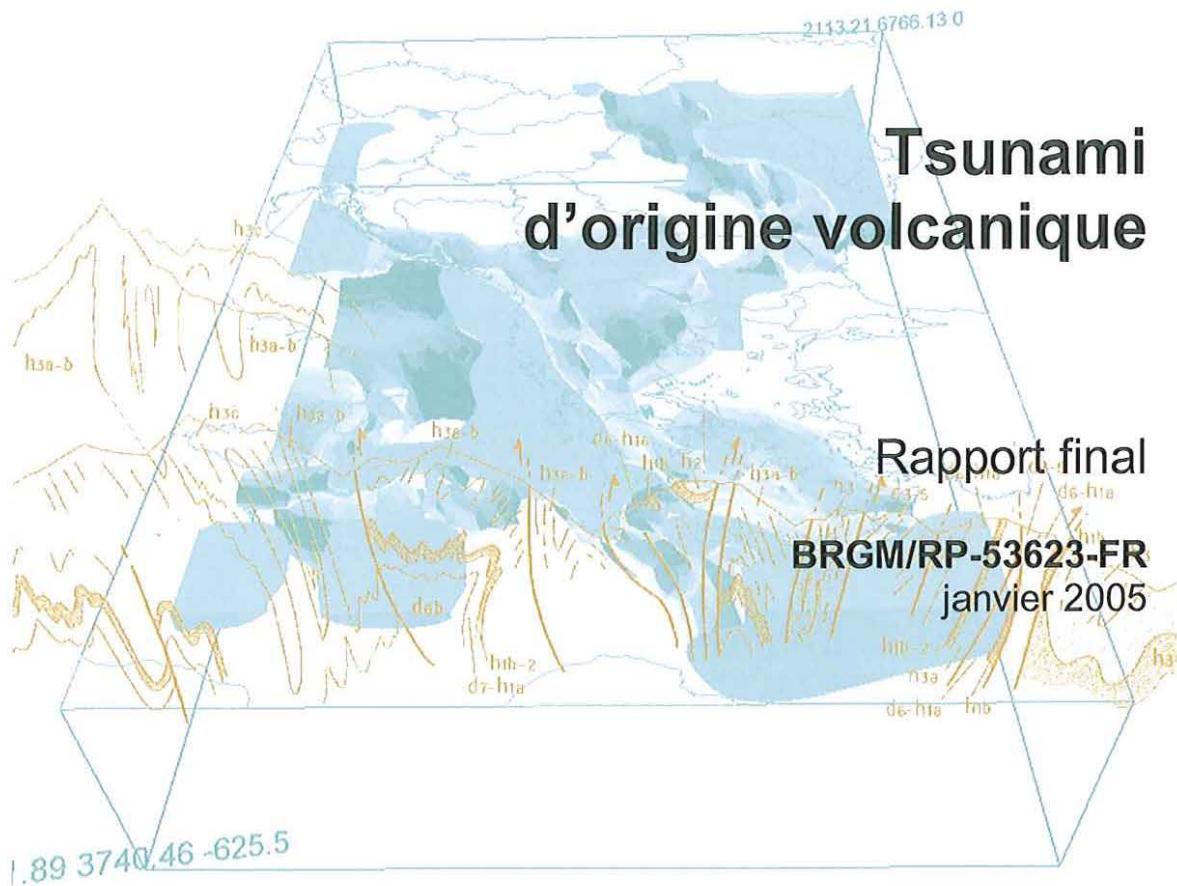


Document public



Tsunami d'origine volcanique

Rapport final

BRGM/RP-53623-FR
janvier 2005

Tsunami d'origine volcanique

Rapport final

BRGM/RP-53623-FR
janvier 2005

L. Stieltjes

Vérificateur :

Nom : Pierre MOUROUX

Date : 11/02/2005

Signature :

Approbateur :

Nom : Th. WINTER

Date : 12/02/2005

Signature :

Mots clés : Tsunami, volcanique

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Stieltjes L. (1999) -Tsunami d'origine volcanique – BRGM/RP-53623-FR, 23p., 8 ill.

© BRGM, 2005, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Avant-Propos

Ce dossier bibliographique et technique sur les tsunamis¹ a été réalisé en 1998, de manière manuscrite, dans le cadre de la préparation des programmes Service Public et Recherche d'évaluation du risque volcanique aux Antilles. En effet, le phénomène « tsunami » est systématiquement pris en compte dans la méthodologie proposée par le BRGM pour l'évaluation de l'aléa volcanique.

A l'occasion du tsunami du 26 décembre 2004 déclenché au large de Sumatra, il est apparu intéressant de sortir ce dossier sommaire sous forme de rapport BRGM.

Ce rapport ne prétend pas être exhaustif, mais pose le cadre et illustre des approches et paramètres qui régissent la propagation des Tsunami, en particulier d'origine volcanique.

¹ En japonais, le terme est le même au singulier et au pluriel. Afin de conserver l'usage de la langue japonaise qui a fourni ce terme au vocabulaire scientifique international, nous ne mettons ici pas de s au pluriel

Résumé

Ce dossier technique sommaire (bibliographique) sur les tsunامي², réalisé en 1998 dans le cadre des programmes SP et recherche sur le risque volcanique, a été publié sous forme de rapport début 2005 suite au tsunami catastrophique de Sumatra (du 26 décembre 2004).

Les phénomènes volcaniques déclencheurs de tsunami sont nombreux et variés, les plus notables étant :

- l'effondrement d'une partie d'un édifice ou d'une caldera en mer, illustré ici par ceux des volcans Unzen (1792 au Japon), Krakatao (1883, Indonésie), Augustine (1883, Alaska) ;
- l'arrivée de coulées de pyroclastites ou de lahars en mer illustrée ici par l'exemple de la Montagne Pelée (1902, Martinique).

L'amplitude des tsunامي volcaniques (hauteur des vagues) dépend :

- du volume et de la vitesse des matériaux arrivant en mer ;
- de la pente et de la morphologie des fonds et des côtes.

Son estimation est basée sur l'énergie cinétique des matériaux (formule de Slingerland et Voight), établie sur modèles réduits.

