gea

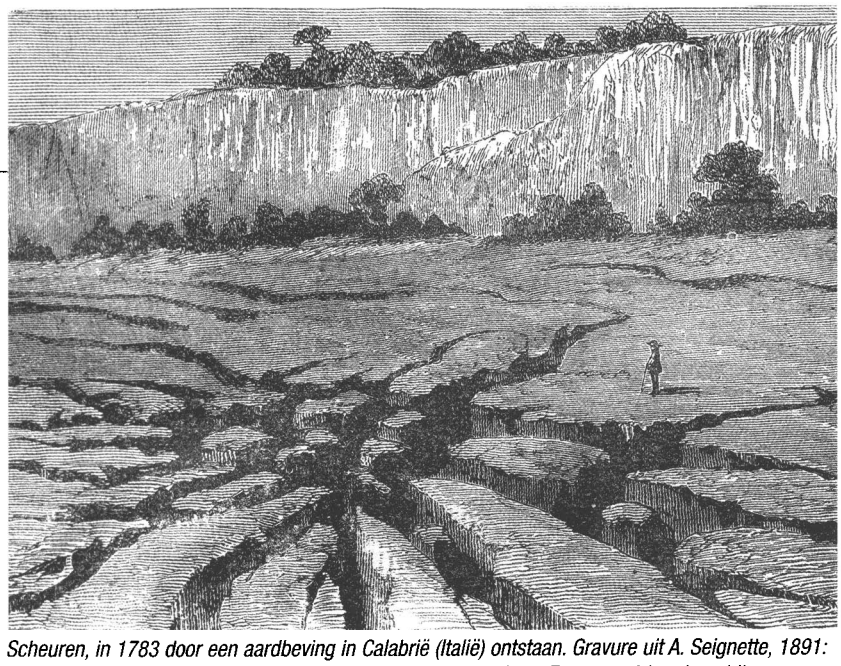
driemaandelijks tijdschrift van de Stichting Geologische Aktiviteiten voor belangstellenden in de geologie, mineralogie en paleontologie

juni 2001, vol. 34, nr. 2, pag. 35 - 67

ISSN 0167-4692

Aardbevingen

door drs. W.C.P. de Vries



Scheuren, in 1783 door een aardbeving in Calabrië (Italië) ontstaan. Gravure uit A. Seignette, 1891: Cours élémentaire de géologie. Hierbij staat de volgende tekst: "Er waren 4 jaar lang bijna voortdurend schokken. De bodem golfde als het oppervlak van een woelige zee. Er werden telkens enorme scheuren, ware afgronden gevormd en er traden aanzienlijke niveauveranderingen op, die het landoppervlak totaal ontregelden".

Aardbevingen komen voor waar delen van de lithosfeer langs elkaar schuiven. Dit kan gebeuren in horizontale, in verticale of in schuingerichte zin. Het vlak waarlangs een verplaatsing optreedt wordt het breukvlak of de breuk genoemd.
Een ***breuk*** in het gesteente wordt gedefinieerd als een vlak waarlangs beweging heeft plaatsgevonden of waarlangs beweging optreedt. Vrijwel alle gesteenten vertonen daarnaast een soms zeer dicht netwerk van barsten, waarlangs geen of slechts een zeer geringe beweging (bijv. cm-grootte) opgetreden is. De barsten van dit systeem worden ***diaklazen*** genoemd.

Beweging langs een breuk

Een beweging langs een breukvlak gaat veelal met horten en stoten. De beide aardkorstdelen aan weerszijden van een breuk bewegen zich doorlopend. Langs het breukvlak zelf moet echter een bepaalde hoeveelheid wrijving worden overwonnen alvorens er beweging plaatsvindt. De schok van de beweging geeft dan een aardbeving.

