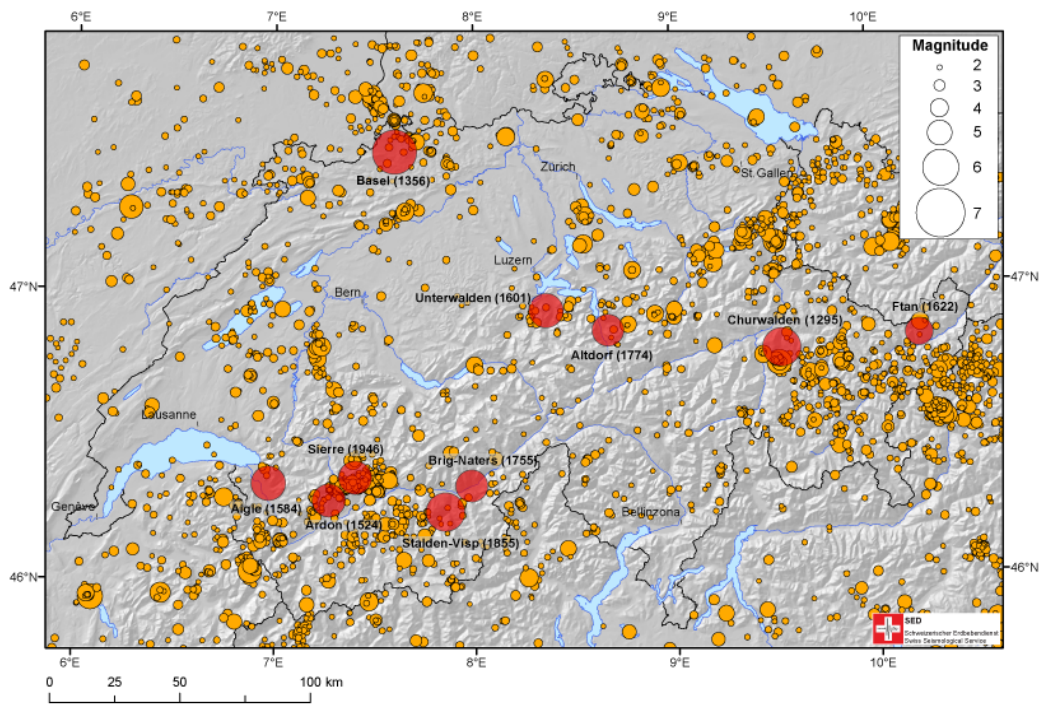


# PRAKTIKUM BEOBACHTUNGSNETZE

## VERSUCH F

# Erdbeben



**Abbildung 0.1:** Karte mit den zehn stärksten Erdbeben in der Schweiz sowie den registrierten Beben zwischen 1975 bis 2012. (Quelle: [http://www.seismo.ethz.ch/eq\\_swiss/hist/index](http://www.seismo.ethz.ch/eq_swiss/hist/index))

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Ziele</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Fragen zur Vorbereitung aufs Kolloquium</b>	<b>1</b>
<b>3</b>	<b>Theorie</b>	<b>2</b>
3.1	Erdbeben: Schadensausmasse und Risiko . . . . .	2
3.2	Geografische Verteilung von Erdbeben . . . . .	5
3.3	Zeitliche Verteilung von Erdbeben . . . . .	7
3.4	Größenverteilung von Erdbeben . . . . .	7
3.5	Der Bruchprozess von Erdbeben . . . . .	9
3.6	Prinzip einer seismischen Messung . . . . .	10
3.6.1	Seismometer . . . . .	10
3.6.2	Seismogramme . . . . .	12
3.7	Seismische Netzwerke . . . . .	14
3.8	Theorie für Aufgaben . . . . .	14
3.8.1	Aufgabe 1: Ausbreitung seismischer Wellen und Abschätzung ihrer Geschwindigkeiten . . . . .	14
3.8.2	Aufgabe 2: Lokalisierung von Erdbeben . . . . .	17
3.8.3	Aufgabe 3: Erdbebenmagnituden . . . . .	19
3.8.4	Aufgabe 4: Erdbebenintensität und Makroseismik . . . . .	20
<b>4</b>	<b>Aufgaben</b>	<b>22</b>
4.1	Aufgabe 1: Abschätzung der seismischer Geschwindigkeitsverteilung aus Laufzeitkurven . . . . .	22
4.2	Aufgabe 2: Manuelle Lokalisierung eines Erdbebens . . . . .	23
4.3	Aufgabe 3: Manuelle Bestimmung der Magnitude eines Erdbebens . . . . .	23
4.4	Aufgabe 4: Makroseismische Auswertung eines Erdbebens . . . . .	24
<b>5</b>	<b>Anhang</b>	<b>26</b>
5.1	Laufzeitkurven . . . . .	26
5.2	Stationskarte und Seismogramme . . . . .	27
5.3	European Macroseismic Scale 1998 (Seiten 14-20) . . . . .	29

# 1 Ziele

Die Realisierung von seismischen Beobachtungsnetzen ist so vielfältig und variantenreich wie die Fragestellungen, die dahinter stehen. In diesem Versuch F wollen wir verschiedene Aspekte eines seismischen Netzes kennenlernen, sowie einen Einblick in die Tätigkeit eines Erdbebendienstes bekommen:

- Grundsätzliches Verständnis von der Physik von Erdbeben, und der Ausbreitung seismischer Wellen in der Erde.
- Einführung in die Technik seismischer Messinstrumente.
- Aufbau von Messanordnungen für verschiedene Zwecke; Beurteilung der Aussagekraft von Daten aus verschiedenen Messanordnungen
- Analyse verschiedener Typen seismischer Daten (Erdbebenlokalisierung, menschliche Beobachtungen, usw.).

# 2 Fragen zur Vorbereitung aufs Kolloquium

Die Versuche zur Seismologie setzen den Stoff der Vorlesung Erd- und Produktionssysteme voraus. Die Inhalte der theoretischen Grundlagen sind in grossen Teilen eine Zusammenfassung dieser Vorlesung, sollten also weitgehend bekannt sein. Zur Vorbereitung auf die Veranstaltung sollten Sie in der Lage sein folgende Begriffe und Sachverhalte zu erklären bzw. zu beschreiben:

1. Was ist die Bedeutung von Erdbeben im Vergleich zu anderen Naturgefahren? Wie gefährdet ist die Schweiz?
2. Wo und wie häufig treten Erdbeben auf (weltweit und in der Schweiz)?
3. Wie werden Erdbeben aufgezeichnet, was sind die Schwierigkeiten?
4. Was sieht man auf einem Seismogramm? Welche Erdbebenparameter kann man daraus bestimmen?
5. Was ist die Magnitude, was die Intensität eines Erdbebens?

**BITTE MITBRINGEN:**

**Taschenrechner, Geodreieck, Zirkel (wenn vorhanden)**

## 3 Theorie

### 3.1 Erdbeben: Schadensausmasse und Risiko

In der modernen Zivilisation gewinnen Naturgefahren immer mehr an Bedeutung. Durch die direkte Berichterstattung der Massenmedien wird die Öffentlichkeit gegenüber Katastropheneignissen in zunehmenden Masse sensibilisiert. Dazu kommt die erwiesene Tatsache, dass in den letzten Jahren die Gefährdung der Zivilisation durch Naturkatastrophen stark zugenommen hat. Dies ist vor allem auf das Anwachsen der Weltbevölkerung und Ausbreitung in früher gemiedene Zonen sowie auf die Entwicklung hochempfindlicher Technologien und deren Einsatz in immer exponierteren Gebieten zurückzuführen. Hinzu kommt die weltweit zu beobachtende Konzentrierung volkswirtschaftlicher Werte in Grossstädten und Industriegebieten, die das Schadenpotential stark ansteigen lässt.

Erdbeben werden landläufig als die Naturgewalt mit dem grössten Zerstörungspotential angesehen. Neben den Wirbelstürmen gehören Erdbeben zu den opferreichsten Katastrophen der letzten 20 Jahre. Im weltweiten langfristigen Vergleich der Zahl der Todesopfer und der wirtschaftlichen Schäden werden die Erdbeben zwar bei weitem von Unwettern und Überschwemmungen übertroffen, ihre psychologische Wirkung auf die menschliche Gesellschaft ist jedoch beträchtlich. Da Unwetter und Wirbelstürme relativ regelmässig auftreten und durch satellitengestützte Wetterbeobachtungen vorhersagbar sind, stellen diese für Versicherungen ein 'einfach' kalkulierbares Risiko dar. Im Gegensatz dazu sind Erdbeben extrem nicht-lineare, unregelmässige Erscheinungen, die (noch?!) nicht vorhersagbar sind und die gegebenenfalls extrem hohe Schäden verursachen. Für Versicherungen bedeuten Erdbeben daher ein wesentlich schwieriger zu kalkulierendes Risiko.

Aufgrund der räumlichen Ausdehnung der Schadenintensität besitzen Erdbeben ein grosses Zerstörungspotential. Da in zahlreichen seismisch aktiven Gebieten eine hohe Bevölkerungs- und Wertkonzentration vorhanden ist, sind bei Starkbeben enorme Gesamtschäden zu erwarten. So werden z.B. die Gesamtschäden eines schweren Erdbebens heute im Raum Tokio auf rund 300 Milliarden USD geschätzt. Während bei Starkbeben in hoch industrialisierten Ländern hauptsächlich Sachschäden beobachtet werden, sind in dicht besiedelten Entwicklungsländern meist eine grosse Anzahl von Todesopfern zu beklagen (Tabelle 3.1). Da in Entwicklungsländern das Bruttosozialprodukt relativ gering ist, führen Erdbeben in solchen Regionen meist zu hohen volkswirtschaftlichen Schäden.

Kann man Erdbeben vorhersagen? Sowohl wissenschaftliche Ansätze als auch 'astrologische' Vorhersagen haben bisher keine zählbaren, statistisch belegbaren Erfolge aufzuweisen. Netzwerke moderner Messinstrumente liefern heutzutage allerdings Daten, mit denen die Seismizität einer Region hochauflösend analysiert werden kann und somit Aussagen über aktive geologische Strukturen (z.B. Verwerfungen) ermöglichen. Diese Daten helfen zudem bei der Erstellung von seismischen Modellen, welche beispielsweise zur Simulationen der Wellenausbreitung verwendet werden. Informationen über Seismizität,

Bodenbewegung und Wellenausbreitung stellen die Grundlage sogenannter Erdbebengefährdungskarten (Hazard-Maps). Solche Karten bilden die Entscheidungsgrundlage für Politiker und Ingenieure um gefährdete Regionen zu identifizieren und in diesen Gebieten Massnahmen einzuleiten, um Schäden allfälliger Erdbeben in Grenzen zu halten. Abbildung 3.1 zeigt eine solche Erdbebengefährdungskarte für die Schweiz.

Datum	Erdbeben	Land	Magnitude	Todesopfer	Schäden Mrd. USD	% BSP <sup>2</sup>
04.02.1976	Guatemala	Guatemala	$M_w=7.5$	22,000	1.1	18.0
28.07.1976	Tangshan	China	$M_s=7.6$	800,000	6.0	1.5
04.03.1977	Bukarest	Rumänien	$M_w=7.2$	1,500	0.8	3.0
23.11.1980	Campano	Italien	$M_w=6.9$	3,000	45.0	6.8
19.09.1985	Mexiko City	Mexiko	$M_s=7.9$	5,000	5.0	3.0
10.10.1986	San Salvador	El Salvador	$M_s=5.7$	1,000	1.5	31.0
07.12.1988	Spitak	Armenien	$M_s=6.8$	25,000	17.0	3.0
17.10.1989	Loma Prieta	USA	$M_s=7.1$	67	8.0	0.2
21.06.1990	Manjil	Iran	$M_s=7.7$	50,000	7.2	7.2
17.01.1994	Northridge <sup>3</sup>	USA	$M_w=6.7$	60	16.0	0.4
16.01.1995	Kobe <sup>4</sup>	Japan	$M_s=6.8$	5,500	100.0	?
17.08.1999	Izmit <sup>5</sup>	Türkei	$M_s=7.4$	30,000	16.0	7.0
26.12.2003	Bam <sup>6</sup>	Iran	$M_w=6.6$	30,000	1.5	0.5
26.12.2004	Sumatra +Tsunami <sup>7</sup>	Indonesien	$M_w=9.0$	228,000	14.0	?
08.10.2005	Kaschmir	Pakistan	$M_w=7.6$	79,000	>5	5.0
12.05.2008	Sichuan	China	$M_w=7.9$	70,000	85.0	?
06.04.2009	L'Aquila <sup>8</sup>	Italien	$M_w=6.3$	296	2.9	?
12.01.2010	Haiti <sup>9</sup>	Haiti	$M_w=7.0$	222,570	10.0	?
27.02.2010	Maule +Tsunami <sup>9</sup>	Chile	$M_w=8.8$	562	30.0	?
21.02.2011	Christchurch	Neuseeland	$M_w=6.1$	181	?	?
11.03.2011	Tohoku +Tsunami	Japan	$M_w=9.0$	15,700	>300.0?	?