L'amplitude maximale d'une vague de tsunami se propage dans la même direction que le phénomène déclencheur.

L'atténuation de la vague varie :

- 1) latéralement avec $\sin\phi$ de l'angle de la propagation principale ;
- 2) avec les variations de bathymétrie (loi de Green).

La simulation de la propagation des Tsunami est à ce jour peu précise (manque de paramètres ; formules empiriques valables que dans des conditions particulières).

L'incertitude sur la hauteur des vagues attendues ne peut aujourd'hui, en conséquence, être appréciée a priori qu'à un ordre de grandeur près.

² voir « avant-propos » pour l'orthographe du pluriel.

Sommaire

1. Définition des tsunami	7
2. Origine des tsunami	7
3. Vitesses de propagation	7
4. Tsunami d'origine volcanique	9
4.1. PHENOMENES DECLENCHEURS	9
4.2. TSUNAMI HISTORIQUES D'ORIGINE VOLCANIQUE : QUELQUES EXEMPLES	9
4.2.1. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Unzen, 1792.....	10
4.2.2. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Krakatao, 1883.....	10
4.2.3. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Augustine, 1883	10
4.2.4. Tsunami déclenché par un lahar à la Montagne Pelée, 1902.....	11
4.3. PRINCIPAUX FACTEURS DE L'AMPLITUDE DES TSUNAMI	12
4.4. ESTIMATION DES HAUTEURS DE VAGUES.....	12
4.4.1. Simulation d'un tsunami généré par une avalanche de débris	14
4.4.2. Simulation d'un tsunami généré par un lahar.....	17
4.5. PROPAGATION, AMPLIFICATION ET ATTENUATION DES VAGUES	19
4.6. INCERTITUDES SUR LA SIMULATION DES TSUNAMI D'ORIGINE VOLCANIQUE ET L'ESTIMATION DE LA HAUTEUR DES VAGUES	20
5. Bibliographie.....	22

Liste des illustrations

- Illustration 1 - Variation des vitesses de propagation des tsunami avec la profondeur d'eau (d'après P. Heinrich et al., 1999).....8
- Illustration 2 - Vitesse de propagation des vagues du tsunami dans le détroit de la Sonde, lors de l'éruption du volcan Krakatao (Indonésie) en 1883 11
- Illustration 3 - Dommages provoqués à Saint-Pierre (Martinique) par une vague de tsunami de 3-4 m déclenchés par un lahar le 5 mai 1902 12
- Illustration 4 – Carte de localisation de l'avalanche de débris attendue sur le volcan actif de Soufrière Hills, île de Montserrat, d'après Boudon et al., 1996..... 14
- Illustration 5 - Représentation numérique du déclenchement d'une vague de tsunami créée par l'arrivée en masse de matériaux volcaniques (lahar, coulée pyroclastique) en mer (Heinrich et al., 1999) 15
- Illustration 6 - Hauteurs maximales des vagues à Montserrat calculées par un modèle ondes longues pour un effondrement de 80 millions de m³ dans la vallée de Tar River..... 16
- Illustration 7 - Simulation numérique de vagues autour de Montserrat (Antilles) après 5 et 10 mn de propagation à l'aide d'un modèle ondes longues prenant en compte la dispersion fréquentielle 18
- Illustration 8 - Schéma du profil bathymétrique entre Montserrat et la côte NW de la Guadeloupe (l'échelle verticale est fortement exagérée), d'après Caristan et al., 1997)20

1. Définition des tsunami³

Le terme japonais de « tsunami » a été proposé au début du Xxe siècle pour décrire des événements naturels d'origine diverse (Imamura, 1937) : il signifie littéralement « grande onde dans un port »⁴, ce qui peut aussi se définir comme une « onde sismique marine ».

A peine perceptible en pleine mer, ces ondes peuvent se transformer en des vagues de hauteurs considérables à l'approche de la côte et causent d'énormes dégâts (illustration 1).

2. Origine des tsunami

Les tsunami ont généralement une origine sismique (tectonique) ou volcanique. Les Tsunami d'origine volcanique sont peu fréquents mais souvent beaucoup plus meurtriers que les Tsunami d'origine tectonique.

3. Vitesses de propagation

Leur vitesse de propagation est très variable (de 35 km/h à plus de 900 km/h) ; elle dépend de la profondeur de la mer ou de l'océan dans lesquels ils évoluent, cette profondeur déterminant leur longueur d'onde (illustration 1).

Ainsi les tsunami déclenchés par des séismes sous-marins ont des longueurs d'onde de plusieurs centaines de km. Leur vitesse de propagation en dépend ; elle ralentit dès que l'épaisseur d'eau diminue (en particulier à l'approche des côtes).

Par contre, les tsunami déclenchés par des glissements de terrain ou de volcans littoraux ont des longueurs d'onde plus petites (quelques km). De ce fait, leur propagation est plus petite (quelques km). De ce fait, leur propagation est plus complexe, la vitesse des ondes dépendant alors aussi de leur fréquence.

³ Voir « Avant-propos » pour l'orthographe du pluriel.

⁴ Par combinaison de deux mots japonais : « tsu » (= port) et « nami » (= grande onde).

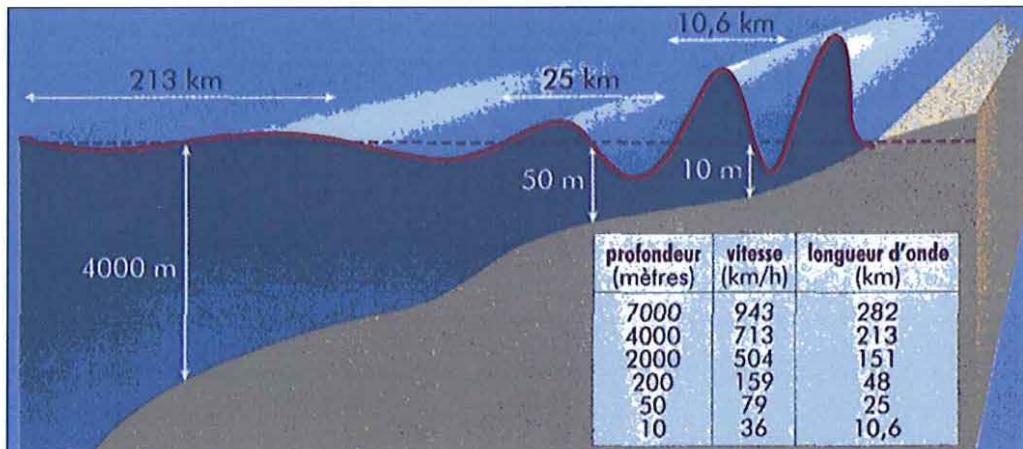


Illustration 1 – Variation des vitesses de propagation des tsunami avec la profondeur d'eau (d'après P. Heinrich et al., 1999)

