

Publié dans les comptes-rendus de l'Académie des Sciences d'Outre-Mer

## LE SEISME GEANT DE SUBDUCTION DE SUMATRA-ANDAMAN DU 26 DECEMBRE 2004 : LECONS POUR UNE ALERTE EFFICACE DES TSUNAMIS

Thierry Camelbeeck  
Observatoire Royal de Belgique

Mots-clés : tremblements de terre, subduction, tsunami, magnitude, système d'alerte

Le tremblement de terre de Sumatra-Andaman du 26 décembre 2004 a provoqué une rupture de la limite sous-marine entre la plaque indienne et la micro-plaque birmane sur une longueur de 1300 km. C'est le plus grand tremblement de terre ( $M_w=9,3$ ) de ces 40 dernières années dans le monde et le premier de cette importance qui a pu être étudié avec des équipements sismiques modernes. Nous présentons une synthèse des caractéristiques de la source de cet événement. Sa conséquence principale a été le tsunami qui a dévasté les côtes de l'Océan Indien, causant la mort de plus de 226.000 personnes. Cette catastrophe est tragique parce qu'une partie de ses conséquences aurait pu être évitée par un système d'alerte au tsunami approprié. Le 28 mars 2005, un autre séisme géant de subduction s'est produit dans la même zone de subduction, mais au sud de la limite de plaque affectée par celui du 26 décembre 2004. Ce tremblement de terre de magnitude  $M_w=8,7$  n'a généré qu'un petit tsunami dans l'Océan Indien. A partir de cet exemple, nous discutons les problèmes posés par l'évaluation rapide du caractère tsunami-gène des tremblements de terre pour le déclenchement d'une alerte efficace. En particulier, nous discutons les difficultés d'évaluer correctement la magnitude d'un tremblement de terre de cette importance dans un délai qui soit compatible avec un système d'alerte.

### 1. Les tremblements de terre de Sumatra du 26 décembre 2004 et 28 mars 2005

Le tremblement de terre du 26 décembre 2004 s'est produit à la limite entre la plaque indo-australienne et la plaque birmane, qui fait partie de la plaque eurasiatique (figure 1). Ces plaques se déplacent l'une vers l'autre à une vitesse de 5 à 6 cm/an. Comme ce rapprochement entre les plaques a lieu obliquement par rapport à la limite des plaques, le mouvement se répartit entre la subduction de la plaque indo-australienne sous la plaque de la Sonde, le long de la fosse de la Sonde, et un mouvement de faille décrochant dextre le long de la faille de Sumatra, qui s'étend tout au long de l'île de Sumatra. Le tremblement de terre s'est produit dans le plan de subduction et est la conséquence d'un relâchement brusque des tensions qui s'étaient accumulées pendant des siècles, à la suite du mouvement continu des plaques. L'analyse des enregistrements par les réseaux sismiques globaux a permis (Lay et al., 2005) de déterminer que le déplacement relatif des plaques a été en moyenne de 10 m pour une rupture d'une longueur de 1300 km (la largeur du plan de faille étant d'environ 200 km). Le mouvement du front de rupture a été rapide avec une vitesse classique de 2,5 km/s et le glissement a été de grande amplitude (plus de 20 m à certains endroits) dans la région la plus au sud, proche de Sumatra, tandis que plus vers le nord, le long des îles Nicobar et Andaman, la vitesse de rupture a été beaucoup plus faible (0.5 km/s). Le processus de rupture global a duré au moins 1000s, mais a pu durer jusqu'à 3600 s. La magnitude du tremblement de terre a été évaluée à  $M_w=9,3$ .

