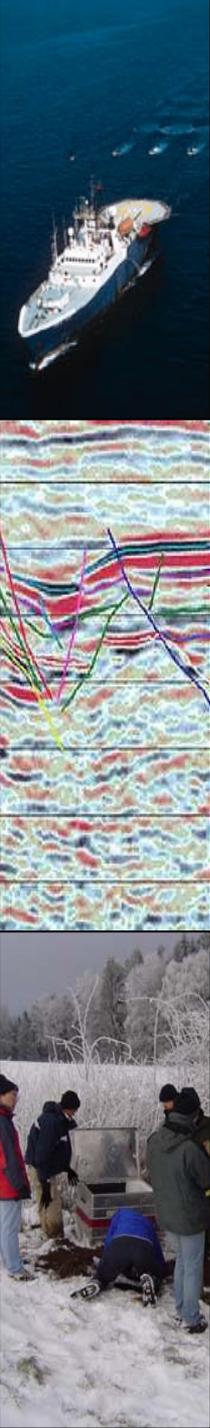


Was sind die Methoden der Angewandten Geophysik?

- **Seismik**, *Reflektions- und Refraktions Seismik, Erdbebenseismologie*
- *Gravimetrie, Gravimeter, Anomalien, Dichte der Gesteine, Korrekturen*
- *Geoelektrik, Leitfähigkeit, Polarisation, Eigenpotential*
- *Magnetik, Gesteinsmagnetismus, Anomalien, Biogeomagnetismus*
- *Geoelektromagnetik, EM Felder, aktiv, passiv*
- *Bohrlochgeophysik, (gute Koppelung/direktes Messen) well logging, Bohren, Permeabilität, Porosität*
- *Geophysical fluid dynamics, poröses Medium, Flüssigkeitsdiffusion*
- *Radiometrie, Geothermie/Geothermische Anwendungen (geothermal methods)*



Prinzipieller Unterschied: **passive** und **aktive** Methoden

Passiv:

Natürliche Quellen werden für die Erkundung des Untergrund benutzt

Beispiele:

- Gravitation
- Erdbeben
- EM Feld
- Schallwellen
- Mikroseismische Aktivitäten
- Wärmefluss
- Strömungen
- Deformation
- Rotation

Aktiv:

Mit künstlichen Quellen werden Eigenschaften des Untergrunds dargestellt

Beispiele:

- Explosionen, Druckluftkanonen
- EM Wellen
- Polarisationsmethoden
- Vibrationen
- Injektion von Flüssigkeiten

Was sind **direkte** und **indirekte** Methoden?

Imaging (Abbilden) und Unsicherheiten

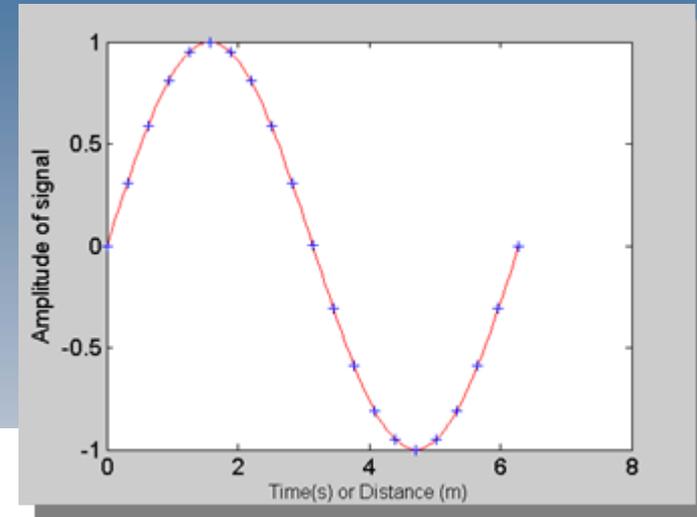
Indirekte Methoden (Imaging) sind normalerweise „**unterbestimmte mathematische Probleme**“ und/oder haben keine mathematisch **eindeutige** Lösungen. Dies bietet großen Freiraum für die Interpretation der beobachteten Daten.

Konsequenzen:

- Es können mehr als nur eine Lösung (oftmals unendlich viele) die Beobachtungen erklären
- Informationen über Unsicherheiten sind schwierig darzustellen
- Oftmals sind Ergebnisse von „Wunschdenken“ geprägt. (Vorsicht !)
- Man muss sich stets darüber im Klaren sein wie viel Information die Messungen über die Physik des betrachteten Systems beinhalten (dies führt z.B. zum Gebrauch der Wahrscheinlichkeitsrechnung)

Wellenlänge, Periode, etc.

Die wichtigsten Komponenten die man in der Verarbeitung der Daten benötigt sind die **räumlichen und zeitlichen Frequenzen**



T Periode
 f Frequenz
 ω Kreisfrequenz

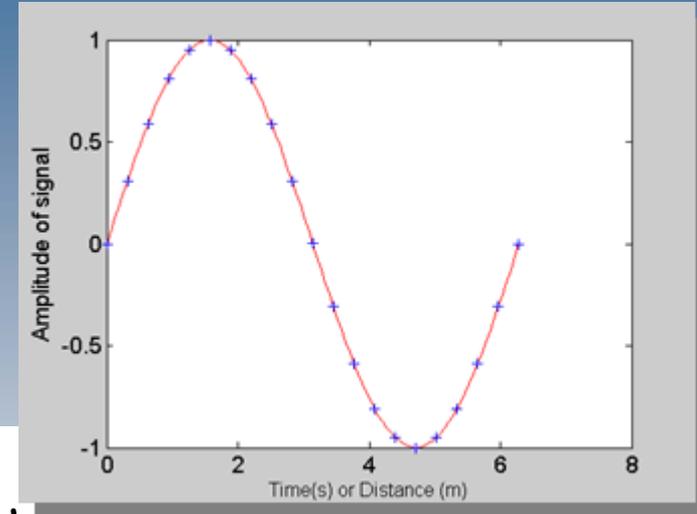
$$T=1/f$$
$$\omega=2\pi f$$

zeitliche Frequenzen

Harmonische Schwingung (abh. von Zeit):
 $f(t) = A \sin(\omega t) = A \sin(2\pi f t) = A \sin((2\pi/T) t)$
 A Bewegungsamplitude

Wellenlänge, Periode, etc.

... für räumliche Frequenzen analog ...



λ Wellenlänge
 k räumliche Wellenzahl

$$k = 2\pi/\lambda$$

räumliche Frequenzen

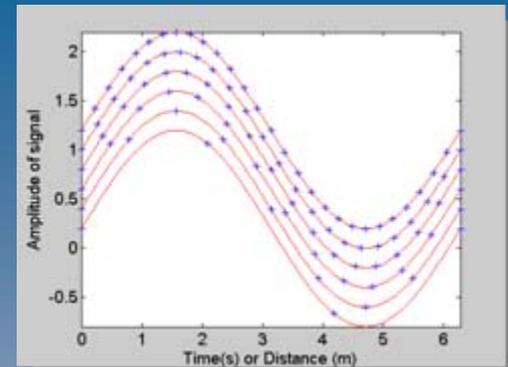
Harmonische Schwingung (abh. vom Raum):

$$f(x) = A \sin(kx) = A \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right)$$

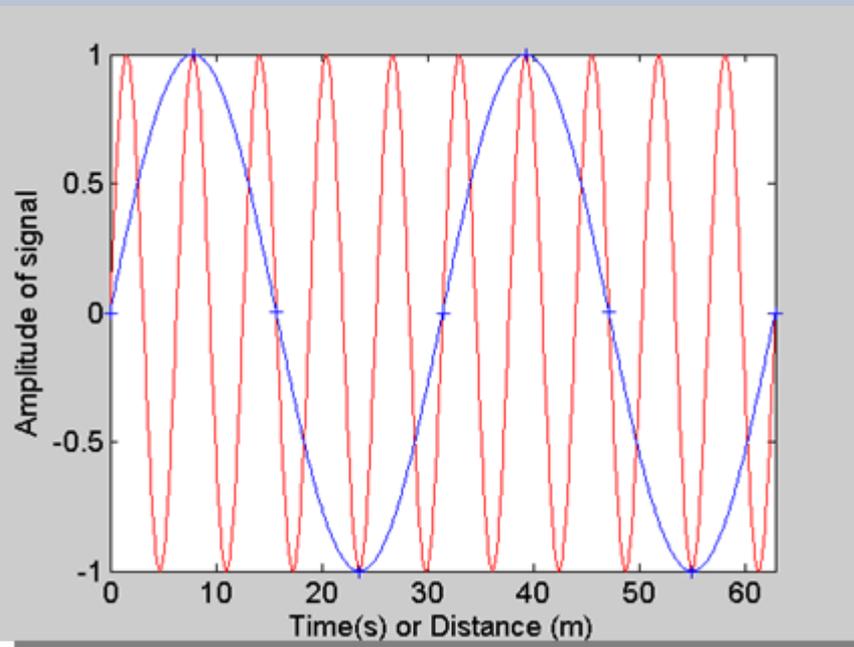
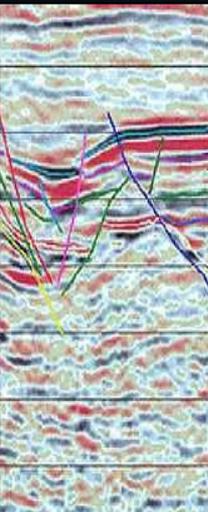
A Bewegungsamplitude



Nyquist Frequenz (Wellenzahl, Intervall)



Die **Nyquist Frequenz** ist die Hälfte der **Abtastfrequenz** (**Samplingrate dt**): $f_N = 1/(2dt)$. Ist die Frequenz des Signals größer als die Nyquistfrequenz, entstehen nicht lineare Verzerrungen, die auch als **Alias-Effekt** bezeichnet werden.



Die Frequenz des **Signals** ist $> f_N$ wird gesampelt mit (+) führt zu einem falschen Signal (**blau**).

Wie kann man den Alias-Effekt verhindern?



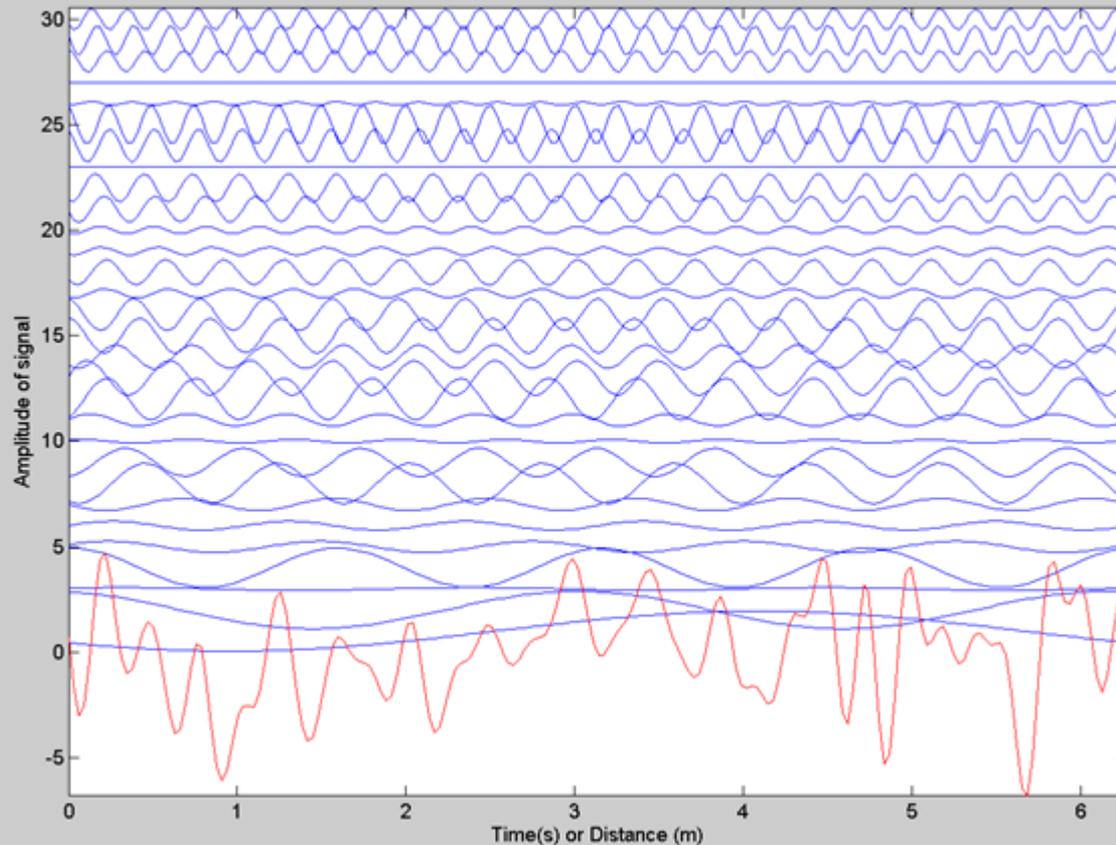
Harmonische Analyse - Spektralzerlegung

Der Kern der Spektralanalyse ist eines der wichtigsten Theoreme der mathematischen Physik:

Jedes beliebige periodische Signal kann mit Hilfe von überlagerten harmonischen (Sinus-, Cosinus-) Signalen dargestellt werden.

Die Repräsentation des physikalischen Systems durch Zeit und Raum oder durch Frequenz und Wellenzahl ist **äquivalent!** Es gibt keinen Informationsverlust, wenn man von dem einen Raum in den anderen transformiert, oder zurück.

Spektralanalyse



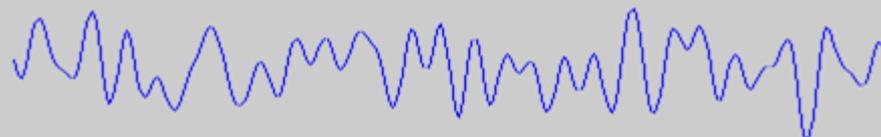
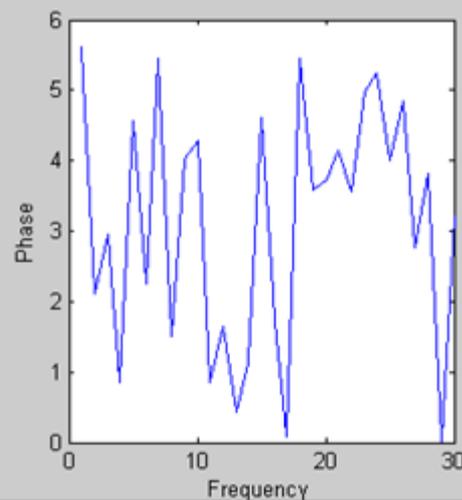
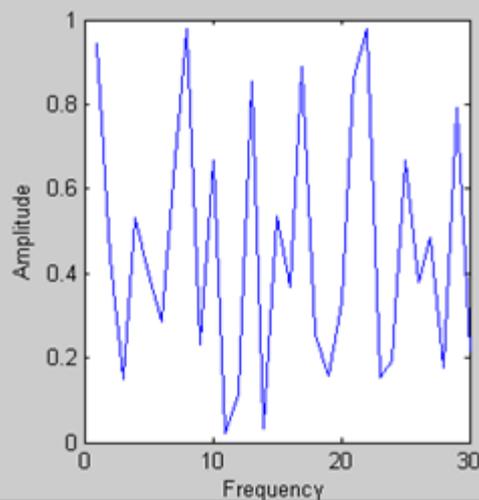
die **rote** Spur ist die Summe aller **blauen** Spuren!

