



Modul 4

Erbeben und Wellen: Nachrichten über das Innere der Erde

Begleittext für Lehrkräfte

Holger Gudjons, Marco Thiele und Sylke Hlawatsch

Dieser Text steht zusammen mit den Texten der 10 weiteren Module des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“ auf der CD-ROM „System Erde“ als Hypertext bzw. die Materialien als pdf-Dateien, Videos, Interaktionen, Animationen usw. über ein komfortables Navigationssystem mit Suchfunktion zur Verfügung.

Mit der CD-ROM können auch eigene Materialien erstellt werden. Außerdem kann aus der CD-ROM eine Schülerversion, die für das selbst organisierte Lernen vorgesehen ist - und keine didaktischen Informationen enthält - erstellt werden.



Das Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN) ist eine interdisziplinär arbeitende Forschungseinrichtung mit überregionaler, gesamtstaatlicher Aufgabenstellung. Auftrag des Instituts ist es, durch seine Forschungen die Pädagogik der Naturwissenschaften weiter zu entwickeln und zu fördern. Das IPN gliedert sich in die vier Fachabteilungen Biologie-, Chemie-, Physikdidaktik und Erziehungswissenschaften (mit Pädagogisch-Psychologischer Methodenlehre). Das IPN ist Mitglied der Leibniz-Gemeinschaft. Enge Beziehungen bestehen zur Kieler Universität.

Weitere Informationen: <http://www.ipn.uni-kiel.de>

Das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderte IPN-Projekt „Forschungsdialog: System Erde“ dient dem Ziel, das Verständnis des Planeten Erde zu fördern. Auf der Basis soliden Wissens soll die Beschäftigung und Auseinandersetzung mit der nachhaltigen Entwicklung der Erde angeregt werden. Die Materialien zum Thema „System Erde“ wurden vom IPN in enger Kooperation mit Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern sowie Lehrkräften entwickelt und anschließend im Schulunterricht erprobt und evaluiert. Für den Unterricht in der Sekundarstufe II steht eine umfangreiche CD-ROM zur Verfügung, die u. a. Animationen, Simulationen, Informationstexte und Arbeitsblätter zu insgesamt 11 Modulen des Themas System Erde enthält. Der vorliegende Text ist Teil dieser CD-ROM, die beim IPN erhältlich ist.

Für den Unterricht in der Grundschule wurde ein Sachbuch und eine beiliegende CD-ROM mit Computerspielen entwickelt. Unterrichtsmaterialien für die Hand der Lehrkräfte sind im Internet erhältlich (<http://Systemerde.ipn.uni-kiel.de>).

© 2005

Alle Rechte beim
Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN)
Olshausenstraße 62, D-24098 Kiel.



Forschungsdialog: System Erde

Kontakt:

Ulrike Gessner
Leibniz-Institut für die Pädagogik der
Naturwissenschaften an der Universität Kiel
Olshausenstr. 62
24098 Kiel

Tel: ++49 (0431) 880-3121
E-Mail: gessner@ipn.uni-kiel.de
<http://systemerde.ipn.uni-kiel.de>

Auf verschiedenen Seiten befinden sich Verweise (Links) auf Internet-Adressen. Haftungshinweis: Trotz sorgfältiger inhaltlicher Kontrolle wird die Haftung für die Inhalte der externen Seiten ausgeschlossen. Für den Inhalt dieser externen Seiten sind ausschließlich deren Betreiber verantwortlich. Sollten Sie bei dem angegebenen Inhalt des Anbieters dieser Seite auf kostenpflichtige, illegale oder anstößige Inhalte treffen, so bedauern wir dies ausdrücklich und bitten Sie, uns umgehend per E-Mail davon in Kenntnis zu setzen, damit beim Nachdruck der Verweis gelöscht wird.

Autoren dieses Moduls:

Holger Gudjons, Marco Thiele, Dr. Sylke Hlawatsch

Geowissenschaftliche Beratung:

Dr. Christian Bönemann, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover

Multimediaumsetzung, Grafik und Layout:

CD-ROM, Rahmenlayout, Grafiken: MMCD GmbH
interactive in science (Düsseldorf)

Texte: Päivi Taskinen (IPN)

Herausgeber:

Prof. Dr. Horst Bayrhuber, Prof. Dr. Manfred Euler,
Dr. Sylke Hlawatsch



Inhaltsverzeichnis

1	Allgemeine Zielsetzung und Begründung	4
2	Sachinformationen	4
2.1	Überblick	4
2.2	Vertiefende Darstellung	10
3	Didaktische Informationen	13
3.1	Lernziele	13
3.2	Hinweise zu den Lernvoraussetzungen	14
3.3	Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen	14
3.4	Erläuterungen und Nutzungshinweise zu den Materialien	15
4	Vorschläge für den Unterrichtsverlauf	15
5	Literatur	17
6	Unterrichtsmaterialien	18

Anhang:

Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Einführung in das Thema Erdbeben und Erdbebenmessung

Baustein 2: Erdbeben als Informationsquellen

Baustein 3: Einführung in die Wellenlehre

Baustein 4: Erdbebenmessung

Baustein 5: Wege seismischer Wellen

1 Allgemeine Zielsetzung und Begründung

Erdbeben sind Naturereignisse, die in dicht besiedelten Gebieten der Erde großen Schaden anrichten können. In diesem Modul soll gezeigt werden, dass Erdbeben auch eine wichtige Quelle für Informationen über das Erdinnere sind. Dabei spielen die Aneignung und Anwendung von naturwissenschaftlichen Grundlagenkenntnissen (u. a. aus dem Bereich der Wellenausbreitung in unterschiedlichen Medien) eine große Rolle. Diese Kenntnisse sind für Geowissenschaftler/innen die Grundlage für die Entwicklung einer Modellvorstellung über das Innere der Erde und werden für Erdbebenvorhersagen und die Überwachung des Kernwaffenteststoppvertrages (Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty - CTBT) genutzt.

Die Schüler/innen erarbeiten sich das physikalische Grundlagenwissen und können nachvollziehen, wie geowissenschaftliche Erkenntnisse für die Entwicklung einer Modellvorstellung über den Aufbau des Erdinneren genutzt werden. Dies kann z. B. in Form einer Grafik geschehen, die im Zentrum einer Wandzeitung steht. Es ist möglich, diese Wandzeitung durch den Einsatz der Module „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“ (Baustein 12), „Plattentektonik und Vulkanismus“ (Baustein 2) und „Konvektion in Erdmantel, Ozean und Atmosphäre“ zu erweitern. Auf diese Weise sollen die Schüler/innen eine Vorstellung von der geowissenschaftlichen Erkenntnisgewinnung in den für den Menschen nicht direkt zugänglichen Bereichen der Erde entwickeln.

2 Sachinformationen

Die Erforschung von Erdbeben ist von großer Bedeutung für die Menschheit, weil Erdbeben und ihre Folgen wie z. B. Tsunamis in wenigen Minuten Hunderttausende von Menschen töten können. Deshalb ist es ein langfristiges Ziel von geowissenschaftlicher Forschung Erdbeben und die Folgeerscheinungen möglichst genau vorhersagen zu können. In Deutschland finden im Vergleich zu anderen Ländern relativ wenige und leichte Erdbeben statt. In Japan dagegen gehört der Umgang mit Erdbeben und Erdbebenwarnungen zum Alltag (s. „Living with Earthquakes“ (Modul 4, Baustein 1, Material 3), und „Ständig aktualisierte Erdbebenverbreitungskarten von Deutschland und der ganzen Welt“).



Abbildung 1: Erdbeben und Vulkane sind faszinierende Naturphänomene, die in dicht besiedelten Gebieten großen Schaden anrichten können.

Neben den Informationen, die eine Einschätzung des Gefahrenpotentials von Naturereignissen erlauben, liefert die Erdbebenforschung wichtige Erkenntnisse über den Aufbau des Erdinneren (s. Abb. 2) und Hinweise, die die Theorie der Plattentektonik (s. Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“) stützen.

2.1 Überblick

Erdbeben treten auf, wenn sich Spannungen in der Lithosphäre entladen (s. Abb. 5). Diese Spannungen entstehen dadurch, dass die Lithosphärenplatten sich an ihren Grenzflächen relativ zueinander verschieben (s. Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“) und sich dabei wie Puzzleteile verhaken. Mit der Zeit wird der Druck so groß, dass Teile sich verbiegen oder abbrechen. Die Verhakung löst sich plötzlich, und die Lithosphärenplatten gleiten mit einem Ruck aneinander vorbei bis sie sich erneut verhaken. Dabei entstehen Erschütterungen bzw. Schwingungen in der Lithosphäre, die sich in Form von Erdbebenwellen (seismische

Wellen) im Erdinneren ausbreiten. Der **Erdbebenherd**, auch **Hypozenrum** genannt, ist die Stelle im Erdinneren, an der die Spannung, die sich an den Lithosphärenplatten aufgebaut hat, gelöst wird (s. Abb. 5). An der Oberfläche direkt über dem Erdbebenherd befindet sich das **Epizentrum**, der Ort, an dem die Zerstörungen beim Auftreten eines Erdbebens am größten sind.

Die Bewegungen der Lithosphärenplatten werden im Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“ ausführlich erläutert. Weitere Ursachen für die Entstehung von seismischen Wellen sind Sprengungen und das Einstürzen von Hohlräumen (zum Beispiel durch das Abfließen von Magma bei einem Vulkanausbruch unter einem Vulkan, oder durch Bergbau).

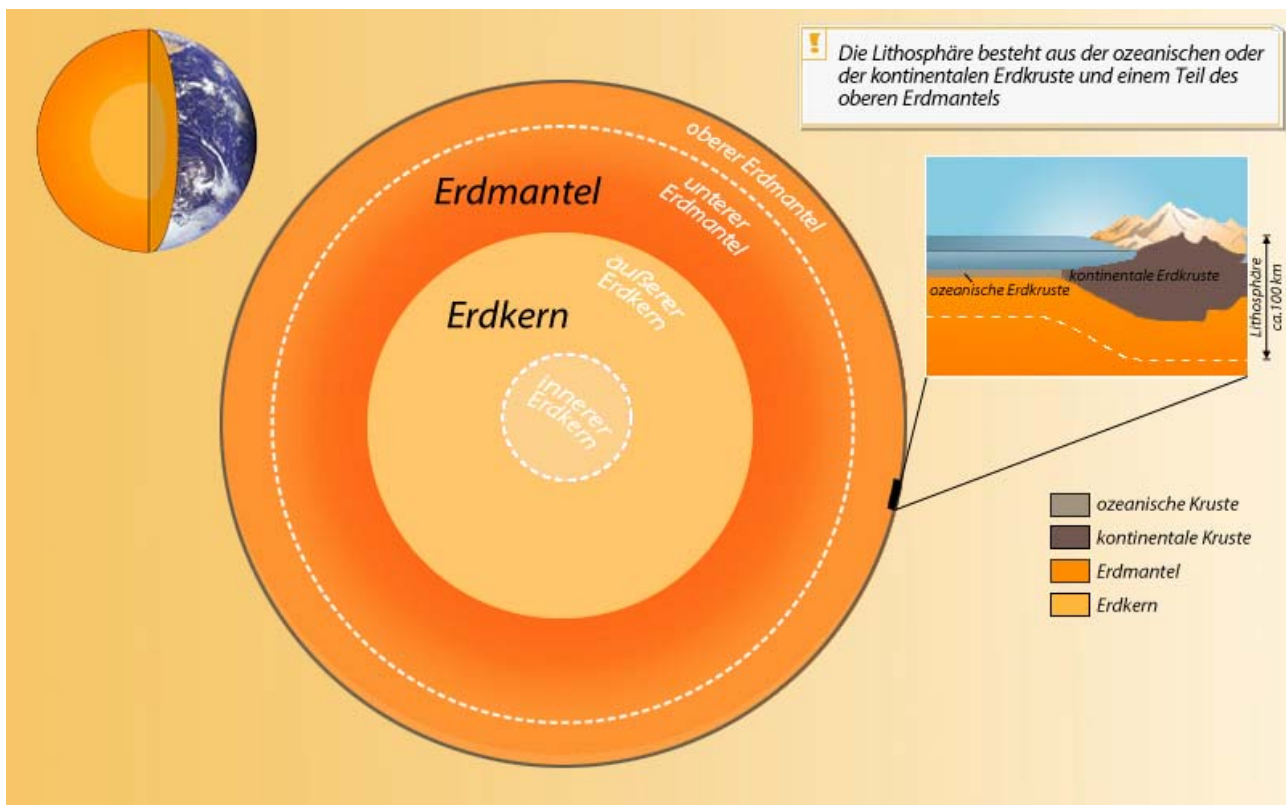


Abbildung 2: Der Aufbau der Erde. Die äußerste Schicht ist fest. Sie besteht aus einem Teil des oberen Erdmantels und aus der ozeanischen bzw. der kontinentalen Erdkruste und wird Lithosphäre genannt. Die Lithosphäre ist in Platten zerbrochen, die sich bewegen. Dabei verhaken sie sich, sodass eine Spannung aufgebaut wird, die sich in Form von Erdbeben entladen kann.

Erdbebenmessung

Erdbeben werden mit Seismografen (s. Abb. 3) gemessen. Ein Seismograf registriert Bodenerschütterungen, die von Erdbeben verursacht werden. In das Gerät ist eine träge Masse so eingebaut, dass sie bei Erschütterungen nicht mit den anderen Teilen des Seismografen mitschwingt. An der trägen Masse ist ein Stift befestigt, der in ruhigem Zustand an eine Papierrolle angelehnt ist. Bei Erschütterungen bewegt sich der Stift aufgrund der trägen Bewegung der Masse relativ zur Papierrolle und zeichnet ein Seismogramm auf (s. Abb. 3).



Hinweise auf frühe Seismografen gibt es schon aus dem 2. Jahrhundert vor Christus aus China.

Messsysteme, die Erdbeben systematisch aufzeichnen können, wurden etwa ab 1930 großräumig aufgestellt. Mit Seismografen lassen sich sogar Vulkanausbrüche nachweisen. Ein technologischer Fortschritt erfolgte nach 1945 als man erkannte, dass auch Atombombentests mit den Seismografen überwacht werden können. Heutzutage gibt es ein weltumspannendes Seismografennetz, dessen Messwerte im Internet erhältlich sind (EISY (Erdbebeninformationssystem)).

Die Stärke von Erdbeben wird in Magnitude und Intensität angegeben (s. Peter BOHRMANN).

Räumliche Verbreitung von Erdbeben und Vorhersage

Erdbeben sind Naturereignisse, auf die wir Menschen keinen Einfluss haben. Wir können uns aber darauf einrichten mit dieser Gefahr zu leben, indem eine erdbebensicherere Bauweise gewählt wird oder gefährdete Gebiete nur wenig besiedelt werden. Um die Menschen zu schützen, die in erdbebengefährdeten Regionen leben, versuchen Geowissenschaftler/innen Erdbeben vorherzusagen, um rechtzeitig Warnungen auszusprechen zu können.

Durch Erdbeben haben in diesem und im letzten Jahrhundert weltweit mehr als 2 Millionen Menschen ihr Leben verloren. Die durch diese Naturkatastrophen hervorgerufenen volkswirtschaftlichen Schäden beliefen sich im Jahr 2000 auf über 310 Millionen Euro und in den letzten 10 Jahren auf knapp 6 Milliarden Euro (BGR zitiert die Münchner Rückversicherung auf den Seiten des EISY (Erdbebeninformationssystem)). Es ist zu erwarten, dass durch die zunehmende Bevölkerungsdichte in gefährdeten Gebieten das Ausmaß der durch Erdbeben verursachten Personen- und Sachschäden immer größer wird. In Deutschland haben Erdbeben mit katastrophalen Ausmaßen bisher nicht stattgefunden und sind auch nach Kenntnis der geologischen und tektonischen Verhältnisse in der Zukunft kaum zu erwarten. Dennoch ist bei der hohen Siedlungs- und Industriedichte unseres Landes eine kontinuierliche Überwachung der Erdbebenaktivität unerlässlich. Diese Aufgabe wird vom seismologischen Datenzentrum (SDAC) der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) wahrgenommen, das als zentrale Sammelstelle der von den verschiedensten seismologischen Einrichtungen in Deutschland (seismologische Observatorien, Geophysik Institute deutscher Hochschulen, geologische Landesämter) übermittelten Erdbebendaten fungiert und ein Datenarchiv (EISY (Erdbebeninformationssystem)) auf dem neuesten Stand hält.

Verlässliche Erdbebenvorhersagen sind heute noch nicht möglich. Deshalb konzentrieren sich die Geowissenschaftler/innen darauf, das Auftreten von Erdbeben in Raum und Zeit zu erfassen. Die Ergebnisse werden in so genannten Erdbebenkatalogen dargestellt. Hierfür stehen seit dem vergangenen Jahrhundert Daten von Seismografen zur Verfügung. Darüber hinaus werden für frühere Zeiträume schriftliche Zeugnisse über die Wirkung von Erdbeben gezielt gesammelt. Die Informationen werden bezüglich charakteristischer Bebenparameter wie Epizentrum und Intensität interpretiert. Auf diese Weise entstand z. B. der Katalog für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland, der Daten ab dem Jahre 800 enthält und von der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) auf den Internetseiten zur Verfügung steht (s.

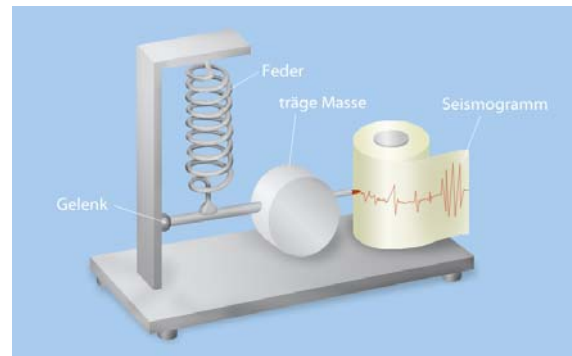


Abbildung 3: Die Funktionsweise eines Seismografen basiert auf der Tatsache, dass die verschiedenen Bauteile unterschiedlich auf Erschütterungen reagieren. Dadurch verschiebt sich die träge Masse relativ zu der Papierrolle und der an ihr befestigte Stift zeichnet ein Seismogramm auf.

Erdbebenkataloge). Auf Basis solcher Kataloge und unter Berücksichtigung von geologischen Kenntnissen werden Wahrscheinlichkeiten des Eintretens von Erdbeben bestimmter Stärke an einem vorgegebenen Ort abgeschätzt. Dazu bedienen sich die Geowissenschaftler/innen der Statistik.

Auch für die Entwicklung der Theorie der Plattentektonik ist die Erdbebenforschung von Bedeutung. Erdbeben treten in erster Linie dort auf, wo zwei Lithosphärenplatten aufeinandertreffen; denn die räumliche Verbreitung von Erdbeben (s. Abb. 4) steht in engem Zusammenhang mit den Bewegungen der Lithosphärenplatten (s. Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“).

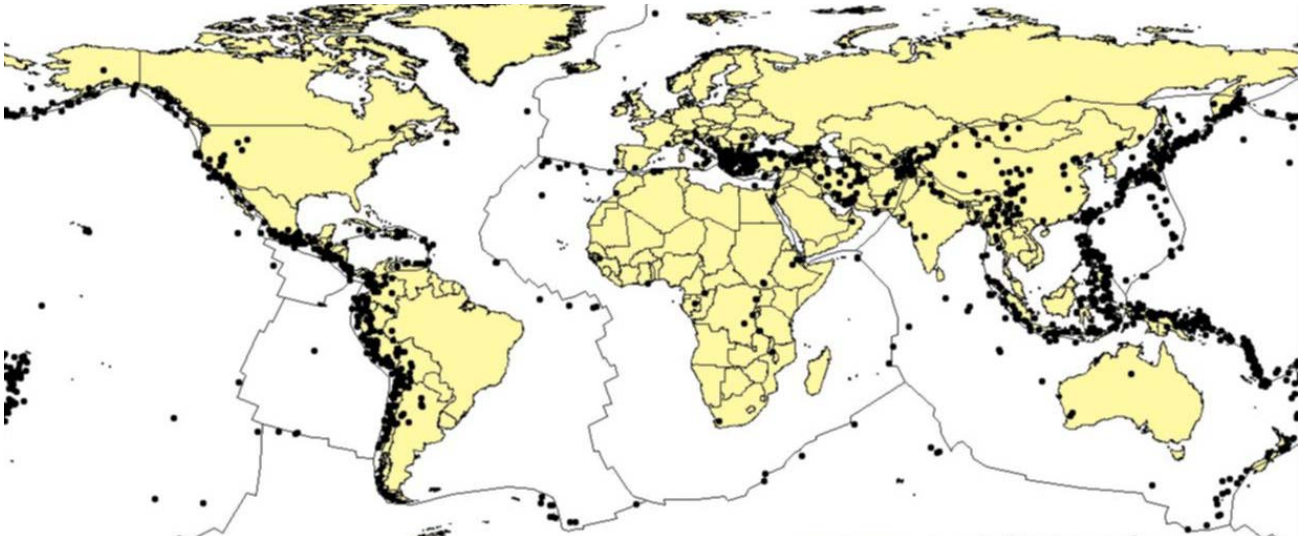


Abbildung 4: Das Auftreten von Erdbeben an der Erdoberfläche (schwarze Punkte) und die Lage der Lithosphärenplatten (schwarze Linien). Für den computergestützten Unterricht steht ein Datensatz (s. Modul 5, Baustein 5, Material 7) und der Arbeitsbogen „Bearbeitung der Themen Vulkanismus und Erdbeben mit dem GIS“ (s. Modul 5, Baustein 5, Material 5) zur Verfügung.

Tsunamis

Erdbeben, die unterhalb des Meeresbodens entstehen, werden **Seebeben** genannt. Sie können **Tsunamis** verursachen, das sind Wellen, die die ganze Wassersäule durchlaufen. Die meisten Tsunamis entstehen aufgrund von Seebeben, sie können aber auch durch Vulkanausbrüche, Meteoriteneinschläge oder Unterwasserlawinen ausgelöst werden.

Auf dem offenen Meer wird die Welle oft nicht bemerkt, weil sie nur wenige Meter hoch ist und eine Wellenlänge von mehreren hundert Kilometern besitzt. Die Geschwindigkeit der Welle kann bis zu 700 km/h betragen, sodass ein Tsunami den Ozean binnen weniger Stunden durchquert. Auf dem Weg zur Küste sinkt die Geschwindigkeit, die Welle wird komprimiert und ein Wellenberg baut sich auf. Läuft ein Tsunami in einen Fjord, kann sich die Welle auf weit über hundert Meter Höhe aufstauen.

Beim Erreichen der Küste trifft zunächst das Wellental ein, deshalb kann man am Strand beobachten, dass das Wasser sich zunächst zurückzieht, bevor der Tsunami den Küstenbereich überschwemmt.

In Japan gibt es Tsunamifrühwarnsysteme, die die Menschen innerhalb von wenigen Minuten vor Tsunamis warnen. So gut geschützt wie in Japan sind die Menschen nicht überall auf der Erde. Dies wurde besonders offensichtlich am 26.12.04. Damals wurde westlich von Sumatra eine Erschütterung der Stärke 8,9 (Richterskala) ausgelöst, das weltweit stärkste Erdbeben seit 40 Jahren mit katastrophalen Folgen.

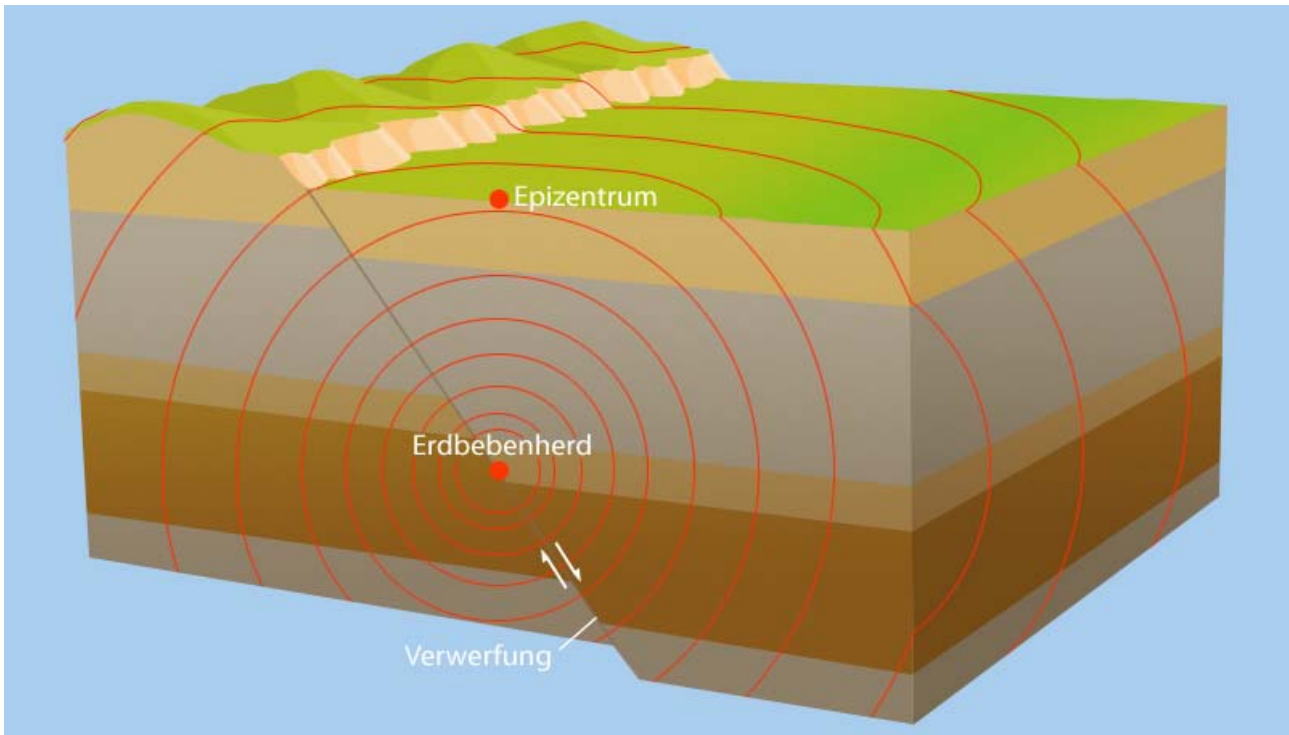


Abbildung 5: Modellvorstellung zur Entstehung von Erdbeben (nach PRESS und SIEVER 1995). Erdbeben treten auf, wenn sich Spannungen in der Lithosphäre entladen. Die Spannung baut sich auf, weil sich Lithosphärenplatten aufgrund der Rauigkeit der Gesteine verhaken. Schließlich ist der Druck so groß, dass die Lithosphärenplatten mit einem Ruck aneinander vorbeigleiten. Es breiten sich Erdbebenwellen aus.

Informationen über das Erdinnere

Die Untersuchung der Ausbreitung von Erdbebenwellen (seismische Wellen) im Erdinneren bietet wichtige Hinweise über den Aufbau der Erde. Das Erdinnere ist für den Menschen besonders schwer zugänglich. Es waren schon Menschen auf dem Mond (Entfernung: 384.000 km), es gab aber keine „Reise zum Mittelpunkt der Erde“, obwohl dorthin „nur“ 6371 km zurückgelegt werden müssten. Der tiefste menschliche Vorstoß in das Innere unseres Planeten reicht gerade einmal 12 Kilometer in die Tiefe: Die Kola-Bohrung im Nordwesten der ehemaligen Sowjetunion Mitte der 1980er Jahre hält mit 12,1 km den Tiefenrekord. Die tiefste Bohrung in Deutschland wurde im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) durchgeführt. Sie reichte 9,1 km in die Erde hinein (s. Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“).

Erdbebenwellen wandern durch den gesamten Erdkörper und können auch in weiter Entfernung vom Entstehungsort des Erdbebens gemessen werden. Das Verhalten der Erdbebenwellen hängt dabei von dem Material ab, durch das sie wandern. Auf diese Weise können indirekt Informationen über das Erdinnere gewonnen werden (s. Abschnitt „Modellvorstellungen über den Aufbau des Erdinneren“ und „VENKE und HLAWATSCH 2005“).

Das Kontinentale Tiefbohrprogramm (KTB)

1983 wurde mit dem Kontinentalen Tiefbohrprogramm (KTB) in Windischeschenbach (Bayern, Oberpfalz) begonnen, um tiefe Bohrungen in die kontinentale Erdkruste vorzunehmen (s. Abb. 6). In 1468 Tagen wurde eine Tiefe von 9.101 m erreicht. Den absoluten Tiefenrekord hält seit Mitte der 1980er Jahre die Kola-Bohrung im Nordwesten von Russland mit 12,1 km. Als Ziel der KTB-Bohrung wurde das Erreichen des Tempe-



raturfensters von 250 °C bis 300 °C definiert. In diesem Temperaturbereich sollte sich nach Laborexperimenten das Verformungsverhalten von quarzhaltigen Gesteinen grundlegend verändern. Quarz ist ein ganz typischer Bestandteil von kontinentaler Erdkruste. Bei niedrigen Temperaturen, wie sie in der Nähe der Erdoberfläche vorherrschen, verhält sich Quarz spröde, d. h. er bricht. Bei höheren Temperaturen verhält er sich dagegen plastisch wie Kaugummi. Man nahm an, dass die Erdkrustengesteine ab 300 °C plastisch reagieren. Deshalb werden aus diesem Bereich auch keine starken Erdbeben mehr nachgewiesen, die ja daraus resultieren, dass Gesteinsschichten brechen und sich relativ zueinander verschieben.

