

Seismologie und Seismometrie

Bernd Ulmann

11-NOV-2005

Historischer Überblick

Bis ca. 350 v. Chr.: Gigantische Spinnen und Schlangen, die angeblich die Unterwelt bevölkerten, wurden für Erdbeben verantwortlich gemacht.

Aristoteles: Er vertrat die Vorstellung, daß sich unterirdische Feuer in der Erde Bahn brächen und Gestein zusammenbrechen ließen, was in der Folge zu Erdbeben führte.

Weiterhin versuchte Aristoteles als erster eine Einteilung von Erdbeben in zwei Klassen: Solche, die Schwingungen in horizontaler und solche, die Schwingungen in vertikaler Richtung verursachten.

132 v. Chr.: Tschian Hen entwickelt das sogenannte „chinesische Seismoskop“. Mit diesem soll die Himmelsrichtung, aus welcher Erdstöße eintreffen, bestimmt werden können.

Das chinesische Seismoskop



Photo: P. Bormann, GFZ Potsdam

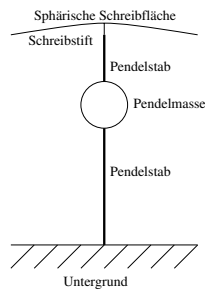
Historischer Überblick

1755: In Lissabon forderte ein schweres Erdbeben zwischen 30000 und 70000 Todesopfer, was seinen Niederschlag zum einen in vielen Werken der Weltliteratur (Goethes „Dichtung und Wahrheit“, Voltaires „Candide“, etc.) seinen Niederschlag fand, sondern auch zu einer Verminderung der Macht der Kirche und der Inquisition führte, da das Beben just zu einer Zeit stattfand, als sich viele Menschen in den Kirchen Lissabons befanden. Hierdurch wurde der Weg zu einer wissenschaftlichen Betrachtung von Erdbeben freigemacht.

1783: Ein weiteres starkes Beben in Calabrien forderte über 30000 Todesopfer.

Historischer Überblick

1844: James Forbes entwickelt einen Seismographen, der auf dem Prinzip des invertierten Pendels beruht:



Der Seismograph von Forbes

- Die Aufzeichnung erfolgte auf einer beruhten, sphärischen Schreibfläche – hierdurch war keine Möglichkeit gegeben, den interessierenden zeitlichen Verlauf eines Erdbebens zu protokollieren.
- Hierbei kamen Pendellängen von bis zu 3 Metern zur Anwendung.
- Das Instrument erwies sich als zu unempfindlich, um von Nutzen zu sein.

Historischer Überblick

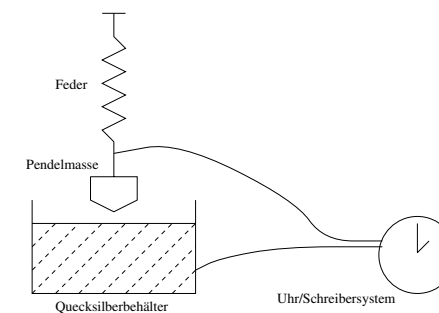
Mitte des 19. Jahrhunderts: Robert Mallet untersucht die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen durch gezielte Sprengungen. Am Meßort detektiert er die einlaufenden Schwingungen mit Hilfe der Spiegelung eines auf eine Quecksilberoberfläche projizierten Fadenkreuzes. Luigi Palmieri entwickelt ein Seismoskop zur Beobachtung von Erscheinungen im Umfeld des Vesuvs.

Ca. 1860: Cavalleri untersucht die Frequenzen seismischer Signale, die er durch abgestimmte Pendel bestimmt.

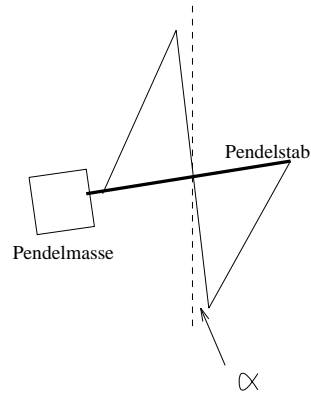
1869: Zöllner entwickelt das Horizontalpendel.

1880: Sir James Alfred Ewing gelingt die erste Aufzeichnung eines Erdbebens mit Hilfe eines solchen Horizontalpendels.

Palmieris Seismoskop



Das Zöllnersche Horizontalpendel



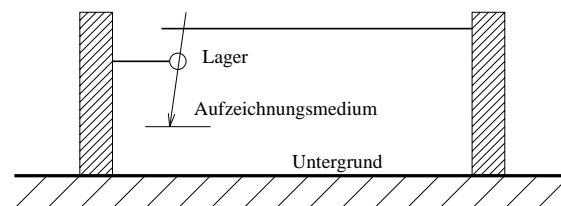
Historischer Überblick

Ab 1880: Britische Wissenschaftler um John Milne erforschen seismische Ereignisse in Japan.

1882: John Milne entwickelt das erste „Strainmeter“, mit dem sich die Verschiebung zweier Bodenmarken zueinander bei Durchgang einer seismischen Schwingung messen läßt.

1889: Rebeur Paschwitz gelingt die erste Aufzeichnung eines teleseismischen Ereignisses. Die Aufzeichnung erfolgt mit Hilfe eines gebündelten Lichtstrahles, der von einem an der Spitze des Meßpendels auf eine photoempfindliche Trommel, die von einem Uhrwerk gedreht wurde, umgelenkt wurde. Das Pendel hatte eine Masse von 42 Gramm, eine Länge von nur 10 cm und besaß eine Eigenperiode von 12 bis 17 Sekunden. Die Aufzeichnung beinhaltet das Schreiben von Zeitmarken, die Vergrößerung des Instrumentes betrug etwa 100.

Milnes Strainmeter



Historischer Überblick

Ende des 19. Jahrhunderts: Bis 1898 wurden größtenteils ungedämpfte Seismometer verwendet, d.h. Instrumente, bei welchen eine träge Masse nach einmaliger Anregung ungehindert über einen langen Zeitraum hinweg ausschwang und somit keinerlei Rückschlüsse über die Kurvenform der Erregerschwingung(en) zuließ.

1898 führte Wiechert die viskose Dämpfung von Seismometern ein – die Dämpfung wurde durch Luft- oder Öldämpfer erzielt. Wiecherts Seismometer beruhte auch auf einem invertierten Pendel (wie bei Forbes), das jedoch eine Masse von 1 Tonne besaß. Später folgten wesentlich größere Pendelmassen, um die unvermeidlichen Reibungsverluste zu kompensieren.

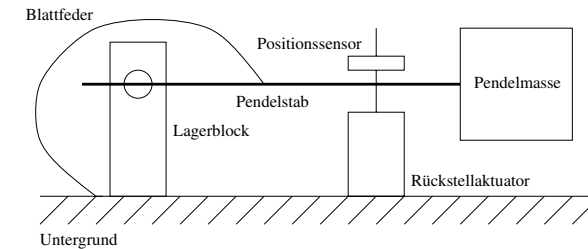
Historischer Überblick

1914: Der russische Adlige Boris Borisovitch Galitzin führt den induktiven Signalwandler in die Seismometrie ein. Hierbei erzeugt die Bewegung des Meßpendels mit Hilfe eines an der Pendelspitze montierten Permanentmagneten, der in einer Spule frei beweglich ist, in dieser einen Induktionsstrom, der gemessen und beispielsweise mit einem Spiegelgalvanometer und lichtempfindlichem Papier aufgezeichnet werden kann.

Allen bisher genannten Instrumenten ist jedoch gemeinsam, daß sie hinsichtlich ihres Frequenzganges sehr eingeschränkt sind – es wird unterschieden in Lang- und Kurzperiodische Instrumente. Keines der Instrumente ist in der Lage, einen großen Frequenzbereich mit halbwegs gerader Kennlinie abzudecken.

Historischer Überblick

Ab ca. 1960: Entwicklung der ersten Breitbandseismometer. In der Regel sind dies Instrumente mit aktiver, elektronischer Rückführung zur Dämpfung der Pendelbewegung und ausgefeilter Signalaufbereitung.



Ursachen seismischer Ereignisse

Natürliche Ursachen	Künstliche Ursachen
Tektonische Beben und Tiefbeben	Industrie, Verkehr, etc.
Vulkanische Beben	Bergbau (Mineneinstürze), etc.
Einsturzbeben und Impakt ereignisse	Staubecken
Mikroseismik	Explosionen

Tektonische Beben und Tiefbeben

Lithosphäre: Umfaßt die Erdkruste sowie die oberen Bereiche des Erdmantels, die bis in etwa 100km Tiefe reichen.

Asthenosphäre: Bezeichnet den unter der Lithosphäre liegenden zähflüssigen, oberen Erdmantel, auf welchem die Gesteinsplatten der Lithosphäre aufliegen.

Die Gesteinsplatten der Lithosphäre bewegen sich, angetrieben von Konvektionsströmungen im Erdinneren, aufeinander zu bzw. voneinander fort. Diese Drift kann pro Jahr einige Zentimeter betragen und läßt sich mit modernen Vermessungstechniken direkt bestimmen.