Das Spektrum

Amplitudenspektrum

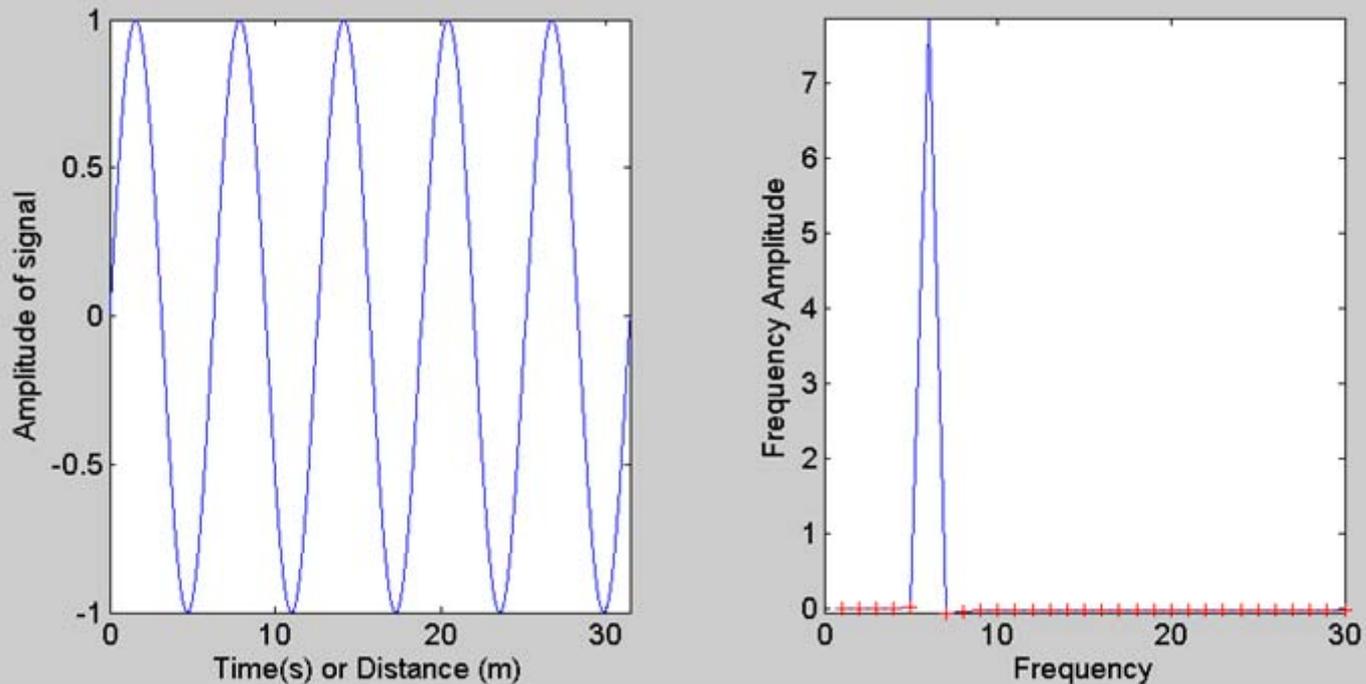
Phasenspektrum

Fourier Raum



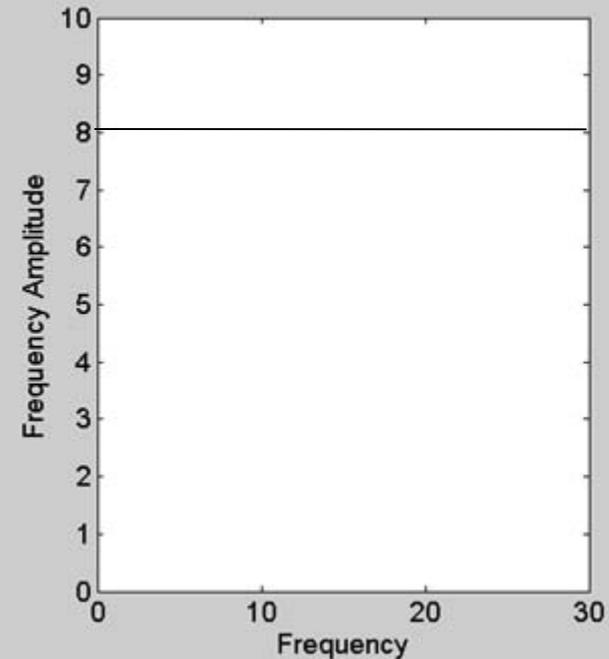
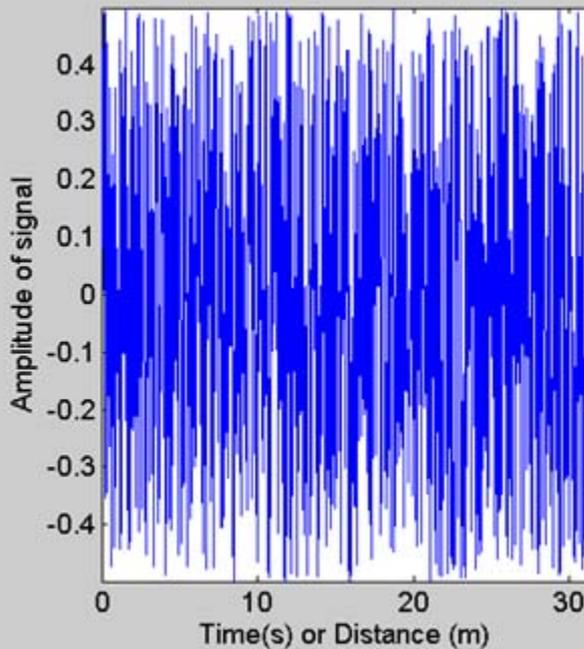
Physikalischer Raum

Fourier Spektren: harmonische Signale



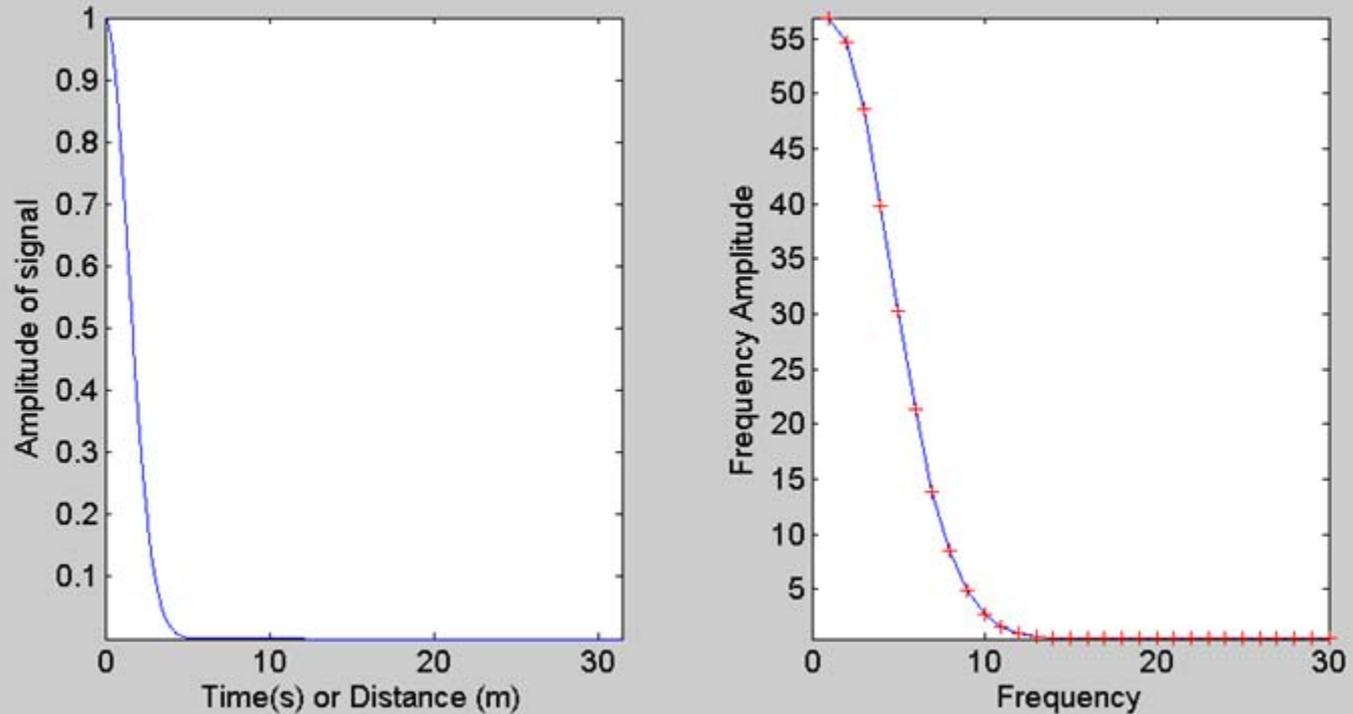
Das Spektrum eines (monochromatischen) harmonischen Signals (räumlich oder zeitlich) ist ein "Spike" („Delta-Funktion“) im Frequenzbereich.

Fourier Spektren: zufällig verteilte (random) Signale



Zufällig verteilte Signale beinhalten **alle Frequenzen**. Ein Spektrum mit gleichmäßiger Verteilung aller Frequenzen nennt man **weißes Spektrum**

Fourier Spektren: Gauss-verteilte Signale



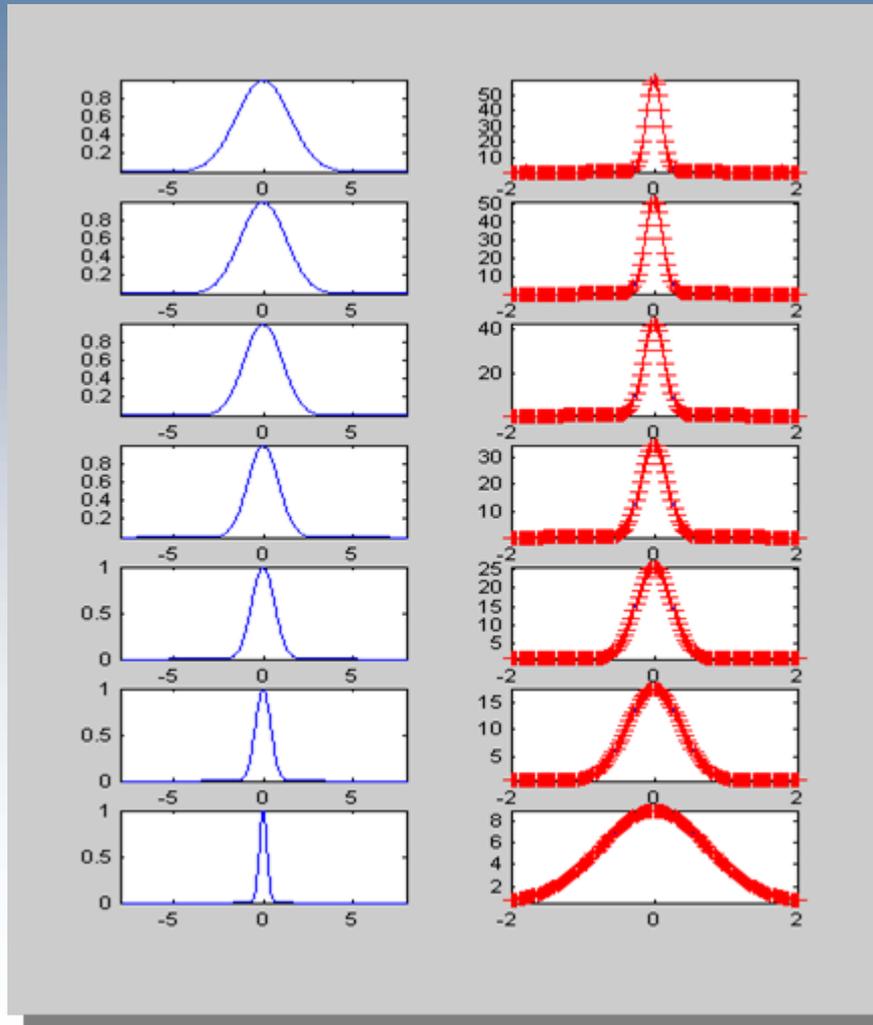
Das Spektrum einer Gauss-Funktion ist selbst eine Gauss-Funktion.
Wie verändert sich das Spektrum, wenn man die Gauss-Funktion verengt?

Puls-Breite und Frequenz-Bandbreite

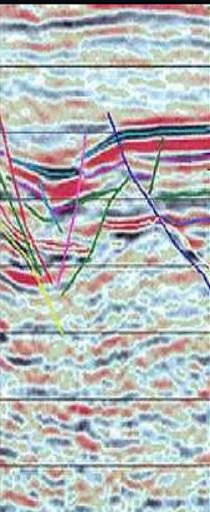
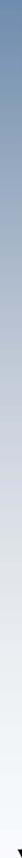
Zeit (Raum)

Spektrum

Verengen des physikalischen Signals



Verbreitern der Frequenzbandbreite



Bearbeiten von Wellenformen

Wie müssen wir unsere digitalisierten Daten behandeln, um Information zu entnehmen? Diese Frage führt uns direkt zu den Konzepten der (De-) Konvolution (Faltung), (Auto-, Kreuz-) Korrelation und Filterung.

Das zentrale Konzept ist die Ausgabe eines Systems auf einen eingegebenen Impuls. Die **Impuls-Antwort**

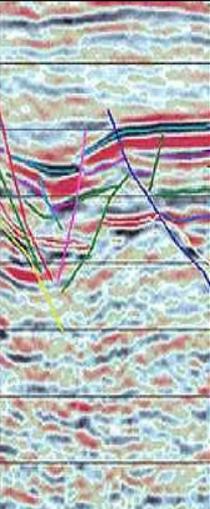
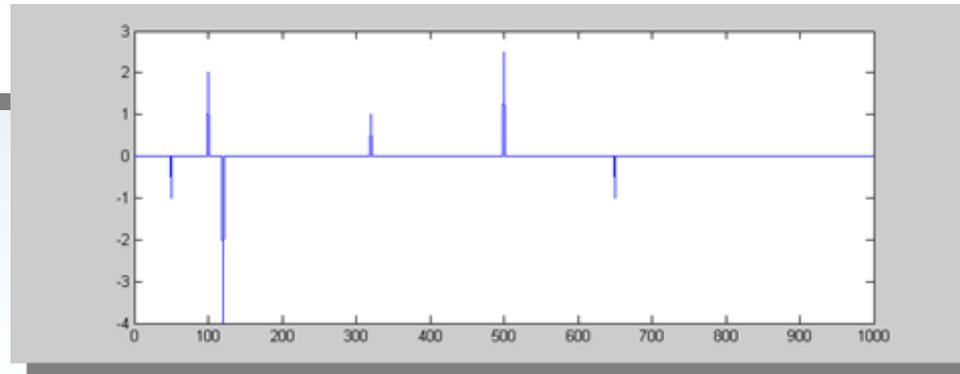
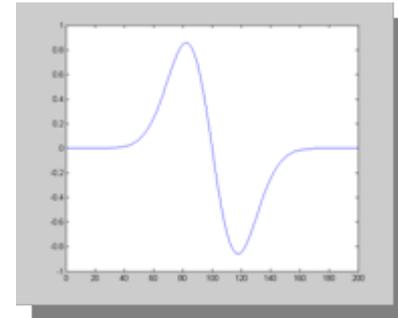


1D Konvolutionsmodell einer seismischen Spur

Das Seismogramm eines geschichteten Mediums kann ebenso mit einem Konvolutionsmodell berechnet werden ...

$$u(t) = s(t) * r(t) + n(t)$$

$u(t)$ Seismogramm
 $s(t)$ Informationsquelle
 $n(t)$ Rauschen
 $r(t)$ Reflektivität



Korrelation

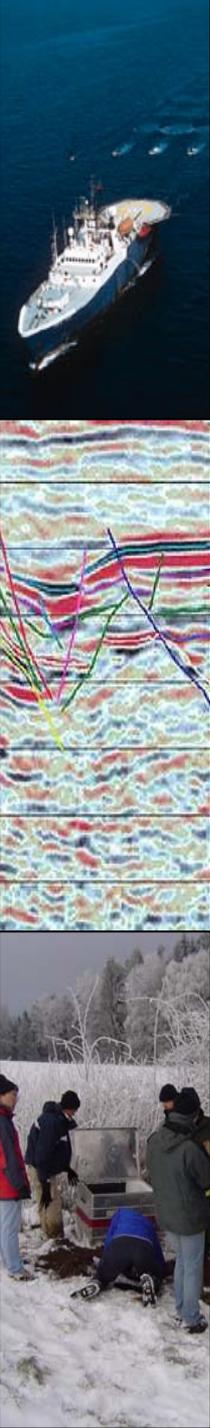
Korrelation spielt eine zentrale Rolle bei der Studie von Zeitreihen. Normalerweise gibt die Korrelation eine **quantitative Abschätzung der Ähnlichkeit zweier Funktionen** und den **zeitlichen/räumlichen Versatz** zwischen ihnen an. Die Korrelation zwischen den Funktionen g und f (beide mit n Proben) ist definiert durch:

