

De tsoenami van 26 december 2004

Kris Vanneste, Tim Van Hoolst en de afdeling seismologie
(Koninklijke Sterrenwacht van België)

DE AARDBEVING VAN 26 december 2004 voor de westkust van Sumatra veroorzaakte een transoceanische tsoenami die de kusten van de landen rond de Indische Oceaan overspoelde. Naast de ontelbare slachtoffers in Sumatra eiste deze tsoenami tienduizenden slachtoffers in Thailand, Maleisië, Myanmar, Bangladesh, India, Sri Lanka, de Malediven, de Seychellen, tot zelfs in Somalië, Tanzania en Kenia in Oost-Afrika. Het was de meest rampzalige tsoenami in de gekende geschiedenis. De aardbeving van 28 maart 2005 werd gevolgd door een veel kleinere tsoenami die enkel lokaal schade veroorzaakte.

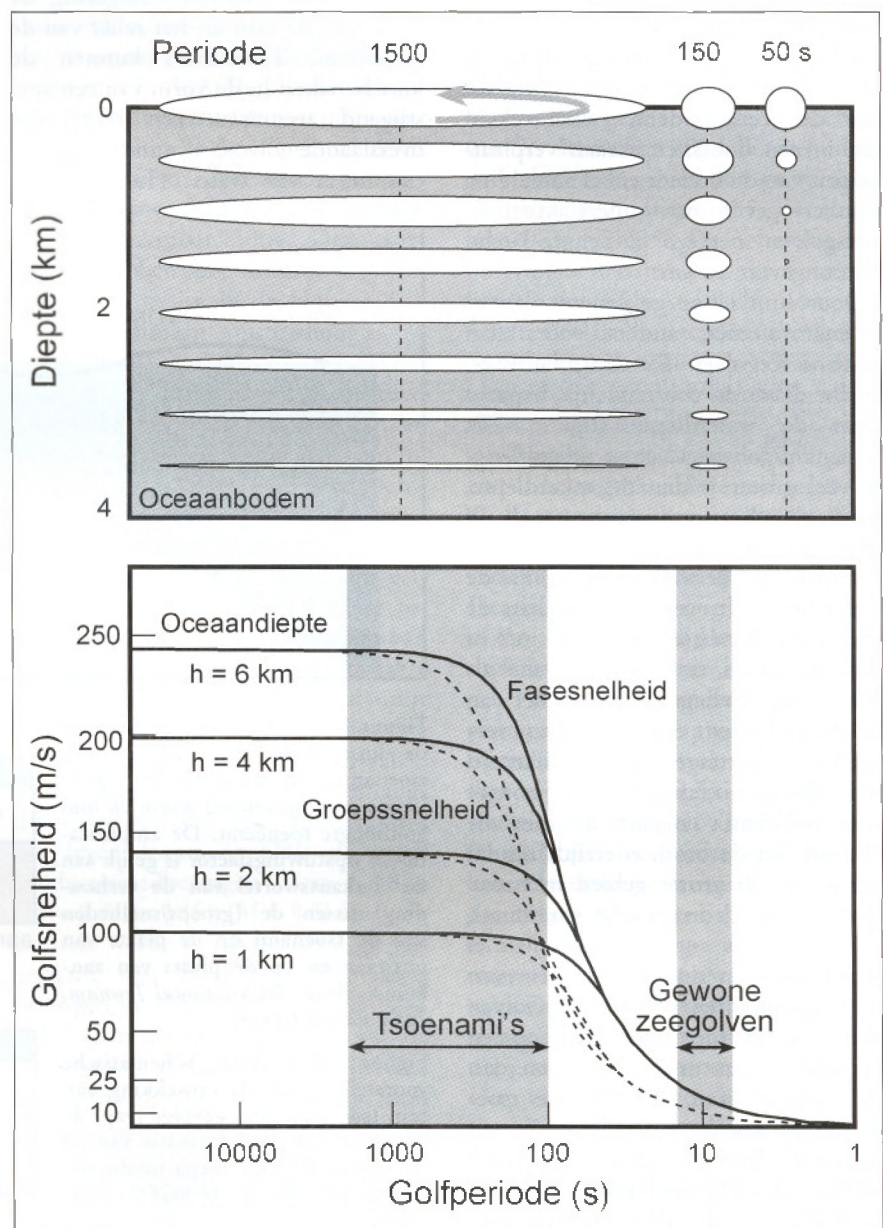
Tsoenami's

Tsoenami's zijn lange oceaangolven. Hun fysisch mechanisme is eigenlijk hetzelfde als dat voor alledaagse golven op water. Als een waterkolom stijgt of daalt, bijvoorbeeld door een steen in water te gooien, zal de druk

in die kolom ook stijgen of dalen ten opzichte van de druk in naburige waterkolommen. Deze drukverschillen geven aanleiding tot een golf-

beweging in horizontale richting die zich aan het wateroppervlak voortplant, een zogeheten oppervlaktegraviteitsgolf. Tsoenami's verschillen

Figuur 17. Boven: golfbewegingen van oppervlaktegraviteitsgolven met een periode van 1500, 150 en 50 seconden in een oceaan van 4 km diep. De bewegingen zijn telkens genormaliseerd tot de eenheidswaarde aan het zeeoppervlak. Bij golven met een lange periode reiken de bewegingen tot aan de zeebodem. Merk op dat voor dergelijke tsoenami de horizontale beweging constant blijft doorheen de waterkolom, en meer dan tienmaal groter kan zijn dan de verticale beweging. Onder: fase- en groepssnelheid voor oppervlaktegraviteitsgolven in functie van hun periode en de waterdiepte. Voor tsoenami's met de langste perioden is de snelheid enkel afhankelijk van de waterdiepte en niet van de periode (geen dispersie). De snelheid van windgolven daarentegen is onafhankelijk van de waterdiepte. Bron: Ward (2002).



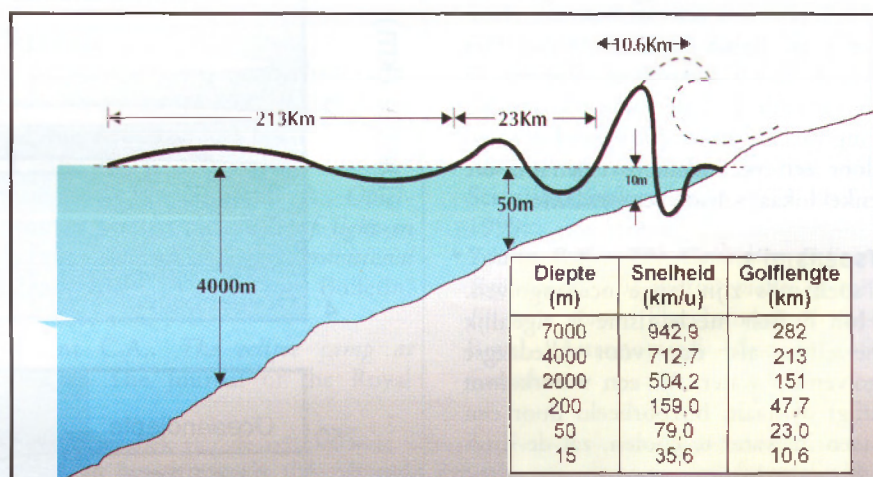
van gewone zeegolven door hun ontstaanswijze en door hun karakteristieke periode en golflengte. Typische zeegolven worden vooral door de wind aangedreven en hebben een golflengte van een honderdtal meter en een periode rond 10 seconden. Tsoenami's daarentegen worden opgewekt door abrupte verplaatsingen van de oceanbodem en worden gekenmerkt door een erg lange golflengte (tien tot honderden kilometer) en periode (100 seconden tot ongeveer 1 uur). Terwijl gewone golven enkel de bovenste waterlaag verstoren, zetten golven met een langere golflengte een veel diepere laag water in beweging (figuur 17). Wanneer de golflengte langer is dan driemaal de waterdiepte reikt de golfbeweging tot aan de oceanbodem. Dit betekent dat in een doorsnee oceaan verplaatsingen van de bodem enkel aanleiding kunnen geven tot oppervlaktegraviteitsgolven met een golflengte langer dan ongeveer 10 km.

