

# Comprendre et prévenir les tsunamis-: les apports de la simulation numérique

*L'événement qui a frappé Sumatra en décembre 2004 a au moins conduit à une prise de conscience renouvelée et globale du risque tsunami, qui va relancer les actions de prévention. Pour les modélisateurs, il permettra de tester les méthodes et de les confronter aux innombrables données disponibles. Les enjeux : aider à une meilleure gestion de l'aménagement du littoral, et intervenir en support à la gestion des alertes. Mais, aussi, mieux comprendre les processus physiques mis en jeu lors de la génération, de la propagation et de l'impact sur les zones côtières.*

*par Héléne Hébert, François Schindelé, Anthony Sladen,  
Département Analyse surveillance environnement,  
CEA Bruyères-le-Châtel*

## Le phénomène tsunami

Le 26-décembre 2004, le séisme de magnitude 9.2 qui s'est produit au nord de Sumatra (Indonésie) nous a rappelé que les séismes peuvent, lorsqu'ils se produisent en mer, induire des effets dévastateurs-: les tsunamis. Les plus grands séismes observés, de magnitude supérieure ou égale à 9 (ex-: 1960 au Chili, 1964 en Alaska, 1952 au Kamchatka), sont des séismes dits de subduction (résultant de la convergence d'une plaque tectonique sous

une autre) qui ont tous déclenché des tsunamis trans-océaniques majeurs, connus essentiellement dans le Pacifique.

Physiquement, lorsque se produit en mer un phénomène naturel tel qu'un séisme, un glissement de terrain, une éruption volcanique, voire une chute de météorite, la couche d'eau concernée, initialement au repos, subit une perturbation de son équilibre, due au mouvement rapide du fond ou de la surface de la mer (figures 1A, 1B). Par le jeu des forces de gravité, le retour à la position initiale engendre une propaga-

tion d'ondes (Figures 1C à 1F), qui constituent le tsunami.

En général, la déformation verticale initiale peut être de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres, et les dimensions horizontales de la source peuvent varier de plusieurs kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres. L'épaisseur du milieu de propagation (la couche océanique) n'excède pas quelques kilomètres-: elle est donc bien inférieure aux dimensions horizontales (les longueurs d'onde) du phénomène. Ces caractéristiques permettent d'approximer la vitesse de pro-

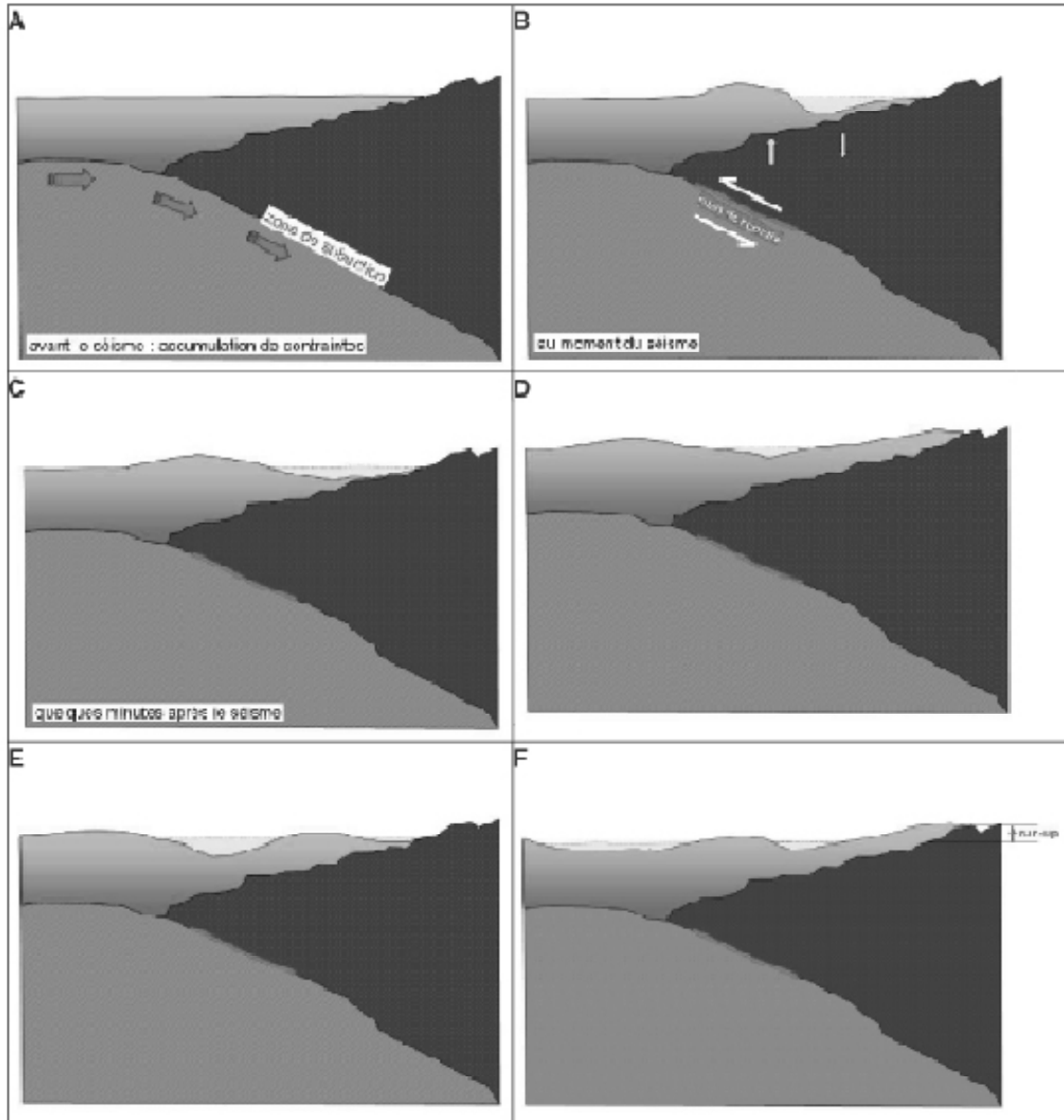


Figure 1 : Un séisme de subduction résulte d'un relâchement brusque des contraintes accumulées pendant des dizaines d'années (A). Dans les instants suivant le séisme (B) le niveau de la mer est affecté, et le retour à l'équilibre engendre une propagation d'ondes dans toutes les directions (C), les rivages étant inondés toutes les 15 à 30 minutes (D à F). Le run-up est l'altitude maximale atteinte au cours des inondations.

propagation des tsunamis à une simple expression,

$$c = \sqrt{gh},$$

où  $g$  est la constante de pesanteur ( $\sim 9.8\text{-m}\cdot\text{s}^{-2}$ ) et  $h$  la pro-

fondeur d'eau. Ainsi, pour une profondeur d'eau de 4 000-m, les ondes se propagent à environ 700-km/h, mais leur hauteur (amplitude) est de l'ordre de 5 à 50-cm, très exceptionnellement proche de

1 m. L'énergie, et la dangerosité des tsunamis, vient du fait que lorsque  $h$  décroît (donc, en particulier à l'approche des côtes) leur vitesse décroît rapidement-: par 20 m de fond,  $c$  ne vaut plus que 50-km/h, mais

par conservation de l'énergie, l'amplitude peut alors atteindre plusieurs mètres.

