

Angewandte Geophysik

Seismologie und Seismik

Stefan Hergarten

Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg



Seismologie

Seismologie ist eines der Hauptgebiete der Geophysik und befasst sich mit allem, was mit Erdbeben und der Ausbreitung seismischer Wellen im Erdkörper zusammenhängt. Die Mehrheit unserer Informationen über das Erdinnere stammt aus der Seismologie.

Seismik

Seismik ist das vermutlich wichtigste Teilgebiet der Angewandten Geophysik und dient der Erkundung des Untergrundes mittels selbst erzeugter seismischer Wellen.

Geschichte der Seismologie

Das erste seismische Messinstrument



Quelle: Geophysik, Universität Stuttgart

Geschichte der Seismologie

Wichtige Stationen

um 132	Erstes Instrument zur Detektion seismischer Wellen in China	Chang Heng
1660	Grundgesetz der Elastizität	R. Hooke
1821–22	Aufstellung der Grundgleichungen der Elastizitätstheorie	C. Navier A. L. Cauchy
1830	Ableitung der zwei fundamentalen Wellentypen (P- und S-Wellen) aus den Navier-Cauchy-Gleichungen	S. D. Poisson
1875	Bau eines ersten Seismometers	F. Gecchi
1882	Berechnung der Eigenschwingungen einer homogenen Kugel	H. Lamb
1887	Ableitung der Existenz einer Oberflächenwelle	J. W. Strutt (3. Lord Rayleigh)

Wichtige Stationen

1889	Erste Aufzeichnung eines entfernten Erdbebens (Beben in Japan, Aufzeichnung in Potsdam)	
1892	Entwicklung eines kompakten Seismometers, im Folgenden eingesetzt an etwa 40 Stationen	J. Milne
1894	Entdeckung einer Gesetzmäßigkeit für das Auftreten von Nachbeben	F. Omori
1903	Aufstellung einer 12-teiligen Skala für die Intensität von Erdbeben	G. Mercalli
1906–1913	Entdeckung des flüssigen Erdkerns und Bestimmung seiner Größe	R. D. Oldham, B. Gutenberg

Geschichte der Seismologie

Wichtige Stationen

1909	Entdeckung der Grenze zwischen Kruste und Mantel	A. Mohorovičić
1911	Ableitung eines zweiten Typs von Oberflächenwellen	A. E. H. Love
1928	Entdeckung tiefer Erdbeben	K. Wadati
um 1935	Einführung der Erdbebenmagnitude als erstes instrumentell erfassbares Maß für die Stärke eines Erdbebens	C. F. Richter
1936	Entdeckung des festen, inneren Erdkerns	I. Lehmann
1952–54	Beobachtung der niedrigsten Eigenschwingung der Erde („Football Mode“, 54 Minuten Periode)	H. Benioff

Wichtige Stationen

- | | | |
|------|---|-------------------------------------|
| 1954 | Quantifizierung der Häufigkeitsverteilung von Erdbeben | B. Gutenberg,
C. F. Richter |
| 1975 | Erste erfolgreiche Kurzzeit-Vorhersage eines starken Erdbebens | |
| 1977 | Einführung der Moment-Magnitude zur Quantifizierung der Erdbebenstärke am Erdbebenherd | H. Kanamori |
| 1981 | Aufstellung des Preliminary Reference Earth Model (PREM), liefert Referenzwerte für wichtige Eigenschaften des Erdinneren | A. M. Dziewonski,
D. L. Anderson |

Natürliche Erdbeben

Häufigkeit von Erdbeben

Weltweit finden jährlich etwa 170 000 Erdbeben mit Magnitude 2.5 oder größer statt.

Erdbeben als Naturgefahr

- Im 20. Jahrhundert kamen etwa 2 Mio. Menschen durch Erdbeben um.
- Das bisher folgenschwerste Erdbeben fand 1556 in China statt und forderte etwa 830 000 Menschenleben.
- Das bisher stärkste instrumentell erfasste Erdbeben fand 1960 vor der Küste Chiles statt, verursachte aber vergleichsweise geringe Schäden (ca. 3000 Todesopfer).

Natürliche Erdbeben

Vorhersage von Erdbeben

Trotz vereinzelter Erfolge ist die Vorhersage von Erdbeben eine der größten Herausforderungen der Geophysik.

Erdbeben und Grundlagenforschung

Aus Erdbeben gewonnene Daten liefern die umfangreichsten und präzisesten Informationen über die Struktur des Erdinneren.

Informationen über aktuelle und historische Erdbeben

- Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien
- European-Mediterranean Seismological Centre
- Seismic Data Analysis Center, Hannover

Wellen in Festkörpern

Bei einem Erdbeben breiten sich, ausgehend vom Hypozentrum, elastische Wellen aus. Die Ausbreitung elastischer Wellen entspricht der Ausbreitung von Schall in Festkörpern. Im Vergleich zur Schallausbreitung in Gasen und Flüssigkeiten ist diese komplizierter.

Theorie der Wellenausbreitung

Im Prinzip wird die Ausbreitung seismischer Wellen durch die Navier-Cauchy-Gleichungen für die Verschiebungen $\vec{u}(\vec{x}, t)$ komplett beschrieben:

$$\rho(\vec{x}) \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_i(\vec{x}, t) = \frac{\partial}{\partial x_i} \sum_{j=3}^3 \lambda(\vec{x}) \frac{\partial}{\partial x_j} u_j(\vec{x}, t) + \sum_{j=3}^3 \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu(\vec{x}) \left(\frac{\partial}{\partial x_i} u_j(\vec{x}, t) + \frac{\partial}{\partial x_j} u_i(\vec{x}, t) \right) \right)$$

mit

$\rho(\vec{x})$ = Dichte des Mediums

$\lambda(\vec{x}), \mu(\vec{x})$ = Lamé'sche Parameter des Mediums

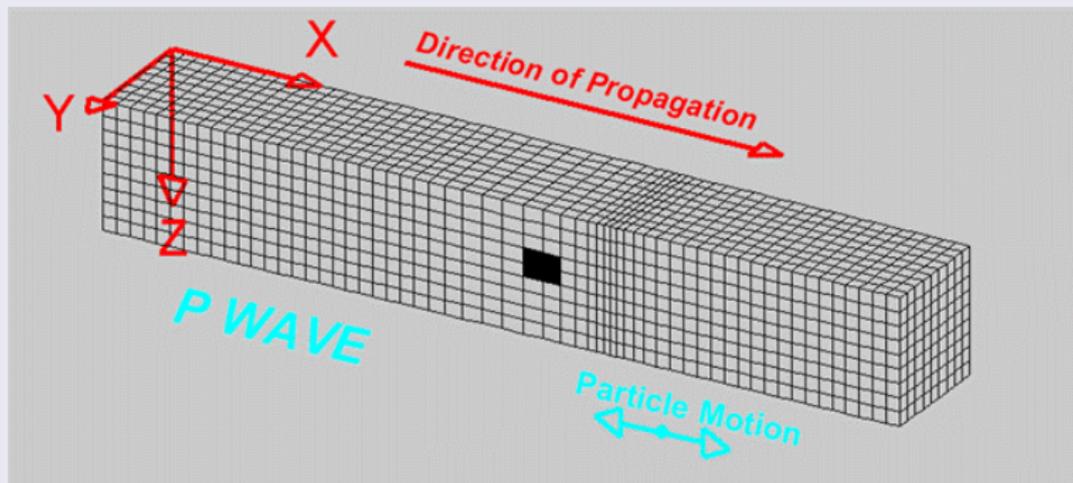
Diese sind jedoch für eine inhomogene Erde nicht analytisch lösbar, und auch die numerische Lösung bereitet noch Schwierigkeiten.

Seismische Wellen

Grundtypen von Raumwellen

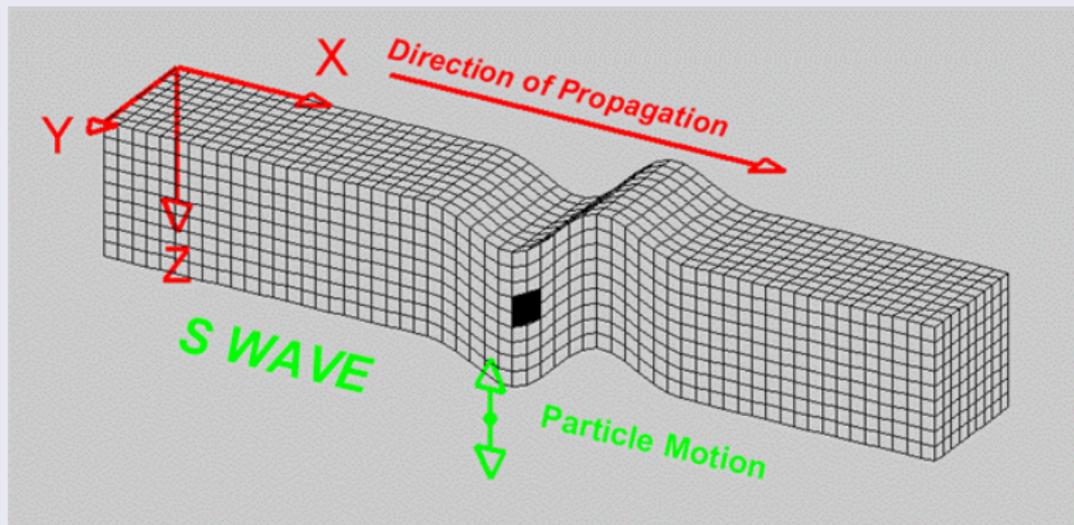
Es gibt zwei Grundtypen von Wellen, die sich in einem unendlich ausgedehnten, homogenen elastischen Medium geradlinig und unabhängig voneinander ausbreiten (S. D. Poisson, 1830):

- Kompressionswelle (P-Welle, longitudinal polarisiert)



Grundtypen von Raumwellen

- Scherwelle (S-Welle, transversal polarisiert)



Quelle: L. Braile, Purdue University

Seismische Wellen

Vergleich mit Wellen in Flüssigkeiten und Gasen

Die Kompressionswelle entspricht den Schallwellen in Gasen und Flüssigkeiten, die Scherwelle hat kein Analogon in Gasen und Flüssigkeiten.

Ausbreitungsgeschwindigkeiten

Medium	Kompressionswelle [km/s]	Scherwelle [km/s]
Luft	0.34	–
Wasser	1.45	–
Holz	ca. 3	ca. 1.8
Erde	5.8–13.7	3.2–7.3

Seismische Wellen

Bezeichnungen der Wellentypen

Ausbreitungsgeschwindigkeit v_p der Kompressionswelle ist immer höher als die v_s der Scherwelle.



Kompressionswelle setzt an jedem Ort vor der Scherwelle ein.



Kompressionswelle wird als Primärwelle (P-Welle) bezeichnet, Scherwelle als Sekundärwelle (S-Welle).

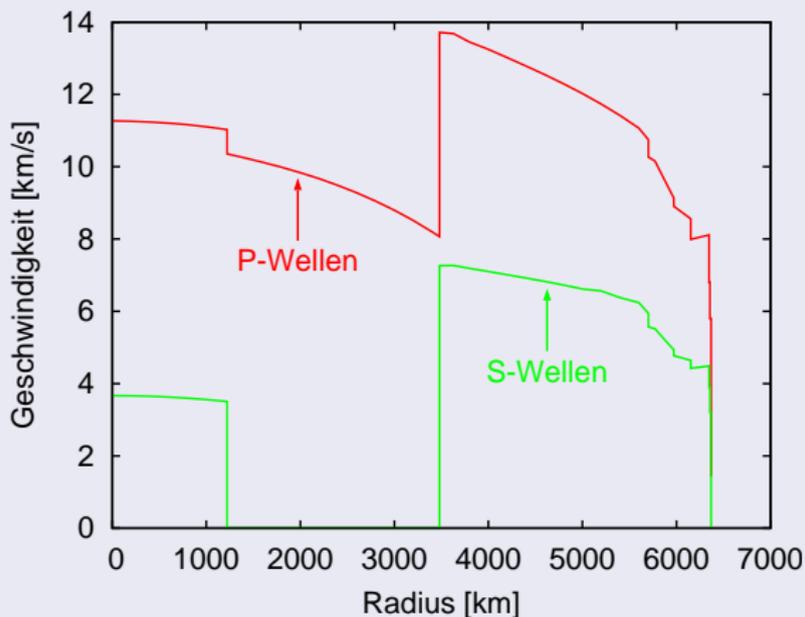
Faustregel für die Geschwindigkeiten

Festgestein: $v_s \approx 0.5 v_p - 0.6 v_p$

Lockergesteine: $v_s \approx 0.4 v_p$

Das Preliminary Reference Earth Model

Das 1981 veröffentlichte Preliminary Reference Earth Model (PREM) liefert Referenzwerte für v_p und v_s einer idealisierten, kugelförmigen Erde.



