

HET NEDERLANDSCH
NATUUR-
EN GENEESKUNDIG
CONGRES
OPGERICHT
DEN 16^{DEN} APRIL
1887



Aardbevingen



Wat beweegt de aarde

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

INHOUD

Inleiding 3

DEEL 1

Van bron tot ontvanger

- 1.1 Seismologie 7
- 1.2 Seismische zones 11
- 1.3 Aardbevingsmechanismen 14
- 1.4 Seismische golven 17
- 1.5 De seismometer 21
- 1.6 De schalen van Richter en Mercalli 23
- 1.7 Tsunamis: vloedgolven door aardbevingen 28
- 1.8 Voorspelbaarheid van aardbevingen 32

DEEL 2

Aardbevingen in nederland

- 2.1 Seismologie en het KNMI 35

DEEL 3

Aardbevingen in cijfers

- 3.1 Jaarlijks aantal aardbevingen 45
- 3.2 Meest catastrofale en belangrijke aardbevingen in de wereld 46
- 3.3 Beknopte weergave van de Mercalli-intensiteitschaal 48
- 3.4 Woordenlijst 49
- 3.5 Literatuur 51

2 AARDBEVINGEN

INLEIDING

Aardbevingen, een fenomeen waar iedereen wel eens, gewild of ongewild, mee geconfronteerd wordt. Het televisiejournaal brengt na een sterke aardbeving beelden van angstige, boze en rouwende mensen. Gebouwen zijn ingestort en reddingsploegen zoeken naar overlevenden. Kennis over de processen die een rol spelen bij aardbevingen kunnen geen aardbevingen voorkomen maar kunnen wel bijdragen om beter voorbereid te zijn op de schokken en de trillingen. Naast het maatschappelijke leed gaat er achter de belangstelling naar aardbevingen ook een interessante wetenschap schuil. De opgedane kennis heeft ons al veel geleerd over het binnenste van de aarde, een ondoordringbaar gebied meer nog dan de kosmos.

We leven op het scheidingsvlak tussen de vaste aarde en de atmosfeer. In veel opzichten zijn deze twee gebieden tegengesteld aan elkaar. De vaste aarde is solide, ondoordringbaar en in rust. De atmosfeer is daarentegen in beweging, transparant, ijl en dynamisch. Het KNMI bestudeert met grote interesse deze twee media ten behoeve van de mensen die er tussenin leven. Bijna vanzelfsprekend is er ook grote belangstelling bij het KNMI voor de zee als het derde medium op aarde. Voor veel mensen spreekt het als vanzelf om vaste grond onder de voeten te hebben en op te kijken naar een woelige atmosfeer. Het wordt pas angstig wanneer de vaste aarde plotseling in beweging komt, gaat trillen en beuken als de stormen in de atmosfeer. De angst voor aardbevingen heeft mensen al eeuwen bezig gehouden en pas sinds begin 1900 hebben we iets van aardbevingen begrepen in wetenschappelijke zin. Veel later nog, in de jaren 60 van de twintigste eeuw, zijn ook veel van de achtergronden maar vooral ook de oorsprong van aardbevingen duidelijk geworden.

Dankzij aardbevingen kunnen we ons een idee vormen van de opbouw van onze planeet en tot conclusies komen over haar ontstaansgeschiedenis. In de kern van de aarde, die niet meer dan 6400 km van ons af ligt, bestaan temperaturen van 4100 graden Celsius, heersen drukken die 10.000 keer groter zijn dan die van de atmosfeer en heeft ijzer onder invloed van die druk een soortelijke massa gelijk aan kwik. Dit zijn extreme omstandigheden die aan het aardoppervlak zelfs in de meest geavanceerde laboratoria maar moeilijk na te bootsen zijn. Als gevolg van deze omstandigheden gedraagt de aarde zich als een dynamische planeet. De massa van de aarde is in een voortdurende beweging waardoor niet alleen aardbevingen ontstaan maar ook vulkanen, gebergte ketens en diepzeetroggen. Zelfs de verdeling van continenten en oceanen over het aardoppervlak is het gevolg van die dynamica.

De uitwerking van een aardbeving aan het aardoppervlak kan grote gevolgen hebben voor mensen in hun woon- en leefomgeving. Onderzoek naar de gevolgen van aardbevingen is ook in ons land een belangrijke tak van de seismologie. Het onderzoek wordt gevoed door waarnemingen. Sinds het eind van de negentiende eeuw wordt er wereldwijd gemeten met seismometers om gegevens te verzamelen over de verspreiding en de kracht van aardbevingen.

Magnitude 8,3 in Californië op 18 april 1906



De stad San Francisco werd zwaar getroffen. Omdat houten gebouwen vlam vatten en waterleidingen braken werd het blussen ernstig bemoeilijkt. Langs de San Andreas breuklijn trad over een afstand van 400 kilometer een gemiddelde verplaatsing op van circa 4 meter.

Uit de waarnemingen kan de opbouw van de aarde worden afgeleid. De seismische trillingen, die als golven dwars door de aarde gaan, belichten als het ware de interne structuur van onze planeet. Tegenwoordig staan seismometers in alle delen van de wereld opgesteld en registreren ze trillingen die afkomstig zijn van wereldwijd verspreide aardbevingen. De huidige informatie-technologie maakt het mogelijk dat seismische gegevens snel kunnen worden uitgewisseld. Seismologen kunnen nu bijna onmiddellijk een compleet beeld krijgen wat er in en op de aarde gebeurt.

Dit boekje bestaat uit drie delen. Het eerste deel beschrijft elementaire begrippen uit de seismologie en gaat hier en daar dieper in op verschillende aspecten van seismologie en aardbevingen. Met de beschrijving hiervan wordt de lezer een beeld geschetst over het ontstaan van aardbevingen, de gevolgen, tot en met de mogelijkheid van voorspelbaarheid. Het tweede deel beschrijft de activiteiten van de afdeling Seismologie van het KNMI wat betreft onderzoek en waarnemingen. Het derde deel bestaat uit een aantal wetenswaardige gegevens over aardbevingen, merendeels in de vorm van tabellen.

VAN BRON TOT ONTVANGER

1.1 Seismologie

Seismologie is de studie van aardbevingen. De naam is afgeleid van het Griekse woord 'seismos', wat schudding of trilling betekent. De seismologie bestaat hoofdzakelijk uit drie onderzoeksgebieden:

Aardbevingen: het onderzoek naar de verschijnselen die direct te maken hebben met de aardbevingen zelf: de seismiciteit, het haardmechanisme, de magnitude, de intensiteit; de gevolgen aan het aardoppervlak.

Aarde: het onderzoek naar de structuur van de aarde met behulp van de seismische trillingen. Wanneer dit de totale driedimensionale structuur oplevert, wordt het ook wel tomografie genoemd.

Waarnemingen: het onderzoek naar de inrichting van optimale seismische waarnemingspunten, seismometers, registraties en de analyse van seismogrammen.

Vanzelfsprekend bestaat er een duidelijke onderlinge samenhang tussen deze drie onderzoeksgebieden, maar ze worden vaak afzonderlijk bestudeerd vanwege het specifieke karakter van ieder onderwerp.

Aardbevingen

Veel van de kennis van aardbevingen is afgeleid uit seismogrammen, de registraties van de aardbevingsgolven door seismometers. Meestal worden seismogram-

deel 1

men van verschillende seismische stations gecombineerd om tot een optimaal resultaat te komen. Dit kan op kleine schaal door de seismometers van een lokaal netwerk te gebruiken of op grote schaal door alle op de wereld beschikbare seismometers in te zetten. Het kan ook op zeer kleine schaal van enige kilometers. Door seismometers zeer dicht bij elkaar te zetten produceren ze bijna het zelfde signaal waardoor ze als het ware één instrument worden zoals een richtmicrofoon of een antenne van een radiotelescoop. Het spreekt vanzelf dat voor het werk op grote schaal, waarbij verschillende landen betrokken kunnen zijn, gecentraliseerde datacentra handig, zijn om snel over de juiste seismische gegevens te kunnen beschikken.

Aan de hand van de seismogrammen kan worden berekend waar de aardbeving in de aarde heeft plaatsgevonden. Die plaats wordt hypocentrum genoemd. De plaats aan het aardoppervlak recht boven de haard heet epicentrum. Ook kan worden berekend in welke richtingen verschuivingen hebben plaatsgevonden tijdens een aardbeving. Omdat aardbevingen meestal altijd gebonden zijn aan verschuivingen langs actieve breuken is daarmee de ligging en oriëntatie van de breuken te bepalen, zelfs op grote diepte. Door de combinatie van de oriëntatie van de breuk en de bewegingen in de haard is ook af te leiden hoe het spanningsveld in de aarde geweest moet zijn voordat de beving plaatsvond.

Omdat risico en veiligheid belangrijke aspecten zijn bij aardbevingen is het van belang te weten waar aardbevingen voorkomen, hoe vaak en met welke sterkte. Deze gegevens bepalen samen de seismiteit van een gebied. Door de seismiteit wereldwijd in kaart te brengen is een goed beeld ontstaan van de risico's in bijna alle delen van de wereld. De gegevens zijn vooral afkomstig van seismische stations, maar ook zijn er gegevens uit historische bronnen gebruikt.

Aarde

Vele malen per dag treden aardbevingen op die hun golven dwars door de aarde zenden. Deze golven bevatten dus informatie over het deel van de aarde waar ze doorheen gereisd zijn. De voornaamste aanwijzing over de structuur van het doorlopen traject is de looptijd van de golven. Wanneer seismische energie met verschillende looptijden de seismometer bereikt is er vaak sprake van een reflectie aan geologisch verschillende lagen. Hiermee kan de diepte van de laag bepaald worden. Door veel verschillende paden te gebruiken voor het onderzoek wordt

deel 1

de aarde dus van veel kanten belicht en ontstaat er een driedimensionaal beeld. Deze methode wordt ook wel tomografie genoemd. Het is een doorbraak geweest in de kennis van onze planeet toen deze methodes algemeen werden toegepast. Op kleine schaal worden dezelfde methodes gebruikt voor het zoeken naar olie en gas, waarbij dan kunstmatige trillingsbronnen gebruikt worden. Op grote schaal, voor de aarde als geheel, wordt dit toegepast door de vakgroep Geofysica van het Instituut voor Aardwetenschappen te Utrecht (IVAU).

Het idee dat de aarde door verschillende trillingsbronnen ‘verlicht’ kan worden betekent niet dat uitsluitend aardbevingen als bron in aanmerking komen. Hoewel aardbevingen tot de meeste krachtige bronnen behoren, kunnen ook zwakke bronnen worden gebruikt. Voor het onderzoek van de ondiepe structuur van de aarde kan zelfs het voortdurende ruisen van de aarde gebruikt worden. Het ruisen wordt hoofdzakelijk veroorzaakt door weer en wind en door verkeer. Weliswaar is er nog weinig experimentele ervaring met dit soort onderzoek en eist het enig geduld van de onderzoeker, maar de verwachtingen zijn hooggespannen.

Waarnemingen

Aanvankelijk richtten seismologen zich op waarnemingen van individuele stations, later werden de losse stations samengevoegd tot seismische netwerken. Een

Magnitude 7,5 in Japan op 16 juni 1964



Slecht gefundeerde flats bij Niigata zijn scheefgezakt door vervloeiing van de bodem (liquefactie). Een groot deel van de stad zakte 2 meter als gevolg van het inklinken van de zandige bodem.

deel 1

seismische netwerk is een groep van stations over een gebied verspreid, dit kan ook de aarde als geheel zijn, die vergelijkbare karakteristieken hebben zoals het type seismometer en de gevoeligheid daarvan. Door deze netwerken ontstond de behoefte om steeds meer stations op elkaar af te stemmen. Naarmate de techniek verder ging zijn steeds weer opnieuw pogingen gedaan om goed op elkaar afgestemde netwerken op te zetten. Dit is telkens weer een moeilijke opgave gebleken, speciaal wanneer het om wereldwijde netwerken ging. Door de digitale technieken is dit probleem niet zo urgent meer, met name omdat veel seismische stations zijn uitgerust met seismometers die gevoelig zijn voor een brede band van frequenties en omdat ze dezelfde dataformaten hebben.

Een relatief recente ontwikkeling is die van een seismisch array. Een seismisch array is een groep van identieke seismometers die met een specifiek gekozen patroon in een gebied zijn geplaatst. De straal waarbinnen de seismometers geplaatst zijn varieert van 1 tot 100 km. In feite fungeert het array als één instrument, omdat de bijna identieke signalen van alle elementen van het array met een bepaalde tijdsvertraging bij elkaar op worden geteld. Dit heeft als doel de richting en de snelheid van de geregistreerde seismische golven te bepalen. Bovendien wordt in dit proces de bodemruis uitgemiddeld, waardoor het seismische signaal duidelijker zichtbaar wordt. Naarmate meer seismometers gebruikt worden neemt de mogelijkheid tot ruisonderdrukking toe en kan ook de richting van het signaal nauwkeuriger bepaald worden. Seismische arrays behoren tot de meest krachtige instrumenten om seismische golven van kleine en verre aardbevingen te detecteren. Het zijn de ogen van de hedendaagse seismoloog. De techniek is ook van toepassing op het meten van infrageluid.