$$r_k = \sum_{i=1}^n f_{k+i} g_i$$

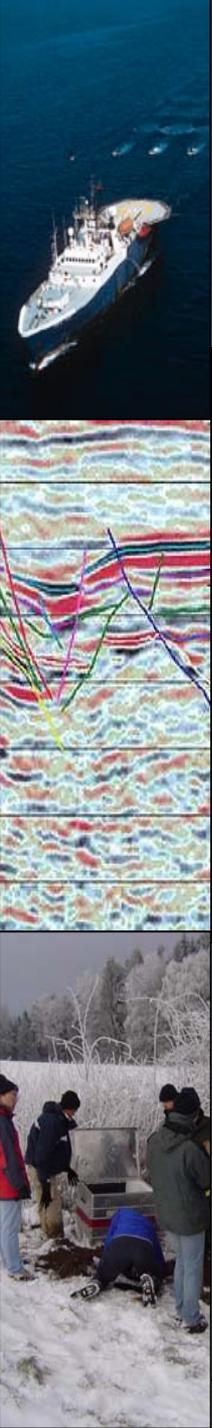
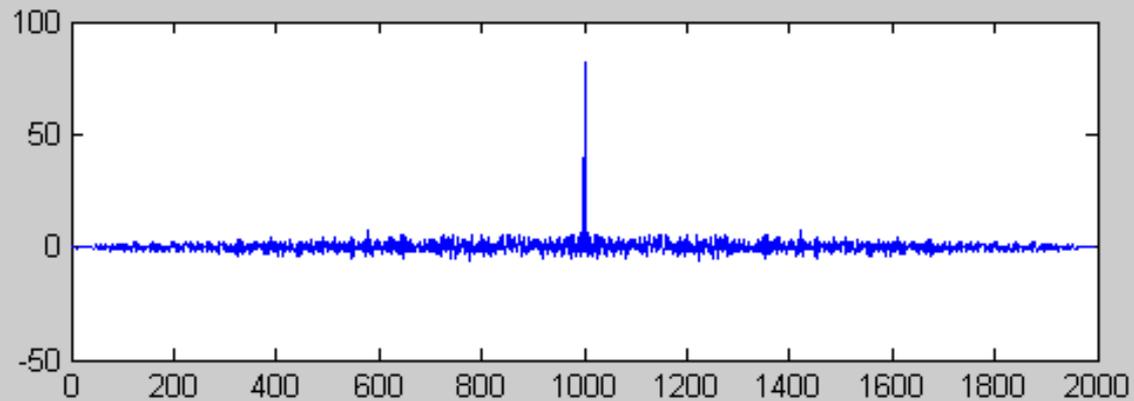
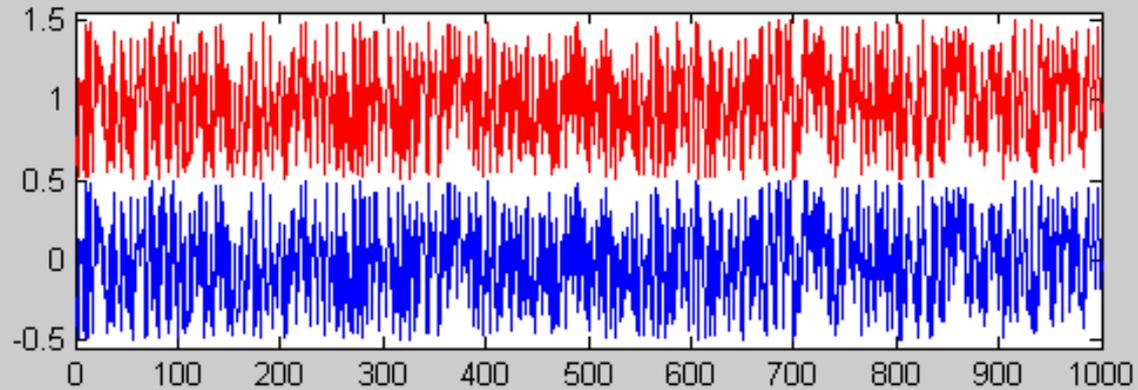
$$k = -m, \dots, 0, \dots, m$$

$$m = n - 1$$

m nennt man auch **max lag (Verzögerung)**



Auto-Korrelation Randomfunktionen



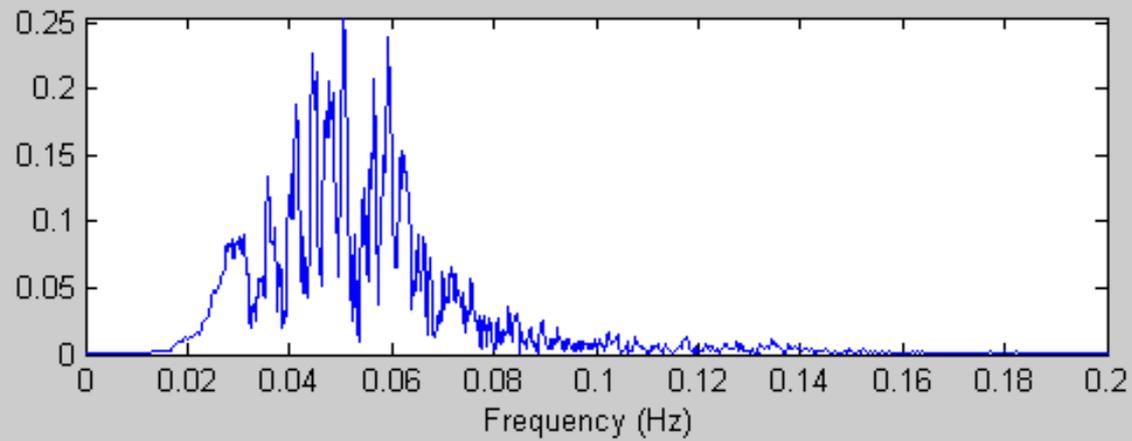
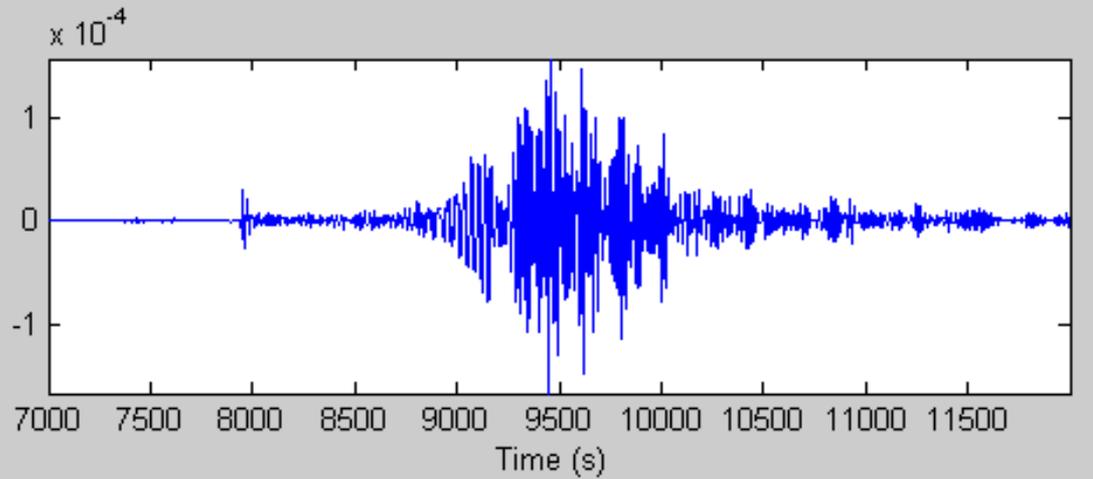
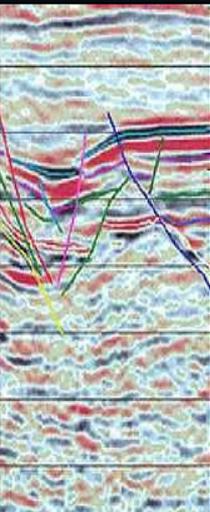
Digitales Filtern

Oftmals beinhaltet ein aufgezeichnetes Signal eine Fülle von Informationen, an denen wir nicht interessiert sind (Rauschen). Um uns des Rauschens zu entledigen fügen wir einen **Filter im Frequenzraum** hinzu.

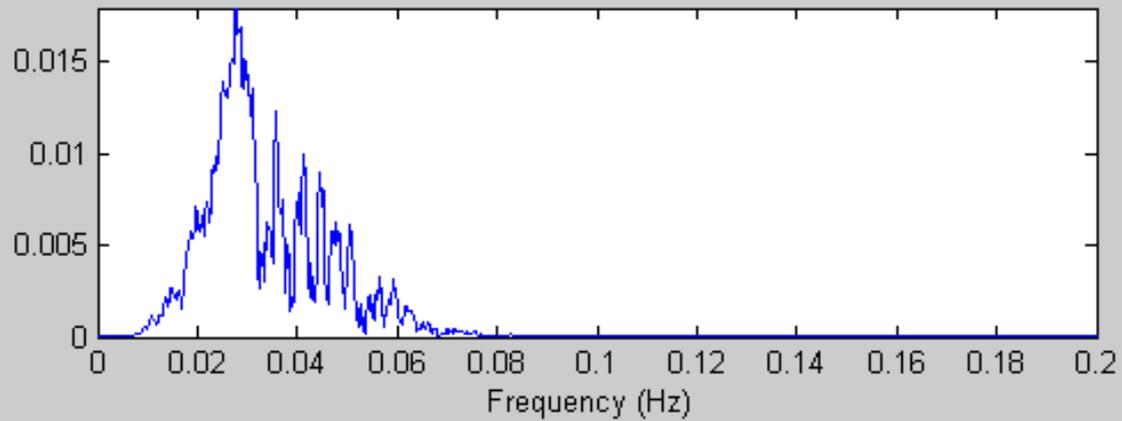
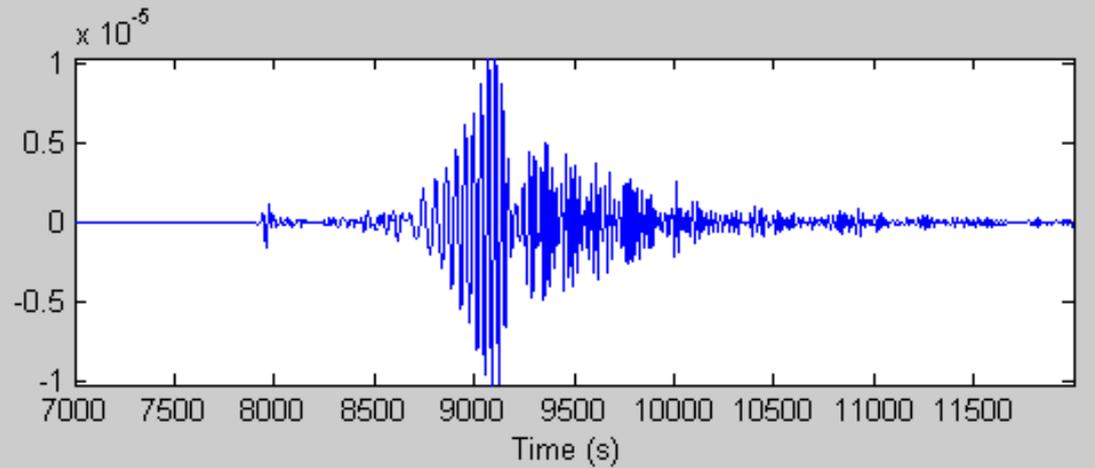
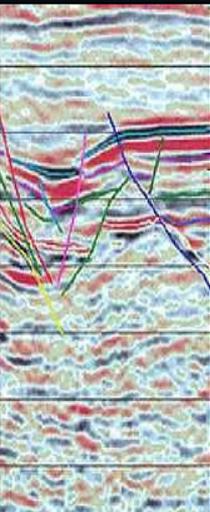
Die wichtigsten Filter sind:

- **Hochpass:** schneidet niedrige Frequenzen ab
- **Tiefpass:** schneidet hohe Frequenzen ab
- **Bandpass:** schneidet hohe und tiefe Frequenzen heraus, und hinterlässt ein Band von mittleren Frequenzen
- **Bandfilter:** schneidet bestimmte Frequenzen heraus und hinterlässt alle anderen Frequenzen

