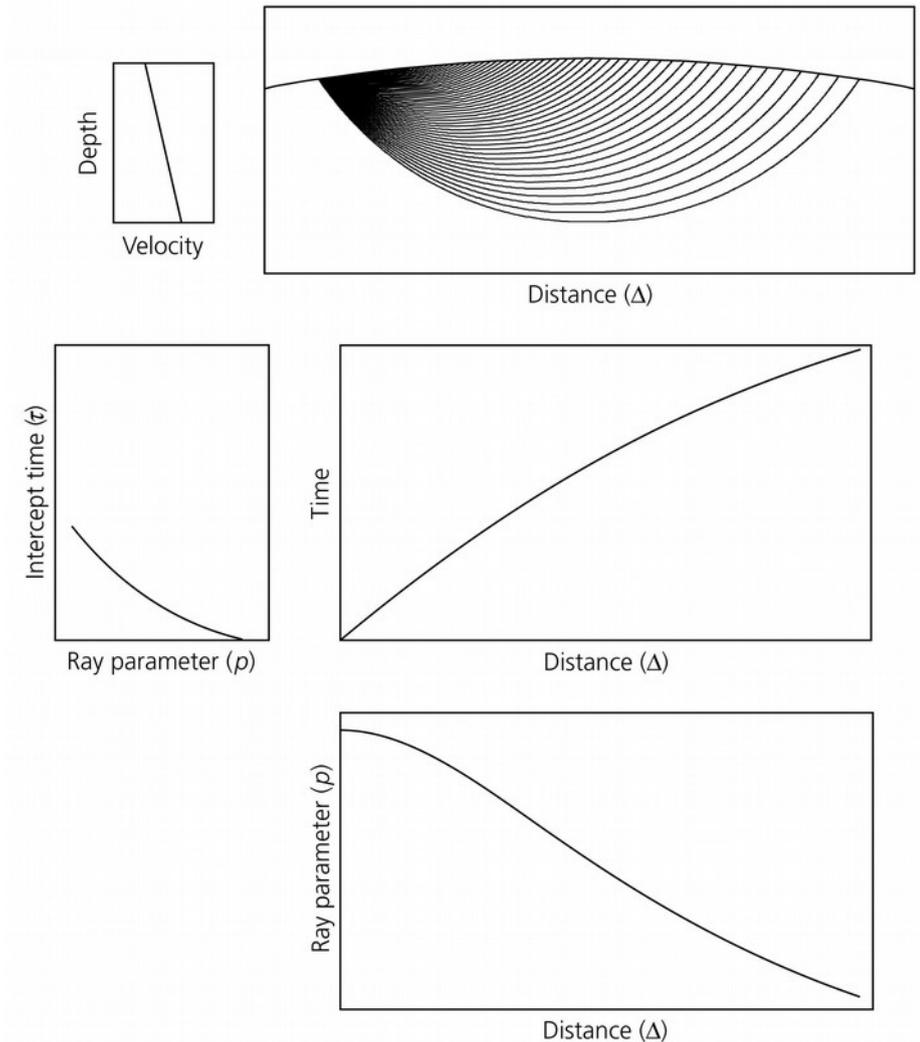
$$p = \frac{r \sin i(r)}{v(r)} = \frac{\Delta T}{\Delta X}$$



Konstanter Geschwindigkeitsgradient

- Die Geschwindigkeit nimmt konstant mit der Tiefe zu.
- Der Strahlparameter nimmt kontinuierlich ab (mit zunehmendem Abstand)
- In jeder Entfernung kommt nur eine Phase an.

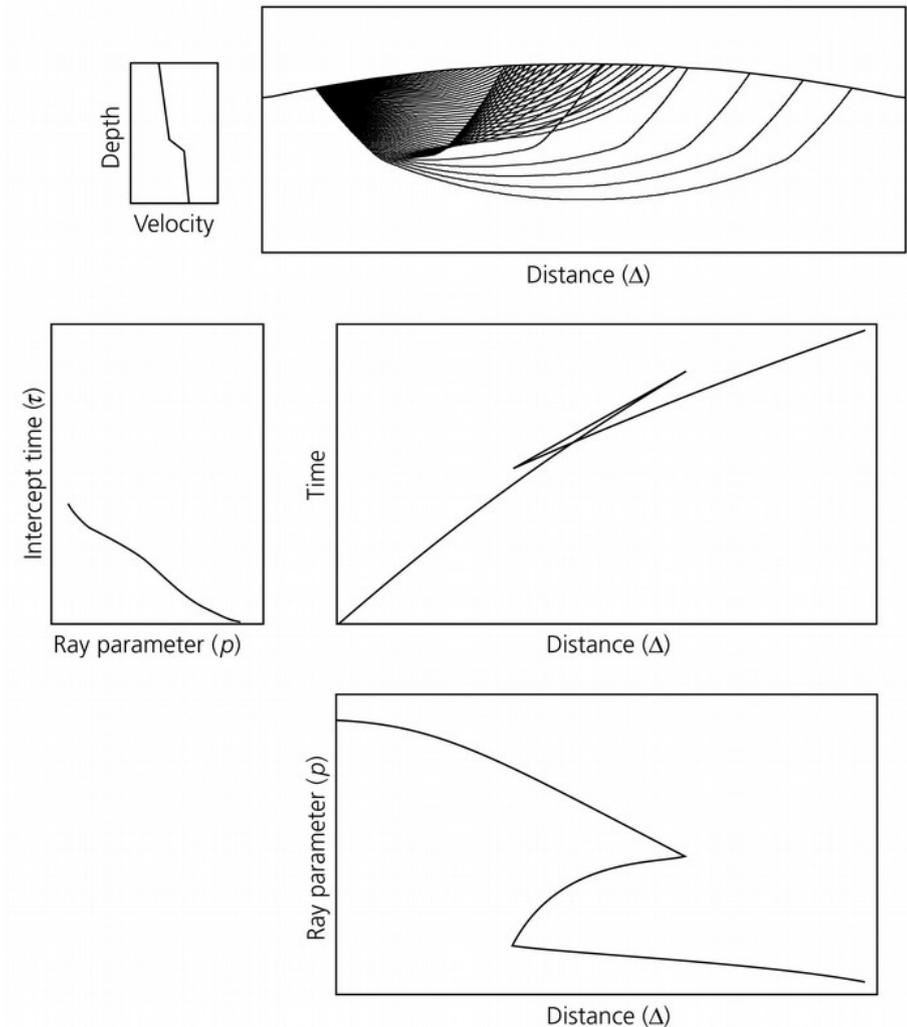
Figure 3.4-5: Ray path effects for increasing velocity.



Sprung im Geschwindigkeitsgradienten

- Die Geschwindigkeit nimmt mit der Tiefe zu, an einer Stelle existiert ein Sprung.
- Der Strahlparameter nimmt ab, mit Sprung.
- Triplikation: In bestimmten Entfernungen kommen drei Phasen an

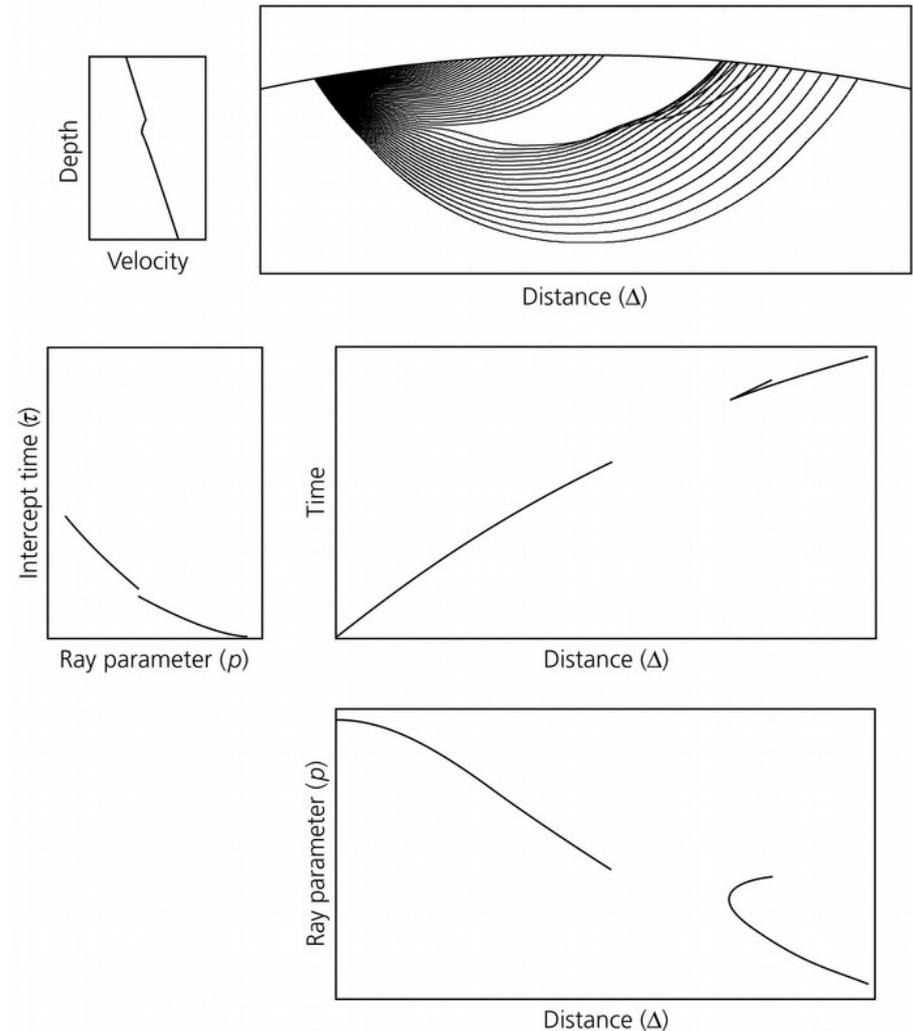
Figure 3.4-6: Ray path triplication effects for a velocity increase.



Zone verminderter Geschwindigkeit

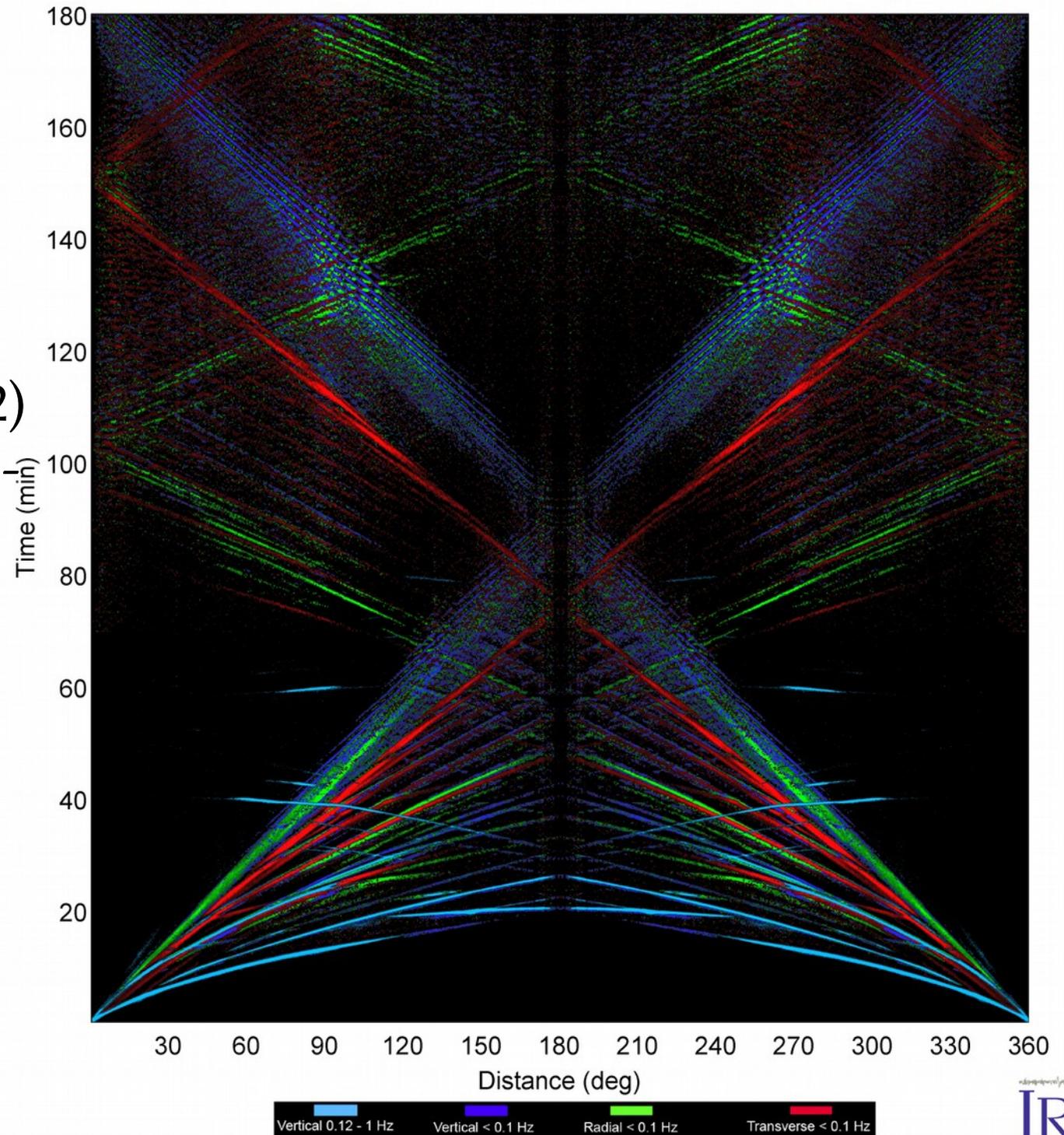
- Die Geschwindigkeit nimmt mit der Tiefe zu, an einer Stelle existiert eine Inversion.
- Der Strahlparameter nimmt ab, mit Pause.
- In bestimmten Entfernungen kommt keine Phase an

Figure 3.4-7: Ray path shadow-zone effects for a velocity decrease.