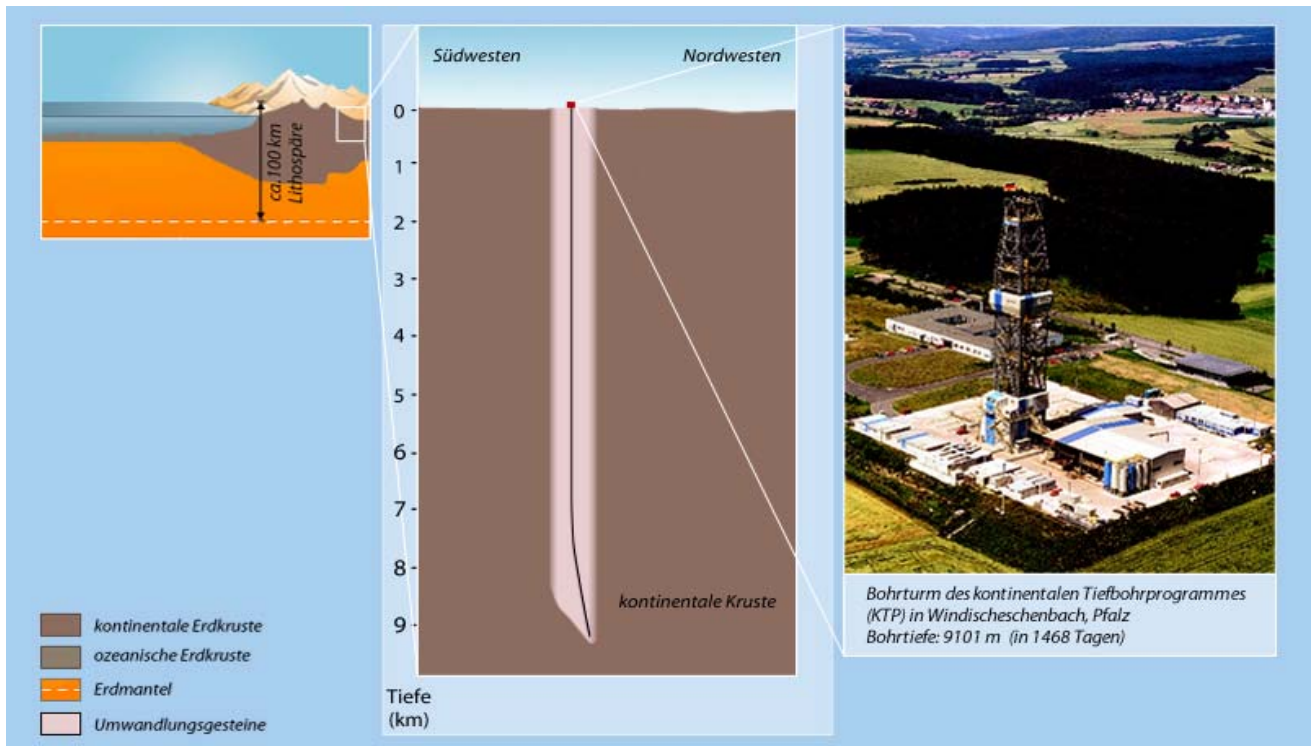


Abbildung 6: Schematische Darstellung der KTB-Bohrung in die kontinentale Erdkruste bei Windischeschenbach. Es wurden Umwandlungsgesteine erbohrt (rosa Färbung).

Die KTB-Bohrung hat tatsächlich die „obere“ kontinentale Erdkruste durchbohrt und den Übergangsbereich vom spröden zum plastischen Verhalten erreicht. Die Messdaten zeigen, dass die obere kontinentale Erdkruste insgesamt unter sehr großen Spannungen steht.

Ein überraschendes Ergebnis war, dass die **Spannungsanisotropie**, d. h. die Differenz zwischen der größten und der kleinsten horizontalen Spannung, in jeder Erdtiefe jeweils genau dem experimentell ermittelten Wert der Bruchfestigkeit der Gesteine unter den dort herrschenden Bedingungen entspricht. Daraus folgt, dass sich die gesamte „obere“ kontinentale Erdkruste in einem „Bruchgleichgewicht“ befindet und dass bereits sehr kleine zusätzliche Kräfte ausreichen, um Bruchvorgänge in Form von Erdbeben zu erzeugen. Diese Hypothese konnte mit einem Experiment in 9.100 m Tiefe nach Beendigung der Bohrung bewiesen werden: Mit einer nur geringfügigen Druckerhöhung auf eine in das Bohrloch eingegebene Spezialflüssigkeit wurden über einen Zeitraum von 25 Stunden mehr als 400 Mikroerdbeben erzeugt, deren stärkstes noch in einer Entfernung von 150 km registriert werden konnte. Damit wurde für die gesamte Erdbebenforschung der außerordentlich wichtige Nachweis erbracht, dass bereits sehr geringe Druck-Variationen, wie sie jederzeit natürlich vorkommen können, in Gesteinen Erdbeben verursachen können (s. EMMERMAN 1999, WÖHRL 2005).

2.2 Vertiefende Darstellung

Erdbeben wurden lange Zeit als Strafe Gottes angesehen. Erst seit dem Erdbeben von Lissabon (1755) werden Erdbeben allgemein als Naturereignisse betrachtet, deren Ursachen im Erdinneren zu suchen sind. Das Erdbeben von San Francisco (1906) verstärkte diese Vermutung, weil es an der Erdoberfläche deutlich sichtbare Verschiebungen hinterließ. Heute nehmen Geowissenschaftler/innen an, dass Erdbeben auftreten, wenn sich Spannungen in der Lithosphäre entladen (s. Abb. 5).

Modellvorstellungen über den Aufbau des Erdinneren

Bei einem Erdbeben entstehen seismische Wellen. Stellt man einen Seismografen irgendwo auf der Welt auf, so wird er seismische Wellen aufzeichnen, die sich von einem Erdbeben ausgebreitet haben. Die Wellen haben sich von einem Erdbebenherd durch die gesamte Erde fortgepflanzt und den Seismografen in drei getrennten Gruppen erreicht. Die zuerst ankommenden Wellen werden als Primär-Wellen oder P-Wellen bezeichnet. Dann folgen die Sekundär-Wellen oder S-Wellen. Beide durchlaufen das gesamte Innere der Erde. Zuletzt treffen verschiedene Formen der Oberflächenwellen ein, die sich ausschließlich entlang der Erdoberfläche ausbreiten (s. Abb. 7 und 8).

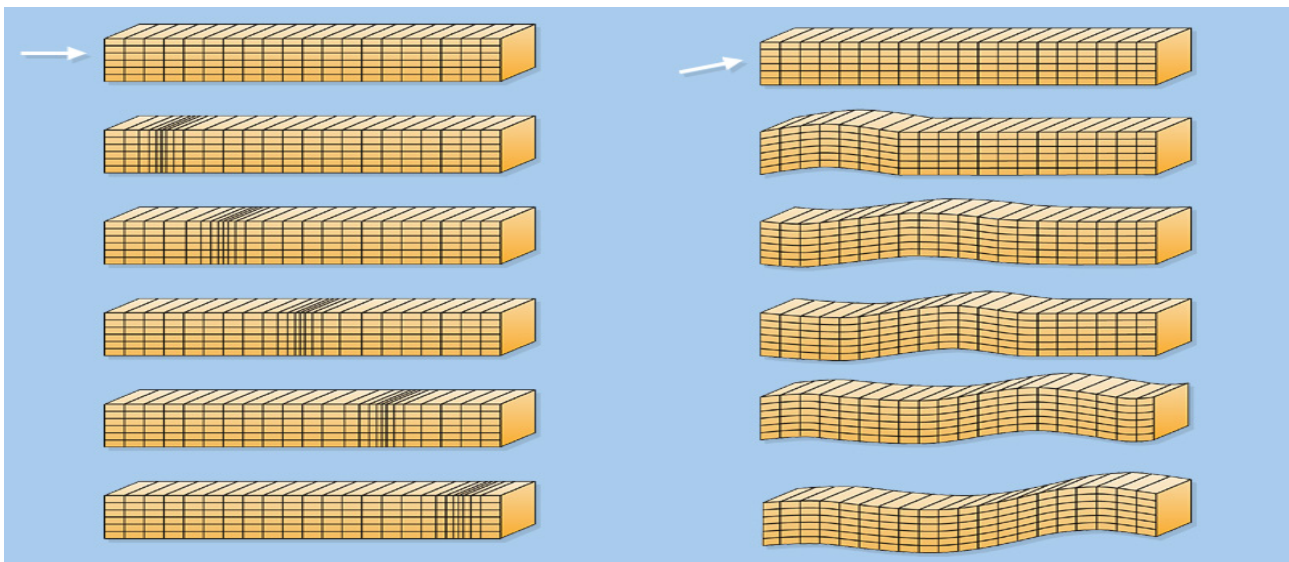


Abbildung 7: Links die schematische Darstellung von Primärwellen (P-Wellen oder Longitudinalwellen) und rechts von Sekundärwellen (S-Wellen, Transversalwellen)(nach PRESS und SIEVER 1995).

Wellen breiten sich in verschiedenen Materialien unterschiedlich schnell aus. Diese Tatsache wird von Geowissenschaftler/innen genutzt, um den Aufbau des Erdkörpers zu erforschen. Die an die Erdoberfläche gelangenden Wellen beinhalten Informationen über das Erdinnere entlang des gesamten Wellenweges, also in sehr stark akkumulierter Form. Von den Seismografen wird auch eine Überlagerung von Wellen, die entlang verschiedener Wege von der Quelle zum Seismografen gelaufen sind, aufgezeichnet. Die einzelnen Laufwege sind dabei unbekannt und die Wellen können verschiedener physikalischer Natur sein. Aus diesem „Wust“ an Informationen versucht man mit Hilfe von computergestützten Modellen die benötigten Informationen für ausgewählte Wellen herauszufiltern. Die Geschwindigkeit der Wellen wird dann bestimmt, indem die Laufzeit für eine bekannte Entfernung gemessen wird ($\text{Geschwindigkeit} = \text{Entfernung} / \text{Laufzeit}$). Die ermittelten Geschwindigkeiten der seismischen Wellen werden in Abhängigkeit von der Tiefe in einer Grafik dargestellt (s. Abb. 9).

Viele tausend hochempfindliche Seismografen und höchst genaue Uhren ermöglichen es heute, weltweit die Laufzeit der P- und S-Wellen präzise zu bestimmen.

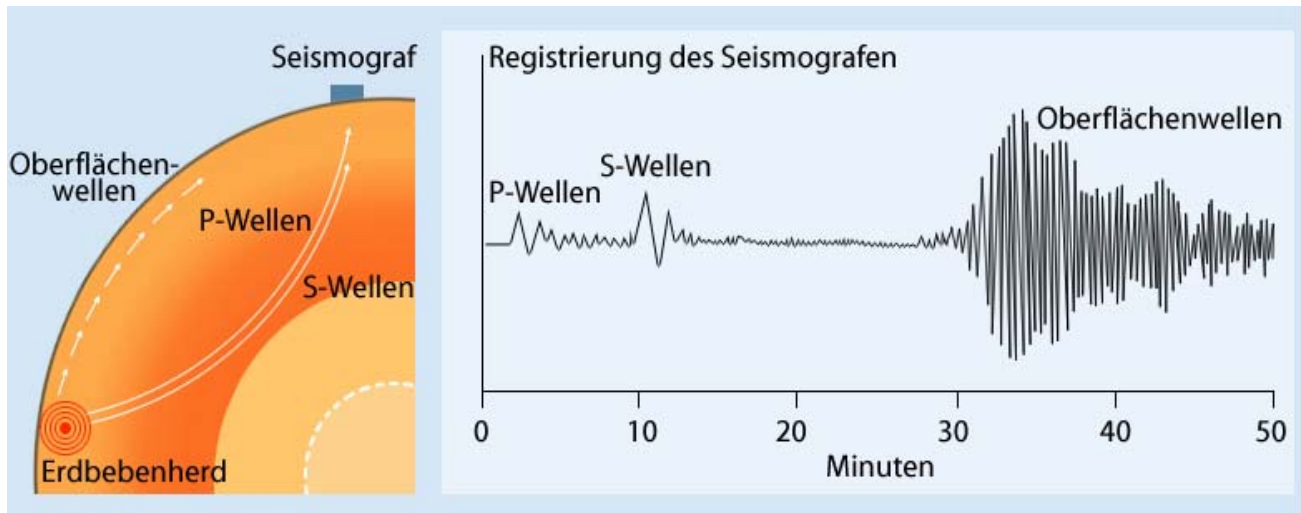


Abbildung 8: Der linke Abbildungsteil zeigt den Verlauf von P-, S- und Oberflächenwellen im Erdinneren. Der rechte Teil zeigt ein Seismogramm: Die P-Wellen sind am schnellsten und werden als erstes registriert, danach folgen die S-Wellen und die Oberflächenwellen. Je weiter eine Erdbebenmessstation von einem Erdbeben entfernt ist, desto mehr Zeit liegt zwischen der Registrierung der einzelnen Wellentypen. Diese Tatsache wird genutzt, um die Entfernung eines Erdbebens von einer Messstation zu berechnen (nach PRESS und SIEVER 1995).

Wenn der Zusammenhang zwischen den Eigenschaften des durchlaufenen Materials und dem Verhalten der Erdbebenwellen bekannt ist (z. B. aus Laborversuchen), kann man Rückschlüsse auf den Erdaufbau ziehen. Misst man diese Wellen an verschiedenen Punkten, kann man durch Analyse der Signale nach und nach eine Modellvorstellung vom Erdaufbau entwickeln, durch die die aufgenommenen Daten erklärt werden können.

So lassen sich im Erdinneren zum Beispiel reflektierte Wellen messen, ein Phänomen, das man mit einer Modellvorstellung von einer homogenen Erde nicht erklären kann. Die Beobachtungen lassen auf Diskontinuitäten schließen, an denen sich die Materialparameter und somit auch die Wellengeschwindigkeit plötzlich ändern. Entdeckt wurde Anfang des Jahrhunderts ein solcher Übergang in etwa 2.900 km Tiefe zwischen dem (erst später so benannten) Erdmantel und dem Erdkern. Im Laufe der Zeit wurden weitere Diskontinuitäten beobachtet.

An solchen Übergängen werden Erdbebenwellen reflektiert und gebrochen. Ähnlich wie von den Lichtwellen bekannt, benützt man zur Beschreibung das **Snelius'sche Brechungsgesetz**. Danach wird die Welle beim Übergang einer Welle von einem Gebiet kleinerer zu einem mit größerer Geschwindigkeit vom Lot weggebrochen. Mit dieser Beziehung lässt sich, bei bekannten

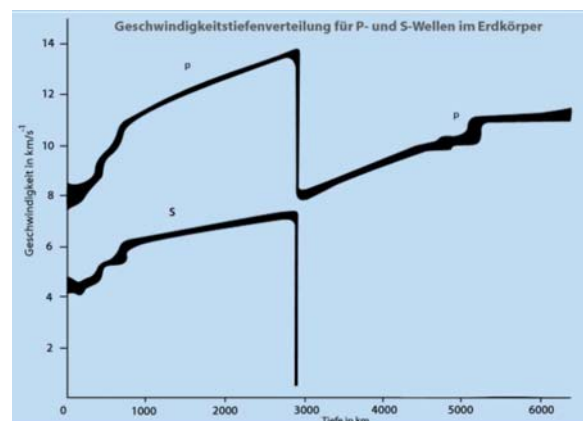


Abbildung 9: Geschwindigkeit der P-Wellen (Primärwellen, Longitudinalwellen) und S-Wellen (Sekundär-Wellen, Transversalwellen) in verschiedenen Tiefen der Erde. Die Wellen breiten sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit im Erdinneren aus. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Erdinnere aus verschiedenen Materialien aufgebaut ist (nach BOLT 1995).



Geschwindigkeiten, zum einen der Wellenweg herausfinden, zum anderen lässt sich aus einem bekannten Weg ein Geschwindigkeitstiefenprofil der Erde erstellen (s. Abb. 9).

Betrachtet man ein radialsymmetrisches Dreischichtenmodell der Erde, bestehend aus Erdkruste, Erdmantel und Erdkern, wobei die einzelnen Schichten als homogen angenommen werden, kann man synthetische Wellenwege berechnen und mit den gemessenen vergleichen. Es lassen sich weitere Unstimmigkeiten feststellen, die darauf schließen lassen, dass die Schichten in sich nicht homogen sind. In einer weiteren Modellverfeinerung können diese Schichten wieder in (Hilfs-) Schichten unterteilt werden, in denen die Geschwindigkeit als konstant angenommen wird. Nach neuerlichem Vergleich mit den Messdaten ist eine weitere Verkleinerung der betrachteten Schichtdicke möglich. Der Grenzfall unendlich dünner Schichten führt schließlich zu einer stetigen Geschwindigkeitsverteilung für das Erdinnere. Dabei muss man zwischen den gedachten Hilfsschichten und der Unterteilung in Schichten unterscheiden, die von Diskontinuitäten begrenzt werden.

Aus den Geschwindigkeiten der Wellen in den entsprechenden Bereichen sind Rückschlüsse über die Materialeigenschaften, wie Dichte, Druck, Temperatur und Aggregatzustand, möglich. Dabei helfen u.a. Laborversuche, bei denen das Verhalten von Materialien unter sehr hohem Druck untersucht werden kann (Hochdruckpresse). So erhält man eine Vorstellung von der Veränderung der Materialien mit zunehmender Tiefe. Alle Informationen fließen in die Modellvorstellung vom Aufbau der Erde ein. Dass es sich bei dieser Modellvorstellung nicht um ein Abbild der Wirklichkeit handelt, ergibt sich aus den folgenden Tatsachen: Kleinere Strukturen mit Abmessungen im Bereich der Wellenlänge sind mit der beschriebenen Methode nicht zu vermessen. Auch ist bei dieser indirekten Vorgehensweise die Erzeugung von Artefakten nicht auszuschließen. Es ist aber die einzige Möglichkeit, überhaupt etwas über das Innere der Erde zu erfahren.

Weitere Anwendungen

Erdbebenwellen lassen sich z. B. beim Aufspüren von Erdöllagerstätten oder bei der genauen Untersuchung von Subduktionszonen kaum nutzen. Dafür ist das zeitliche Auftreten von Erdbeben zu schlecht kalkulierbar und die Erdbeben zu ungleichmäßig über die Erde verteilt. Deshalb werden vergleichbare Wellen mit künstlichen Quellen erzeugt. Dies hat außerdem den Vorteil, dass man mit einheitlichen, bekannten und zeitlich begrenzten Wellensignalen seine Untersuchungen durchführen kann.

Im September 1996 unterzeichnete die Bundesregierung den umfassenden Kernwaffenteststoppvertrag (Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty - CTBT), der die Durchführung von Atomtests unter der Erde, im Wasser und in der Luft verbietet. Zur Überprüfung der Einhaltung dieses Abkommens ist 1997 mit dem Aufbau eines internationalen Überwachungssystems (IMS - International Monitoring System) mit insgesamt 321 empfindlichen Messstationen begonnen worden. Für Deutschland nimmt die BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR), Hannover, die Aufgaben eines nationalen Datenzentrums (NDC) innerhalb des internationalen Überwachungssystems wahr („Seismograms of Recent Nuclear Explosions“).

3 Didaktische Informationen

3.1 Lernziele

Die Schüler/innen sollen...

- beschreiben können wie Erdbeben gemessen und lokalisiert werden (hierzu gehört auch zu wissen, dass auf vergleichbare Weise auch Vulkanausbrüche, Kernwaffentests und andere Verursacher von Erschütterungen nachgewiesen werden können);
- wissen, dass Tsunamis Folgeerscheinung von Erdbeben unter dem Meeresboden (Seebeben) oder Hangrutschungen sein können;
- am Beispiel der Messung und Interpretation von Erdbebenwellen erläutern können, wie eine Modellvorstellung über den Aufbau des Erdinneren entwickelt und überprüft werden kann (dazu gehört auch, zu wissen, dass der Schichtenaufbau der Modellerde aus sprunghaften Änderungen physikalischer Messgrößen abgeleitet wird);
- sich mit englischsprachigen Quellen auseinandersetzen und dabei die Scheu vor der Informationsbeschaffung außerhalb der Muttersprache abbauen;
- arbeitsteilig Informationen zum Thema recherchieren und die Ergebnisse den Mitschüler/innen präsentieren können;
- nachdem die Bausteine der Module „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“, „Plattentektonik und Vulkanismus“ und „Konvektion in Erdmantel, Ozean und Atmosphäre“ bearbeitet

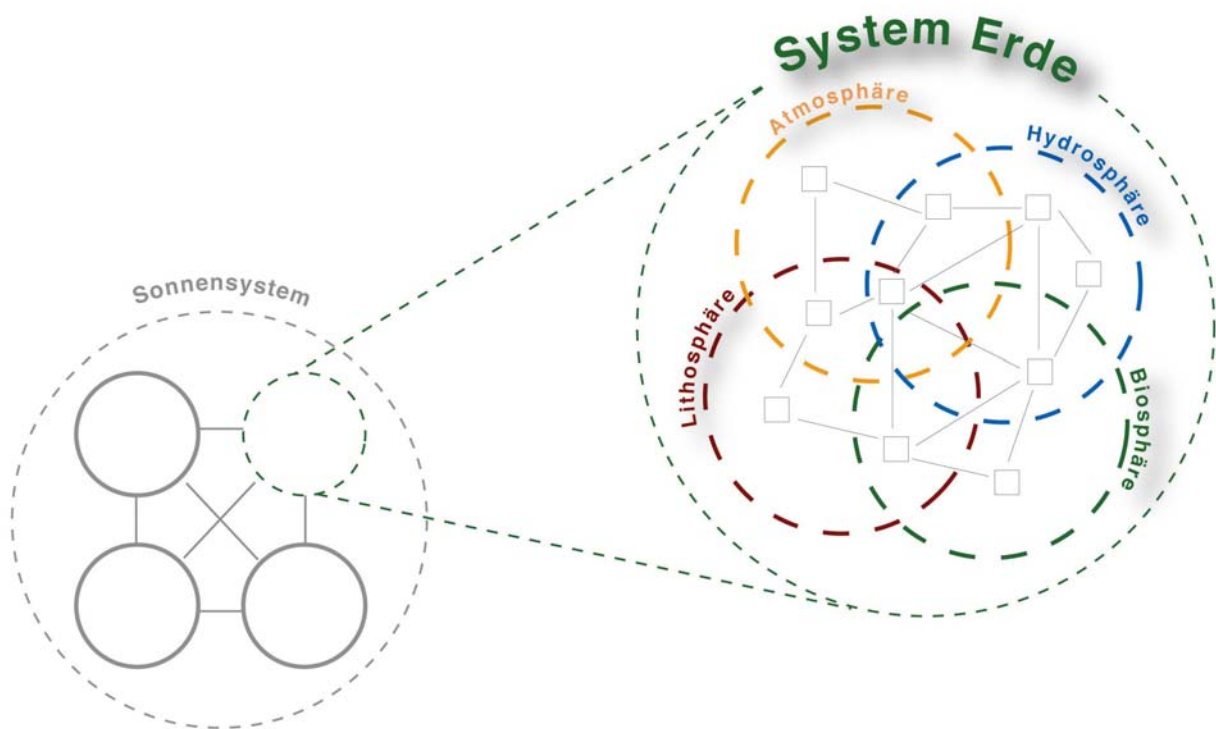


Abbildung 10: Das Modul „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Innere der Erde“ im Kontext System Erde. Die Lithosphäre wird in diesem Modul schwerpunktmäßig behandelt.

wurden, beschreiben können, auf welche Weise verschiedene geowissenschaftliche Disziplinen zusammenarbeiten, um eine Modellvorstellung vom Erdaufbau zu entwickeln.

3.2 Hinweise zu den Lernvoraussetzungen

Geowissenschaftliche Vorkenntnisse werden nicht vorausgesetzt. Physikalische Kenntnisse aus der Sekundarstufe I sind erforderlich und können mit dem vorliegenden Modul aufgefrischt und ergänzt werden.

3.3 Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen

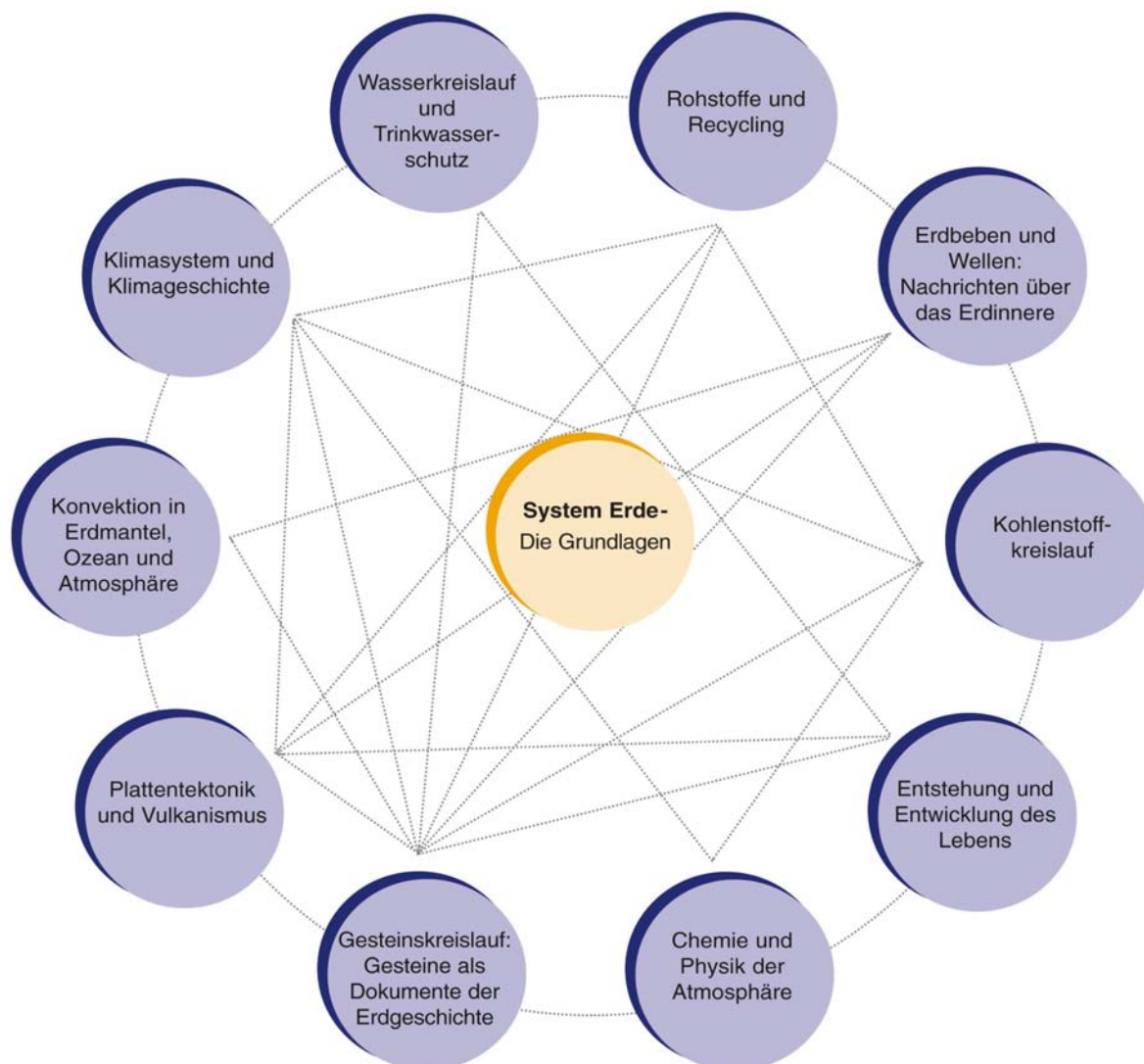


Abbildung 11: Die Verknüpfungen des Moduls „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Innere der Erde“ mit den anderen Modulen des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“. Realisiert werden diese Verknüpfungen insbesondere durch eine Verlinkung der Hypertexte. Dies soll den fächerverbindenden Charakter geowissenschaftlicher Themen aufzeigen und die Planung eines fächerverbindenden Unterrichts erleichtern. Eine Sonderstellung nimmt das Modul 1 „System Erde – Die Grundlagen“ ein. Es legt die Basis für die Methode der Systemanalyse, die in fast allen weiteren Modulen vertieft wird. Einen Vorschlag für einen fächerverbindenden Kurs nach dem Konzept „Forschungsdialog: System Erde“ enthält Modul 10, Baustein 9. In diesem Kurs trainieren die Schüler/innen selbst organisiertes Lernen und führen schließlich ein Projekt durch, das sich mit der nachhaltigen Entwicklung des Planeten Erde mit dem Schwerpunkt Klimasystem befasst.



Grundlage für die Arbeit mit dem vorliegenden Modul im Geographie- und im Physikunterricht ist das Systemmodell, das die Schüler/innen anhand des zweiten Bausteins des Moduls „System Erde – Die Grundlagen“ erstellt haben. Dadurch wissen sie, dass die Entwicklung des Systems Erde durch Wechselbeziehungen aller vier übergeordneten Teilsysteme, nämlich Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre, beeinflusst wurde und wird.

Das Modul „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“ ermöglicht eine vertiefende Beschäftigung mit dem Erdinneren: Die Schüler/innen erarbeiten sich ein erstes Orientierungsraster für die

Beschreibung von Vorgängen im Erdkörper, indem sie z. B. im Physikunterricht systematisch nachvollziehen, wie herausgefunden wurde, dass das Erdinnere aus verschiedenen Schichten aufgebaut ist.

Durch die Module „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“ und „Plattentektonik und Vulkanismus“ können tiefergehende Erkenntnisse über Zusammensetzung und Entstehung der verschiedenen Schichten erworben werden.

3.4 Erläuterungen und Nutzungshinweise zu den Materialien

Die Unterrichtsmaterialien des vorliegenden Moduls eignen sich besonders für den fachübergreifenden oder fächerverbindenden Geographie/Erdkunde- und Physikunterricht. Zudem gibt es verschiedene Anknüpfungspunkte für den Englischunterricht; denn es stehen englischsprachige Interviews zum Thema Erdbeben und Tsunamivorsorge zur Verfügung.

Eine Übersicht über die möglichen Arbeitsformen gibt die Tabelle 1. Die Tabelle 2 zeigt eine Kurzbeschreibung der Unterrichtsmaterialien dieses Moduls.

Die Bausteine sind insgesamt als Einführung konzipiert. Bei Zeitknappheit bzw. einer Schwerpunktsetzung ohne Einblicke in physikalische Grundlagen können die Bausteine 3 „Einführung in die Wellenlehre“ (Material 1) und 4 „Erdbebenmessung“ (Material 1) verkürzt oder ausgelassen werden.

4 Vorschläge für den Unterrichtsverlauf

Die Unterrichtsbausteine sind so konzipiert, dass sie nacheinander im Unterricht bearbeitet werden können. An verschiedenen Stellen werden Vorschläge für optionale Vertiefungen gemacht, die einen fächerverbindenden Unterricht ermöglichen. Idealerweise wird der Unter-

Tabelle 1: Arbeitsformen des Moduls „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Innere der Erde“.

Arbeitsformen	Baustein				
	1	2	3	4	5
Mind Mapping					
Concept Mapping					
Systemanalyse durchführen					
Stoffflussdiagramm entwickeln					
Wirkungsdiagramm entwickeln					
beschreibendes Beobachten		•	•	•	•
kriterienbezogenes Vergleichen		•	•	•	•
Demonstrationsexperiment			•		
Schülerexperiment					
Recherche/ Informationsbeschaffung	•				
deutschsprachige Texte erfassen und bearbeiten	•	•	•	•	•
Interviews mit Expert/innen					
an Exkursionen teilnehmen					
Gruppenarbeit		•			•
Stationsarbeit					
Gruppenpuzzle (Expertensystem)					
Projektarbeit					
Filme/ Animationen ansehen					
Computerinteraktionen bearbeiten		•		•	•
Modellsimulationen bearbeiten		•		•	•
Internet nutzen		•		•	
Texte verfassen					
Referate halten					
Poster erstellen					
Tabelle, Diagramm, Grafik etc. aus Daten erstellen bzw. interpretieren	•			•	•
bewerten		•			



richt (z. B. Physik, Geographie und Englisch) hierfür zusammengelegt. Falls dies nicht möglich ist, können die Materialien parallel bearbeitet werden.