Tout comme le séisme du 26 décembre 2004, le séisme du 28 mars 2005 a été qualifié de *megathrust*, de par le type de mouvement et au vu de la taille également exceptionnelle, bien que beaucoup plus réduite, de la surface de faille qui a bougé durant le tremblement de terre. Ce séisme s'est produit en dehors de la zone de rupture du séisme du 26 décembre 2004 (figure 1)

et ne peut donc pas être considéré comme "réplique" au sens strict. Cependant, le tremblement de terre de décembre 2004 a causé un accroissement des contraintes dans ce segment de faille voisin, provoquant l'initiation de la rupture. Avec une magnitude de 8,7  $M_w$ , l'énergie totale "dégagée" par ce tremblement de terre est environ 3 fois moindre que lors de celui du 26 décembre 2004. La longueur de la zone de rupture est estimée à environ 350 km avec un déplacement maximal de 12 m (5 m en moyenne).

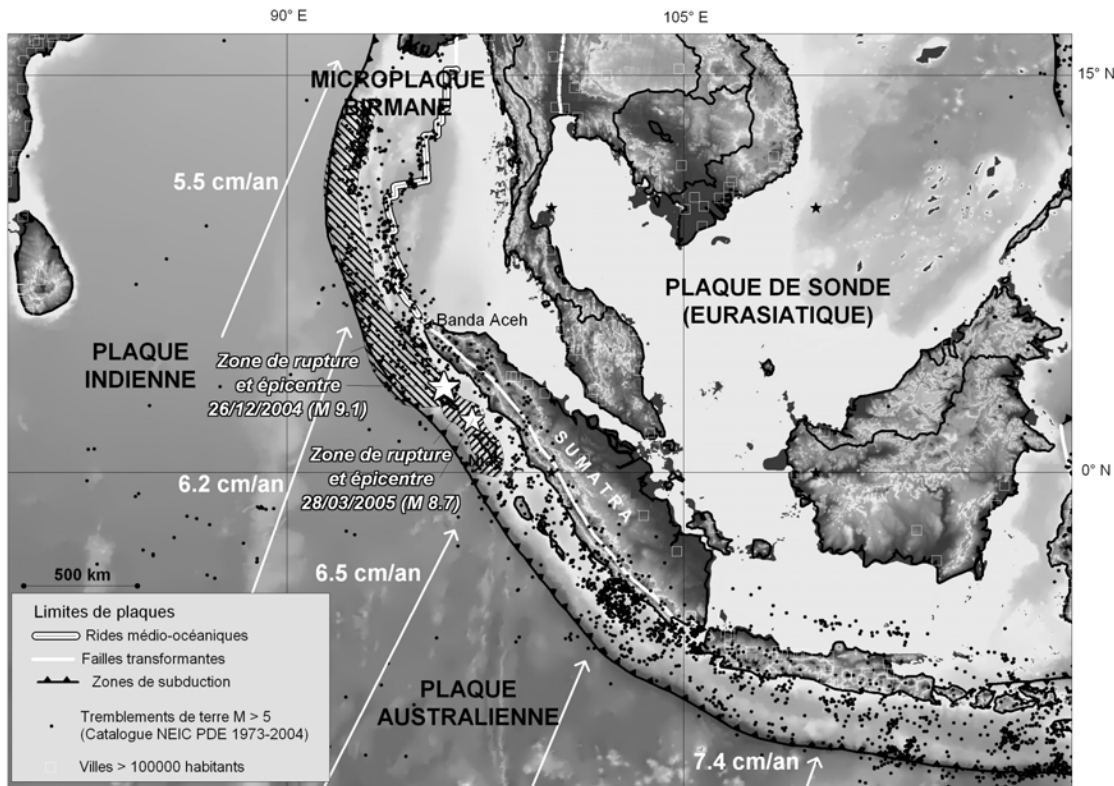


Figure 1. Contexte tectonique et dimension de la source des tremblements de terre du 26 décembre 2004 et 28 mars 2005 à Sumatra.