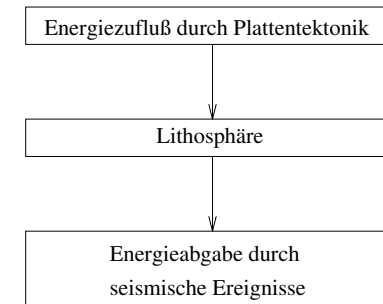
Tektonische Beben und Tiefbeben

Da die Erdoberfläche eine feste Ausdehnung aufweist, erzwingen solche Bewegungen, daß an manchen Stellen Material der Lithosphäre in das Erdinnere gedrückt wird, während an anderen Stellen neue Erdkruste aus flüssigem Gestein des Erdinneren entsteht.

Typischerweise steigt beispielsweise an den mittelozeanischen Rücken Magma aus dem Erdinneren auf und bildet neue Erdkruste (*SFS – Sea-Floor-Spreading*), während an anderen Stellen Gestein der Erdkruste wieder dem Erdinneren zugeführt wird (sogenannte *Subduktionszonen*).

In beiden Zonen entstehen Spannungen im Gestein, die sich so lange aufstauen, bis das Gestein bricht, was in der Folge zu einem Erdbeben führt.

Tektonische Beben und Tiefbeben

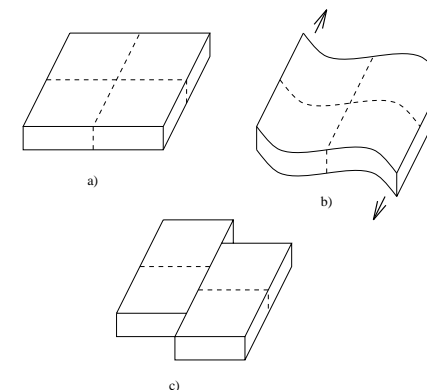


Tektonische Beben und Tiefbeben

Diese Spannungen äußern sich in Form *plastischer* Verformungen des Gesteins der Lithosphäre. Überschreitet die so gespeicherte Energie einen bestimmten Wert, der im wesentlichen von der Art des verformten Gesteins abhängt, so bildet sich ein Bruch aus, über welchen die angestaute Energie wieder abgegeben wird.

Da dies ein stochastischer Prozeß ist, ist eine direkte Vorhersage von Erdbeben nicht möglich – lediglich eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit eines Bebens in einem gewissen Zeitraum in der Zukunft kann getroffen werden.

Tektonische Beben und Tiefbeben



Tektonische Beben und Tiefbeben



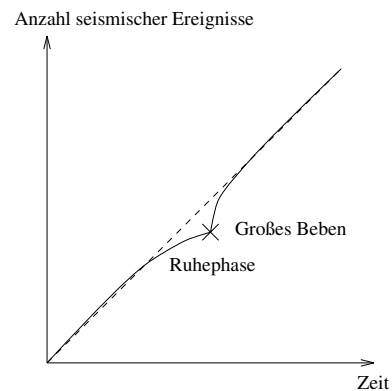
Bruce A. Bolt, „ERDBEBEN – Schlüssel zur Geodynamik“, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, Berlin, Oxford, S. 74

Tektonische Beben und Tiefbeben



Bruce A. Bolt, „ERDBEBEN – Schlüssel zur Geodynamik“, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, Berlin, Oxford, S. 80

Tektonische Beben und Tiefbeben



Tektonische Beben und Tiefbeben

Neben diesen sogenannten tektonischen Beben, die sich durch eine geringe sogenannte *Herdiefe* auszeichnen, sind etwa 20 bis 25 Prozent aller registrierten Beben sogenannte *Tiefbeben*, d.h. Beben, deren Herd in einer Tiefe zwischen ca. 70 km und 680 km liegt.

Ihre Ursachen sind bislang nicht restlos geklärt – ein Brechen von Gestein ist jedoch ausgeschlossen, da die beteiligten Gesteine bedingt durch Temperatur und Druck eine eher zähflüssige Konsistenz aufweisen. Als mögliche Ursachen werden spontane Phasenänderungen des Gesteins vermutet.

Vulkanische Beben

- Etwa 9 Prozent aller Beben sind vulkanischen Ursprungs.
- Hierbei bauen sich in der näheren Umgebung eines Vulkans Spannungen im Gestein auf, die durch Bewegungen des Magmas hervorgerufen werden.
- Im Gegensatz zu rein tektonischen Beben, denen vulkanische Beben stark gleichen, weisen diese jedoch charakteristische zusätzliche Signalformen der seismischen Wellen auf.

Einsturzbeben und Impaktereignisse

- Auslöser ist der Einsturz großer Hohlräume, wie sie beispielsweise in Salz- und Kalklagerstätten durch Wassereinfluß auftreten.
- In der Regel sind solche Ereignisse von nur geringer Zerstörungskraft, da die freigesetzten Energien vergleichsweise gering sind.
- Allerdings forderte ein Erdbeben in Peru, bei dem am 25.4.1974 ca. 1.6 km³ ins Rutschen gerieten, was ein Erdbeben der Magnitude 4.5 auslöste, eine Vielzahl von Todesopfern.
- Auch Meteoriteneinschläge können Erdbeben hervorrufen – derlei Ereignisse sind jedoch höchst selten.
- Das folgende Bild zeigt eine Lawine aus 14 Millionen Kubikmetern Gestein und Schnee, die am 15.12.1991 in Neuseeland, Mount Cook, niederging und ein Erdbeben der Stärke 3.9 nach sich zog.

Einsturzbeben und Impaktereignisse



Bruce A. Bolt, „ERDBEBEN – Schlüssel zur Geodynamik“, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, Berlin, Oxford, S. 70

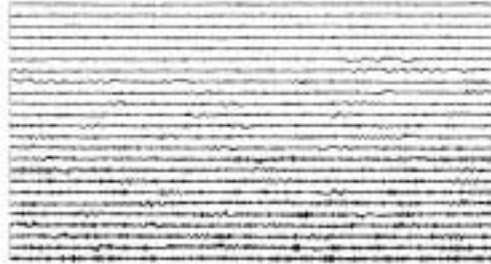
Mikroseismik

- Neben großen seismischen Ereignissen ist der Boden niemals in Ruhe – vielmehr ist zu jedem Zeitpunkt ein mehr oder weniger ausgeprägtes Hintergrundrauschen meßbar, das als *Mikroseismik* bezeichnet wird und in der Regel mehr stört als nutzt.
- Die Hauptursachen der Mikroseismik sind Wellen, die an Küsten schlagen, sowie Stürme über Meer und über Land.
- In der Regel dominant sind Frequenzanteile der Mikroseismik im Bereich von 0.07 Hz, die in der Hauptsache durch an die Küste auftreffende Wellen hervorgerufen werden. Die folgenden Meßreihen zeigen die gemessene Mikroseismik im Zeitraum vom 19. bis zum 23. Oktober 2002:

Mikroseismik

Daily plot 20021019

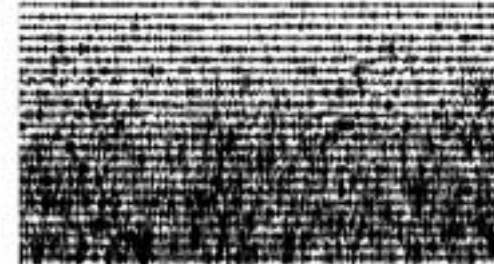
The sample 200210190000, sample rate is 24 lines of 3000 seconds of data each, channel is



Mikroseismik

Daily plot 20021020

The sample 200210200000, sample rate is 24 lines of 3000 seconds of data each, channel is



Mikroseismik

Daily plot 20021021

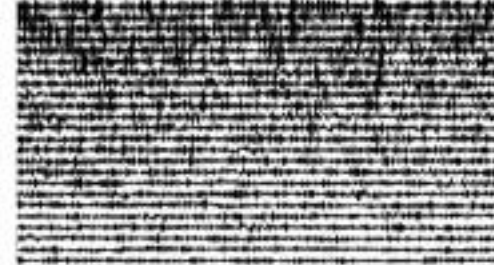
The sample 200210210000, sample rate is 24 lines of 3000 seconds of data each, channel is



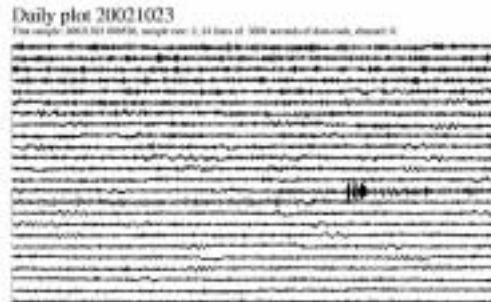
Mikroseismik

Daily plot 20021022

The sample 200210220000, sample rate is 24 lines of 3000 seconds of data each, channel is



Mikroseismik



Industrie und Verkehr

- Quellen sind in der Hauptsache Industrieanlagen sowie Kraftfahr- und Schienenverkehr.
- Prinzipbedingt ist ein direkter Zusammenhang zwischen dieser künstlichen Mikroseismik und der Tageszeit zu beobachten.
- In dichtbesiedelten und industriell gut erschlossenen Gebieten kann die künstliche Mikroseismik das natürliche Hintergrundrauschen bei weitem übertreffen und seismische Messungen vollkommen unmöglich machen.

