

## Wenn die Erde bebt...



### Ein Leitprogramm zur Geophysik & Seismologie

Schulbereich: Gymnasium, 12. Schuljahr

Fachliche Vorkenntnisse: Grundlagen der Newton'schen Gravitationstheorie, Hydrostatik, Wärmelehre, Optik, Wellen und Plattentektonik

Bearbeitungsdauer: 6–8 Lektionen

Daniel Peter, [dpeter@erdw.ethz.ch](mailto:dpeter@erdw.ethz.ch), 93-922-235

Departement Erdwissenschaften, Institut für Geophysik, Schafmattstr. 30, 8093 Zürich



## Vorwort

Die vorliegende Schrift stellt lediglich eine erste Version eines ETH-Leitprogrammes zum Thema Geophysik & Seismologie dar. Es wurde bisher noch nicht mit Schülern durchgearbeitet.

Zur fachlichen Richtigkeit mitgeholfen haben unter anderem Jeroen van Hunen, Sarah Huber und Stefan Husen vom Institut für Geophysik, ETH Zürich. Aus fachdidaktischer Sicht haben die Vorschläge von Rolf Strassfeld zur Verbesserung dieses Leitprogrammes beigetragen. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank. Weitere Hinweise und Ideen zur Verbesserung des Programms werden gerne vom Autor entgegengenommen.

Institut für Geophysik, ETH Zürich, September 2006

Daniel Peter

## Einführung

Naturkatastrophen werden uns immer wieder begegnen und lassen uns klar werden, dass natürliche Ereignisse spontan immense Energien freisetzen können. Erdbeben können dabei grosse Gebiete betreffen und viel Leid und Unglück über die Menschen bringen, die dort leben. Weshalb entstehen diese Beben? Welche physikalische Wirkungsweisen kommen dabei zum Tragen? Und können solche Extremereignisse auch hier in der Schweiz vorkommen?

---

Titelbild: Schüler in Taiwan an der Kuang-Fu Grundschule nach dem Ji-Ji Erdbeben vom 20. September 1999 der Magnitude 7.6 (Webshots, 2006).

---

Dieses Leitprogramm soll eine Einführung geben in die heutige Sichtweise, wie wir Erdbeben verstehen. Es zeigt, wie wir Erdbeben messen und wo sie auftreten. Das gesamte Thema ist dabei so vielfältig und interessant, dass es mehr als ein Leitprogramm erfordern würde, um es gründlich zu vertiefen. Sie werden mit dieser Einführung aber einen breitgespannten Überblick gewinnen, welche physikalischen Prozesse dabei eine Rolle spielen.

Sie werden zuerst in das Erdinnere eintauchen. Dabei können Sie Ihrer Fantasie und physikalischen Intuition freien Lauf lassen. In diesem ersten Kapitel sind viele wissenschaftliche Fakten noch ungewiss. Sie werden mit der heutigen, aktuellen Interpretation des Erdinneren vertraut gemacht, die in ein paar Jahren vielleicht schon wieder verbessert wird. Darauf folgend wird die Drift der Kontinente angeschaut und welche Auswirkungen wir in der Schweiz davon spüren. Schliesslich werden Sie in die Lehre über Erdbeben eingeführt und unserem Verständnis dieser Naturvorgänge.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b>	<b>III</b>
<b>Einführung</b>	<b>III</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>VI</b>
<b>Arbeitsanleitung</b>	<b>VII</b>
<b>1. Was brodelt denn da?</b>	<b>1</b>
1.1. Vulkane und faule Eier . . . . .	3
1.2. Von Tauchern und Oliven . . . . .	5
1.3. Ein Kern aus Eisen? . . . . .	10
<b>2. Zwischen New York und Zürich</b>	<b>21</b>
2.1. Wandern Kontinente? . . . . .	23
2.2. Im Suppenkochtopf der Erde . . . . .	26
2.3. Was treibt sie umher? . . . . .	37
2.4. Die Alpen in der Badewanne . . . . .	42
<b>3. Ein Lautsprecher unter den Füßen</b>	<b>53</b>
3.1. Wo es überall bebt - The Ring of Fire . . . . .	55
3.2. Wenn Steine brechen - und niemand merkt's . . . . .	58
3.3. Dem chinesischen Kaiser zuliebe . . . . .	65
<b>A. Atombombe oder nicht?</b>	<b>81</b>
A.1. Wenn's kracht . . . . .	83
A.2. Das sieht verdächtig aus . . . . .	89
<b>B. Kapiteltests</b>	<b>95</b>

<b>C. Mediothek</b>	<b>105</b>
<b>D. Materialsammlung</b>	<b>107</b>
<b>E. Arbeitsblatt Stationskarte</b>	<b>109</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>111</b>
<b>Index</b>	<b>116</b>

## Arbeitsanleitung

Dieses Leitprogramm ist so gedacht, dass Sie selbständig das Thema erarbeiten können. Es ist ein roter Faden, an dem Sie sich orientieren können. Jedes Kapitel fängt zuerst mit einer kleinen Übersicht an und gibt Ihnen dann die Lernziele an.

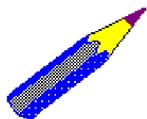
Drei wichtige Punkte, die Sie immer anwenden können, wenn Sie etwas lernen wollen:

- Nützlich fürs Verstehen ist, wenn Sie nach dem Überblick über das Kapitel zuerst Fragen an den Text stellen, die Sie beantwortet haben möchten.
- Danach vertiefen Sie sich in das Kapitel.
- Am Schluss nehmen Sie Ihre ursprünglichen Fragen und versuchen sie selber zu beantworten. Wenn Sie das schriftlich machen, nützt es noch mehr.

Damit die Orientierung etwas leichter fällt, haben wir diese Symbole zum Text beigefügt. Diese zeigen Ihnen Folgendes an:



Hier geht es ums Experimentieren. Sie führen entweder einen Versuch oder ein Gedankenexperiment durch.



Das ist eine Aufgabe, die Sie lösen. Dabei geht es darum, dass Sie sich überprüfen können, ob Sie den Stoff verstanden haben oder nicht.



Dieses Symbol zeigt Ihnen eine Zusammenfassung des gerade behandelten Themas an. Sie soll dabei hilfreich sein, Sie für die zukünftige Lernkontrolle am Ende fähig zu machen.

Für das Durcharbeiten von diesem Leitprogramm nehmen Sie einen Taschenrechner und die Formeln und Tafeln zur Hand. Gegen Ende des Programms werden Sie auch einen Zirkel benötigen. Sobald Sie sich sicher genug fühlen, den Stoff verstanden zu haben, melden Sie sich bei Ihrem Tutor zum Kapiteltest. Wir raten Ihnen erst am neuen Kapitel anfangen zu arbeiten, wenn Sie das alte wirklich verstanden haben.

Und nun viel Spass beim Weitermachen.

# 1. Was brodelt denn da? - Zur Physik des Erdinneren

---

Übersicht

Lernziele

1.1. Vulkane und faule Eier

1.2. Von Tauchern und Oliven

1.3. Ein Kern aus Eisen?

Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

---



*Vulkane auf Island speien über 1000°C heisse Lava. (Corbis, 2006)*

## Übersicht

### Wie sieht das Innere der Erde aus?

Die Erde wird ein glühend heisser Stein, sobald man etwas tiefer gräbt. Angenommen wir könnten das Erdinnere filmen und täten das für einige Zeit, sagen wir mal ein paar Millionen Jahre und verkürzen den Film auf eine Minute, dann sähe es aus, als ob wir in einen Suppenkochtopf hineinschauten. Da gibt es heisse Strömungen, die im Inneren

## 1. Was brodelt denn da?

---

aufsteigen, sich abkühlen, sobald sie nahe genug an die Oberfläche kommen und wieder absinken.

### **Und woher wissen wir das?**

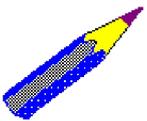
Niemand hat bisher mit eigenen Augen gesehen, wie es im Erdinnern tatsächlich aussieht. Die tiefsten Minen, die zur Suche von Diamanten gebaut wurden, kratzen nur mal an der Oberfläche der Erde. Trotzdem haben wir eine ziemlich gute Vorstellung, wie die Erde aufgebaut ist. Wir werden sehen warum.

### **Lernziele**

- Sie können Ihren Mitschülern mit eigenen Worten erklären, wie die Erde aufgebaut ist.
- Sie kennen die Begriffe, die wir verwenden, um die Strukturen im Inneren der Erde zu beschreiben.
- Sie finden Argumente, weshalb das so stimmen sollte.

## 1.1. Vulkane und faule Eier

Schauen wir uns an, was aus den Vulkanen kommt. Aktive Vulkane speien heisse Asche und glühende Lava fließt aus dem Krater. Ausserdem riechen sie meistens nach faulen Eiern — ein Folge des entweichenden Schwefeldampfs. Die Lava ist glühend heiss. Das lässt darauf schliessen, dass es ebenfalls sehr heiss sein muss tief im Erdinneren.



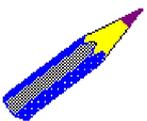
### **Aufgabe 1.1 Lava oder Magma?**

*Informieren Sie sich in einem Lexikon darüber, weshalb man manchmal von Lava und manchmal von Magma spricht.*



*Lava aus dem Nyirangongo Vulkan in Kongo (NOVA, 2006).*

*Falls Sie kein Lexikon haben, lesen Sie in den Lösungen nach.*



### **Aufgabe 1.2 Was stinkt da so?**

*Schlagen Sie in einem Fachbuch nach, weshalb Schwefeldämpfe aus dem Vulkanschlund kommen, und gewinnen Sie einen Eindruck, wonach Schwefeldämpfe riechen können. (Fragen Sie ruhig Ihren Chemie-Lehrer, ob er ein paar Kostproben bereitstellen könnte!)*

*Falls Sie kein solches Buch haben, lesen Sie in den Lösungen nach.*

## 1. Was brodelt denn da?

---

Die Temperatur im Inneren der Erde steigt an, je tiefer wir bohren. Angenommen wir könnten bis zum Mittelpunkt der Erde gelangen, dann würden wir eine Temperatur um die  $6'000^{\circ}$  Celsius messen. Das ist genug heiss, um jeden Stein zum Schmelzen zu bringen und etwa gleich heiss wie an der Sonnenoberfläche. Trotzdem würden wir doch wieder auf festes Eisen stossen. Wie ist das möglich? Und weshalb nehmen wir an, dass dort überhaupt festes Metall ist?

## 1.2. Von Tauchern und Oliven

Betrachten wir einmal, wie die Erde aufgebaut ist. Abbildung 1.1 zeigt schematisch die wichtigsten Schichten, welche die Erde ausmachen. Für die *Erdkruste* beträgt die Schichttiefe ungefähr 0–40 km, dann der mächtige *Erdmantel* zwischen 40–2'900 km und der Kern mit einem flüssigen *Äusseren Kern* von 2'900–5'100 km und einen festen *Inneren Kern* von 5'100–6'371 km Tiefe. Der Erdmantel wird meist auch in einen *Oberen Mantel* zwischen etwa 40–670 km Tiefe und einen *Unteren Mantel* zwischen 670–2'900 km unterteilt. Über der Oberfläche der Erde befindet sich noch die Erdatmosphäre.

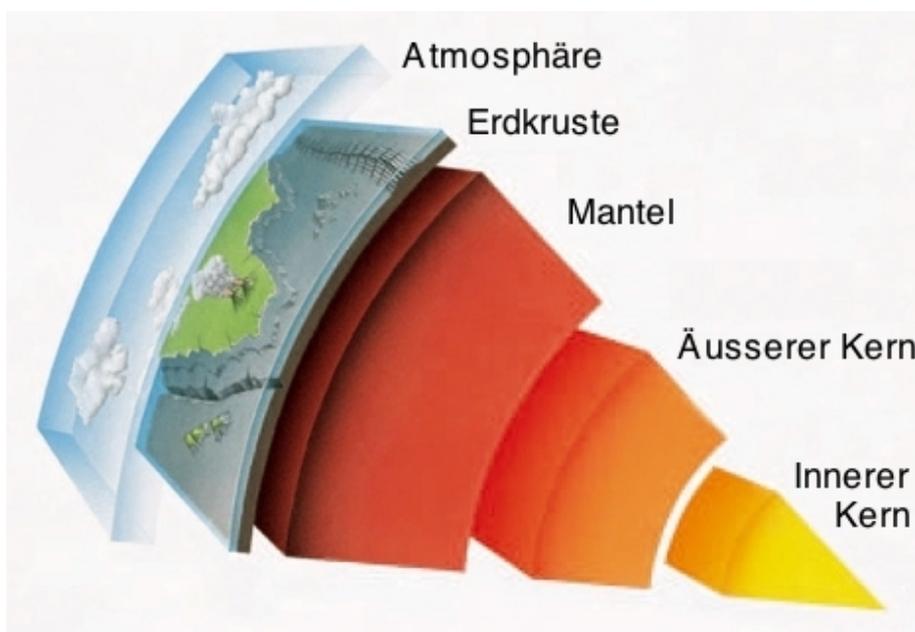


Abbildung 1.1.: Schematischer Aufbau der Erde (Wissen mit Links, 2006).

Diesen ganzen Aufbau des Inneren der Erde stellen wir uns vereinfacht so vor. Aber wieso eigentlich, wenn doch niemand hineinsehen kann? Dieses Modell, das wir uns von der Erde machen, muss nicht unbedingt stimmen. Zum Beispiel können die Tiefen der Schichtgrenzen variieren. Es gibt noch viele offene Fragen. Einige wollen wir versuchen zu beantworten, indem wir einfache Überlegungen anstellen, andere indem wir Messungen und Daten interpretieren. Zu diesen Messungen werden auch Aufzeichnungen von Erdbeben gehören. Dazu aber mehr in späteren Kapiteln.

Der **Innere Erdkern** besteht hauptsächlich aus einer festen Eisen-Nickel-Mischung.

## 1. Was brodeln denn da?

---

Die Temperatur kennen wir nicht genau, sie liegt vermutlich zwischen  $4'000^\circ$  und  $6'000^\circ$  Celsius. Der Druck beträgt hier ungefähr vier Millionen bar.

### Exkursion: Wenn die Luft knapp wird

Was heisst, der Druck beträgt 4 Millionen bar? Sie wissen bereits aus der Mechanik, der **Druck**  $p$  wird definiert als der Quotient aus einer Kraft  $F$  und der Fläche  $A$ , auf die diese Kraft senkrecht wirkt<sup>1</sup>. Daraus ergibt sich die Formel

$$p = \frac{F}{A}$$

Die Masseinheit des Druckes ist das Pascal mit der Abkürzung  $Pa$ . Ein Pascal entspricht einem Druck von einem Newton pro Quadratmeter:

$$1 Pa = 1 \frac{N}{m^2} = 1 \frac{kg}{m \cdot s^2}$$

Es gibt noch weitere Masseinheiten des Druckes, z.B. das in der Technik benützte *bar* oder veraltet die *Atmosphäre (atm)* oder das in der Medizin verwendete *torr*. Für die Umrechnung in bar gilt:  $1 bar = 10^5 Pa \approx 0.987 atm \approx 750 torr$ . Die Masseinheit *bar* ist auch deshalb praktisch, weil wir auf Meereshöhe im Mittel ungefähr  $1 bar$  Umgebungsdruck haben. Dies ist bedingt durch das Gewicht der Luftsäule der Atmosphäre über uns.

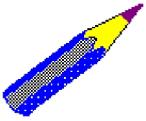
Aus der Hydrostatik kennen wir den *hydrostatischen Druck* durch eine Flüssigkeit der Dichte  $\rho$  in einer Säule mit Höhe  $h$  unter Wirkung der Erdbeschleunigung  $g$ :

$$p(h) = \rho \cdot g \cdot h + p_0 \tag{1.1}$$

Mit  $p_0$  ist der Druck auf der Oberfläche der Säule gemeint.

---

<sup>1</sup>Der Druck ist somit nur eine *Zahl*, die wir ausrechnen. Im Gegenteil dazu wirkt die Kraft aber immer in eine bestimmte Richtung und wäre ein *Vektor* im 3-D Raum.



### Aufgabe 1.3 Tauchphysik

Berechnen Sie den hydrostatischen Druck, dem ein Taucher in einer Tiefe von 10 m ausgesetzt ist. Für die Dichte des Salzwassers nehmen Sie  $\rho_W \approx 1025 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$  (also etwas schwerer als Süßwasser mit etwa  $1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ ); die Erdbeschleunigung kann gleichgesetzt werden mit  $g = 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$  und als konstant über die ganze Tiefe der Wassersäule angenommen werden. Wie hoch ist der Druck in bar gemessen?

Welchen Einfluss hat dieser Druck auf die Luft in unseren Lungen? Dazu haben die beiden Physiker Boyle und Mariotte nützliche Versuche angestellt. Sie haben schliesslich die Beziehung zwischen Druck  $p$  und Volumen  $V$  gefunden, dem wir heute das *Gesetz von Boyle-Mariotte* sagen, nämlich dass

$$p \cdot V = \text{const.}$$

ist. Das Produkt von Druck mal Volumen bleibt konstant. Was heisst das beim Tauchen in 10 m Tiefe? Sie haben berechnet, dass sich der Druck verdoppelt. Nach dem Gesetz von Boyle und Mariotte wird somit z.B. das Volumen der Luft in unserer Lunge auf die Hälfte zusammengepresst, oder umgekehrt, das Luftvolumen wird sich verdoppeln beim Auftauchen. Dies ist unter anderem wichtig, wenn wir mit einem Presslufttauchgerät unterwegs sind.

Zurück zum Inneren Erdkern, wo ein Druck von 4 Millionen bar herrscht. Stellen Sie sich vor, wie winzig ihre Luft zusammengepresst wird. Natürlich bleibt sie dort nicht mehr gasförmig, da sie so viel zu viel Volumen benötigt. Auch wissen wir, dass im Allgemeinen ein Material als Flüssigkeit mehr Volumen benötigt, als wenn es fest ist (Ausnahme ist das Wasser, das als Eis ein grösseres Volumen hat und somit auch eine geringere Dichte; deshalb schwimmen Eisberge). Wir können also generell annehmen, dass der Innere Kern fest ist. Das wird auch aus der Interpretation von Aufzeichnungen von Erdbeben herauskommen. Dazu aber später mehr.

Im Gegensatz zum Inneren ist der **Äussere Erdkern** flüssig. Druck und Temperatur haben entgegengesetzte Wirkung auf den Zustand eines Materials. Steigt der Druck,

## 1. Was brodeln denn da?

---

wird der Übergang von fest zu flüssig und von flüssig zu gasförmig erst bei höheren Temperaturen erreicht (z.B. wird das beim Schnellkochtopf ausgenützt). Im Äusseren Erdkern ist der Druck zu wenig gross, als dass das Material bei den dort herrschenden Temperaturen noch fest bleiben würde wie im Inneren Erdkern. Wir werden später sehen, dass man dies auch durch Aufzeichnungen von Erdbeben herausgefunden hat.

Der Äussere Erdkern wird ebenfalls Eisen enthalten, was wir zusätzlich annehmen können, weil sich ein Erdmagnetfeld um die Erde gebildet hat. Dazu braucht es ein Material, das elektrisch leitfähig ist und sich bewegt. Die Bewegung kommt einerseits durch die Erdrotation, andererseits durch den Temperaturunterschied zwischen den heissen, unteren und kälteren, oberen Schichten des Kerns zustande.

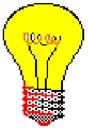
Konzentrieren wir uns beim **Erdmantel** zuerst einmal darauf, woraus er besteht. Wir werden verschiedenste Gesteine finden. Ein Hauptbestandteil des Erdmantels aber wird *Olivin* sein. Wenn Sie die Galapagos Inseln besuchen, werden Sie feststellen, dass gewisse Strände olivgrün schimmern. Das kommt vom Olivin, das durch den vulkanischen Ursprung der Inseln an die Oberfläche gespien wurde. Wegen dem grünlichen Schimmer nennt man es auch so, denn Olivin stammt vom lateinischen Olive ab. Weshalb aber vermuten wir, dass es sich im Erdmantel befindet?

Das hängt mit der Entstehung der Erde zusammen. Wir nehmen an, dass sich die Erde vergrössert hat, indem sie umliegendes Material aus dem Sonnensystem durch ihre Gravitationskraft an sich gezogen hat. Seither hat sich dieses Material im Erdmantel sozusagen konserviert. Wenn wir nun wüssten, woraus dieses ursprüngliche Material bestand, hätten wir auch eine Ahnung von der chemischen Zusammensetzung des Erdmantels. Aus diesen Überlegungen hat man Meteoriten untersucht, denn diese fallen uns ab und zu in den Schoß, ohne dass wir sie im Weltall einfangen müssen. Nun, bei diesen Meteoriten sind wir auf Olivin gestossen. Die Frage über die Zusammensetzung des Erdmantels bleibt aber nicht einfach zu beantworten.

Die Temperaturen im Erdmantel variieren sehr stark. An der Grenze zum Äusseren Erdkern finden wir Temperaturen um die 3'500° Celsius. An der oberen Grenze zur Erdkruste sind es nur noch einige hundert Grad. Auch hier herrscht noch keine Einigkeit über genaue Temperaturangaben.

Die **Erdkruste** ist die oberste Schicht, auf der wir unsere Häuser bauen. Aus Bohrun-

gen auf Land wissen wir, dass sich die Gesteine hauptsächlich aus *Quarz* und *Feldspat* bilden. Wenn wir die Lava untersuchen, welche aus den Vulkanen kommt, finden wir hauptsächlich erstarrtes Material aus der Erdkruste und dem Erdmantel. Aber es gibt auch hier Unterschiede, denn je nach dem Alter des Vulkans, des Vulkantyps und dessen Ursprung, ist die chemische Zusammensetzung der Lava verschieden. Es ist heute noch schwer, diese Unterschiede zu erklären.



Die folgenden Begriffe sollten Sie nun kennen:

- Erdkruste
- Erdmantel
- Äusserer Erdkern
- Innerer Erdkern

Könnten Sie Ihren Mitschülern diese Erdschichten erklären? Überlegen Sie sich, wie Sie diese Begriffe einsetzen, um den Aufbau der Erde zu erklären. Falls Sie noch Mühe damit haben, lesen Sie die entsprechenden Stellen nochmals durch.

Von all der Hitze im Erdinneren spüren wir an der Oberfläche kaum etwas. Trotzdem sehen wir auch in der Schweiz ihre Auswirkungen. So verdanken z.B. die Thermalbäder ihre angenehmen Wassertemperaturen der aus dem Erdinneren aufsteigenden Wärme. Auch wenn wir durch den Gotthard reisen, spüren wir, dass es im Tunnel wärmer wird. Oder es gibt Projekte wie z.B. das DHM (Deep Heat Mining)–Projekt in Basel, um Strom aus geothermischen Kraftwerken zu gewinnen. Man versucht die Temperaturen in 5 km Tiefe auszunützen, um einen Dampf-Generator zu betreiben.

### 1.3. Ein Kern aus Eisen?

Wie kommen wir auf die Idee, dass der Erdkern metallisch sein müsste? Dazu gibt es einerseits die Beobachtung, dass wir ein Erdmagnetfeld um uns haben, andererseits verschiedene Überlegungen zur Entstehung von Planeten und physikalischer Bedingungen, welche erfüllt sein müssen. Eine weitere dieser physikalischen Bedingungen wollen wir hier betrachten, indem wir die Dichte der Erde bestimmen.

Die **Dichte**  $\rho$  ist das Verhältnis der Masse  $M$  eines Körpers zu seinem Volumen  $V$ :

$$\rho = \frac{M}{V}$$

Wenn wir die Dichte der Erde  $\rho_{Erde}$  berechnen wollen, müssen wir zuerst ihre Masse  $M_{Erde}$  und das Volumen  $V_{Erde}$  kennen.

Um einen Eindruck von der Erdmasse zu kriegen, können wir uns die **Erdbeschleunigung**<sup>2</sup>  $g$  anschauen. Wie Sie vielleicht bereits wissen, hängt die Erdbeschleunigung davon ab, wo wir sie messen. Also je nachdem ob wir uns am Äquator oder Nordpol, auf Meereshöhe oder dem Mount Everest befinden, ist sie verschieden gross<sup>3</sup>. Für unsere Breitengrade im schweizerischen Flachland messen wir ungefähr eine Erdbeschleunigung von

$$g = 9.81 \frac{m}{s^2}$$

Aus dem *Newton'schen Gravitationsgesetz* wissen wir, dass sich die Gravitationskraft  $F$ , mit der sich unsere Testmasse  $m$  und die Erdmasse  $M_{Erde}$  anziehen, proportional zu den Massen beider Körper und umgekehrt proportional zum Quadrat des Abstandes  $r$  der Massenschwerpunkte verhält:

$$F = G \frac{m \cdot M_{Erde}}{r^2} \quad (1.2)$$

wobei  $G$  als *Gravitationskonstante* bezeichnet wird und den konstanten Wert

$$G = (6.6742 \pm 0.0010) \cdot 10^{-11} \frac{m^3}{kg \cdot s^2}$$

---

<sup>2</sup>Man sagt auch *Fallbeschleunigung* oder *Schwerebeschleunigung* für  $g$ .

<sup>3</sup>Deshalb gibt es auch noch den vierten Begriff *Ortsfaktor* für  $g$ .

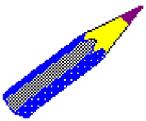
hat<sup>4</sup>. Die Erdbeschleunigung  $g$  auf unsere Testmasse  $m$ , die wir messen, muss aber nach dem 1. Newton'schen Gesetz auch

$$F = m \cdot g$$

sein. Wenn wir mit der Gleichung (1.2) vergleichen, folgt somit

$$g = G \frac{M_{\text{Erde}}}{r^2} \quad (1.3)$$

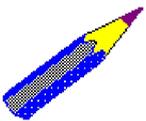
für die Erdbeschleunigung.



#### Aufgabe 1.4 : Die Masse der Erde

Benützen Sie die bisherige Herleitung, um die Masse der Erde  $M_{\text{Erde}}$  zu bestimmen. Machen Sie dabei die Vereinfachung, dass wir uns auf Meereshöhe befinden und rechnen Sie mit einem Abstand zum Erdmittelpunkt von  $r = 6371.0 \text{ km}$  (dies ist der mittlere Erdradius, welcher durch die Vermessung durch Satelliten bis auf einige Zentimeter genau bestimmt werden kann). Welche Masse hat die Erde demnach in Kilogramm?

Wenn Sie die Masse der Erde kennen, können wir auch den durchschnittlichen Wert für die Dichte der Erde bestimmen. Das können Sie jetzt bereits selber machen.



#### Aufgabe 1.5 : Die durchschnittliche Dichte der Erde

Dazu müssen wir aber annehmen, dass die Form der Erde eine exakte Kugel wäre, um das Volumen zu bestimmen. Benützen Sie wieder den mittleren Erdradius und Ihre hergeleitete Erdmasse, um so die Dichte  $\rho_{\text{Erde}}$  in Kilogramm pro Kubikmeter ( $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ ) zu berechnen. Welche Dichte der Erde erhalten Sie?

Vergleichen wir nun diesen durchschnittlichen Wert der Erddichte mit dem von oberflächennahen Gesteinen, die wir aus Proben von Bohrungen entnehmen. Der Durchschnitt dieser Proben weist eine Dichte von  $2'700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$  auf. Bestünde die Erde nur aus diesem Material, kämen wir nie auf die benötigte Gesamtmasse der Erde. Es muss also noch dichteres Material im Erdinneren haben.

<sup>4</sup>Die Ungenauigkeit von  $\pm 0.0010 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg} \cdot \text{s}^2}$  von  $G$  ist hier nur angegeben, um Ihnen zu zeigen, dass man diese Konstante schon ziemlich genau bestimmen kann

## 1. Was brodeln denn da?

---

Wie sind die Dichten von einigen Metallen und Gesteinen? Entsprechende Tabellen sind mit Vorsicht zu genießen, da einerseits die Werte bei Gesteinen von ihrer jeweiligen Zusammensetzung von Mineralien abhängen, andererseits die Bedingungen bei hohem Druck und Temperaturen, wie sie im Erdinneren herrschen, kaum im Labor nachsimuliert werden können<sup>5</sup>.

Es gibt auch immer wieder Überraschungen, indem man z.B. neue stabile Kristallstrukturen findet, nach denen sich die Gesteinsverbindungen wohl in den untersten Schichten des Erdmantels anordnen. Die genauen Zusammensetzungen der Gesteine im Erdinneren sind noch lange nicht endgültig bestimmt. Für Gesteine und Mineralien wird hier darauf verzichtet einen möglichen Bereich anzugeben; es wird nur eine obere Limite aufgeführt. Die Werte sind bei Raumtemperaturen gemessen.

Material	Dichte ( $kg/m^3$ )
Magnesium	1741
Silizium	2420
Granit	2760
Basalt	3100
Olivin	3370
Magnetit	5200
Zink	7160
Eisen	7860
Nickel	8800
Silber	10530
Blei	11342
Quecksilber	13546
Gold	19300

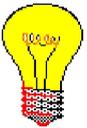
(Knovel Library, 2006)

Eisen ist das am häufigsten vorkommende Metallelement auf der Erde (es ist sogar in unserem Blut vorhanden). Es ist sehr stabil mit einer Dichte von etwa  $8'000 \frac{kg}{m^3}$ , also etwa knapp 3 mal so dicht wie das Gestein an der Oberfläche. Aufgrund dieses Vergleiches der Dichten ergibt es Sinn, dass wir im Erdinneren auf Eisen (und vielleicht

---

<sup>5</sup>Im Labor können erst Drücke simuliert werden, die etwa dem obersten Teil des Erdmantels entsprechen

noch etwas Nickel) stossen. Weitere Berechnungen zum Trägheitsmoment<sup>6</sup> der Erde und Untersuchungen von seismischen Wellen zeigen ebenfalls, dass der Erdkern hauptsächlich aus Eisen bestehen muss.

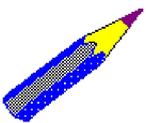


In diesem Kapitel haben Sie Folgendes kennen gelernt:

- Erdmasse
- durchschnittliche Dichte der Erde

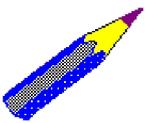
Versuchen Sie nochmals zu rekapitulieren, wie Sie diese Werte bestimmt haben. Sie sollten am Schluss auch in der Lage sein, jemandem zu erklären weshalb diese Berechnungen wichtig sind für das Verständnis der Erde.