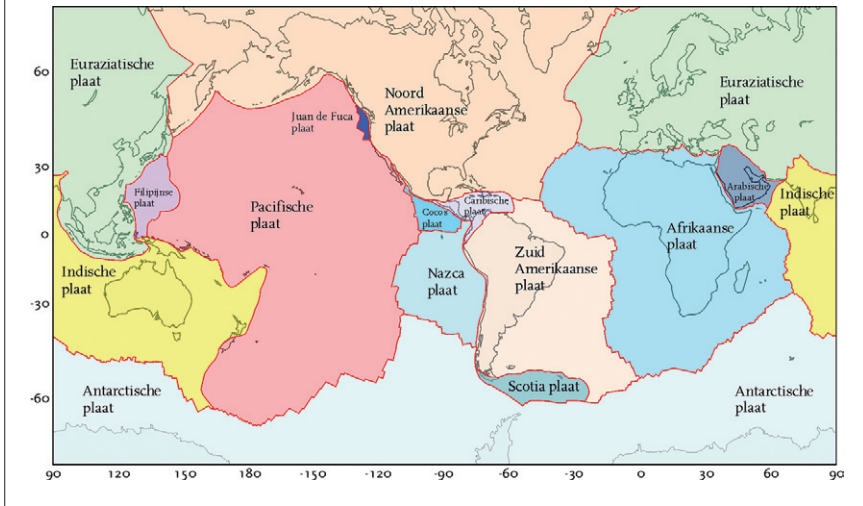
Het KNMI levert een bijdrage aan verschillende netwerken door middel van een aantal seismische stations, waarvan het station Heimansgroeve in Zuid-Limburg voor Nederland het belangrijkste is. Deze seismische stations werken 24 uur per dag en leveren continue gegevens. De afdeling Seismologie fungeert als datacentrum voor de seismische waarnemingen in Nederland. Binnen de afdeling is ook een Europees datacentrum gevestigd. Dit ORFEUS Data Centrum bewerkt, archiveert en verspreidt brede-frequentie-band digitale seismische gegevens van stations in de deelnemende Europese landen.

1.2 Seismische zones

Wanneer we van het oppervlak naar beneden gaan tot aan het centrum van de aarde komen we verschillende lagen tegen. Eerst de korst die bros is, dan een laag die mantel wordt genoemd en die taai vloeibaar is. Nog dieper zit de aardkern die vloeibaar is en voornamelijk uit ijzer bestaat. Daar weer binnen zit een vaste binnenkern. De aarde is dus opgebouwd uit een aantal concentrische schillen elk met verschillende eigenschappen.

Aardbevingen komen voornamelijk voor in een aantal smalle zones. Deze zones, ook wel seismische gordels genoemd, vallen samen met de randen van grote schollen of platen waaruit de aardkorst is opgebouwd. De platen hebben een dikte van ongeveer 100 km en drijven op de taai vloeibare lagen die er onder liggen. Dit bovenste gedeelte van de aarde waar de platen zich steenachtig en bros gedragen wordt lithosfeer genoemd en omvat de korst en het bovenste deel van de mantel. De korst heeft een andere chemische samenstelling en wordt gescheiden van de mantel door een discontinuïteit die Moho wordt genoemd. De korst van de continenten is ongeveer 30 km dik, onder gebergten zelfs 60 km of meer en

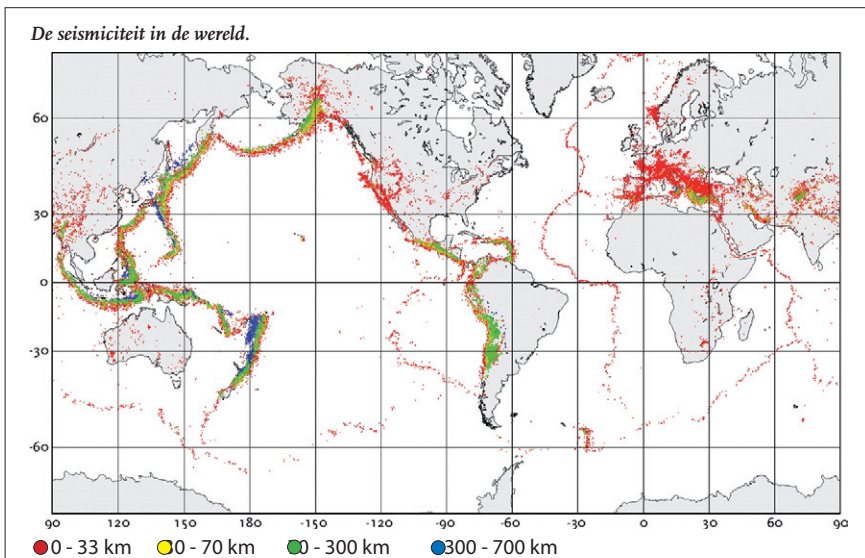
De belangrijkste tektonische platen worden begrensd door de mid-oceanische ruggen en diepzee troggen.



deel 1

de korst van oceanische platen is veel dunner, ongeveer 5 km. Aangedreven door de inwendige warmte van de aarde bewegen ze ten opzichte van elkaar. Hierdoor kan het voorkomen dat ze langs elkaar schuren, tegen elkaar opbotsen of juist uit elkaar bewegen. De snelheid waarmee de platen bewegen is erg variabel. Gemiddeld ongeveer 6 cm per jaar maar in sommige gevallen meer dan 10 cm per jaar dat is 100 km in 1 miljoen jaar. Door deze langzame bewegingen ontstaan langs de randen van de platen grote spanningen die zich van tijd tot tijd ontladen in de vorm van aardbevingen.

De belangrijkste aardbevingszone ligt rondom de Grote Oceaan en wordt ook wel de Circum-Pacifische gordel genoemd, of wat poëtischer “ring van vuur”. Hier liggen onder andere de aardbevingslanden als de Filipijnen, Japan, Alaska, Californië, Mexico, Peru en Chili die regelmatig door catastrofale aardbevingen worden getroffen. Een tweede zone, de Mediterrane-Transaziatische gordel, loopt van het gebied rond de Middellandse Zee (Marokko, Algerije, Italië, Griekenland en Turkije) oostwaarts door Iran, het Himalaya-gebergte en China. Deze zone sluit via Indonesië weer aan op de Circum-Pacifische gordel. Ook in de oceanen komen smalle zones met aardbevingen voor. Hier drijven de platen uit elkaar en wordt nieuwe aardkorst gevormd. Een voorbeeld hiervan is de Mid-Atlantische rug mid-



den in de Atlantische Oceaan. Er vindt in de aarde een zeer langzame kringloop van materie plaats. In de oceanische spreidingszones stolt magma tot nieuwe korst, terwijl langs de randen van de Grote Oceaan weer materie in de mantel wordt opgenomen in zogenaamde subductiezones. Subductie is het proces waarbij een oceanische plaat onder een continentale plaat schuift. Vrijwel alle grote aardbevingen in de wereld zijn ontstaan als gevolg van dit proces. Op oceanische ruggen komen alleen kleinere schokken voor en dan nog voornamelijk langs de grote dwarsbreuken, ook wel transformbreuken genoemd.

Nederland

Midden op de min of meer stabiele platen kunnen ook aardbevingen voorkomen als gevolg van bewegingen in regionale breukensystemen in de aardkorst. De platen zijn niet helemaal star en als gevolg van de tektonische krachten aan de randen van de plaat kunnen ook midden op de plaat aardbevingen ontstaan. In ons land komen bewegingen voor als gevolg van een breukensysteem bestaande uit een horsten- en slenkenstructuur. Een horst is een deel van de aardkorst dat langs een breuk omhoog gekomen is. Een slenk is juist naar beneden gegaan. In Noordwest-Europa bestaat dit systeem uit de Boven-Rijnslenk (tussen Basel en Frankfurt), de Beneden-Rijnslenk (van Bonn tot in Nederland) en de Hessische slenkzone. De twee eerstgenoemde slenkzones vertonen recente seismische activiteit als gevolg van langzame horizontale rekbewegingen in de aardkorst. De rekbeweging ontstaat als gevolg van de druk die de Afrikaanse plaat uitoefent op Europa en die geleid heeft tot de vorming van de Alpen en de druk die ontstaat als gevolg van de Mid-Atlantische Rug. Dit krachtenspel resulteert in plotselinge verticale afschuivingen langs breuken binnen de slenkensystemen. In het breukensysteem van de Beneden-Rijnslenk is het in ons land vooral de Roerdalslenk, begrensd door de Peelrandbreuk en de Feldbissbreuk, waar de grootste bewegingen plaatsvinden. Deze bewegingen gaan gepaard met aardbevingen. De bewegingen en de breuken in dit gebied zijn echter van geringe grootte vergeleken met die langs de plaatranden. De sterkte van de bevingen blijft beperkt tot ongeveer 6,3 op de schaal van Richter. Op 20 november 1932 werd in Uden (Noord-Brabant) schade aangericht door een beving met een magnitude van 4,8. Luik werd op 8 november 1983 getroffen door een beving met een magnitude van 5,0 waarbij aanzienlijke schade optrad. Bij Roermond vond in de vroege ochtend van 13 april 1992 een beving plaats met een sterkte van 5,8 op de schaal van Richter. De beving was daarmee de krachtigste in de regio sinds de beving van 1756 bij Düren in Duitsland met een

deel 1

kracht van 6,1. Het was de sterkste beving die ooit in Nederland heeft plaatsgevonden. Veel huizen en gebouwen werden door de aardbeving beschadigd. Vooral in het gebied tussen Roermond, Maaseik en Heinsberg bereikte de intensiteit een waarde van ruim VII op de 12-delige Mercallischaal. De beving werd gevoeld tot in Tsjechië, Zwitserland, Frankrijk en Engeland. In het landschap traden landafschuivingen, oeververzakkingen en zandfonteinen op. Deze verschijnselen ontstonden doordat de seismische trillingen in een instabiele, met water verzadigde bodem plaatsvonden. Dit proces wordt liquefactie genoemd. Doordat de beving plaatsvond op een voor Nederland relatief grote diepte van 17 kilometer en door de solide constructie van huizen en gebouwen bleef de schade, gezien de kracht van de beving, in het algemeen beperkt. Voor Nederland alleen werd de schade toen geschat op ongeveer 170 miljoen gulden (77 miljoen Euro).

1.3 Aardbevingsmechanismen

Een aardbeving is het gevolg van een plotselinge verschuiving langs een breukvlak doordat de heersende drukverschillen een kritische grens overschrijden. Aardbevingen kunnen op verschillende dieptes plaatsvinden, in subductiezones tot op



Puinruimen op het stationsplein van Roermond in de ochtend na de aardbeving.

deel 1

een diepte van 700 km, meestal echter op geringere dieptes van ongeveer 30 km. In Nederland komen als gevolg van de gaswinning ook veel ondiepe aardbevingen voor met een diepte van slechts 3 km.

Het epicentrum is te berekenen met behulp van seismogrammen. Uit het verschil in aankomsttijden van verschillende soorten seismische golven kan de afstand worden bepaald tussen het waarnemingspunt en de aardbeving. Met behulp van tenminste drie seismische stations kan vervolgens met een grafische methode, omcirkelen, het epicentrum worden gevonden. Tegenwoordig worden hiervoor natuurlijk computerprogramma's gebruikt. De diepte van een beving is wat lastiger te bepalen. Hiervoor gebruiken seismologen karakteristieke impulsen die in het seismogram te zien zijn, ook wel fasen genoemd. Er wordt gekeken naar fasen die ontstaan zijn door een reflectie tegen het aardoppervlak. Het tijdsverschil tussen een niet gereflecteerde, directe, fase en de aan het aardoppervlak gereflecteerde fase is een maat voor de diepte. Naarmate de aardbeving dieper is, worden er ook minder golven ontwikkeld die langs het oppervlak reizen, dit is ook een aanwijzing voor de diepte van de beving.

Bij gebrek aan instrumentele waarnemingen kan het epicentrum van een aardbeving ook worden gevonden door de effecten aan het aardoppervlak in kaart te brengen. Deze verschijnselen worden uitgedrukt in intensiteiten volgens de schaal van Mercalli. Meestal ligt het epicentrum midden in het gebied met de hoogste intensiteit. Dit hoeft echter niet altijd het geval te zijn, omdat de uitwerking van een beving ook afhankelijk is van externe factoren zoals de structuur van de ondiepe ondergrond en de constructie van gebouwen. Zo zal de schade meestal groter zijn in een gebied met een slappe ondergrond zoals van rivier- en kustafzettingen, dan in een gebied met een ondergrond van vast gesteente.