Door hun lange golflengte planten tsoenami's zich anders voort dan gewone zeegolven. De voortplantings-snelheid wordt voornamelijk bepaald door de waterdiepte (figuur 17). Tsoenamigolven waarvan de golflengte veel groter is dan de waterdiepte, planten zich voort met een snelheid gelijk aan de vierkantswortel uit het product van de valversnelling en de waterdiepte. In volle oceaan kan de snelheid oplopen tot 160-250 m/s of 600-900 km/h, ongeveer even snel als een passagiersvliegtuig. Het reliëf van de oceanbodem doet de golven versnellen of vertragen, en tegelijkertijd ook afbuigen (refractie). De hoogte van tsoenami's neemt af met de afstand van de bron, enerzijds omdat ze een steeds groter gebied in beweging zetten (geometrische spreiding), en anderzijds omdat golven met verschillende perioden zich niet even snel voortplanten (dispersie). Golven met verschillende perioden die op een bepaalde plaats ontstaan, zullen dan ook uiteen gaan. Langgolvlige tsoenami's die minder onderhevig zijn aan dispersie kunnen grote afstanden afleggen en zelfs een volledige oceaan oversteken zonder al te groot energie-

verlies. De uitzonderlijke energie van tsoenami's komt pas tot uiting wanneer ze aan land komen. In ondiep water in de nabijheid van de kust loopt de snelheid terug tot slechts een paar tientallen km/h. Bij constante energief flux zal de golfhoogte echter toenemen (figuur 18). Tsoenami's die in volle oceaan typisch slechts 1 meter hoog zijn en onopgemerkt blijven, kunnen hierdoor opgestuwd worden tot een hoogte van 10 tot zelfs 30 meter aan de kust. De betekenis van het Japanse woord tsoenami ("haven-golf") illustreert dit fenomeen perfect. Langs eenzelfde kustlijn kan de hoogte sterk variëren naargelang de vorm van de kust en het reliëf van de zeebodem. Tsoenami's kunnen de kust bereiken in de vorm van een snel stijgend zeeniveau, een reeks van overslaande golven, of minder vaak als een muur van water. Hun verwoes-

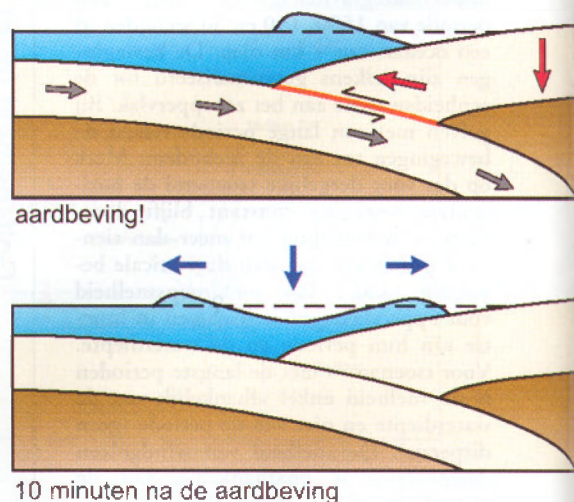
tende kracht is vooral een gevolg van hun lange golflengte en hoge snelheid, die respectievelijk verantwoordelijk zijn voor grootschalige overstrooming (tot honderden meter landinwaarts), en voor impact van snelstromend water en bodemerrosie.

Verschillende processen kunnen een abrupte verstoring van de zeebodem veroorzaken met dimensies die voldoende groot zijn om een tsoenami op te wekken. Verreweg de meeste tsoenami's zijn het gevolg van onderzeese aardbevingen (in de populaire media dikwijls aangeduid als "zeebevingen", hoewel er geen enkel fysisch verschil is met aardbevingen waarvan het epicentrum zich op het land bevindt). Niet elke aardbeving met epicentrum in zee kan een tsoenami veroorzaken. De breukdimensies moeten voldoende groot zijn (wat neerkomt op een magnitude van minimaal



Figuur 18 (boven). Bij nadering van de kust neemt de snelheid van tsoenami's af, waardoor hun golflengte gecomprimeerd wordt en hun golfhoogte toeneemt. De amplificatie- of opstuwingsfactor is gelijk aan de vierkantswortel van de verhouding tussen de (groeps)snelheden van de tsoenami op de plaats van ontstaan en op de plaats van aankomst. Bron: *International Tsunami Information Center*.

Figuur 19 (rechts). Schematische voorstelling van de opwekking van een tsoenami ten gevolge van de abrupte verticale deformatie van de zeebodem bij een mega-subductie-aardbeving. Bron: *AUSGEO News* (2004).



7.0 tot 7.5), het breukvlak moet tot dicht bij de zeebodem reiken (het hypocentrum mag bijgevolg niet dieper zijn dan een paar tientallen km), en het breukmechanisme moet resulteren in een verticale deformatie (opheffing of daling) van de zeebodem. Vooral mega-subductieaardbevingen voldoen aan deze criteria. Hun verticale bewegingscomponent is weliswaar kleiner dan de horizontale component, maar de breukdimensies, en dus het brongebied voor een tsunami, kunnen meer dan tienmaal groter zijn dan bij andere breuktypes. De vier grootste subductieaardbevingen van de vorige eeuw hebben allemaal tsunami's veroorzaakt in de Stille Oceaan, al lag hun dodentol aanzienlijk lager dan bij de aardbeving van 26 december 2004. De tsunami die volgde na de aardbeving van Chili in 1960 (M 9.5) was verwoestend in de hele Stille Oceaan tot zelfs in Japan, meer dan 17 000 km verderop aan de overkant van de oceaan. De subductiezones die de Stille Oceaan omringen, behoren samen met de Soenda-subductiezone in Indonesië tot de meest actieve ter wereld, maar ook in de Atlantische Oceaan en in de Middellandse Zee komen subductiezones voor.