Die Tabelle 2 zeigt eine Kurzbeschreibung der Unterrichtsmaterialien dieses Moduls einschließlich der optionalen Vertiefungen.

Tabelle 2: Kurzbeschreibung der Unterrichtsmaterialien des Modules „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“ und Hinweise zu optionalen Vertiefungen.

Baustein	Beschreibung/Methode	Optionale Vertiefungen
1	<ul style="list-style-type: none"> Unterrichtsgespräch „Was verbinden die Schüler/innen mit den Begriffen Erdbeben und Vulkanausbruch?“ Arbeitsbogen für Einzelarbeit mit der CD-ROM "System Erde" im Computerraum. Internetrecherche ist möglich (Modul 4, Baustein 1, Material 2). 	<ul style="list-style-type: none"> 1-seitiges Interview mit der 17-jährigen japanischen Schülerin Miho in englischer Sprache (Living with Earthquakes, Modul 4, Baustein 1, Material 3). 4-seitiges Interview mit Laura KONG, der Direktorin des Internationalen Tsunami Informationszentrums (Hawaii), in englischer Sprache (A significant number of lives could have been saved; Modul 4, Baustein 1, Material 4).
2	<ul style="list-style-type: none"> Durch das Aufeinanderlegen von Overheadfolien soll gezeigt werden, dass eine Beziehung zwischen Erdbeben und Lithosphärenplattengrenzen besteht. (Modul 4, Baustein 2, Material 2). Spielerische Darstellung einer Welle und Erkennen der physikalischen Bedeutung der einzelnen Aspekte (Modul 4, Baustein 2, Material 1). 	<ul style="list-style-type: none"> Ein simuliertes Geographisches Informationssystem (GIS) mit Informationen über Erdbeben, Vulkanausbrüche und Lithosphärenplattengrenzen steht zu Verfügung (Modul 5, Baustein 5). Ein Datensatz mit Informationen über Erdbeben, Vulkanausbrüche und Lithosphärenplattengrenzen kann mit einer GIS-Software (ArcExplorer 9.0) benutzt werden (Modul 5, Baustein 5, Material 4, 5 und 6). Das englischsprachige computergestützte Programm „Seismic Eruption“ kann genutzt werden, um die Verbreitung von Erdbeben und Vulkanausbrüchen zu veranschaulichen (Modul 4, Baustein 2, Material 4).
3	<ul style="list-style-type: none"> Demonstrationsversuche zur Wellenlehre (Modul 4, Baustein 3, Material 2); fachsprachliche Formulierungsübungen. Kleingruppenarbeit mit Arbeitsbogen zur Erdbebenmessung, Rest Hausarbeit (Modul 4, Baustein 3, Material 3). 	
4	<ul style="list-style-type: none"> Grundlagen der Erdbebenmessung werden mit dem Arbeitsbogen zum gleichen Thema erarbeitet (Modul 4, Baustein 4, Material 2). Grundkenntnisse zur Seismogrammauswertung werden mit dem Arbeitsbogen „Seismogramme auswerten“ erworben (Modul 4, Baustein 4, Material 3). Interaktiver englischsprachiger Computer Onlinekurs zur Erdbebenregistrierung und Auswertung von Seismogrammen (s. Modul 4, Baustein 4, Material 1). 	<ul style="list-style-type: none"> Das Seismic Data Analysis Center (SDAC) bietet über seine Internetpräsentation kommentierte Seismogramme zu aktuellen Erdbeben an (Modul 4, Baustein 4, Material 1).



5 Literatur

- BERNARD, P. (2005): Tsunamis im Mittelmeer? Spektrum der Wissenschaft, April, S. 34 - 41
- BOHRMANN, P. (2003): Was ist die Magnitude und was ist die Intensität von Erdbeben. Informationen des GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM (GFZ). In: http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/schule/magnitude_0209.pdf (letzter Abruf 23.08. 2005)
- BOLT, B. A. (1995): Erdbeben, Schlüssel zur Geodynamik. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- BRUMBAUGH, D. S. (1999): Earthquakes. Science and Society, Prentice Hall New Jersey
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (2005): Nias Region, Indonesien (Internetkommentar zum Erdbeben am 28. März 05). In: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/erdbeben.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (2005): Region: Nord Sumatra (Internetkommentar zum Erdbeben am 26. Dezember 04)
In: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/erdbeben.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- EMMERMANN, R. (1999): Neue Erkenntnisse der Lithosphärenforschung. In: Geographie und Schule, Heft: 119, S. 17 - 25
- GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM (GFZ) (2004): Erdbeben bei Waldkirch/Breisgau in der wissenschaftlichen Nachlese – Deutsche Task Force Erdbeben im Einsatz. Pressemitteilung vom 05.12. 2004. In: <http://www.gfz-potsdam.de/news/20041205-waldkirch.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM (GFZ): Merkblatt Erdbeben – Was mache ich, wenn die Erde bebt?. In: <http://www.gfz-potsdam.de/news/Schulen/texte.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- HINZEN, K.-G. (2001): Erdbeben zwischen Rhein und Maas. Dossier: Unruhige Erde. In: Spektrum der Wissenschaft, S. 52 – 55
- KIND, R., HANSEN, U. und SCHILLING, F.R. (2002): Die Physik des Erdmantels. In: Physik Journal, Heft Nr. 10, S. 33 – 39 und <http://www.gfz-potsdam.de/news/Schulen/texte.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- MEISSNER, R. (1999): Geschichte der Erde - von den Anfängen des Planeten bis zur Entstehung des Lebens. Verlag C.H. Beck
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1995): Allgemeine Geologie. Spektrum Akademischer Verlag
- UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC, AND CULTURAL ORGANISATION (UNESCO) (2005): A significant number of lives could have been saved - A Interview with Laura Kong, Director of the International Tsunami Information Center based in Hawaii. In: <http://portal.unesco.org/> (letzter Abruf 23.08. 2005)
- VENKE, S und HLAWATSCH, S. (2005): Reise ins Erdinnere: Erforschung eines chemisch differenzierten Planeten. Das Gespräch mit dem Kieler Gesteinsforscher Volker Schenk. In: Unterricht Chemie, Jg. 16, Nr. 86, S. 20 - 21
- WÖHRL, T. (2003): Ziele und Ergebnisse der KTB-Tiefbohrung in Windischeschenbach, KTB, Potsdam



6 Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Einführung in das Thema Erdbeben und Erdbebenmessung



Material 1: Einführung in das Thema Erdbeben (Information)



Material 2: Erdbeben und Erdbebenmessung (Arbeitsbogen)



Material 3: Living with Earthquakes (Information)



Material 4: A significant number of lives could have been saved (Information)



Material 5: Erdbeben und Erdbebenmessung (Foliensatz)

Baustein 2: Erdbeben als Informationsquellen



Material 1: Erdbeben als Informationsquellen (Information)



Material 2: Erdbeben als Informationsquellen (Foliensatz)



Material 3: Erdbebenliste (Arbeitsbogen)



Material 4: Seismic Eruption (Programminformation)

Baustein 3: Einführung in die Wellenlehre



Material 1: Einführung in die Wellenlehre (Information)



Material 2: Versuchsanleitung: gekoppelte Pendel (Arbeitsbogen)



Material 3: Welleneigenschaften (Arbeitsbogen)



Material 4: Einführung in die Wellenlehre (Foliensatz)

Baustein 4: Erdbebenmessung



Material 1: Erdbebenmessung (Information)



Material 2: Grundlagen der Erdbebenmessung (Arbeitsbogen)



Material 3: Seismogramme auswerten (Arbeitsbogen)



Material 4: Erdbebenmessung (Foliensatz)



Material 5: Virtual Earthquake (Arbeitsbogen)



Material 6: Virtual Earthquake (Programminformation)

Baustein 5: Wege seismischer Wellen



Material 1: Wege seismischer Wellen (Information)



Material 2: Wege seismischer Wellen (Arbeitsbogen)



Material 3: Seismic Waves (Programminformation)



Material 4: Seismic Waves (Folie)

Weitere Materialien

Erdbebenkataloge. Von der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) in Hannover wurden in Zusammenarbeit mit nationalen und internationalen Seismologen Erdbebenkataloge historischer und neuzeitlicher Erdbeben für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten, für die Länder der EU (Stand 1990), die Schweiz, Österreich, Südost-Europa und für das Gebiet der früheren Sowjetunion entwickelt. Sie stehen im Internet (teilweise als ZIP-File) zur freien Verfügung.

Bezugsquelle: <http://www.bgr.de/quakecat/ger/homepage.htm> (letzter Abruf 23.08. 2005).

GEOLOGISCHER DIENST NORDRHEIN-WESTFALEN (2006): Erdbeben. In „**Geologie macht Schule**“. Bezugsquelle: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Landesbetrieb), c/o Vertrieb, Postfach 100763, 47707 Krefeld

Ständig aktualisierte Erdbebenverbreitungskarten von Deutschland und der ganzen Welt. Am SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER (SDAC) der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) werden kontinuierlich seismische Messdaten bearbeitet. Sie werden ständig daraufhin untersucht, ob in Deutschland oder weltweit ein Erdbeben stattgefunden hat. Sobald die automatischen Verfahren ein Ereignis oberhalb einer bestimmten Stärke entdecken, wird es lokalisiert und in Karten eingetragen. Diese Karten sind über das Internet zugänglich (u. a. dem aktuellen Erdbebenereignisse der letzten 72 Stunden in Deutschland, die Ereignisse des vergangenen Jahres in Deutschland bzw. weltweit. Die Karten werden ständig automatisch aktualisiert.

Bezugsquelle¹: Seismic Data Analysis Center, Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe, Section B3.11, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany, Tel.: +49 511 643 3133, Fax: +49 511 643 3663; <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/aktuell.html> (letzter Abruf: 23.08. 2005)

ST. MICHAEL GYMNASIUM MONSCHAU (1994): **Die Schulseismographenstation mit digitaler Fernabfrage und Konstruktion eines Lehrseismographen.** Artikel von Jugend forscht.

Bezugsquelle: <http://www.mgm.monschau.de/seismic/> (letzter Abruf 23.08. 2005).

¹ Die sehr informativen Internetseiten des SDAC sind Teil der BGR Webseiten, die 2005 reorganisiert werden. Falls sie unter den angegebenen Webadressen nicht abzurufen sind, kann die aktuelle Position unter folgender Adresse erfahren werden: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/sdac.html>



Seismogrammebeispiele bedeutsamer Erdbeben und Sprengungen. Die BGR zeigt ausgewählte Ereignisse der jüngsten Zeit in Deutschland, Europa und weltweit.

Bezugsquelle¹: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/erdbeben.html> (letzter Abruf: 23.08. 2005)

Seismograms of Recent Nuclear Explosions. Seismogramme von Atomwaffentests von Pakistan, Indien, China, USA und Russland in den 90er Jahren werden von der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) mit Erläuterungen in englischer Sprache angeboten.

Bezugsquelle¹: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/gndc/nukes/nukes.html> (letzter Abruf: 23.08. 2005)

EISY (Erdbebeninformationssystem). Das Erdbebeninformationssystem bietet unterschiedliche Zugriffsmöglichkeiten auf Erdbebendaten des SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER (SDAC) sowie von ausländischen Instituten, nämlich von USGS (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY, Golden, Colorado) und vom ISC (INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTER, Newbury, UK).

Bezugsquelle¹: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/erdbeben.html> (letzter Abruf: 23.08. 2005)

KIND, R., HANSEN, U. und SCHILLING, F.R. (2002): Die Physik des Erdmantels. In: Physik Journal, Heft Nr. 10, S. 33 - 39. Die Autoren beschreiben in einem **wissenschaftlichen Artikel** die physikalischen Eigenschaften des Erdmantels, die als Ursache für die eng mit der Plattentektonik verknüpften Phänomene Vulkanismus, Erdbeben und Gebirgsbildung angesehen werden. Es wird ein Überblick über das interdisziplinäre Arbeitsgebiet gegeben. Stichworte: Seismische Abbildung des Erdinneren, Konvektionswalzen, Seismogramme, stoffliche Zusammensetzung des Erdinneren, Wärmekraftmaschine Erde, Modelle der Mantelkonvektion.

Bezugsquelle: <http://www.gfz-potsdam.de/news/Schulen/texte.html> (letzter Abruf 23.08. 2005)

geoscience online ist ein **populärwissenschaftliches Internetmagazin** mit vielfältigen Themen rund um den Planeten Erde. Es richtet sich an Schüler/innen, Studierende, Lehrkräfte und Dozenten. Auch Wissenschaftler/innen bietet das Magazin einen fundierten Einblick in die Nachbardisziplinen. geoscience online ist ein Gemeinschaftsprojekt des Heidelberger Springer Verlags und der Düsseldorfer MMCD GmbH - interactive in science und wird von führenden Forschungsinstituten und wissenschaftlichen Gesellschaften unterstützt.

Bezugsquelle: <http://www.g-o.de/> (letzter Abruf: 23.08. 2005).

THE SCIENCE EDUCATION RESOURCE CENTER (SERC, Carleton College Northfield, Great Britain). **Tsunami Visualizations.**

Bezugsquelle: <http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/visualization/collections/tsunami.html> (letzter Abruf: 23.08. 2005).

Baustein 1: Einführung in das Thema Erdbeben und Erdbebenmessung

1 Erdbeben

Die Erforschung von *Erdbeben*¹ ist von großer Bedeutung für die Menschheit, weil *Erdbeben* und ihre Folgen wie z. B. *Tsunamis* oder *Hangrutschungen* in wenigen Minuten Hunderttausende von Menschen töten können. Deshalb ist es ein langfristiges Ziel von *geowissenschaftlicher Forschung Erdbeben* und die Folgeerscheinungen möglichst genau vorherzusagen zu können. In Deutschland finden im Vergleich zu anderen Ländern relativ wenige und leichte *Erdbeben* statt. In Japan dagegen gehört der Umgang mit *Erdbeben* und *Erdbebenwarnungen* zum Alltag (s. <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/aktuell.html>).



Abbildung 1: Erdbeben und Vulkane sind faszinierende Naturphänomene, die in dicht besiedelten Gebieten großen Schaden anrichten können.

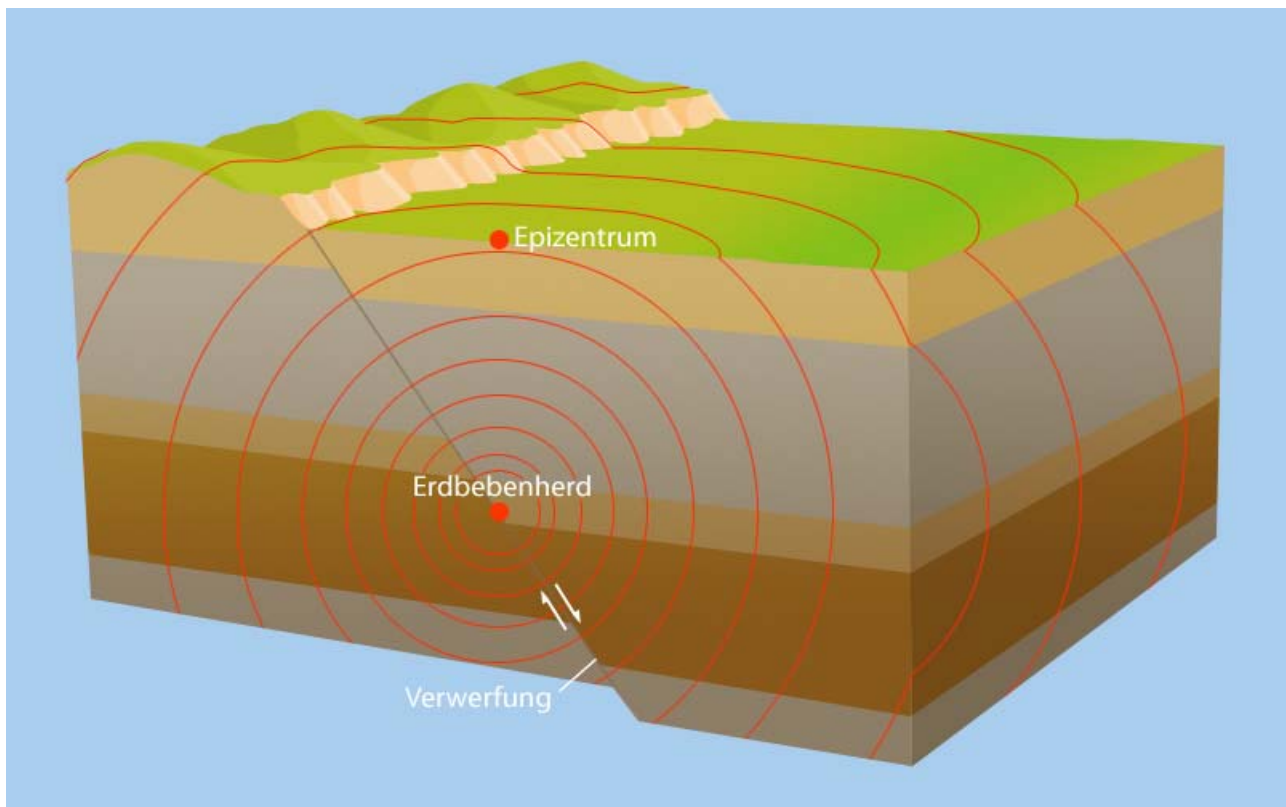


Abbildung 2: Modellvorstellung zur Entstehung von Erdbeben (nach PRESS und SIEVER 1995.) Erdbeben treten auf, wenn sich Spannungen in der Lithosphäre entladen. Die Spannung baut sich auf, weil sich Lithosphärenplatten aufgrund der Rauigkeit der Gesteine verhaken. Schließlich ist der Druck so groß, dass die Lithosphärenplatten mit einem Ruck aneinander vorbeigleiten. Es breiten sich Erdbebenwellen aus.

¹ Kursive Begriffe können im Glossar der CD-ROM „System Erde“ nachgeschlagen werden.

Erdbeben treten auf, wenn sich Spannungen in der **Lithosphäre** entladen (s. Abb. 2 und 3). Diese Spannungen entstehen zum Beispiel dadurch, dass die Platten, in die die **Lithosphäre** zerbrochen ist, an den Grenzflächen viele Ausbuchtungen und Vertiefungen aufweisen. Diese **Lithosphärenplatten** verschieben sich an ihren Grenzflächen relativ zueinander und verhaken sich wie Puzzleteile. Mit der Zeit wird der Druck so groß, dass Teile sich verbiegen oder abbrechen. Die Verhakung löst sich plötzlich, und die **Lithosphärenplatten** gleiten mit einem Ruck aneinander vorbei, bis sie sich erneut verhaken. Dabei entstehen Erschütterungen bzw. Schwingungen in der **Lithosphäre**, die sich in Form von **Erdbebenwellen (seismische Wellen)** im **Erdinneren** und an der Erdoberfläche ausbreiten. Der **Erdbebenherd**, auch **Hypozentrum** genannt, ist die Stelle, an der sich die **Lithosphärenplatten** verschieben (Abb. 2). An der Oberfläche direkt über dem **Erdbebenherd (Hypozentrum)** befindet sich das **Epizentrum**. Man unterscheidet Krustenbeben und Tiefenbeben: **Krustenbeben** entstehen, wenn die **Lithosphärenplatten** sich in der Nähe der Erdoberfläche gegeneinander verschieben. Dabei liegt der Erdbebenherd typischerweise 5 bis 15 km tief. **Tiefenbeben** entstehen, wenn sich die **Lithosphärenplatten** unter- und übereinander verschieben. Hierbei kann der **Erdbebenherd (Hypozentrum)** sehr weit im **Erdinneren** liegen, mindestens 200 km tief. Die Ursachen für die Bewegungen der Lithosphärenplatten erklären Geowissenschaftler/innen mit der Plattentektonik-Theorie.

Weitere Ursachen für das Entstehen von **seismischen Wellen** sind Sprengungen und das Einstürzen von Hohlräumen (z. B. durch das Abfließen von **Magma** bei einem **Vulkanausbruch** unter einem **Vulkan** oder durch Bergbau).

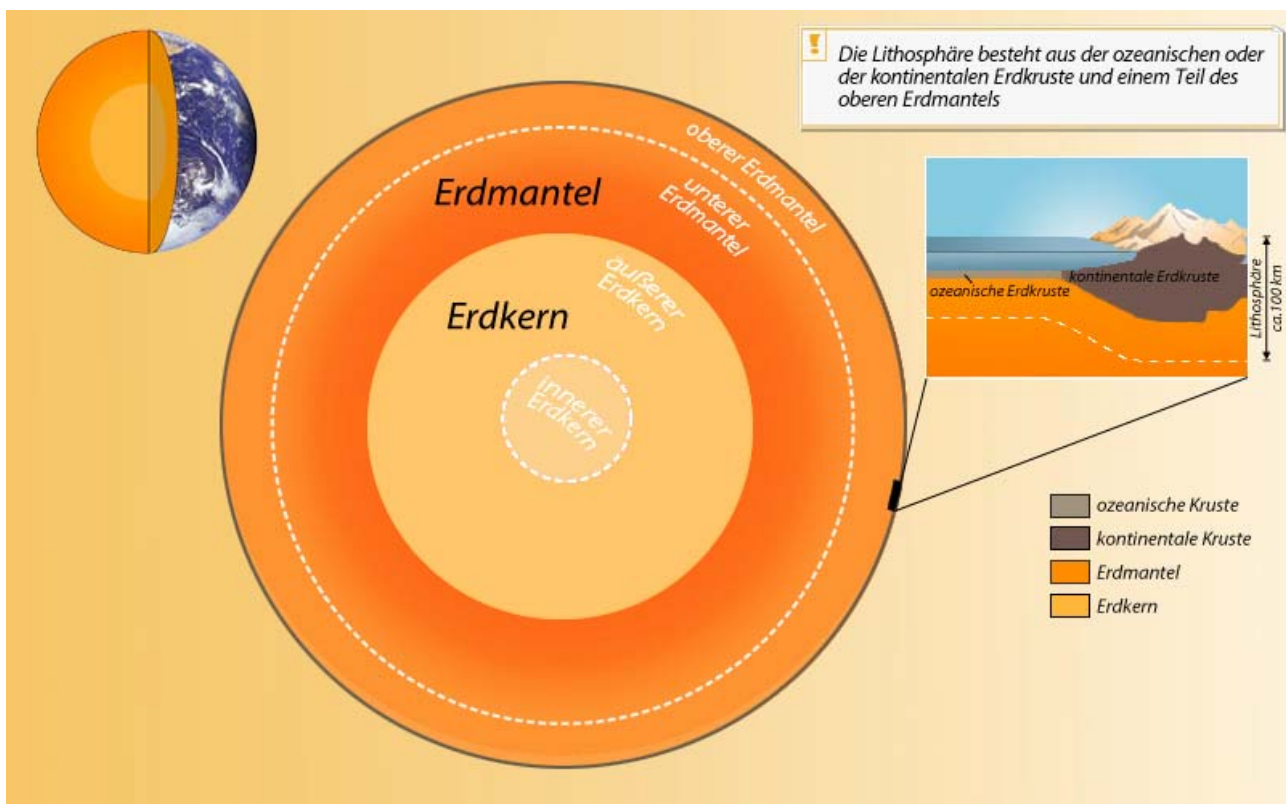


Abbildung 3: Der Aufbau der Erde. Die äußerste Schicht ist fest. Sie besteht aus einem Teil des oberen Erdmantels und aus der ozeanischen bzw. der kontinentalen Erdkruste und wird Lithosphäre genannt. Die Lithosphäre ist in Platten zerbrochen, die sich bewegen. Dabei verhaken sie sich, sodass eine Spannung aufgebaut wird, die sich in Form von Erdbeben entladen kann. Unter Gebirgen kann die Lithosphäre bis zu 150 km dick werden.

② Informationen über das Erdinnere

Die Untersuchung der Ausbreitung von *Erdbebenwellen (seismische Wellen)* im *Erdinneren* bietet wichtige Hinweise über den *Aufbau der Erde*. Das *Erdinnere* ist für den Menschen besonders schwer zugänglich. Es waren schon Menschen auf dem *Mond* (Entfernung: 384.000 km), es gab aber keine „Reise zum Mittelpunkt der Erde“, obwohl dorthin „nur“ 6.371 km zurückgelegt werden müssten. Der tiefste menschliche Vorstoß in das Innere unseres Planeten reicht gerade einmal 12 Kilometer in die Tiefe: Die Kola-Bohrung im Nordwesten der ehemaligen Sowjetunion Mitte der 1980er Jahre hält mit 12,1 km den absoluten Tiefenrekord. Die tiefste Bohrung in Deutschland wurde im Rahmen des *kontinentalen Tiefbohrprogramms* (KTB) durchgeführt. Sie reichte 9,1 km in die *Erde* hinein.

Erdbebenwellen wandern durch den gesamten *Erdkörper* und können auch in weiter Entfernung vom Entstehungsort des *Erdbebens* entfernt gemessen werden. Das Verhalten der *Erdbebenwellen* hängt dabei vom Material ab, durch das sie wandern. Auf diese Weise können *indirekt* Informationen über das *Erdinnere* gewonnen werden.

③ Erdbebenmessung

Erdbeben werden mit *Seismografen* gemessen (s. Abb. 4). Ein Seismograf registriert Bodenerschütterungen, die von *Erdbeben* verursacht werden. In das Gerät ist eine träge Masse so eingebaut, dass sie bei Erschütterungen anders schwingt als die anderen Teile des Seismografen. An der trägen Masse ist ein Stift befestigt, der in ruhigem Zustand an eine Papierrolle angelehnt ist. Bei Erschütterungen bewegt sich der Stift an der trägen Masse relativ zur Papierrolle zeichnet ein *Seismogramm* (s. Abb. 4).

Hinweise auf einen frühen *Seismografen*, der ein *Erdbeben* nachweisen konnte, gibt es schon aus dem 2. Jahrhundert vor Christus aus China.

Messsysteme, die *Erdbeben* systematisch aufzeichnen können, wurden etwa ab 1930 großräumig aufgestellt.

Mit Seismografen lassen sich sogar Vulkanausbrüche nachweisen. Ein technologischer Fortschritt erfolgte nach 1945, als man erkannte, dass auch *Atombombentests* mit den *Seismografen* überwacht werden können. Heutzutage gibt es ein weltumspannendes Seismografennetz, dessen Messwerte im Internet erhältlich sind (s. <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/beben/erdbeben.html>).

Stellt man einen *Seismografen* irgendwo auf der Welt auf, so wird er innerhalb weniger Stunden *seismische Wellen* aufzeichnen, die sich von einem *Erdbeben* ausgebreitet haben. Die Wellen haben sich von einem *Erdbebenherd* über die gesamte Erde fortgepflanzt und den *Seismografen* in drei getrennten Gruppen erreicht. Die zuerst ankommenden *Wellen* werden als *Primärwellen (P-Wellen, Longitudinalwellen)* bezeichnet. Sie erreichen eine Durchschnittsgeschwindigkeit von etwa 10,4 km/sec. Dann folgen die *Sekundärwellen (S-Wellen, Transversalwellen)* mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 5,5 km/sec. Beide durchlaufen das gesamte *Innere der Erde*. Zuletzt treffen verschiedene Formen der *Oberflächenwellen* ein, die sich anschließend entlang der Erdoberfläche ausbreiten (s. Abb. 5 und 6).

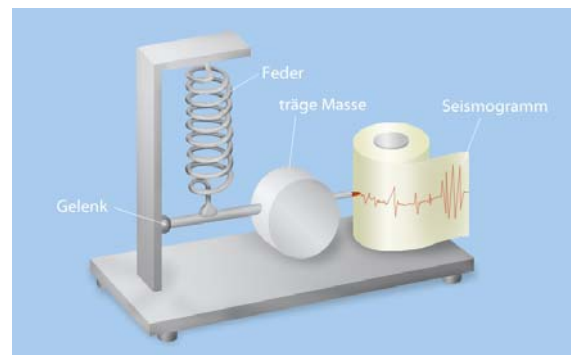


Abbildung 4: Die Funktionsweise eines Seismografen basiert auf der Tatsache, dass die verschiedenen Bauteile unterschiedlich auf Erschütterungen reagieren. Dadurch verschiebt sich die träge Masse relativ zu der Papierrolle und der an ihr befestigte Stift zeichnet ein Seismogramm auf.

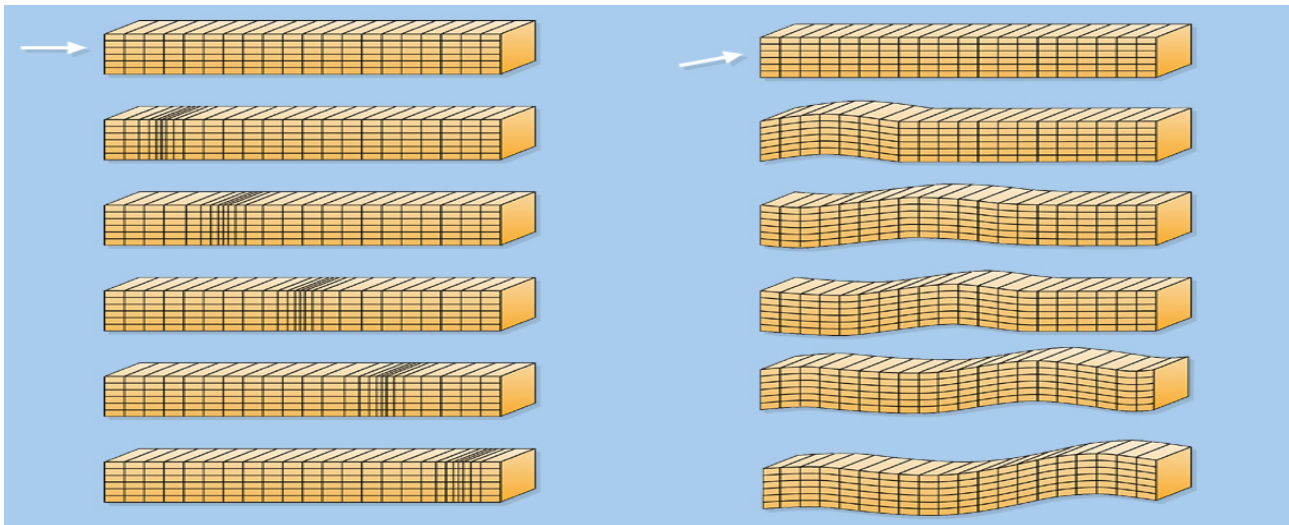


Abbildung 5: Links die schematische Darstellung von Primärwellen (P-Wellen oder Longitudinalwellen) und rechts von Sekundärwellen (S-Wellen, Transversalwellen) (nach PRESS und SIEVER 1995).