Wellenausbreitung und elastische Eigenschaften

v_p und v_s hängen ab von der Dichte und dem Elastizitätsmodul des jeweiligen Deformationstyps:

$$v_p = \sqrt{\frac{M}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{und} \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

mit

M = linearer Elastizitätsmodul bei Deformation
ohne seitliche Kontraktion

K = volumetrischer Kompressionsmodul

μ = Schermodul

Seismische Wellen

Typische P-Wellen-Geschwindigkeiten im oberflächennahen Bereich

Medium	v_p [$\frac{\text{km}}{\text{s}}$]
Verwitterungszone	0.1–0.5
Sand trocken	0.3–0.6
Sand wassergesättigt	1.3–1.8
Sandstein	1.8–4
Steinkohle	1.6–1.9

Medium	v_p [$\frac{\text{km}}{\text{s}}$]
Ton	1.2–2.8
Tonstein	2.2–4.2
Kalkstein	3–6
Steinsalz	4.5–6.5
Granit	5–6.5

Wellenausbreitung in inhomogenen Medien

Analog zur Optik gibt es drei verschiedene Arten der (näherungsweise) Beschreibung des seismischen Wellenfeldes in inhomogenen Medien:

- Berechnung der Verschiebungen an jedem Ort und zu allen Zeiten aus den Navier-Cauchy-Gleichungen (selbst auf Hochleistungscomputern schwierig)
- Berechnung von Wellenfronten (Eikonalnäherung)
- Berechnung von Linien, in deren Richtung sich die Welle ausbreitet, d. h. senkrecht zu den Wellenfronten (Strahlenoptik)

Strahlenoptik

Es gibt zwei Sonderfälle, in denen sich die Wellenausbreitung in inhomogenen Medien mit Hilfe der Strahlenoptik durch P- und S-Wellen bequem beschreiben lässt:

- Näherungsweise ebene Grenzfläche zwischen zwei homogenen Medien
- Inhomogenität des Mediums ist auf der Raumskala der Wellenlängen gering

Das Brechungsgesetz

Stößt eine Welle auf eine ebene Grenzfläche, an der sich die Materialeigenschaften ändern, gilt das Brechungsgesetz von Snellius:

$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2}$$

mit

α_1, α_2 = Winkel der beiden Strahlen gegenüber dem Lot auf die Grenzfläche

v_1, v_2 = Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den beiden Medien

Das Brechungsgesetz

Durch die verschiedenen Wellentypen entstehen mehr refraktierte (gebrochene) und reflektierte Wellen als in der Optik. Fällt eine P-Welle oder eine S-Welle auf eine Grenzfläche, entstehen i. A. jeweils eine refraktierte P- und S-Welle und jeweils eine reflektierte P- und S-Welle.

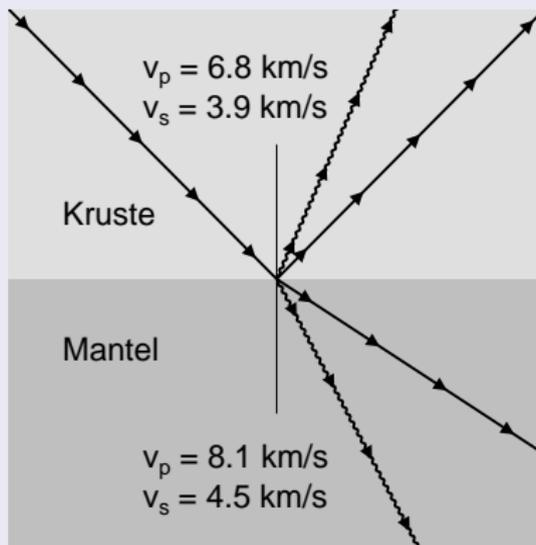
Das Brechungsgesetz gilt hier für jedes Paar von Wellen, d. h. der Strahlparameter

$$p = \frac{\sin \alpha}{v}$$

ist für alle beteiligten Wellen identisch. Die Bestimmung der Intensitäten der reflektierten und refraktierten Wellen ist allerdings kompliziert.

Seismische Wellen

Das Brechungsgesetz



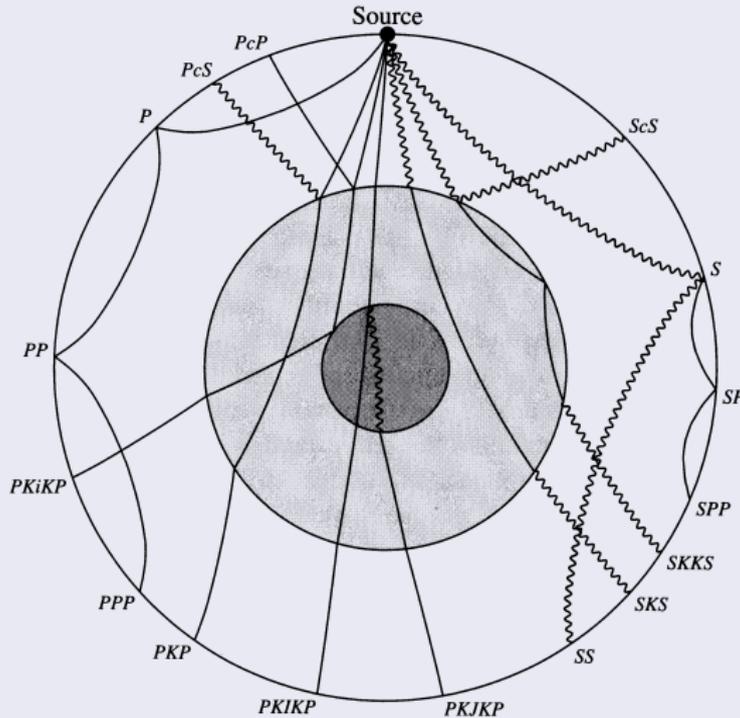
Reflektierte und refraktierte Wellen, die beim Auftreffen einer P-Welle unter 45° auf die Grenze zwischen Kruste und Mantel entstehen. P-Wellen sind gerade, S-Wellen gewellt gezeichnet.

Nahezu homogenes Medium

- Keine Reflexion und keine Mischung von P- und S-Wellen.
- Strahlengang kann berechnet bzw. konstruiert werden, indem die kontinuierliche Änderung der Geschwindigkeit durch viele kleine Stufen angenähert wird.
- Ergebnis: Graduelle Brechung in Richtung zu geringer Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Seismische Wellen

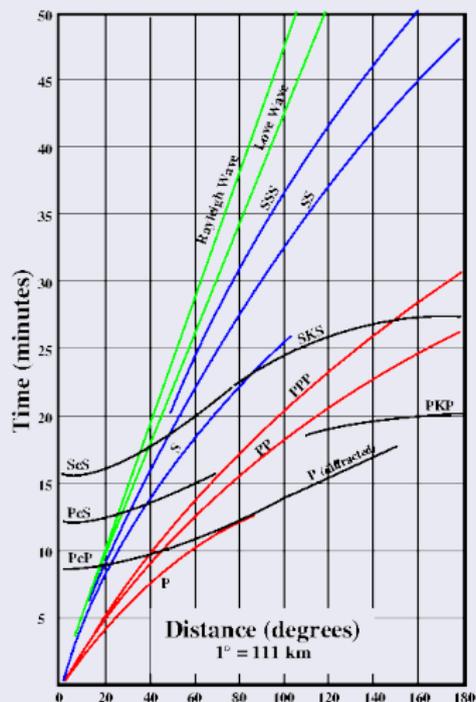
Wellenausbreitung im Erdinneren und Nomenklatur der Wellen



Quelle: Shearer, Introduction to Seismology

Seismische Wellen

Laufzeitkurven zur Lokalisierung von Erdbeben



Quelle: Southern Arizona Seismic Observatory

Seismische Wellen

Oberflächenwellen

Die Theorie der Ausbreitung von Raumwellen gilt nur für unendlich ausgedehnte Medien. In der Nähe der Erdoberfläche sieht die Wellenausbreitung anders aus, hier dominieren zwei Wellentypen, die sich entlang der Oberfläche ausbreiten.

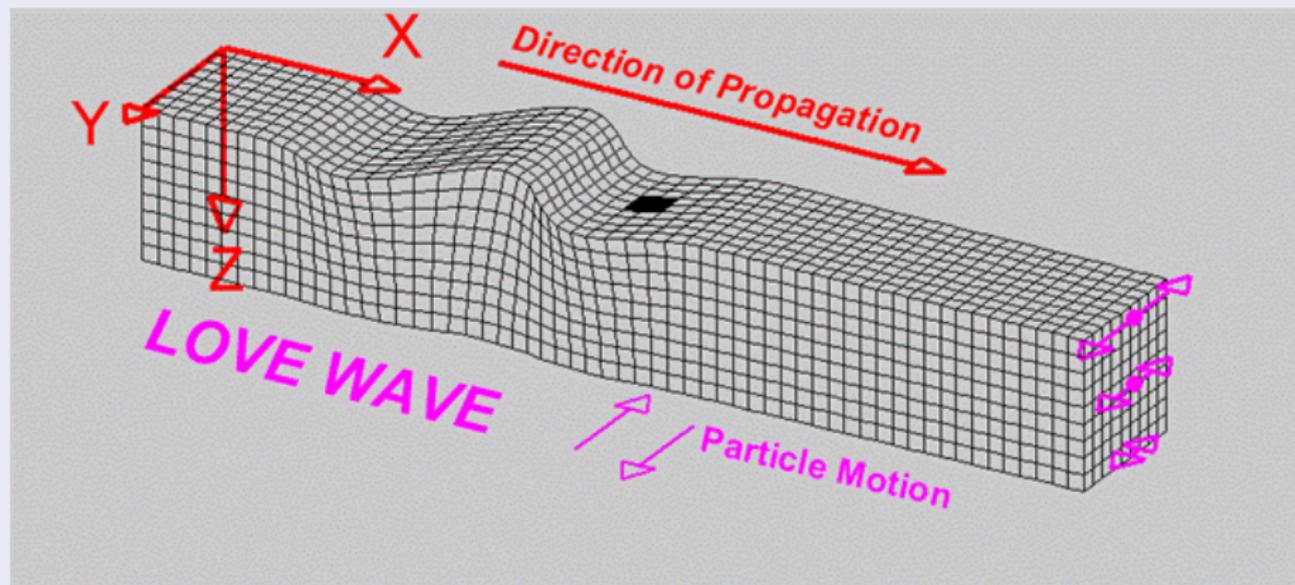
Die Love-Welle

Die nach A. E. H. Love benannte Oberflächenwelle ist im Prinzip eine S-Welle mit Schwingungsrichtung parallel zur Erdoberfläche und mit der Tiefe abnehmender Amplitude.

Da sie nur in inhomogenen Medien existiert, wurde sie erst relativ spät (1911) entdeckt.