Bergbau und Staubecken

- Auslöser seismischer Ereignisse sind hier in der Hauptsache Stollenzusammenbrüche sowie Sprengungen.
- Weiterhin können kleine Beben durch die gewaltigen Massenverschiebungen entstehen, wie sie beim Füllen beziehungsweise Leeren von Staubecken auftreten.

Nuklearexplosionen

- Wie jede konventionelle Sprengung auch, sind nukleare Explosionen in der Lage, seismische Ereignisse zu erzeugen.
- Unterirdische Tests von Nuklearwaffen setzten mitunter soviel Energie frei, daß die auftretenden seismischen Wellen auf der ganzen Welt gemessen werden konnten.
- Dieser Effekt bietet eine effektive Methode, die Einhaltung der internationalen Teststopabkommen zu überprüfen, da sich die seismischen Wellen, die als Folge von Explosionen (welcher Art auch immer) auftreten, mit Hilfe mehrerer örtlich verteilter Meßstationen klar von natürlich erzeugten Schwingungen unterschieden werden können.
- Die Geophysik verdankt jedoch (nuklearen) Testsprengungen in großer Tiefe viel Wissen über den inneren Aufbau der Erde.

Nuklearexplosionen



Bruce A. Bolt, „Nuclear Explosions and Earthquakes – The Parted Veil“, W.H. Freeman and Company, 1976, S. 185

Nuklearexplosionen



Bruce A. Bolt, „Nuclear Explosions and Earthquakes – The Parted Veil“, W.H. Freeman and Company, 1976, S. 45

Nuklearexplosionen



Bruce A. Bolt, „Nuclear Explosions and Earthquakes – The Parted Veil“, W.H. Freeman and Company, 1976, S. 46

Nuklearexplosionen



Bruce A. Bolt, „Nuclear Explosions and Earthquakes – The Parted Veil“, W.H. Freeman and Company, 1976, S. 43

Seismische Wellen

Raumwellen: Breiten sich innerhalb von Körpern aus – wichtigste Vertreter sind:

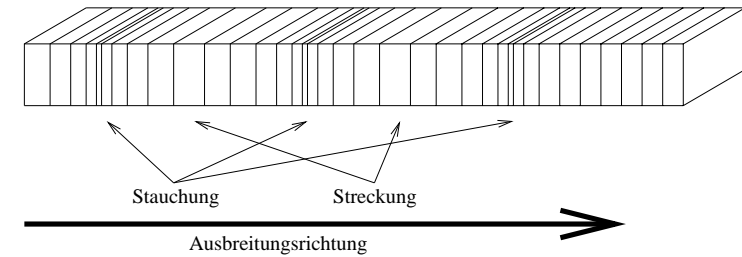
- Kompressionswellen
- Scherwellen

Oberflächenwellen: Breiten sich an der Oberfläche von Körpern aus – wichtigste Vertreter:

- Love-Wellen
- Rayleigh-Wellen

Kompressionswellen

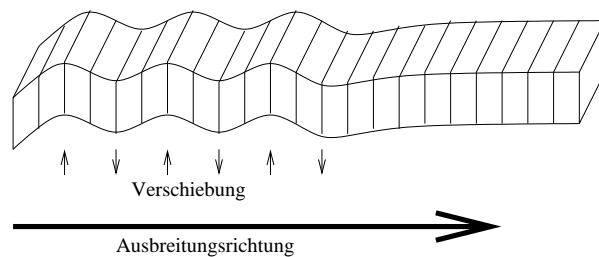
Kompressionswellen werden als „Primärwellen“, kurz „P-Wellen“ bezeichnet.



Ausbreitung erfolgt sowohl in festen als auch in flüssigen Medien.

Scherwellen

Scherwellen werden als „Sekundärwellen“, kurz „S-Wellen“ bezeichnet.



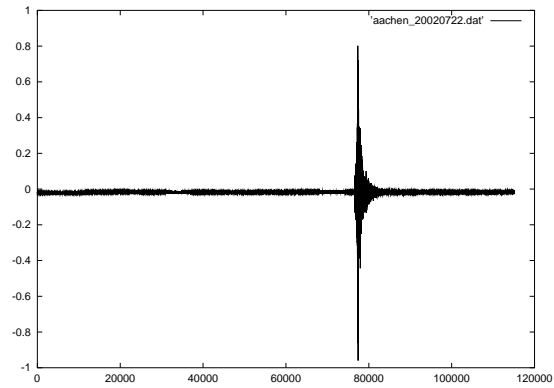
Ausbreitung erfolgt nur in festen Medien!

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von P- und S-Wellen

	Wasser	Granit	
K	$2 \cdot 10^9$	$2.7 \cdot 10^{10}$	Pa
μ	0	$3 \cdot 10^{10}$	Pa
ρ	1000	2650	$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$
v_p	1.4	5	$\frac{\text{km}}{\text{s}}$
v_s	0	3.3	$\frac{\text{km}}{\text{s}}$

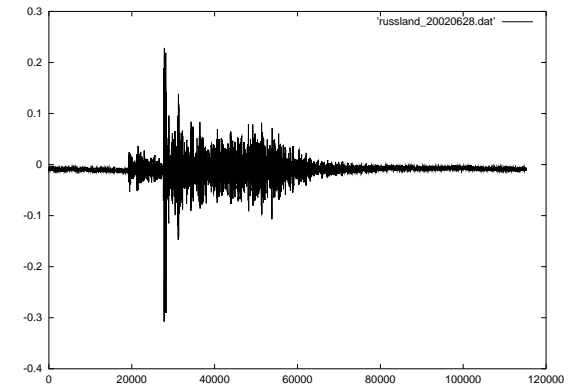
Für die Mehrzahl aller Gesteine gilt übrigens $\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3}$.

Nahes Ereignis, Aachen, 22. Juli 2002



Die Kompressions- und Scherwelle sind kaum voneinander zu trennen.

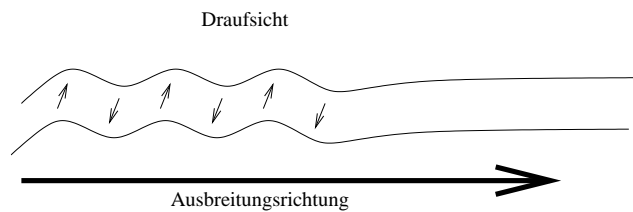
Fernbeben, Russland, 28. Juni 2002



Kompressions- und Scherwelle sind aufgrund ihrer unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten klar voneinander getrennt.

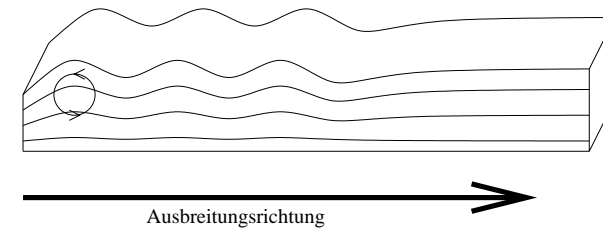
Oberflächenwellen

„Lovewellen“ (nach Augustus Edward Hough Love), kurz „Q-Wellen“:



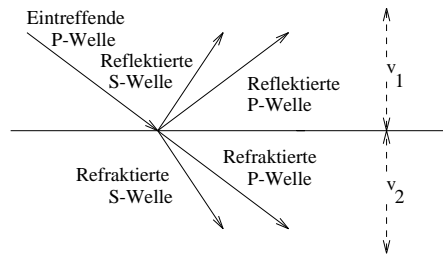
Oberflächenwellen

„Rayleighwellen“ (nach Lord Rayleigh), kurz „R-Wellen“:



Reflexion und Refraktion

Wie alle anderen Wellenarten werden auch seismische Wellen an Grenzflächen reflektiert und refraktiert:



Kurzbezeichnungen

P, p: Kompressionswelle, vom Herd ausgehend. P läuft nach unten, p nach oben.

S, s: Scherwelle, vom Herd ausgehend. S läuft jedoch nach oben, s nach unten.

c: Vom äußeren, flüssigen Erdkern reflektierte Kompressions- oder Scherwelle.

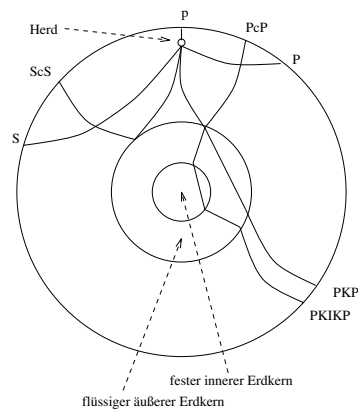
K: Kompressionswelle, die den äußeren Kernbereich durchläuft.

i: Kompressionswelle, an der Grenze zum inneren Kern reflektiert.

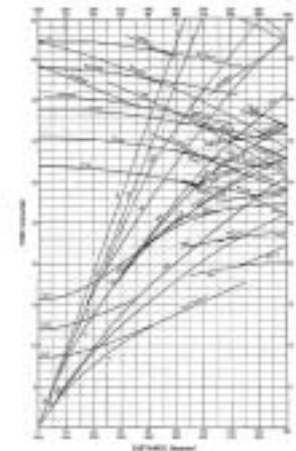
I: Kompressionswelle, welche den inneren, festen Kern durchlaufen hat.