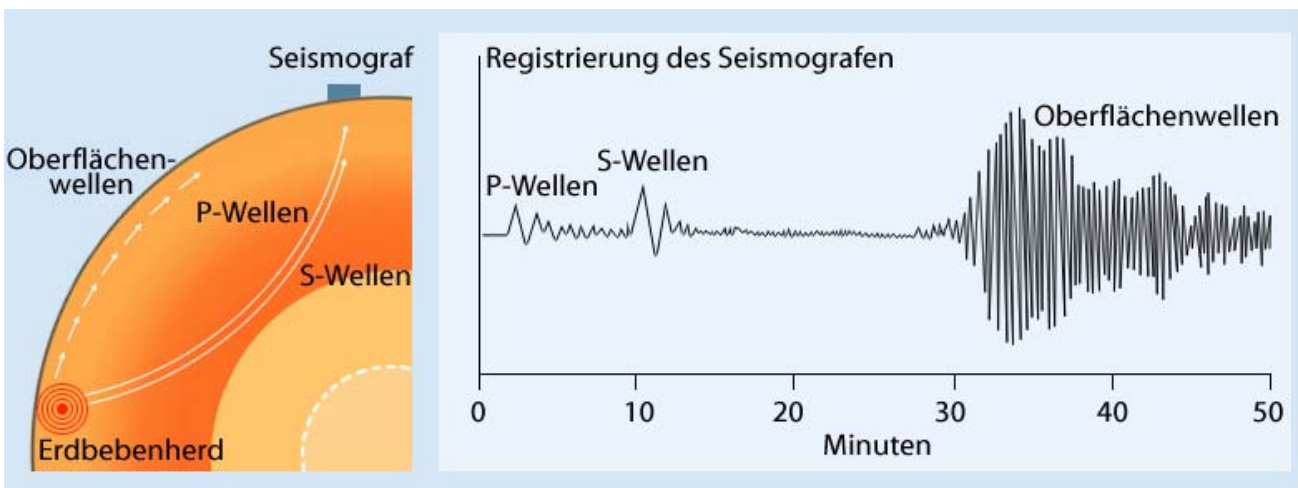


Abbildung 6: Seismogramm eines Fernbebens mit aufgezeichneten Primär (P)-, Sekundär (S)- und Oberflächenwellen. Links ist ein Schnitt durch die Erde gezeigt, in den die Strecken eingezeichnet sind, die die Wellen zurückgelegt haben (nach PRESS und SIEVER 1995). Je später die S-Wellen nach den P-Wellen am Seismografen eintreffen, desto weiter entfernt liegt der Erdbebenherd.

Wenn man die durchschnittlichen Geschwindigkeiten der *P-* und der *S-Wellen* kennt, kann man aus der Zeitdifferenz zwischen dem Eintreffen der schnelleren *P-* und der langsameren *S-Wellen* die Entfernung des *Erdbebenzentrums* ermitteln. Der höchste Ausschlag auf dem *Seismogramm*, die *Amplitude*, lässt Aussagen über die Stärke der Erschütterung zu. Aus diesen beiden Werten, der Herdentfernung und der *Amplitude*, lässt sich die *Erdbebenstärke*, der Magnitude, ermitteln, die dem Wert auf der *Richterskala* entspricht.



④ Aufgaben:

- 1) Wie entstehen Erdbeben?
- 2) Wieso kann man in großer Entfernung vom Entstehungsort, weit außerhalb des Zerstörungsgebietes, noch Erdbeben registrieren?
- 3) Erläutern Sie in Form von kurzen Merksätzen in Ihrem Arbeitsheft die folgenden Fachbegriffe: a) Hypozentrum, b) Epizentrum, c) Krustenbeben, d) Tiefenbeben, e) P- Wellen, S-Wellen und Oberflächenwellen
- 4) Mit welchen Geräten misst man Erdbeben? Welches physikalische Prinzip dient dabei als Grundlage für den Aufbau der Messapparatur?
- 5) Was ist ein Seismogramm und worüber gibt es Auskunft?



Baustein 1: Einführung in das Thema Erdbeben

Living with Earthquakes

Interview with Miho from Japan

Miho is a high school student and lives with her mother and her brothers in Hayama, which is near Tokyo. She likes English and wants to study in Europe, possibly in Germany. We talked on a field trip to a volcanic area about 70 km southern west of Tokyo.

Question: Miho, you live in Japan where earthquakes are very common. Did you experience an earthquake?

Miho: Everyday I ride a train about 30 minutes to my school. Sometimes it happens that a train stops for a few minutes. They announce then that an earthquake has occurred and that they will check the safety of the train and of the track. After about 5 minutes the journey continues. I have experienced this twice in two years. Lighter earthquakes I feel more often, for example, at my school or at home.



The 17 years old Miho explains her experiences with earthquakes in the Tokyo area (Japan) to S. HLAWATSCH (IPN) during a field trip in a volcanic area in March 2004. Behind her back through the window a part of a volcano can be seen.

Q: What do you do, when you experience an earthquake?

M: When I feel an earthquake I guess with my mother and with my brothers how strong it was. We then usually turn on the television to check who was right. The television company provides a text on top of the television screen with information on the magnitude and the source of the earthquake. This is also important for me to check if friends and family members are in danger.

The seismic intensity of an earthquake gives us information about how dangerous it is. If it is three we feel it, if it is five it can be dangerous, because books might fall out of the shelves. I personally only experienced earthquakes of a seismic intensity up to three or four.

Until a few years ago the people who work at the meteorological agencies decided which level an earthquake had only by their feeling. Today they use technical equipment.

Q: Do you know somebody who was in danger because of an earthquake?

M: Last year I met a girl on the train to school. She visits the same school. I knew her because she is a friend of mine. She told me, that she experienced a big earthquake in 1995, when she lived in Hyogo in the west of Japan. It occurred on 17th January at 5:46 a.m. local time.

Q: What happened to her?

M: She was still lying in bed, when suddenly the television flew through the room. At that time she was 7 or 8 years old. However, until today she is so scared that she takes a whistle wherever she goes – even to bed. In case walls fall down on her she can use it to give notice to a rescue team. That earthquake had a magnitude of 7.2 on the Richter Scale. 6300 people died and 43,000 people were injured. This was the biggest earthquake since 1923.

Baustein 1: Einführung in das Thema Erdbeben

A significant number of lives could have been saved

Interview with Laura Kong from Hawaii¹

According to the latest estimates, nearly 300,000 people perished in the tsunami that hit coastal areas of the Indian Ocean in December 2004. The toll could have been reduced, if a rapid alert system, similar to that put in place for the Pacific in 1965 by UNESCO's Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), had been operating in the region. UNESCO is currently working to create a global alert system to detect tsunamis, which should be operational by June 2007. Laura Kong, Director of the International Tsunami Information Center based in Hawaii, discusses the interest of this project.

Question: The South Asian tsunami of 26 December 2004 caused an estimated 300,000 deaths. Many of them were in Sri Lanka and India, two hours or more after the earthquake that generated the wave. The Pacific Tsunami Warning Centre had detected and located the earthquake, but was unable to warn people on the coasts of the Indian Ocean countries of a tsunami risk. How would an Indian Ocean tsunami early warning system have changed that scenario?

Laura Kong: An early warning system means detecting an earthquake, determining how large it is, and on the basis of its magnitude, sending out a warning to the right people, in the right manner. It's also necessary to confirm that a tsunami wave has been generated, because most earthquakes don't generate tsunamis. That requires instruments. Such a system also means that those who are notified would then have to know exactly what to do, immediately, and act to get people on the coast to move away. That means generally being able to get at least 1km inland or move 10 meters uphill. You can do that in ten minutes, or even less. In the case of a very large local tsunami though, such as hit Banda Aceh where flooding waters reached several km inland, it is best to go inland as far as you can. If such a system had been in place, many of those in Indonesia, India, Malaysia, Thailand, Sri Lanka, and the Maldives should have been able to get out of harm's way.

But notifying a person on the coast, at any hour of the day or night, is often very difficult, because many countries don't have a 24-hour instant alert system. Japan and Hawaii do. They have sirens, as well as radio and TV broadcasts, and the fire service and police know what to do. Japan can get a message out in two to five minutes. But they often get earthquakes and tsunamis, so they can justify the amount of money they put



Laura Kong has been Director of the UNESCO/IOC International Tsunami Information Centre, based in Honolulu, (Hawaii) since 2001. After finishing her PhD in marine seismology at the Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution (USA), in 1990, she spent a year as postdoctoral fellow at the Earthquake Research Institute in Tokyo (Japan), before taking up a post at the Pacific Tsunami Warning Center. She has worked as a seismologist at the Hawaiian Volcano Observatory, and, before becoming Director of ITIC, held a research post at the Hawaii Institute of Geophysics for five years.

¹ Source: UNESCO Websites, interviewed by M. RAVASSARD 2005



into the system, while Hawaii's notification system was developed with other hazards in mind as well, like hurricanes, because regional scale tsunamis are rare.

But Indonesia, for example, has such a large population, spread over a wide geographical area. And in general it doesn't have the necessary communication infrastructure at the local level. It's a pretty tough challenge for them to set up a system. And their special case, being in a seismically active area, is that the hazard is right off their coast. So they probably don't have much time to make a warning. Also, until December 26th there had never been a destructive tsunami that crossed the Indian Ocean.

Q: In some of the villages affected, there weren't even telephones.

LK: It's a huge challenge. For the most part in Indonesia you have to preach awareness and safety rules because they're so close to the epicentre of the earthquakes. They have to know if they're near a coast and the earth is shaking so violently that they can't stand up, there's a very good possibility that a wave might have been generated. It's time to head uphill as soon as you can. If the sea disappears, don't go and collect fish or follow it out. If you can see the wave on the horizon it's going quickly and if it's not the first wave, it's probably got debris in it. So it's not a surfing wave or like being in a calm swimming pool.

Q: There have been pledges to get an early tsunami warning system for the Indian Ocean up and running in 12-18 months. Is that feasible? What is required? Can anything existing be used?

LK: An interim system can be ready soon, using the existing warning centres and data stream with a few more things attached. For a regional system that will be able to notify in 15 minutes, or so, the seismic network is probably already there to detect the largest earthquakes, which are the ones of concern. But it is not good enough if, for example, Indonesia wants to be able to tell, accurately, whether the earthquake is in the water or on land. They're going to need a lot more instruments to do that - and the data have to be collected and sent somewhere in real time. With unlimited resources in terms of money and people, it's possible to deploy these instruments and get a system running in a year or two.

In Bangladesh, a lot of money was put in to develop a storm surge early warning system in the last ten years or so. If it is able to deliver a message instantly at all hours of the day, you no longer have to develop that component; you're just adding the tsunami warning. I won't say it's easy, but it's fairly straightforward. Also, if you develop a warning system for a range of hazards, it will probably be sustainable. If the next tsunami doesn't happen for 50 years, the notification system may have been used every year for cyclones, so it will still be in place.

And there's no need to wait. Work can start now on awareness, safety and preparedness in these countries. This means education of public officials, elected officials, government heads, agency staff, fire, police, and then the public. We already have public awareness and safety brochures, flyers, school curricula, and so on in French, English, Russian or Spanish that need to be translated into local languages.

Q: So there are seismic detectors already in place in the Indian Ocean?

LK: They're there. The existing global network has enough fidelity to identify when there's a very large earthquake, and then to locate it. To have a more precise location it would take more instruments, perhaps 5 or 10 more stations - and probably that will happen. But if there were a large earthquake tomorrow, the Pacific Tsunami Warning Centre and all the other geophysical observatories who get this freely available data stream, would know instantly about it. They'd be able to locate it quickly and be able to estimate its size, especially for the larger earthquakes.

Q: So, just because there has been an earthquake doesn't mean it has generated a tsunami? How do you detect a tsunami and where it's heading?



LK: We can't confirm a tsunami until it hits somewhere. We can detect it in the open ocean using deep ocean detection systems, but we still have to model it or propagate it to shore. Even in the Pacific there are only seven of these instruments. They are very sensitive gauges that sit on the ocean floor and measure changes in pressure in the water column above. These correspond to changes in height of a tsunami wave. It's a new technology that has just become operational in the last few years. But they're very expensive to install and maintain.

Because tsunami waves go out in every direction from the epicentre, there is a very simple way to know if one has been generated, by using tide gauges at the coasts. So, if another tsunami event occurred off western Sumatra, that wave would hit at least one tide gauge before it started heading towards Thailand or Malaysia. And if a large wave generated in Indonesia is detected on a coastal gauge, that's a pretty strong indication that as much or more energy is going the other way towards Sri Lanka. If you had a deep ocean gauge between where it occurred and the Indian continent, then that would be a direct indication that a large wave had been generated. We would still need to carry out numerical models to estimate its wave height or coastal impact in for example, Sri Lanka though.

The tide gauges can also be used to detect more frequent hazards like storm surges, flooding and climate change.

Q: If those tidal gauges are already in place, they presumably registered the last tsunami? Why didn't the data didn't go anywhere?

LK: The instruments are there, but were either sampling or transmitting too infrequently. The telecommunications or sampling firmware have to be upgraded and satellite communications installed. That would be simpler and faster than installing a whole new station. However, there are still needs to install new stations where there are gaps in the sea level networks of countries.

Q: Once you have a system in place, the instruments have to be maintain. What does that involve?

LK: One of the limitations of the deep ocean pressure gauges is that they need power. They sit on the ocean bottom and talk to the surface by modem when there's a large signal. If it's big enough they transmit the data to a satellite. But it takes power to do that and this requires maintenance. At present, every year after you deploy one of these instruments, you have to go back in a ship, locate the gauge, bring it to the surface from perhaps 4000 metres depth, change the batteries and the hard disk, service it, then throw it back in the water. This has to be done for each of the instruments. So the recurring cost is high, in addition to the initial investment. While a coastal sea-level gauge might cost \$30,000 a year to maintain, these deep ocean devices might be \$200,000 to \$300,000 to initially deploy and then perhaps \$50,000 a year to maintain because a ship must visit them. So you can put in ten of the coastal tide gauges, which are a lot easier to install and maintain than these ocean buoys, for the cost of one deep ocean gauge. But the ocean buoys give you a data point in the middle of the ocean, which the other one can't. And they buy you extra time for a warning. Technology is improving very quickly these days so it's very probable that the costs of the deep-ocean systems will go down and servicing time may be reduced as better and more reliable electronic components are developed.

Q: So the first thing is to upgrade what already exists? Is that what you were talking about in the (IOC technical) meeting?

LK: The meeting was about trying to make sure there is ample opportunity for member states of the Indian Ocean to voice their opinions and concerns, and to provide input to a working proposal of what the Indian Ocean warning system will look like. The IOC can't implement a system by itself. It doesn't have the funding base, or the human resources. It has information and guidance that we've used in the Pacific. Each nation



has to contribute what they can in terms of instruments and infrastructure to build a regional system. The IOC doesn't own any of it.

Of the Indian Ocean and IOC Member states I believe that, out of 49 states that were invited, about 45 attended the meeting. That's a huge amount of interest. All the previous meetings have seen only 10 or 12 affected countries coming. So we needed to have this exercise of bringing everyone up to the same information level. The outcome of this meeting is a working proposal, but it is also about raising awareness that, in order to build a truly regional system, nations need to contribute national resources in a freely available way, especially in terms of data sharing. This is critical to its success.

Q: Is there opposition to this?

LK: We are aware that some countries have not freely shared their data in real time in the past. Some countries do have networks that are not yet generating real-time data, and so we hope to encourage and work with them so that they will be able to contribute for example, sea-level data, to a regional warning centre. It's well known that data sharing is critical, and so we will want every country who participates in the system to contribute. Through the IOC coordination process, we hope to achieve this consensus opinion, as well as agree on where and how the the regional centre will function.

Q: Would there be one regional centre, or several?

LK: There could be any number of combinations, though it's simpler to have one. There are some excellent proposals from Australia, France (Reunion Island), India, Indonesia, and Thailand. At the next meeting, in Mauritius probably in April, we'll see if the countries are willing to sustain it over a long period of time, because that's a big issue. Even in the Pacific we have problems keeping risk awareness up. Small islands at risk have limited resources and a tsunami warning system may not be their highest priority.

Q: How much would it cost to run a system like this?

LK: The system in the Pacific runs on a very minimal staff. It's less than \$2 million a year for staffing, operational expenses, and equipment, exclusive of any upgrades to systems. The US government is presently planning to increase staffing and support to improve the warning centers' services. Additionally, the US will deploy more deep-ocean detection systems in the Pacific and Caribbean and strengthen the coastal sea level and seismic monitoring networks, and complement this with more extensive efforts to quantify risks and prepare communities along potentially vulnerable US coasts in the Pacific, Atlantic, and Caribbean.

Q: Is that budget adequate? I believe three of the pressure gauges in the Pacific need repair, but there's no money in the Pacific warning centre's budget for this?

LK: Three or four are not working. Those instruments are difficult to service because you have to find a ship, and these days the ships that are required cost \$20,000 - \$40,000 a day.

Q: Is there a working group to see the proposed system through to the end?

LK: The IOC will coordinate the regional effort inter-governmentally. But the regional effort has to be built on national efforts, with each country responsible for its own national system, built according to their particular seismology, organisational structures, culture, ways of interpreting warnings. That's a big job. If they haven't already been doing it, it takes a lot of effort to get it going. The IOC, and particularly the ITIC which I run, is of course ready and willing to assist in their efforts.

Q: There is plan to extend the Indian Ocean system and make a global tsunami warning system, also covering the Caribbean and Mediterranean, by 2007?

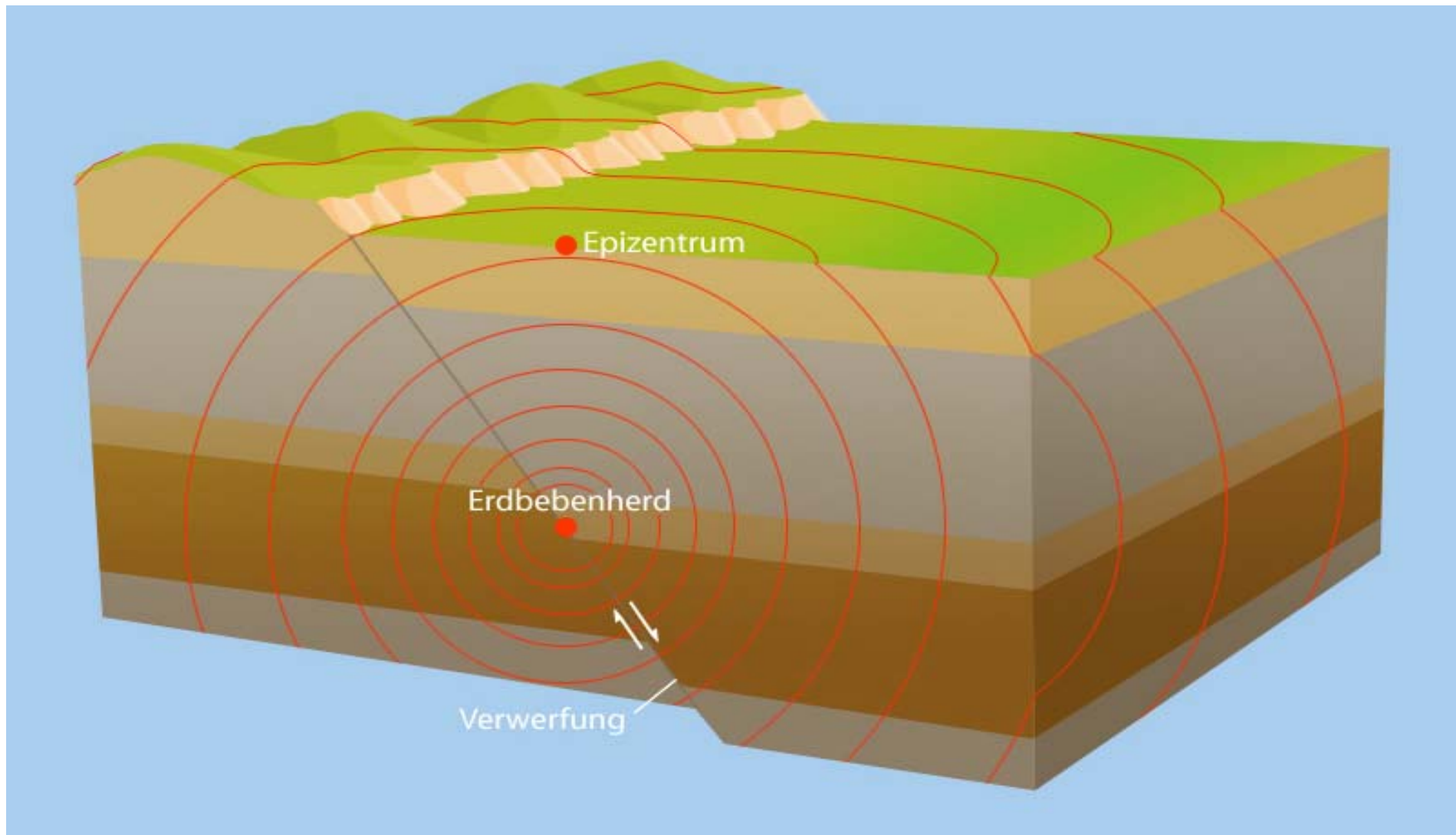


LK: There have been all kinds of activities since December 26 looking at the Caribbean and the Mediterranean to try to do similar monitoring. Before then there was no high priority from governments to establish a regional system, and without funding and government making this a high priority and encouraging cooperation, it is difficult to make progress.

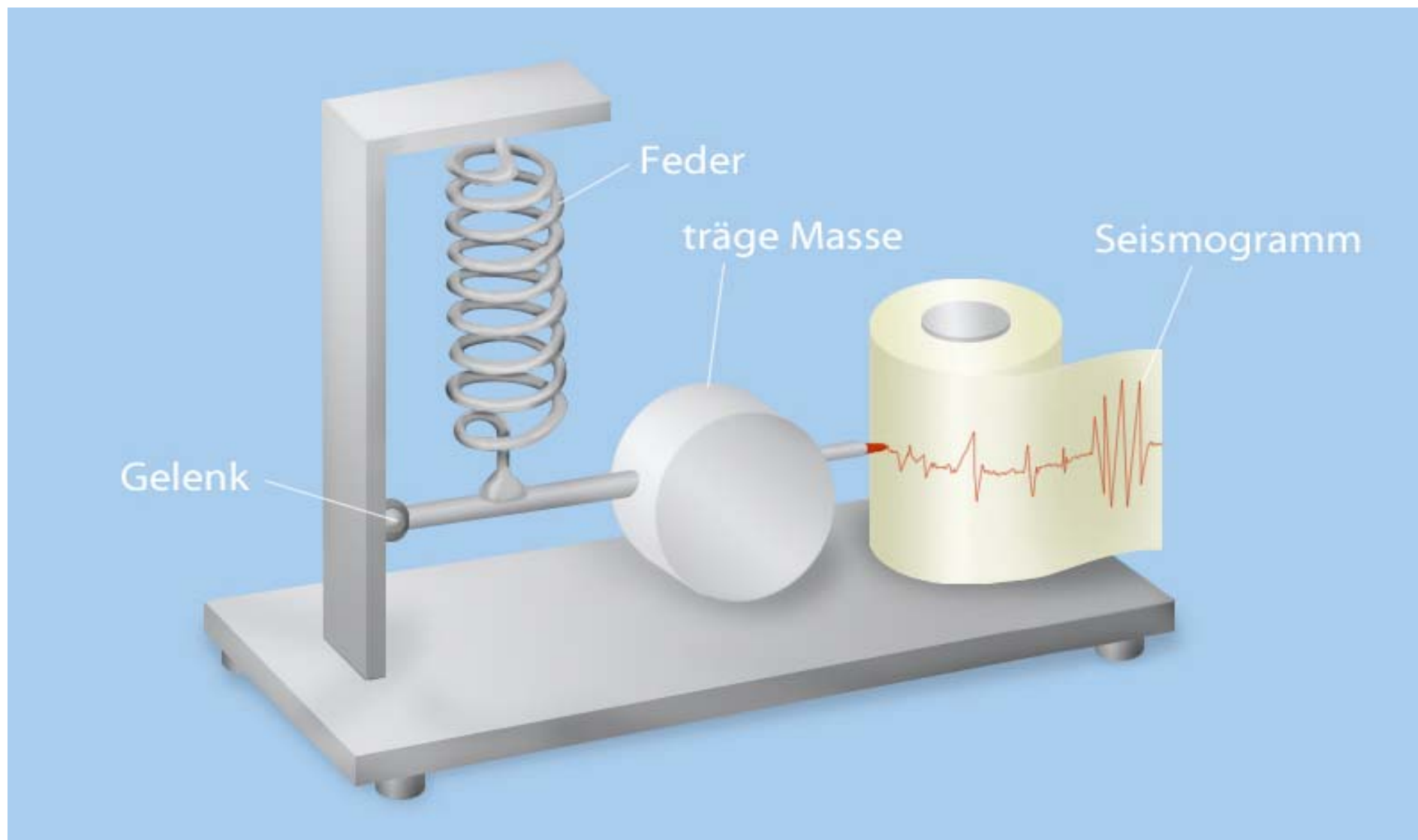
Q: Is there a date for the system? Will it be ready for 2006?

LK: I don't know, but the IOC and countries are moving very quickly to identify monitoring requirements and establishing national tsunami response plans for communicating information to their peoples so that is a good sign that we will see a minimal system implemented in the next year or two. We do know that if that's going to happen, it means there will be a huge amount of work. And a huge amount of resources. No-one's getting any sleep now.

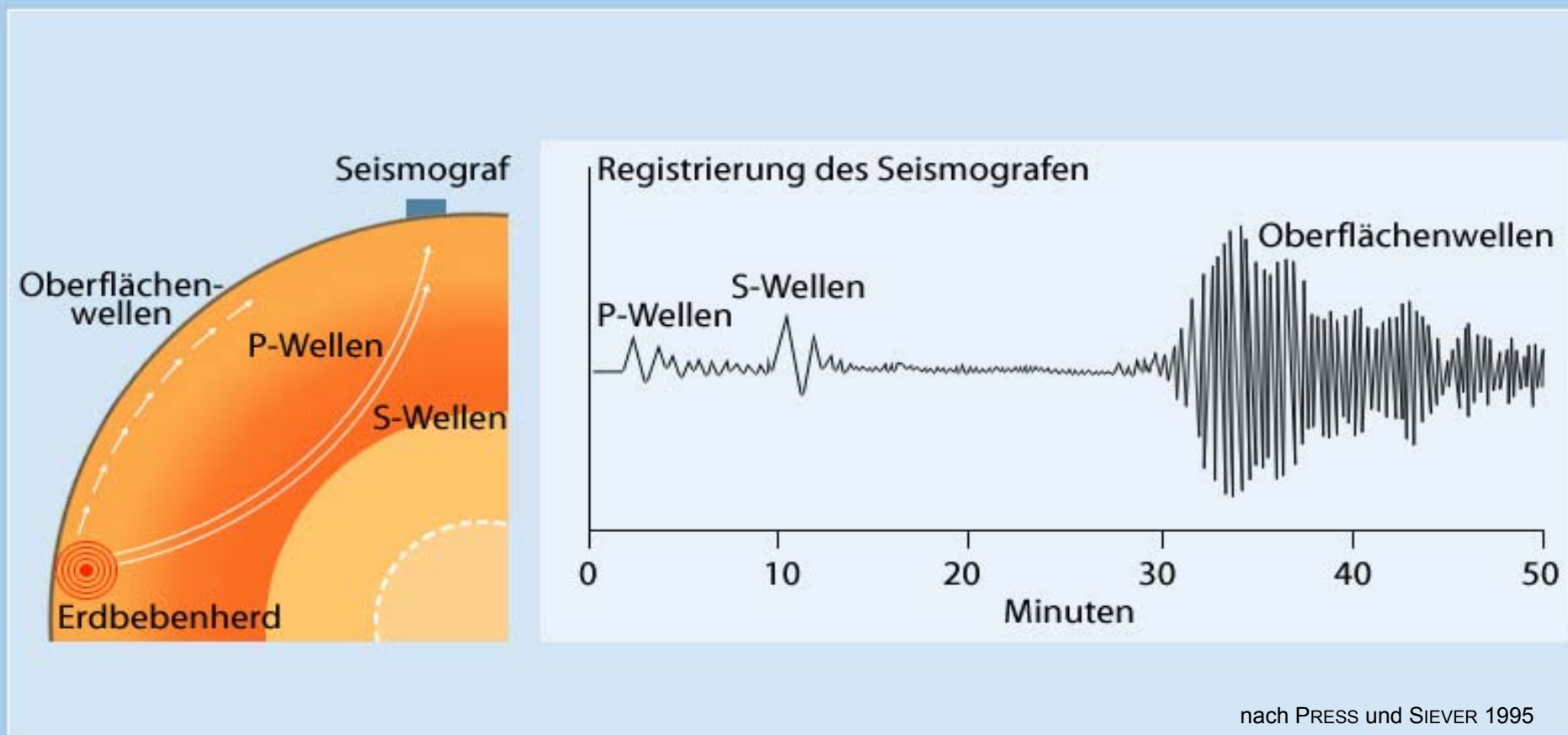
Modellvorstellung zur Entstehung von Erdbeben