Naast aardbevingen kunnen ook andere processen tsunami's genereren, zoals onderzeese aardverschuivingen (die mogelijk op hun beurt weer veroorzaakt worden door aardbevingen), de explosie en instorting van vulkaaneilanden, en ook impact door neerstortende rotsmassa's of meteorieten. In sommige gevallen kunnen tsunami's die op deze manier ontstaan een grotere initiële golfhoogte hebben dan tsunami's veroorzaakt door aardbevingen, waardoor ze soms als "megatsunami's" worden bestempeld. Hun brongebied, en bijgevolg ook hun golflengte, is echter veel kleiner (tot een paar tientallen km), waardoor ze veel meer aan dispersie onderhevig zijn en ze zelden kusten op grote afstand van het brongebied treffen. Een beroemd voorbeeld is de tsunami van 1958 in de Lituyabaai, Alaska. Door de impact van een enorme lawine ontstond een golf van

ongeveer 180 meter hoog, die aan de overkant van de baai werd opgestuwd tot de ongelooflijke hoogte van 520 meter! Dit was de hoogste tsunami-golf die ooit werd waargenomen, maar buiten de baai werd de tsunami snel gedempt en in volle oceaan viel er nauwelijks nog iets van te merken.

Historische tsunami's

Indonesië en de Golf van Bengalen werden in het verleden meermaals getroffen door tsunami's, meestal veroorzaakt door aardbevingen. De Tsunami Database van het National Geophysical Data Center vermeldt niet minder dan 50 tsunami's in Indonesië tijdens de voorbije honderd jaar, waarvan 15 destructief. In tegenstelling tot in de Stille Oceaan echter, heeft in de Indische Oceaan nog nooit eerder in de ons bekende geschiedenis een tsunami transoceanische proporties aangenomen zoals de tsunami van 26 december 2004. Drie tsunami's hebben de voorbije 15 jaar slachtoffers geëist: in de Flores-zee in 1992 (maximum opstuwhoogte 26 meter, 1000 doden), bij het eiland Java in 1994 (maximum opstuwhoogte 13 meter, 238 doden), en bij Nieuw-Guinea in 1996 (maximum opstuwhoogte 8 meter, 127 doden). Telkens ging het om lokale tsunami's, opgewekt door aardbevingen met een magnitude tussen 7.5 en 8.1, waarbij de schade beperkt bleef tot een afstand van ongeveer 300 km van het epicentrum. In 1907 veroorzaakte een aardbeving met M 7.6 in de buurt van het epicentrum van de aardbeving van 26 december een tsunami van 3 meter hoog waarbij 400 mensen langs de noordwestkust van Sumatra om het leven kwamen. Ook de grote subductieaardbevingen van 1833 (M ≈ 8.7) en 1861 (M ≈ 8.5) langs de centrale westkust van Sumatra gingen gepaard met tsunami's. De aardbevingen in 1881 (M 7.9) en in 1941 (M 7.7) in het noordelijk deel van de ruptuurzone van 26 december hebben tsunami's doen ontstaan die de Golf van Bengalen zijn overgestoken en schade veroorzaakt hebben op de Indische oostkust. In 1941 kwamen meer dan 5000 mensen om het leven,

maar de golfhoogte is niet bekend. De meest desastreuze tsunami tot nog toe in het gebied werd echter niet veroorzaakt door een aardbeving, maar door de explosie en instorting van de Krakatau-vulkaan in 1883. De golven bereikten toen een hoogte van meer dan 35 meter, verschillende kuststeden op de eilanden Java en Sumatra werden van de kaart geveegd, en ongeveer 36 500 mensen kwamen om. Zelfs deze tsunami had echter niet de omvang van de tsunami van 26 december 2004. Aan de oostkust van India bedroeg de golfhoogte nog slechts 2 meter en bleef de schade beperkt.

De tsunami van 26 december 2004

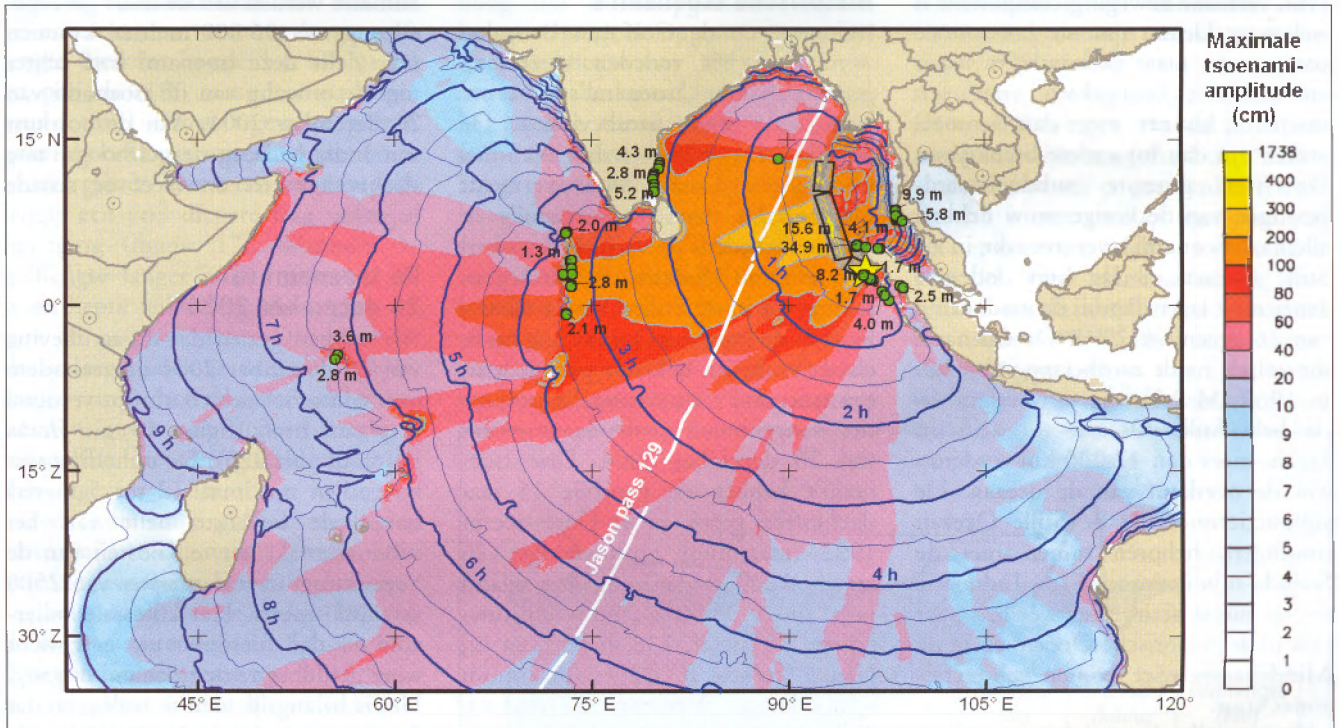
We hebben gezien dat de aardbeving van 26 december 2004 de zeebodem over een groot gebied abrupt verticaal verplaatst heeft (figuur 13, zie *Heelal* juli 2005, blz.225). De opheffing was bovendien maximaal (2 tot 5 meter) boven de bovenste helft van het subductievlak, net ten oosten van de Soendatrog, in waterdieptes van 2500 tot 4000 meter. Het kolossale water-volume dat hierdoor uit evenwicht werd getild, zette de tsunami in gang. Het is belangrijk zich te realiseren dat de tsunami's niet in één punt ontstonden, maar over een lengte van verschillende honderden kilometer. Het is momenteel nog niet duidelijk of ook de noordelijke helft van de ruptuurzone, waar de breukbewegingen veel trager waren, heeft bijgedragen tot het opwekken van de tsunami. Hoe dan ook vertegenwoordigt dit een reusachtig brongebied (minimaal 450 bij 200 km, of 90 000 km²), veel groter dan bij vulkanische erupties en aardverschuivingen mogelijk is. Een belangrijk gevolg is ook dat de energie-uitstraling niet radiaal-symmetrisch was. De golfamplitudes waren het grootst in de richting loodrecht op de breuklijn, in dit geval naar het oosten en westen. Dit verklaart bijvoorbeeld waarom Bangladesh in het noorden van de Golf van Bengalen ondanks zijn lage ligging minder hard getroffen werd dan Somalië op meer dan 4500 km