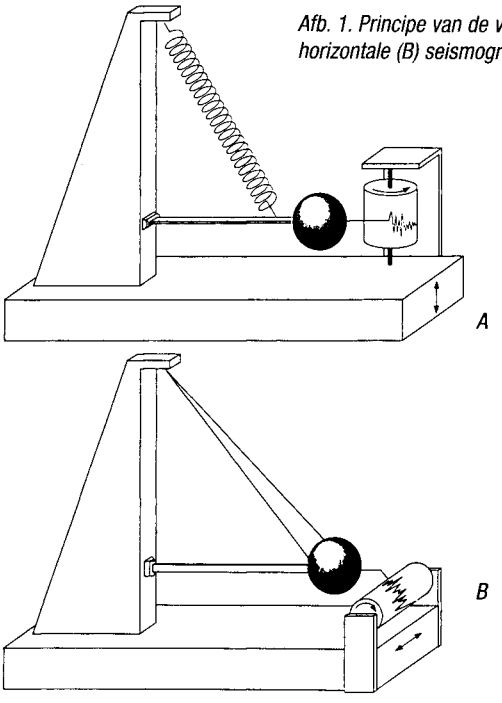
De aardkorst is verdeeld in stukken, de 'platen', en als we naar de fysische wereldkaart kijken, dan zien we dat de aardbevingen voornamelijk voorkomen langs de randen van de aardkorstplaten. Als platen van elkaar af bewegen, dan ontstaan rekspanningen (bijv. bij mid-oceanische ruggen). Als platen naar elkaar toe bewegen (bijv. langs de westkust van Zuid-Amerika, waar de plaat van het zuidoostelijk deel van de Stille Oceaan, de Nazca-plaat (Stille-Oceaanplaat) beweegt richting Chili en Peru), dan ontstaan drukspanningen. Platen kunnen ook langs elkaar bewegen; dan ontstaan schuifspanningen, zoals bijv. langs de San Andreas breuk tussen Los Angeles en San Francisco. In alle drie gevallen zal de spanning een bepaalde grootte moeten bereiken voordat de wrijvingskracht langs het bewegingsvlak kan worden overwonnen. Als de spanning zich ontlaadt dan ontstaat een plotselinge beweging langs het breukvlak.
Dit soort aardbevingen die samenhangen met de bewegingen van de aardkorst worden *tektonische aardbevingen* genoemd. Kleine aardbevingen kunnen ontstaan bij vulkaanuitbarstingen, bij het instorten van grotten of door menselijke activiteiten (mijnbouw, stuwmeren, kernproeven. Bij een krachtige bom zal een zware aardbeving optreden).

De studie van aardbevingen is het terrein van de **seismologie**, de *logos* (kennis) van *seismos* (Grieks voor schudden of trillen).

Door een aardbeving worden trillingen opgewekt, die kunnen worden opgetekend als ze aan het aardoppervlak merkbaar zijn. Dit wordt gedaan door de seismograaf.

De seismograaf

Een seismograaf bestaat uit een zwaar gewicht dat zodanig in een behuizing is opgehangen, dat de behuizing kan bewegen terwijl het gewicht op dezelfde plaats blijft. De behuizing is stevig verankerd in de bodem, bij voorkeur op hard gesteente. Als de grond beweegt, beweegt de behuizing mee en kan de mate van beweging van de aardkorst worden afgemeten aan de verplaatsingen van de behuizing ten opzichte van het gewicht. Door aan het gewicht een tekenstift te monteren kan de beweging op een stuk - bewegend - papier zichtbaar gemaakt worden. Moderne seismografen registreren veelal elektronisch, de gegevens worden opgeslagen op magneetband; er zijn seismografen die alleen bij het detecteren van een seismische gebeurtenis de gegevens opnemen.
Er zijn verschillende typen seismografen, de belangrijkste zijn de horizontale en de verticale seismograaf. De verticale seismograaf registreert de verticale bewegingen van het aardoppervlak. Het gewicht is zodanig opgehangen, bijv. aan een veer zoals op afb. 1 A is aangegeven, dat de op en neer gaande beweging van de behuizing wordt opgetekend. Bij de horizontale seismograaf kan het gewicht opgehangen zijn aan een horizontale arm die beweegt ten opzichte van de behuizing. Afb. 1 B.



Afb. 1. Principe van de verticale (A) en horizontale (B) seismograaf.

De seismograaf produceert een seismogram, waarop de trillingen worden opgetekend die in de loop van de tijd bij de plaats van het seismische observatorium merkbaar werden. Op een seismogram is te zien dat de ontvangen bewegingen worden veroorzaakt door verschillende typen van trillingen, die gekenmerkt zijn door verschillen in vorm en grootte van de uitslagen die op het seismogram worden opgetekend. Afb. 2.

De eerste serie trillingen van de registratie van een aardbeving bestaat uit trillingen met een geringe uitslag. Dit type trillingen veroorzaakt relatief geringe bewegingen van het aardoppervlak. Na enige tijd, en dat kunnen, afhankelijk van de afstand tot de plaats van de aardbeving, tientallen seconden zijn, komt er een plotselinge verandering in het patroon: de grootte van de uitslag van de seismograaf (en dus de beweging van de aardkorst) neemt plotseling sterk toe. Bij veel seismogrammen is er dan nog een derde type van trillingen te zien, die nog later arriveren en een veel grotere, maar veelal langzamer beweging geven.