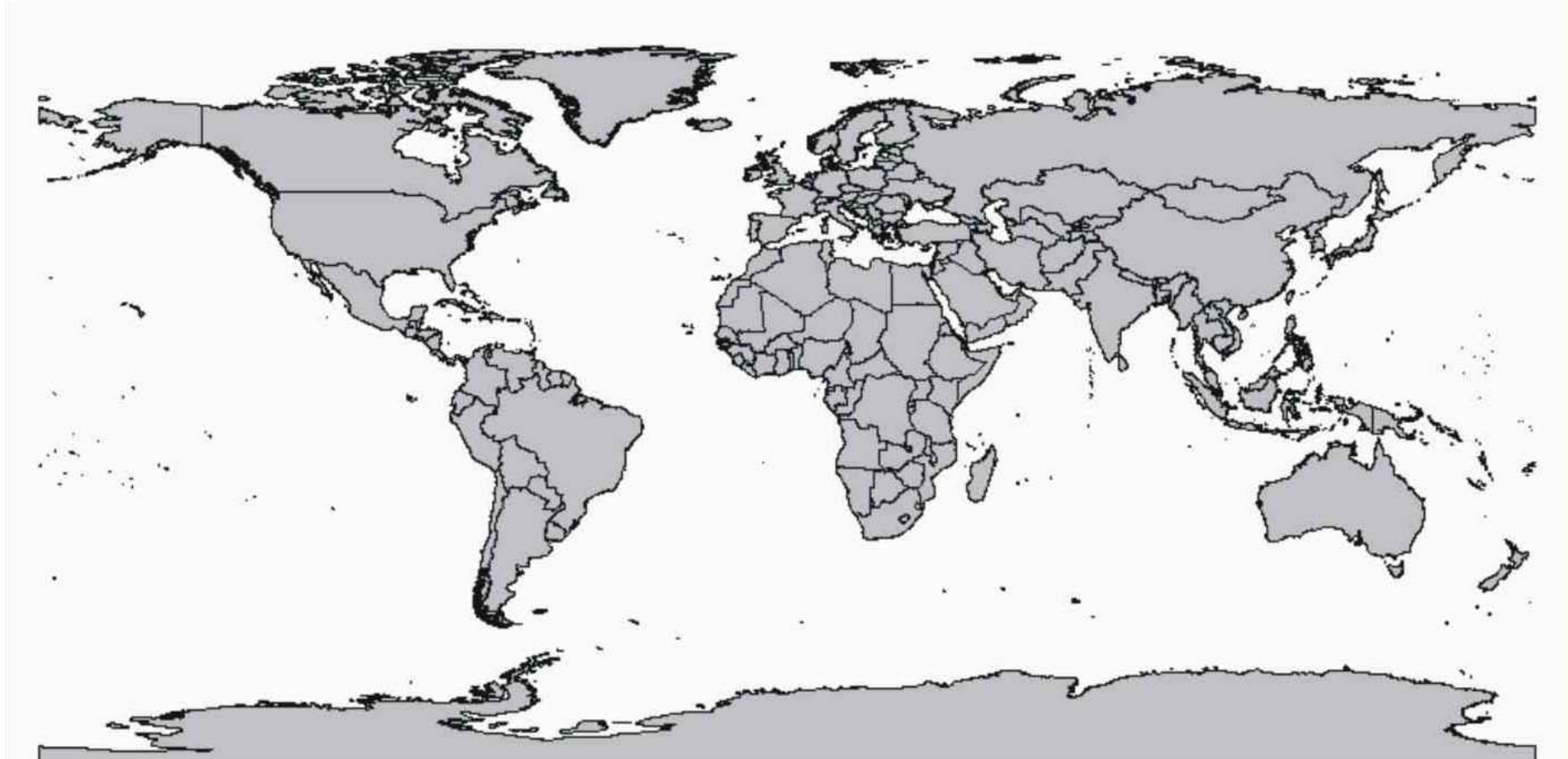
Seismograf



Seismogramm mit P-, S- und Oberflächenwellen

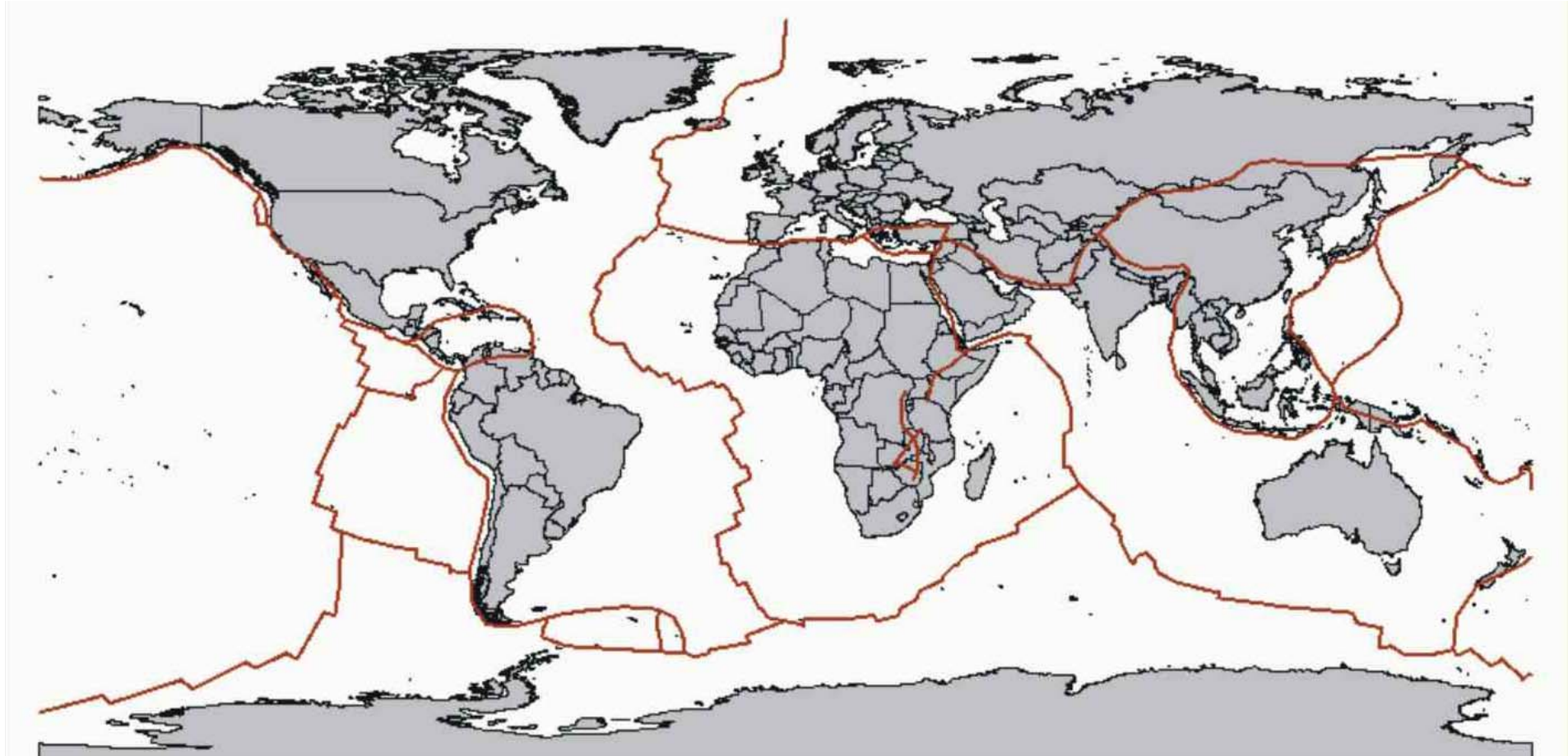


Weltkarte



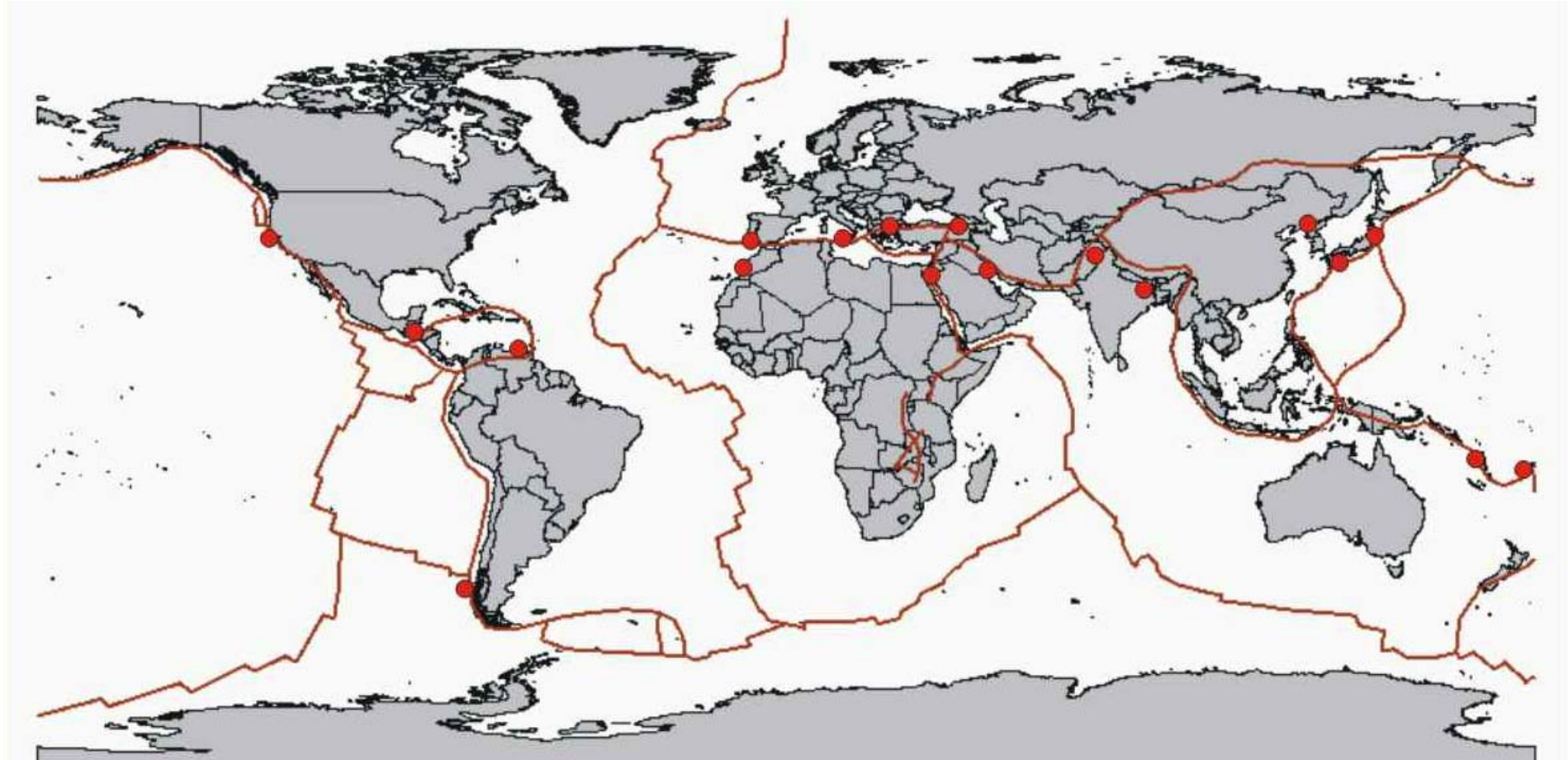
(Karte aus dem GIS-Datensatz (Modul 5, Baustein 5),
Datenquelle: ESRI)

Weltkarte mit Lithosphärenplattengrenzen



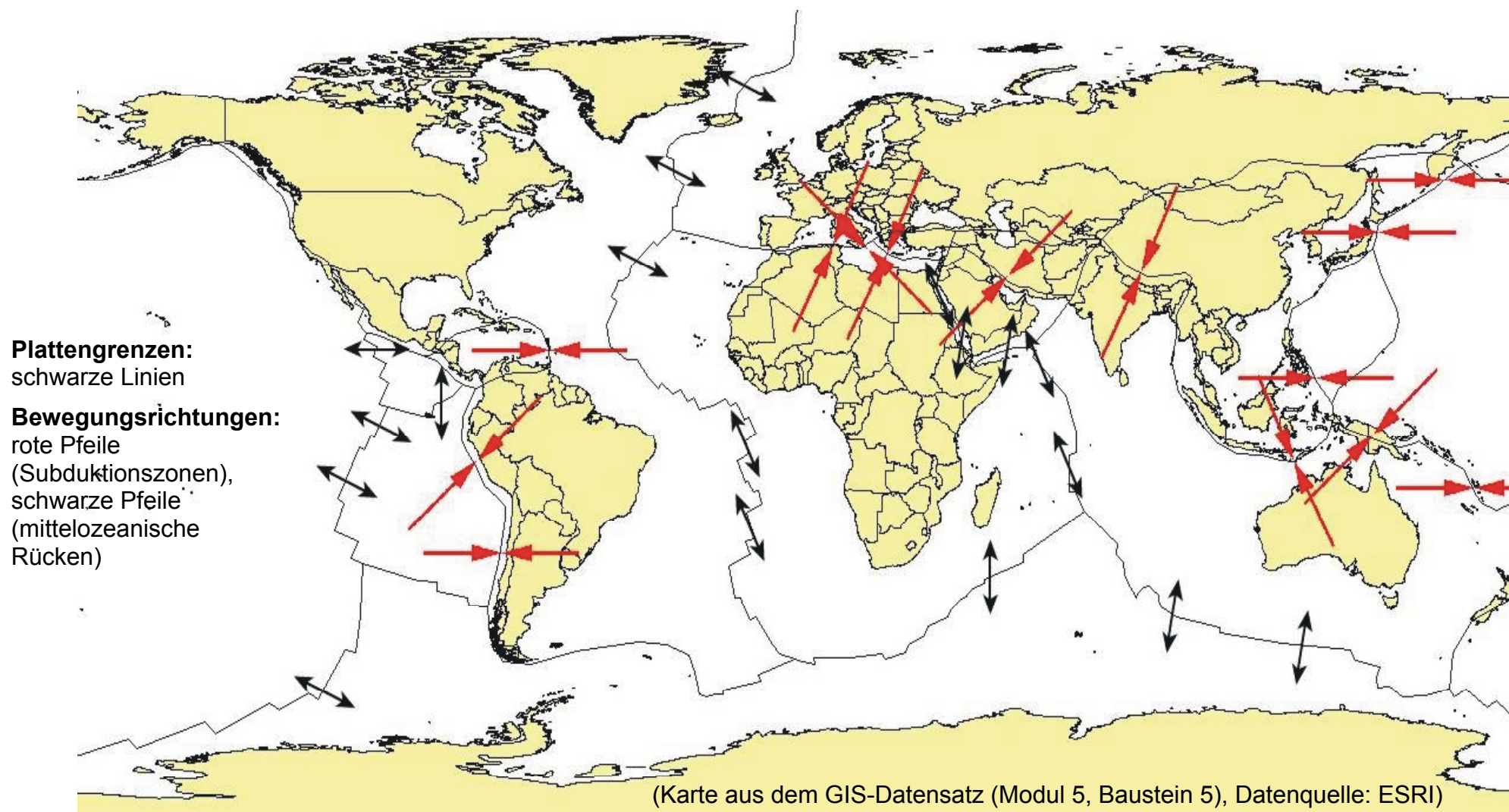
(Karte aus dem GIS-Datensatz (Modul 5, Baustein 5),
Datenquelle: ESRI)

Weltkarte mit Erdbeben



(Karte aus dem GIS-Datensatz (Modul 5, Baustein 5),
Datenquelle: ESRI)

Bewegung der Lithosphärenplatten



Baustein 2: Erdbeben als Informationsquellen

Erdbebenliste

1 Materialien:

- Folie „Weltkarte“ aus dem Foliensatz (Modul 4, Baustein 2, Material 2, Seite 1) in vierfacher Ausfertigung (je eine Folie für vier Arbeitsgruppen)
- Weltatlas (je ein Atlas für vier Arbeitsgruppen)
- vier Folienschreiber

2 Aufgabe:

Bilden Sie in der Klasse vier Arbeitsgruppen.

- 1) Tragen Sie die für Ihre Gruppe ausgewählten Erdbeben als große Punkte in die Folie der Weltkarte ein.
- 2) Legen Sie die ausgefüllten Folien aller vier Gruppen übereinander und bestimmen Sie eine Gemeinsamkeit des Vorkommens aller berücksichtigter Erdbeben.

Gruppe A: große Erdbeben

Ort / Gebiet	Jahr
San Francisco / USA	1906
Südchile	1960
Chimbote / Peru	1970
Nicaragua	1972
Mexiko City / Mexiko	1985

Gruppe B: große Erdbeben

Ort / Gebiet	Jahr
Lissabon / Portugal	1755
Messina / Sizilien	1908
Agadir / Marokko	1960
Osttürkei	1975
Rumänien	1977

Gruppe C: große Erdbeben

Ort / Gebiet	Jahr
Kalkutta / Indien	1876
Iran	1963
Pakistan	1974
Nord-Jemen	1982
Quito / Ecuador	1797

Gruppe D: große Erdbeben

Ort / Gebiet	Jahr
Tokio / Japan	1923
Neuguinea	1976
Philippinen	1976
Tangschan / China	1976
Kobe / Japan	1995



Baustein 2: Erdbeben als Informationsquellen

Seismic Eruption

Die Übereinstimmung der Lage von Vulkanausbrüchen und Epizentren mit Plattengrenzen lässt sich anhand des Programms Seismic Eruption anhand einer sehr hohen Anzahl von Ereignissen demonstrieren.

Das Programm kann aus dem Internet heruntergeladen werden (Download unter: <ftp://ftp.iris.washington.edu/pub/programs/sel/ibmpc/seisvole.exe>; Informationen zum Programm: <ftp://ftp.iris.washington.edu/pub/programs/sel/ibmpc/seisvole.readme>).

Auf der CD-ROM „System Erde“ finden Sie es in dem Ordner „Seismology“.

Baustein 3: Einführung in die Wellenlehre

Versuchsanleitung: gekoppelte Pendel

❶ Materialien:

- 5 Stativstangen (1 m)
- 3 Stativfüße oder Tischklemmen
- ca. 5 Muffen
- Zwei Sorten Massestücke z. B. 50 g und 20 g (jeweils 10 - 20 Stück)
- Bindfaden (zwei verschiedene Farben)

❷ Aufbau:

Schritt 1: Zwei horizontal angeordnete Stativstangen werden im rechten Winkel zueinander mit Muffen an drei senkrecht stehenden stützenden Stativstangen befestigt. Letztere stehen in Stativfüßen oder Tischklemmen.

Schritt 2: Im Abstand von ca. 10 cm werden mehrere ca. 60 cm lange Fadenpendel befestigt. Die Fadenpendel werden hergestellt, indem die schwereren Massestücke an 60 cm langen gleichfarbigen Bindfäden befestigt werden. **Achtung:** Die Eckpendel müssen sich frei bewegen können.

Schritt 3: 15 – 20 cm lange Bindfäden einer anderen Farbe sollen so an den Fadenpendeln befestigt werden, dass sie miteinander verknüpft sind (Kopplung der Pendel). Diese werden mit den leichteren Massestücken verstärkt.

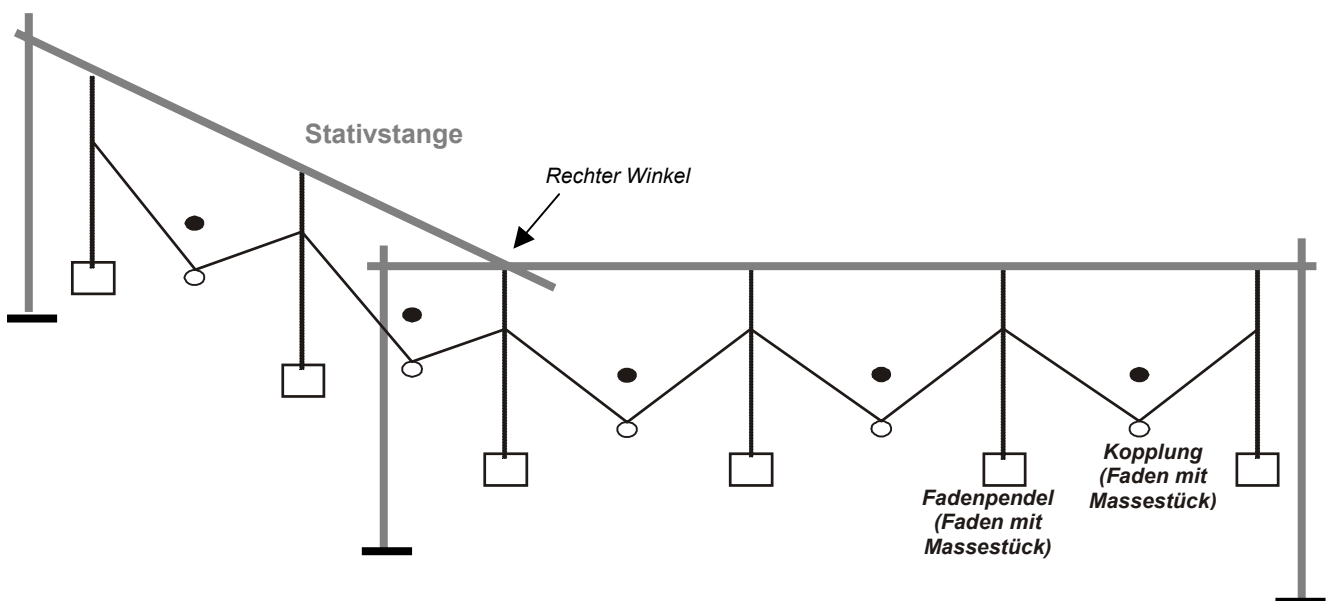


Abbildung 1: Versuchsaufbau „gekoppelte Pendel“. Selbstbau mit Material aus der Physiksammlung.



Schritt 4: Ein Eckpendel wird in Längsrichtung einer der horizontalen Stativstangen angehoben und wieder losgelassen, sodass die anderen Pendel in Bewegung versetzt werden.

④ Aufgaben

1) Beschreiben Sie Ihre Beobachtung

2) Interpretieren Sie Ihre Beobachtung:

Baustein 3: Einführung in die Wellenlehre

Welleneigenschaften

❶ Materialien:

- Physikbuch (Sek. I, z. B. Impulse Physik 2, Klett)
- Schreibmaterial

❷ Seismogramm einer Station nordöstlich von Hannover (23.10. 2004)

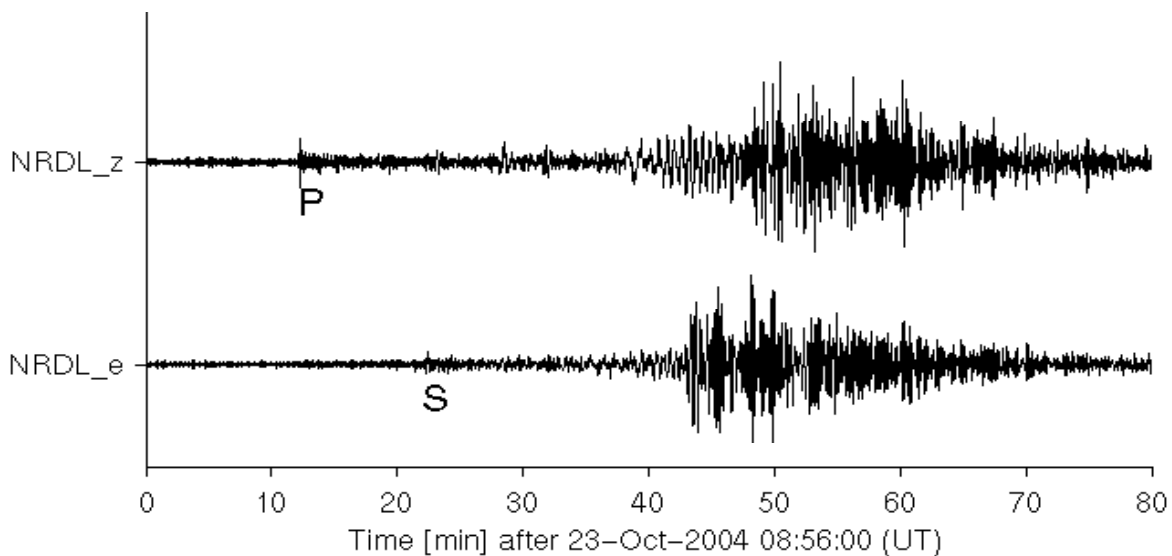


Abbildung 1: Seismogramm mit P-Wellen und S-Wellen, die durch ein Erdbeben in Japan verursacht und in Deutschland registriert wurden (Quelle: Webseiten des SEISMIC DATA ANALYSIS CENTERS der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR), abgerufen im April 2005, verändert).

Am 23. Oktober 2004 hat sich auf der japanischen Insel Honshu ein schweres Erdbeben ereignet. Es wird von 31 getöteten Menschen und etwa 2.500 Verletzten berichtet. Viele Häuser stürzten ein und als Folge des Erdbebens kam es zu zahlreichen Erdrutschen. Auswirkungen des Erdbebens waren noch in der 250 km entfernten Stadt Tokyo zu spüren. Japan liegt in einer seismisch sehr aktiven Region. Es kommt immer wieder zu zerstörerischen Erdbeben wie z. B. das Erdbeben von Kobe vom 16. Januar 1995. Japan liegt im Grenzbereich von mehreren Lithosphärenplatten. Das Erdbeben vom 23. Oktober liegt an der Plattengrenze zwischen eurasischer Platte im Westen und der nordamerikanischen Platte im Osten in einer Tiefe von ca. 15 km.

Das Erdbeben nahe der Stadt Ojiya (Japan) wurde an allen deutschen seismischen Messstationen registriert. Die Abbildung 1 zeigt beispielhaft die Seismogrammaufzeichnung an der Station nordöstlich von Hannover (Name: NRDL). Die Station liegt in etwa 80,15 Grad Entfernung vom Epizentrum, was 8.910 km entspricht. Die erste Welle (P-Welle) erreichte die Station NRDL nach einer Laufzeit von 12 min und 6 s. Die erste S-Welle kam etwa 10 min später an. Die Oberflächenwellen sind in der Abbildung 1 nicht dargestellt.

2 Aufgaben:

Lesen Sie sich in einem Physikbuch das Kapitel „Wellen“ (z. B. Impulse Physik 2: Seite 139 – 143) durch. Bearbeiten Sie anschließend die folgenden Aufgaben in Ihren Arbeitsheften:

- 1) Was versteht man in der Physik allgemein unter dem Begriff Welle?
- 2) Worin unterscheiden sich Transversal- bzw. Querwellen und Longitudinal- bzw. Längswellen?
- 3) Welche Rolle spielt die Kopplung bei einer Schwingung?
- 4) In der Abbildung 2 sind unterschiedliche Materiewellen dargestellt. Wobei handelt es sich um eine Transversalwelle und wobei um eine Longitudinalwelle?

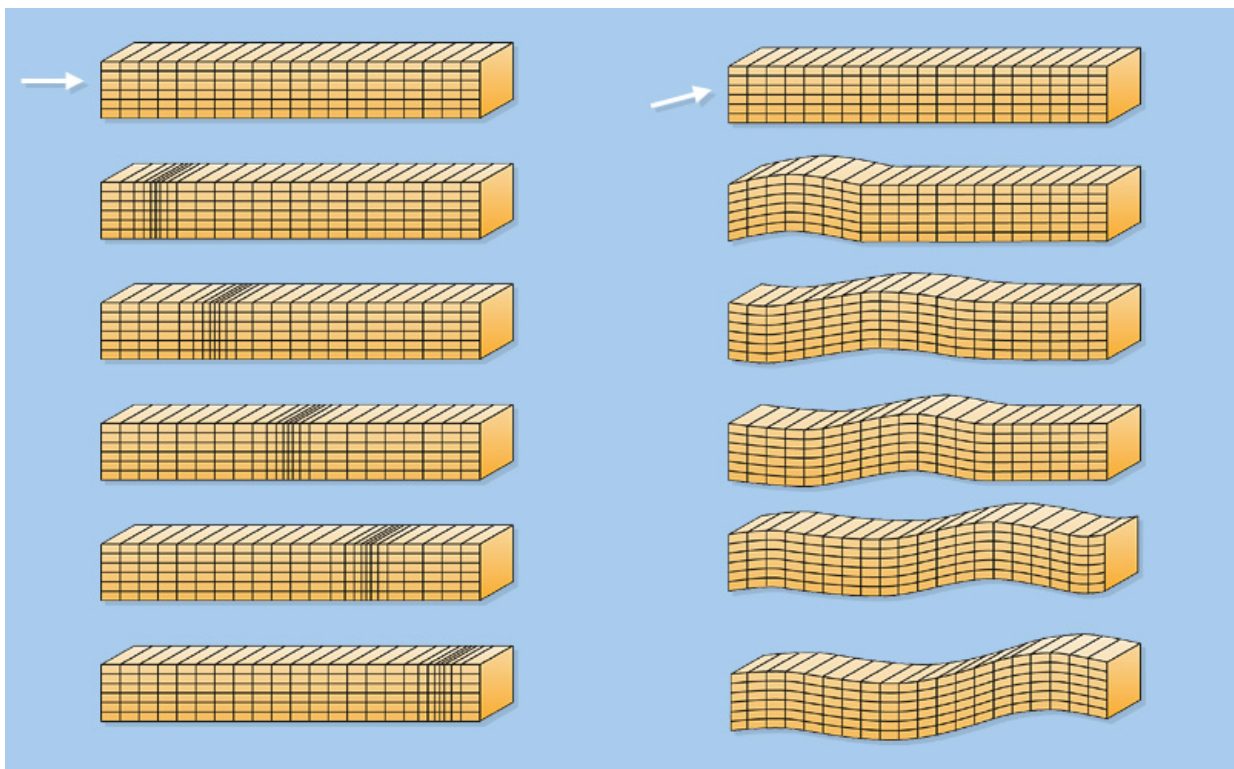


Abbildung 2: Schematische Darstellung unterschiedlicher Materiewellen (nach PRESS und SIEVER 1995).



- 5) Was wird mit einer Welle räumlich übertragen?