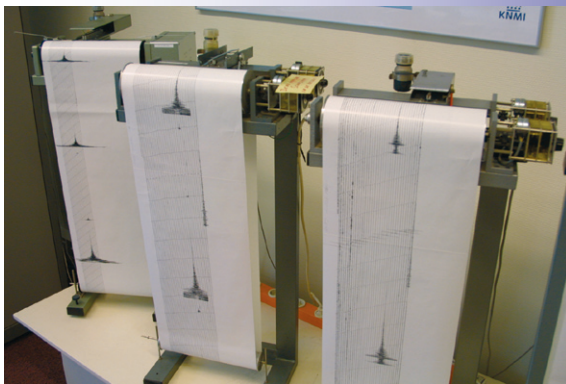
Uit de seismogrammen is meer af te leiden dan alleen plaats en diepte van de aardbeving. Het is bijvoorbeeld mogelijk om te berekenen in welke richting het gesteente aan weerszijden van de breuk verschoven is. Dit wordt het haardmechanisme genoemd. Hiervoor is het nodig om een goed beeld te krijgen van het ruimtelijke patroon van seismische golven dat direct na de beving ontstaat. Dit soort bepalingen kan alleen wanneer een aantal seismometers de beving geregistreerd hebben, meestal zijn 5 wel voldoende, en ze gelijkmatig rond het epicentrum verdeeld zijn. Voor grote aardbevingen worden deze haardmechanismen

deel 1

standaard en geautomatiseerd bepaald, zodat patronen zichtbaar gemaakt kunnen die karakteristiek zijn voor verschillende breuksystemen. Langs het San Andreas breuksysteem in Californië zien we bijvoorbeeld dat vooral zijschuivingen optreden in het horizontale vlak. Dit klopt met de relatieve plaatbeweging tussen de Amerikaanse en de Pacifische plaat. In de westkust van Zuid-Amerika zijn vooral overschuivingen te zien die horen bij de subductieprocessen die daar plaatsvinden. De studie van haardmechanismen laat dus niet alleen zien waar de platen bewegen maar ook hoe en in welke richting ze bewegen en welke krachten daarbij een rol spelen.

Er zijn ook technieken ontwikkeld waarmee de gemiddelde verschuiving en de omvang van het verschoven gebied uit het seismogram berekend kan worden. Deze technieken gebruiken het gegeven dat de verschuiving tijdens een aardbeving niet instantaan plaatsvindt, maar enige looptijd heeft. De verschuiving begint op een punt en zet zich dan met hoge snelheid door totdat het breukvlak weer tot rust komt. De looptijd wordt bepaald door het elastische gedrag van het gesteente aan weerszijden van de breuk. Deze bepalingen zijn vooral van belang om een goede schatting te kunnen maken van de kracht van een beving.

Tegenwoordig kunnen we in de seismologie nog een stap verder gaan. Door aardbevingen in computers te simuleren en de resultaten te vergelijken met de gemeten seismogrammen kan tot op aanzienlijk detail worden nagegaan wat zich in de

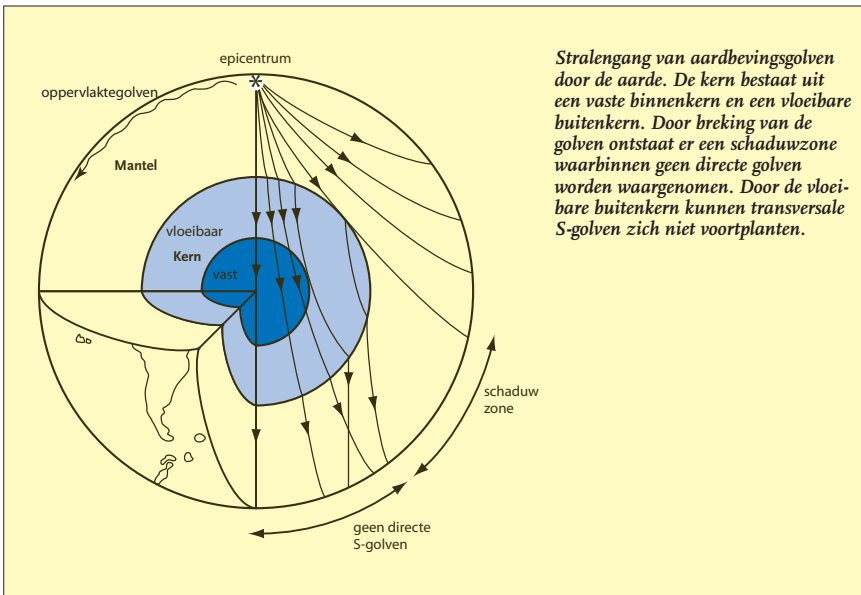


Traditionele registratie van aardbevingen bij het KNMI. De seismogrammen laten bevingen bij Voerendaal zien op 7 maart 2001.

haard van een aardbeving afspeelt. Het blijken zeer complexe bewegingen te zijn, met name voor de zeer grote bevingen.

1.4 Seismische golven

Wanneer tijdens een aardbeving het gesteente rondom de breuk plotseling gaat verschuiven, ontstaan verschillende soorten trillingen die zich vanuit de haard als golven verspreiden. Dit is vergelijkbaar met de golven die ontstaan wanneer een steen in het water wordt gegooid. De trillingen planten zich zowel dwars door de aarde als langs het aardoppervlak voort. Er kunnen verschillende golven worden onderscheiden elk met andere karakteristieke eigenschappen. Vooral het verschil in snelheid waarmee de diverse golven zich voortplanten is voor de seismologie van belang. De golfsnelheid wordt bepaald door de combinatie van de elastische eigenschappen en de dichtheid van het gesteente waarin de golf zich voortplant. Op het seismogram zijn de verschillende golven te herkennen doordat ze plotseling beginnen als een impuls of doordat ze een andere frequentie hebben.

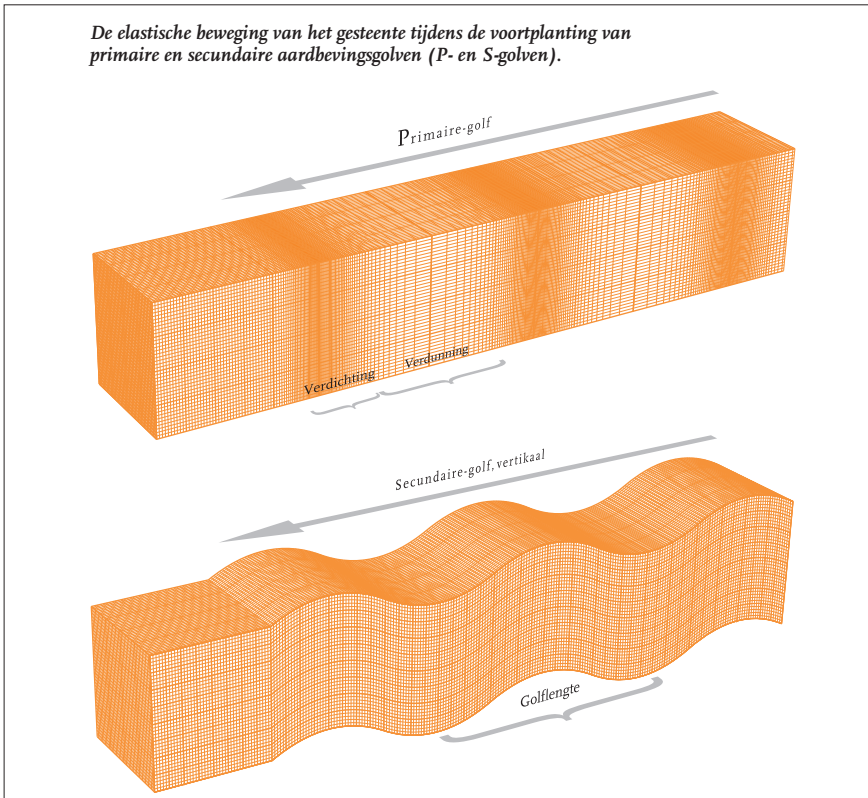


Stralengang van aardbevingsgolven door de aarde. De kern bestaat uit een vaste binnenkern en een vloeibare buitenkern. Door breking van de golven ontstaat er een schaduwzone waarbinnen geen directe golven worden waargenomen. Door de vloeibare buitenkern kunnen transversale S-golven zich niet voortplanten.

deel 1

De golf met de hoogste snelheid is de primaire of P-golf. Het is een golf waarbij de materie in een druk- en rekbeweging trilt in de richting van de voortplanting. Deze golf wordt ook wel longitudinaal genoemd. De voortplantingssnelheid varieert van 2 tot 14 km per seconde. De verschillen worden bepaald door de eigenschappen van het gesteente waar de golf doorheen loopt. Over het algemeen gaan golven dieper in de aarde ook sneller. Hierdoor buigen de meeste seismische golven naar het aardoppervlak toe. De P-golf en zijn aan het oppervlak gereflecteerde fase worden gebruikt om de diepte van een beving te bepalen.

De secundaire of S-golf is een golf waarbij de deeltjes loodrecht op de voortplantingsrichting trillen. Het is een transversale golf. De voortplantingssnelheid varieert van 0,5 tot 7 km per seconde. S-golven zijn in het seismogram meestal als



deel 1

tweede duidelijke impuls te herkennen. De transversale S-golven kunnen zich niet door een vloeistof voortplanten. Deze eigenschap heeft geleid tot de ontdekking van de vloeibare buitenkern van de aarde omdat in specifieke gebieden geen directe S-golven aankomen. Er vormt zich als het ware een schaduw aan het oppervlak voor S-golven.

De P- en S-golven worden ook wel aangeduid als ruimtegolven omdat ze in alle richtingen door de aarde lopen. De golven worden op scheidingsvlakken tussen de verschillende gesteentelagen weerkaatst, gebroken en omgevormd. Hierdoor ontstaan er allerlei combinaties van golven. Omdat de buitenkern van de aarde uit vloeibaar materiaal bestaat, treedt aan het scheidingsvlak met het vaste mantelgesteente een sterke breking van golven op. Vanwege dit effect bevindt zich op een afstand van ruim 11.000 kilometer van het epicentrum, over het oppervlak van de aarde gemeten, een gebied waar geen directe P- en S-golven worden geregistreerd, de zogenaamde schaduwzone.

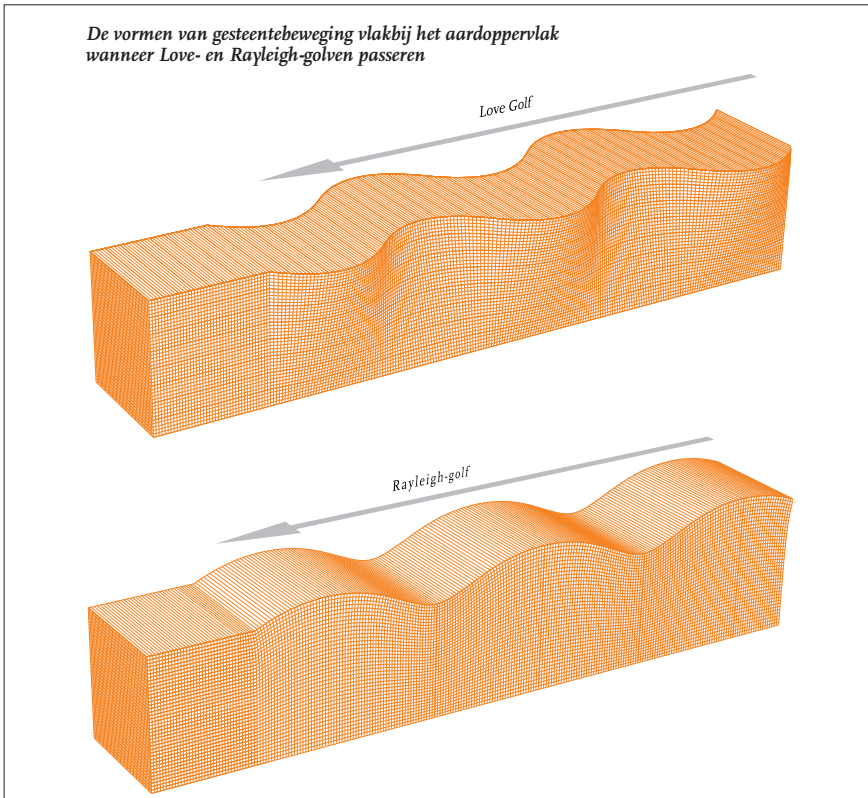
Een derde type golf plant zich voort langs het aardoppervlak. Deze golven hebben een veel lagere snelheid en een langere periode (trillingstijd) dan de P- en S-golven. Ze worden aangeduid als oppervlaktegolven of lange golven. Twee hoofdtypen van deze golven zijn de Love- en Rayleigh-golven, waarbij de materie respectievelijk in horizontale en verticale richting trilt. De Rayleigh-golven zijn verwant aan watergolven. Bij zware aardbevingen ontstaan lange golven die tot op grotere diepte kunnen doordringen. Soms dringt de beweging door tot in de mantel van de aarde. In dat geval worden de golven ook wel aangeduid als mantelgolven. De diepte waarop deze golven kunnen doordringen is afhankelijk van de periode van de golf. Een vuistregel is dat de trillingstijd (in seconden) tweemaal de indringdiepte in de aarde in kilometers bedraagt. Golven met een periode van 120 seconden dringen dus 60 kilometer diep in de aarde door. Omdat de seismische snelheden toenemen met de diepte zijn de golven met een langere periode wat sneller ten gevolge van hun grotere indringdiepte. Dit is goed in het seismogram te zien, omdat de oppervlaktegolven met de grootste periode als eerste aankomen.