Global stacking three-component long period & broadband seismograms

- **Global stack**
- 1 Mio. Seismogramme (1990-2012)
- Farbkodiert geplottet
- Alle Distanzen
- 3h nach Beben

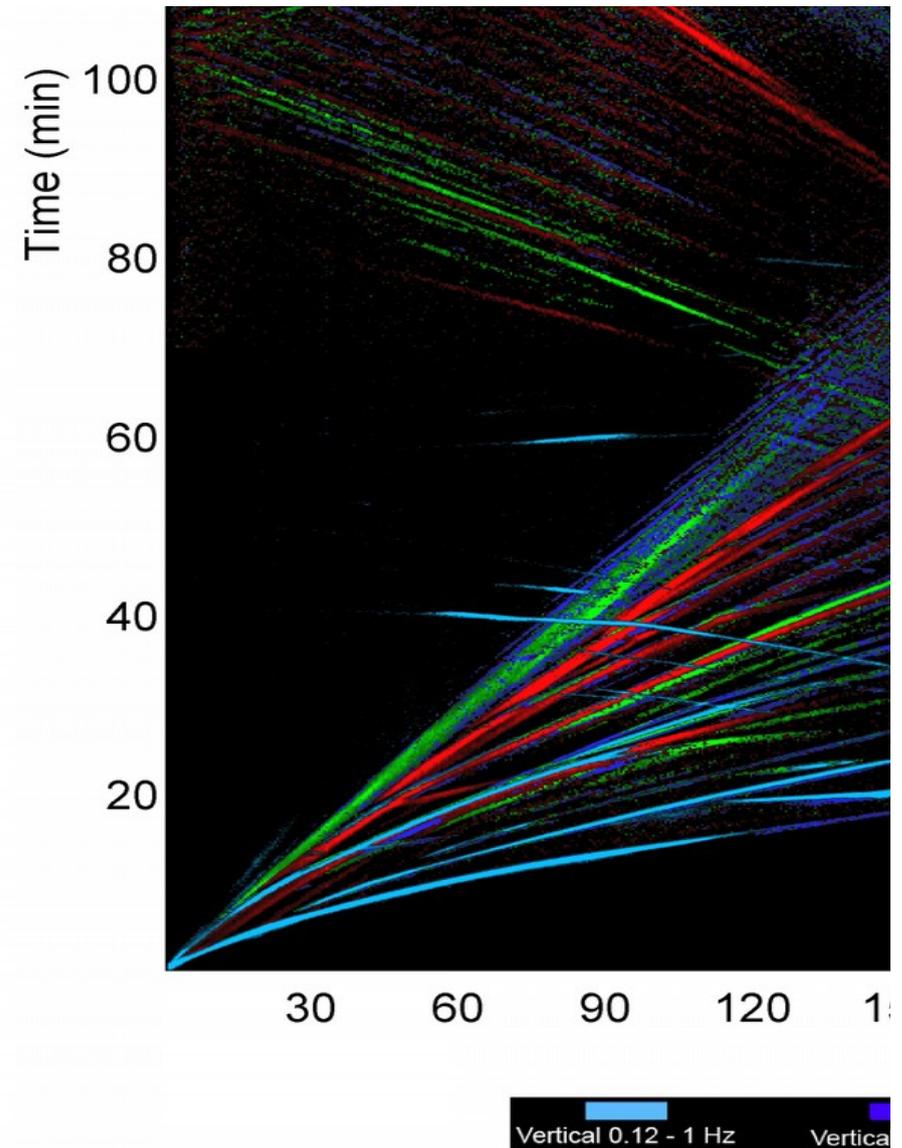


Legende:

- Vertikale Bewegung
- Horizontal, longitudinal
- Horizontal, transversal

Von Seismogrammen zum Erdmodell

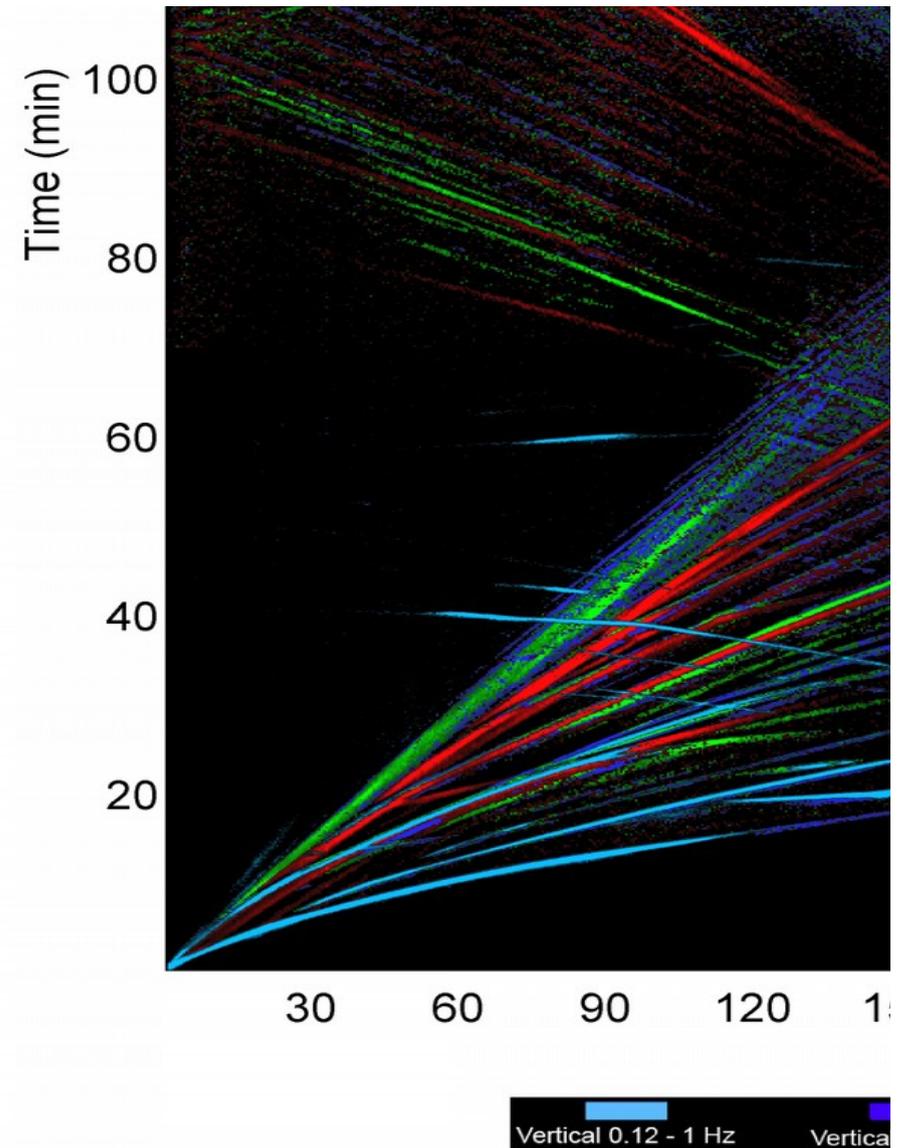
- Der grundsätzliche Aufbau der Erde wurde aus Beobachtungen wie diesen abgeleitet.
- Nur mit **deutlich** weniger Daten (100 statt 1.000.000 Seismogrammen)



Beobachtungen

0. Das Erdinnere ist sphärisch symmetrisch

Die Laufzeit einer Welle hängt fast nur von der Entfernung ab (Fehler <1%)

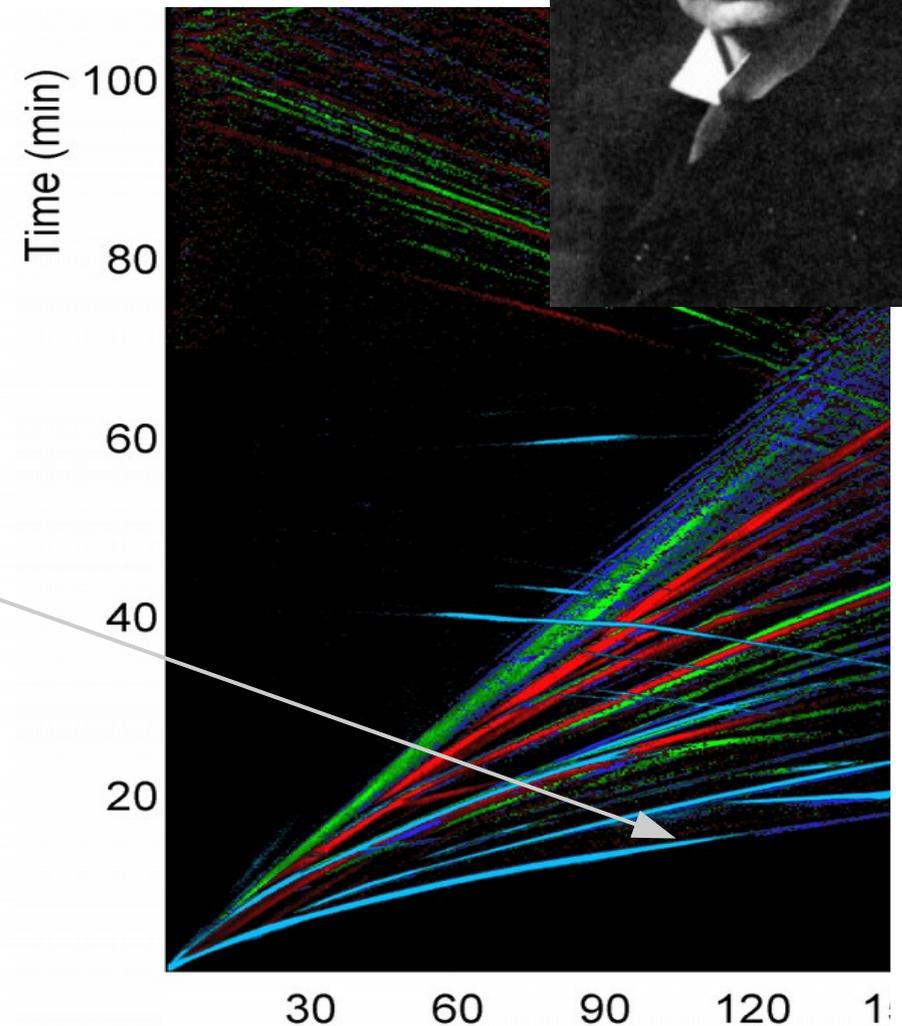


Beobachtungen

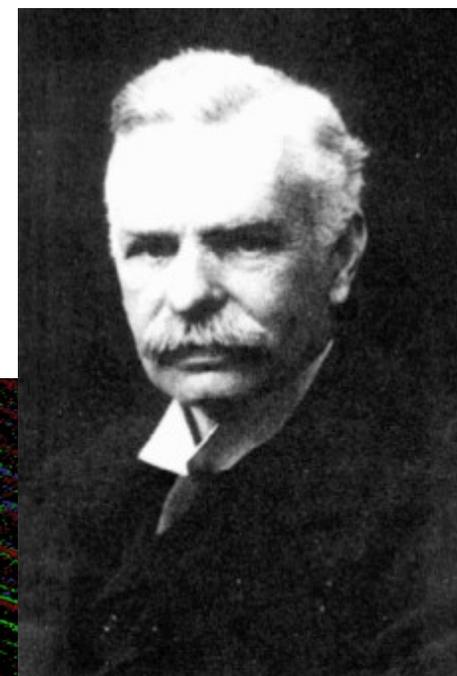
1. Es gibt einen Erdkern

Ab 11.000 km Entfernung (etwa 100°) nimmt die P-Amplitude rapide ab

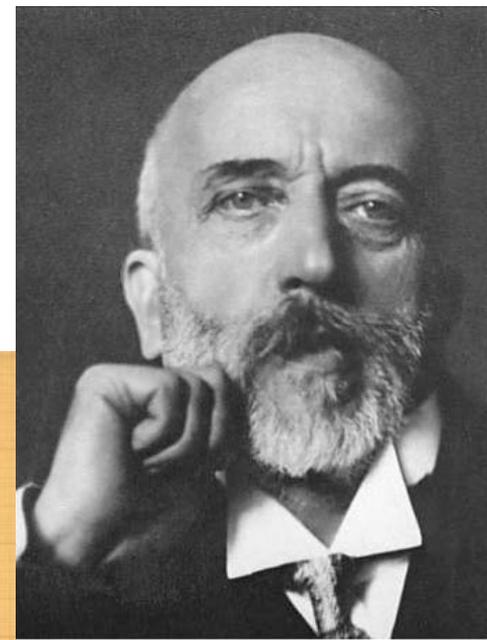
(Oldham, 1906)