Cette simple analyse physique explicite le terme «-tsunami-», mot d'origine japonaise, qui signifie «-vague de port-». En effet, ce phénomène était connu de longue date au Japon, où les séismes sous-marins sont suffisamment forts et fréquents pour générer ce type de vagues, que l'on observait traditionnellement dans les ports, mais que les pêcheurs, à bord des bateaux, n'observaient pas, au large. Les vagues des tsunamis sont donc bien distinctes des vagues de houle, par leur amplitude (de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, contre souvent plusieurs mètres pour la houle) et leur période (de 15 à 40 minutes, contre moins de 1 minute pour la houle).

Un tsunami comporte une série de plusieurs vagues importantes, de grande longueur d'onde. Les vagues les plus hautes ne sont pas nécessairement les premières, et des phénomènes locaux peuvent conduire, près des côtes, à des amplifications tardives (résonances, etc.). La périodicité varie de quelques minutes à plusieurs dizaines de minutes, en fonction des dimensions de la source. De ce fait, les sources moins étendues spatialement, comme les glissements sous-marins ou

aériens, génèrent des tsunamis de périodes moins longues (environ 2 à 10-minutes), mais qui peuvent avoir des amplitudes considérables car les déformations à la source sont en général beaucoup plus grandes que lors des séismes. Leur propagation au large est cependant moins aisée, ce qui confine en général les dégâts à des régions situées autour de la source. Au contraire, les tsunamis générés par des sources très étendues, comme les séismes, se propagent plus facilement sur de grandes distances, et peuvent encore pénétrer profondément à l'intérieur de terres très éloignées de la source.

## Répartition géographique des tsunamis

Les plus anciens événements répertoriés [1, 2] se situent en Méditerranée, où des sources de type volcanique (Santorin) ou sismique (Crète) ont généré des événements majeurs, quoique avec des distances de propagation modérées. La plupart des événements observés dans les derniers siècles sont situés dans le Pacifique, où de forts séismes de subduction peuvent se produire sur pratiquement

toutes les bordures de l'océan, et où les tsunamis se propagent sur des distances considérables. Le premier événement transocéanique notable connu dans le Pacifique remonte à 1586-: initié au Pérou, il a été observé au Japon [1, 2]. C'est également dans le Pacifique que se sont produits, entre 1946 et 1964, les plus grands tsunamis modernes, observés avant l'événement de Sumatra, dont le tsunami associé au plus fort séisme instrumental connu, localisé dans le sud du Chili en 1960 (magnitude Mw estimée à 9.5).

L'Océan Indien, qui comporte une zone de subduction majeure sous l'Indonésie, est également une zone exposée aux tsunamis, avec des cas historiques connus, tout au moins pour le XIX<sup>e</sup> siècle (voir par exemple [3]). Néanmoins, la catastrophe de décembre 2004 a surpris la communauté des sismologues et spécialistes des tsunamis, qui n'attendaient pas dans un avenir proche un événement d'une telle magnitude sur cette zone particulière. L'événement a conduit à une prise de conscience de la dangerosité des tsunamis et à une nécessité de réévaluer l'aléa dans tous les bassins océaniques, y compris pour le bassin euro-méditerranéen qui a été l'objet d'événements majeurs sur l'arc hellénique (séismes en Crète

en 365, 1305) comme sur la marge atlantique (séisme de Lisbonne, en 1755).

## Pourquoi et comment modélise-t-on un tsunami ?

Les données des tsunamis historiques sont en général insuffisantes pour estimer l'aléa correctement. Les équations gouvernant la propagation des tsunamis sont bien connues et relativement simples, toutefois leur résolution analytique complète n'existe que pour des configurations très simplifiées. Depuis les années 1990, la simulation numérique des tsunamis a pu être intensifiée grâce à l'essor des calculateurs modernes permettant de résoudre les équations sur des distances de propagation des vagues de plus en plus grandes et avec un niveau de détail sans cesse croissant.

Un des principaux enjeux de la simulation appliquée aux tsunamis est de pouvoir fournir des éléments quantitatifs aidant à meilleure gestion de l'aménagement du littoral, et d'intervenir en support à la gestion des alertes aux tsunamis, dans un contexte de « temps réel ». Mais la simulation permet également de

mieux comprendre les processus physiques mis en jeu lors de la génération, de la propagation et de l'impact des tsunamis sur les zones côtières.

Pour définir les conditions initiales d'un tsunami, des approximations peuvent être faites. Lors d'un séisme, la vitesse de rupture le long de la faille (environ 3 km/s) est au moins 20-fois supérieure à la vitesse de propagation des tsunamis (de l'ordre de 700-km/h pour 3-000-m de fond). La génération du tsunami est donc considérée comme instantanée par rapport à sa période caractéristique (environ 1 000-s), ce qui permet de prendre un champ de vitesse initial nul. D'autre part, on considère que la déformation initiale de la surface de l'eau est équivalente à la déformation cosismique du fond de la mer. Le champ de déplacement vertical du fond de la mer est calculé au moyen d'un modèle de dislocation élastique (par exemple [4]), en s'appuyant sur les paramètres décrivant la géométrie de la zone de rupture, généralement obtenus par des études sismologiques et géodésiques du séisme.

La propagation des tsunamis est ensuite modélisée par les équations d'ondes longues non linéaires qui considèrent l'océan comme une couche mince par rapport aux lon-

gueurs d'onde étudiées et prennent en compte les fortes amplitudes des vagues à proximité des côtes. Les équations de base (1) et (2) prennent en compte l'incompressibilité de l'eau, la conservation de la masse et de l'énergie.

$$(1) \quad \frac{\partial(\eta+h)}{\partial t} + \nabla \cdot [\mathbf{v}(\eta+h)] = 0$$

$$(2) \quad \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} = -\mathbf{g} \nabla \eta + \Sigma \mathbf{f}$$

conservation de la masse

conservation de l'énergie

où  $\mathbf{v}$  est le vecteur horizontal de la vitesse,  $\eta$  et  $h$  sont l'élévation de la surface de l'eau et la profondeur de l'océan,  $\Sigma \mathbf{f}$  désigne la force de Coriolis et le frottement sur le fond (par exemple [5]). La résolution des équations est réalisée à l'aide de méthodes numériques, telles que les méthodes par éléments finis ([6], [7]) ou par différences finies (par exemple [8], [9]).