Tot hier toe is de veronderstelling gemaakt dat de aarde opgebouwd is uit homogene schillen die onderling kunnen verschillen wat betreft de snelheid van seismische golven. In realiteit is dit een sterke vereenvoudiging. Gebleken is dat zich binnen de lagen behoorlijk grote verschillen in snelheden kunnen voordoen

deel 1

en dat de aarde lang zo homogeen niet is als de eerste seismologen veronderstelden. In de mantel van de aarde worden deze verschillen vooral veroorzaakt door de langzame beweging die daar gaande is. In het bovenste deel van de korst moet de oorzaak worden gezocht in de geologische processen die zich aan het aardoppervlak hebben afgespeeld.

Seismische golven dragen dus niet alleen informatie met zich mee over de aardbevingshaard maar ook over het medium waar ze door heen gaan. We kunnen als het ware alleen maar kijken naar de aardbeving via een medium waarbij de heldere blik soms wordt vertroebeld. Dit maakt seismogrammen waarop alle informatie zichtbaar gemaakt wordt in veel gevallen tot ware puzzels. Daar staat tegenover dat, wanneer de bron goed bekend is, het seismogram ook gelezen kan



worden als een afspiegeling van het medium. In een andere tak van de seismologie wordt hiervan gebruik gemaakt bij het opsporen olie en gas in de ondergrond met explosieven of trilwagens.

1.5 De seismometer

Een seismometer is het instrument om de trillingen van aardbevingen te registreren. Meestal wordt een set van drie seismometers gebruikt: één voor de verticale beweging (van onder andere de P-golf) en twee voor de horizontale bewegingen (van onder andere de S-golf). Een seismometer voor de verticale beweging bestaat uit een massa, die aan een veer is opgehangen. De horizontale seismometer is een slinger. Meestal is slechts één trillingsrichting mogelijk van een seismische slinger. Om de periode van de slinger te verlengen wordt een massa toegepast die om een bijna verticale as kan roteren. Het principe is te vergelijken met een deur die enigszins uit het lood hangt. Na een beweging zal de massa weer terugkeren in zijn oorspronkelijke evenwichtsstand.

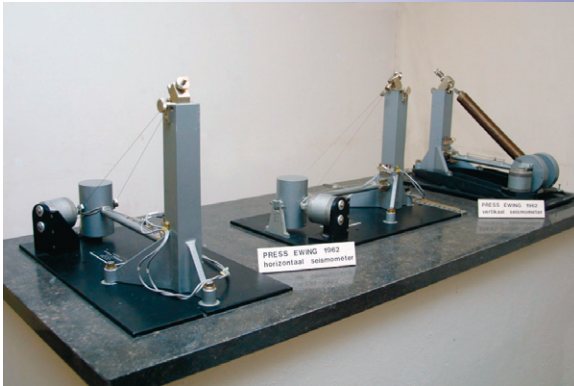
Bij snelle trillingen in de ondergrond blijft de massa in rust en kan de beweging van de bodem ten opzichte van dit rustpunt worden opgetekend. Deze beweging wordt door een combinatie van een spoel en een magneet omgezet in een elektrisch stroompje, dat op verschillende manieren tot een registratie kan worden verwerkt. Voorbeelden hiervan zijn een penregistratie, een fotografische registratie met behulp van een gevoelige galvanometer of tegenwoordig een digitale registratie met een computer. Wanneer een dergelijke registratie op een tijd-as wordt afgezet ontstaat er een seismogram. Hierop kunnen de verschillende soorten aardbevingsgolven zoals de P-, S- en de oppervlakte-golven worden waargenomen.

Traditioneel vindt de registratie van aardbevingsgolven plaats met verschillende typen seismometers. Het was moeilijk om seismografen te maken die gevoelig waren voor zowel korte als lange periodes. Voor het meten van de snelle trillingen met hoge frequenties wordt gebruik gemaakt van kortperiodische seismometers. Dit waren de instrumenten die gemakkelijk te bouwen waren. Langperiodische seismometers zijn veel moeilijker te maken. Deze seismometers registreren lage frequenties, die vooral op grote afstand van de beving tot ontwikkeling komen. Tegenwoordig gebruikt men vooral breedbandige seismometers die in staat zijn het

deel 1

hele spectrum van aardbevingsgolven over het periodegebied tussen 0,1 seconde (10 hertz) tot 1000 seconden (1 millihertz) goed op te tekenen. De moeilijkheid in het construeren van seismometers is dat een massa van ongeveer een kilo aan een veer moet worden opgehangen terwijl de periode van de slingerijd meer dan 10 seconden moet zijn. Dat betekent dat de veer onder grote spanning komt te staan en toch in staat moet zijn ook de kleinste bewegingen te meten. Dit kan alleen wanneer de invloed van de geringste temperatuurschommelingen wordt uitgesloten en wanneer veermaterialen worden gebruikt die op hun temperatureigenschappen geselecteerd zijn. Alleen een zeer slim ontwerp van de seismometer kan aan al deze eisen voldoen.

Sinds de opkomst van computers en van internet is er ook veel in de seismologie veranderd. Seismometers zijn tegenwoordig gekoppeld aan computers die de opgevangen signalen elektronisch bewerken en gegevensbestanden maken. Deze digitale seismische signalen kunnen via computernetwerken snel uitgewisseld worden. De computers zijn zo snel geworden dat de mogelijkheden om aan seismogrammen te rekenen alleen nog afhangen van het vernuft van de seismoloog. We hebben met recht een digitale revolutie gezien, die nog niet is uitgewoed. Het aardige is, dat met de komst van internet, de seismometersignalen rechtstreeks bij de gebruiker kunnen worden gebracht zonder menselijk ingrijpen. Tegelijker-



Drie Press-Ewing seismometers zoals die in De Bilt staan opgesteld. Een draadspool, die bevestigd is aan de massa van de slinger, kan als gevolg van bodemtrillingen bewegen in de magneet die met de aarde is verbonden. Deze beweging wekt een stroompje op dat tot registratie wordt verwerkt.

a) De slinger die vastzit aan een veer registreert de verticale component van een seismische golfbeweging.

b) De horizontale componenten van de seismische golfbewegingen worden geregistreerd door een slinger die is opgehangen als een iets uit het lood hangende scharnierende deur.

tijd zijn ook door deze ontwikkelingen de landsgrenzen veel minder belangrijk geworden, zodat seismologen zeer snel over elkaars informatie kunnen beschikken. Want ook aardbevingen houden zich niet aan grenzen. Wat begon als een op zichzelf staand instrument voor het meten van trillingen in de beste tradities van het eind van de 19^e eeuw en dat slechts voor enkelen toegankelijk was, is geworden tot een zeer subtiel instrument dat slechts door een zeer beperkt aantal bedrijven in de hoogste kwaliteit kan worden geproduceerd. De gegevens van deze instrumenten zijn voor een ieder beschikbaar op elk moment van de dag. De ontwikkeling en de beschikbaarheid zijn enorm toegenomen, de mechanische principes waarop de werking van de seismometer berust zijn gelijk gebleven.

1.6 De magnitudeschaal van Richter en de intensiteitschaal van Mercalli

Om de sterkte van een aardbeving en de gevolgen ervan weer te geven zijn twee verschillende schalen in gebruik: de magnitudeschaal van Richter en de intensiteitschaal van Mercalli. De schaal van Mercalli richt zich op de gevolgen. De schaal van Richter is een maat voor de kracht van de aardbeving zelf.

De magnitudeschaal van Richter

De schaal van Richter is in 1935 ontworpen door de Amerikaanse seismoloog Charles Richter en is gebaseerd op de sterkte van de trillingen zoals die gemeten wordt op het seismogram. De sterkte, uitgedrukt in eenheden op de schaal van Richter, wordt de magnitude van een aardbeving genoemd, analoog aan het begrip uit de sterrenkunde om de helderheid van een ster aan te geven. De magnitude wordt berekend aan de hand van de grootte van de uitslagen van de registratie van de aardbeving. Hierbij worden correcties toegepast om de invloed van de afstand tussen epicentrum en seismisch station in rekening te brengen. Met het toenemen van de afgelegde afstand verliezen de seismische golven door geometrische spreiding en absorptie namelijk een deel van hun energie.

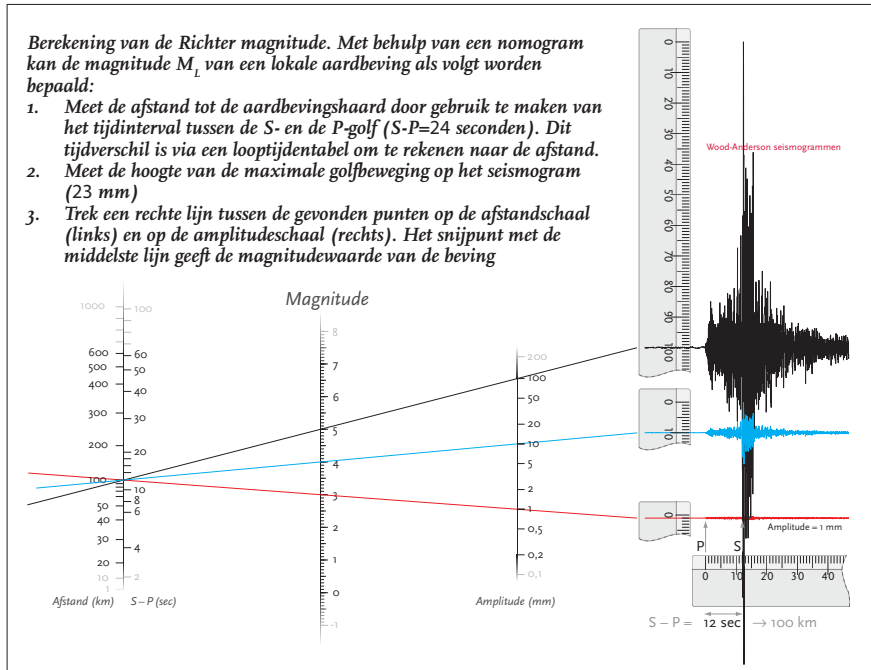
De schaal van Richter is logaritmisch, wat betekent dat een tien keer grotere uitslag op het seismogram overeenkomt met een toename van één magnitude-eenheid. De schaal van Richter is niet begrensd, noch aan de bovenzijde noch aan de onderzijde. Dit is wel het geval voor de 12-delige schaal van Mercalli. Richter de-

deel 1

finieerde een standaard aardbeving van magnitude 3 wanneer op een afstand van 100 kilometer met een kortperiodische horizontale Wood-Anderson seismometer een maximale uitslag van 1 mm op het seismogram werd waargenomen.

Inmiddels bestaan er meerdere soorten magnitudes die verschillen in de methode waarop de magnitude berekend is:

- de lokale magnitude M_L (L van “local”) geldt voor bevingen op een afstand niet groter dan ongeveer 1000 kilometer. De berekening vindt plaats aan de hand van de maximale uitslag in het kortperiodische seismogram, meestal zijn dat die van de oppervlaktegolven
- de magnitude M_S (S van “surface”) wordt berekend aan de hand van de uitslag van de oppervlaktegolven met een periode van 20 seconden bij bevingen op een afstand groter dan ongeveer 2000 kilometer en niet dieper dan 60 kilometer.



- de magnitude M_b (b van “body-wave”) wordt berekend aan de hand van de maximale uitslag van de P-golf bij bevingen op een afstand groter dan 1600 kilometer. Deze methode wordt vooral gebruikt bij diepe bevingen omdat daar de oppervlaktegolven slecht ontwikkeld zijn.
- de magnitude M_w (moment magnitude) wordt berekend aan de hand van de maximale verschuiving tijdens een aardbeving die is af te leiden uit het spectrum van het seismogram. Deze methode wordt tegenwoordig als de meest betrouwbare gezien.

Na grote aardbevingen haasten seismologen zich om de goede magnitude te berekenen. Soms lopen de waarden van deze berekeningen nogal uiteen omdat verschillende methodes gebruikt zijn met een te beperkt aantal stations. Dit leidt niet alleen tot verwarring, maar laat ook zien dat de berekening van de kracht van aardbevingen iets minder triviaal is dan wel eens wordt gedacht. Voor de meest krachtige aardbevingen aan de bovenkant van de magnitude schaal zijn alleen de grootste periodes van de seismische trillingen een goede maat voor de magnitude. Wanneer de seismometer deze grootste periodes niet registreert wordt de magnitude onderschat. Dit is bijvoorbeeld het geval wanneer de magnitude wordt berekend aan de hand van de twintig seconden periode van oppervlakte golven. De moment magnitude M_w moet hierop het definitieve antwoord geven omdat in deze magnitude schaal ook de allergrootste periodes zijn vertegenwoordigd.

Een aardbeving van magnitude 2 op een diepte van 10 km kan onder optimale omstandigheden nog net worden gevoeld. De zeer ondiepe bevingen in Noord-Nederland op ongeveer 3 kilometer kunnen al bij een magnitude van 1,2 worden gevoeld. In Zuid-Nederland komen bevingen voor op een diepte van 30 kilometer, die pas worden gevoeld bij een magnitude groter dan 3.