Vertical 0.12 - 1 Hz Vertical

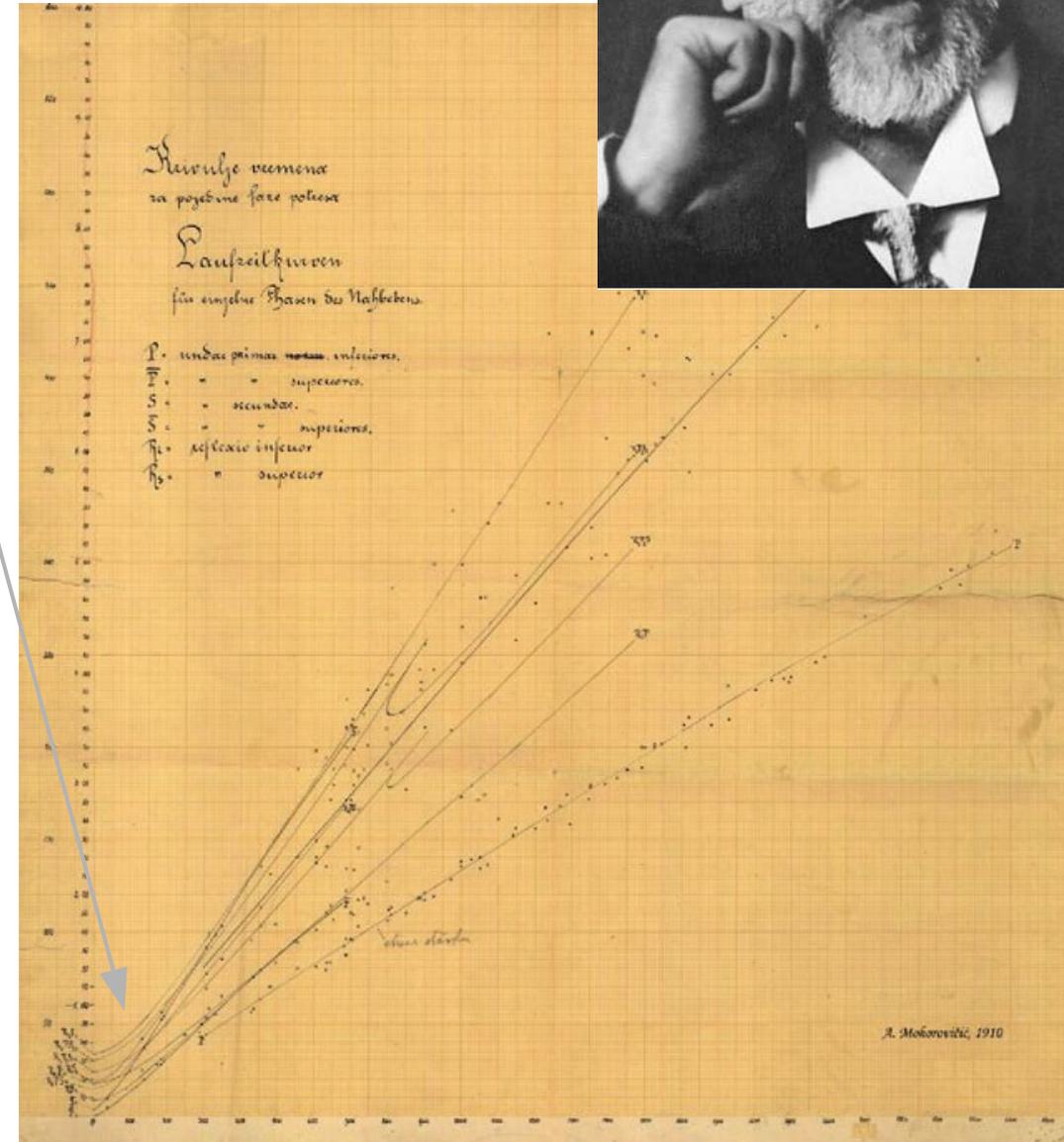


Beobachtungen

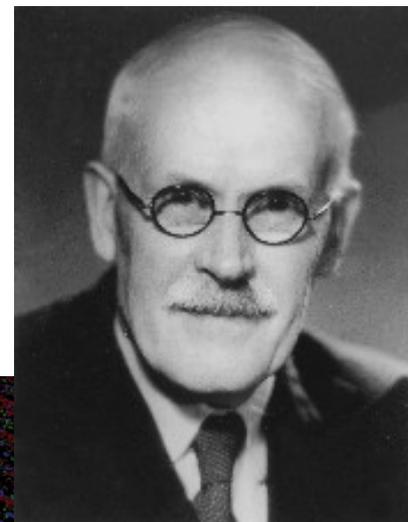


2. Es gibt eine Grenze zwischen Kruste und Mantel

- Kopfwellen nach Lokalbeben
- Geschwindigkeitskontrast
6 km/s (Kruste)
>8 km/s (Mantel)
(Mohorovičić 1909)

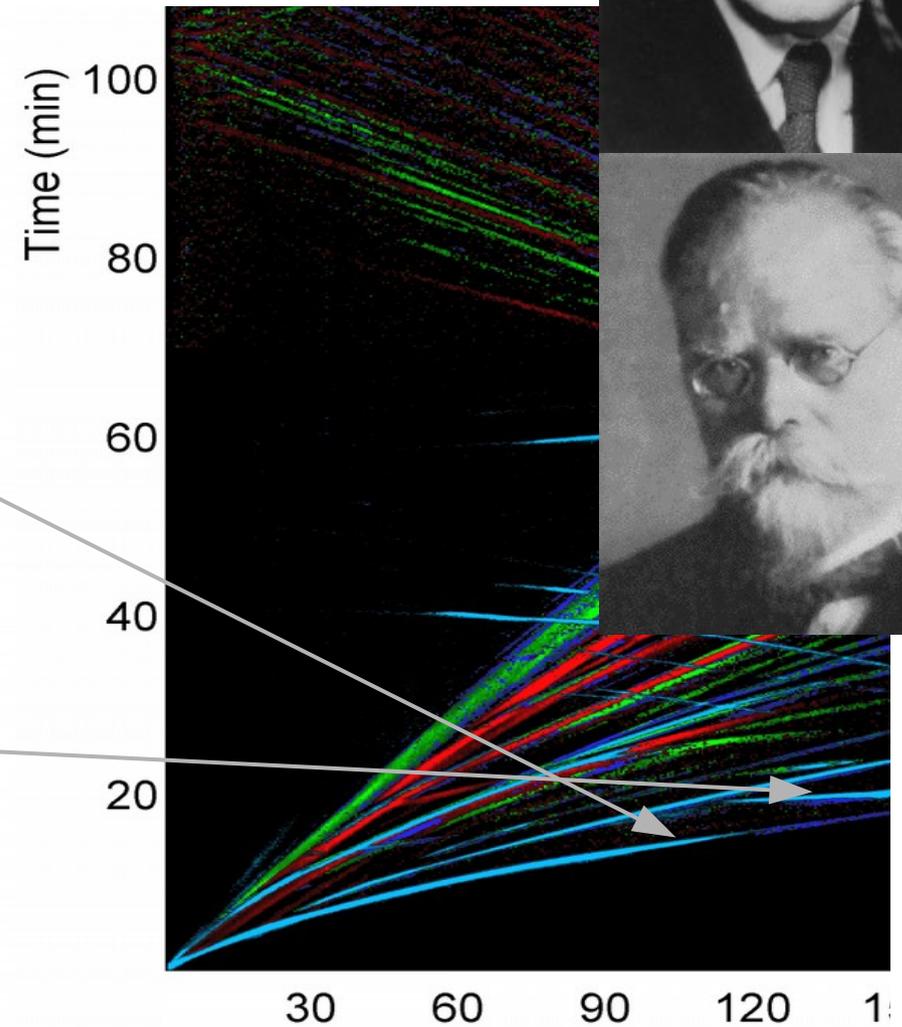


Beobachtungen



3. Der Kern ist flüssig

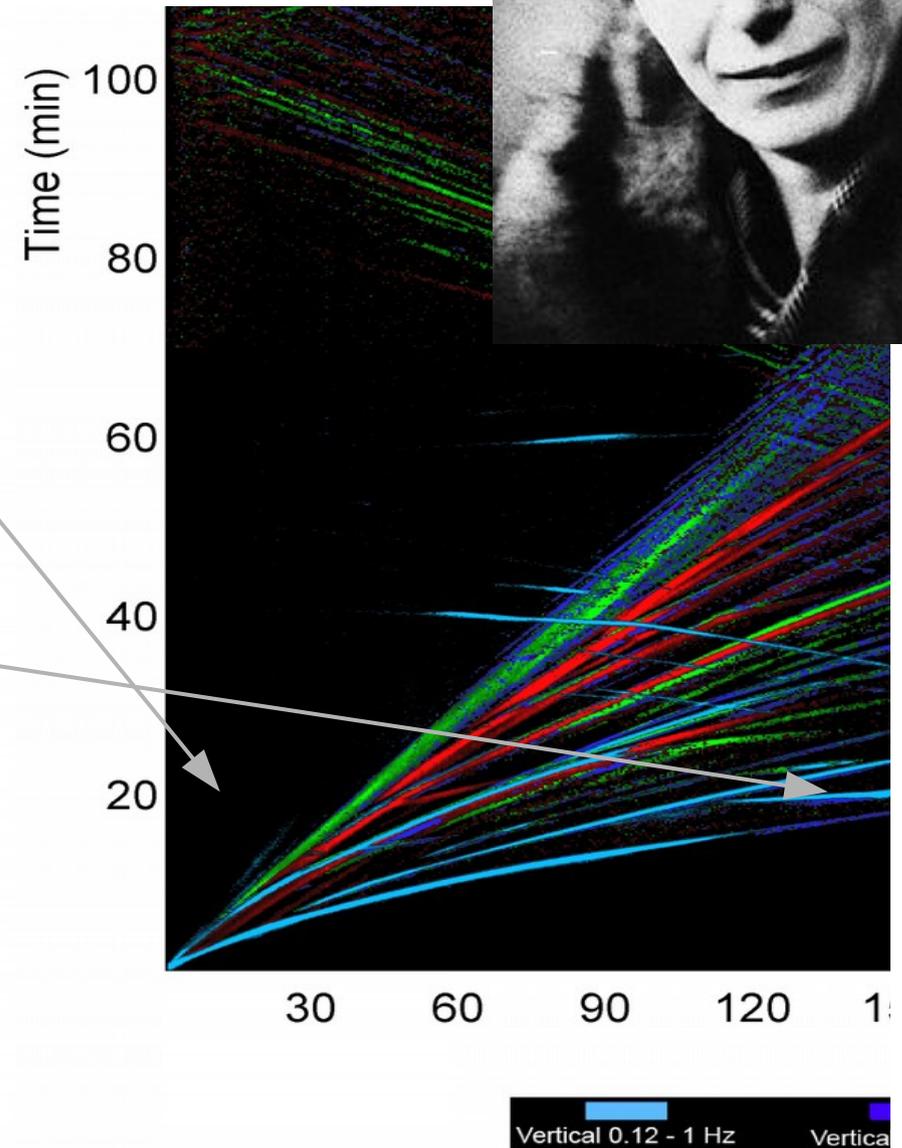
- Es gibt keine Kopfwelle aus dem Kern (die Geschwindigkeit im Kern ist also geringer)
- Es gibt keine Scherwellenphasen aus dem Kern (Jeffreys, Wiechert 1926)



Beobachtungen

4. Es gibt einen inneren Erdkern

- Es existiert eine (schwache) PKIKP-Phase
 - Es gibt eine Triplikation von PKP (durch höhere Geschwindigkeit im i.K.)
- (Lehmann, 1936)

