

### 2.3. Erdbeben

#### Entstehung von Erdbeben

Die Lithosphärenplatten bewegen sich relativ zueinander. In ihrem Kontaktbereich verhindern Reibungskräfte die kontinuierliche Bewegung der Platten und führen während mehrerer Jahre zum Aufbau von Spannungen. Sind die aufgebauten Spannungen grösser als die Reibungskräfte, kommen die Platten während weniger Sekunden ruckartig in Bewegung und lösen damit eine Erschütterung der Erdkruste, ein **Erdbeben**, aus. Weltweit entstehen über 90% aller Erdbeben im Bereich von Plattengrenzen. Daneben entstehen schwache Erdbeben beim Aufsteigen von Magma im Vulkanschlot oder beim Einsturz von unterirdischen Hohlräumen. Der Mensch kann Erdbeben «künstlich» mit Sprengungen oder mit unterirdischen Atomexplosionen erzeugen. Von der Entfernung des Erdbebenherdes zum Beobachtungsort hängen die Bezeichnungen **Orts-, Nah- und Fernbeben** ab. Die **Seismologie** (griech. «seismós» = Erschütterung) ist die Wissenschaft, die sich mit den natürlichen Erschütterungen der Erdoberfläche befasst. Sie untersucht die Entstehung, Ausbreitung und Auswirkung der Erdbeben.

Auslösung von Erdbeben

Seismologie

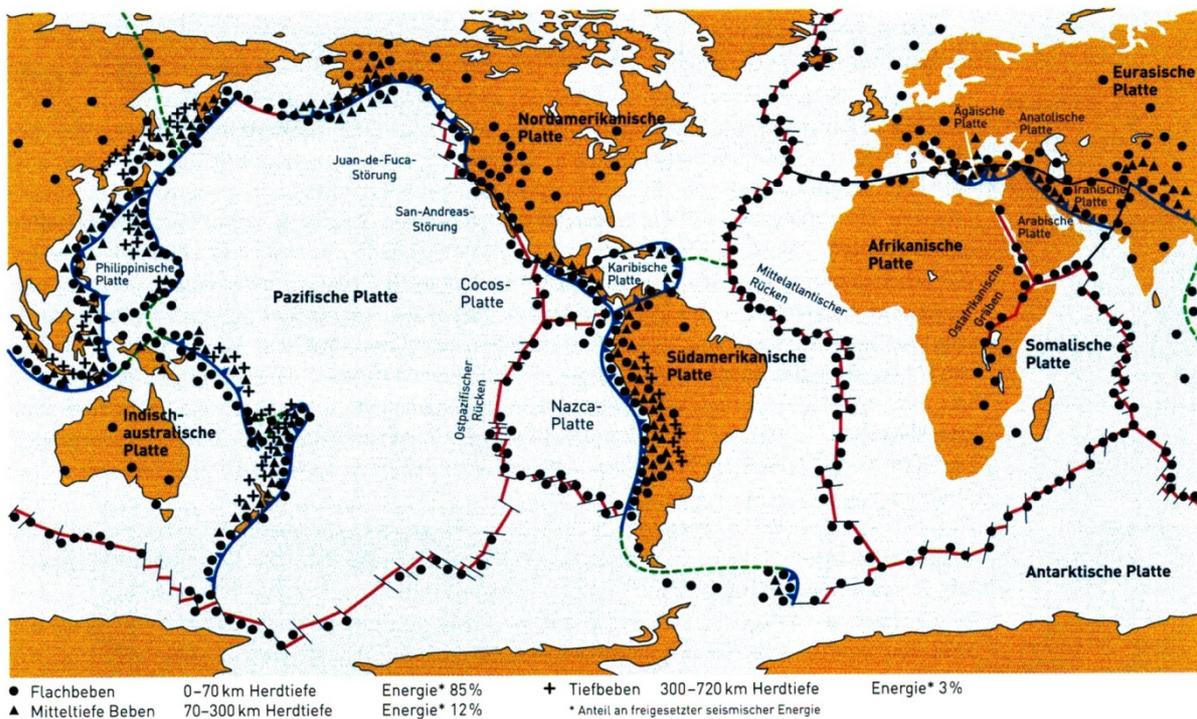


Abbildung 3.24:  
Die weltweite Verteilung der Erdbeben 2010 und die Plattengrenzen

**Seismische Wellen**

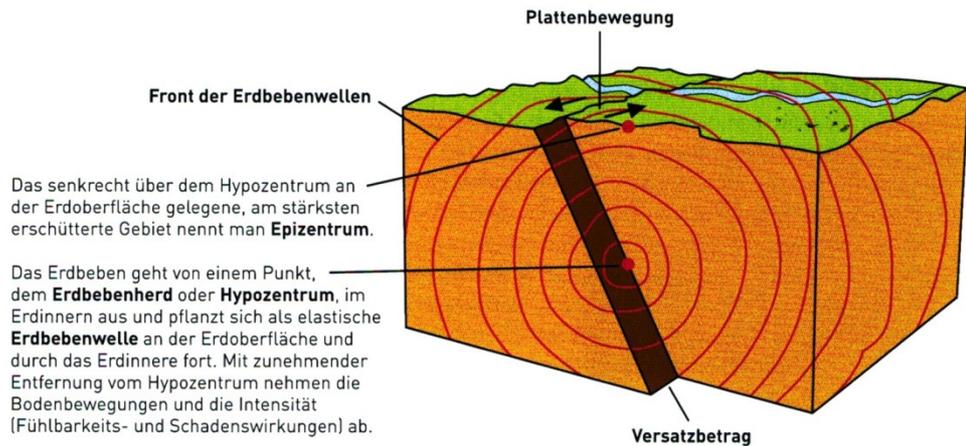


Abbildung 3.25:  
Vom Hypozentrum eines Erdbebens breiten sich seismische Wellen aus.

Das senkrecht über dem Hypozentrum an der Erdoberfläche gelegene, am stärksten erschütterte Gebiet nennt man **Epizentrum**.