Via modellen heeft men berekend dat bij iedere toename met één magnitude-eenheid de vrijgekomen energie in de vorm van seismische trillingen 30 keer zo groot is. De hoeveelheid energie die vrijkomt bij een beving van magnitude 7 is dus 900 maal zo groot als die vrijkomt bij een beving van magnitude 5. Ter vergelijking, de energie die vrijkomt wanneer een massa van 1000 kg vanaf 100 meter hoogte op de grond valt is te vergelijken met de sterkte van een beving met magnitude 1.

deel 1

De intensiteitschaal van Mercalli

In 1902 introduceerde de Italiaan Giuseppe Mercalli een schaal waarmee de heftigheid (intensiteit) van de trillingen van een aardbeving kon worden weergegeven. De schaal van Mercalli is een indeling in beschrijvende vorm van de gevolgen die aan het aardoppervlak zijn opgetreden. De intensiteit is dus een aanduiding voor wat er op een bepaalde plaats wordt waargenomen en beschrijft hiermee wat de effecten zijn op bijvoorbeeld mensen, voorwerpen, gebouwen en het landschap. De Mercalli-schaal is verdeeld in 12 delen, aangegeven met Romeinse cijfers.

De schaalverdeling loopt van I: “niet gevoeld, slechts door instrumenten geregistreerd” tot XII: “buitengewoon catastrofaal”. De intensiteit is in het algemeen in de directe omgeving van het epicentrum groter dan in gebieden op grotere afstand. Als de intensiteit dichtbij het epicentrum van een aardbeving bijvoorbeeld VIII bedraagt met “zware schade”, zal deze met toenemende afstand afnemen waarbij de hele reeks doorlopen wordt en tenslotte via II “nauwelijks gevoeld” bij I “niet gevoeld” eindigen. De afstand waarover de afname in intensiteit plaatsvindt is een maat voor de diepte van de betreffende beving. Een ondiepe beving vertoont een snellere afname dan een diepe beving.

Voor aardbevingen in Nederland is de maximaal te verwachten intensiteit VII à VIII. Dit geldt met name voor het zuidoosten van het land. De beving bij Roermond op 13 april 1992 bereikte een waarde van VII.

De intensiteitschaal is in 1964 aangepast voor Europa en wordt aangeduid als de MSK-intensiteitschaal, genoemd naar de ontwerpers: Medvedev, Sponheuer en Karnik. Inmiddels is de schaal opnieuw aangepast en hanteert men in Europa sinds 1998 de Europese Macroseismische Schaal (EMS-98).

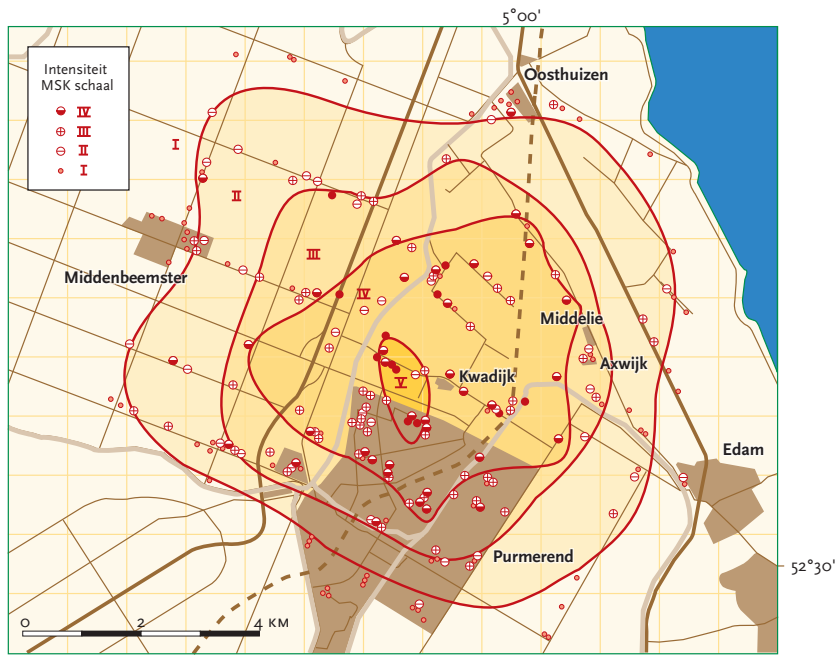
Tussen de intensiteit en de magnitude van een aardbeving bestaat een duidelijk verschil. De intensiteit van een beving is afhankelijk van de plaats van waarneming. De magnitude volgens de schaal van Richter daarentegen is onafhankelijk van de plaats op aarde waar deze wordt berekend en dus karakteristiek voor de kracht van de aardbeving zelf. Een krachtige aardbeving op grote diepte veroorzaakt een relatief geringe intensiteit aan het aardoppervlak, echter wel verspreid over een groot gebied. Anderzijds kan een zwakke aardbeving een hoge intensiteit bereiken wanneer deze op geringe diepte plaatsvindt. De intensiteit kan nog

deel 1

toenemen wanneer de ondergrond de seismische trillingen versterkt. Dit versterkende effect kan optreden doordat losse sedimenten, veen of klei tot 50 meter onder het aardoppervlak gaan meetrillen.

Een voorbeeld van de invloed van bouwwijze en bodemstructuur zijn de gevolgen van de zware aardbeving (magnitude 8,1) in Mexico in 1985. In Mexico-City, op een afstand van 400 kilometer van het epicentrum, stortten honderden hoge gebouwen in en er vielen 9500 doden. De schade was voornamelijk het gevolg van de soort ondergrond met veel los sediment waarop het centrum van de stad is gebouwd. Bij aardbevingsgolven met een trillingstijd van ongeveer 2 seconden, traden resonanties in de ondergrond op. Deze resonanties leiden tot extra sterke bewegingen in het losse sediment. De golven werden nogmaals versterkt door de

Isoseistenkaart (kaart met contouren van gelijke intensiteit) van de aardbeving bij Purmerend op 1 december 1989. De cirkeltjes geven de geëncquëteerde locaties aan. Omdat er in het gebied geen seismometers stonden opgesteld was ondervraging van de bevolking het enige middel om meer over deze aardbeving te weten te komen.

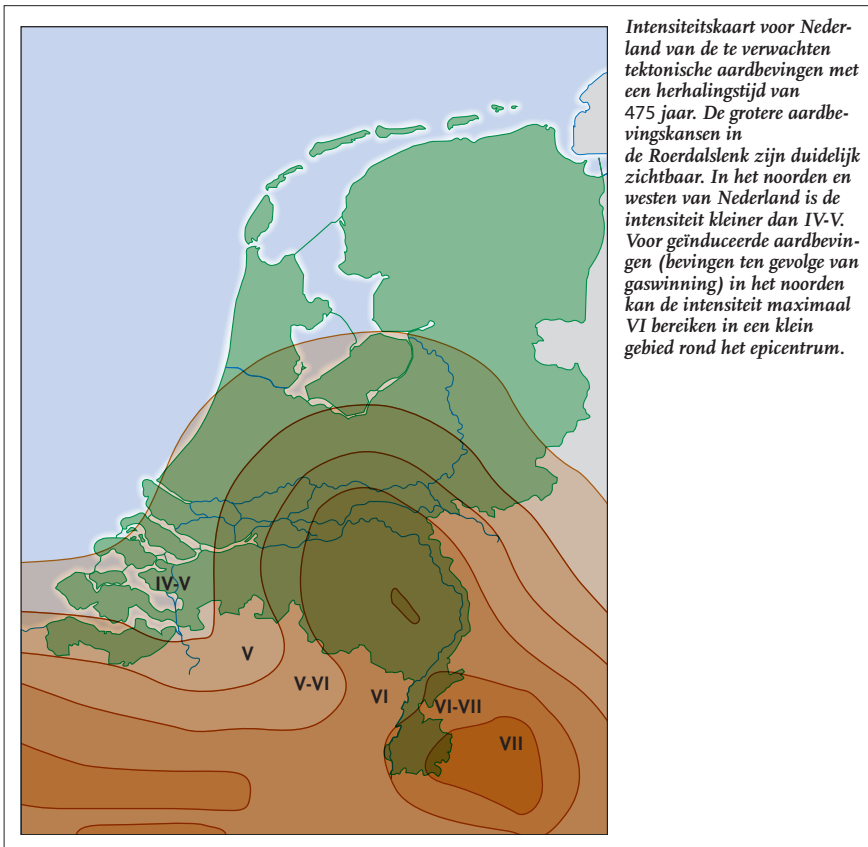


deel 1

trillingseigenschappen van gebouwen met een bepaalde hoogte. Vooral bij flatgebouwen van 10 tot 14 verdiepingen trad grote schade in de constructie op. Ongeveer 500 gebouwen werden verwoest.

1.7 Tsunamis: vloedgolven door aardbevingen

Bij krachtige ondiepe onderzeese aardbevingen kunnen grote delen van de zeebodem in beweging komen. Wanneer de zeebodem plotseling omhoog komt of wegzakt zal het bovenliggende water respectievelijk weg- of toestromen. Daardoor



deel 1

ontstaat er in het water een grote 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, de diepte en het mechanisme van de aardbeving. Bovendien is de diepte van het water van belang. Vooral aardbevingen met een grote verticale beweging kunnen tsunamis veroorzaken. Meestal plant de golf zich met een grote snelheid van honderden km/uur voort door de oceaan en met een golfhoogte van slechts enkele decimeters. De golflengte kan variëren van tientallen tot honderden kilometers. Op schepen in volle zee worden de golven dan ook vaak nauwelijks opgemerkt. Het grote gevaar schuilt in de toename van de golfhoogte, wanneer de golf een geleidelijk ondieper wordende kust nadert. Met de afname van de diepte van het water neemt ook de snelheid van de golf af. Door de geringere loopsnelheid in ondiep water worden de amplitudes sterk verhoogd. Bij de overgang van bijvoorbeeld 4 kilometer diep water naar een diepte van 16 meter treedt een toename van de golfhoogte (amplitudevergroting) met een factor 4 op. Het effect van golfbreking in baaien en langs topografische ruggen op de oceaanbodem kan een verdere amplitudevergroting tot gevolg hebben die nog bovenop het effect van de loopsnelheid kan komen. In kustgebieden die hiervoor gevoelig zijn, kunnen de golfhoogten oplopen tot wel 30 meter en enorme verwoestingen aanrichten.

Tsunamis zijn behoorlijk zeldzaam omdat het een secundair verschijnsel is dat alleen bij zeer grote bevingen optreedt. De meeste tsunamis komen voor in de gebieden rondom de Grote Oceaan. De gebieden rond de Indische Oceaan en de Atlantische Oceaan worden minder vaak getroffen. Ook in het oostelijk deel van de Middellandse Zee, de Griekse archipel, kunnen tsunamis ontstaan. Veel aardbevingsgordels vallen min of meer samen met kustgebieden. Dat heeft tot gevolg dat de afstand tussen de kust en het epicentrum van de tsunami veroorzakende beving in veel gevallen niet groot genoeg is om een tijdige waarschuwing te geven. Wanneer de golf een hele oceaan moet oversteken om de kust te bereiken is er wel tijd om maatregelen te nemen.

Lissabon werd in 1755 getroffen door de verwoestende gevolgen van een aardbeving die gepaard ging met een 20 meter hoge vloedgolf. Een krachtige aardbeving voor de kust van Zuid-Amerika kan een tsunami veroorzaken die zich over de gehele Grote Oceaan voortplant. Op 22 mei 1960 vielen meer dan 200 slachtoffers

deel 1

in het kustgebied van Japan door een tsunami die het gevolg was van een zeer krachtige aardbeving voor de kust van Chili. Het was met een magnitude van 9,5 de grootste aardbeving die ooit door instrumenten geregistreerd is. Ook uitbarstingen van in zee gelegen vulkanen kunnen vloedgolven veroorzaken. Door de uitbarsting van de Krakatau op 26 augustus 1883 ontstond een vloedgolf van 36 meter hoog waardoor er op Java en Sumatra meer dan 36.000 slachtoffers vielen.

Hoe gevaarlijk tsunamis kunnen zijn werd opnieuw duidelijk op 26 december 2004 toen een aardbeving voor de kust van Sumatra met een magnitude van 9,3 een tsunami veroorzaakte die meer dan 283.000 doden eiste. Indonesië, Thailand, Maleisië, India, Sri Lanka en Somalië behoren tot de getroffen landen. Het intensieve toerisme, vooral in Thailand, maakte dat ook West-Europese landen als Zweden en Nederland direct bij de ramp betrokken werden. Het is een van de grootste rampen in de recente geschiedenis. De Sumatra-Andaman aardbeving had een breukvlak dat meer dan 1300 kilometer lang was en dat liep van Banda Atjeh via de Nicobar eilanden tot aan de Andaman eilanden. De verschuivingen langs de breuk waren 20 meter op sommige plaatsen. De tsunami is vooral ontstaan langs het zuidelijke deel van de breukzone waar de grootste verschuivingen zijn opgetreden.