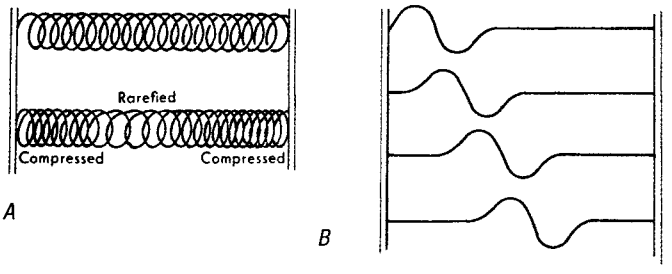
Aardbevingsgolven

De plaats waar de aardbeving plaatsvindt in de aarde heet het ***hypocentrum***. De plaats loodrecht boven het hypocentrum aan het aardoppervlak heet het ***epicentrum***.

De hypocentra worden ingedeeld in drie groepen:
ondiep - van het aardoppervlak tot 60 km diepte;
midden - tussen de 60 tot 300 km diepte;
diep - van 300 tot een diepte van 670 km.
Beneden de laatstgenoemde diepte komen geen aardbevingen voor.

Aardbevingen veroorzaken verschillende typen van trillingen, die zich vanuit het hypocentrum in alle richtingen door de gesteenten voortplanten.

De eerste trillingen die bij een seismograaf aankomen worden veroorzaakt door longitudinale trillingen. Dit noemt men de P-golf (de *Pressure Wave*, of, omdat dit de eerste golfbeweging is die bij een seismograaf arriveert, de *Primaire golf*). De gesteentedeeltjes bewegen in de richting van de voortbewegingsrichting van de trilling zelf, net zoals bij de beweging van een spiraalveer (deze heeft een vorm van die in een balpen) en veroorzaken afwisselend samendrukken en uitrekken van het gesteente. Afb. 3 A.



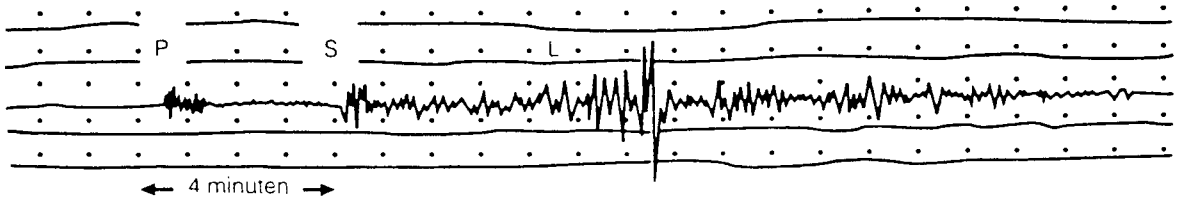
Afb. 3. Beweging van de longitudinale trilling (A) en de transversale trilling (B).

De tweede trilling, die enige tijd later bij de seismograaf aankomt, is de *Shear wave*, ofwel de *Secundaire golf* (de S-golf). Hierbij bewegen de gesteentedeeltjes loodrecht op de bewegingsrichting van de aardbevingsgolf, te vergelijken met de figuur die een lang stuk touw geeft als één einde op en neer wordt bewogen. Dit is een zogenoemde transversale trilling. Afb. 3 B. De S-golf heeft een veel grotere amplitude en veroorzaakt een veel grotere beweging van de aarde. De uitslag van de seismograaf is veel groter dan die van de P-golf (zie afb. 2).
Deze twee typen van golven of trillingen bewegen zich dwars door de aarde, dit worden *body-waves* genoemd, waarbij wel opgemerkt dient te worden dat de S-golf niet door de aardkern heen kan gaan, de P-golf daarentegen wel. Hieruit is afgeleid dat de aardkern gedeeltelijk vloeibaar is. Afb. 4 A.