Das Erdbeben geht von einem Punkt, dem **Erdbebenherd** oder **Hypozentrum**, im Erdinnern aus und pflanzt sich als elastische **Erdbebenwelle** an der Erdoberfläche und durch das Erdinnere fort. Mit zunehmender Entfernung vom Hypozentrum nehmen die Bodenbewegungen und die Intensität (Fühlbarkeits- und Schadenswirkungen) ab.

Primärwellen

Bei einer plötzlichen Verschiebung von Platten wird ein Grossteil der Energie als Reibungswärme freigesetzt. Nur ein kleiner Prozentsatz der Gesamtenergie wird in **seismische Energie** umgewandelt, die in Form von wellenförmigen Schwingungen vom Erdbebenherd in alle Richtungen gestrahlt wird. Von diesen Erdbebenwellen gehen vom Hypozentrum zwei verschiedene Wellen aus, die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit durch das Erdinnere und an der Oberfläche fortpflanzen: Die schnellsten Wellen, die zuerst das Epizentrum erreichen, nennt man **Primärwellen** oder **P-Wellen**. Ebenso wie Schallwellen sind P-Wellen Kompressions- oder Longitudinalwellen, die sich in der Materie als eine periodische Verdichtung und Verdünnung der Teilchen in Fortpflanzungsrichtung ausbreiten. Die P-Wellen breiten sich in der Erdkruste mit durchschnittlich 6 km/s jedoch erheblich schneller aus als die Schallwellen in der Luft (~ 344 m/s). Man kann sich P-Wellen wie ein wiederholtes Zusammenschieben und Strecken der Gesteinsteilchen vorstellen.

Sekundärwellen

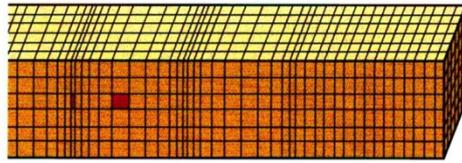
Der P-Welle folgen mit rund halb so grosser Fortpflanzungsgeschwindigkeit die **Sekundärwellen** oder **S-Wellen** (~ 3,5 km/s). Die Sekundärwellen oder S-Wellen sind Scher- oder Transversalwellen, weil die Gesteinsteilchen in einer senkrechten Ebene schwingen, sich also transversal zur Ausbreitungsrichtung bewegen.

Oberflächenwellen

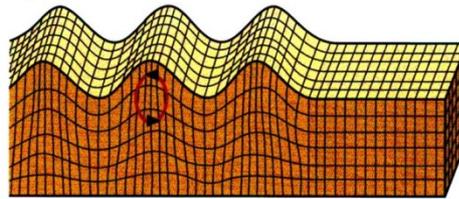
P- und S-Wellen sind **Raumwellen**, da sie sich vom Hypozentrum her räumlich nach allen Richtungen ausbreiten. Erreichen sie die Erdoberfläche, werden die Raumwellen zu **Oberflächenwellen**, die sich nun entlang der Erdoberfläche und in der äussersten Kruste fortpflanzen. Sie sind vergleichbar mit Wellen auf dem Meer. Ihre Geschwindigkeit ist nur wenig langsamer als die der S-Wellen, aber sie verursachen in der Regel die grösseren Erschütterungen. Auch bei den Oberflächenwellen unterscheidet man zwei Typen: Die P-Wellen werden an der Oberfläche zu sogenannten **Rayleigh-Wellen** (nach dem englischen Mathematiker John William Strutt Lord Rayleigh [1842–1919]), und die S-Wellen werden zu **Love-Wellen** (nach dem englischen Mathematiker Augustus Edward Hough Love [1863–1940]).

**Raumwellen**

P-Wellen → werden an Oberfläche von ... → Rayleigh-Wellen



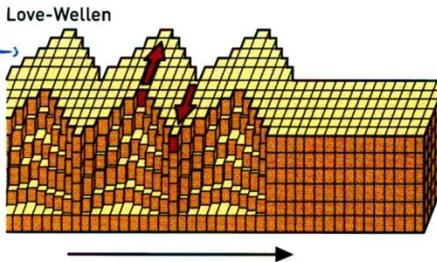
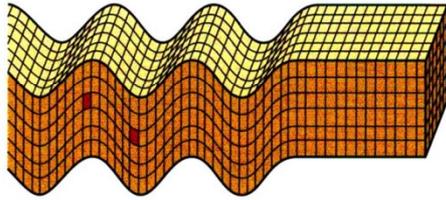
**Oberflächenwellen**



Fortpflanzungsgeschwindigkeit von P-Wellen in km/s:

- Schotter (trocken):	0,6 - 0,9
- Schotter (nass):	1,5 - 2,5
- Sandstein:	1,4 - 4,5
- Kalk:	3,0 - 6,0
- Granit:	4,0 - 5,7
- Gneis:	3,1 - 5,4
- Basalt:	4,9 - 6,4

S-Wellen → werden an Oberfläche von ... → Love-Wellen



→ Fortpflanzungsrichtung  
 Bewegung der Gesteinsteilchen

Abbildung 3.26:  
Raum- und Oberflächenwellen

Für die Untersuchung des Aufbaus des Erdinneren sind P- und S-Wellen von Bedeutung. P-Wellen breiten sich in Flüssigkeiten weitaus langsamer aus als in Festkörpern, und S-Wellen können sich in Flüssigkeiten gar nicht fortpflanzen. Aufgrund solcher Zusammenhänge lassen sich die Zusammensetzung, der Verlauf und die Mächtigkeit von Gesteinsschichten unter der Erdoberfläche erforschen, um Lagerstätten und Baugrund, aber auch das gesamte Erdinnere zu erkunden.