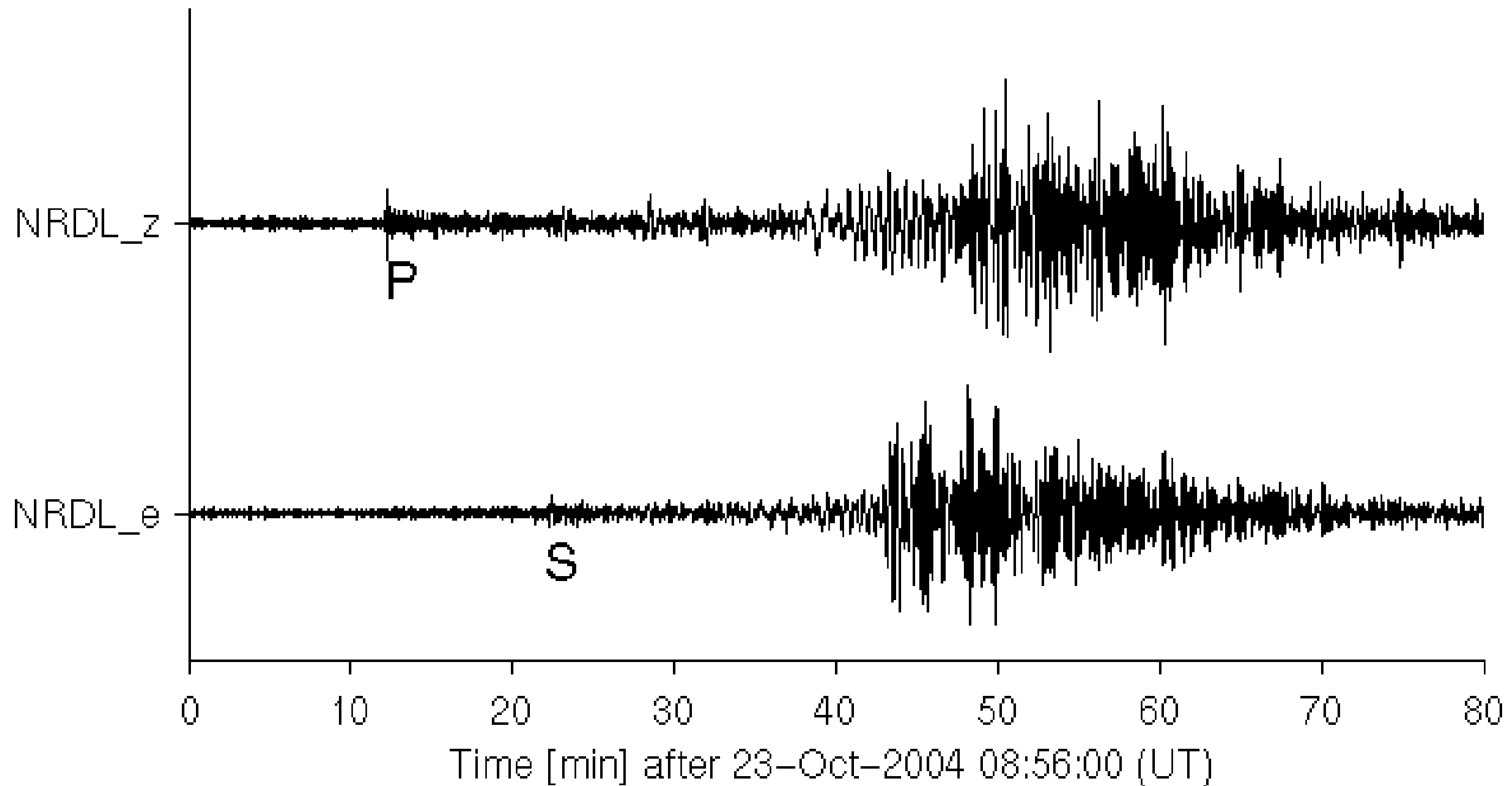
- 6) Beim Thema Schwingungen haben Sie bereits die Begriffe Frequenz und Amplitude kennen gelernt. Wenden Sie diese Begriffe auf die Welle im Versuch mit den gekoppelten Pendeln an.

- 7) Die Geophysiker/innen unterscheiden bei Erdbebenwellen P-Wellen (Primärwellen bzw. pressure waves) und S-Wellen (Sekundärwellen bzw. shear waves). Ordnen Sie den Begriffen S-Welle und P-Welle die Begriffe Longitudinalwelle und Transversalwelle zu. Scherung tritt nicht in allen Aggregatzuständen auf. In welchen der drei Aggregatzustände, fest, flüssig und gasförmig, breiten sich S-Wellen daher nicht aus und warum nicht?

- 8) Zur Beschreibung einer Welle wird der Begriff Wellenlänge (λ) benutzt. Erläutern Sie seine Bedeutung mithilfe der Abbildung 2.

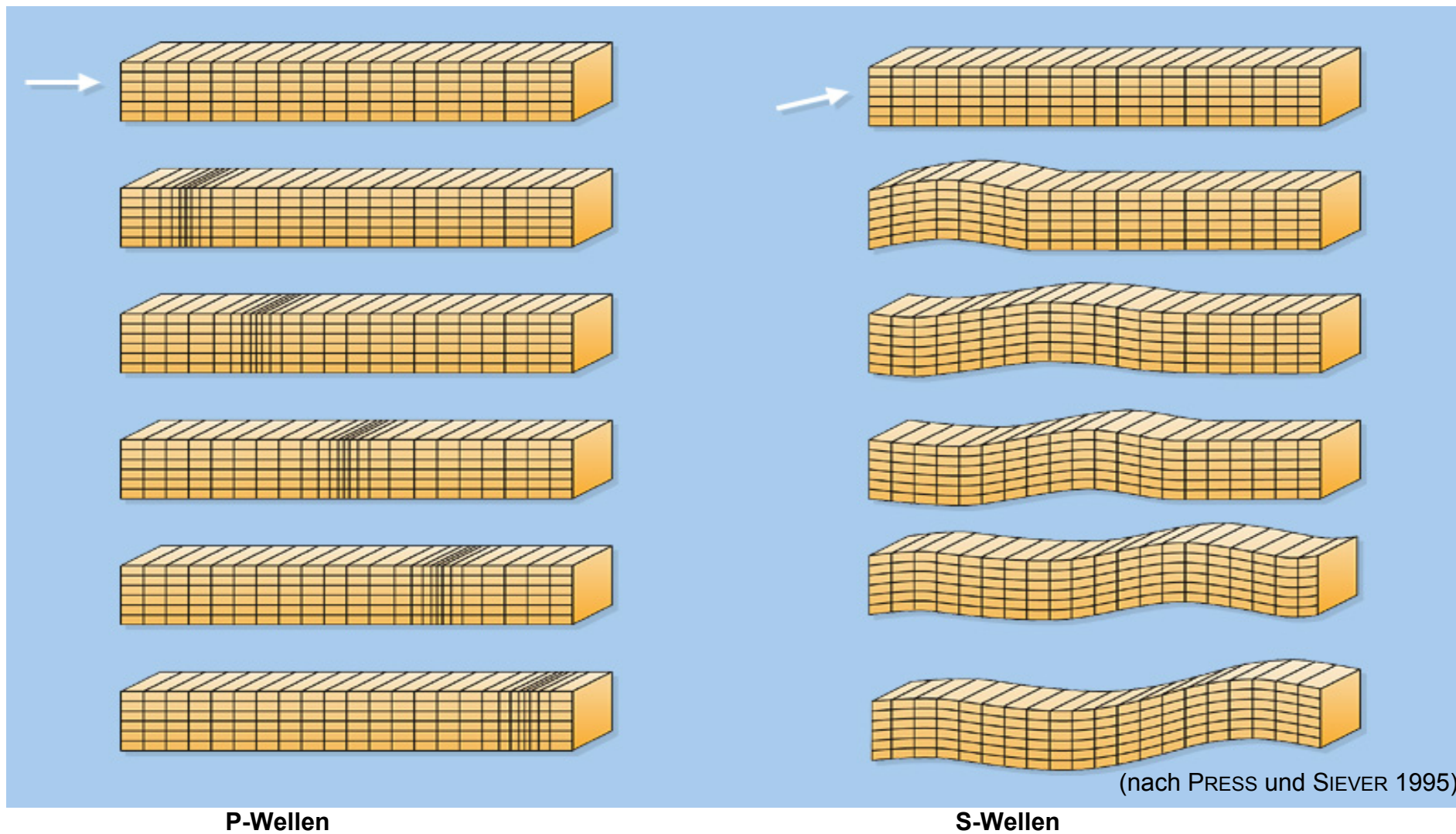
- 9) Beschreiben Sie den Unterschied zwischen Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle und der Schnelle anhand der in Abbildung 2 dargestellten gekoppelten Massepunkte.

Seismogramm eines Bebens in Japan am 23.10.2004



(SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER 2005)

Erdbebenwellentypen





Baustein 4: Erbebenmessung

Grundlagen der Erdbebenmessung

❶ Materialien:

- Arbeitsbogen „Erdbeben und Erdbebenmessung“ (Modul 4, Baustein 1, Material 2)
- Physikbuch für die Sekundarstufe I
- Tabellenwerk (z. B. Taschenbuch der Physik, Kuchling, Verlag Harri Deutsch 1991)
- Schreibmaterial und Geodreieck

❷ Vorbemerkung

Anhand des Arbeitsbogens „Erdbeben und Erdbebenmessung“ können Sie sich das für die Bearbeitung des vorliegenden Arbeitsbogens erforderliche Wissen aneignen (Modul 4, Baustein 1, Material 2).

❹ Aufgaben:

- 1) Ermitteln Sie anhand von Abbildung 1 die mittlere Geschwindigkeit der P-Wellen und S-Wellen in der Erde. Vergleichen Sie Ihren Wert mit den Angaben im Text „Erdbeben und Erdbebenwellen“ (Modul 4, Baustein 1, Material 2) und der Geschwindigkeitstabelle (s. Abb. 2) und begründen Sie Abweichungen.

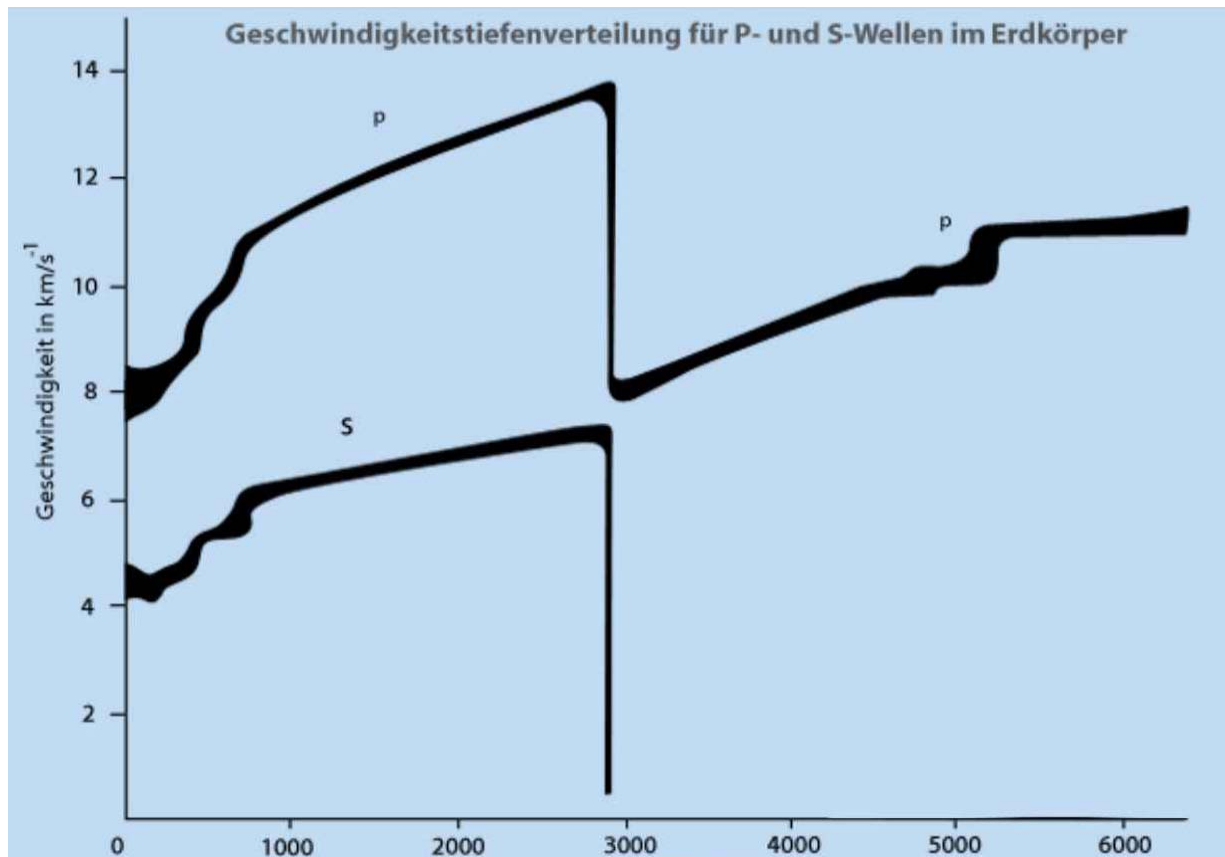


Abbildung 1: Geschwindigkeit der P-Wellen (Primärwellen) und S-Wellen (Sekundärwellen) in verschiedenen Tiefen der Erde. Die Wellen breiten sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit im Erdinneren aus. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Erdinnere aus verschiedenen Materialien aufgebaut ist (verändert nach BOLT 1976).

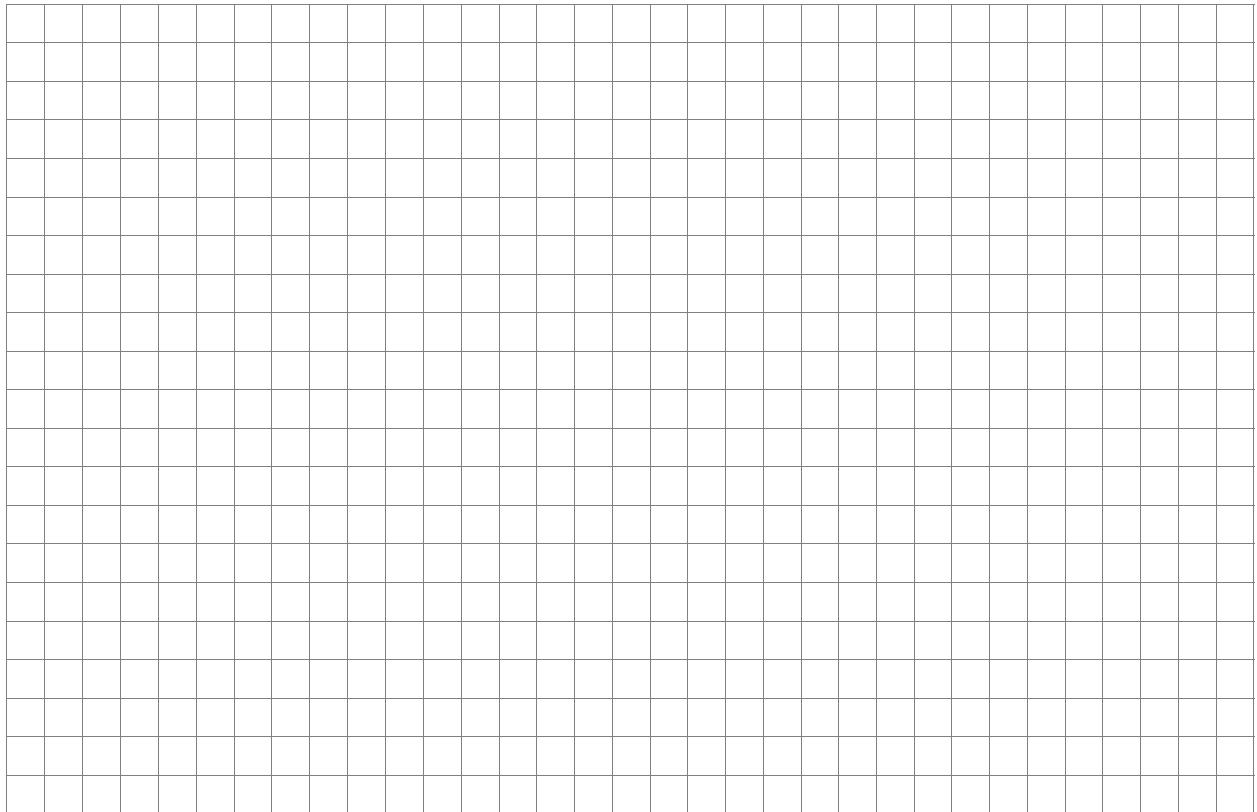
Material	P-Wellen * km/s	S-Wellen * km/s	Dichte* g/cm ³
Luft	0,32	0	0,001
Wasser	1,5	0	1,0
Eis	3,2	2,3	0,92
Schiefer	3,6	2,6	2,4
Sandstein	4,3	2,6	Keine Angabe
Salz	4,7	2,9	2,5
Kalkstein	5,0	2,9	2,7
Quarz	5,7	3,8	2,7
Granit	6,7	2,9	2,6
Peridotit	8,1	4,2	3,3

Abbildung 2: Typische Werte für Dichte und die Geschwindigkeit der P- und S-Wellen in verschiedenen Medien (nach: LILLIE 1999).



2) Einschätzen der Entfernung eines Erdbebens von einer Messstation.

- a) Zeichnen Sie ein Weg/Zeit-Diagramm (seismische Laufzeitkurve), in das Sie die Ausbreitung von P- und S-Wellen eintragen. Nehmen Sie an, die Durchschnittsgeschwindigkeit von P-Wellen sei 10,4 km/s und die der S-Wellen 5,5 km/s. Nehmen Sie weiterhin an, diese Geschwindigkeit bleibe konstant.



- b) Die Abbildung 5 im Arbeitsbogen „Erdbeben und Erdbebenmessung“ (Modul 4, Baustein 1, Material 2) veranschaulicht, dass P- und S-Wellen zeitlich versetzt bei der Erdbebenmessstation ankommen. Wie weit entfernt ist ein Erdbeben, wenn die Differenz zwischen dem Eintreffen der P- und S-Wellen 15 Sekunden beträgt? Nutzen Sie Ihr Weg/Zeit-Diagramm zur Beantwortung dieser Frage.

Hinweis: Viele Seismogramme sind an eine Funkuhr gekoppelt. In diesen Fällen kann man anhand einer seismischen Laufzeitkurve auch den genauen Zeitpunkt ermitteln, zu dem das Erdbeben stattgefunden hat. Auf der Zeitachse kann abgelesen werden, welche Zeit vergangen ist, seit die P-Wellen eingetroffen sind.

Baustein 4: Erbebenmessung

Seismogramme auswerten

1 Materialien:

- Arbeitsbogen „Erdbeben und Erdbebenmessung“ (Modul 4, Baustein 1, Material 2)
- Arbeitsbogen „Grundlagen der Erdbebenmessung“ (Modul 4, Baustein 4, Material 2)
- Optional: Internetzugang zu den Seiten des Seismic Data Analysis Centers (Modul 4, Baustein 4, Material 6), ersatzweise Arbeitsbogen „Virtual Earthquake“ (Modul 4, Baustein 5, Material 6)

2 Seismogrammauswertung:

Weltweit registrieren Seismografen rund um die Uhr Bewegungen der Erdkruste. Sie produzieren dabei Seismogramme. Je weiter eine Station vom Epizentrum entfernt ist, desto später registriert sie die Bewegungen der Erdkruste. Dies kann man sogar schon in den Seismogrammen der deutschen Stationen erkennen, die ja in bezug auf den Maßstab der ganzen Erde relativ nah beieinander liegen. In Abbildung 2 wurden die Seismogramme von deutschen Stationen, die das Erdbeben von Indonesien am 28. März 2005 aufgenommen haben, zusammen dargestellt. Sie stammen von den in Abbildung 1 gezeigten Stationen.

Aus den Seismogrammen lassen sich Zeitpunkt, Entfernung des Erdbebenzentrums (Epizentrum) und Stärke des Bebens berechnen. Folgende Arbeitsschritte sind dafür notwendig:

Schritt 1: Ablesen der Zeitspanne zwischen dem Einsetzen der P- und der S-Wellen (t_{PS}).

Schritt 2: Zur Bestimmung der Entfernung benötigt man ein Laufzeitdiagramm in dem die Laufzeiten der P- und der S-Wellen eingetragen sind (s. Arbeitsbogen „Grundlagen der Erdbebenmessung“ (Modul 4, Baustein 4, Material 2)). Die in Schritt 1 ermittelte Zeitspanne passt nur an eine Stelle der X-Achse der Laufzeitkurven. Dieser Punkt bezeichnet die Entfernung. An der Y-Achse kann man die Zeit ablesen, die seit dem Erdbeben vergangen ist (Laufzeit der P-Wellen = t_P).

Schritt 3: Die Bestimmung der Uhrzeit, zu der das Erdbeben stattfand, findet ebenfalls mithilfe der Laufzeitkurven statt: Viele Seismografen sind an Funkuhren gekoppelt. Dies ermöglicht eine Markierung der Seismogramme in regelmäßigen Zeitabständen. Dadurch kann man den Zeitpunkt, zu dem die P-Welle registriert wird bestimmen. Von diesem zieht man die Laufzeit (t_P) ab und erhält den Zeitpunkt des Erdbebens.

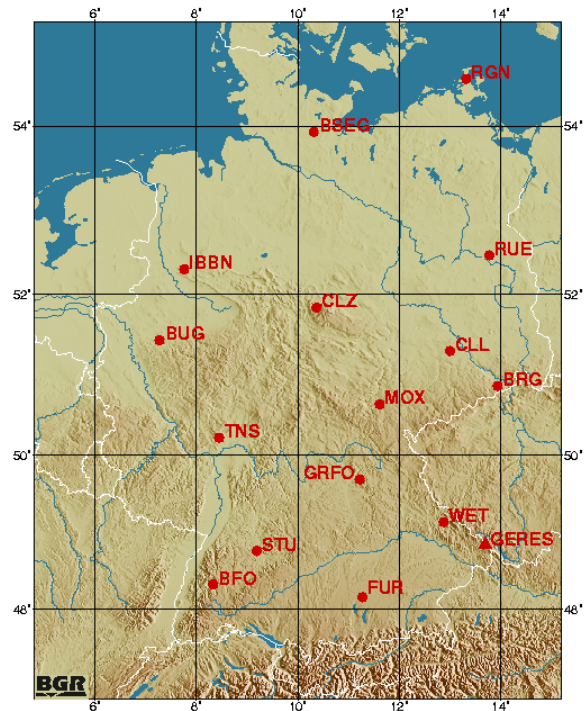


Abbildung 1: Verteilung der seismischen Stationen in Deutschland (BGR 2005). BSEG: Bad Segeberg, RGN: Rügen, RUE: Rüdersdorf, IBBN: Ibbenbüren, CLZ: Clausthal-Zellerfeld, BUG: Bochum, CLL: Collm, BRG: Berggießhübel, MOX: Moxa, TNS: Taunus Observatory, GRFO: Gräfenberg, WET: Wetzell, STU: Stuttgart, BFO: Black Forest Observatory, FUR: Fürstenfeldbruck.

Schritt 4: Sobald der Abstand von verschiedenen Stationen auf der ganzen Welt vom Erdbebenzentrum (Epizentrum) bekannt ist kann das Epizentrum durch Triangulation ermittelt werden:

- Die seismischen Stationen, deren Entfernung vom Erdbeben ermittelt wurde, werden auf eine Landkarte eingetragen.
- Um jede Station auf der Karte wird mit dem Zirkel ein Kreis gezogen. Der Radius entspricht dem Produkt aus der Entfernung der Station zum Erdbebenzentrum (in cm) und dem Kartenmaßstab.
- In gleicher Weise verfährt man mit den drei anderen Stationen auf der Karte. Im Schnittpunkt der drei Kreise befindet sich das Erdbebenzentrum (Epizentrum).

Schritt 5: Bestimmen der Stärke des Erdbebens anhand der Richterskala (s. Aufgabe 2)

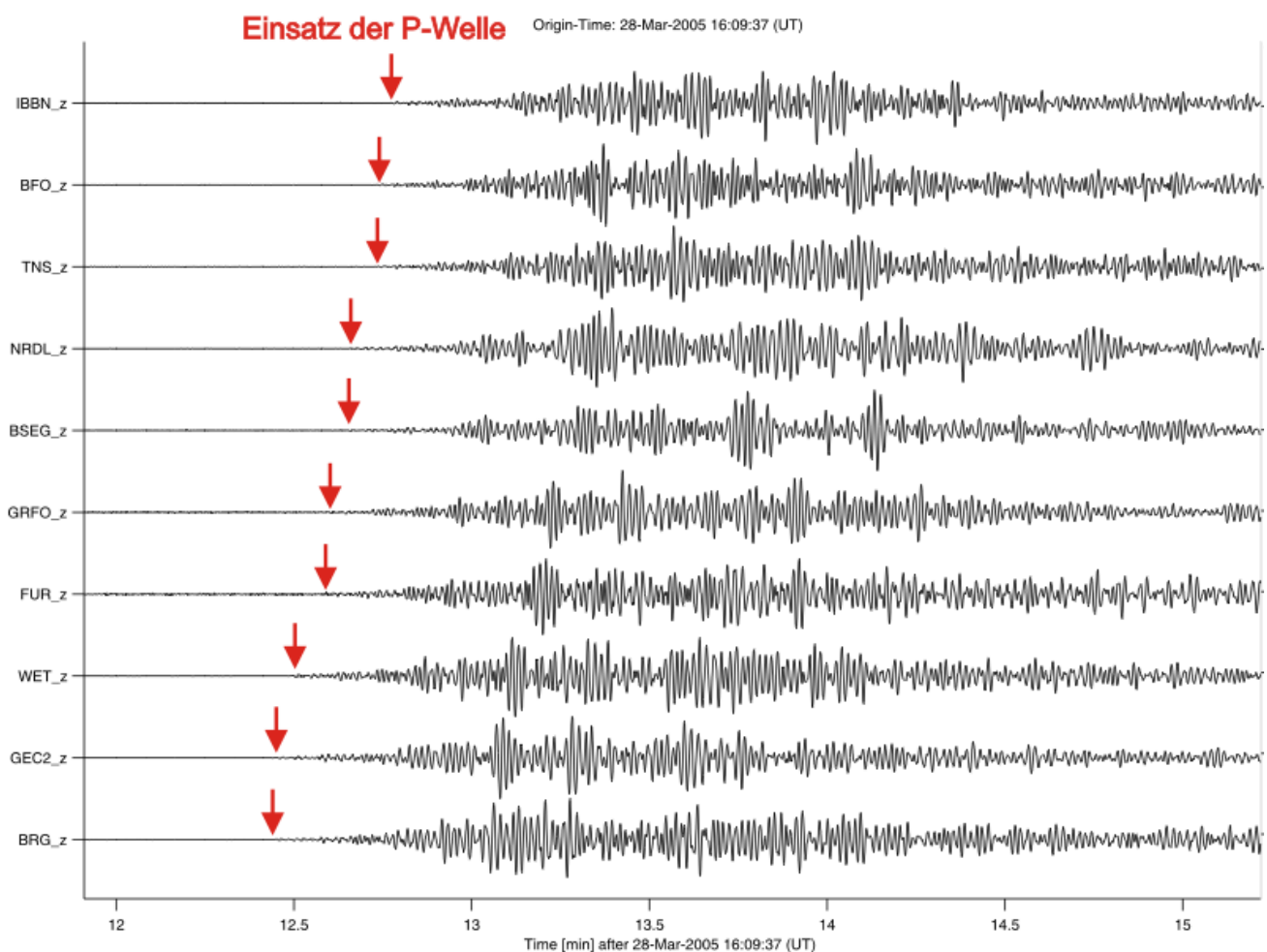


Abbildung 2: Seismogramme vom indonesischen Erdbeben am 28. März 2005, wie sie von den verschiedenen deutschen seismischen Stationen (s. Abb. 1) aufgenommen wurden. Die Zeitachse (time/min = Zeit/min) zeigt wie viele Minuten seit dem Erdbeben am 28. März 2005 um 16:09:37 (UT) vergangen sind. UT bedeutet Universal Time, manchmal auch als Coordinated Universal Time (UTC) bezeichnet. Diese Zeit ist auf der ganzen Welt gleich, um z. B. Forschungsergebnisse besser vergleichen zu können. An der linken Achse der Seismogramme ist jeweils eine Abkürzung für die seismische Station, an der das Seismogramm aufgenommen wurde, angegeben (Lage der Stationen: s. Abb. 1). Die Stationen sind zwischen 9339 und 9772 km vom Erdbebenzentrum (Epizentrum) entfernt. Diese Entfernung kann aus den Seismogrammen ermittelt werden. Die roten Pfeile zeigen das Einsetzen der P-Wellen. Die Abbildung stammt aus der Internetpräsentation des SEISMIC DATA ANALYSIS CENTERS (SDAC) der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) in Hannover.

3 Aufgaben

- 1) Tragen Sie die Laufzeitkurve für die P- und für die S-Wellen in die Abbildung 3 ein.
- 2) Bestimmen Sie anhand der drei Seismogramme der Abb. 3 näherungsweise die Laufzeiten der P-Wellen und der S-Wellen vom Erdbebenzentrum bis zu den Orten A, B und C sowie die Entfernungen der drei Orte vom Erdbebenzentrum. Berechnen Sie aus diesen Näherungswerten die Geschwindigkeiten der P-Wellen und der S-Wellen. Sie erhalten unterschiedliche Werte bezogen auf die drei Seismogramme. Berechnen Sie zusätzlich die Mittelwerte der Geschwindigkeiten der P-Wellen und der S-Wellen.

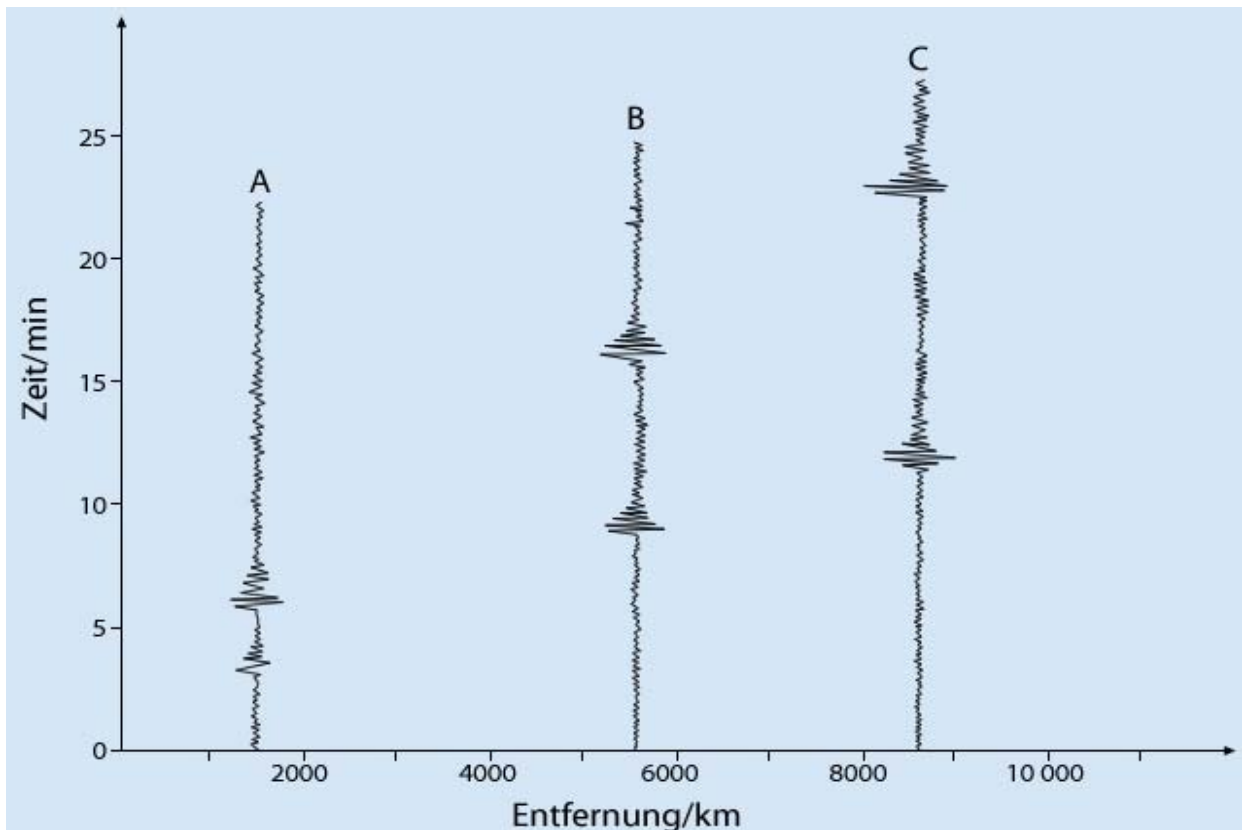


Abbildung 3: Drei Seismogramme eines Erdbebens sind schematisch dargestellt. Sie wurden an den drei seismischen Stationen A, B und C aufgenommen. Zum Zeitpunkt 0 hat das Erdbeben stattgefunden, das in den Stationen zeitlich verzögert registriert wurde. (nach PRESS und SIEVER 1995).