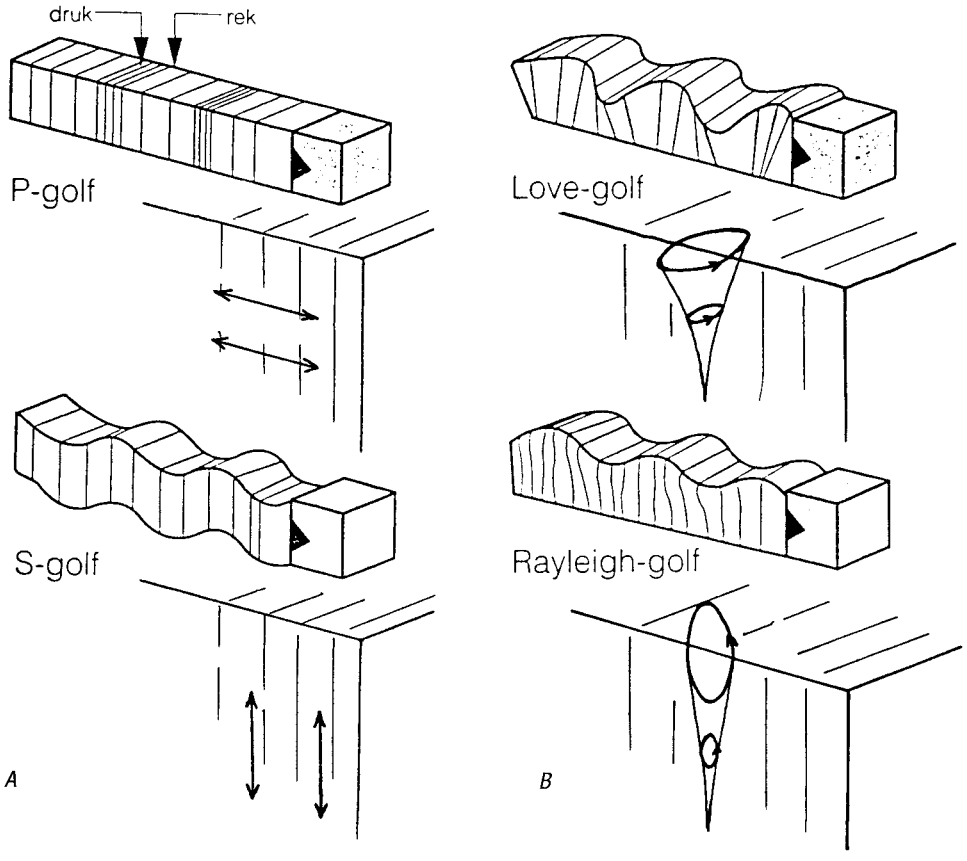
Veel later komen de oppervlaktegolven bij de seismograaf aan; dit zijn de L- (Love) en R- (Rayleigh) golven. Deze lopen vanuit het epicentrum over het landoppervlak. Afb. 4 B.
Uit deze registraties is, in combinatie met onderzoek in het veld, te zien welke bewegingen er hebben plaatsgevonden. Uit een seismogram kan zowel de afstand tot de aardbeving als de sterkte worden bepaald. Door metingen van verscheidene aardbevingsstations te vergelijken kan de plaats op aarde bepaald worden. Uit verder onderzoek kunnen de ligging van de breuk worden bepaald en de richting van de druk- en rekspanningen langs de breuk.

De plaatsbepaling van een aardbeving gebeurt door van de registratie van ieder station het tijdsverschil tussen de aankomst van de eerste P-golf en die van de eerste S-golf te meten. Daarmee is voor ieder station de afstand tot het hypocentrum te berekenen. Door metingen van tenminste drie stations met elkaar te vergelijken is de plaats van de beving te bepalen.

Door vergelijkende studie van de seismische trillingen die op verschillende diepteniveaus door de aardbol heen lopen wordt de structuur van de aarde bepaald. Met toenemende diepte neemt de druk in de aardbol toe, daardoor wordt de voortplan-



Afb. 2. Seismogram van een aardbeving. P: aankomsttijd longitudinale golf; S: aankomsttijd transversale golf; L: aankomsttijd oppervlaktegolf.



Afb. 4. Schematisch diagram van de beweging van de gesteenten bij vier verschillende typen van aardbevingsgolven.
A. P-golf: *de longitudinale golf, waarbij de deeltjes van de gesteenten trillen in druk- en trekbewegingen; de bewegingen zijn evenwijdig aan de voortplantingsrichting van de golf.*
S-golf: *de transversale golf, waarbij de gesteenten trillen in een richting die loodrecht staat op de voortplantingsrichting van de golf. De P- en S-golven zijn zogenoemde "body-waves", zij gaan vanuit het hypocentrum dwars door de vaste gesteenteformaties van de aarde.*
B. Love-golf: *een oppervlaktegolf, waarbij het oppervlak een heen en weer gaande beweging maakt, die loodrecht is op de voortplantingsrichting van de golf.*
Rayleigh-golf: *een golf waarbij het aardoppervlak beweegt in een op en neer gaande richting, loodrecht op de voortplantingsbeweging van de golf.*
L- en R-golven lopen over het oppervlak van de aarde vanuit het epicentrum.

tingssnelheid groter. Uit afwijkingen tussen de geregistreerde looptijd en berekende waarden voor de snelheden kunnen onder meer plaatselijke en regionale veranderingen in mineralogische samenstelling van de aarde worden berekend. Zo is onder meer de grens tussen aardkorst en mantel en die van de mantel en aardkern gevonden.
Daarnaast is het zo dat seismische trillingen zich langzamer voortplanten door een warmer gesteente; daarentegen neemt in koudere gesteentecomplexen de voortplantingssnelheid toe. Hiermede kunnen temperatuurverschillen van enkele tientallen graden Celsius worden geregistreerd en aldus warmere en koudere gebieden in de aarde worden gevonden, bijv. de plaats van een – warme - *hotspot* en een – koude - gesubduceerde lithosfeer. Dit is het vakgebied van de *seismische tomografie*.