A l'approche des hauts-fonds et des côtes, la période des vagues reste constante, tandis que la longueur d'onde diminue fortement ; la conservation de l'énergie conduit à une augmentation de la hauteur des vagues, variable suivant les pentes sous-marines. Pour pouvoir rendre compte des phénomènes d'amplification, il est nécessaire d'affiner les grilles bathymétriques utilisées pour la simulation. Le calcul

par différences finies permet d'introduire un couplage entre des grilles imbriquées de résolution croissante vers le site d'intérêt, en initialisant toute sous-grille avec les solutions obtenues pour la grille la contenant. Les amplifications sont en général correctement modélisées si l'imbrication est faite progressivement, jusqu'à un dernier niveau de grille décrivant le site étudié avec un pas spatial de 15 à 20 m. Le calcul des hauteurs maximales d'inondation (*run-up*) et des retraits maximaux (*run-down*) consiste ensuite à extrapoler dans les mailles sèches les quantités calculées dans les mailles voisines mouillées, à condition de connaître précisément la topographie émergée des zones inondables, également à un pas de 15 à 20-m. La simulation des tsunamis dus à des glissements sous-marins ou aériens est plus complexe, car elle met en jeu des phénomènes mécaniques à la source qui sont plus difficiles à modéliser. Sous certaines hypothèses, il est néanmoins possible de rendre compte numériquement de ces phénomènes. On peut ainsi traiter les glissements comme des blocs non déformables ([10]), comme une succession de blocs agissant entre eux ([11]), ou bien comme des fluides à rhéologie variable. Dans ce dernier cas, il est possible de

modéliser correctement les déformations de la masse glissante, et de les coupler avec la couche d'eau nécessaire pour initier puis propager le tsunami (voir [12], [13]).

Pour valider les modélisations, les données physiques disponibles sont, dans le meilleur des cas, acquises sur des stations de mesures du niveau de la mer, qui sont précieuses si les instruments sont modernes et échantillonnent correctement (les enregistrements d'un point toutes les 30 ou 60-minutes ne présentent aucun intérêt pour étudier un phénomène d'une périodicité de 10 à 15-minutes). Les capteurs marégraphiques sont souvent dédiés à l'étude des marées et de phénomènes de plus longue période que les tsunamis, et jusqu'à récemment, peu d'instruments étaient réellement disponibles pour l'étude des tsunamis, mis à part les instruments intégrés aux centres d'alerte, qui présentent toutes les qualités requises pour enregistrer les vagues.

Le long de nombreuses côtes, les données disponibles ne consistent qu'en des observations des hauteurs d'inondation atteintes lors de la crue de la mer: les *run-up* (figure-1F). Ces hauteurs sont des altitudes qui peuvent être mesurées sur le terrain, par des mesures topographiques

simples, dans les jours ou les mois suivant l'impact des tsunamis (voir par exemple [14], [15]): elles ne comportent aucune information temporelle sur la succession des vagues ni sur leurs amplitudes successives.

Le 26 décembre 2004, pour la première fois, plusieurs satellites altimétriques ont pu enregistrer le passage du tsunami dans l'Océan Indien [16]. Les amplitudes extrêmes de l'événement expliquent pourquoi les amplitudes relevées ont atteint au moins 60-cm, contrairement à de premières tentatives d'observations plus limitées dans les années 1990 [17]. D'autres mesures indirectes de tsunamis ont également été rapportées, qui résultent de la perturbation ionosphérique due aux ondes de gravité atmosphériques couplées avec les ondes de tsunami. Ces perturbations ionosphériques peuvent être enregistrées en particulier par des réseaux denses de capteurs GPS comme ce fut le cas lors de l'arrivée sur les côtes japonaises [18] d'un tsunami initié au Pérou en juin 2001. L'ensemble de ces données « spatiales-» reste néanmoins parcellaire et non disponible systématiquement pour la plupart des tsunamis, qui restent donc uniquement étudiés par les données marégraphiques ou de *run-up*.

## Prévention des tsunamis en Polynésie française

La Polynésie française, par sa position géographique au centre du Pacifique, se situe sur le chemin de propagation de la plupart des tsunamis initiés dans les zones de subduction existant autour de l'océan. Ainsi, la plupart des grands tsunamis du XX<sup>e</sup> siècle ont pu y être observés, n'y provoquant, en général, que des dégâts matériels.

Les Marquises sont l'archipel où, historiquement, les tsunamis observés ont été les plus destructeurs [19]. Ceci s'explique par l'absence de barrière corallienne autour des îles et par des pentes extérieures peu inclinées, où les vagues des tsunamis deviennent destructrices car leur vitesse diminue progressivement de 700 km/h au large à 30 km/h dans les baies, et elles ne sont pas réfléchies vers le large. Le témoignage écrit le plus ancien date de 1806 [20]. Un voyageur anglais qui séjourna aux Marquises décrit le phénomène de façon très précise et explique que ce phénomène avait déjà été observé plusieurs fois dans des temps éloignés. Le premier événement décrit dans le détail est

le tsunami de 1837, qui avait concerné toute la Polynésie française, et qui avait pour origine un très fort séisme à Valdivia au sud du Chili. Les plus forts tsunamis observés en Polynésie française sont les événements de 1946 et 1960, initiés respectivement aux Aléoutiennes et dans le Sud Chili, qui ont provoqué des *run-up* supérieurs à 10-m dans certaines baies des îles Marquises ([14], [19]). Les tsunamis dus à des effondrements locaux de terrain ou de falaise se produisent également sur ces îles volcaniques anciennes et érodées, mais les impacts, qui peuvent être importants [21], sont moins étendus à l'ensemble des côtes.