Seismische Wellen

Die Love-Welle



Quelle: L. Braille, Purdue University

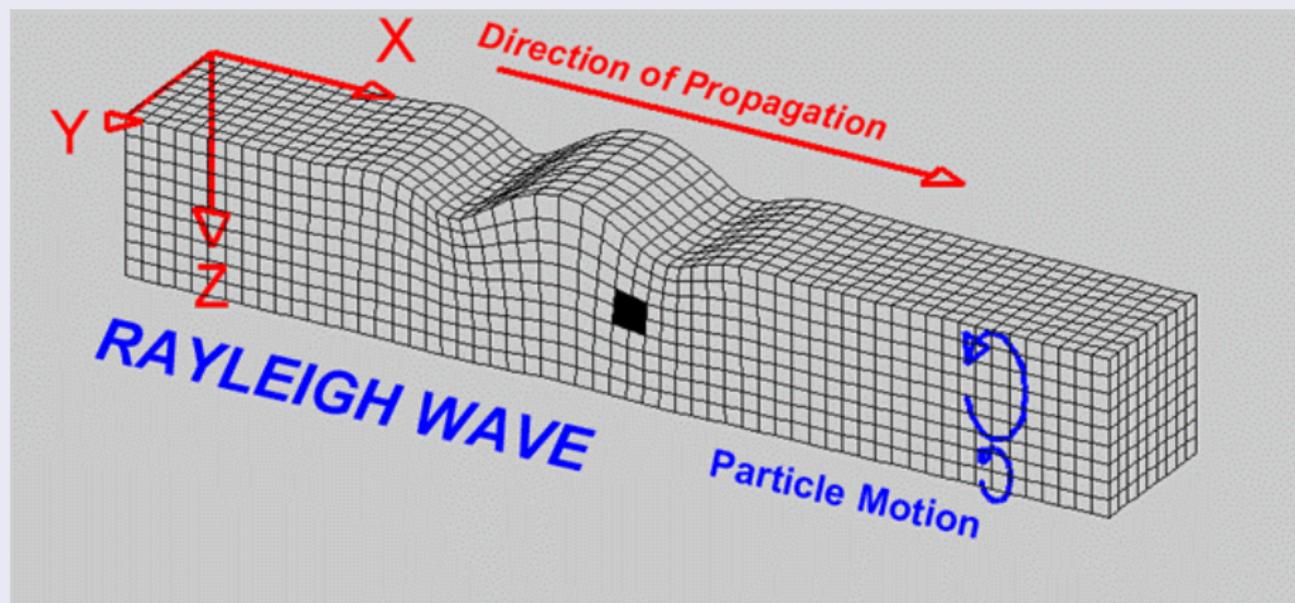
Die Rayleigh-Welle

Die wichtigere Rayleigh-Welle (nach J.W. Strutt, später 3. Lord Rayleigh, 1887) ist im Prinzip eine Mischung aus P- und S-Welle, bei der Punkte auf elliptischen Bahnen rotieren (rollende Bewegung).

- Im Gegensatz zur Love-Welle breitet sie sich auch in homogenen Medien aus.
- Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit ist etwas niedriger als die der S-Welle.
- In den meisten Fällen ist die Rayleigh-Welle am stärksten spürbar und für die Schäden verantwortlich.

Seismische Wellen

Die Rayleigh-Welle



Quelle: L. Braile, Purdue University

Unterschiede zwischen Raumwellen und Oberflächenwellen

- Bei Raumwellen verteilt sich die Energie in 3 Dimensionen, bei Oberflächenwellen nur in 2 Dimensionen. Daher fällt die Amplitude von Oberflächenwellen langsamer mit der Entfernung ab, sodass ihre Reichweite größer ist.
- Bedingt durch die Zunahme der Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe hängt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen von der Wellenlänge ab. Lange Wellen (niedrige Frequenzen) breiten sich schneller aus als kurze Wellen. Dies wird als Dispersion bezeichnet. Bei der Rayleigh-Welle sind Frequenzen um 0.05 Hz (Schwingungsdauer ca. 20 s) besonders stark ausgeprägt. Dagegen besitzen Raumwellen ein breites Spektrum von Frequenzen, welches bis in der hörbaren Bereich geht.

Erdbebenstärke nach Mercalli

- 12-stufige Skala (keine Zwischenstufen)
- Benannt nach dem italienischen Vulkanologen Giuseppe Mercalli (1850–1914)
- Beschreibt die Auswirkungen bzw. Schäden des Erdbebens, keine physikalische Messgröße
- Irgendwelche Umrechnungen in Beschleunigungen oder Magnituden (Richter-Skala, kommt später) sind nur grobe Richtwerte

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenstärke nach Mercalli

Mercalli-Stufe	Beschreibung der Erdbebenfolgen	Richter-Skala
I	Unmerklich, nur durch Instrumente nachweisbar	1
II	Kaum merklich	2
III	Von einigen Menschen bemerkt	3
IV	Von den meisten Menschen im Umkreis von 30 km bemerkt, spürbar in Häusern, kleine Schäden möglich	4
V	Menschen werden im Schlaf aufgeweckt, Bäume und Masten beginnen zu schwanken	5
VI	Möbel können sich verschieben, leichte Schäden	5.3–5.9

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenstärke nach Mercalli

Mercalli-Stufe	Beschreibung der Erdbebenfolgen	Richter-Skala
VII	Leicht gebaute Häuser können schwer beschädigt werden. Menschen geraten in Panik, leichte Schäden auch an massiven Bauwerken. Todesopfer in dicht besiedelten Regionen wahrscheinlich	6.0–6.9
VIII	Verbreitete Zerstörungen von Gebäuden, leichte Schäden auch an „erdbebensicheren“ Gebäude und Anlagen. Felsen stürzen ein, Erdrutsche	7.0–7.3
IX	Allgemeine Gebäudezerstörungen, Fundamente verschieben sich, erkennbare Risse im Erdboden	7.4–7.7

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenstärke nach Mercalli

Mercalli-Stufe	Beschreibung der Erdbebenfolgen	Richter-Skala
X	Verwüstungen, katastrophentartige Zerstörungen, breite Risse im Erdboden, die meisten Gebäude zerstört	7.8–8.4
XI	Alle Gebäude zerstört, landschaftsverändernde Zerstörungen, breite Spalten im Erdboden und in Straßen	8.5–8.9
XII	großflächige verheerende Katastrophe ab 9	

Erdbebenstärke und -magnitude

Modifizierte Mercalli-Skalen

In Europa wird heute eher die modifizierte MSK-Intensitätsskala (nach Medvedev, Sponheuer und Karnik, 1964) verwendet. Offiziell wurde diese 2000 durch die EMS-98-Skala (European Macroseismic Scale) ersetzt.

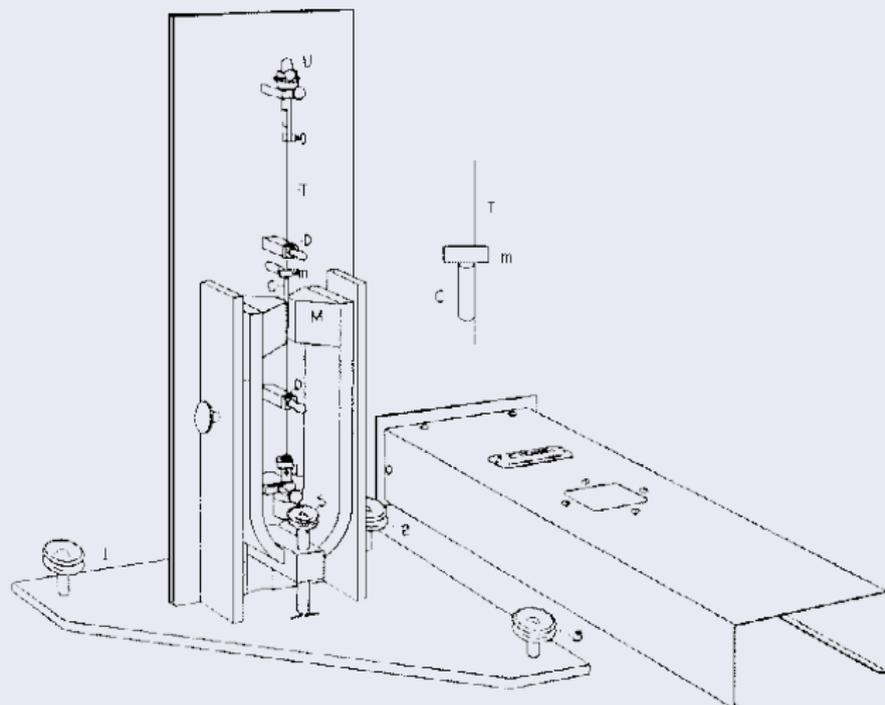
Das Grundprinzip (Kartierung der Auswirkungen bzw. Schäden) ist aber gleich geblieben.

Erdbebenmagnitude – Richter-Skala

1935 entwickelte C. F. Richter (1900–1985) ein instrumentelles Verfahren zur Messung der Magnitude von Erdbeben. Grundlage ist ein spezielles Gerät, das Seismometer nach Wood & Anderson.

Erdbebenstärke und -magnitude

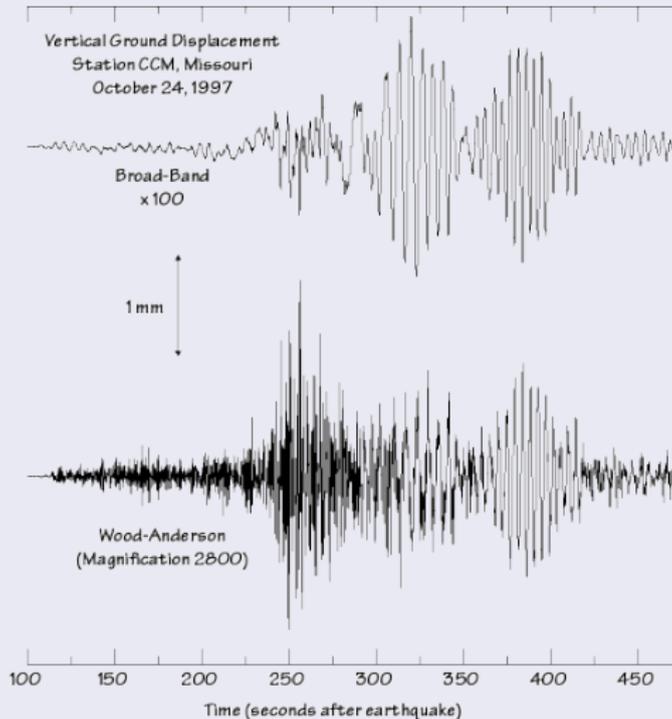
Aufbau des Wood-Anderson-Seismometers



Quelle: Southern California Earthquake Data Center

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenmagnitude – Richter-Skala



Quelle: C. J. Ammon, Pennsylvania State University

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenmagnitude – Richter-Skala

Die Definition der Lokal-Magnitude M_L nach Richter beruht auf dem Maximalausschlag A des Instruments, welches in 100 km Entfernung vom Epizentrum (Punkt an der Erdoberfläche senkrecht über dem Hypozentrum) stehen muss:

$$M_L = \log_{10} A$$

wobei der Ausschlag A in μm gemessen wird.

Frage

Wie groß ist die Magnitude des Erdbebens im Seismogramm auf der vorherigen Seite, wenn das Seismometer in 100 km Abstand zum Epizentrum steht?

Erdbebenstärke und -magnitude

Erdbebenmagnitude – Richter-Skala

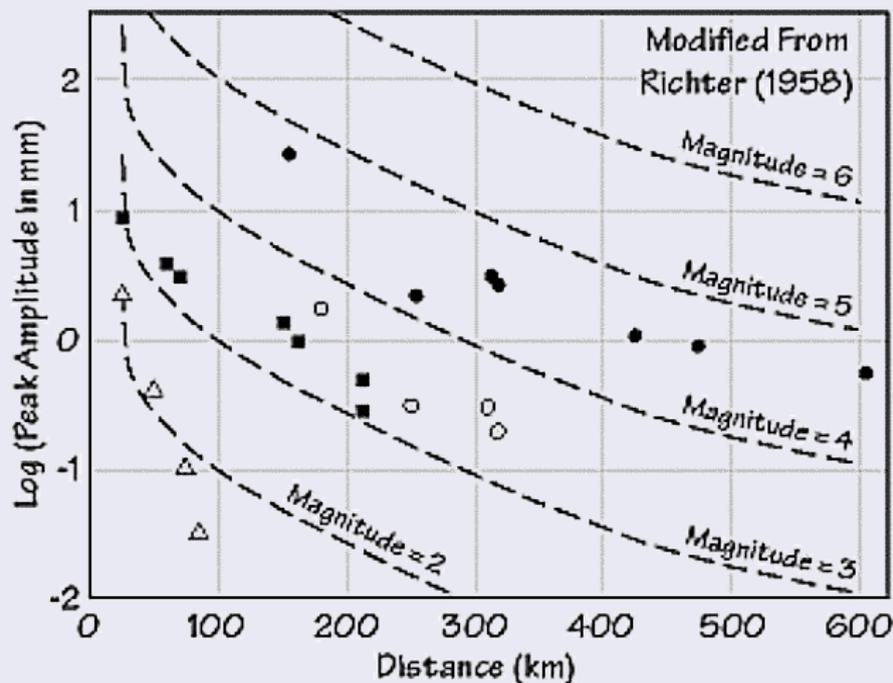
- Die Magnitude ist ein logarithmisches Maß: Eine Steigerung um eine Magnitudenstufe bedeutet eine Verzehnfachung des Ausschlags (und eine Verdreißigfachung der freigesetzten Energie).
- Die Richter-Skala ist grundsätzlich nach oben und unten offen.
- Die höchste bisher gemessene Richter-Magnitude war $M_L = 8.6$.
- Konventionsgemäß wird eine Hinterkommastelle angegeben.