## 2. Dans quelle mesure un séisme peut-il générer un tsunami?

Le tremblement de terre du 26 décembre 2004 a provoqué le tsunami le plus dramatique de l'histoire récente de notre planète. Il a en effet causé la mort d'environ 206.000 personnes le long des côtes de l'Océan Indien (Ozer & de Longueville, in press). Une alerte efficace aurait probablement permis de sauver de nombreuses vies humaines. Malheureusement, aucun système de ce type n'était en place dans la région. L'exemple du tremblement de terre du 28 mars 2005 pose cependant la question de la possibilité de réellement mettre en oeuvre un système d'alerte suffisamment efficace. Le Centre d'Alerte des Tsunamis (du Pacifique) a dans le cas du séisme du 28 mars 2005 émis une alerte transmise à tous les pays ayant des côtes dans l'Océan Indien, mais seul un petit tsunami s'est produit. Sur l'île de Simeuluei, le port et l'aéroport ont été endommagés par des vagues de 3 m de haut tandis que des eaux d'une hauteur de 2 m se sont abattues sur la côte occidentale de l'île de Nias et d'un mètre de haut sur certaines parties des côtes occidentales de Sumatra. A plus grande distance, des marégraphes ont aussi enregistré des oscillations du niveau de la mer, de l'ordre de 5 à 20 cm, entre autres aux îles Maldives, au Sri Lanka et à l'île Cocos, près de l'Australie.

On a parlé de succès dans les médias parce que les populations avaient été évacuées des bords de mer dans de nombreuses régions du pourtour de l'Océan Indien et qu'il n'y avait eu aucune victime. En fait, le système d'alerte a été en erreur et a montré toutes ses limitations. L'aspect positif est toutefois le fait que les autorités locales, régionales et nationales dans de nombreux pays ont apparemment réagi efficacement une fois que l'alerte a été déclenchée. Cela se passait trois mois après la catastrophe du 26 décembre 2004. Qu'en sera-t-il dans quelques années ou dizaines d'années ?

L'analyse des conséquences de ces deux tremblements de terre majeurs nous indique clairement que la mise au point d'une alerte efficace nécessite en premier lieu une meilleure compréhension de la relation entre la cause, le tremblement de terre, et sa conséquence, le tsunami. Il est important de noter ici que les tremblements de terre ne sont pas la seule source possible de tsunami et que les avalanches sous-marines ainsi que l'effondrement d'édifices (ou de parties d'édifices) volcaniques sont également la source de certains tsunamis.

Un tremblement de terre peut être à l'origine d'un tsunami pour deux raisons. La première est liée à la source du séisme et résulte du déplacement permanent très rapide du fond océanique associé. D'autre part, l'accumulation rapide des sédiments sur les fonds marins en font des masses importantes instables, même sur des pentes très faibles. Les forts mouvements du sol générés par un tremblement de terre peuvent déclencher des avalanches sous-marines dont la conséquence peut être des mouvements d'eau importants.

Ainsi, le séisme majeur du 28 mars 2005, malgré sa magnitude plus faible que celui du 26 décembre 2004, correspondant à une surface de faille (et donc du plancher océanique) et un mouvement plus petits, aurait pu causer un grand tsunami. Plusieurs paramètres de la source du séisme peuvent expliquer en partie que seul un petit tsunami ait été généré :

1. Le déplacement vertical, ou soulèvement, du plancher océanique était plus petit (en moyenne 1 m) que lors du tremblement de terre du 26 décembre 2004 (données US Geological Survey le jour du séisme).
2. le soulèvement maximal du plancher océanique se trouvait sous les îles situées au large de la côte occidentale de Sumatra, où la profondeur de la mer est bien moindre (environ 200 m) qu'à l'endroit de la zone de rupture du séisme de décembre (1500 à 4000 m). Le volume d'eau déplacé a été, en conséquence, beaucoup plus faible.
3. La vitesse de propagation le long de la zone de rupture peut avoir été plus lente que lors de la rupture initiale en décembre 2004.

Il est vraisemblable également que cette partie de l'Océan Indien n'ayant plus subi d'événement de magnitude supérieure à 7,5 depuis près d'un siècle, en tout cas dans la région où s'est initiée la rupture, le séisme du 26 décembre 2004 a pu provoquer des avalanches sous-marines importantes, qui ont grandement contribué au tsunami gigantesque observé. Lors du séisme du 28 mars 2005, les grandes zones instables potentielles n'existaient plus et peu de glissements sous-marins se seraient produits. C'est une hypothèse tout à fait plausible, mais qui ne peut être vérifiée que par une observation intensive des fonds sous-marin de la région.