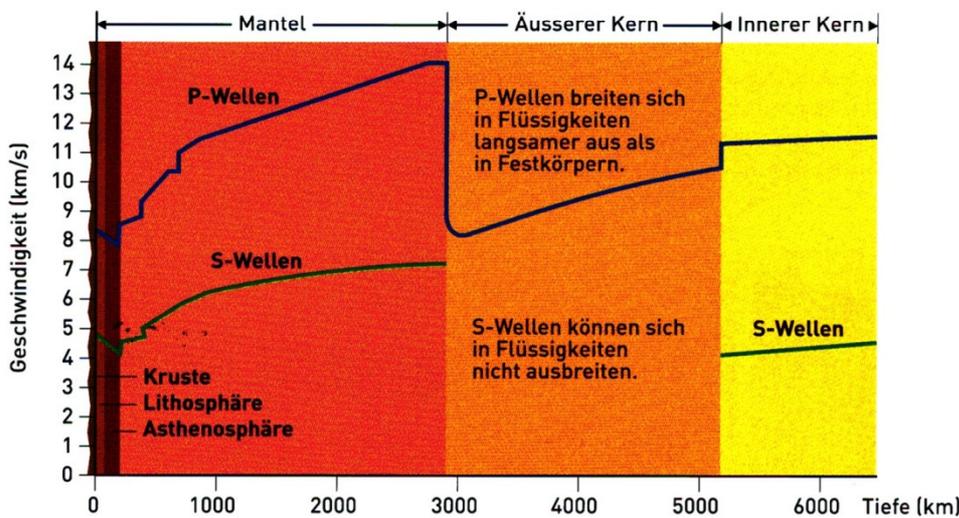


Abbildung 3.27:  
Aus der Geschwindigkeitsänderungen der P- und S-Wellen können wichtige Informationen über die Abfolge der Schichten im Erdinnern gewonnen werden. Die S-Wellen im inneren Kern sind bei der Umwandlung von P-Wellen im äusseren Kern entstanden.

**Erdbebenmessung**

Seismograf

Der **Seismograf** (griech. «gráphein» = schreiben) ist das wichtigste Instrument zur Untersuchung der Erdbeben und zur Erforschung der tiefer liegenden Bereiche des Erdkörpers.

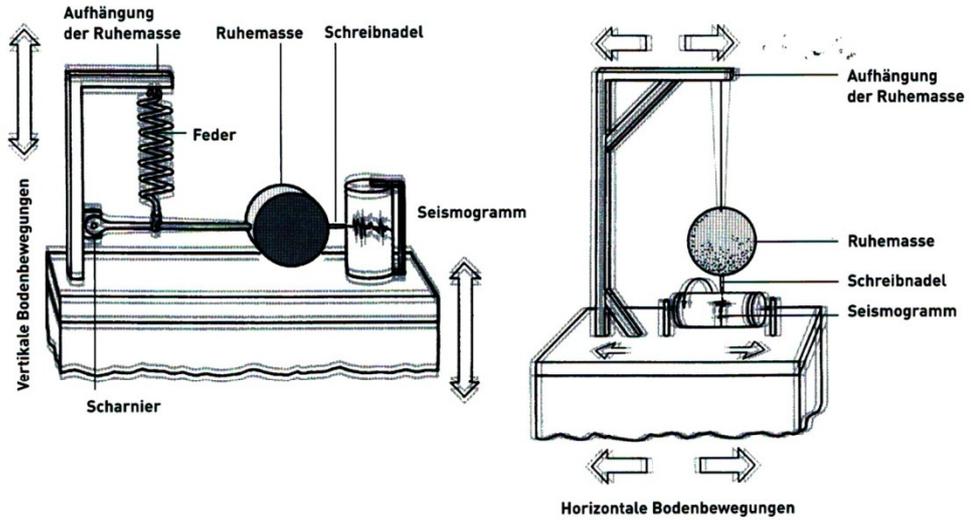


Abbildung 3.28: Seismografen registrieren ein Erdbeben.

Seismografen registrieren horizontale oder vertikale Bewegungen. Während des Erdbebens bewegen sich der Boden, die Aufhängung der Ruhemasse und das Papier mit dem Seismogramm auf und ab. Die Ruhemasse und die damit verbundene Schreibnadel sind an einer Feder aufgehängt und bleiben wegen ihrer Trägheit an Ort. Das heisst, dass sich nicht die Schreibnadel, sondern das Papier bewegt.

Seismogramm

Die auf dem Papier des Seismografen erzeugte Wellenlinie nennt man **Seismogramm**. Die Ausschläge in einem Seismogramm werden als **Amplituden** bezeichnet. Die Amplituden geben die Bodenbewegung in Millimetern am Standort des Seismografen an. Mit zunehmender Entfernung vom Hypozentrum nehmen die Bodenbewegungen und damit die Fühlbarkeit und die Schadenswirkung eines Erdbebens ab.

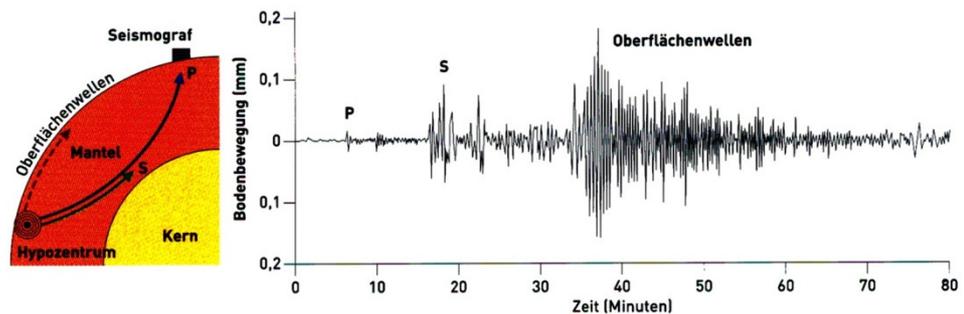
Amplituden

Seismometer

Moderne Seismografen bezeichnet man als **Seismometer** (griech. «métron» = Mass). Ihr Messprinzip ist technisch weiterentwickelt und verfeinert worden, und die Aufzeichnung der Bodenbewegung erfolgt nun digital.

1992 gelang es den Seismologen in Südkalifornien zudem, die Bodenbewegung auch mithilfe des **Global Positioning System (GPS)** exakt zu bestimmen.