J: Scherwelle, die den inneren Kern durchlaufen hat.

Beispiele unterschiedlicher Ausbreitungswege



Laufzeitkurven



Grobe Entfernungsbestimmung

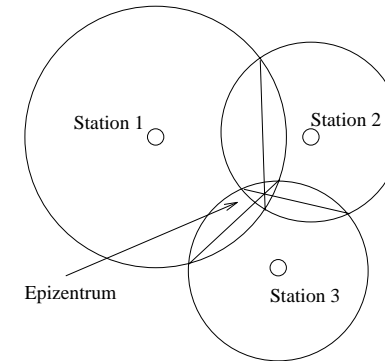
Es gilt etwa $\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3} \approx 1.7$. Mit den Eintreffzeitpunkten t_p und t_s ergibt sich für eine Epizentralentfernung von D zunächst:

$$\Delta t = t_s - t_p = \frac{D}{v_s} - \frac{D}{v_p} = \frac{v_p D - v_s D}{v_s v_p}.$$

Für D in Kilometern ergibt sich also ungefähr

$$D = \frac{\Delta t v_p v_s}{v_p - v_s} \approx \Delta t \frac{1.7 v_s}{0.7} \approx 8 \Delta t.$$

Ortsbestimmung durch Triangulation



Intensität und Magnitude

Intensität und Magnitude sind Begriffe, mit deren Hilfe seismische Ereignisse miteinander verglichen werden können.

Intensität: Maß für die *Auswirkungen* eines Erdbebens. Da die Auswirkungen eines Erdbebens nicht allein von der hierbei freigesetzten Energie, sondern auch von der Bebauungsdichte, den verwendeten Bautechniken, etc. abhängen, sind Intensitätsskalen von vielen Nebenbedingungen abhängig. Bekanntestes Beispiel ist die „Mercalli-Skala“.

Magnitude: Ein Maß für die maximale Amplitude eines bestimmten Wellenanteils oder einiger bestimmter Wellenanteile. Bekanntestes Beispiel ist die sogenannte „Richter-Skala“.

Die Mercalli-Skala

- 1: Unter normalen Umständen nicht spürbar.
- 2: Von Personen in Bewegung nicht wahrnehmbar. Pendelnd aufgehängte Gegenstände können in leichte Schwingungen versetzt werden.
- 3: In Häusern spürbar, jedoch nicht immer als Erdbeben erkannt.
- 4: Tagsüber in Gebäuden von vielen wahrgenommen. Einrichtungsgegenstände klappern, stehende Fahrzeuge schaukeln deutlich sichtbar. Nachts wachen einige Personen auf.
- 5: Wird von der Mehrheit wahrgenommen. Einige Glasgegenstände zerbrechen, Putz kann ablättern.

Die Mercalli-Skala

- 6:** Wird von allen wahrgenommen, viele Personen laufen ins Freie. Einige schwere Möbelstücke werden bewegt. Leichte Beschädigungen.
- 7:** Leichte bis mäßige Schäden an herkömmlichen Bauwerken. Minimale Schäden an erdbebensicheren Bauwerken. Kamine fallen in sich zusammen. Wird auch von Autofahrern wahrgenommen.
- 8:** Beträchtliche Schäden an normalen Gebäuden. Leichte Schäden an erdbebensicheren Bauten. Kamine, Schornsteine, Säulen, Statuen, Mauern stürzen ein. Der Autoverkehr wird behindert. Veränderungen im Brunnenwasser.
- 9:** Beträchtliche Schäden auch an erdbebensicheren Bauwerken. Große Schäden bis hin zum Einsturz an herkömmlichen Gebäuden. Sichtbare Risse im Boden. Unterirdische Rohrleitungen brechen.

Die Mercalli-Skala

- 10:** Die Mehrzahl gemauerter Gebäude wird einschließlich Fundament zerstört. Eisenbahnschienen verbiegen sich. Der Boden reißt erheblich auf. Erdrutsche, aufsteigender Sand und Schlamm.
- 11:** Nur wenige gemauerte Bauwerke bleiben stehen, Zerstörung von Brücken. Breite Bodenrisse.
- 12:** Völlige Zerstörung. Die Erdbebenwellen sind an der Erdoberfläche sichtbar. Veränderungen der Topographie. Gegenstände werden in die Luft geschleudert.

Die Richter-Skala

1936 entwickelte Charles Richter am Caltech eine Methode, die „Stärke“ (Magnitude) eines Erdbebens anhand gemessener Signalamplituden bestimmen zu können, wobei die folgenden Punkte gelten:

- Diese Skala ist auf Messungen mit einem Wood-Anderson-Torsionsseismographen ausgelegt, der unter anderem eine Eigenperiode von 0.8 Sekunden besitzt.
- Bei der Richter-Skala handelt es sich, wie bei allen Magnituden-Skalen um eine logarithmische Skala. Eine Magnitudenvergrößerung um 1 entspricht also einer Vergrößerung der gemessenen Amplitude um den Faktor 10.
- Die Entfernung des Meßortes zum Epizentrum beträgt 100 km.
- Es wird die Tiefenstruktur Südkaliforniens vorausgesetzt.

Die Richter-Skala

- Da alle diese Punkte in der Regel nicht erfüllt werden können, müssen – mit teilweise großem rechnerischen Aufwand – entsprechende Korrekturen vorgenommen werden.
- Weiterhin wird bei der Bestimmung der Erdbebenstärke nach Richter nicht zwischen den unterschiedlichen Wellentypen unterschieden.
- Darüberhinaus weisen moderne Instrumente grundsätzliche andere Frequenzgänge als der genannte Wood-Anderson-Seismograph von Richter auf.

Aus diesem Grunde wurden weitere Magnituden entwickelt, die leichter und reproduzierbarer bestimmt werden können. Trotzdem wird auch in den aktuellen Nachrichten fast stets auf die Richter-Skala Bezug genommen.

Neuere Entwicklungen

Oberflächenwellenmagnitude: (Richter und Gutenberg, 1936) Zu ihrer Bestimmung wird die maximale Amplitude der Rayleighwellen mit einer Periode von 20 s herangezogen.

Raumwellenmagnitude: Grundlage hierfür ist die maximale Amplitude der Kompressionswellen des zu klassifizierenden Ereignisses mit einer Periode von 1 s.

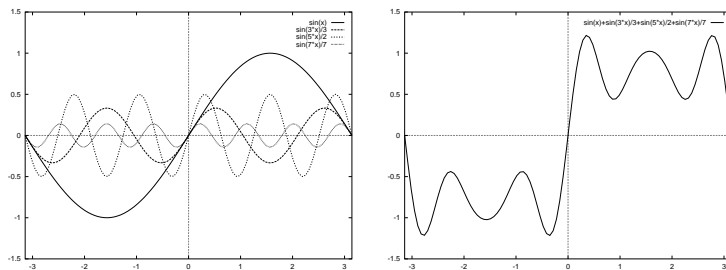
Das seismische Moment: Hierdurch wird die freigesetzte Energie eines seismischen Ereignisses beschrieben. Seine Bestimmung ist ausgesprochen komplex.

Zusammensetzung komplexer Wellen

- Alle Signale lassen sich, solange es sich um periodische Signale handelt – eine Eigenschaft, die mit wenigen Tricks stets sichergestellt werden kann – stets als unendliche Summe von Sinus- beziehungsweise Cosinustermen schreiben.
- Eine solche Summe wird als „Fourier-Synthese“ eines Signales bezeichnet.
- Das folgende Beispiel zeigt, wie sich eine angenäherte Rechteckkurve als Summe solcher Terme schreiben lässt:

$$f(x) = \sin(x) + \frac{1}{3} \sin(3x) + \frac{1}{5} \sin(5x) + \frac{1}{7} \sin(7x)$$

Fourier-Synthese



Fourier-Synthese

Jede periodische Funktion $f(x)$ mit Periode l lässt sich wie folgt synthetisieren:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} \left(a_k \cos\left(\frac{2k\pi x}{l}\right) + b_k \sin\left(\frac{2k\pi x}{l}\right) \right)$$

Die „Fourier-Koeffizienten“ a_k und b_k besitzen folgende Gestalt:

$$a_k = \frac{2}{l} \int_0^l f(x) \cos\left(\frac{2k\pi x}{l}\right) dx$$

$$b_k = \frac{2}{l} \int_0^l f(x) \sin\left(\frac{2k\pi x}{l}\right) dx$$

(1)

Unvermeidliche Meßfehler

- Wie eben gezeigt, ist jedes Signal letztlich nichts weiter als eine Summe harmonischer Grundsignale unterschiedlicher Frequenz, Amplitude und Phasenlage.
- Um ein Signal korrekt zu messen, müßte das verwendete Meßgerät einerseits vollkommen linearen Frequenzgang aufweise und andererseits eine unendliche Bandbreite besitzen.
- Beide Punkte sind in der Praxis nicht zu verwirklichen, so daß jede Messung mit realen Meßinstrumenten (nicht nur im Hinblick auf Seismometer, etc.) nur eine Näherung an das reale Signal liefert.
- Für genaue Messungen ist es also nötig, die Parameter des Meßinstrumentes zu kennen und sich über seine Eigenschaften im Klaren zu sein.