Einfluss der Entfernung

Da selten ein Seismometer in 100 km Entfernung vom Epizentrum zur Verfügung steht, muss die tatsächliche Entfernung d rechnerisch korrigiert werden. Hierbei hilft es, dass der Abfall des Ausschlags mit der Entfernung von der Stärke des Erdbebens unabhängig ist.

Erdbebenstärke und -magnitude

Einfluss der Entfernung



Quelle: C. J. Ammon, Pennsylvania State University

Erdbebenstärke und -magnitude

Einfluss der Entfernung

Hieraus ergibt sich folgende Definition für die Lokal-Magnitude:

$$M_L = \log_{10} \frac{A(d)}{A_0(d)}$$

wobei $A_0(d)$ der Ausschlag ist, den ein Erdbeben der Magnitude 0 in der Entfernung d erzeugt.

Frage

Wie groß ist die Magnitude des Erdbebens des Beispiel-Seismogramms, wenn das Seismometer statt in 100 km Abstand zum Epizentrum in 50 km, 200 km, 300 km oder 600 km Abstand steht?

Weitere Magnitudendefinitionen

Neben der Lokal-Magnitude M_L nach Richter sind drei andere Magnitudendefinitionen gebräuchlich:

- Die Raumwellenmagnitude m_b , welche auf der Amplitude der P-Welle beruht. Sie wird häufig für die Charakterisierung tiefer Erdbeben herangezogen.
- Die Oberflächenwellenmagnitude M_S , welche auf der Amplitude der Rayleigh-Welle beruht. Da letztere hauptsächlich für die Schäden verantwortlich ist, ist die Oberflächenwellenmagnitude im Zusammenhang mit Schäden interessant.
- Die erst 1977 eingeführte Moment-Magnitude M_W beschreibt die Vorgänge am Erdbebenherd am besten.

Häufigkeitsverteilung von Erdbeben

1954 stellten B. Gutenberg und C. F. Richter eine Gesetzmäßigkeit für die Häufigkeit von Erdbeben in Abhängigkeit ihrer Magnitude M auf:

$$\log_{10} N(M) = a - b M$$

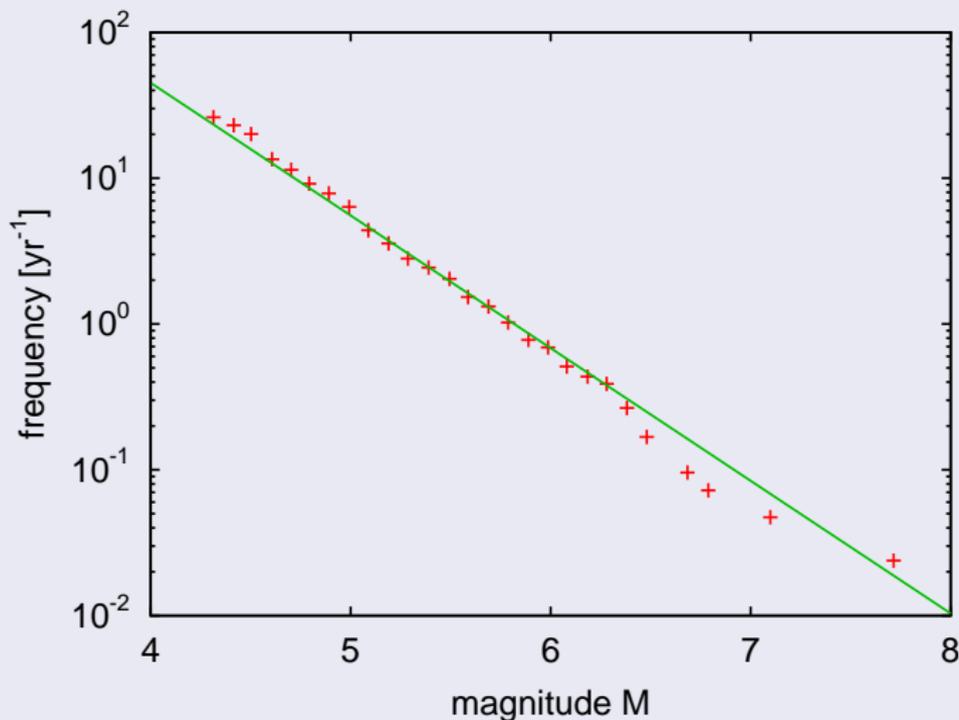
mit

$N(M)$ = Anzahl der Erdbeben (ggf. pro Fläche und pro Zeit) mit einer Magnitude von mindestens M

a, b = Konstanten

Erdbebenstärke und -magnitude

Häufigkeitsverteilung der Erdbeben in Südkalifornien 1932–1972



Häufigkeitsverteilung von Erdbeben

Das Gutenberg-Richter-Gesetz gilt sowohl weltweit als auch regional. Der Parameter b liegt zwischen 0.8 und 1.2 und variiert damit nur schwach, sodass diskutiert wird, ob die Variation um 1 herum ein statistischer Effekt ist. Der Parameter a hingegen kennzeichnet die regionale Seismizität und variiert sehr stark.

Das seismische Moment

Aus der Theorie seismischer Wellen ergibt sich, dass die Intensität der bei einem Erdbeben abgestrahlten Wellen durch das seismische Moment

$$M_0 = \mu A u$$

mit

μ = Schermodul des Gesteins [Pa]

A = Größe der Herdfläche [m²]

u = mittlerer Versatz über die Herdfläche [m]

bestimmt ist.

Herdmechanismen

Die Moment-Magnitude

Aus dem seismischen Moment wurde 1977 die Moment-Magnitude

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.1$$

(mit M_0 in Nm) definiert. Für die Bestimmung von M_0 bzw. M_W sind Aufzeichnungen aller Wellentypen und numerische Simulationen notwendig.

Bisher höchste gemessene Moment-Magnitude: $M_W = 9.6$ (Chile 1960)

Frage

Für das Seebeben vor Sumatra vom 26.12.2004 wird eine Moment-Magnitude von $M_W = 9.3$ angegeben. Der mittlere Versatz betrug ca. 15 m. Wie groß war die Herdfläche, wenn der Schermodul des Gesteins $\mu = 25$ GPa beträgt?

Herdmechanismen

Seismisches Moment und Shear Strain

Seismische Momente können verwendet werden, um den seismischen Anteil der Deformation in einem bestimmten Volumen zu quantifizieren. Finden n Erdbeben mit Moment-Magnituden $M_{W1}, M_{W2}, \dots, M_{Wn}$ in einem Volumen V statt, so ist der mittlere Shear Strain

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^n M_{Wi}}{\mu V}$$

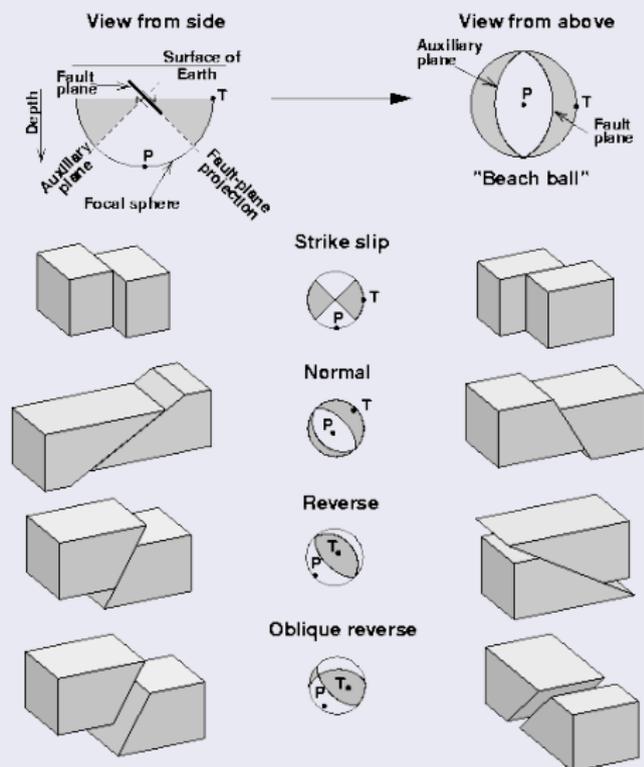
Streng genommen gilt dies allerdings nur, wenn alle Herdflächen und alle Versätze dieselbe Orientierung haben.

Frage

Was wird stärker zum mittleren Shear Strain beitragen: Die vielen schwachen oder die wenigen starken Erdbeben?

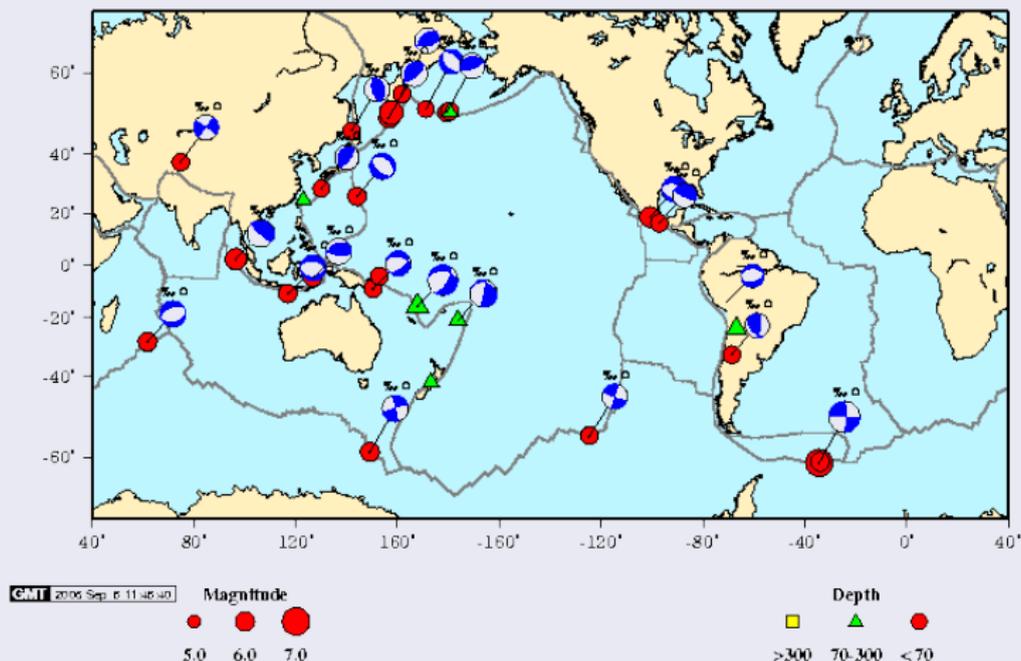
Beachball-Darstellung

Für die Darstellung der Orientierungen der Herdflächen von Erdbeben werden Herdkugeln („Beachballs“) verwendet. Bereiche, in denen die P-Welle als erstes mit Kompression einsetzt, werden dunkel eingefärbt, Bereiche, in denen die P-Welle als erstes mit Dilatation einsetzt, bleiben weiß. Eine Projektion der unteren Hälfte der Kugel wird in eine Karte eingezeichnet.