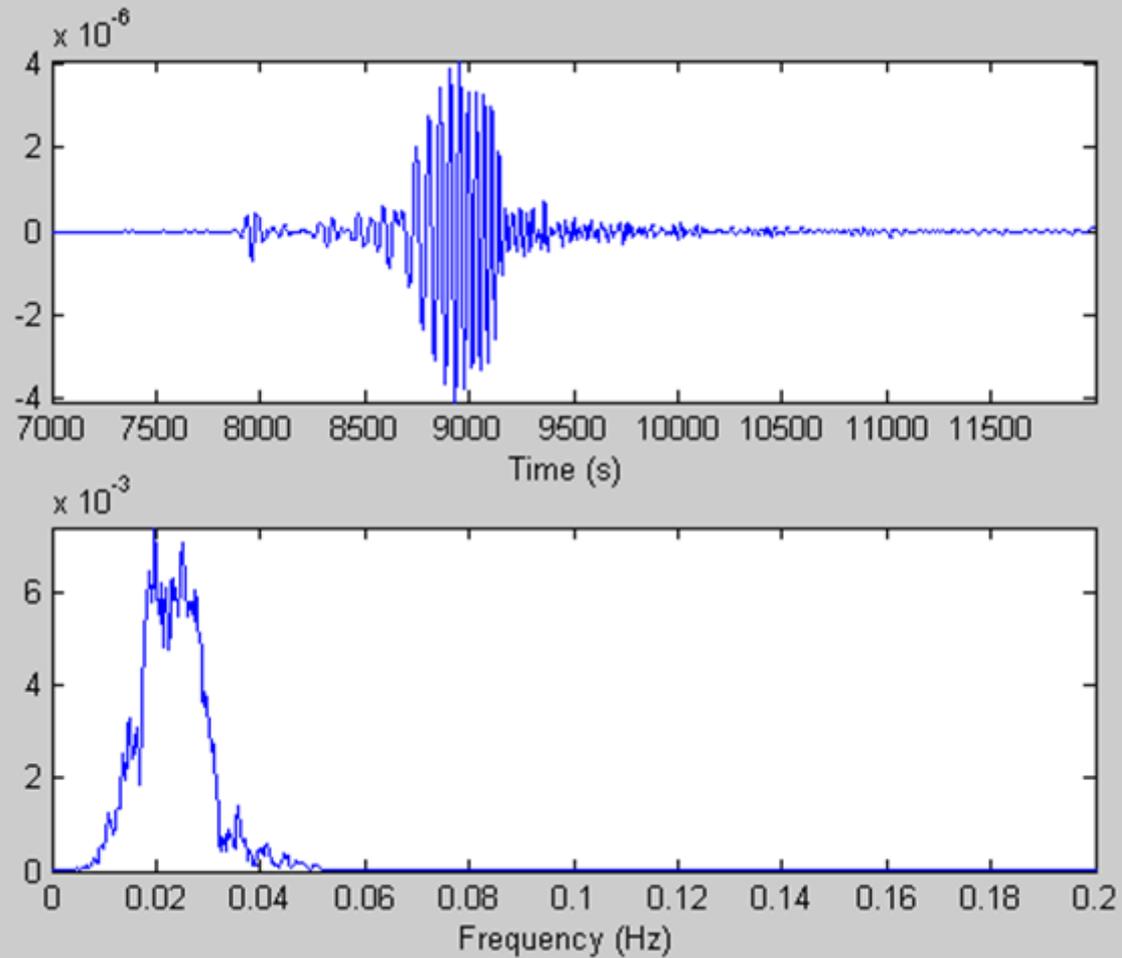
Digitales Filtern



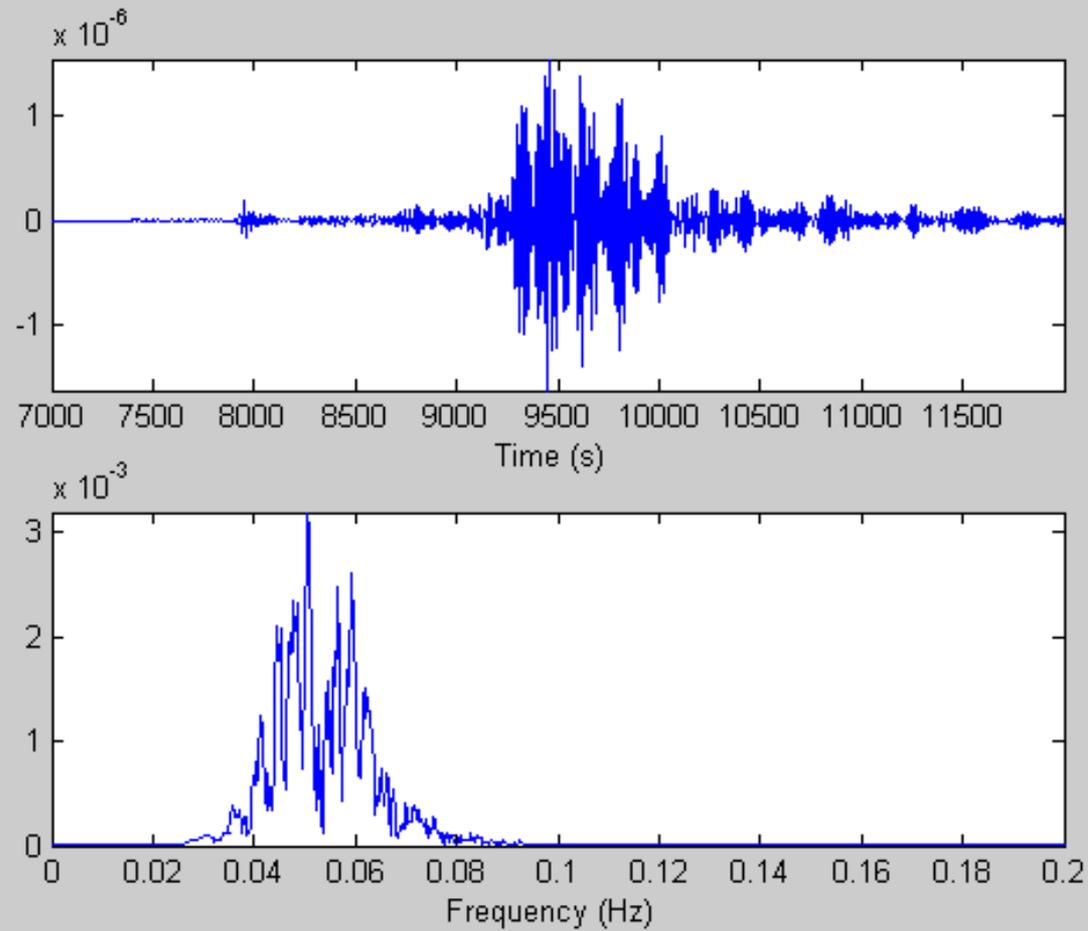
Tiefpass Filterung



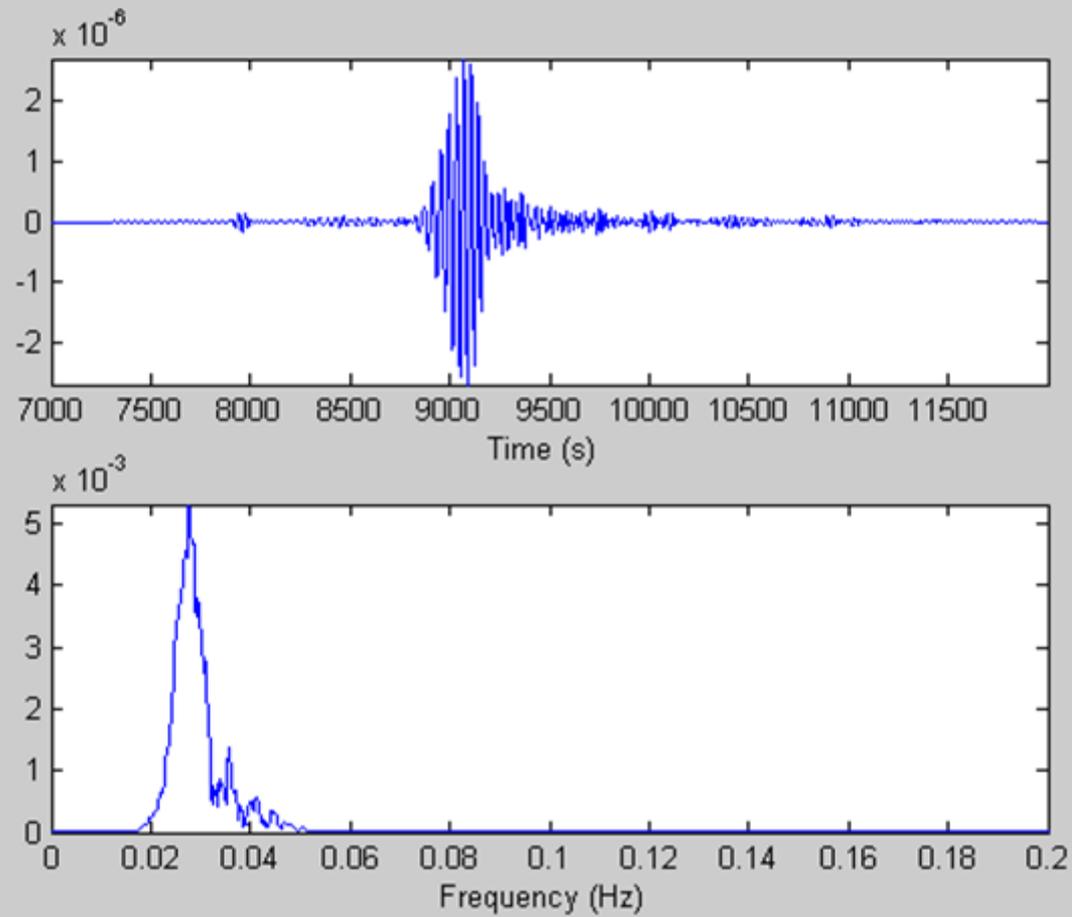
Tiefpass Filterung



Hochpass Filter



Bandpass Filter



Zusammenfassung

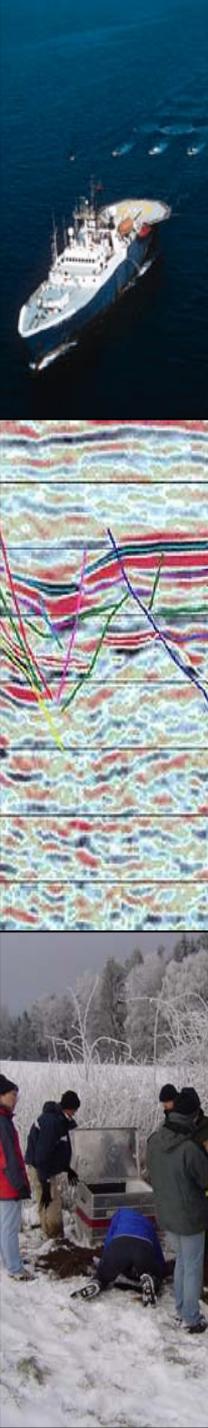
Heute beinhalten fast alle Datenanalysen die Spektral- und Filterungs- Methoden.

Die Konzepte sind:

(De-) Konvolution -> um die Response eines Systems auf eine bestimmte Eingabe zu erhalten

Korrelation -> um Signale nach ihrer Ähnlichkeit zu vergleichen und ihre Verschiebungen festzustellen. (Phasen Delays)

Fourier Transformation - Spectren - Filterung -> um bestimmte Frequenzen herauszuschneiden, und die interessanten Signale hervorzuheben.

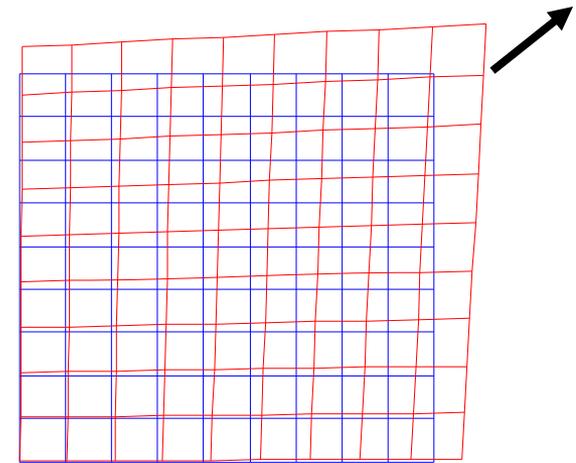


Spannung und Deformation

Stress and **Strain**

In erster Näherung verformt sich die Erde wie ein **elastischer Körper** solange die Deformation (Strain) gering ist.

Mit anderen Worten gesagt, wenn die Kraft, die die Verformung verursacht, wegfällt, wird der Körper wieder in seine ursprüngliche Form zurückkehren.



Die Änderung der Form eines Körpers nennt man Deformation. Die Kräfte, die die Verformung verursachen nennt man Spannung/**Stress**.

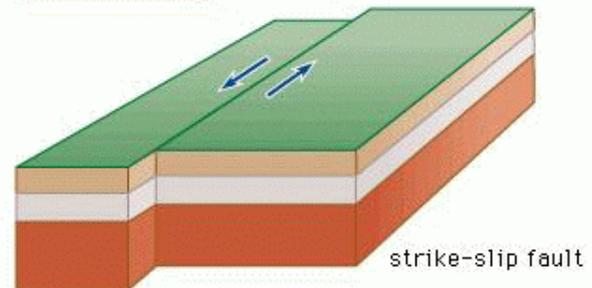
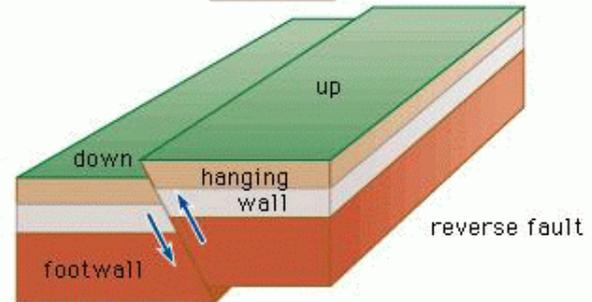
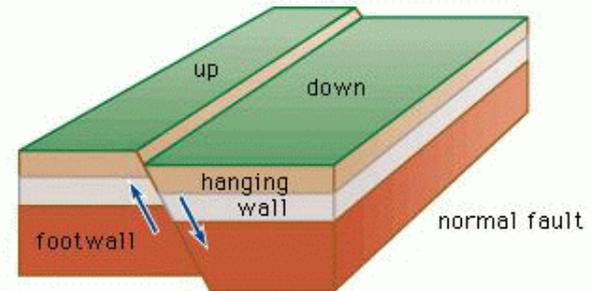
Spannungen und Verwerfungen

Extension

Kompression

Blattverschiebung

Strike-slip

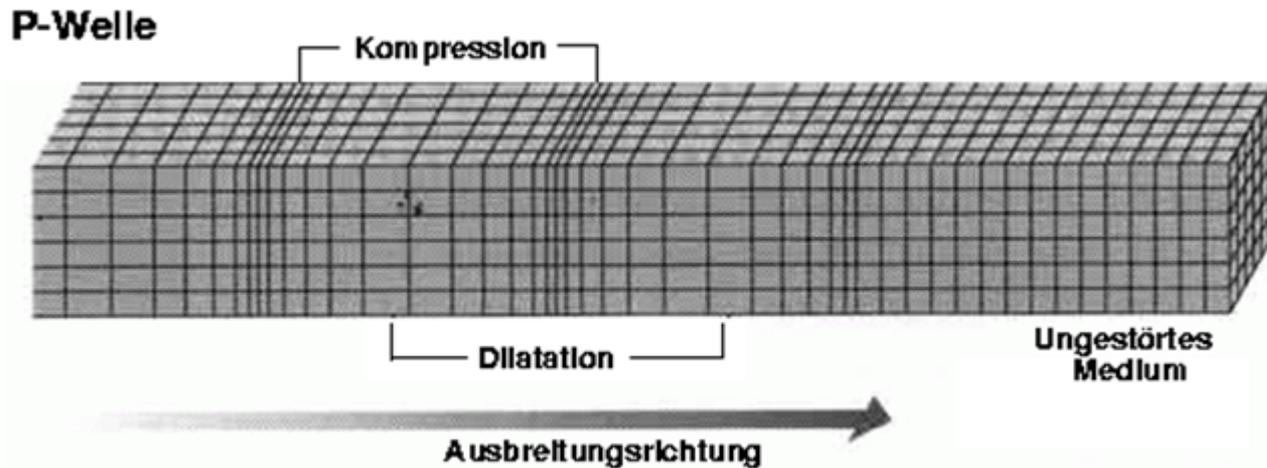


©1994 Encyclopaedia Britannica, Inc.

Seismische Wellentypen

P - Wellen

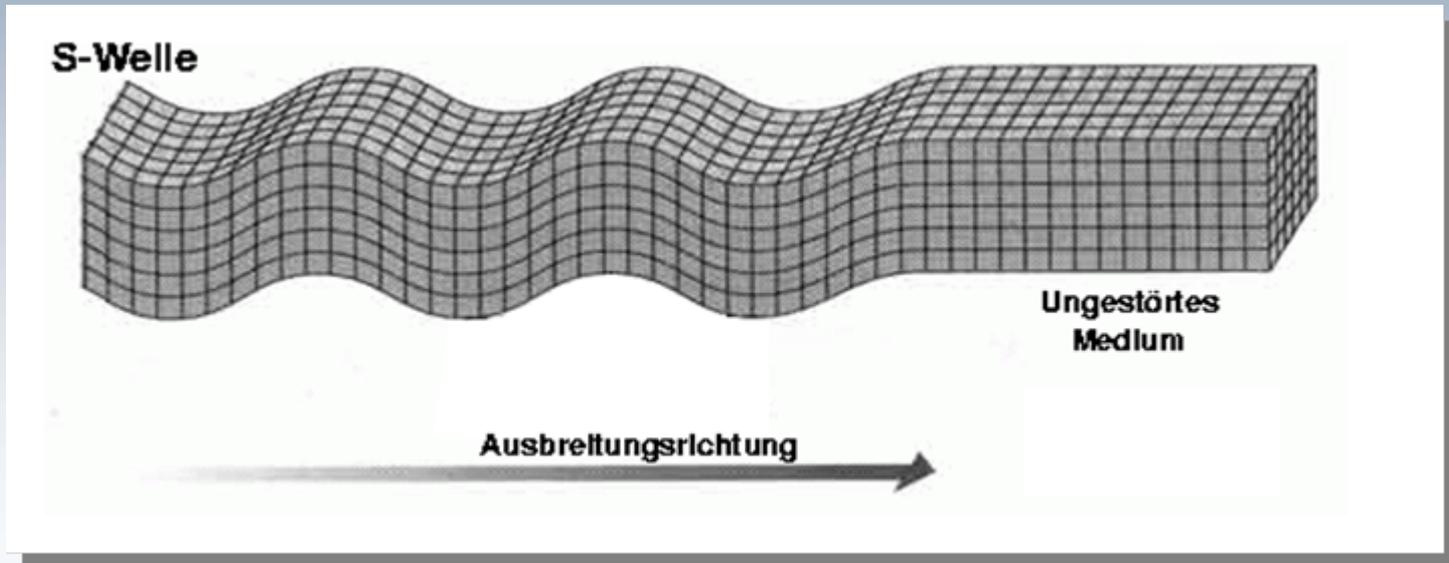
P - Primärwellen - Kompressionswellen - Longitudinalwellen



Seismische Wellentypen

S - waves

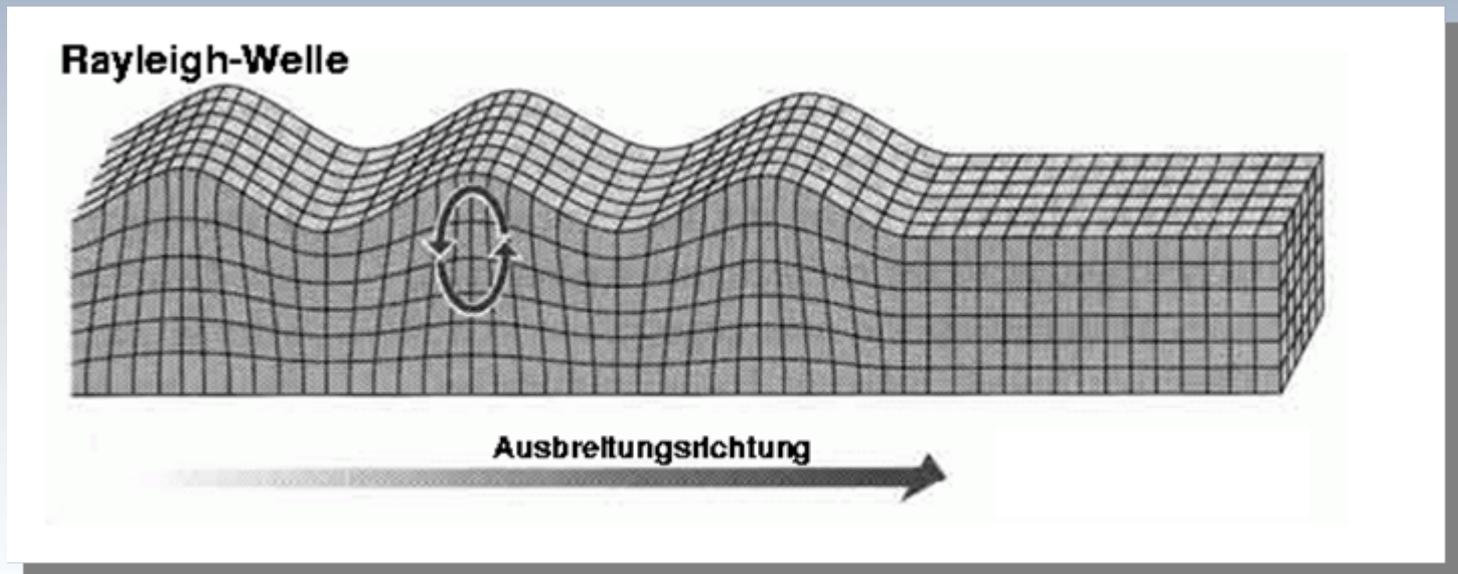
S - S-Wellen - Sekundärwellen - Scherwellen -
Transversalwellen



Seismische Wellentypen

Rayleigh waves

Rayleighwellen - polarisiert in der Ebene von Quelle und Empfänger - Überlagerung von P und SV Wellen

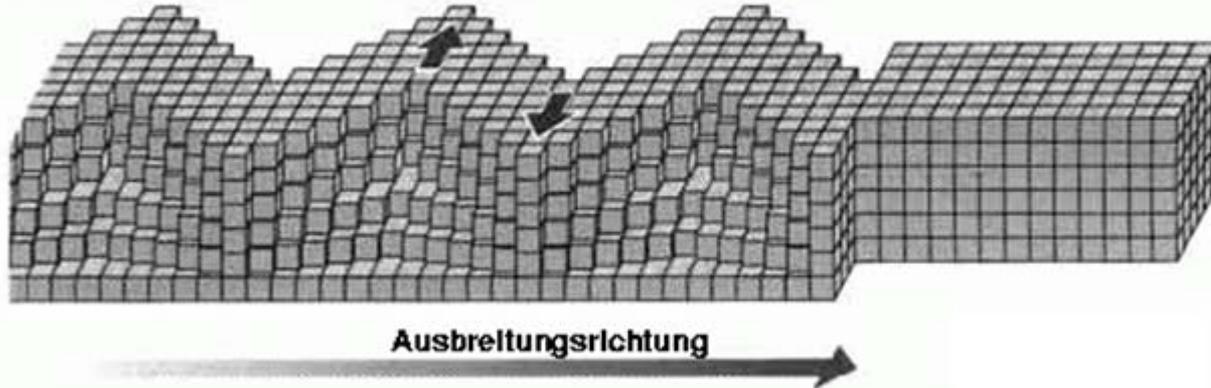


Seismische Wellentypen

Love waves

Lovewellen - transversal polarisiert - Überlagerung von SH wellen in einem geschichteten Medium