Zoals vaak na grote rampen was er internationaal een sterke roep om maatregelen zodat in de toekomst erger voorkomen kan worden. De getroffen landen

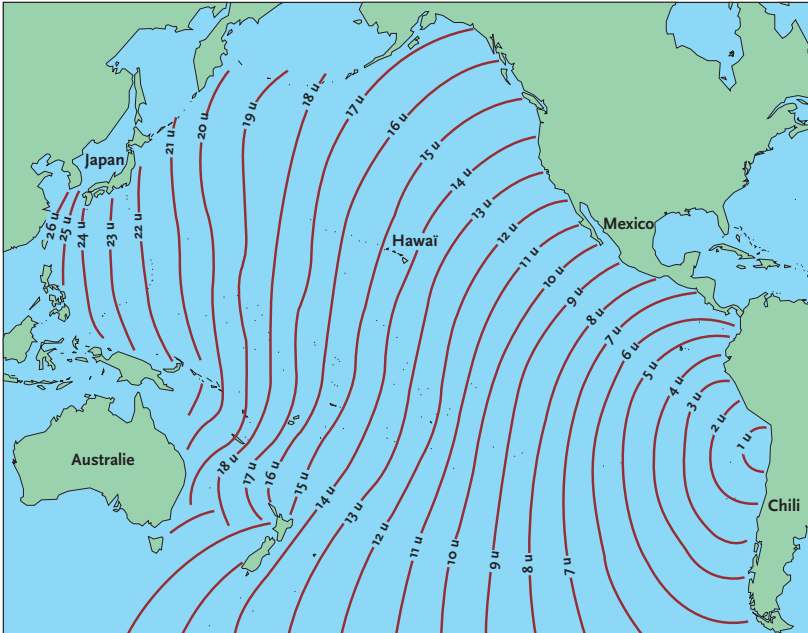


Gestrande boot in Banda Atjeh na de verwoestende Tsunami op 26 december 2004.

deel 1

waren niet of nauwelijks voorbereid op het tsunamigevaar. Waarschuwingssystemen waren alleen beschikbaar voor de Grote Oceaan waar onder de paraplu van UNESCO de meeste landen samenwerken om tijdige waarschuwingen te geven aan bedreigde kustgebieden. Dit systeem zal in het vervolg ook werkzaam zijn voor de Indische Oceaan. Naast de samenwerking op internationale schaal zijn ook op nationale schaal waarschuwingscentra actief. De Amerikaanse centra zijn onder andere gevestigd in Honolulu op Hawaii en in Alaska, ook Japan Australië en Indonesië hebben dergelijke centra opgericht. De centra gaan voor hun waarschuwingen in eerste instantie uit van aardbevingen met een kracht groter dan 7,5 en waarvan het epicentrum in zee ligt. Door golfhoogtemeters op de zeebodem te plaatsen kan het daadwerkelijk ontstaan van een tsunami bevestigd worden. De snelheid waarmee conclusies kunnen worden getrokken uit de beschikbare gegevens is van het grootste belang om de mensen op de dichtbij gelegen kusten te waarschuwen. Soms zijn de trillingen van de aardbeving

Looptijden over de Grote Oceaan van het golffront van een tsunami ontstaan door een aardbeving voor de kust van Chili.



deel 1

zelf de snelste waarschuwing. Voorlichting en voorbereiding op een eventuele ramp is essentieel om in de weinige tijd die er is levend weg te komen van het gevaar.

1.8 Voorspelbaarheid van aardbevingen

Het grote aantal slachtoffers (gemiddeld 15.000 per jaar in de afgelopen 100 jaar) en de enorme materiële schade als gevolg van aardbevingen zou aanzienlijk beperkt kunnen worden als het mogelijk was aardbevingen goed te voorspellen. In de klassieke zin is een aardbevingsvoorspelling de bepaling vooraf van de combinatie van plaats, tijdstip en kracht van een beving. Een dergelijke voorspelling is alleen mogelijk wanneer er voortekens zijn van de op handen zijnde aardbeving. Dit komt echter zelden voor.

Uit jarenlange ervaring is duidelijk geworden dat soms bepaalde verschijnselen aan aardbevingen voorafgaan, zoals langzame bewegingen aan het aardoppervlak, voorschokken en variaties in de snelheid van seismische golven. Ook kunnen variaties in het elektrisch en aardmagnetisch veld optreden. Daarnaast kunnen het niveau, de temperatuur en de samenstelling van het grondwater veranderen. In China is het afwijkend gedrag van dieren kort voor een aardbeving onderzocht. Lang niet altijd treden één of meer van deze voortekens op. Ook komen deze verschijnselen voor zonder dat ze gevolgd worden door een aardbeving. Dit maakt het voorspellen van aardbevingen bijzonder onbetrouwbaar, zo niet totaal onmogelijk. Voorspellingen in de klassieke zin hebben pas nut wanneer met grote zekerheid sterkte, plaats en tijdstip van een beving kan worden gegeven.

Toch zijn er zinvolle maatregelen te treffen wanneer niet alle elementen van een klassieke voorspelling bekend zijn. Als het tijdstip van de beving niet bepaald kan worden, maar wanneer wel bekend is dat in een bepaald gebied zware bevingen kunnen optreden, kan met bouwkundige maatregelen veel leed bespaard worden. Dit vraagt wel dat er regels voor het bouwen moeten worden opgesteld en dat de regels vervolgens moeten worden nageleefd. Aardbevingsbestendig bouwen en het volgen van de bouwcodes is duurder en het vergt een voortdurende controle. In de regel gebeurt dit alleen in de meer ontwikkelde landen. De moeilijkheid is dat de aandacht voor het aardbevingsgevaar moet worden vastgehouden ook wanneer de periode tussen twee opeenvolgende bevingen lang is. Zelfs met de

deel 1

beste voorspelling is een aardbeving natuurlijk niet te voorkomen, waardoor de voorbereiding op een grote schok in ieder geval belangrijk is.

Ondanks dat het voorspellen van aardbevingen nu niet mogelijk is, wordt wel op veel plaatsen in de wereld onderzoek gedaan om meer inzicht te krijgen in het ontstaan van aardbevingen. In Amerika, Japan en China, waar dichtbevolkte seismisch actieve gebieden liggen, zijn sinds 1960 onderzoeksprogramma's opgesteld die meer gegevens hebben opgeleverd over de processen die voorafgaan aan een aardbeving. Door de snelle ontwikkeling van geofysische apparatuur en de computer is de laatste jaren steeds meer mogelijk in de bestudering van dit moeilijke chaotische proces. De processen die zich diep in de aarde afspelen zijn moeilijk meetbaar en laten zich alleen in algemene termen beschrijven. De kennis van nu is dan ook onvoldoende om van toepassing te kunnen zijn op één bepaalde aardbeving.



Het plaatsje Montevago op Sicilië werd totaal verwoest door een tamelijke zwakke aardbeving die echter op geringe diepte plaatsvond. Door de slechte bouwwijze met gestapelde ruwe stenen en zware daken waren de gebouwen niet bestand tegen de seismische trillingen.

deel 1

Seismisch risico

Het seismisch risico is de combinatie van de kans dat een aardbeving optreedt, de kwetsbaarheid van gebouwen en andere infrastructuur en de gevolgen van de schade. Het seismisch risico kan in veel gebieden goed worden bepaald. De kans op aardbevingen in de toekomst kan worden berekend aan de hand van in het verleden opgetreden bevingen. Bovendien kan de geologische en tektonische situatie hierin worden betrokken. De kwetsbaarheid van gebouwen kan worden geschat met modelberekeningen net als de waarden van de te verwachten versnellingen tijdens de schokken. De versnellingen zijn een maat voor de krachten die op gebouwen worden uitgeoefend tijdens een aardbeving. Bij een goed ontwerp zal rekening worden gehouden met de gevolgen van de schade, zo krijgen in aardbevingsgebieden vooral kerncentrales, ziekenhuizen en scholen meer aandacht. Met de voortgang in kennis ontwikkelt zich tegelijkertijd een behoorlijke bevolkingstoename en ontstaan er steeds grotere steden in risicovolle gebieden. De maatschappij is steeds meer afhankelijk van voorzieningen als schoon water, elektriciteit en een wegen infrastructuur. Veel seismologen denken dat in het algemeen de kwetsbaarheid van onze maatschappij toeneemt, in ieder geval is duidelijk dat de financiële gevolgen van krachtige aardbevingen de laatste jaren behoorlijk gestegen zijn. Dit vormt nog steeds een impuls voor verdergaand voorspelbaarheidsonderzoek van aardbevingen waarvan de resultaten tot nu toe echter bitter tegenvallen.

AARDBEVINGEN IN NEDERLAND

2.1 Seismologie en het KNMI

In 1904 werd op experimentele basis de eerste seismograaf bij het KNMI opgesteld. De eerste instrumenten waren nog primitief en hadden dagelijkse zorg nodig om te kunnen functioneren. Het waarnemen met seismografen werd gezien als een natuurlijke uitbreiding op de metingen van het magneetveld van de aarde die al in 1891 begonnen waren. Begin 1900 is niet alleen in Nederland maar ook in Europa en in sommige landen daarbuiten zoals Japan het begin van de instrumentele seismologie. Opvallend vaak is de seismologie verbonden met meteorologische instituten. De gedachte achter die verbinding is niet helemaal duidelijk maar waarschijnlijk waren de groepen seismologen erg klein en was het dagelijkse werk nog het meest verwant aan de metingen die voor de meteorologie noodzakelijk waren.

De afdeling Seismologie van het KNMI heeft seismometers in Nederland opgesteld om de seismische activiteit in ons land op de voet te volgen en om internationaal gegevens uit te wisselen. Het KNMI beschikt niet alleen over seismometers maar ook over versnellingsmeters, tiltmeters en gravimeters die de beweging in de bodem registreren, van zeer langzaam tot zeer snel. De metingen vinden plaats op een twintigtal locaties in ons land. De locaties zijn geselecteerd vanwege de grote rust ter plaatse of omdat seismische bronnen op korte afstand aanwezig waren. Geluidsbronnen in de atmosfeer, zoals vliegtuigen die door de geluidsbarrière gaan, worden door mensen vaak ervaren als kleine aardbevingen. Om deze akoestische bronnen te kunnen onderscheiden van aardbevingen, wordt ook laag-

deel 2

frequent geluid gemeten met behulp van microbarografen. Microbarografen zijn zeer gevoelige drukmeters die in staat zijn de kleinste drukvariaties, zoals die van geluid, te meten.

Het onderzoek naar de achtergronden en de gevolgen van aardbevingen wordt gestuurd door wetenschappelijke nieuwsgierigheid maar vooral door de vragen die door de samenleving gesteld worden. Zo is het onderzoek naar de maximale sterkte van aardbevingen bijvoorbeeld van belang om maatregelen te treffen die de gevolgen kunnen beperken. Aardbevingen ontstaan meestal door spanningsontladingen langs bestaande breuken in de ondergrond. Een onderzoeksvraag die daarmee samenhangt is welke breuken in Nederland nog actief zijn en welke niet.



De actieve breuken markeren de gebieden waar aardbevingen kunnen optreden. Wanneer door een aardbeving trillingen ontstaan is het van belang om te weten hoe krachtig de trillingen waren. Dit kan door meting van de optredende versnellingen. Deze en andere vragen hebben geleid tot de volgende variëteit van activiteiten voor de afdeling Seismologie van het KNMI:

Waarnemingen

- registratie van aardbevingen
- analyse van seismogrammen
- uitwisseling van seismische gegevens
- versnellingsmetingen
- registratie van infraluid

Onderzoek

- natuurlijke aardbevingen in Zuid-Nederland
- geïnduceerde aardbevingen in Noord-Nederland
- seismisch risico in Nederland en in Europees verband
- advisering aan overheid en publieke instellingen
- detectie en identificatie van (kern)explosies

ORFEUS Data Centrum

- Europees datacentrum voor de uitwisseling van digitale seismische gegevens
- coördinatie van brede-frequentie-band seismologie in Europa

Voorlichting

- informatie aan publiek, overheden en pers via publicaties en elektronische media
- bibliotheek voor seismische gegevens

Waarnemingen

Het KNMI registreert sinds 1904 aardbevingen. Na een aantal proeven in de kelder van het hoofdgebouw in De Bilt werd in 1910 op het terrein van het KNMI een seismisch paviljoen gebouwd voor de definitieve opstelling van seismografen. Later zijn ook seismometers opgesteld in Heerlen (1926), Witteveen in Drenthe (1951), Winterswijk (1974), Epen in Zuid-Limburg (1979), Kerkrade en Valkenburg (1985). In 1993 werd in het Geuldal bij Epen een nieuw seismische station

deel 2

in gebruik genomen. De seismometers van dit station staan op het meest rustige plekje in Nederland voor wat betreft de onregelmatige bewegingen van de bodem veroorzaakt door weer, verkeer en andere menselijke activiteit. Deze bewegingen zijn altijd duidelijk aanwezig en worden ook wel bodemruis genoemd. Ze zijn in seismogrammen duidelijk te herkennen en vormen een belemmering voor de waarneming van kleine of zeer verre aardbevingen. Het nieuwe station ligt boven op de Heimansgroeve en heeft daarom dezelfde naam gekregen. De Heimansgroeve is nu een geologisch monument waar vroeger stenen werden gewonnen voor de bouw van huizen en boerderijen. Het gesteente is afkomstig uit het Carboon waar noordelijker in Limburg steenkool uit gedolven werd.