Mit Hilfe dieser Übungen können Sie herausfinden, was Sie verstanden haben. Wenn Sie die Fragen beantworten können, ohne vorher nachzuschauen, haben Sie Ihr Fundament gelegt für den Kapiteltest.



#### **Aufgabe 1.6 : Schichtung der Erde**

*Welches sind die Hauptschichten der Erde? Wie unterscheiden sich diese?*

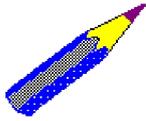


#### **Aufgabe 1.7 : Mineralien und Gesteine**

*Welche chemischen Elemente oder Mineralien sind die Hauptbestandteile in den einzelnen Schichten der Erde? Aus welchen Gründen nehmen wir dies so an?*

---

<sup>6</sup>Falls Sie Lust haben im Internet die Dichteverteilung der Erde zu bestimmen, können Sie das Applet [www.visualentities.com/applets/earthdensity.htm](http://www.visualentities.com/applets/earthdensity.htm) ausprobieren. Es ist bereits in die vier Hauptschichten der Erde unterteilt. Für jede Schicht können Sie eine beliebige Dichte annehmen. Das Applet berechnet Ihnen daraus die Gesamtmasse und das Trägheitsmoment der Erde. Die Gesamtmasse kennen Sie bereits und können es selber überprüfen. Das Applet ist auf Englisch, somit lernen Sie gleich die englischen Fachausdrücke dazu.



### **Aufgabe 1.8 : Unser Mond**

*Der nächste Nachbar im Weltraum ist der Mond. Wenn wir dort einen Spaziergang machen würden, würden wir uns wohl sehr frei fühlen und vor allem leicht. Die Fallbeschleunigung auf dem Mond beträgt nur gerade  $1.62 \frac{m}{s^2}$ . Der Durchmesser des Mondes beträgt 3'476 km. Bestimmen Sie damit die Masse des Mondes. Wieviel mal mehr Masse hat die Erde?*

## Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

Die Rechenbeispiele sind sehr einfach. Im Grunde sind sie nur aufgeführt, damit Sie auch etwas durchrechnen können. Dafür entschuldigen wir uns. Es sollte jedoch nicht nur “Zahlen in eine Formel einsetzen” sein, sondern Sie sollten die Resultate überprüfen können, ob sie auch Sinn ergeben. In der Physik ist meist der Weg zur Formel viel spannender als die Anwendung der Formel. Doch dieser Weg kann nur gegangen werden, wenn man sich immer wieder fragt, ob die erhaltenen Werte stimmen oder nicht.

### Lösung 1.1: Lava oder Magma?

Magma nennt man das geschmolzene Gestein, solange es sich noch unter der Erdoberfläche befindet. Den Ausdruck Lava benützt man dann, wenn sich die Schmelze an der Erdoberfläche zeigt.

Als Beispiel: Die Kammer, in der sich das geschmolzene Gestein sammelt und sich unterhalb des Vulkans befindet, nennt man auch die Magma-Kammer. Bei einem Ausbruch fließt dann die Lava den Vulkan hinunter.

### Lösung 1.2: Was stinkt da so?

Durch die hohe Temperatur der Magma sind viele Stoffe darin aufgelöst worden. Darunter auch Schwefel, der sich natürlicherweise in der Erdkruste befindet. Sobald das Magma an die Erdoberfläche kommt, entweichen diese aufgelösten Stoffe. Dies deshalb, weil der Druck auf die sich nun erstarrende Lava abgenommen hat. Dadurch können nicht mehr so hohe Anteile an gelösten Stoffen in der Lava eingeschlossen bleiben.

In Verbindung mit der Luft (vor allem dem Wasserstoff) bildet Schwefel einen unangenehm riechenden Duft. Bei faulen Eiern entsteht durch die Verwesung ebenfalls Schwefeldampf. Verwesung heisst, dass Bakterien die Nährstoffe im Ei, darunter auch Schwefel, als Nahrung benützen und umwandeln. Ein Abfallprodukt ihrer Verdauung ist auch Schwefeldampf.

## 1. Was brodeln denn da?

---

### Lösung 1.3: Tauchphysik

Der hydrostatische Druck  $p(h)$  nach Gleichung (1.1) setzt sich zusammen aus dem Druck an der Oberfläche  $p_0$  und einem Term, sagen wir  $p_W(h)$ , der durch das Gewicht der Wassersäule mit einer Höhe  $h$  bestimmt ist.

Den Druck an der Meeresoberfläche kennen wir bereits und setzen  $p_0 = 1 \text{ bar}$ . Den Druck durch die Wassersäule muss man noch berechnen. Nach Gleichung (1.1) gilt für den Druck in 10 m Tiefe

$$\begin{aligned} p(h = 10 \text{ m}) &= p_W(h = 10 \text{ m}) + p_0 \\ &= \rho_W \cdot g \cdot h + 1 \text{ bar} \\ &= 1025 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot 10 \text{ m} + 1 \text{ bar} \\ &= 100552.5 \frac{\text{kg}}{\text{m s}^2} + 1 \text{ bar} \\ &= 1.005525 \text{ bar} + 1 \text{ bar} \\ &\approx 2 \text{ bar} \end{aligned}$$

D.h. der Druck in 10 m Tiefe hat sich ziemlich genau verdoppelt im Gegensatz zum Druck an der Meeresoberfläche. Diese Gleichung für den hydrostatischen Druck hat sich in einer Vielzahl von Anwendungen als sehr gut herausgestellt. Der Wert kann also durchaus stimmen.

### Lösung 1.4: Die Masse der Erde

Löst man die Gleichung (1.3) nach  $M_{\text{Erde}}$  auf, erhalten wir

$$\begin{aligned} M_{\text{Erde}} &= g \cdot \frac{r^2}{G} \\ &= 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{(6371.0 \text{ km})^2}{6.6742 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}} \\ &= 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{(6371.0 \cdot 10^3 \text{ m})^2}{6.6742 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}} \\ &\approx 5.9660 \cdot 10^{24} \text{ kg} \end{aligned}$$

Die Erdbeschleunigung  $g$  ist vom Ort, wo man misst, abhängig, da die Form der Erde nicht exakt einer Kugel entspricht, sondern an den Polen etwas abgeflacht ist. Die Masse ist dadurch nicht gleichmässig verteilt, was die Gravitation und unsere Rechnung

beeinflusst.

Wenn Sie die Erdmasse mit dem bekannten Wert von  $M_{Erde} = 5.9736 \cdot 10^{24} \text{ kg}$  vergleichen, sehen Sie auch, dass sich diese Methode immerhin gut als Näherung gebrauchen lässt.

### Lösung 1.5: Die durchschnittliche Dichte der Erde

Berechnen Sie zuerst das Volumen der Erde, angenommen sie ist eine exakte Kugel. Das Kugelvolumen ist gegeben durch

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3$$

Mit dem mittleren Erdradius ergibt sich für das Volumen der Erde,

$$\begin{aligned} V_{Erde} &= \frac{4}{3}\pi (6731.0 \text{ km})^3 \\ &\approx \frac{4}{3} \cdot 3.14159 \cdot (6731.0 \text{ km})^3 \\ &\approx 9.58050 \cdot 10^{11} \text{ km}^3 \end{aligned}$$

was in der Nähe liegt vom heutzutage bekannten Volumen von  $1'083'206'246'123 \text{ km}^3$  (hergeleitet übrigens durch Messungen der *Satellitengeodäsie*, also der Erdvermessung durch Satelliten, die wir in den Orbit schiessen).

Die Dichte der Erde kann somit berechnet werden, wenn wir die Erdmasse  $M_{Erde}$  aus der vorherigen Aufgabe zu Hilfe nehmen

$$\begin{aligned} \rho_{Erde} &= \frac{M_{Erde}}{V_{Erde}} \\ &= \frac{5.9660 \cdot 10^{24} \text{ kg}}{9.58050 \cdot 10^{11} \text{ km}^3} \\ &= \frac{5.9660 \cdot 10^{24} \text{ kg}}{9.58050 \cdot 10^{20} \text{ m}^3} \\ &\approx 6227.2 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \end{aligned}$$

Das wäre zusätzlich noch umgerechnet in Gramm pro Kubikzentimeter:  $\rho_{Erde} \approx 6.2272 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ . Mit einer genaueren Bestimmung des Volumens erhält man eine mittlere Dichte der Erde von  $\rho_{Erde} = 5.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ .

### **Lösung 1.6: Schichtung der Erde**

Die Hauptschichten sind:

- Atmosphäre
- Erdkruste
- Erdmantel
- Äusserer Erdkern
- Innerer Erdkern

Der Erdmantel wird weiter in einen Oberen und Unteren Mantel unterteilt. Wir können Sie grob unterscheiden, indem wir verschiedenen Tiefen zuordnen. Sie werden aber auch durch die unterschiedliche chemische Zusammensetzung oder den entsprechenden Phasenzustand unterschieden. Diese führen auf verschiedene Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen.

Wenn Sie sich nochmals vertiefen wollen, lesen Sie das Kapitel 1.2 durch.

### **Lösung 1.7: Mineralien und Gesteine**

Die Zusammensetzung und die Mineralien im Erdinneren sind nicht überall genau bekannt, z.T. werden sie nur vermutet. Trotzdem kann man in etwa folgende Punkte erwähnen:

Der Innere Erdkern wird hauptsächlich aus Eisen bestehen. Weitere Teile von Nickel sind ebenfalls darin enthalten. Ein Grund ist der Unterschied zwischen der durchschnittlichen Dichte für die gesamte Erde und den gemessenen Dichten für oberflächennahes Gestein. Die Eisen–Nickel–Mischung wird fest sein. Dies ist zu erwarten, weil ein enormer Druck herrscht.

Der Äussere Erdkern wird metallisch sein und flüssig. Die Gründe dafür sind analog aus dem gerade erwähnten Dichteunterschied, als auch durch die Beobachtung, dass es ein Erdmagnetfeld gibt.

Der Erdmantel wird hauptsächlich aus Olivin bestehen. Man findet dieses ebenfalls in Meteoriten aus den ursprünglichen Bestandteilen, die während der Erdentstehung vorhanden waren.

Die Erdkruste ist reich an Quarz und Feldspat. Dies geht aus direkten Messungen von Bohrproben hervor.

### Lösung 1.8: Mondmasse

Wieder berechnen wir die Masse über die Fallbeschleunigung  $g_{Mond}$  des Mondes. Es ergibt sich

$$\begin{aligned} M_{Mond} &= g_{Mond} \cdot \frac{r^2}{G} \\ &= 1.62 \frac{m}{s^2} \cdot \frac{\left(\frac{3476}{2} km\right)^2}{6.6742 \cdot 10^{-11} \frac{m^3}{kg s^2}} \\ &= 1.62 \frac{m}{s^2} \cdot \frac{(1738 \cdot 10^3 m)^2}{6.6742 \cdot 10^{-11} \frac{m^3}{kg s^2}} \\ &\approx 7.33 \cdot 10^{22} kg \end{aligned}$$

Die Masse der Erde ist also etwa 81 mal grösser.

Diese Bestimmung der Mondmasse ist im Grunde kein einfaches Problem. Erst wenn man die Fallbeschleunigung auf dem Mond messen kann, können wir diesen Lösungsweg einschlagen. Das war aber lange Zeit nicht möglich und stellt auch heute noch ein Problem dar. Eine weitere Möglichkeit, die Masse des Mondes zu bestimmen, kann durch das Gleichsetzen der Gravitations- und der Zentripetalkraft des Systems Erde-Mond erreicht werden.

1. *Was brodelte denn da?*

---

## 2. Zwischen New York und Zürich - Wie sich Erdplatten bewegen

---

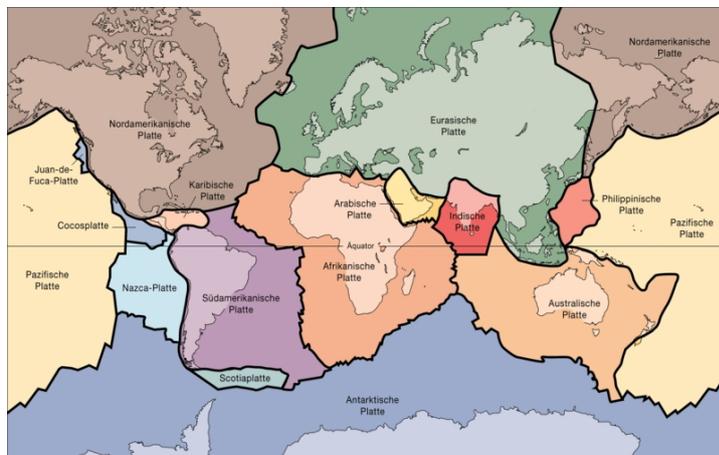
Übersicht

Lernziele

- 2.1. Wandern Kontinente?
- 2.2. Im Suppenkochtopf der Erde
- 2.3. Was treibt sie umher?
- 2.4. Die Alpen in der Badewanne

Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

---



*Die Erdoberfläche ist ein grosses Platten-Puzzle. (Wikipedia, 2006)*

### Übersicht

Auf der Oberfläche der Erde hat sich wegen der Auskühlung im Weltall eine Kruste gebildet. Die Kruste ist dabei nur ein Teil von den Strömungen des darunter liegenden Erdmantels. Sie werden immer wieder in verschiedene Platten aufgebrochen und

## 2. Zwischen New York und Zürich

---

verschieben sich gegeneinander. Europa und Amerika sitzen auf solch unterschiedlichen Platten. Und so bewegen sich New York und Zürich immer weiter auseinander, bis sie auf der Rückseite der Erde wieder zusammenfinden?

### **Lernziele**

Die Lernziele für dieses Kapitel sind:

- Sie wissen von mehreren Beobachtungen, die die Verschiebung der Kontinente bestätigen.
- Sie können Ihrem Nachbarn erklären, wodurch diese Drift entsteht.
- Sie können Auswirkungen an mindestens drei Beispielen aufzählen.

## 2.1. Wandern Kontinente?

Angenommen, jemand kommt auf Besuch und behauptet, dass sich unser Haus bewegt. Da ist nichts dabei. Schliesslich wissen wir, dass sich die Erde dreht und damit auch das Haus. „Nein, nein,“ meint er, „auch ohne diese Drehung, euer Haus mit samt den Hügeln drumherum bewegen sich nach Osten.“ Vielleicht will der uns einen aufbinden. Oder er hat gerade einen komischen Tee getrunken. Also gut fragen wir, wie schnell sich alles nach Osten bewegt. „Nur ein paar Zentimeter pro Jahr. Fast so, wie Grashalme wachsen.“

Das ist tatsächlich eine Bewegung, die wir meist ignorieren. Und trotzdem ist sie immens wichtig um zu verstehen, weshalb wir die Alpen in der Schweiz haben, sich die Küstenlinien von Südamerika und Westafrika so ähneln, oder sich Erdbeben ereignen. Diese Verschiebungen der Kruste nennt man *Plattentektonik* (oder *Kontinentalverschiebung*). Sie werden vielleicht bereits eine ziemlich gute Vorstellung davon haben, was Plattentektonik ist und kennen den historischen Werdegang dieser Theorie, welcher vor allem von Alfred Wegener verfechtet wurde. Oder sie wissen bereits von einigen unterstützenden Beobachtungen:

Wir finden heutzutage Fossilien von gleichartigen Landdinosauriern auf verschiedenen Kontinenten, obwohl wir annehmen, dass diese Dinosaurier kaum einen Ozean durchschwimmen konnten. Es würde jedoch passen, wenn es zur Zeit des Präkambrium einen südlichen Grosskontinent<sup>1</sup> gegeben hätte. Ebenfalls finden wir z.B. Steinkohle auf Spitzbergen, obwohl dort heutzutage polares Klima herrscht.

Wir messen auch ein magnetisches Streifenmuster im Meeresboden des Atlantiks, das symmetrisch zu dem Tiefsee-Rücken verläuft und durch die wiederholte Umpolung des Erdmagnetfelds sozusagen ins sich verschiebende Gestein “eingefroren” wurden. Dass man die Mittelozeanischen Rücken im Atlantik und Pazifik entdeckt hat und sah, dass sie vulkanisch aktiv sind und den Ozeanboden in entgegengesetzte Richtungen auseinander drücken, all dies ist im Einklang mit der Theorie der Plattentektonik.

---

<sup>1</sup>Diesem Grosskontinent gab man den Namen “Gondwana”.

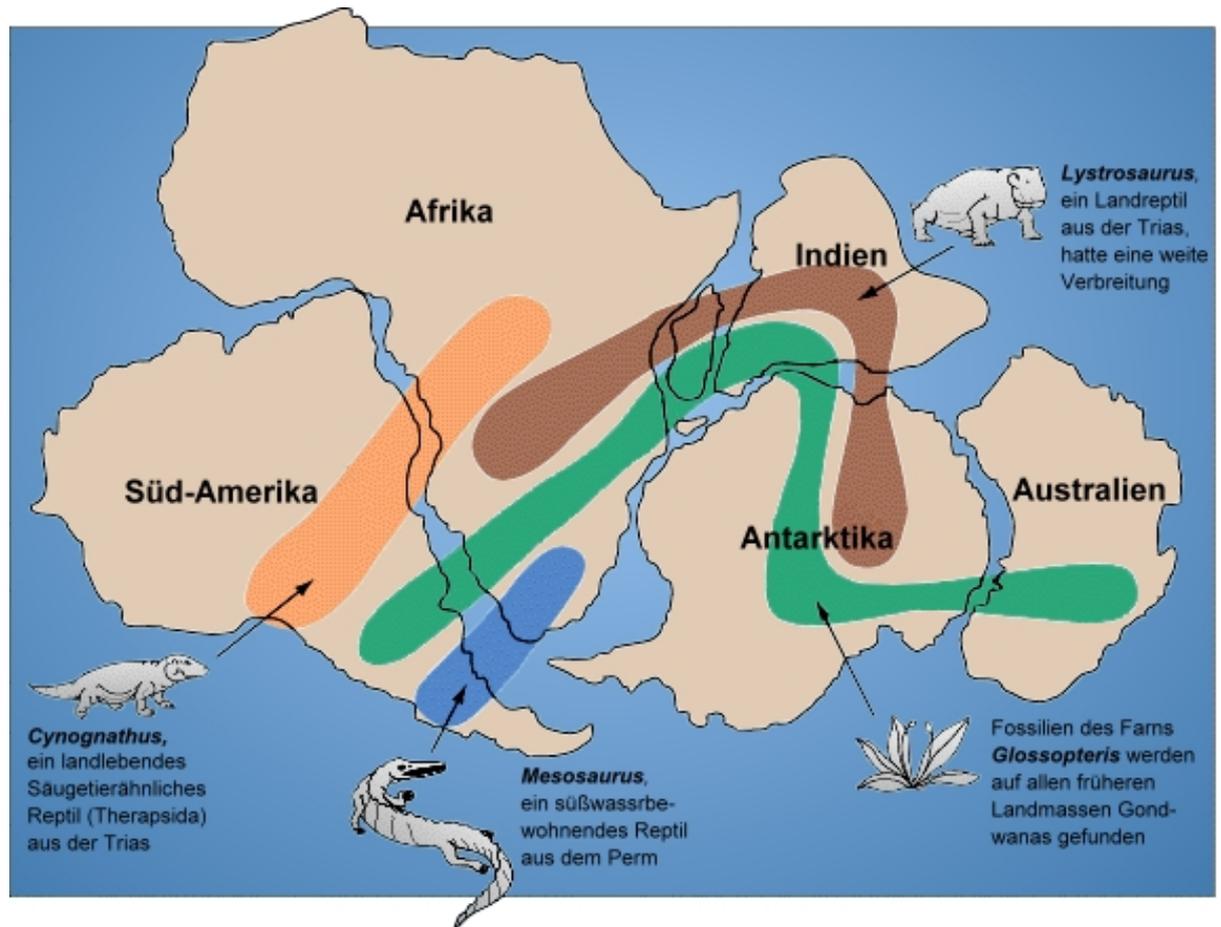
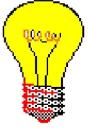


Abbildung 2.1.: Verbreitungsgebiete von fossilen Floren und Faunen (Wikipedia, 2006)



Sie kennen nun mehrere Beobachtungen:

- Fossilienfunde
- Küstenlinien
- Tiefsee-Rücken
- magnetisches Streifenmuster

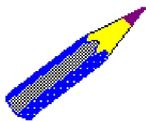
Heutzutage kann man die Kontinentaldrift sogar ziemlich genau bestimmen durch die Erdvermessung mittels Satelliten, die bis auf einige Millimeter genau die Verschiebung angeben kann.

## 2.2. Im Suppenkochtopf der Erde

In diesem Kapitel wollen wir dem Ursprung der Plattentektonik nachgehen. In der Realität sieht es nämlich so aus, dass wir immer noch viele Unklarheiten haben, welche Kräfte im Erdinneren diese Plattenbewegungen vorantreiben.

Im vorherigen Kapitel über den Aufbau der Erde haben wir gesehen, wie die Erde aufgebaut ist. Die Erdkruste besteht also aus verschiedenen Platten, die wir entweder als ozeanische Platte oder kontinentale Platte einordnen. Diese Platten liegen auf dem Oberen Erdmantel. Die Temperaturen des Erdmantels haben wir auch schon gesehen sind sehr unterschiedlich. An der Grenze zu den Platten haben wir einige hundert Grad, an der Grenze zum Äusseren Erdkern um die 3'500 Grad Celsius. Das heisst wir finden heisses Gestein unten, nahe des Kerns, und kaltes Gestein oben. Müsste nicht das kalte, schwerere Gestein absinken und das heisse, leichtere Gestein aufsteigen? Nun besteht aber der Erdmantel aus festem Gestein, also was nun?

Sie kennen bereits aus der Wärmelehre, wie sich Temperaturunterschiede ausgleichen können. Wir wollen dies hier kurz repetieren:



### **Aufgabe 2.1 : Transport von Wärme**

*Schlagen Sie in Ihrem Physik-Lehrbuch nach, welche Arten von Wärmetransport unterschieden werden. Insbesondere sollten Sie die drei Arten Wärmeleitung, Konvektion und Wärmestrahlung verstanden haben. Falls kein Buch vorhanden ist, lesen Sie den unteren Abschnitt.*

*Der Grund für jegliche Wärmetransporte ist immer eine Temperaturdifferenz zwischen zwei räumlich getrennten Bereichen.*

Die **Wärmeleitung** ist der Wärmetransport innerhalb eines Körpers oder durch Kontaktflächen zweier Körper. Beim Stoss rascherer Moleküle gegen langsamere wird im Durchschnitt der Stösse Bewegungsenergie auf die langsameren übertragen, die Temperaturen gleichen sich an. Der Wärmetransport, also die Menge Wärme  $\Delta Q$  pro verstrichener Zeit  $\Delta t$ , durch die Wärmeleitung innerhalb eines homogenen Stabes wird durch die Differenzen der Temperaturen  $\Delta T$  an den Enden, der Quersfläche  $A$  und der Länge  $d$  des Stabes und dessen Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  gegeben:

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \lambda \frac{\Delta T}{d} A$$

In Flüssigkeiten und Gasen geschieht der Wärmetransport hauptsächlich durch **Konvektion**. D.h. durch temperaturbedingte Dichteunterschiede wird eine Strömung angetrieben. Beispiele sind die Meeresströmungen und Luftströmungen in der Atmosphäre, welche durch Temperaturunterschiede angetrieben werden. Bei Meeresströmungen können die Dichteunterschiede aber auch durch die Salinität, also den Salzgehalt des Meerwassers, entstehen. In der Geophysik benützt man auch den Ausdruck Advektion, um von einem solchen Wärmetransport durch eine erzwungene Bewegung von Material zu sprechen. Im Unterschied dazu ist die Konvektion bedingt durch den internen Auftrieb des Materials.

Durch **Wärmestrahlung** kann ebenfalls Energie übertragen werden. Jeder Körper strahlt Energie ab. Die abgestrahlte Leistung hängt von der Grösse der Oberfläche  $A$  und deren Beschaffenheit (beschrieben durch die Emissionszahl  $\epsilon$ ) und vor allem von der Oberflächentemperatur  $T$  ab. Das Strahlungsgesetz von Stefan und Boltzmann beschreibt in diesem Fall den Wärmetransport

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \epsilon \sigma T^4 A$$

und der Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$ .

Wie Sie nun wissen, wirkt die Konvektion nur bei Flüssigkeiten und Gasen, nicht aber in festen Körpern. Doch wann genau passiert z.B. der Übergang von fest zu flüssig bei

Wachs oder Honig? Auch wenn wir ein Bücherregal beladen, sehen wir, dass wenn wir die Last von den Tablaren gleich wieder entfernen, sich diese zurück in ihre ursprüngliche Form entspannen. Bleiben aber die Bücher über Jahre hinweg darauf liegen, dann bleiben die Tablare durchgebogen, auch wenn wir sie von ihrer Last befreien, so als ob sie wie Flüssigkeiten verformt wurden.<sup>2</sup>

### Exkursion: Zähflüssig wie Honig

Versuchen wir Wachs, Honig und weitere Materialien als eine Art Flüssigkeit zu beschreiben. Dazu benützen wir ein Mass, nämlich die **Viskosität**: Sie gibt an, wie zähflüssig das Material ist. Je dickflüssiger das Material, desto grösser die Viskosität. Sie resultiert aus der inneren Reibung einer Flüssigkeit, d.h. aus der molekularen Anziehung, welche der Tendenz zu fließen entgegenwirkt. Viskosität wird unterschieden zwischen der dynamischen und kinematischen Viskosität.

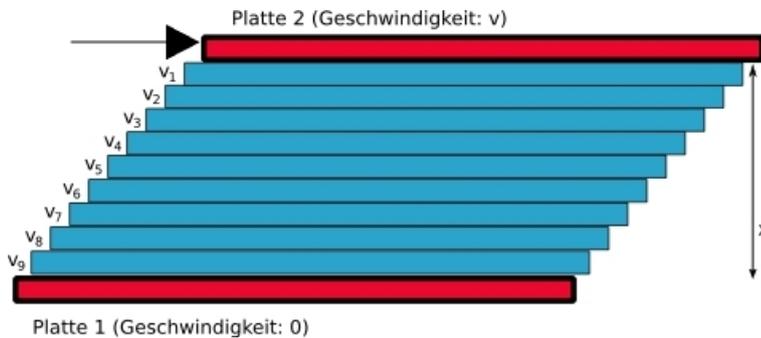


#### Messung der Viskosität

Machen wir ein Gedankenexperiment. Wie sollen wir das Mass der Viskosität definieren? Die genaue Definition der dynamischen Viskosität wird so beschrieben, dass man zwei Platten gegeneinander bewegt, die dazwischen eine Flüssigkeit einklemmen. Die Flüssigkeit zwischen den Platten wird gedanklich in einzelne Schichten unterteilt, die sich verschieden schnell bewegen.

---

<sup>2</sup>Manchmal hört man auch, dass wenn wir Fensterglas betrachten in mittelalterlichen, wunderschönen Fensterrosetten, wir sehen können, dass das Glas unten viel dicker ist als oben, so als ob es nach unten geflossen wäre. Dies ist eine Fehlvorstellung. Es wurde bisher nie beobachtet, dass sich altes Glas verformt hätte. Mittelalterliche Linsen sind genauso scharf wie dazumal. Bei den Fensterrosetten sind die Unterschiede in den Glasdicken durch den damaligen Herstellungsprozess hervorgerufen (Gibbs, 1996).



(Wikipedia, 2006)

Je kleiner die Kraft ist, um die Platten mit einer bestimmten Geschwindigkeit zu bewegen, desto kleiner ist die Viskosität. Diese Kraft hängt auch von der Distanz, die die beiden Platten zueinander haben ab. Die Einheit der dynamischen Viskosität  $\nu$  ergibt sich dann zu  $N \cdot s / m^2 = Pa \cdot s$ .

Die kinematische Viskosität wird als das Verhältnis von dynamischer Viskosität zu der Dichte des Materials definiert.

Als Beispiel: Wir streichen Honig auf ein Butterbrot. Die obere Platte wäre unser Messer, die untere das Brot. Streichen wir den eingeklemmten Honig langsam übers Brot, brauchen wir nur wenig Kraft. Wollen wir den Honig mit dem Messer schnell übers Brot verteilen, dann müssen wir eine grössere Kraft aufbringen.

Im Allgemeinen sehen wir mit welcher Deformationsgeschwindigkeit unsere Platten auseinanderfliessen. Die Viskosität ist der Proportionalitätsfaktor zwischen der Kraft, die aufgewendet wird und der Deformationsgeschwindigkeit.

Unser Gedankenexperiment funktioniert nur bedingt. Eine ideale Flüssigkeit wäre nicht einmal geeignet, um sie zwischen die Platten zu klemmen, da sie einfach abfliessen würde. Die Viskosität wäre null. Es geht also nur mit realen, bereits zähflüssigen Materialien.

Was passiert aber, wenn wir einen Radiergummi zwischen die Platten klemmen? Schauen wir nochmals die Auslenkungen der Platten an. Die Kraft, die wir auf die zweite Platte ausüben, bewirkt eine **Scherung**. Deshalb nennen wir die Kraft eine **Scherkraft**. Eine Scherung ist eine Bewegung parallel zu den beiden Platten und führt zu

einer Deformation des ursprünglichen Aufbaus. Die Scherkraft pro Flächeneinheit ergibt die **Scherspannung**<sup>3</sup>. Robert Hooke hat viele solcher Versuche gemacht mit elastischen Materialien und herausgefunden, dass im Allgemeinen die Deformation<sup>4</sup>  $\epsilon$  proportional ist zur Spannung  $\sigma$  (in  $Pa$ ). Heute nennen wir es das *Hooke'sche Gesetz*:

$$\sigma \propto \epsilon$$

Den Proportionalitätsfaktor zwischen der Deformation und der Scherspannung in unserem Fall hier wollen wir **Schermodul**  $\mu$  (oder *Zugfestigkeit*) nennen. Es hat die Einheit  $Pa = N/m^2$ .

Vielleicht kommt Ihnen dieses Hooke'sche Gesetz bekannt vor. Sie haben es wahrscheinlich schon gesehen, als man die Federkonstante eingeführt hat. Die *Federkraft*  $F$  ist proportional zur Auslenkung  $x$  der Feder:  $F \propto x$ . Die Kraft ist dabei entgegengesetzt zur Auslenkung und man setzte die Federkraft

$$F = -k \cdot x$$

gleich einem Proportionalitätsfaktor mal der Auslenkung. Der Proportionalitätsfaktor  $k$  wird Federkonstante genannt. Federn sind ein klassisches Beispiel für elastische Materialien.