van het epicentrum. Door het typische verplaatsingspatroon bij een subductie-aardbeving – opheffing boven het subductievlak in de oceaan en subsidentie landwaarts daarvan (figuur 14, zie *Heelal* juli 2005, blz.226) – heeft de tsoenami een positief golffront naar de open oceaan toe, en een negatief golffront in landwaart-

ze zin (figuur 19). Om deze reden werden de eerste golven aan de kusten ten oosten van het epicentrum voorafgegaan door een ongewoon verre terugtrekking van de zee, terwijl naar het westen toe de tsoenami met een overstroming begon. Hoewel vooral de kustlijnen in het directe pad van de tsoenami het hardst getroffen worden,

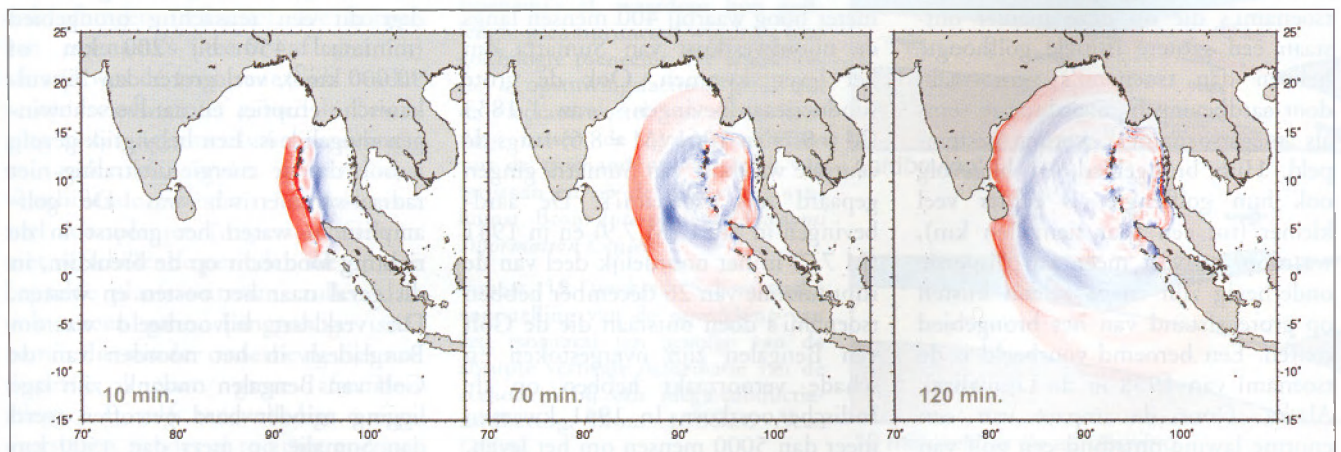
kunnen tsoenamigolven door refractie om landmassa's heen buigen en op die manier ook kustlijnen aan de schaduwwijde van een landmassa overspoelen. Dit was bijvoorbeeld het geval voor de oostkust van Sumatra en de westkusten van India en Sri Lanka.

De tsoenami van 26 december 2004 zaide dood en vernieling in elf



Figuur 20 (boven). Gemodelleerde maximale amplitude en reistijd van de tsoenami van 26 december 2004 in de Indische Oceaan. Daarnaast zijn ook waargenomen oploophoogtes (runup) aangegeven, evenals de baan van de radaraltimetriesatelliet Jason-1. Bron: NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory, Earthquake Engineering Research Institute.

Figuur 21 (onder). Gemodelleerde propagatie van de tsoenami in de Indische Oceaan 10, 70 en 120 minuten na de aardbeving. Bij de modellering werd een ruptuurlengte van 1000 km aangenomen. Rode kleuren geven een hoger zeeniveau aan dan normaal, blauwe kleuren een lager niveau. Merk op dat het golffront negatief is naar het oosten toe (Thailand, Sumatra) en positief naar het westen toe (India, Sri Lanka). Bron: Kenji Satake, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan.



landen rondom de Indische Oceaan, en werd ook geregistreerd in de Stille Oceaan en in de Atlantische Oceaan. De aankomsttijden en golfhoogten van de tsoenami op verschillende kustlocaties werden geregistreerd door getijdenmeters, en in volle oceaan door radarsatellieten. In de weken die volgden op de ramp werden internationale surveyteams uitgestuurd naar onder andere Sumatra, Sri Lanka en India om er ooggetuigenverslagen op te schrijven en er belangrijke parameters op te meten, zoals het horizontale bereik (verste afstand van overstroming ten opzichte van de kustlijn) en de runup of oploophoogte (maximale landinwaartse hoogte van het water boven zeeniveau, dit is niet gelijk aan de golfhoogte) van de tsoenami. Vergelijking van al deze gegevens met rekenmodellen (figuren 20 en 21) zal meer inzicht verschaffen in het ontstaan en de propagatie van de tsoenami.

De noordwestelijke tip van Sumatra werd het eerst en het hardst getroffen door de tsoenami. De ergste effecten werden waargenomen ten westen van Banda Atjeh, langs de kustlijn die gericht is naar het epicentrum.

Waarnemingen van een internationaal surveyteam te Lhoknga duiden op een golfhoogte van 12 tot 15 meter aan het strand, en oploophoogtes tot meer dan 25 meter (figuur 22). Eén vrachtschip werd meer dan 150 meter landinwaarts meegesleurd, terwijl een ander kapseisde. Het centrum van de stad Banda Atjeh, dat van de zee wordt gescheiden door een 2 km brede laagvlakte, werd 25 minuten na de aardbeving overstroomd door 9 meter hoge golven. Het deel van de stad dat aan de laagvlakte grenst, werd zo goed als weggeveegd. Ten gevolge van de ondiepe zee langs de oostkust van Sumatra arriveerde de tsoenami er stelselmatig later en nam de impact ervan af. In Medan, 430 km ten zuidoosten van Banda Atjeh, bedroeg de oploophoogte nog 2,5 meter. Op het eiland Nias voor de westkust van Sumatra werd de eerste terugtrekking van de zee anderhalf uur na de aardbeving gevolgd door verschillende oscillaties de hele dag lang. De grootste golf had een oploophoogte van 4 meter en werd eigenaardig genoeg pas in de namiddag waargenomen, meer dan 5 uur na de aardbeving. Vermoedelijk was dit een