**Tabelle 3.1:** Schadenbilanz von ausgesuchten Starkbeben der letzten 35 Jahre<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Coburn & Spence, 1992; modifiziert und ergänzt.

<sup>2</sup>Schadenwert ausgedrückt in Prozent des Bruttosozialproduktes des betroffenen Landes.

<sup>3</sup>National Earthquake Information Center (NEIC), Golden CO, USA.

<sup>4</sup>Quelle: Schweizer Rück, 1995b

<sup>5</sup>Bogazici University, Istanbul, Turkey

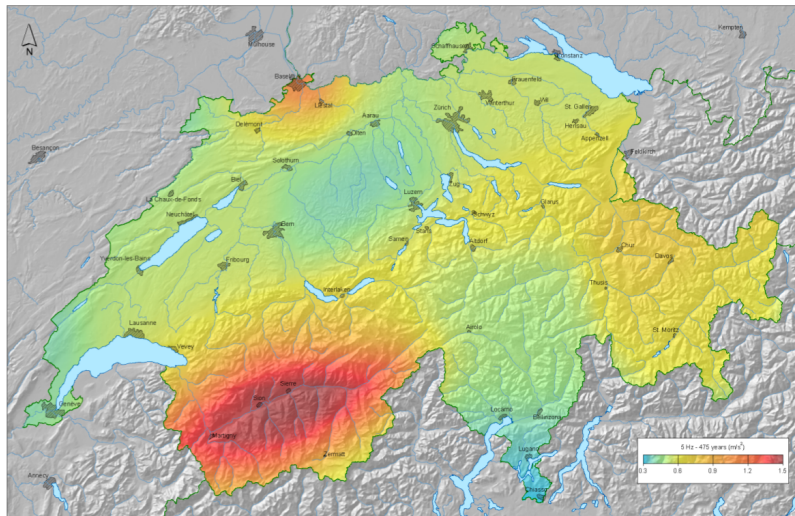
<sup>6</sup>US National Institute of Building Science, 2005

([http://siteresources.worldbank.org/INTDISMGMT/Resources/Risk\\_Assessment\\_tools.ppt](http://siteresources.worldbank.org/INTDISMGMT/Resources/Risk_Assessment_tools.ppt))

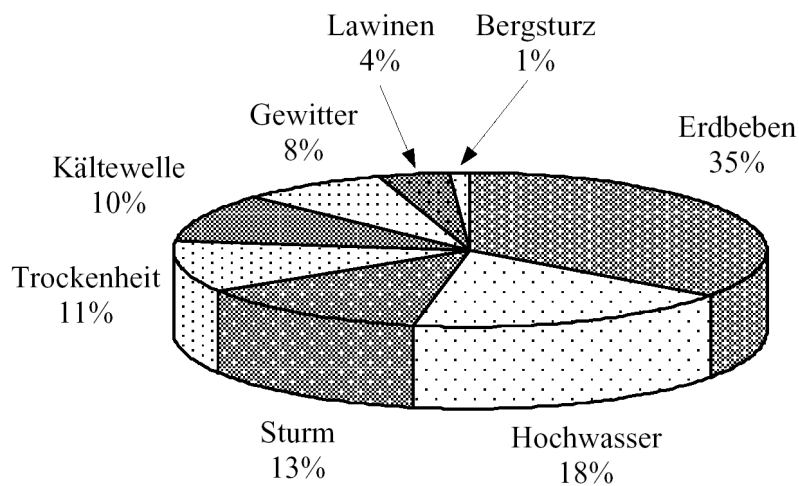
<sup>7</sup>Quelle: Schweizer Rück, 2005

<sup>8</sup>Quelle: Schweizer Rück, 2010

<sup>9</sup>Quelle: Schweizer Rück, 2011



**Abbildung 3.1:** Erdbebengefährdungskarte für die Schweiz. Bereiche blau / grün zeigen eine Erwartung von schwachen Erdbeben und wenig Beschädigungen an. Die Bereiche rot / orange lassen ein stärkeres Beben mit grösseren Beschädigungen in den folgenden 475 Jahren erwarten. Die Zonen der höheren Gefahr in der Schweiz sind das Wallis, die Baselregion, Graubünden und die alpine Frontseite.



**Abbildung 3.2:** Naturgefahren in der Schweiz. Erdbeben machen mehr als ein Drittel des gesamten Naturkatastrophenrisikos der Schweiz aus (aus Katamos, 1995<sup>10</sup>).

Im Gegensatz zu anderen Naturgefahren können Erdbeben weitläufige Gebiete in Mitleidenschaft ziehen. Dies hat zur Folge, dass in der Schweiz rund 35% des gesamten, gewichteten Katastrophenrisikos der Naturgefahren durch Erdbeben verursacht werden (Abbildung 3.2). Neuere Untersuchungen gehen noch von einem höheren Anteil aus. In einer Untersuchung des Schweizerischen Pool für Erdbebenversicherung wurde das Schadenausmass von historischen Erdbeben in der Schweiz abgeschätzt, wenn diese sich heute wiederholen würden (Schaad, 1988). Da Schadensschilderungen in der Regel übertrieben sind, wurden zur Berücksichtigung der Unsicherheiten zwei verschiedene Szenarien berechnet (Tabelle 3.2). Szenario A entspricht einer pessimistischen Einschätzung der Schäden, wobei die Intensitätsverteilungen direkt aus den in der Literatur angegebenen Schaden- oder Intensitätsinformationen abgeleitet wurden. Beim Szenario B wurden die Intensitäten gegenüber Szenario A generell um eine Stufe reduziert.

Datum	Epizentralintensität $I_0$	Ereignis	Schadenssumme Szenario A in Mrd. Fr.	Schadenssumme Szenario B in Mrd. Fr.
18.10.1356	IX	Basel	47.130	13.390
25.07.1855	VIII	Vispताल	8.720	0.580
25.01.1946	VIII	Rawil	1.900	0.430
29.09.1971	VII	Glarus	0.160	0.031

**Tabelle 3.2:** Gebäude Brutto-Ereignisschäden<sup>11</sup>.

## 3.2 Geografische Verteilung von Erdbeben

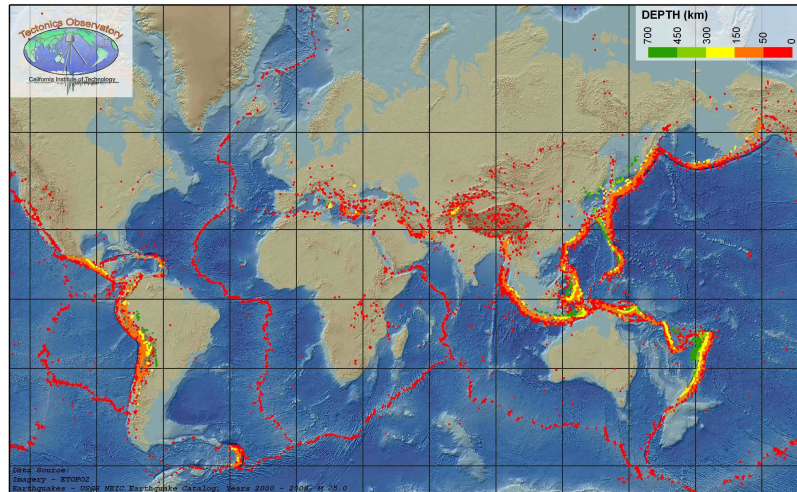
Ein Grossteil der Erdbebenaktivität weltweit konzentriert sich auf schmale, langgezogene Regionen entlang tektonischer Plattenränder. Diese Aktivitätszone wird auch als ‘Erdbebengürtel’ bezeichnet. Typische Herdtiefen liegen zwischen wenigen Kilometern unter der Erdoberfläche und der maximal bis heute beobachtete Tiefe von ca. 720 km (Abbildung 3.3), meist aber weniger als 100 km. Erdbeben sind üblicherweise auf die Erdkruste beschränkt, da der Mantel in der Regel zu wenig steif für spröde Brüche ist. Es treten aber auch teils starke Erdbeben im Inneren tektonischer Platten auf, also weit entfernt von den Plattengrenzen. Diese sind auf Deformationen innerhalb der Platten zurückzuführen, z.B. durch noch immer anhaltende Hebung nach dem Abschmelzen der

<sup>10</sup>Katamos (1995), Katastrophen und Notlagen in der Schweiz. Eine vergleichende Übersicht, Tech. rep., Bundesamt für Zivilschutz, Bern.

<sup>11</sup>Quelle: Schaad, 1988

- Nur Schäden an feuerversicherten Gebäuden in der Schweiz (alle Kantone berücksichtigt).
- Szenario A: Intensitätsverteilung gemäss Literaturangaben.
- Szenario B: Optimistische Beurteilung der historischen Zeugnisse.
- Geldwert per 1988.

Gletscher vor etwa 14,000 Jahren. Magmatische Prozesse unter aktiven Vulkanen produzieren eine weitere Klasse von Erdbeben, die sich zum Teil durch niedrigere Frequenzen auszeichnen. Darüberhinaus gibt es auch menschengemachte Erdbeben, sogenannte induzierte Erdbeben, z.B. im Zusammenhang mit Bergbau oder Geothermie Projekten.



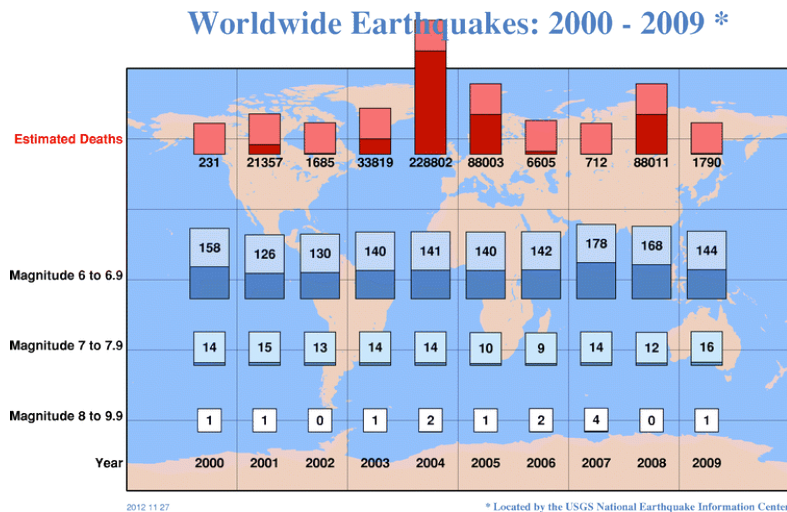
**Abbildung 3.3:** Globale Verteilung der Erdbeben entlang der tektonischen Plattengrenzen. Die Farbe zeigt die Tiefe der Erdbeben an von flach (rot) bis tief (grün). U.S. Geological Survey Erdbebenkatalog von 2000 bis 2008 mit Magnituden von  $M \geq 5.0$ .

In der Schweiz sind starke Erdbeben zwar relativ selten, aber zumindest in einigen Regionen nicht auszuschliessen (Abbildung 0.1). In den vergangenen 900 Jahren traten insgesamt mehr als 1200 Ereignisse mit Intensität:  $I_0 \geq V$  und gegen 150 Ereignisse mit Intensität:  $I_0 \geq VII$  auf. Einige Regionen, darunter das Mittel- und Oberwallis, die Region Basel, die Zentralschweiz, das St. Galler Rheintal und das Engadin weisen eine erhöhte Erdbebenaktivität und damit eine signifikante Gefährdung durch Erdbeben auf (Abbildung 3.1). Das Niveau der Erdbebenaktivität in der Schweiz entspricht etwa dem der angrenzenden Nachbarländer, ist aber eindeutig niedriger als in Mittel- und Süditalien oder Griechenland, welche zu den aktivsten Regionen in Europa gehören. Im statistischen Langzeitmittel muss in der Schweiz etwa alle 10 Jahre mit einem Schadenbeben gerechnet werden. Die letzten stärkeren Erdbeben, die allerdings nur geringe Schäden verursacht haben, ereigneten sich am 20. November 1991 in Mittelländern ( $M_L = 5.0$ ) und am 8. Mai 1992 im oberen St. Galler Rheintal ( $M_L = 4.6$ ). Mit den rund 45 hochempfindlichen Seismographenstationen des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) werden in der Schweiz jährlich 200 - 300 Erdbeben registriert, wobei die untere Magnitudenschwelle bei etwa 1.5 liegt (d.h. Erdbeben mit Magnituden kleiner als 1.5 werden nicht zuverlässig registriert). Davon werden im Schnitt 10 regional gespürt.



### 3.3 Zeitliche Verteilung von Erdbeben

In erster Näherung, wenn man ausreichend grosse Gebiete und ausreichend lange Zeiträume betrachtet, z.B. die jährliche Anzahl weltweiter Beben über die letzten 10 Jahre, dann ist das zeitliche Auftreten von Erdbeben zufällig und die Rate etwa konstant (Abbildung 3.4).