Abbildung 3.29: Vom Hypozentrum bewegen sich die P-, S- und Oberflächenwellen unterschiedlich schnell durchs Erdinnere. Sie werden deshalb auf dem Seismogramm deutlich getrennt registriert.



### Bestimmung des Epizentrums

Da man die durchschnittliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit von P-Wellen (~ 6 km/s) und S-Wellen (~ 3,5 km/s) kennt, lässt sich aus dem Zeitunterschied ihres Eintreffens an einer Station die Entfernung zum Epizentrum berechnen. Grundsätzlich gilt: Je grösser die Zeitdifferenz in der Ankunftszeit der P- und S-Wellen, desto weiter ist die seismische Station vom Epizentrum entfernt.

Die Station Linth-Limmern (LLS) des Schweizerischen Erdbebendienstes registrierte die Ankunft der P-Wellen um 07:14:15,2 Uhr, die der S-Wellen um 07:14:20,6 Uhr. Zeitdifferenz zwischen der Ankunft der P- und der S-Wellen: 5,4 Sekunden.

Die Station Zürich-Degenried (ZUR) registrierte die Ankunft der P-Wellen um 07:14:16,2 Uhr, die der S-Wellen um 07:14:22,2 Uhr. Zeitdifferenz zwischen der Ankunft der P- und der S-Wellen: 6 Sekunden.

Die Station Fusio (FUSIO) registrierte die Ankunft der P-Wellen um 07:14:17,9 Uhr, die der S-Wellen um 07:14:25 Uhr. Zeitdifferenz zwischen der Ankunft der P- und der S-Wellen: 7,1 Sekunden.

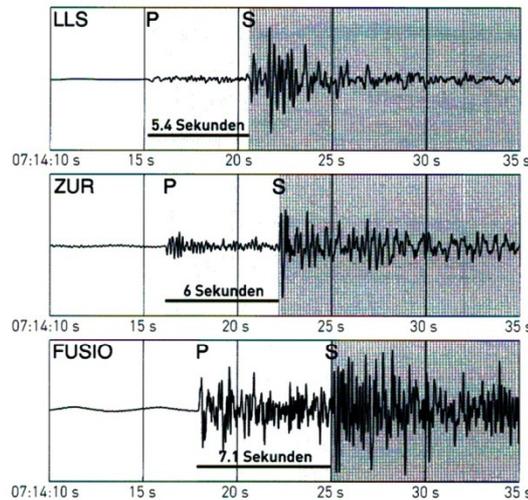


Abbildung 3.30: Drei Seismogramme eines Erdbebens vom 17. August 2000 mit Magnitude 3,0. Weil das Hypozentrum dieses Erdbebens in etwa 10 km Tiefe liegt und zwischen 30 und 150 km von den drei Seismografen entfernt ist, gilt vereinfacht: Die Distanz (in km) zwischen dem Epizentrum und dem Seismografen ist rund achtmal so gross wie die Zeitdifferenz zwischen der Ankunft der P-Wellen und der S-Wellen (in Sekunden).

Auf einer Karte werden dann um mindestens drei Stationen Kreise gezogen, deren Radien dem berechneten Abstand der jeweiligen Station zum Epizentrum entsprechen. Das Epizentrum liegt dann im Schnittpunkt der drei Kreise. Das Epizentrum, der Zeitpunkt des Bebens und die Tiefenlage des Hypozentrums werden heute mit Computern auf der Grundlage dieses Verfahrens dreidimensional berechnet.

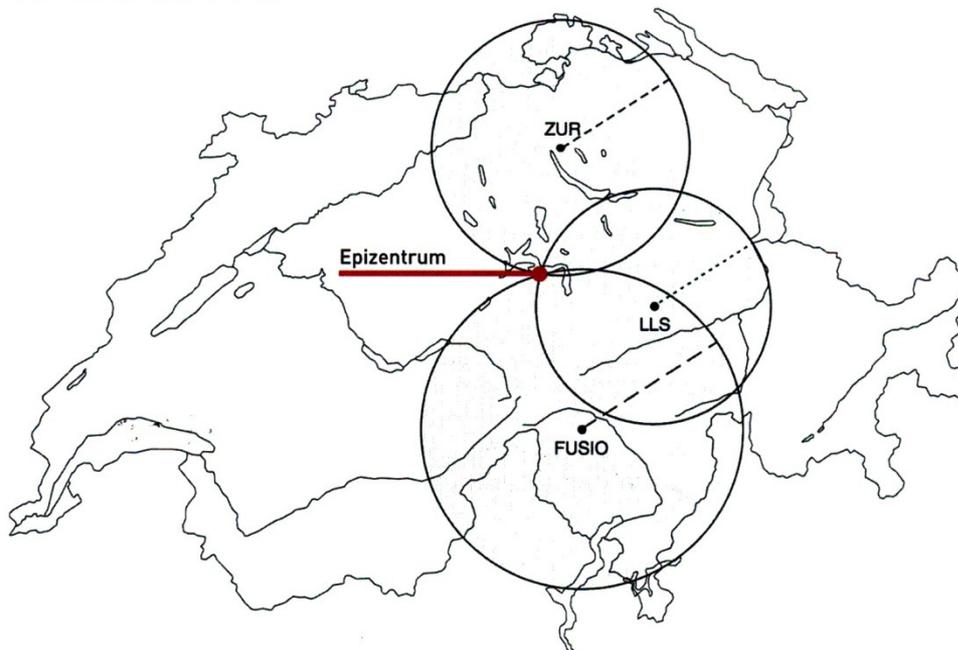


Abbildung 3.31: Die drei seismischen Stationen, welche das Erdbeben vom 17. August 2000 erfasst haben, weisen auf das Epizentrum bei Beckenried am Vierwaldstättersee hin.

**Quelle:**

Hasler, Martin / Egli, Hans-Rudolf (Hrsg.) (2004): *Geographie - Wissen und Verstehen*. h.e.p. verlag ag, Bern.

**Aufgabe 1**

Unten sehen Sie die Aufzeichnung eines Seismographen nach einem Erdbeben. Setzen Sie folgende Begriffe ein: P-Wellen, S-Wellen, Oberflächenwellen.

