

# Artikel über die Station

Die  
Schulseismographenstation  
am  
St. - Michael – Gymnasium  
Monschau



## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	
1.1 Von der Projektwoche zu „Jugend - forscht“	3
1.2 Die Seismik - Arbeitsgemeinschaft am MGM Monschau	5
1.3 Erdbeben als Naturkatastrophe	6
1.4 Ursachen für Erdbeben	9
2. Das Seismogramm als „Bericht von einer Reise durchs Erdinnere“	12
3. Zur prinzipiellen Wirkungsweise eines Seismographen	20
3.1 Seismograph und Archimedischer Punkt	20
3.2 Normales Labor-Pendel und Seismographen-Pendel im Vergleich	21
3.3 Anforderungen an einen Seismographen zur Registrierung von Fernbeben	23
4. Zum Aufbau unseres Seismographen	24
4.1 Vom Gartentor-Prinzip zum Horizontal-Seismographen	24
4.2 Die ortsfeste Montierung der Seismographen-Pendel unserer Station	26
4.3 Zum Aufbau des transportablen Lehrseismographen	29
4.4 Zu Generator-Prinzip und Generator-Konstante	30
5. Zur Signalverarbeitung	32
5.1 Der Weg der Signale vom Boden in den Rechner	32
5.2 Die Verstärker-Filter-Einheit des Seismographen	35
5.3 Die digitale Fernabfrage unserer Erdbebenwarte	35
6. Die Auswertung eines Seismogramms	37
6.1 Bestimmung von Herd-Entfernung und Herdzeit	38
6.2 Bestimmung der Magnitude (Stärke) des Bebens	40
6.3 Bestimmung der Herd-Koordinaten (Lokalisation)	41
7. Der Seismograph in der Unterrichtseinheit „Schwingungen und Wellen“	47
8. Quellenverzeichnis	50
9. Wer uns alles half	51

# 1. Einleitung

## 1.1 Von der Projektwoche zu „Jugend - forscht“<sup>1</sup>

1994 gab es an unserer Schule, dem St.-Michael-Gymnasium in Monschau in der Eifel (nahe der deutsch-belgischen Grenze) eine Projektwoche mit dem Leitthema „Lebendige Steine“. Mit dem eher historisch gedachten Motto taten sich naturwissenschaftlich interessierte Leute schwer.

Irgend jemand kam auf die Idee: wenn Steine lebendig werden, dann bewegen sie sich und wenn Steine sich bewegen, dann kann dies ein Erdbeben sein. Und wie weist man Erdbeben nach ? - Mit einem Seismographen ... und so ein Gerät wollte dann eine Projektgruppe bauen.



Abb.1: Die Projektgruppe „Wenn Steine sich bewegen“  
in der Projektwoche „Lebendige Steine“, 1994 am MGM Monschau

Wie ein Seismograph auszusehen hat, das sah man ja in der (älteren ...) Literatur : So stellten wir uns einen Seismographen als ein Gerät vor, das mindestens eine Tonne schwer, untransportabel und völlig unhandlich war. - Die Literatur, die zur Verfügung stand, war zunächst die „Erdbebenkunde“ von H. Jung (1953) und später das deutsche Standardwerk von W.Kertz, „Einführung in die Geophysik“ (aus dem Jahre 1969).

Um mehr zu erfahren, riefen wir einfach bei Professor Dr. Kertz in Braunschweig an: der freute sich über unser Interesse an der Geophysik, verwies uns aber - da er selber schon länger emeritiert war - an seinen ehemaligen Schüler Professor Dr. H.-P. Harjes, der als Direktor des Instituts für Geophysik an der Universität Bochum tätig ist. - Professor Harjes fand unser Vorhaben auch ganz interessant und schrieb uns dann weiter , dass er zwar Geophysiker, aber kein Fachmann für Seismometerbau sei. Er habe allerdings mit seinem Kollegen, Prof. Dr. Wielandt in Stuttgart gesprochen: der sei Experte für den Bau von Seismometern und wäre gerne bereit, uns weiterzuhelfen. Zusätzlich bekamen wir von Professor Harjes wichtige Literatur zum Thema.

Nach einer wohl eher psychologisch zu verstehenden Aktionspause fasten wir dann wieder Mut und riefen bei Professor Wielandt in Stuttgart an. Der war begeistert von unserem Vorhaben. Nach einem Kurzbesuch an der Erdbebenwarte in Bensberg (nahe

<sup>1</sup>(Vgl. auch: S. Schork: <http://www.klett.de/cgi-bin/klett/topics/TopicAnzeige.pl?Nr=127>)

Köln) bei Professor Ahorner führen dann drei der zukünftigen Projektteilnehmer in den Sommerferien vor der Projektwoche zum

Institut für Geophysik an der Universität Stuttgart und erhielten dort von Professor Wielandt an zwei Tagen einen Intensivkurs über Seismologie, Seismometerbau und Elektronik. Und von da

an - auch noch lange nach der Projektwoche - blieb Professor Wielandt unser „wissenschaftlicher Pate“.

In Stuttgart erfuhren wir, dass Seismographen heutzutage bequem in ein Marmeladenglas passen ; speziell für die Registrierung von Fernbeben ausgelegte Apparate haben allenfalls die Größe eines kleinen Schuhkartons. Solche Seismographen sind extrem langsam schwingende, gut gedämpfte Pendel. (Und da gibt es Horizontal- und Vertikal-Pendel, die als Gartentor-, Fadenpendel oder als Feder-Pendel arbeiten ... )

Die Projektgruppe erfuhr dann von vielen Seiten Hilfe: Schüler-Eltern, Ehemalige, Firmen in der näheren Umgebung und Institute an der RWTH Aachen und dem Forschungszentrum Jülich und auch das Geologische Landesamt in Krefeld halfen bei Detailfragen, der Materialbeschaffung und dem Anfertigen von Spezialteilen, ohne die es unserer Meinung nach (zunächst) nicht ging. - Professor Wielandt liess es sich nicht nehmen, am Beginn der Projektwoche selber nach Monschau zu kommen, nach den Rechten zu sehen und auch einen Tag lang mitzuhelfen : „Wenn Steine sich bewegen“ war dann für eine Woche die Überschrift, unter der 24 Leute zusammenarbeiteten, und am Ende der Woche war schließlich der Seismograph fertig. Ob der Apparat allerdings funktio-nierte, darüber waren wir uns ziemlich unsicher. - Bei einem Besuch in Bochum (als Abschluss der Projektwoche) erfuhren dann alle Projektteilnehmer von Professor Harjes und seinen Mitarbeitern sehr eindrucksvoll, wie die Forscher und Techniker an einem modernen geophysikalischen Institut Hand in Hand zusammenarbeiten.

Wieder zuhause in Monschau wurde unsere Geduld allerdings noch etwas auf die Probe gestellt. Schließlich registrierte der Seismograph dann Erdbebensignale von Erdbeben in Peru und in Japan. - Die Leistungsfähigkeit des Schulseismographen im Vergleich mit einem professionellen Gerät der Universitäts-Erdbebenwarte Stuttgart zeigt die folgende Abbildung,

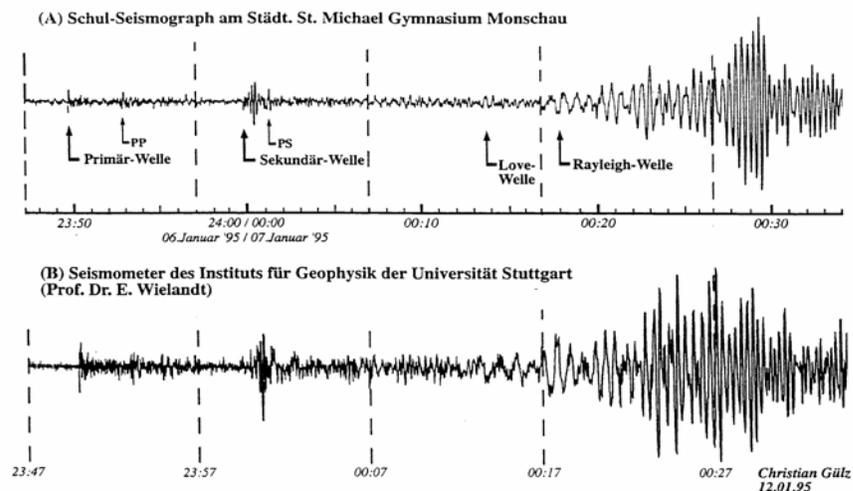


Abb.2: Vergleich der Registrierung unseres Schulseismographen mit der Aufzeichnung eines professionellen Seismographen

die Christian Gülz damals mit viel Geduld erstellt hat. (Unsere Registrierung geschah

damals noch direkt auf mm-Papier, und die mm-Skala wurde von Christian sorgfältig per Hand mittels Scanner wegradiert ...)

Nach dem Ende der Projektwoche gab es zu „Wenn Steine sich bewegen“ noch den Nachsatz  
 „... und zu Jugend-forscht gehen“.



Abb. 3: Drei stolze Jungforscher und ihr Seismograph :  
 Sebastian Schork, Thomas Poschen und Bernd Naeth (v. li. n. re.)

Sebastian Schork, Thomas Poschen und Bernd Naeth bauten und organisierten an unserer Schule eine dreikomponentige Seismographenstation, die eine digitale Fernabfrage besitzt und konstruierten darüber hinaus noch einen transportablen Lehrseismographen, der mit einfachen Mitteln aus handelsüblichen Materialien hergestellt ist, zum Nachbau gedacht ist und später hier auch vorgestellt wird.

Die drei Jungforscher wurden im Bereich Geo- und Raumwissenschaften Landessieger in Nordrhein-Westfalen und zweiter Sieger auf Bundesebene.

## **1.2 Die Seismik - Arbeitsgemeinschaft am MGM Monschau**

Erstaunlicherweise fand das Projekt Anklang in verschiedenen Jahrgangsstufen und es formierte sich eine Arbeitsgemeinschaft, die nun schon seit circa zwei Jahren das Erbe der Jungforscher - die inzwischen längst alle ihr Abitur haben und in Ausbildung und Studium stehen - mit Engagement aufgegriffen, weitergeführt und gepflegt hat.

Die Seismik - AG Monschau möchte sich kurz vorstellen ; da haben wir

- Birgit Salemink (Jahrgangsstufe 13), die gute Seele der Arbeitsgemeinschaft,
- Silvia Völl, die als „Ehemalige“ der Seismik-AG gerne aushilft, wenn dies erforderlich ist
- Roland Claßen (Jg.Stufe 13), der die Sichtregistrierung betreut und für die Mechanik zuständig ist
- Michael Falter, Matthias Furkert und Max Arndt, die bei vielen Experimenten kräftig mithelfen,
- Thomas Koch (Youngster der Arbeitsgemeinschaft), der Michael, Matthias und Max unterstützt

- Martin Jansen und Christian Ruf, die auf dem besten Wege sind, mit Verantwortung und Fleiß das zu übernehmen, was andere Primaner in der 13 zur Zeit noch betreuen, nämlich:
- Frank Schmitz, der für die Logistik zuständig ist,
- Anno Schreier, unser „Chef-Theoretiker“ und
- Sebastian Staiger als Frontman der Seismik-Arbeitsgemeinschaft.

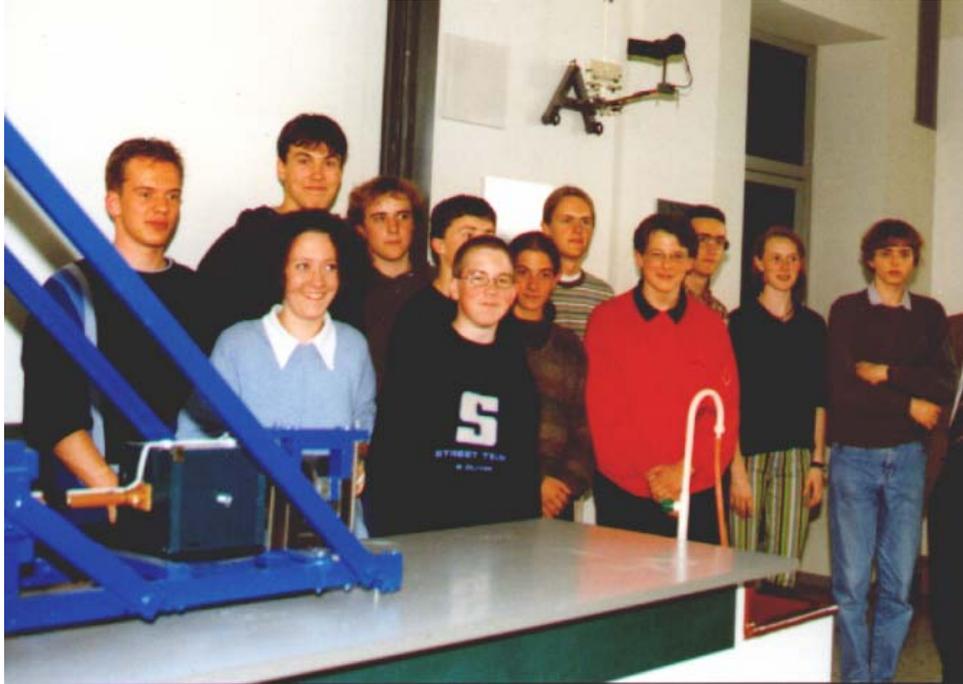


Abb.4: Die Seismik - Arbeitsgemeinschaft des St.-Michael-Gymnasiums  
vorne (v.li.n.re.): Birgit, Max, Michael, Christian,  
hinten: Sebastian, Roland, Martin, Thomas, Matthias, Frank, Silvia, Anno

### 1.3. Erdbeben als Naturkatastrophe

So wichtig Erdbebenwellen für die Erforschung des Erdinnern sind - mehr dazu in Kapitel 2 - so zerstörerisch und unvorhersehbar sind Erdbeben auch in unserer hochtechnisierten Zeit:

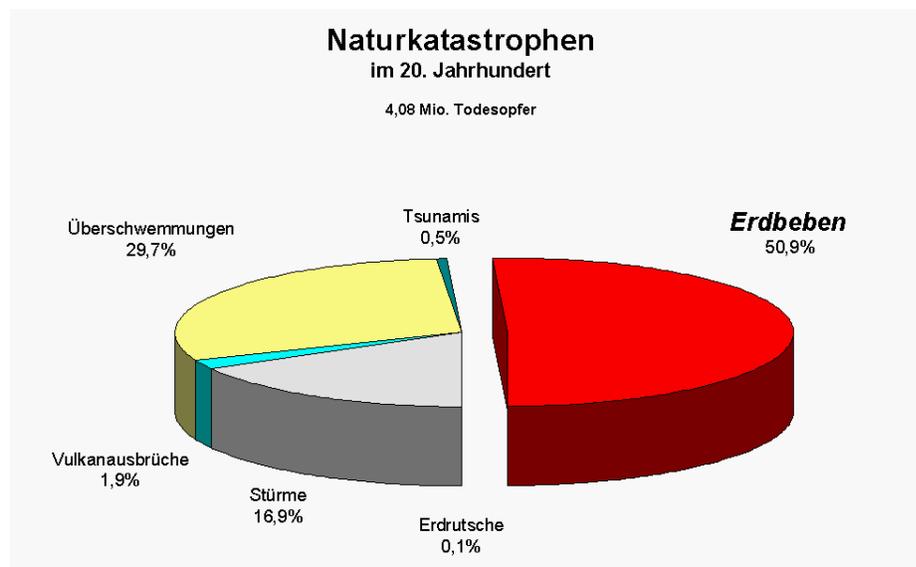


Abb.5: Naturkatastrophen, ( S. Staiger )

Mehr als die Hälfte aller Todesopfer, die durch Naturkatastrophen zu beklagen sind, kommen infolge von Erdbeben ums Leben.

Wir erinnern uns noch alle an die Nachrichten von dem schweren Erdbeben in Kobe, das Japan 1995 heimsuchte:



Abb.6: Ein Highway in Kobe nach dem schweren Erdbeben vom 17. 1. 1995

- in 20 Sekunden wurde die achtfache Energie der Hiroshima-Bombe freigesetzt,
- über 6000 Menschen fanden den Tod,
- nahezu 50 000 Haushalte wurden zerstört und
- der entstandene Sachschaden wurde auf 30 Milliarden Dollar beziffert.

Die einzige für uns bestehende Möglichkeit, mit Erdbeben zu leben, ist erdbebensicherer zu bauen.

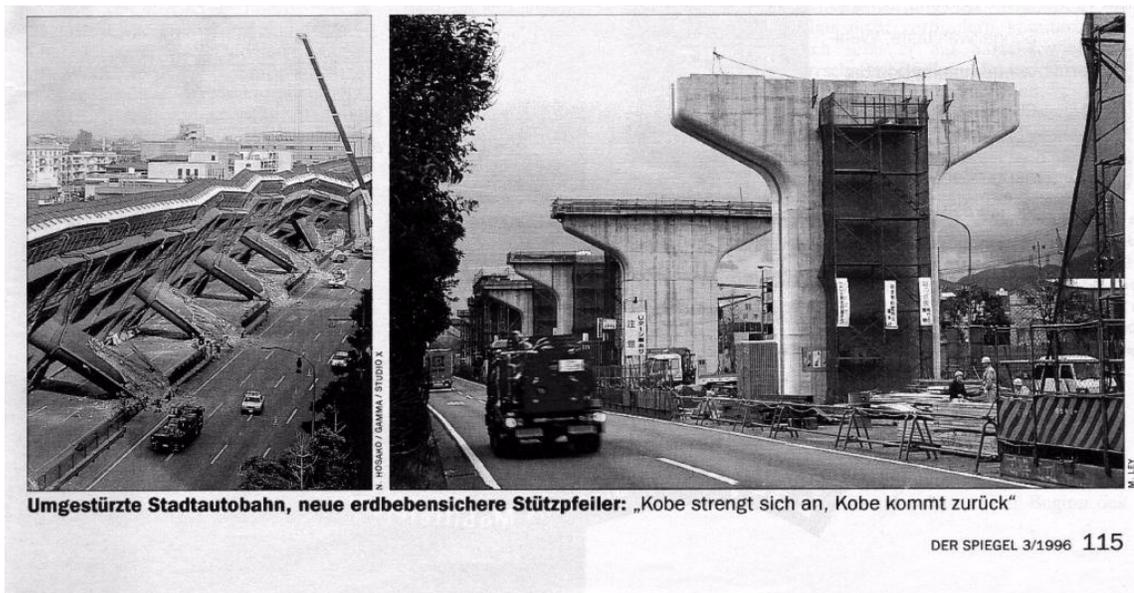


Abb.7: Eine Hochstraße in Kobe nach dem Beben von 1996 und ihr Neubau

Aber auch in unseren Breiten in Europa gibt es Erdbeben, die erheblichen Schaden anrichten können.

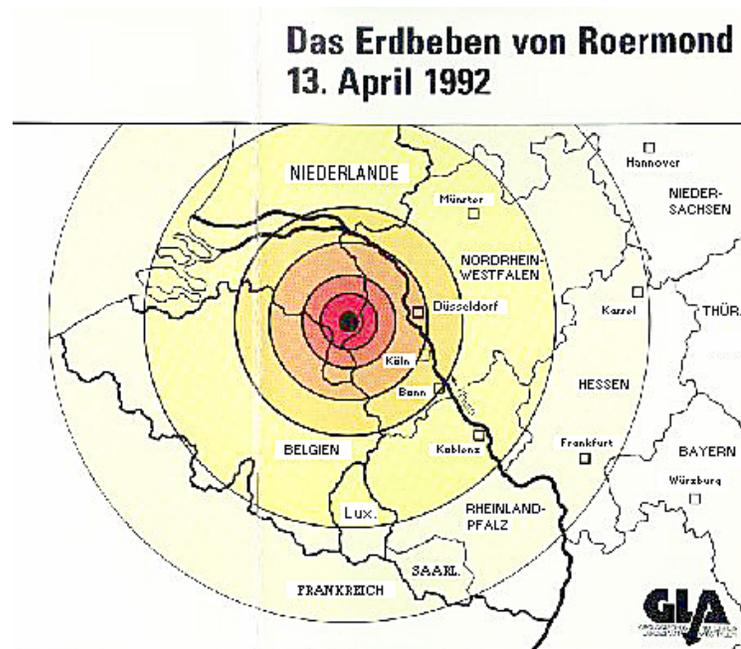


Abb.8: Das Epizentrum des Erdbebens von Roermond 1992

Vielleicht sind unter den Lesern dieser Homepage auch einige, die am 13. April 1992 vom Erdbeben in Roermond in Belgien in den frühen Morgenstunden aus dem Schlaf gerissen wurden ... Noch in Bonn fielen Ziegel vom Dach.



Abb.9: Auswirkungen des Roermond - Erdbebens (1992) in Bonn

## 1.4 Ursachen für Erdbeben 2

Die Ursachen für die meisten Erdbeben sind im schalenförmigen Aufbau der Erde zu suchen. Der „feste Boden unter unseren Füßen“ ist eigentlich nur eine dünne Schale. Diese Lithosphäre besteht aus der etwa 10 bis 70 km dicken Erdkruste und dem obersten Teil des oberen Erdmantels : insge-samt eine rund 100 km tiefe Schicht. Sie umgibt eine Erdkugel von etwa 12700 km Durchmesser, die ein unruhiges Innenleben hat.

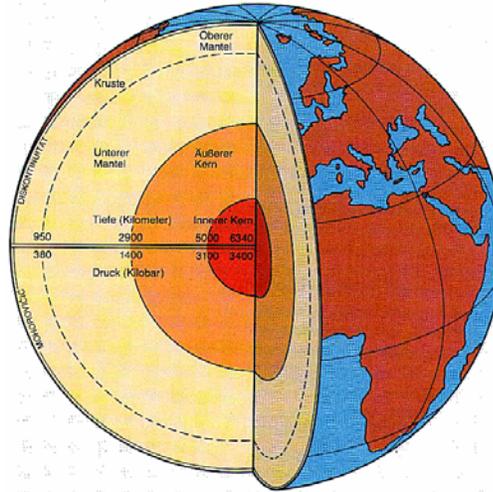


Abb.10: Der Kugelschalenaufbau der Erde

Unterhalb dieser Schale schließt sich der viel dickere, aber weniger spröde Erdmantel an. Darunter wiederum liegt der Erdkern. Die hohen Temperaturen des Erdkerns heizen die darüberliegenden Schichten auf. Teile des Erdmantels setzen sich dadurch in Bewegung. Im zähplastischen Erdmantel zirkulieren die Wärmeströmungen sehr langsam. Und doch ist ihre Kraft so groß, dass sie im Laufe der Erdgeschichte die darüberliegende Lithosphäre in verschiedene Platten aufreißen konnte.