Dans le futur, l'étude scientifique de ces deux tremblements de terre majeurs et de leurs conséquences devrait faire progresser notre connaissance sur la relation entre les tremblements de terre affectant le plancher océanique et la genèse des tsunamis.

### 3. De la difficulté d'une alerte au tsunami : évaluation rapide de la grandeur des tremblements de terre

Un quotidien belge titrait justement « Le degré zéro de l'alerte » (Delbecq et al., 2005) et décrivait fort à propos la chronologie des failles du système d'alerte international des tsunamis lors du séisme du 26 décembre 2004 : « D'abord une magnitude sous-estimée, puis un premier bulletin d'Hawaï focalisé sur le Pacifique et écartant le risque de tsunami, ... ». Je cite ces deux premières « faiblesses » du système parce qu'elles concernent directement l'aspect scientifique de l'alerte. Ces manquements du système d'alerte résultent d'une part de la difficulté d'évaluer quasiment en temps réel la grandeur de la source de tels tremblements de terre et le fait qu'une alerte rapide ne peut être déclenchée que par l'utilisation de critères simples tels la magnitude du tremblement de terre et la localisation de son épicentre (en mer ou sur terre).

La grandeur du séisme est un paramètre important dans l'évaluation du potentiel tsunami-gène d'un tremblement de terre de par les dimensions de la surface de faille affectée et du mouvement relatif entre les deux plaques lithosphériques concernées. Dans le cas d'une zone de subduction, comme à Sumatra, cette dernière grandeur se répercute directement en surface de fond océanique déplacé et en mouvement de la colonne d'eau au-dessus de la partie du fond océanique déplacé. La localisation du tremblement de terre et son extension dans l'océan sont donc des éléments importants à considérer comme son mécanisme au foyer, définissant le type de mouvement lors du séisme. Nous avons vu au paragraphe précédent que la géologie et la topographie des fonds océaniques jouent un rôle essentiel parce qu'une conséquence indirecte du tremblement de terre peut être le déclenchement de glissements sous-marins gigantesques potentiellement responsables de tsunamis.

Un système d'alerte qui ne prenne en considération que les caractéristiques du tremblement de terre est donc loin d'être optimal. L'idéal serait de surveiller en permanence les océans de manière à y détecter la propagation d'éventuels tsunamis. Actuellement quelques points de mesure existent dans l'Océan Pacifique ; ils ne permettent que de confirmer ou infirmer une alerte. Une telle surveillance demandera(it) du temps pour être opérationnelle et nécessitera(it) des moyens techniques et un coût gigantesque. Tout en soutenant que des moyens de recherche doivent être attribués pour l'étude des océans, je pense qu'étant donné le niveau de risque lié aux tsunamis, faible comparé au risque sismique, plus de moyens financiers devraient être attribués à la prévention, à l'organisation de la réponse des autorités à de tels événements et à des systèmes d'alertes plus locaux, comme ceux existant au Japon.

Le système d'alerte actuel (pour l'Océan Pacifique) est basé sur la définition de critères simples comme la magnitude et la localisation du tremblement de terre. La raison principale est la nécessité de fournir un message d'alerte aussi vite que possible après le séisme pour que les mesures appropriées de protection puissent être mises en œuvre avant que les vagues du tsunami n'atteignent les côtes. La suite du paragraphe illustrera certaines des difficultés rencontrées par les scientifiques pour définir ces paramètres simples, en prenant comme exemple le séisme du 26 décembre 2004.