Tous les tsunami ne voyagent pas de la même manière. Tout dépend de la longueur d'onde qui les caractérise, en d'autres termes, de la distance qui sépare deux crêtes successives. Par exemple, les vagues déclenchées par des séismes sous-marins ont des longueurs d'onde de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, toujours bien supérieures à la profondeur de l'océan dans lequel elles évoluent. Leur vitesse dépend donc uniquement de cette profondeur : les ondes ralentissent dès qu'il y a moins d'eau. En revanche, les Tsunami provoqués par des glissements de terrain ont, eux des longueurs d'onde plus petites, de l'ordre de quelques kilomètres. Résultat, leur propagation est plus complexe car la vitesse des ondes dépend aussi de leur fréquence.

Au large des côtes, les tsunami destructeurs d'origine tectonique ont en général une hauteur de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres – et ne sont jamais vus ou ressentis par les navires. Mais, lorsque le raz-de-marée atteint le littoral, la hauteur des vagues augmente rapidement. C'est l'inverse pour la vitesse.

Par 5 000 mètres de fond, ces vagues se propagent à environ 800 km/h, à peu près la vitesse d'un avion. Elles peuvent traverser le Pacifique en moins d'une journée. En revanche, par 10 mètres de fond, la vitesse chute à moins de 40 km/h. Ainsi, à l'approche des côtes, la partie avant des vagues ralentit fortement, tandis que l'arrière continue à se propager à très vive allure. La longueur d'onde diminue donc fortement sur les côtes, et, comme l'énergie se conserve, la hauteur des vagues augmente. La géométrie de la côte et du littoral est ensuite déterminante. Les récifs, les baies, les embouchures de rivières, les reliefs sous-marins et les pentes de la plage sont autant de paramètres qui modifient le tsunami à l'approche de la côte. Dans les cas extrêmes, le niveau de l'eau a atteint plus de 15 mètres pour des vagues ayant parcouru des milliers de kilomètres et plus de 30 mètres pour celles nées à moins de cent kilomètres. Les zones inondées peuvent s'étendre à plus de 300 mètres à l'intérieur des terres, recouvrant de vastes terrains d'eau et de débris.

4. Tsunami⁵ d'origine volcanique

4.1. PHENOMENES DECLENCHEURS

Les principaux tsunami d'origine volcanique peuvent être déclenchés par des phénomènes variés (Latter, 1981), généralement liés à :

- a – un séisme accompagnant une éruption ;
- b – une éruption sous-marine ;
- c - une coulée de pyroclastites arrivant en mer (nuée ardente, ignimbrite, déferlante basale d'effondrement d'une colonne éruptive, etc.) ;
- d - l'effondrement d'une partie d'un édifice volcanique ou un glissement de grande ampleur (arrivée d'une avalanche de grande ampleur (arrivée d'une avalanche de débris en mer) ;
- e - l'effondrement d'une caldera ou la subsidence de terrains en mer ;
- f - l'arrivée d'un lahar en mer (coulée de débris) ;
- g - l'arrivée de lave en mer ;
- h - l'onde de choc d'une explosion volcanique.

4.2. TSUNAMI HISTORIQUES D'ORIGINE VOLCANIQUE : QUELQUES EXEMPLES

Les exemples des tsunami historiques récents les plus remarquables se sont produits lors de 3 grandes éruptions des XVIIIe et XIXe siècle :

- 1792 : éruptions du volcan Unzen, Japon ;
- 1883 : éruption du volcan Krakatao, Indonésie ;
- 1883 : éruption du volcan Augustine, Alaska.

⁵ Voir « Avant-propos » pour l'orthographe du pluriel

4.2.1. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Unzen, 1792

L'effondrement du dôme volcanique du volcan Unzen (île de Kyushu, Japon) en 1792, déclenché par un séisme (Francis Peter, 1993) provoqua une avalanche de débris d'ampleur catastrophique⁶ d'un volume de 300 millions de m³.

Le tsunami engendré par l'arrivée de cette masse de matériaux en mer a d'abord balayé 80 km de côtes le long de la péninsule de Strimabara, noyant 10 000 personnes, avant de se propager le long des côtes de la mer Ariatec où il fit 5 000 victimes supplémentaires.

4.2.2. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Krakatao, 1883

L'éruption cataclysmale du volcan Krakatao en 1883, île volcanique du détroit de la Sonde, située à 20 km au large des côtes de Java et Sumatra et de l'Indonésie a provoqué l'effondrement en mer de la moitié du cône volcanique (sur une surface de 20 km²).

Le tsunami engendré par l'arrivée de cette masse de matériaux en mer dévasta plusieurs centaines de km de côtes de part et d'autre du détroit de la Sonde entre Java et Sumatra (Illustration 2) et fit plus de 30 000 victimes par impact direct (et 80 000 au total). La hauteur de la vague à proximité du volcan a été estimée à une quarantaine de mètres ; des vagues d'encore 10 à 15 m de haut ont balayé les côtes des îles. Des dommages importants ont été provoqués jusque sur la côte ouest de l'Inde, à 4 800 km de distance.

4.2.3. Tsunami lié à l'effondrement du volcan Augustine, 1883

En 1883, l'effondrement d'une partie du Mont St Augustine (Alaska) dans la baie de Cook généra un tsunami dont les hauteurs de vagues ont été estimées à 5 ou 6 mètres dans la baie. La modélisation de vague montre une surélévation de 25 mètres de la surface de la mer sur une surface de 25 km² (Kiende J. et al., 1987).