„Beachballs“

ANSS Catalog - 08/01/2006-08/31/2006 - $M \geq 5.5$



Hauptanwendungsgebiete

- Prospektion und Exploration von Rohstofflagerstätten, große Bedeutung für die Suche nach Erdöllagerstätten.
- Erkundung des geologischen Strukturbaus, z. B. für den Tunnelbau
- Tiefe und Relief des Übergangs von Locker- zu Festgestein für ingenieurgeologische Anwendungen (z. B. Baugrunduntersuchungen, Hanginstabilitäten)
- Lage des Grundwasserspiegels sowie Grenzflächen zwischen Aquiferen und grundwasserstauenden Horizonten
- Kartierung von Deponien

Erzeugung seismischer Wellen

Die seismologische Erkundung nutzt die Wellen natürlicher Erdbeben, während bei Seismik die Wellen selbst erzeugt werden, meist mittels:

- Hammerschlag
- Fallgewichte
- Sprengungen
- Vibrationsmaschinen ("Vibroseis")
- Luftpulser (in der Seeseismik)

Eindringtiefe

Die verschiedenen Arten der Anregung unterscheiden sich in der verfügbaren Energie und damit in der Eindringtiefe. Die größten Eindringtiefen werden durch natürliche Erdbeben erreicht, jedoch ist hier die zur Verfügung stehende Datenmenge begrenzt.

Hammerschlag



Quelle: Lehrveranstaltungs-Unterlagen R. Scholger

Sprengungen



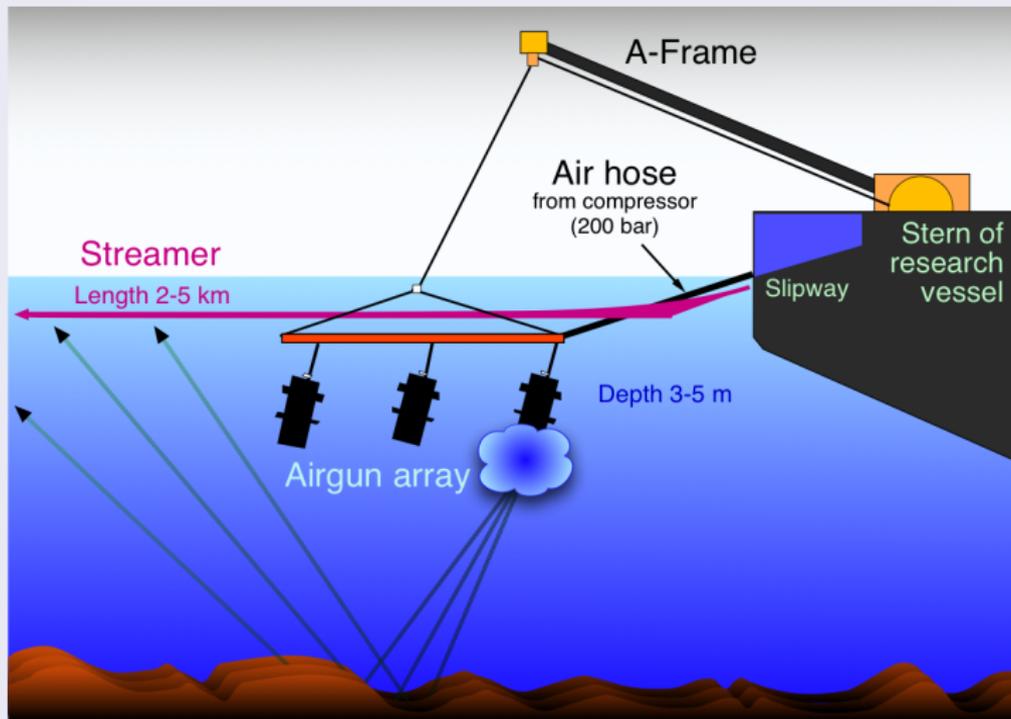
Quelle: Lehrveranstaltungs-Unterlagen R. Scholger

Vibrationsmaschinen („Vibroseis“)



Quelle: Wikipedia

Luftpulser (in der Seeseismik)



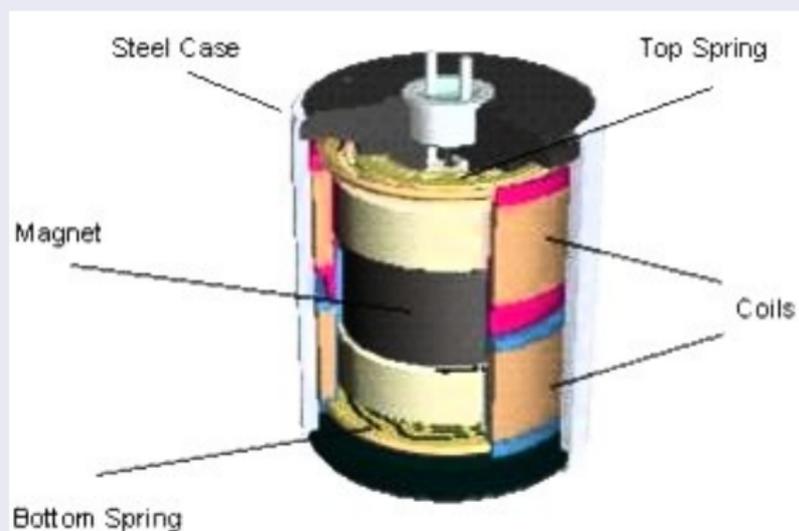
Aufnahme der Signale

Zur Signalaufnahme werden Seismometer oder Geophone benutzt.

Geophon besteht aus Permanentmagnet und Spule, wovon eines starr mit dem Gehäuse verbunden und eines beweglich aufgehängt ist (ähnlich Mikrophon). Das Ausgangssignal (induzierte Spannung) ist proportional zur Geschwindigkeit der Relativbewegung.

Auswertegerät nimmt die Signale von meist 6–48 Geophonen (Kanäle) und evtl. von der seismischen Quelle auf.

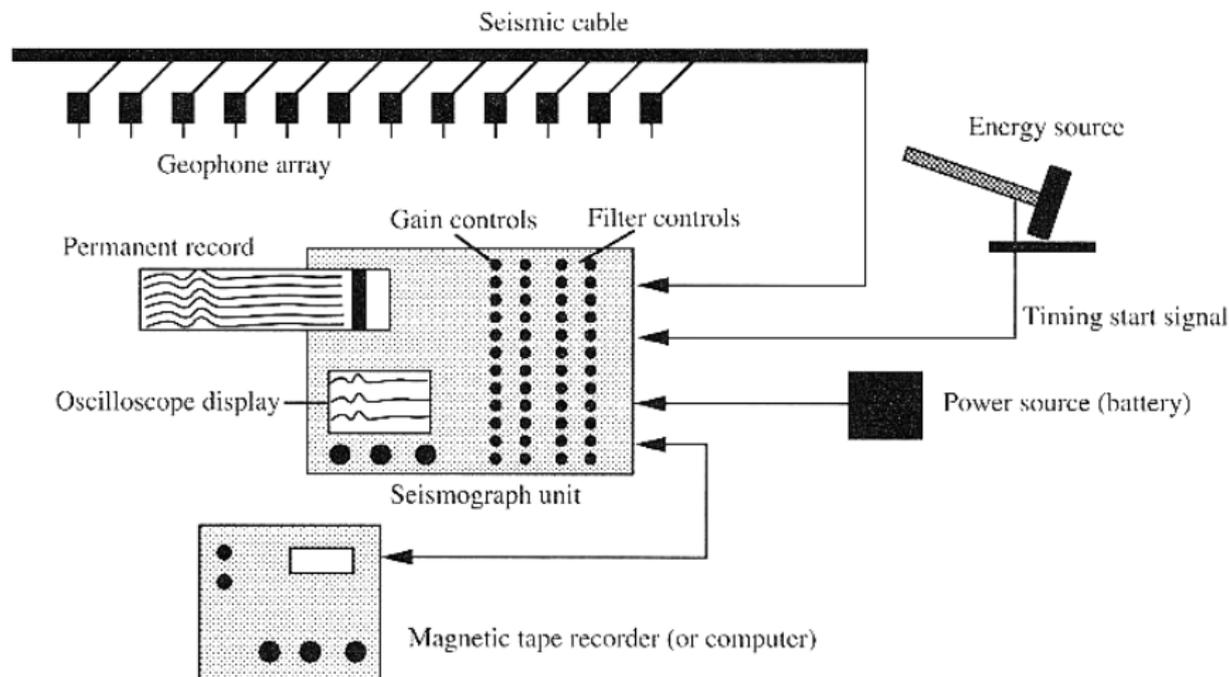
Aufbau eines Geophons



Cut-a-way animation of **SENSOR** SM-24 Geophone

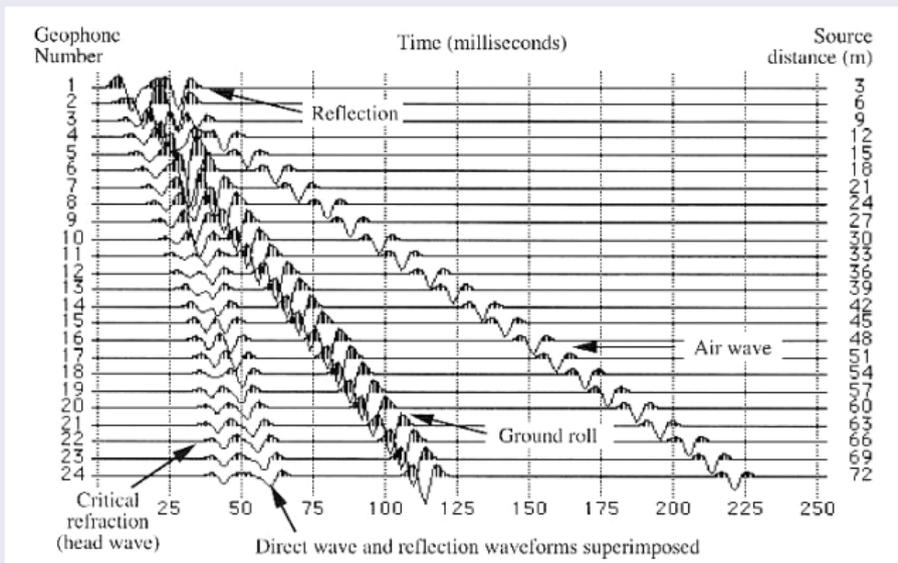


Aufbau für Hammerschlagseismik



Picking – Bestimmung der Ersteinsätze

Im Allgemeinen wird nur der Zeitpunkt des Ersteinsatzes der Wellen verschiedener Typen an den Geophonen ausgewertet.

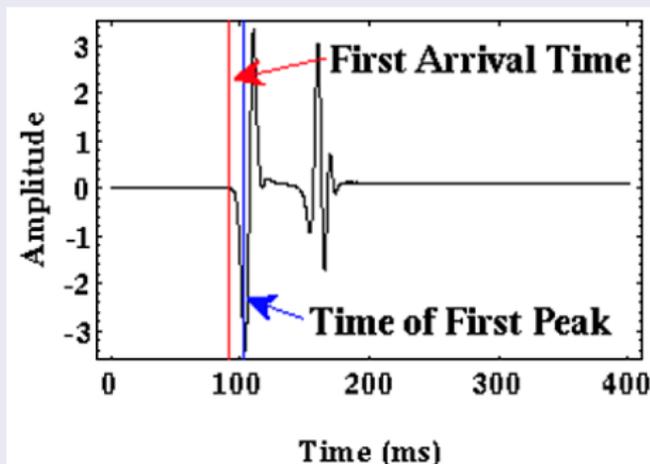


Picking – Bestimmung der Ersteinsätze

Meist entweder

- Zeitpunkt, wo sich das Signal erstmals aus dem Rauschen hervorhebt, oder
- erstes Maximum minus eine Viertel-Wellenlänge.