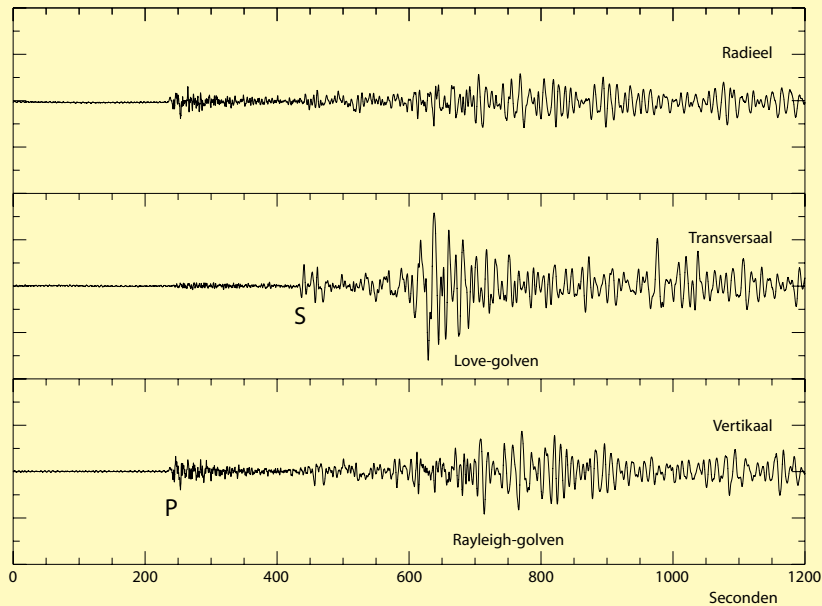


deel 2

Vanaf 1995 zijn netwerken van boorgatseismometers in gebruik genomen in Noordost-Nederland en rond Alkmaar om kleine aardbevingen door de gaswinning goed te kunnen meten. In het zuidoosten van ons land vond vanaf 1996 een verdere uitbreiding van het aantal seismometers plaats met het oog op een betere registratie van aardbevingen die daar kunnen plaats vinden. Bovendien werden vanaf 1997 in Groningen en Drenthe een aantal versnellingsmeters geplaatst om de kracht van de trillingen daar in kaart te brengen in verband met eventuele schade aan gebouwen. De gegevens van boorgatseismometers en versnellingsmeters zijn voor het onderzoek naar de gevolgen van aardbevingen in Noord-Nederland essentieel.

Lokale netwerken van seismometers worden ingezet om aardbevingen te meten die in een beperkt gebied voorkomen. Voorbeelden zijn naschokken van krachtige bevingen of een zwerm zwakkere aardbevingen. Door de seismogrammen van

Registratie in het seismisch station Heimansgroeve van een aardbeving in Griekenland met een magnitude van 6,5. Van boven naar onder de bodembeweging van respectievelijk de horizontale componenten (in de richting van de bron; radieel, en loodrecht daarop; transversaal) en de verticale component.



deel 2

een dergelijk netwerk te analyseren zijn we in staat om de plaats, de diepte en de bewegingsrichting van de aardbeving te bepalen. Dit is bijvoorbeeld toegepast op de aardbeving bij Roermond op 13 april 1992 die een magnitude van 5,8 had en waarvan meer dan tweehonderd naschokken geregistreerd zijn.

De seismische stations in Nederland registreren jaarlijks ongeveer 1200 aardbevingen uit de hele wereld. Het aantal in Nederland is veel kleiner, ongeveer 20. De meeste van deze Nederlandse bevingen ontstaan door gaswinning en een minderheid is van natuurlijke oorsprong.

De meeste signalen van de seismische stations komen via telefoonlijnen, GSM of internet naar het KNMI, waar ze worden verwerkt en gearhiveerd. De signalen worden dagelijks bekeken en de afgeleide gegevens, zoals magnitude en afstand, worden uitgewisseld met andere instituten in binnen- en buitenland. Iedereen kan op de internet-pagina's van het KNMI informatie vinden over deze gegevens en meer in het algemeen over seismologie. Het betreft zowel algemene informatie als actuele gegevens.

Sinds 1993 huisvest de afdeling Seismologie ook het ORFEUS Data Center (ODC). Het ODC verzamelt en bewerkt digitale seismogrammen van brede-frequentie-band seismometers in Europa en maakt zodoende deze gegevens toegankelijk voor meer dan 40 onderzoeksinstellingen uit de deelnemende landen. De stichting ORFEUS, waarvan het datacentrum de voornaamste activiteit is, heeft ook een taak in de coördinatie van de brede-frequentie-band seismologie in Europa. De coördinatie vindt plaats door uitwisseling van informatie via het internet en het organiseren van werkgroepen en symposia.

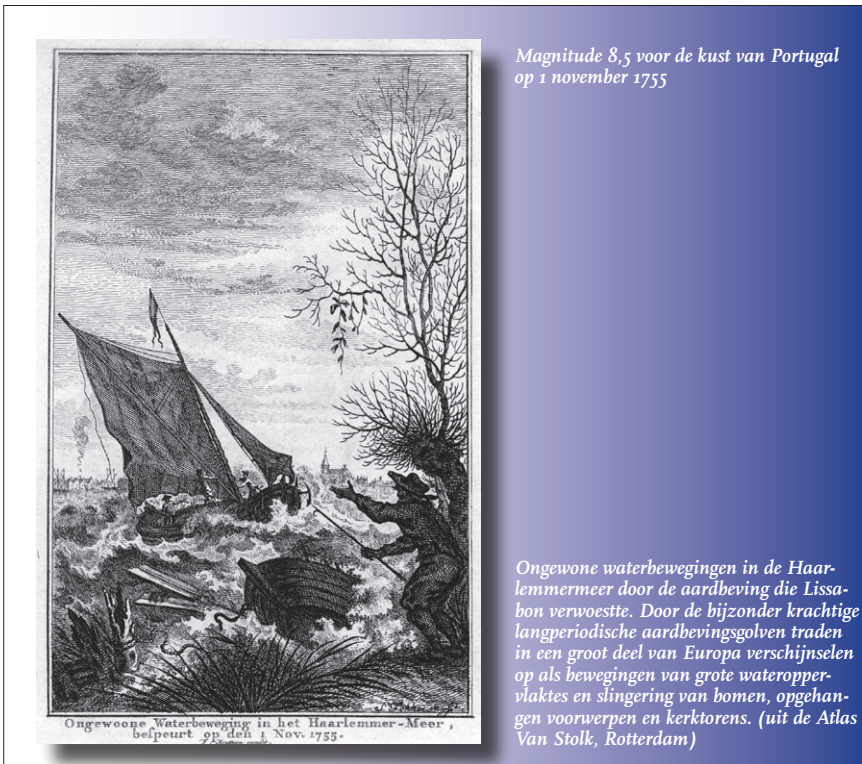
Onderzoek

Het KNMI bestudeert aardbevingen, met name die in Nederland. In Zuid-Nederland komen vooral natuurlijke aardbevingen voor, verspreid over het gebied in Brabant en Limburg waar zich actieve breuken bevinden. De eerste onderzoeksvraag is natuurlijk: wat is de kracht van de aardbevingen en waar en hoe vaak komen ze voor? Om die vraag te beantwoorden worden alle bekende gegevens samengebracht in een catalogus die de totale aardbevingsactiviteit in het gebied beschrijft. Hierbij zijn ook historische gegevens van belang. Deze aardbevingsactiviteit wordt ook wel seismiciteit genoemd. Wanneer voldoende gegevens over de

deel 2

seismiciteit bekend zijn kan het seismisch risico berekend worden. Dat wil zeggen, de kans dat een beving van een bepaalde sterke een gebied zal treffen in een zekere periode. Dan is ook de maximaal te verwachten kracht van een aardbeving te schatten. De catalogus van aardbevingen moet wel over een behoorlijke periode compleet zijn voor het betreffende gebied. Voor Nederland als geheel en voor Zuid-Nederland in het bijzonder zijn dergelijke berekeningen inmiddels gedaan en in de vakliteratuur gepubliceerd. Het resultaat van deze berekeningen is dat aardbevingen boven een magnitude van 6,3 op de schaal van Richter op basis van deze gegevens niet horen voor te komen.

Seismologie houdt natuurlijk niet op bij de landsgrenzen. De situatie in Nederland sluit aan bij die in België, Duitsland en de Noordzee. Het KNMI wisselt daarom gegevens uit met geofysische instituten in de omliggende landen. Hierdoor is onder-



deel 2

zoek mogelijk in een wat groter gebied naar oorzaken, gevolgen en achtergronden van aardbevingen. Het betreft vooral het Nederrijnse breukgebied. Dit gebied ligt in Zuidoost-Nederland, België en Duitsland en de zuidelijke Noordzee.

Op 25 december 1986 deed zich bij Assen een kleine aardbeving voor met een kracht van 2,7 op de schaal van Richter. Dit was de eerste van een reeks van bevingen die in verband werden gebracht met gaswinning. In het onderzoek naar



*Aardbeving bij
Roermond 1992*

Op enkele plaatsen langs de Maas en de Roer ontstonden in de oevers scheuren en verzakkingen. Op deze plekken ging door de hevige aardbevingstrillingen de stabiliteit van de bodem verloren.

deel 2

deze bevingen is samengewerkt met het Staatstoezicht op de Mijnen, de Nederlandse Aardolie Maatschappij (NAM), de Rijks Geologische Dienst, de Technische Universiteit Delft (TUD) en de Vrije Universiteit (VU) Amsterdam. De conclusie van het onderzoek was dat deze schokken, die de laatste jaren geregeld in Noord-Nederland plaatsvinden, inderdaad veroorzaakt worden door gaswinning. Omdat nog niet alle vragen rond deze bevingen zijn opgelost gaat het onderzoek verder, waarbij intensief gebruik wordt gemaakt van netwerken van boorgatseismome-



*Afschuivingen op de
Brunssummerheide na
de aardbeving van
Roermond op
13 april 1992.*

deel 2

ters in het noordoosten van Nederland en in Noord-Holland. Sinds 1997 zijn in Noord-Nederland versnellingsmeters geplaatst op een aantal locaties waar de gasbevingen het meest voorkwamen. Zodoende wordt inzicht gekregen over de sterkte van de trillingen die kunnen ontstaan aan het aardoppervlak. De grootte van de optredende versnellingen bepaalt in belangrijke mate welke krachten er op gebouwen worden uitgeoefend en daarmee de aard van de optredende schade.

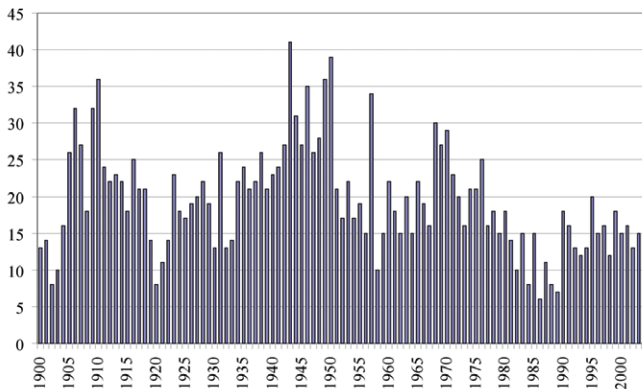
Al tientallen jaren wordt er speciale aandacht besteed aan de seismische registratie van kernexplosies. De laatste jaren zijn er steeds minder kernexplosies geregistreerd als gevolg van de ondertekening van het kernstopverdrag in 1996. Het onderzoek naar de detectie en identificatie van kernexplosies gaat desondanks door, omdat deze kennis gebruikt wordt voor het verificatiesysteem dat in het verdrag is voorzien. Ondergrondse kernexplosies geven een seismisch signaal dat te vergelijken is met dat van een aardbeving. Door gebruik te maken van kleine verschillen tussen het signaal van kernexplosies en aardbevingen kan een explosie toch geïdentificeerd worden. Meestal is een dergelijke identificatie niet eenvoudig, vooral niet wanneer het een kleine explosie betreft. Daarom kunnen seismogrammen van meerdere observatoria de identificatie verbeteren en is internationale samenwerking van belang. Op verzoek van het Ministerie van Buitenlandse Zaken neemt het KNMI deel aan deze internationale samenwerking die heeft geleid tot de opzet van het verificatie systeem.

De laatste jaren doet het KNMI ook onderzoek naar de detectie, de voortplanting en de bronnen van laagfrequent geluid. Het geluid heeft een dusdanige lage frequentie zodat het niet meer hoorbaar is, maar soms nog wel te voelen. Het wordt ook wel infrageluid genoemd, naar analogie van infrarood licht dat niet meer te zien is, maar wel als warmtestraling voelbaar is. Geluid is een periodieke luchtdruk variatie rond om de gemiddelde luchtdruk. Infrageluid heeft periodes van 0,1 tot 100 seconden. Het onderzoek heeft een tweeledig doel. Ten eerste de detectie van supersone vliegtuigen waarvan de geluidsbarrière-knallen zich over honderden kilometers kunnen voortplanten. Die knallen kunnen gemakkelijk verward worden met kleine aardbevingen, vooral als ze op grote afstanden plaatsvonden. Dit heeft aan aantal keren in het noorden van Nederland tot onrust geleid. Ten tweede de detectie van kernexplosies. Dit onderzoek wordt in het kader van het kernstopverdrag gedaan. De detectie van infrageluid wordt bemoeilijkt door de turbulente stroming in de atmosfeer, de wind, die ook drukvariaties kan veroorzaken. Dit onderzoek vormt ook de verbinding met de meteorologie.