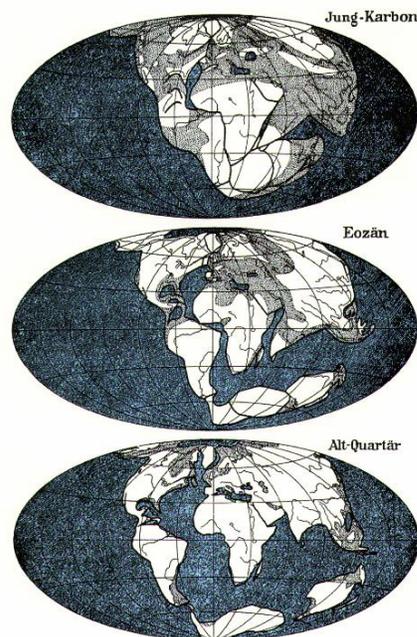


Abb.11: Zur Kontinentalverschiebung

<sup>2</sup>Vergl.: „Zerstörerische Urgewalt“, in: Der Magnet 15 (Herbst '97), S. 2-5, Klett-Verlag 1997

Diese Platten bewegen sich auch heute noch gegeneinander. (An Meeresrücken können dies einige Zentimeter pro Jahr sein.)

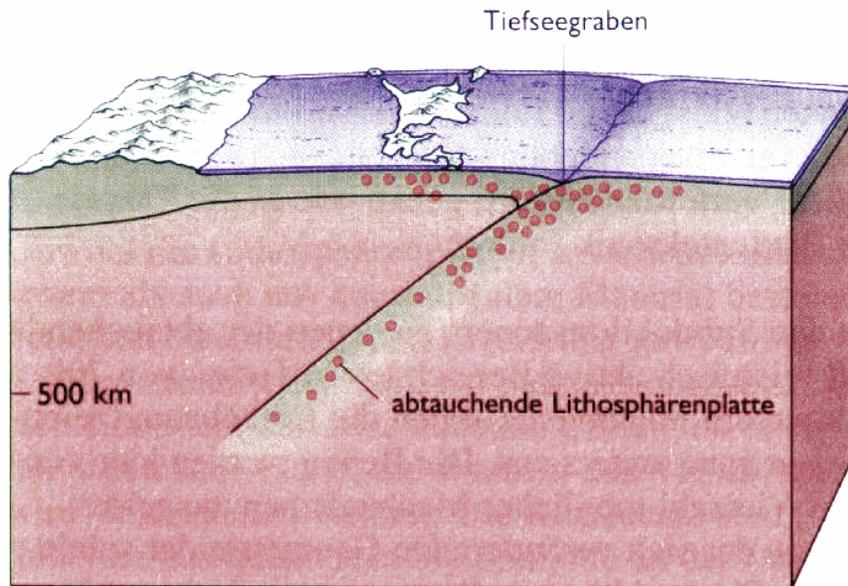


Abb.12: Zur Erdschollenbewegung

Zwangsläufig verhaken sich benachbarte Platten immer wieder neu. An einer solchen Stelle baut sich dann über Jahre eine stetig wachsende Spannung auf. Ist die Spannung groß genug, wird die Hemmung überwunden und die betroffenen Teile der Erdkruste verschieben sich ruckartig.

Nicht alle Erdbeben haben die gleiche Ursache: Zum einen können sich die Lithosphärenplatten in der Nähe der Erdoberfläche gegeneinander verschieben. Bei einem solchen Krustenbeben liegt der Herd typischerweise 5 bis 15 km tief. Schwache Krustenbeben zeigen manchmal nur eine seitliche Versetzung an der Erdoberfläche.

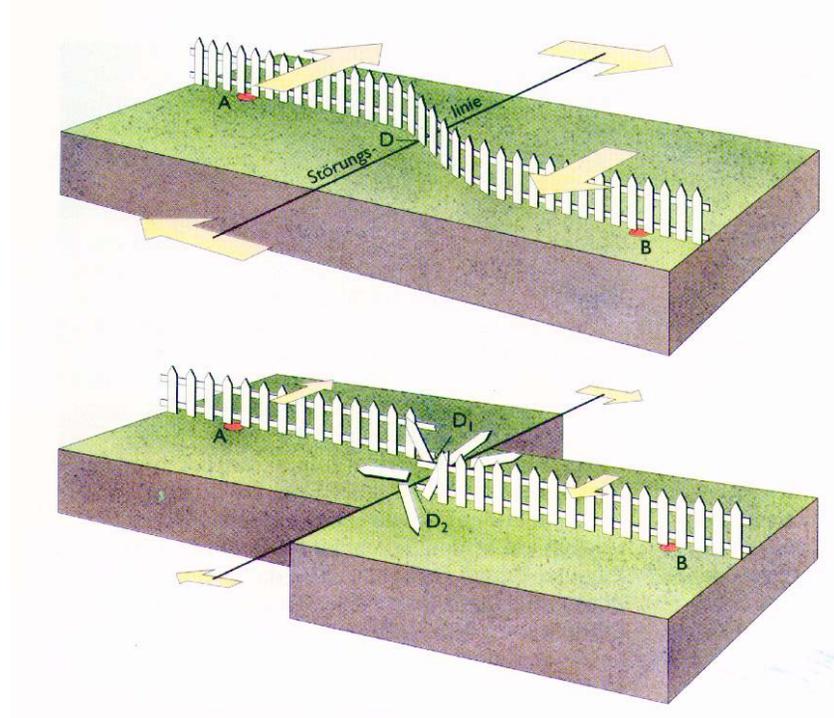


Abb.13: Prinzipskizze zur Scherbruch – Hypothese

Das wohl berühmteste Beispiel für die Markierung einer solchen Versetzung war nach einem Beben nahe Marin County an einem Weidezaun zu sehen.

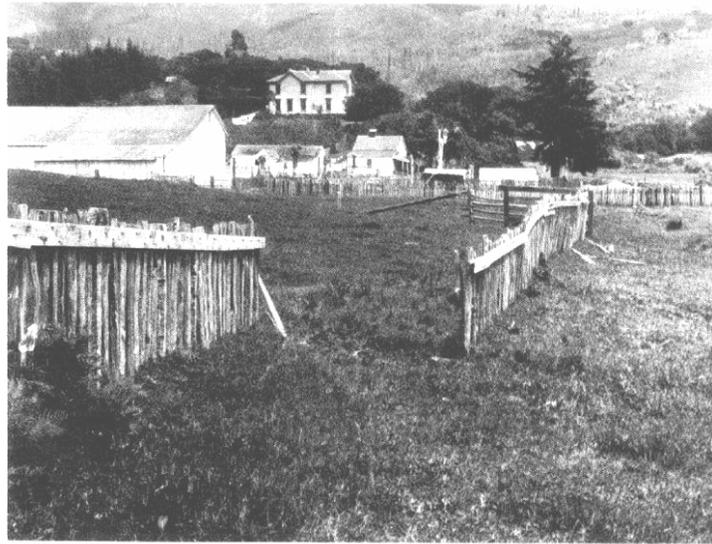


Abb.14: Ein Weidezaun bei Marin County nach einem Erdbeben

Zum anderen können sich die Lithosphärenplatten aber auch unter- und übereinander verschieben: Bei solchen Tiefenbeben kann der Bebenherd sehr weit im Erdinnern liegen - 200 km und mehr, (vgl. Abb. 12). Befindet sich der Bebenherd unter dem Meeresgrund, kommt noch etwas dazu: Es können Meereswellen entstehen, die sich auf dem Weg bis zum Ufer - wo sonst Flachwasser ist - zu riesigen Wellenbergen von bis zu 12 m Höhe aufbauen. Diese „Tsunamis“ verursachen an Land gewaltige Zerstörungen.

Trägt man auf einer Landkarte über längere Zeit hinweg die Orte ein, an denen die Erde bebte,

dann kann man die Plattenränder deutlich erkennen. Wir sehen hier den sogenannten „Ring of Fire“ rund um den Pazifik. - Unterhalb von Japan stoßen drei Kontinentalplatten zusammen ...

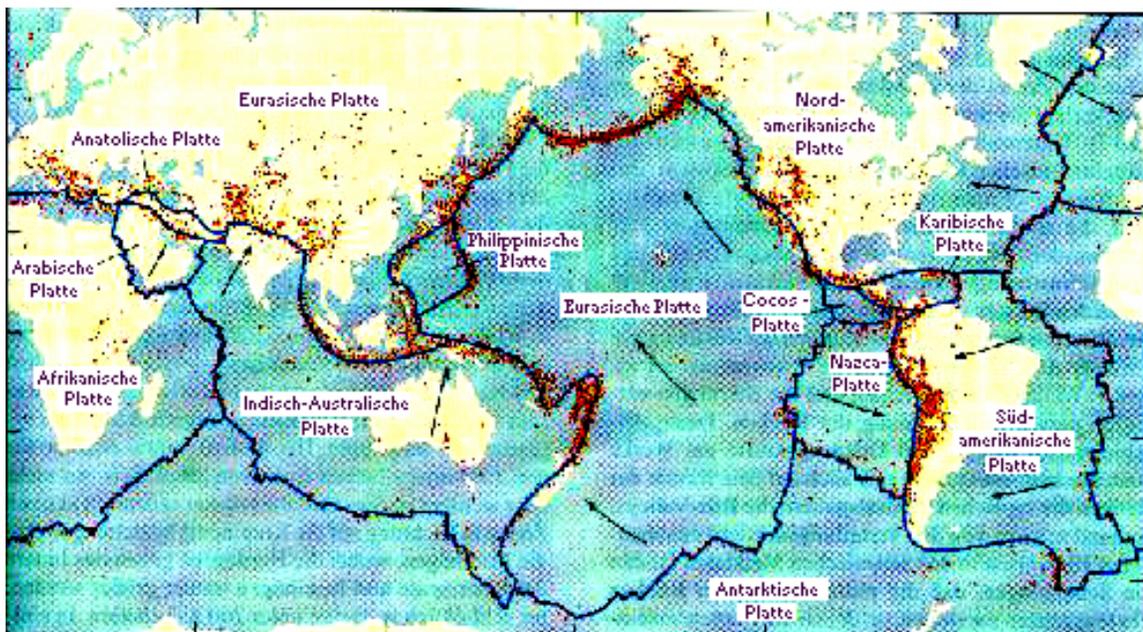


Abb.15: Die Erdbebenorte markieren die Kontinentalplatten

Und auch der mittelatlantische Rücken hat nicht nur zufällig die gleiche Form wie Afrika: Im Programm Seismik von Alan Jones <sup>3</sup> kann man im Zeitraffer zeigen, wie sich die Erdbeben längs dieses Rücken in vergangenen Jahren ereignet haben.

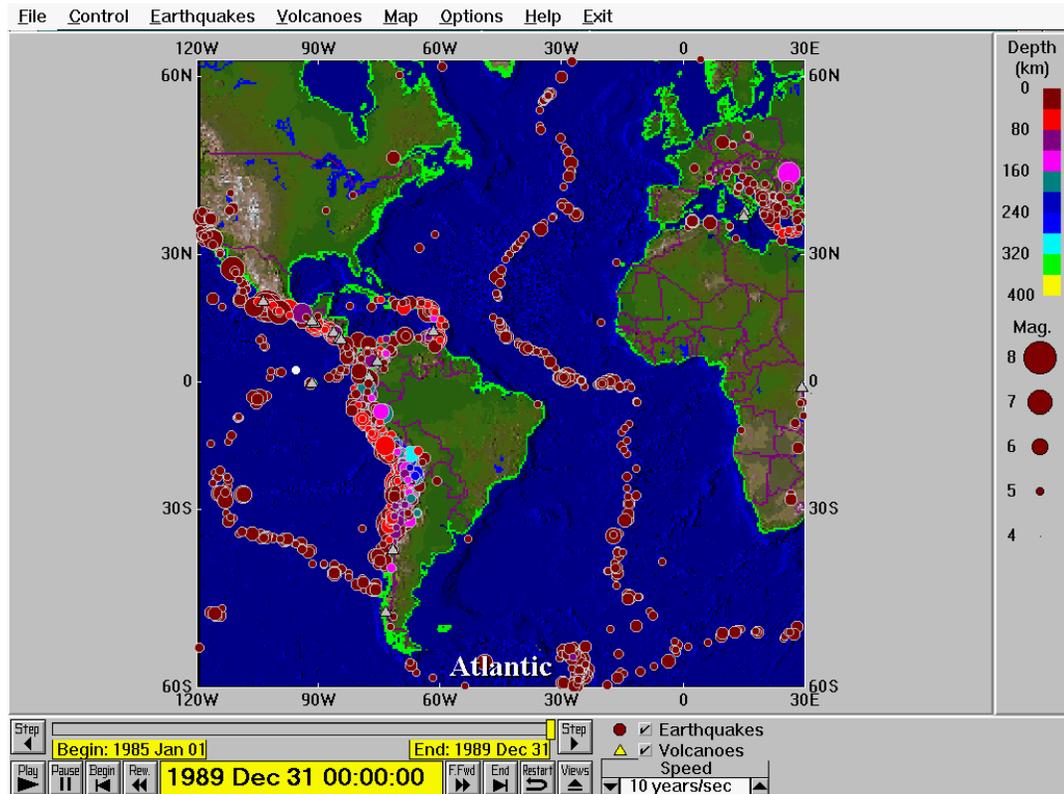


Abb.16: Erdbebenherde markieren den mittelatlantischen Rücken

( U. Arndt )

## 2. Das Seismogramm als „Bericht von einer Reise durchs Erdinnere“

Ein Seismogramm ist eigentlich nichts anderes als ein Bericht von der Reise der Erdbebenwellen durch die Erde. Durch die Erforschung der Erdbebenwellen wissen wir, wie unsere Erde auch tief in ihrem Innern aufgebaut ist, (vergleiche Abb.10). - Die tiefste Kontinental-Bohrung reicht nur ca. 10 km tief, der Erdradius ist allerdings etwa 6000 km groß.

Bevor wir nun die einzelnen Typen von Erdbebenwellen kennenlernen, noch eine Bemerkung zum **Erdbebenherd**: das eigentliche Zentrum des Bebens in der Erde nennt man *Hypozentrum*, ( in Abb.10 mit „H“ markiert), die senkrecht darüber liegende Stelle auf der Erdoberfläche heißt *Epizentrum*, („E“ in Abb.10).

<sup>3</sup>zu finden im Internet unter : <http://www.sunquake.geol.binghampton.edu/faculty/Eruption/jones/>

Bei den **Erdbebenwellen** unterscheidet man zunächst zwischen *Raum-Wellen* und *Oberflächen-Wellen*. - Alle Wellentypen sind in dem folgenden Seismogramm zu erkennen :

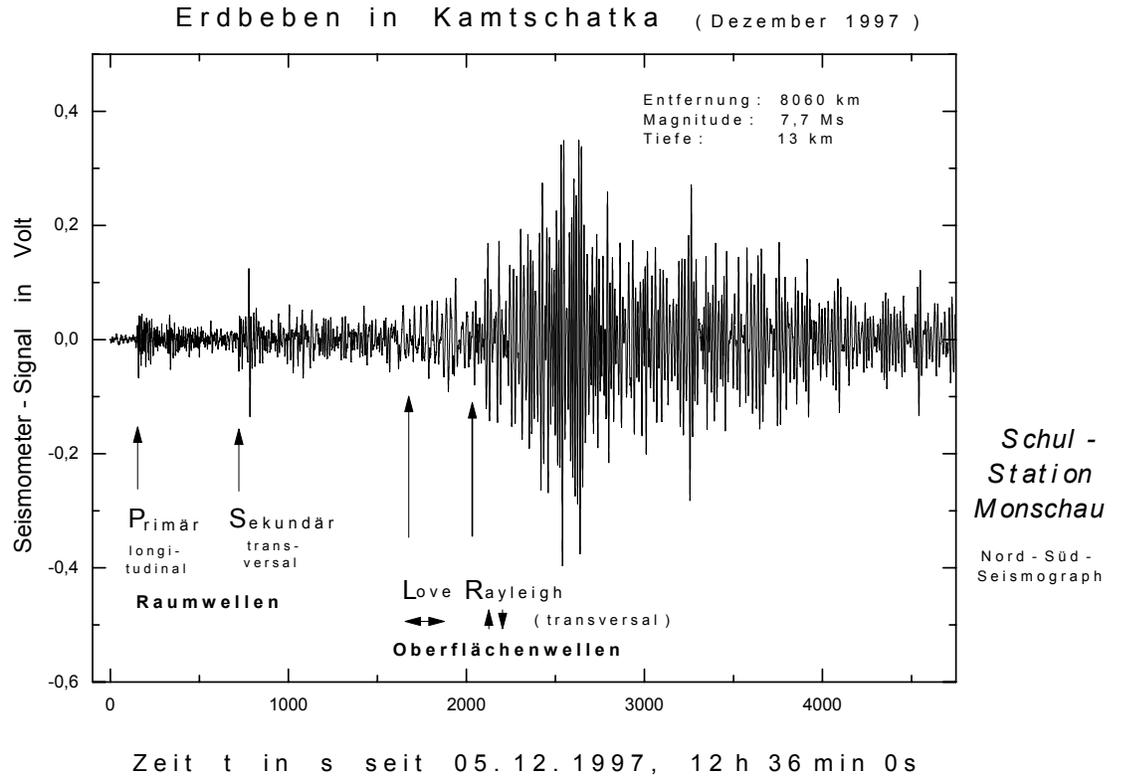


Abb.17: Ein Erdbeben in Kamtschatka

Die **Oberflächenwellen** breiten sich, wie der Name schon sagt, nahe der Erdoberfläche, also in der Erdkruste aus und gelangen so vom Herd „E“ zur Station „S“, (Abb.8). Sie erreichen die Station etwas später als die schnelleren *Raumwellen*, die vom Erdbebenherd „H“ durch die Erde hindurch zur Seismographenstation „S“ gelangen.

Bleiben wir aber zunächst bei den Oberflächenwellen, die *Transversalwellen* sind. Man unterscheidet zwei Ausbreitungsformen, die beide nach englischen Physikern benannt sind.

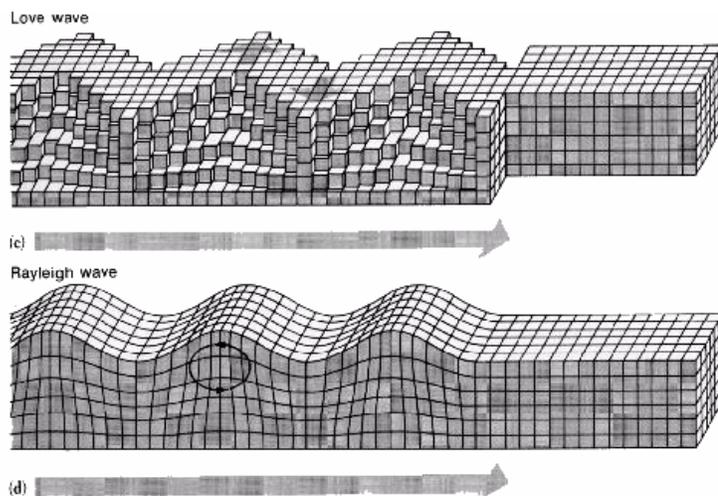


Abb.18: Ausbreitung der Erdbebenwellen in der Erdkruste: Oberflächenwellen

Zuerst kommt die schnellere *Love-Welle* an der Station an; durch diese Wellen wird die Erde in Horizontalschwingungen versetzt. - Dann folgt die *Rayleigh-Welle*, die den Erdboden auf und ab schwingen läßt. Die Amplituden der Oberflächenwellen nehmen mit der Tiefe rasch ab.

Da die Oberflächenwellen sozusagen „in der Erdkruste eingesperrt“ sind, breiten sie sich nur in zwei Dimensionen aus und verlieren viel weniger Energie als die Raumwellen. Die Oberflächenwellen richten daher auch die verheerenden Schäden an Gebäuden, Strom-, Gas- und Wasserleitungen an.

Daraus wird verständlich, warum aus den Oberflächenwellen auch die **Stärke des Bebens** bestimmt wird, die - häufig auch „Wert auf der Richter-Skala“ genannt wird. Seismologen sprechen von der **Magnitude** des Bebens.



Abb.19: Charles Richter (1900 - 1985), der die Richter-Magnituden-Skala aufstellte.

Die Magnituden-Skala ist eine logarithmische Skala, das heisst, ein Beben mit Magnitude 6 ist zehnmal so stark wie eines der Stärke 5 und hundertmal so stark wie eines der Stärke 4. Der Original - Richter - Skalenwert eines Erdbebens kann jedoch nur von Stationen bestimmt werden, die maximal 600 km vom Erdbebenherd entfernt sind und einen ganz bestimmten Seismographen-Typ (Wood-Anderson) unter normierten Bedingungen für Verstärkung und Dämpfung verwenden. - Für die wissenschaftliche Seismologie ist die Richter-Skala heute nicht mehr so wichtig wie früher. Heute benutzen die Medien diese Skala hauptsächlich zur Klassifizierung von Erdbeben. Kommen wir nun zu den **Raumwellen**.

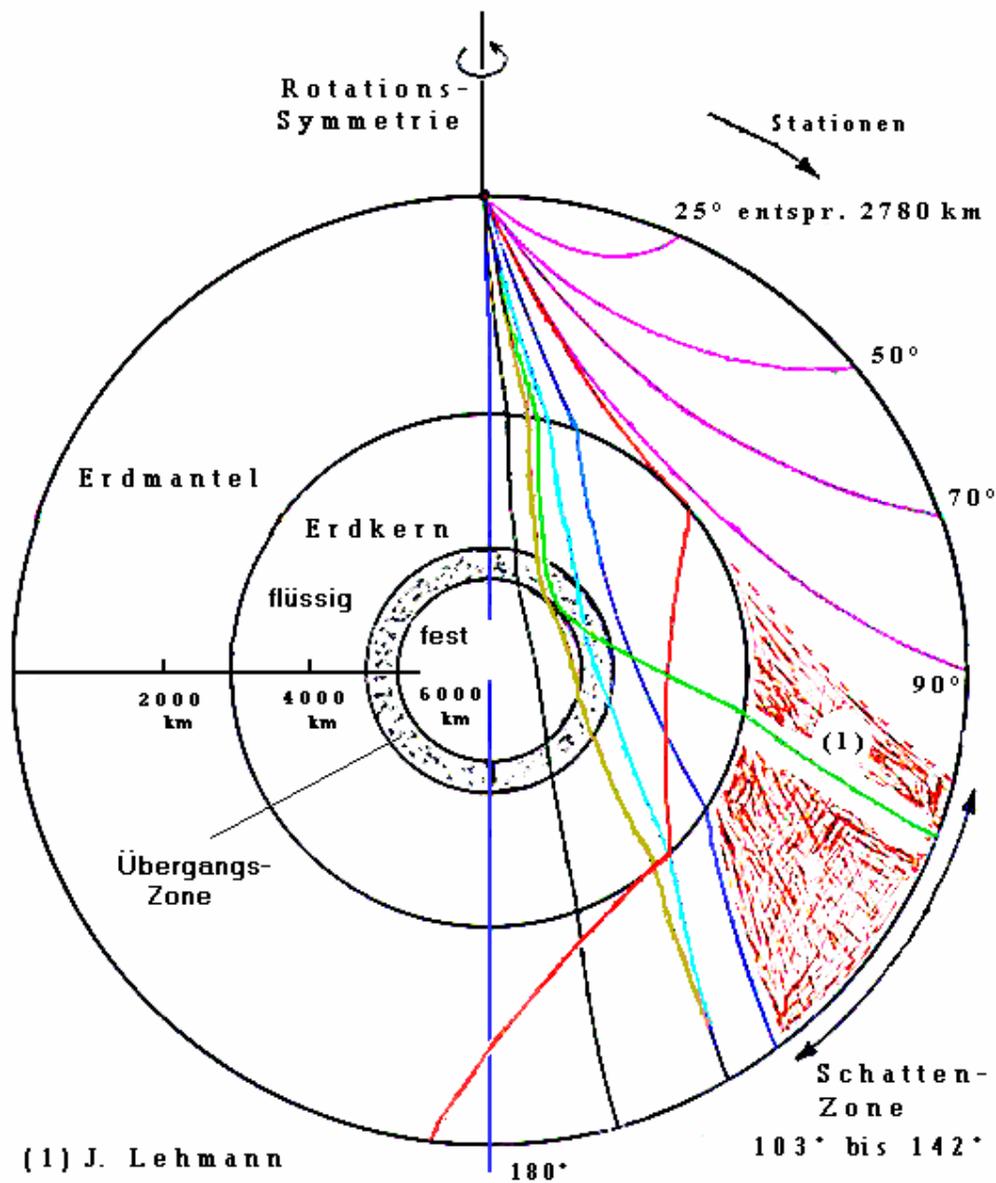


Abb.20a: Ausbreitung der Erdbebenwellen im Erdinnern : Raumwellen

Wie man in dieser Grafik erkennen kann, breiten sich die Raumwellen im Erdinnern nicht geradlinig, sondern krummlinig aus. Das kann man sich wie in der Optik erklären: der Brechungsindex nimmt mit zunehmender Tiefe ab, die Ausbreitungsgeschwindigkeit nimmt also zu. (Das liegt daran, dass die Elastizitätsmodule für Scherung und Kompression noch schneller mit der Tiefe wachsen als die Dichte.)