De sterkte van een aardbeving: schaal van Mercalli en schaal van Richter

Om de sterkte van een aardbeving weer te geven zijn voornamelijk twee schalen in gebruik: de schaal van Mercalli en de schaal van Richter.

De schaal van Mercalli

De schaal van Mercalli (in 1902 geïntroduceerd door de Italiaan Mercalli) geeft de intensiteit van een aardbeving weer. De intensiteit is een aanduiding voor wat er op een bepaalde plaats aan het aardoppervlak van een aardbeving wordt waargenomen, dus wat de plaatselijke effecten zijn op bijvoorbeeld mensen, voorwerpen, gebouwen en landschap. De Mercalli-schaal is verdeeld in 12 stappen, die worden aangegeven met Romeinse cijfers.
De schaalverdeling loopt van I (niet gevoeld, slechts door instrumenten geregistreerd) tot XII (totale catastrofe).
De intensiteit hangt af van verschillende factoren: onder meer van de plaats waar deze gemeten wordt, van de geologische omstandigheden ter plaatse (bijv. of de ondergrond bestaat uit harde gesteenten of uit een ongeconsolideerde, slappe bodem die heel anders op trillingen reageert) en van de soort bebouwing. In het algemeen is de intensiteit groter in de directe omgeving van het epicentrum dan op plaatsen verder daarvandaan. Zo kan de intensiteit dichtbij het epicentrum van een aardbeving VIII bedragen, terwijl deze op een afstand van 100 km een waarde heeft van IV of III.

Intensiteit en verschijnselen

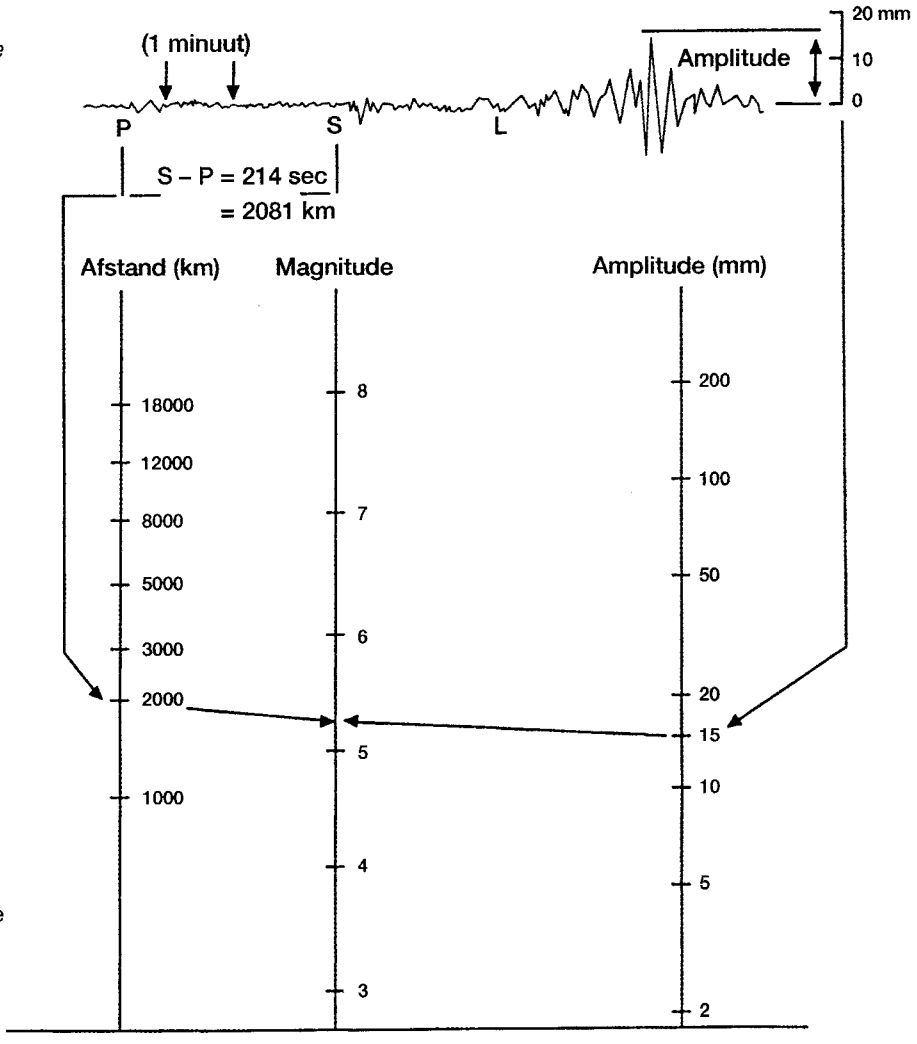
XII *buitengewoon catastrofaal,* - algemene verwoesting; scheuren in rotsen, verandering in landschap; talloze aardverschuivingen.
XI *catastrofaal,* - algemene verwoesting van gebouwen; rails worden verbogen, ondergrondse leidingen vernield.
X *vernietigend,* - verwoesting van vele gebouwen; grondverplaatsingen en scheuren in de aarde; schade aan dammen en dijken.
IX *verwoestend,* - vele gebouwen zwaar beschadigd; schade aan funderingen; ondergrondse pijpleidingen breken.
VIII *vernielend,* - paniek; algemene schade aan gebouwen; zwakke bouwwerken gedeeltelijk vernield.
VII *zeer sterk,* - schade aan vele gebouwen, schoorstenen breken af; golven in vijvers; kerkklokken geven geluid.
VI *sterk,* - schrikreacties; voorwerpen in huis vallen om; bomen bewegen; weinig solide huizen worden beschadigd.
V *vrij sterk,* - algemeen gevoeld; opgehangen voorwerpen slingeren; klokken blijven stilstaan.
IV *matig,* - door velen gevoeld; trilling als van zwaar verkeer, rammelen van ramen en deuren.
III *licht,* - door enkele personen gevoeld; trilling als van voorbijgaand verkeer.
II *zeer licht,* - slechts onder gunstige omstandigheden gevoeld.
I alleen door seismografen geregistreerd.