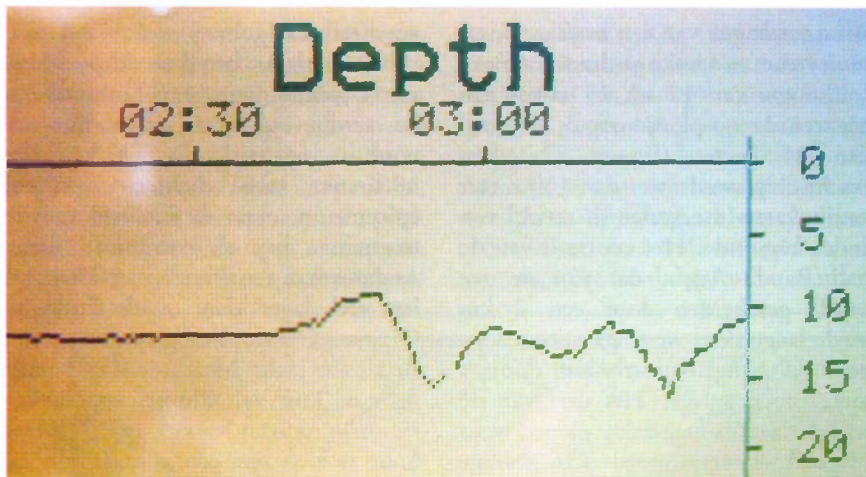
gereflecteerde golf.

De tsoenami bereikte de westkust van Thailand ongeveer 90 minuten na de aardbeving, iets eerder dan de oostkust van Sri Lanka. Thailand ligt nochtans veel dichterbij het epicentrum, maar de snelheid van de tsoenami in de minder diepe Andamanzee ten westen van Thailand lag veel lager dan in de Indische Oceaan. Op de dieptemeter van het Belgische jacht Mercator dat 1 mijl voor de kust van Phuket voor anker lag, zijn golven van 4 tot 5 meter hoog te zien met een periode van 12 tot 14 minuten (figuur 23). De tsoenami vernielde alle strandhotels in populaire vakantieoordens als Phuket, Phi Phi en Khao Lak. De maximale oploophoogte bedroeg meer dan 9 meter.

Aan de overkant van de Golf van Bengalen bereikten de eerste tsoenamigolven de oostkust van Sri Lanka ongeveer 110 minuten na de aardbeving. De hoofdstad Colombo aan de schaduwzijde van het eiland en de oostkust van India waren 30 minuten later aan de beurt. Hier was er geen voorafgaande terugtrekking van de zee. Een gedetailleerd ooggetuigenverslag beschrijft hoe aan de westkust van Sri Lanka de zeespiegel eerst geleidelijk een paar meter steeg, waarna de zee zich 20 minuten lang terugtrok tot een niveau ongeveer 7 meter lager dan normaal. Nog eens 20 minuten later kwam een golf van wel 7 meter hoog aanrollen die grote verwoestingen aanrichtte aan de vele strandhotels en een trein meesleurde. De zeespiegel bleef daarna nog verschillende uren lang op en neer schommelen, de pieken telkens ongeveer 40 minuten uiteen. Surveyteams stelden twee weken na de ramp oploophoogtes van 3 tot 12 meter vast in Sri Lanka, en 3 tot 5 meter langs de zuidoostkust van India. Het horizontale bereik van de tsoenami lag tussen 50 meter en meer dan 1 km. Omdat veel mensen, vooral vissers, op laaggelegen grond zeer dicht bij de kust leven, vielen er lokaal veel slachtoffers. Bijna alle houten woningen en de meeste huizen uit baksteen werden totaal verwoest, terwijl constructies uit

Figuur 22. Op een steile heuvel vlakbij de kust te Lhoknga, Noordwest-Sumatra, werd alle begroeiing tot een hoogte van zowat 25 meter weggeschoren door de tsoenami. Bemerkt de verschillende oploophoogtes aan de zeevaartse en aan de landwaartse zijde van de heuvel. Bron: *Tsunami Laboratory*, Novosibirsk.





Figuur 23. Registratie van de tsunami door de dieptemeter aan boord van het Belgische jacht "Mercator" dat 1 mijl voor de kust van Phuket voor anker lag. Horizontale as is tijd in uren, verticale as diepte in meter. De waterdiepte neemt eerst af, wat overeenkomt met een initiële terugtrekking van de zee. Dit werd gevolgd door drie golven van 4 tot 5 meter hoog met een periode van 12 tot 14 minuten. Merk op dat de eerste golf niet de hoogste was. Bron: *Thomas Siffer*.

gewapend beton de kracht van het water doorstonden. Door golfrefractie kon de tsunami ook grote delen van de Indische westkust bereiken, maar de golfhoogtes namen snel af naar het noorden toe.

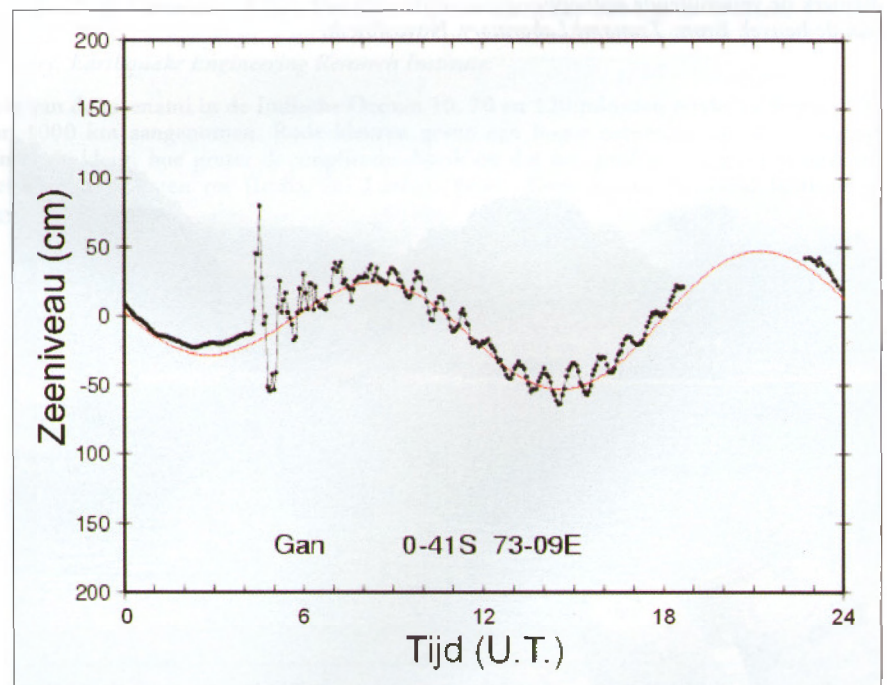
Ten zuidwesten van India bereikte de tsunami de Malediven ongeveer 3,5 uur na de aardbeving. De gevolgen bleven hier al bij al beperkt. De golven liepen op tot een hoogte van slechts 1 tot 3 meter (figuur 24). Mogelijk is dit te wijten aan de dempende werking van koraalriffen voor de kust. De tsunami zette verder koers naar het westen en had nog voldoende energie om de Indische Oceaan over te steken en meer dan zeven uur en een kwartier na de aardbeving nog verschillende slachtoffers te maken in Oost-Afrika. In Somalië, de Seychellen en Mauritius, die in de richting van maximale energie-uitstraling lagen, bereikten de golven nog een oploophoogte van 4 meter en werd grote schade aangericht. Via Zuid-Afrika en Australië, waar op twee plaatsen langs de westkust lichte schade werd aangericht door golven van 1 meter hoog, sijpelde de energie van de tsunami door naar respectievelijk de Atlantische Oceaan en de Stille Oceaan. In deze laatste werden daags na de aardbeving nog steeds kleine variaties