⁶ On utilise cette dénomination pour des avalanches de matériaux d'un volume supérieur à 10 millions de m³.

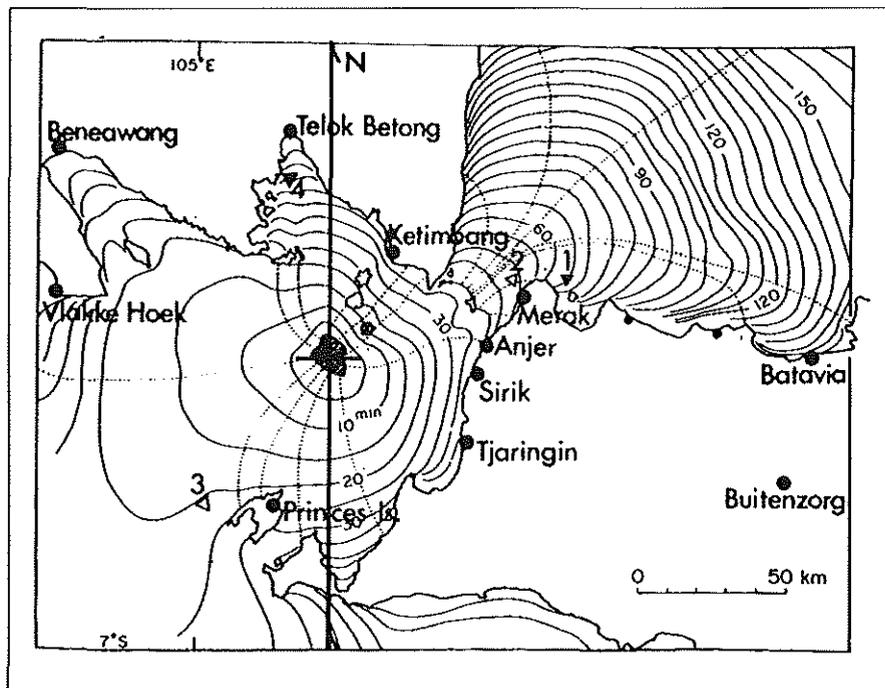


Illustration 2 – Vitesse de propagation des vagues du tsunami dans le détroit de la Sonde, lors de l'éruption du volcan Krakatau (Indonésie) en 1883. Les temps d'arrivée des vagues sont indiqués en minutes (d'après Verbeek, 1885 ; Yokohama, 1981 et Latter, 1981)

4.2.4. Tsunami déclenché par un lahar à la Montagne Pelée, 1902

En mai 1902, 3 jours avant la grande éruption de la Montagne Pelée à la Martinique (qui allait anéantir la ville de Saint-Pierre et ses 28 000 habitants, un lahar (coulée de boue) reprenant les retombées des éruptions phréatiques en entraînant de gros blocs rocheux dans la vallée de la Rivière Blanche⁷. A son arrivée dans la mer, le lahar généra un tsunami de faible ampleur. La hauteur des vagues à l'embouchure a été estimée à 3-4 mètres. Elles ont inondé les côtes basses de Saint-Pierre et ont coulé un bateau au mouillage (Illustration 3).

⁷ A. Lacroix, 1904

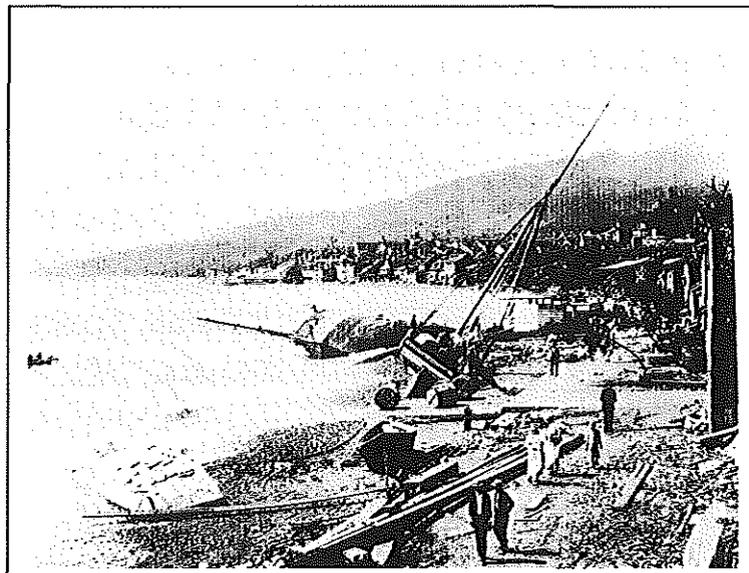


Illustration 3 - Dommages provoqués à Saint-Pierre (Martinique) par une vague de tsunami de 3-4 m, déclenché par un lahar le 5 mai 1902

4.3. PRINCIPAUX FACTEURS DE L'AMPLITUDE DES TSUNAMI

La hauteur des vagues des tsunami sur les côtes est essentiellement conditionnée par 3 facteurs principaux :

- le volume de matériau et sa vitesse d'arrivée en mer ;
- la pente et la profondeur des fonds marins ;
- la morphologie des côtes : baies ouvertes ou fermées, ...

4.4. ESTIMATION DES HAUTEURS DE VAGUES

Les hauteurs de vague d'un tsunami au point d'impact de la masse rocheuse ou boueuse avec le plan d'eau peuvent être estimées empiriquement à partir de la formule de Slingerland et Voight (1982)⁸, qui relie l'amplitude de la vague à l'énergie cinétique de la masse de matériau :

⁸ établie d'après des essais sur modèles réduits en bassin.

$$\log \frac{\eta}{d} = -1.25 + 0.71 \log(Ek)$$

avec : η = amplitude de la vague
 d = profondeur d'eau
 Ek = énergie cinétique, adimensionnée par la profondeur d

$$Ek = \frac{1}{2} l \omega h / d^3 \rho_s / \rho V^2 / gd$$

avec : l = longueur
 ω = largeur
 h = épaisseur
 V = vitesse impact du glissement
 ρ_s = densité du bloc
 ρ = densité de l'eau

} glissement

On constate que la formule est fortement dépendante de la profondeur de l'eau d , supposée constante.