Oftmals durch Software unterstützt



Methoden der Seismik

Die wichtigsten Methoden der Seismik sind

Reflexionsseismik: Messung der an Grenzflächen reflektierten Wellen

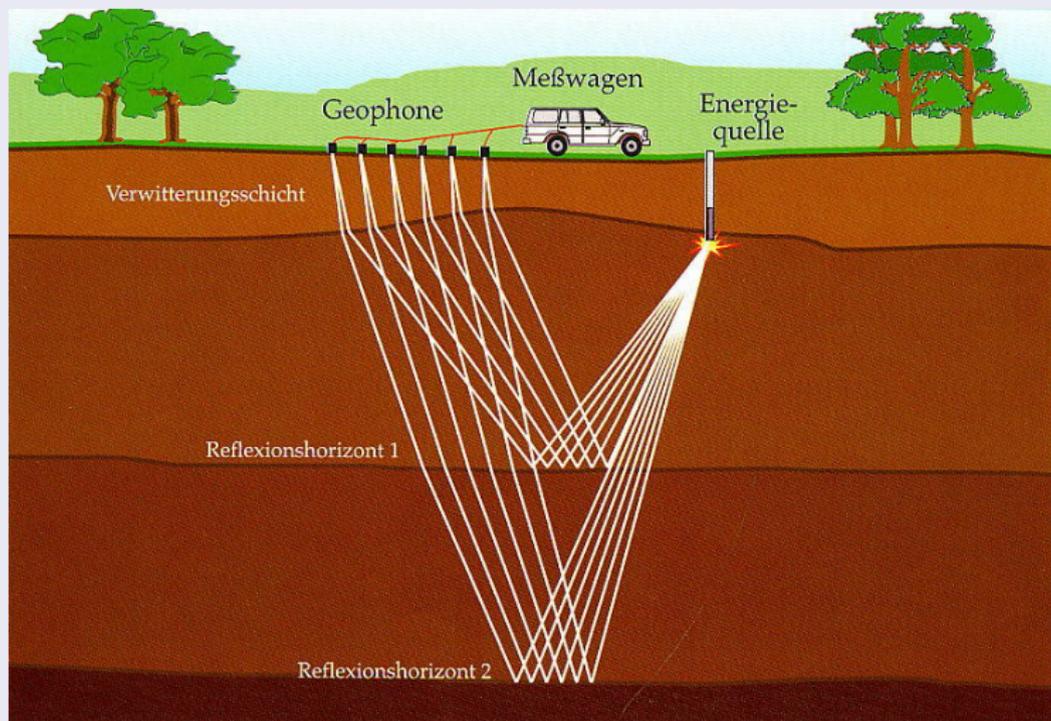
Refraktionsseismik: Messung der im Grenzfall der Totalreflexion auftretenden sogenannten Kopfwelle

Seismische Tomographie: Erfassung und Inversion des Signals von möglichst vielen Quellen und Aufnehmern. Hauptsächlich auf großer Skala auf Basis natürlicher Erdbeben angewendet.

Reflexions- und Refraktionsseismik dienen dazu, Grenzflächen im Untergrund, an denen sich die seismischen Geschwindigkeiten ändern, zu detektieren.

Normalerweise werden nur die Ersteinsätze der P-Wellen verwendet.

Grundprinzip



Reflexion an oberster, horizontaler Schichtgrenze

Laufzeit der reflektierten Welle zu einem Geophon im Abstand x von der Quelle:

$$t = \frac{\sqrt{4d_1^2 + x^2}}{v_1}$$

mit

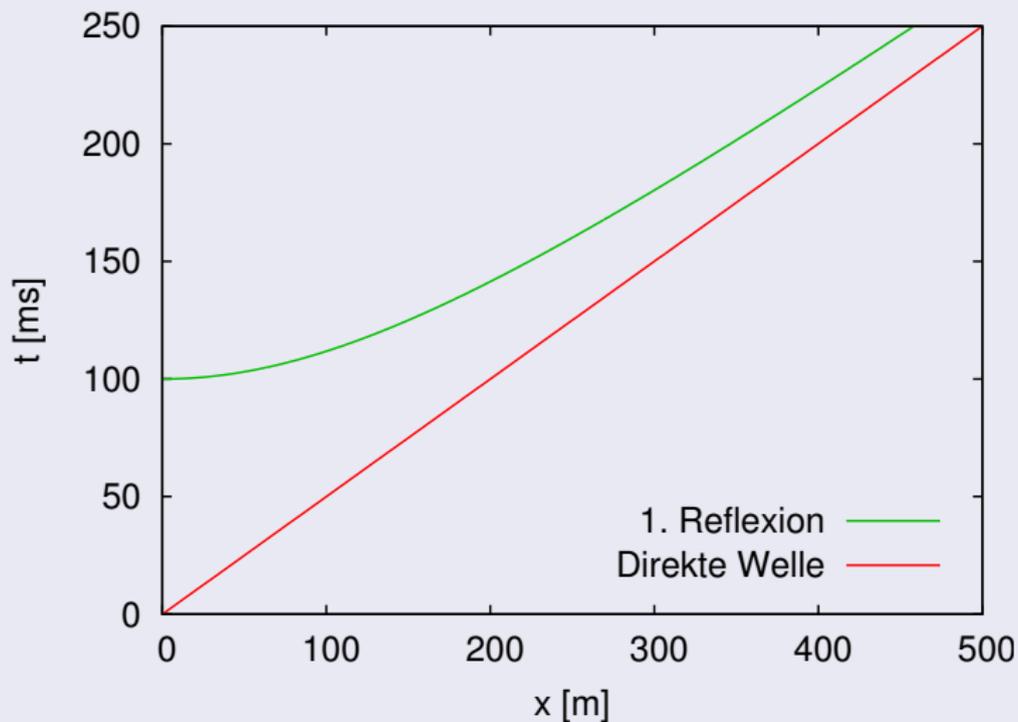
d_1 = Mächtigkeit der obersten Schicht

v_1 = seismische Geschwindigkeit (P-Welle) der obersten Schicht

Diese Gleichung beschreibt eine Hyperbel:

$$\frac{t^2}{(2d_1/v_1)^2} - \frac{x^2}{(2d_1)^2} = 1$$

Reflexionshyperbel



Auswertung der Reflexionshyperbel

- v_1 kann aus der Laufzeitkurve der direkten Welle bestimmt werden.
- Danach kann d_1 aus v_1 und der Reflexionshyperbel bestimmt werden.

Wie groß sind v_1 und d_1 im Beispiel auf der vorherigen Seite?

v_1 kann auch ohne die direkte Welle bestimmt werden, und zwar

- aus der asymptotischen Steigung der Reflexionshyperbel für $x \rightarrow \infty$ (erfordert sehr große Auslagen, die meist nicht realisierbar sind), oder
- aus der Krümmung der Reflexionshyperbel.

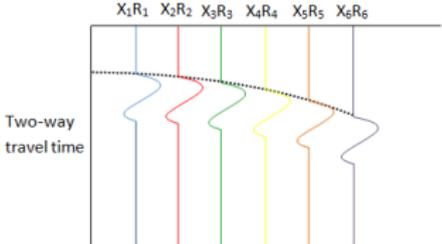
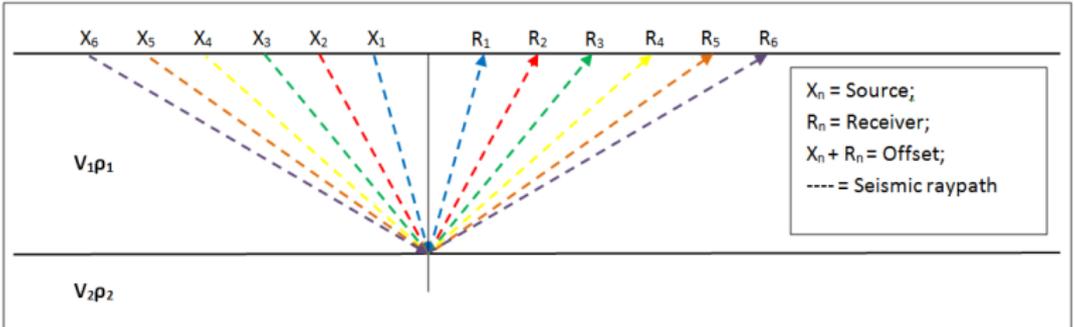
Normal Moveout Korrektur

Der Effekt, dass t mit x wächst, heißt Normal Moveout (NMO).

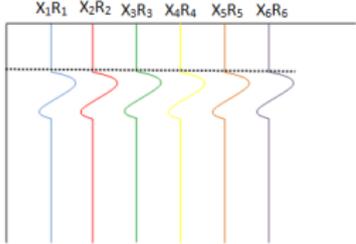
Die Korrektur auf $x = 0$ heißt NMO Korrektur oder Common Midpoint (CMP) Methode. Sie wird verwendet, wenn die Laufzeitkurven verschiedener Schuss- und Geophonpositionen zur Verbesserung der Signalqualität überlagert werden sollen.

Reflexionsseismik

Normal Moveout Korrektur

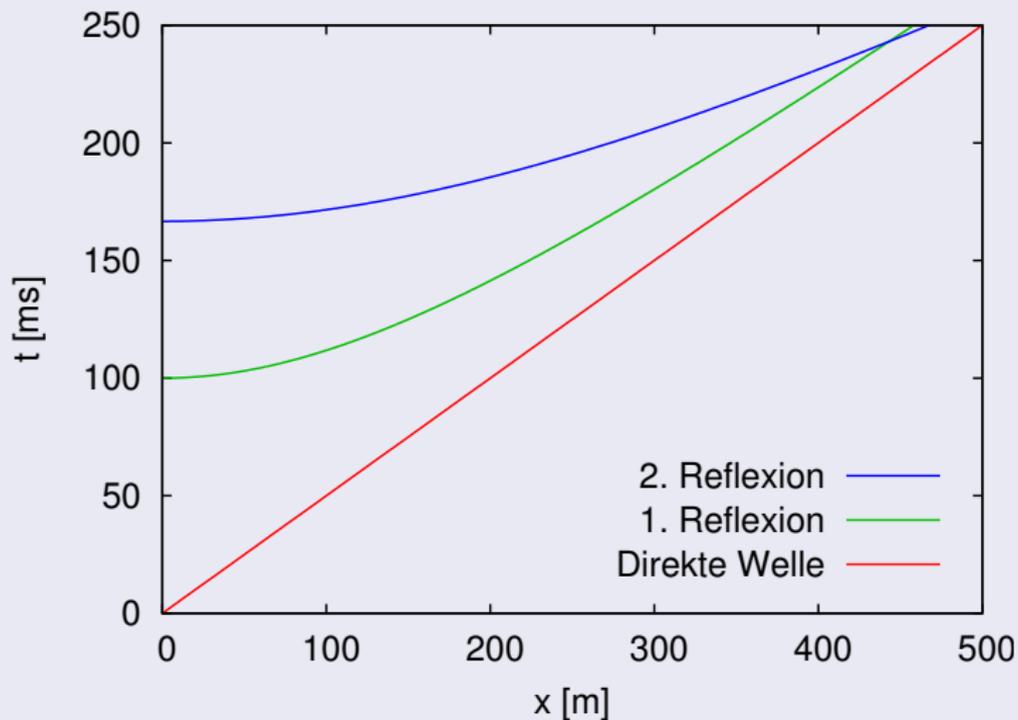


Before NMO Correction



After NMO Correction

Reflexionsseismik im Mehrschichtfall



Reflexionsseismik im Mehrschichtfall

- Die Laufzeitkurven der Reflexion an weiteren Schichtgrenzen sind nur näherungsweise Hyperbeln.
- Die Geschwindigkeiten v_2 , v_3 , ... können grundsätzlich auch aus den (näherungsweisen) Reflexionshyperbeln bestimmt werden (aber komplizierter als bei der ersten Schichtgrenze).
- Die Ungenauigkeit wird von Schicht zu Schicht größer, sodass meist zusätzliche Informationen über die Geschwindigkeiten nötig sind.

In welcher Tiefe liegt die zweite Schichtgrenze im Beispiel auf der vorherigen Seite, wenn $v_2 = 3 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ beträgt?

Reflexionsseismik bei geneigten oder gekrümmten Schichtgrenzen

Ist deutlich komplizierter. Transfer von Laufzeiten in Tiefen (Tiefenmigration) z. B. durch Konstruktion von Kugelwellen.