AARDBEVINGEN IN CIJFERS

3.1 Jaarlijks aantal aardbevingen

Aantal aardbevingen met een magnitude van 7 en hoger. Bron: National Earthquake Information Center (NEIC) van de United States Geological Survey (USGS).



Gemiddeld aantal aardbevingen per jaar per magnitudeklasse sinds 1900.

Magnitude	Aantal
> 7	1
7-7,9	17
6-6,9	134
5-5,9	1319
4-4,9	13.000 (geschat)
3-3,9	130.000 (geschat)

deel 3

3.2 Meest catastrofale en belangrijke aardbevingen in de wereld (op chronologische volgorde)

Datum	Land	Magnitude	Slachtoffers	Opmerkingen
22-12- 856	Iran	-	200.000	Damghan
23-03- 893	Iran	-	150.000	Ardabil
09-08-1138	Syrië	-	230.000	Aleppo
9-1290	China	-	100.000	Chihli
23-01-1556	China	8	830.000	Shanxi
11-1667	Kaukasus	-	80.000	Shemakha
11-01-1693	Italië	-	60.000	Sicilië
18-11-1727	Iran	-	77.000	Tabriz
01-11-1755	Portugal	8,7	62.000	tsunami, Lissabon
28-02-1780	Iran	-	200.000	Tabriz
04-02-1783	Italië	-	50.000	Calabrië
18-04-1906	Californië	8,3	700	San Francisco
28-12-1908	Italië	7,0	110.000	Messina, tsunami
13-01-1915	Italië	6,9	32.610	Avezzano
16-12-1920	China	8,6 Mw	220.000	Ningxia (Haiyuan)
01-09-1923	Japan	8,2	142.807	Kanto/grote branden in Tokio, tsunami
22-05-1927	China	8,3	200.000	Xining, grote breuken
25-12-1932	China	7,6	70.000	Gansu
30-05-1935	Pakistan	7,6	60.000	Quetta
29-02-1960	Marokko	5,9	13.100	Agadir
31-08-1968	Iran	7,1	15.000	Dasht e Bayaz
31-05-1970	Peru	7,6	66.794	enorme bergafstorting
04-02-1975	China	7,4	1.328	Liaoning Prov., voorspeld
04-02-1976	Guatemala	7,5	23.000	hoofdstad zwaar getroffen
27-07-1976	China	8,0	248.000	167.000 gewonden in Tang-Shan gebied
16-08-1976	Filipijnen	7,9	5000-8000	t.g.v. aardbeving en tsunami
24-11-1976	Iran/USSR	7,3	5.000	Oost Turkije, doden en schade in NW-Iran
04-03-1977	Roemenië	6,4 Mb	1.500	10.500 gewonden in Boekarest, 20 doden en 165 gewonden in Moldavië, gevoeld tot Rome, Moskou, Turkije en Finland
16-09-1978	Iran	7,7	15.000	Tabas
10-10-1980	Algerije	7,3	3.500	El Asnam gebied
23-11-1980	Italië	6,8	3.000	2000 vermisten, 7760 gewonden, 250.000 daklozen, oostelijk van Napels
19-09-1985	Mexico	8,1	9.500	30.000 gewonden, 100.000 daklozen, grote schade in Mexico-City, vloedgolf van 3 m.

deel 3

<i>Datum</i>	<i>Land</i>	<i>Magnitude</i>	<i>Slachtoffers</i>	<i>Opmerkingen</i>
07-12-1988	Armenië	6,8	25.000	13.000 gewonden, 500.000 daklozen in het Leninakan - Spitak - Kirovakan gebied
18-10-1989	Californië	7,1	62	3200 gewonden, 5,6 miljard dollar schade in San Francisco Bay en Santa Cruz-Hollister gebied
20-06-1990	Iran	7,7	40-50.000	60.000 gewonden, 400.000 daklozen, Rasht
19-10-1991	India	7,1	2.000	1800 gewonden, 18.000 gebouwen verwoest
12-10-1992	Egypte	5,2	541	6500 gewonden, 8300 gebouwen beschadigd, Caïro
12-12-1992	Indonesië	7,5	2.200	40.000 daklozen, tsunami van 25 m, Flores
29-09-1993	India	6,3	9.748	30.000 gewonden in de districten Latur en Osmanabad van de staat Maharastra, in Killari alle huizen verwoest
17-01-1994	Californië	6,8	60	7000 gewonden, 40.000 gebouwen beschadigd, miljard dollar schade, Northridge (Los Angeles)
16-01-1995	Japan	6,8	5.502	Kobe verwoest
27-05-1995	Sachalin	7,6	1.825	vele vermisten en grote schade in gebied van Neftegorsk
10-05-1997	Iran	7,3	2.400	NO-Iran, prov. Khorasan, 60.000 daklozen
04-02-1998	Afghanist.	6,1	4.200	bij Rostak,
30-05-1998	Afghanist.	6,9	5.000	45.000 daklozen
17-06-1998	Nw.Guinea	7,1	2.183	500 vermisten door 10 m hoge tsunami, 9500 daklozen
25-01-1999	Colombia	6,3	1.185	250.000 daklozen
17-08-1999	Turkije	7,4	17.118	Bij Izmit, duizenden daklozen, tenminste 50.000 gewonden
20-09-1999	Taiwan	7,6	2.400	600.000 daklozen, meer dan 8700 gewonden
13-01-2001	El Salvador	7,7	844	108.266 huizen vernield, 4723 gewonden
26-01-2001	India	7,7	20.085	600.000 daklozen, 166.836 gewonden
13-02-2001	El Salvador	6,6	315	3399 gewonden
25-03-2002	Afghanist.	6,1	1.000	4000 gewonden, 20.000 daklozen

deel 3

Datum	Land	Magnitude	Slachtoffers	Opmerkingen
21-05-2003	Algerije	6,8	2.266	10.261 gewonden, 150.000 daklozen, 1243 gebouwen verwoest
26-12-2003	Iran	6,6	26.200	30.000 gewonden, in het gebied rond Bam was 85 % van de gebouwen beschadigd of verwoest
26-12-2004	Indonesië	9,3	283.106	de slachtoffers zijn vooral tijdens de tsunami gevallen
28-03-2005	Indonesië	8,7	1.313	de beving vond plaats direct naast het gebied dat op 26-12-2004 getroffen was

3.3 Mercalli intensiteitschaal

Mercalli Intensiteitschaal

I Niet gevoeld Slechts door seismometers geregistreerd.	VII Schade Paniek. Schade aan veel gebouwen. Schoorstenen breken af. Golven in vijvers. Kerkklokken geven geluid.
II Nauwelijks gevoeld Alleen onder gunstige omstandigheden gevoeld.	VIII Zware schade Algehele paniek. Algemene schade aan gebouwen. Zwakke bouwwerken gedeeltelijk vernield.
III Zwak Door enkele personen gevoeld. Trilling als van voorbijgaand verkeer.	IX Verwoestend Veel gebouwen zwaar beschadigd. Schade aan funderingen. Ondergrondse pijpleidingen breken.
IV Vrij sterk Door velen gevoeld. Trilling als van zwaar verkeer. Rammelen van ramen en deuren.	X Buitengewoon verwoestend Verwoesting van veel gebouwen. Schade aan dammen en dijken. Grondverplaatsingen en scheuren in de aarde.
V Sterk Algemeen gevoeld. Opgehangen voorwerpen slingeren. Veel slapende mensen worden wakker.	XI Catastrofaal Algemene verwoesting van gebouwen. Rails worden verbogen. Ondergrondse leidingen vernield.
VI Lichte schade Schrikreacties. Voorwerpen in huis vallen om. Lichte schade aan minder solide huizen.	XII Buitengewoon catastrofaal Algemene verwoesting. Verandering in het landschap. Scheuren in rotsen. Talloze vernielingen.

3.4 Woordenlijst

Aardbeving	Een snelle verplaatsing van gesteente aan weerszijden van een breuk als gevolg van een langzame spanningsopbouw in de aarde.
Astenosfeer	Zone in het bovenste deel van de mantel met plastische eigenschappen, waar de snelheid van seismische golven een minimum vertoond.
Boorgatseismometer	Seismometer die in een boorgat geplaatst kan worden zodat de seismometer minder gevoelig is voor storende trillingen aan het aardoppervlak.
Brede-band seismometer	Seismometer die een brede frequentieband van seismische trillingen kan meten, meestal van 0,001 Hz tot 20 Hz.
Continentale plaat	Tektonische eenheid waar de grote landmassa's op de aarde deel van uitmaken.
Epicentrum	Plaats aan het aardoppervlak waaronder zich de haard (hypocentrum) van een aardbeving bevindt.
Galvanometer	Historisch meetinstrument voor kleine elektrische stroompjes waarbij een klein spiegelkje een smalle lichtbundel laat bewegen.
Gravimeter	Instrument dat de zwaartekracht van de aarde meet.
Horst	Een door min of meer evenwijdige breuken begrensde strook die ten gevolge van verschuivingen in de korst omhoog gekomen is.
Hypocentrum	De haard van een aardbeving.
Infrageluid	Geluid met een frequentie lager dan 20 Hz waardoor het onhoorbaar is.
Intensiteit	De mate waarin een aardbeving zijn uitwerking heeft op mensen, gebouwen en op het landschap.
Korst	Dunne oppervlakte laag van de aarde die hard en bros is. De korst wordt aan de bovenkant begrensd door het aardoppervlak en aan de onderkant door de Moho.
Lithosfeer	Steenachtige oppervlaktelaag van de aarde tussen oppervlak en astenosfeer. Lithos is Grieks voor steen.
Magnitude	Maat voor de kracht van een aardbeving.
Mantel	Deel van de aarde tussen Moho en de aardkern.
Microbarograaf	Instrument voor de meting van kleine luchtdruk verschillen.
Moho	Abrupte overgang voor de snelheid van seismische golven. Onder continenten op ongeveer 30 km diepte en onder oceanen op 10 km. Genoemd naar de Kroatische seismoloog Andrija Mohorovicic (1857-1936).
Oceanische plaat	Tektonische eenheid die uit oceananbodem bestaat.
ORFEUS	Observatories and Research Facilities for EUROpean Seismology, de naam verwijst ook naar Orpheus de Griekse held die zijn geliefde wilde redden uit de onderwereld.
Seismiciteit	De mate waarin aardbevingen kunnen optreden, seismische activiteit.
Seismologie	Studie van aardbevingen.

deel 3

Slenk	Een door min of meer evenwijdige breuken begrensde strook die ten gevolge van verschuivingen in de korst omlaag gezonken is.
Subductiezone	Zone waar een oceanische plaat onder een continentale plaat schuift.
Tektoniek	De studie van grootschalige geologische structuren. Tektonikos (Grieks) = het bouwen betreffend; in dit geval het bouwen van geologische structuren, bijvoorbeeld bergen en zeetroggen.
Tiltmeter	Instrument dat de scheefstelling van de bodem meet; een elektronische waterpas.
Tomografie	Methode waarbij een driedimensionale afbeelding ontstaat door een stapeling van tweedimensionale plakjes.
Tsunami	Grote zee golf als gevolg van een onderzeese aardbeving, aardverschuiving, vulkaanexplosie of meteoriet inslag. Wanneer de golf in ondiep water komt, kan de hoogte oplopen tot tientallen meters.
Versnellingsmeter	Instrument voor het meten van versnellingen.

3.5 Literatuur

Bolt, Bruce A., Aardbevingen, Geologische geheimen onthuld, de Wetenschappelijke Bibliotheek van Natuur & Techniek, Maastricht/Brussel, 1995

Houtgast, G., Catalogus van aardbevingen in Nederland, KNMI-publicatie 179, De Bilt, 1992

Walker, B., Aardbevingen, Uitgave Time-Life, Amsterdam, 1982

Miller, R.A.J., Continenten in botsing, Uitgave Time-Life, Amsterdam, 1984

Booth, B., Vulkanen en aardbevingen, Uitg. de Ruiter, Gorinchem, 1991

deel 3

COLOFON

Tekst

Hein Haak en Femke Goutbeek, afdeling Seismologie, KNMI

Vormgeving

Studio KNMI, Jaap Kwakkel

Lithografie en druk

Van de Ridder, Nijkerk

Eerste druk, november 2005, 1.500 stuks

Tweede druk, juni 2007, 1.000 stuks

KNMI, De Bilt, september 2005

KNMI-publicatie: 211

ISBN: 90-369-2270-4

UDC: 550.34

Bij de omslag:

Satellietmeting door de JERS-1 satelliet van de verplaatsingen tijdens de aardbeving bij Kobe op 17 januari 1995 met een magnitude 7,2. De kleur geeft de mate van verplaatsing aan. Van blauw naar blauw komt overeen met een verplaatsing van 11,8 centimeter. Omdat de meting alleen voor een landoppervlak mogelijk is, heeft de zee een effen blauwe kleur gekregen.