**Abbildung 3.4:** Globale Seismizitätsrate entsprechend des NEIC.

Quelle: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/graphs.php>

Andererseits ist natürlich bekannt, dass grosse Erdbeben z.B. sehr wohl lokal von einer deutlich erhöhten Rate von Nachbeben gefolgt werden, die mit der Zeit wieder abnimmt. Der japanische Seismologe Omori war 1894 der erste, dem die systematische zeitliche Abnahme der Nachbebenaktivität auffiel und der ein Gesetz zur Beschreibung formulierte, nach dem die Rate von Nachbeben mit  $1/\text{Zeit}$  abnimmt. Eine weitere Faustregel (Bath's law) besagt, dass üblicherweise das grösste Nachbeben einer Sequenz eine Magnitude kleiner ist als das Hauptbeben.

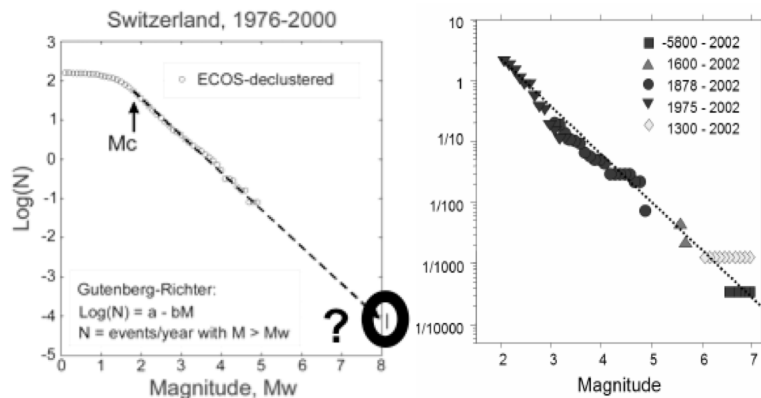
Ein gewisser Anteil Erdbeben, je nach genauer Definition 5 – 10%, wird innerhalb kurzer Zeit und Distanz von einem grösseren Beben gefolgt, und daher üblicherweise als Vorbeben bezeichnet. Man geht davon aus, dass diese Vorbeben die folgenden stärkeren auslösen oder vorbereiten oder zumindest durch Stressumverteilung begünstigen. Leider lassen sie sich bisher nicht zur Vorhersage einsetzen.

### 3.4 Grössenverteilung von Erdbeben

Erdbeben gibt es in jeder Grösse: Seismometer in Bergwerken zeichnen Mikrobrüche von einigen zig Zentimetern Länge auf, die negativen Magnituden entsprechen, nahe beim Hypozentrum kann man ein Magnitude 2 Beben verspüren, das in etwa einer Bruchlänge von einigen zig Metern entspricht, ein mittelgrosses Beben bricht mehrere zig Kilometer

einer Verwerfung, während in grossen Erdbeben, wie etwa dem 1906 M7.8 San Francisco Beben auf der San Andreas Verwerfung, mehrere 100 km auf einmal brechen.

Glücklicherweise sind grosse Erdbeben wesentlich seltener als kleine. Wenn man die kumulative Anzahl Beben, die in einer Region in einem bestimmten Zeitraum registriert werden, pro Magnitude auf einer logarithmischen Skala aufträgt, erhält man eine abfallende Gerade mit einer Steigung von etwa 1 (Abbildung 3.5). Das bedeutet, dass pro eine Magnitudeneinheit kleiner 10 mal mehr Erdbeben auftreten, also pro 1 M7 Beben wird man im Schnitt 10 M6, 100 M5, 1000 M4, etc. Beben beobachten. Dieses empirische Gesetz ist als Gutenberg-Richter Gesetz bekannt, und die Steigung der Geraden als b-Wert. Da der b-Wert räumlich variiert und für die Gefährdungsberechnung benötigt wird, spielt dieser Parameter eine grosse Rolle.



**Abbildung 3.5:** Kumulative Magnituden-Häufigkeitsverteilung der instrumentell aufgezeichneten Seismizität in der Schweiz (links), instrumentelle und historische Daten für die Region Basel für unterschiedliche  $M_c$  Perioden (rechts) (aus Giardini et al., 2004<sup>12</sup>). Markiert ist im linken Teil die magnitude of completeness, und das unbekannte und heute noch unabschätzbare obere Ende der linearen Verteilung.

Wie in Abbildung 3.5 ersichtlich, hat die Gutenberg-Richter Verteilung zwei kritische Endpunkte ihres linearen Teils: die Vollständigkeitsmagnitude,  $M_c$ , (engl. magnitude of completeness) ist die kleinste Magnitude oberhalb derer alle Erdbeben erfasst werden. Das heisst, dass kleinere Beben mit dem betrachteten Netzwerk nicht zuverlässig aufgezeichnet werden können, und also ein gewisser Anteil von ihnen in dieser Grafik fehlt. Die Beben sind aufgetreten, aber nicht aufgezeichnet und katalogisiert worden, was die Abweichung von der Gerade bedingt. Die Bestimmung von  $M_c$  ist nicht trivial und kritisch, da man bei einer Unterschätzung dieses Parameters einen zu niedrigen b-Wert abschätzt, was die Rate erwarteter grosser Beben erhöht und damit die erwartete Gefährdungsabschätzung verfälscht.

<sup>12</sup>Giardini, D., S. Wiemer, D. Fäh, and N. Deichmann, Seismic hazard assessment of Switzerland, 2004, Report, Swiss Seismological Service.

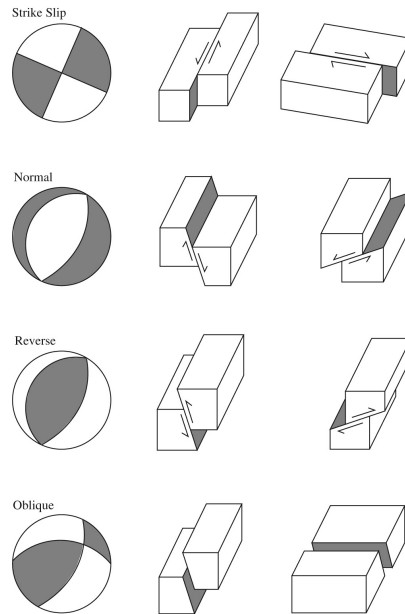
Noch schwieriger zu beurteilen ist das obere Ende der Verteilung, denn dieses ist stark gekoppelt an die im Vergleich zu Auftrittsintervallen der grossen Beben häufig sehr kurzen Beobachtungszeiten; das heisst, die grossen Beben, die in der betrachteten Region langfristig durchaus auftreten können, sind in dem instrumentellen Katalog der letzten paar Jahrzehnte oft zufällig nicht enthalten, oder nur in kleiner Anzahl, was die statistische Unsicherheit der bestimmten Durchschnittsrate sehr gross werden lässt. Eine gewisse Abhilfe schafft das Einbeziehen (wo verfügbar) von historisch beschriebenen Erdbeben, z.B. in alten Zeitungen, Briefen, etc. Auf Basis moderner sogenannter makroseismischer Erdbebenauswertungen können aus diesen Informationen die Magnituden der historischen Beben abgeschätzt und zu dem instrumentellen Katalog hinzugefügt werden (Abbildung 3.5, rechts). Doch auch diese Massnahme kann nicht die Frage der maximal möglichen Magnitude in einer bestimmten Region beantworten - dass man eine bestimmte Grösse noch nicht beobachtet hat, weder instrumentell noch historisch, heisst nicht zwangsläufig, dass sie unmöglich ist. Für die Gefährdungsberechnung mit langem Zeithorizont ist es durchaus entscheidend, was als maximal zu erwartende Magnitude angenommen wird.

### 3.5 Der Bruchprozess von Erdbeben

Wie entstehen Erdbeben? Abbildung 3.3 zeigt, dass die meisten Erdbeben entlang der Grenzen der tektonischen Platten auftreten, wo sich Spannungen in der Erdkruste lösen, die durch die kontinuierliche Verschiebung der Platten gegeneinander aufgebaut worden sind. Diese tektonischen Beben finden auf (mehr oder weniger) ausgedehnten Bruchflächen (Verwerfungen) statt, die eine Orientierung bzgl. Nord haben, sowie einen Verschiebungsvektor auf der Bruchfläche. Der Bruchprozess als solcher ist ein komplizierter dynamischer Vorgang mit grosser zeitlicher und räumlicher Komplexität. Näherungsweise kann man annehmen, dass die Verschiebung auf der Bruchfläche an jedem Punkt identisch ist und dass der Bruch sich von einem Punkt aus, dem *Hypozentrum*, mit konstanter Geschwindigkeit in eine Richtung ausbreitet. Die Richtung des Verschiebungsvektors definiert unter anderem den Herdmechanismus eines Erdbebens, den wir anhand von Abbildung 3.6 beschreiben wollen. Nimmt man den Erdbebenherd als punktförmige Quelle an (sehr starke Vereinfachung), so wird die Lokation des Herdes mit *Hypozentrum* bezeichnet. Die orthogonale Projektion des Hypozentrum auf die Erdoberfläche wird *Epizentrum* genannt. Der Abstand zwischen Hypozentrum und Epizentrum ist die *Herdtiefe*. Der Zeitpunkt, zu dem der Erdbebenprozess beginnt, heisst *Herdzeit*.

Findet die Verschiebung nur in *horizontaler* Richtung statt, spricht man von einem Horizontalbeben (engl. strike-slip)(Abbildung 3.6, oberstes Bild). Bei Abschiebungsbeben (engl. normal faulting) bewegt sich eine Seite der Verwerfung in Richtung der Schwerkraft nach unten. Bei Aufschiebungsbeben (engl. thrust oder reverse faulting) bewegt sich eine Seite der Bruchfläche entgegen der Schwerkraft nach oben. In der Natur kommen schliesslich verschiedenste Mischformen (oblique slip) von Horizontalverschiebungs- und Aufschiebungs- oder Abschiebungsbeben vor, wie in Abbildung 3.6 (unterstes Bild) angedeutet. Zur Bestimmung des Herdmechanismus wird die Polarität der P-Wellen Er-

steinsätze auf der Vertikalkomponente verwendet, d.h. ob diese nach oben (up) oder nach unten (down) gerichtet sind. Nach oben gerichtete Ersteinsätze haben die Herdregion mit nach aussen gerichteter Polarisierung verlassen (Kompression) und werden in den Herdflächenlösungen grau (schattiert) dargestellt. Das umgekehrte gilt für nach unten gerichtete Ersteinsätze. Aus den Registrierungen an vielen Stationen lässt sich somit der Herdmechanismus bestimmen (Abbildung 3.6).



**Abbildung 3.6:** Herdmechanismen im Blockdiagramm (rechts), die die Geometrie der Bruchflächen zeigen, und zu den dargestellten Abstrahlcharakteristiken (links) führen. Die Schattierung in diesen Abstrahlmustern (auch Herdflächenlösung genannt) stellen den kompressiven Quadranten der P-Welle dar (aus Shearer, 2009)<sup>13</sup>.

## 3.6 Prinzip einer seismischen Messung

### 3.6.1 Seismometer

Generell stösst man bei der Messung der Bodenbewegungen auf folgende Schwierigkeiten:

- Die Amplituden der Bodenbeschleunigung bewegen sich je nach Stärke des Erdbebens, Entfernung der Messstation vom Herd, usw. im Bereich von einigen  $\mu g$  bis  $2g$  ( $g = 9.81 m/s^2$ : Erdbeschleunigung), d.h. in einem weiten dynamischen Bereich.
- Das Spektrum seismischer Wellen umfasst über 16 Oktaven und erstreckt sich von der Grundfrequenz der Eigenschwingung der Erde ( $T = 3233$  sec) bis zu den in der Nähe des Epizentrums schwacher Erdbeben beobachteten, hochfrequenten Raumwellen ( $f = 30$  Hz).

<sup>13</sup>Shearer, P. M. (2009), Introduction to Seismology, second ed., Cambridge University Press.

Die ersten akkuraten Messinstrumente sind gegen Ende des 19. Jahrhunderts entwickelt worden. Der prinzipielle Aufbau der Seismometer hat sich in den letzten 100 Jahren kaum geändert. Es handelt sich meistens um eine an einer Feder aufgehängte Indikator-Masse, die durch eine mechanische oder elektronische Vorrichtung gedämpft wird (Abbildung 3.7). Mit der Angabe der Eigenfrequenz  $\omega_0$ , der Dämpfung  $\zeta$ , der kleinsten auflösbaren Bodenbewegung und dem in Dezibel (dB,  $10 \cdot \log(\text{'Energie der höchsten messbaren Amplitude'/'Energie der kleinsten messbaren Amplitude'})$ ) gemessenen Dynamikumfang können die Eigenschaften eines Seismographen vollständig beschrieben werden. Die Relativbewegungen der Indikator-Masse bezüglich des Bodens werden in der Regel mit Hilfe einer Tauchspule erfasst: Eine bewegliche magnetische Masse induziert einen Strom in einer umgebenden Spule, der proportional zur Schwinggeschwindigkeit des Bodens ist.