Wo ist jetzt der Unterschied zwischen viskosen und elastischen Materialien? Bei Flüssigkeiten wird die Deformation der beiden Platten erhalten bleiben, wenn wir die Kraft lösen. Die Deformation würde nicht mehr von der Scherspannung abhängen. Das Schermodul ist somit null. Flüssigkeiten sind also viskos.

Nehmen wir einen festen Körper und betrachten nur kleine Auslenkungen der Platten. Wenn wir die Kraft wieder lösen und sehen, dass sich die Platten wieder an ihren ursprünglichen Platz zurückbewegen, dann ist das Material **elastisch**, so wie z.B. die Feder von vorher oder auch ein Radiergummi.

Wenn wir einen idealen, festen Körper zwischen die beiden Platten klemmen, können

---

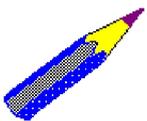
<sup>3</sup>Die Spannung ist hier eine Zahl und analog definiert wie ein Druck, als Kraft pro Flächeneinheit. Im allgemeinen aber erhält man einen Spannungstensor.

<sup>4</sup>Man sagt auch Dehnung, da es als eine relative Änderung definiert und daher dimensionslos ist.

wir noch soviel Kraft aufwenden, die obere Platte wird sich nicht bewegen. Er hätte eine unendlich grosse dynamische Viskosität. In der Realität ist irgendwann die Kraft auf die Platte und die Auslenkung zu gross und jeder Festkörper wird entweder auseinander brechen wie ein Keramikkrug, weil das Material **spröde** ist, oder der Festkörper verformt sich wie ein Knetteig, da das Material **duktile** ist. Die Deformation wäre permanent, so wie bei viskosen Materialien.

Diese Ausführungen sollen Ihnen klar machen, dass die Unterscheidung von Materialien in feste oder flüssige (und gasförmige) Körper ungenügend sein kann. Uns interessiert hier, wie sich das Material verhält: viskos oder elastisch.

Abgesehen vom Material, wovon hängt die Viskosität noch ab? Die Viskosität hängt von mehreren äusseren Faktoren ab. Sie verändert sich sehr stark je nach Temperatur und etwas weniger je nach Druck.



### **Aufgabe 2.2 : Eine Aufgabe für zu Hause zur Viskosität**

*Die Küche zu Hause liefert sehr feine Proben, um die Viskosität der Stoffe zu betrachten. Nehmen Sie als Beispiel den Honig, welcher Zimmertemperatur haben sollte, und schauen Sie, wie dünnflüssig er ist. Dann stellen Sie den Honig über Nacht in den Kühlschrank und probieren ihn am nächsten Morgen aufs Butterbrot zu streichen. Stellen Sie eine Veränderung fest? Sie können auch versuchen, einen Camembert-Käse zusammenzupressen. Was stellen Sie fest, je stärker Sie drücken?*

Die Viskosität eines Materials hängt aber auch vom Faktor Zeit ab. Was heisst das?

### **Exkursion: Mit der Geduld einer Schildkröte**

Wenn wir Gras beim Wachsen zuschauen wollen, brauchen wir einen Zeitraffer. Ähnlich ist es beim Verformen von Gestein. Es geht auch umgekehrt, z.B. beim Sprung ins Wasser. Wenn wir aus 50 m Höhe ins Wasser springen wollten, wäre es hart wie ein Betonpflaster. Das Wasser hätte nicht genügend Zeit, sich zu verformen<sup>5</sup>. Oder wir werfen einen Kieselstein ins Wasser und sehen, wie langsam er zu Boden sinkt. Werfen wir den Kieselstein in einen Honigtopf, dauert es aber noch viel länger bis er ein Stück gesunken

---

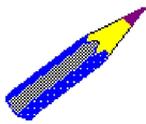
<sup>5</sup>Dies wird neben der Viskosität auch mit der Trägheit des Wassers zu tun haben

ist.

Es gibt also eine Art charakteristischer Zeitskala, in der wir ein Material als viskos ansehen können. Intuitiv würden wir sagen, diese Zeiten sind zum Beispiel bei Glas viel länger, als wenn wir Honig beim Fliessen zuschauen wollen. Die **Maxwell Zeit** (oder *Relaxationszeit*) gibt uns diese Zeit an und ist leicht zu bestimmen. Indem wir das Verhältnis von Viskosität  $\nu$  und Schermodul  $\mu$  berechnen, erhalten wir nämlich die Maxwell Zeit

$$\tau = \nu/\mu$$

Die Einheit erhalten wir in Sekunden ( $s$ ). Für Zeitabschnitte, die länger sind als die Maxwell Zeit, scheint sich ein Material viskos zu verhalten. Im Gegensatz dazu verhält sich für kürzere Zeiten das Material elastisch.



### Aufgabe 2.3 : Charakteristische Relaxationszeiten

Schauen wir einmal, welche Maxwell Zeiten wir für verschiedene Materialien kriegen. Berechnen Sie die Maxwell Zeit für Honig ( $\mu = 100 \text{ Pa}$ ), Glas ( $\mu = 26 \cdot 10^9 \text{ Pa}$ ) und den Oberen Erdmantel ( $\mu \sim 10^{11} \text{ Pa}$ ) mit den Werten für Viskosität aus der unteren Tabelle. Wieviele Jahre sind es für Glas und wieviele für den Oberen Erdmantel?

Material	Viskosität $\nu$ in $\text{Pa} \cdot \text{s}$
Wasser	0.001
Olivenöl	0.1
Honig	10
Teer	$10^4$
Glas	$10^{18} - 10^{21}$
Oberer Erdmantel	$10^{19} - 10^{21}$

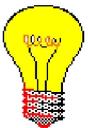
(Elert, 2006; Poirier, 1991)

Die Tabelle zeigt typische Werte der dynamischen Viskosität für einige Materialien bei Raumtemperatur. Die Werte für Gesteine des Oberen Mantels sind für die dortigen Druck- und Temperaturverhältnisse angegeben.

*Da die Viskosität sehr stark von der Temperatur abhängt, ist der Wert für den Oberen Erdmantel mit Vorsicht zu geniessen. Er gibt aber einen ungefähren Eindruck im Vergleich zu den anderen erwähnten Materialien.*

Wir sehen, dass die geologischen Zeitabstände von mehreren Tausend, oder sogar Millionen von Jahren grösser sind als die Maxwell Zeiten des Oberen Mantels. Wenn wir diesen enormen Zeitraffer haben, wäre es, als ob sich der Erdmantel viskos, also wie eine zähe Flüssigkeit verhält. Die Strömungen bedingt durch den Wärmetransport nennt man *Mantelkonvektion*.

Wenn wir aber Erdbeben betrachten, Ereignisse die in Zeiträumen von wenigen Minuten und Stunden geschehen, dann sind wir unterhalb der Maxwell Zeit des Erdmantels. In diesem Fall verhält er sich wie ein Festkörper, der elastisch auf die Deformationen reagiert.



Machen wir eine kurze Pause. Sie haben soeben eine sehr wichtige physikalische Betrachtung kennengelernt.

Diese **Analyse der Zeitskalen** für verschiedene Materialien gibt uns Auskunft, mit welchen physikalischen Prozessen wir rechnen müssen. Betrachten wir den Erdmantel in geologischen Zeitabständen, verhält er sich wie eine Flüssigkeit und wir können die Hydrodynamik verwenden, um dortige Prozesse zu beschreiben.

In kürzeren Zeitabständen aber reagiert der Erdmantel wie die ganze Erde elastisch auf Deformationen. Das ist wichtig um die Ausbreitung von seismischen Wellen zu beschreiben und zu verstehen.

Probieren Sie selber, dies nachzuvollziehen und jemandem zu erklären. Dann haben Sie einen wichtigen Schritt in physikalischem Denken gemacht.

Diese Betrachtung erlaubt es uns auch, mit gewissen Einschränkungen die physikalischen Prozesse des Erdmantels im Labor zu simulieren. Solche Experimente, wie sich

z.B. Platten der Erdkruste übereinanderschieben oder absinken, können deshalb im “Kleinen” nachgebaut werden. D.h. wir können die Dimensionen skalieren, für Zeit und für den Raum. Nehmen wir ein Material mit einer anderen geringeren Viskosität und schon können wir in kürzeren Zeitabständen die gleichen Prozesse beobachten. So sind Labortanks mit Honig gefüllt und Biskuits als Erdplatten werden darin eingetaucht. Natürlich gibt es da immer noch Raum für Verbesserungen, aber die physikalischen Prozesse können bereits studiert werden<sup>6</sup>.

Seit wir auch die Möglichkeit haben, die physikalischen Gesetze numerisch zu berechnen, werden in grossem Masse Computer und Supercomputer für die Simulationen benützt. Diese Berechnungen sind sehr aufwendig und es kann mehrere Wochen dauern, bis man merkt, dass es einen Fehler im Programm hat. Fehlerfrei sollte die Berechnung in Abbildung 2.2 sein.

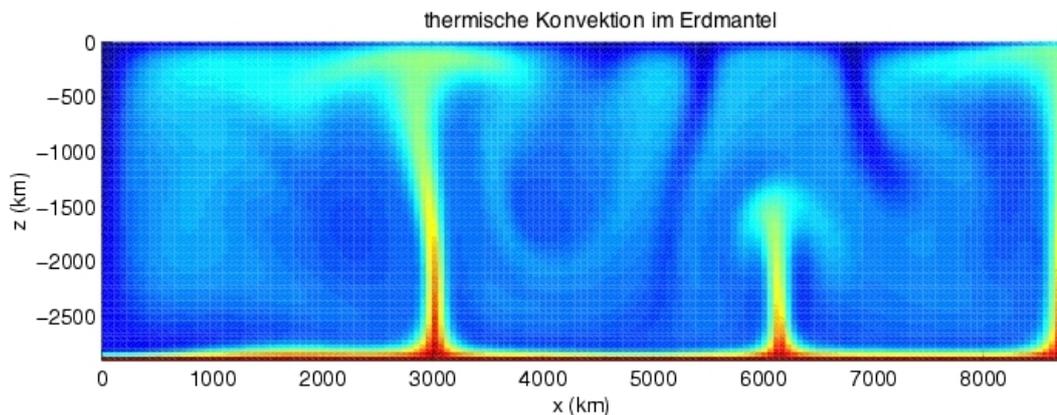


Abbildung 2.2.: Numerische Simulation zur Konvektion im Erdmantel. Die Temperatur ist als Farbskala angegeben. Die heissen Gebiete sind rot, die kalten Regionen dunkelblau. Aufsteigende Strömungen nennt man “Plumes” (englisch für Fahne oder Säule, wie z.B. eine Rauchfahne). Die Gebiete an der Erdoberfläche, unter denen sich solche Plumes befinden, nennt man “Hot Spots” (englisch für heisse Flecken oder Punkte). (Wikipedia, 2006).

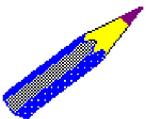
---

<sup>6</sup>Nebenbei bemerkt, die erwähnte Definition der Viskosität macht kaum Sinn für Festkörper und sie benützt eine lineare Abhängigkeit zwischen der aufzuwendenden Kraft und der erhaltenen Geschwindigkeit der Platten. Das gilt sogar ziemlich gut bei geschmolzener Lava, muss aber nicht der Fall sein, wenn man Olivin, den Hauptbestandteil des Oberen Erdmantels nimmt (dort würde die Deformation wie hoch 4 zur Scherspannung zu nehmen). Deshalb bleiben Anwendungen von solchen Experimenten zu einem gewissen Teil noch unsicher.

Trotzdem wissen wir nicht, ob es der tatsächlichen Erde entspricht, da die Rahmenbedingungen und Eingaben der Parameter dieser Rechnungen noch zu wenig bekannt sind. Das Bild zeigt, wie die Mantelkonvektion aussehen könnte. Es berechnet die Temperaturverteilung im Erdmantel bis zur Grenze des Äusseren Erdkerns. Die Wärme, die aus dem Erdkern aufsteigt, heizt den Erdmantel von unten her auf. Man weiss jedoch bis heute nicht sicher, ob die Konvektionszellen durch den ganzen Erdmantel bis hinauf zur Erdkruste reichen, oder ob sie an der Grenze zwischen Unterem und Oberem Mantel gestoppt werden. Vielleicht erinnert Sie das Bild an die Strömungen in einem heissen Kochtopf, der Wasser zum Sieden bringt. Die Prozesse sind die gleichen.

Heute nehmen wir an, dass solche Mantel-Plumes, also aufsteigende Konvektionsströmungen, auch verantwortlich sind für gewisse Vulkane an der Erdoberfläche. Durch die heissen Strömungen unterhalb der Erdkruste wird diese z.T. geschmolzen und es bilden sich Magma-Kammern. Diese formen dann Vulkane an der Erdoberfläche.

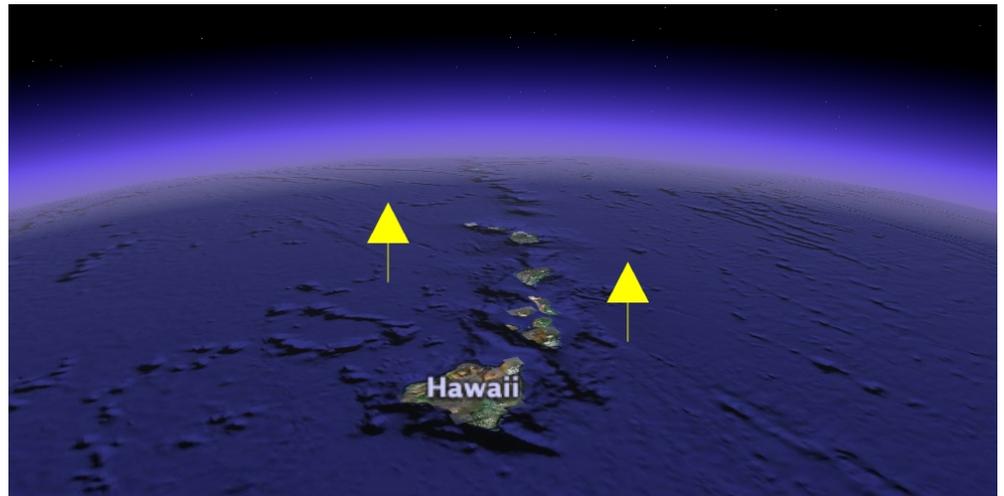
Haben Sie verstanden, worüber es bei Mantel-Konvektion geht? Wenn Sie die folgende Aufgabe lösen können, ohne nachzuschauen, haben Sie ein gutes Fundament gelegt.



### **Aufgabe 2.4 : Hawaiianische Insel-Kette**

*Schauen Sie auf einer Weltkarte nach, wo die Insel Hawaii liegt. Sie können dazu auch den Computer und die Applikation Google Earth benutzen, wenn dies vorhanden ist.*

*Wenn wir die Hawaiianischen Inseln anschauen, wobei jede vulkanischen Ursprungs ist, fällt uns auf, dass sich die einzelnen Inseln entlang einer Linie angeordnet haben.*



(Google, 2006)

*Die Pfeile geben die Richtung der Verschiebung der ozeanischen Pazifik-Platte an. Die Vulkane auf den einzelnen Inseln werden älter, je weiter weg sie von der Hauptinsel Hawaii entfernt liegen. Wieso bilden sie sich so?*

## 2.3. Was treibt sie umher?

Wie wir nun wissen, bewegen sich die Erdplatten auf dem zähflüssigen Mantel, ungefähr so wie Biskuits auf Honig. Aber sind es nun die Strömungen im Erdmantel, die die Platten verschieben oder sind es die Platten selber, die durch ihr Gewicht ins Rollen kommen und so das Mantelmaterial mit sich ziehen?

Wir haben gesehen, dass Erdplatten an den Mittelozeanischen Rücken entstehen und dass sie auch wieder abtauchen können, wenn sie auf eine weitere Platte stossen. Wir sprechen hier von ozeanischen Platten. Die kontinentalen Platten schwimmen wie Holz immer oben auf. Diese Platten tauchen nicht ab. Wenn sie mit einer weiteren kontinentalen Platte zusammenstossen, verkeilen sie sich und bäumen sich auf. Dadurch entstehen die grossen Alpengebirge, hier in der Schweiz und auch im Himalaja.

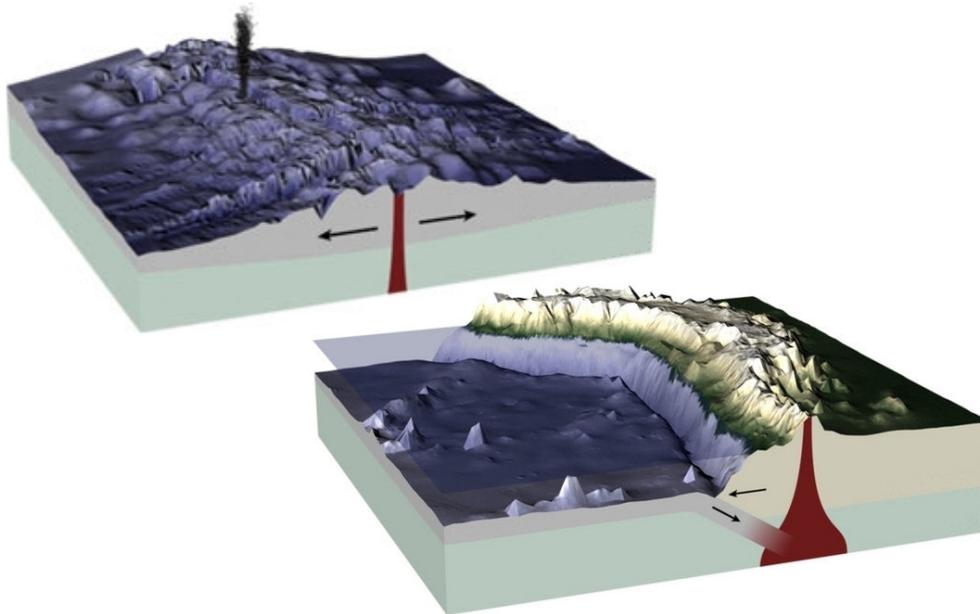


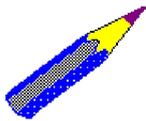
Abbildung 2.3.: Schematische Darstellung eines Mittelozeanischen Rückens und zur *Subduktion*, d.h. dem Abtauchen einer ozeanischen Platte unter eine kontinentale Platte. Bei der Kollision der ozeanischen und kontinentalen Platte entstehen auch vulkanische Gebirge, die man z.B. in Südamerika, Japan und auch Italien findet.(Wikipedia, 2006)

Im vorhergehenden Kapitel haben wir gesehen, dass Strömungen im Erdmantel zu entsprechend grossen Konvektionszellen gehören. Die Erdplatten selber kann man sich als ein Teil dieser Strömungen vorstellen. Wir können die Platten einfach als Erdmantel-

material ansehen, das an der Erdoberfläche abkühlt. Dadurch wird das Material dichter und somit auch wieder schwerer. Die Platte wird also nach einer gewissen Zeit wieder in den Erdmantel absinken.

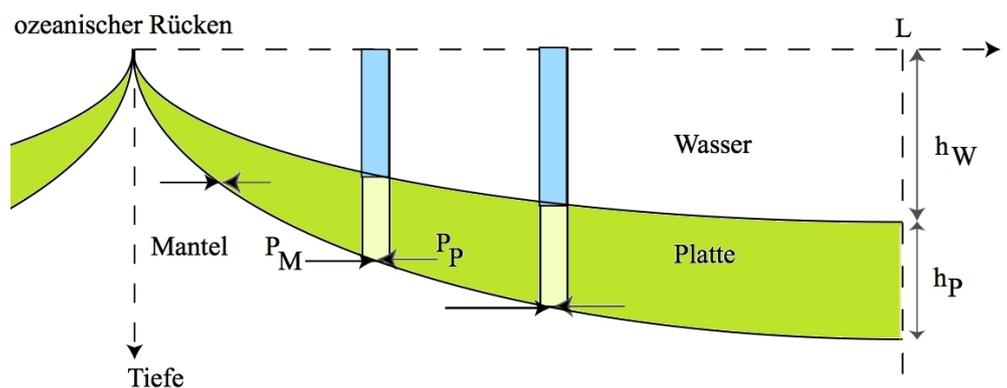
Wir wollen auf einfache Art abschätzen, ob sich die ozeanische Platte bewegt, weil neues Material nachschiebt oder die abtauchende Zunge der Platte sie zieht.

Die ozeanischen Rücken sind wie ein kleines Unterwasser-Gebirge, wo ständig Magma emporfließt und sich festsetzt. Die Erhöhung eines solchen Rückens kann im Vergleich zum Meeresboden bis zu 1.8 km betragen. Durch seine Gewichtskraft übt er einen Druck aus auf die benachbarte Platte und probiert sie horizontal wegzuschieben. Diese Schubkraft nennt man auch “ridge push”<sup>7</sup>.



### Aufgabe 2.5 : Schubkraft durch den ozeanischen Rücken

Wir berücksichtigen hier nur die horizontalen Komponenten der Kräfte, die wirken und vernachlässigen die Wasserschicht oberhalb des ozeanischen Rückens. Wieder können wir einfach die Hydrostatik zu Hilfe nehmen. Wir wissen vom Taucher her, dass der horizontale Druck  $P_M$ , den der Mantel in einer bestimmten Tiefe auf die Platte ausübt, durch den hydrostatischen Druck, d.h. den Gewichtsdruck der Mantelmaterialsäule der entsprechenden Höhe bedingt ist. Ebenfalls ist der horizontale Druck  $P_P$ , mit dem die Platte dagegen drückt, zusammengesetzt aus dem hydrostatischen Druck der darüberliegenden Wassersäule und dem Gewichtsdruck durch das Plattenmaterial selber.

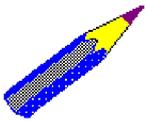


<sup>7</sup>Im Englischen nennt man den ozeanischen Rücken “ridge”, das Schieben ist “push”.

Die Schubkraft setzt sich somit zusammen aus der Summe dieser Drücke über die ganze Tiefe. Rechnen wir diese Schubkraft  $F_R$  aus für einen ozeanischen Rücken, der eine Höhe von  $h_W = 1.8 \text{ km}$  hat. Nehmen wir dazu die Dicke der Platte  $h_P = 5 \text{ km}$  in einem Abstand  $L = 125 \text{ km}$  vom ozeanischen Rücken. Die Dichten sind nur ungefähre Angaben damit wir die Grössenordnungen sehen. Nehmen Sie für die Dichte des Mantels  $\rho_M \approx 3'200 \text{ kg/m}^3$ , der Platte  $\rho_P \approx 3'300 \text{ kg/m}^3$  und die des Salzwassers  $\rho_W \approx 1'025 \text{ kg/m}^3$ .

Wir sind nur an der Grössenordnung interessiert, also vernachlässigen wir die gebogene Form der Platte und nehmen an, sie entspreche einem Dreieck. Wie stark ist die Schubkraft pro Meter Breite des Rückens?

Diesen Wert wollen wir nun vergleichen mit der Zugkraft, den die Platte spürt durch jenen Teil, der absinkt. Diese Zugkraft nennt man auch “slab pull”<sup>8</sup>. Nehmen wir an, dass bereits ein grosses Stück der Platte in den Oberen Mantel abgesunken ist. Durch die Gewichtskraft wird die Platte nach unten gezogen. Aber wir müssen auch den Auftrieb dieses Stückes im Mantelmaterial miteinberechnen.



### Aufgabe 2.6 : Zugkraft durch das subduzierte Plattenende

Wieder können wir überschlagsmässig rechnen. Nehmen Sie die obere Abschätzung der Dicke des Plattenendes von  $d = 100 \text{ km}$  und einer erreichten Tiefe von  $z = 660 \text{ km}$ . Rechnen Sie mit der Dichte des Oberen Mantels, in welche die Platte sinkt  $\rho_{\text{Mantel}} \approx 3'200 \text{ kg/m}^3$  und der absinkenden Platte  $\rho_{\text{Platte}} \approx 3'300 \text{ kg/m}^3$ .

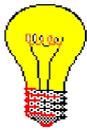
Wie stark ist diese resultierende Zugkraft  $F_Z$  pro Meter Breite des Plattenendes?

Aus den beiden Beispielen sehen wir, dass nach den unsrigen Modellen, die ozeanische Platte den Zug durch das absinkende Ende stärker spürt als durch das Schieben an den ozeanischen Rücken. Das würde auch bedeuten, dass die Platte gedehnt wird. Wir haben hier jedoch stark vereinfacht. Wenn wir die Spannungen in der Platte selber betrachten, sehen wir, dass diese sehr klein sind im Vergleich zu den hier bestimmten

<sup>8</sup>Den abtauchenden Teil der Platte nennt man im Englischen “slab”, das Ziehen ist “pull”.

Kräften. Man nimmt deshalb an, dass durch weitere abbremsende Kräfte, die Zugkraft durch das absinkende Plattenende in der Grössenordnung der Schubkraft liegt. Dadurch verschwindet dieses Dehnen der Platte.

Vielleicht erinnern Sie sich noch an Newton's 1. Gesetz aus dem Kapitel 1.3, wonach Kräfte die Ursachen für beschleunigte Bewegungen sind. Die horizontalen Schub- und Zugkräfte auf die Platten würden auch zu einer Beschleunigung der Platten führen. Wir sehen aber, dass sich die Platten mit ziemlich konstanter Geschwindigkeit fortbewegen. D.h. wir müssen annehmen, dass diese Kräfte durch Reibung am Erdmantel aufgehoben werden. Die Reibungskraft wird dabei grösser, je schneller sich die Platte bewegt. Irgendwann wird also eine Geschwindigkeit erreicht, bei der sich die Reibungskraft mit den Schub- und Zugkräften aufwiegt. Unser Modell wird immer komplizierter. Das ist mit ein Grund, weshalb numerische Simulationen auf dem Computer so beliebt sind.



In diesem Kapitel haben wir nun gesehen:

- Schub des Tiefsee-Rückens
- Zug durch das Plattenende

Sie können diese nun abschätzen. Wenn Sie noch Mühe damit haben, gehen Sie die Aufgaben 2.5 und 2.6 nochmals durch.

Die Subduktions-Zonen selber sind sehr interessant. Sie bilden jeweils die Kollisions-Zonen zwischen einer ozeanischen Platte und einer weiteren, meist kontinentalen Platte. Wir werden sehen, dass dieses Aneinanderreiben der Platten die grossen Erdbeben verursachen. Und sie erzeugen ebenfalls Vulkane, die ihrerseits das Klima verändern können.

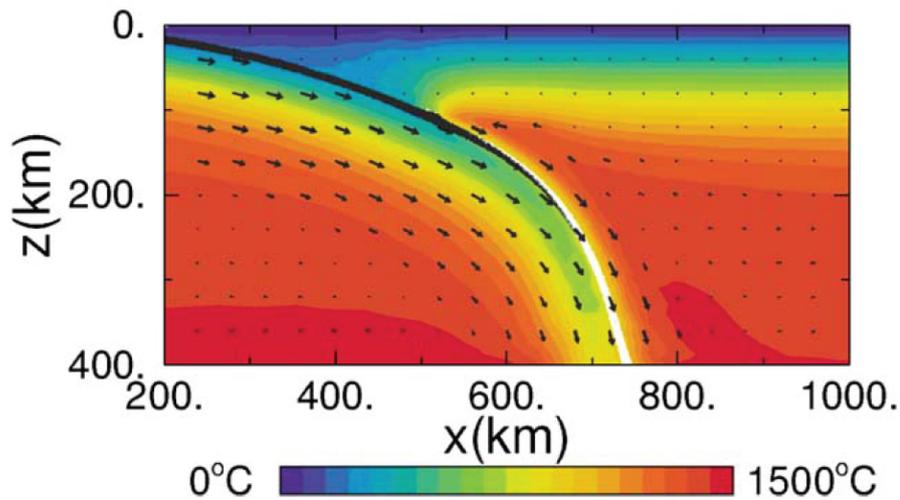


Abbildung 2.4.: Numerische Simulation zur Subduktion einer ozeanischen Platte im Querschnitt. Die Pfeile zeigen die Geschwindigkeiten an, die das dortige Material hat. Das Rechenmodell konzentriert sich auf die Temperaturverteilung in einer typischen Subduktions-Zone. Die Temperatur ist als Farbskala angegeben. Die “kalte” Platte sinkt in den heissen Mantel ab.

## 2.4. Die Alpen in der Badewanne

Schauen wir mal die Alpen in der Schweiz an. Wie Sie nun vermuten werden, sind die Alpen entstanden durch die Kollision zweier Platten. Der nördliche Teil der Schweiz sitzt auf der Eurasischen Platte, während der Teil südlich der Alpen von der afrikanischen Platte herkommt. Durch die Kollision haben sich dann die Alpen erhoben. Haben Sie eine Erklärung dafür, dass sich Gestein auftürmt zu kilometerhohen Alpen?

Dazu müssen wir wieder die Dichten unter die Lupe nehmen. Wir haben bereits gesehen, dass die durchschnittliche Dichte der Gesteine an der Oberfläche kleiner ist als die Dichte des Erdmantels. D.h. die Kontinente schwimmen auf dem zähflüssigen Erdmantel. Sie wissen bereits was passiert, wenn wir ein Stück Holz ins Wasser drücken. Es will wieder an die Oberfläche zurück. Sie wissen auch bereits, dass wir die Kraft, die das Holzstück nach oben drückt, Auftrieb nennen. Das schwimmende Holzstück versucht also ein Gleichgewicht zwischen seinem Gewicht und dem Auftrieb zu erhalten. Wenn dieses physikalische Prinzip des Auftriebs in der Badewanne funktioniert, wieso soll es nicht auch mit den Alpen und dem Erdmantel stimmen?

Einer, der diese Idee bereits im Jahre 1855 hatte, war der Physiker Sir George Airy. Damals hatte man noch keine Ahnung von Plattentektonik, wohl aber von Badewannen. Heute ergänzen sie sich wunderschön. Dieses Prinzip des Gleichgewichtes nennen wir **Isostasie**.