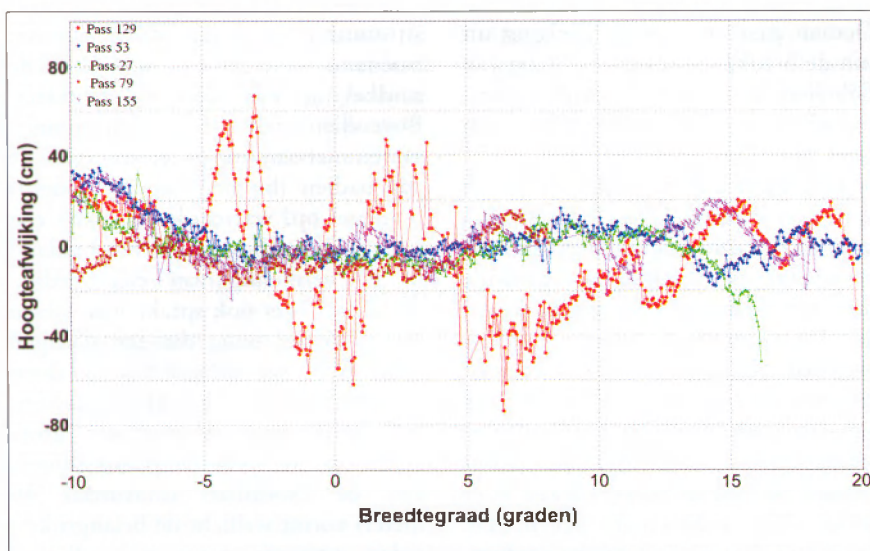
van het zeeniveau gemeten. Voor de kust van Mexico bedroeg de amplitude door een focuseringseffect nog meer dan 1 meter.

De tsunami werd ook gedetecteerd, en dit voor het eerst, door vier radarsatellieten die toevallig een baan over de Indische Oceaan beschreven terwijl de tsunami onderweg was. Deze

satellieten hebben radaraltimeters aan boord die de hoogte van de zeespiegel langs hun baan kunnen meten met een precisie van enkele centimeter. Door vergelijking met de hoogte gemeten bij vorige passages is de tsunami duidelijk te zien. Dit zijn de enige gegevens over de tsunami in volle oceaan, alle overige gegevens zijn immers afkomstig van getijdenmeters die in ondiepe kustwateren zijn opgesteld en daarom geen juist beeld geven van de werkelijke tsunamihoogte (en dus energie) in de oceaan. Jason-1 passeerde 2 uur na de aardbeving over het tsunami-front op 5° zuiderbreedte (figuur 25). De tsunami had dan al een afstand van 1500 km afgelegd, wat dus overeenkomt met een gemiddelde snelheid van 750 km/h. Het front was 60 tot 70 cm hoog, en werd gevolgd door een golfdal van 30 tot 40 cm; de golflengte bedroeg 430 km, en de periode 37 minuten. Dit laatste stemt goed overeen met de ooggetuigenverslagen in Sri Lanka. Bij de passage van ENVISAT, drie uur en 15 minuten na de aardbeving, bedroeg de hoogte van het tsunami-front nog 40 cm. Acht uur en 50 minuten na de aardbeving had de tsunami zich over

Figuur 24. Registratie van de tsunami door een getijdenmeter op de Malediven. De rode lijn geeft het voorspelde getij aan. Bron: *University of Hawaii Sea Level Center*.





Figuur 25. Registratie van de tsunami in de Indische Oceaan door de radaraltimetriesatelliet Jason-1 bij toevallige passage (pass 129) twee uur na de aardbeving, vergeleken met de afwijkingen van de zeespiegelhoogte gemeten bij eerdere passages. De baan van de satelliet is aangegeven in figuur 20. Bron: Gower (2005), AVISO.

bijna de hele Indische Oceaan verbreid en waren de golven nog slechts 5 tot 10 cm hoog, behalve in de Golf van Bengalen waar er nog steeds golven heen en weer gingen met een hoogte van 25 cm. De satellietgegevens konden helaas niet worden gebruikt om de bevolking te alarmeren. Op het moment van de eerste passage overspoelden de eerste tsunami-golven reeds de oostkust van Sri Lanka en bovendien konden de gegevens pas verschillende dagen later geanalyseerd worden. Aangezien de kans klein is dat een satelliet zich op het goede moment op de juiste plaats bevindt om een tsunami in een vroeg stadium te detecteren, is het onwaarschijnlijk dat dit soort gegevens in de nabije toekomst kan gebruikt worden voor een waarschuwingssysteem voor tsunami's.

De tsunami na de aardbeving van 28 maart 2005

Na de aardbeving van 28 maart 2005 werd gevreesd voor een nieuwe tsunami in de Indische Oceaan. Er ontstond wel degelijk een tsunami, maar deze bleef veel kleiner dan op 26 december 2004. Op het eiland Simeulue werden de haven en de luchthaven beschadigd door golven van 3 meter hoog, terwijl het water

tot 2 meter hoog werd opgestuwd langs de westkust van het eiland Nias en tot 1 meter langs delen van de westkust van Sumatra. Ook op grotere afstand werden zeespiegelschommelingen van 5 tot 20 cm geregistreerd door getijdenmeters, onder andere op de Malediven, Sri Lanka en Cocoseiland ten noordwesten van Australië. Waarom de tsunami zo beperkt bleef, terwijl de iets minder krachtige aardbeving van 1861 in dezelfde zone wel een desastreuze tsunami veroorzaakte, heeft vooral te maken met de ruimtelijke verdeling van de breukverplaatsing. Volgens de initiële naschokken (figuur 15, zie Heelal juli 2005, blz.227) en eerste modelberekeningen concentreerde de ruptuur zich hoofdzakelijk op de onderste helft van het subductievlak en reikte ze vermoedelijk niet tot aan de zeebodem. Samen met de kleinere magnitude van de aardbeving resulteerde dit in een verticale verplaatsing van de zeebodem die minder groot was dan in december. Een ander gevolg is dat de maximale opheffing van de zeebodem zich situeerde ter hoogte van de eilanden voor de westkust van Sumatra, waar de oceaan gemiddeld slechts 200 meter diep is. Dit is veel minder diep dan bij de aardbeving

van 26 december, waar de verticale bewegingen van de zeebodem gebeurden in delen van de oceaan die meer dan 1000 tot 1500 meter diep zijn. De geringe waterdiepte in het brongebied zorgt voor een veel kleinere amplificatie van de tsunami bij het naderen van de kust (zie uitleg bij figuur 18). Dit is wellicht de belangrijkste reden waarom de tsunami zo beperkt bleef.