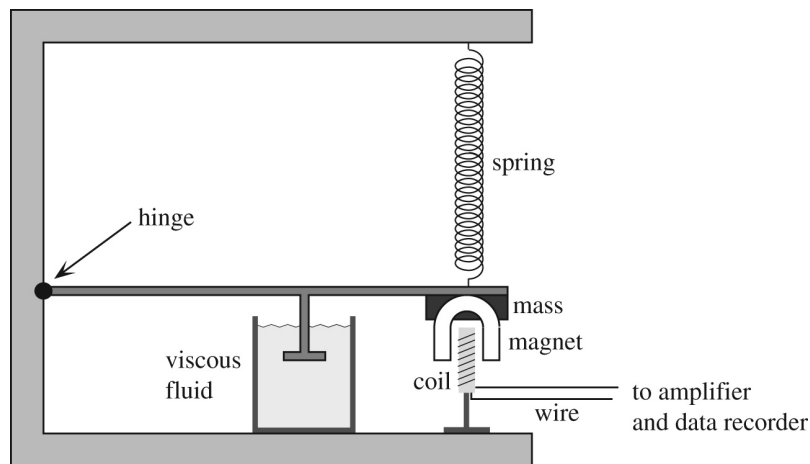
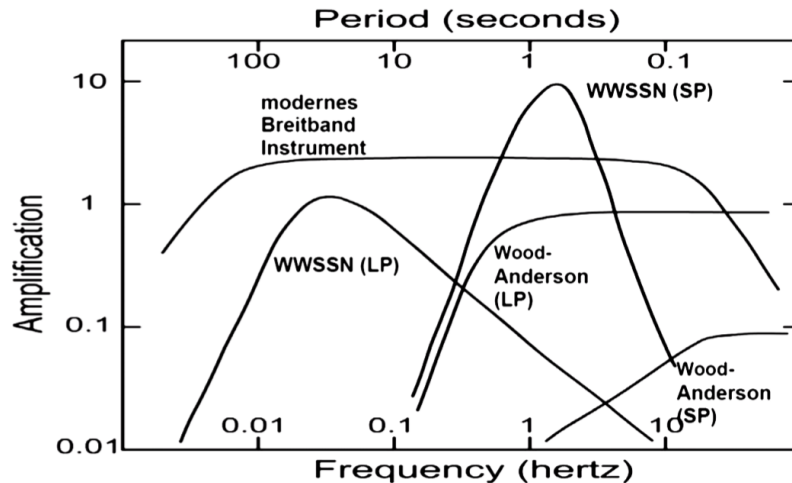


Abbildung 3.7: Vereinfachter Aufbau eines Seismometers (aus Shearer, 2009)<sup>13</sup>.

**Bandbreite und Dynamik:** Da sich das Spektrum seismischer Wellen über einen sehr weiten Frequenzbereich erstreckt (Perioden von 10000 s bis zu 0.001 s), werden entsprechend sehr hohe Anforderungen an die Seismometer gestellt, diese Bodenbewegung akkurat wiederzugeben. Die Bodenbewegungen im Nahfeld sind dabei sehr viel grösser (Auslenkungen von mehreren Metern mit Beschleunigungen von  $> 1g$ ) als in einiger Entfernung vom Erdbeben (Auslenkungen im Mikrometer-Bereich, dominante Periodendauer über 100s). Sogenannte 'strong-motion' Instrumente fürs Nahfeld sind vor allem durch einen hohen dynamischen Bereich und eine geringe Verstärkung gekennzeichnet. Dagegen sind sogenannte 'weak-motion' Seismometer auf hohe Empfindlichkeit und lange Periodendauern getrimmt.

Während heutzutage für die Registrierung von Erdbeben meistens Breitband-Seismometer eingesetzt werden, so waren früher verschiedenste Instrumente im Einsatz, die jeweils einen relativ engen Frequenzbereich abdeckten (Abbildung 3.8). Für ein gegebenes, einheitliches Eingangssignal produzieren diese unterschiedlichen Seismometertypen sehr unterschiedliche Ausgangssignale. Dementsprechend müssen Erdbebenaufzeichnungen auch korrigiert werden, d.h. die Instrumentenantwort muss aus dem aufgezeichneten Signal entfernt werden, um die wahre Bodenbewegung (Verschiebung, Geschwindigkeit oder Be-

schleunigung) zu erhalten. Die Bestimmung von Erdbebenmagnituden beruht allerdings oftmals auf die Instrumentenantwort eines bestimmten Seismometertypes. Um Kenngrößen von Seismogrammen (z.B. die höchste S-Amplitude) über Zeit und Gerätegenerationen vergleichbar zu machen, werden Seismogramme oft auch so gefiltert, dass sie dem Response von relativ alten Instrumententypen entsprechen (z.B. Wood-Anderson Seismometer aus den 1930er-Jahren für Ml).



**Abbildung 3.8:** Amplitudenantwort verschiedener Seismometertypen; die Aufzeichnung eines identischen Eingangssignals mit diesen Instrumenten resultiert in sehr unterschiedlichen Ausgangssignalen.

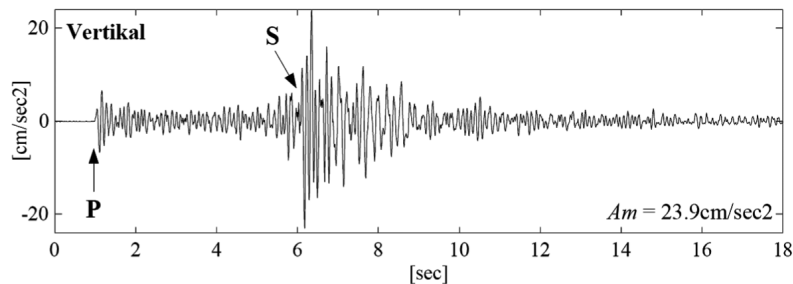
**Noise:** Die Registrierungen der Beben-Bewegungen der Erde sind immer auch von Störsignalen wie Temperatur und Wind, besonders aber vom Zivilisationslärm der Städte und Strassen, beeinflusst. In der Regel wird versucht solches Hintergrund-Rauschen (engl. noise) durch die Wahl geeigneter Standorte zu minimieren. Allerdings lassen sich sogar aus dem seismischen Noise noch wichtige Informationen über den Untergrund entnehmen (z.B. die Eigenfrequenzen von Sedimentschichten). Eine besondere Noise-Quelle lässt sich meist nie ganz vermeiden: die Ozeanbrandung an den Küsten, die noch weit im Landesinneren die seismischen Registrierungen bei Perioden um die 5 sec beherrschen.

**Seismische Aufzeichnung:** In modernen seismischen Systemen wird das analoge Signal des Seismometers verstärkt, gefiltert und anschliessend digitalisiert. Zudem wird die Zeitinformation permanent mittels GPS oder DCF Signalen synchronisiert. Die Datenpakete werden über Internet- oder Satellitenverbindungen zu Datenzentren übermittelt. Die Detektion von Ereignissen und erste Lokalisierung und Magnitudenbestimmung erfolgt automatisch durch Software im Datenzentrum des Netzwerks. Verifizierung bzw. Interpretation des Ereignisses erfolgt in der Regel durch den Seismologen.

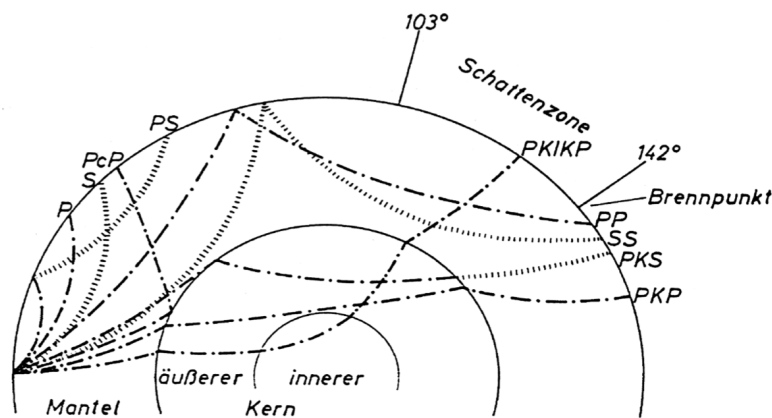
### 3.6.2 Seismogramme

In einem Seismogramm kann man gewöhnlich mehrere *Einsätze* erkennen. Abbildung 3.9 zeigt ein Seismogramm eines lokalen Erdbebens, in dem zwei Einsätze besonders gut

sichtbar sind: die der direkten P- und S-Welle. Diese Einsätze werden auch *Phasen* genannt. Verschiedene Phasen sind die Folge verschiedener Wege der Erdbebenwellen im Erdinnern oder verschiedener wellentypspezifischer Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Uns interessieren vor allem die P- und die S-Einsätze im Seismogramm, denn sie erlauben uns, die Lage des Epizentrums und die Herdtiefe eines Bebens zu bestimmen. Abbildung 3.9 zeigt ein lokales Ereignis, d.h. die Entfernung zwischen der aufzeichnenden Station und des Erdbebens beträgt wenige 100 km. Wir registrieren in der Schweiz aber auch Fernbeben (teleseismische Ereignisse), die z.B. in Japan oder Alaska auftreten. In solchen Fällen sehen die Seismogramme wesentlich komplexer aus, und können mitunter etliche P- und S-Phasen sowie Oberflächenwellen-Einsätze zeigen, deren Herkunft in Abbildung 3.10 erläutert ist.



**Abbildung 3.9:** Seismogramm eines lokalen Erdbebens in der Schweiz (bei Domodossola, 14. Juni 1993;  $M_L = 4.4$ ) registriert an der 42 km entfernten Starkbebenstation Brig-Glis Dorf. Gut zu erkennen sind die Phaseinsätze der P- sowie der S-Wellen.



**Abbildung 3.10:** Strahlenverlauf telseismischer Wellen durch den Erdkörper. Für die verschiedenen Strahlwege ist eine konsistente Nomenklatur eingeführt worden (P, S, PS, PKP etc.), die eindeutig die Interaktion jedes Strahles mit dem Schichtenaufbau der Erde widerspiegelt.

### 3.7 Seismische Netzwerke

Geometrie, Instrumentierung und Konfiguration von seismischen Beobachtungsnetzen hängen von den jeweiligen Zielen und Aufgabenstellungen des Netzwerks ab. Die Anforderungen an ein Netzwerk zur lokalen Überwachung einer Geothermiebohrung unterscheiden sich fundamental (z.B. in Geometrie, Standort- und Geräthewahl) von einem Netzwerk zur Beobachtung globaler Erdbeben oder einem Netzwerk zur Bestimmung der seismischen Belastung von Gebäuden.

Zur Erdbebenüberwachung sollten zudem der Grossteil der Beben innerhalb des Netzwerkes auftreten, d.h. gute Lokalisierungen benötigen eine gleichmässige azimuthale Verteilung von Stationen um eine Herdregion. Eventuelle Aktivierung von bisher unbekanntem Herdregionen macht eine ständige Anpassung solcher Netzwerke erforderlich. Die Dichte der seismischen Stationen bestimmt zudem die Vollständigkeit der Überwachung. Je dichter das Stationsnetz, desto geringer ist die minimale Magnitude die mit dem Netzwerk zuverlässig detektiert werden kann.

Apertur (grösster Winkel, unter dem die Stationen des Messnetzes von einem potentiellen Erdbebenherd aus erscheinen) und Stationsabstand eines Beobachtungsnetzes bestimmen die vertikale und horizontale Auflösung seismischer Abbildungsverfahren (z.B. seismische Tomographie, Reflexion- und Refraktionsseismische Messungen, etc.). Der gewählte Stationsabstand hängt in solchen Studien oftmals auch von der erwarteten Wellenlängen des Signals ab. Um eine Wellenlängen  $\lambda$  einwandfrei zu detektieren benötigen wir einen Stationsabstand von  $d < \lambda/2$ . Zudem hängt die Wahl der Stationsgeometrie davon ab, ob wir zwei- oder dreidimensionale Strukturen abbilden wollen.

Diesen theoretischen Gedanken steht natürlich immer die Realisierbarkeit eines solchen Netzwerkes gegenüber, d.h. die vorhandenen finanziellen Mittel, um das 'optimale' Netzwerk aufzubauen, die geologischen und infrastrukturellen Randbedingungen (Rauschpegel, Zugänglichkeit, Strom, Kommunikation, etc.), sowie die technischen Möglichkeiten. Planung und Aufbau seismischer Netzwerke ist langwierig und kostspielig, und Standortevaluation und -charakterisierung ist dabei zu einem wesentlichen Teil für den Aufwand verantwortlich.

### 3.8 Theorie für Aufgaben

#### 3.8.1 Aufgabe 1: Ausbreitung seismischer Wellen und Abschätzung ihrer Geschwindigkeiten

Der Bruchprozess von Erdbeben generiert eine Vielzahl seismischer Wellen, deren Ausbreitung in der Erde von den elastischen Eigenschaften des Gesteins abhängt, durch welches die Erdbebenwellen laufen. Neben Raumwellen (Kompressions- oder P-Wellen und Scher- oder S-Wellen) können auch Wellentypen auftreten, die sich nur entlang der Erdoberfläche fortpflanzen (Oberflächenwellen). Abbildung 3.11 zeigt die Partikelbewegung der wichtigsten Wellentypen.



Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen hängt von der Geologie des Untergrundes ab, und ist für verschiedene Gesteinstypen recht variabel. Die Variationsbreite der Geschwindigkeit  $v_p$  der P-Welle reicht zum Beispiel von 200 m/s in weichen Seesedimenten über rund 1 km/s in Moränen bis 10 km/s im Innern der Erde. Die Geschwindigkeit  $v_p$  der P-Welle im Granit an der Oberfläche variiert zwischen 4.7 km/s und 5.7 km/s und nimmt in erster Näherung mit der Tiefe zu. Die Geschwindigkeit  $v_s$  der S-Wellen für einen elastischen Erdkörper steht näherungsweise in einem linearen Zusammenhang mit  $v_p$ , nämlich:

$$v_s = \frac{v_p}{\sqrt{3}} \quad (1)$$

Die seismische Geschwindigkeit (z.B. einer Kompressionwelle bzw. P-Welle) innerhalb eines Mediums kann bestimmt werden aus:

$$v_P = \frac{\Delta d}{\Delta t_P}, \quad (2)$$

wobei  $\Delta d$  die Distanz zwischen seismischer Quelle und Empfänger (z.B. Seismometer) und  $\Delta t_P$  die gemessene Laufzeit der P-Welle ist. Sind Ort und Zeitpunkt der seismischen Quelle bekannt, so kann aus der gemessenen Laufzeit die Geschwindigkeit des Mediums bestimmt werden. In refraktionsseismischen Messungen werden zu diesem Zwecke kontrollierte Signale an der Erdoberfläche als seismische Quellen verwendet. Für oberflächen-nahe Untersuchungen kann dies ein Hammerschlag sein, für Studien der Krustenstruktur werden üblicherweise Sprengungen verwendet.

Wie in der Optik, so bilden auch in der Seismologie Strahlen ein nützliches Hilfsmittel zur Beschreibung der Wellenausbreitungsvorgänge in verschiedenen, eventuell komplexen Medien. Da sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen im Erdinnern sowohl stetig als auch sprunghaft ändern (Erdoberfläche, Schichtgrenzen), treten *Reflexionen* und *Refraktionen* (Brechungen) auf (Abbildung 3.12). Eine gute Beschreibung der Eigenschaften seismischer Wellen findet sich in Stein and Wysession (2003)<sup>15</sup> und Shearer (2009)<sup>13</sup>.

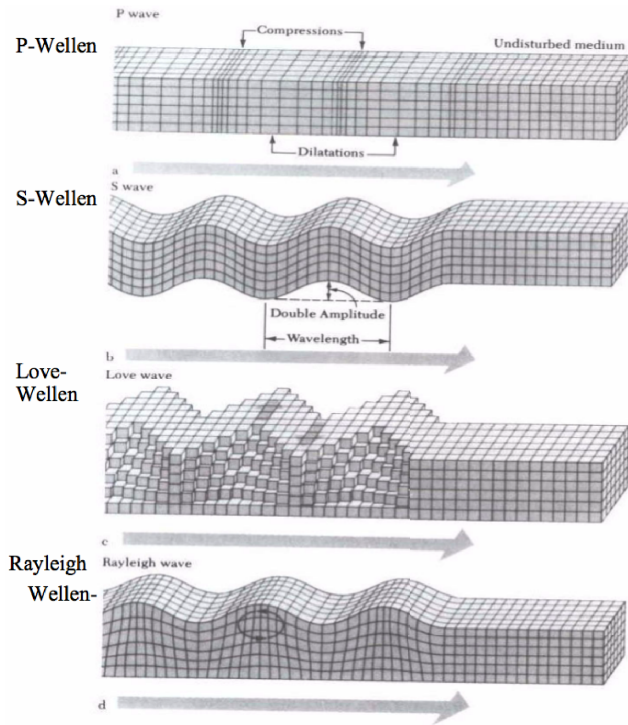
Nach dem Gesetz von Snellius kann man anhand der verschiedenen Geschwindigkeiten in den verschiedenen Schichten eines Mediums den kritischen Winkel,  $i_c$ , berechnen, unter dem eine Totalreflexion auftritt, das heisst, die unter diesem Winkel eintretende Welle läuft entlang der Schichtgrenze mit der schnelleren Geschwindigkeit,  $v_2$ , der unteren Schicht:

$$i_c = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right). \quad (3)$$

Wir werden die Geschwindigkeitsstruktur der Kruste und des oberen Erdmantels mit Hilfe von Laufzeitkurven abschätzen. Wir nehmen zunächst an, dass unser Medium aus lediglich zwei ebenen Schichten besteht (genauer gesagt eine Schicht über einem

<sup>14</sup>Lay, T., and T. C. Wallace (1995), *Modern Global Seismology*, Academic Press Inc.

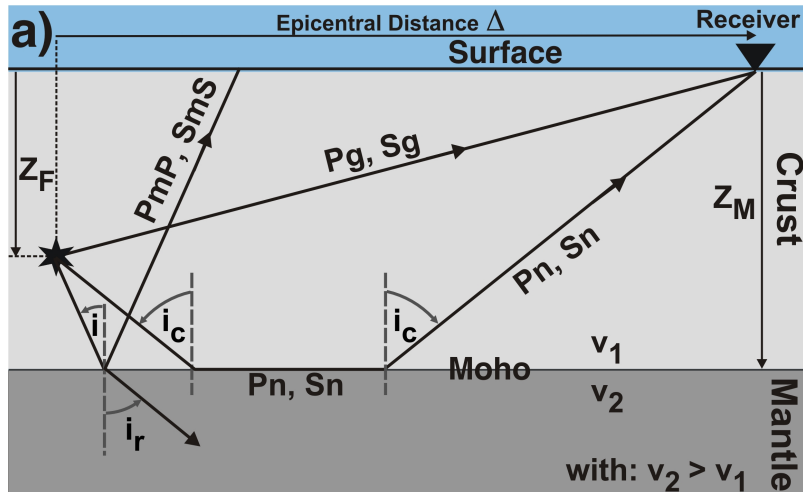
<sup>15</sup>Stein, S., and M. Wysession (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell Publishing.



**Abbildung 3.11:** Polarisation (Partikelbewegung) der wichtigsten Wellentypen in der Seismologie. P-Wellen sind longitudinal polarisiert (in Ausbreitungsrichtung), während S-Wellen transversal (orthogonal zur Ausbreitungsrichtung) polarisiert sind. Love- und Rayleigh-Wellen breiten sich entlang der Erdoberfläche aus (aus Lay and Wallace, 1995<sup>14</sup>)

Halbraum). Die Schicht kann beispielsweise die Erdkruste, der Halbraum den Erdmantel repräsentieren (siehe Abb. 3.12). Die Schicht hat die P-Wellen Geschwindigkeit von  $v_1$ , der Halbraum die P-Wellen Geschwindigkeit von  $v_2$ , wobei  $v_2 > v_1$ . In einem solchen Medium tritt ab einer bestimmten Distanz von der Quelle (critical distance:  $d_c$ ) neben der direkten Welle (welche die oberste Schicht durchläuft) die sogenannte refraktierte Welle auf. Diese entsteht durch Totalreflexion an der Schichtgrenze zum Halbraum (siehe oben, Abb. 3.12). Die refraktierte Welle breitet sich mit der höheren Geschwindigkeit des Halbraumes aus und 'überholt' die direkte Welle in einer bestimmten Entfernung von der Quelle (crossover distance:  $d_x$ ). In unserem vereinfachten Krusten-Mantel Modell entspricht die direkte Welle der Pg Phase, die an der Kruste-Mantel Grenze (Moho) refraktierte Welle der Pn Phase (Abb. 3.12).

Werden die Laufzeiten von Erseinsätzen als Funktion der Entfernung zur Quelle in ein Laufzeitdiagramm aufgetragen, so kann man die Schichtgeschwindigkeiten aus den Steigungen  $m_i$  der Laufzeitkurven bestimmen. In der Entfernung  $d_x$  beobachten wir einen 'Knick' in der Laufzeitkurve, mit geringerer Steigung für Entfernungen  $\geq d_x$ . Die Geschwindigkeit der obersten Schicht ergibt sich aus der Steigung  $m_1$  der Laufzeitkurve für Entfernungen  $< d_x$ , die Geschwindigkeit des Halbraumes aus der Steigung  $m_2$  der Laufzeitkurve für Entfernungen  $> d_x$ . Die Geschwindigkeiten ergeben sich aus  $1/m_i$ . Hat



**Abbildung 3.12:** Wellenausbreitung von einem Erdbebenherd (Stern) aus durch ein vereinfachtes Krustenmodell. Die Krusten-Mantel Grenze ist gekennzeichnet durch einen sprunghaften Anstieg der seismischen Geschwindigkeiten (Moho Diskontinuität).  $i$  ist der Einfallswinkel eines Wellenstrahls, der an der Moho reflektiert wird,  $i_r$  ist der Refraktionswinkel und  $i_c$  ist der kritische Reflexionswinkel.  $v$  bezeichnet die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen. Die Wege der verschiedenen Phasentypen ( $PmP$ ,  $SmS$ ,  $Pg$ ,  $Sg$ ,  $Pn$ ,  $Sn$ ) sind schematisch als Strahlen dargestellt.

man die Geschwindigkeiten der Schicht  $v_1$  und des Halbraumes  $v_2$  bestimmt, so lässt sich der kritische Winkel nach Gleichung 3 bestimmen. Mit Hilfe des kritischen Winkels  $i_c$  und der Interceptzeit  $t_i$  (Interceptzeit  $t_i =$  extrapolierter Schnitt der Laufzeitkurve der refraktierten Welle mit der Zeitachse) lässt sich zudem die Mächtigkeit  $h$  der obersten Schicht bestimmen:

$$h = \frac{\tan i_c \cdot v_2 \cdot t_i}{2}. \quad (4)$$

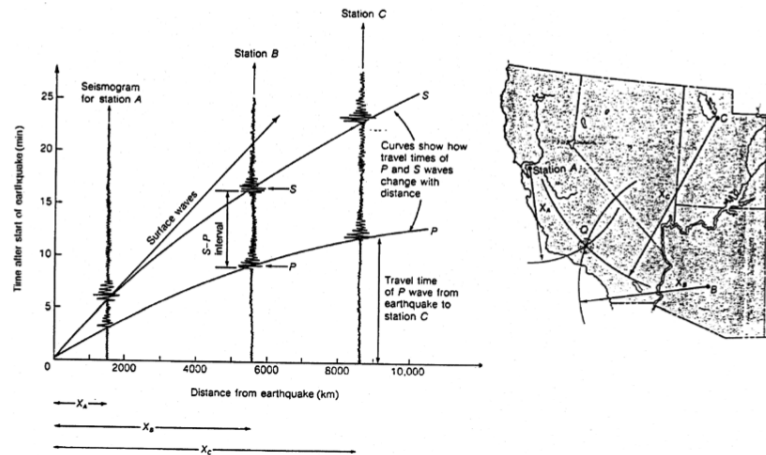
Eine ausführliche Beschreibung der refraktionsseismischen Methoden und die Herleitungen der verwendeten Formeln finden sich beispielsweise in Stein and Wysession (2003)<sup>15</sup>.

### 3.8.2 Aufgabe 2: Lokalisierung von Erdbeben

Eine einfache Methode zur Bestimmung des Epizentrums verwendet die Laufzeitdifferenzen von P- und S-Wellen. Daraus lässt sich die Entfernung bestimmen (vgl. Abb. 3.13). Voraussetzung ist ein hinreichend gutes Modell zur Fortpflanzungsgeschwindigkeit verschiedener Wellentypen in der Erde.

Moderne Lokalisierungsprogramme lösen das Problem der Erdbebenlokalisierung aus einem Set von Phasenzeiten und -Typen in einem linearisierten Inversionsverfahren (siehe Lee and Stewart, 1981<sup>16</sup>, Shearer, 2009<sup>13</sup>). Durch Fehlerminimierung werden nicht nur die Epizentralkoordinaten, sondern auch die Herdtiefe und die Herdzeit bestimmt.

Fernbeben sind dadurch charakterisiert, dass die aus dem Erdbebenherd ausgehenden Strahlen je nach Entfernung zwischen Herd und Stationen mehr oder weniger tief in das Erdinnere eindringen, bevor sie registriert werden (Abbildung 3.10). Mit Hilfe der Laufzeitdifferenzen von den Ersteinstrahlen bei den einzelnen Stationen kann die Richtung der Wellenfront bestimmt werden. Anhand eines Erdmodells und der Ausbreitungsrichtung der Wellenfront kann der Weg der Erdbebenwelle rekonstruiert und das Hypozentrum bestimmt werden. Die Herdtiefe von Fernbeben ist in der Regel schlecht bestimmbar und wird daher oft auf Erfahrungswerte für die Epizentralregion festgesetzt.