Raumwellen, die auf den äußeren, flüssigen Erdkern treffen, werden teilweise reflektiert, teilweise in den flüssigen Erdkern hineingebrochen, wo sie nun nur noch als Longitudinalwellen existieren.

Auch beim Austreten aus dem Erdkern werden die Raumwellen wieder gebrochen und konvertieren teilweise wieder zu Transversalwellen.

In der Graphik kann man auch deutlich erkennen, daß jedes Erdbeben eine sogenannte Schattenzone hat: die Erdbebenwellen können dorthin nur auf komplizierteren Wegen mit Mehrfach-reflexionen gelangen, weswegen die dort liegenden Stationen das Beben kaum registrieren.

Auch bei den Raumwellen gibt es zwei verschiedene Wellentypen, von denen eine schneller als die andere ist:

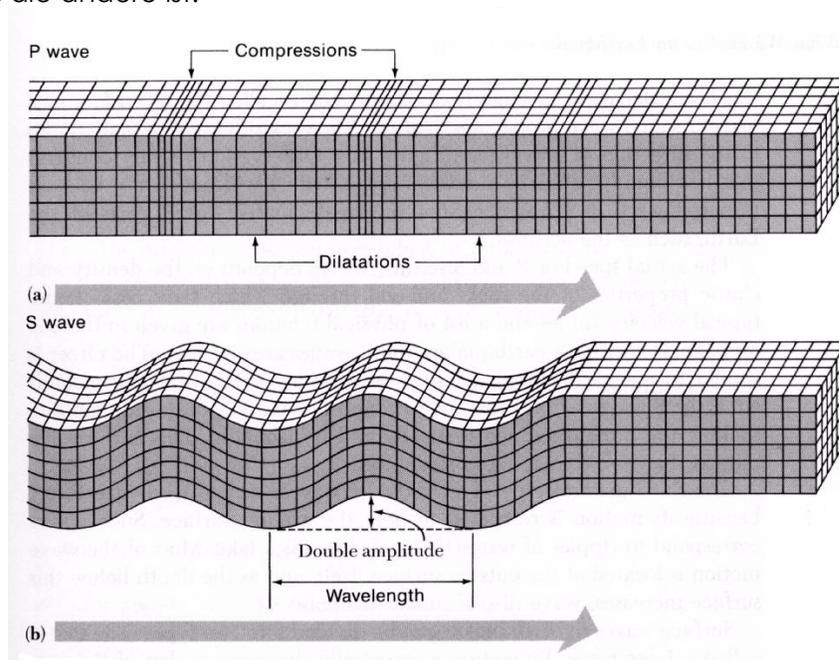


Abb.20b: Raumwellen

die schnellere Welle ist eine Longitudinalwelle. Wie sie sich ausbreitet, kann man an sehr schön an einem Modell aus gekoppelten Stangenpendeln - (aufgehängte Besenstiele, mit Gummibändern gekoppelt) erkennen, wenn man zu Beginn ein Pendel in Fortpflanzungsrichtung auslenkt.

Aber auch eine lange, „weiche“ Schraubenfeder kann dies veranschaulichen, (Abb.21 oben ).

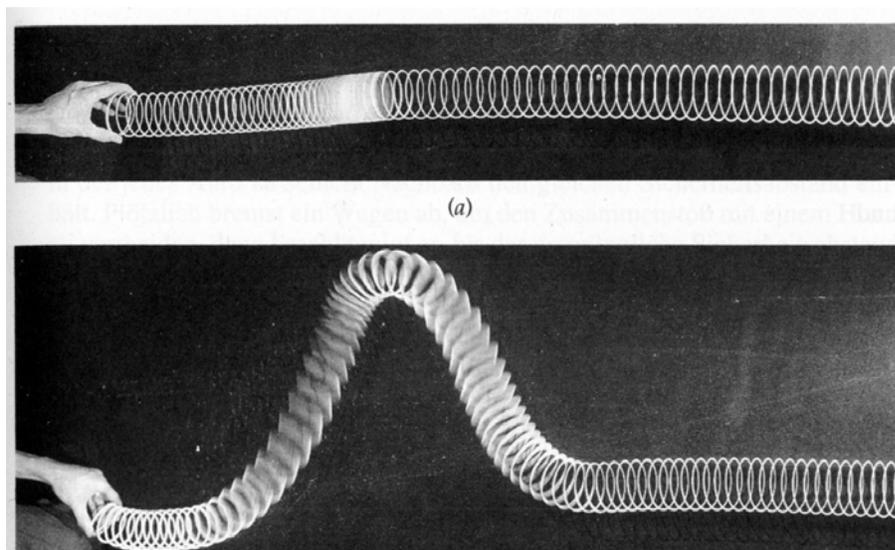


Abb.21: Modellversuch zur Ausbreitung von P- und S- Welle

Da die schnellere Welle logischerweise als erste die Station erreicht, heißt die longitudinale Raumwelle auch **Primärwelle**, kurz: „**P-Welle**“.

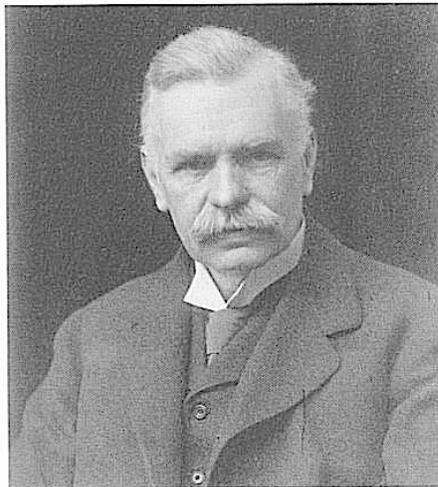
Die langsamere Welle heißt „**Sekundärwelle**“; sie breitet sich im Gegensatz zur P-Welle transversal aus. Auch diese Ausbreitungsart kann man mit dem Besenstielmodell veranschaulichen, wenn man die Auslenkung des ersten Pendels zu Beginn senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung vornimmt. - Analog geschieht die Auslenkung mit der Schraubenfeder, ( Abb.21 unten ).

Beide Modelle zeigen auch, daß diese Transversal-Welle (S) erheblich länger als die Longitudinal-Welle (P) braucht, um die Information weiterzugeben.

Mit den Ankunftssignalen von P- und S- Welle (s. Abb. 17) kann man die **Entfernung der Station vom Bebenherd** bestimmen und daraus dann die **Herdzeit** bestimmen, zu der das Beben ausgebrochen ist. Dazu wird im Kapitel „Auswertung eines Seismogramms“ später mehr gesagt.

Die **Entfernung  $\Delta$  zwischen Epizentrum und Station** gibt man *in Winkelgraden* an. Man kann diesen Winkel mit einem krummlinigen Winkel-Lineal messen, so wie es an jedem Globus zu finden ist, um den Breitengrad eines Ortes ablesen zu können. - Beispielsweise beträgt die Entfernung zwischen Deutschland und Japan ca. 90°.

Zum Abschluss dieses Abschnitts soll noch einmal darauf hingewiesen werden, daß wir nur durch Erdbebenwellen erfahren können, wie unsere Erde tief in ihrem Innern aufgebaut ist. Dazu betrachten wir nochmals die Abb. 10 : So wurde der flüssige Erdkern 1906 durch *Richard Dixon Oldham* entdeckt und *Inge Lehmann* entdeckte 1936 den mitten im flüssigen Kern schwimmenden festen inneren Erdkern.



6.9 Richard Dixon Oldham (1858–1936), der Entdecker des Erdkerns.



Inge Lehmann (1888 - 1993)  
die Entdeckerin des festen Erdkerns

Abb.22: R.D. Oldham u. Inge Lehmann

Inge Lehmann fand bei einer genauen Analyse von Seismogrammen manchmal Erdbebenwellen in der Schattenzone (103° bis 142°) mit einer unerwartet starken Intensität, wie dies in Abb.20 durch die „grüne“ Raumwelle angezeigt wird; offensichtlich waren das Reflexionssignale vom festen Erdkern.

Bei den heutigen Möglichkeiten der elektronischen Verstärkung lassen sich stärkere Beben auch im Schattenzonenbereich gut registrieren. So konnten wir mit unserer Station das starke Seebeben in der Flores-See vom 17. Juni 1996 (Magnitude 7,5) mit einer Herdentfernung von

$\Delta = 112,04^\circ$  ( entsprechend 12450 km ) sehr deutlich registrieren.

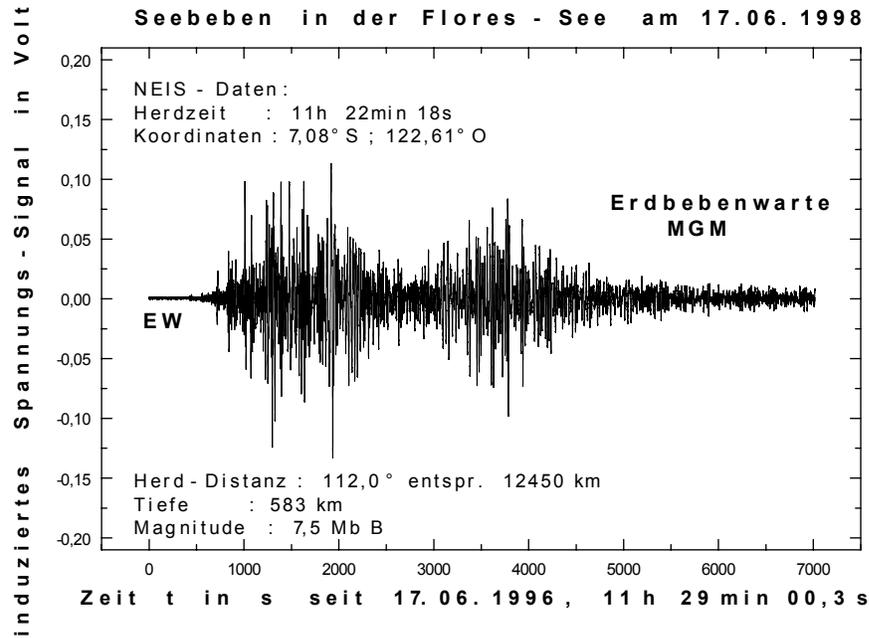


Abb.23: Ein Seebeben in der Flores-See ( Indonesien ), die in der Schattenzone für Mitteleuropa liegt

Die Ankunftszeit der Signale in Monschau beträgt nach Laufzeit-Tabelle: 11 h 40 min 55s.  
Gemessen wurden

- mit dem Nord- Süd - Seismographen : 11 h 40 min 55,2 s
- mit dem Ost - West - Seismographen : 11 h 40 min 53,4 s
- mit dem Vertikal - Seismographen : 11 h 40 min 58,2 s.

Die Auflösung eines Fernbeben-Seismogramms, das mit unserem Schulseismographen registriert wurde, soll die folgende Sequenz zur Registrierung eines Erdbebens nahe der Insel Taiwan verdeutlichen.

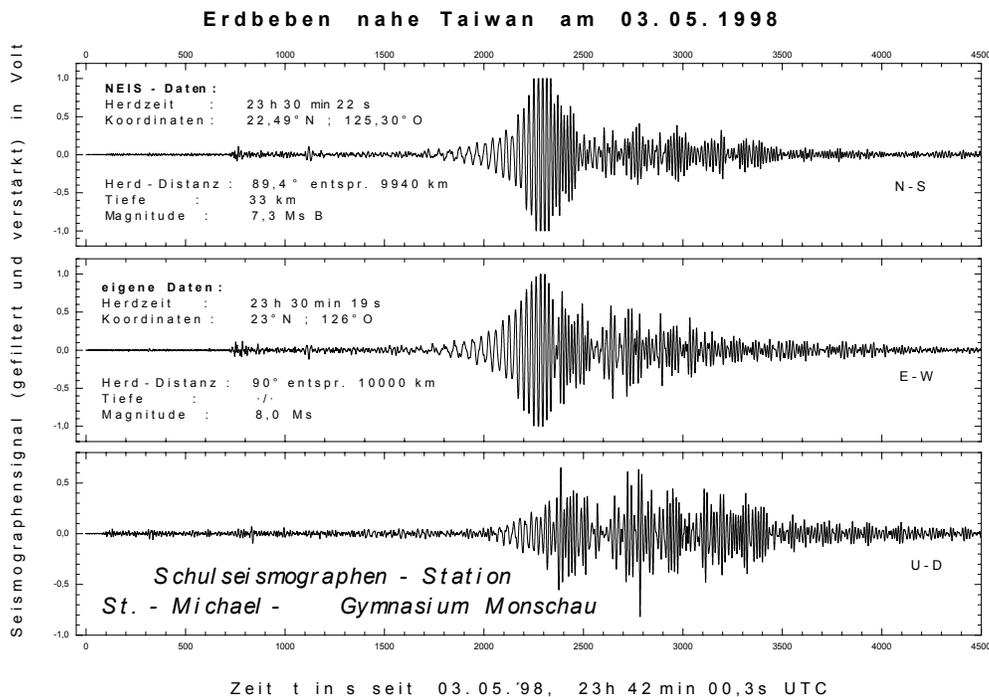


Abb.24: Das Taiwan - Beben vom 03.05.1998

Die ersten 1500 Sekunden des Seismogramms sehen so aus :

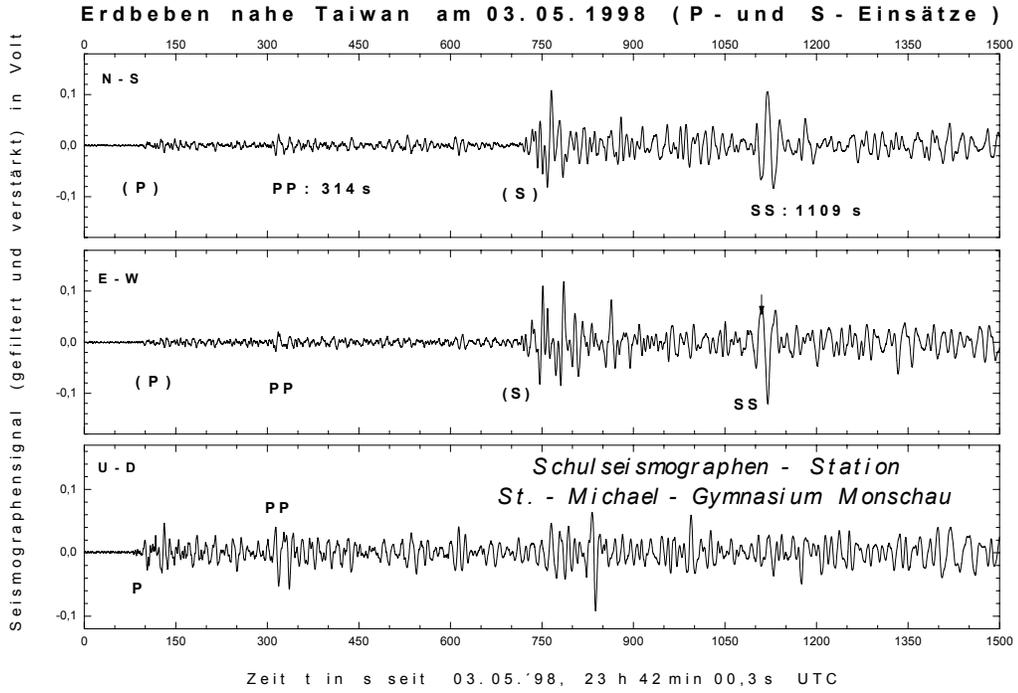


Abb.25: Die ersten 1500s des Taiwan - Seismogramms

und die ersten 150 Sekunden registrierte unser Seismograph folgendermassen:

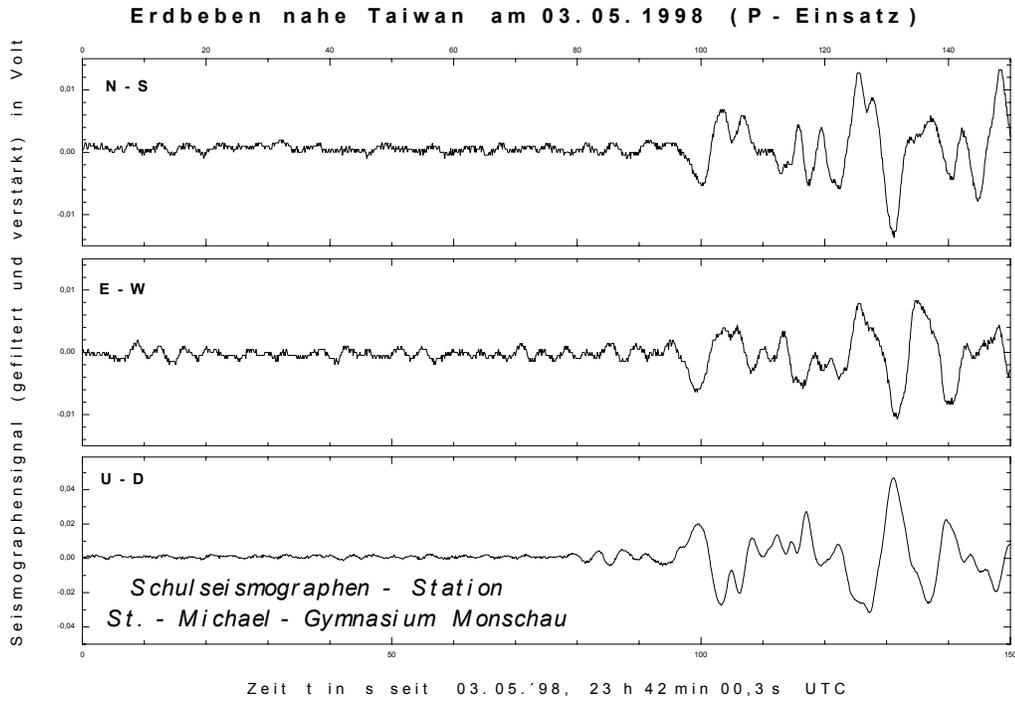


Abb.26: Die ersten 150 s des Taiwan - Seismogramms

( B. Salemink )

### 3. Zur prinzipiellen Wirkungsweise eines Seismographen

#### 3.1 Seismograph und Archimedischer Punkt

Ein Seismograph hat die Aufgabe, Bodenbewegungen aufzuzeichnen, die von Erdbeben verursacht werden. - Ein Beobachter, der sich selbst auf dem Erdboden befindet, bewegt sich bei einem Beben mit dem Boden mit; daher kann er die absolute Bewegung des Bodens nicht wahrnehmen, weil der Boden sich relativ zum Beobachter nicht bewegt (Abb.23, oberes Teilbild)

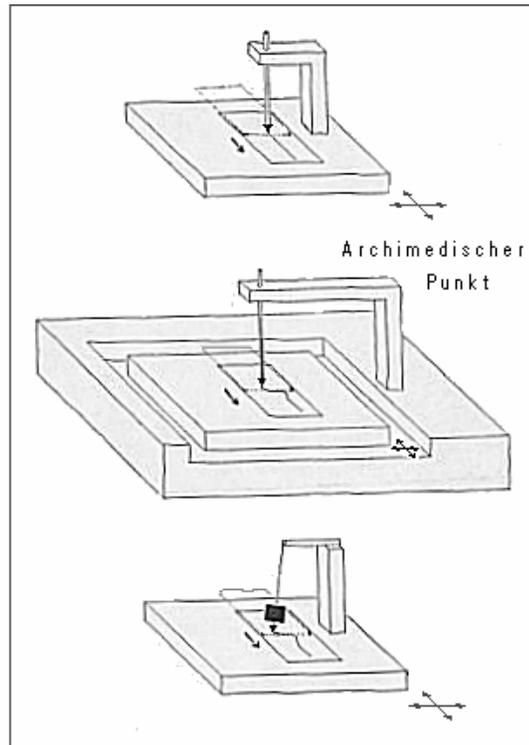


Abb.27: Archimedischer Punkt und Seismographenpendel

Der Beobachter müßte sich vielmehr an einem absoluten Ruhepunkt befinden, also an einem Punkt, der vom Erdbeben nicht betroffen ist (Abb.27, mittleres Teilbild). Da ein solcher „Archimedischer Punkt“ nicht zur Verfügung steht, simuliert man ihn mit Hilfe eines Pendels, dessen Aufhängung an dem sich bewegenden Boden befestigt ist (Abb.27, unteres Teilbild).

Die Bewegungen des Bodens versetzen nun das Pendel in Schwingung, wobei der Pendelkörper aufgrund der Trägheit seiner Masse den Bodenschwingungen „hinterherhinkt“. Im Moment der Auslenkung scheint sich das Pendel also zu bewegen, in Wirklichkeit ruht es und der Boden bewegt sich.

Zeichnet man nun die Schwingungen des Pendels auf, erhält man ein Abbild der Bodenschwingungen, das sogenannte **Seismogramm**. Das Seismogramm gibt allerdings nicht direkt die Bodenbewegungen wieder, aber man kann die Bodenbewegungen aus dem Seismogramm berechnen. Darauf kommen wir gleich zurück. (Vergleiche Kapitel 5.)