Voor aardbevingen in Nederland is de maximaal te verwachten intensiteit ca. VII (dit geldt voornamelijk voor het zuidoosten van ons land).

De schaal van Richter

De schaal van Richter is in 1935 ontworpen door de Amerikaanse seismoloog Charles Richter en is gebaseerd op de hoeveelheid

Afb. 5. Bepaling van de magnitude van een aardbeving volgens Richter. (Bij deze methode wordt de M_L-waarde bepaald, zie de tekst).



energie die bij een aardbeving vrijkomt in de vorm van seismische trillingen. De sterkte, uitgedrukt in eenheden van de schaal van Richter, wordt de *magnitude* van een aardbeving genoemd.
In principe wordt de magnitude bepaald aan de hand van de grootte van de uitslagen van de registratie van de aardbeving.
Hierbij worden correcties toegepast voor de invloed van de afstand tussen epicentrum en seismisch station (met het toenemen van de afgelegde afstand verliezen de seismische golven een deel van hun energie).
De bepaling van de magnitude gaat zoals aangegeven in afb. 5.

1) Uit het seismogram is de afstand tot het epicentrum te bepalen door het verschil in aankomsttijd van de P- en S-golf op te meten. Dit wordt op de linker lijn van de grafiek aangegeven.
2) Vervolgens wordt de grootte van de maximale uitslag (de amplitude) in het seismogram gemeten en op de rechter lijn van de grafiek aangegeven.
3) Door nu deze punten op de linker en de rechter lijn met elkaar te verbinden, vindt men op de middelste lijn de waarde van de magnitude.

Richter gebruikte in zijn methode de grootste amplitude van het seismogram. De grootste bewegingen bij een aardbeving worden vaak veroorzaakt door de oppervlaktegolven. Van deze geeft de Love-golf de grootste beweging. De magnitude berekend volgens de oorspronkelijke methode van Richter wordt tegenwoordig aangeduid met M_L.
Daarnaast wordt ook een gecombineerde berekening gebruikt van alle oppervlaktegolven, dus zowel de L- als de R-golf.
De met deze methode verkregen waarde wordt aangegeven met M_s. Tegenwoordig is het meer en meer de gewoonte om de sterkte van de aardbeving te berekenen aan de amplitude van de P-golf. Deze waarde wordt aangegeven als m_b.
Een nog verder gaande nauwkeurigheid van berekenen vormt de methode van het seismisch moment, dat het krachtenveld rond het punt van de aardbeving zelf in de berekening meeneemt.
De aldus verkregen waarde wordt aangeduid met M_w; deze methode wordt steeds algemener gebruikt.

De schaal van Richter is logaritmisch, wat betekent dat een toename met één magnitude-eenheid overeenkomt met een tien keer zo grote uitslag op het seismogram. Proefondervindelijk is vastgesteld dat iedere toename met één magnitude-eenheid een 30-voudige verhoging van de vrijgekomen energie betekent. Bijvoorbeeld: de hoeveelheid energie die vrijkomt bij een beving van magnitude 7 is 900 maal (30 x 30) zo groot als die welke vrijkomt bij een beving van magnitude 5.

De schaal van Richter is noch aan de bovenzijde noch aan de onderzijde begrensd. Zo kan een zeer klein aardschokje een magnitude hebben van bijvoorbeeld -1. Een aardbeving van magnitude 2 kan onder gunstige omstandigheden nog net worden gevoeld.
De zwaarste aardbeving die sinds het begin van de seismische optekening (1895) werd geregistreerd bereikte een waarde van 8.9 op de schaal van Richter (Assam, 1898).