Grundlegende Eigenschaften von Meßinstrumenten

Bandbreite: Sie gibt an, in welchem Frequenzbereich mit einem Instrument Messungen angestellt werden können.

Frequenzgang: Er gibt an, welche Signalstärken bei welcher Frequenz zu welchen Meßsignalen führen.

Klassen von Seismometern

Bei Seismometern unterscheidet man in der Regel zwischen den folgenden Typen:

Kurzperiodische Instrumente: Typische Vertreter sind sogenannte „Geophone“, die – je nach Typ – Eigenfrequenzen von über 20 Hz bis hinab zu etwa 1 Hz besitzen.

Langperiodische Instrumente: Oft handelt es sich hierbei um Horizontalpendel mit Zöllneraufhängung, etc.

Breitbandseismometer: Diese stellen die neueste Entwicklung im Bereich der Seismometrie dar. Die Instrumente verfügen über eine Bandbreite, die zum Teil mehrere Zehnerpotenzen überstreicht.

Weitere Einflüsse

Zu den eben genannten Einflüssen der Eigenschaften von Meßinstrumenten auf die Qualität der mit ihnen gemessenen Daten kommt erschwerend ein weiterer Punkt hinzu:

Die Erde selbst beeinflusst das ursprünglich im Verlauf eines Erdbebens erzeugte Signal. Neben den bereits dargestellten Effekten der Reflexion und Refraktion wirkt die Erde selbst als „Tiefpaßfilter“.

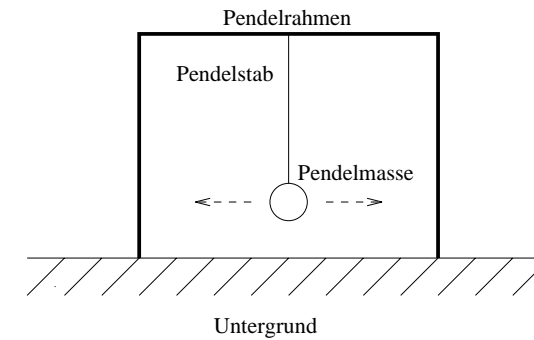
Hochfrequente Signalanteile werden beim Durchqueren von Gesteinsschichten stärker gedämpft als niederfrequente Anteile, so daß ein Meßsignal mit steigender Entfernung des Meßortes zum Epizentrum niederfrequenter erscheint.

Lokale Ereignisse sind also höherfrequent und lassen sich mit kurzperiodischen Instrumenten gut aufzeichnen, während teleseismische Ereignisse langperiodische Instrumente zur Detektion erfordern.

Ein Selbstbauseismometer

Die folgenden Folien beschreiben ein einfaches Selbstbauseismometer, das auf eine Entwicklung von Lehman zurückgeht und eine Form des Horizontalpendels, wie es von Zöllner vorgeschlagen und verwirklicht wurde, darstellt.

Vertikalpendel



Vertikalpendel

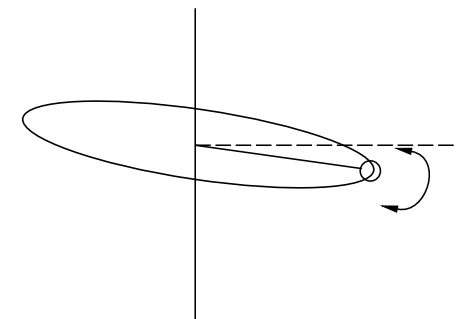
Ein solches Vertikalpendel weist folgende Eigenfrequenz auf:

$$T_v = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}},$$

wobei L die Pendellänge und g die Erdbeschleunigung repräsentiert (man beachte, daß die Pendelmasse nicht in die Rechnung eingeht).

Zur Messung von Fernbeben wird (aufgrund der Tiefpaßeigenschaften der Erde) ein Pendel mit möglichst langer Eigenperiode benötigt, die nicht wesentlich unter etwa 10 Sekunden liegen sollte. Hierfür wäre eine Pendellänge L von etwa 25 Metern notwendig, was sicherlich nicht praktikabel ist.

Horizontalpendel



Horizontalpendel

Im Gegensatz zu einem einfachen Vertikalpendel geht hier die Erdbeschleunigung g nicht direkt ein, sondern über den Sinus des Winkels, um welchen die Anordnung aus der Horizontalen geneigt ist.

Für die Eigenperiode eines solchen Pendels gilt:

$$T_h = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g \sin \alpha}},$$

wobei α die Neigung aus der Horizontalen repräsentiert.

Ein solches, um etwa 2.3 Grad aus der Horizontalen geneigtes Pendel mit $L = 1$ m besitzt ebenfalls eine Eigenperiode von etwa 10 Sekunden.

Dämpfung

Ein Pendel, das nicht von außen gedämpft, d.h. in seiner freien Schwingung behindert wird, ist nach einmaliger Auslenkung – beispielsweise durch eine Bodenbewegung – bestrebt, in der für es kennzeichnenden Eigenperiode um den Ruhepunkt herumschwingen.

Ein einmaliger Impuls resultiert also in einer langsam abklingenden Schwingung und ist nicht mehr als Einzelimpuls auflösbar.

Passive Dämpfung

Diese Form der Dämpfung ist technisch am einfachsten zu implementieren. Beispiele sind:

Flüssigkeitsdämpfung: Hier wird die Pendelbewegung durch ein an der Pendelspitze befestigtes Paddel, das in einen auf dem Grundrahmen montierten Ölbehälter eintaucht, gedämpft.

Gasdämpfung: Analog zur Flüssigkeitsdämpfung, jedoch wird hier ein Kolbel in einem gasgefüllten Zylinder bewegt.

Wirbelstromdämpfung: Hierbei wird dem Pendel Energie durch die Erzeugung von Wirbelströmen in einem Metallblech, das zwischen den Polschuhen eines starken Magneten schwingt, entzogen.

Aktive Dämpfung

Bei aktiver Dämpfung wird ein Regelkreis eingesetzt, mit dessen Hilfe aus der gemessenen Pendelbewegung ein Rückstellsignal generiert wird, welches eine der Pendelauslenkung entgegengerichtete Kraft ausübt.

Solche Dämpfungsmechanismen sind für moderne Breitbandseismometer grundlegend.

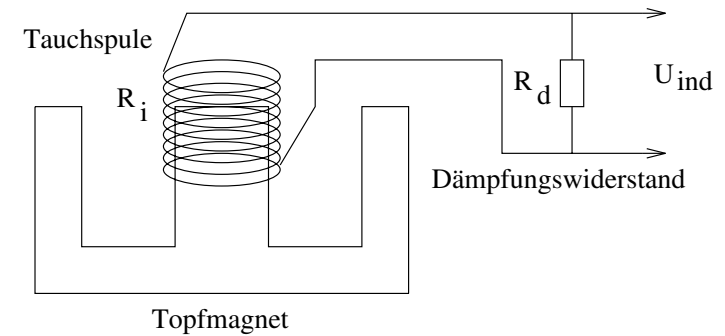
Signalwandler

Jedes Seismometer benötigt einen Signalwandler, um die Auslenkung des Pendels in irgendeiner Form registrieren zu können.

Frühe Instrumente waren meist direktanschreibend, wobei oft berußte Platten oder Papierbahnen als Aufzeichnungsmedium Verwendung fanden.

Neben modernen kapazitiven Signalwandlern, die verhältnismäßig komplexe Elektronik zur Signalaufbereitung benötigen, steht in Form des sogenannten „elektrodynamischen Signalwandlers“ ein einfacher Wandler zur Verfügung, der ohne große Schwierigkeiten aufgebaut werden kann.

Ein elektrodynamischer Wandler



Ein elektrodynamischer Wandler

Ein solcher elektrodynamischer Wandler beruht auf der durch die Bewegung einer Spule innerhalb eines Magnetfeldes induzierten Spannung u_{ind} .

Diese Spannung ist proportional zur Geschwindigkeit, mit der sich die Spule im Magnetfeld bewegt, d.h. es gilt

$$u_{ind} \sim \dot{x},$$

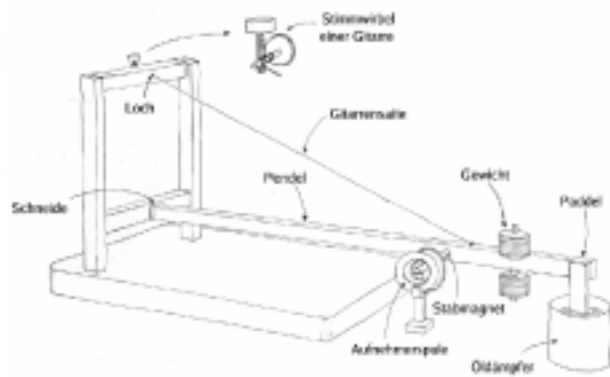
wobei x die Position der Pendelspitze bezogen auf den festen Pendelrahmen darstellt.

Ein Selbstbauseismometer

Das im folgenden beschriebene Seismometer zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

- Verwendung eines Horizontalpendels, um lange Eigenperioden bei möglichst kompaktem Aufbau zu ermöglichen.
- Einsatz einer einfachen Öldämpfung.
- Verwendung eines elektrodynamischen Wandlers.