### 3.2 Normales Labor-Pendel und Seismographen-Pendel im Vergleich

Der Seismograph führt also eine erzwungene Schwingung aus: Die Art und Weise in der dieses Schwingung zustande kommt, ist allerdings ganz anders, als wir dies von einer „normalen“ erzwungenen Schwingung im Labor gewohnt sind (Abb.28).

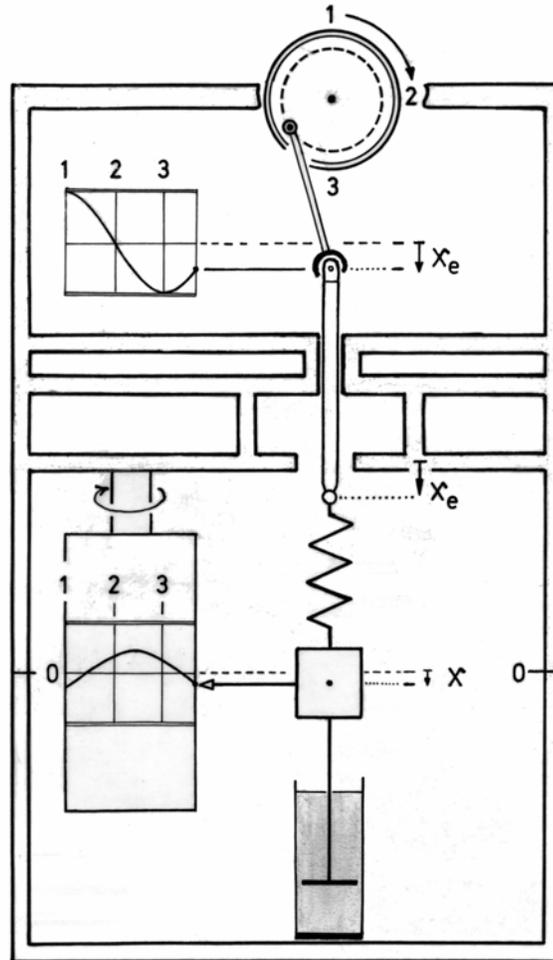


Abb.28: „Normale“ erzwungene Schwingung im Labor

Die Abbildung zeigt uns die bekannte Situation, in der ein Federpendel zu einer harmonischen Schwingung angeregt wird, in dem das obere Ende der Feder periodisch auf und ab bewegt wird.

Die Kräftebilanz lautet für diese harmonische Zwangsbewegung  $x_A = a_0 \cos(\omega t)$  des oberen Federendes dann:

$$m\ddot{x} = -R\dot{x} - D \cdot (x - x_A) , \quad \text{also}$$

$$m\ddot{x} + R\dot{x} + Dx = Da_0 \cos(\omega t) .$$

Im Fall der Seismographenschwingung dagegen wird das ganze Labor durch die Erdbewegung in Schwingungen versetzt (Abb. 29). Hierin stellt  $x_u$  die Bodenbewegung relativ zu einem Teil der Erde dar, der nicht vom Erdbeben betroffen ist (sog. „Inertialsystem“),  $x$  ist die Auslenkung des Pendels, die wir im Labor registrieren und  $x_m$  ist die absolute Bewegung des Pendels im Inertialsystem.

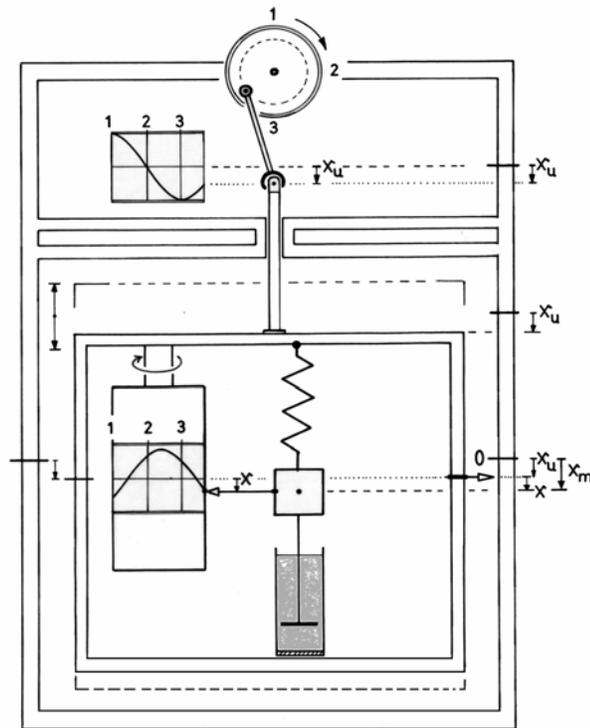


Abb.29: Prinzip-Skizze zur Erzeugung von Seismographenschwingungen

Offenbar gilt:

$$x_m = x_u + x, \quad \text{sowie} \quad m \ddot{x}_m = F_D + F_R ;$$

daher ist:

$$m (\ddot{x}_u + \ddot{x}) = -D x - R \dot{x} ,$$

oder:

$$m \ddot{x} + R \dot{x} + D x = -m \ddot{x}_u .$$

Schwingt der Boden harmonisch mit  $x_u = a_o \cos (\omega t)$  , dann haben wir:

$$m \ddot{x} + R \dot{x} + D x = m a_o \omega^2 \cos (\omega t) . \quad ( \text{Seismographen - DGL für } x )$$

Bei den ersten Seismographen Anfang unseres Jahrhunderts hat man in der Tat die Aufzeichnung der registrierten Signale direkt mechanisch an das Seismographenpendel angekoppelt. Bei diesem Aufzeichnungsverfahren muss die Reibung des Schreibstiftes auf dem Papier überwunden werden.

Aus diesem Grund war der verwendete Pendelkörper (die sog. „seismische Masse“ ) dabei stets beachtlich: Der (auch heute noch arbeitende) historische 17 Tonnen-Seismograph der Universität Göttingen ist ein berühmtes Beispiel dafür. Solche Seismographen sind Meisterwerke der Mechanikerkunst; eine leichte Berührung des Göttinger Seismographen mit einer Hühnerfeder setzt die schwere Apparatur deutlich in Bewegung.

Eine bedeutende Steigerung in Empfindlichkeit (und Bedienerfreundlichkeit) war dann die kontaktfreie Registrierung auf elektromagnetischem Weg: dabei wird das Dynamo-Prinzip ausgenutzt. An der Pendelstange des Seismographen wird eine Spule angebracht, die in einen Magneten eintaucht, der fest mit der Erde verbunden ist. Da die induzierte Spannung proportional zur Geschwindigkeit ist, registriert man mit den moderneren Seismographen nicht die Seismographen-Auslenkung, sondern die jeweilige Geschwindigkeit. - Kennt man die sogenannte „Generatorkonstante“ des Systems

„Induktionsspule -Magnet“ - (vgl. Kap. 4.3) - dann kann man Pendelgeschwindigkeit und Pendelauslenkung berechnen.

Die Seismographen-Gleichung differenziert man also noch einmal und man findet

$$m \ddot{v} + R \dot{v} + D v = -m a_0 \omega^3 \sin(\omega t). \quad \text{Seismographen - Gleichung für } v$$

Die folgende Abbildung gibt einen Überblick über die verschiedenen Resonanzkurven für erzwungene Schwingungen beim „normalen Laborpendel“ (links),

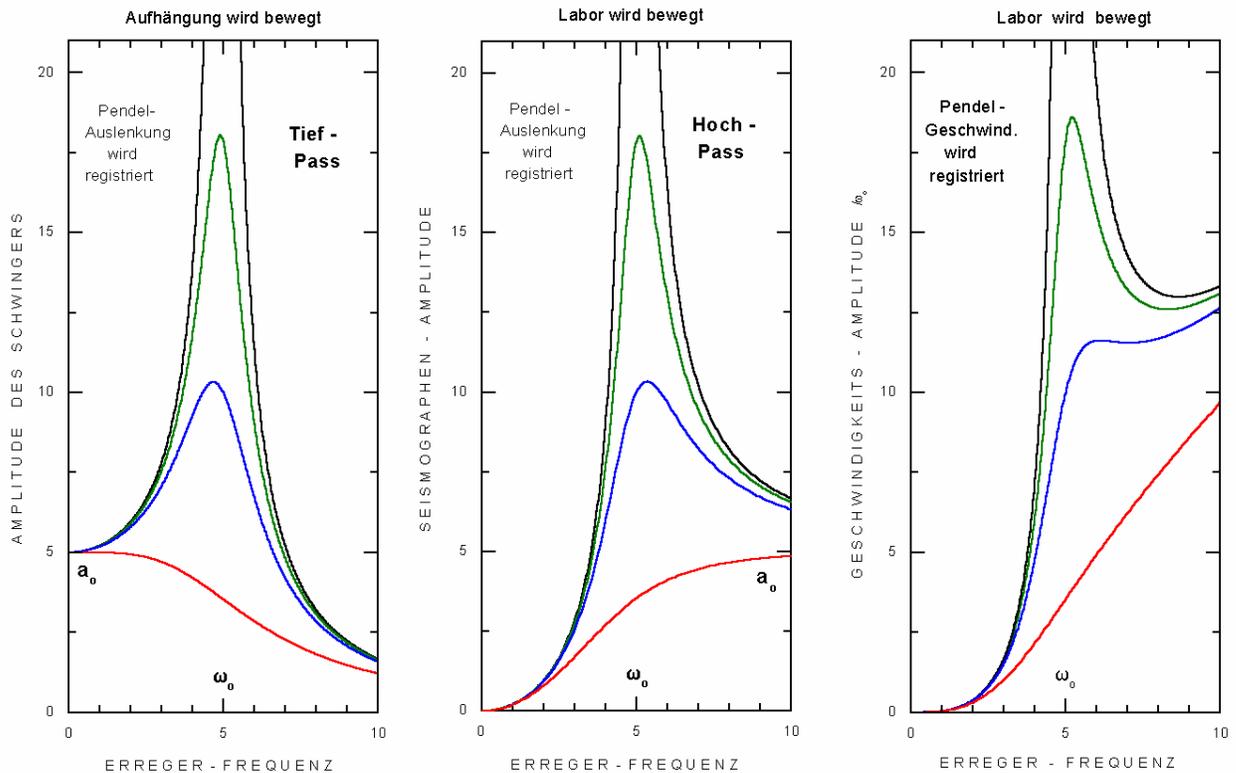


Abb. 30: Resonanzkurven

beim „klassischen Seismographen“ mit Weg-Registrierung und für einen moderneren Seismographen mit Geschwindigkeits-Registrierung. Normiert man die Amplitude auf die Erreger-Amplitude, dann geben die Graphen jeweils die sog. „Übertragungsfunktion“  $\ddot{U}(\omega)$  ( $\ddot{U}(\omega) := A_0(\omega) / a_0$  wieder).

### 3.3 Anforderungen an einen Seismographen zur Registrierung von Fernbeben

Über den speziellen Aufbau unseres Seismographen wird in Kapitel 4 berichtet. Ganz allgemein hat ein Seismographenpendel zur Registrierung von Fernbeben folgende drei Bedingungen zu erfüllen:

- (a) Wie jeder Seismograph ist das Pendel beachtlich gedämpft, da es sonst, einmal angestoßen, mit seiner Eigenfrequenz weiterschwingen und die weiteren Signale der Erde überdecken oder verfälschen würde. Ist das Pendel hinreichend gedämpft, kehrt es nach jeder Schwingung rasch wieder in seine Ausgangsposition zurück und ist zur Aufnahme neuer Schwingungs-signale bereit. Die Dämpfung funktioniert also ähnlich wie ein Stossdämpfer beim Auto. Schwingt das Pendel

nach einer anfänglichen Auslenkung frei, dann sollte der zweite „Schwinger“ nur noch  $1/23$  stiel der Auslenkung zu Beginn betragen. ( Bei dieser Dämpfung kann das Pendel nicht mehr in Auslenkungs-Resonanz geraten und die Seismographenspule bleibt stets innerhalb des Magnetfelds des Permanentmagneten. )

- ( b ) Das Pendel muss sehr empfindlich sein, damit es die von weit her kommenden Erdbebenwellen, die auf ihrem Weg stark an Intensität verlieren, wahrnehmen kann.
- ( c ) Bei ihrer Reise durch die Erde werden die Erdbebenwellen zeitlich sehr stark gespreizt. Erdbebensignale, die in Herdnähe einige 10 Sekunden dauern, können einen 10 000 km weit entfernten Seismographen weit über eine Stunde lang beschäftigen. - Demzufolge haben die Signale von Fernbeben eine sehr große Schwingungsdauer. Diese große Schwingungsdauer - bei uns sind das ca. 20 Sekunden - muss dann auch der Seismograph besitzen. Man spricht daher auch vom „langperiodischen Seismographen“. - Wollte man als Seismographenpendel ein Fadenpendel verwenden, dann müsste der Pendelfaden sehr lang sein: bei 20s Schwingungsdauer wären dies ca. 115 m. Wie man ein derart langes Fadenpendel realisiert, ohne größere Räumlichkeiten zu benutzen, wird ebenfalls in Kapitel 4 beschrieben.

( Anno Schreier )

## 4. Zum Aufbau unseres Seismographen

### 4.1. Vom Gartentor-Prinzip zum Horizontal - Seismographen

Unser Seismograph ist ein Horizontalpendel, das ähnlich wie eine schief eingehängte Gartentür schwingt; man spricht daher auch vom „Gartentor-Prinzip“. Eine Gartentür soll nicht offen stehenbleiben, sondern von selber ins Schloss zurückfallen. Dies erreicht man, indem man die obere Türangel ein wenig weiter weg vom (lotrecht stehenden) Türpfosten anbringt als die untere. Die Zeit, nach der die Tür ins Schloß gefallen ist, hängt nun ganz einfach davon ab, welchen Winkel der Türpfosten mit der Geraden durch die beiden Angelpunkte der Tür bildet: ist dieser Kipp-Winkel klein, dann ist die Schwingungsdauer des Gartentors groß, vergrößert man den Kippwinkel, dann fällt das Tor schneller ins Schloss.

Bevor nun Einzelheiten unseres selbstgebauten Seismographen beschrieben werden, soll uns die folgende Skizze erklären, wieso in unserem Horizontalseismographen das Gartentor-Prinzip versteckt ist.

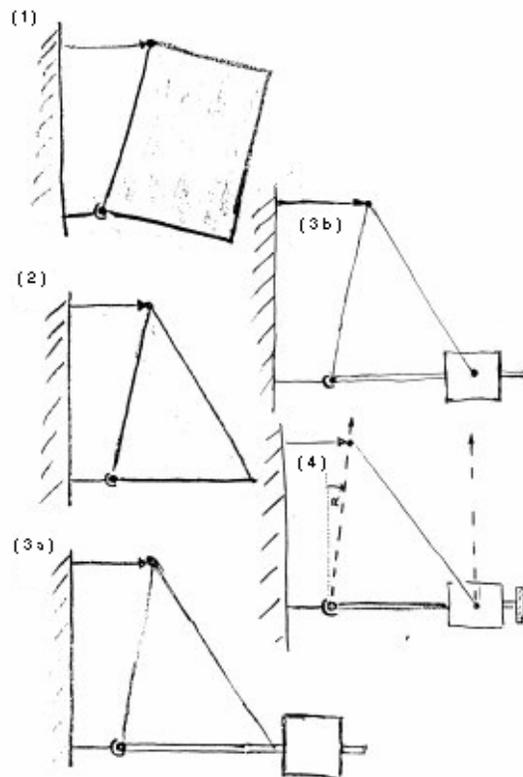


Abb.31: Die Metamorphose eines Gartentor-Pendels

Das erste Detail soll ein (der Deutlichkeit wegen übertrieben) schief eingehängtes Gartentor zeigen. In einem zweiten Schritt werden Teile des Tors so „entfernt“, dass nur noch ein Rahmen übrigbleibt, dessen untere Stäbe horizontal ist. In der dritten Phase wird diese Rahmenseite etwas verlängert: sie wird so zur Pendelstange, auf deren freies Ende dann ein durchbohrter Stein als Pendel aufgesteckt wird. Der vom oberen Angelpunkt schräg nach rechts unten verlaufende Rahmenteil wird sodann durch eine Drahtschleife ersetzt, deren Enden jeweils seitlich am Pendelkörper in Höhe der Pendelstange befestigt sind. Im letzten Schritt kann nun noch die Induktionsspule angebracht und auch der Rahmenteil weggenommen werden, der die beiden Angelpunkte miteinander verbindet.

Bezeichnet man mit  $b$  die Länge der Pendelstange (Entfernung vom unteren Angelpunkt bis zum Mittelpunkt des Pendelkörpers), dann berechnet sich mit Erdbeschleunigung  $g$  und Kippwinkel  $\alpha$  die Schwingungsdauer des Pendels so:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{b / \tan \alpha}{g}} .$$

Die Größe  $L^* = b / \tan \alpha$  ist die „realisierte Pendellänge“ eines Fadenpendels mit derselben Schwingungsdauer  $T$  wie das Gartentor-Pendel: anschaulich findet man  $L^*$ , indem man senkrecht zur (waagrecht montierten) Pendelstange im Pendelkörper-Mittelpunkt die Senkrechte errichtet und diese zum Schnitt mit der Geraden bringt, die durch die beiden Angelpunkte verläuft.

Bei einer Pendelstangenlänge von 1m und einem (bei unserem Pendel sehr einfach einzustellenden) Neigungswinkel von  $0,5^\circ$  findet man die realisierte Pendellänge  $L^* \approx 115$  m.

## 4.2 Die ortsfeste Montierung der Seismographen-Pendel unserer Station

Wir haben die beiden ortsfesten Horizontalpendel im Schulkeller so an der Wand angebracht, wie es hier gezeigt ist :

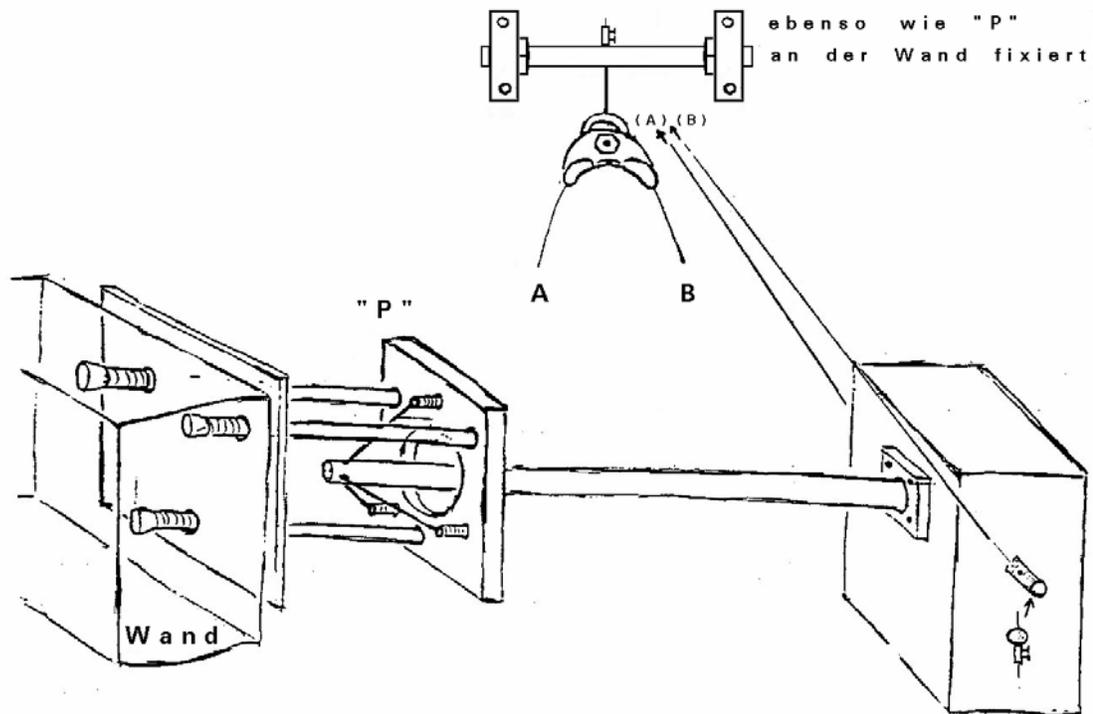


Abb.32: ortsfeste Aufhängung der beiden Stations-Horizontal-Seismographen

**Die obere Lagerung** haben wir uns an der Vorderradbremse beim Fahrrad abgeguckt:

ein kurzes Drahtstück ist durch eine durchbohrte Gewindestange gesteckt, die von zwei kleinen Metallquadraten gehalten wird, die selber an der Wand mit Dübeln fixiert sind. Der Metallteil einer Lüsterklemme hält diesen Draht auf der oberen Seite fest. Am anderen Ende des Drahts ist ein Teil von der Vorderradbremse eines Fahrrads befestigt. Darin hängen wir die Drahtschleife ein, deren beide Enden zu den Seitenflächen des Betonwürfels führen: Der Draht ist dort an durchbohrten Schrauben wieder mit Lüsterklemmen befestigt.

**Die untere Lagerung**, also die Lagerung der Pendelstangenspitze, geschieht durch drei Drähte, die zusammen einen Tetraeder bilden und wie ein Kugelgelenk wirken.

Auf diese Lagerung waren unsere ehemaligen Jungforscher besonders stolz: die bei selbst gebauten Seismographen häufig verwendeten Schneidenlagerungen oder Kegelspitzenlagerungen nutzen sich nämlich mit der Zeit ab; bei unserer Lagerung ist nur die innere Reibung im Draht vorhanden.

Zusammenfassend kann man also sagen: unser Pendel ist so an fünf Drähten aufgehängt, daß nur noch ein Freiheitsgrad für die Bewegung übrig bleibt.

Das folgende Foto zeigt den Seismographenraum unserer Station, wenn die Seismographen gegen den Luftzug mit Styropor-Platten abgeschirmt sind.

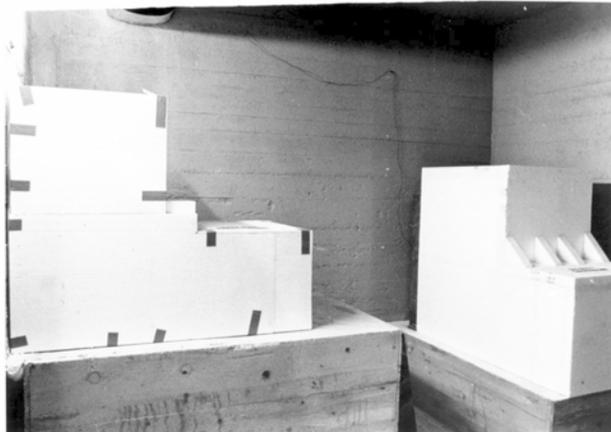


Abb.33: Der Seismographenraum1 des St.-Michael-Gymnasiums

Nimmt man die Abschirmung weg, sieht man die beiden ortsfeste Horizontalseismographen der Station.