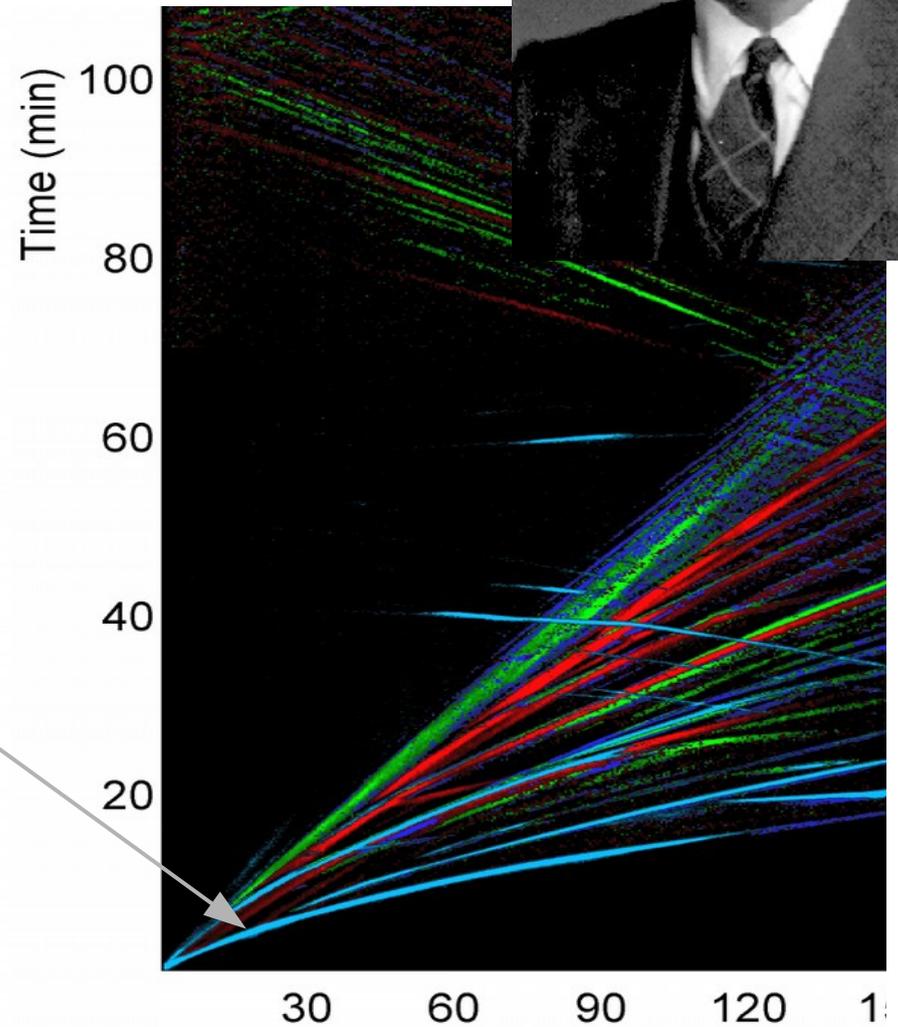


Beobachtungen

5. Es gibt Diskontinuitäten im oberen Mantel

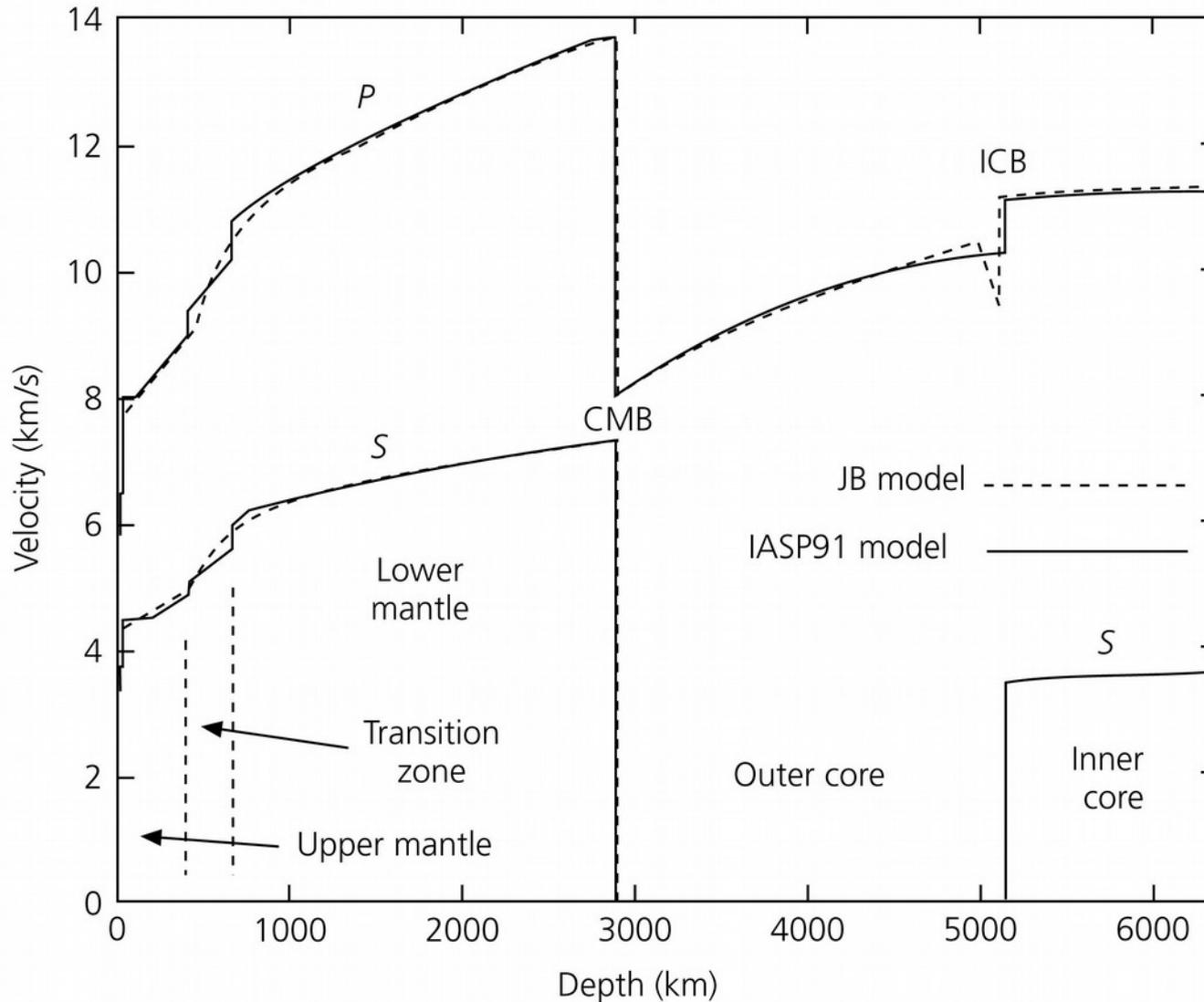
- P tripliziert zwischen 18° und 28°
- Mindestens zwei Sprünge (410 km und 660 km Tiefe)

(Jeffreys, Bullen, 1940)



Globales Erdmodell

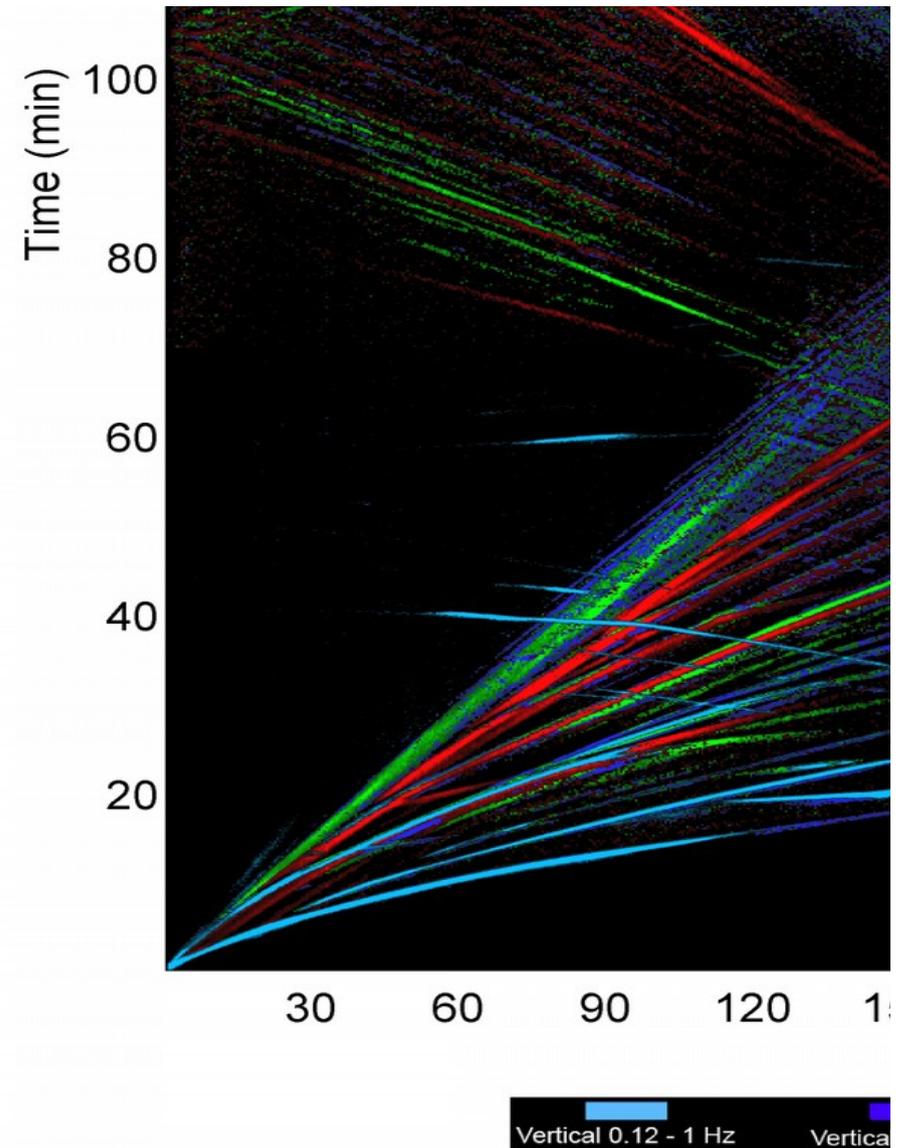
Figure 3.5-1: Comparison of the J-B and IASP91 earth models.



J-B: Jeffreys & Bullen, 1940, IASP91: Kennett & Engdahl, 1991

Globale seismische Wellenpfade

- Zusätzlich zu den direkten P- und S-Wellen existiert eine Vielzahl komplexerer Strahlwege
- Es existiert ein (historisch gewachsenes) Benennungsschema

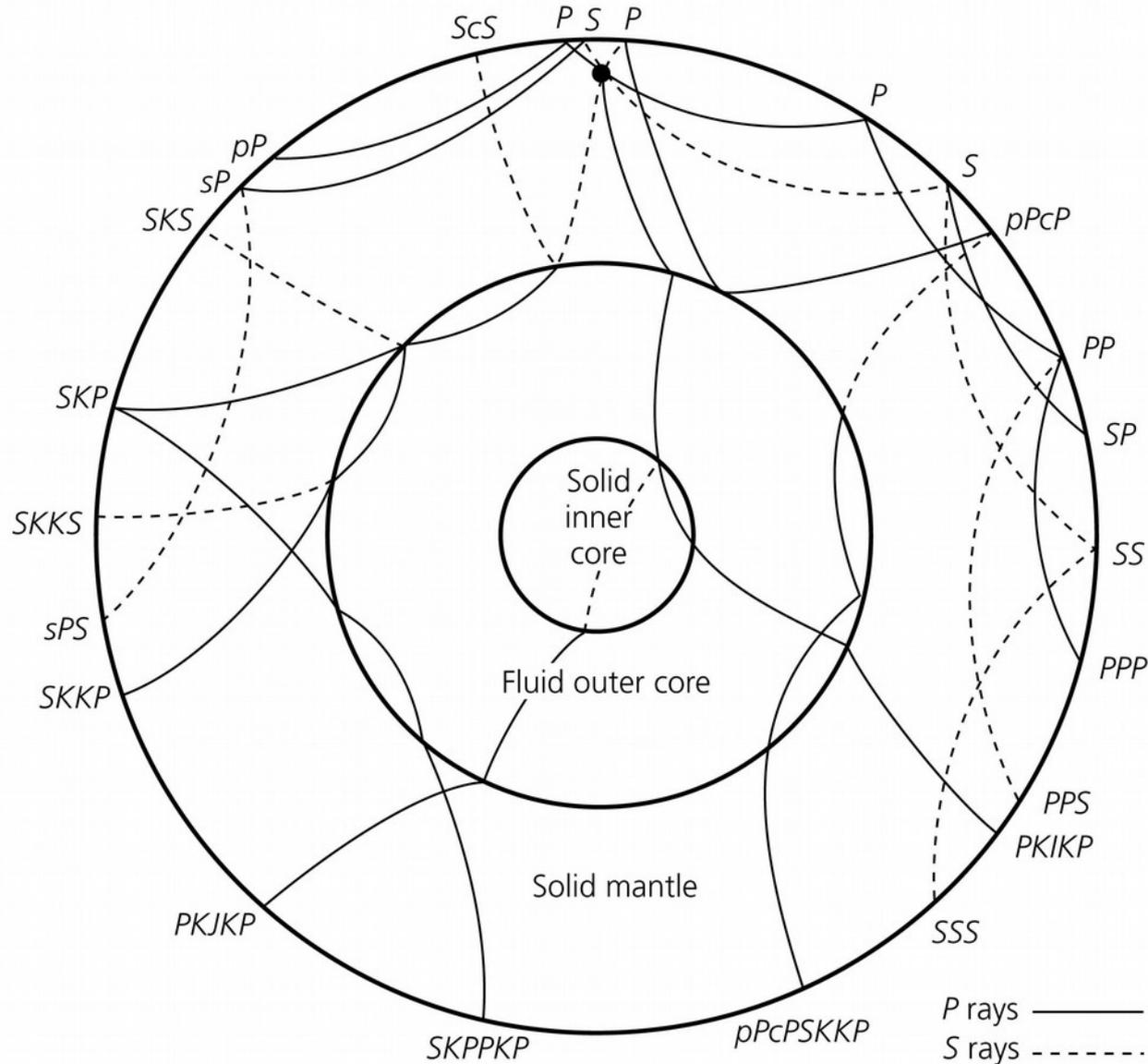


Benennungsschema seismischer Phasen

- Direkte Mantel-Wellen: **P**, **S** (je nach Polarisation)
- Kern-Wellen: **K** (P im äußeren Kern),
I, **J** (P- bzw. S im inneren Kern)
- Reflexion an der Oberfläche: **PP**, **PS**, **SS**
- Reflexion an der Kern-Mantel-Grenze: **c**
- Reflexion am inneren Kern: **i**
- Oberflächenreflexion nahe der Quelle: **p**, **s**
- Der Name einer komplexen Phase setzt sich aus den Bestandteilen der einzelnen Wege zusammen.

Benennungsschema seismischer Phasen

Figure 3.5-5: Illustration of various body wave phases.



Seismische Phasen

- Wie unterscheidet man diese Phasen im Seismogramm?
- Jede Phase hat einen individuellen Strahlparameter p
- Aus differentiellen Laufzeitmessungen kann p jeder Phase bestimmt werden

$$p = \frac{r \sin i(r)}{v(r)} = \frac{\Delta T}{\Delta X}$$

Phase	Laufzeit	Strahlparameter
P	535,9 s	7,6
PcP	615,8 s	3,67
PP	650,8 s	9,1
PP	645,4 s	10,28
PKiKP	1021,8 s	1,06
PKIIKP	1413,8 s	0,63

Erdbeben in 5500 km Distanz (50°)

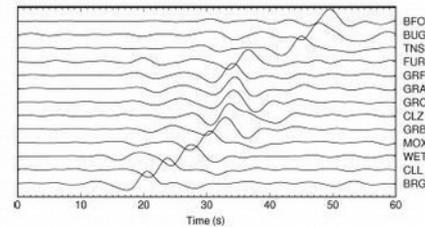
Phase	Laufzeit	Strahlparameter
Pdiff	1004,3 s	4,44
PKIKP	1169,8 s	1,8
PKiKP	1172,7 s	2,05
PP	1346,8 s	6,15
PPP	1530,4 s	7,8
PPP	2080,5 s	-5,9

Erdbeben in 15600 km Distanz (140°)

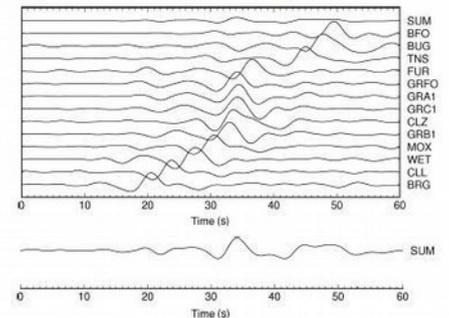
Beamforming / Stacking

- Um einzelne Phasen zu verstärken, können mehrere Seismogramme addiert werden.
- Annahme: Inkohärentes Rauschen wird unterdrückt, kohärentes Signal verstärkt.
- Die Laufzeit an den einzelnen Stationen muss korrigiert werden.