- 3) Lokalisieren Sie ein fiktives Erdbeben! Aus Seismogrammen wurden folgende Entfernungen vom Epizentrum berechnet: Station Bad Segeberg 450 km, Station Black Forest Observatory 180 km, Station Clausthal Zellerfeld 270 km. Welche Großstädte waren davon betroffen?

Bad Segeberg, Germany, Coordinates: 53.9353 N, 10.3169 E Elevation: 40 m (NN) Geology: Anhydrit Location: The station is located in a cave on the anhydrit of the Kalkberg.	Black Forest Observatory, Germany Coordinates: 48.3301 N, 8.3296 E Elevation: 589 m (NN) Geology: Granite Location: The station is located in a drift of an abandoned silver mine at a depth of 162 m.	Clausthal-Zellerfeld, Germany Coordinates: 51.8416 N, 10.3724 E Elevation :680 m (NN) Geology: Upper carboniferous clastic sedimentary rocks Location: The station is located in a concrete vault (LxWxH 9x9x6 m, wall thicknes 80 to 120 cm), imbeded in a sandstone mountain slope and covered by at least 1 m of soil.
--	---	--

4) 1935 entwickelte der amerikanische Seismologe Charles Francis RICHTER (1900 - 1985) ein Verfahren zur Bewertung der Stärke (Magnitude) von Erdbeben.

Dieses Verfahren beruht auf der nach ihm benannten Richter-Skala, die aus drei Messleisten besteht: Entfernung in Kilometern (logarithmisch), Magnitude von 1 – 10 und maximale Amplitude (maximaler Ausschlag des Seismometers) in Millimetern (logarithmisch).

Die drei Messleisten werden durch ein angenommenes Standarderdbeben (100 km Entfernung von der seismischen Station, Amplitude von 1 mm und Magnitude von 3) aneinander gekoppelt und behalten dadurch ihre relative Position zueinander. Die Messleisten können bei Bedarf nach oben verlängert werden.

Abbildung 5 zeigt wie die maximale Amplitude aus einem Seismogramm ermittelt wird.

Wie groß ist die Richter-Magnitude eines Bebens, das sich in 200 km Entfernung von der Messstation ereignet und einen Ausschlag von 50 Millimeter im Seismogramm verursacht?

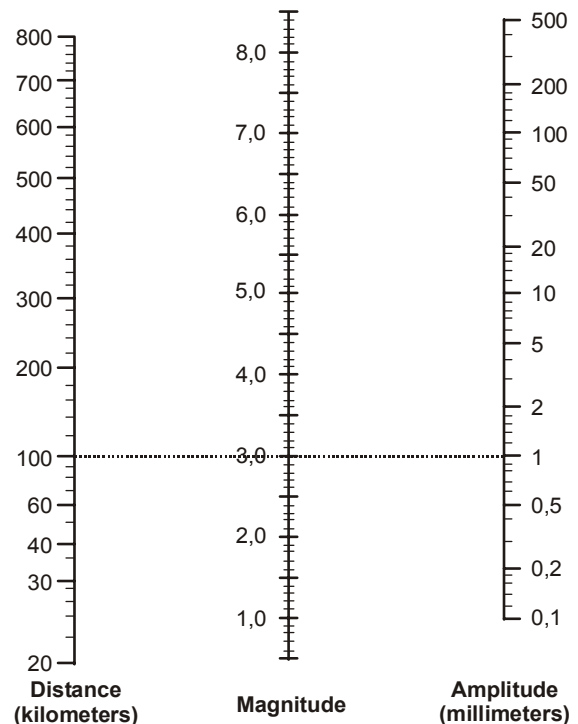


Abbildung 4: Die Richterskala besteht aus drei Messleisten, die durch ein Standarderdbeben miteinander in Beziehung gesetzt wurden (gestrichelte Linie).

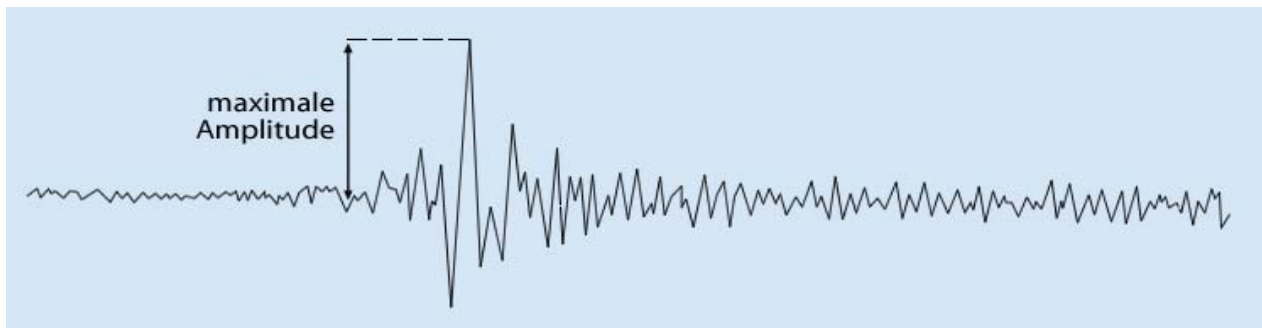


Abbildung 5: Ermittlung der maximalen Amplitude aus der seismischen Kurve (nach PRESS und SIEVER 1995).

④ Tipp: Die Internetseiten des SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER (SDAC)

Der Name SDAC wurde erstmals 1980 eingeführt, als sich die BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) an einem internationalen Datenaustauschexperiment zur Erprobung des technischen Konzepts zur Überwachung des Kernwaffenteststoppabkommens (CTBT - Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty) beteiligte. SDAC stand zunächst für ein im Aufbau befindliches Datenzentrum, das später, nach Unterzeichnung des CTBT, als NDC (National Data Center) bezeichnet wurde. Unter der Abkürzung NDC findet sich die Beschreibung der Aufgaben von SDAC, die primär durch politische Vorgaben bestimmt sind. Neben der Wahrnehmung der politischen Aufgaben als „deutsches NDC“ übernahm SDAC im Laufe der Zeit zunehmend die klassischen Funktionen eines modernen seismologischen Datenzentrums für Deutschland. Zusammen mit dem seismologischen Zentralobservatorium der BGR in Erlangen (SZGRF) werden folgende Aufgaben wahrgenommen:

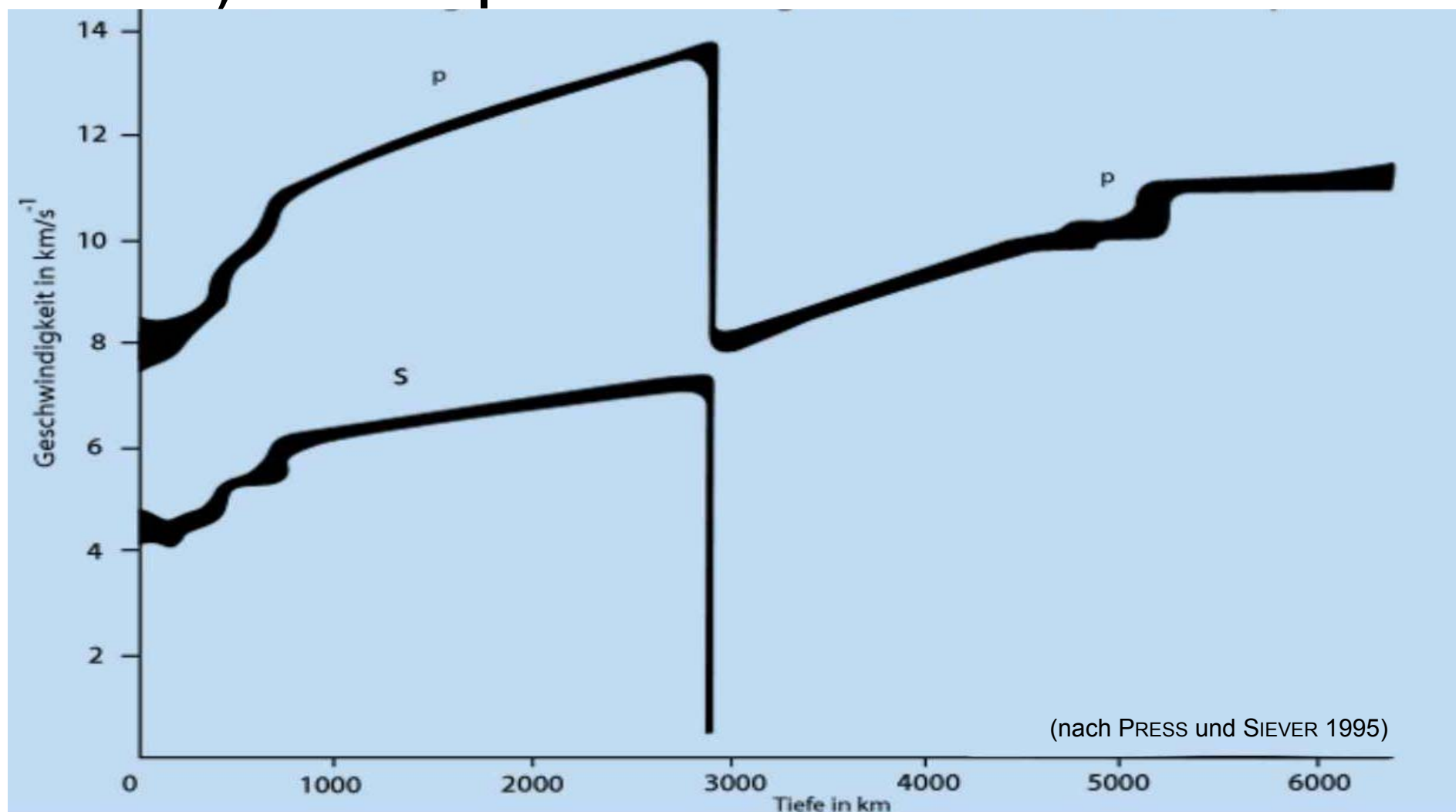


- Überwachung der Erdbebenaktivität in Deutschland und weltweit mit den modernen seismischen Registrierstationen z. B. des deutschen Regionalnetzes GRSN (German Regional Seismic Network);
- Herausgabe seismischer Datenkataloge auf monatlicher bzw. jährlicher Basis;
- Unterhaltung einer umfassenden Erdbebendatenbank mit den Erdbebenherdparametern aktueller und historischer deutscher und weltweiter Erdbeben mit Zugriff auf diese Daten (EISY);
- Betrieb und Wartung moderner seismischer Messanlagen wie der Stationen des deutschen Regionalnetzes GRSN;
- Aufbau und Betrieb eines schnellen Erdbebenalarmsystems im Rahmen des DFNK (Deutsches Forschungsnetz Naturkatastrophen).

Auf den Internetseiten des SDAC befinden sich erläuterte Seismogramme zu aktuellen Erdbebenereignissen, eine Erdbebenstatistik und viele Erdbebenverbreitungskarten. Außerdem kann man Erdbebendaten abfragen und Informationen zu den Standorten der einzelnen Messstationen abrufen. Im April 2005 befanden sich die Internetseiten unter folgender Adresse: <http://sdac.hannover.bgr.de/web/sdac/sdac.html>. Man kann auch „SDAC“ in eine Suchmaschine eingeben, um die Internetadresse herauszufinden.

Postanschrift: SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER, BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, Section B3.11, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany, Tel.: +49 511 643 3133, Fax: +49 511 643 3663.

Geschwindigkeitstiefenverteilung seismischer Wellen (P- und S-Wellen) im Erdkörper

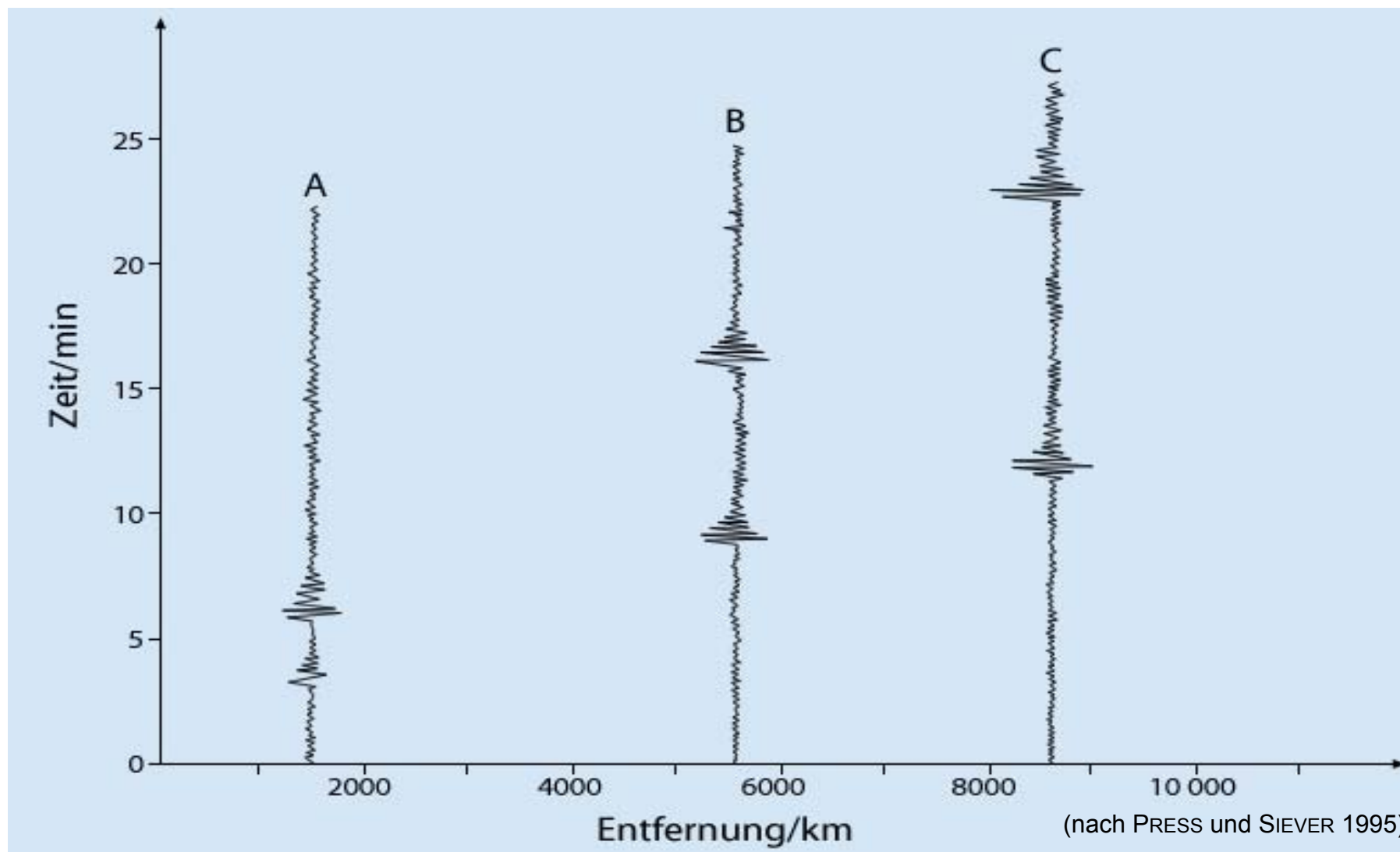


Laufzeiten von P- und S-Wellen in verschiedenen Materialien

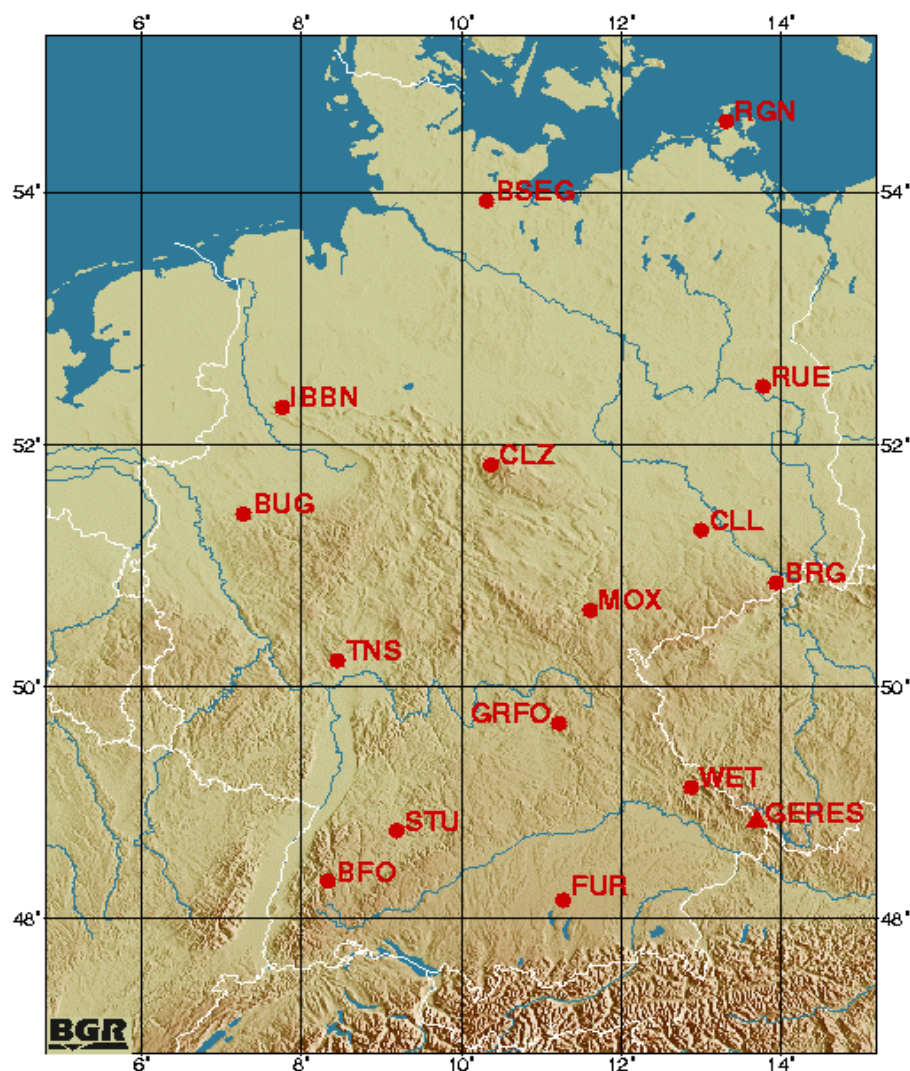
Material	P-Wellen km/s	S-Wellen km/s	Dichte ¹ g/cm ³
Luft	0,32	0	0,001
Wasser	1,5	0	1,0
Eis	3,2	2,3	0,92
Schiefer	3,6	2,6	2,4
Sandstein	4,3	2,6	Keine Angabe
Salz	4,7	2,9	2,5
Kalkstein	5,0	2,9	2,7
Quarz	5,7	3,8	2,7
Granit	6,7	2,9	2,6
Peridotit	8,1	4,2	3,3

(nach LILLIE 1999)

Seismogramme von drei verschiedenen Stationen



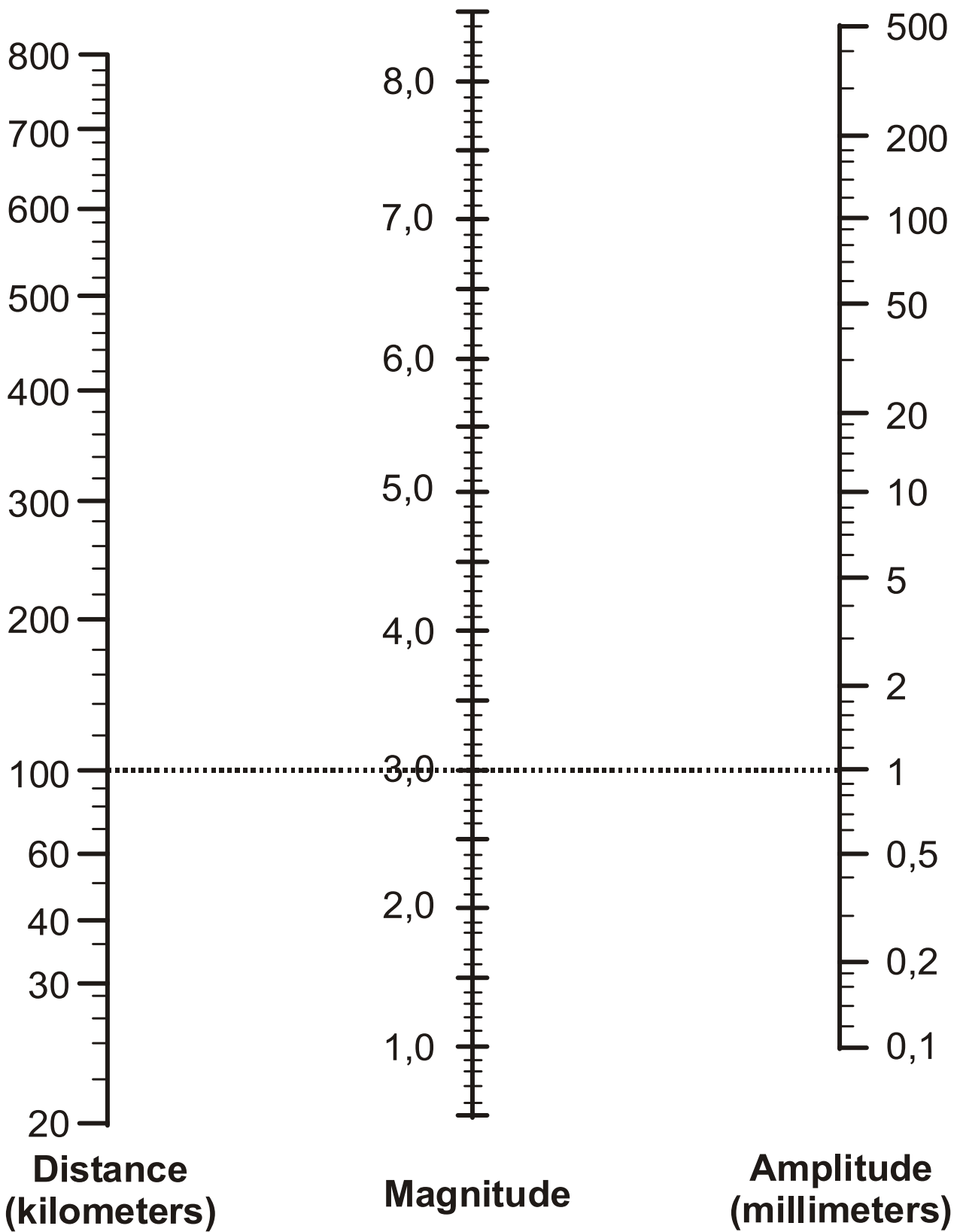
Seismische Stationen in Deutschland



- BSEG: Bad Segeberg
- RGN: Rügen
- RUE: Rüdersdorf
- IBBN: Ibbenbüren
- CLZ: Clausthal-Zellerfeld
- BUG: Bochum
- CLL: Collm
- BRG: Berggießhübel
- MOX: Moxa
- TNS: Taunus Observatory
- GRFO: Gräfenberg
- WET: Wetzell
- STU: Stuttgart
- BFO: Black Forest Observatory
- FUR: Fürstenfeldbruck

(BGR 2005)

Richterskala





Baustein 4: Erbebenmessung

Virtual Earthquake¹

❶ Introduction:

Virtual Earthquake is an interactive Web-based program¹ designed to introduce you to the concepts of how an earthquake epicenter is located and how the Richter Magnitude of an earthquake is determined.²

Virtual Earthquake will show you the recordings of an earthquake's seismic waves detected by instruments far away from the earthquake. The instrument recording the seismic waves is called a seismograph and the recording is a seismogram. The point of origin of an earthquake is called its focus and the point on the earth's surface directly above the focus is the epicenter. You are to locate the epicenter of an earthquake by making simple measurements on three seismograms that will be sent to you by the Virtual Earthquake program. Additionally, you will be required to determine the Richter Magnitude of that quake from the same recordings. Richter Magnitude is an estimate of the amount of energy released during an earthquake.

Upon completion of this activity you will be given the opportunity to receive a personalized Certificate as a "Virtual Seismologist".

What's an Earthquake?

Earthquakes occur because of a sudden release of stored energy. This energy has built up over long periods of time as a result of tectonic forces within the earth. Most earthquakes take place along faults in the upper 25 miles of the earth's surface when one side rapidly moves relative to the other side of the fault. This sudden motion causes shock waves (seismic waves) to radiate from their point of origin called the focus and travel through the earth. It is these seismic waves that can produce ground motion which people call an earthquake. Each year there are thousands of earthquakes that can be felt by people and over one million that are strong enough to be recorded by instruments. Strong seismic waves can cause great local damage and they can travel large distances. But even weaker seismic waves can travel far and can be detected by sensitive scientific instruments called seismographs.

What are Earthquake (Seismic) Waves?

A seismic wave is simply a means of transferring energy from one spot to another within the earth. Although seismologists recognize different types of waves, we are interested in only two types: P (primary) waves, which are similar to sound waves, and S (secondary) waves, which are a kind of shear wave. Within the earth, P waves can travel through solids and liquids, whereas S waves can only travel through solids.

The speed of an earthquake wave is not constant but varies with many factors. Speed changes mostly with depth and rock type. P waves travel between 6 and 13 km/sec. S waves are slower and travel between 3.5 and 7.5 km/sec.

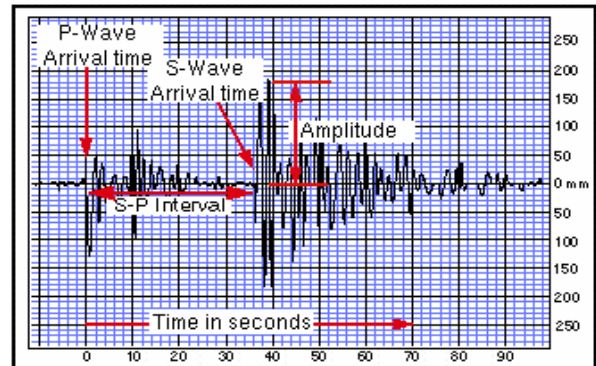
¹ Quelle: <http://vcourseware.sonoma.edu/VirtualEarthquake/VQuakeIntro.html>

² Quelle: Dieser Arbeitsbogen enthält alle Informationen des interaktiven Internetkurses und kann bei technischen Problemen verwendet werden. Wir empfehlen jedoch den Kurs im Internet durchzuführen.

What's a Seismogram?

A highly simplified simulated recording of earthquake waves (a seismogram) can be seen to the left. Study this sample seismogram and be sure you can identify these parts:

- P-waves and the P-wave arrival time
- S-waves and the S-wave arrival time
- S-P interval (expressed in seconds)
- S-wave maximum amplitude (measured in mm)



Note well: This seismogram is a simulation. The actual records of earthquake waves are far more complicated than what is presented here. As P and S waves travel through the earth, they are reflected by various layers of the earth (such as the core- mantle boundary). This interaction produces additional seismic waves (phases) which will be detected by seismographs.

How is an Earthquake's Epicenter Located?

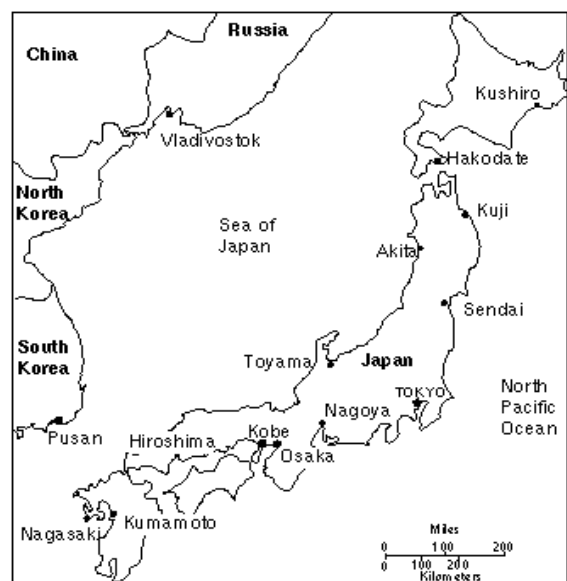
In order to locate the epicenter of an earthquake you will need to examine its seismograms as recorded by three different seismic stations. On each of these seismograms you will have to measure the S - P time interval (in seconds). (In the figure above, the S - P interval is about 36 seconds. The vertical lines are placed at 2 second intervals.) The S - P time interval will then be used to determine the distance the waves have traveled from the origin to that station.

The actual location of the earthquake's epicenter will be on the perimeter of a circle drawn around the recording station. The radius of this circle is the epicentral distance. One S - P measurement will produce one epicentral distance: the direction from which the waves came is unknown. Three stations are needed in order to "triangulate" the location.

2 OK. Let's have an earthquake!

Choose any one of the following regions to generate a set of seismograms for an earthquake:

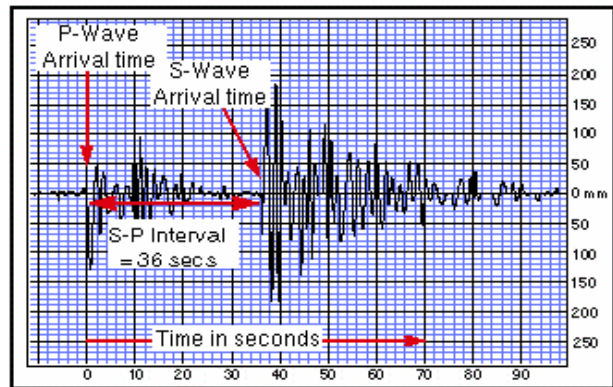
- San Francisco area
- Southern California
- Japan region
- Mexico



Map of the selected region for the simulated earthquake.

3 Measuring the S-P interval

There are hundreds of seismic data recording stations throughout the United States and the rest of the world. In order to locate the epicenter of this earthquake, you need to estimate the time interval between the arrival of the P and S waves (the S-P interval) on the seismograms from three different stations. You have to measure the interval to the closest second and then use a graph to convert the S-P interval to the epicentral distance. On the sample seismogram at the right the vertical lines are spaced at 2 second intervals and the S-P time interval is about 36 seconds.