**Abbildung 3.13:** Die Laufzeitdifferenz von P- und S-Wellen ( $t_{S-P}$ ) ist eine Funktion der Epizentralentfernung. Um ein Epizentrum mit Hilfe von S-P Laufzeitdifferenzen zu lokalisieren, muss  $t_{S-P}$  bei mindestens 3 Stationen bestimmt und die entsprechenden Distanzen  $X_k$  berechnet werden. Kennt man z.B. die Distanz  $X_a$ , dann weiss man, dass das Epizentrum auf einem Kreis mit dem Radius  $X_a$  um die Station A liegt. Wenn man die entsprechenden Kreise  $X_b$  und  $X_c$  um Station B und C zeichnet, kann das Epizentrum Q bestimmt werden.

Generell sind Aufzeichnungen seismischer Phasen an vielen Stationen notwendig, um die Erdbebenlokation und die Herdzeit akkurat zu bestimmen. Dennoch könnte man theoretisch schon mit einer einzigen 3-Komponenten Station (eine vertikale, zwei horizontale Komponenten), eine ungefähre Abschätzung der Herdlokation vornehmen. Wir wollen in diesem Beispiel jedoch mehrere Stationen verwenden, um die Herdlokation, genauer das Epizentrum, zu bestimmen.

Die Entfernung  $r$  der seismischen Quelle zu den Registrierstationen wird mit Hilfe von Laufzeitdifferenzen seismischer Phasen bestimmt (Abb. 3.13); hierzu werden generell die zuerst ankommende P-Welle und die nachfolgende S-Welle verwendet, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten in der Erde ausbreiten. Daher ist auch die Lauf-

<sup>16</sup>Lee, W. and S. Stewart (1981), Principles and applications of microearthquake networks, Academic Press

zeitdifferenz  $T_s - T_p$  an jeder Station unterschiedlich.

$$T_p = \frac{r}{v_p} \quad T_s = \frac{r}{v_s}, \quad (5)$$

wobei  $T_p$  und  $T_s$  die Laufzeiten der P- und S-Wellen sind. Die Laufzeitdifferenz zwischen S und P-Welle kann also folgendermassen ausgedrückt werden:

$$T_s - T_p = r \left( \frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right), \quad (6)$$

woraus wir schliesslich die Distanz zwischen Quelle und Station erhalten:

$$r = (T_s - T_p) \left( \frac{v_s \cdot v_p}{v_p - v_s} \right). \quad (7)$$

$v_p$  stellt die P-Wellen Geschwindigkeit und  $v_s$  die S-Wellen Geschwindigkeit dar. Eine unter Seismologen verbreitete Näherung von Gleichung 7 lautet:

$$r \approx ((T_s - T_p) \cdot 8). \quad (8)$$

Diese Näherung beruht auf der Annahme einer mittleren krustalen P-Wellen Geschwindigkeit von 6.0 km/s und einem  $v_p/v_s$  Verhältnis von 1.721. Dies ist natürlich eine sehr starke Vereinfachung, unter der Annahme gleichförmiger Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten (lateral wie vertikal) und eines an der Oberfläche liegenden Erdbebenherdes.

### 3.8.3 Aufgabe 3: Erdbebenmagnituden

Aus den an den verschiedenen Stationen aufgezeichneten Seismogrammen kann auch eine Grösse abgeleitet werden, die ein Mass für die abgestrahlte Energie eines Bebens darstellt. Diese Grösse wird als Magnitude bezeichnet, welche einer logarithmischen Energieskala entspricht. D.h. der Anstieg um eine Einheit (z.B. von Magnitude '5' zu '6') bedeutet einen zehnfachen Anstieg der Amplitude der aufgezeichneten seismischen Wellen, sowie einen dreissigfachen Anstieg der freigesetzten Energie. Es gibt verschiedene Definitionen der Erdbebenmagnitude. Eine häufig verwendete Definition ist die Lokal-Magnitude ( $M_L$ ), nach C. F. Richter oft auch als Richter Skala bezeichnet. Die Lokalmagnitude  $M_L$  berechnet sich beispielsweise aus:

$$M_L = \log_{10}(A_{WA}) + (2.76 \cdot \log_{10}(r) - 2.48), \quad (9)$$

wobei  $A$  die maximal aufgezeichnete Bodenbewegung (z.B. in mm) und  $\Delta$  die Distanz zwischen Erdbeben und Station (z.B. in km) bezeichnet. Die Herleitung von Formel 9 ist empirisch und gilt nur für die Amplituden eines bestimmten seismischen Instrumentes (Wood-Anderson Seismograph) in einer bestimmten Region (Südkalifornien). Für andere Regionen werden daher meist netzwerkspezifisch kalibrierte  $M_L$  verwendet.

Im Laufe der Zeit wurde eine Vielzahl von sinnverwandten lokalen und globalen Magnitudendefinitionen basierend auf Amplituden unterschiedlicher seismischer Wellentypen

und Geräte eingeführt. Sie sind so skaliert, dass sie schlussendlich ähnliche Zahlenwerte ergeben sollten, und erfüllen die generelle Form:

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

wobei  $A$  die gemessene Amplitude im Seismogramm ist,  $T$  die dazugehörige Periode.  $Q(r, h)$  ist ein Korrekturterm, der von der Distanz  $r$  und der Herdtiefe  $h$  abhängt, und  $a$  ist eine empirische Konstante. Die Gleichung 9 wurde von Richter für Erdbeben in Südkalifornien definiert. Der SED verwendet heutzutage folgende für die Schweiz kalibrierte Form für  $M_L$ :

$$M_L^{SED} = \log_{10}(A_{WA}) + 0.0180 \cdot r + 1.87, \quad (11)$$

für  $r \leq 60 \text{ km}$  und

$$M_L^{SED} = \log_{10}(A_{WA}) + 0.0038 \cdot r + 2.72, \quad (12)$$

für  $60 \text{ km} < r < 700 \text{ km}$ .

Diese Art der Magnitudenangabe enthält jedoch keine direkte Information über die gesamt Energie eines Erdbebens, sondern nur über die in einem bestimmten Frequenzbereich abgestrahlte Energie. Gutenberg & Richter (1956) fanden eine empirische Beziehung zwischen Magnitude und Energie eines Erdbebens:

$$\log_{10}(E) = 16.05 + 1.5 \cdot M_L, \quad (13)$$

mit  $E$  in Nm. Hanks & Kanamori (1979) führten eine Magnituden-Skala ein, die von der freigesetzten Energie eines Erdbebens ausgeht (bzw. dessen seismischen Moment  $M_0$ , in Nm):

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot D, \quad (14)$$

$\mu$  beschreibt die Gesteinsfestigkeit ( $\mu = 3.3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$  im globalen Mittel der Erdkruste),  $L$  ist die horizontale, und  $W$  die vertikale Ausdehnung der Bruchfläche, und  $D$  ist die mittlere Verschiebung auf der Bruchfläche (alles in Meter). Die freigesetzte Energie ist direkt proportional zum seismischen Moment ( $E \sim (const/\mu) \cdot M_0$ ), und damit kann  $M_0$  in Beziehung gesetzt werden zu  $M_L$ :

$$\log_{10}(M_0) = 9.05 + 1.5M_L, \quad (15)$$

woraus schliesslich die Momenten-Magnitude  $M_W$  folgt:

$$M_W = \frac{2}{3} \cdot (\log_{10}M_0 - 9.05) \quad (16)$$

### 3.8.4 Aufgabe 4: Erdbebenintensität und Makroseismik

Mit der *Intensität* eines Bebens werden die Auswirkungen eines Bebens auf den Mensch, Gegenstände, Bauten und Umwelt an einem bestimmten Ort klassifiziert. Verschiedene

Intensitätsgrade werden i.d.R. mit römischen Zahlen beschrieben werden. Die wichtigsten Intensitätsskalen sind die zehnstufige Mercalli Skala (1902), die zwölfstufige Mercalli-Cancani-Sieberg Skala (1923), die zwölfstufige modifizierte Mercalli Skala *MM*, die zwölfstufige Medwedew-Sponheuer-Kárník-Skala *MSK* und die zwölfstufige Europäische Makroseismische Skala *EMS98*. Letztere klassifiziert die Auswirkungen der Erdbeben nach Stärkegraden, wobei die niedrigsten ausschliesslich Wirkungen auf die menschlichen Sinnesorgane beschreiben, zum Beispiel spürbare Vibrationen im Innern eines Gebäudes. Intensitäten ab VI beschreiben unterschiedlich häufige Schäden bei Gebäuden unterschiedlicher Verletzbarkeit, und die höchsten Grade beschreiben Wirkungen, bei denen Formveränderungen der Erdoberfläche oder totale Zerstörungen zu beobachten sind.

In der *Makroseismik*, also der Analyse von Erdbeben mit Hilfe oder im Hinblick auf die beobachtete Intensität stellt der Mensch selbst den Sensor dar, die Bevölkerung das seismische Netzwerk. Aus den menschlichen Beobachtungen vor und nach einem Erdbeben lassen sich erstaunlich viele Rückschlüsse ziehen.

Während in der Instrumentellen Seismologie (ausser bei ingenieurtechnischen Untersuchungen) das Hauptinteresse auf der Charakterisierung der Erschütterungsquelle (Medium) und des Mediums der Wellenausbreitung liegt (Struktur der Erde bzw. des lokalen Untergrundes), beschreibt die Makroseismik v.a. das Ende der Wirkungskette eines Erdbebens, die Auswirkungen auf Mensch, Natur und Infrastruktur. Es werden alle ohne Messgeräte beobachtbaren direkten lokalen Erdbebenauswirkungen erfasst.

Die Hauptstärke der Makroseismik ist, dass makroseismische Beobachtungen je nach geschichtlicher Quellenlage über mehrere hundert bis tausend Jahre vorliegen können; bestimmte Erdbebenfolgen (z.B. Abbrechen von Stalagmiten in Karsthöhlen) sind gar über mehrere Jahrtausende datierbar. Dies erlaubt es, historische Beben zu lokalisieren, zu charakterisieren und über Vergleiche mit modernen, sowohl makroseismisch als auch instrumentell erfassten Beben die Erdbebenstärke (Magnitude), evtl. gar die Herdtiefe abzuschätzen. Dadurch können Erdbebenkataloge v.a. für stärkere Beben weit über das 'instrumentelle Zeitalter' hinaus (in der Schweiz ca. 1000 Jahre zurück) vervollständigt werden, was sinnvolle statistische Gefährdungsabschätzungen überhaupt erst ermöglicht. Allerdings ist das Auffinden und die korrekte Interpretation historischer Erdbebenbeobachtungen oft alles andere als einfach; im Schweizerischen Erdbebendienst ist eine Gruppe erfahrener Historiker mit dieser Problematik beschäftigt. Trotzdem müssen bei der Integration von historischen mit instrumentellen Erdbebenkatalogen Annahmen und Analogieschlüsse getroffen werden.

Ein weiterer Vorteil der makroseismischen Analyse ist, dass diese Beobachtungen überall verfügbar sind, wo es Menschen gibt. Anomalien in den makroseismischen Daten der letzten Jahrhunderte (z.B. Orte mit systematisch grösseren Erdbebenschäden, als Magnitude und Abstand der einzelnen Beben es erwarten liessen) können dazu verwendet werden, das Amplifikationsverhalten geologischer Strukturen zu bestimmen, die weder genau bekannt noch je detailliert instrumentell untersucht wurden.

Bei jedem grösseren Beben werden auch heute noch (auf Papier oder elektronisch) Fragebögen an die Bevölkerung versandt, um zusätzliche Informationen zu den instrumentellen Daten zu erhalten. Zudem kann ein solcher Fragebogen heutzutage direkt im Internet

ausgefüllt werden. Zur Auswertung werden die Effektbeschreibungen pro Ortschaft zusammengezogen und daraus die Intensität gemäss der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS-98) (Grünthal, 1998) bestimmt. Die resultierenden Intensitätswerte gemäss EMS (ausgedrückt als römische Zahlen von I-XII) sind rein ordinal und drücken aus, welcher aus einer Anzahl in der EMS abgedruckter typischer Beschreibungen von Erdbebenfolgen die beobachteten Effekte am ehesten entsprechen. Bebenauswirkungen, die höheren Intensitätswerten entsprechen, sind stärker als solche mit tieferen Intensitätswerten, aber es gibt keine inhärente Umsetzung in instrumentell messbare Grössen wie PGA (Peak Ground Acceleration) etc., und nicht ganzzahlige Intensitäten wie 5.8 oder 7.5 sind nicht definiert. Daher muss die Auswertung makroseismischer Daten auf spezielle statistische Methoden zurückgreifen.

## 4 Aufgaben

### 4.1 Aufgabe 1: Abschätzung der seismischer Geschwindigkeitsverteilung aus Laufzeitkurven

In diesem Übungsteil werden wir seismische Geschwindigkeiten und Krustenmächtigkeit aus Laufzeitkurven eines Erdbebens abschätzen. Zu diesem Zweck nehmen wir an, dass wir Lokalisierung und Herdzeit des Erdbebens kennen. Das Erdbeben ereignete sich am 17.03.2001 in der Ostschweiz.