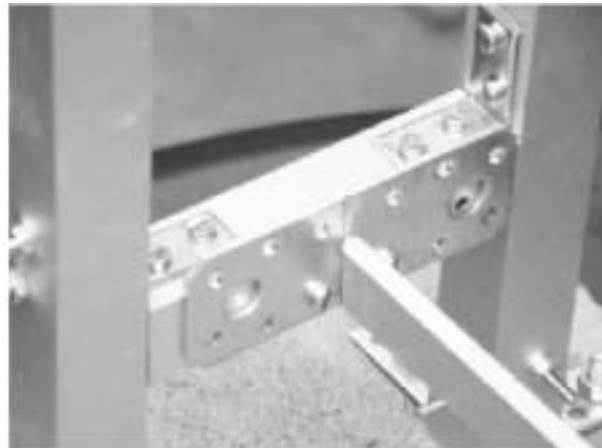
Ein Selbstbauseismometer nach Lehman



Der Pendelrahmen



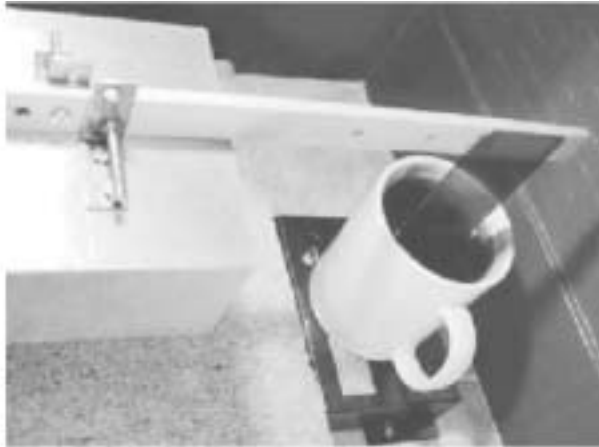
Das Pendellager



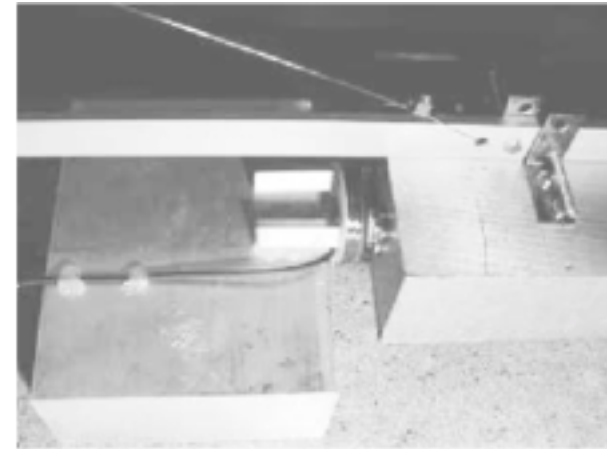
Neigungseinstellung



Öldämpfung



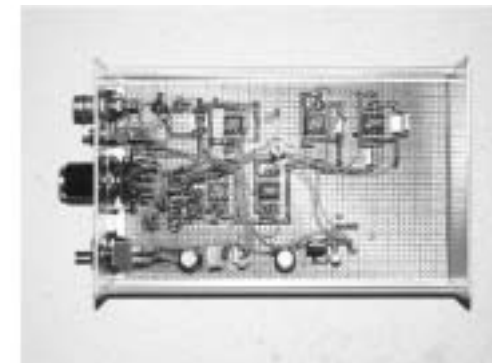
Der elektrodynamische Wandler



Meßverstärker



Meßverstärker – Innenansicht



Erfahrungen

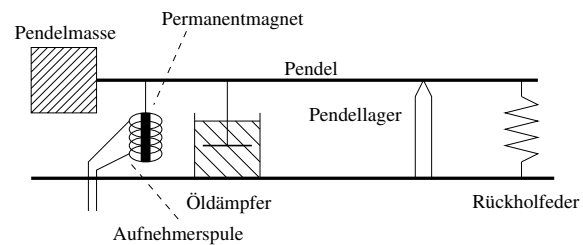
- Das eben beschriebene Instrument zeichnet sich durch ausgesprochen einfachen Aufbau und geringen Aufwand aus.
- Es ist erstaunlich empfindlich – alle bislang dargestellten Seismogramme, d.h. sowohl die Mikroseismik als auch Nahbeben wie das Beben Aachen sowie teleseismische Ereignisse wie das Beben in Russland können problemlos gemessen werden.
- Im Laufe der vergangenen Jahre war es mit dem Instrument möglich etwa ein bis zwei signifikante Ereignisse pro Woche zu messen, wobei auch Beben in Japan, Südamerika, auf dem mittelatlantischen Rücken, etc. dazugehören.

Ein sehr einfaches Vertikalseismometer

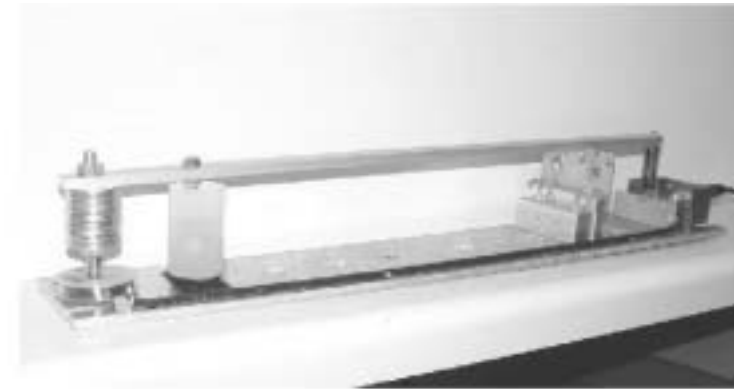
Die folgenden Folien zeigen den Aufbau eines sehr (wirklich sehr) einfachen Vertikalseismometers mit niedriger Eigenperiode.

Aufgrund dieser Eigenschaft ist es – im Gegensatz zu dem eben beschriebenen Lehmanseismometer – hauptsächlich zur Messung lokaler Erdbeben geeignet.

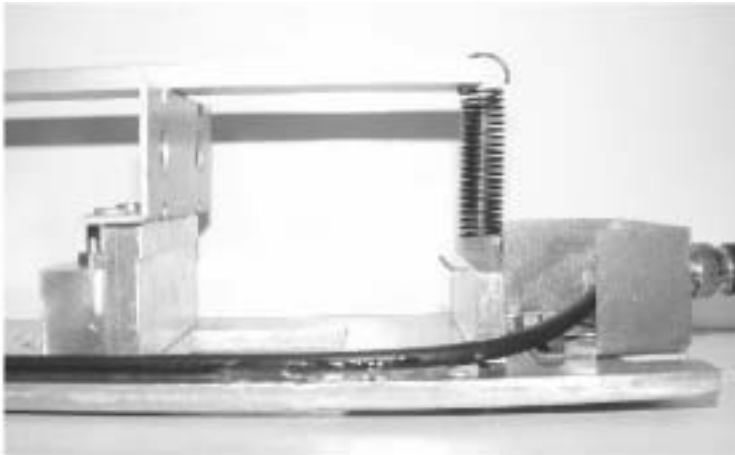
Funktionsprinzip



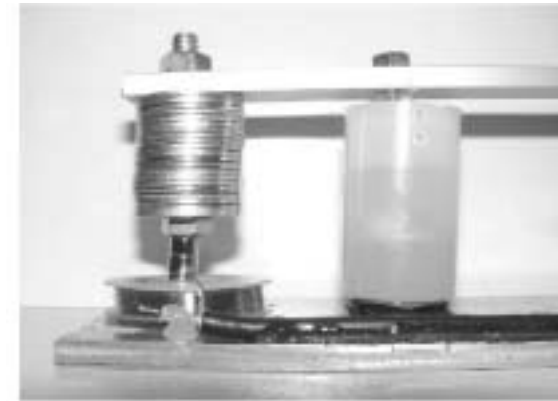
Gesamtansicht



Lagerung und Rückholfeder



Elektrodynamischer Wandler und Öldämpfung



Beispielmeßdaten

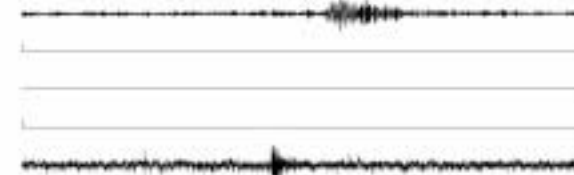
Die folgende Abbildung zeigt ein Beben der Stärke 5.7 (Richter-Skala), das am 10. April 2003 in der Türkei auftrat.

Die obere Kurve wurde mit Hilfe des eher langperiodischen Lehmanseismometers gemessen, während die untere Kurve mit dem eben vorgestellten, kurzperiodischen Vertikalseismometers aufgezeichnet wurde.

Deutlich zu erkennen ist die Unempfindlichkeit des kurzperiodischen Instrumentes bezüglich der sehr niederfrequenten Oberflächenwellen, welche das Lehmanseismometer problemlos aufzeichnet.