Love-Welle



Seismische Geschwindigkeiten

Die **Geschwindigkeit seismischer Wellen v** hängt - zusätzlich zu den Lamé Parametern und der Dichte - auch von folgendem ab:

- Gesteinsart (Sediment, magmatisches, metamorphes, vulkanisches)
- Porosität
- Druck und Temperatur
- Inhalt der Poren (Gas, Flüssigkeit)

$$v = \sqrt{\frac{\text{Elastische Module}}{\text{Dichte}}}$$

P-Wellen

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

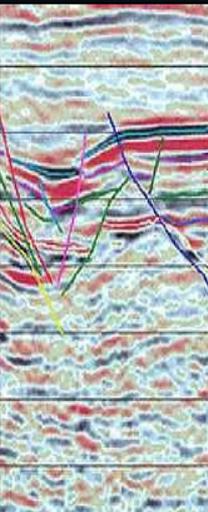
S-Wellen

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Seismische Geschwindigkeiten

P-Wellen

Material	V_p (km/s)
unverfestigtes Material	
Sand (trocken)	0.2-1.0
Sand (feucht)	1.5-2.0
Sedimente	
Sandstein	2.0-6.0
Kalkstein	2.0-6.0
magmatische Gesteine	
Granit	5.5-6.0
Gabbro	6.5-8.5
Poren Inhalte	
Luft	0.3
Wasser	1.4-1.5
Öl	1.3-1.4
andere Materialien	
Stahl	6.1
Beton	3.6



Dämpfung

Sich ausbreitende Wellen verlieren Energie aufgrund

- **geometrischer Divergenz**

z.B. die Energie einer sphärischen Wellenfront, die von einer Punktquelle ausgeht, ist über die kugelförmige Oberfläche verteilt, die immer größer wird. Amplitudenabnahme **umgekehrt proportional** zur Distanz.

- **intrinsische Dämpfung**

Wellenausbreitung beinhaltet ein permanentes Wechseln zwischen potentieller- (Verschiebung) und kinetischer- Energie (Geschwindigkeit). Dieser Prozess ist nicht komplett reversibel. Es gibt einen Energieverlust aufgrund von Wärmeentwicklung (durch Scherung) an den Korngrenzen, Mineralübergänge etc.

- **Streudämpfung**

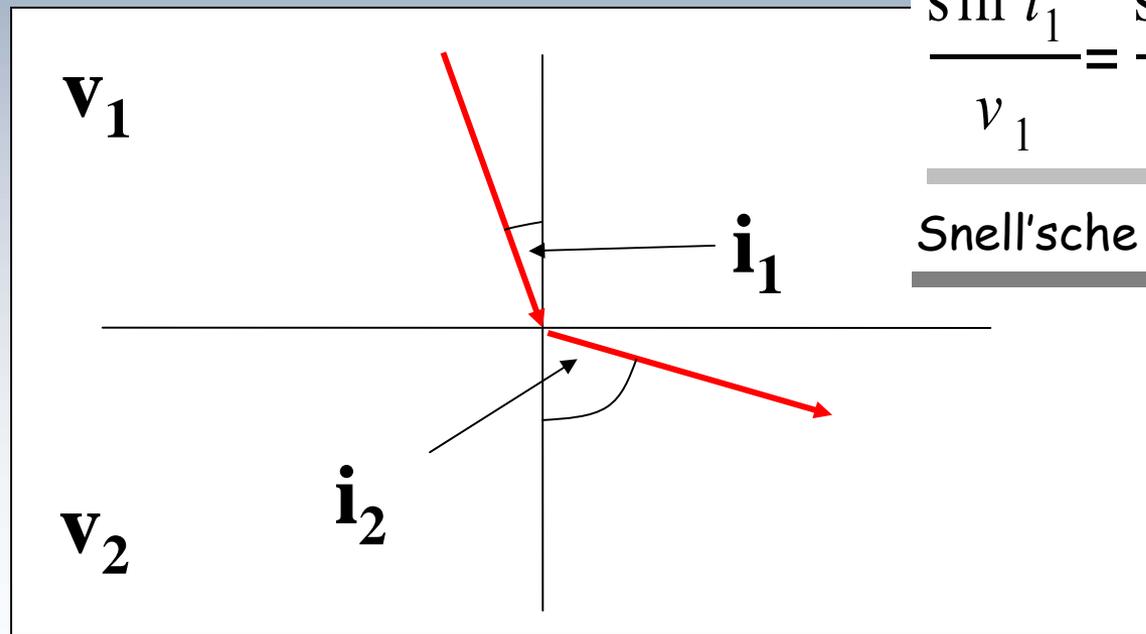
Bei Durchlaufen von Materialänderungen wird die Energie eines Wellenfeldes in verschiedene Phasen gestreut. Abhängig von den Materialeigenschaften führt dies zu Amplitudenabfall und Dispersionseffekten.

Fermat'sches Prinzip und Snell'sches Gesetz Strahlen

Das **Fermat'sche Prinzip** beschreibt den Weg eines Strahls. Der Strahl wird den Weg wählen, auf dem er ein Minimum an Zeit benötigt. Aus dem Fermat'schen Prinzip folgt direkt das **Snell'sche Gesetz**

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

Snell'sche Gesetz



$$v_2 > v_1$$

Reflektion und Transmission an Grenzflächen vertikale Einstrahlung

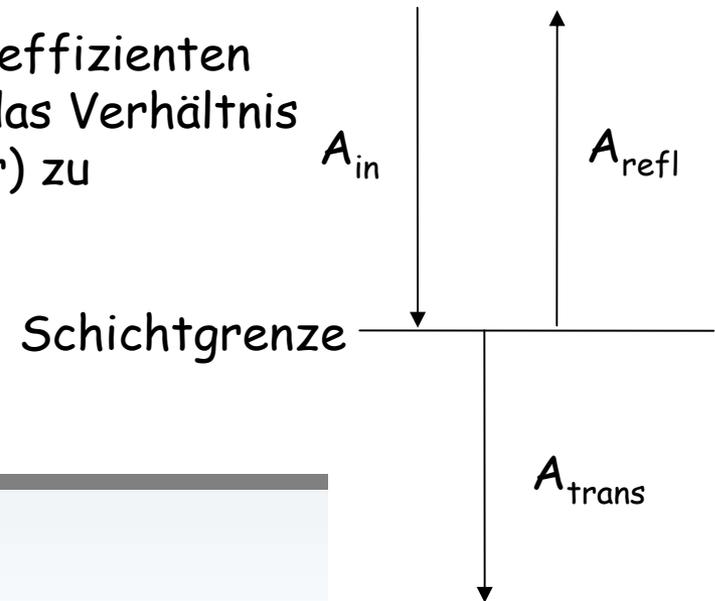
Ein wichtiger Begriff für die seismische Reflektion ist die **Impedanz**. Es ist das Produkt der Dichte ρ und der P-Wellen- (bzw. S-Wellen-) Geschwindigkeit $v_{P/S}$. Sie ist definiert als:

$$Z = \rho * v_p$$

Die Reflektion- (Transmission-) Koeffizienten am Übergang sind gegeben durch das Verhältnis von reflektierter (transmittierter) zu einstrahlender Wellenamplitude.

$$R = A_{\text{refl}} / A_{\text{in}}$$

$$T = A_{\text{trans}} / A_{\text{in}}$$



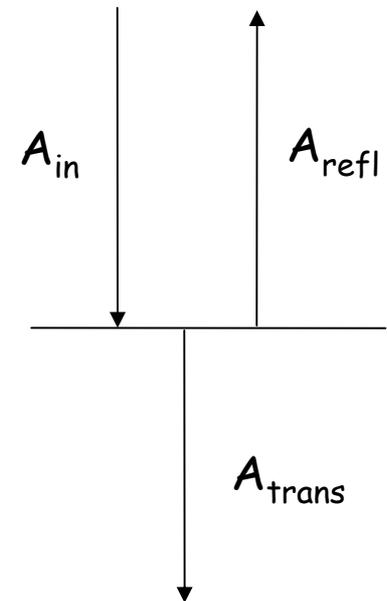
Reflektion und Transmission an Grenzflächen vertikale Einstrahlung

Für normale (vertikale) Einstrahlung ist der **Reflektionskoeffizient** gegeben als:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

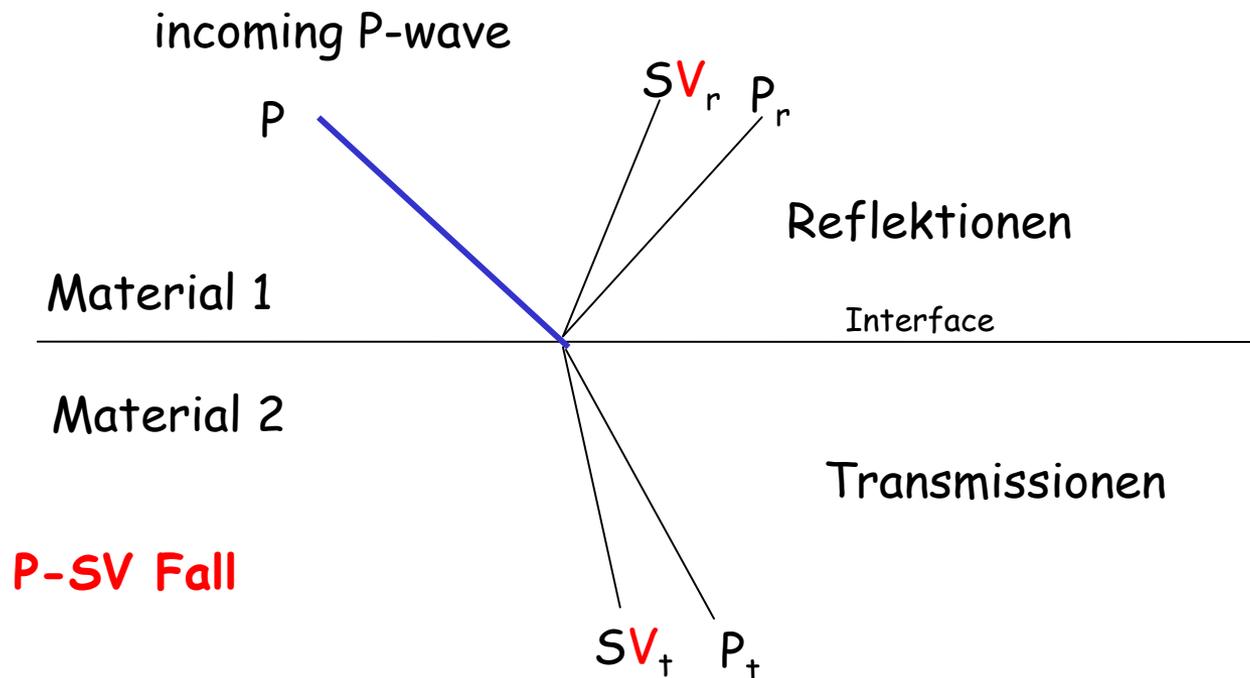
der **Transmissionskoeffizient** als:

$$T = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}$$



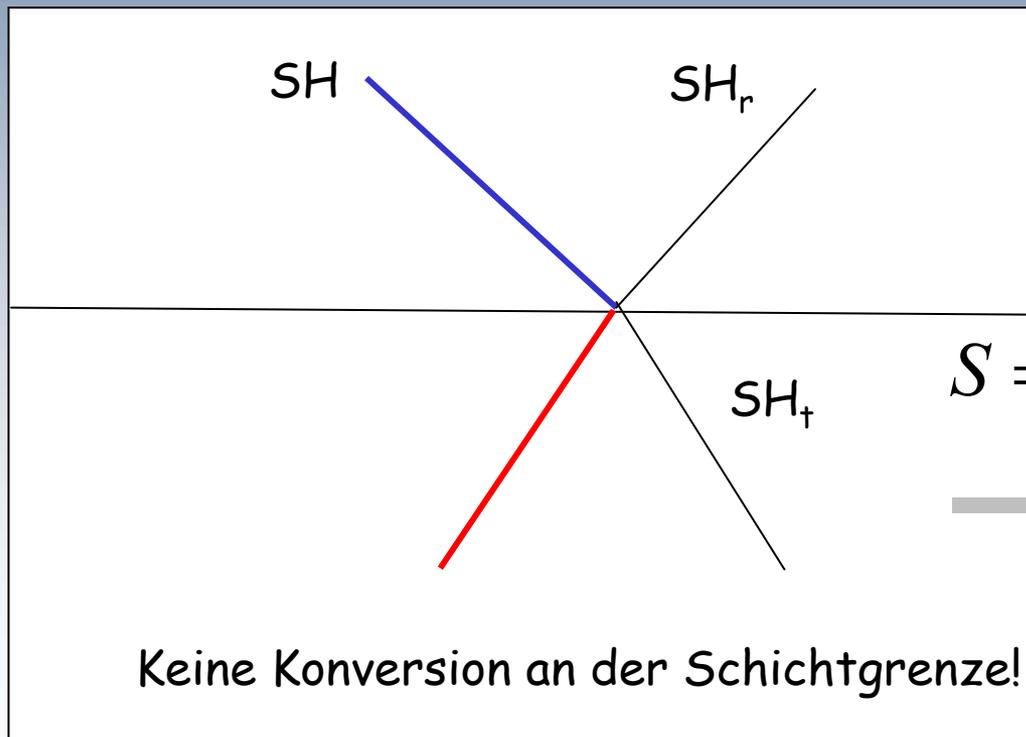
Reflektion und Transmission an Grenzflächen beliebige Einstrahlung - Umwandlung

P-Wellen können in S-Wellen **umgewandelt/ konvertiert** werden, und umgekehrt. Dies bringt ein ziemlich komplexes Verhalten der Wellenamplituden und Wellenformen an Übergängen mit sich. Dieses Verhalten kann dazu benutzt werden die Eigenschaften des Materielübergangs zu bestimmen.