Au cours des années 1990, 4 tsunamis modérés ont atteint les îles Marquises et provoqué des dégâts divers. En 1995 et 1996, les tsunamis initiés par les séismes du Chili ( $M_w$ -8.0) et du Pérou ( $M_w$ -7.5) ont ainsi engendré des dommages importants (plusieurs bateaux ont été renversés et coulés en 1995 dans le port de Tahauku, à Hiva Oa) ([22], [23]), alors que le fort séisme des Kouriles, en 1994, ( $M_w$ -8.2) avait engendré un tsunami peu observé dans les baies marquisiennes, tout comme le séisme du Mexique de 1995 ( $M_w$ -8.0). La simulation numérique a per-

mis de rendre compte de la diversité des impacts de ces événements [9] et de mieux comprendre l'influence de la propagation dans l'océan. En effet, en théorie, l'énergie maximale des tsunamis se répartit préférentiellement dans la direction perpendiculaire à l'azimut moyen de la faille source, ce que confirme l'étude des 4 cas des années 1990. L'énergie radiée par l'événement à énergie initiale maximale (source aux Kouriles en 1994) se répartit vers le sud-ouest du Pacifique, évitant la zone de la Polynésie française. Au contraire, l'événement initié au Chili en 1995 a touché plus frontalement la zone des îles Marquises (figure 2).

Ces modèles à l'échelle de l'océan ne suffisent pas à expliquer les détails des impacts sur les côtes, mais ils montrent quelle est la part de l'énergie initiale atteignant réellement une zone donnée, chaque archipel ou île ayant différents comportements spécifiques possibles en fin de propagation. Ainsi, les atolls, quoique présentant une topographie basse, semblent peu touchés par les tsunamis: les pentes sous-marines des anciens flancs volcaniques les constituant à leur base sont très fortes et réfléchissent davantage l'énergie des tsunamis, qui peut être en outre dissipée

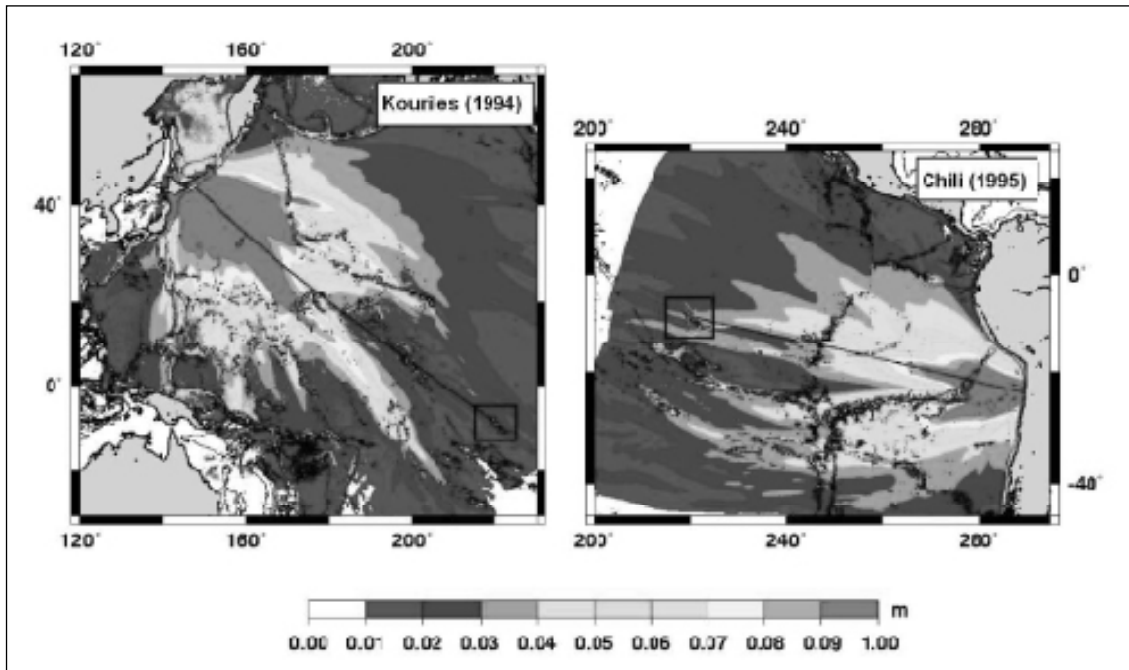


Figure 2 : Hauteurs maximales d'eau calculées dans l'océan pour les séismes des Kouriles (1994, Mw 8.2) et du Chili (1995, Mw 8.0). Noter l'échelle de couleurs non linéaire. La zone des îles Marquises (rectangle noir) est relativement à l'écart du lobe d'énergie maximale pour le très fort séisme de Kouriles, alors que l'énergie provenant du Chili est préférentiellement orientée vers l'archipel.

par la ceinture corallienne qui les entoure.

La zone de subduction entre le Pérou et le Nord Chili est caractérisée par des lacunes sismiques qui n'ont pas rompu depuis 1868 et 1877 ([24], [25]), où les glissements accumulés laissent à penser que des séismes d'une magnitude minimale de 9 peuvent s'y produire. Les modèles à l'échelle océanique (figure 3) montrent que les sources Mw 9.0 situées au nord du Chili seront plus dangereuses pour la Polynésie française que les sources au sud du Pérou, du fait de l'orientation des zones de subduction.

Dans le cas d'un séisme de magnitude Mw 9.0 au nord du Chili, l'impact attendu pour la baie de Tahauku (Hiva Oa, Marquises) (figure 4) serait un *run-up* avoisinant 10-m pour une distance de pénétration de l'ordre de 1-km. Même si ces résultats sont considérables, ils sont proches des observations relevées pour le grand tsunami de 1946, voire inférieurs [14]. Ils soulignent le besoin d'établir des plans de prévention du risque tsunami en établissant des cartes d'inondabilité, complétées éventuellement par des cartes d'évacuation, qui permettent d'améliorer la gestion des

espaces littoraux et de rendre les alertes plus efficaces.