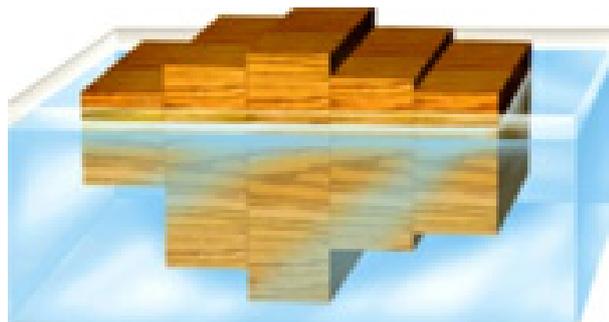


Abbildung 2.5.: Das Prinzip der Isostasie nach Airy besagt, dass die Alpen versuchen ein Gleichgewicht herzustellen zwischen ihrem Auftrieb im zähflüssigen Erdmantel und ihrem Gewicht, das sie nach unten drückt. (LEAD, 2006)

Nach Airy haben wir verschiedene Blöcke mit unterschiedlicher Grösse und Gewicht,

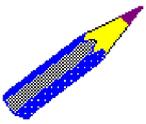
aber alle mit gleicher Dichte. Die grossen Blöcke werden tiefer in die Flüssigkeit eintauchen, die kleineren weniger tief. Es ist im Grunde das gleiche, ob wir Eisberge im Meer betrachten, Holzstücke in der Badewanne oder Alpen auf dem Erdmantel.

Nehmen wir einen Block mit Dichte  $\rho_{Block}$ , der eine Höhe  $h$  über dem Wasser und eine Tiefe  $d$  im Wasser hat. Nach dem Prinzip von Archimedes ist die Auftriebskraft  $F_A$  gegeben durch die Gewichtskraft der verdrängten Flüssigkeit. Die Flüssigkeit habe eine Dichte  $\rho_F$ , also ist

$$F_A = \rho_F \cdot g \cdot (d \cdot A) \quad (2.1)$$

wobei  $A$  die Querschnittsfläche und  $g$  die Erdbeschleunigung ist. Diese muss im Gleichgewicht sein mit der Gewichtskraft  $F_G$  des Blockes, also

$$F_G = \rho_{Block} \cdot g \cdot (h + d) \cdot A = F_A = \rho_F \cdot g \cdot (d \cdot A) \quad (2.2)$$



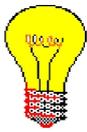
### Aufgabe 2.7 : Die Tiefe der Alpen

*Wenn Sie Lust haben und ein Wasserbehälter mit verschieden grossen Holzstücken zur Verfügung steht, können Sie unsere Annahmen hier anschaulich überprüfen. Sie können das auch in Ruhe zu Hause in der Badewanne machen.*

*Mit diesem Prinzip der Isostasie können wir abschätzen, wie tief in das Erdinnere die Alpen reichen. Nehmen wir für die durchschnittliche Dichte der Alpen ungefähr  $\rho_{Alpen} \approx 2'700 \text{ kg/m}^3$  und des Mantels  $\rho_{Mantel} \approx 3'200 \text{ kg/m}^3$ . Der höchste Berg der Schweiz ist die Dufourspitze im Wallis mit 4'634 m. Wie tief ragt die Dufourspitze ins Erdinnere?*

Seit der letzten Eiszeit haben sich die Gletscher entweder stark zurückgezogen oder sind ganz verschwunden. Skandinavien war ganz mit Eis bedeckt. Solche Eismassen hatten ein enormes Gewicht, welches in relativ kurzer Zeit nun verschwunden ist oder stark abgenommen hat. Die Erdkruste und der darunter liegende Erdmantel wurden dabei regelrecht in die Tiefe gedrückt. Doch seit die Eismassen verschwunden sind, fängt sich die Erdkruste wieder an zu heben, immer im Bestreben, ein Gleichgewicht zwischen ihrem

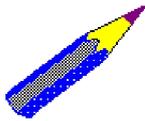
nun leichteren Eigengewicht und dem Auftrieb durch den Erdmantel zu erreichen<sup>9</sup>. Auch hier gilt wieder dieses Prinzip der Isostasie. Diese Erhebung gilt sowohl in Skandinavien als auch in den Schweizer Alpen. Unsere Alpen wachsen also nicht nur, weil sich die kontinentalen Platten immer noch ineinanderpressen, sondern auch weil sich die Gletschermassen zurückgezogen haben. Dass diese Ausgleichsbewegung nicht nur gleitend passiert, sondern auch ruckartig ablaufen kann, spüren wir, wenn's bebt. Und das ist in der Schweiz vor allem im Wallis so.



In diesem Kapitel haben Sie das Prinzip der Isostasie kennen gelernt.

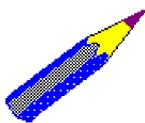
Probieren Sie für sich nochmals die Auswirkungen auf die Alpen vorzustellen. Wenn Sie noch Mühe haben, dieses Prinzip zu verstehen, dann lesen Sie dieses Kapitel nochmals durch.

Für den Kapiteltest sind hier noch Aufgaben, damit Sie sich selber testen können.



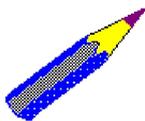
**Aufgabe 2.8 : Der Eisberg**

*Das Prinzip der Isostasie gilt auch für einen Eisberg. Um wieviel tiefer unter die Wasseroberfläche ragt ein Eisberg als seine Höhe über Wasser, wenn wir die Dichte des Eises  $\rho_{Eis} = 900 \text{ kg/m}^3$  und die Dichte des Salzwassers  $\rho_W = 1'025 \text{ kg/m}^3$  kennen?*



**Aufgabe 2.9 : Fossilienfunde**

*Weshalb liefern uns Fossilien Hinweise auf eine Kontinentalverschiebung?*



**Aufgabe 2.10 : Verschiebung einer ozeanischen Platte**

*Was verursacht die Verschiebung der ozeanischen Pazifik-Platte?*

---

<sup>9</sup>Dies wird auch ausgenützt zur Bestimmung der Viskosität des darunterliegenden Mantelmaterials.

## Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

### Lösung 2.2: Eine Aufgabe für zu Hause zur Viskosität

Diese Versuche zu Hause können Sie jederzeit beliebig oft wiederholen. Seien Sie aber rücksichtsvoll auf andere Personen, die die Küche ebenfalls benützen wollen. Der Versuch mit Honig klappt am besten, wenn Sie einen sehr naturbelassenen Honig nehmen. Je stärker er industriell verarbeitet wurde, desto mehr wurde probiert, dem Honig eine einheitliche Konsistenz zu verpassen.

### Lösung 2.3: Charakteristische Relaxationszeiten für viskose Materialien

Die Maxwell Zeiten  $\tau = \nu/\mu$  für die angegebenen Werte sind

Material	Viskosität $\nu$ [Pa · s]	Schermodul $\mu$ [Pa]	Maxwell Zeit $\tau$
Honig	10	100	0.1 s
Glas	$10^{18} - 10^{21}$	$26 \cdot 10^9$	$\approx 1 - 1200$ Jahre
Oberer Erdmantel	$10^{19} - 10^{21}$	$10^{11}$	$\approx 3 - 300$ Jahre

Die Werte für Glas sind mit Vorsicht zu geniessen. Je nach Komposition des Glases ist die Viskosität verschieden. Weiters kann die Viskosität bei Raumtemperaturen nicht gemessen sondern nur extrapoliert werden. Wir sehen deshalb, dass die Maxwell Zeiten von Glas nur ungenau bekannt sind. Die kürzeren Zeiten würden es durchaus erlauben, dass über Jahrhunderte hinweg betrachtet, Glas fließen könnte. Da dies jedoch nicht beobachtet wurde, sind die Viskositäten wohl im oberen Bereich einzuordnen.

### Lösung 2.4: Hawaiianische Insel-Kette

Die Aufgabe scheint zwar leicht, ist aber immer noch häufig debattiert unter Geologen und Geophysikern. Das heutige Bild mit Mantel-Plumes lässt uns vermuten, dass sich unterhalb von Hawaii ein solcher Plume befindet. Hawaii liegt also auf einem "Hot Spot".



(Google Earth, 2006)

Vereinfacht erklärt, entsteht die Insel-Kette also folgendermassen: Die heisse thermische Strömung des Mantel-Plumes hat Teile der Erdkruste und des Erdmantels geschmolzen. Diese Magma bahnt sich einen Weg durch Erdspalten und Risse nach oben. Dadurch entsteht lokal ein einzelner Vulkan, der dann die Insel bildet. Im Verlaufe der Zeit hat sich nun die ozeanische Pazifik-Platte weiterbewegt (auf unserem Bild nach links oben), der Mantel-Plume aber ist immer noch an seinem ursprünglichen Platz (rechts unten im Bild). Die Magma musste sich also einen neuen Weg nach oben bahnen. So ist der nächste Vulkan entstanden. Nach mehreren Millionen Jahren sind die älteren Vulkan-Inseln immer weiter nach links gewandert bis wir diese Insel-Kette erhalten.

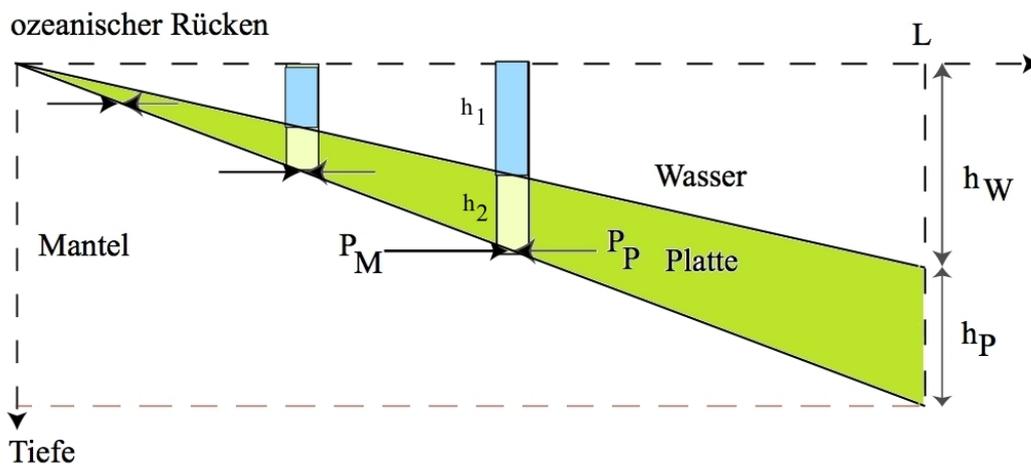
Dass sie sich heute entlang einer Linie befinden deutet darauf hin, dass sich die Pazifik-Platte während diesen letzten Millionen Jahren gleichmässig in eine bestimmte Richtung fortbewegt hat. Wenn man diese Inselkette jedoch weiterverfolgt (vorbei an den Midway Inseln), kommt ein richtiger Knick in die Linie (in Richtung der Bering See). Das gibt uns heute noch Rätsel auf. Deshalb ist die Plattentektonik eine Theorie, die immer noch angefochten wird.

Es gibt auch Alternativen zu dieser Theorie, die versuchen andere Erklärungen heranzuziehen. Trotzdem, die Plattentektonik erklärt viele unterschiedliche Beobachtungen sehr einheitlich und ist deshalb momentan die erfolgreichste Theorie.

### Lösung 2.5: Schubkraft durch den ozeanischen Rücken

Vielleicht scheint die Aufgabe zu Beginn etwas kompliziert. Schauen wir einfach im Einzelnen an, was wir bereits kennen.

Am ozeanischen Rücken entsteht auf beide Seiten neues Plattenmaterial, wir sind aber nur in die Schubkraft auf eine dieser Platten interessiert (da das Ganze symmetrisch ist, wird auf die andere Seite die gleiche Schubkraft wirken). Die Form der Platte kann durch ein Dreieck vereinfacht werden. Im Querschnitt wird die neue Skizze ungefähr so aussehen:



Der hydrostatische Druck durch eine Materialsäule der Dichte  $\rho$  und der Höhe  $h$  ist gegeben durch:  $p(h) = \rho \cdot g \cdot h$ , wobei  $g$  die Erdbeschleunigung ist. Wir werden vereinfachen, also rechnen wir im Folgenden mit einer konstanten Erdbeschleunigung  $g \approx 10 \text{ m/s}^2$ .

Betrachten wir den horizontalen Druck  $p_M$ , den der Mantel auf die Platte ausübt. Dieser Druck versucht die Platte nach rechts zu schieben. In einer bestimmten Distanz vom ozeanischen Rücken wird er durch den Gewichtsdruck der Materialsäule mit entsprechender Höhe  $h$  gegeben sein:

$$p_M(h) = \rho_M \cdot g \cdot h$$

Wenn wir die Summe dieser Drücke bedingt durch alle diese Materialsäulen auf die Platte

betrachten, entspricht es dem Gewichtsdruck, den das Manteldreieck mit der Länge  $L$  und der Höhe  $h_W + h_P$  ausübt. Die entsprechende Kraft  $F_M$  ist somit:

$$\begin{aligned} F_M &= \rho_M \cdot g \cdot \frac{L \cdot (h_W + h_P)}{2} \\ &\approx 3'200 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 10 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{125'000 \text{ m} \cdot (1'800 \text{ m} + 5'000 \text{ m})}{2} \\ &\approx 13.6 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} \end{aligned}$$

Schauen wir nun den horizontalen Druck  $p_P$  an, den die Platte in entgegengesetzter Richtung in einer bestimmten Distanz vom ozeanischen Rücken ausübt. Wieder ist er durch den hydrostatischen Druck gegeben, diesmal zusammengesetzt aus dem Gewichtsdruck der Wassersäule (mit Dichte  $\rho_W$ ) und dem Gewichtsdruck der Säule mit dem Plattenmaterial (mit Dichte  $\rho_P$ ). Die Höhe der Wassersäule sei  $h_1$ , die der Platte  $h_2$ . Es folgt für die gesamte Säule mit Höhe  $h = h_1 + h_2$ :

$$p_P(h) = \rho_W \cdot g \cdot h_1 + \rho_P \cdot g \cdot h_2$$

Wenn wir nun die Materialsäulen aufsummieren wollen über alle Distanzen zwischen dem ozeanischen Rücken und der Distanz  $L$ , entspricht es gerade der (Querschnitts-)Fläche, die die beiden Dreiecke des Wassers und der Platte haben. Die aufsummierte Kraft  $F_P$  wird zu:

$$\begin{aligned} F_P &= \rho_W \cdot g \cdot \frac{L \cdot h_W}{2} + \rho_P \cdot g \cdot \frac{L \cdot h_P}{2} \\ &\approx 1'025 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 10 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{125'000 \text{ m} \cdot 1'800 \text{ m}}{2} + 3'300 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 10 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{125'000 \text{ m} \cdot 5'000 \text{ m}}{2} \\ &\approx 1.2 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} + 10.3 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} \end{aligned}$$

Die resultierende Kraft  $F_R$ , mit der die Platte geschoben wird, ergibt sich aus der Differenz der beiden Kräfte  $F_M$  (des Mantels) und  $F_P$  (der Platte):

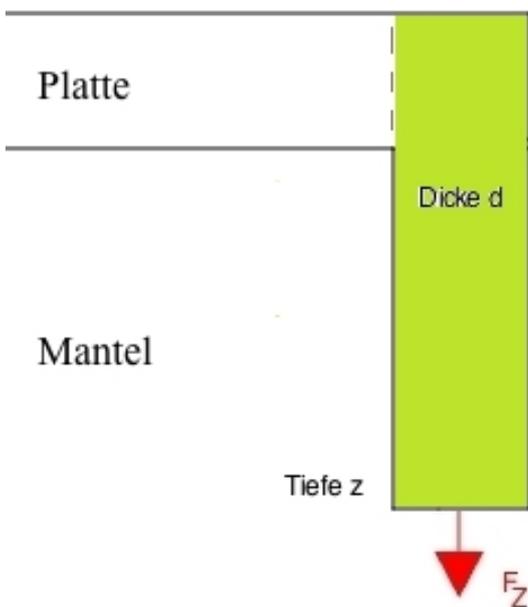
$$\begin{aligned} F_R &= F_M - F_P \\ &\approx 13.6 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} - (1.2 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} + 10.3 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}}) \\ &\approx 2.1 \cdot 10^{12} \frac{\text{N}}{\text{m}} \end{aligned}$$

Wir sehen, dass die resultierende Kraft hier positiv ist, d.h. die Kraft  $F_M$  des Mantels ist grösser als die entgegengesetzte Kraft  $F_P$ . Die Platte wird somit nach rechts ge-

schoben. Eine genauere Abschätzung dieser Schubkraft ergäbe einen Wert von ungefähr  $F = 3.9 \cdot 10^{12} N/m$  (Turcotte & Schubert, 2002).

### Lösung 2.6: Zugkraft durch das subduzierte Plattenende

Am Anfang des Abschnittes 2.3 haben Sie eine schematische Darstellung zur Subduktion gesehen. Das absinkende Plattenende gleitet dabei schräg nach unten. Wir werden hier einfach annehmen, dass dieses Plattenende senkrecht nach unten zeigt. Zusätzlich vereinfachen wir, indem wir annehmen, dass die horizontale Zugkraft auf die Platte gleich der Zugkraft dieses absinkenden Plattenteiles ist.



Präziser ausgedrückt ist die resultierende Zugkraft  $F_Z$  pro Meter Breite des Plattenendes gleich der Gewichtskraft im Querschnitt der Platte minus dem Auftrieb des verdrängten Mantels. Wir rechnen überschlagsmässig mit einer Erdbeschleunigung von  $g \approx 10 m/s^2$  und erhalten:

$$\begin{aligned}
 F_Z &= \rho_{Platte} \cdot g \cdot d \cdot z - \rho_{Mantel} \cdot g \cdot d \cdot z \\
 &= (\rho_{Platte} - \rho_{Mantel}) \cdot g \cdot d \cdot z \\
 &\approx \left( 3300 \frac{kg}{m^3} - 3200 \frac{kg}{m^3} \right) \cdot 10 \frac{m}{s^2} \cdot 100'000m \cdot 660'000m \\
 &\approx 6.6 \cdot 10^{13} \frac{N}{m}
 \end{aligned}$$

Eine exaktere Berechnung der Zugkraft würde zwischen  $F_Z = 3.3 \cdot 10^{13} N/m$  bis  $F_Z = 4.9 \cdot 10^{13} N/m$  führen (Turcotte & Schubert, 2002).

### Lösung 2.7: Die Tiefe der Alpen

Wir formen die Gleichung 2.2 noch etwas um, damit wir die Eintauchtiefe  $d$  besser erkennen:

$$\begin{aligned}\rho_{Block} \cdot g \cdot (h + d) \cdot A &= \rho_F \cdot g \cdot (d \cdot A) \\ \rho_{Block} \cdot (h + d) &= \rho_F \cdot d \\ \rho_{Block} \cdot d - \rho_F \cdot d &= -\rho_{Block} \cdot h \\ d &= h \cdot \frac{\rho_{Block}}{\rho_F - \rho_{Block}}\end{aligned}$$

Für die Dichte des Blockes nehmen wir also die Durchschnittsdichte der Alpen  $\rho_{Alpen}$  und für die Dichte der Flüssigkeit jene des Erdmantels  $\rho_{Mantel}$ . Setzen wir nun ein

$$\begin{aligned}d &= h \cdot \frac{\rho_{Alpen}}{\rho_{Mantel} - \rho_{Alpen}} \\ d &= 4'634 \text{ m} \cdot \frac{2'700 \text{ kg/m}^3}{3'200 \text{ kg/m}^3 - 2'700 \text{ kg/m}^3} \\ d &\approx 4'634 \text{ m} \cdot 5.4 \\ d &\approx 25'024 \text{ m}\end{aligned}$$

Das heisst die Dufourspitze dringt etwa 5 mal so tief, also etwa 25 km in den Erdmantel ein. Da wir die Dichten nur ungefähr kennen, kann dieser Wert noch um einige Kilometer variieren. Es gilt festzustellen, bis in welche Tiefen Erdbeben in der Schweiz vorkommen. Sie kommen hauptsächlich in der Erdkruste vor, da diese spröde ist. Der Erdmantel ist zähflüssig und verformt sich eher, als dass er bricht. In der Schweiz findet man Erdbeben bis etwa 30 km Tiefe (doch hauptsächlich unter dem Mittelland; damit bleiben noch Fragen offen.).

### Lösung 2.8: Der Eisberg

Man formt die Gleichung 2.2 noch etwas um, damit man das Verhältnis der Eintauchtiefe  $d$  zur Höhe  $h$  bestimmen kann:

$$\frac{d}{h} = \frac{\rho_{Block}}{\rho_F - \rho_{Block}}$$

Falls dies noch Mühe bereitet, sehen Sie in der Aufgabe 2.7 nach.

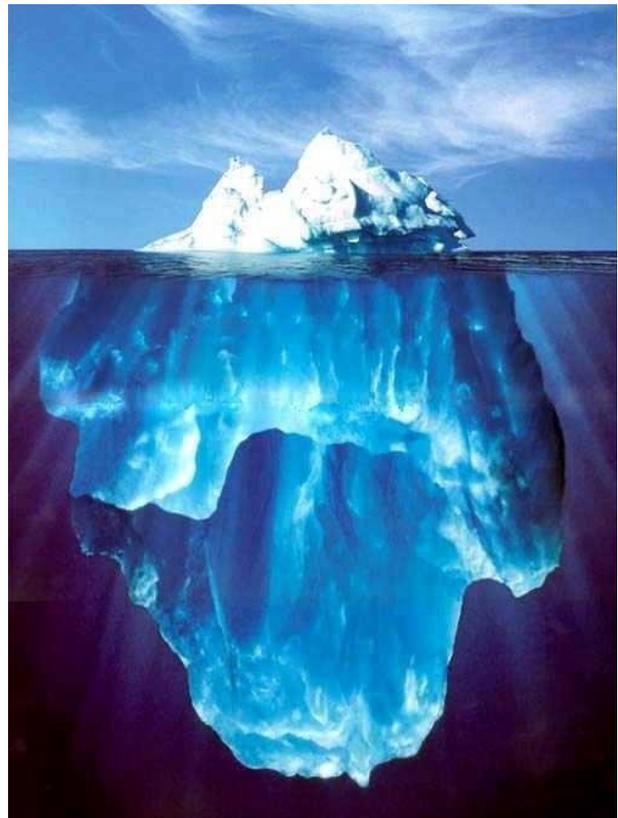
Für die Dichte des Blockes nehmen wir hier die Dichte des Eises  $\rho_{Eis}$  und für die Dichte der Flüssigkeit jene des Salzwassers  $\rho_W$ . Setzen wir nun ein

$$\frac{d}{h} = \frac{\rho_{Eis}}{\rho_W - \rho_{Eis}}$$

$$\frac{d}{h} = \frac{900 \text{ kg/m}^3}{1025 \text{ kg/m}^3 - 900 \text{ kg/m}^3}$$

$$\frac{d}{h} = 7.2$$

Das heisst, die Tiefe ist etwa 7.2 mal grösser als die Höhe des Eisberges.



(Clevenger, 2006)

### Lösung 2.9: Fossilienfunde

Man findet Fossilien von gleichartigen Dinosaurier auf verschiedenen Kontinenten. Es ist unwahrscheinlich, dass sich eine gleiche Art zur gleichen Zeit auf getrennten Kontinenten entwickelt. Man nimmt deshalb an, dass diese Kontinente zu jener Zeit einen einzigen, grossen Kontinent gebildet haben.

### Lösung 2.10: Verschiebung einer ozeanischen Platte

Die Pazifik-Platte wird hauptsächlich durch ihr absinkendes Plattenende gezogen. Die Platte sinkt z.B. an den Grenzen im Norden bei Alaska und Westen bei Japan ab. Sie taucht aber auch bei weiteren, südwestlichen Stellen ab, z.B. den Tonga-Inseln.

Die Schubkraft durch den Tiefsee-Rücken ist um eine Grössenordnung kleiner, zielt jedoch in die gleiche Richtung.



## 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen - Wenn's bebt

---

Übersicht

Lernziele

3.1. Wo es überall bebt - The Ring of Fire

3.2. Wenn Steine brechen - und niemand merkt's

3.3. Dem chinesischen Kaiser zuliebe

Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

---



*Eingestürztes Haus nach einem starken Erdbeben in Kalifornien.*

*(USGS, 2006)*

### Übersicht

Wir schauen wo es überall bebt. Dabei fliegen wir auf der ganzen Erdkugel herum und merken bald, dass etwas nicht stimmt. Es fällt auf, dass es Regionen gibt, die wirklich kaum zur Ruhe kommen.

### 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen

---

Was lässt eigentlich den Boden schwingen? Und wie finden wir heraus, wo das Beben seinen Ursprung hatte? Dies wollen wir genauer ansehen. Zum Schluss werden wir herausfinden, wie wir objektiv sagen können, wie stark das Erdbeben war.

#### **Lernziele**

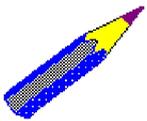
Diese Lernziele wollen wir hier erreichen:

- Sie können einem Mitschüler erklären, wo die Erde am häufigsten bebt.
- Sie haben eine Vorstellung, was die Erde zum Beben bringt.
- Sie können die Lage und die Stärke eines Erdbebens selber bestimmen.

### 3.1. Wo es überall bebt - The Ring of Fire

Wo kommen Erdbeben vor? Seit Menschengedenken sind wir immer wieder von Erdbeben überrascht worden. Viele hatten katastrophale Folgen und sehr viele Menschen sind dabei in ihren Häusern, durch Landrutsche oder Tsunamis umgekommen. Wer im Freien ist hat mehr Chancen zu überleben, da die grösste Gefahr immer noch darin besteht, dass Häuser einstürzen. Wo müssen wir also mit Erdbeben rechnen?

Wir kennen heute ziemlich genau die Gebiete, welche ein hohes Risiko haben, durch Erdbeben getroffen zu werden. Das kommt daher, dass es dort nicht nur ein Beben gab, sondern mehrere. Mal dauert es länger, mal kürzer, bis ein nächstes Erdbeben die Region trifft.



#### **Aufgabe 3.1 Wer spürt da was?**

*Suchen Sie nach einer Weltkarte, in der Erdbeben eingetragen sind. Wo finden Sie Gebiete, die nur so von Einträgen strotzen?*

*Falls Sie keine solche Weltkarte haben, schauen Sie in den Lösungen nach, um sich darüber zu informieren.*

Ein Grossteil der Erdbebenaktivität ist auf schmale, langgezogene Regionen konzentriert. Wir nennen diese Zonen auch den “*Erdbebengürtel*”. Die Zone, in der sich die mächtige, ozeanische Pazifik-Platte unter die grossen Kontinental-Platten schiebt, nennen wir auch den “*Ring of Fire*”. In diesem Bereich wird 75–80 % der seismischen Energie freigesetzt. Diese Erdbebengürtel folgen sehr genau den Plattengrenzen, an denen die Platten-Kollisionen stattfinden. Die Erdbebenherde liegen in Tiefen zwischen wenigen km unter der Erdoberfläche und der maximal bis heute beobachteten Tiefe von 720 km.

#### **Schweiz**

In der Schweiz sind starke Erdbeben selten. In einigen Regionen, wie dem Mittel- und Oberwallis, der Region Basel, der Zentralschweiz und dem St. Galler Rheintal und Engadin kommen aber häufiger immer wieder kleinere Erdbeben vor.

### 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen

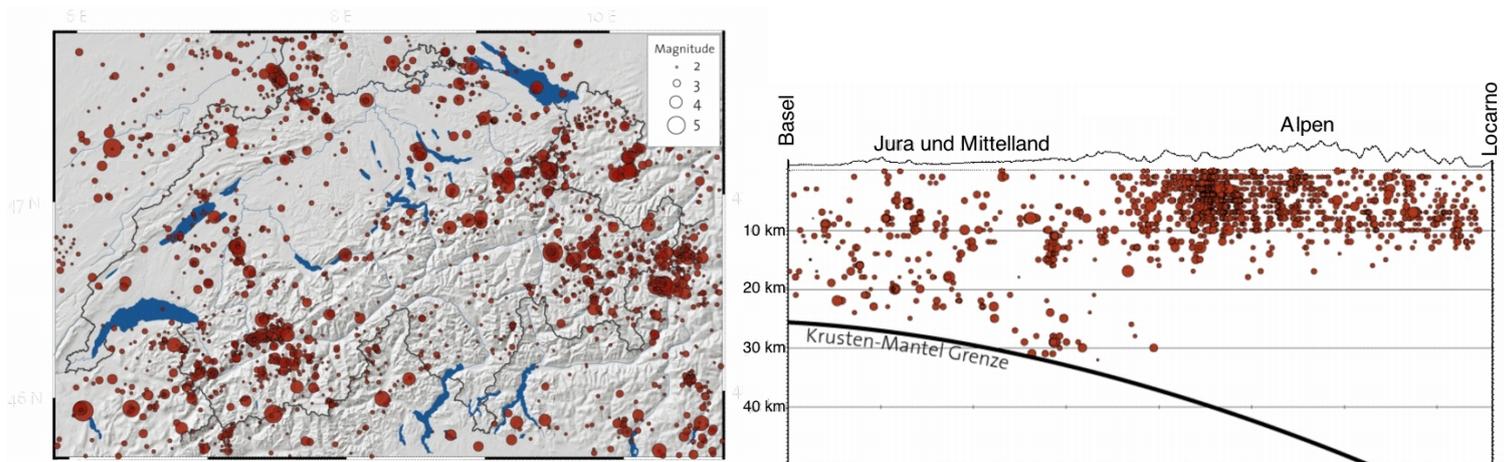
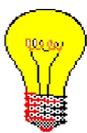


Abbildung 3.1.: Verteilung der Erdbeben in der Schweiz und die Tiefenverteilung im Querschnitt durch die Alpen. (SED, 2006)

Die *Erdbebenaktivität* in der Schweiz ist aber kleiner als z.B. in Mittel- und Südtalien oder Griechenland, welche zu den aktivsten Regionen in Europa zählen. Das *seismische Messnetz* in der Schweiz, mit 34 hochempfindlichen Seismographen ausgestattet, registriert jährlich zwischen 200–300 Erdbeben in der Schweiz. Natürlich werden auch stärkere Beben gemessen, die rund um den Globus verteilt sind.

Die Gefahr, dass sich ein Erdbeben einer gewissen Grösse wieder ereignet, wird auf Grund historischer Beben berechnet. In diese Berechnungen gehen aber auch unsere jetzigen Wissenskenntnisse ein, wie die tektonischen Bedingungen in der Schweiz aussehen und über die lokale Bodenbeschaffenheit.



Wir haben die Erdbebenverteilung gesehen:

- weltweit
- für die Schweiz

Schauen Sie die entsprechenden Karten nochmals an, wenn Sie diese Verteilungen nicht mehr präsent haben.