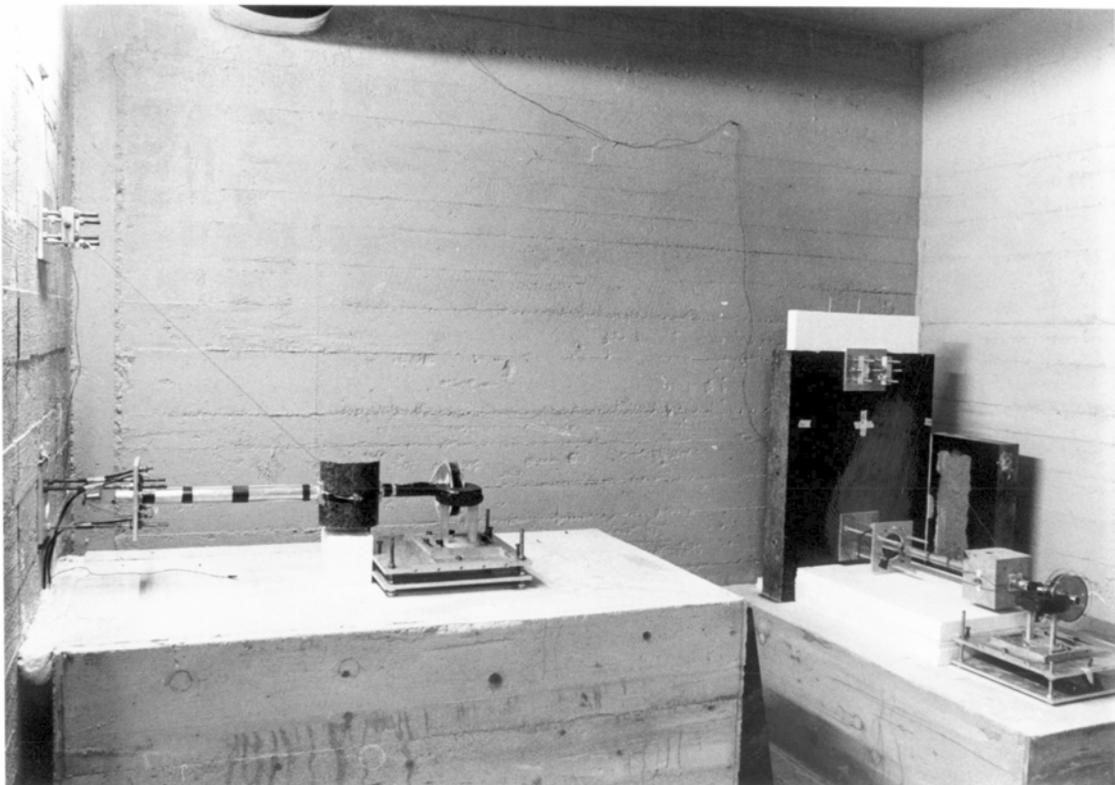


Abb34: Das Nord-Süd- (links) und das Ost-West-Seismometer der Station

Die Geschwindigkeits - Spannungswandler - Einheit des Ost-West-Seismographen zeigt das nächste Bild: der Magnet stammt aus einem demontierten Massenspektrometer, den uns Herr Dr. Dittmer vom Philips-Forschungslaboratorium Aachen freundlicherweise überlassen hat.

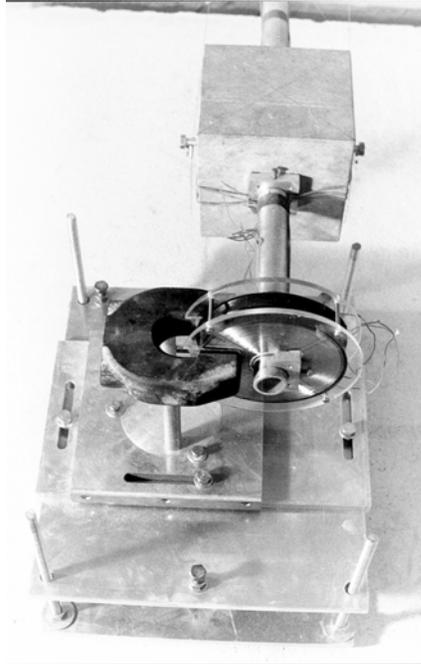


Abb.35: Die Geschwindigkeits - Spannungswandler - Einheit des Ost-West-Seismographen

Die Sichtregistrierung unserer Station im Lichthof der Pausenhalle wurde von einem Schülervater gespendet. Hier sehen wir, wann sich ein Erdbeben ereignet hat. Der Papiervorschub beträgt 1cm / min; deswegen braucht das Endlosband mit ca. 4,8 m Umfang etwa 8 Stunden für einen Umlauf. Währenddessen wird der Schreibkopf des T-Y-Schreibers um 1cm nach rechts verschoben :

So wird das Band während einer Woche spiralenförmig beschrieben. Am Ende der Woche wird der Vorschub zurückgesetzt und der Schreibstift zwischen zwei alte Spuren gesetzt. Damit kann auf dem Band eine zweite Woche registriert werden.



Abb. 36: Der Sichtschrieb der Erdbebenwarte am MGM

### 4.3 Zum Aufbau des transportablen Lehrseismographen

Wir sehen hier eine Prinzipskizze unseres Lehrseismographen, so, wie er von unseren Jungforschern Bernd, Sebastian und Thomas gebaut wurde. - Auf der Skizze sind die Seitenverstreibungen weggelassen.

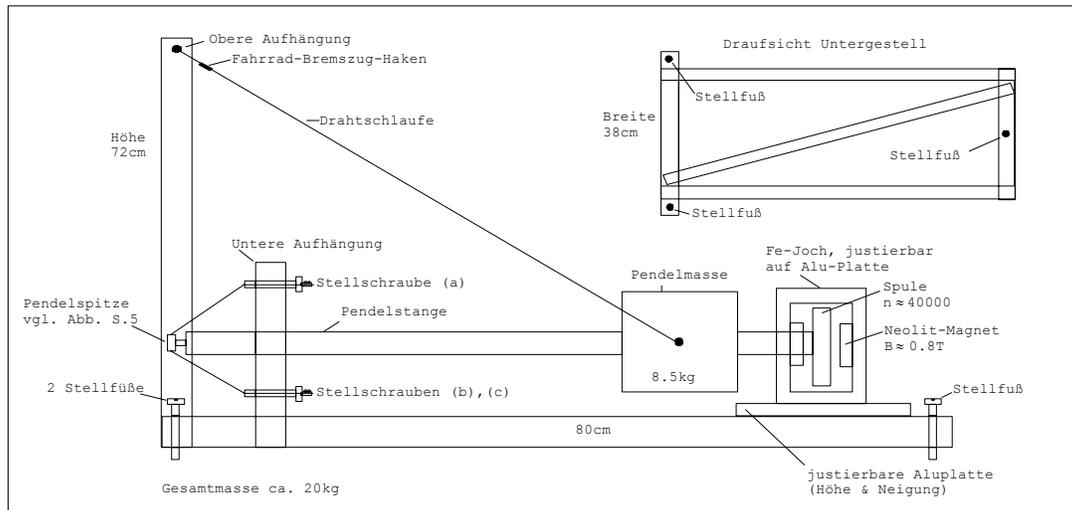


Abb.37: Skizze unseres Lehrseismographen

Die Schwingungsdauer des Pendels kann man hier sehr einfach durch Verstellen der Stellschrauben außen am Rahmen einstellen. Da die Apparatur auf den Boden gestellt wird, ist man weitgehend unabhängig von Schwankungen des Gebäudes, wenn der Seismograph auf dem Fundament steht.

Das folgende Photo zeigt den Lehrseismographen mit Blickrichtung von oben.

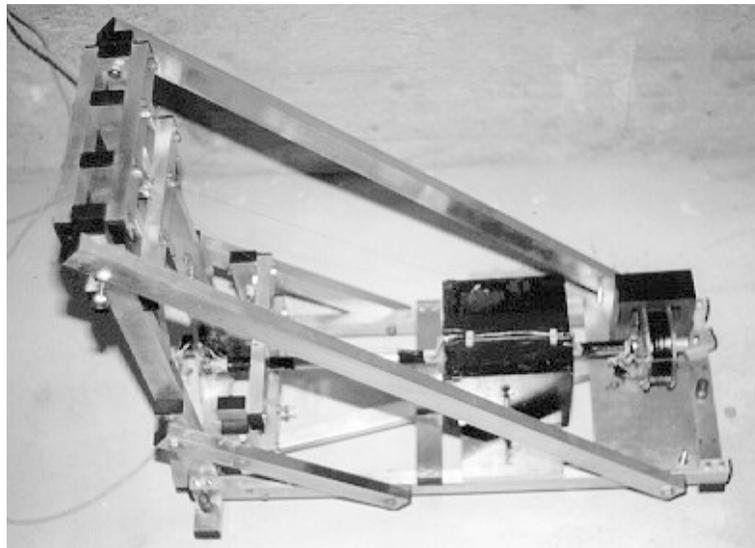


Abb.38: Photo des Lehrseismographen

Die Registrierung der Pendelschwingungen geschieht auf elektrischem Wege: auf die Pendelstange ist eine Spule gesteckt, die ungefähr 40 000 Wicklungen aus Lackdraht ( $\varnothing = 0,16 \text{ mm}$ ) hat. An einer Seite taucht diese Spule in einen starken Permanentmagneten ein. Im Joch erzeugen die beiden Permanentmagnetblöcke, die man für etwa 50 DM im

Handel kaufen kann, ein Magnetfeld von ca. 0,8 Tesla. - (Wie man an den Spulendraht kommt und die Erläuterung anderer technischer Details schreiben wir jedem gerne, der uns eine email schickt.)

#### 4.4 Zu Generator - Prinzip und Generator - Konstante

Wird nun die Pendelstange bewegt, kommt das Generatorprinzip zum Zuge: in der Spule wird durch die Bewegung eine Spannung induziert, die umso größer ist, je schneller das Pendel ausgelenkt wird. - Bekanntlich gilt:

$$\text{Kraft} \cdot \text{Weg} = \text{Arbeit} = \text{Spannung} \cdot \text{Strom} \cdot \text{Zeit}$$

Umstellen liefert:

$$\frac{\text{Kraft}}{\text{Strom}} = \frac{\text{Spannung}}{\text{Weg} / \text{Zeit}} = \frac{\text{Spannung}}{\text{Geschwindigkeit}} = \text{const.} := S$$

Da die induzierte Spannung proportional zur Geschwindigkeit ist, ist der Bruch eine Konstante. Benutzt man also das Pendel in einem Vorversuch als Stromwaage so, wie es die folgende Abbildung zeigt,

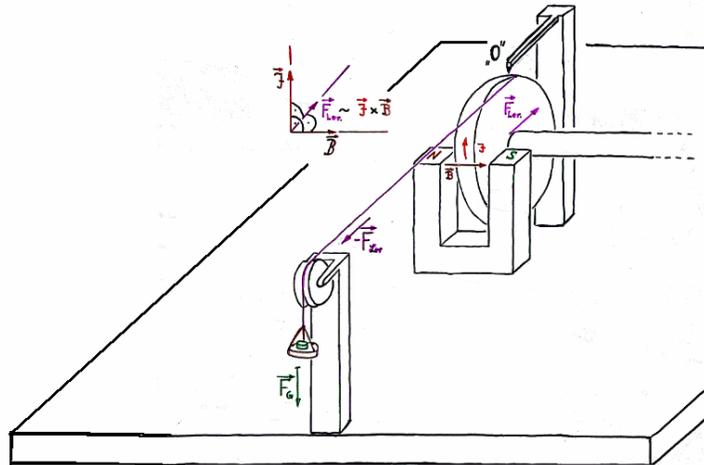


Abb.39: Statische Bestimmung der Generatorkonstanten S mit einer Stromwaage

dann kann man die Generator-Konstante S des Pendels auf statischem Wege bestimmen: man weiß dann, mit welcher Geschwindigkeit das Pendel schwingt, wenn eine bestimmte Induktions-Spannung gemessen wird:

$$v = \frac{U_{\text{induziert}}}{S} .$$

Das folgende Diagramm gibt das Ergebnis einer solchen Messung wieder:

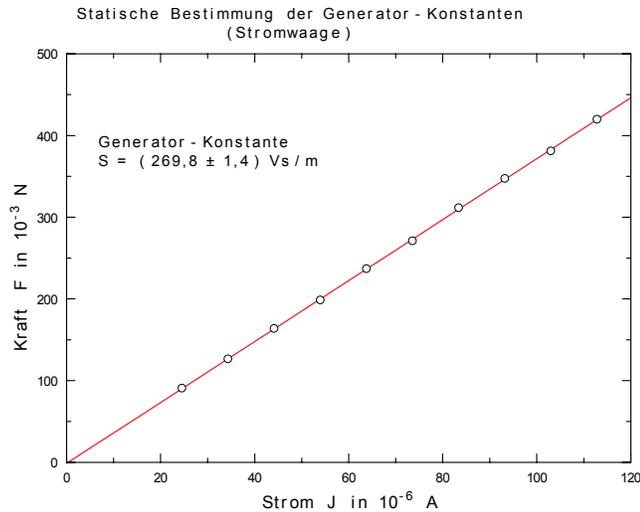


Abb.40: Messung der Generatorkonstanten

Für unsere Horizontalseismographen gilt etwa :

$$S = 250 \text{ N / A} = 250 \text{ Vs / m.}$$

Es gibt auch die Möglichkeit, die Generator-Konstante mit Hilfe einer Hall-Sonde dynamisch zu bestimmen. - Dazu wird eine Hallsonde an der Pendelstange in Nähe des Magneten befestigt. In einem Vorversuch nimmt man mit einer Mikrometerschraube und einem genauen Voltmeter die Hallspannungswerte in Abhängigkeit von der Pendelauslenkung auf. Dann läßt man das Pendel ohne Zusatzdämpfung frei schwingen und registriert gleichzeitig Hallspannung und induzierte Spannung in der Seismographenspule. Das Hallspannungs-Signal wird umgerechnet in das zugehörige Auslenkungs-Signal. Im Rechner differenziert man das Auslenkungssignal und erhält so die Geschwindigkeit des Pendels in Abhängigkeit von der Zeit. - Diese beiden Datensätze einer Messung am Nord-Süd-Seismographen der Station sind im folgenden Diagramm zu sehen.

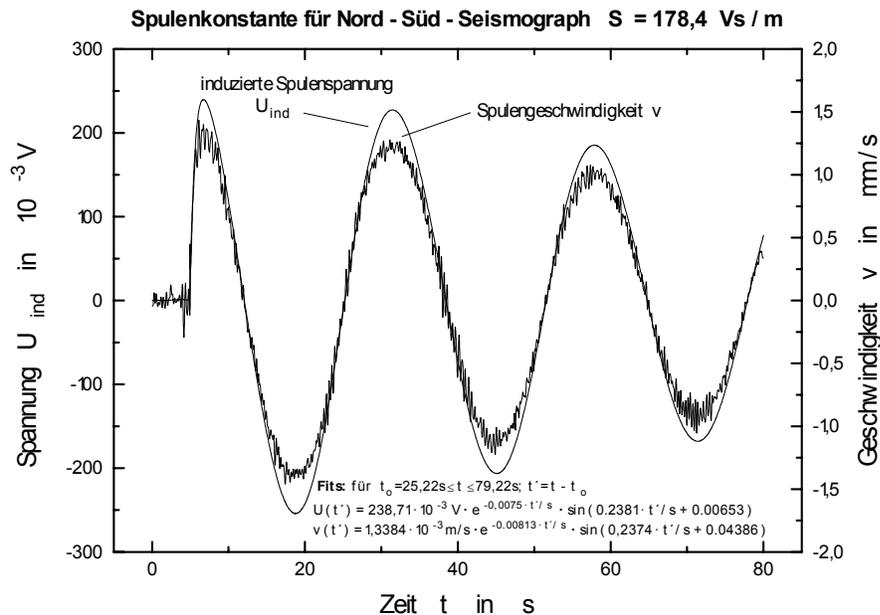


Abb.41: Dynamische Bestimmung der Generatorkonstanten

Wie nun aus dem Spannungssignal der Seismographenspule auf die Bodenbewegung geschlossen wird, dazu im nächsten Kapitel mehr.

( Roland Claßen und Frank Schmitz )

## 5. Zur Signalverarbeitung

### 5.1 Der Weg der Signale vom Boden in den Rechner

Die Erdbebenwellen setzen den Boden in Bewegung. Die Bodenbewegung ist die Ursache dafür, daß die Pendelaufhängung und der Magnet des Seismometers sich bewegen, die beim Lehr-seismographen ja beide an dessen Rahmen befestigt sind, der direkt auf dem Erdboden steht. - Bei den ortsfesten Seismometern der Station sind Aufhängung und Magnet fest mit dem Gebäude verbunden. - Das eigentliche Pendel ist aber nicht starr mit der Erde verbunden, sondern es ist - wie oben bereits beschrieben - an mehreren Drähten aufgehängt: Deswegen bleibt es träge hinter der Bodenbewegung zurück.

Den Weg der Signale vom Boden auf den Datenträger ( Festplatte des Rechners ) sehen wir in der nächsten Abbildung.

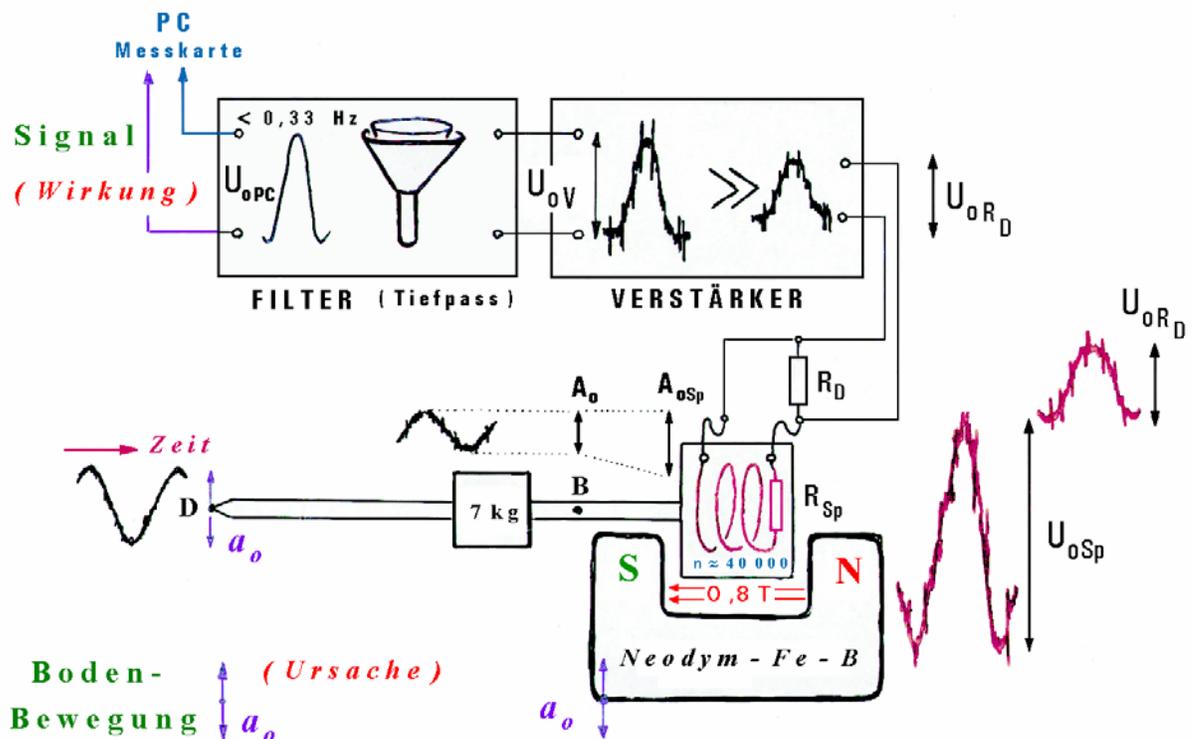


Abb. 42: Der Weg der Signale vom Boden in den Rechner

Die Amplitude Bodenbewegung wollen wir  $a_0$  nennen. - Da bei Fernbeben die Erdbewegung sehr langsam ist, sieht es für uns so aus, als ob sich das Pendel bewegt.

Im Punkt B auf der Pendelstange („Bewegungsmittelpunkt“) kann man sich die gesamte Masse des Pendels vereint denken. Die Entfernung von D bis B ist also die reduzierte Pendellänge. Der Bewegungsmittelpunkt B bewegt sich dann mit der Auslenkung  $A_0$ , die

stets etwas kleiner ist als die Bodenauslenkung  $a_0$  ist, wenn das Seismometer richtig gedämpft ist, (vgl. die folgende Abbildung).

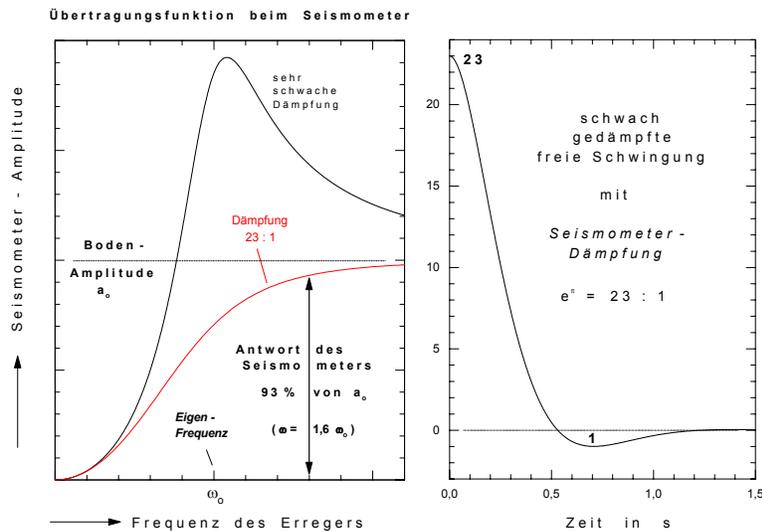


Abb. 43: Übertragungsfunktion für die Seismometer-Auslenkung bei zwei verschiedenen Dämpfungen und freie Schwingung des Seismometers bei der „Seismographen - Dämpfung“

Auf die Pendelstange haben wir koaxial zu ihr eine Spule mit vielen Wicklungen (ca. 40000) befestigt. Diese Induktions-Spule taucht auf einer Seite in einen starken Magneten ein (0,8 T). Solche Magnete sind handelsüblich und nicht allzu teuer.

Da die Spule einen größeren Hebelarm als der Bewegungsmittelpunkt hat, ist die Auslenkung  $A_{OSP}$  an der Spule etwas größer als bei B. (Indikator-Vergrößerung) In der bewegten Spule fließt nun ein Strom, genauso, wie das beim Fahrrad- Dynamo der Fall ist: Man kann daher an der Spule eine elektrische Spannung  $U_0$  abgreifen, die proportional zu der Geschwindigkeit ist, mit der sich Spule und Magnet gegeneinander bewegen.

Aufgrund des Stroms, der in der Spule fließt, entsteht um die Spule herum ein Magnetfeld. Dieses Magnetfeld ist jedoch dem Feld des Permanent-Magneten entgegen gerichtet (Lenzsche Regel). Dadurch wird die Bewegung der Spule und damit auch die Bewegung des Pendels gebremst.