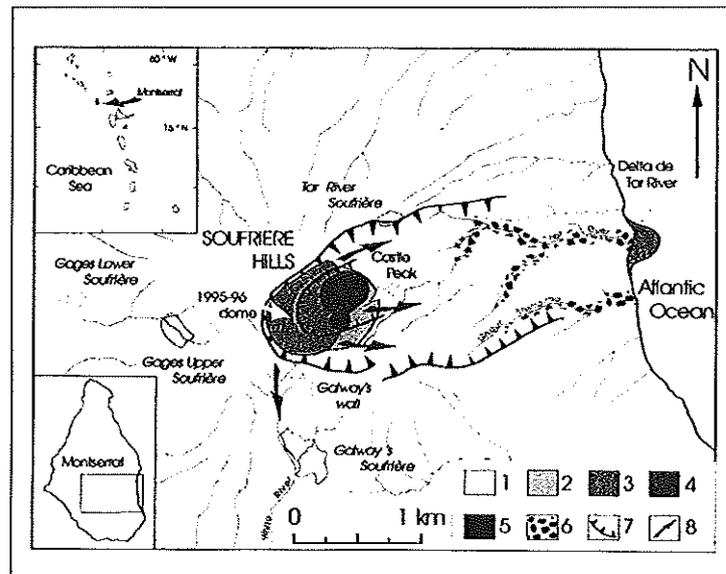
La vitesse d'impact d'un bloc est obtenue à partir de l'équation gouvernant le glissement d'un bloc rigide sur une pente constante soumis à la gravité et à une force de frottement :

$$V = V_0 + [2gs(\sin i - \tan \varphi \times \tan \varphi i)]^{1/2}$$

avec : V_0 = vitesse initiale du bloc
 s = distance parcourue par le bloc
 i = angle de la pente
 φ = angle de frottement dynamique

4.4.1. Simulation d'un tsunami généré par une avalanche de débris

L'exemple proposé concerne l'effondrement d'un rebord du cratère du volcan de la Soufrière de Montserrat, Antilles (Boudon et al., 1996 ; Caristan et al., 1997), à la suite de la déstabilisation de l'édifice par l'intrusion d'un dôme de lave (Illustrations 4, 5 et 6). Dans ce cas, l'avalanche de débris aurait un volume de 10 millions de m³, une épaisseur moyenne de 10 m et une largeur de 500 m.



- 1 : zones fumeroliennes
- 2 : dôme ancien de Castle Peak
- 3 : dômes de septembre 1995 à septembre 1996
- 4 : dôme de octobre et novembre 1996
- 5 : dôme de décembre 1996
- 6 : avalanche de débris associés au cratère en fer à cheval
- 7 : cratères
- 8 : directions possibles des effondrements massifs

Illustration 4 - Carte de localisation de l'avalanche de débris attendue sur le volcan actif de Soufrière Hills, Ile de Montserrat (d'après Boudon et al., 1996)

En supposant un coefficient de frottement moyen de 0.25, on constate que la pente de 7° n'est pas suffisante pour que le bloc glisse. Il est nécessaire de supposer que la masse s'est liquéfiée soit au cours du glissement, soit dès l'origine du glissement. En fixant arbitrairement ce coefficient à une valeur de 0.14, la vitesse d'impact calculée est de 20m/s, ce qui semble raisonnable au vu de la faible pente et des références bibliographiques sur les grands glissements de terrain (Sousa and Voight, 1991).

Afin de calculer l'amplitude maximale de la vague, il a été supposé que les 10 millions de m³ atteignent l'eau à une vitesse de 20 m/s. Avec une largeur de 500 mètres et une épaisseur de 10 mètres, la longueur du glissement sera de 2 km et la durée du glissement sera de 100 secondes.

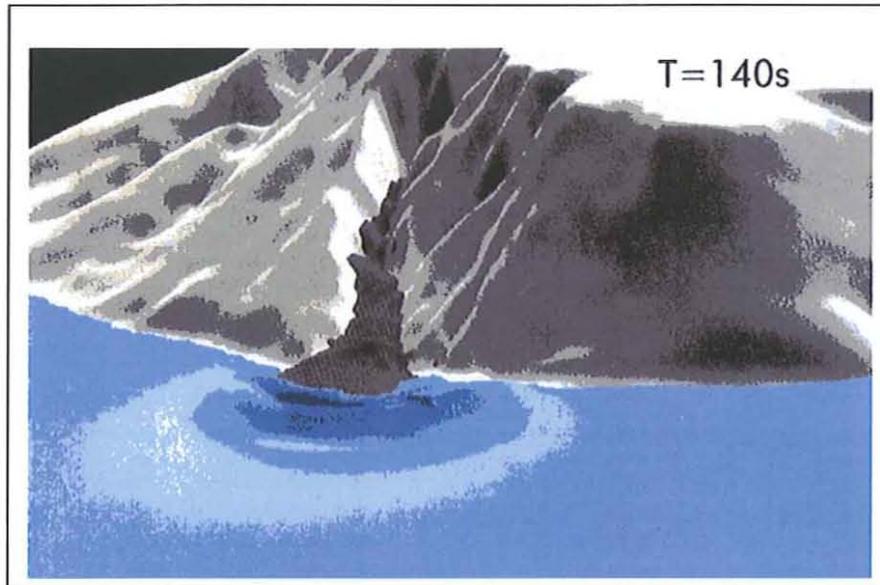


Illustration 5 - Représentation numérique du déclenchement d'une vague de tsunami créée par l'arrivée en masse de matériaux volcaniques (lahar, coulée pyroclastique) en mer (Heinrich et al., 1999)

L'application de la formule de Slingerland and Voight pour une profondeur de 50 mètres donne une amplitude de la vague de 50 mètres à proximité de la source. En doublant la profondeur (soit 100 mètres), l'amplitude de la vague est réduite à 15 mètres. On vérifie ainsi que la profondeur du bassin dans lequel a lieu l'effondrement joue un rôle essentiel. Les faibles profondeurs des cas historiques cités dans le paragraphe précédent expliquent en partie l'importance des vagues générées.