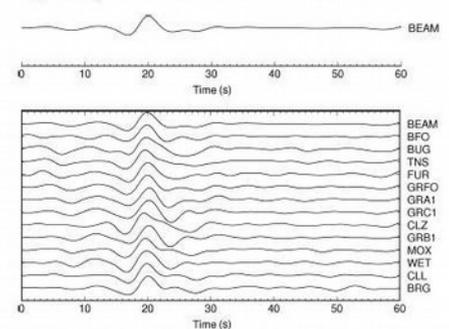
a) Original Seismograms



b) Plain sum of the seismograms

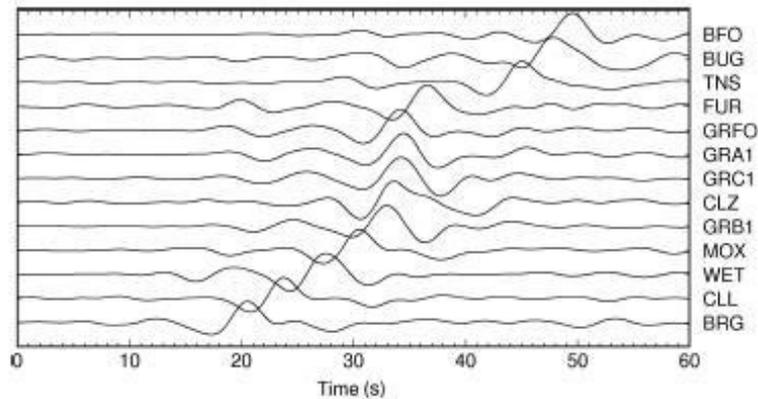


c) Delay and sum for the PP arrival

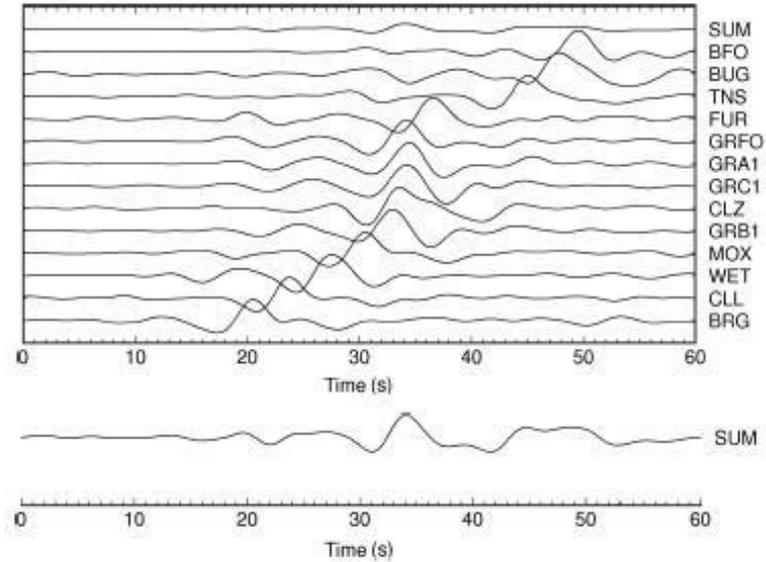


Beamforming / Stacking

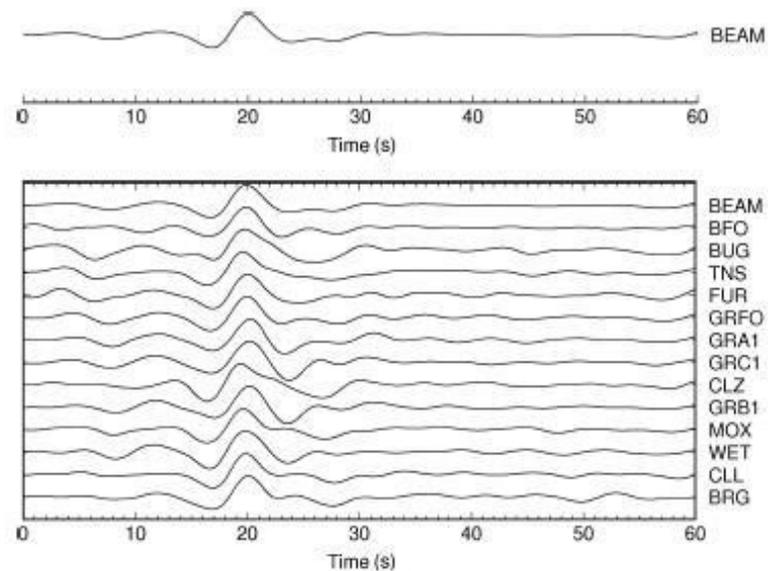
a) Original Seismograms



b) Plain sum of the seismograms

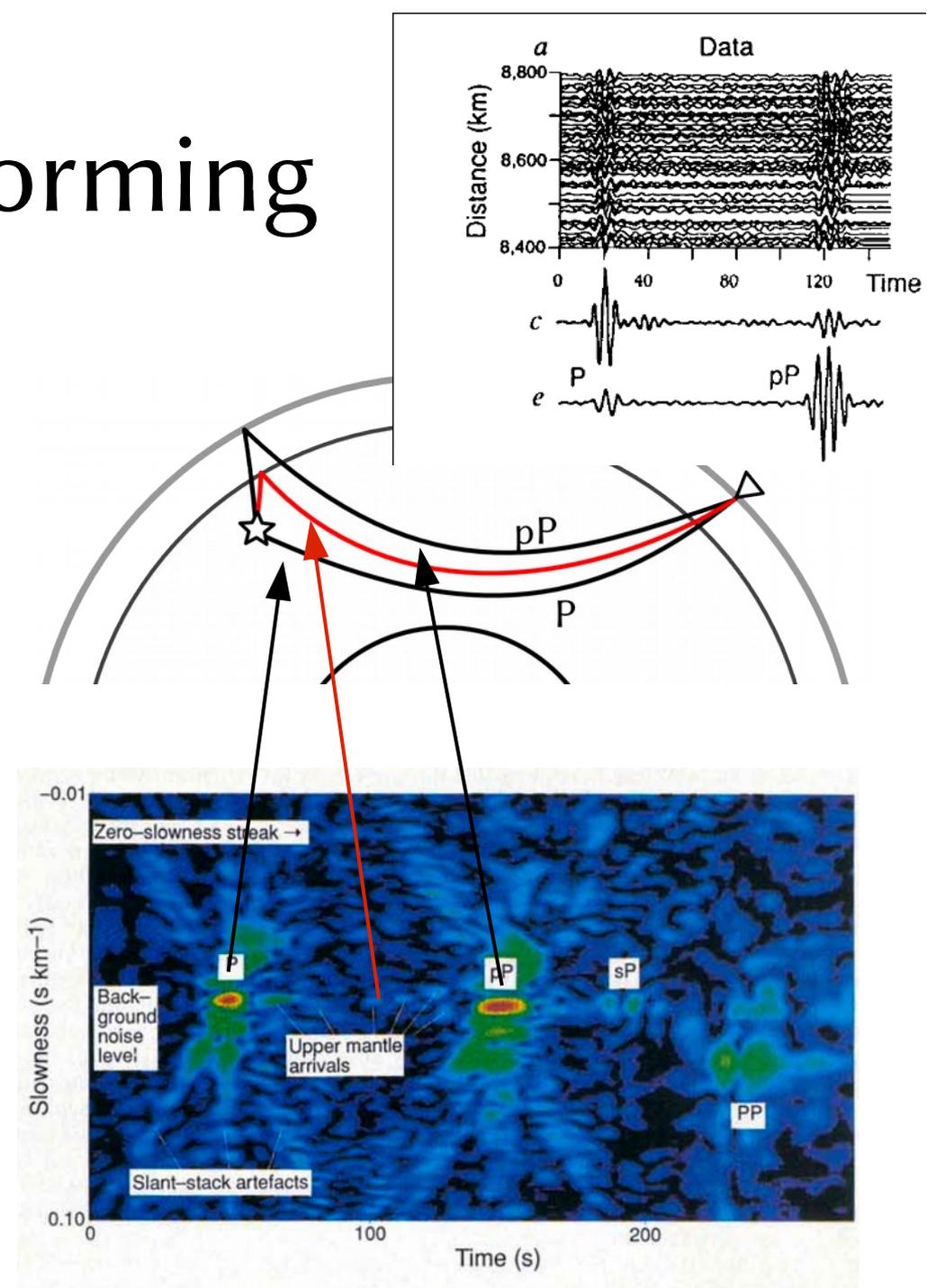


c) Delay and sum for the PP arrival



Beamforming

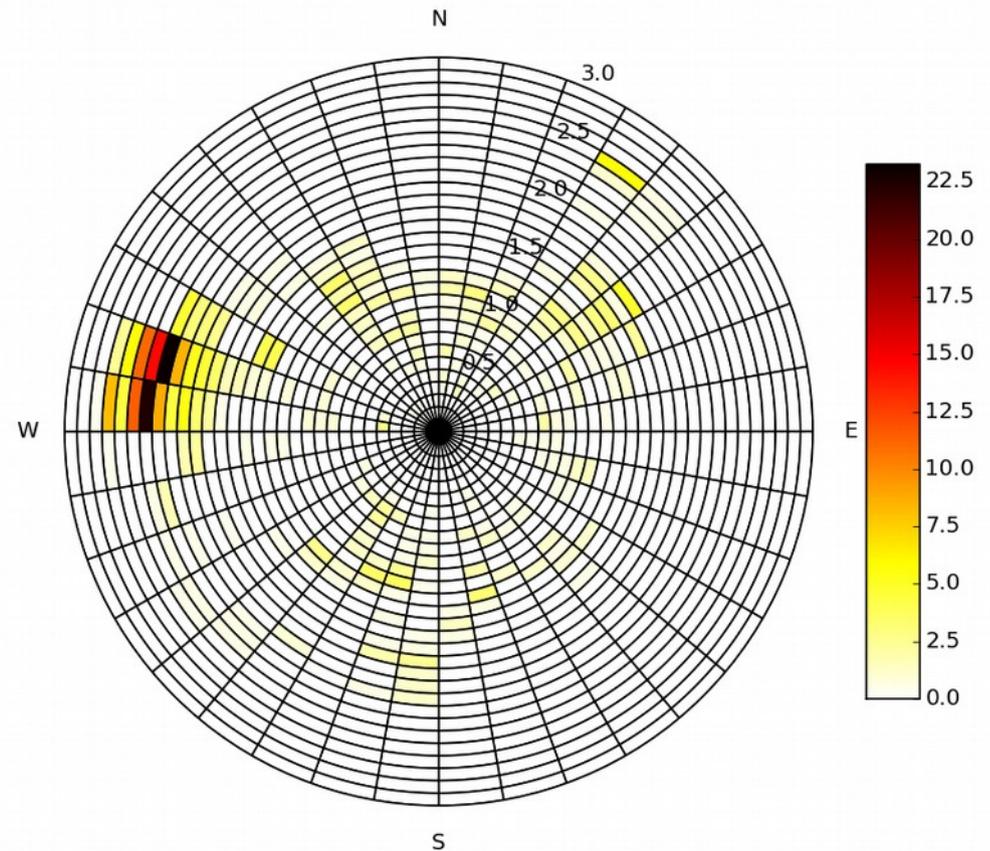
- Die unterschiedlichen p können verwendet werden, um bestimmte Phasen hervorzuheben.
- Z.B. um Reflexionen an schwachen Grenzschichten abzubilden.



Vidale & Benz (1992)

Beamforming

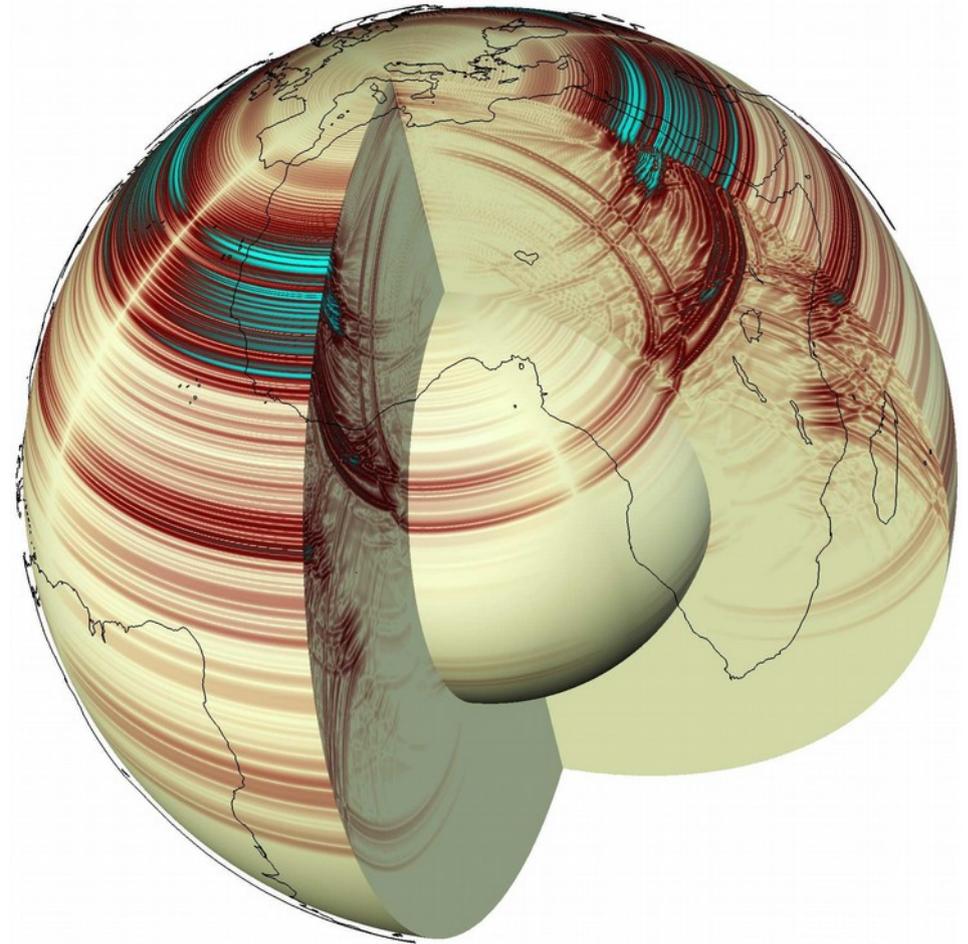
- Mit Beamforming können Signale auch geortet werden.
- Für ein bestimmtes p und einen bestimmten Rückazimuth maximale Amplitude
- Orten von seismischen Quellen möglich



Power spectral density für verschiedene Rück-Azimuth und Strahlparameter bei Sprengung des AGFA-Hochhauses 2008, gemessen mit Kleinarray am Institut

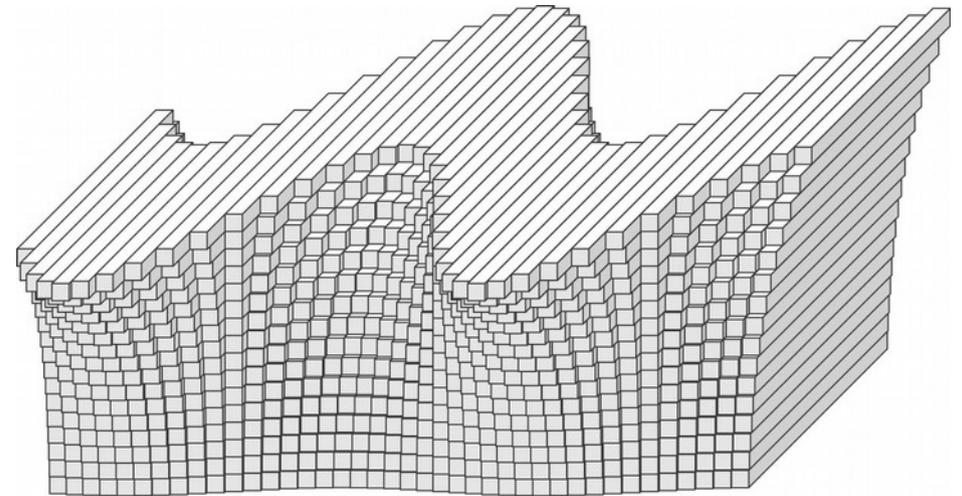
Oberflächenwellen

- Laufen an der Erdoberfläche
- Höchste Amplitude
- Ergebnis aus Summe von Raumwellenphasen
- Frequenzabhängige Geschwindigkeit (Dispersion)