1. Bestimmen Sie die Geschwindigkeit der direkten P-Welle ( $P_g$ ) und der refraktierten P-Welle ( $P_n$ ) aus der Steigung der P-Laufzeitkurve (Abbildung 5.1 im Anhang). Legen Sie dazu zwei Ausgleichsgeraden an die Laufzeitkurve. Schätzen Sie die 'Crossover Distanz'  $d_x$  aus der Laufzeitkurve ab. Warum ist die Streuung der  $P_n$  Phasen grösser als die der  $P_g$  Phasen? Diskutieren Sie die Fehler und Unsicherheiten Ihrer Bestimmung.
2. Bestimmen Sie die Geschwindigkeit der direkten S-Welle ( $S_g$ ) aus der Steigung der S-Laufzeitkurve (Abbildung 5.2 im Anhang). Warum ist die Bestimmung der refraktierten S-Welle ( $S_n$ ) in diesem Beispiel nicht möglich? Berechnen Sie das Verhältnis zwischen  $v_P/v_S$  in der Kruste. Was ist die Unsicherheit?
3. Bestimmen Sie den kritischen Winkel  $i_c$  und anschliessend die Krustenmächtigkeit  $h$  mit Hilfe von Gleichung 4. In welcher Grössenordnung liegt die Unsicherheit?
4. Diskutieren und Interpretieren Sie die Ergebnisse mit Hilfe von Literaturangaben von seismischen Geschwindigkeiten verschiedener Gesteinsarten (wird in der Übung ausgegeben). Lässt die Ungenauigkeit der Messung eine eindeutige Interpretation der Krustenzusammensetzung zu? Vergleichen Sie die berechnete Krustendicke mit einer Moho-Karte der Alpen (wird in der Übung ausgegeben). Ist das Ergebnis sinnvoll?



## 4.2 Aufgabe 2: Manuelle Lokalisierung eines Erdbebens

In diesem Teil des Versuches verwenden wir Daten des schweizerischen Stationsnetzes, um das Erdbeben aus Teil 1 mit Hilfe der in Abbildung 3.13 beschriebenen '3-Kreismethode' manuell zu lokalisieren. Wir werden dabei die Schwierigkeiten dieses Verfahrens kennenlernen, Lösungsansätze diskutieren (qualitativ), und überlegen, wie diese Messungen verbessert werden könnte. Im Anschluss werden wir die Ergebnisse mit einer Computerauswertung des SED vergleichen.

1. Sind die Annahmen für die Verwendung der Näherungsbeziehung (Gleichung 8) in unserem Fall gerechtfertigt? Ein Teil der Gruppe benutzt für die folgenden Aufgaben die Näherungsbeziehung, der andere Teil verwendet Gleichung 7 mit Geschwindigkeiten, die im Übungsteil 1 berechnet wurden. Wie gross ist der zu erwartende Fehler für die Distanz  $r$  zwischen Näherungsbeziehung und Gleichung 7? Wie wirkt sich die Unsicherheit in den bestimmten Geschwindigkeiten auf die Distanz  $r$  aus?
2. Wir verwenden zunächst Aufzeichnungen der drei Stationen **MUO**, **BNALP** und **FUSIO** zur Bestimmung des Epizentrums des Bebens. Um das '3-Kreisverfahren' anzuwenden werden folgende Schritte benötigt:
  - a) die P- und S- Einsatzzeiten in den Seismogrammen ablesen.
  - b) die Differenzlaufzeiten  $T_s - T_p$ , sowie die Distanzen  $r_i$ , berechnen.
  - c) auf der Stationskarte die Kreise mit Radius  $r_i$  um die  $i$ -Stationen zeichnen (Massstab beachten!)Die Stationskarte (Abbildung 5.3) sowie Seismogramm-Aufzeichnungen (Abbildungen 5.4 bis 5.6) für diese Aufgabe befinden sich im Anhang. Die Einsatzzeiten der P- und S-Wellen sind deutlich markiert.
3. Wo liegt das Epizentrum? Wie genau kann es mit dieser Methode bestimmt werden? Was ist das Problem bei dieser Auswahl der Stationen? Wie kann die Auswahl der Stationen helfen, das Epizentrum genauer zu bestimmen? Suchen Sie noch andere Stationen anhand der Stationskarte (Abbildung 5.3) deren Aufzeichnungen hilfreich sein könnten, das Epizentrum besser zu lokalisieren, und versuchen Sie, die Lokation einzugrenzen.
4. Wo liegen generelle Fehlerquellen, und wie könnten diese vermieden werden? Diskutieren Sie die Annahmen, die wir für diese Lokationsmethode gemacht haben. Wir vergleichen das Ergebnis mit einer Computerauswertung des Erdbebendienstes.

## 4.3 Aufgabe 3: Manuelle Bestimmung der Magnitude eines Erdbebens

1. Tabelle 4.1 listet die maximale Wood-Anderson Amplituden (Horizontalkomponenten) der im Anhang gezeigten Stationen (Abbildung 5.3) auf. Berechnen Sie

damit die lokale Magnitude  $M_L$ . Verwenden Sie zunächst die Distanz zum Epizentrum ( $r$ ) welches Sie in Aufgabenteil 2 bestimmt haben und vergleichen Sie das Ergebnis mit der 'wahren' epizentralen Distanz (basierend auf der publizierten SED Lokalisierung). Wie wirkt sich der Fehler der Lokalisierung auf die Magnitude aus? Beantworten Sie dann die folgenden Fragen.

2. Was ist der Mittelwert für  $M_L$ , wie gross sind die Schwankungen von  $M_L$  um diesen Mittelwert? Welcher Schwankung in der abgestrahlten Energie entspricht dies? Woher kommen die Unterschiede in den  $M_L$ -Werten? Können diese vermieden werden?
3. Machen wir einen Vergleich mit einem wirklichen grossen Erdbeben: Die mittlere Verschiebung  $D$  für das Tohoku-Beben vom März 2011 ( $M_W = 9.0$ ) war ca. 20 m, berechnen Sie die Ausdehnung der Bruchfläche,  $L * W$ . Vergleichen Sie Ausdehnung der berechneten Bruchfläche mit der Verteilung von registrierten Nachbeben. Vergleichen Sie die Bruchfläche mit der Grösse der Schweiz.
4. Im Rahmen des Deep-Heat-Mining Projektes in Basel wurde eine Tiefenbohrung gemacht und Wasser eingepresst, um das Grundgestein in 5 km Tiefe aufzusprengen damit Wasser zwischen zwei 600-800 m entfernten Bohrlöchern zirkulieren und Wärme aufnehmen kann. Dabei wurde am 06.12.2006 ein Beben der Magnitude  $M_W=3.0$  ausgelöst, das in Basel deutlich gespürt wurde. Wie gross war die Bruchfläche? Gehen Sie anfänglich von denselben Annahmen wie für das Tohoku-Beben aus und wählen Sie anschliessend eine sinnvollere Verschiebung. In welchem Verhältnis steht die produziert Bruchfläche zur beabsichtigten?

<i>Station</i>	<i>Wood-Anderson Amplitude [mm]</i>
BNALP	16.09
DAVON	5.84
FUSIO	7.43
KAMOR	4.50
LLS	114.70
MELS	13.63
MUO	58.57
VDL	3.70
ZUR	8.05

**Tabelle 4.1:** Maximale Wood-Anderson Amplituden an verschiedenen seismischen Stationen.

#### 4.4 Aufgabe 4: Makroseismische Auswertung eines Erdbebens

In dieser Vertiefung werten Sie ein Beben der letzten Jahrzehnte (Zeitpunkt, Ort und Magnitude wird im Anschluss bekannt gegeben) mit Hilfe von makroseismischen Beob-

achtungen aus.

1. Machen Sie sich mit der makroseismischen Skala vertraut, indem Sie Seiten 14-20 der EMS98 Beschreibung durchlesen (siehe Anhang 5.3). Diskutieren Sie in der Gruppe folgende Fragen:
  - a) Was ist der grundsätzliche Unterschied zwischen Magnitude und Intensität?
  - b) Warum ist Intensität I, 'keine Beobachtung', von Bedeutung?
  - c) Angefangen von welchem Schadensgrad würden Sie von einer Gefährdung von Menschen an Leib und Leben ausgehen?
2. Bestimmen Sie die Intensität in den Ortschaften Vaz/Obervaz, Chur, Grüşch und Zürich durch Auswertung der makroseismischen Fragebögen (werden in der Übung ausgeteilt) (Hinweis zu den Gebäudetypen: Bei Gebäuden vor 1950, Bauernhäusern etc. kann von Gebäudetyp B ausgegangen werden. Bei neueren Häusern kann der Gebäudetyp C angenommen werden).
  - a) Versuchen Sie die Unsicherheit der bestimmten Intensität abzuschätzen.
  - b) Welche Faktoren bestimmen die Unsicherheit der Intensitätsbestimmung?
  - c) Wie kann der Anzahl Antworten sinnvoll Rechnung getragen werden?
  - d) Welche Datenmengen sind erforderlich, um die Intensität auf  $\pm$  eine Stufe abzuschätzen?
  - e) Wie erklären Sie die beobachteten Unterschiede in der Intensität?
3. Vergleichen Sie die von Ihnen bestimmten Intensitäten mit der in der Übung ausgegeben Intensitätskarte des Erdbebendienstes. Welche Werte sind aussagekräftig? Wo vermuten Sie das Epizentrum des Bebens? Wie genau lassen sich Beben mit makroseismischen Daten lokalisieren?

# 5 Anhang

## 5.1 Laufzeitkurven

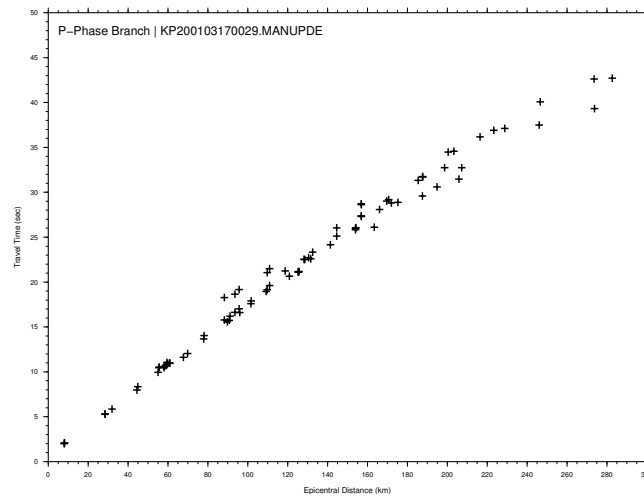


Abbildung 5.1: P-WellenLaufzeitkurve aus Erdbebendaten (17.03.2001).

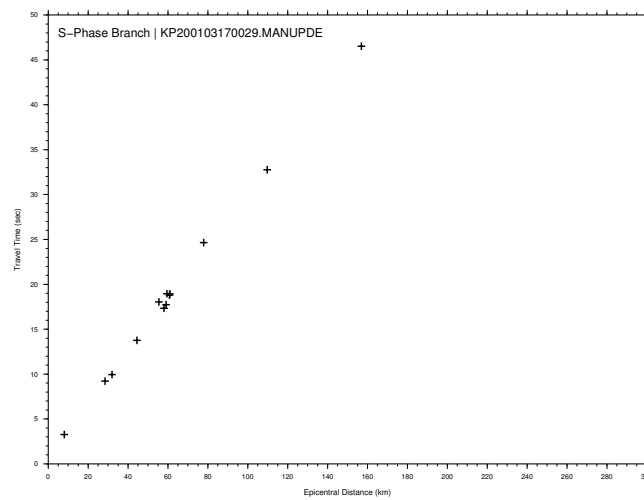


Abbildung 5.2: S-WellenLaufzeitkurve aus Erdbebendaten (17.03.2001).

## 5.2 Stationskarte und Seismogramme

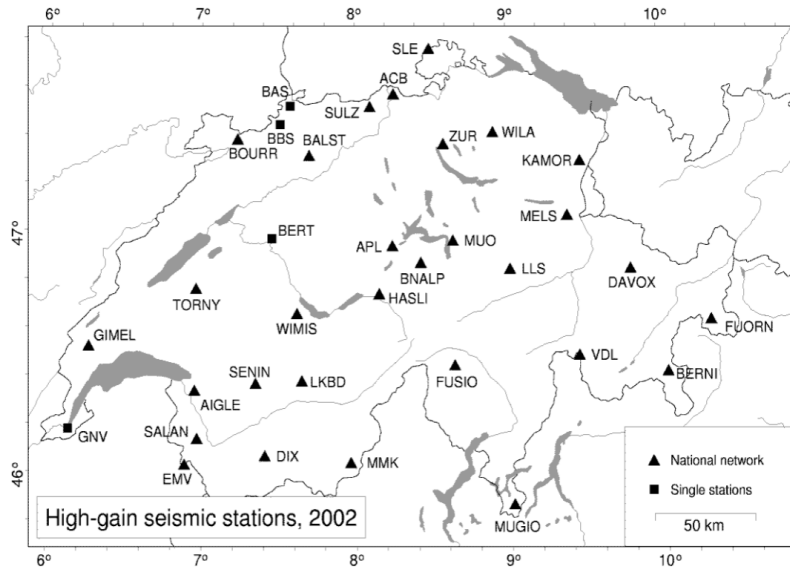


Abbildung 5.3: Das Breitband-Stationsnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes (Stand 2002).