Besluit

De Sumatra-Andamanaardbeving van 26 december 2004 was de eerste mega-subductieaardbeving sinds de intrede van het digitale tijdperk in de seismologie, en zal wellicht nog jaren stof tot onderzoek opleveren. Gedetailleerde seismologische en geodetische analyses zullen niet alleen leiden tot een betere kennis van de Soenda-subductiezone, maar dergelijke grote aardbevingen zijn ook belangrijk om een beter beeld te bekomen van de fijnere structuur van het inwendige van de Aarde, tot en met de kern. De aardbeving zal ook letterlijk nog een tijdje blijven natrillen. De naschokken kunnen nog verschillende maanden blijven duren. Daarnaast blijft er de komende (tientallen) jaren een verhoogde kans bestaan op nieuwe krachtige aardbevingen in de regio, onder meer op de Sumatrabreuk en op meer zuidelijke segmenten van de Soenda-subductiezone. Dit laatste onderstreept het belang om het alarmsysteem voor tsunami's dat momenteel bestaat in de Stille Oceaan uit te breiden naar de Indische Oceaan. Dit wordt gecoördineerd door de Intergovernmental Oceanographic Commission van de UNESCO en zou op langere termijn moeten resulteren in een globaal systeem. Naast het alarmsysteem dienen er zich ook preventieve maatregelen aan om de risico's beter in te schatten en/of te verminderen. Voor de nabije omgeving van potentiële brongebieden van tsunami's kan geen enkel alarmsysteem tijdig waarschuwen. Hier moet de bevolking opgeleid worden om natuurlijke waarschuwingssignalen die wijzen op een naderende tsunami, zoals krachtige aardbevingen die verschil-

lende minuten blijven duren en een uitzonderlijke terugtrekking van de zee, te leren herkennen. De lessen die men getrokken heeft uit de problemen bij de bepaling van de magnitude van de aardbeving van 26 december zullen ongetwijfeld ook leiden tot een bijsturing van de routine-analyses om sneller tot een betrouwbare schatting van de magnitude bij dergelijke uitzonderlijke aardbevingen te komen. De grote verschillen die men geconstateerd heeft tussen de tsoenami's van 26 december 2004 en 28 maart 2005 noodzaken de ontwikkeling van preciezere rekenmodellen voor het ontstaan en de propagatie van tsoenami's na een aardbeving, waarmee de oploophoogtes, en dus de risico's, beter voorspeld kunnen worden. Tenslotte wordt ook verder gewerkt aan systemen die autonoom tsoenami's kunnen detecteren zonder de voorafgaande detectie van potentieel tsoenamigene aardbevingen, zodat er minder snel loos alarm wordt geslagen.

De vraag dringt zich op of ook bij ons tsoenami's kunnen voorkomen. Voor West-Europa ligt het grootste gevaar in de Middellandse Zee en in de Atlantische Oceaan. De Middellandse Zee is een complex tektonisch gebied waar de Afrikaanse en de Europese plaat met elkaar botsen. Tussen Griekenland, Kreta en het zuidwesten van Turkije loopt er een subductiezone die weliswaar minder lang is dan de subductiezones in de Indische of de Stille Oceaan, maar die in het verleden al verschillende lokale tsoenami's heeft veroorzaakt. In hetzelfde gebied zou de explosie en instorting van het vulkanisch eiland Santorini in 1490 voor onze tijdrekening een tsoenami veroorzaakt hebben die het einde betekende van de Minoïsche beschaving op Kreta. Ook andere delen van de plaatrand kunnen echter gevaarlijk zijn, zoals in 2003 nog werd geïllustreerd door een aardbeving met epicentrum voor de kust van Algerije (M 6.8). Er ontstond toen een kleine tsoenami met een maximale oploophoogte van 2 meter die lichte schade veroorzaakte op de Balearen, maar gelukkig geen slachtoffers maakte. In de Atlantische

Oceaan gaat de grootste dreiging uit van de breukzone tussen de Straat van Gibraltar en de Azoren die verantwoordelijk is voor de aardbeving en tsoenami van Lissabon in 1755 waarbij meer dan 50 000 mensen om het leven kwamen. De subductiezone rond de Caraïben aan de overkant van de oceaan is eveneens een gekende bron van tsoenami's die mogelijk ook de West-Europese kusten kunnen bereiken. Een ander gevaar wordt gevormd door onderzeese afglijdingen langs de continentale helling, dit is de relatief steile helling tussen het continentaal plat en de diepe oceaan waar veelal losse sedimenten liggen. De grootste gekende onderzeese aardverschuiving is die van Storegga ongeveer 8000 jaar geleden in de Noorse Zee. Langs de kust van Schotland en de Shetlandeilanden zijn zandlagen teruggevonden die worden toegeschreven aan de tsoenami die hierdoor veroorzaakt werd. Ook op heel wat andere plaatsen komen instabiliteiten voor langs de continentale helling. Daarnaast kunnen er ook tsoenami's ontstaan door destabilisatie bij de uitbarsting van vulkanische eilanden zoals de Canarische eilanden. De kans dat een volledige vulkaanflank in zee stort, is echter lang niet zo groot.

Tsoenami's die ontstaan in de Atlantische Oceaan kunnen eventueel ook de Noordzee bereiken, maar vormen slechts weinig gevaar voor de Belgische kust. Het is onwaarschijnlijk dat tsoenami's afkomstig uit de hierboven vermelde brongebieden een golfhoogte van meer dan een vijftal meter kunnen hebben bij het binnenkomen van de Noordzee. Door de geringe diepte van de Noordzee en door dispersie zouden deze golven vervolgens sterk gedempt worden vooraleer ze de Belgische kust bereiken. Tenslotte is de dreiging van een tsoenami veroorzaakt door een aardbeving met epicentrum in de Noordzee zelf eerder gering. Historische bronnen maken gewag van overstromingen in de omgeving van Boulogne en Calais na de aardbeving van 6 april 1580 met een geschatte magnitude van 6.0 in de zuidelijke Noordzee. Het is echter zeer onwaarschijnlijk dat deze over-

stromingen te wijten waren aan een tsoenami. De magnitude van de aardbeving was daarvoor te klein. Bovendien vielen de overstromingen samen met een hoogtij en traden ze de dag nadien (bij het volgend hoogtij) opnieuw op, wat eerder wijst op een extreem hoogtij, zakking van het land of de vernieling van een zeedijk. Daarnaast is er ook sprake van golven tot 15 meter hoog die een dertigtal schepen in het Kanaal hebben doen vergaan, maar dit berust waarschijnlijk op verwarring met een grote storm een jaar later. De geringe diepte van de Noordzee (maximaal 40 meter) vormt wellicht de belangrijkste reden waarom tsoenami's die er eventueel ontstaan weinig gevaar opleveren. Dit betekent namelijk dat er weinig diepteverschil is tussen de plaats van ontstaan en de kustwateren, en bijgevolg dat de tsoenamigolven nauwelijks opgestuwd worden wanneer ze de kust bereiken (amplificatiefactor ≈ 1). We gaan ervan uit dat aardbevingen in de Noordzee een magnitude van maximaal 6.5 kunnen halen en de zeebodem niet veel meer dan 1 meter kunnen opheffen of doen dalen. Golven van 15 meter hoog zijn daarom uitgesloten. We moeten dan ook besluiten dat het risico op een tsoenami ten gevolge van een aardbeving in de Noordzee vele malen kleiner is dan het risico op extreme stormen of het seismisch risico op zich.