### 3.1. Wo es überall bebt - The Ring of Fire

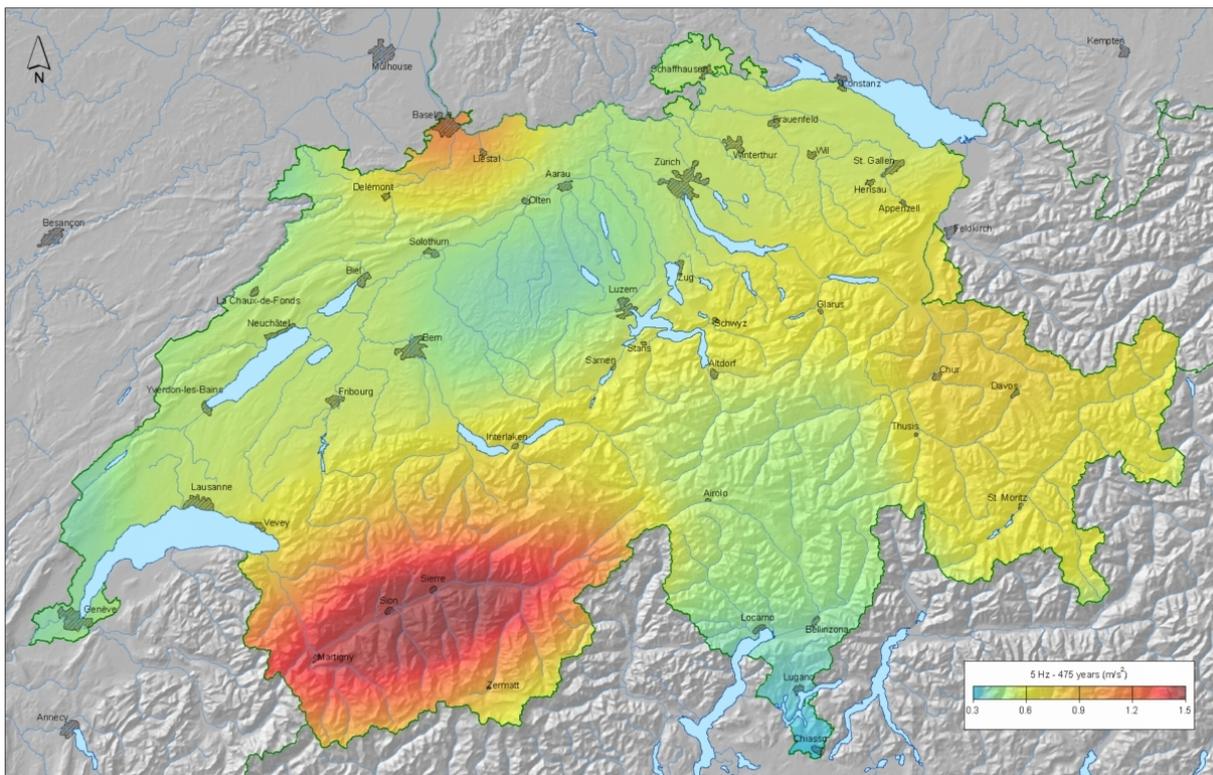


Abbildung 3.2.: Erdbebengefährdung in der Schweiz. Rote und gelbe Gebiete sind stärker gefährdet als grüne. (ETH, 2006)

### 3.2. Wenn Steine brechen - und niemand merkt's

Was spüren wir eigentlich von einem Erdbeben? Wer ein Erdbeben schon erlebt hat, spürt, dass es ihm den Boden unter den Füßen wegnimmt. Es ist so, als ob wir auf einer Wasseroberfläche stehen würden, die durch Wellen in Bewegung versetzt wird. Im Grunde ist es tatsächlich vergleichbar. Die Bodenbewegungen werden durch **seismische Wellen** verursacht. Dazu schauen wir uns jetzt diese Wellen an.

Wie wir schon gesehen haben, reagiert die Erde in kurzen Zeitabständen wie ein elastischer Körper. In einem elastischen Körper können wir grundsätzlich zwei Typen von Wellen unterscheiden, die sich darin ausbreiten:

- **Raumwellen**, die sich im Inneren des Körpers fortpflanzen.
- **Oberflächenwellen**, die sich entlang der Oberfläche und nur bis zu einer gewissen Tiefe im Körperinnern fortbewegen.

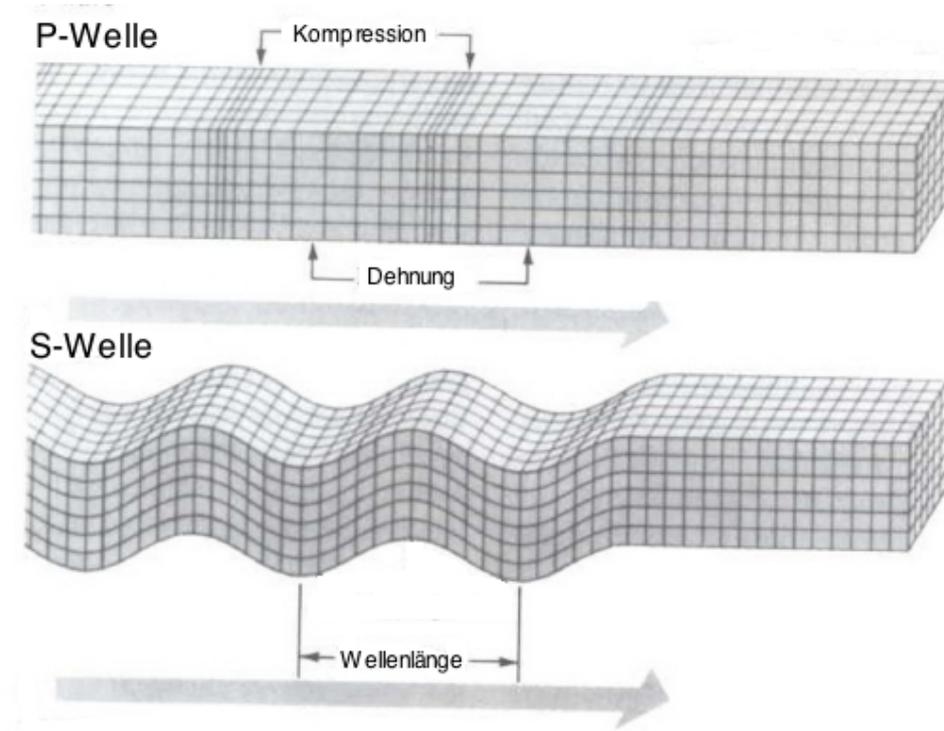
#### Herzklopfen

Wenn wir also die Wellen in irgendeinem elastischen Material messen, dann treten immer beide Typen auf. Bei diesen Messungen sehen wir auch, dass es zwei verschiedene Raumwellen gibt. Eine die sehr schnell ist, und eine zweite etwas langsamere. Deshalb unterteilen wir die Raumwellen nochmals und zwar in eine **P-Welle**, die zuerst ankommt, und eine **S-Welle**, die etwas später eintrifft<sup>1</sup>.

Die schnelle P-Welle ist eine Kompressionswelle, die sich im Körperinneren ausbreitet. Diese kennen Sie wahrscheinlich schon. Schallwellen sind solche Kompressionswellen in der Luft. Sie können sich aber auch in festen und flüssigen Stoffen fortpflanzen. Wenn Sie Ihr Herz pochen hören, dann ist das durch die Ausbreitung von P-Wellen in Ihrem Körper begünstigt.

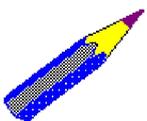
---

<sup>1</sup>Dies gab den Wellen den Namen: P steht für Primär, S für Sekundär.



(Lay & Wallace, 1995)

Die langsamere S-Welle ist eine *Scherwelle*. D.h. die Auslenkung der Teilchen durch diese Welle ist senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung. Vielleicht wissen Sie bereits, dass sich eine Scherung nicht in einer Flüssigkeit fortpflanzen kann. Wir haben das bereits angeschaut, als wir die Viskosität betrachtet haben. D.h. wir werden keine S-Wellen in flüssigen Bereichen der Erde finden.



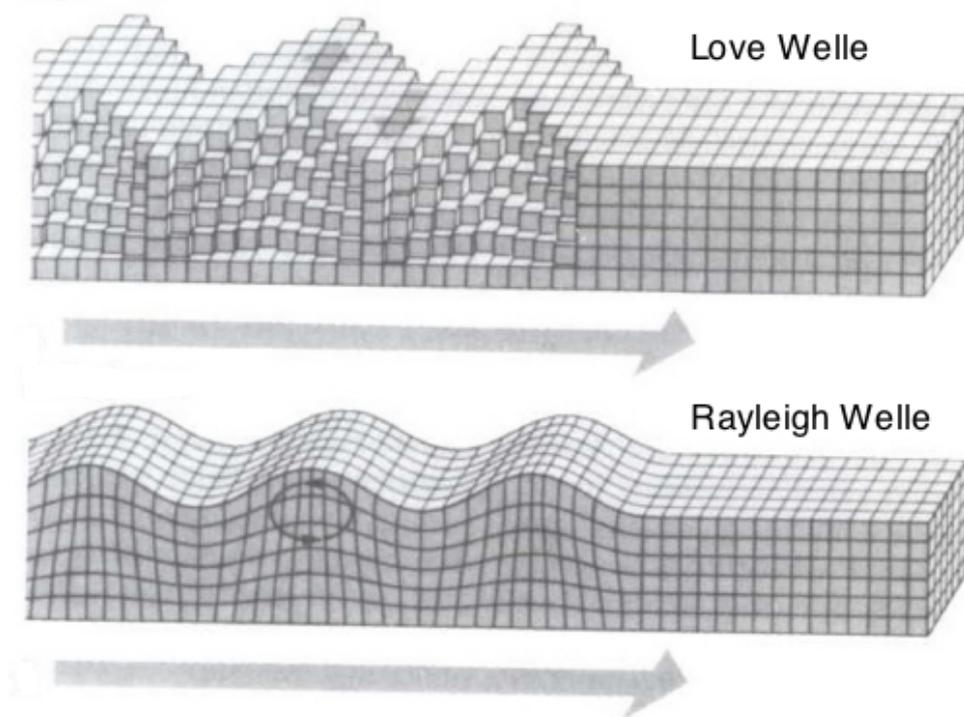
### Aufgabe 3.2 Polarisierung

Schauen Sie in einem Physik-Lehrbuch nach, was man unter Polarisierung versteht. Zu welchen Typen von Wellen gehören die P- und S-Welle?

Wenn Sie kein solches Buch haben, lesen Sie es in den Lösungen nach.

### Make Love not Rayleigh

Die Oberflächenwellen können ebenfalls in zwei weitere Typen unterschieden werden. Wir sehen, dass sie sich ebenfalls verschieden polarisieren können. Wenn die Bodenbewegung in horizontaler Richtung und senkrecht zur Ausbreitungsrichtung geschieht, nennen wir dies eine **Love-Welle**. Sie wurde nach dem britischen Mathematiker Augustus Love benannt. Diese Wellen sind die schnellsten Oberflächenwellen, aber sie breiten sich immer noch langsamer aus als die S-Wellen.



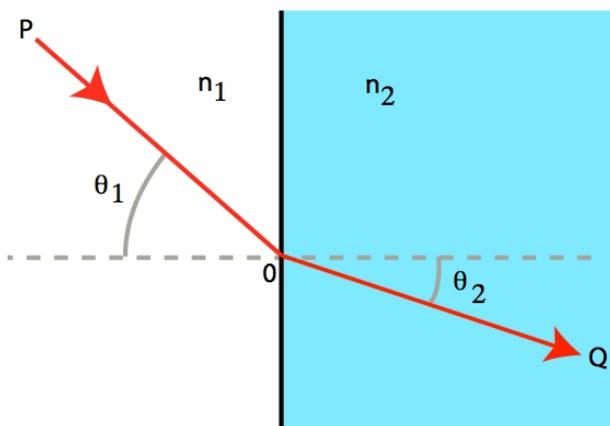
(Lay & Wallace, 1995)

Der andere Typ von Oberflächenwellen wurde nach dem Physiker Lord Rayleigh benannt, also **Rayleigh-Wellen**. Er sagte diese Wellen mathematisch voraus noch bevor sie tatsächlich beobachtet wurden. Bei Rayleigh-Wellen rollt der Boden in einer elliptischen Bewegung ähnlich wie Wasserwellen. Der Boden bewegt sich dadurch sowohl nach oben und unten als auch vor und zurück in der Ausbreitungsrichtung der Welle. Diese Erschütterungen sind viel grösser als die der übrigen Wellentypen. Wenn Häuser einstürzen, dann hauptsächlich wegen diesen Wellen.



Abbildung 3.3.: Aufgerissene Strasse nach einem starken Erdbeben in Kalifornien. (USGS, 2006b)

In der Optik sprechen wir oft von Lichtstrahlen, um den Ausbreitungsweg des Lichtes zu veranschaulichen. Auch in der Seismologie, der Lehre von Erdbeben, ist der Wellenstrahl ein nützliches Hilfsmittel. Da sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen im Erdinnern sowohl stetig als auch sprunghaft ändern, treten *Reflexionen* und *Brechungen* auf. Für Brechungen kennen Sie vielleicht bereits das **Gesetz von Snellius**:



Ein Wellenstrahl wird auf seinem Weg vom Punkt  $P$  im ersten Material gebrochen und kommt im zweiten Material zum Punkt  $Q$ . Das erste Material hat eine Brechzahl  $n_1$  und eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $c_1$ , das zweite Material entsprechend  $n_2$  und  $c_2$ . Für die Brechwinkel  $\theta_1$  und  $\theta_2$  gilt:

$$\frac{\sin(\theta_1)}{\sin(\theta_2)} = \frac{n_2}{n_1} = \frac{c_1}{c_2}$$

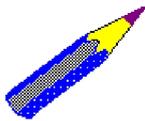
### 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen

---

Die Skizze zeigt, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im Material rechts (dunkel) kleiner ist als im Material links, da der Brechwinkel  $\theta_2$  kleiner ist. In der Skizze ist der Fall für eine Brechung eingezeichnet. Sie wissen vielleicht bereits, dass der Strahl vollständig reflektiert wird, wenn der Einfallswinkel grösser als der Grenzwinkel  $\theta_{kritisch}$  der *Totalreflexion* wird:

$$\theta_{kritisch} = \text{asin}\left(\frac{c_1}{c_2}\right)$$

Wird also  $\theta_1 > \theta_{kritisch}$ , dann wird die Welle zurückreflektiert. Snellius hat dieses Gesetz in der Optik für Lichtwellen gefunden, es gilt aber ebenso für seismische Wellen in der Erde.



#### **Aufgabe 3.3 Der Weg einer P–Welle im Erdinneren**

*Überlegen Sie sich rein qualitativ, wie sich eine P–Welle im Erdinneren fortpflanzen könnte. Wir nehmen an, dass ein grosses Gewicht auf die Erdoberfläche fällt, dadurch werden die Wellen ausgelöst. Der Untergrund ist nun in beliebig viele, verschiedene Schichten unterteilt mit stets grösserer Ausbreitungsgeschwindigkeit, je tiefer sie liegen. Das ist durch die Druckzunahme mit der Tiefe bedingt. Welchen Weg beschreibt die P–Welle vom Ursprung des Bebens zu einem Beobachter in einiger Entfernung?*

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit hängt nicht nur vom Material ab, sondern auch von der Frequenz der Wellen. Diesem Effekt sagen wir **Dispersion**. Wellenpakete sind die Überlagerungen von verschiedenen Wellen unterschiedlicher Wellenlängen. Durch die Dispersion werden Wellenpakete “auseinander” gezogen. Je länger die Wellen unterwegs sind, desto stärker separieren sich die einzelnen Wellen wieder. Das werden wir in den Seismogrammen später sehen.

#### **Der Ursprung des Bebens**

Wo entstehen Erdbeben? Wir werden hier genauer hinsehen. Die Erde bebt meist dann, wenn sich dicke Schichten von Gestein plötzlich gegeneinander verschieben. Das passiert auf Grund von Spannungen im Gestein, die sich sehr rasch lösen. Diese Spannungen können verschiedene Ursachen haben. Wir haben bereits gesehen, dass die Plattentektonik meistens dafür verantwortlich ist. In den Schweizer Alpen ist das Gestein zusätzlichen

Spannungen ausgesetzt durch die Isostasie.

Der Ort des Ursprungs eines Bebens ist der **Erdbebenherd**. Das **Hypozenrum** bezeichnet diesen Ort, wo das Beben ausgelöst wird. Es ist das Zentrum des Bebens im Erdinneren. Wenn wir diese Stelle an die Oberfläche projizieren, erhalten wir das **Epizentrum**<sup>2</sup>. Der Abstand zwischen dem Hypozentrum und der Erdoberfläche heisst *Herdtiefe*. Die *Isoseisten* stellen Linien gleicher seismischer Intensität dar. Das Bild 3.4 stellt dies schematisch dar.

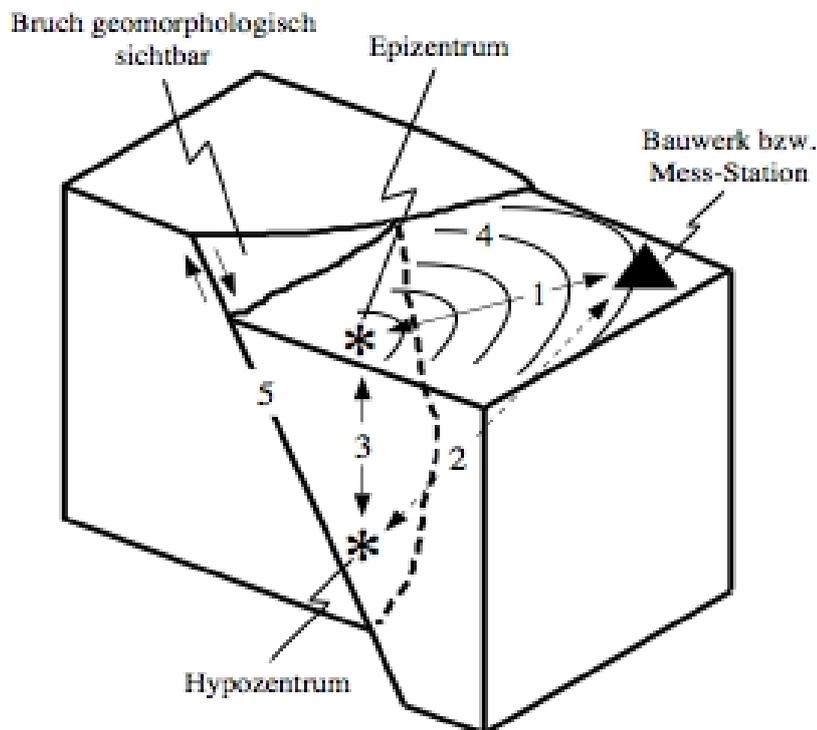


Abbildung 3.4.: Schematischer Schnitt durch eine Verwerfung, an der ein Erdbeben stattgefunden hat. (1) zeigt die Distanz zum Epizentrum, (2) zum Hypozentrum, (3) ist die Herdtiefe, (4) sind Isoseisten und (5) die Bruchfläche. (Mai, 2003)

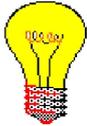
Je nach Verschiebung des Gesteins unterscheiden wir verschiedene Typen von *Bruchmechanismen*. Findet die Verschiebung nur in horizontaler Richtung statt, sprechen wir

<sup>2</sup>Die Bezeichnungen Hypo und Epi stammen aus dem griechischen und meinen soviel wie "unterhalb" und "auf".

### 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen

---

von einem *Horizontalbeben*. Bei *Abschiebungsbeben* bewegt sich eine Seite der Verwerfung nach unten in Richtung der Schwerkraft. Im Gegensatz dazu, verschiebt sich eine Seite beim *Aufschiebungsbeben* nach oben. In der Erde kommen schliesslich verschiedene Mischformen dieser drei Typen vor. Die Bestimmung des Bruchmechanismus kann durch die Erstausschläge der P-Wellen durchgeführt werden.



Dies haben wir bis jetzt durchgenommen:

- Raumwellen: P-Wellen und S-Wellen
- Oberflächenwellen: Love-Wellen und Rayleigh-Wellen
- Erdbebenherd: Hypozentrum und Epizentrum

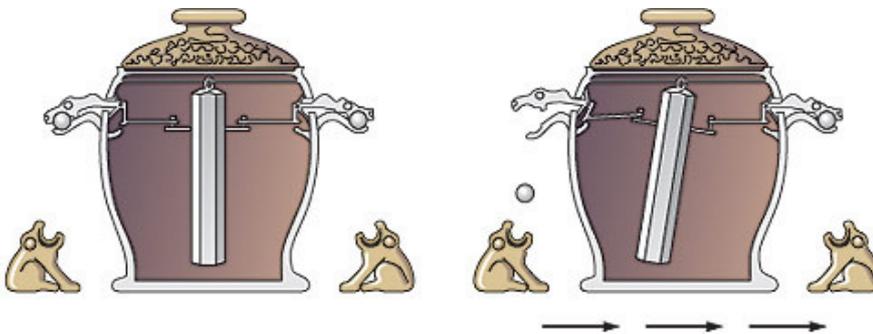
Wenn Sie das verstanden haben, dann sind Sie bereit für das Weitere.  
Seien Sie ehrlich mit sich selbst.

Im folgenden werden wir diese Begriffe verwenden. Das Gesetz von Snellius werden sie später in den gebogenen Wellenstrahlen der seismischen Wellen wiederentdecken.

### 3.3. Dem chinesischen Kaiser zuliebe

Naturwissenschaft fängt dort an, wo wir etwas messen können. Aber wie messen wir Erdbeben? Diese Frage stellte sich schon der Hof-Seismologe des chinesischen Kaisers vor über zweitausend Jahren. Wie er dieses Problem löste, werden wir gleich sehen. Um es aber vorweg zu nehmen, sein Messgerät war recht beschränkt. Erst vor hundert Jahren sind dann die wirklich nützlichen Messgeräte entstanden.

Wie Sie vielleicht bereits wissen, nennen wir diese akkuraten Geräte, welche seismische Wellen erfassen, *Seismometer* oder *Seismographen*. Ihre Aufzeichnungen heissen *Seismogramme*. Schon zur Zeit des chinesischen Kaisers waren Hof-Seismologen damit beschäftigt, Erdbeben zu messen. Sie wollten wissen, wo die Beben geschahen. Dazu entwickelten sie ein kunstvolles Messinstrument, das sensibel auf Bodenerschütterungen reagierte und wir heute "*Seismoskop*" nennen. Bei Erschütterungen fiel eine oder mehrere der Kugeln aus einem Drachenmaul und wurde von einem Frosch aufgefangen. Der Hof-Seismologe konnte damit die Richtung, woher die seismischen Wellen kamen, herausfinden.



(Klett-Perthes, 2006)

Die modernen Geräte funktionieren nach dem **Prinzip der trägen Masse**: Eine Indikator-Masse ist an einer Feder aufgehängt, die durch eine mechanische oder elektronische Vorrichtung gedämpft wird. Die Bewegung dieser Masse relativ zum Boden wird in der Regel mit Hilfe einer Tauchspule erfasst. Das mit diesem System registrierte Signal ist daher proportional zur Schwingungsgeschwindigkeit des Bodens. Kennen wir durch Tests, die charakteristische Übertragung des Messgerätes, kann die entsprechende Amplitude des Seismogramms bestimmt werden.

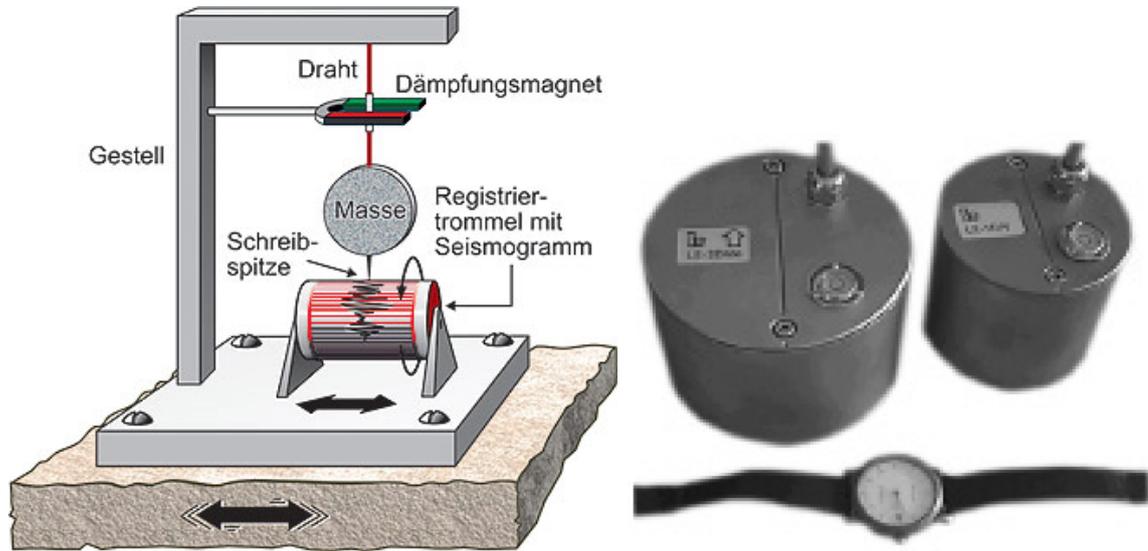


Abbildung 3.5.: Prinzip eines Seismometers und heutige 3-Komponenten Seismometer (im Grössenvergleich mit einer Armbanduhr). (Klett-Perthes, 2006; Mai, 2003)

Das Spektrum seismischer Wellen erstreckt sich über einen sehr weiten Frequenzbereich. Perioden von 10'000 s bis zu 0.001 s können auftreten<sup>3</sup>. Das stellt spezielle Forderungen an die Messgeräte. In der Nähe des Epizentrums sind die Bodenbewegungen viel grösser als in einiger Entfernung. Um derartige, nahe Aufzeichnungen der Bodenbewegungen zu gewinnen, sind weitere spezielle Instrumenteneigenschaften nötig. Solche Nahfeld-Seismometer werden "*strong-motion*" Sensoren<sup>4</sup> genannt. Heutzutage werden für die Registrierung von Erdbeben meistens *Breitband-Seismometer* eingesetzt, die in einem breiten Frequenzspektrum messen. Diese modernen Seismometer sind alle so ausgerichtet, dass sie die Bewegungen in die zwei horizontalen Richtungen Nord-Süd und Ost-West als auch in vertikaler Richtung registrieren.

In einem Seismogramm können wir gewöhnlich mehrere Wellentypen unterscheiden. Das Bild 3.6 zeigt eine Aufzeichnung der vertikalen Komponente eines Seismometers für ein lokales Erdbeben<sup>5</sup> in der Schweiz. Eingezeichnet sind die Stellen, wo die P- und S-

<sup>3</sup>Bei Erdbeben kann es sein, dass wir einen Knall oder ein Grollen hören aufgrund der Bodenschwingungen, da ein Teil dieser Frequenzen in unserem Hörbereich liegt.

<sup>4</sup>aus dem Englischen, wörtlich übersetzt "starke Bewegung".

<sup>5</sup>Die Entfernung zwischen der aufzeichnenden Station und des Erdbebens beträgt wenige 100 km.

Welle eintreffen. Die Oberflächenwellen sind nicht mehr speziell unterscheidbar, folgen aber unmittelbar nach dem Eintreffen der S–Welle.

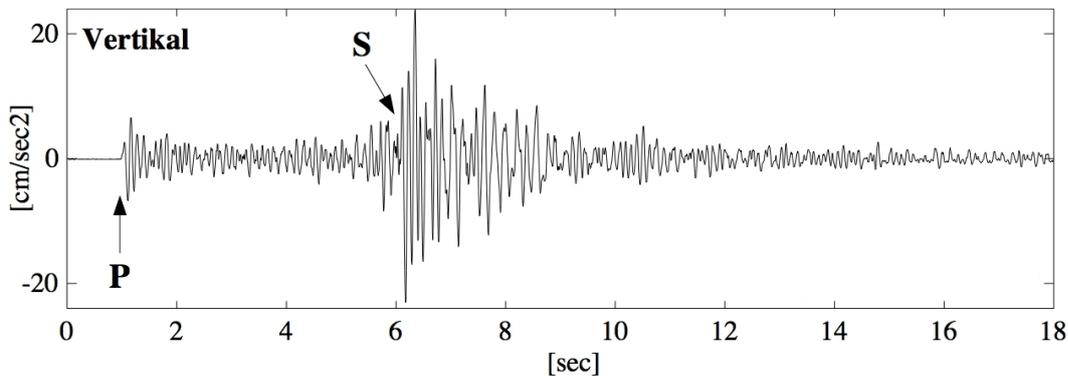


Abbildung 3.6.: Seismogramm eines lokalen Erdbebens in der Schweiz (bei Domodossola, 14. Juni 1993;  $M_L = 4.4$ )

Diese Einsätze werden auch *Phasen* genannt. Verschiedene Phasen sind die Folge verschiedener Wege der Erdbebenwellen im Erdinnern oder verschiedener Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Uns interessieren vor allem die P– bzw. die S–Phasen im Seismogramm, da sie uns erlauben, die Lage des Epizentrums und die Herdtiefe zu bestimmen.

Wir registrieren in der Schweiz aber auch Fernbeben, sogenannte *teleseismische Ereignisse*, die z.B. in Japan oder Alaska auftreten. In diesen Fällen sehen die Seismogramme wesentlich komplizierter aus, da sie etliche P– und S–Phasen sowie Oberflächenwellen–Einsätze zeigen. Das Bild 3.7 erklärt deren Herkunft. An den Schichtgrenzen kann ein Teil der P–Wellen zu S–Wellen konvertieren und umgekehrt.

Seismische Stationen, die sich in der *Schattenzone* (zwischen  $103^\circ$  und  $142^\circ$  Entfernung vom Beben) befinden zeigen keine Einsätze von S–Wellen, die durch den Äusseren Kern gegangen wären. Daraus folgt, dass der Äussere Kern flüssig sein muss. Wir finden durch genaues studieren der Seismogramme aber wieder S–Phasen, die durch den Inneren Kern gingen<sup>6</sup>. Dies ist in Einklang mit unseren bisherigen Überlegungen.

<sup>6</sup>Zum ersten Mal beobachtet hat dies die dänische Seismologin Inge Lehmann im Jahre 1936.