Directement après l'occurrence du tremblement de terre du 26 décembre 2004, celui-ci n'a pas été considéré comme un événement susceptible d'avoir les conséquences néfastes que nous connaissons. La raison principale est que sa magnitude a d'abord été évaluée à  $M_w=8.0$  alors que la grandeur finale déterminée trois mois après l'événement à partir de l'étude des modes normaux de vibration de la Terre est  $M_w=9.3$ .

Ceci illustre la difficulté d'évaluer correctement en temps réel la magnitude de tels séismes. Dans le tableau 1, nous reprenons la chronologie des différents faits liés à l'alerte au tsunami à partir de l'instant d'initiation de la rupture du tremblement de terre. Les données figurant dans ce tableau

sont reprises de Park et .al. (2005), Vanneste et Van Hoolst (2005) et des différents mails d'alerte et informations reçus à la section de sismologie de l'Observatoire Royal de Belgique.

TABLEAU 1

Heure	événement
0h00m	heure origine du séisme
0h03m	l'analyste du centre d'alerte des tsunamis à Hawaii observe les premiers signaux sismiques
0h06m30s	les ondes P sont enregistrées en Australie à une distance de 34°.
0h08m	alerte automatique générée par le centre d'alerte des tsunamis à Hawaii
0h08m20s	la rupture rapide du tremblement de terre se termine (460 s)
0h10m	le NEIC (United-States National earthquake Information Center) fournit une alerte
0h11m	le centre d'alerte des tsunamis à Hawaii fournit une première évaluation de la magnitude $M_{WP} = 8.0$
0h13m33s	les ondes P atteignent l'Alaska
0h15m	<b>le tsunami atteint la côte la plus proche à Sumatra.</b> le centre d'alerte des tsunamis à Hawaii dissémine son premier bulletin d'information au tsunami en se basant sur la magnitude $M_{WP} = 8.0$
0h17m	NEIC donne en solution automatique : $m_b = 6.2$ L'analyste du NEIC constate l'événement
0h18m50s	les ondes P atteignent la côte ouest des Etats-Unis (distance de 121°)
0h40m	NEIC calcule par inversion de routine du tenseur moment : $M_w = 8.2$
0h45m	le centre d'alerte des tsunamis détermine $M_w = 8.5$
1h30m	les ondes de surface atteignent l'antipode
1h45m	le tsunami atteint la Thaïlande et le Sri Lanka
2h05m	Harvard Automatic CMT détermine automatiquement $M_w = 8.9$
19h03m	Harvard CMT revu à $M_w = 9.0$
Mars 2005	après étude des modes propres de la Terre : $M_w = 9.3$

Alors qu'une localisation relativement correcte d'un tremblement de terre lointain peut être obtenue 15 à 20 minutes après l'occurrence du séisme à partir de la mesure des temps d'arrivée de l'onde P dans les stations situées à moins de 100° de l'épicentre, l'évaluation de la magnitude est beaucoup plus délicate.

La mesure la plus adéquate de la grandeur d'un tremblement de terre est le **moment sismique**  $M_0$  qui est directement relié aux dimensions de la faille le long de laquelle la rupture s'est propagée et à la grandeur du mouvement relatif provoqué par le séisme:

$$M_0 = \mu L W D$$

où  $\mu$  est la rigidité moyenne dans la région focale, L et W sont respectivement la longueur et la largeur de la faille tandis que D est le mouvement relatif (glissement) moyen entre les deux blocs crustaux séparés par la faille.

En observant les ondes sismiques à des longueurs d'ondes plus grandes que les dimensions de la faille affectée, la source des séismes peut être supposée ponctuelle et représentée par un double couple de forces dont le moment résultant est nul. Le moment d'un de ces couples est précisément le moment sismique. Une bonne détermination du moment sismique nécessite

l'analyse des ondes sismiques qui ont des longueurs d'ondes supérieures aux dimensions de la faille. Le moment sismique des grands tremblements de terre est généralement déterminé par l'analyse des enregistrements sur les séismomètres à très longue période (100 s) (Harvard CMT - Dziewonski et .al., 1981).