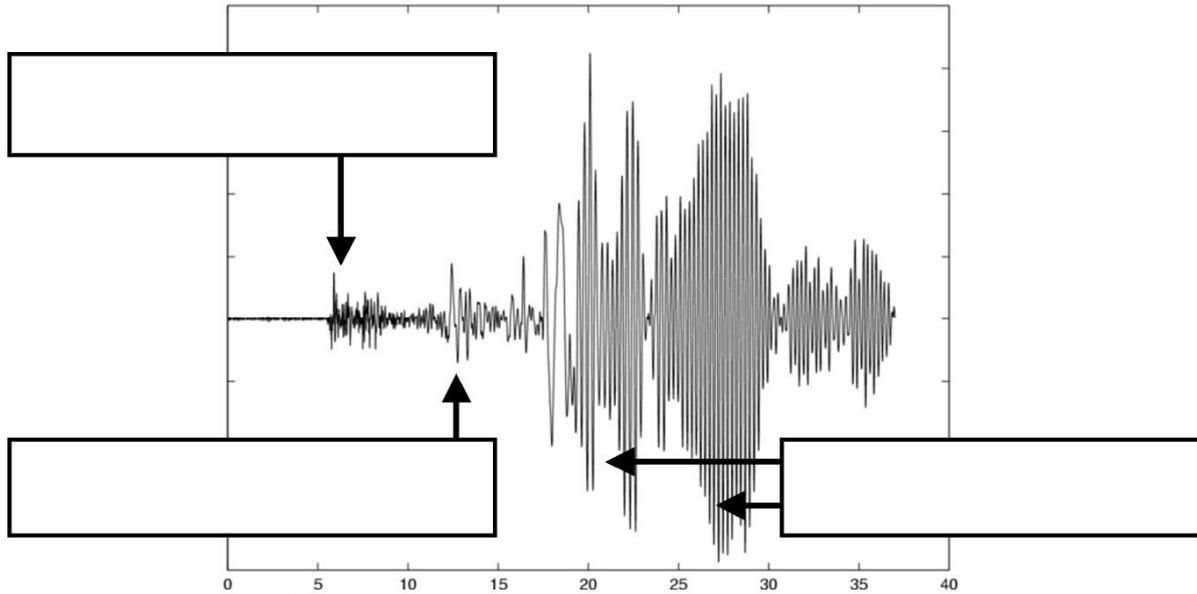


Abbildung 2: starkes Erdbeben im Indischen Ozean; Magnitude 8.0  
 (Quelle: <http://folk.uio.no/valeriem/>)Aufgabenblatt zur Partnerarbeit „Seismogramme“

**Aufgabe 2**

Lies den Text und bestimme die Lage des Epizentrums auf der nächsten Seite.

Betrachte Abbildung 2 der Einstiegsgraphik. Hier ist ein *Seismogramm* abgebildet. Bei der Erschütterung der Erde beginnt der aufgehängte Schreiber zu pendeln. So „zeichnet“ das Erdbeben dieses Bild.

Im Seismogramm hast du drei verschiedene Typen von Wellen eingezeichnet. Sie haben verschiedene Geschwindigkeiten: Am schnellsten ist die P-Welle, gefolgt von der S-Welle und den Oberflächenwellen. Die letzten richten die grössten Zerstörungen an (grösster Ausschlag => grösste Zerstörungen). Auf dem Seismogramm erkennt man deutlich das Eintreffen der jeweiligen Wellen.

Die Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den Wellen kann man verwenden, um den Abstand von Epizentrum zu bestimmen. Stell Dir folgendes vor: Zwei Jogger starten gemeinsam am gleichen Ort. Der eine rennt, der andere ist müde und geht. Natürlich ist der Schnellläufer rascher am Ziel; aber wie lange muss er auf den Spaziergänger warten? Richtig: Nach hundert Metern dauert es nur kurze Zeit bis der Fussgänger wieder aufgeschlossen hat. Wenn der Jogger aber einen ganzen Kilometer zurückgelegt hat, muss er viel länger auf seinen Kollegen warten. Bei den Erdbebenwellen geht das genau gleich. Die P-Welle „rennt“ davon, wobei der Abstand der S-Welle immer grösser wird.

Mit der folgenden Formel kann man berechnen, wie weit das Epizentrum von der Station entfernt ist, die das Seismogramm aufgezeichnet hat. Man muss nur den Zeitunterschied zwischen dem Eintreffen der P- und S-Welle kennen. Diesen kann man im Seismogramm (Einstiegsgraphik - Abbildung 2) ablesen.

$$s = \frac{\Delta t * v_p * v_s}{v_p - v_s} = \Delta t * \frac{6 * 3,5}{6 - 3,5}$$