## Exemples d'études pour des sites exposés

A Tahiti, les observations de tsunamis passés sont généralement plus faibles qu'aux Marquises, mais la croissance de l'occupation des zones littorales pose le problème de l'évaluation de l'aléa. Depuis quelques années, plusieurs études ont été entreprises pour estimer, à l'aide de simulations, l'exposition aux tsuna-

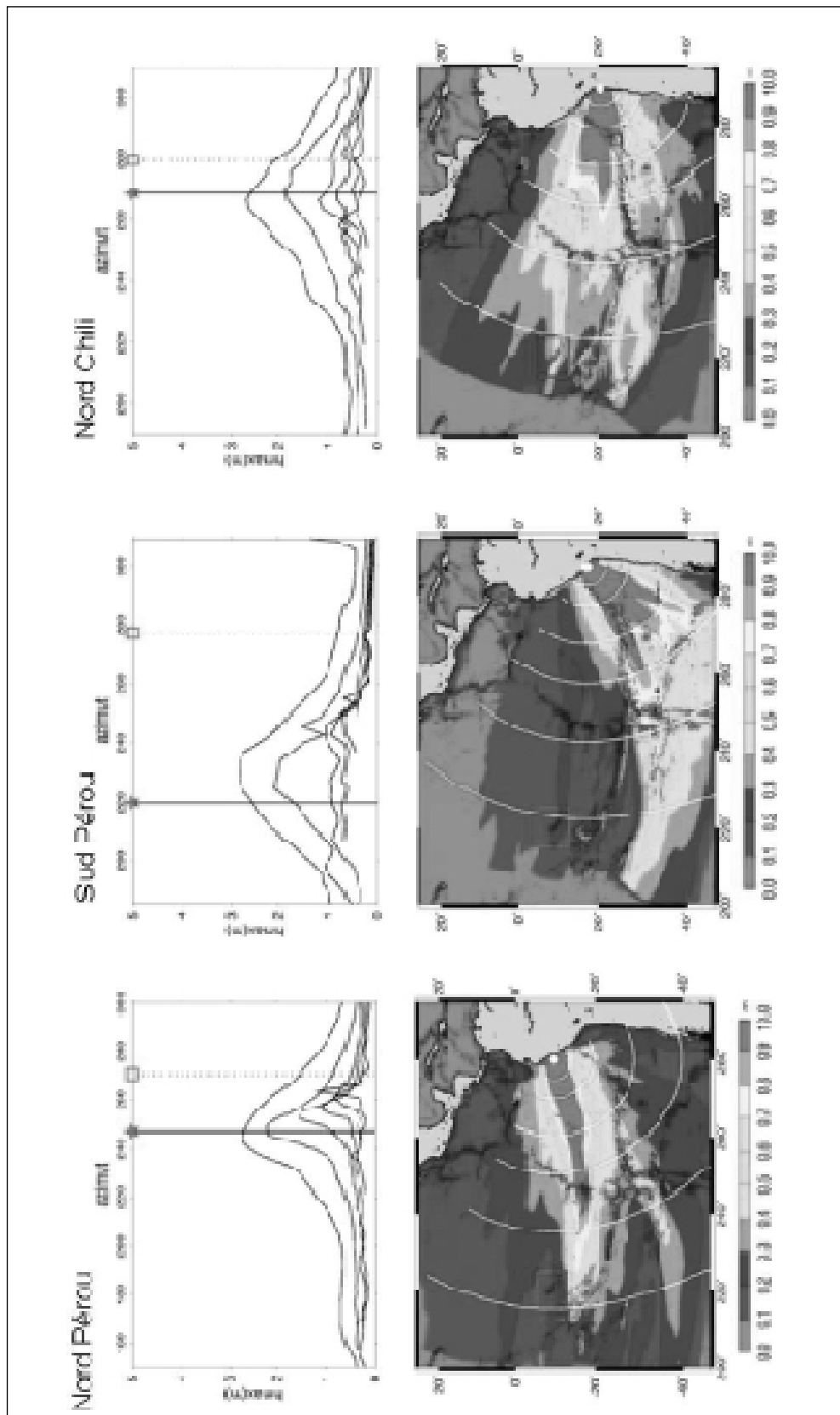


Figure 3 : Scénarios de tsunamis modélisés dans le sud-est Pacifique, pour des séismes de magnitude Mw 9.0 localisés au Pérou et dans le nord du Chili. Les hauteurs maximales d'eau (en bas) montrent la dangerosité des sources localisées au Pérou. Les coupes le long de cercles (en haut) montrent que les valeurs maximales sont dirigées perpendiculairement à l'azimut de la faille (direction ★), ce qui, dans le cas des sources au Pérou, est éloigné de la direction vers les Marquises (direction □).



mis du futur port de commerce prévu à Faratea (nord-est de Tahiti) et de la piste de l'aéroport de Faa'a (nord-ouest de Tahiti), qui, quoique située à l'intérieur du lagon, se trouve

en bord de mer, à moins de 2-m d'altitude.

L'étude sur les futures installations du port de commerce à Faratea a été réalisée pour le compte de l'Etablissement des Grands Travaux (EGT), qui a

pour vocation d'assister le maître d'ouvrage qu'est le Pays de la Polynésie française pour ses grands projets (nouvel hôpital, front de mer de Papeete, construction du second pôle économique de Tahiti, situé