De intensiteit van een beving volgens de schaal van Mercalli is dus geen maat voor de sterkte van de aardbeving zelf; de waarde is afhankelijk van de plaatselijke omstandigheden, die voor verschillende gebieden op aarde sterk uiteen kunnen lopen. Daarentegen is de sterkte volgens de schaal van Richter onafhankelijk van de plaats op aarde waar deze magnitude wordt bepaald, en is dus karakteristiek voor de aardbeving zelf.

Het optreden van aardbevingen: aardbevingen en breuken

Zoals in de aanhef van dit artikel al is gesteld vindt bij de meeste grote breuken een regelmatig doorgaande beweging plaats van de twee aardkorstdelen aan beide zijden van de breuk.
De beweging langs het breukvlak zelf gaat vrijwel altijd schoksgewijs, er moet altijd een bepaalde wrijving worden overwonnen. Een vuistregel zegt dat hoe langer de periode tussen twee bevingen duurt, hoe groter het bewegingsbedrag van de volgende verplaatsing zal zijn en hoe zwaarder de aardbeving.

De aardbevingen die optreden in zones waar rekkrachten heersen zijn veelal van vrij geringe sterkte. De gesteenten van aardkorst en mantel hebben een naar verhouding zeer geringe weerstand tegen rekkrachten en breken dus snel. Er zullen zich geen enorm sterke krachten kunnen ophopen voordat een beweging plaatsvindt.
Dit laatste is wel het geval bij compressie. Hier worden de gesteenteseries tegen elkaar aan gedrukt en moet vaak een grote wrijvingskracht langs het breukvlak worden overwonnen voordat een beweging kan optreden.
De aardbevingen van de mid-oceanische ruggen zijn daarom van relatief geringe sterkte; de hypocentra liggen ondiep, waarbij

de diepste, tussen de 60 en 70 kilometer, de magmavorming en het beginnend magmatransport naar de magmakamer aangeven. De waarde van 60 kilometer wordt vaak aangegeven voor de grens tussen ondiepe aardbevingen en bevingen van gemiddelde diepte.
Veel zwaardere aardbevingen komen voor in de subductiezones. De beweging in de subductie is een speciaal type van overschuiving, ofwel te beschouwen als onderschuiving. De schuifvlakken tussen de subducerende lithosfeer en de mantel zijn de bron van grote aantallen aardbevingen, die zeer zwaar kunnen zijn en tot op vele honderden kilometers diepte (tot rond de 670 km) voorkomen.
Van transversaalverschuivingen kan veelal weinig worden gezegd over de zwaarte en plaats van de aardbevingen, er kunnen zich sterk verschillende omstandigheden voordoen. Deze zijn onder meer afhankelijk van de richting van de verschillende krachten ten opzichte van de richting van de breuk.

Er zijn breuken waar met grote regelmaat en met korte tussenpozen kleine bewegingen optreden, die aardbevingen van slechts geringe sterkte leveren. Daarnaast zijn er breuken waar na lange tijd een grote beweging optreedt die dan in één keer soms verscheidene meters kan bedragen; een dergelijke grote verplaatsing gaat veelal gepaard met een zeer desastreuze aardbeving.

Tsunami's

Bij onderzeese aardbevingen kan de zeebodem in beweging komen. Indien de zeebodem plotseling omhoog komt of wegzakt zal het bovenliggende water weg- of toestromen. Daardoor ontstaat er in het water een golf, die zich in alle richtingen door het water voortplant. Een dergelijke golf wordt aangeduid met de Japanse naam *tsunami*.

De grootte van deze golf hangt vooral af van de sterkte en diepte van de aardbeving en van de diepte van het water. Meestal plant deze golf zich met grote snelheid (honderden km/uur) over de oceaan voort met een echter veelal nauwelijks zichtbare of merkbare golfhoogte: centimeters tot hooguit enkele decimeters. Het grote gevaar schuilt echter in de ophoging van deze golf wanneer deze een langzaam ondieper wordende kust nadert. De golf wordt dan tegen de zeebodem afgeremd en neemt tegelijkertijd snel in hoogte toe; hij kan op deze wijze hoogtes bereiken tussen de 10 en 20 meter, met als maximum rond de 30 meter. Als gevolg hiervan kunnen in kustgebieden enorme verwoestingen worden aangericht.