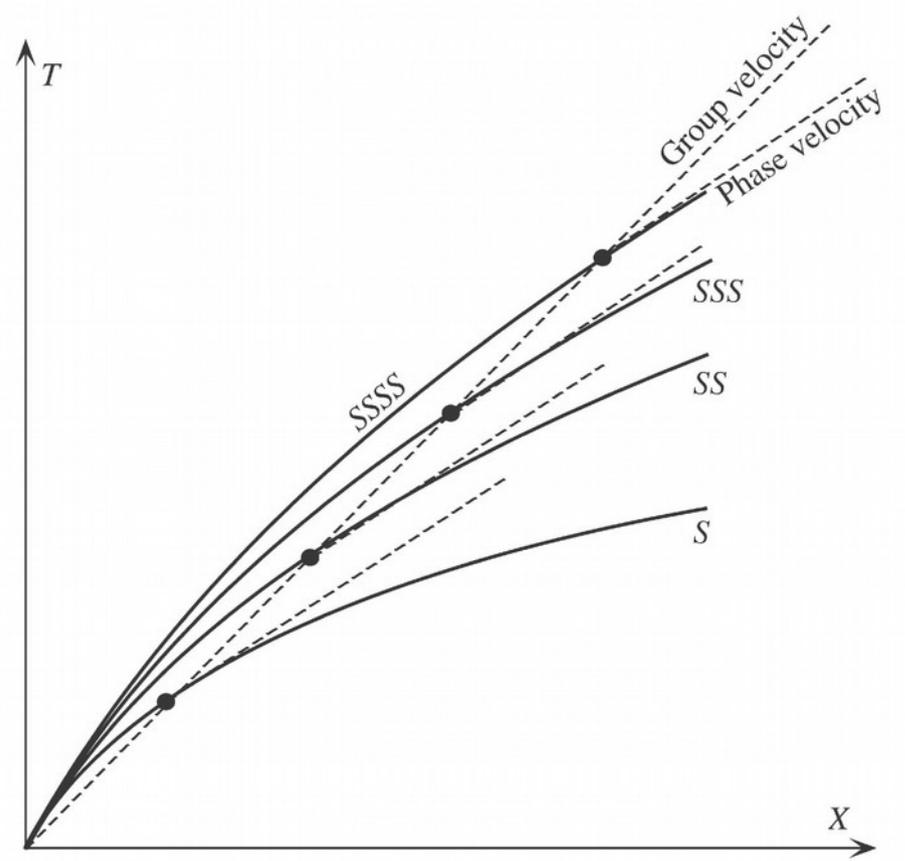
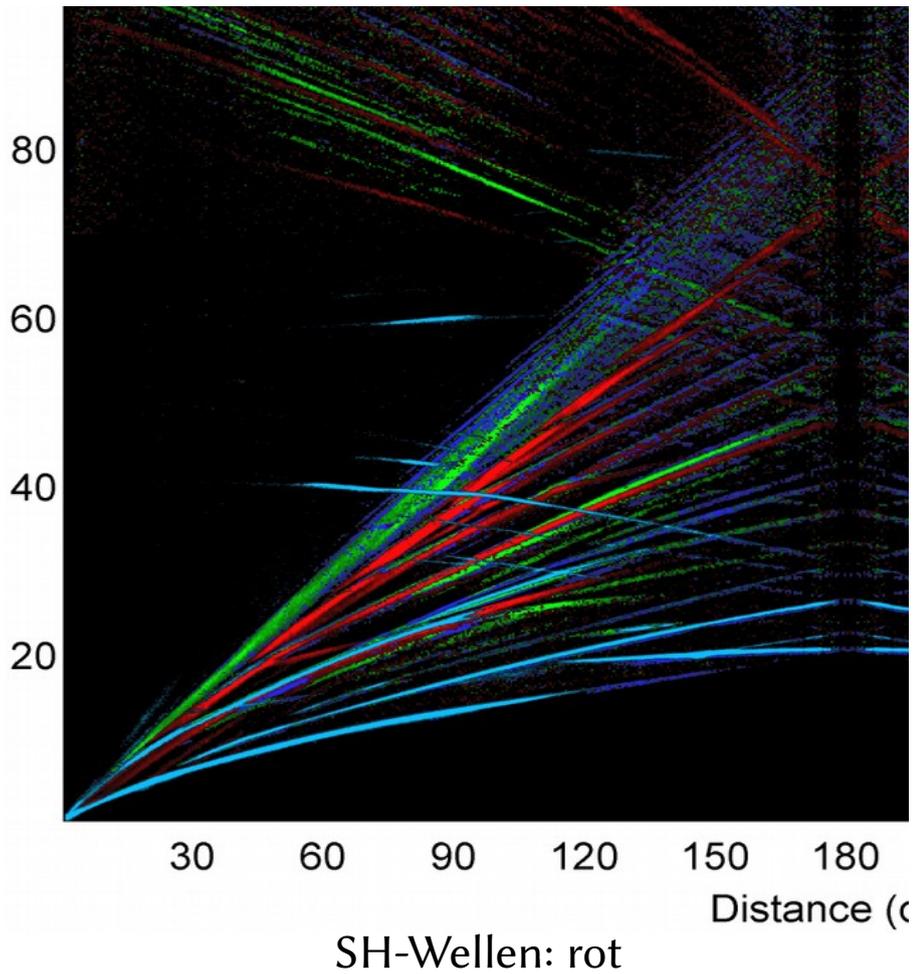


Lovewellen

- Summe von SH-Multipl.
(SS, SSS, SSSS...)
- Nur möglich, wenn v_s
mit Tiefe zunimmt
- Frequenzabhängige
Gruppengeschwindigkeit, Dispersion

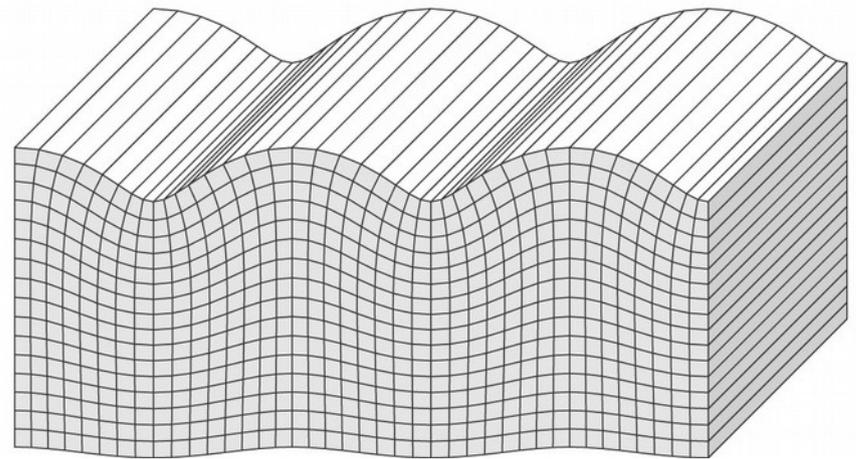


Lovewelle als Summe von SH-Multiplenen



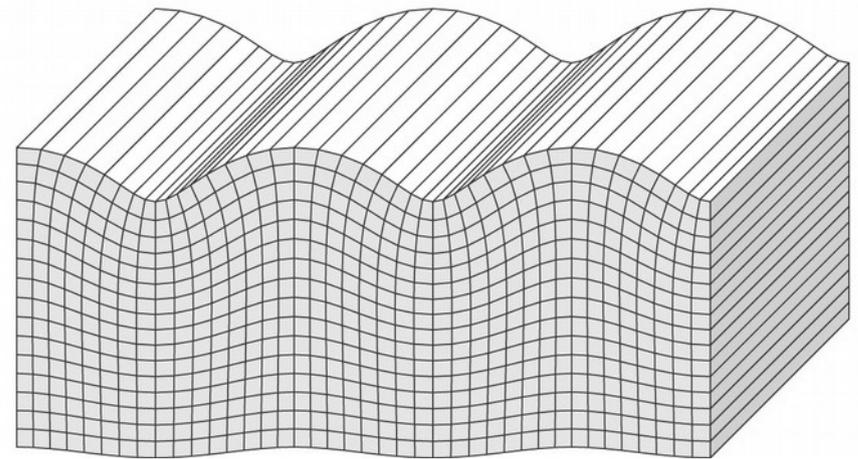
Rayleighwellen

- Gekoppelte P-SV-Wellen
- Echte Grenzschicht-Welle
- Bedarf keiner Zunahme von v_p v_s mit der Tiefe
- Ebenfalls dispersiv



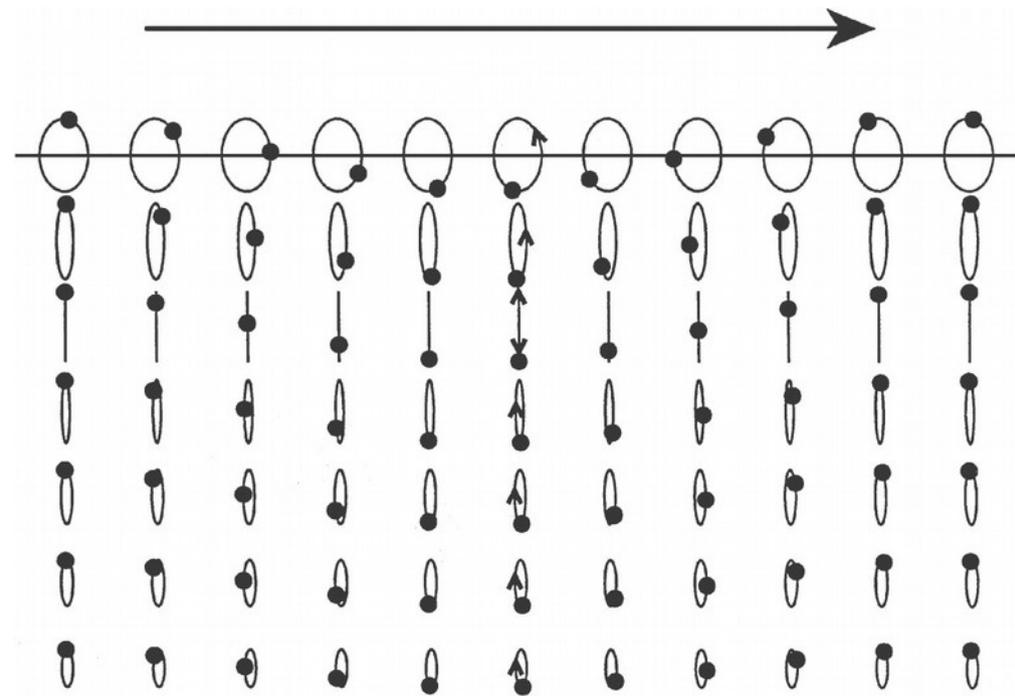
Rayleighwellen

- Echte Grenzschicht-Welle
- Gekoppelte P-SV-Wellen
- Bedarf keiner Zunahme von $v_P v_S$
- Ebenfalls dispersiv

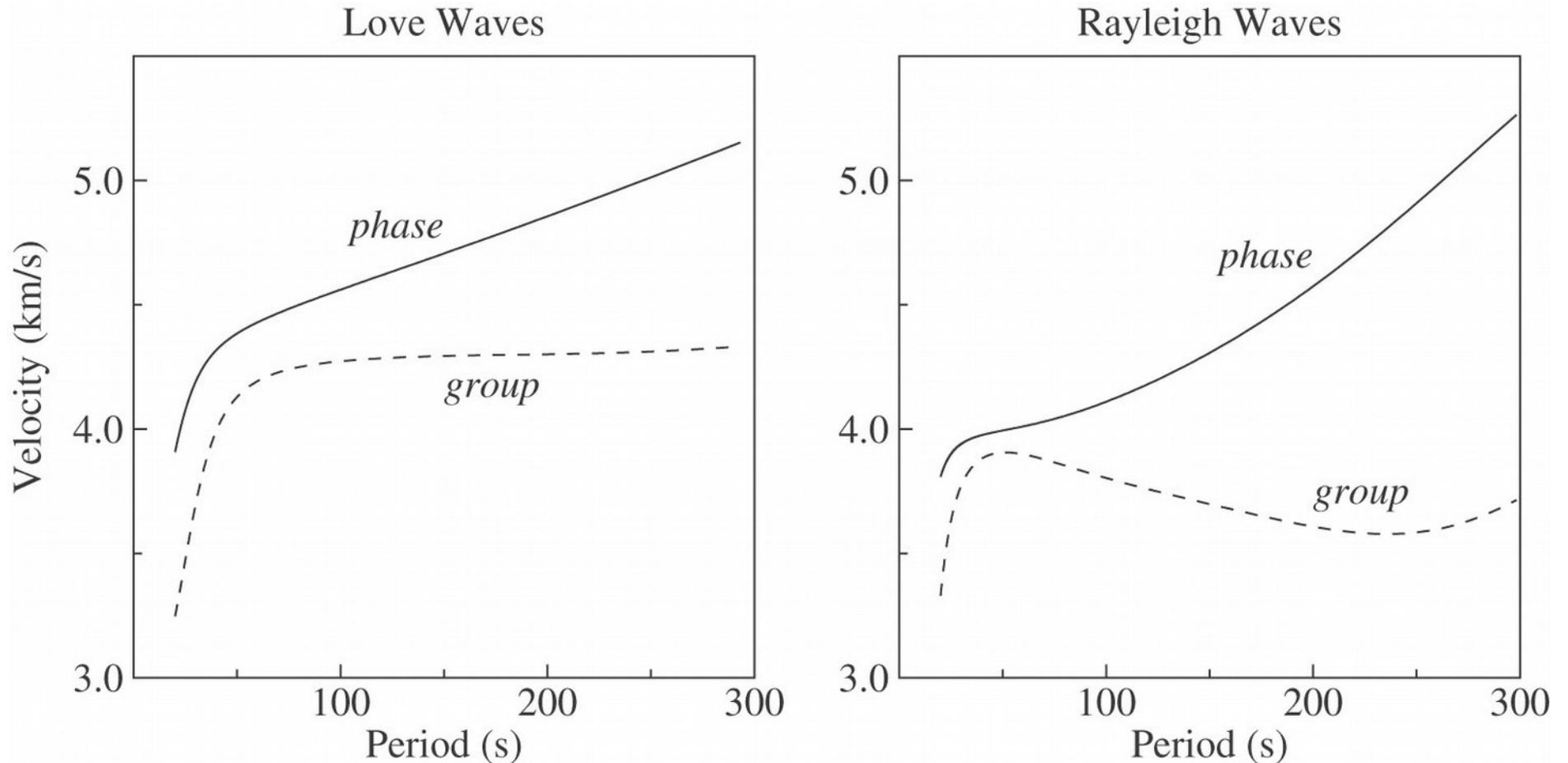


Teilchenbewegung bei Rayleighwelle

- Teilchen an der Oberfläche bewegen sich in retrograd elliptisch
- In Tiefe $\Lambda/5$ rein vertikale Bewegung
- Unterhalb prograd elliptisch