Beispielmeßdaten

Hourly plot 20030410 021820
Sample rate: 2.5 channels of 3000 samples of data each
© Leibniz, 1.5P Vertical



Geophone

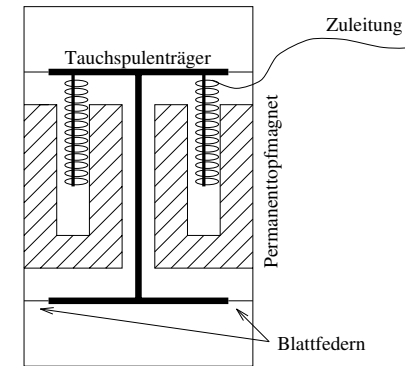
Im folgenden wird eine eigene Klasse kurzperiodischer Instrumente, die sogenannten „Geophone“, vorgestellt.

Hierbei handelt es sich Meßaufnehmer mit (in der Regel) elektrodynamischem Wandler und Eigenperioden von 1 Sekunde bis hinab zu $\frac{1}{50}$ Sekunde.

Ihr Haupteinsatzgebiet haben Geophone in geologischen Untersuchungen, bei denen mit Hilfe gezielt ausgesandter Signale (beispielsweise durch Testsprengungen o.ä.) Reflexions- und Refraktionssignale erzeugt werden, deren Messung Aufschluß über die Struktur der unter dem Meßpunkt befindlichen Gesteinsformationen gibt.

Solche Messungen werden beispielsweise bei der Erdölexploration durchgeführt.

Funktionsprinzip



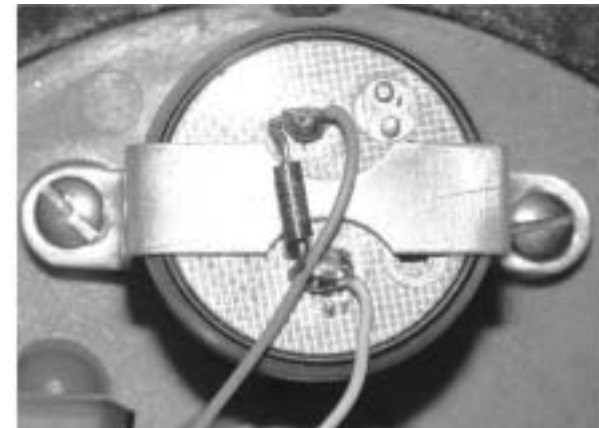
Dämpfung

Auch Geophone müssen gedämpft werden, um eine möglichst exakte Wiedergabe der Bodenbewegungen zu gewährleisten (darüberhinaus kann mit Hilfe der Dämpfung auch die Eigenperiode des Instrumentes verlängert werden).

In der Regel verwenden Geophone eine Wirbelstromdämpfung, bei welcher der Aufnehmerspule ein Dämpfungswiderstand parallelgeschaltet ist, in dem bei Bewegung der Spule im Magnetfeld ein Strom fließt, durch welchen der Schwingung des Meßaufnehmers Energie entzogen wird.

Diese Form der Dämpfung verringert natürlich die Größe des zur Verfügung stehenden Meßsignals, was aber in der Regel durch die verbesserten Signalformen wieder wettgemacht wird.

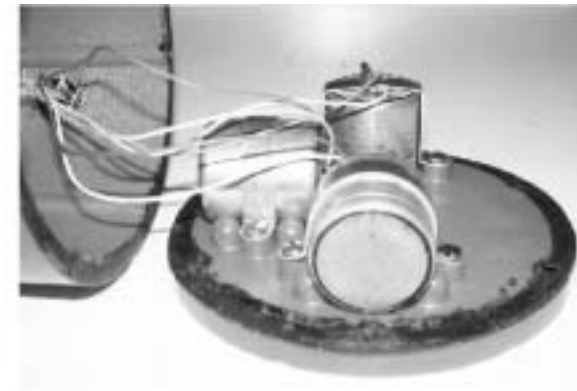
Dämpfung



Ein Dreiachsegeophon



Ein Dreiachsegeophon



Verbesserte Dämpfung

Wie bereits erwähnt, verlängert die Dämpfung auch die Periode eines schwingungsfähigen Gebildes. Da die Dämpfung eines Seismometers oder Geophons mit elektrodynamischem Wandler mit parallelgeschaltetem Dämpfungswiderstand mit sinkendem Widerstand steigt, führt der Wunsch nach langen Eigenperioden zu kleinen Dämpfungswiderständen.

Der Gesamtdämpfungswiderstand R_g eines Instrumentes mit elektrodynamischem Wandler mit einem Innenwiderstand von R_i und Dämpfungswiderstand R_d ergibt sich zu

$$R_g = R_i + R_d.$$

Selbst ein Dämpfungswiderstand von $R_d = 0$ Ohm könnte keinen geringeren Gesamtwiderstand als R_i nach sich ziehen – abgesehen davon, daß hierbei das Ausgangssignal kurzgeschlossen würde. Der unvermeidliche Innenwiderstand setzt der passiven Dämpfung also eine natürliche Grenze.

Verbesserte Dämpfung

Dieses Problem ließe sich nur mit einem negativen Dämpfungswiderstand, d.h. mit $R_d < 0$ Ohm umgehen.

Solche negativen Widerstände sind mit Hilfe aktiver elektronischer Bausteine (Operationsverstärker) realisierbar und erlauben es, Geophone (und andere Instrumente) stärker zu dämpfen als dies konventionell möglich wäre. Solche Schaltungen werden in der Regel als „NIC“, Negative Impedance Converter, bezeichnet.

Mit ihrer Hilfe ist es möglich, die Eigenperiode eines Geophons um bis zu einen Faktor 10 zu verlängern – hierdurch können relativ preiswerte Geophone zu fast langperiodischen Instrumenten werden, die auch zur Messung teleseismischer Ereignisse fähig sind.

Ein Verstärker mit negativem Eingangswiderstand



Meßbeispiel

Die folgende Grafik zeigt ein Beben der Stärke 5.7 (Richter-Skala), das sich am 3. Mai 2004 in Guatemala zugetragen hat.

Die obere Kurve wurde, wie schon zuvor mit Hilfe des Lehmanseismometers gemessen, während die untere Kurve mit einem Geophon, das eine Eigenperiode von 1 Sekunde aufweist, gemessen wurde. Hierbei kam jedoch der oben gezeigte Spezialverstärker zum Einsatz, mit dessen Hilfe die Periode des Geophons auf etwa 10 Sekunden verlängert werden konnte.

Bemerkenswert ist die extreme Empfindlichkeit des so modifizierten Geophons im Vergleich zu dem Lehmanseismometer – trotz seiner wesentlich geringeren Abmessungen übertrifft es dieses bei weitem hinsichtlich Periode und Empfindlichkeit.

Meßbeispiel



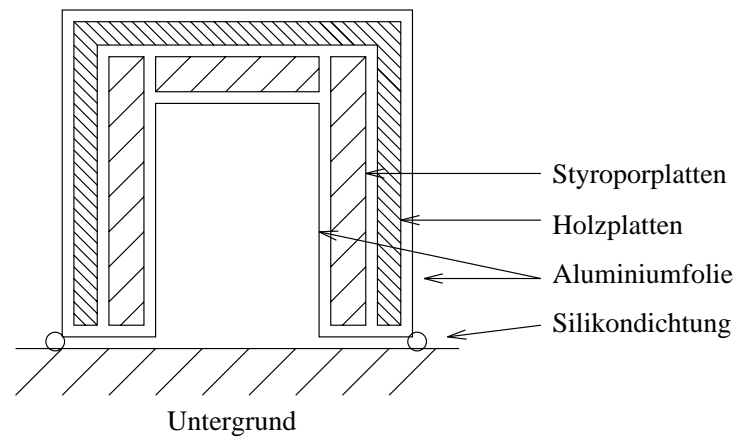
Aufbau einer kleinen Meßstation

In der Regel möchte man über einen längeren Zeitraum Daten von seinen Seismometern sammeln, so daß eine mehr oder weniger permanente Meßstation eingerichtet werden muß, wobei einige Punkte zu beachten sind:

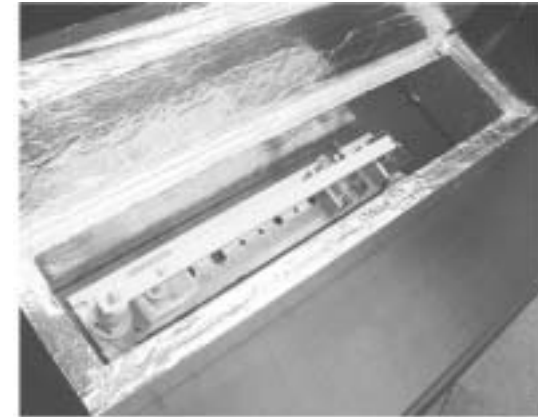
- Die Meßinstrumente sollten möglichst direkt mit dem Erdboden gekoppelt sein, was eine Aufstellung in Kellern etc. erzwingt.
- Die Instrumente sind extrem stöempfindlich (Trittschall, Türen, Zugluft, Konvektionsströmungen, durch Maschinen ausgelöste Vibrationen, etc.), was auch eine Aufstellung in Kellerräumen nahelegt – besser sind stabile, gut gedämmte Gartenhütten weitab von Straßen, etc.