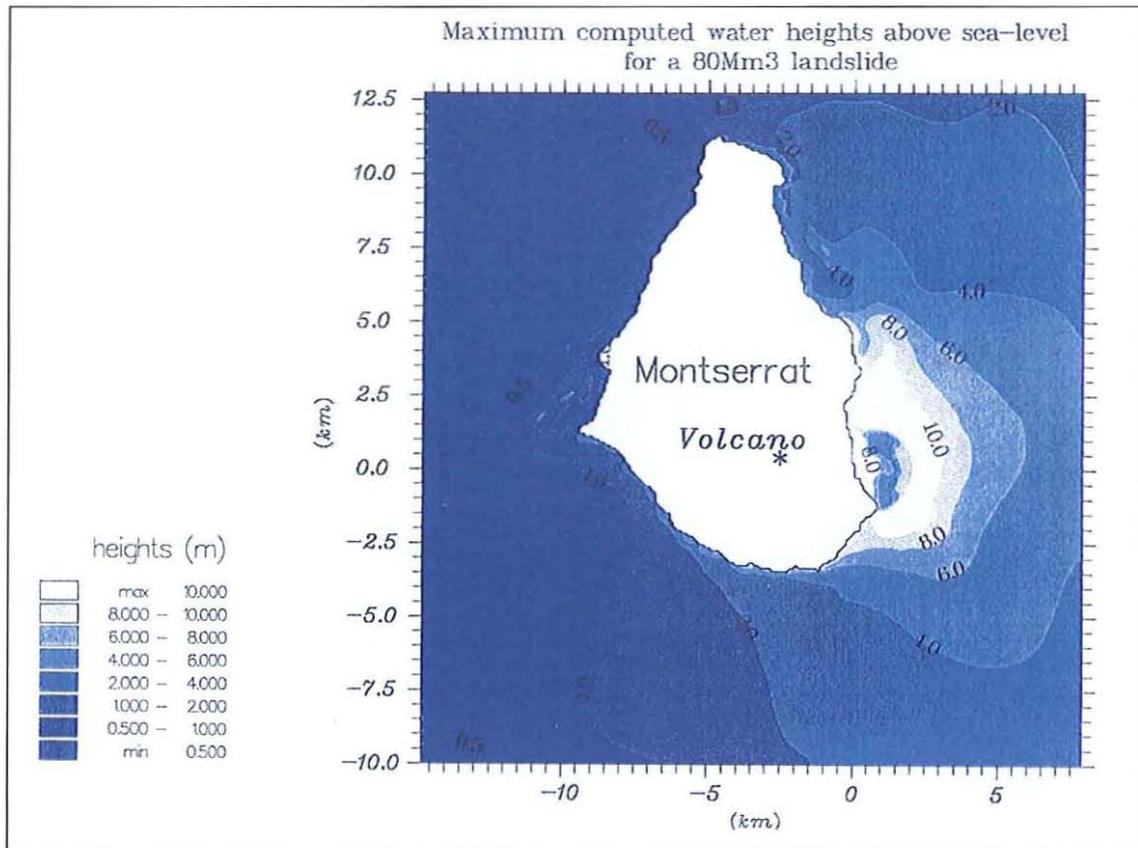


Illustration 6 - Hauteurs maximales des vagues à Montserrat calculées par un modèle ondes longues pour un effondrement de 80 millions de m³ dans la vallée de Tar River

4.4.2. Simulation d'un tsunami généré par un lahar

L'exemple est de nouveau pris au volcan de la Soufrière de Montserrat, Antilles (Caristan et al., 1996) ; on suppose alors que l'avalanche de débris est plus liquide et s'apparente à une coulée boueuse (« débris flow »).

La simulation a été effectuée par des essais en bassin de Visher, consistant à laisser glisser une masse de graviers dans l'eau (Illustration 7). La hauteur de vague dépend (Visher, 1986) :

- du volume glissé (essentiellement) ;
- de la vitesse de plongée (de façon secondaire).

Dans le cas de Montserrat, on suppose une profondeur supérieure à 100 mètres pour se situer dans le domaine de validité des relations obtenues par Visher. L'amplitude de vague obtenue pour $d = 100$ m est comprise entre 30 et 40 mètres.

De ces trois estimations, la plus pénalisante a été retenue, à savoir une amplitude de 50 mètres pour une profondeur de 50 m.

La période de la vague peut être estimée du même ordre de grandeur que la durée du glissement. Ce type de vagues peut se classer entre la houle, dont les périodes maximales se situent autour de 20 secondes, et les tsunامي d'origine sismique, dont les périodes sont comprises entre 15 et 60 mn.

La longueur d'onde de la vague est déterminée par la relation :

$$\lambda = cT, \quad \text{avec : } T = \text{période de la vague}$$

$$c = \text{célérité approximée par } (gd)^{1/2}$$

Soit pour cet exemple : $c = 22$ m/s par 50 m de fond.

La longueur d'onde obtenue est de l'ordre de 2 km, ce qui est proche de la longueur du glissement.