Plus empirique, le concept de **magnitude** est basé sur la mesure du déplacement maximal du sol mesuré sur les séismogrammes des différentes stations ayant enregistré un tremblement de terre, l'atténuation de cette amplitude en fonction de la distance étant prise en considération.

La magnitude locale  $M_L$  est définie par la relation:

$$M_L = \log_{10} A(\Delta) - \log_{10} A_0(\Delta)$$

où

- $A(\Delta)$  est le déplacement maximal du sol en une station située à une distance  $\Delta$  du foyer sismique.
- $A_0(\Delta)$  est le déplacement maximal prédéterminé pour un séisme de magnitude nulle. Cette fonction dépend de la région considérée.

La magnitude locale est utilisée pour déterminer la grandeur des séismes crustaux localisés à moins de 1000 km de la station. Etant donné que les séismomètres utilisés ont une fréquence propre de 1 Hz, les fréquences des mouvements du sol utilisées pour la détermination de la magnitude sont donc toujours supérieures à 1 Hz.

Le concept a été étendu pour permettre d'évaluer la grandeur des tremblements de terre enregistrés à des distances supérieures à 1000 km, deux échelles de magnitude sont particulièrement utilisées:

- $m_b$  (magnitude d'ondes de volume) qui est déterminée à partir des ondes de volume P à 1 seconde de période.
- $M_S$  (magnitude d'ondes de surface) qui est déterminée à partir des ondes de surface à 20 secondes de période.

Chaque échelle de magnitude a ses limitations. La principale est que pour des tremblements de terre dont la longueur de faille est supérieure à la longueur d'onde des ondes sismiques utilisées pour sa détermination, la valeur de la magnitude n'augmente plus de manière significative et tend asymptotiquement vers une valeur limite quelle que soit la dimension de la faille ( $m_b=6.2$  dans le cas du séisme de Sumatra - voir tableau 1). Afin de donner une magnitude réellement représentative des mécanismes physiques, Kanamori a défini en 1977 la magnitude  $M_W$  basée sur la valeur du moment sismique. Si le moment sismique (en N.m; Newton . mètre) est déterminé, on a:  $M_W = 2/3 \log_{10} M_0 - 6.06$

Pour obtenir une valeur représentative de la grandeur des sources sismiques pour les grands tremblements de terre, il est nécessaire de déterminer une valeur du moment sismique, ce qui ne peut se faire qu'en considérant les signaux à très basses fréquences dont les plus énergétiques (ondes de surface) arrivent tardivement dans les différentes stations sismiques du réseau global (figure 2 (a)).

C'est la raison pour laquelle, dans le cas du séisme de Sumatra (tableau 1), il a fallu attendre 2h05m avant d'avoir une première détermination correcte du moment sismique ( $M_W=8.9$ ). Une analyse plus complète, 19 h après l'événement a revu la magnitude à  $M_W=9.0$ .

La magnitude de l'événement a finalement été fixée, trois mois après celui-ci, à  $M_w=9.3$  en utilisant les amplitudes des modes propres de vibration de la Terre. L'Observatoire Royal de Belgique a contribué à cette étude grâce aux enregistrements du gravimètre à supraconductivité de la station sismique de Membach (Park et al., 2005).