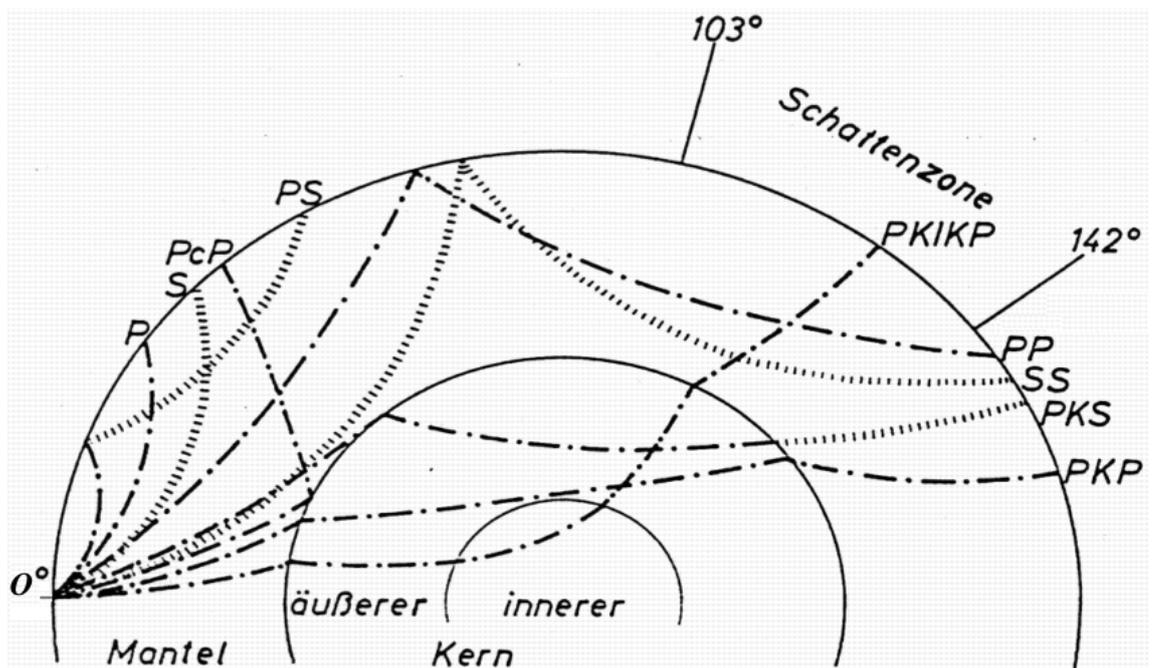


Abbildung 3.7.: Strahlenverlauf der seismischen Wellen eines Fernbebens (mit dem Ursprung links in der Skizze) durch den Erdkörper. Die verschiedenen Strahlwege haben eindeutige Namen bekommen (P, S, PS, PKP etc.), die auf die Interaktion des Strahles mit dem Schichtenaufbau der Erde hindeuten. (Mai, 2003)

**Exkursion: Bestimmung des Epizentrums**

Wir wollen das Epizentrum eines Bebens in der Schweiz bestimmen. Wir haben gesehen, dass die P–Wellen schneller als die S–Wellen sind. Für viele Gesteine in der Erde gilt ungefähr:

$$v_P = \sqrt{3} \cdot v_S, \quad (3.1)$$

wobei  $v_P$  und  $v_S$  die Geschwindigkeit der P–Welle resp. der S–Welle ist. Die starke Vereinfachung, die wir hier machen, ist die Annahme, dass die Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten gleichförmig (horizontal und vertikal) sind und der Erdbebenherd an der Oberfläche liegt. Es gilt also für die Zeitpunkte der Welleneinsätze, dass die der P–Phase  $T_P$  kleiner ist als die der S–Phase  $T_S$ , da gilt:

$$T_P = \frac{r}{v_P} \quad \text{und} \quad T_S = \frac{r}{v_S},$$

wenn  $r$  die Distanz zum Epizentrum ist. Die Zeitdifferenz  $\Delta T = T_S - T_P$  dieser Einsätze nennen wir *Laufzeitdifferenz*. Sie können sich überlegen: je weiter weg die Station von dem Zentrum des Bebens ist, desto grösser wird diese Laufzeitdifferenz  $\Delta T$ , die wir messen. Es muss gelten, dass

$$\Delta T = T_S - T_P = r \left( \frac{1}{v_S} - \frac{1}{v_P} \right).$$

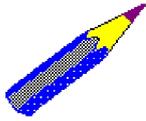
Daraus folgt

$$r = (T_S - T_P) \left( \frac{v_S \cdot v_P}{v_P - v_S} \right). \quad (3.2)$$

In der oberen Kruste<sup>7</sup> werden P–Wellen–Geschwindigkeiten um die  $v_P = 6 \text{ km/s}$  gemessen. In guter Näherung können wir die Gleichung (3.2) mit Hilfe von (3.1) vereinfachen zu:

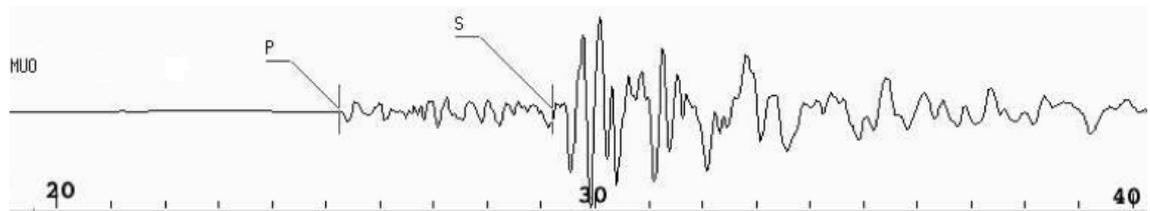
$$r = (T_S - T_P) \cdot 8 \frac{\text{km}}{\text{s}} \quad (3.3)$$

<sup>7</sup>Die obere Kruste geht bis in etwa 20 km Tiefe.

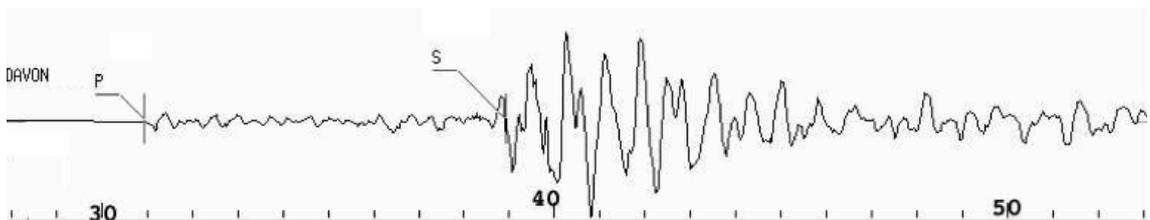


### Aufgabe 3.4 Distanz zum Epizentrum

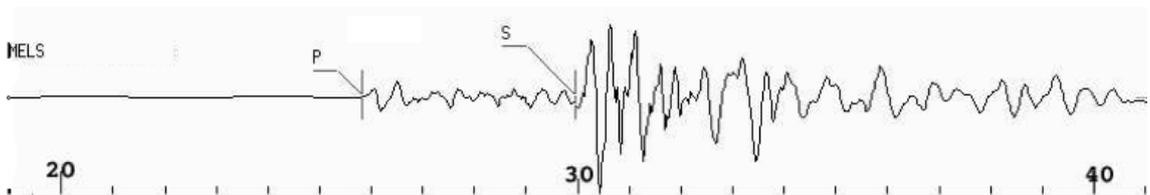
Lassen Sie uns die Gleichung (3.3) benutzen, um das Epizentrum eines Bebens in der Schweiz abzuschätzen, das am 17. März 2001 geschah. Wir verwenden dazu die Seismogramme (vertikale Komponente) der Stationen:



Muotatal (MUO)



Davos (DAVOX)



Mels (MELS)

Die P- und S-Phasen wurden bereits markiert von einem Seismologen. Die Skala am unteren Rand der Seismogramme ist in Sekundenabschnitte unterteilt. Gehen Sie nun folgendermassen vor:

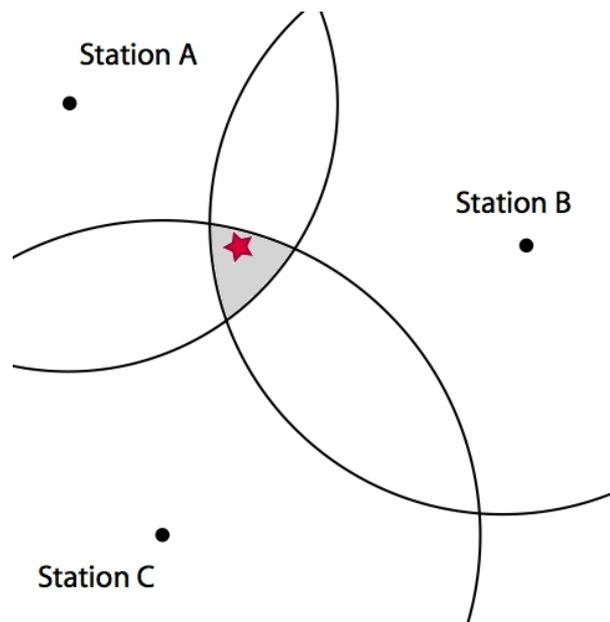
- Lesen Sie die P- und S-Einsatzzeiten in den Seismogrammen ab.
- Bestimmen Sie die Laufzeitdifferenzen für jede der drei Stationen.
- Berechnen Sie die Distanz zum Epizentrum für jede Station.

Diese drei Werte erlauben uns bereits die Lage des Epizentrums mit dem **Dreikreis-Verfahren** abzuschätzen: Die Laufzeitdifferenz von P- und S-Wellen ist eine Funktion der Entfernung zum Epizentrum. Um ein Epizentrum zu lokalisieren, müssen die Laufzeitdifferenzen von P- und S-Wellen bei mindestens 3 Stationen bestimmt und die entsprechenden Distanzen  $r$  berechnet werden. Kennt man z.B. die Distanz  $r_a$ , dann weiss man, dass das Epizentrum auf einem Kreis mit dem Radius  $r_a$  um die Station A liegt. Wenn man die entsprechenden Kreise auch um Station B und C zeichnet, kann das Epizentrum bestimmt werden.



### Das Dreikreis-Verfahren

Mit Ihren drei Werten für die Distanzen zum Epizentrum können Sie das Epizentrum dieses Bebens bestimmen. Nehmen Sie dazu das Arbeitsblatt "Stationskarte", auf dem die Standorte der Messstationen des Schweizerischen Erdbebendienstes eingezeichnet sind. Tragen Sie die entsprechenden Distanzen mit einem Zirkel auf dem Blatt ein, ähnlich dem schematischen Bild hier. Ein Massstab (50 km) ist auf der Karte gegeben.



Welches ist der Bereich, in dem das Epizentrum liegen muss? Sie werden kaum einen eindeutigen Schnittpunkt der drei Kreise erhalten. Das liegt daran, dass wir zu stark vereinfacht haben, als wir die Distanzen abgeschätzt haben. Unsere Schätzungen sind generell zu gross, da wir die Tiefe des Erdbebens nicht berücksichtigt haben. Ihr Epizentrum sollte aber in der Nähe der Linthalstation (LLS) liegen.

Um diesen Schnittbereich weiter einzuengen, könnten wir einfach weitere Stationen hinzunehmen und entsprechende Kreise einzeichnen. Je mehr, desto besser sollte die Lage des Epizentrums bestimmt werden können.

Heutige Verfahren, die beim Schweizerischen Erdbebendienst eingesetzt werden um ein Epizentrum eines Bebens zu bestimmen, benützen ebenfalls die P- und S-Einsatzzeiten von so vielen Stationen wie nur möglich. Den Ort des Epizentrums findet man durch ein iteratives Verfahren: Man nimmt zuerst irgendwo einen Ort für das Epizentrum an. Dann werden die Einsatzzeiten numerisch berechnet anhand eines 3-D Geschwindigkeitsmodells der Schweiz, das bis zum Erdmantel hinunter reicht. Die gemessenen Einsatzzeiten werden mit den numerisch berechneten Zeiten verglichen, der Ort des Epizentrums entsprechend den Differenzen neu bestimmt. Dies wird so oft wiederholt, bis die Differenzen zwischen numerischen und gemessenen Werten einen kleinsten Wert erreichen.

#### **Exkursion: Die Stärke des Bebens**

Um jemandem einen Eindruck zu vermitteln, wie stark ein gespürtes Erdbeben war, können wir versuchen die Intensität des Bebens zu beschreiben. Wir beschreiben, wie die Wände und Fenster unseres Hauses zitterten, Bücher aus dem Regal fielen und so weiter. Je stärker das Beben ist, umso grösser sind auch die Schäden, die es verursacht. Solche Beschreibungen von Beben finden wir oft auch in historischen Berichten. Der Schweizer August Forel war einer der ersten, der auf die Idee kam, eine **Intensitäts-Skala** zu definieren. So definierte er 10 Intensitätsstufen, z.B. eine für Beben, die man gerade noch gespürt hat, dann eine weitere, falls Objekte bewegt wurden und so weiter bis zur Stufe 10, die erreicht wurde bei Extrembeben, wo Häuser zusammenstürzen, Erdrisse erscheinen oder Felsstürze in den Bergen passieren. In der gleichen Zeit hat auch Michele Rossi eine sehr ähnliche Skala aufgestellt und so nennen wir heute diese Inten-

sitätsskala die Rossi–Forel Skala. Es gibt noch weitere, neuere solche Intensitätsskalen, z.B. die häufig verwendete Mercalli–Skala oder die Europäische Makroseismische Skala.

Die Intensitätsskalen wurden ergänzt seit der Einführung der modernen Messinstrumente mit einer objektiven Skala, der **Magnituden–Skala**. Der Seismologe Charles Richter hat als erster eine solche normierte Skala eingeführt. Die Stärke des Bebens wurde demnach auf Grund der maximalen Auslenkung des Seismogramms berechnet. Er nannte diese Stärke die *Magnitude*. Alle Magnituden–Skalen basieren auf der Messung seismischer Wellen und haben die generelle Form einer logarithmischen Skala:

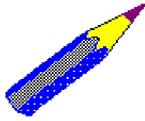
$$M = \log_{10}\left(\frac{A}{T}\right) + Q(r, h) + a$$

wobei  $A$  die gemessene Amplitude im Seismogramm ist,  $T$  die dazugehörige Periode.  $Q(r, h)$  ist ein Korrekturterm, der von der Distanz  $r$  und der Herdtiefe  $h$  abhängt. Die Konstante  $a$  ist ein empirischer Wert. Man nennt diesen nach Richter definierten Wert auch **lokale Magnitude**. Beim Schweizerischen Erdbebendienst verwendet man die lokale Magnitude  $M_L$ :

$$M_L = \log_{10}(A) + 2.76 \cdot \log_{10}(r) - 2.48 \quad (3.4)$$

Der maximale Ausschlag des Seismometers  $A$  wird in Mikrometer gemessen, die Entfernung  $r$  in km. Diese lokale Magnituden–Skala wurde mit der Zeit ergänzt durch weitere Magnituden–Definitionen. So gibt es heute auch die **Momenten–Magnitude**  $M_W$ , die bei sehr grossen Erdbeben bestimmt wird. Bei grossen Erdbeben sind die Auslenkungen der Seismogramme saturiert, d.h. die Amplituden können nicht noch grösser werden<sup>8</sup>. Aus diesem Grunde muss die Momenten–Magnitude indirekt über die freigesetzte Energie des Bebens bestimmt werden, welche durch die Kenntnis der Grösse der Bruchfläche und der Verschiebung des Gesteins berechnet werden kann.

<sup>8</sup>Wir lesen in der Zeitung vom Magnituden–Wert auf der nach oben offenen *Richter–Skala*. Es stimmt, dass die Richter–Skala nach oben offen ist. Aber für Magnituden grösser 5 sind die Werte mit Hilfe der Momenten–Magnitude bestimmt und nicht mehr durch die lokale Magnitude. Insofern ist es bei grossen Erdbeben nicht mehr der Wert auf der Richter–Skala. Zeitungen unterscheiden hier nicht weiter.

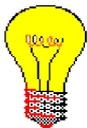


### Aufgabe 3.5 Bestimmung der Magnitude

Lassen Sie uns zum Schluss die lokale Magnitude des Bebens bei Linthal bestimmen. Dazu benützen wir die Gleichung (3.4). Die Werte für die maximalen Auslenkungen sind bereits in Mikrometer angegeben:

Messstation	Maximalamplitude [ $\mu\text{m}$ ]
MUO	61.11
DAVOX	8.13
MELS	13.85

Berechnen Sie zuerst mit Hilfe der von Ihnen berechneten Distanzen zum Epizentrum die Magnitude  $M_L$  für jede einzelne Station. Welchen mittleren Wert erhalten Sie auf der Richter-Skala?

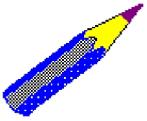


Schauen wir noch einmal, was wir gesehen haben:

- Funktionsweise und Messprinzip eines Seismometers
- Bestimmung des Epizentrums mit dem Dreikreis-Verfahren
- Bestimmung der lokalen Magnitude

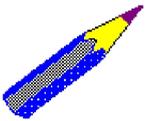
Haben Sie dies verstanden, dann sind Sie ausgerüstet, um selber Ihre Forschungen über Erdbeben anzustellen.

Damit sind Sie am Ende dieses Kapitels und des Leitprogramms. Wenn Sie noch Lust auf ein Additum haben, dann steht Ihnen das offen, Sie müssen aber nicht. Mit den folgenden Aufgaben können Sie testen, ob Sie bereit sind für den Kapiteltest.



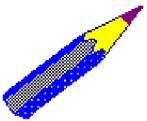
**Aufgabe 3.6 Verteilung der Erdbeben**

*Was ist der "Ring of Fire"?*



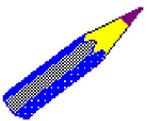
**Aufgabe 3.7 Dreikreis-Verfahren**

*Wodurch entstehen Ungenauigkeiten beim Dreikreis-Verfahren?*



**Aufgabe 3.8 Stärke eines Bebens**

*Was ist der Unterschied zwischen der Intensitätsskala und der Magnitudenskala?*



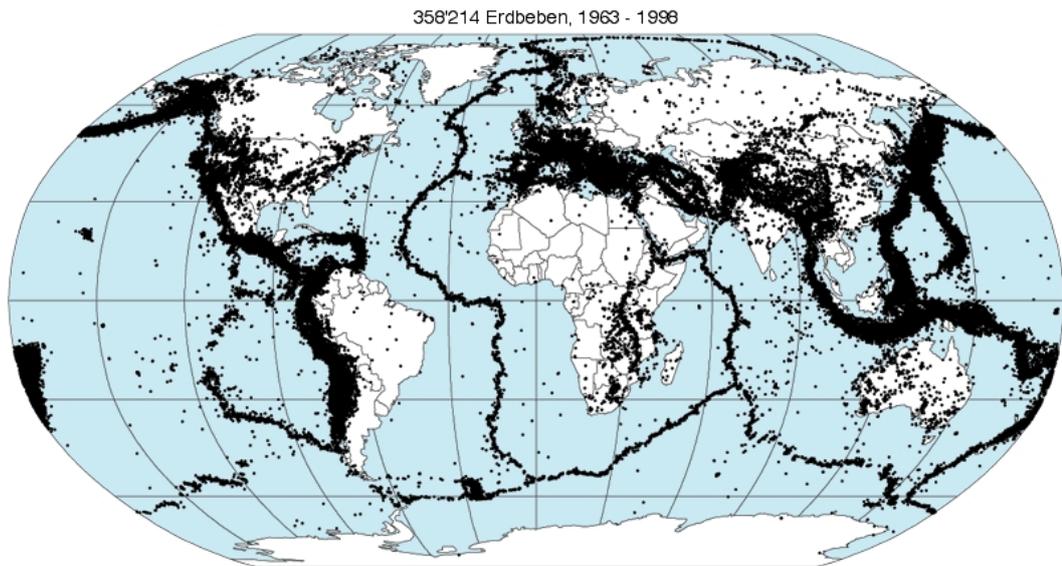
**Aufgabe 3.9 Definition der Magnitude**

*Erklären Sie die Definition der lokalen Magnitude anhand des Beispiels vom Schweizerischen Erdbebendienst.*

## Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

### Lösung 3.1: Wer spürt da was?

Die folgende Karte zeigt die Verteilung von 358'214 Erdbeben, die gemessen wurden in den Jahren 1963–1998.



(Wikipedia, 2006b)

90 % der Erdbeben passieren an den grossen tektonischen Plattengrenzen.

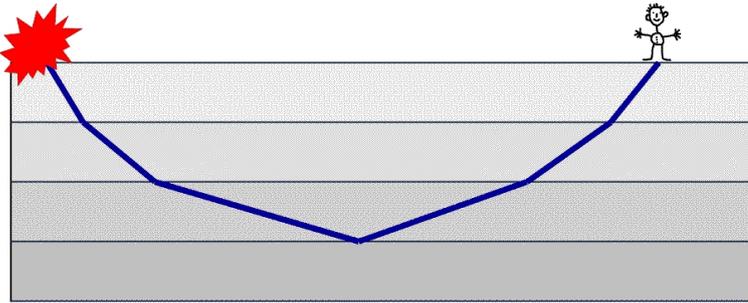
### Lösung 3.2: Polarisierung

Bei der Polarisierung betrachtet man die Bewegung eines einzelnen (Materie-) Punktes, die durch die Welle verursacht wird. Wenn diese Bewegung nur entlang der Fortpflanzungsrichtung der Welle verläuft, bezeichnet man dies eine **Longitudinalwelle**. Wenn sie sich senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung bewegt, dann spricht man von einer **Transversalwelle**.

Die P-Welle ist also eine Longitudinalwelle. Die S-Welle eine Transversalwelle. Die beiden sind also verschieden polarisiert.

**Lösung 3.3: Der Weg einer P–Welle im Erdinneren**

Angenommen wir haben mit jeder tieferen Schicht eine höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit der P–Welle. Der schnellste Weg der P–Welle zum Beobachter ist nicht der direkte Weg an der Oberfläche entlang, da diese Schicht die kleinste Ausbreitungsgeschwindigkeit hat. Die P–Welle sucht sich lieber die schnelleren Schichten in der Tiefe.



An jeder Schichtgrenze wird die Welle gebrochen. Dann erreicht der Einfallswinkel der P–Welle irgendwann den kritischen Wert des Grenzwinkels zur Totalreflexion. An dieser Schicht wird die Welle wieder zurückreflektiert.

Würden wir uns die Dicke der Schichten viel kleiner vorstellen, wird der Wellenweg immer mehr zu einem gebogenen Wellenstrahl, der an die Oberfläche zurückzeit. In der Erde haben wir sowohl eine kontinuierliche Zunahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der Tiefe bedingt durch die Druckzunahme, als auch Schichten verschiedenen Gesteins mit verschiedenen schnellen Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Insbesondere die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel bildet eine starke Diskontinuität, an der Raumwellen reflektiert werden. Diese Schichtgrenze nennen wir Moho–Diskontinuität.

**Lösung 3.4: Distanz zum Epizentrum**

- (a) Aus den Seismogrammen ergeben sich die Zeiten für die P–Phasen

$$T_P^{Muot} = 25.2 \text{ s}, T_P^{Davos} = 30.8 \text{ s} \text{ und } T_P^{Mels} = 25.8 \text{ s}$$

für die S–Phasen

$$T_S^{Muot} = 29.2 \text{ s}, T_S^{Davos} = 39.0 \text{ s} \text{ und } T_S^{Mels} = 30.0 \text{ s}$$

- (b) Die Laufzeitdifferenzen sind demnach

$$T_S^{Muot} - T_P^{Muot} = 4.0 \text{ s}, T_S^{Davos} - T_P^{Davos} = 8.2 \text{ s} \text{ und } T_S^{Mels} - T_P^{Mels} = 4.2 \text{ s}$$

- (c) Die Distanzen zum Epizentrum ergeben eingesetzt in Gleichung (3.3) für die Stationen Muotatal, Davos und Mels

### 3. Ein Lautsprecher unter den Füßen

---

$$r^{Muo} = 32.0 \text{ km}, r^{Davos} = 65.6 \text{ km} \text{ und } r^{Mels} = 33.6 \text{ km}$$

Die Ablesegenauigkeit durch das Ausdrucken der Grafiken ist nicht sehr gut und kann durchaus  $\pm 0.5 \text{ s}$  betragen. Das bedingt Abweichungen von  $\pm 4 \text{ km}$ .

#### Lösung 3.5: Bestimmung der Magnitude

Die lokalen Magnituden  $M_L$  sind nach Gleichung (3.4):

Messstation	lokale Magnitude
MUO	$M_L = \log_{10}(61.11) + 2.76 \cdot \log_{10}(32.0) - 2.48 \approx 3.5$
DAVOX	$M_L = \log_{10}(8.13) + 2.76 \cdot \log_{10}(65.6) - 2.48 \approx 3.4$
MELS	$M_L = \log_{10}(13.85) + 2.76 \cdot \log_{10}(33.6) - 2.48 \approx 2.9$

Die Ungenauigkeit der Distanz zum Erdbeben führt zu einer ungenauen Bestimmung der Magnitude. Im Grunde müssten die Magnituden-Werte für alle Stationen die gleichen sein. Da dies jedoch kaum je erreicht wird, nimmt man immer den Mittelwert aller bestimmten Magnituden.

Mit unserer Abschätzung erhalten wir eine Magnitude  $M_L \approx (3.5 + 3.4 + 2.9)/3 \approx 3.3$  auf der Richter-Skala. Mit den moderneren Verfahren ist man auf eine Magnitude 3.8 gekommen. Wir liegen also immer noch gut in der Nähe zum eigentlichen Wert.

#### Lösung 3.6: Verteilung der Erdbeben

Es ist ein Erdbebengürtel, der sich um die Pazifik-Platte schlängelt. Wenn Sie noch Mühe damit haben, schauen Sie im Abschnitt 3.1 nach.

#### Lösung 3.7: Dreikreis-Verfahren

Die Ungenauigkeiten entstehen vor allem bei der Abschätzung der Distanz zum Beben. Wir haben vereinfacht, dass das Erdbeben an der Oberfläche liegt und dass die Geschwindigkeitsverteilung im Boden gleichförmig ist. Dies sind ziemlich starke Vereinfachungen und führen dazu, dass wir die Distanz überschätzen.

### **Lösung 3.8: Stärke eines Bebens**

Die Intensitätsskala ist eine subjektive Skala. Jeder Beobachter ist sozusagen ein Messinstrument. Und jeder Beobachter wird das gleiche Beben anders fühlen und interpretieren. Der Wert der Intensität ist somit anfällig auf diese subjektive Messung.

Die Magnitudenskala ist eine objektive Skala. Der Wert der Magnitude wird aufgrund von Messungen von Seismometer bestimmt, welche alle kalibriert sind. Er wird anschliessend durch eine mathematische Berechnung erlangt.

### **Lösung 3.9: Definition der Magnitude**

Schauen Sie nochmals die Definition (3.4) an. Die lokale Magnitude wird als eine logarithmische Beziehung zur Maximalamplitude und zur Distanz zum Erdbeben definiert. Ein empirischer Korrekturterm wird auch benützt.

Der Magnitudenwert sollte für jede Messstation gleich sein. Durch Auswertungen wurde gefunden, dass dies durch eine logarithmische Beziehung erfüllt ist.

### 3. *Ein Lautsprecher unter den Füßen*

---

## A. Atombombe oder nicht? - Zur Verifikation von Beben

---

Übersicht

Lernziele

A.1. Wenn's kracht

A.2. Das sieht verdächtig aus

Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

---



*Erster Nukleartest "Trinity" im Jahre 1945,  
12 Sekunden nach der Detonation. (Atomic Archive, 2006)*

*Dieses Kapitel ist ein Additum und geht über den Bereich der Einführung in Geophysik und Seismologie hinaus. Sie müssen nicht, dürfen es aber durcharbeiten. Wir hoffen, dass es Sie interessiert.*

## Übersicht

Eine starke Motivation überall auf der Erde Messstationen aufzubauen, um Beben zu registrieren, war der Atomwaffensperrvertrag. Er trat 1970 in Kraft. Die unterzeichnenden Staaten erlauben damit, dass ihre Produktionsanlagen in Zusammenhang mit Atomwaffen überprüft werden können. Es war also auch von Interesse zu wissen, ob ein Land unterirdische Atombombentests durchführt. Um dies zu überprüfen, braucht es diese Messstationen. Denn damit können wir einerseits feststellen, wo das Beben geschah, andererseits auch, ob es ein natürliches seismisches Beben war oder nicht.

Was heisst das? Bei einer Atombombenexplosion wird ebenfalls ein Beben ausgelöst. Das messen wir dann auch. Und wir können es von den natürlichen unterscheiden. Damit haben wir auch den Übeltäter. Wie das geht, wird hier erklärt.

## Lernziele

Folgende Lernziele setzen wir uns in diesem Kapitel:

- Sie wissen, wozu wir ein seismisches Messnetz gebrauchen können und kennen drei Gründe dafür.
- Sie haben eine Vorstellung von der Sensitivität des globalen seismischen Messnetzes und kennen die Grössenordnungen des Messbereichs für Bodenverschiebungen.
- Sie können Ihren Mitschülern mit eigenen Worten erklären, woran Sie eine Aufzeichnung von einem Beben, verursacht durch eine Explosion, erkennen.

## A.1. Wenn's kracht

Seit die ersten Atomwaffentests durchgeführt wurden, wissen wir heute viel mehr über den Schaden, den nur schon diese Tests anrichten können. Seit 1996 gibt es deshalb auch einen *Kernwaffenteststop-Vertrag*. Darin erklären sich die unterzeichnenden Staaten bereit, auf Atombombentests zu verzichten. Leider ist der Vertrag noch nicht in Kraft getreten.

Das Monitoring dieses Vertrages wird auf verschiedenen Arten umgesetzt. Sowohl durch seismologische Messstationen, als auch durch hydroakustische, infraschall und radioaktive Messungen kann festgestellt werden, ob ein Atomtest durchgeführt wurde. Das war mit ein Grund ein globales Netzwerk von seismischen Stationen aufzubauen<sup>1</sup>.