Viele Störeinflüsse lassen sich durch maßgeschneiderte Gehäuse für die Meßinstrumente beseitigen oder zumindest in Grenzen halten, wie die folgenden Abbildungen zeigen:

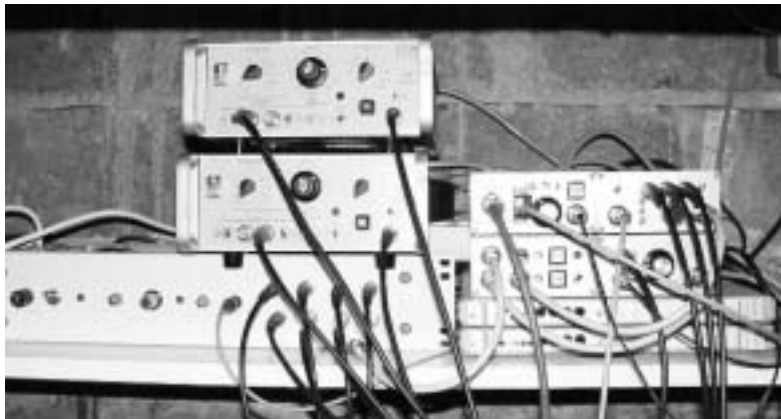
Prinzipieller Aufbau eines Seismometergehäuses



Ein Gehäuse für das Vertikalseismometer



Eine Meßstation in einem Heizöltankraum



Eine Meßstation in einem Gartenhaus

2003 wurde eine kleine Meßstation in einem Gartenhaus errichtet – hierzu wurde im Garten zunächst eine etwa 9 m^2 große Betonplatte mit einer Dicke von 30 cm gegossen, über welcher eine stabile Gartenhütte errichtet wurde.

Diese Hütte besitzt in der linken Hälfte einen großen Ausschnitt im Boden, durch welchen die unter ihr liegende Betonplatte direkt zur Aufstellung der Instrumente zugänglich ist.

In der rechten Hüttenhälfte fand die notwendige Meß- und Aufbereitungselektronik einen dauerhaften Platz, wie folgende Abbildung zeigt:

Die Meßelektronik in der Gartenhütte



Meßdatenaufbereitung

- Daten zu erfassen und zu speichern ist jedoch nur der Anfang. Sie müssen auch gefiltert und dargestellt werden.
- Früher wurden die Meßdaten direkt graphisch aufgezeichnet, beispielsweise auf berußten Papierbahnen oder berußten Scheiben. Die Filterung geschah entweder einzig und allein durch die direkten Eigenschaften des Meßgerätes oder durch analoge elektronische Filter, die den Meßwandlern nachgeschaltet wurden.
- Heutzutage können dank der zu geringen Kosten verfügbaren immensen Rechenleistungen und dank des schier unbegrenzten Speicherplatzes, den moderne Festplatten bieten, Daten digital erfaßt, digital gefiltert und digital dargestellt werden.

Analog-/Digitalwandlung

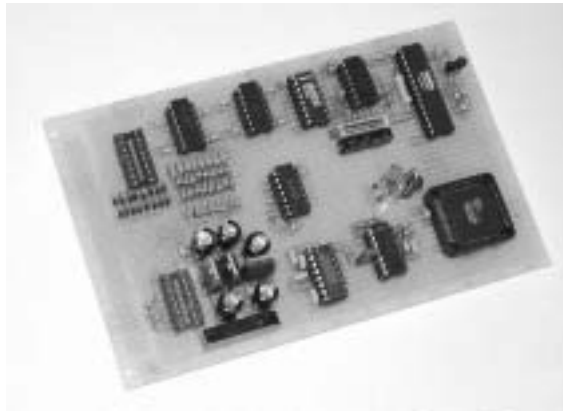
- Es gibt eine Vielzahl unterschiedlicher Verfahren zur Konversion analoger Daten in ein digitales Format.
- In der Regel muß ein Kompromiss zwischen der Auflösung des Wandlers, der erreichbaren minimalen Wandlungszeit und dem Preis des Wandlers geschlossen werden.
- Da in der Seismometrie in der Regel sehr niederfrequente Daten anfallen, sind oftmals Abtastraten in der Größenordnung von etwa 20 Hz ausreichend.
- Wichtiger ist eine hohe Auflösung des Wandlerystems – moderne AD-Wandler in der Seismometrie weisen eine Breite von 24 Bit und mehr auf.

Beispiel eines Selbstbauwandlers

Die folgenden Bilder zeigen einen Selbstbau-Analog-Digital-Wandler mit folgenden Eigenschaften:

- 16 Bit Auflösung
- 20 Hz Abtastrate
- 8 Kanäle
- Ausgabe über eine serielle Schnittstelle mit 9600 Baud

Ein 16-Bit Wandler mit 8 Kanälen



Ein 16-Bit Wandler mit 8 Kanälen



Digitale Filter

Digitale Filter sind heutzutage allerorten anzutreffen – die hohen Rechenleistungen, die bereits kleine, stromsparende Systeme aufweisen, und die Anforderungen nicht zuletzt der Mobiltelefonie haben das gesamte Gebiet der digitalen Filterung vorangebracht.

Zu den gebräuchlichsten Filtern zählen (unter anderem):

- Filter auf Basis einer Fourier-Analyse und -Synthese
- Finite Impulse Response Filter
- Infinite Impulse Response Filter

Im folgenden wird schematisch die Filterung mit Hilfe eines Fourier-Filters erläutert.

Fourier-Analyse

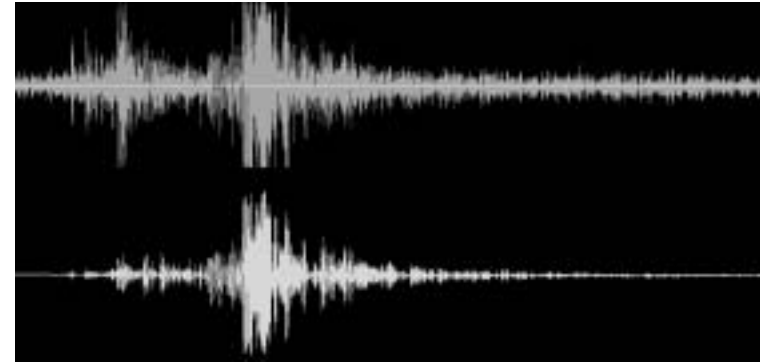
- Die sogenannte „Fourier-Analyse“ stellt die Umkehroperation zur Fourier-Synthese dar.
- Hierbei werden die Fourier-Koeffizienten a_k und b_k anhand der Daten eines Signales bestimmt.
- Diese Koeffizienten beschreiben, aus welchen Frequenzen mit welchen Amplituden und welchen Phasenbeziehungen sich das analysierte Signal zusammensetzt.
- Nach erfolgter Analyse (in der Regel einer sogenannten „FFT“, einer „Fast Fourier Transformation“) können nun die a_k und b_k manipuliert werden, um bestimmte Frequenzbereiche auszuklammern, andere zu verstärken, etc.
- Diese modifizierten Koeffizienten a'_k und b'_k dienen nun als Eingabe für eine Fourier-Synthese, mit deren Hilfe ein gefiltertes Signal erzeugt wird.

Beispiele für Datenfilterung

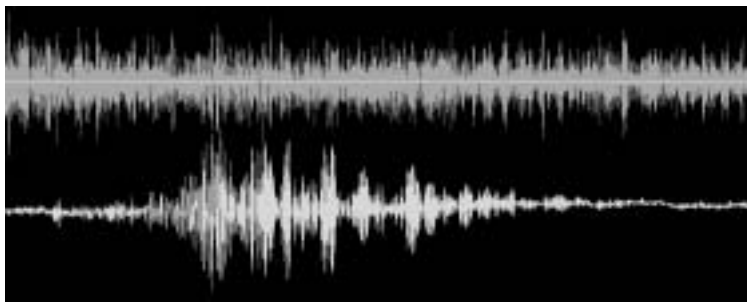
Die beiden folgenden Folien zeigen zwei – mehr oder weniger eindrucksvolle – Beispiele für die Möglichkeiten einer Datenfilterung mit Hilfe eines FFT-Filters:

- Die erste Folie zeigt die Meßdaten eines Bebens der Stärke 7.8 (Richter Skala), das sich am 22. Januar 2003 in Colima (Mexiko) ereignete. Die obere Kurve entspricht den ungefilterten Daten, die untere wurde mit einem Tiefpaßfilter mit einer Grenzfrequenz von 0.08 Hz gefiltert.
- Die zweite Folie zeigt die Meßdaten eines Bebens der Stärke 7.3 (Richter Skala), das sich am 20. Januar 2003 auf den Solomon Islands ereignete. Bemerkenswert ist, dass in den ungefilterten Rohdaten (oben) keinerlei direkter Hinweis auf ein Erdbeben zu erkennen ist – die gefilterten Daten zeigen deutlich das Beben. Gefiltert wurde hier mit einer Grenzfrequenz von 0.06 Hz.

Colima, 7.8, 22.01.2003, 0.08 Hz



Solomon Islands, 7.3, 20.1.2003, 0.06 Hz



Ende