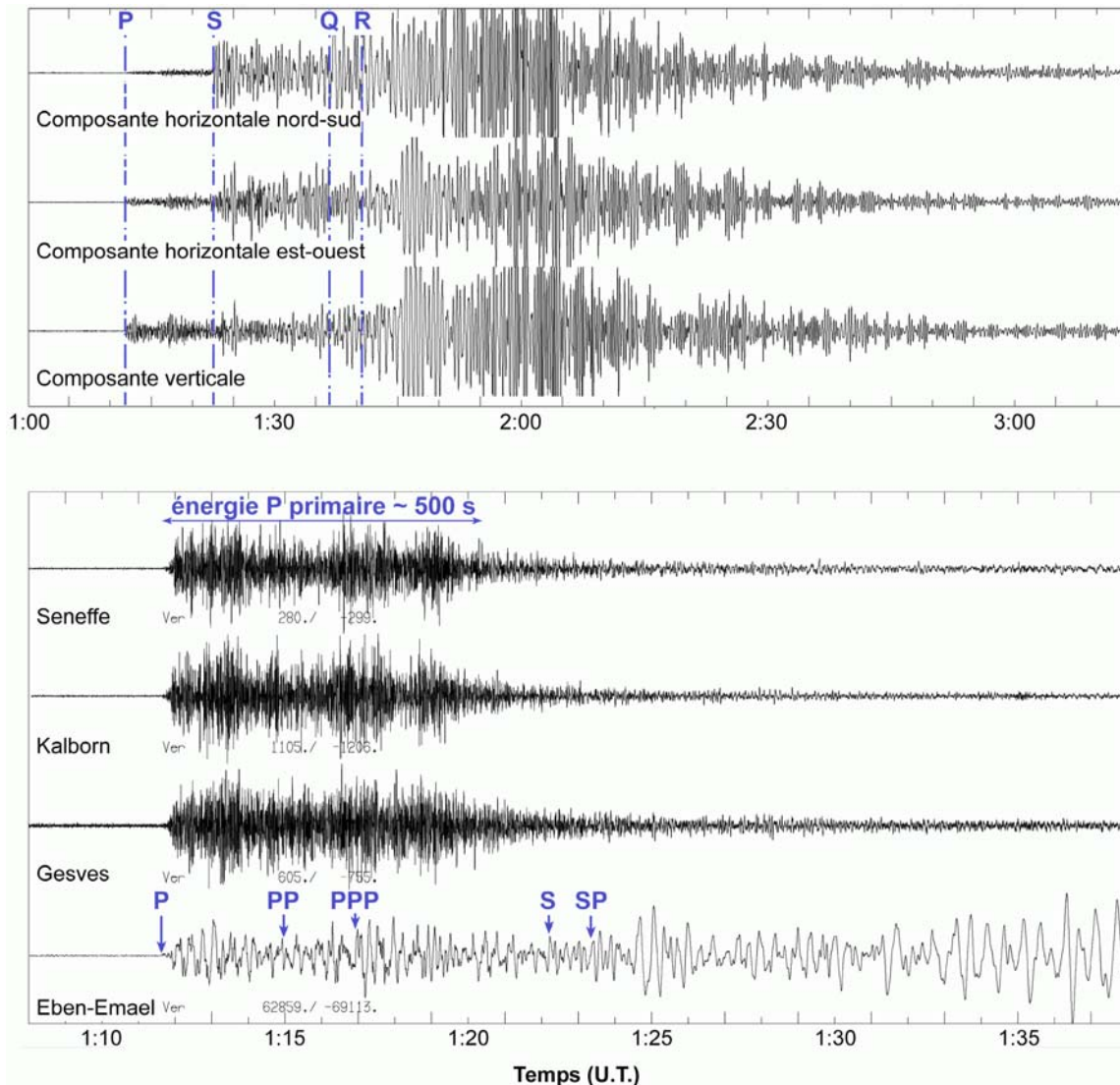


Figure 2. Enregistrements du séisme de Sumatra du 26 décembre 2004 par quelques stations du réseau sismique belge : (a) (image supérieure) trois composantes du mouvement du sol à la station « large-bande » de Rochefort. L'arrivée du début du signal des ondes de volume P et ainsi que des ondes de surface Q et R est indiquée.

(b) (image inférieure) enregistrement des ondes de volume sur la composante verticale du mouvement du sol dans les stations courtes-périodes de Seneffe, Kalborn (GD Luxembourg) et Gesves en parallèle avec la station à large bande d' Eben-Emael.