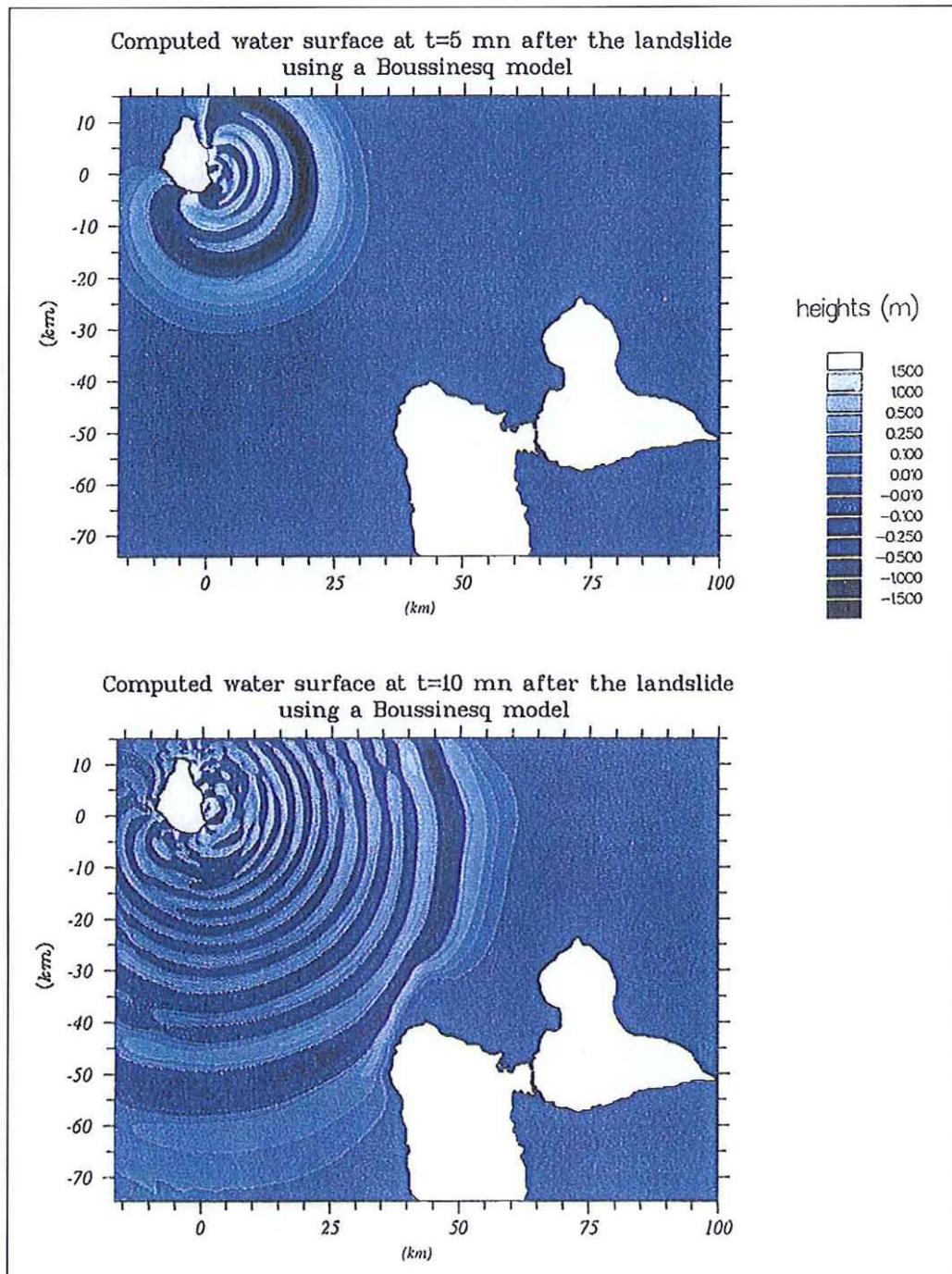


Illustration 7 - Simulation numérique de vagues autour de Montserrat (Antilles) après 5 et 10 mn de propagation à l'aide d'un modèle ondes longues prenant en compte la dispersion fréquentielle. Le pas d'espace utilisé est de 250 m (Caristan et al., 1997)

4.5. PROPAGATION, AMPLIFICATION ET ATTENUATION DES VAGUES

La propagation d'une vague de tsunami se fait avec une amplitude maximale dans la même direction que le glissement qui l'a provoqué.

L'atténuation (ou l'amplification) des vagues propagées par un tsunami se calcule par des modèles mathématiques (Murty, 1977 ; Ward, 1980 ; Sabatier, 1986).

La **1^{ère} atténuation de la vague** est liée à sa **directivité** : les vagues sont atténuées par un facteur $\text{Sin}\phi$, où ϕ désigne l'angle fait avec la direction de propagation maximale.

Exemple : propagation selon un azimut à 45° de la direction d'amplitude maximale de la vague : le facteur d'atténuation est de 0.7.

La **2^{ème} atténuation de la vague** est liée aux **variations de la bathymétrie** : elle est déterminée par la loi de Green qui suppose constant le produit $\eta d^{1/4}$, dans la formule de Slingerland et Voight (Cf. §3).

Ainsi, l'atténuation d'une vague de tsunami entre deux îles volcaniques séparées par des fonds de 100 m puis 1000 m donne un coefficient d'atténuation de $(100/1\ 000)^{1/4}$ soit 0.5 environ. En supposant une discontinuité forte de la bathymétrie, et en utilisant les formules similaires à celles de Snell pour l'optique (Murty, 1977), le coefficient de transmission de l'énergie est semblable.

Au large, la vague principale se disperse fréquemment et se transforme en un train de vagues de fréquences différentes, les vagues les plus longues se propageant le plus rapidement. L'énergie du train d'ondes se propage à la vitesse de groupe, inférieure à $(gd)^{1/2}$.

La propagation de ce type de vagues s'effectue en $1/r$ où r désigne la distance radiale à partir de la source (Murty, 1977 ; Sabatier, 1986). Cette approximation suppose la profondeur du bassin constante et l'amplitude de la vague faible devant la profondeur, elle prend en compte la dispersion géométrique et fréquentielle des vagues.

Exemple : propagation d'une vague de tsunami entre deux îles volcaniques des Antilles (Montserrat et Guadeloupe), distantes de 50 km (d'après Caristan et al., 1996).

Le facteur d'atténuation est d'environ 1/50 en supposant une vague circulaire formée à 1 km de la côte de Montserrat (Illustration 8).