De meeste tsunami's komen voor in de Grote Oceaan. Ook in het oostelijk deel van de Middellandse Zee (Griekse archipel) komen ze wel voor. Veel tsunami's ontstaan door aardbevingen bij de mid-oceanische ruggen en in de subductiezone nabij de oceanische troggen.
Een krachtige aardbeving voor de kust van Zuid-Amerika kan een tsunami veroorzaken die zich over de gehele Grote Oceaan voortplant. In kustgebieden van veraf gelegen landen (bijv. Japan) kan dan nog aanzienlijke schade worden aangericht. Opvallend is dat veel eilandjes in de Stille Oceaan, bijv. de atollen die soms maar enkele meters boven de zeespiegel uitsteken, weinig tot geen last ondervinden van een tsunami. Dit komt omdat veel atollen heel steil oprijzen vanuit een vrij grote diepte; op een dergelijke steile kust heeft een tsunami nauwelijks invloed.
Te Honolulu op de Hawaii-eilanden is een internationaal waarschuwingscentrum gevestigd, waar gegevens over bevingen en tsunami's worden geregistreerd. Van daaruit kan men, in geval van een naderende tsunami, waarschuwingen naar bedreigde gebieden laten uitgaan.
Ook flinke uitbarstingen van vulkanen die in zee liggen kunnen een vloedgolf veroorzaken. De eruptie van 1883 van de Krakatau veroorzaakte een vloedgolf die langs de kusten van Straat Soenda een hoogte bereikte van 35 meter en in Het Kanaal nog meetbaar is geweest. Deze vloedgolf werd veroorzaakt doordat er tijdens de eruptie een grote caldera ontstond die volstortte met water.
Jaarlijks vinden er enkele onderzeese aardbevingen plaats waarbij melding wordt gemaakt van tsunami's, die in de aangrenzende kustgebieden schade hebben aangericht.

Voorspelbaarheid van aardbevingen

Het grote aantal slachtoffers en de enorme materiële schade als gevolg van aardbevingen zouden kunnen worden beperkt wanneer het mogelijk was aardbevingen goed te voorspellen. Betrouwbare voorspellingen van zowel plaats, tijdstip als sterkte van een beving zijn echter alleen mogelijk wanneer er duidelijke voortekenen zijn van een op handen zijnde aardbeving.
Uit jarenlange laboratoriumproeven en veldmetingen is duidelijk geworden, dat aan vele aardbevingen bepaalde verschijnselen voorafgaan. Als voorbeeld kunnen genoemd worden: langzame verplaatsingen aan het aardoppervlak, voorschokken, variaties in de snelheid van seismische golven rond het (toekomstige) aardbevingsgebied, variaties in het elektrisch en aardmagnetisch veld, en in het niveau, de temperatuur en de samenstelling van het grondwater. In dit verband wordt vooral in China ook het afwijkend gedrag van dieren onderzocht.

De vele nauwkeurige metingen en de intensieve onderzoekingen die moeten worden verricht om meer inzicht in het aardbevingsmechanisme te krijgen, zijn echter alleen mogelijk met voldoende technische en financiële hulpmiddelen. In landen als de Verenigde Staten, Japan, Rusland en China, waar seismisch actieve gebieden met een grote bevolkingsdichtheid liggen, zijn sinds het begin van de jaren '60 nationale programma's opgesteld, zodat meer gegevens worden verkregen over de processen die voorafgaan aan aardbevingen. Ook in sommige landen rond de Middellandse Zee (bijv. Griekenland en Turkije) wordt de laatste jaren veel onderzoek op dit gebied gedaan. Vooral door de snelle ontwikkeling van geofysische apparatuur en door de mogelijkheden die de computer biedt kunnen de laatste jaren hoe langer hoe meer verschijnselen die aan aardbevingen voorafgaan worden geanalyseerd. Van een volledige en afdoende voorspelling zal voorlopig echter geen sprake kunnen zijn. Voorlopig is nog maar in een zeer beperkt aantal gebieden slechts incidenteel sprake geweest van enige effectieve waarschuwing. De tekenen van een naderende aardbeving worden soms wel opgemerkt, maar nog nooit is de onzekerheid weggenomen over het moment van de aardbeving zelf: of deze uren of maanden op zich zal laten wachten.
De processen die zich diep in de aarde afspelen zijn moeilijk meetbaar en gecompliceerd. Het meest uitgebreide en geavanceerde netwerk van meetinstallaties dat er op de wereld bestaat, dat langs de San Andreas breuk van Californië, is tot nu toe ook niet in staat gebleken om aardbevingen tijdig te voorspellen.

De meest effectieve methode om slachtoffers en schade te beperken is het toepassen van aardbevingsbestendige bouwconstructies in seismisch actieve gebieden. In veel landen zijn dan ook bouwcodes opgesteld die voor ieder gebied, afhankelijk van het seismisch risico, voorschriften aangeven waarmee bij de bouw rekening moet worden gehouden.

Aardbevingen tegenhouden kunnen we niet; de geologische processen diep in de aarde laten zich niet door de mens beïnvloeden.