Intensität der reflektierten Wellen

Die Intensität der reflektierten Welle hängt ab vom Kontrast in der akustischen Impedanz

$$Z = \rho v.$$

Reflexionskoeffizient $R =$ Amplitudenverhältnis von reflektierter zu einfallender Welle

- Grundsätzlich wächst R mit wachsendem Kontrast in Z .
- Bei senkrechtem Einfall einer P-Welle werden keine S-Wellen erzeugt, und es gilt

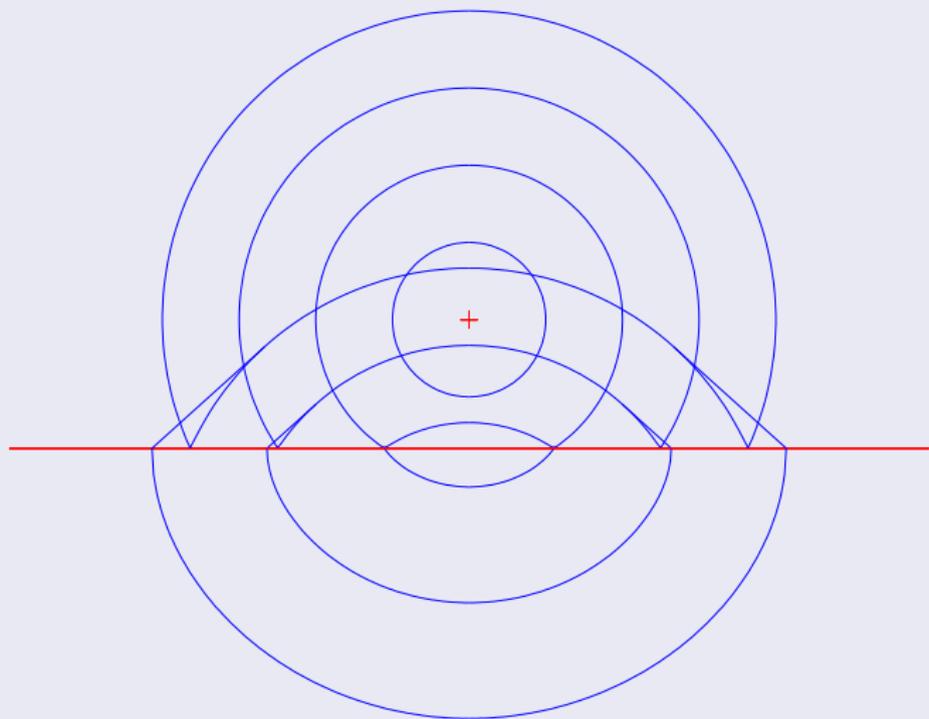
$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}.$$

- Beim Passieren mehrerer Schichtgrenzen geht viel Energie verloren.



Reflexionsseismik benötigt relativ starke seismische Quellen.

Reflexion und Brechung einer Kugelwelle an einer ebenen Grenzfläche



Kritische Brechung

Fällt eine Welle unter dem kritischen Winkel α_c mit

$$\sin \alpha_c = \frac{v_1}{v_2}$$

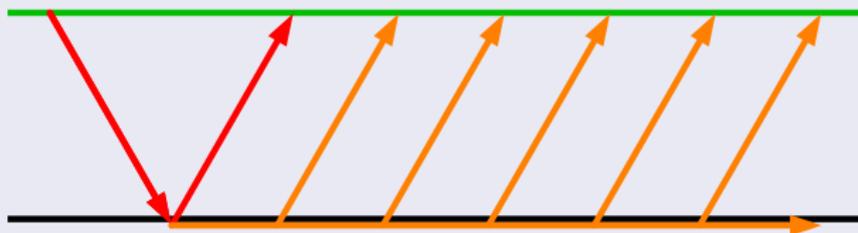
auf eine Grenzfläche von einem Medium mit der seismischen Geschwindigkeit v_1 zu einem Medium mit $v_2 > v_1$, läuft die refraktierte Welle mit der Geschwindigkeit v_2 an der Grenzfläche entlang.



Die seismische Kopfwelle

Kritisch refraktierte Welle = seismische Kopfwelle = Mintrop-Welle (nach L. Mintrop, 1880–1956).

- Strahlt permanent Wellen unter dem Winkel α_c zurück in das andere Medium

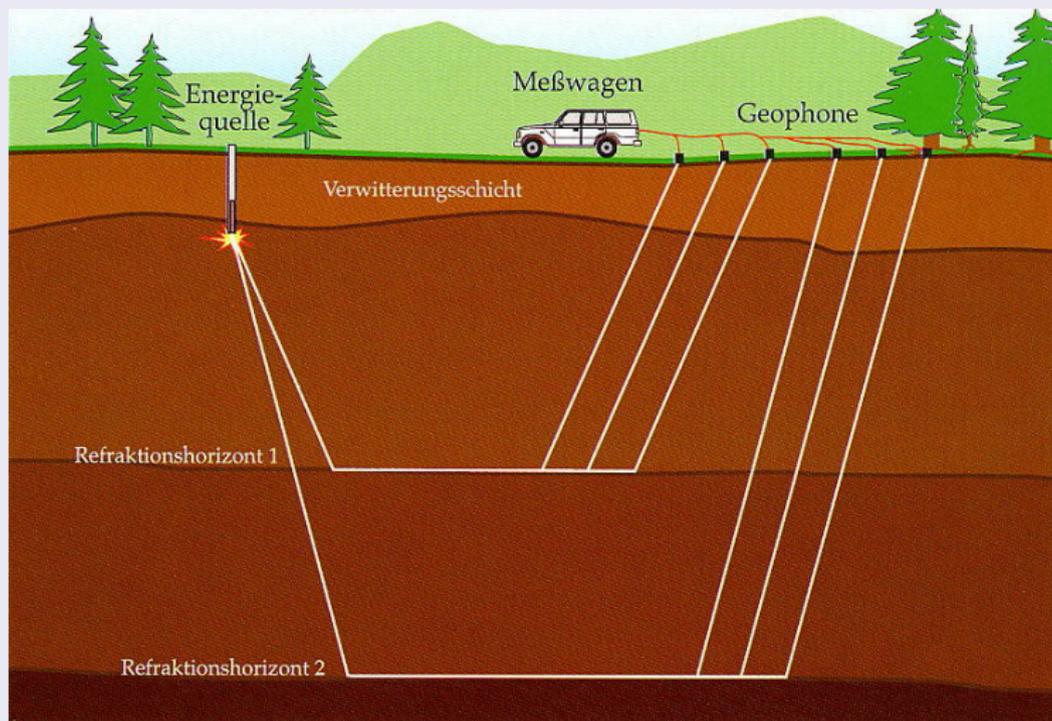


- Läuft mit $v_2 > v_1$ an der Grenzfläche entlang

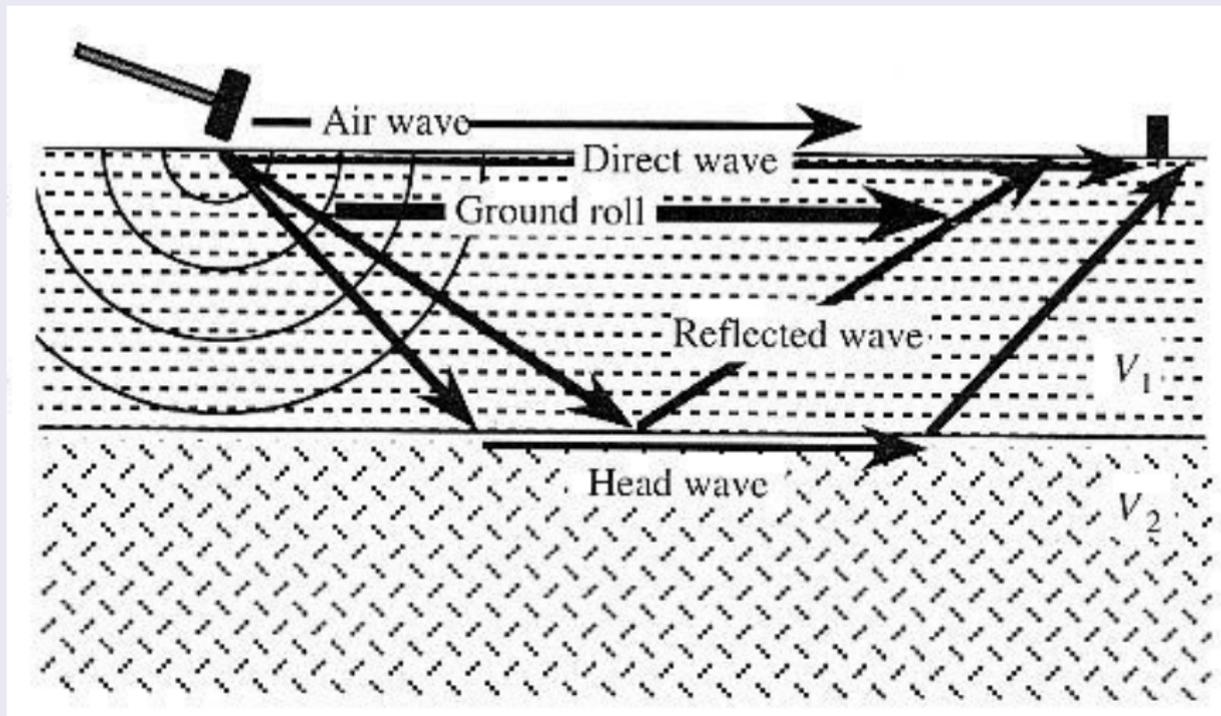
„Überholt“ die direkte Welle (v_1) irgendwann

Refraktionsseismik

Grundprinzip



Auftretende Wellen



Laufzeit der Kopfwelle an einer horizontalen Schichtgrenze

Die unter dem kritischen Winkel α_c reflektierte Welle benötigt die Zeit

$$t = \frac{2d}{v_1 \cos \alpha_c}$$

(d = Schichtmächtigkeit) und erreicht die Oberfläche bei

$$x = 2d \tan \alpha_c.$$

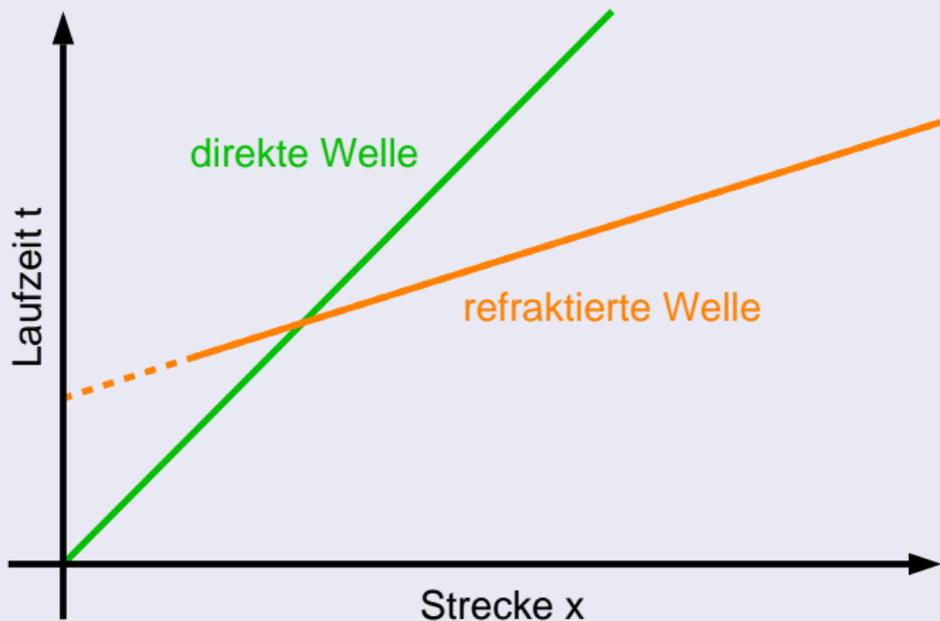


Kopfwelle erreicht nach der Zeit

$$t = \frac{2d}{v_1 \cos \alpha_c} + \frac{x - 2d \tan \alpha_c}{v_2} = \frac{2d \cos \alpha_c}{v_1} + \frac{x}{v_2}$$

einen Aufnehmer am Ort x .