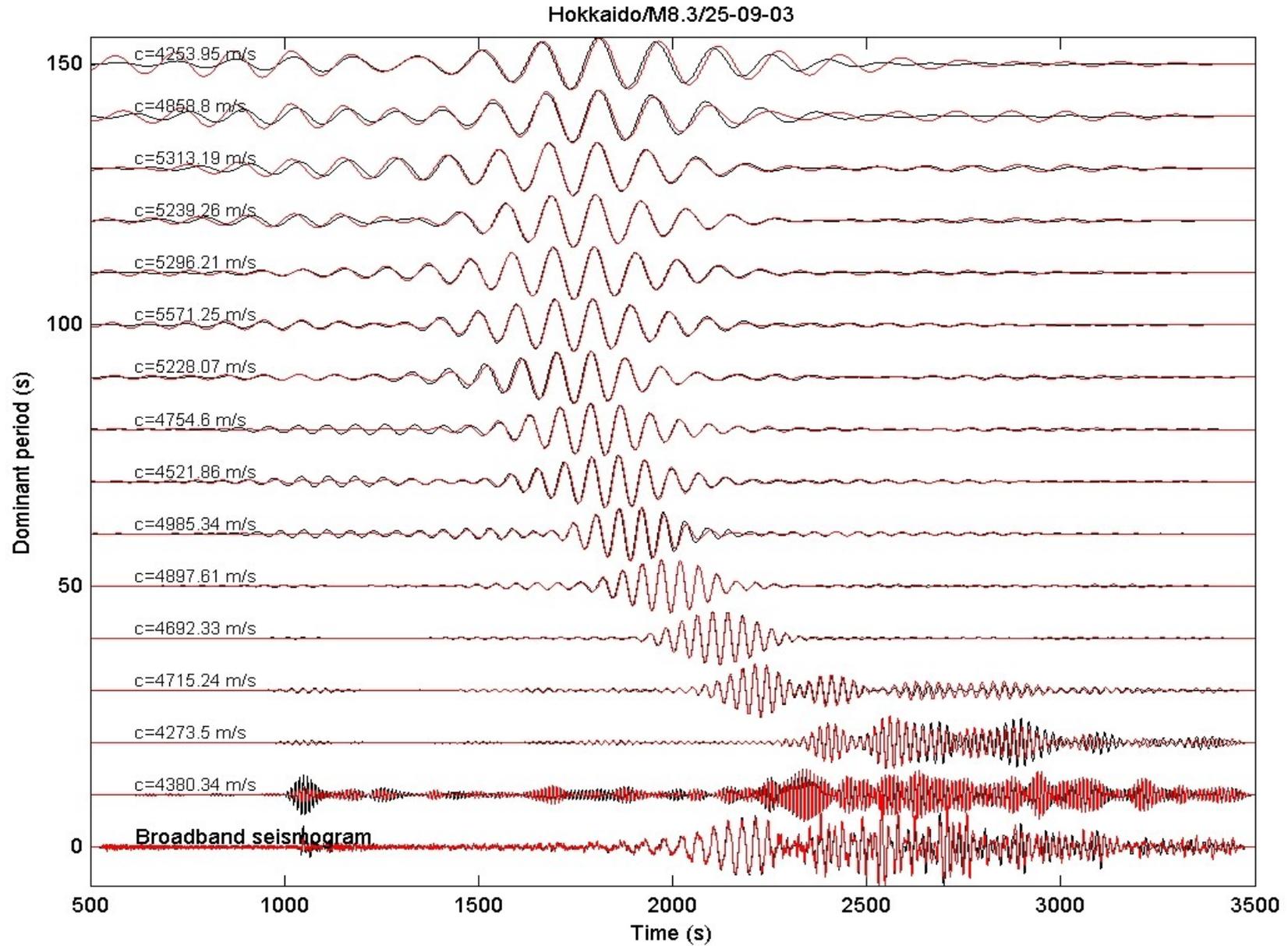


Dispersion von Oberflächenwellen



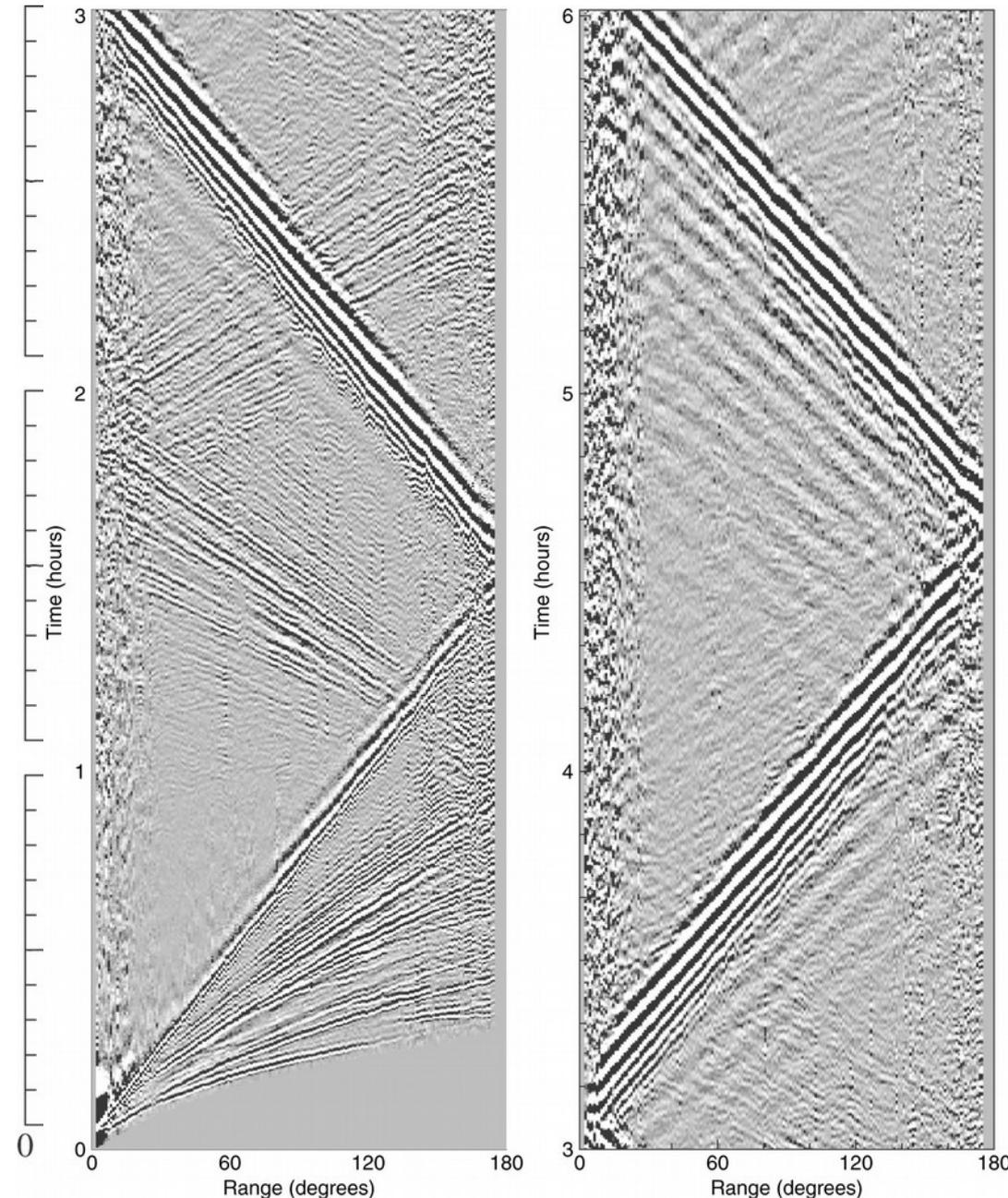
Dispersionskurven für PREM, Gabi Laske, nach: Shearer

Dispersionsmessung aus einem Seismogramm



Oberflächenwellenumläufe

- Tieffrequente Oberflächenwellen umlaufen die Erde mehrfach nach einem Erdbeben
- Tiefere Frequenzen sind weniger empfindlich für Krustenstruktur, daher kohärenter nach langer Laufzeit



Amplitudenabnahme einer Welle

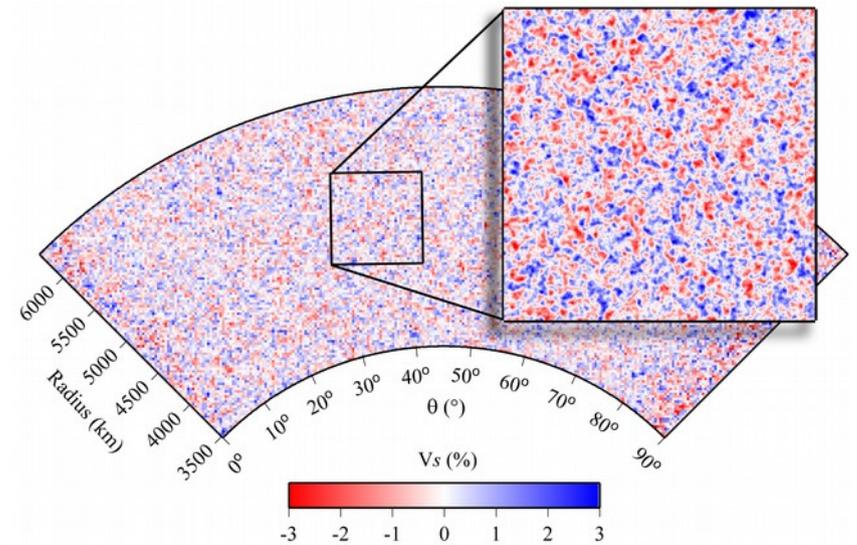
- 1) **Geometrische Divergenz:** Energie bleibt in der Wellenfront erhalten, wird aber verteilt.
- 2) **Streu-Dämpfung:** Energie bleibt in der seismischen Welle erhalten, wird aber aus der Wellenfront in andere Richtungen gestreut.
- 3) **Intrinsische Dämpfung:** Energie wird durch Anelastizität in Wärme umgewandelt und geht der Welle insgesamt verloren.

Geometrische Divergenz

- Die Wellenfront bildet eine Kugeloberfläche (Raumwellen, proportional zum Quadrat des Abstands) bzw. einen Kreisumfang (Oberflächenwellen, proportional zum Abstand)
- Die **Gesamtenergie auf der Wellenfront bleibt gleich.**
- Daher nimmt die **Energie** proportional zum Abstand (Oberflächenwellen) bzw. zu seinem Quadrat (Raumwellen) ab.
- Die Energie einer Welle ist proportional zur Amplitude im Quadrat.
- Daher nimmt die **Amplitude** proportional zum Abstand (Raumwellen) bzw. zur Wurzel des Abstands (Oberflächenwellen) ab.

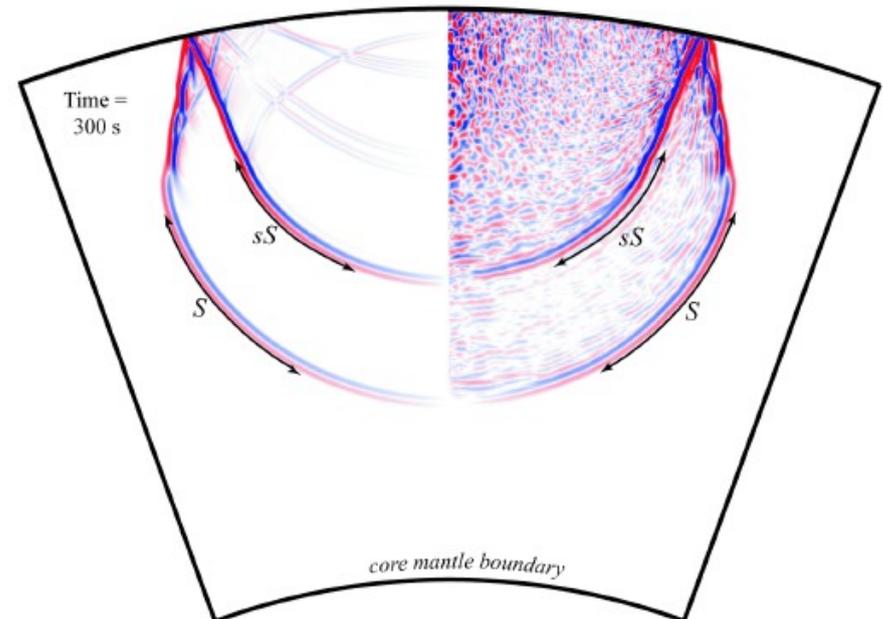
Streu-Dämpfung

- Durch kleinskalige Heterogenitäten verliert eine Wellenfront ebenfalls Energie.
- Diese wird aber nicht (direkt) in Wärme umgewandelt, sondern in andere Richtungen gestreut.
- Streuung an Heterogenitäten größer der Wellenlänge
- Die Erde ist auf allen Skalen heterogen!



a) PREM background model

b) PREM model + Gaussian ACF



The earth is heterogeneous



Metamorphic rock, Grabstein

...on all...