Dieser Effekt ist vergleichbar mit der Wirbelstrombremse einer Straßenbahn. Die Dämpfung des Seismometer-Pendels kann bequem mit Hilfe eines Dämpfungswiderstands  $R_D$  eingestellt werden, der parallel zur Induktionsspule geschaltet ist.

An diesem Dämpfungswiderstand greift man auch das elektrische Nutzsignal  $U_{ORD}$  ab. Dieses schwache Nutzsignal wird anschließend durch einen Verstärker vergrößert. - Allerdings werden dabei auch alle Störsignale (vorbeifahende LKW, Umhergehen und Laufen im Schulgebäude) mitverstärkt.

Daher wird das verstärkte Signal  $U_{OV}$  in den Filter geschickt, wo alle Frequenzen, die kleiner als 0,33Hz sind, herausgefiltert werden. Das verstärkte und gefilterte Signal  $U_{OPC}$  kann nun über eine Meßkarte im PC für eine spätere Auswertung gespeichert werden.

Offenbar ist jeder Schritt des Signalwegs umkehrbar eindeutig definiert. Wir können also auch den Weg zurückgehen, also aus dem Signal des Rechners die ursprüngliche Bodenbewegung berechnen. - Dies gibt das nächste Rechenschema für die

Bodenbewegung wieder, die von der P- Welle des Aszension-Bebens vom 18. 02. 1996 hervorgerufen wurde. (Das Seismogramm dieses Bebens wird weiter unten ausgewertet.)

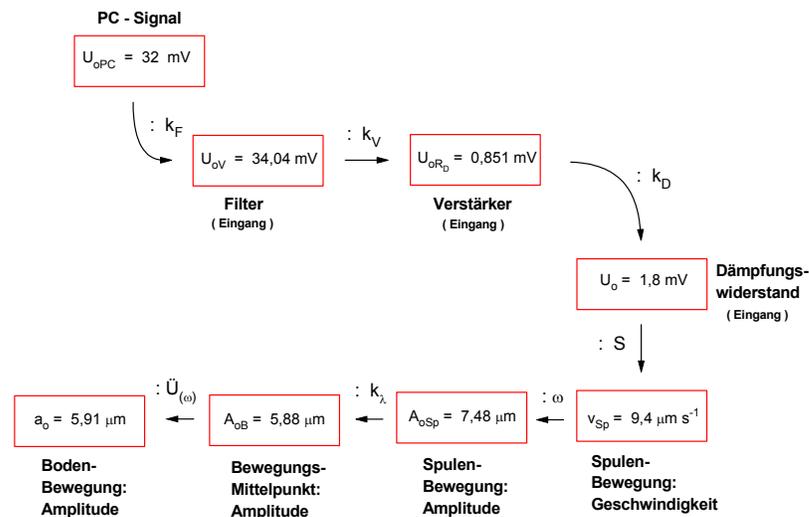


Abb. 44: Vom „Signal im PC“ zu dessen Ursache: der Bodenbewegung

Hier beträgt das im PC abgespeicherte Signal 32 Millivolt. Zu dieser Größe wird das Signal vom Filter abgeschwächt, an dessen Eingang daher 34,04mV anliegen. Da diese 34,04 mV von einer 40fachen Verstärkung - ( also  $k_V = 40$  ) - herrühren, liegen am Verstärker-Eingang dann 0,851 mV an, mit denen das Signal den Dämpfungswiderstand verlassen hat.

Bei dem hier verwendeten Dämpfungswiderstand beträgt das ursprüngliche Induktionssignal vor der Wirbelstromdämpfung 1,8 mV und rührt ( bei der Generatorkonstanten  $S = 191,5 \text{ Vs / m}$  des Seismographen ) dann von einer Spulengeschwindigkeit  $v = 9,4 \text{ } \mu\text{m / s}$  her.

Die zugehörige Auslenkung der Spule beträgt für die registrierte Schwingungsdauer  $T = 5 \text{ s}$  des Signals dann  $7,48 \text{ } \mu\text{m}$ . Am Bewegungsmittelpunkt ist die Auslenkung um den Faktor  $k_\lambda$  kleiner und ist daher nur noch  $5,88 \text{ } \mu\text{m}$  groß. Bei der zugrundeliegenden Kreisfrequenz  $\omega = 2 \pi / T$  und der eingestellten mechanischen Dämpfung des Pendels kann man mit der Übertragungsfunktion dann, wie oben im Diagramm für die Übertragungsfunktion gezeigt, auf die Boden-Amplitude  $a_o$  schließen, die hier  $5,91 \text{ } \mu\text{m}$  groß ist.

## 5.2 Die Verstärker- Filter - Einheit des Seismographen

Die Verstärker-Filter-Einheit des Seismographen ist einfach aufgebaut und kommt mit wenigen Bauteilen aus. Die Spannungsversorgung für die IC's gibt es als Bausatz im Elektronikhandel. - Den Verstärkungsfaktor  $k_v$  stellt man durch das Verhältnis  $(R_2 + R_3) / R_2$  ein, die Filter-Grenzfrequenz  $f_{\text{Grenz}}$  vom Tiefpass ist durch  $1 / [2 \cdot (R_4 C_3 R_5 C_4)^{0.5}]$  bestimmt. Alles andere kann der nachfolgenden Schaltskizze entnommen werden.

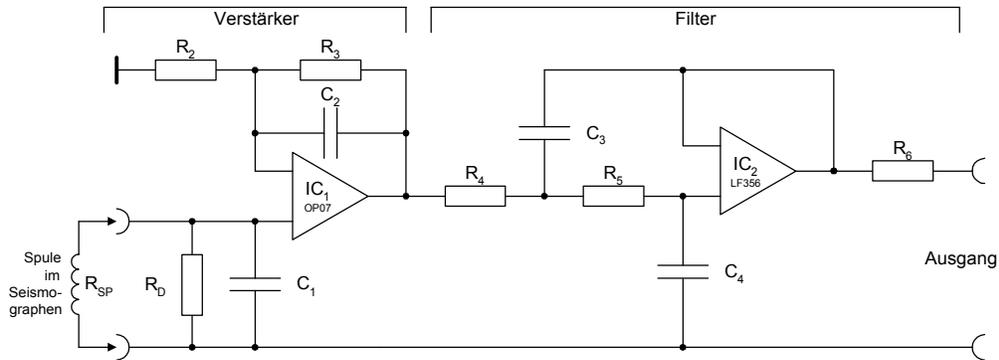


Abb. 45:  
Schaltskizze der  
Verstärker - Filter -  
Einheit des  
Seismographen

## 5.3 Die digitale Fernabfrage unserer Erdbebenwarte

Die Besonderheit an der Seismographenstation ist die Möglichkeit, die Seismographen mit Hilfe eines einfachen Modems und eines simplen Terminalprogramms "anzurufen".

Mit Hilfe dieser Funktion kann man sich die aufgezeichneten Signale der drei Seismographen aus den letzten sieben Tagen auf den PC nach Hause laden, und diese dann auswerten. Ein Download dauert ca. 7min.

Mit dem Terminal-Programm und einer in der Mailbox der Station erhältlichen software ist es auch möglich, sich die drei Pendel der Seismographen "live" anzuschauen, einzelne Spuren auszuwählen und die Darstellung zu vergrößern. Das Bedienungspersonal kann die Pendel über einen Impuls anstoßen und daher kontrollieren, ob die Pendel frei schwingen können.

Mitglied kann jeder werden, der sich unter der Nummer **02472-940479** in der Mailbox einloggt und dort einen Antrag stellt, in dem er seine persönlichen Daten angeben muß. Einzige Voraussetzung ist, wie gesagt, ein Terminalprogramm wie zum Beispiel "Hyperterm" von Windows 95 und ein Modem.

Den Gesamtaufbau der Erdbebenwarte, die von unseren ehemaligen Jungforschern Bernd, Sebastian und Thomas gebaut wurde, gibt die nachfolgende Abbildung wieder.

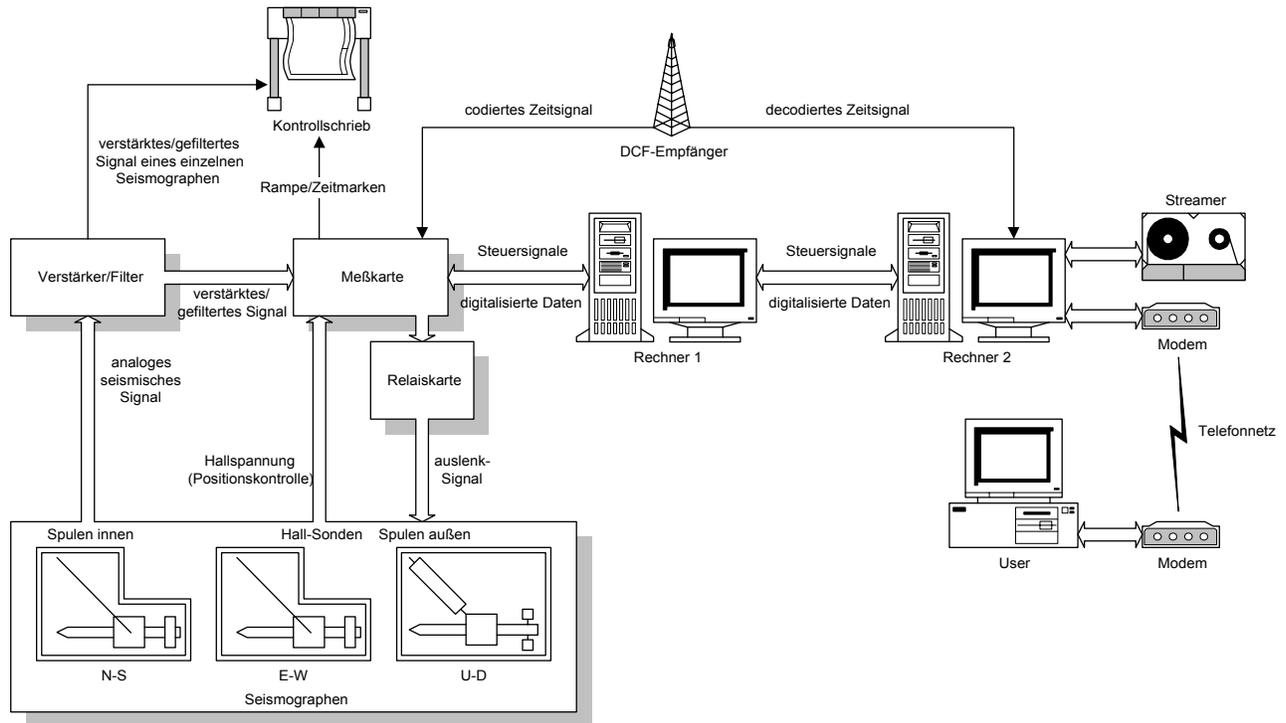


Abb. 46: Prinzipskizze der Erdbebenwarte des St.-Michael-Gymnasiums

Im Kontrollraum der Station sieht es so aus :

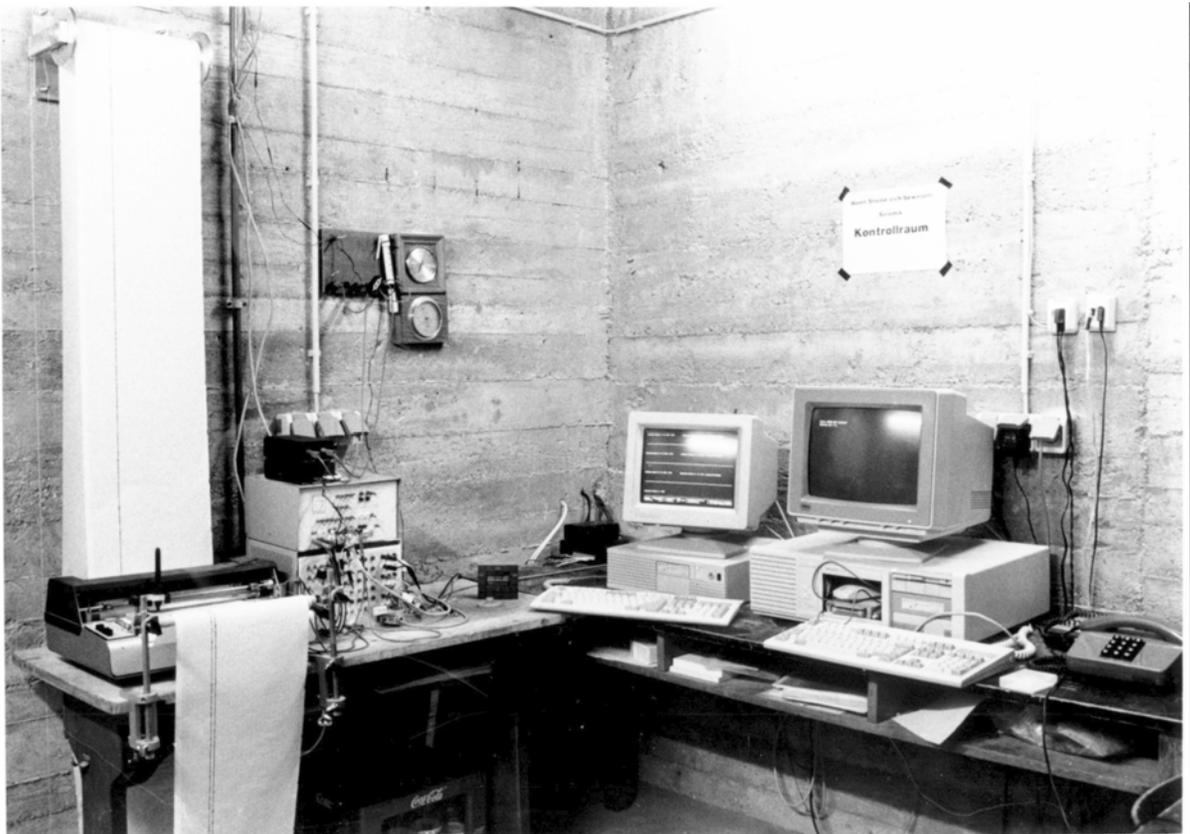


Abb. 47: Der Kontrollraum der Erdbebenwarte

( Martin Jansen )

## 6. Die Auswertung eines Seismogramms

Wie bereits in Kap.2 angesprochen, ist die Bestimmung der Einsatzzeiten von Primär- und Sekundärwelle ein wichtiger Teil der Auswertung. Wir wollen jetzt gemeinsam die komplette Auswertung eines Seismogramms so durchführen, wie wir das in unserer Seismik-AG machen.

Wir werten das Aszension - Beben vom 18. 02. 1996 in folgenden Schritten aus:

- ( 1a ) Bestimmung der Entfernung des Erdbebenherds von der Station :  
„Herdentfernung“
- ( 1b ) Bestimmung der Ausbruchzeit des Erdbebens :  
„Herdzeit“
- ( 2 ) Bestimmung der Stärke des Erdbebens :  
„Magnitude“ („Wert auf der Richter-Skala“)
- ( 3 ) Bestimmung der geographischen Koordinaten des Erdbebenherds (geographische Länge und Breite) :  
„Lokalisation“

Bevor wir jetzt die Auswertung durchführen noch ein Wort zu den Registrierungseinheiten einer Seismographenstation.

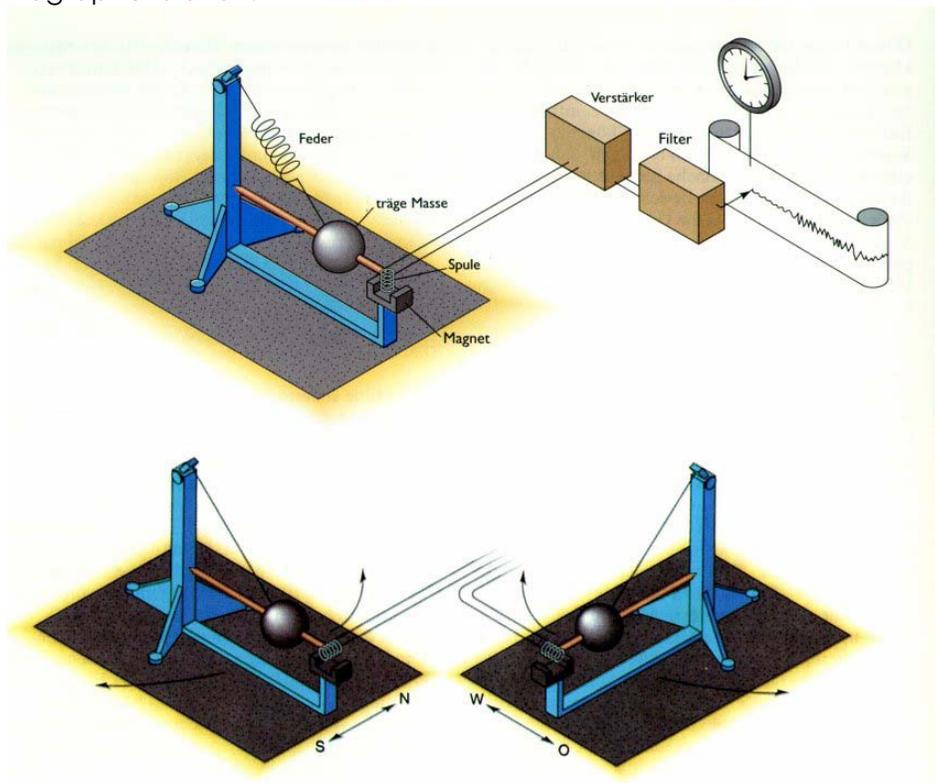


Abb. 48: Die drei Komponenten einer Erdbebenwarte

Eine vollständige Seismographenstation erfährt die Erdbebenwellen in allen drei Raumrichtungen. Meistens geschieht dies - wie bei uns auch - mit zwei Horizontalseismographen, von denen einer in Nord - Süd - Richtung und der andere in Ost - West - Richtung schwingt. Die dritte Raumkomponente wird mit einem Vertikalseismographen erfährt, kurz auch UD- oder Z-Seismograph genannt. - Ein

komplettes Seismogramm eines Erdbebens besteht daher immer aus drei Komponenten: einem Nord-Süd -, einem Ost-West - und einem Up-Down - Seismogramm.

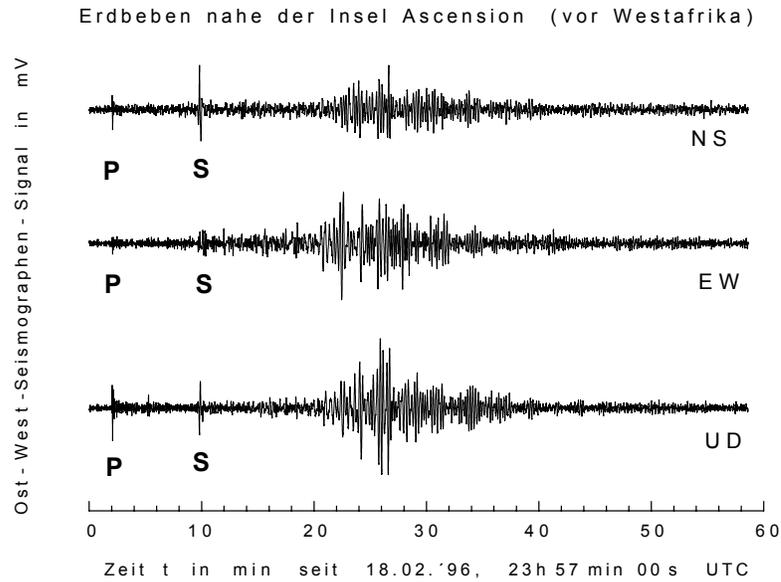


Abb. 49: P- und S-Welle treffen in allen drei Komponenten gleichzeitig ein (3d-Seismogramm)

An diesem Seismogramm ist gut zu erkennen, daß sowohl die Primärwelle „P“ als auch die Sekundär-Welle „S“ in allen drei Seismogrammen synchron eintreffen. (Man spricht vom „Einsatz“ der P- und der S-Welle.)

### 6.1 Bestimmung von Herd-Entfernung und Herdzeit

Der erste Schritt bei der Auswertung ist also die Bestimmung von Herdentfernung und Herdzeit, also der Zeit, zu der das Beben tatsächlich stattgefunden hat. Benötigt wird hierzu die Zeitspanne zwischen dem Einsetzen von P-Welle und der S-Welle. Diese greifen wir aus dem Nord - Süd - Seismogramm heraus : beim Aszension-Beben ist diese Zeitspanne  $\Delta t_{PS} = 461$  Sekunden.

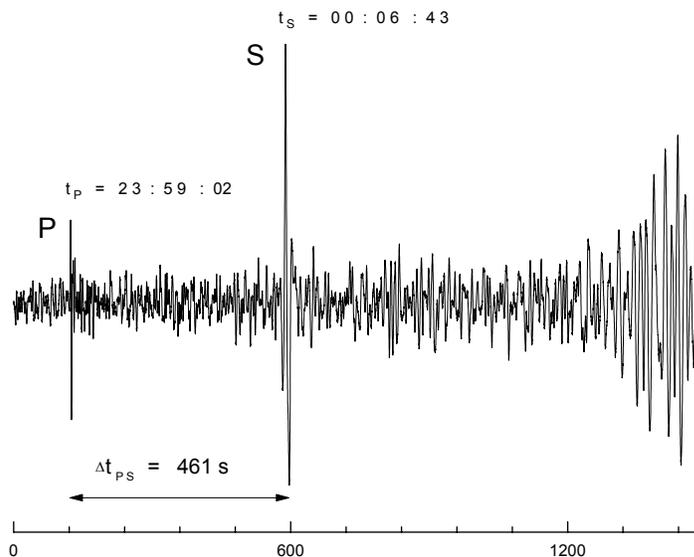


Abb. 50: Bestimmung der Zeitspanne zwischen P- und S - Einsatz

Über viele Jahre hinweg haben die Seismologen Werte für die Laufzeit der Bebensignale vom Herd zur Station empirisch bestimmt und das für sehr viele Entfernungen und für beide Wellentypen: P-Welle und S-Welle. Die Messungen sind im folgenden „**Laufzeit - Diagramm**“ zusammengefasst.