SH-Wellenausbreitung

In geschichteten Medien breiten sich SH Wellen **unabhängig von P- und SV-Wellen** aus. Polarisation senkrecht zur Ausbreitungsrichtung und senkrecht zur Ebene durch Quelle und Empfänger.



$$S = \begin{pmatrix} S_u S_d & S_u S_d \\ S_u S_d & S_u S_d \end{pmatrix}$$

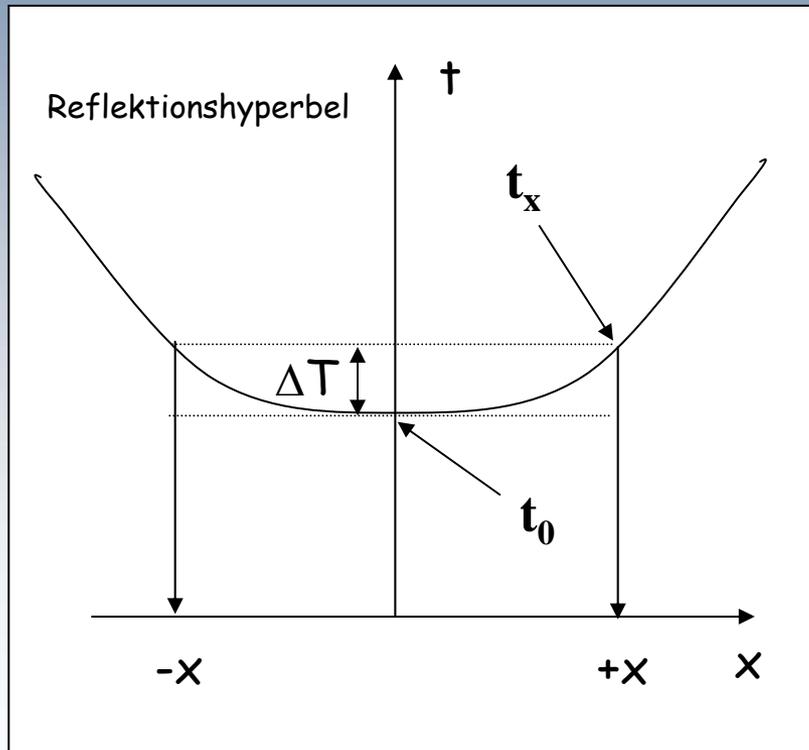
Streumatrix

Zusammenfassung

- Seismische Wellen breiten sich in der Erde aufgrund der **elastischen** Eigenschaften des Mediums aus.
- Für die seismische Exploration sind die wichtigsten Wellentypen die **P- und S-Wellen**.
- Wellen werden an internen Übergängen **reflektiert und transmittiert**, **Konversion** von P nach S und S nach P ist möglich. In geschichteten Medien unterscheidet man **P-SV** und **SH-Fall**.
- **Seismische Wellengeschwindigkeiten** sind wichtig zur Bestimmung von Gesteinsarten und Variationen der Lithologie
- Wellengeschwindigkeiten sind beeinflusst durch **Dichte, Gesteinsart, Porosität, Poreninhalt, anisotrope Strukturen**
- Seismische Wellen verlieren Energie durch **geometrische Divergenz, Absorption und Streuung**

Laufzeit reflektierter Strahlen

Die Ankunftszeiten $t(x)$ der Reflexionen von der Schichtgrenze in der Tiefe z als Funktion vom Abstand x wird geschrieben als:



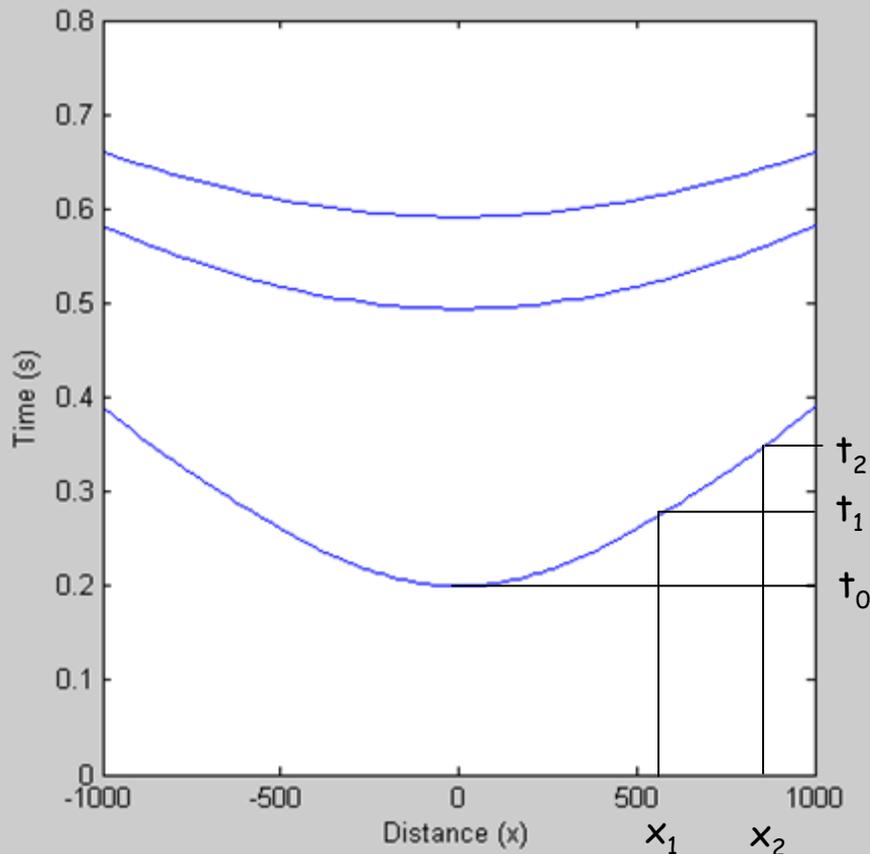
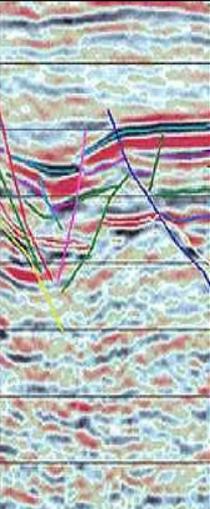
$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4z^2}$$

$$t^2 = \frac{4z^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2} = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}$$

$$\Delta T = t_x - t_0 \approx \frac{x^2}{2V_{rms}^2 t_0}$$

Normal Moveout (NMO)

Laufzeit reflektierter Strahlen

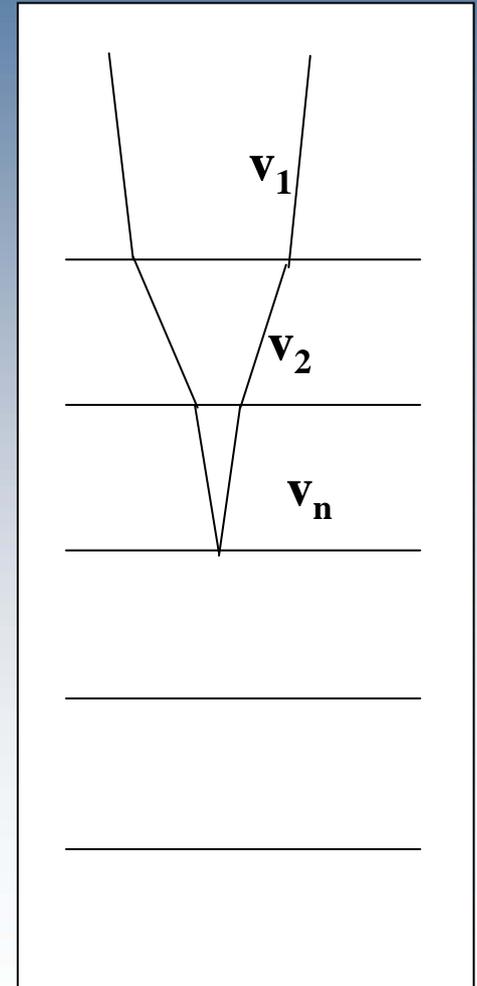


$$t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V_{rms}^2 t_0}$$

Reflektor Sequenz Dix Formel

Der einzelne NMO kann dazu benutzt werden die rms-Velocity bis zu einer bestimmten Tiefe abzuschätzen, und **Geschwindigkeiten der Schichten v_n (Dix Formel) mit der Laufzeit am Punkt der Quelle t_n zu bestimmen.**

$$v_n = \left[\frac{V_{rms,n}^2 t_n - V_{rms,n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]^{1/2}$$



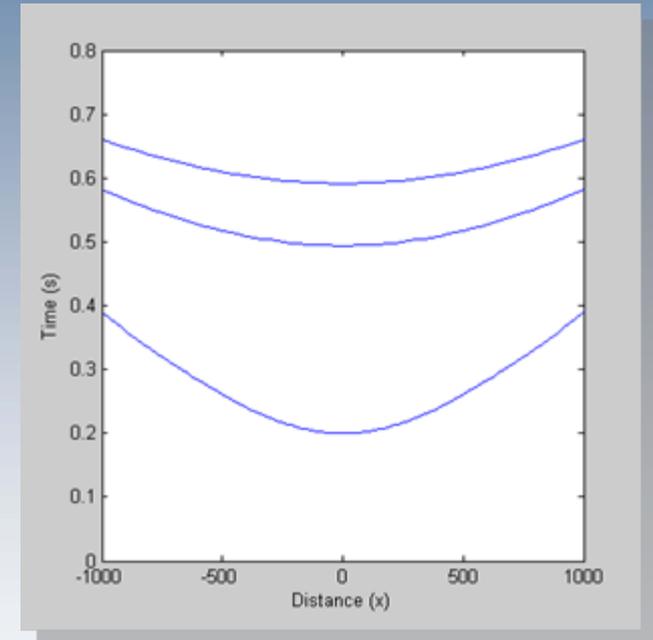
Reflektor Sequenz

Dix Formel

$$v_n = \left[\frac{V_{rms,n}^2 t_n - V_{rms,n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]^{1/2}$$

Vorgehensweise:

1. Bestimmen der rms-Geschwindigkeiten (v_{rms}) für jede Reflexion
2. Ablesen der zero-offset Ankunftszeiten jeder Reflexion t_n
3. Bestimmen von $v_1 = v_{rms,1}$
4. Berechnen von v_n für $n > 1$ über Formel.
5. Berechnen der Schichtdicken aus Differenzzeiten der Reflexionen am Nullpunkt.

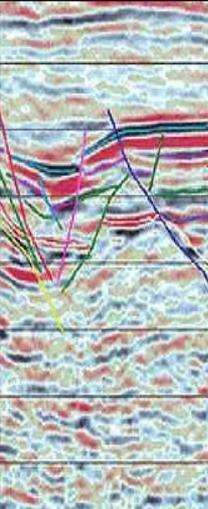


Migration

Migration ist das Konzept Seismogramme in Abbildungen des Untergrunds umzuwandeln, indem man die Reflexionsereignisse unter ihrer jeweiligen Position an der Oberfläche, und an ihrer entsprechenden vertikalen Position (mittels korrigierter vertikaler Reflexionszeit) plaziert.

Zeit-Migration: die Dimension der Hochachse migrierter Seismogramme ist Zeit (Laufzeit hin und rück).

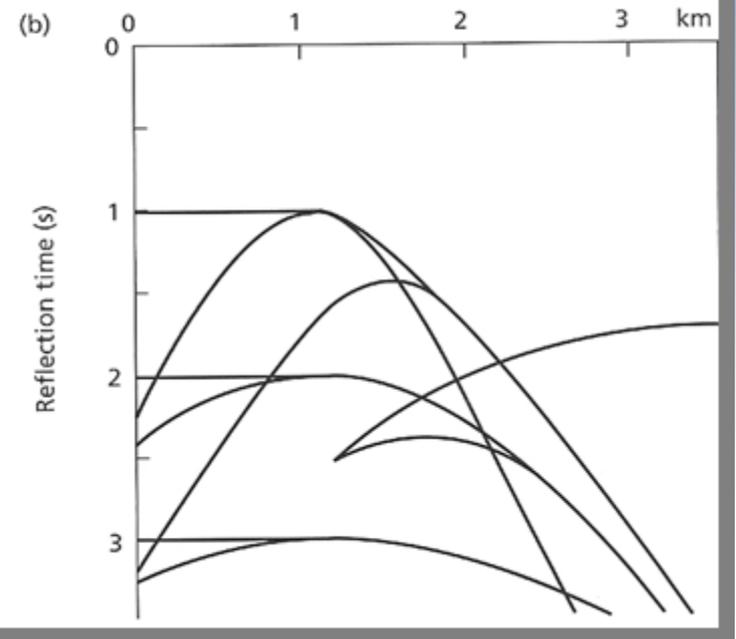
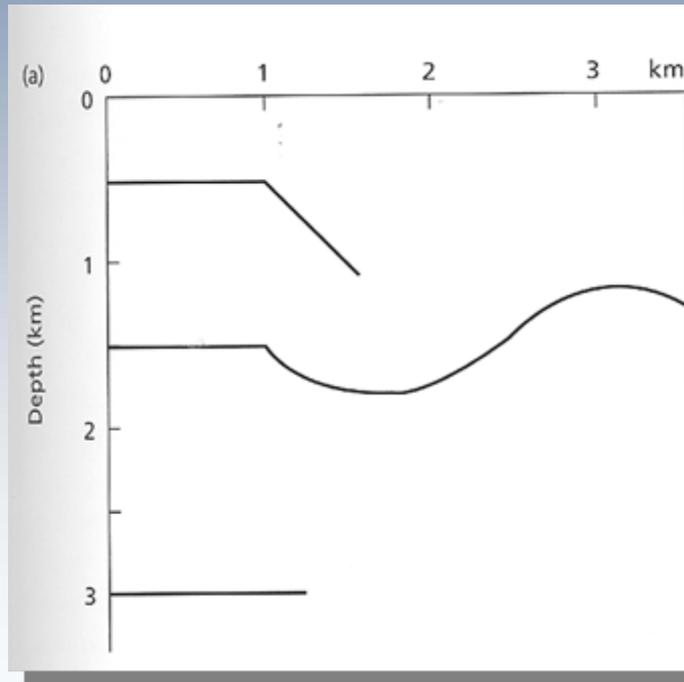
Tiefen-Migration: Migrierte Reflexionszeiten wurden mittels entsprechender Geschwindigkeiten in Reflektor-Tiefen umgewandelt.



Migration

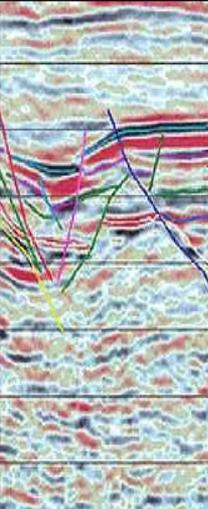
Reflektoren

Seismische Darstellung

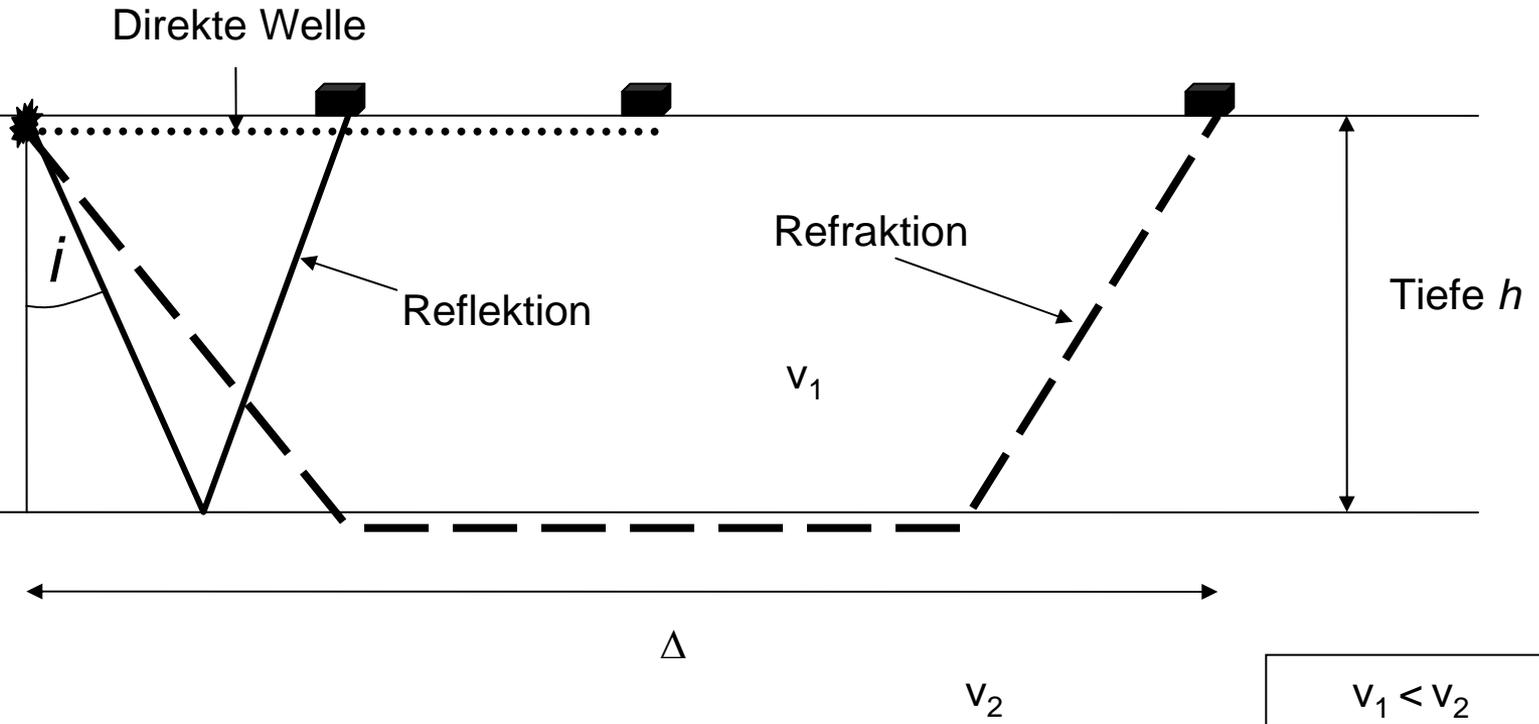


Zusammenfassung

- **Reflexionsseismik** ist das wichtigste Verfahren der Geophysik (besonders für Abbildung oberflächennaher Regionen)
- R-Seismische Messungen sind darauf ausgelegt mehrmals den selben **Common Mid-Point (CMP)** zu beleuchten - für den Fall von horizontalen Schichten - entsprechend den **Common Depth Point (CDP)**
- Die wichtigsten Indikatoren sind **abrupte Änderungen der seismischen Geschwindigkeit (Grenzfläche)**, welche lithologische Änderungen anzeigen.
- Das Ziel der Reflexionsseismik ist es, **die aufgezeichneten Signale (Reflexionen) zu kartieren um ein Bild der Reflektoren zu gewinnen**
- Der wichtigste Verarbeitungsschritt dies zu erreichen ist die **Migration**



Refraktionsprofil



Geometrie des Reflexions/Refraktionsexperiments. Drei Phasen werden bei größeren Distanzen beobachtet: die direkte Welle, die reflektierte Welle und die refraktierte Welle.