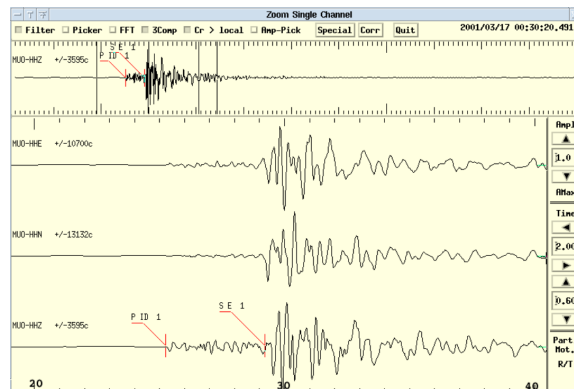
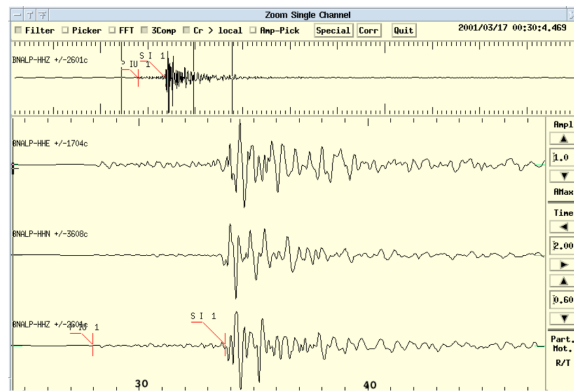
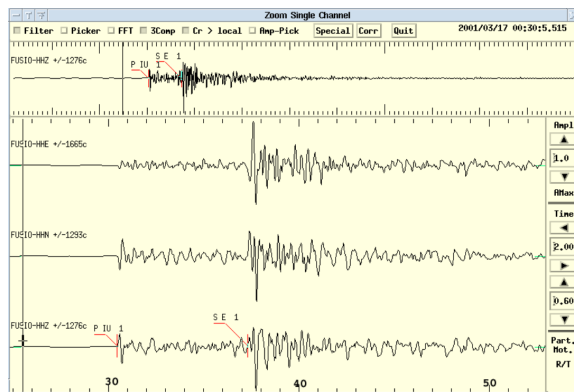


Abbildung 5.4: Drei-Komponenten Seismogramme, Station MUO. Zeitskala in Sekunden, Amplituden in 'Counts'.



**Abbildung 5.5:** Drei-Komponenten Seismogramme, Station BNALP. Zeitskala in Sekunden, Amplituden in 'Counts'.



**Abbildung 5.6:** Drei-Komponenten Seismogramme, Station FUSIO. Zeitskala in Sekunden, Amplituden in 'Counts'.

## 5.3 European Macroseismic Scale 1998 (Seiten 14-20)

### MACROSEISMIC INTENSITY SCALE

#### Classifications used in the European Macroseismic Scale (EMS)

##### *Differentiation of structures (buildings) into vulnerability classes (Vulnerability Table)*

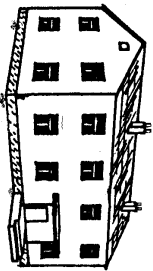
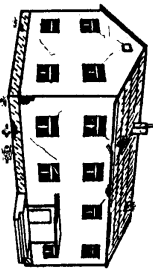
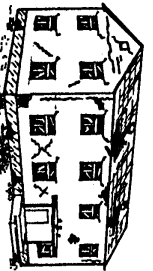
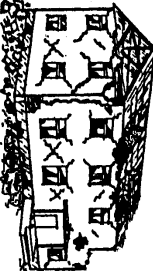
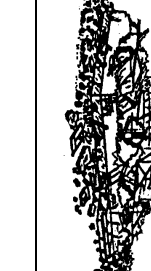
Type of Structure	Vulnerability Class					
	A	B	C	D	E	F
MASONRY	rubble stone, fieldstone	○				
	adobe (earth brick)	○—				
	simple stone	—○				
	massive stone	—○—				
	unreinforced, with manufactured stone units	—○—				
	unreinforced, with RC floors	—○—				
	reinforced or confined	—○—				
REINFORCED CONCRETE (RC)	frame without earthquake-resistant design (ERD)		—○—			
	frame with moderate level of ERD		—○—			
	frame with high level of ERD		—○—			
	walls without ERD		—○—			
	walls with moderate level of ERD		—○—			
	walls with high level of ERD		—○—			
STEEL	steel structures		—○—			
WOOD	timber structures		—○—			

○ most likely vulnerability class; — probable range;  
 ..... range of less probable, exceptional cases

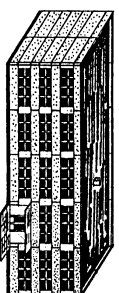
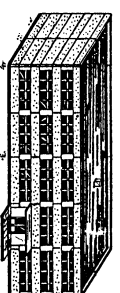


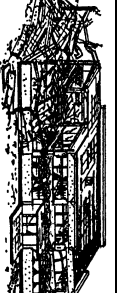
The masonry types of structures are to be read as, e.g., simple stone masonry, whereas the reinforced concrete (RC) structure types are to be read as, e.g., RC frame or RC wall. See section 2 of the Guidelines and Background Materials for more details, also with respect to the use of structures with earthquake resistant design.

### Classification of damage

Note: the way in which a building deforms under earthquake loading depends on the building type. As a broad categorisation one can group together types of masonry buildings as well as buildings of reinforced concrete.

Classification of damage to masonry buildings	
	<b>Grade 1: Negligible to slight damage (no structural damage, slight non-structural damage)</b> Hair-line cracks in very few walls. Fall of small pieces of plaster only. Fall of loose stones from upper parts of buildings in very few cases.
	<b>Grade 2: Moderate damage (slight structural damage, moderate non-structural damage)</b> Cracks in many walls. Fall of fairly large pieces of plaster. Partial collapse of chimneys.
	<b>Grade 3: Substantial to heavy damage (moderate structural damage, heavy non-structural damage)</b> Large and extensive cracks in most walls. Roof tiles detach. Chimneys fracture at the roof line; failure of individual non-structural elements (partitions, gable walls).
	<b>Grade 4: Very heavy damage (heavy structural damage, very heavy non-structural damage)</b> Serious failure of walls; partial structural failure of roofs and floors.
	<b>Grade 5: Destruction (very heavy structural damage)</b> Total or near total collapse.

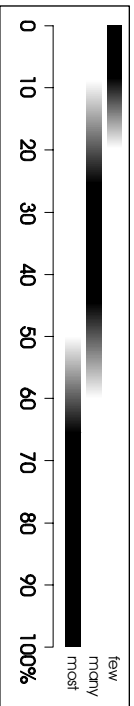
15

Classification of damage to buildings of reinforced concrete	
	<b>Grade 1: Negligible to slight damage (no structural damage, slight non-structural damage)</b> Fine cracks in plaster over frame members or in walls at the base. Fine cracks in partitions and infills.
	<b>Grade 2: Moderate damage (slight structural damage, moderate non-structural damage)</b> Cracks in columns and beams of frames and in structural walls. Cracks in partition and infill walls; fall of brittle cladding and plaster. Falling mortar from the joints of wall panels.
	<b>Grade 3: Substantial to heavy damage (moderate structural damage, heavy non-structural damage)</b> Cracks in columns and beam column joints of frames at the base and at joints of coupled walls. Spalling of concrete cover, buckling of reinforced rods. Large cracks in partition and infill walls, failure of individual infill panels.
	<b>Grade 4: Very heavy damage (heavy structural damage, very heavy non-structural damage)</b> Large cracks in structural elements with compression failure of concrete and fracture of rebars; bond failure of beam reinforced bars; tilting of columns. Collapse of a few columns or of a single upper floor.
	<b>Grade 5: Destruction (very heavy structural damage)</b> Collapse of ground floor or parts (e.g. wings) of buildings.

16



### Definitions of quantity



### Definitions of intensity degrees

#### Arrangement of the scale:

- a) Effects on humans
- b) Effects on objects and on nature  
(effects on ground and ground failure are dealt with especially in Section 7)
- c) Damage to buildings

#### Introductory remark:

The single intensity degrees can include the effects of shaking of the respective lower intensity degree(s) also, when these effects are not mentioned explicitly.

#### I. Not felt

- a) Not felt, even under the most favourable circumstances.
- b) No effect.
- c) No damage.

#### II. Scarcely felt

- a) The tremor is felt only at isolated instances (<1%) of individuals at rest and in a specially receptive position indoors.
- b) No effect.
- c) No damage.

#### III. Weak

- a) The earthquake is felt indoors by a few. People at rest feel a swaying or light trembling.
- b) Hanging objects swing slightly.
- c) No damage.

#### IV. Largely observed

- a) The earthquake is felt indoors by many and felt outdoors only by very few. A few people are awakened. The level of vibration is not frightening. The vibration is moderate. Observers feel a slight trembling or swaying of the building, room or bed, chair etc.
- b) China, glasses, windows and doors rattle. Hanging objects swing. Light furniture shakes visibly in a few cases. Woodwork creaks in a few cases.
- c) No damage.

#### V. Strong

- a) The earthquake is felt indoors by most, outdoors by few. A few people are frightened and run outdoors. Many sleeping people awake. Observers feel a strong shaking or rocking of the whole building, room or furniture.
- b) Hanging objects swing considerably. China and glasses clatter together. Small, top-heavy and/or precariously supported objects may be shifted or fall down. Doors and windows swing open or shut. In a few cases window panes break. Liquids oscillate and may spill from well-filled containers. Animals indoors may become uneasy.
- c) Damage of grade I to a few buildings of vulnerability class A and B.

#### VI. Slightly damaging

- a) Felt by most indoors and by many outdoors. A few persons lose their balance. Many people are frightened and run outdoors.
- b) Small objects of ordinary stability may fall and furniture may be shifted. In few instances dishes and glassware may break. Farm animals (even outdoors) may be frightened.
- c) Damage of grade I is sustained by many buildings of vulnerability class A and B; a few of class A and B suffer damage of grade 2; a few of class C suffer damage of grade 1.

## **VII. Damaging**

- a) Most people are frightened and try to run outdoors. Many find it difficult to stand, especially on upper floors.
- b) Furniture is shifted and top-heavy furniture may be overturned. Objects fall from shelves in large numbers. Water splashes from containers, tanks and pools.
- c) Many buildings of vulnerability class A suffer damage of grade 3; a few of grade 4. Many buildings of vulnerability class B suffer damage of grade 2; a few of grade 3. A few buildings of vulnerability class C sustain damage of grade 2. A few buildings of vulnerability class D sustain damage of grade 1.

## **VIII. Heavily damaging**

- a) Many people find it difficult to stand, even outdoors.
- b) Furniture may be overturned. Objects like TV sets, typewriters etc. fall to the ground. Tombstones may occasionally be displaced, twisted or overturned. Waves may be seen on very soft ground.
- c) Many buildings of vulnerability class A suffer damage of grade 4; a few of grade 5. Many buildings of vulnerability class B suffer damage of grade 3; a few of grade 4. Many buildings of vulnerability class C suffer damage of grade 2; a few of grade 3. A few buildings of vulnerability class D sustain damage of grade 2.

## **IX. Destructive**

- a) General panic. People may be forcibly thrown to the ground.
- b) Many monuments and columns fall or are twisted. Waves are seen on soft ground.
- c) Many buildings of vulnerability class A sustain damage of grade 5. Many buildings of vulnerability class B suffer damage of grade 4; a few of grade 5. Many buildings of vulnerability class C suffer damage of grade 3; a few of grade 4. Many buildings of vulnerability class D suffer damage of grade 2; a few of grade 3. A few buildings of vulnerability class E sustain damage of grade 2.

## **X. Very destructive**

- c) Most buildings of vulnerability class A sustain damage of grade 5. Many buildings of vulnerability class B sustain damage of grade 5. Many buildings of vulnerability class C suffer damage of grade 4; a few of grade 5. Many buildings of vulnerability class D suffer damage of grade 3; a few of grade 4. Many buildings of vulnerability class E suffer damage of grade 2; a few of grade 3. A few buildings of vulnerability class F sustain damage of grade 2.

## **XI. Devastating**

- c) Most buildings of vulnerability class B sustain damage of grade 5. Most buildings of vulnerability class C suffer damage of grade 4; many of grade 5. Many buildings of vulnerability class D suffer damage of grade 4; a few of grade 5. Many buildings of vulnerability class E suffer damage of grade 3; a few of grade 4. Many buildings of vulnerability class F suffer damage of grade 2; a few of grade 3.

## **XII. Completely devastating**

- c) All buildings of vulnerability class A, B and practically all of vulnerability class C are destroyed. Most buildings of vulnerability class D, E and F are destroyed. The earthquake effects have reached the maximum conceivable effects.