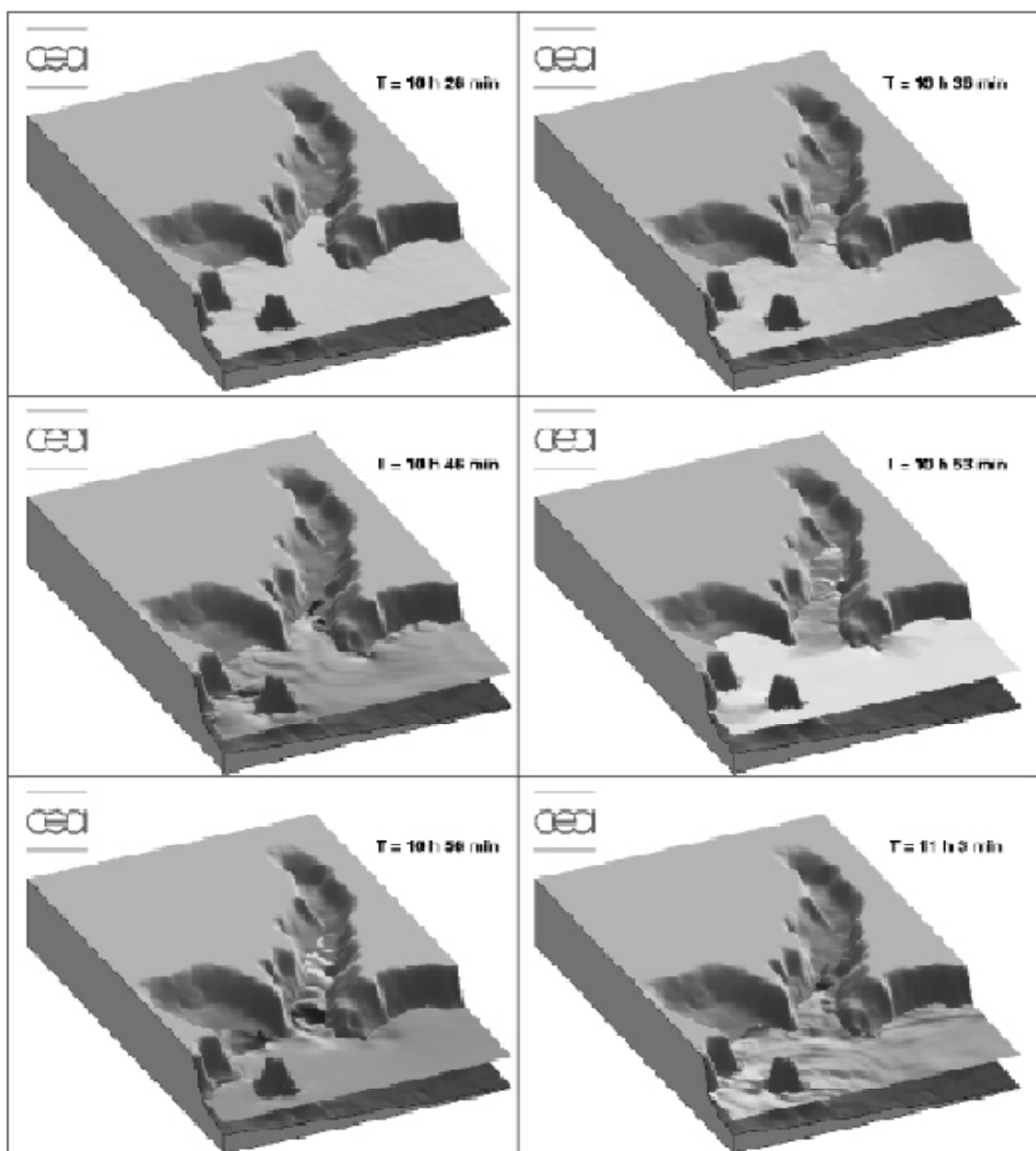


Figure 4 : Simulation d'un tsunami généré par un séisme localisé sur la lacune sismique du Nord Chili (magnitude 9.0), et arrivant dans la baie de Tahauku (île de Hiva Oa dans l'archipel des Marquises). La baie centrale, qui est inondée à 10 h 53 – 10 h 56 (heures de propagation depuis le séisme), est longue de 1 km environ. L'altitude atteinte par le flot approche 10 mètres.

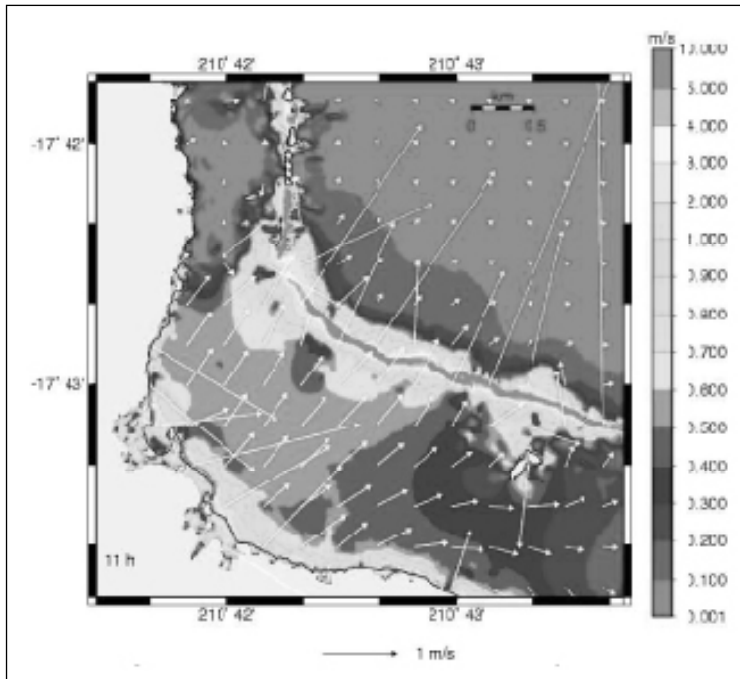


Figure 5 : Champ de vitesse horizontale calculé sur le site de Faratea (Tahiti) pour un tsunami initié dans le sud du Chili, magnitude  $M_w$  9.5 (type séisme de 1960). La figure montre les vitesses après 11 h de propagation, à un moment de reflux.

à Faratea). Plusieurs scénarios pénalisants ont été étudiés, permettant de définir une source maximale située aux Aléoutiennes, proche de la source de 1946, mais plus étendue. Pour ce cas pris à une magnitude  $M_w$ -9.3 (similaire à l'événement de Sumatra), les inondations sont importantes sur le site (plus de 4-m de *run-up*). Les modèles permettent également d'estimer les vitesses des courants au cours de l'impact du tsunami, pour différents scénarios, comme dans le cas du tsunami initié au sud Chili en 1960 (figure 5)

Pour l'aéroport de Faa'a (au nord-ouest de Tahiti), les tsunamis menaçants peuvent prove-

nir de la zone de subduction des Tonga, qui est située à environ 3 h de propagation de l'île-: les délais sont donc réduits pour mener à bien les procédures de l'alerte. La simulation d'un cas pénalisant, pour une magnitude  $M_w$ -8.0 (qui n'est pas nécessairement maximale) montre des inondations importantes de la piste (figure 6), qui permettront aux autorités de l'Aviation Civile d'améliorer la gestion des installations de l'aéroport.

## Le tsunami de Sumatra (2004) : des leçons à tirer pour le risque tsunami

Pour les modélisateurs de tsunamis, l'événement de Sumatra présente un intérêt considérable pour tester les méthodes et les confronter aux innombrables données disponibles. Sur ce point, les études ne font que commencer, surtout pour mieux comprendre certains comportements côtiers détaillés. Les simulations préliminaires sur des grilles peu résolues confirment déjà la globalité du tsunami qui a traversé pratiquement tous les océans mondiaux [26]. Dans l'Océan Indien, les premiers modèles montrent certains comportements connus des vagues, comme l'enroulement et le piégeage des vagues autour des îles, ce qui fut vraisemblablement le cas autour de l'île de La Réunion (figure 7). Ce comportement conduit à des amplifications sur les côtes situées à l'opposé de l'arrivée des vagues-: ainsi à La Réunion, les *run-up* mesurés sont modérés, compris entre 1.1 et 2.7-m [15], mais les valeurs les plus fortes se retrouvent à l'ouest de l'île. Toutes les études de détail ne font que débiter et il est