Refraktionsexperiment: Ankunftszeiten

Direkte Welle

$$t_{dir} = \Delta / v_1$$

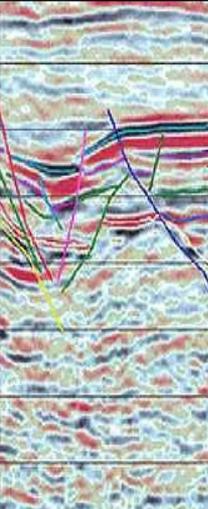
Reflektierte Welle

$$t_{refl} = \frac{2}{v_1} \sqrt{(\Delta/2)^2 + h^2}$$

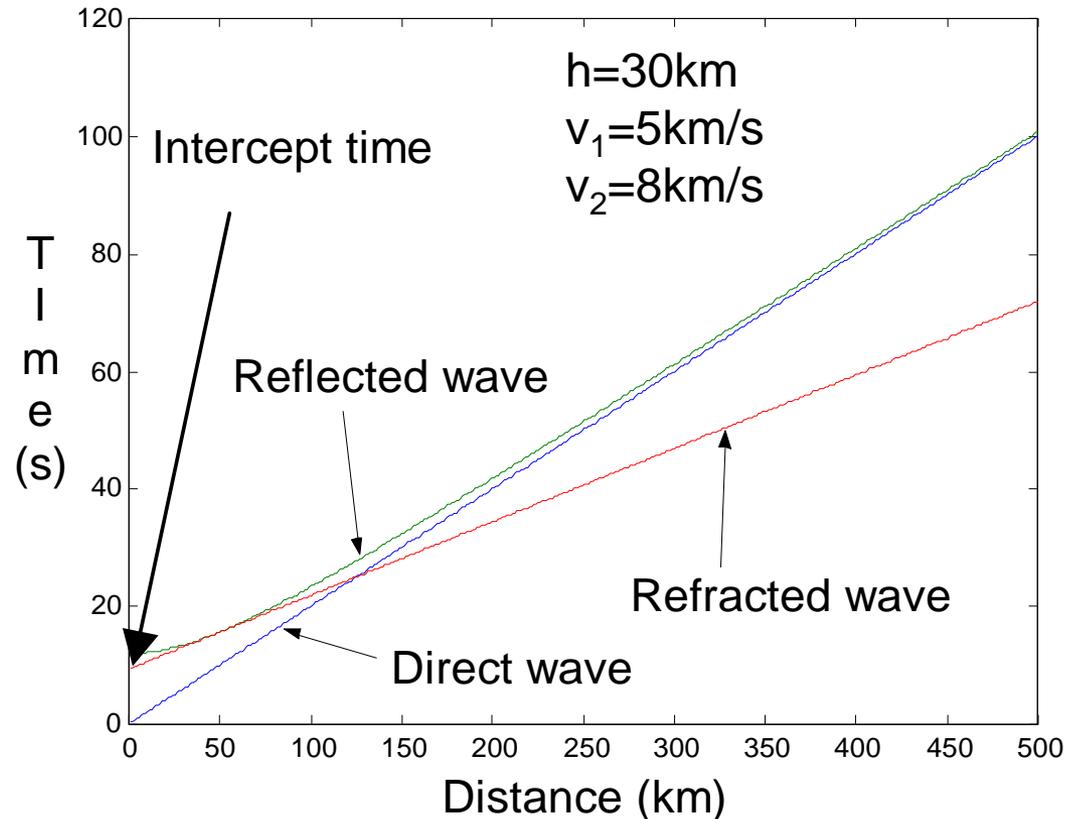
Refraktierte Welle

$$t_{refr} = \frac{2h \cos i_c}{v_1} + \frac{\Delta}{v_2} = t_{refr}^i + \frac{\Delta}{v_2}$$

Interzeptzeit



Zweischichtfall Laufzeitdiagramm



Dies würde einem einfachen Modell der Kruste und des oberen Mantels entsprechen.

Kritische Distanz Überholdistanz

Die **kritische Distanz** Δ_c ist die Entfernung, bei der die refraktierte Welle gemäß der Strahlentheorie erstmals beobachtet werden kann (tatsächlich wird sie wegen finitem Frequenzgehalt schon bei kleineren Entfernungen beobachtet). Die kritische Distanz ergibt sich aus

kritische Distanz

$$\Delta_c = 2h \tan i_c$$

der kritische Winkel i_c ist gegeben durch das Snellius Gesetz. Wenn wir die Laufzeit der direkten Welle mit der Laufzeit der refraktierten Welle gleichsetzen ergibt sich die

Überholdistanz

$$\Delta_{\ddot{u}} = 2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

Vergl. Folie 4

Das Inversionsproblem

Erdmodell aus Laufzeitkurven

- Bestimme v_1 aus der Steigung ($1/v_1$) der direkten Welle
- Bestimme v_2 aus der Steigung ($1/v_2$) der refraktierten Welle
- Bestimme kritischen Winkel aus v_1 und v_2 .
- Lies Interzeptzeit t_i aus Laufzeitkurve der refraktierten Welle
- Bestimme Tiefe h mit

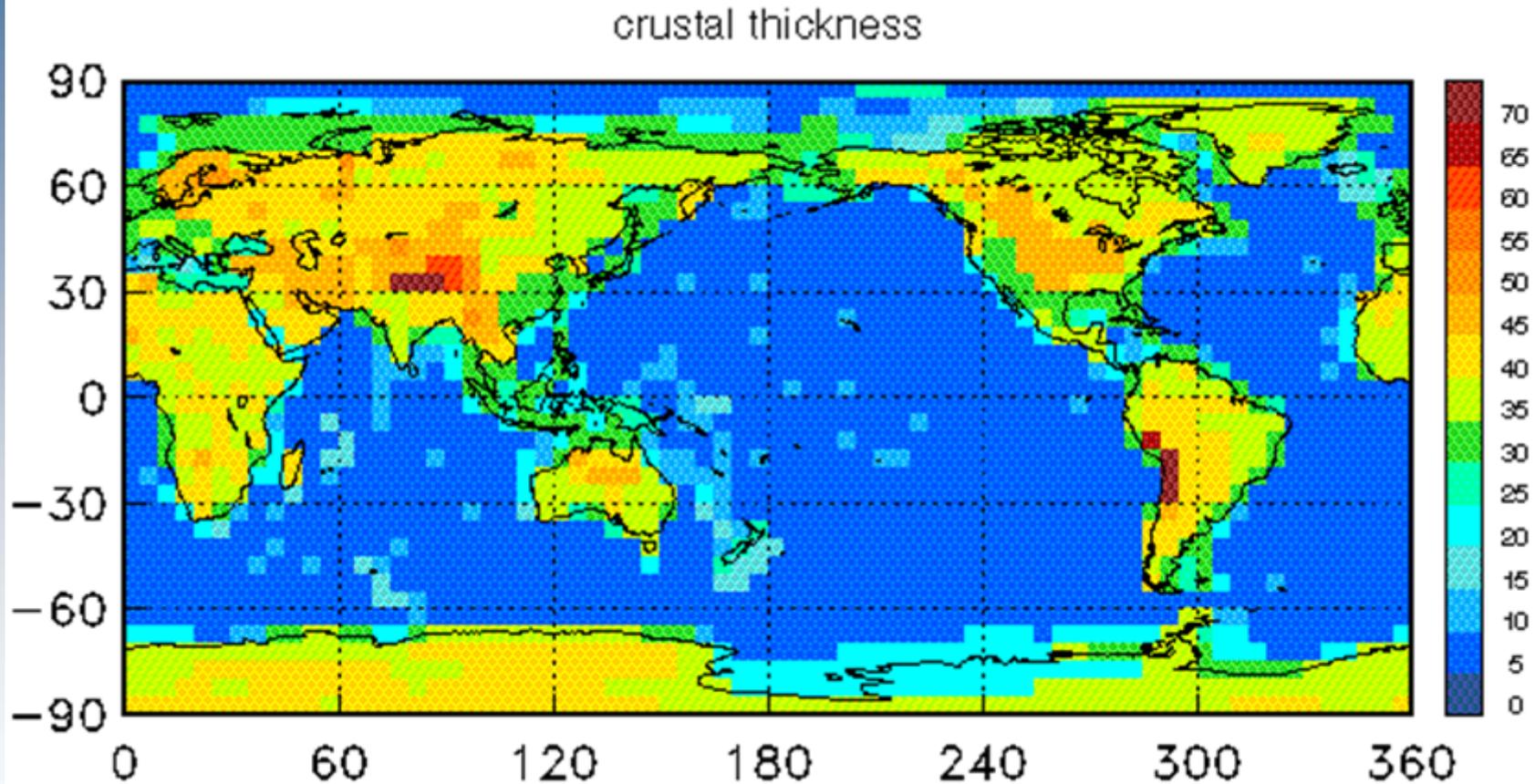
$$h = \frac{v_1 t_i}{2 \cos i_c}$$

oder

- Ermittle Überholdistanz aus Laufzeitkurve und bestimme h mit

$$\Delta_{\ddot{u}} = 2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

Globales Krustenmodell



Krustendicke in km kompiliert aus seismischen Daten

Seismische Tomographie

Angenommen wir haben eine Menge Laufzeitmessungen (verschiedene Messstationen, verschiedene Erdbeben, verschiedene seismische Phasen)

Im Allgemeinen suchen wir das Erdmodell, welches die Differenz der **beobachteten** mit den **berechneten** Laufzeiten minimiert

$$\sum_{\text{traveltimes}} T_{\text{obs}} - T_{\text{theory}}(m) = \text{Min!}$$

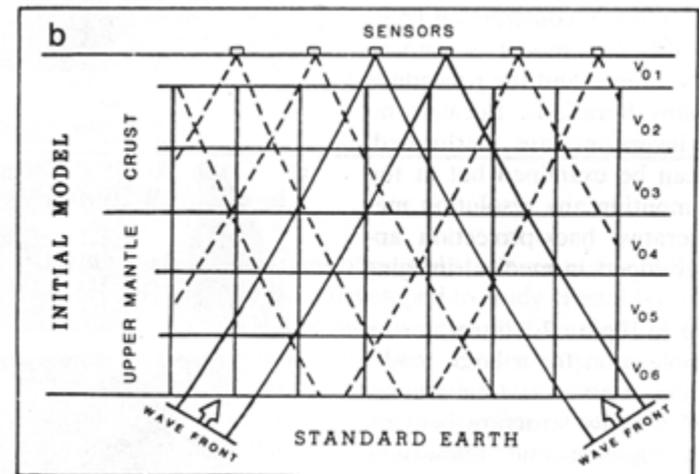
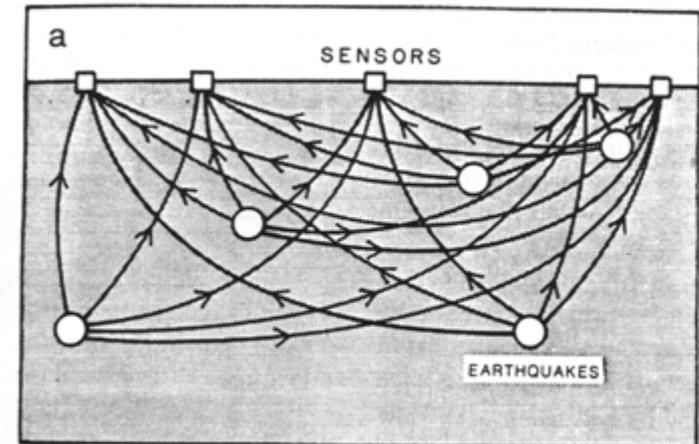
Für kugelsymmetrische Medien kann dieses Problem analytisch gelöst werden.

Seismische Tomographie

Die 3D Variationen der seismischen Geschwindigkeiten enthalten wertvolle Informationen über die Dynamik des Erdinneren.

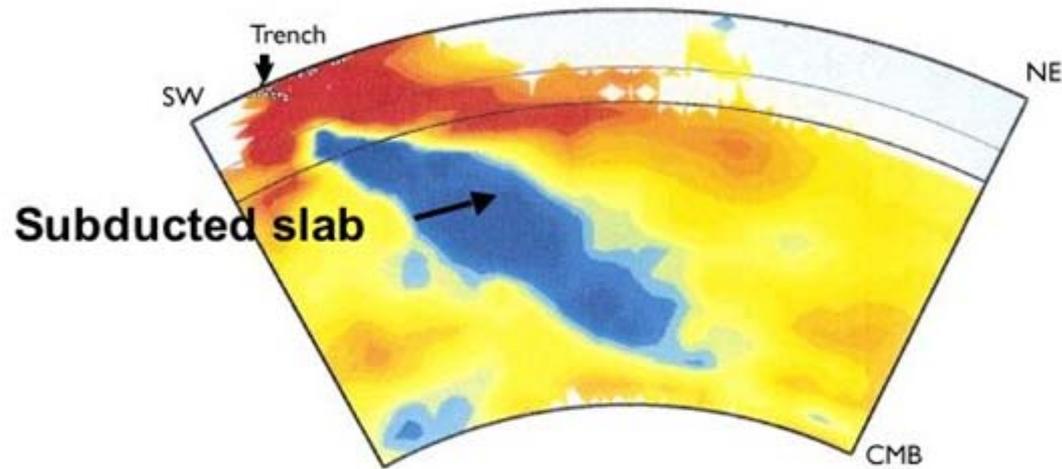
Seismische Tomographie zielt darauf ab, die Perturbationen der Geschwindigkeiten um ein Referenzmodell zu finden.

Gibt es Unterschiede zur **medizinischen Tomographie**?



Beispiel

Seismic Tomography Scan of a Section of the Mantle



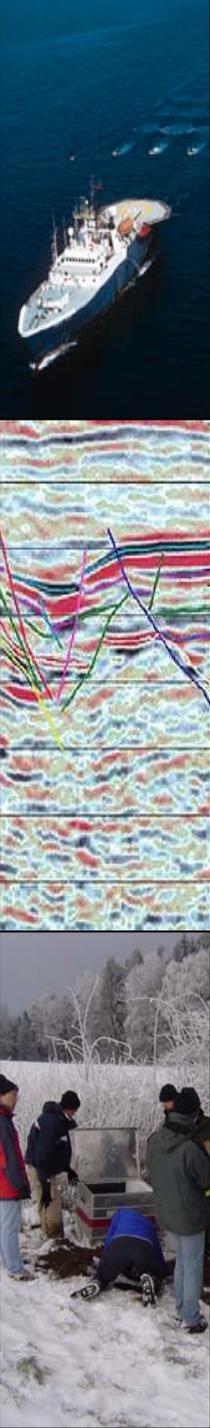
Seismic tomography records variations in P-wave velocity, which correlate with the temperatures of matter in Earth's interior.

-  Slower P waves, indicating warmer-than-average matter
-  Average-speed P waves, indicating average-temperature matter
-  Faster P waves, indicating cooler-than-average matter
-  No data

Fig. 19.9

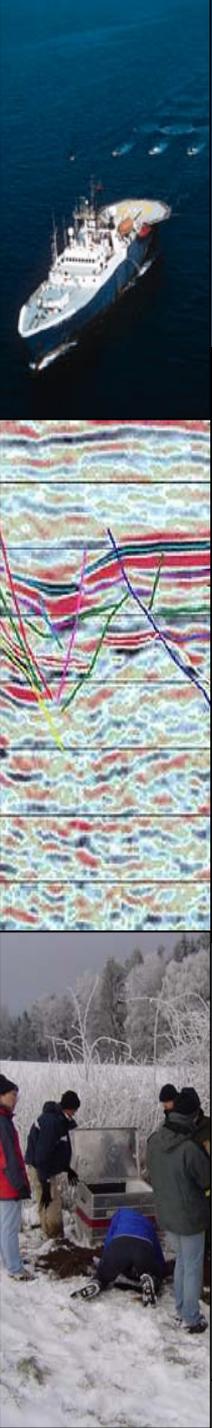
Zusammenfassung Refraktionsseismik

- Wenn sich die Geschwindigkeiten mit der Tiefe erhöhen beobachtet man **Refraktionen**
- Refraktionen breiten sich im schnelleren Medium in horizontaler Richtung aus und **strahlen zur Oberfläche**
- Refraktierte Wellen erlauben die **Bestimmung der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung**
- Die Verallgemeinerung des Konzept für 3D Medien führt zur **seismischen Tomographie**
- **Tomographische Abbildungen** können große Unsicherheiten enthalten wegen ungenügender Strahlabdeckung oder verdeckter Regionen (zB Niedriggeschwindigkeitszonen etc.)



Seismologie

- Wie kann man die **Herdzeit** eines Erdbebens bestimmen?
- Wie das **Epizentrum** und **die Tiefe** eines Erdbebens?
- Wie kann man die Stärke eines Erdbebens abschätzen (**Richter Skala**)?
- Wie kann man die durch Erdbeben verursachten Schäden kategorisieren (**seismische Intensität, Mercalli Skala**)?