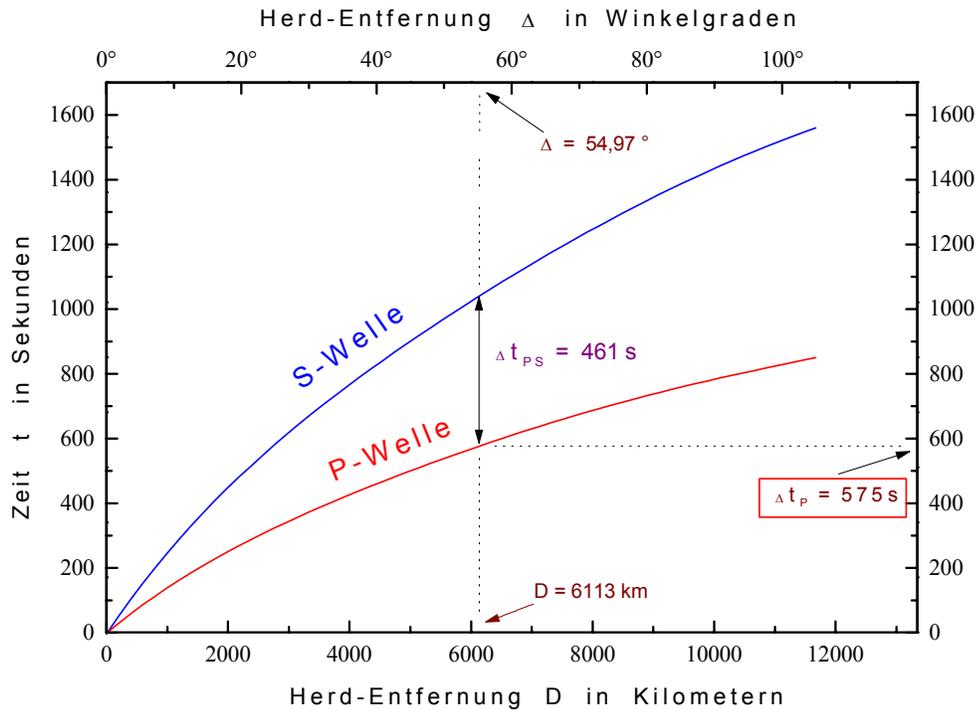


Abb. 51: Laufzeit - Diagramm für P- und S- Welle

Greift man also am Seismogramm die Zeitspanne  $\Delta t_{PS}$  ab und paßt sie zwischen die beiden Laufzeit-Kurven von P- und S-Welle ein, dann ist dies nur an einer Stelle möglich, von der aus man die Herd-Entfernung bestimmen kann, indem man das Lot auf die untere Achse fällt: hier ist die **Herdentfernung**  $\Delta$  nahezu  $55^\circ$ , das sind circa 6100 km.

Das Lot von der P-Welle auf die linke Achse liefert die Laufzeit der Bebensignale vom Herd zur Station: hier ist die **Laufzeit**  $\Delta t_P = 575$  Sekunden oder 9 Minuten und 35 Sekunden.

Die P-Welle des Ascension-Bebens erreicht Monschau um 23 Uhr 59 Minuten und 2 Sekunden;

zieht man nun die Laufzeit der P-Welle (9 min und 35s) von der Ankunftszeit in Monschau ab, so erhält man den Zeitpunkt, zu dem das Beben ausgebrochen ist, die sog. Herdzeit. Hier beträgt also die **Herdzeit** 23 Uhr 49 Minuten und 27 Sekunden.

Der offizielle Wert des „National Earthquake Information Survey“ in Golden (Colorado) weicht von der hier bestimmten Herdzeit um einige Zehntelsekunden ab. Die „NEIS-Daten“ werden aus den Werten sehr vieler Erdbebenstationen auf der ganzen Welt ermittelt; beim Aszenion-Beben waren es 109 Stationen mit jeweils mindestens drei Seismographen.

## 6.2 Bestimmung der Magnitude (Stärke) des Bebens

Wie bereits erwähnt, heißt der Fachausdruck für die Stärke des Bebens „Magnitude“; die Medien sprechen dabei meistens vom „Wert auf der Richter-Skala“. - Die Magnitude bestimmen wir aus den Oberflächenwellen mit der größten Amplitude. Die so bestimmte Magnitude heißt „Ms-Magnitude“, (s = surface).

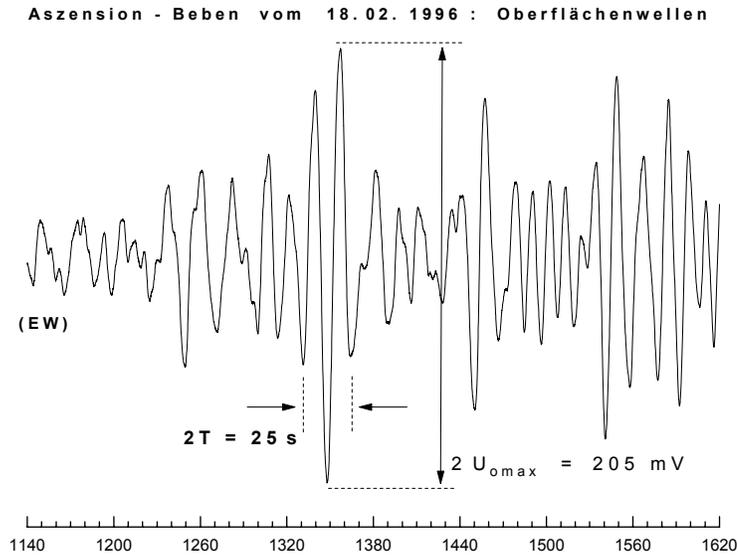


Abb. 52: Zur Bestimmung der Magnitude aus den Oberflächenwellen

In unserem Seismogramm hat das größte Signal der Rayleigh-Oberflächenwelle die doppelte Amplitude von 205 Millivolt. Aus dieser Amplitude und der Periode T kann man nun - wie oben bereits im vorhergehenden Kapitel beschrieben - die zugehörige **Bodenbewegung**  $a_0$  berechnen:

bei 205 Millivolt und einer Periodendauer von  $T = 12,5 \text{ s}$  liegt hier eine Bodenbewegung mit einer Amplitude von etwa  $a_0 = 38 \text{ } \mu\text{m}$  vor, das sind 38 Hundertstel Millimeter.

International hat man sich auf eine Formel zur Berechnung der **Ms-Magnitude** eines Bebens geeinigt; dabei müssen bekannt sein: die größte Bodenbewegung in den Oberflächenwellen  $a_0$ , die dabei auftretende Schwingungsdauer T und die Herdentfernung  $\Delta$ .

Aus der Formel nach IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior)

$$M_s = \lg \left( \frac{a_0 / \mu\text{m}}{T / \text{s}} \right) + 1,66 \cdot \lg (\Delta / \text{deg})$$

erhalten wir den Wert **Ms = 6,7**. Der NEIS - Vergleichswert ist hier etwa um 0,4 kleiner.

- Auch bei professionellen Erdbebenwarten sind Magnituden - Unterschiede an einzelnen Stationen bis zu einer Magnitude durchaus möglich. - Diesen Rahmen halten wir also auch ein.



## P - Wellen - Einsätze : " Anklopfen "

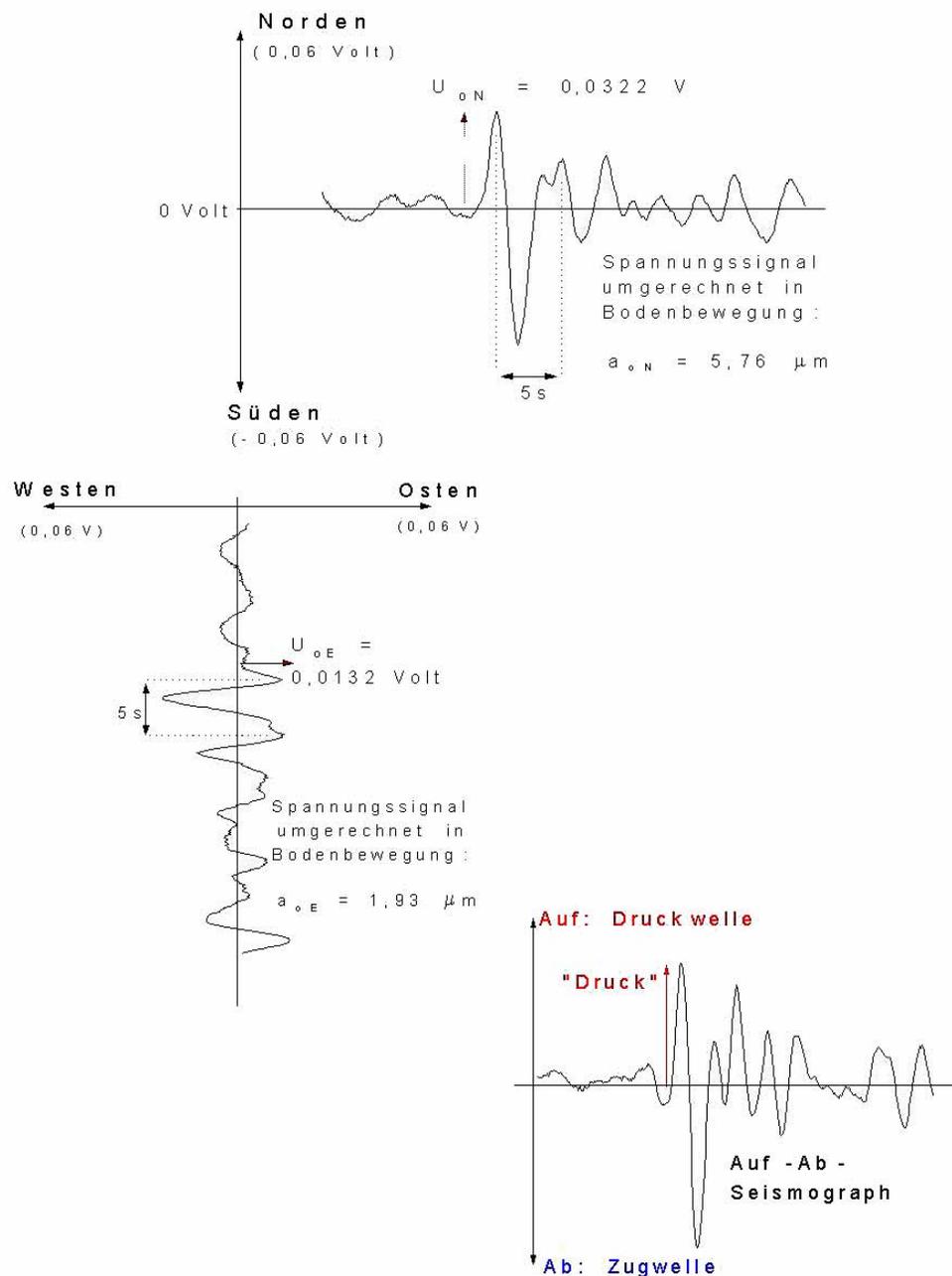


Abb. 54: Analyse der drei P - Einsätze

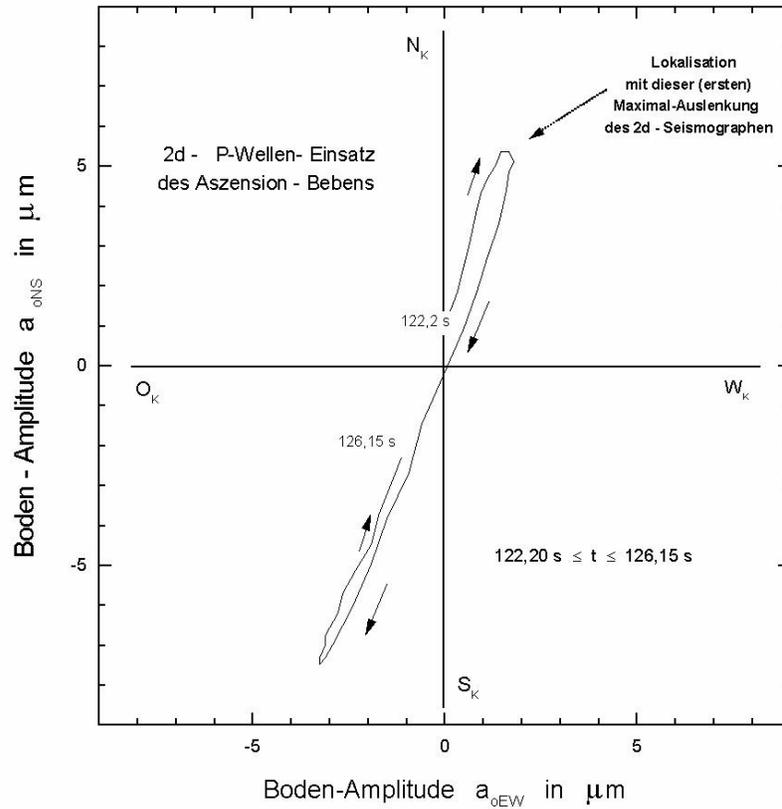
Für den P-Wellen-Einsatz des Nord-Süd-Seismographen und den P-Wellen-Einsatz des Ost-West-Seismographen wird jeweils separat die zugehörige Bodenamplitude bestimmt: Bei unserem Ascension-Beben haben wir

- in Nordrichtung eine Bodenbewegung von 5,76 tausendstel Millimetern und
- in Ost-Richtung eine Bodenbewegung von 1,93 tausendstel Millimetern.

Überträgt man diese Bodenbewegungen entsprechend in ein Achsenkreuz, das in die vier Himmelsrichtungen zeigt

## Ein 2d - Seismograph " im PC " :

- ( a ) Umrechnung der Spannungs-Signale in die Bodenbewegung  
 ( b ) Ost - West - Bewegung ( X - Achse ) und  
 Nord - Süd - Bewegung ( Y - Achse ) in ein Diagramm eintragen



( Achtung : Kellerwände zeigen nicht genau in NS- bzw. OW - Richtung )

Abb. 55: Zweidimensionales Bodenbewegungs - Diagramm

dann simuliert man damit im PC eine zweidimensionale Bewegung, die der Bewegung des Rahmens beim historischen Wiechert-Seismometer entspricht (vgl. Abb. 56).

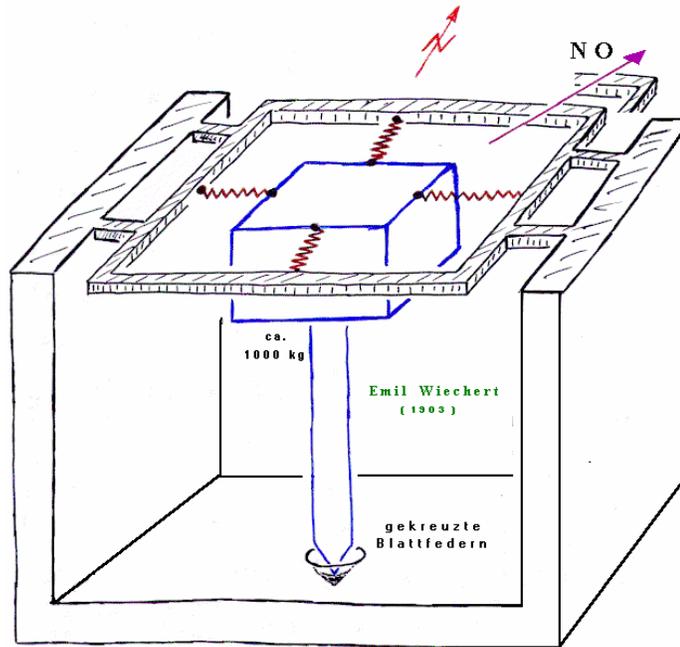


Abb. 56: Wiecherts astatischer Seismograph

Offenbar haben sich Boden (und der daran fixierte) Seismometer-Rahmen bei Ankunft der P-Welle nach Nord-Osten bewegt.

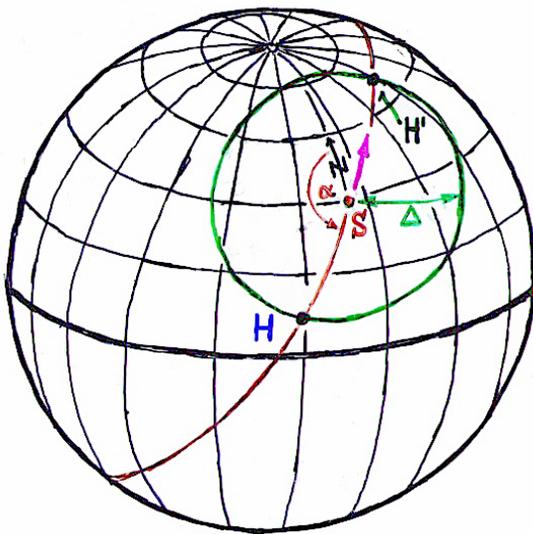


Abb. 57a: Zur Lokalisation

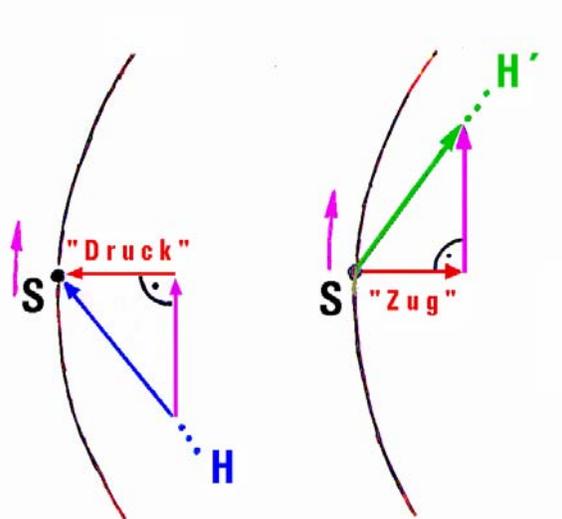


Abb. 57b: Zur Entscheidung zwischen H und H'

Zu diesem Zeitpunkt der Berechnung gibt es nur noch zwei Punkte  $H$  bzw.  $H'$  auf der Erdkugel, wo das Epizentrum des Bebens liegen kann: der Winkel  $\delta$  definiert den Großkreis durch Station und Herd, die Entfernung  $\Delta$  definiert einen Kreis um die Station mit dem Radius von 6100 km.

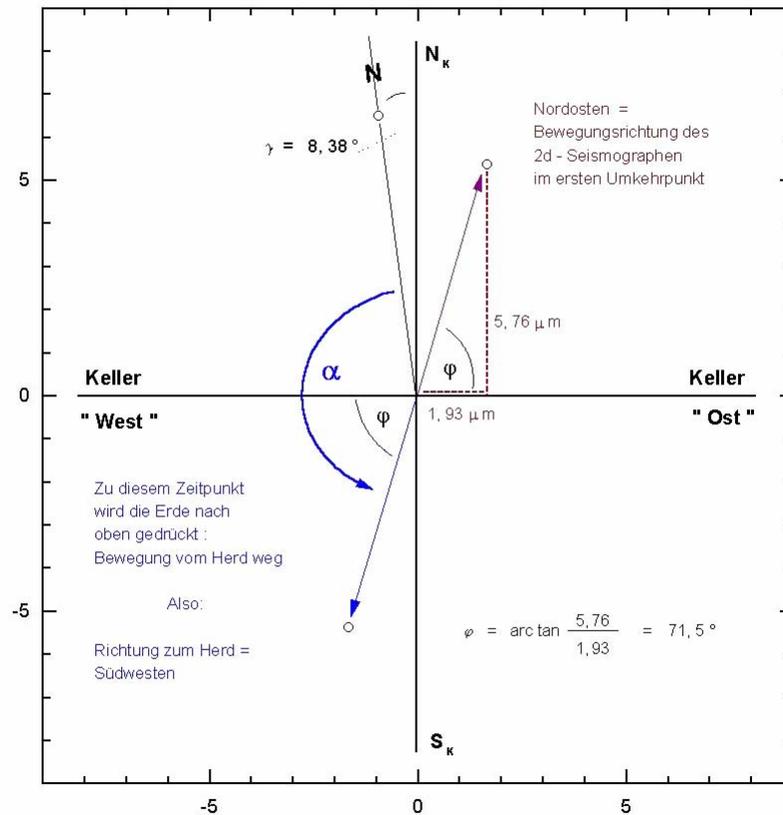
Die beiden Kreise haben nun zwei Schnittpunkte, (vgl. Abb. 57a). - Es gilt jetzt noch herauszu-finden, welcher der beiden Punkte zum Erdbebenherd gehört.

Dies läßt sich aber recht einfach mit dem dritten Seismographen, also dem Vertikalseismographen entscheiden, der durch die Erdbebenwellen zu Auf- und Ab-schwingungen angeregt wird.

Legen wir einen Schnitt längs des Großkreises durch H, S und H', (vgl. Abb. 57b), dann kann die Bewegung der Apparatur von S auf H' hin nur dadurch zustande gekommen sein, dass *entweder* die P-Welle als Kompressionswelle (Schub) von H nach S bei S ankommt, *oder aber* die Station S wurde zuerst von einer Dilatationswelle (Zug) mit Richtung von S nach H' erreicht. Im ersten Fall muss sich der Erdboden gehoben haben, im zweiten hat sich der Erdboden gesenkt. Signalisiert der UD-Seismograph also „Auf“, dann lag das Epizentrum bei H; wird im Z-Seismogramm zuerst eine Abwärtsbewegung angezeigt, dann liegt der Herd bei H'. In unserem Fall lag zu Beginn eine Aufwärtsbewegung („Druck“) vor, also liegt der Herd bei H in südwestlicher Richtung.

Die Richtungsbestimmung wird etwas genauer als durch direkte Ablesung der mittleren Bewegungsrichtung in Abb. 55, wenn man die Bodenauslenkungen im Umkehrpunkt der 2d-Bewegung dazu heranzieht. (Die beiden Horizontal-Seismogramme haben dort ein Extremum.)

Bestimmung der Richtung zum Herd  
( t = 123,2 s )



Wir berücksichtigen die Ausrichtung der Kellerwände relativ zu den Himmels-Richtungen

$$\alpha = \varphi + 90^\circ - \gamma = 153,1^\circ$$

Abb. 58: Zur Berechnung des Richtungswinkels

Bei der endgültigen Bestimmung des Richtungswinkels  $\alpha$  mit der Nordrichtung ist noch zu beachten, daß die Nordachse des Schulgebäudes um den Winkel  $\square$  von der tatsächlichen Nordrichtung abweicht.