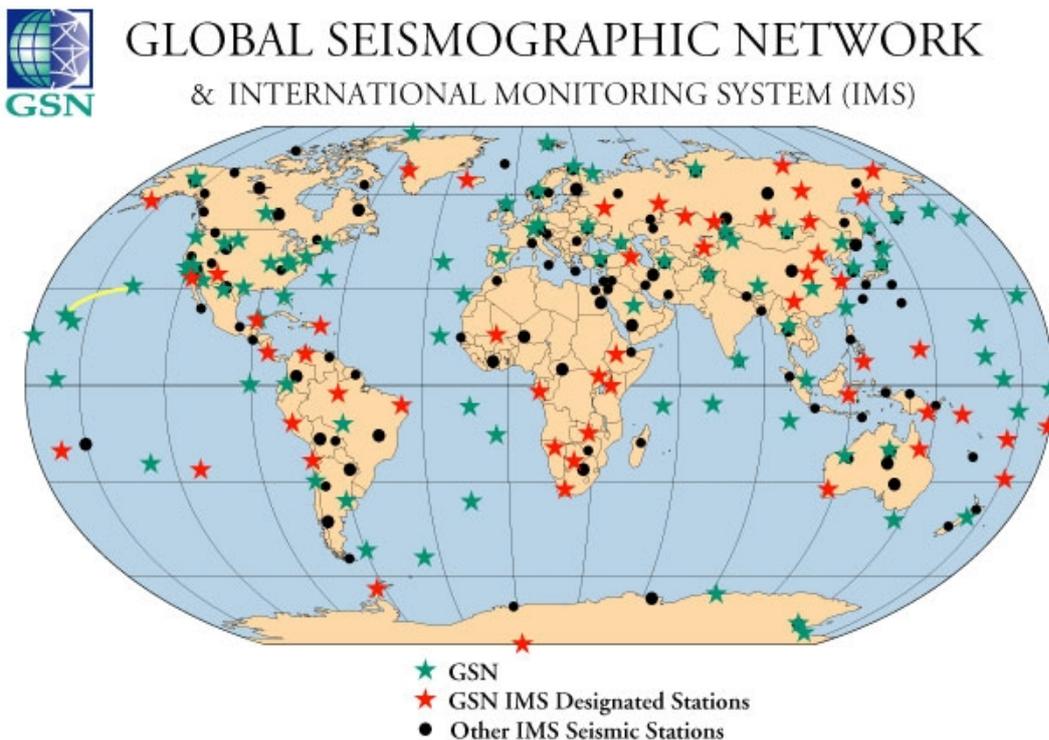


Abbildung A.1.: Das globale seismische Netzwerk zur Überprüfung des Kernwaffenteststop-Vertrags. (IRIS, 2006)

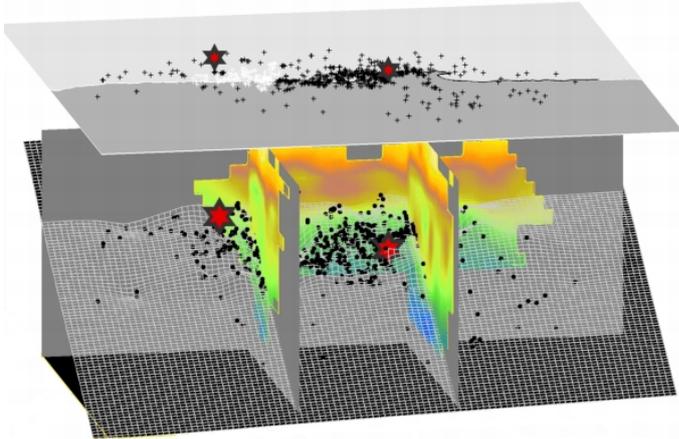
Wozu werden *seismische Netzwerke* noch benützt? Sie dienen verschiedenen Zwe-

<sup>1</sup>In der Schweiz wurde die Messstation DAVOX nahe Davos zu diesem globalen Netzwerk hinzugefügt.

## A. Atombombe oder nicht?

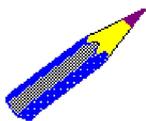
---

cken wie z.B. zur Erforschung des Erdinneren. Wir haben gesehen, dass Seismogramme benützt werden können, um auf das Innere der Erde rückzuschliessen.



Neuere Verfahren wie die *Tomographie* (hauptsächlich bekannt aus der Medizin) können Bilder der seismischen Geschwindigkeitsverteilungen anfertigen. Diese Verfahren sind in der Geophysik momentan sehr beliebt, um mehr über die Strukturen im Erdinneren herauszufinden.

Die Beobachtung der Seismizität der Erde und Abschätzung derer Gefährdung gehört ebenfalls zu den Aufgaben eines seismischen Netzes. Schliesslich die Forschung zur Exploration von Erdöl, Erdgas und Mineralien wie Gold und Diamanten ist ohne ein seismisches Netzwerk kaum mehr denkbar. Diese stellen alle unterschiedliche Anforderungen an die Realisierung eines Netzwerkes und so gibt es heute lokale, regionale und globale seismische Netzwerke. Die Registrierung von seismischen Ereignissen erfolgt mittels hochempfindlicher Seismometer, die wir bereits angeschaut haben. Diese können Bodenbewegungen in der Grössenordnung von Atomen messen<sup>2</sup>.

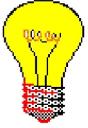


### **Aufgabe A.1 Sensitivität eines modernen Seismometers**

*Welche Grössenordnung haben Atome? Schauen Sie in Ihrem Formeln- und Tafeln-Buch nach. Welches ist die nächstgrössere Masseinheit?*

---

<sup>2</sup>Dadurch registrieren die Stationen in der Schweiz sogar das Meeresrauschen vom Atlantik und Mittelmeer her.



Das haben wir angeschaut:

- Zwecke von seismischen Netzwerken
- Sensitivität

Sie kennen nun die Grössenordnung der Bodenbewegungen, die gemessen werden können und könnten Ihren Mitschülern die verschiedenen Zwecke eines seismischen Netzwerkes erklären.

Schauen wir uns die Möglichkeit an, einen Atomtest durch Seismogramme zu identifizieren. Die letzten Atomtests wurden alle unterirdisch durchgeführt<sup>3</sup>. Zum Teil kennen wir diese Regionen bereits. Es liegt aber auch im Interesse der jeweiligen Länder ihre Testregionen zu verheimlichen. Vielfach interessiert aber auch wie gross die Explosion war (traditionell gemessen in Kilotonnen TNT). Eine solche nukleare Explosion kann einen Teil ihrer Energie in Form von seismischen Wellen abgeben.

Wir nehmen an, dass sich während einer Nuklearexplosion ebenfalls die umliegenden Gesteinsschichten zum einem gewissen Teil verschieben. Explosionen führen jedoch zu einem unterschiedlichen Erdbebenmechanismus. Diese Mechanismen werden durch *Herdflächenlösungen* beschrieben. Dabei wird betrachtet, ob die Erstausschläge der P-Wellen bei den einzelnen seismischen Stationen nach oben (entspricht zuerst einer Kompression durch die P-Welle) oder nach unten (Dehnung) zeigen.

---

<sup>3</sup>Indien führte eine Serie von 5 Nukleartests Mitte Mai 1998 in der Wüste von Rajasthan durch. Pakistan eine Serie von 6 Tests Ende Mai 1998 in Beluchistan.

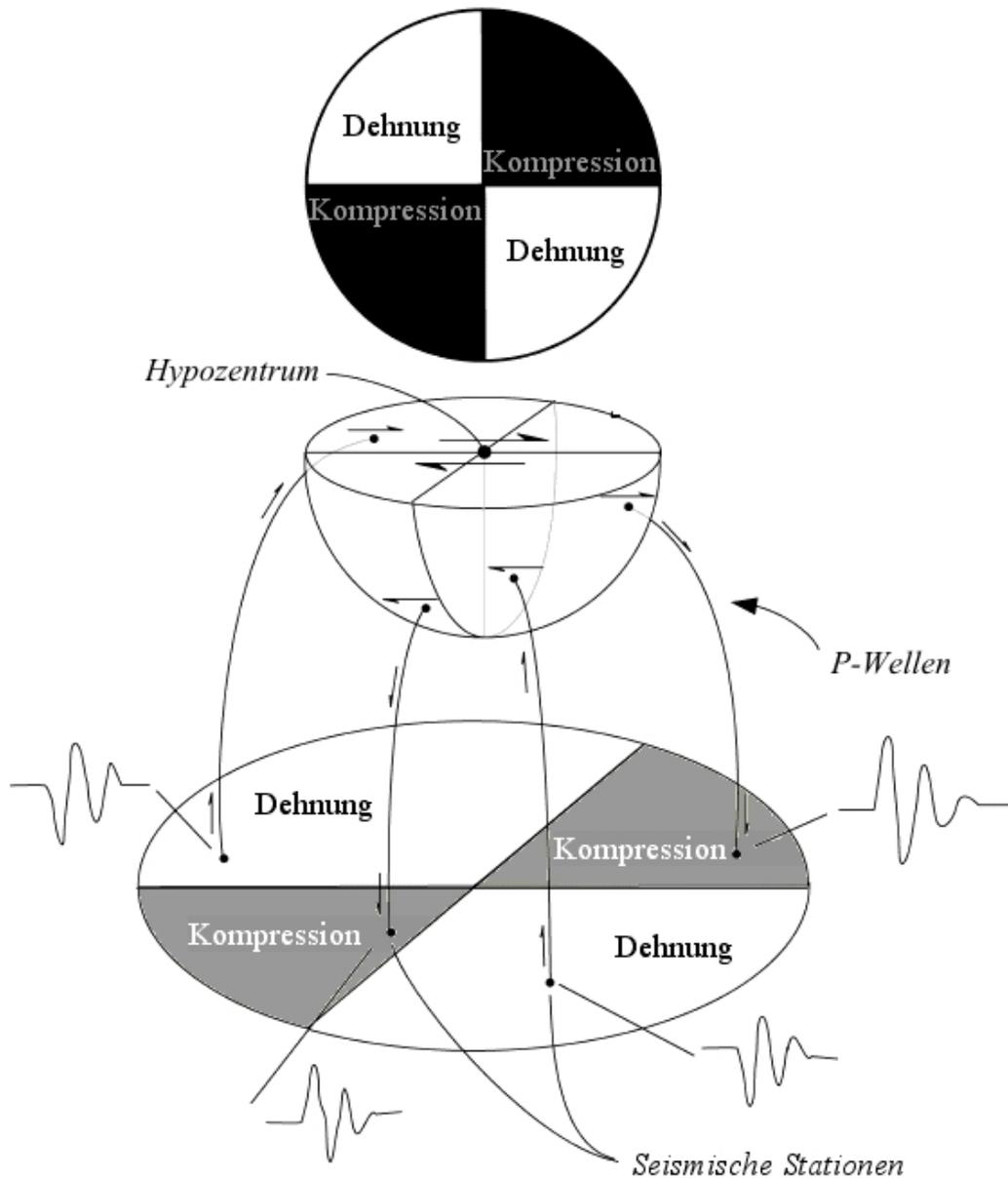
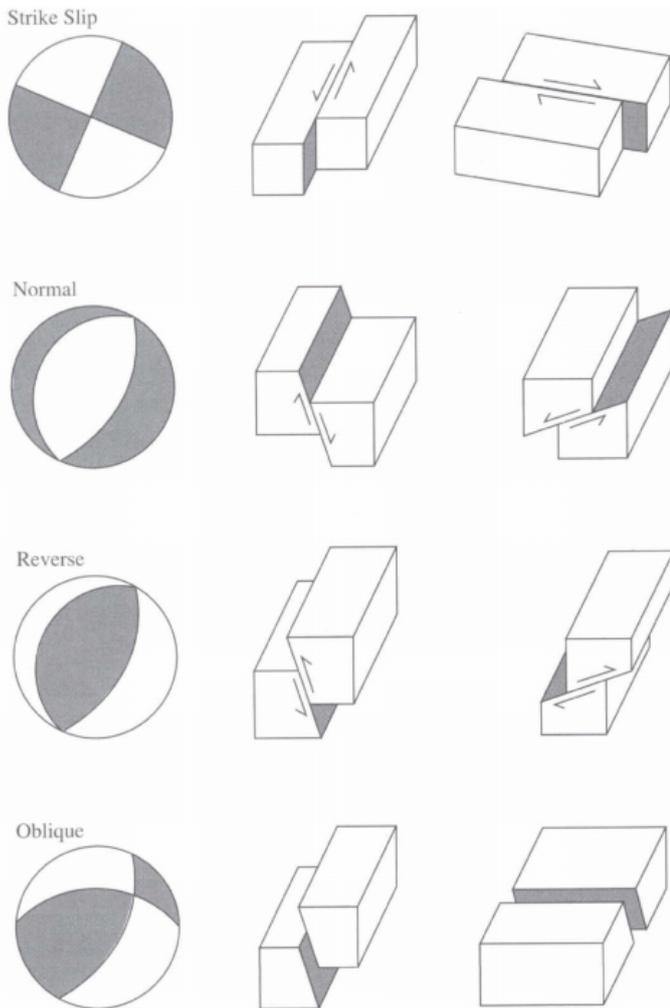


Abbildung A.2.: Schema zu Herdflächenlösungen. Die Bälle werden auch "Beach balls" genannt. Dunkle Bereiche stellen Herdgebiete dar, in denen zuerst eine Kompression stattfindet. Helle Gebiete stehen für eine Dehnung des Gesteins in der Umgebung des Hypozentrums. (Bolt, 1978)



(Shearer, 1999)

Wir kennen bereits die drei Grundmechanismen für Horizontalbeben (“Strike Slip”), Abschiebungsbeben (“Normal”) und Aufschiebungsbeben (“Reverse”). Die Mischform (“Oblique”) ist ein zusammengesetzter Mechanismus der drei Grundtypen. (Die “Beach balls” links stellen jeweils die Herdflächenlösungen dar.)

Bei Explosionen stellen wir uns vor, dass sich für kurze Zeit ein Hohlraum bildet, ähnlich dem Aufblasen eines Ballons. Das Gestein um den Explosionskern macht diese Verformung mit bevor es unter dem Umgebungsdruck wieder kollabiert. Dadurch wird die Umgebung des Hypozentrums zuerst komprimiert. Der “Beach ball” wäre bei Explosionen also komplett schwarz.

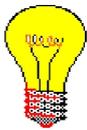
Wir wissen, dass die Auswertung der Seismogramme auch zur Bestimmung der Magnitude führt. Die Nukleartests können Magnituden von über 5 erreichen, was ein mittelstarkes Beben darstellt. Zum Vergleich: Ein Beben ab der Grösse 3 verspüren wir. Ein Beben von der Magnitude 5 kann bereits zu Schäden an Häusern in der Nähe des Epizentrums führen. Das grösste je gemessene Erdbeben hatte eine Magnitude 9.5. Es passierte an der Küste Chiles im Jahr 1960. Häuser werden dabei total zerstört und die Erdoberfläche kann sich um mehrere Meter verschieben.

Beben der Magnitude 5 sind längst stark genug, dass sie global auf allen Seismo-

## A. Atombombe oder nicht?

---

metern gemessen werden können. Wird jedoch ein Sprengsatz in einem vorgefertigten Hohlraum gezündet, beispielsweise in einer ausgespülten Kaverne in einem Salzstock, so dämpft die Entkopplung des Sprengkörpers vom umgebenden Gestein seine Wirkung um ein bis zwei Größenordnungen. Voraussetzung für die Registrierung kleinerer Nuklearsprengsätze oder solcher “gedämpfter” Explosionen sind die modernen Seismometer. Das Ziel der Seismologen ist, dass man weltweit Explosionen ab einer Magnitude 4 (entspricht ungefähr 1 Kilotonne TNT) detektiert. Regional werden aber auch schon kleinere Explosionen registriert.



Wir haben die unterschiedlichen Mechanismen bei der Auslösung eines Bebens angeschaut.

Sie wissen nun, dass bei natürlichen Mechanismen, Kompression und Dehnung in unterschiedlichen Gebieten des Erdbebenherdes stattfinden.

## A.2. Das sieht verdächtig aus

Wie unterscheiden wir, ob das registrierte Beben, ein natürliches Erdbeben oder eine Explosion war? Explosionen gleich welcher Art sind immer Ereignisse, die in geringer Tiefe, in der Reichweite der Menschen stattfinden. Wir haben gelernt, wie mit dem Dreikreis-Verfahren die Lage des Epizentrums bestimmt werden kann. Eine erste Unterscheidung kann also rein geographisch durchgeführt werden. Im vorigen Kapitel haben wir die weltweite Verteilung von Erdbeben betrachtet. Wir wissen somit, wo es häufig bebt und wo nicht. Liegt das Beben in einer Region, die sonst nie bebt, ist das bereits ein erstes Indiz.

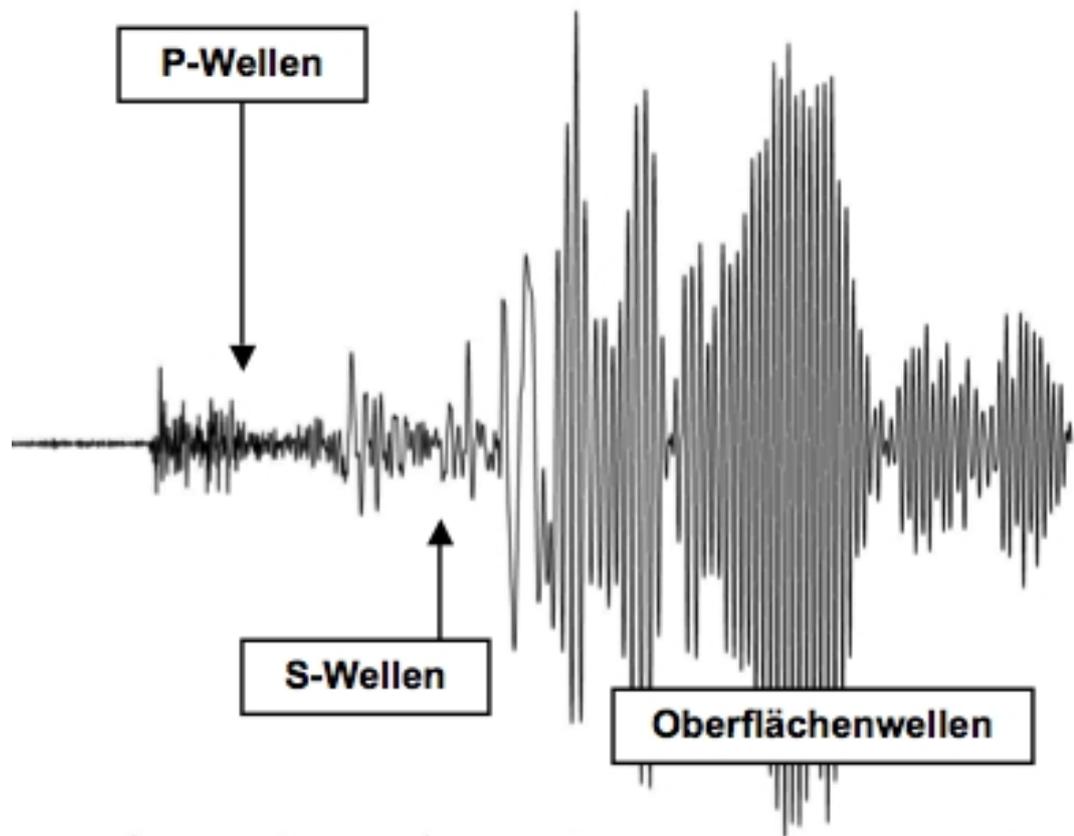
Die heutigen iterativen Verfahren sind mit 3-D Modellen ausgestattet und mit Hilfe der Seismogramme kann auch die Herdtiefe des Bebens bestimmt werden. Sobald die Herdtiefe eines Ereignisses tiefer als 10 km liegt<sup>4</sup>, kann es sich nur um ein Erdbeben handeln.

Im Allgemeinen beruhen Explosionen auf einem einfachen Erdbeben-Mechanismus, der sich in einer einfachen Signalform äußert: Es werden Kompressionswellen in alle Richtungen vom Explosionszentrum weg ausgesendet. Daher ist der Erstausschlag der eintreffenden P-Wellen prinzipiell in allen Stationen nach oben. Bei Erdbeben mit ihrem komplexeren Mechanismus registrieren manche Stationen bei Ersteinsatz Kompression, andere hingegen Dehnung. Die Herdflächenlösungen bilden somit ein einfache Art der Unterscheidung.

Für eine weitere Unterscheidung müssen wir die Seismogramme nochmals genauer ansehen.

---

<sup>4</sup>Die tiefste Bohrung wurde auf Kola, einer Halbinsel im Nordosten Russlands erreicht. Sie hat eine Tiefe von 12'262 Meter.

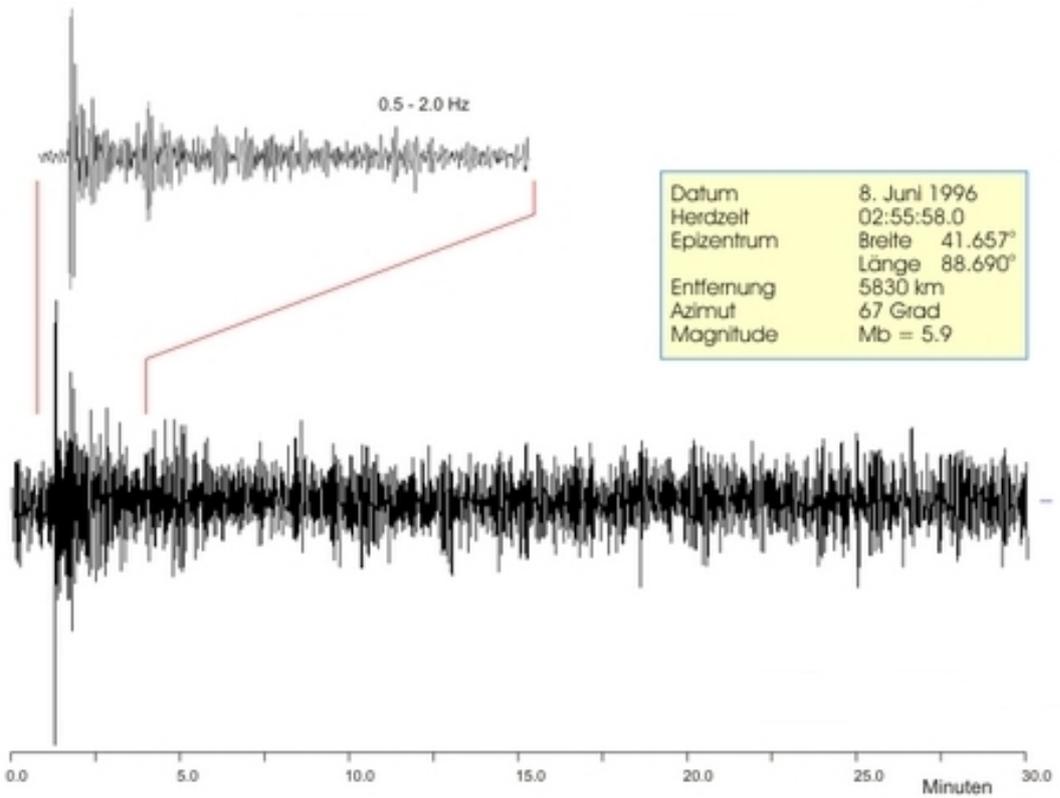
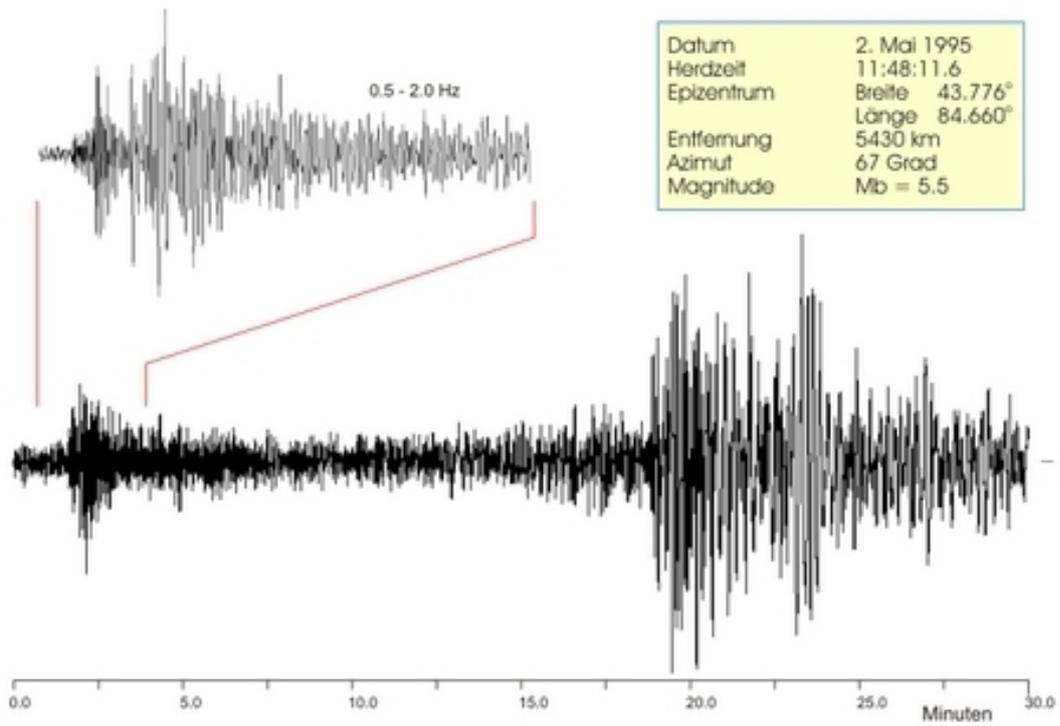


(Huss & Alean, 2004)

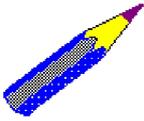
Ein typisches Seismogramm sieht etwa so wie hier aus. Wir haben zuerst einen Ausschlag auf Grund der P-Wellen, gefolgt von einem Ausschlag durch die S-Wellen. Danach folgen die Oberflächenwellen, die durch ihre Überlagerungen dann nicht mehr genauer zu unterscheiden sind.

Vergleichen wir nun zwei Aufzeichnungen von Beben miteinander. Die Seismogramme stammen von einer Messstation in Deutschland. Das Epizentrum bei beiden Beben liegt in China. Die Magnituden sind vergleichbar gross.

A.2. Das sieht verdächtig aus



(BGR, 2006)

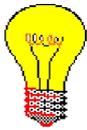


### Aufgabe A.2 Unterschied der Seismogramme

Was fällt auf, wenn Sie die beiden Seismogramme miteinander vergleichen?

Sie können nun ruhig in den Lösungen nachschauen. Vielleicht haben Sie noch mehr Punkte herausgefunden. Dann schreiben Sie diese auf und fragen Ihre Lehrperson, oder den Autor von diesem Leitprogramm, was es mit diesen auf sich hat. Wir wollen uns hier auf die hauptsächlichste Differenz beschränken. Was auffällt ist der Unterschied bei den Oberflächenwellen im hinteren Teil des Seismogramms. Bei der Kernexplosion fehlt dieser Teil vollständig. Das obere Beben ist somit ein natürliches Erdbeben. Das untere Seismogramm ist von einem Nukleartest.

In der Regel gilt: Bei Explosionen treten keine Scherwellen (S-Wellen) auf, wohl aber bei Erdbeben. Zudem treten anders als bei natürlichen Erdbeben in der Regel nur schwache Oberflächenwellen auf.



Wir haben gesehen, wie natürliche Erdbeben von Nuklearexplosionen unterschieden werden können:

- Herdtiefe
- Herdflächenlösung
- Oberflächenwellen

Wenn Ihnen einige dieser Begriffe noch Mühe bereiten, lesen Sie die entsprechenden Begriffe im dritten Kapitel nochmals durch.

Schauen Sie nun die Seismogramme nochmals an. Zu den beiden Beben fehlt uns die Herdtiefe. Wir können diese nicht aus diesen einzelnen Seismogrammen bestimmen. Damit fällt dieses Kriterium weg.

Die Einsätze der P-Welle sind bei beiden Seismogrammen nochmals vergrößert dargestellt. Bei beiden ist es sehr schwierig den Erstausschlag zu erkennen. Der Hintergrundlärm ist zu stark, als dass wir ein klares Signal hätten. Damit fällt auch das Kriterium

der Herdflächenlösung weg. Im allgemeinen kann diese Herdflächenlösung durch das Auswerten der Daten von vielen verschiedenen Stationen bestimmt werden.

Das Kriterium der Oberflächenwellen ist für unseren Fall hier ausschlaggebend. Wir können damit mit Sicherheit die Nuklearexplosion unterscheiden. Doch auch dies kann von Fall zu Fall ändern. Es bleibt gerade bei kleineren Explosionen schwierig, diese zu erkennen.

Streng genommen kann durch die hier beschriebenen Kriterien nur eine Explosion von einem natürlichen Beben unterschieden werden. Wie können aber Kernexplosionen von z.B. chemischen Explosionen getrennt werden? Dazu dienen die zusätzlichen Messnetze, welche die Radioaktivität, Unterwasser-Wellen und den Infraschall registrieren. Durch das Zusammenspiel all dieser Informationen gelingt es uns schliesslich, die Explosionen genau zu bestimmen.

In der Schweiz gibt es oft auch kleine Explosionen, sei es im Tunnelbau oder bei Steinbrüchen, die durch das seismische Netz registriert werden. Es liegt in unserem Interesse, diese Explosionen von den natürlichen Erdbeben zu trennen. Die Einschätzung der Erdbebengefahr basiert auf vergangenen Erdbeben. Falsch erkannte Beben könnten deshalb zu einer Fehleinschätzung führen. Aus diesem Grunde werden Erdbeben verifiziert. Die Erdbebengefährdung geht in schweizerische Baunormen ein. Es könnte demnach auch den Bau Ihres Schulhauses betreffen.

*Damit sind Sie am Schluss dieses Leitprogramms angelangt. Bewahren Sie Ihre Neugier, es gibt noch viel zu entdecken.*

## Lösungen und Hinweise zu den Aufgaben

### Lösung A.1: Sensitivität eines modernen Seismometers

Die Grösse von Atomen wird vielfach in Ångström [ $\text{Å}$ ] angegeben. Sie ist nach dem schwedischen Physiker Anders Ångström benannt. Die nächst grössere Masseinheit wäre der Nanometer [ $nm$ ]. Es gilt:

$$1 \text{ Å} = 0.1 \text{ nm} = 10^{-10} \text{ m}$$

Die Bodenbewegungen können somit weniger als einen Nanometer messen.

### Lösung A.2: Unterschied der Seismogramme

Zuerst die Gemeinsamkeit: beide Seismogramme enthalten den P-Wellen-Ausschlag, welcher in der ersten Minute enthalten ist. Durch die Distanz zu den Beben folgen viele reflektierte und gebrochene Phasen. Der "Lärm-Pegel (englisch "noise level") überdeckt jedoch viele solcher Phasen. Die S-Phase ist dadurch bei beiden schlecht zu erkennen.