Laufzeitdiagramm bei einer horizontalen Schichtgrenze



Wie sieht die reflektierte Welle für dieses Diagramm aus?

Laufzeitdiagramm

- Zur Ermittlung des Laufzeitdiagramms werden ein Schusspunkt und mehrere Geophone verwendet, welche auf einer Geraden liegen sollten.
- Direkte und refraktierte Wellen sind Geraden, reflektierte Wellen (näherungsweise) Hyperbeln.
- Oftmals wird nur der Ersteinsatz ausgewertet, d. h. die frühere der beiden Wellen.

Auswertung bei horizontaler Grenzfläche

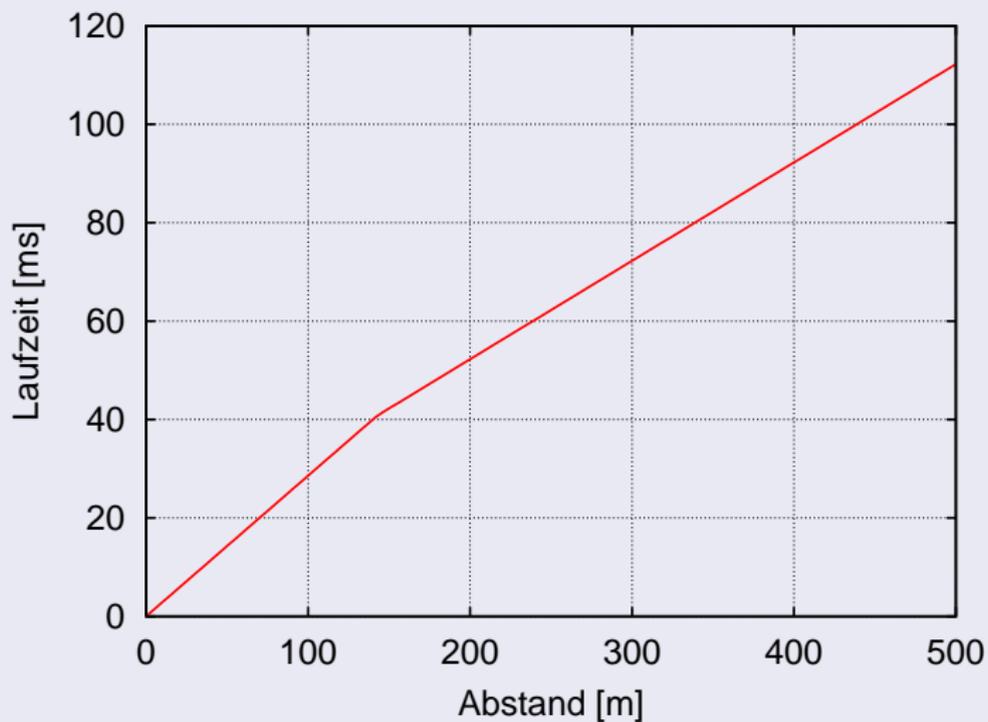
- 1 Steigung der Laufzeitkurve der direkten Welle $S_d = \frac{1}{v_1}$
- 2 Steigung der Laufzeitkurve der refraktierten Welle $S_r = \frac{1}{v_2}$
- 3 Intercept-Zeit = Extrapolierter Schnitt der Laufzeitkurve der Kopfwelle mit der Zeitachse

$$t_0 = \frac{2 d \cos \alpha_c}{v_1} = 2 d \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}$$

sodass

$$d = \frac{t_0 v_1}{2 \cos \alpha_c} = \frac{t_0}{2 \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}}$$

Beispiel



Bestimmung einer geeigneten Auslage

Schnittpunkt der Laufzeitkurven der direkten und der refraktierten Welle:

$$\frac{x}{v_1} = \frac{2d \cos \alpha_c}{v_1} + \frac{x}{v_2}$$

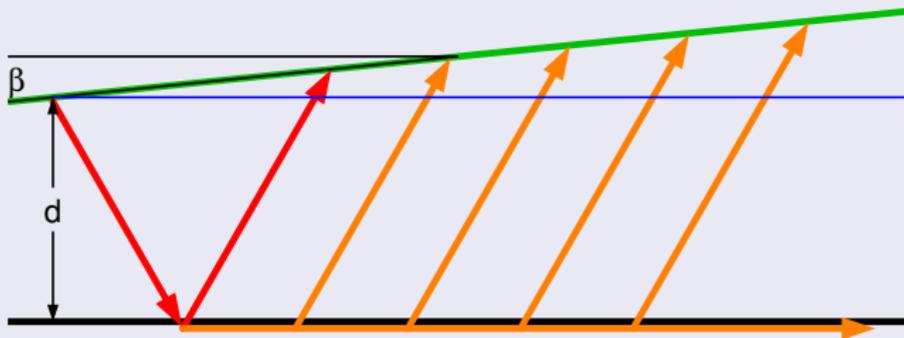


$$x = \frac{2d \cos \alpha_c v_2}{v_2 - v_1} = 2d \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

Profil sollte deutlich länger als x sein (2-5 mal so lang), damit die Laufzeitkurven beider Wellen erkennbar sind.

Sinnvolle Profillänge zur Bestimmung des Grundwasserspiegels in ca. 12 m Tiefe in einem Aquifer aus Sand und Kies?

Laufzeitkurve bei geneigter Schichtgrenze



Schnittpunkte der ankommenden Strahlen mit der blauen Hilfslinie:

$$x_b = x \cos \beta - x \sin \beta \tan \alpha_c$$

Benötigte Zeit von blauer Hilfslinie zur Oberfläche:

$$t - t_b = \frac{x \sin \beta}{v_1 \cos \alpha_c}$$

Laufzeitkurve bei geneigter Schichtgrenze

Kopfwelle erreicht nach der Zeit

$$t_b = \frac{2d \cos \alpha_c}{v_1} + \frac{x_b}{v_2}$$

einen Aufnehmer den Ort x_b auf der blauen Hilfslinie, sodass

$$\begin{aligned} t &= \frac{2d \cos \alpha_c}{v_1} + \frac{x \cos \beta - x \sin \beta \tan \alpha_c}{v_2} + \frac{x \sin \beta}{v_1 \cos \alpha_c} \\ &= \frac{2d \cos \alpha_c}{v_1} + \left(\frac{\cos \beta}{v_2} + \frac{\sin \beta \cos \alpha_c}{v_1} \right) x \end{aligned}$$

Laufzeitkurve bei geneigter Schichtgrenze

Steigung:

$$S_r = \frac{\cos \beta}{v_2} + \frac{\sin \beta \cos \alpha_c}{v_1}$$



Bei einer in Schussrichtung einfallenden Schichtgrenze (downdip) ist die Kopfwelle scheinbar langsamer und umgekehrt.

Intercept-Zeit:

$$t_0 = \frac{2 d \cos \alpha_c}{v_1}$$

Wie bei horizontaler Schichtgrenze, wenn die Tiefe d senkrecht zur Schichtgrenze gemessen wird.

Schuss und Gegenschuss

Bei geneigter Grenzfläche genügt die Laufzeitkurve nicht, um v_2 , d und β zu bestimmen.

Hier wird meist die Methode „Schuss und Gegenschuss“ angewandt, bei der zusätzlich die Laufzeitkurve in Gegenrichtung bestimmt wird (mit einem zweiten Schusspunkt am Ende des Profils).

Schuss und Gegenschuss

Auswertung bei Schuss und Gegenschuss:

- 1 Steigung der Laufzeitkurve der direkten Welle $S_d = \frac{1}{v_1}$ (wie bei horizontaler Grenzfläche).
- 2 Mittelwert der Beträge der Steigungen der Laufzeitkurven der beiden Kopfwellen:

$$\bar{S}_r = \frac{\cos \beta}{v_2}$$

- 3 Tiefenlage der Schichtgrenze ähnlich wie bei horizontaler Grenzfläche:

$$d = \frac{t_0 v_1}{2 \cos \alpha_c} = \frac{t_0}{2 \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}}$$

wobei die Intercept-Zeiten für Schuss und Gegenschuss die Tiefenlage (senkrecht zur Schichtgrenze gemessen) unter dem jeweiligen Schusspunkt liefern.

Schuss und Gegenschuss

Iterative Handhabung von β :

- 1 Beginne mit der Annahme einer horizontalen Schichtgrenze ($\cos \beta = 1$).
- 2 Bestimme $\cos \beta$ nach

$$\cos \beta = \frac{\delta d}{l}$$

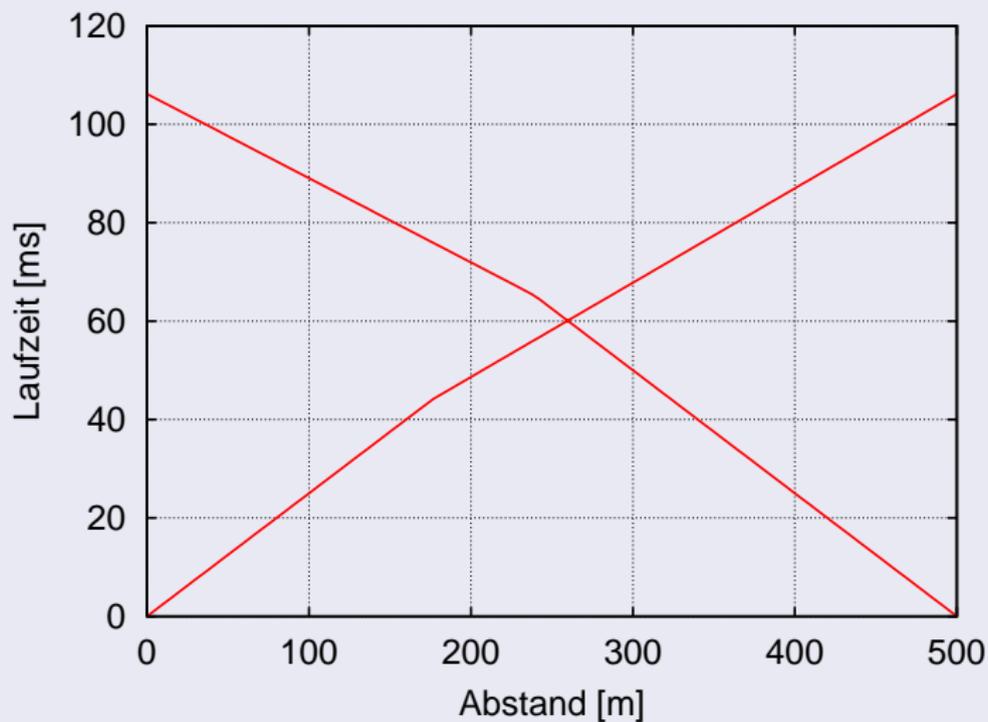
mit

δd = Differenz der Tiefen unter den Schusspunkten

l = Auslage (Profillänge)

- 3 Wenn $\cos \beta$ deutlich kleiner als 1 ist, wiederhole (1) und (2), so oft, bis sich $\cos \beta$ nicht mehr stark ändert.
- 4 Bei Bedarf können die Tiefen senkrecht zur Oberfläche als $\frac{d}{\cos \beta}$ berechnet werden.

Beispiel



Mehrschichtfall

- Es kommen weitere refraktierte Wellen hinzu.
- Auswertung ist aufwändiger, aber es kommen keine prinzipiellen Probleme hinzu.
- Wichtigste Einschränkung: Nur Schichtgrenzen, an denen die seismische Geschwindigkeit nach unten steigt, können detektiert werden (gilt natürlich auch im Zweischichtfall).

Refraktionsseismik vs. Reflexionsseismik

Vorteile der Reflexionsseismik

- Hohe räumliche Auflösung
- Auflösung komplexer geologischer Strukturen (nicht-planarer Schichtgrenzen) möglich
- Auch Detektion von Schichten mit geringerer Wellengeschwindigkeit (Geschwindigkeitsinversion) möglich

Vorteile der Refraktionsseismik

- Relativ einfache Auswertung
- Kommt mit moderaten seismischen Energien aus