**s:** Distanz Station – Epizentrum in Kilometern

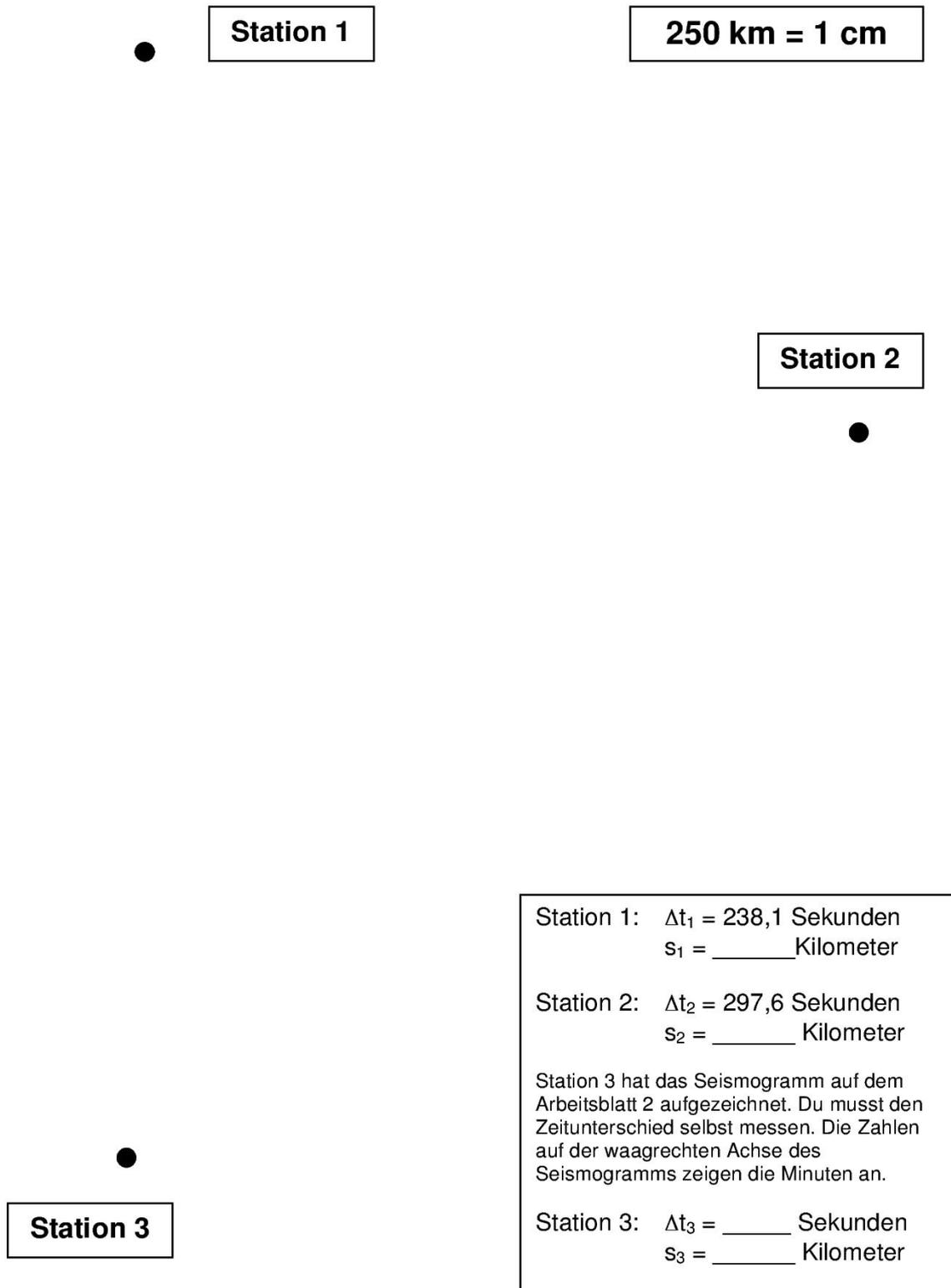
**$\Delta t$ :** Zeitunterschied zwischen P- und S-Welle in Sekunden

**$v_p$ :** Geschwindigkeit der P-Wellen;  **$v_p = 6 \text{ km/s}$**

**$v_s$ :** Geschwindigkeit der S-Wellen;  **$v_s = 3,5 \text{ km/s}$**

*Trage in der Karte deine Ergebnisse ein und versuche das Epizentrum zu konstruieren (Zirkel). Löse anschliessend die Aufgaben 2 und 3.*

Was unten dargestellt ist, ist eine Art Kartenskizze, also die Landschaft von oben betrachtet.



**Aufgabe 3**

Die drei Kreise treffen sich nicht genau in der Mitte. Woran liegt das?

*Quelle: educ.ethz.ch (Erdbeben)*

**Erdbebenstärke**

Früher mass man die Stärke eines Erdbebens an seinen Auswirkungen: an Gebäudeschäden, an der Anzahl Obdachloser, Verletzter und Toter usw. Vor über 200 Jahren begann man, die Stärke des Erdbebens mit einer Schadensskala zu beschreiben. 1902 leitete der italienische Seismologe und Vulkanologe Giuseppe Mercalli (1850–1914) die 12-stufige **Mercalli-Skala** ab. Diese Skala wurde verschiedentlich modifiziert, wobei heute in Europa die Intensitätsskala **EMS-98** (Europäische makroseismische Skala, 1998) offiziell gültig ist:

Mercalli-Skala  
EMS-98

EMS	Intensität	Beschreibung der maximalen Wirkungen
I	Nicht fühlbar	Nicht fühlbar.
II	Kaum bemerkbar	Nur sehr vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.
III	Schwach	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.
IV	Deutlich	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fenster klirren, Türen klappern.
V	Stark	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige reagieren verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.
VI	Leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern, vornehmlich in schlechterem Zustand, entstehen leichte Schäden, zum Beispiel Mauerrisse; kleine Verputzteile fallen ab.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in grossen Mengen aus Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mässige Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfall von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechterem Zustand zeigen grössere Mauerrisse; Zwischenwände stürzen ein.
VIII	Schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bauart treten schwere Schäden auf, d.h., Giebelteile und Dachgesimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.
IX	Zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Sogar gut gebaute gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden. Teilweise Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.
X	Sehr zerstörend	Viele gut gebaute Häuser werden zerstört oder erleiden schwere Beschädigungen.
XI	Verwüstend	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit gutem, erdbebengerechtem Konstruktionsentwurf und guter Konstruktionsausführung, werden zerstört.
XII	Vollständig verwüstend	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört.

Die EMS-98 erfasst die Auswirkungen eines Erdbebens. Damit lassen sich historische Erdbeben aufgrund von Aufzeichnungen einordnen und für die Abschätzung des Erdbebenrisikos in einer Region heranziehen. Diese Skala macht aber keine Angaben zur freigesetzten Energie.