Evaluer rapidement la magnitude d'événements gigantesques est donc une question scientifique à l'ordre du jour. Une première réponse est de considérer les ondes P, premiers signaux qui arrivent dans les stations sismiques. Les sismogrammes à hautes fréquences (fréquence supérieure à 1 Hz) contiennent en prédominance des ondes P rayonnées directement par la rupture du tremblement de terre avec peu d'interférence avec les ondes réfléchies à la surface de la Terre (PP, PPP, PS,..)

ou les ondes S (comparer sur la figure 2 (b) les enregistrements courtes-périodes avec celui à large bande). Cela signifie que ces ondes P à haute fréquence peuvent fournir une information sur le processus de rupture à la source du séisme. En supposant que la rupture des grands tremblements de terre se produit à vitesse constante le long d'une faille beaucoup plus longue que large, la surface de faille est proportionnelle à la durée du sismogramme.

L'analyse des données des stations du réseau sismique belge (figure 2 (b)) indique que le processus de rupture a duré environ 500 s. Si on suppose une vitesse classique de propagation de la rupture entre 2 et 3 km/s, cela signifie que la rupture s'est étendue sur une longueur de 1000 à 1500 km, proche des 1300 km déterminés par les analyses plus fines. En faisant des hypothèses sur la largeur de faille et les dimensions du glissement (en accord avec les lois d'échelle des séismes), il est possible d'évaluer grossièrement le moment sismique. Mon analyse est bien sûr rapide, mais il apparaît que c'est probablement un des seuls moyens pour obtenir une évaluation correcte de la source des séismes géants dans un délai de temps minimal.

#### 4. Conclusions

La catastrophe du 26 décembre 2004 dans l'Océan Indien n'était pas inattendue, contrairement à ce qui a été largement commenté après la catastrophe. Un tel phénomène est rare, mais il y avait déjà eu des précédents historiques. Les mesures de prévention existent généralement pour les phénomènes qui ont une période de retour courte. Par contre, elles sont inexistantes pour les phénomènes qui ont été effacés de la mémoire des populations. Nos Sociétés sont de plus en plus vulnérables vis à vis des catastrophes naturelles et il me semble qu'un des aspects du développement durable serait justement de se préoccuper de ce genre d'événements et d'essayer par une action continue à long terme de diminuer leur futur impact sur l'environnement, les populations et l'économie. Les conséquences du tremblement de terre de Sumatra-Andaman et du tsunami qui s'en est suivi sont illustratifs de ce manque de prévision et de précaution dans nos Sociétés.

#### Remerciements

Je remercie mes collègues de l'Observatoire Royal de Belgique qui ont participé activement durant les fêtes de fin d'années et en janvier 2005 à la collecte et à l'analyse des données du réseau sismique belge pour le séisme de 26 décembre 2004 et ont permis l'interprétation de ces données en terme de géodynamique. Michel Van Camp par son étude des modes propres de vibration de la Terre a contribué efficacement à l'article de Park et .al. (2005) dans Science tandis que Kris Vanneste par ses nombreuses recherches bibliographiques a permis d'illustrer l'activité sismique récente dans la région de Sumatra en relation avec les grands séismes historiques et la géologie récente.

#### Références

Delbecq D., Honorine S., Prakash P. et Masciarelli A. (2005). **Le degré zéro de l'alerte**, *La Libre Belgique*, 17 janvier 2005, pp 4-5.

Dziewonski A., Chou T.A. and Woodhouse J.H. (1981). **Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity**, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825-2852.



Kanamori H. (1977). **The energy release in great earthquakes**, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.

Ozer P. & de Longueville F. (in press). **Tsunami en Asie du Sud-Est : retour sur la gestion d'un cataclysme naturel apocalyptique**, *Cybergeo*.

Park J., Song T.A., Tromp J., Okal E., Stein S., Rault 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.

Lay T., Kanamori H., Ammon C., Nettles M., Ward S., Aster R., Beck S., Bilek S., Brudzinski M., Butler R., DeShon H., Ekström G., Satake K., and Sipkin S. (2005). **The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004**, *Science* 20 May 2005: 1127-1133.

Vanneste K. en Van Hoolst T. (2005). **De tsoenami van 26 december 2004**, *Heelal*, 50, n°8, pp 261-269.