Bronnen

Internet

- AUSGEO News September 2004 Issue No.75 (http://www.ga.gov.au/urban/geohazardupdates/tsunami/tsunami_augeo.jsp);
- AVISO: satellietwaarnemingen van de tsoenami van 26 december 2004 (http://www.aviso.oceanobs.com/html/applications/geophysique/tsunami_uk.html);
- Chen Ji, CalTech: ruptuurmodel voor de aardbeving van 26 december 2004 (<http://www.gps.caltech.edu/~jichen/Earthquake/2004/aceh/aceh.html>); ruptuurmodel voor de aardbeving van 28 maart 2005 (<http://www.gps.caltech.edu/~jichen/Earthqu>

ake/2005/sumatra/sumatra.html);

- Earthquake Engineering Research Institute: tsoenami-survey Sumatra en India (http://www.eeri.org/lfel/clearinghouse/sumatra_tsunami/overview.html);
- Geological Survey of India: rapport over de effecten van de Sumatra-Andamanaardbeving in de Andamaneilanden (http://cires.colorado.edu/~bilham/IndonesiaAndaman2004_files/GSfrepri12%20Jan.pdf);
- Harvard Seismology Centroid-Moment Tensor Project (<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/>);
- International Tsunami Information Center, UNESCO: algemene informatie over tsoenami's (<http://www.prh.noaa.gov/ititci/index.html>);
- IRIS Consortium: speciale pagina over de Sumatra-Andamanaardbeving (<http://www.iris.iris.edu/sumatra/>);
- Kenji Satake, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan: tsoenamimodeleringen (<http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>);
- Kerry Sieh, Sumatran Plate Boundary Project, CalTech: verticale bewegingen van de aardkorst na de aardbeving van 26 december 2004, en paleogeodetisch onderzoek op basis van koralen (<http://www.tectonics.caltech.edu/sumatra/>);
- National Earthquake Information Center (<http://www.uneic.cr.usgs.gov>): pagina over de aardbeving van 26 december 2004 (<http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2004/uslaw/>); pagina over de aardbeving van 28 maart 2005 (<http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2005/usweax/>); Preliminary Determination of Epicenters catalogus;
- National Geophysical Data Center: tsunami database en significant earthquake database (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/hazards.shtml>);
- Tsunami Laboratory, Novosibirsk: tsoenami-survey Sumatra, Thailand, India en Malediven (<http://tsun.sccc.ru/tsulab/20041226.htm>);
- NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory: tsoenamimodeleringen en satellietwaarnemingen

(http://www.pmel.noaa.gov/tsunami/indo_1204.html); Pacific Tsunami Warning Center (<http://www.prh.noaa.gov/ptw/>);

- Roger Bilham, University of Colorado: verticale bewegingen van de aardkorst na de aardbeving van 26 december 2004 op de Nicobar- en Andamaneilanden (http://cires.colorado.edu/~bilham/IndonesiaAndaman2004_files/IndiraPointSubsidence.htm);
- Seth Stein & Emile Okal, Northwestern University: bepaling seismisch moment op basis van vrije trillingen (<http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/research/sumatra.html>);
- Thomas Siffer: ooggetuigenverslag tsoenami te Phuket, Thailand (http://www.zeilen.com/publish/print_r_1659.shtml);
- University of Hawaii Sea Level Center: registraties van de tsoenami in de Indische Oceaan door getijdenmeters (<http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhsclciotd/>).

Wetenschappelijke publicaties

- Bilham R., Engdahl E.R., Feldl N., Satyabala S.P. (2005), *Partial and Complete Rupture of the Indo-Andaman plate boundary 1847-2004*, Seismological Research Letters;
- Chapman C. (2005), *The Asian tsunami in Sri Lanka: a personal experience*, EOS Transactions, AGU, 86(2), p. 13-14;
- Gower J. (2005), *Jason 1 Detects the 26 December 2004 Tsunami*, EOS Transactions, AGU, 86(4), p. 37-38;
- McCloskey J., Nalbant S.S. & Steacy S. (2005), *Earthquake risk from co-seismic stress*, Nature, 434 (17 maart 2005), p. 291;
- Melville C.P., Levret A., Alexandre P., Lambert J. & Vogt J. (1996), *Historical seismicity of the Strait of Dover - Pas de Calais*, Terra Motac, 8, p. 626-647;
- Natawidjaja D.H., Sieh K., Ward S.N., Cheng H., Edwards R.L., Galetzka J. & Suwargadi W. (2004), *Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls*, Indonesia, Journal of Geophysical Research, 109 (B04306), doi:10.1029/2003

JB002398;

- Park J., Buttlar R., Anderson K., Berger J., Benz H., Davis P., Hutt C.R., McCreery C.S., Ahern T., Ekstrom G. & Aster R. (2005), *Performance review of the Global Seismographic Network for the Sumatra-Andaman megathrust earthquake*, Seismological Research Letters;
- Park J., Song T.A., Tromp J., Okal E., Stein S., Roullet G., Laske G., Kanamori H., Davis P., Berger J., Braitenberg C., Van Camp M., Lei X., Sun H. & Xu H. (2005), *Long-period behavior of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake from its excitation of Earth's free oscillations*, Science, 308(5725), p. 1139-1144;
- Sieh Kerry (2005), *Sumatran Plate Boundary Project*, Caltech;
- Sieh K. (2005), *Aceh-Andaman earthquake: What happened and what's next?*, Nature, 434 (31 maart 2005), p. 573-574;
- Sieh K., Ward S.N., Natawidjaja D., Suwargadi B.W. (1999), *Crustal deformation at the Sumatran subduction zone revealed by coral rings*, Geophysical Research Letters, 26(20), p. 3141-3144;
- Stein S. & Okal E. (2005), *Speed and size of the Sumatra earthquake*, Nature, 434 (31 maart 2005), p. 581-582;
- Ward, S. N. (2002), *Tsunamis*, in: The Encyclopedia of Physical Science and Technology, ed. R. A. Meyers, Academic Press, Vol. 17, p. 175-191.

OUDE NUMMERS VAN HEELAL

Nummers van oude jaargangen van *Heelal* (teruggaand tot 1990) zijn verkrijgbaar tegen de prijs van 1.25 EUR per nummer.

De verzendingskosten bedragen 1.50 EUR voor één nummer, 2.50 EUR tot drie nummers, 3.50 EUR tot zes en 4.50 EUR tot twaalf nummers in één keer besteld. Gelieve het juiste bedrag vooraf te storten op rekening 000-1600462-59 van de VVS, met opgave van de gewenste nummers.