Nun der Unterschied: es fällt auf, dass bei den Oberflächenwellen, die im hinteren Teil der Seismogramme liegen müssten, starke Unterschiede existieren. Das obere Seismogramm enthält solche Oberflächenwellen, welche die maximale Amplitude ab 20 Minuten nach Beginn der Aufzeichnung enthalten. Beim unteren Seismogramm fehlen die Oberflächenwellen vollständig. Ausserdem fällt auf, dass das untere Seismogramm die maximale Amplitude mit dem Eintreffen der P-Welle hat.

Vielleicht haben Sie auch die Zeitpunkte der Beben angeschaut. Das obere geschah etwa zu einer Zeit von 11 Uhr 48. Das untere Beben begann etwa um 2 Uhr 56. Vielfach werden Explosionen zu einer speziellen Zeit gezündet: vielleicht zur vollen Stunde oder auf Beginn einer für Menschen vernünftig abmachbaren Zeit.

## **B. Kapiteltests**

### **Tests zum Kapitel 1**

#### **Testaufgabe 1.1 (mündlich)**

Wie sieht die grobe Schichtung des Erdinneren aus?

#### **Testaufgabe 1.2 (schriftlich)**

Wodurch unterscheiden wir den Erdaufbau und welche sind die Besonderheiten der einzelnen Erdschichten?

#### **Testaufgabe 1.3 (schriftlich)**

Wir nehmen heutzutage an, dass der Erdkern fest und aus flüssigem Metall ist. Begründen Sie, weshalb das stimmen könnte?

#### **Testaufgabe 1.4 (mündlich)**

Welche Messungen und Beobachtungen könnten uns helfen, auf die Zusammensetzung des Erdinneren rückzuschließen?

## **Tests zum Kapitel 2**

### **Testaufgabe 2.1 (schriftlich)**

Die Plattentektonik erklärt verschiedene Beobachtungen auf einheitliche Weise. Zählen Sie solche Beobachtungen auf, die auf eine Drift der Kontinente hindeuten.

### **Testaufgabe 2.2 (mündlich)**

Wodurch kann die Drift der Kontinente erklärt werden?

### **Testaufgabe 2.3 (mündlich)**

Wie sind die Grössenverhältnisse zwischen der Schubkraft und dem Zug, den eine ozeanische Platte spürt?

### **Testaufgabe 2.4 (schriftlich)**

Wie nennt man das Prinzip des Gleichgewichtes zwischen Auftrieb und Gewicht eines Körpers? Welche Auswirkungen dieses Prinzips sind sichtbar auf der Erde?

---

## Tests zum Kapitel 3

### Testaufgabe 3.1 (mündlich)

Wie sieht die Erdbebenverteilung weltweit aus?

### Testaufgabe 3.2 (schriftlich)

Welche Arten von seismischen Wellen gibt es? Wodurch unterscheiden wir diese?

### Testaufgabe 3.3 (schriftlich)

Sie haben in diesem Kapitel das Dreikreis-Verfahren benützt, um ein Erdbeben zu lokalisieren. Beschreiben Sie das Dreikreis-Verfahren. Wie entstehen die Ungenauigkeiten bei der Bestimmung des Epizentrums? Wie würden Sie dieses Verfahren verbessern?

### Testaufgabe 3.4 (schriftlich)

Betrachten Sie nur die Stärke eines Erdbebens.

- (a) Welche Möglichkeiten und Skalen gibt es, um die Stärke eines Bebens anzugeben?
- (b) Wie würden Sie ein historisches Beben mit einem heutigen Beben vergleichen?

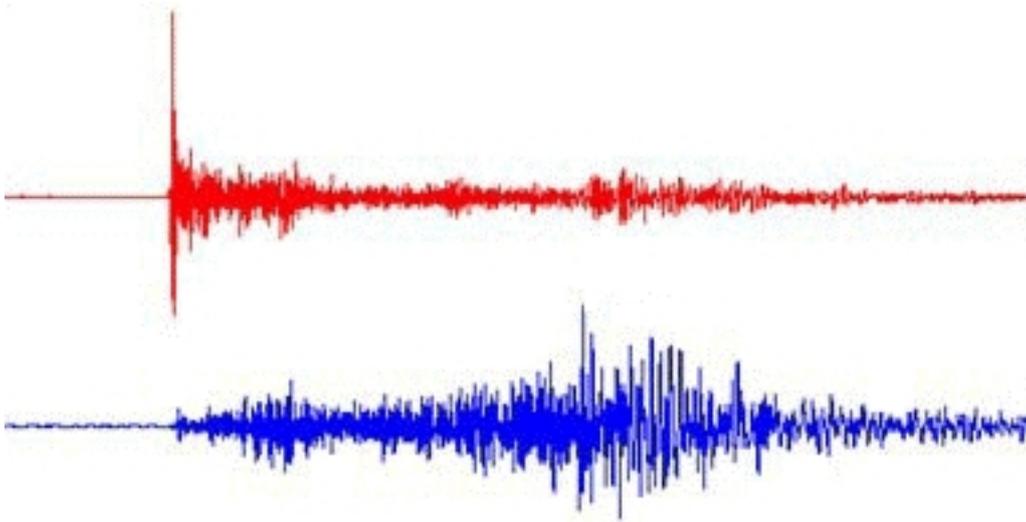
### Testaufgabe 3.5 (mündlich)

Weshalb wird die lokale Magnitude als eine logarithmische Beziehung zwischen Maximalamplitude und Distanz der Messstation zum Beben definiert?

## Tests zum Additum A

### Testaufgabe A.1 (mündlich)

Wir haben hier zwei Aufzeichnungen von Beben. Beide Epizentren der Beben wurden in Indien lokalisiert. Die Magnituden der beiden Beben sind vergleichbar.



- (a) Welche seismischen Wellen erkennen Sie darauf?
- (b) Welchen Ursprung könnten die beiden Beben haben und weshalb?

---

## Lösungen zum Test für Kapitel 1

### Lösung Testaufgabe 1.1 (mündlich) (K 1)

Die Schichtung des Erdinneren sieht folgendermassen aus: Erdkruste, Erdmantel, Äusserer Erdkern und Innerer Erdkern. Der Erdmantel wird meist auch unterschieden in den Oberen und Unteren Mantel.

### Lösung Testaufgabe 1.2 (schriftlich) (K 3)

Einerseits kann die Tiefe zum Unterscheiden gebraucht werden: Erdkruste 0–40 km, Erdmantel 40–2'900 km, Äusserer Erdkern 2'900–5'100 km und Innerer Erdkern 5'100–6'371 km. Diese Tiefen sind aber nicht festgesetzt und können daher variieren.

Hauptmerkmale zur Unterscheidung sind die chemische, resp. mineralische Zusammensetzung der Schichten, als auch die entsprechenden Materialeigenschaften und Viskositäten. Diese spiegeln sich wieder in unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von seismischen Wellen.

### Lösung Testaufgabe 1.3 (schriftlich) (K 3)

Durch die Bestimmung der durchschnittlichen Dichte der Erde ergibt sich eine Diskrepanz zur an der Oberfläche untersuchten Gesteinsdichte. Die Masse der Erde kann nur erreicht werden, falls der Erdkern metallisch ist.

Die Beobachtung eines Erdmagnetfeldes lässt zumindest auf einen flüssigen, metallischen Äusseren Erdkern schliessen. Zusätzlich kann angenommen werden, dass durch das hohe Gewicht von Eisen, dieses zum Erdmittelpunkt hin sinken wird.

Es gibt noch weitere Überlegungen, z.B. zur Druckverteilung und zum Trägheitsmoment, welche auch auf einen metallischen Erdkern hindeuten.

### Lösung Testaufgabe 1.4 (mündlich) (K 4)

Für die Erdkruste können Proben aus Bohrungen gewonnen und untersucht werden. Diese Bohrungen gehen jedoch höchstens bis etwas 10 km Tiefe.

Analysen von Lava aus verschiedenen Vulkanen können gemacht werden, um über tiefere Schichten Informationen zu erhalten. Diese sind jedoch nicht einheitlich chemisch zusammengesetzt.

Chemische Untersuchungen von Meteoriten deuten ebenfalls auf die Zusammensetzung des Erdmantels hin. In Laboruntersuchungen können Bedingungen simuliert werden, die etwa der Oberen Mantelgrenze entsprechen.

Das Erdmagnetfeld deutet auf flüssiges, metallisches Material im Erdinneren hin.

## **Lösungen zum Test für Kapitel 2**

### **Lösung Testaufgabe 2.1 (schriftlich) (K 1)**

Beobachtungen von Fossilienfundstücken wie auch Steinkohle deuten auf eine Verschiebung der Kontinente hin.

Die Küstenlinien von Südamerika und Afrika passen gut übereinander. Die Antarktische und Australische Küste könnte ebenfalls zueinanderpassen, als auch Teile von Indien, Madagaskar und Afrika.

Die Mittelozeanischen Tiefsee-Rücken zeigen vulkanische Aktivitäten.

Paleo-Magnetische Muster in den Ozeanböden verlaufen symmetrisch zu den Tiefsee-Rücken auseinander.

Die Rekonstruktion der Kontinentaldrift, welche heute von Satelliten gemessen wird, kann auch in der Zeit rückwärts interpoliert werden.

### **Lösung Testaufgabe 2.2 (mündlich) (K 3)**

Die ozeanischen Platten werden hauptsächlich durch den Zug der absinkenden Platte bewegt.

---

Die Tiefsee-Rücken stossen zu einem kleinen Teil die Platte ebenfalls in die gleiche Richtung.

Die kontinentalen Platten werden durch die Sogwirkung der absinkenden ozeanischen Platten umhergeschoben.

### **Lösung Testaufgabe 2.3 (mündlich) (K 1)**

Die Zugkraft durch das absinkende Ende ist etwa 10 mal grösser als die Schubkraft durch den Tiefsee-Rücken.

Diese Verhältnisse entsprechen jedoch starken Vereinfachungen in Bezug auf die Grösse des absinkenden Plattenendes und der Form des Tiefsee-Rückens.

### **Lösung Testaufgabe 2.4 (schriftlich) (K 4)**

Das Prinzip des Gleichgewichtes nennt man Isostasie.

Beispiele für Auswirkungen dieses Prinzips sind:

- Gebiete in Skandinavien, die noch ständig in die Höhe steigen, da das Gewicht der Gletscher aus der Eiszeit verschwunden sind.
- die Erhöhung der Alpen in der Schweiz als auch im Himalaja (oder den Anden).
- zusätzliche Spannungen im Gestein durch das Wachsen der Alpen.
- erhöhte Erdbebenaktivität in diesen Alpentälern.

## **Lösungen zum Test für Kapitel 3**

### **Lösung Testaufgabe 3.1 (mündlich) (K 1)**

90 % aller Erdbeben geschehen an den tektonischen Plattengrenzen. Die Gebiete um den Pazifik sind dabei besonders häufig und stark betroffen.

Die meiste seismische Energie wird durch Erdbeben in diesem “Ring of Fire” freigesetzt.

### **Lösung Testaufgabe 3.1 (mündlich) (K 3)**

Wir unterscheiden grundsätzlich 2 Typen: Raum- und Oberflächenwellen. Die Raumwellen werden zusätzlich in P- und S-Wellen, die Oberflächenwellen in Love- und Rayleigh-Wellen unterteilt.

Die Unterscheidung geschieht auf Grund der Polarisierung der Wellen. Die P-Welle ist eine Kompressionswelle und longitudinal polarisiert. Die S-Welle ist eine Scherwelle und transversal polarisiert.

Die Auslenkungen bei einer Love-Welle sind horizontal und senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung. Die Partikelbewegung bei einer Rayleigh-Welle ist elliptisch, sowohl in vertikaler Richtung als auch in Richtung der Ausbreitung.

Die Unterscheidung der Raumwellen kann ebenfalls gut anhand ihrer Ausbreitungsgeschwindigkeit geschehen: die P-Wellen breiten sich schneller aus als die S-Wellen.

### **Lösung Testaufgabe 3.3 (mündlich) (K 4)**

Das Dreikreis-Verfahren: Die Laufzeitdifferenz von P- und S-Wellen nimmt mit der Entfernung vom Epizentrum zu. Um das Epizentrum zu bestimmen braucht es mindestens 3 Messstationen. Die Distanzen zum Epizentrum von jeder Messstation werden mit Zirkel entsprechend eingetragen. Das Epizentrum liegt idealerweise auf dem Schnittpunkt der 3 Kreise.

Vereinfachungen bei der Bestimmung der Epizentral-Distanzen führen zu einer ungenauen Lokalisierung. Vereinfachungen sind das Vernachlässigen der Herdtiefe und die Annahme einer homogenen Geschwindigkeitsverteilung des Untergrundes.

---

Verbesserungen werden erreicht, indem das Verfahren mit zusätzlichen Stationen durchgeführt wird. Die Vereinfachungen bei der Berechnung der Epizentral-Distanzen können umgangen werden bei besseren Kenntnissen des Untergrundes und iterativen Verfahren zur Bestimmung des Erdbebenherdes.

### **Lösung Testaufgabe 3.4 (schriftlich) (K 5)**

(a) Einerseits gibt es Intensitäts-Skalen (z.B. Rossi-Forel-Skala, Mercalli-Skala, Europäische Makroseismische Skala), andererseits Magnituden-Skalen (z.B. lokale Magnitude, Momenten-Magnitude).

(b) Möglich wäre die Auswertung von historischen Berichte mit Hilfe einer Intensitäts-Skala. Die Untersuchung von Bodenverschiebungen oder Landrutschen kann ebenfalls auf die Intensität schliessen. Eine Umrechnung der Intensitätsstufe in entsprechende Magnituden-Werte ist möglich (und bereits gemacht worden) durch die Beobachtung mit heutigen Erdbeben und Schadenfällen.

### **Lösung Testaufgabe 3.5 (schriftlich) (K 4)**

Ziel ist eine Skalierung für verschiedene Messstationen zu erreichen, so dass für jede Messstation die gleiche Magnitude erhalten wird. Dadurch ergibt sich eine objektive Messgrösse.

Empirisch zeigt sich, dass dies durch eine logarithmische Beziehung erreicht wird.

## **Lösungen zum Test für Additum A**

### **Lösung Testaufgabe A.1 (mündlich)**

(a) Das rote Seismogramm zeigt einen deutlich P-Wellen Ausschlag. Die folgenden Phasen sind nur schlecht erkennbar. Das blaue Seismogramm zeigt nur einen kleinen P-Einsatz, dann die S-Phase, welche etwas grössere Amplituden erreicht. Gegen Ende des blauen Seismogramms sind die Oberflächenwellen erkennbar. Auslenkungen durch die Rayleigh-Wellen sind kaum unterscheidbar von den Love-Wellen, der maximale Ausschlag deutet jedoch auf diesen Wellentyp hin. Die Frequenzen der Oberflächenwellen

werden im hintersten Teil des Seismogramms am grössten.

(b) Das rote Seismogramm stammt von einem Nukleartest. Die fehlenden Oberflächenwellen und die maximale Amplitude durch die P-Welle deuten darauf hin. Das blaue Seismogramm entspricht einem natürlichen Beben. Der Herdmechanismus kann jedoch aus diesem einzelnen Seismogramm nicht bestimmt werden.

## **C. Mediothek für die Schülerinnen und Schüler**

- Sexl, Raab, Streeruwitz, Wessenberg: Einführung in die Physik, Band 1, 2002. (Bildung Sauerländer)
- DMK/DMP: Formeln und Tafeln, Zürich 1988. (Orell Füssli Verlag)
- M. Weidmann: Erdbeben in der Schweiz, Chur 2002. (Casanova Druck und Verlag AG)
- Ein Physik- und ein Geologie-Lexikon wäre wünschenswert.
- Zugang zu Internet-Quellen wäre wünschenswert.
- Applikation Google Earth wäre wünschenswert.

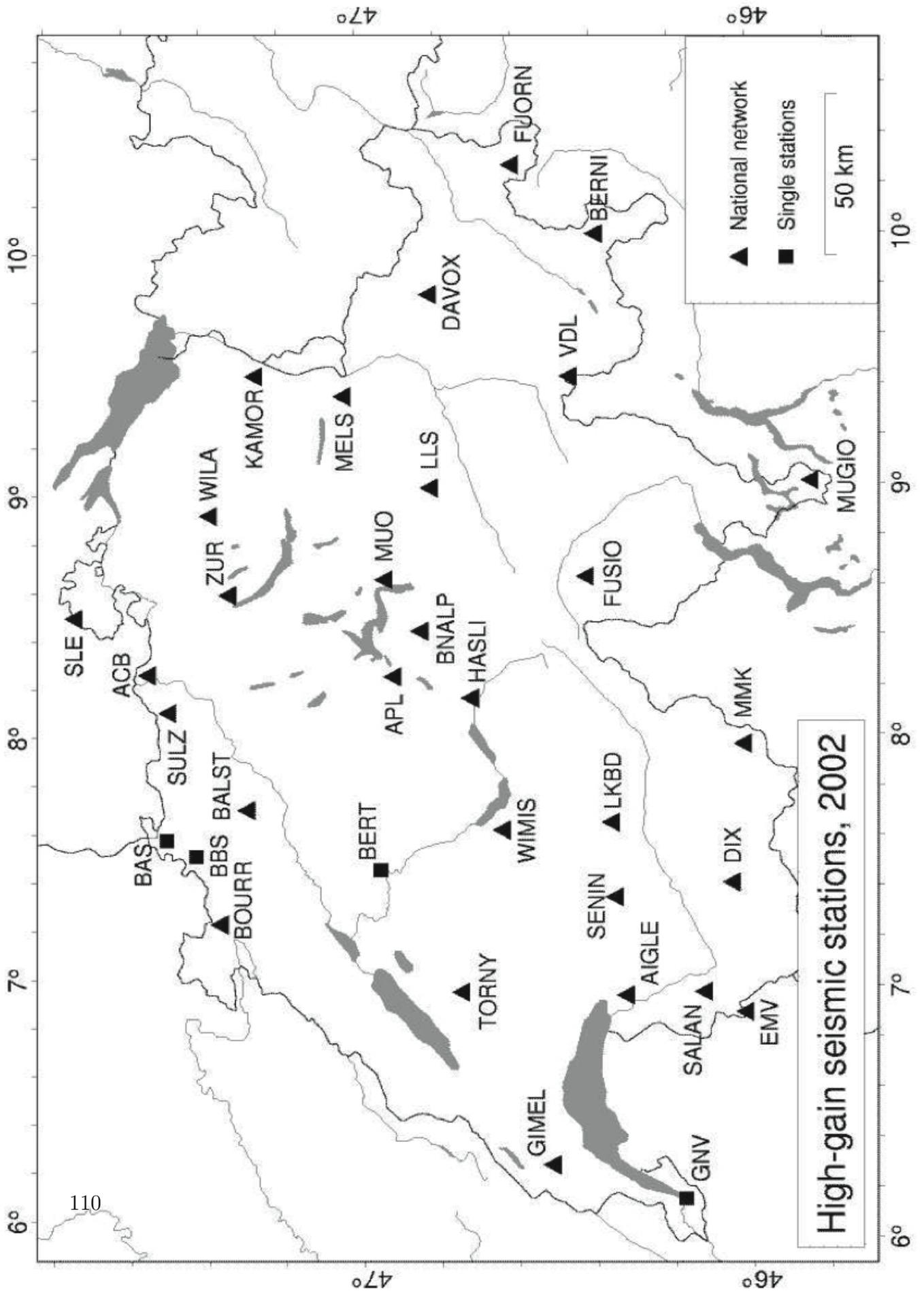


## **D. Materialsammlung**

- Zirkel
- Schwefelprobe wäre wünschenswert.
- Honig wäre wünschenswert.
- Wasserbehälter und verschieden grosse Holzstücke wäre wünschenswert.



## **E. Arbeitsblatt Stationskarte — Messstationen des Schweizerischen Erdbebendienstes**



## Literaturverzeichnis

- [1] Atomic Archive, Trinity Test — Photographs — Media Gallery — atomicarchive.com, 2006.  
<http://www.atomicarchive.com/Photos/Trinity/image16.shtml>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [2] Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, Seismische Überwachung des Atomwaffen-Teststopp-Abkommens, 2006.  
[http://141.84.51.10/palmuc/sammlung\\_geologie/seiten/museum/geoforum/sonstige/Atomtest.html](http://141.84.51.10/palmuc/sammlung_geologie/seiten/museum/geoforum/sonstige/Atomtest.html)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [3] BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, BGR/Kernwaffenteststopp/Überwachung, 2006.  
<http://www.seismologie.bgr.de/www/gndc/ndc/monitor.htm>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [4] Bolt B.A., Earthquakes: A Primer, 1978. (W. H. Freeman and Company)
- [5] Clevenger R., Brooks Institute of Photography – Faculty Spotlight, 2006.  
<http://www.brooks.edu/faculty/spotlight.asp?s=Ralph+Clevenger&page=1>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [6] Conzetti M., Landtwing M., Alean J., Reinfried S., Kontinentalverschiebung (Lernaufgabe), 1998. (educ.ethz.ch)
- [7] Corbis, Corbis: photography, rights, assignment, motion, 2006.  
<http://pro.corbis.com/>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [8] Costa C., Pereira R., Rheological analysis of honey and propolis mixtures, 2003. 3<sup>rd</sup> International Symposium on Food Rheology and Structure.

- [9] Crandall S.H., Dahl N.C., Lardner T.J., An Introduction to the Mechanics of Solids, 1978. (McGraw-Hill)
- [10] Elert G., The Physics Hypertextbook, Viscosity, 2006.  
<http://www.hypertextbook.com/physics/matter/viscosity/>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [11] ETH Zürich, ETH – Gruppe Erdbebenstatistik – Swiss Hazard Map, 2006.  
[http://www.earthquake.ethz.ch/research/Swiss\\_Hazard/Maps\\_plots/Hazard\\_Maps/box\\_feeder/sw\\_h.475\\_5](http://www.earthquake.ethz.ch/research/Swiss_Hazard/Maps_plots/Hazard_Maps/box_feeder/sw_h.475_5)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [12] Fachschaft Geophysik LMU München, Geophysik\_Fachschaft\_Home, 2006.  
<http://www.fachschaften.uni-muenchen.de/Geophysik/German/Contents/Skript/grav3.pdf>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [13] Geoscience, g-o.de — Plattentektonik im Zeitraffer: Die Welt am Meeresboden im Wachsmo-  
dell – Mittelozeanischer Rücken Plattentektonik Lava, 2006.  
[http://www.g-o.de/index.php?cmd=focus\\_detail&f\\_id=298&rang=1](http://www.g-o.de/index.php?cmd=focus_detail&f_id=298&rang=1)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [14] Gibbs Ph., Is glass liquid or solid?, 1996.  
<http://math.ucr.edu/home/baez/physics/General/Glass/glass.html>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [15] Google, Google Maps, 2006.  
<http://maps.google.com/>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [16] Huss M., Alean J., Gruppenarbeit zum Thema Erdbeben, 2004. (educ.ethz.ch)
- [17] Institute for Geophysics – University of Texas, Earthquake FAQ – UTIG, 2006.  
[http://www.ig.utexas.edu/research/projects/eq/faq/basics\\_focmech.htm?PHPSESSID=def1b9](http://www.ig.utexas.edu/research/projects/eq/faq/basics_focmech.htm?PHPSESSID=def1b9)  
[Online; Stand 18. September 2006]

- [18] IRIS, Maps of GSN Stations and Systems : IRIS, 2006.  
[http://www.iris.edu/about/GSN/map\\_family.html](http://www.iris.edu/about/GSN/map_family.html)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [19] Klett-Perthes, Klett-Perthes / Terra-Alexander-Datenbank, 2006.  
<http://www.pons.de/klett-perthes/sixcms/klett-perthes/terra-extra/sixcms/detail.php?id=31254>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [20] Knovel Library, Smithsonian Physical Tables (9th Revised Edition), 2006.  
<http://www.knovel.com/knovel2/Toc.jsp?BookID=736>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [21] Lay T., Wallace T., Modern global seismology, 1995. (Academic Press)
- [22] LEAD, LEAD – Learning Earth’s Dynamics, 2006.  
<http://www.lead.ethz.ch/vorlesungen.php?id=3>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [23] Mai M., Seismische Netzwerke & Erdbeben, Skript 2003/2004.
- [24] Nova, NOVA — Volcano Under the City — Anatomy of Nyiragongo — PBS, 2006.  
<http://www.pbs.org/wgbh/nova/volcanocity/anatomy.html>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [25] Poirier J.-P., Creep of crystals, 1990. (Cambridge University Press)
- [26] Poirier J.-P., Introduction to the Physics of the Earth’s Interior, 1991. (Cambridge University Press)
- [27] Regenauer-Lieb K., Dynamics I, 2006.  
[http://www.sg.geophys.ethz.ch/geodynamics/klaus/WS\\_20\\_00/Lithosphere/Dynamics%20I.htm](http://www.sg.geophys.ethz.ch/geodynamics/klaus/WS_20_00/Lithosphere/Dynamics%20I.htm)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [28] Schweizerischer Erdbebendienst (SED), Schweizerischer Erdbebendienst (SED) – Swiss Seismological Service, 2006.  
<http://www.seismo.ethz.ch/>  
[Online; 18. September 2006]

- [29] Schweizerischer Erdbebendienst (SED), Seismic Verification at the Swiss Seismological Service, 2006.  
<http://www.seismo.ethz.ch/bsv/veri.html>  
[Online; 18. September 2006]
- [30] Sexl, Raab, Streeruwitz, Einführung in die Physik, Band 1, 2002. (Bildung Sauerländer)
- [31] Sexl, Raab, Streeruwitz, Wessenberg, Einführung in die Physik, Band 2, 2003. (Bildung Sauerländer)
- [32] Shearer P., Introduction to Seismology, 1999. (Cambridge University Press)
- [33] Sleep N., Fujita K., Principles of Geophysics, 1997. (Blackwell Science)
- [34] Swiss Deep Heat Mining Project, HDR sites photos album, 2006.  
<http://www.dhm.ch/>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [35] Turcotte D.L., Schubert G., Geodynamics, 2002. (Cambridge University Press)
- [36] USGS, The October 17, 1989, Loma Prieta, California, Earthquake - Selected Photographs, 2006.  
[http://pubs.usgs.gov/dds/dds-29/web\\_pages/sf.html](http://pubs.usgs.gov/dds/dds-29/web_pages/sf.html)  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [37] USGS, USGS Learning Web :: Explorer :: Wallpapers, 2006.  
<http://interactive2.usgs.gov/learningweb/fun/wallpapers.htm>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [38] Webshots, No Place to Run in art photos on webshots, 2006.  
<http://entertainment.webshots.com/photo/6144397/1006153377000355619nhCJAQvXnu>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [39] Weidmann M., Erdbeben in der Schweiz, Chur 2002. (Casanova Druck und Verlag AG)
- [40] Wikipedia, Plattentektonik — Wikipedia, Die freie Enzyklopädie, 2006.  
<http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Plattentektonik&oldid=21552004>  
[Online; Stand 18. September 2006]

- [41] Wikipedia, Erdbeben — Wikipedia, Die freie Enzyklopädie, 2006.  
<http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Erdbeben&oldid=22089249>  
[Online; Stand 18. September 2006]
- [42] Wissen mit Links, Steine und Mineralien – Clip Art, 2006.  
<http://www.wissenmitlinks.de/clipart/steinemineralien/image.php?num=6>  
[Online; Stand 18. September 2006]



## Index

- Abschiebungsbeben, 64, 87
- Analyse der Zeitskalen, 33
- Aufschiebungsbeben, 64, 87
  
- Brechungen, 61
- Bruchmechanismen, 63
  
- Dichte, 10
- Dispersion, 62
- Dreikreis-Verfahren, 71
- Druck, 6
  - hydrostatischer, 6
  - Masseinheiten, 6
  
- Epizentrum, 63
- Erdbebenaktivität, 56
- Erdbebengürtel, 55
- Erdbebenherd, 63
- Erdbeschleunigung, 10
- Erdkern
  - Äusserer, 5, 7
  - Innerer, 5, 7
- Erdkruste, 5, 8
- Erdmantel, 5, 8
  - Oberer, 5
  - Unterer, 5
  
- Federkraft, 30
- Feldspat, 9
  
- Gesetz
  - 1. Newton'sches Gesetz, 11
  - Boyle-Mariotte, 7
  - Hooke, 30
  - Newton'sches Gravitationsgesetz, 10
  - Snellius, 61
  - Stefan-Boltzmann, 27
- Gravitationskonstante, 10
  
- Herdflächenlösungen, 85
- Herdtiefe, 63
- Horizontalbeben, 64, 87
- Hypozentrum, 63
  
- Intensitäts-Skala, 72
- Isoseisten, 63
- Isostasie, 42
  
- Kernwaffenteststop-Vertrag, 83
- Kontinentalverschiebung, 23
- Konvektion, 27
  
- Laufzeitdifferenz, 69
- Lava, 3
- Love-Welle, 60
  
- Magma, 3
- Magnitude, 73
  - lokale, 73

- Momenten–Magnitude, 73
- Magnituden–Skala, 73
- Mantelkonvektion, 33
- Materialeigenschaft
  - duktil, 31
  - elastisch, 30
  - spröde, 31
- Maxwell Zeit, 32
- Oberflächenwellen, 58
  - Love–Welle, 60
  - Rayleigh–Welle, 60
- Olivin, 8
- P–Welle, 58
- Phasen, 67
- Plattentektonik, 23
- Polarisierung, 59
- Prinzip der trägen Masse, 65
- Quarz, 9
- Raumwellen, 58
  - P–Welle, 58
  - S–Welle, 58
- Rayleigh–Welle, 60
- Reflexionen, 61
- Relaxationszeit, 32
- Richter–Skala, 73
- Ring of Fire, 55
- S–Welle, 58
- Satellitengeodäsie, 17
- Schattenzone, 67
- Scherkraft, 29
- Schermodul, 30
- Scherspannung, 30
- Scherung, 29
- Scherwelle, 59
- Seismische Wellen, 58
- Seismisches Messnetz, 56, 83
- Seismogramme, 65
- Seismographen, 65
- Seismometer, 65
  - Breitband, 66
- Seismoskop, 65
- strong–motion Sensoren, 66
- Subduktion, 37
- Tabelle
  - Gestein und Mineralien, 12
  - Viskosität, 32
- teleseismische Ereignisse, 67
- Tomographie, 84
- Totalreflexion, 62
- Viskosität, 28
- Wärmeleitung, 27
- Wärmestrahlung, 27
- Wärmetransport, 26
- Zugfestigkeit, 30