Erdbebenlokalisierung

Mit der Steigung $v_p/v_s - 1$ des Diagramms können wir v_p/v_s bestimmen. Damit ergibt sich für die Herdzeit:

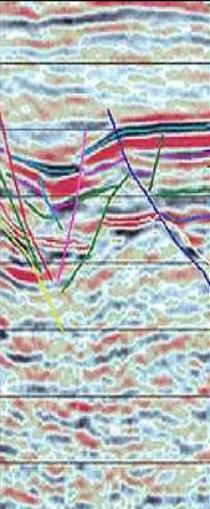
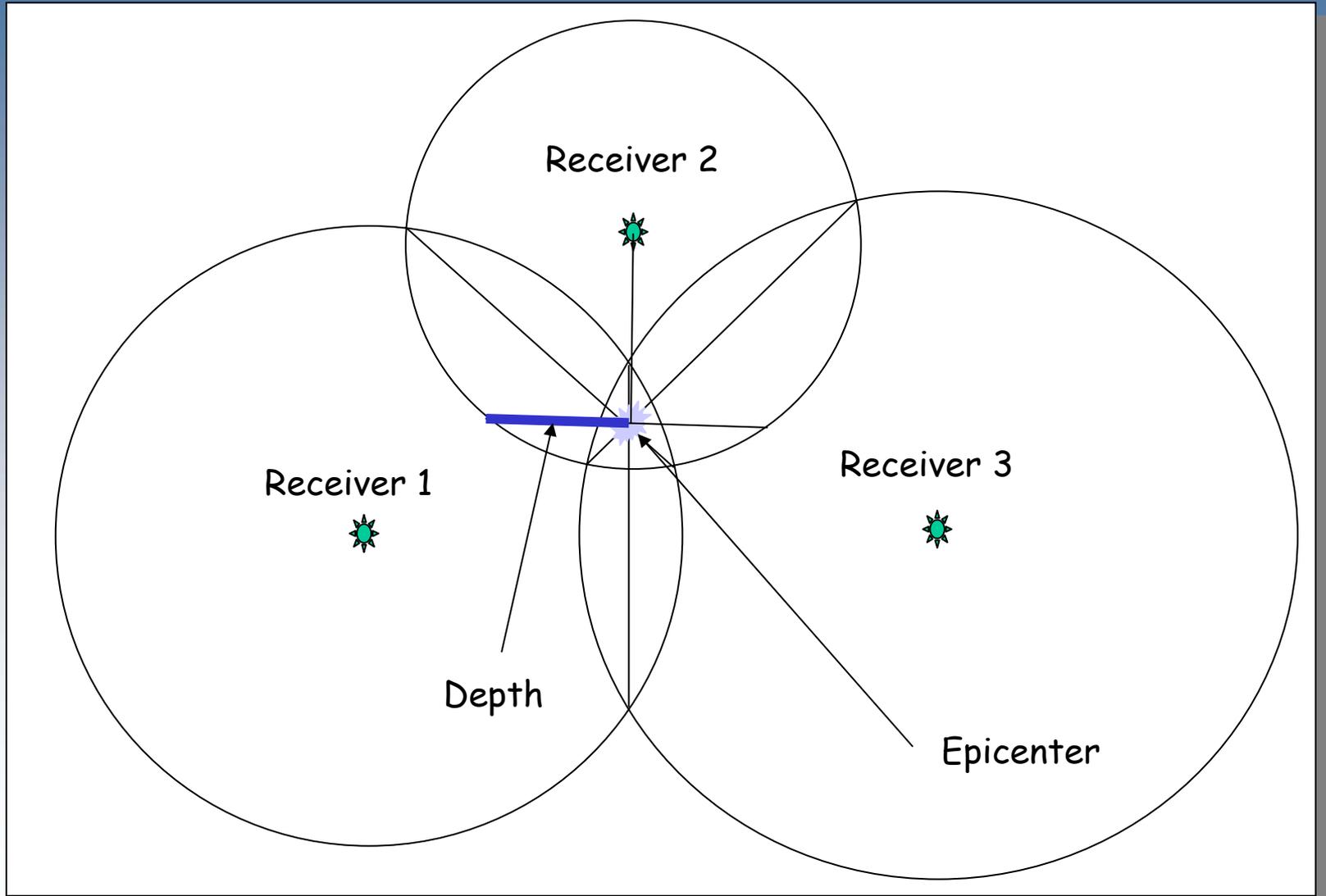
$$t_0 = t_P - \frac{t_S - t_P}{\frac{v_P}{v_S} - 1}$$

Und die Entfernung des Erdbebens von der Station i mit P Ankunftszeit t_{Pi}

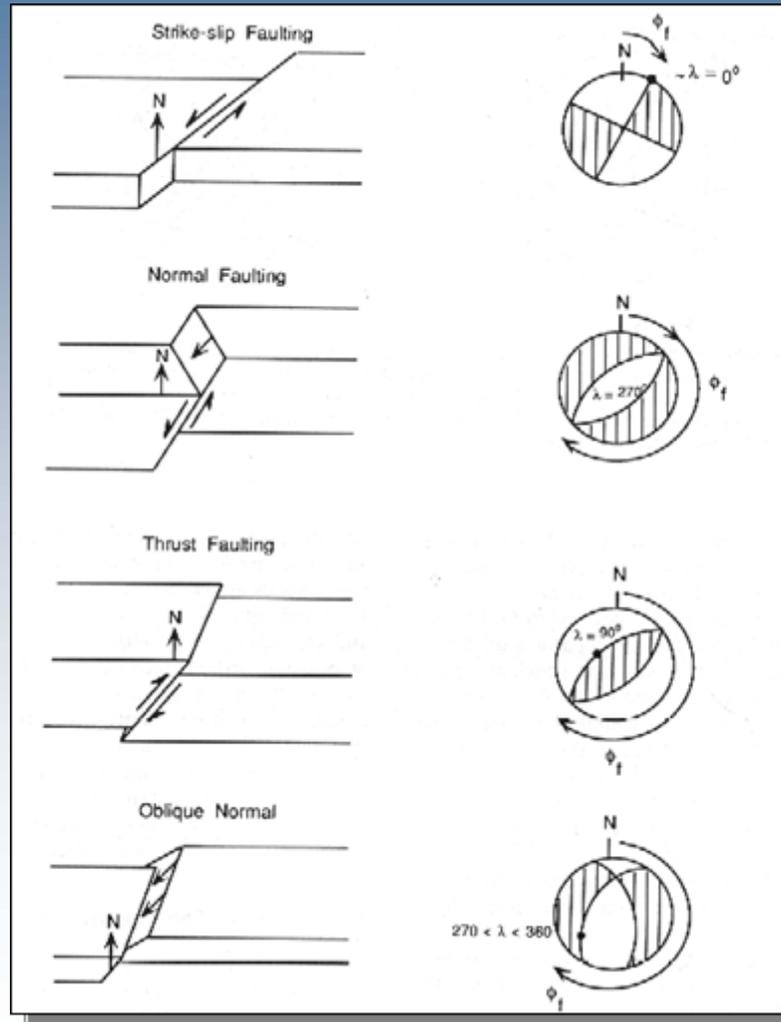
$$\Delta_i = v_P (t_{Pi} - t_0)$$

Wir können wir Epizentrum und Tiefe bestimmen?

Epizentrum und Herdtiefe

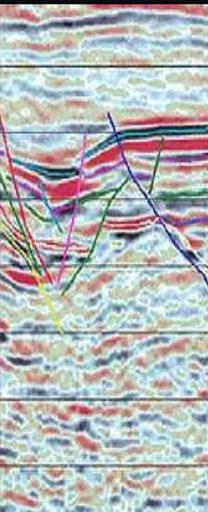
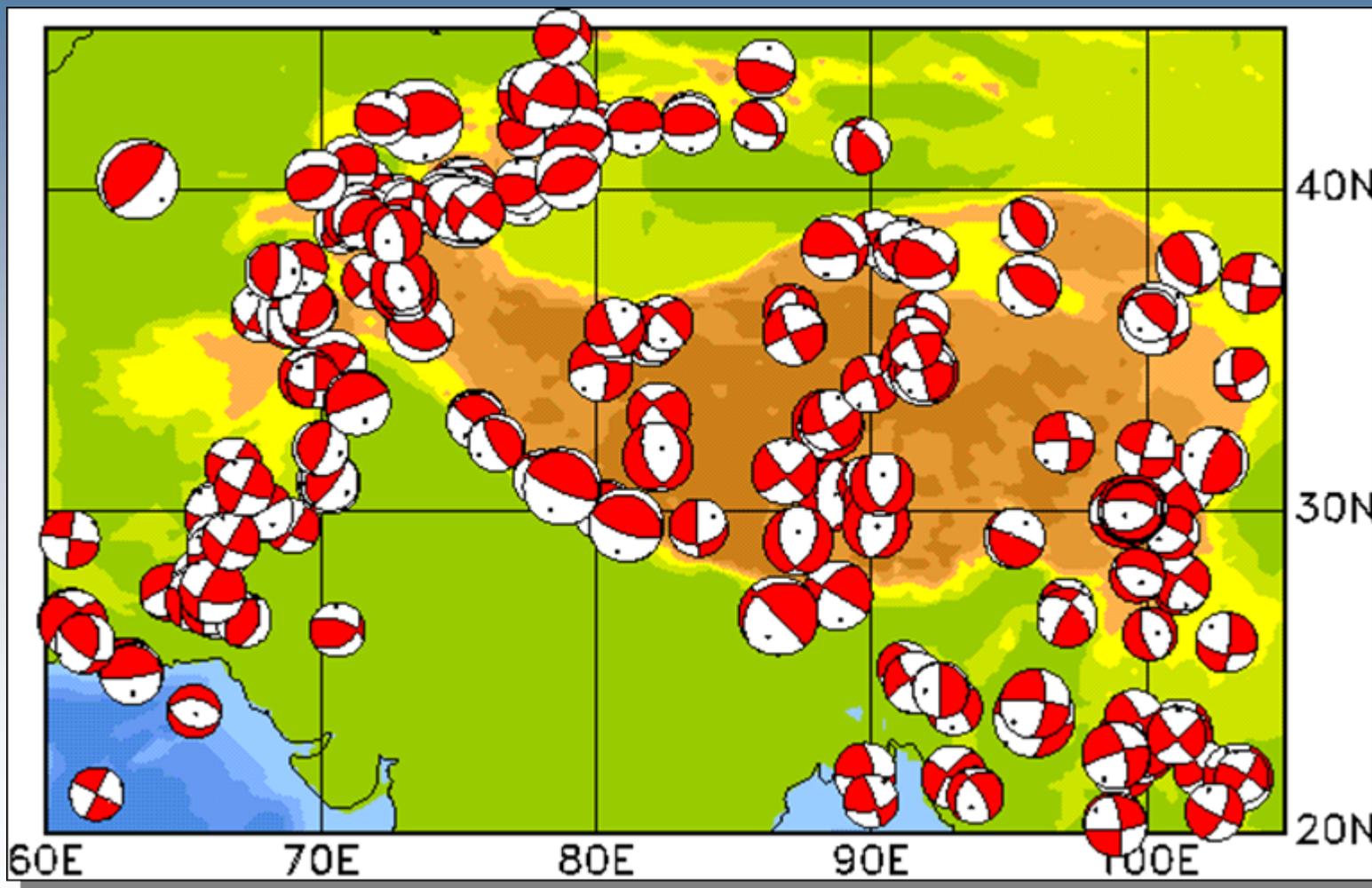


Verwerfungen - Herdmechanismen



Die Grundtypen
der Verwerfungen
und die
entsprechenden
Herdmechanismen.
Die dunklen
Regionen
entsprechen
Kompressionen.

Beachballs - Himalaya



Magnituden Skala - Richter und andere

Local Magnitude M_L

$$M_L = \log A - \log A_0$$

$$M_L = \log A + 0.003R + 0.7$$

$-\log A_0$ from tables or
R distance in km, A in mm
Domain: $R < 600\text{km}$

Surface wave magnitude M_S

$$M_S = \log(A / T) + 1.66 \log D + 3.3$$

$T=18-22\text{s}$, $D=20-160^\circ$, $h < 50\text{km}$

Body wave magnitude M_b

$$M_b = \log(A / T) + Q(D, h)$$

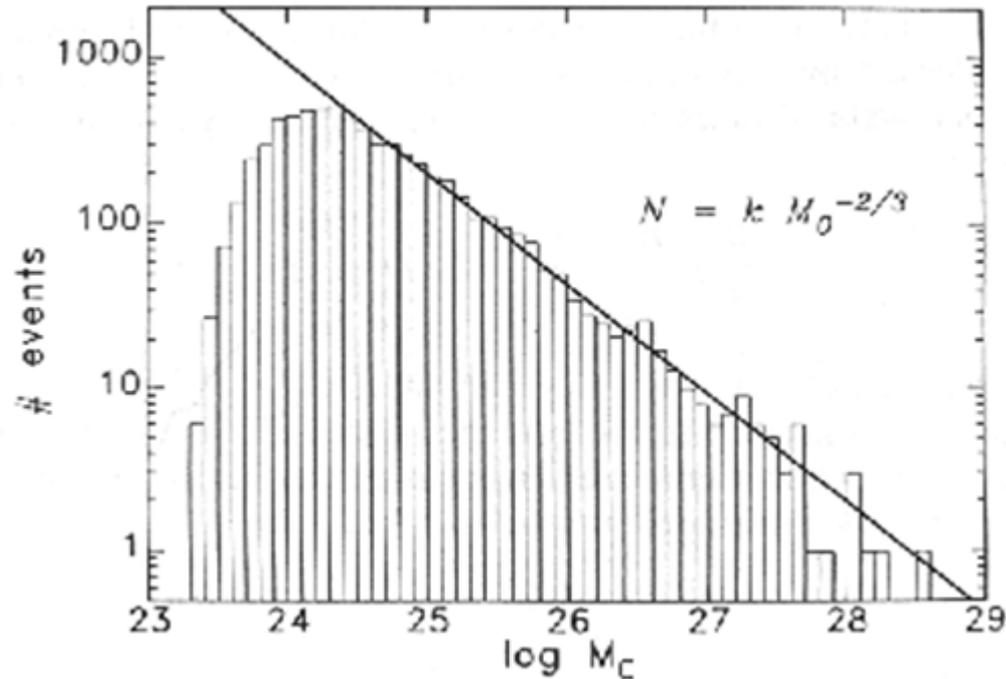
$T=0.1-3.0\text{s}$

Mercalli Intensity und Richter Magnitude

Magnitude	Intensity	Description
1.0-3.0	I	I. Not felt except by a very few under especially favorable conditions.
3.0 - 3.9	II - III	II. Felt only by a few persons at rest, especially on upper floors of buildings. III. Felt quite noticeably by persons indoors, especially on upper floors of buildings. Many people do not recognize it as an earthquake. Standing motor cars may rock slightly. Vibrations similar to the passing of a truck. Duration estimated.
4.0 - 4.9	IV - V	IV. Felt indoors by many, outdoors by few during the day. At night, some awakened. Dishes, windows, doors disturbed; walls make cracking sound. Sensation like heavy truck striking building. Standing motor cars rocked noticeably. V. Felt by nearly everyone; many awakened. Some dishes, windows broken. Unstable objects overturned. Pendulum clocks may stop.
5.0 - 5.9	VI - VII	VI. Felt by all, many frightened. Some heavy furniture moved; a few instances of fallen plaster. Damage slight. VII. Damage negligible in buildings of good design and construction; slight to moderate in well-built ordinary structures; considerable damage in poorly built or badly designed structures; some chimneys broken.
6.0 - 6.9	VII - IX	VIII. Damage slight in specially designed structures; considerable damage in ordinary substantial buildings with partial collapse. Damage great in poorly built structures. Fall of chimneys, factory stacks, columns, monuments, walls. Heavy furniture overturned. IX. Damage considerable in specially designed structures; well-designed frame structures thrown out of plumb. Damage great in substantial buildings, with partial collapse. Buildings shifted off foundations.
7.0 and higher	VIII or higher	X. Some well-built wooden structures destroyed; most masonry and frame structures destroyed with foundations. Rails bent. XI. Few, if any (masonry) structures remain standing. Bridges destroyed. Rails bent greatly. XII. Damage total. Lines of sight and level are distorted. Objects thrown into the air.

Erdbebenstatistik

Das Gutenberg Richter Gesetz



Zahl der Erdbeben als Funktion des seismischen Moments für globale Daten.

Zusammenfassung - Seismologie

- Die Herdzeit von Erdbeben kann über die Differenzlaufzeit von P und S Wellen berechnet werden (**Wadati Diagramm**)
- Das Epizentrum eines Bebens und dessen Tiefe kann graphisch ermittelt werden über die Distanzen der Seismometer von der Quelle
- Die **Magnitude** eines Erdbebens wird über den Log der lokalen Verschiebung und einer Distanzkorrektur berechnet (**Richter Skala**)
- Der Erdbebenherd wird charakterisiert über die **Orientierung der Verwerfungsfläche und die Richtung der Verschiebung**
- Diese Information lässt sich aus den Polaritäten der P und S Wellen (Abstrahlcharakteristik) abschätzen
- Die Häufigkeit von Erdbeben als Funktion der Magnitude ist durch das **Gutenberg-Richter Gesetz** beschrieben