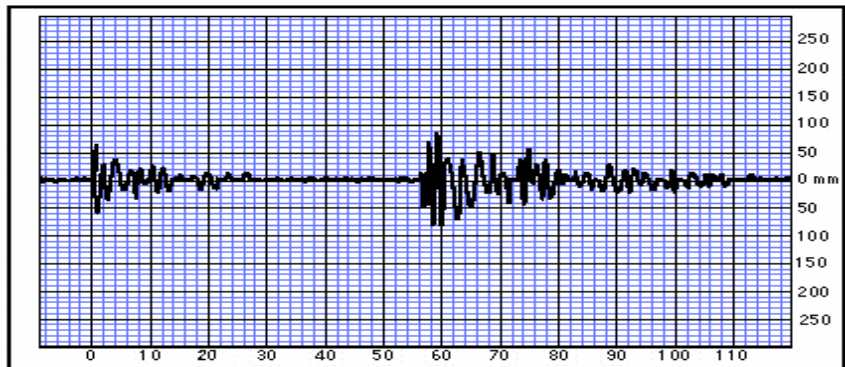
4 Determining The Earthquake Epicenter

Use these three seismograms to estimate the S-P time interval for each of the recording stations.

Record your measurement for the S-P interval in the box beside each seismogram.

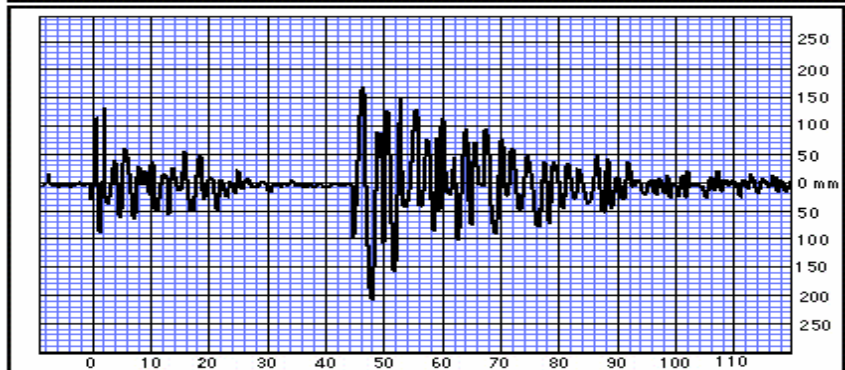
Pusan Seismic Station

S-P Interval = seconds



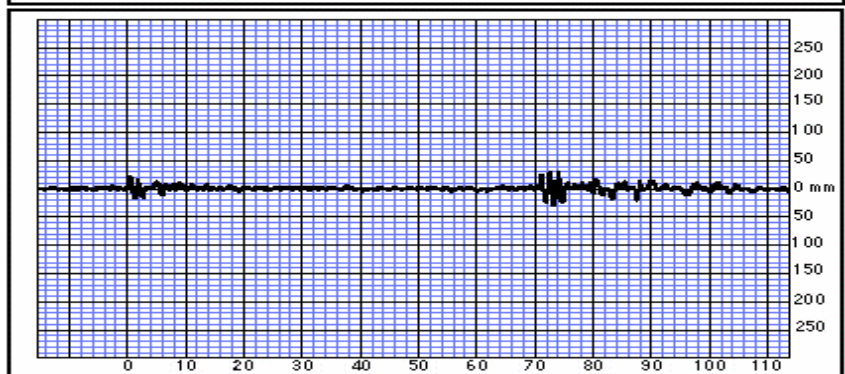
Tokyo Seismic Station

S-P Interval = seconds



Akita Seismic Station

S-P Interval = seconds



6 Determining the Earthquake Distance

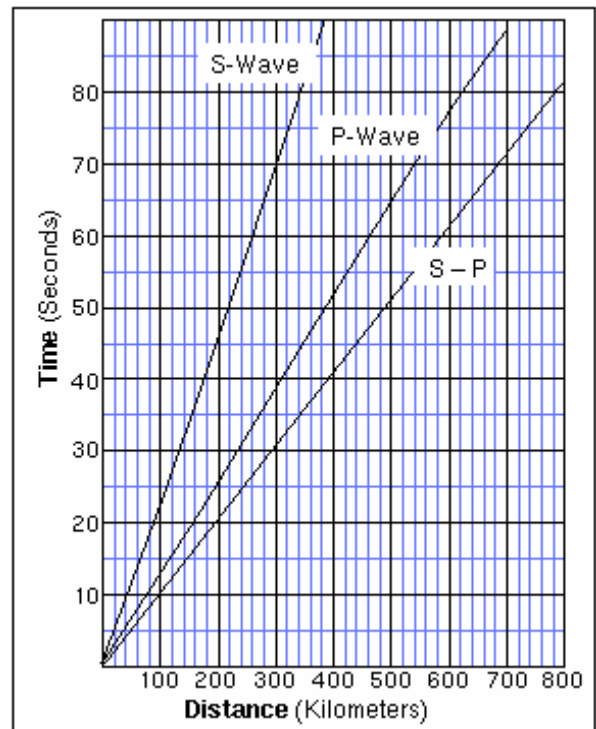
You can now determine the distance from each seismic recording station to the earthquake's epicenter using the known times of travel of the S and P waves.

Examine the graph, a graph of seismic wave travel times. There are three curves on the graph: The upper curve shows S wave travel-time graphed versus distance, the center one shows P wave travel time versus distance, and the lower one shows the variation in distance with the difference of the S and P travel times. It takes an S wave approximately 70 seconds to travel 300 kilometers.

For practice, how long does it take the P wave to travel this same distance?

For the rest of this exercise you won't be needing the individual S and P curves, only the S-P curve.

To determine the epicentral distance, we need greater resolution on graph. We will use the graph below, which shows an expanded part of the S-P curve.

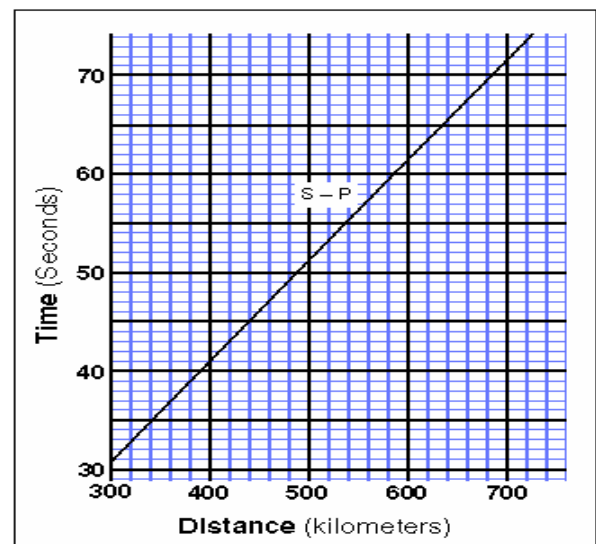


Graph of seismic travel waves.

Determining Distance from S-P

Use the S-P graph to the left and the estimates you made for the S-P time intervals for the three seismograms (shown again for your convenience) to complete the table below. The horizontal grid is in one second intervals. Then click the Find Epicenter button.

Station	S-P Inteval	Epicentral Distance
Pusan	___ seconds	___ KM
Tokyo	___ seconds	___ KM
Akita	___ seconds	___ KM



Enlargment of the above graph of seismic travel waves.

⑥ Triangulation of the Epicenter



The illustration above shows a map of the earthquake region. Draw three epicentral circles whose radii correspond to the distances you determined in the previous document around the seismic recording stations and located (triangulate) the epicenter of this earthquake.

More about the epicenter being an exact point.

The location of the epicenter determined from your measurements of S-P intervals "should" be at the point intersection of the three epicentral circles. In general, using this method to determine an earthquake's epicenter may not result in a precise point. Discounting measurement errors, there are a number of factors

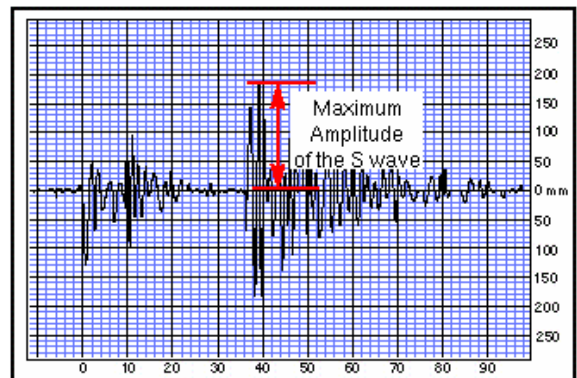
that affect the speed of earthquake waves. Among other factors, variations in rock types through which the waves travel will change the actual travel times and hence the S-P intervals. We should not expect the method of triangulation to result in an exact point.

7 Richter Magnitude

So far you have worked on locating the epicenter of an earthquake. The next questions to ask are "How strong was this particular earthquake and how does it compare to other earthquakes?"

There are many ways that one could evaluate the relative strength of an earthquake: from the cost of repairs resulting from damage, from the length of rupture of the earthquake fault, from the amount of ground shaking, etc. But determining the strength of an earthquake using these kinds of "estimators" is full of potential problems and subjectivity. For example, the cost of repairs resulting from a strong earthquake in a remote region would be much less than that of a moderate earthquake in a populated area. Furthermore, the degrees of damage would depend greatly on the quality of construction. Also, only a few earthquakes produce actual ground ruptures at the surface.

A well-known scale used to compare the strengths of earthquakes involves using the records (the seismograms) of an earthquake's shock waves. The scale, known as the Richter Magnitude Scale, was introduced into the science of seismology in 1935 by Dr. C. F. Richter of the California Institute of Technology in Pasadena. The magnitude of an earthquake is an estimate of the total amount of energy released during fault rupture. The Richter magnitude of an earthquake is a number: about 3 for earthquakes that are strong enough for people to feel and about 8 for the Earth's strongest earthquakes. Although the Richter scale has no upper nor lower limits, earthquakes greater than 9 in Richter magnitude are unlikely. The most sensitive seismographs can record nearby earthquakes with magnitude of about -2 which is the equivalent of stamping your foot on the floor.



Measuring the max. Amplitude

The Richter magnitude determination is based on measurements made on seismograms. Two measurements are needed: the S-P time interval and the Maximum Amplitude of the Seismic waves. You already know how to measure the S-P interval.

The following illustration shows how to make the measurement of the S wave's maximum amplitude. The blue horizontal grid lines are spaced at 10 millimeter intervals. In this example the maximum amplitude is about 185 mm.

The Richter Nomogram

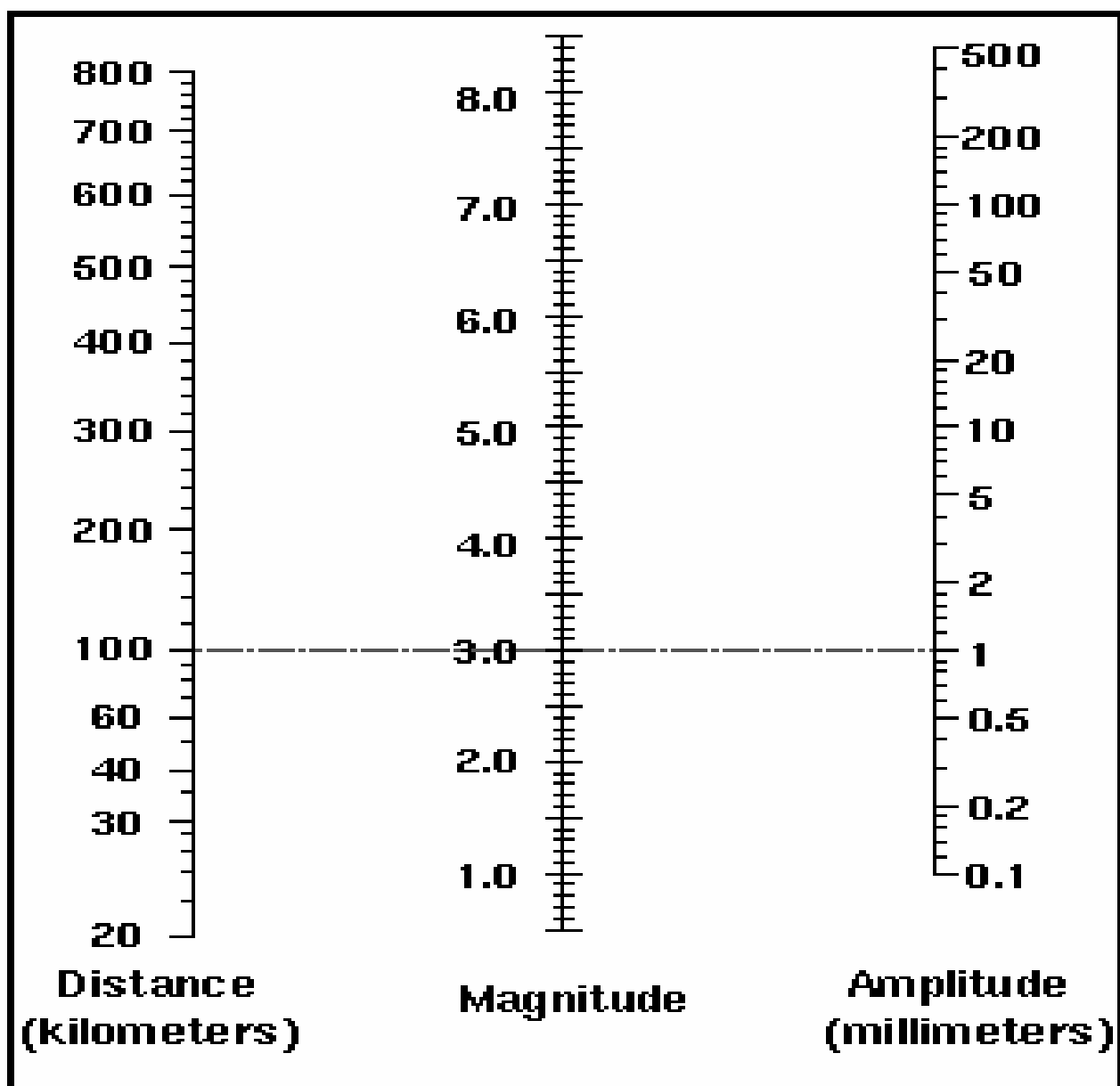
Although the relationship between Richter magnitude and the measured amplitude and S-P interval is complex, a graphical device (a nomogram) can be used to simplify the process and to estimate magnitude from distance and amplitude.

Note that a 100 km-away earthquake of magnitude 4 would produce 10 mm of amplitude and a magnitude 5 would produce 100 mm of amplitude: 1, 10 and 100 are all powers of 10 and this is why the Richter Scale is

said to be "exponential." A change of one unit in magnitude (say from 4 to 5) increases the maximum amplitude by a factor of 10.

Measuring the Earthquake Magnitude

Below is Richter's nomogram with three lines representing the data you provided. Use this diagram and estimate the Richter magnitude of this earthquake. (Your three lines might not cross at a point on the magnitude scale.) Enter your estimate in the box below the nomogram. The Richter Nanogram: In the diagram the dotted line represents the "standard" Richter earthquake. This standard earthquake is 100 km away and produces 1 mm of amplitude on the seismogram. It is assigned a magnitude of 3. Other earthquakes can then be referenced to this standard.



My estimate for the Richter magnitude of this earthquake =



Baustein 4: Erbebenmessung

Virtual Earthquake

❶ Vorbemerkung

Auf einer Webseite werden unter der Bezeichnung „Virtual Courseware for Earth and Environmental Sciences“ verschiedene Module für einen computergestützten Unterricht angeboten. Die Entwicklung wurde durch den „U.S. NATIONAL SCIENCE FOUNDATION“ und das „CALIFORNIA STATE UNIVERSITY SYSTEM“ finanziert. Die homepage, von der aus Sie neben dem hier erläuterten interaktiven Internetkurs, auch weitere Module für einen computergestützten Unterricht erreichen können, finden Sie unter :

<http://www.sciencecourseware.com/>

Direkt gelangen Sie zu dem Programm Virtual Earthquake unter folgender Adresse:

<http://www.sciencecourseware.com/VirtualEarthquake/>

(Copyright © 1996, 1999 Geology Labs On-Line, Gary Novak, Department of Geological Sciences, California State University, Los Angeles, CA. 90032-8201)

❷ Startseite für das Programm „Virtual Earthquake“

Virtual Earthquake is an interactive Web-based activity designed to introduce you to the concepts of how an earthquake EPICENTER is located and how the RICHTER MAGNITUDE of an earthquake is determined. The Virtual Earthquake program is running on a Web Server at California State University at Los Angeles. You can interact with Virtual Earthquake using either a Netscape or Internet Explorer Web Browser running on Macs or PCs. Virtual Earthquake will show you the recordings of an earthquake's seismic waves detected by instruments far away from the earthquake. The instrument recording the seismic waves is called a seismograph and the recording is a seismogram. The point of origin of an earthquake is called its focus and the point on the earth's surface directly above the focus is the epicenter. You are to locate the epicenter of an earthquake by making simple measurement on three seismograms that will be sent to you by the Virtual Earthquake program. Additionally, you will be required to determine the Richter Magnitude of that quake from the same recordings. Richter Magnitude is an estimate of the amount of energy released during and earthquake.

Upon completion of this activity you will be given the opportunity to receive a personalized **Certificate as a "Virtual Seismologist."**

In order to get this certificate, you must make careful measurements throughout the activity. The actual certificate is much larger than the one displayed above.



Click on the Execute button below to start the *Virtual Earthquake* application.



Baustein 5: Wege seismischer Wellen

❶ Materialien:

- Schreibmaterial und Geodreieck
- Information zum Programm „Seismic Waves“ (Modul 4, Baustein 5, Material 3) und je einen Computerarbeitsplatz für 2 Schüler/innen (alternativ: 1 Computer und 1 Beamer) mit der Software Seismic Waves

❷ Hinweise zur Brechung von Erdbebenwellen:

Informationen über den Erdaufbau können gewonnen werden, wenn Wellen auf eine Grenzfläche zwischen zwei verschiedenen Materialien treffen. Ein Teil von ihnen wird reflektiert, während ein anderer Teil in das zweite Material übertritt. Beim Übertritt in ein anderes Medium ändern Wellen ihre Richtung, sie werden gebrochen. Dies liegt daran, dass sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit im zweiten Material ändert.

Folgt man z. B. dem Verlauf einer Welle, die auf den Erdkern trifft, dann zeigt sich, dass sie beim Eintritt in den Kern nach „unten“ (zum Lot hin) gebrochen wird, und nach „oben“ (vom Lot weg), wenn sie ihn wieder verlässt. Wegen dieser zweimaligen Brechung an der Grenze Erdkern/Erdmantel taucht die Welle erst in einem Winkelabstand von 142 Grad¹ vom Herd aus gerechnet wieder an der Erdoberfläche auf. Die gerade nicht in den äußeren Kern eintretende Welle erreicht die Erdoberfläche in einen Winkel von 105 Grad¹. Die Wellen werden, wenn sie in den Kern eintreten, zum Kernmittelpunkt hin gebrochen. Das bedeutet das die Wellengeschwindigkeit im Kern geringer ist als im Erdmantel.

Die Entdeckung dieser Tatsache führte Geowissenschaftler/innen zu der Annahme, dass die Erde einen Kern besitzt, der aus einem anderen Material besteht als der darüber liegende Mantel. Da sich P-Wellen in Flüssigkeit sehr viel langsamer ausbreiten als in Festkörpern, nimmt man außerdem an, das der Erdkern flüssig ist. Diese Vermutung wird: durch das Verhalten der S-Wellen weiter gestützt: Wenn diese auf den Kern treffen, treten Sie an der anderen Seite nie wieder aus. Nur Flüssigkeiten schließen die Ausbreitung von S-Wellen (Scherwellen) aus; denn in Flüssigkeiten ist Scherung nicht möglich.

❸ Aufgaben:

- 1) Lichtwellen werden beim Übergang von Luft (optisch dünneres Medium) zu Wasser (optisch dichter) zum Lot hin gebrochen (s. Abb. 1). Im optisch dichteren Medium ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Lichtwellen geringer als im dünneren, deshalb kann man dieses Brechungsgesetz auch so formulieren:

Beim Übergang einer Welle von einem Medium mit höherer Ausbreitungsgeschwindigkeit in ein Medium mit niedrigerer Geschwindigkeit wird die Welle (die Wellennormale) zum Lot hin gebrochen.

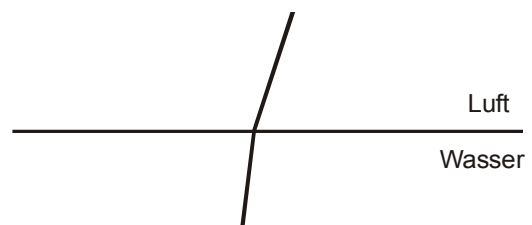


Abbildung 1: Beispiel für die Brechung der Lichtwellen.

¹ Die Winkelabstände sind Erfahrungswerte aus vielen seismischen Messungen und Geschwindigkeitsprofilen.

- a) Formulieren Sie das Brechungsgesetz auch für den umgekehrten Weg.
- b) Betrachten Sie die Geschwindigkeitstiefenverteilung (s. Abb. 2). In verschiedenen Tiefen verändert sich die Geschwindigkeit. Welchen Effekt hat das für den Verlauf der Wellen?

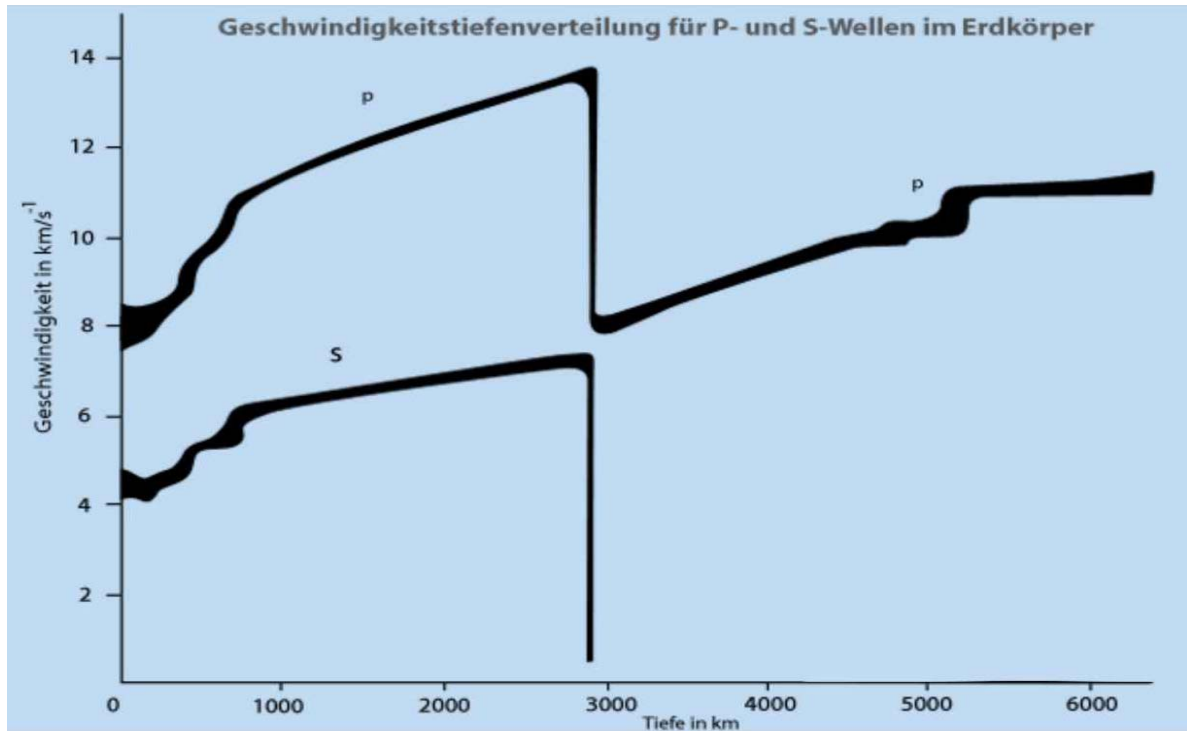


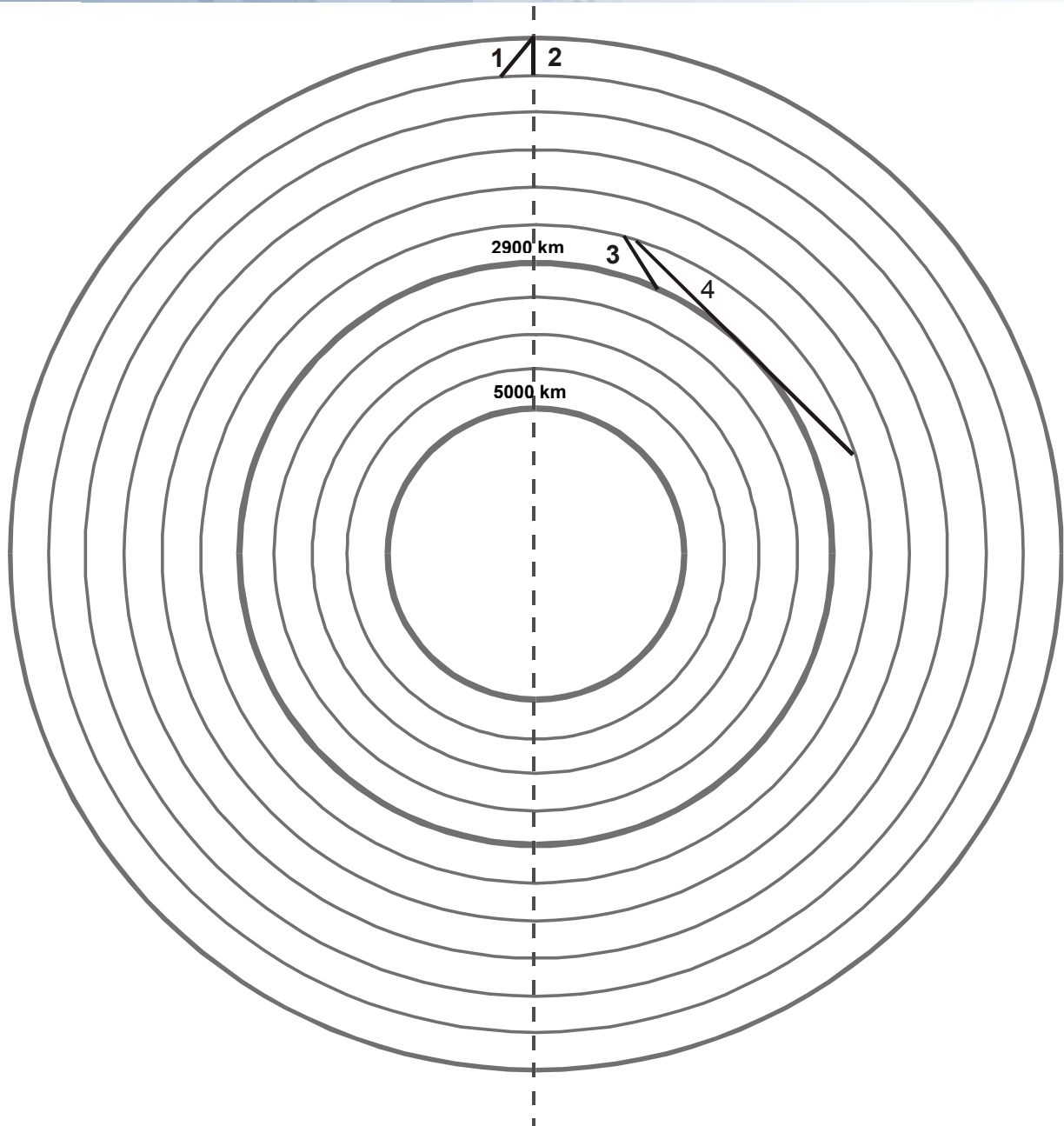
Abbildung 2: Geschwindigkeit der P-Wellen (Primärwellen) und S-Wellen (Sekundärwellen) in verschiedenen Tiefen der Erde. Die Wellen breiten sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit im Erdinneren aus. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Erdinnere aus verschiedenen Materialien aufgebaut ist (verändert nach BOLT 1976).

Aufgabe 2²: Betrachten Sie die Abbildung 2. Sie zeigt ein stark vereinfachtes Schema der Erde. Jede Schicht repräsentiert einen Abschnitt des Erdinneren. Für diese Aufgabe nehmen wir an, dass das Material in jeder dieser Schichten homogen ist.

- a) Zeichnen Sie vom Hypozentrum ausgehend die Erdbebenwellen 1 und 2 weiter und wenden Sie an den eingezeichneten Grenzflächen das Brechungsgesetz an. Zur groben Abschätzung der Änderung der Geschwindigkeit in den einzelnen Schichten verwenden Sie die Abbildung 1.
- b) Führen Sie das gleiche Verfahren mit der Welle durch, die gerade noch an der Grenze Erdmantel / äußerer Kern vorbeigeht (4), sowie mit der, die gerade eben gebrochen wird und in den äußeren Kern eindringt

Abbildung 2: Verlauf der Erdbebenwellen durch die Erde.

² **Hinweis:** Bei Aufgabe 2 wird davon ausgegangen, dass jeder Einfallswinkel kleiner als der so genannte *kritische Winkel* ist und sich keine gebrochene, an der Grenzschicht „schleifende“ (so genannte Kopf-) Welle herausbildet. Auch die reflektierten Wellen und die Entstehung neuer Wellentypen an den Diskontinuitäten werden nicht berücksichtigt.



- 2) In der fertig gezeichneten Abbildung 2 bestehen die Wellenzüge noch aus vielen kleinen Strecken. Der Wellenzug verändert an jeder Schichtgrenze ein wenig seine Richtung. Welche Form nimmt der Streckenzug einer Welle an, wenn man die Dicke der Schichten in Gedanken „gegen Null laufen“ lässt?

- 3) Wie berechnet man die Gesamtlaufzeit einer Welle vom Hypozentrum bis zum Observatorium?



Baustein 5: Wege seismischer Wellen

Seismic Waves

Das Programm „Seismic Waves“ kann kostenlos zur freien Verwendung von folgender Adresse aus dem Internet heruntergeladen werden:

<ftp://ftp.iris.washington.edu/pub/programs/sel/ibmpc/seiswave.exe>.

Sie finden es auch in dem Ordner „Seismology“ auf der CD-ROM „System Erde“: Klicken Sie auf seiswave.exe und folgen Sie dem Installationsassistenten, um es zu installieren. Nach erfolgreicher Installation können Sie es so wie Ihre anderen Programme über den „Start button“ öffnen.

Das Programm muss auf jedem Schülerarbeitsplatz installiert werden. Die Mühe lohnt sich, weil für einige Erdbeben der Verlauf der seismischen Wellen sehr anschaulich dargestellt wird.



Kernschatten der P-Wellen