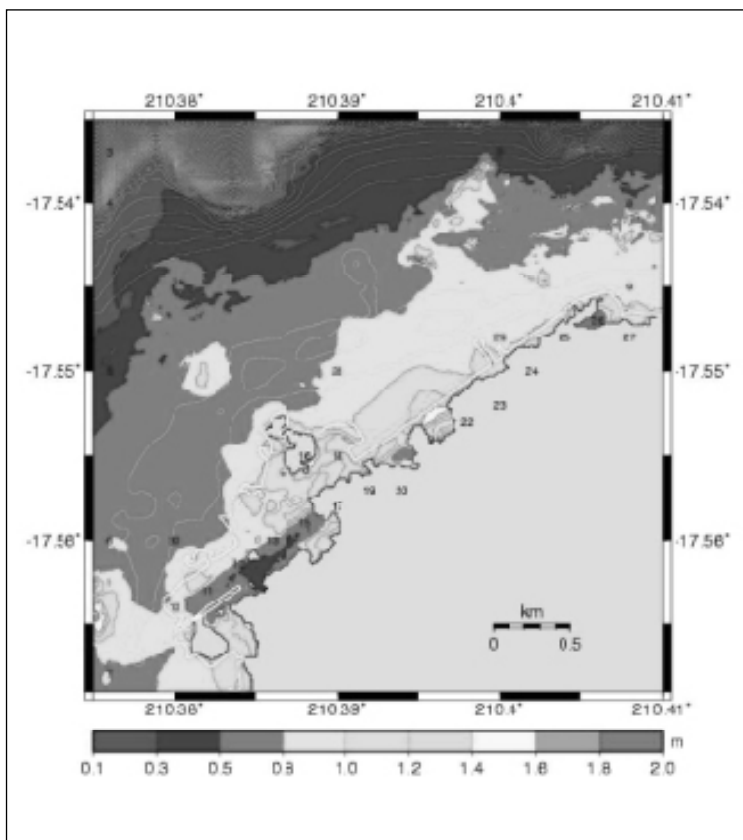


Figure 6 : Hauteurs maximales d'eau atteintes sur l'aéroport de Faa'a (Tahiti), pour un séisme Mw 8.0 sur la subduction des Tonga. Le trait de côte (trait blanc) délimite la zone de la piste qui est inondée surtout dans sa partie sud-ouest.

prématuré de tirer toutes les conclusions de ce tsunami. L'événement a néanmoins conduit à une prise de conscience renouvelée et globale du phénomène et du risque tsunami, qui permet de relancer des actions de prévention, contrainte en particulier par des simulations numériques. Les exemples de simulations de tsunamis présentés ici concernent surtout l'Océan Pacifique, traditionnellement le plus touché par ce phénomène, avec des périodes de retour plus courtes, et la Polynésie fran-

çaise, qui est, à ce jour, le seul territoire français où existe une alerte aux tsunamis [27, 28] et où les actions de prévention sont déjà engagées. Il faut noter que le tsunami de 2004 a accéléré la mise en place d'un système d'alerte dans l'Océan Indien, qui comporte, nous l'avons vu, un système sur un autre territoire français, à La Réunion.

Il est souhaitable que soient améliorées les actions de prévention dans des zones où les tsunamis sont plus rares (Méditerranée, Antilles), en

support à l'établissement de systèmes d'alerte efficaces. Des études de simulation peuvent, par ailleurs, contribuer à une meilleure connaissance des mécanismes générateurs des événements historiques [29]. Sur ces zones, les temps de retour entre deux événements similaires étant longs (de 100 à 1-000 ans), la prise en compte de l'aléa y est, en général, très faible et l'éducation des populations sur le sujet est nécessaire. Ces événements se reproduiront vraisemblablement dans des environnements beaucoup plus exposés que par le passé, du fait de l'augmentation de l'occupation des sols en zone côtière (densité de population, tourisme, installations industrielles, etc.).

## Références bibliographiques

[1]-Catalogue des tsunamis du National Geophysical Data Center (NOAA-US) ([http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu\\_db.shtml](http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu_db.shtml)).

[2]-ITDB/PAC Integrated Tsunami Database for the Pacific, Version 5.11 of July, 2004. CD-ROM, Tsunami Laboratory, ICMMG SD RAS, Novosibirsk, Russia, 2004.

[3]-M. Ortiz, et R. Bilham, Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 Mw=7.9