Anfang des 20. Jahrhunderts lieferten die Seismometer immer genauere Aufzeichnungen der Bodenbewegungen und ermöglichten es schliesslich, die Stärke eines Erdbebens zu berechnen. 1935 führte der amerikanische Seismologe Charles Francis Richter (1900–1985) die **Magnitude** ein, ein objektives Mass für die am Erdbebenherd freigesetzte Energie. Zur Berechnung der Magnitude benötigt man zwei Werte aus dem Seismogramm, und zwar die Grösse der maximalen Bodenbewegung (maximale Amplitude) sowie die Entfernung der seismischen Station zum Erdbebenherd. Die Magnitude wird mit Werten zwischen 0 und 9,5 (dem bisher stärksten gemessenen Erdbeben in Chile, 22. Mai 1960) auf der weltweit verwendeten **Richterskala** angegeben. Diese Skala ist theoretisch nach oben unbegrenzt, aus wissenschaftlicher Sicht sind jedoch Erdbeben mit einer Magnitude grösser als 10 kaum vorstellbar. Die Richterskala besitzt eine logarithmische Einteilung; das heisst, dass jede Erhöhung um eine Einheit eine Verzehnfachung der Bodenbewegungen bedeutet. Ein Erdbeben mit der Stärke 7 erzeugt demnach Bodenbewegungen, die 10000-mal grösser sind als bei einem Beben der Magnitude 3.

Magnitude

Richterskala

Magnitudo	Beben pro Jahr
1–1,9	Schätzungsweise 8000 pro Tag oder 2,9 Mio. pro Jahr
2–2,9	Schätzungsweise 1000 pro Tag oder 370 000 pro Jahr
3–3,9	Schätzungsweise 49 000 pro Jahr
4–4,9	Schätzungsweise 6200 pro Jahr
5–5,9	Rund 800 pro Jahr
6–6,9	Rund 120 pro Jahr
7–7,9	18 pro Jahr
8 und grösser	1 pro Jahr

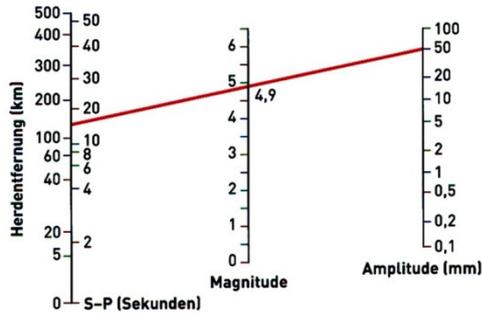


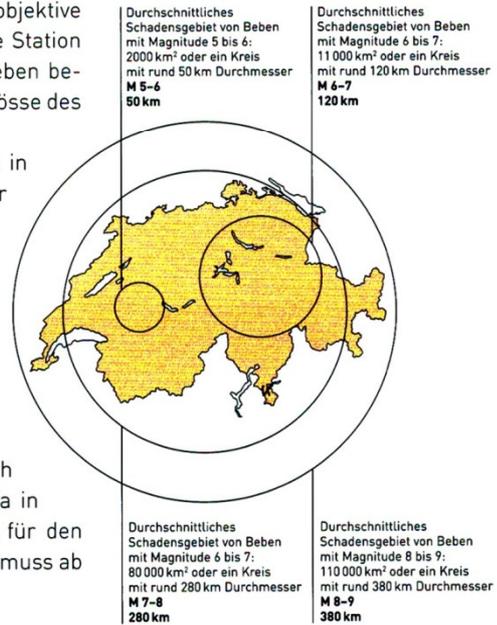
Abbildung 3.32: Grafische Bestimmung der Magnitudo mithilfe der Erdbebenherdentfernung und der maximalen Amplitude

Der Vorteil der Richterskala ist, dass sie mit der Magnitudo eine objektive Beurteilung der Erdbebenstärke ermöglicht und jede seismische Station der Welt diesen einen objektiven Wert (Magnitudo) für ein Erdbeben berechnen kann. Zudem besteht zwischen der Magnitudo und der Grösse des Schadensgebietes ein Zusammenhang.

Welche Auswirkungen ein Beben einer bestimmten Magnitudo in einem bestimmten Gebiet schliesslich hat, ist jedoch nicht nur abhängig von der Magnitudo des Erdbebens (der freigesetzten Energie im Erdbebenherd), sondern auch:

- von der Tiefe des Erdbebenherdes,
- von der Distanz des Gebietes zum Erdbebenherd,
- vom lokalen Untergrund und
- von der Erdbebensicherheit der Bauwerke in diesem Gebiet.

Ein Nachteil der Richterskala ist also, dass ihr verwendetes Mass, die Magnitudo, wenig über die Auswirkungen aussagt. Eignet sich beispielsweise ein Erdbeben der Stärke 7,8 auf der Richterskala in einem menschenleeren Gebiet, so hat dieses starke Erdbeben für den Menschen keine Auswirkungen. In einem besiedelten Gebiet aber muss ab Magnitudo 5 mit Schäden an Bauwerken gerechnet werden.



Die grössten Erdbebenkatastrophen in der Geschichte:

Jahr	Land / Ort	Todesopfer	Stärke (Richterskala)
526	Syrien	250 000	
1356	Schweiz, Basel	500	
1556	China, Shanxi	830 000	
1693	Italien, Sizilien (Catania)	60 000	
1737	Indien, Kalkutta	300 000	
1755	Portugal, Lissabon	60 000	
1906	USA, San Francisco	3000	7,8
1920	China, Gansu	200 000	7,8
1923	Japan, Yokohama	143 000	7,9
1948	Turkmenistan, Aschchabad	110 000	7,3
1976	China, Tangshan	255 000	7,5
2003	Iran, Bam	31 000	6,6
2004	Indonesien, Sumatra	228 000	9,1
2005	Pakistan, Islamabad	86 000	7,6
2008	China, Sichuan	87 000	7,9
2010	Haiti, Port-au-Prince	220 000	7,0

Abbildung 3.33: Bei Erdbeben in besiedelten Gebieten besteht zwischen der Magnitudo und der Grösse des Schadensgebietes ein enger Zusammenhang.