Das Ergebnis der berechneten Herd-Koordinaten zeigt die Abbildung 59:

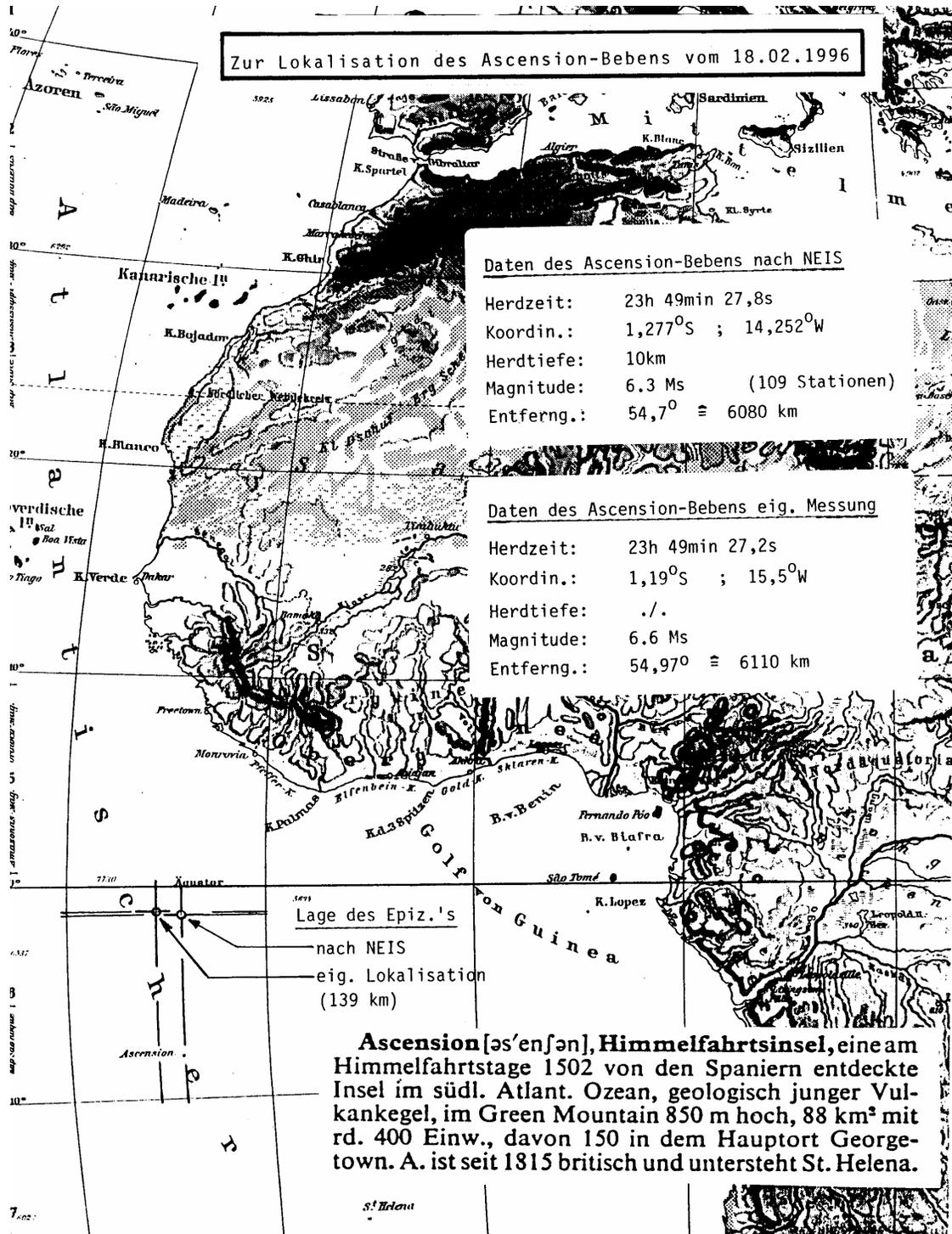


Abb. 59: Zur Lokalisation des Aszenion - Bebens

Das Beben wurde also mit einer Abweichung von 139 km bei einer Herdentfernung von circa 6000 km registriert.

( Sebastian Staiger )

## 7. Der Seismograph in der Unterrichtseinheit „Schwingungen und Wellen“

Einige Versuchsergebnisse sollen verdeutlichen, was ein Seismograph in der Unterrichtseinheit „Schwingungen und Wellen“ leisten kann.

Zunächst ist es günstig, um die Induktions-Spule des Seismographen noch separat einige hundert Wicklungen als Hilfsspule zu wickeln. Die Hilfsspule schließt man dann an einen Funktions-generator an. Das Pendel wird dann nicht mehr durch eine periodische Zwangsbewegung der Aufhängung (mit Hilfe eines Exzenters) zu einer erzwungenen Schwingung angeregt, sondern durch eine periodisch veränderliche Kraft, die direkt auf den Pendelkörper wirkt.

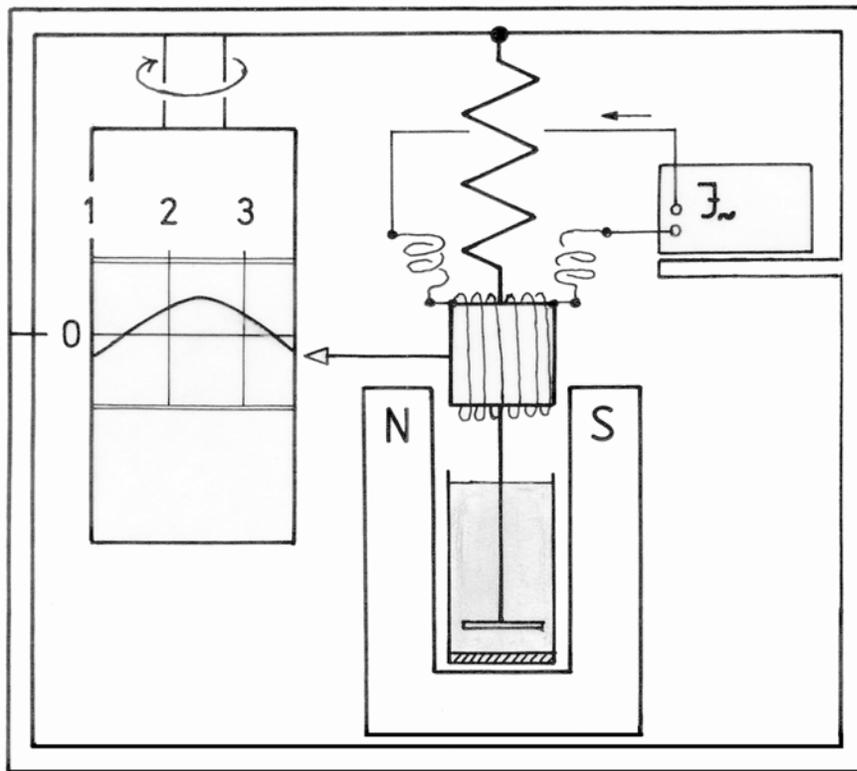


Abb. 60: Simulation der Zwangsbewegung der Pendelaufhängung durch eine Kraft

Registriert man also die Pendelbewegung über die Seismometerspule, dann liegt bei dieser Art der erzwungenen Schwingung Geschwindigkeits-Resonanz vor, die den Vorteil hat, bei jeder Dämpfung ein Maximum zu durchlaufen.

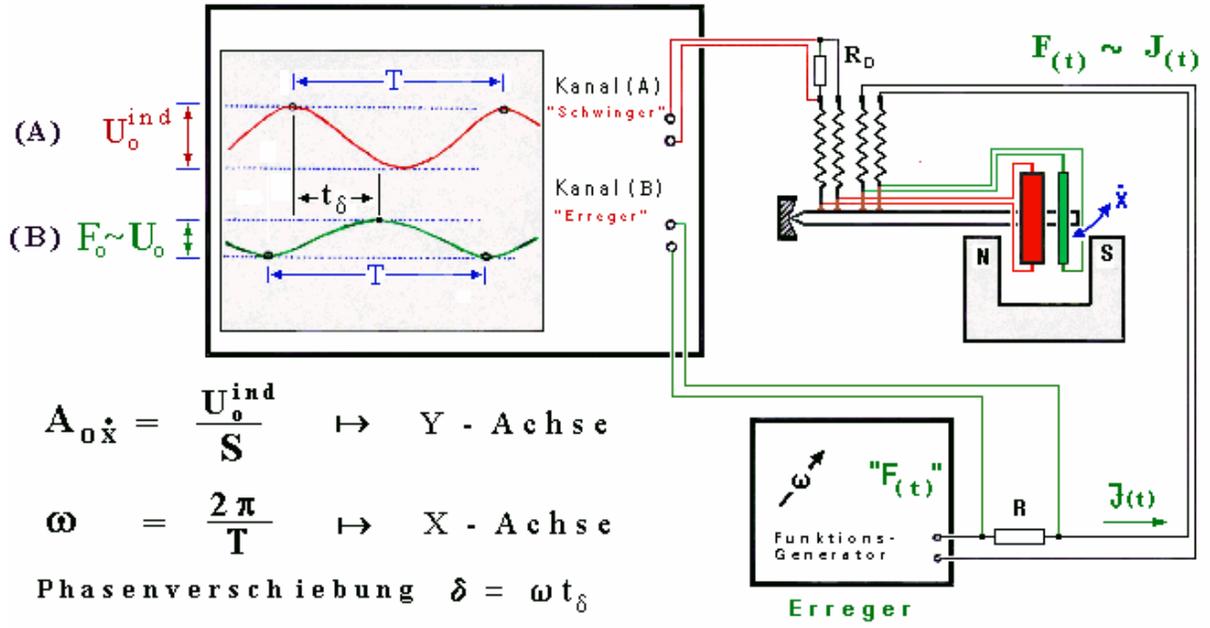


Abb. 61: Versuchsanordnung zur Aufnahme einer Geschwindigkeits - Resonanz

Die folgende Abbildung zeigt das Ergebnis dieses Resonanzversuchs.

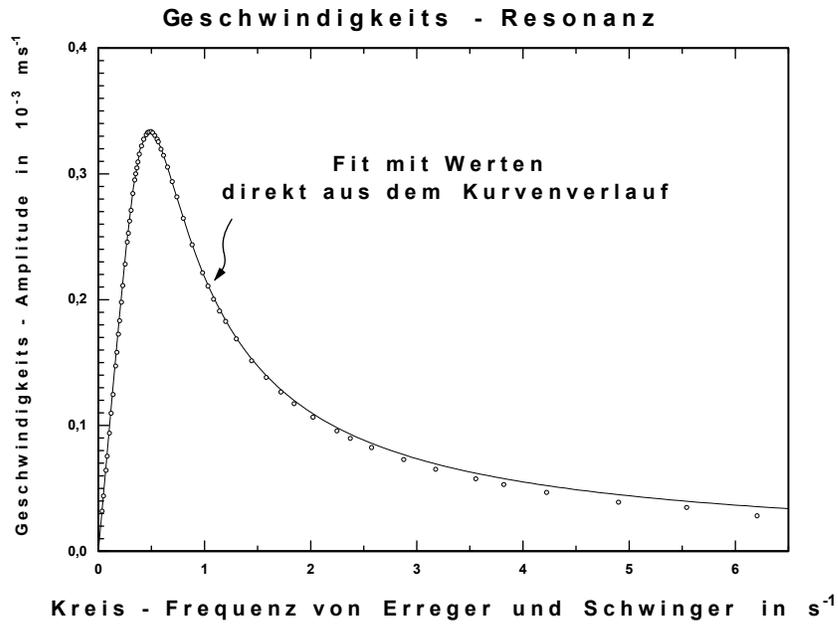


Abb. 62: Geschwindigkeits-Resonanz am Schul-Seismographen

Auch die Phasenellipse läßt sich sehr schön zeigen. - Wertet man eine solche Resonanz weiter aus dann zeigen sich folgende Bilder für Phasenverschiebung und komplexe Amplitude.

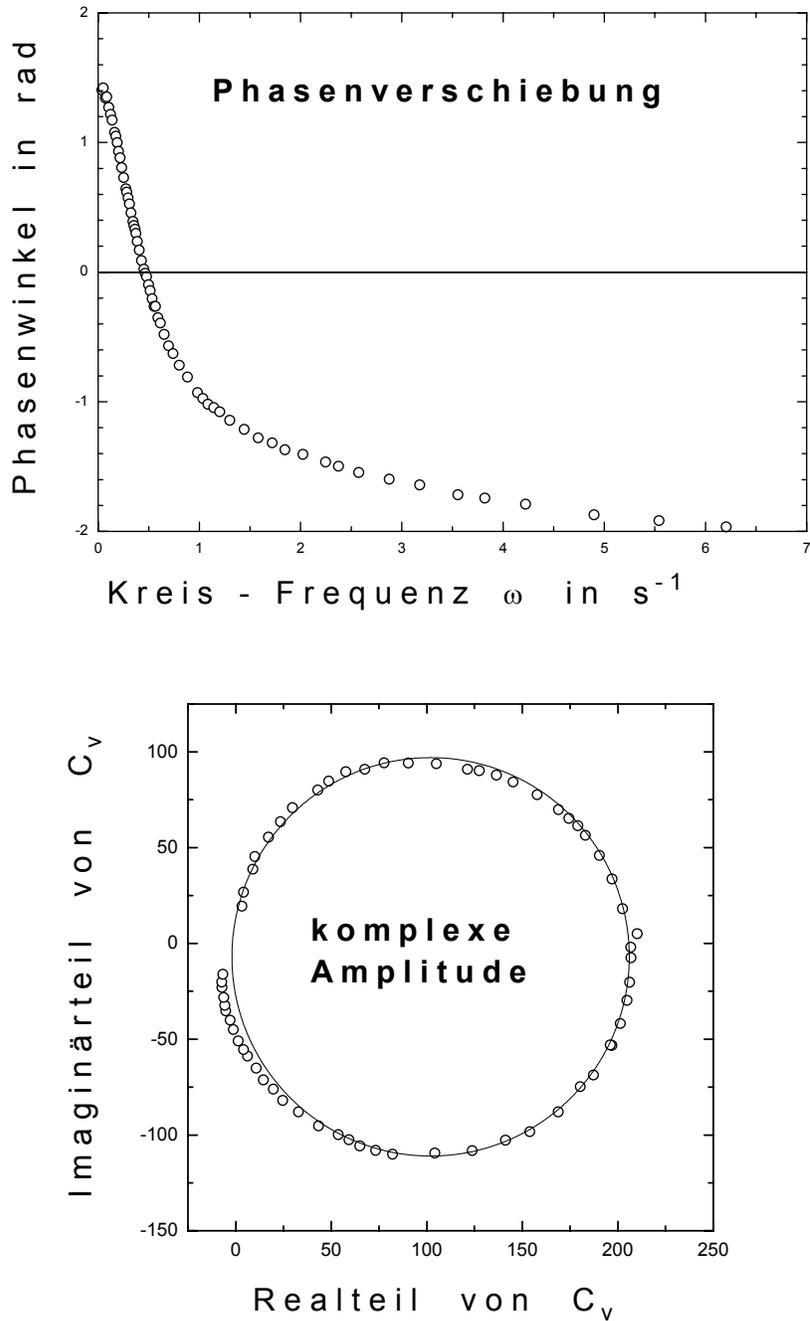


Abb. 63: Phasenverschiebung und komplexe Geschwindigkeits-Amplitude beim Schulseismographen

( Anno Schreier )

## 8. Quellenverzeichnis

Abb.1, Abb.4, Abb.2, Abb.28, Abb.29, Abb.30, Abb.31, Abb.32, Abb.39, Abb.40, Abb.41, Abb.42, Abb.43, Abb.44, Abb.51, Abb.53, Abb.55, Abb.56, Abb.57a, Abb.57b, Abb.58, Abb.60, Abb.61, Abb.62, Abb.63: eigene Fotos, eigene Zeichnungen , eigene Grafiken

Abb.2: Christian Gülz, WWM System Service Messebau, Monschau

Abb.3 , Abb.37, Abb.45, Abb.46, Abb.54, Abb.59:

Naeth, B. , Poschen, T. u. Schork, S. : "Bau und Organisation einer Schulseismographenstation mit digitaler Fernabfrage und Konstruktion eines Lehrseismographen" (Monschau 1996), Jugend forscht 1996, Bereich Geo- und Raum-wissenschaften; veröffentlicht im Internet unter:  
<http://www.mgm.monschau.de/seismic>  
 (Jugend forscht button)

Abb.5: Sebastian Staiger, Daten des Science Council of Japan 1989

Abb.6: Der Magnet 15 (Herbst 97), Klett S. 2

Abb.7: Der Spiegel 1996, Nr.3, S. 115

Abb.8, Abb.9: Geologisches Landesamt NRW:  
 „Das Erdbeben von Roermond 13. April 1992“,  
 R. Pelzing, Krefeld 1992: Cover ; S.3

Abb.10, Abb.11: Harjes, H.-P.: „Struktur und Dynamik der Erde“, Mannheimer Forum, 88/89 (Hrsg.: Boehringer Mannheim GmbH) : S. 79 ; S..14, Abb.19, 98

Abb.12, Abb.13, Abb.14, Abb.22a, Abb.22b, Abb.48: Bolt, B.A.: „Erdbeben. Schlüssel zur Geodynamik“, Heidelberg u.a. 1995: S. 110 ; S. 74 ; S. 74 ; S.56 ; S. 131 ; S. 133

Abb.15 : Press, F. u. Siever, R.: „Allgemeine Geologie. Eine Einführung“, Heidelberg u.a. 1995 : S. 417

Abb.16: Jones, A.L.: PC-Programm „Seismic/Eruption“,  
[jones@sunquakes.geol.binghampton.edu](mailto:jones@sunquakes.geol.binghampton.edu);  
<http://sunquakes.geol.binghampton.edu/faculty/jones/>

Abb.17, Abb.23, Abb.24, Abb.25, Abb.26, Abb.49, Abb.50, Abb.52, Abb.57:  
 Schulseismo-graphenstation MGM Monschau

Abb.18, Abb.20b: Bolt, B.A.: „Earthquakes“, New York 1987, S. 28: Fig.6 c, d ; Fig.6 a, b

Abb.20a nach: Sawarenski, E.F. u. Kirnos, D.P.: "Elemente der Seismologie und Seismometrie", Berlin 1960 : S. 302

Abb. 21: Tipler, P.A.: "Physik" Heidelberg u.a., 1994 : S.427

Abb.33, Abb.34, Abb.35, Abb.47: Fotos OStR Wolfgang Furkert, MGM Monschau

Abb.36: Foto Dr. Lothar Stresius, MGM Monschau

Abb. 38: Foto Dipl.-Phys. Wolfgang Sturm, Staufen

## 9. Wer uns alles half

Beim Bau der Seismographenstation haben wir von vielen Seiten große Hilfe erfahren, worüber wir uns sehr gefreut haben und allen danken möchten. Besonders nennen möchten wir:

### Wissenschaftliche Betreuung

- Herr Prof. Dr. E. Wielandt *Institut für Geophysik, Universität Stuttgart*
- Herr Prof. Dr. H.-P. Harjes *Institut für Geophysik, Ruhr-Universität Bochum*
- Herr Dr. G. Bokelmann
- Herr Dr. A. Cete
- Herr Dr. M. Jost
- Herr Dr. R. Pelzing *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*
- Herr Dr. R. Widmer-Schnidrig *Institut für Geophysik der Universität Karlsruhe*

### Haupt-Sponsoren des Projekts

- Fa. Essers, Imgenbroich *insbesondere Herr Geschäftsführer Kaczor* *Teppichfußboden für Kontrollraum*
- Steinmetzbetrieb Karl Goffart, Imgenbroich *Für Stationsseismographen: Stein-Zylinder und -quader, einschließlich Bohrung, 3 Marmorsteine zur Entkopplung des O-W-Seismographen von der Gebäudewand*
- Fa. Günther und Co., Frankfurt a. Main, Präzisionswerkzeuge *insbesondere Herr Schweighöfer* *Kleinstbohrer mit verstärktem Schaft (0,51mm u. 0,41mm)*
- Fensterbau Herwartz, Herzogenrath *insbesondere Herr Hans Herwartz* *Sichtschrieb der Seismographenstation*
- Mechanische Werkstätten der Forschungszentrums Jülich *Durch Vermittlung des "Ehemaligen", Herrn Dr. - Ing. Arnold Lamm sowie durch Herrn Dr. Herbert Dederichs:* *Für die Stationsseismographen: Pendelstangenspitze aus V-A-Stahl mit hochfeinen Bohrungen (Funken-erosion), Aluplatten, diverse Justage-teile*
- Lackdraht Union GmbH, Sulingen *insbesondere Herr Dipl.-Kfm. Gerd Abeling* *2 große Rollen á 5.2 kg Lackdraht 0.16mm "Superflex WS Grad 1" (für die Spulen der Seismographen)*
- Stadt Monschau *Infrastruktur des Experimentier-kellers: Türen, Betonfarben und Ergänzung der elektrischen Anlagen*
- Stahl- und Metallbau Albrecht Poschen, Simmerath *insbesondere Frau Susanne Poschen* *Für den Lehrseismographen: Alu-Profilmaterial und Plexiglas*
- Mechanische Werkstatt des III. Physikalischen Instituts der RWTH Aachen, (Inst.-Dir. Prof. Dr. S. Bethke) *insbesondere Herr Mechanikermeister W. Reuter:* *Für die Seismographen: Justier-einrichtungen für beide Magnete, Pendelhalterungen an der Wand, Rolle für die Endlospapier-Registrierung*

- Eisenwaren Scheins, Aachen *V-A- Schraubenmaterial (Lehrseismograph)*
- Sparkasse Aachen, Zweigstelle Monschau, Monschau *insbesondere Herrn Gebietsdirektor Herbert Mertens* *Spende von 500 DM für die Neuerstellung der Software für die Seismographenstation*
- Baumarkt Josef Thelen, Simmerath *insbesondere Herrn Dipl.-Betriebswirt Dietmar Thelen, "Ehemaliger des St.-Michael Gymnasiums)* *Material für die beiden großen Betonquader und für vier Isolationsbehälter, Farbe, Holz, Scharniere etc. viel viel Styropor und entspr. Kleber und einen Werkzeugkoffer*
- Thyssen Magnettechnik GmbH, Dortmund *insbesondere Herrn Krebs und Herrn Öttinghaus* *2 Hochleistungs-Permanentmagnete aus Neodym-Eisen-Bor mit Joch-material (für den Lehrseismographen)*
- Vacuumschmelze GmbH, Hanau *insbesondere Herrn H.-J Marik, Abteilung DM-PM2* *für Schulseismograph: Hochleistungs-Permanentmagnete "Vacodym 344 HR"*
- VEFF St.-Michael-Gymnasium Monschau Verein der Ehemaligen, Freunde und Förderer des MGM Monschau *insbesondere Frau StD' F. Schwärzel* *Zuschuß von 400 DM und Finanzierung von Sichtregistrierung, Schaukasten und insb. Schreibstifte und Papier*
- Werkzeuge Eckart GmbH u. Co., Geretsried *6 funkenfreie Doppelmaulschlüssel aus Beryllium-Kupfer bzw Ampco zur Justierung des starken Magneten*

### Technische Beratung

- Herrn Dipl.-Phys. Dr. G. Dittmer, Philips Forschungslaboratorium Aachen *Große Permanentmagnete für die Stationsseismographen als Geschenk*
- Herrn Dipl.-Math. W. Franck, Rechenzentrum der RWTH Aachen *Bereitstellung von PC-Demonstrationsprogrammen*
- Herrn Küchenmeister H. Jäger, Großküche des Klinikums der RWTH Aachen *Recherche zur PC-Erst-Ausstattung des Kontrollraums*
- Herrn Vermessungstechniker H. Mertens, Monschau-Konzen *Einmessen der Außenwand des Seismographenkellers im Anschluß an einen topographischen Punkt*
- Herrn Dipl.-Ing. M. Niebes, Staatliches Umweltamt Aachen *1. Prüfung zur PC-Ausstattung des Kontrollraums*
- Herrn Stahlbauschlosser L.Palm, Monschau-Konzen *Zurechtschneiden des O-Jochs für den Lehrseismographen*

- Herrn Elektromeister E.  
Poschen, Schülervater,  
Monschau-Konzen
- Herrn Dipl.-Ing E.  
Westram, Roetgen

*Elektro-Installation des  
Experimentierkellers*

*Hilfe bei der passgenauen Anfertigung  
von Einzelteilen*