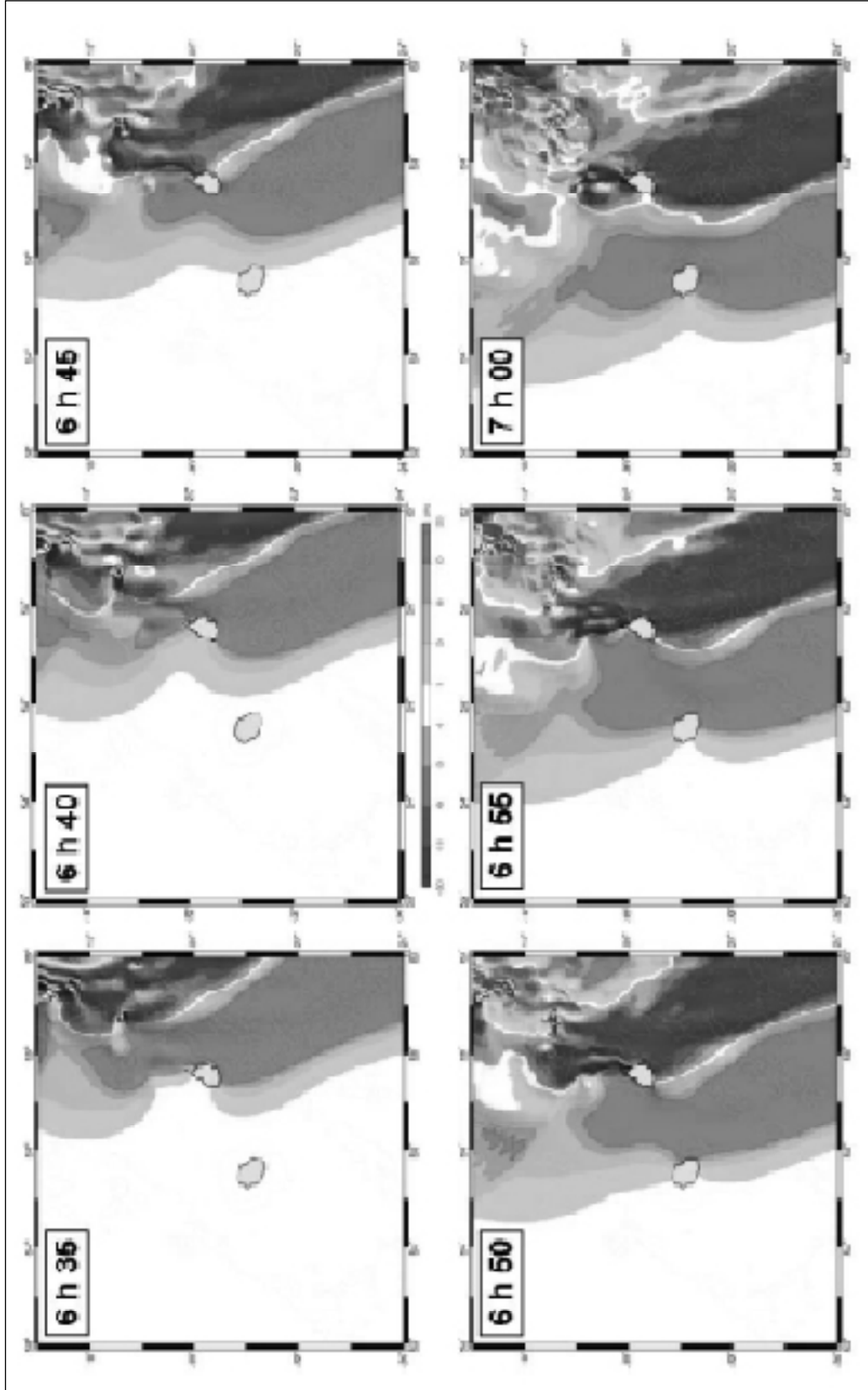


Figure 7 : Modélisation de l'arrivée du tsunami de Sumatra (2004), pour une source de magnitude Mw 9.2, sur les îles de la Réunion et Maurice. La réfraction et le piégeage des vagues autour des îles explique pourquoi les amplitudes sont plus fortes à l'opposé de l'arrivée du tsunami, ce qui est probablement le cas à la Réunion, où les run-up sont plus forts à l'ouest qu'à l'est de l'île [15].

- Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal, *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, doi:10.1029/2002JB001941, 2003.
- [4]-Y. Okada, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154, 1985.
- [5]-C.C. Mei, *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*, Wiley, New York, 1983.
- [6]-S. Tinti, I. Gavagni, et A. Piatanesi, A finite-element numerical approach for modelling tsunamis, *Annali di Geofisica*, 37, 1009-1026, 1994.
- [7]-A. Piatanesi, et S. Tinti, A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunami, *Journal of Geophysical Research*, 103, 2749-2758, 1998.
- [8]-P. Heinrich, S. Guibourg et R. Roche, Numerical modeling of the 1960 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia, *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*, 21, 12, 19-25, 1996.
- [9]-H. Hébert, P. Heinrich, F. Schindelé, Far-field simulation of tsunami propagation in the Pacific ocean: impact on the Marquesas Islands (French Polynesia), *Journal of Geophysical Research*, 106, C5, 9161-9177, 2001.
- [10]-S.T. Grilli, et P. Watts, Modeling of waves generated by a moving submerged body: Applications to underwater landslides, *Engineering Analysis with Boundary Elements*, 23(8), 645-656, 1999.
- [11]-S. Tinti, E. Bortolucci, C. Romagnoli, Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 103-128, 2000.
- [12]-P. Heinrich, A. Piatanesi et H. Hébert, Numerical modelling of tsunami generation and propagation from submarine slumps: the 1998 Papua New Guinea event, *Geophysical Journal International*, 145, 97-111, 2001.
- [13]-H. Hébert, A. Piatanesi, P. Heinrich, F. Schindelé, et E.A. Okal, Numerical modeling of the Sept 13 1999 Fatu Hiva Island (French Polynesia) landslide and tsunami, *Geophysical Research Letters*, 29, 10, doi:10.1029/2001GL013774, 2002.
- [14]-E.A. Okal, C.E. Synolakis, G. J. Fryer, P. Heinrich, J.C. Borrero, C. Ruscher, D. Arcas, G. Guille, et D. Rousseau, A field survey of the 1946 Aleutian tsunami in the far field, *Seismological Research Letters*, 73, 490-503, 2002.
- [15]-E.A. Okal, A. Sladen, et E. A.-S. Okal, Field survey of the 2004 Indonesian tsunami on Rodrigues, Mauritius and Réunion islands, soumis à *Earthquake Spectra*, 2005.
- [16]-J. Gower, Jason 1 detects the 26 December 2004 tsunami, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 86, 4, 37-38, 2005.
- [17]-E.A. Okal, A. Piatanesi and P. Heinrich, Tsunami detection by satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 104, 599-615, 1999.
- [18]-J. Artru, V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné, et M. Murakami, Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis, *Geophysical Journal International*, 160, 840-848, 2005.
- [19]-F. Schindelé, D. Reymond, H. Hébert, et P. Heinrich, Les risques naturels d'origine géophysique aux Iles Marquises (Polynésie française), *Géologie de la France*, 2, 39-52, 2002.
- [20]-J.L. Candelot, Tai toko ! ou l'imminence d'un cataclysme. Marquises, Editions Polyèdre Culture, 222-230, 1996.
- [21]-Hébert, H., A. Piatanesi, P. Heinrich, F. Schindelé, et E. A. Okal, Numerical modeling of the September 13, 1999 landslide and tsunami on Fatu Hiva Island (French Polynesia), *Geophysical Research Letters*, 29, 10, doi:10.1029/2001GL01374, 2002.
- [22]-S. Guibourg, P. Heinrich P., et R. Roche, Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia, *Geophysical Research Letters*, 24, 7, 775-778, 1997.
- [23]-P. Heinrich, F. Schindelé, S. Guibourg, P.F. Ihlmlé, Modeling of the 1996 Peruvian tsunami, *Geophysical Research Letters*, 25, 14, 2687-2690, 1998.
- [24]-D. Comte et M. Pardo, Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, 4, 23-44, 1991.
- [25]-M. Chlieh, et al., Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations, *Geophysical Journal International*, 158, 695-711, 2004.
- [26]-V.V. Titov, A.B. Rabinovich, H.O. Mofjeld, R.E. Thomson, F.I. González, The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami, *Science*, 309, 2045-2048, 2005.
- [27]-D. Reymond, O. Hyvernaud, et J. Talandier, Automatic detection, location and quantification of earthquakes: application to tsunami warning, *Pure and Applied Geophysics*, 135, 361-382, 1991.
- [28]-F. Schindelé, D. Reymond, E. Gaucher, E.A. Okal, Analysis and automatic processing in near-field of eight 1992-1994 tsunamigenic earthquakes: improvements towards real-time tsunami warning, *Pure and Applied Geophysics*, 135, 361-382, 1995.