Ein **Tsunami** ist eine seismische Meereswoge, die bei einem **Seebeben** ausgelöst wird, wenn dessen Hypozentrum nahe dem Meeresgrund liegt, das Erdbeben eine Magnitude von 7 oder mehr auf der Richterskala erreicht und eine senkrechte Erdbewegung die Folge ist. Dadurch wird das gesamte Wasservolumen vom Meeresgrund bis zur Wasseroberfläche in Bewegung versetzt. Auf dem offenen Meer erreichen die Tsunamis bei einer Wellenlänge von 100 bis 500 km und einer Geschwindigkeit von 800 bis 1000 km/h, lediglich eine Wellenhöhe von 50 bis 100 cm. Erst mit Erreichen einer Küste wird die Welle durch die Bodenreibung abgebremst, während eine gewaltige Wassermasse mit hoher Geschwindigkeit nachschiebt. Dabei schrumpft die Wellenlänge, ohne dass sich die mitgeführte Energie wesentlich verringert; der Tsunami baut sich zu einer steigenden «Flutwelle» mit bis zu 30 m Höhe auf. Trotzdem erscheint ein Tsunami an der Küste als eine Serie von Hochfluten – anstelle von gebrochenen Wellen – welche die Küste schwallartig überschwemmen und grosse Verwüstung anrichten können. Der Begriff Tsunami (jap. = Hafenwelle) wurde durch japanische Fischer geprägt, die vom Fischfang zurückkehrten und im Hafen alles verwüstet vorfanden, obwohl sie auf offener See keine Welle gesehen oder gespürt hatten. Selten entstehen Tsunamis auch, wenn durch Vulkanausbrüche, küstennahe Bergstürze, Unterwasserlawinen oder Meteoriteneinschläge grosse Wassermassen abrupt verdrängt werden.

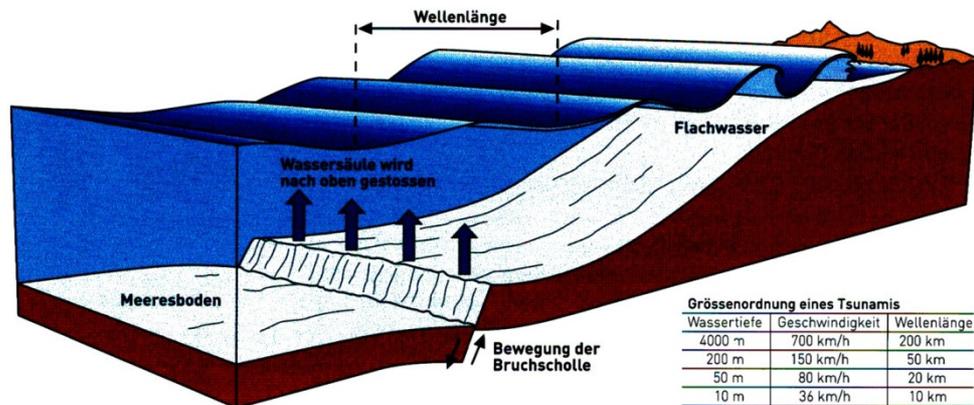


Abbildung 3.34: Entstehung eines Tsunamis durch ein Beben im Meeresboden

### Sind Erdbeben vorhersagbar?

Bis heute ist es kaum möglich, Erdbeben vorherzusagen und die betroffene Bevölkerung Stunden oder Tage vor dem Erdbeben zu warnen. Die Vorhersage eines Erdbebens ermöglicht zwar den Menschen die Flucht, aber die Zerstörung der Sachwerte (Gebäude, Verkehrsinfrastruktur, Wasser- und Stromanschluss usw.) und damit der Existenzgrundlage der Menschen kann dadurch nicht verhindert werden. Daher ist die wissenschaftlich durchführbare Abschätzung der **Erdbebengefährdung** in der heutigen Zeit wichtiger als die Vorhersage einzelner Ereignisse. Die Erdbebengefährdung gibt für ein bestimmtes Gebiet die Wahrscheinlichkeit an, mit der ein Erdbeben einer bestimmten Stärke innerhalb eines bestimmten Zeitraums auftritt. Zu beachten ist aber, dass bei hoher Erdbebengefährdung in einem dicht besiedelten Gebiet das **Erdbebenrisiko** für die Menschen hoch, in einem kaum besiedelten Gebiet hingegen tief ist. Wissenschaftler müssen also die Erdbebengefährdung und das mögliche Schadensausmass abschätzen, um das Erdbebenrisiko eines Gebietes bestimmen zu können. Im 20. Jahrhundert hat das Erdbebenrisiko weltweit stark zugenommen, obschon sich die Erdbebengefährdung kaum verändert hat. Gründe sind:

Erdbebengefährdung

Erdbebenrisiko

- Das Bevölkerungswachstum, das zur Folge hat, dass auch in erdbebengefährdeten Gebieten (Kalifornien, Indonesien usw.) immer mehr Menschen leben.
- Die Verstädterung: Auch Städte mit hoher Erdbebengefährdung sind stark gewachsen (Tokio, Los Angeles, San Francisco, Istanbul, Mexico City).
- Die zunehmende Bedeutung der sehr erdbebenverletzbaren Infrastruktur unserer Gesellschaft wie Verkehrsverbindungen, Wasserversorgung, Stromversorgung und Telekommunikation.
- Die global vernetzte Wirtschaft, die zur Folge hat, dass z. B. der Produktionsausfall einer Firma für Autogetriebe die gesamte globale Produktion gewisser Autos lahmlegen würde.

Zur Verringerung des Erdbebenrisikos gibt es verschiedene Möglichkeiten. Bestehende Bauwerke müssen untersucht und falls nötig nachgerüstet und neue Bauwerke nach modernen Normen erdbebensicher gebaut werden. In Gebieten mit hohem Erdbebenrisiko muss die Bevölkerung über Schutzmassnahmen bei Erdbeben unterrichtet sein. Behörden müssen entsprechende Vorsorgemassnahmen ergreifen, sie müssen zum Beispiel Pläne für eine Notversorgung vorbereiten, Rettungsmannschaften aufstellen, Bergungsmassnahmen und Löschpläne ausarbeiten.

**Quelle:**

*Hasler, Martin / Egli, Hans-Rudolf (Hrsg.) (2004): Geographie - Wissen und Verstehen. h.e.p. verlag ag, Bern.*