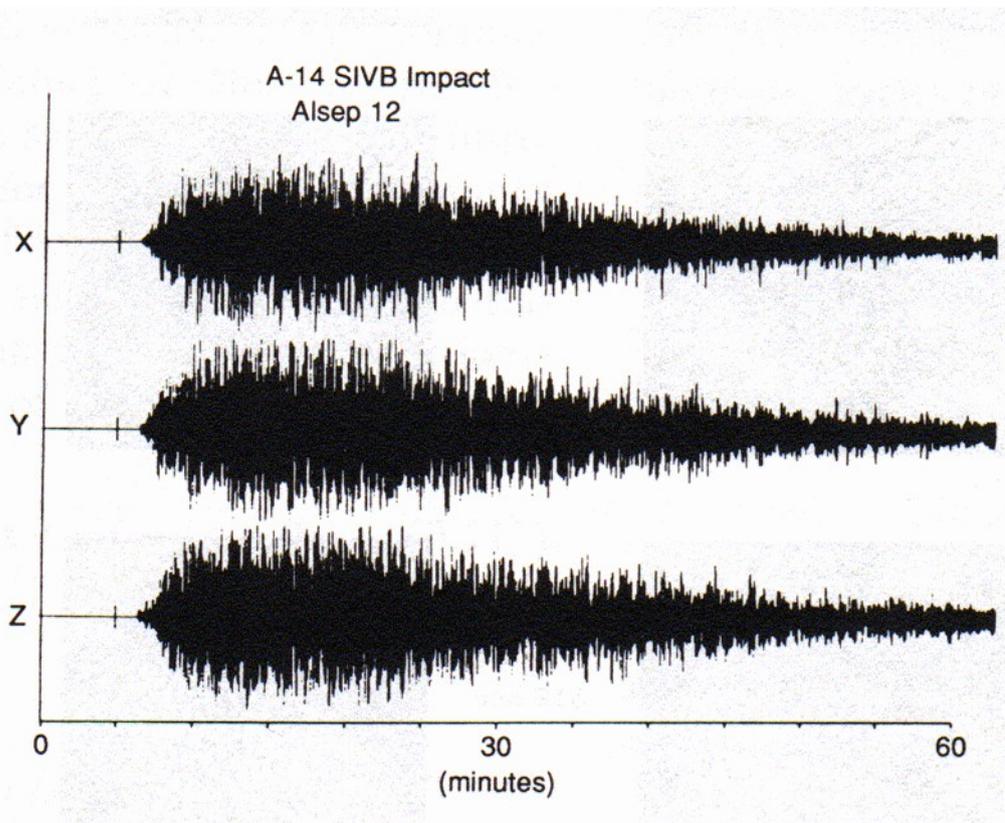
Sellamassiv, Italien

...scales



Greenland, King Oscar Fjord

Streudämpfung extrem – der Mond



- Unterhalb weniger Meter beginnt stark zerklüftete Mondkruste mit extremer Streuung (*Megaregolith*)
- Die Streuung dominiert die gesamte Wellenausbreitung. Direkte Wellenfronten sind kaum zu erkennen.

Seismogramme eines künstlichen Einschlags auf dem Mond gemessen mit dem Apollo 12-Seismometer

Intrinsische Dämpfung

- Gestein ist nicht perfekt elastisch
- Bei jeder Dehnung/Stauchung wird Energie in Wärme umgewandelt und geht der Welle verloren
- Der Gütefaktor Q beschreibt die Dämpfung
- P- und S-Wellen haben separate Q -Werte

Gestein	Q_p	Q_s
Schiefer	10	10
Sandstein	58	11
Granit	250	70-250
Oberer Mantel	650	280
Mittlerer Mantel	360	200
Unterer Mantel	1200	520
Äußerer Kern	8000	0

$$A(x) = A_0 \exp\left(-\frac{\pi f x}{v Q}\right)$$

Intrinsische Dämpfung

- Ein höherer Gütefaktor Q bedeutet eine schwächere Dämpfung (Energie geht langsamer verloren)
- Höhere Frequenzen werden stärker gedämpft.
- Folge: Für teleseismische Distanzen sind P-Wellen bis etwa 1 Hz messbar, S-Wellen bis etwa 0.2 Hz

Gestein	Q_p	Q_s
Schiefer	10	10
Sandstein	58	11
Granit	250	70-250
Oberer Mantel	650	280
Mittlerer Mantel	360	200
Unterer Mantel	1200	520
Äußerer Kern	8000	0

$$A(x) = A_0 \exp\left(-\frac{\pi f x}{v Q}\right)$$

Amplitudenabnahme einer Welle

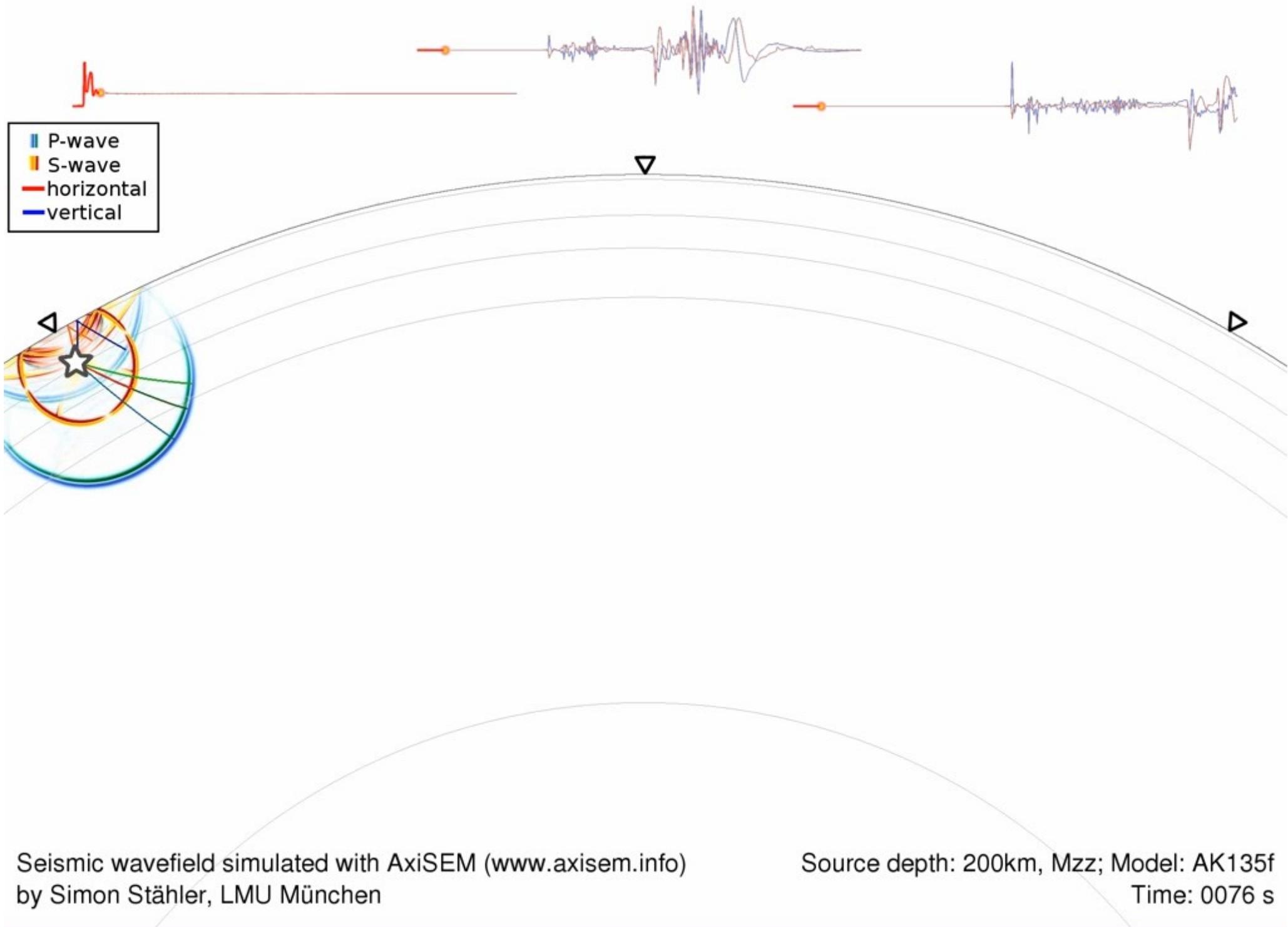
- 1) Geometrische Divergenz:** Energie bleibt in der Wellenfront erhalten, wird aber verteilt.
- 2) Streu-Dämpfung:** Energie bleibt in der seismischen Welle erhalten, wird aber aus der Wellenfront in andere Richtungen gestreut.
- 3) Intrinsische Dämpfung:** Energie wird durch Anelastizität in Wärme umgewandelt und geht der Welle insgesamt verloren.

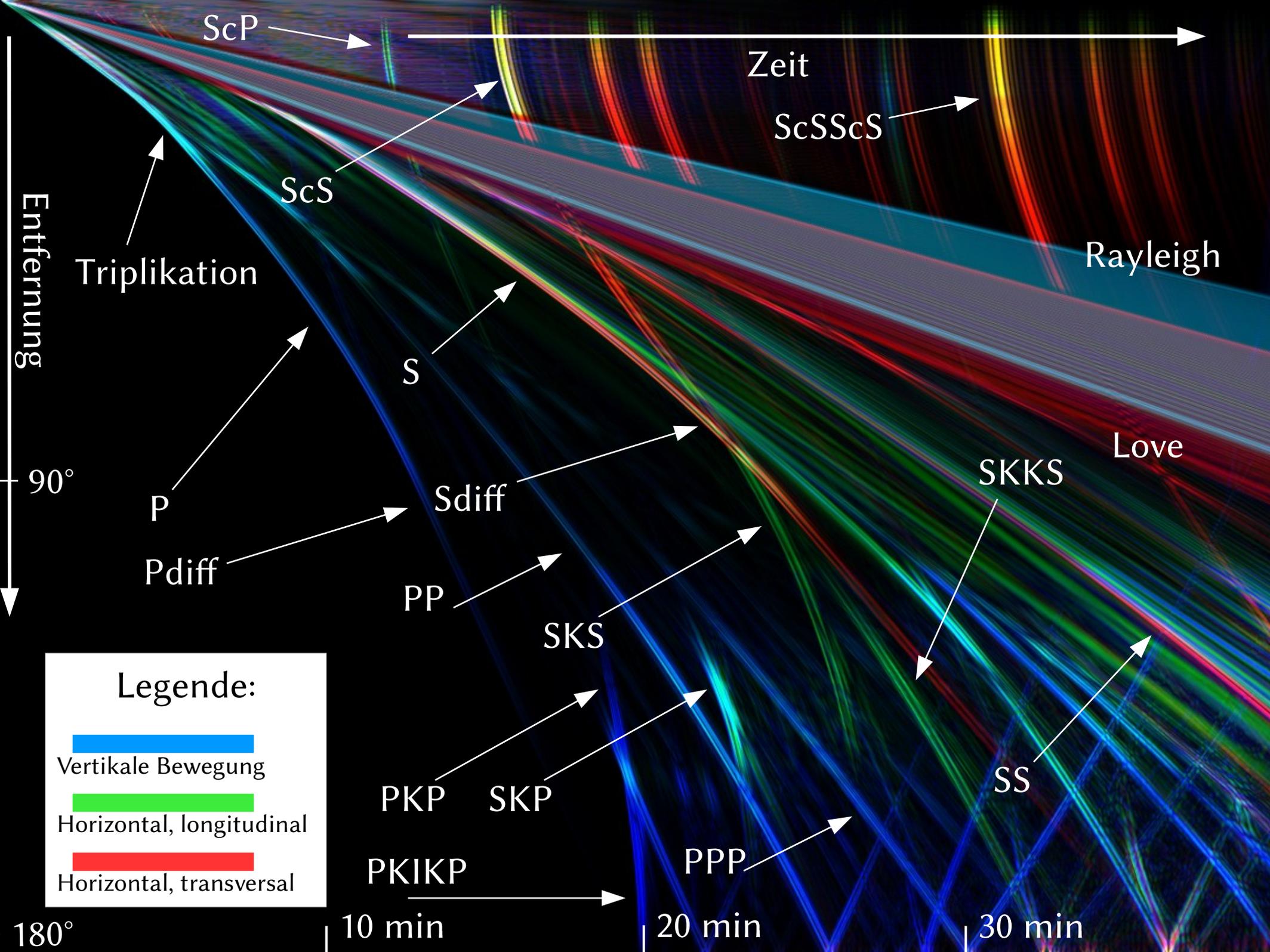
Am Ende wird alle seismische Energie durch intrinsische Dämpfung in Wärme umgewandelt!

Numerische Seismologie

- Berechne das globale seismische Wellenfeld für ein Erdbeben und ein Erdmodell
- $f_{\max}=0.5$ Hz, (in etwa die globale Beobachtungsschwelle)

Modell	Axialsymmetrisch	3D
Kosten $f_{\max}=0,5$ Hz	1.000 CPUh	>1.000.000 CPUh
Auf Quadcore-Computer	10 Tage	300 Jahre
Auf SuperMUC (10^5 Cores)	5 Minuten (hypothetisch)	10 Stunden
Kosten $f_{\max}=0,05$ Hz (20s)	1 CPUh	100 CPUh
Auf Quadcore-Computer	15 Minuten	4 Tage
Auf SuperMUC (10^5 Cores)	-	3 Sekunden (hypothetisch)
Skalieren der Kosten	prop. zu f_{\max}^3	prop. zu f_{\max}^4
Software	AxiSEM	SpecFEM





Globale Seismologie - Zusammenfassung

- Seismische Wellen von Erdbeben ab $M_{4.5}$ können global detektiert werden.
- Raumwellen ermöglichen eine Erforschung des tiefen Erdinneren
- Oberflächenwellen sehen primär die Kruste und den oberen Mantel
- Seismische Wellen können simuliert werden, um daraus Informationen über den Aufbau der Erde zu gewinnen (Tomographie, nächste Woche)