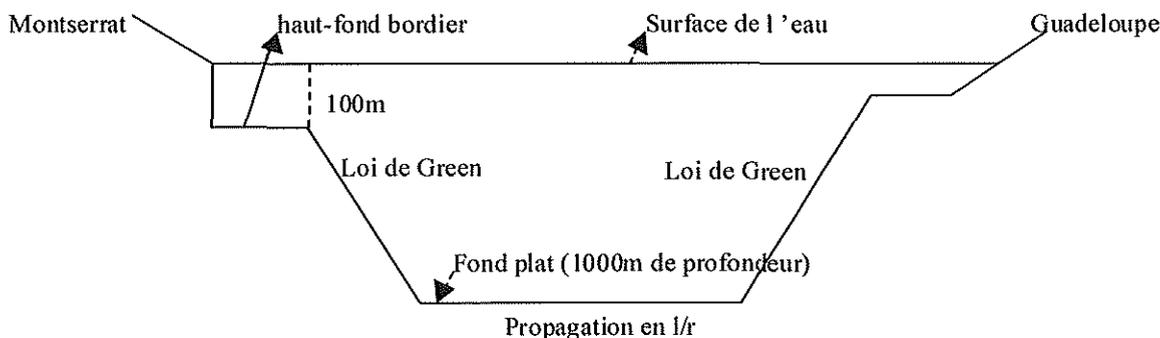


Illustration 8 - Schéma du profil bathymétrique entre Montserrat et la côte NW de la Guadeloupe (l'échelle verticale est fortement exagérée), d'après Caristan et al., 1997

Les coefficients suivants prennent en compte la remontée des fonds en direction de la Guadeloupe. En supposant une variation lente de la bathymétrie entre 1000 et 30 mètres, la loi de Green donne un facteur d'amplification de 2.4. Une remontée discontinue des fonds donne par les lois de Snell un facteur de transmission de 1.7. Dans un souci d'estimation des risques maximaux et en l'absence de cartes bathymétriques précises, nous choisissons le plus élevé des coefficients.

L'ensemble de ces étapes conduit à un facteur multiplicatif de : $0.7 \times 0.5 \times 1/50 \times 2.4$ soit 0.017

Les hauteurs de vagues maximales au large de la Guadeloupe par 30 mètres de fond sont ainsi d'environ 80 cm. Le temps de parcours de Montserrat à la Guadeloupe pour la première vague est d'environ 8 minutes. Les vagues suivantes, qui se propagent à des vitesses inférieures, se succèdent avec un intervalle de temps compris entre 1 et 2 minutes.

Au niveau des côtes, l'amplification des vagues dépend fortement de la configuration géométrique de la côte. En l'absence de baie et en supposant une réflexion totale des vagues sur la côte par 30 mètres de fond, l'amplitude des vagues sera doublée et atteindra donc 1m60. Les caractéristiques des vagues sont telles qu'il n'y a pas déferlement.

En présence d'une bathymétrie variant progressivement de 30 à 0 mètres de profondeur, nous proposons de calculer une hauteur de vague par 5 mètres de fond ainsi qu'une hauteur maximale d'inondation. La loi de Green permet de calculer un facteur d'amplification de 1.5 pour une profondeur de 5 mètres et donc une vague de 1.20 m. En supposant une pente de 45° , les formules de Synolakis (1991) permettent d'obtenir une hauteur maximale d'inondation (ou hauteur de run-up) comprise entre 3 et 4 mètres.

Dans le cas d'une baie (de dimensions proches de celle de la baie Deshaies par exemple), l'effet amplificateur géométrique des baies est également à prendre en compte.

Compte tenu de l'orientation de la source, la zone entre Basse-Terre et Grande-Terre ne devrait pas être significativement affectée.

4.6. INCERTITUDES SUR LA SIMULATION DES TSUNAMI⁹ D'ORIGINE VOLCANIQUE ET L'ESTIMATION DE LA HAUTEUR DES VAGUES

Les spécialistes de la modélisation considèrent que la simulation actuelle des tsunami d'origine volcanique n'est pas très fiable :

⁹ Voir « Avant-propos » pour l'orthographe du pluriel

- par manque de paramètres précis à entrer dans les modèles d'une part (densité des matériaux ? Lois de comportement de ces matériaux ? dégazage ? bathymétrie grossière ou inconnue, ...) ;
- du fait que les formules de génération des tsunami¹⁰ utilisées sont très empiriques et valables uniquement dans des conditions particulières précises (exemple : formule de Slingerland & Voight valable pour un volume cubique de matériaux), qu'elles ne sont pas linéaires en vitesse, etc.

Or l'amplitude de la vague étant très dépendante de l'épaisseur du volume de matière déplacé, de sa vitesse, la hauteur de vague arrivant sur les côtes ne peut être connue qu'à un facteur 5 à 10 près, au mieux !

L'espoir d'avancer vers une meilleure précision dans l'estimation de la hauteur des vagues de tsunami d'origine volcanique réside dans la modélisation numérique, une fois que les modèles pourront être calibrés par des événements passés (tels que ceux découverts au large des Antilles au cours de la dernière campagne océanographique, pilotée par l'IPGP en 1999).

Lorsque les lois de friction (lois de frottement) et les volumes déplacés seront connus, alors la modélisation pourra permettre de déterminer les hauteurs de vague avec beaucoup plus de précision.

Dans ces conditions d'incertitude (à un ordre de grandeur près), l'assimilation de la hauteur des vagues de tsunami d'origine volcanique par défaut, à des vagues de marée de tempête (de 0 à 10 m environ), est une approximation qui paraît acceptable pour le zonage de cet aléa, jusqu'à plus ample informé.

¹⁰ c'est-à-dire l'impact en mer d'un effondrement ou d'un lahar (qui ne peuvent être déterminés empiriquement).

5. Bibliographie

Assier S., Mariotti C. and Heinrich P. (1997) – Numerical simulation of submarine landslides and their hydraulic effects, *Journal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering*.

Boudon G., Feuillard M., Komorowski J.C., Traineau H. (1996) – Rapport de l'expertise sur l'activité du volcan de la Soufrière de Montserrat (2-16 décembre 1996) et de ses conséquences possibles sur l'île de la Guadeloupe. *Rapport CSERV*, décembre 1996.

Bryant E. (2001) – Tsunami – The underrated hazard – Cambridge University Press, 320p.

Calder E. et al. (1998) – The Boxing day collapse – *Montserrat Volcano Observatory, Special Report 06*.

Caristan Y., Bouchez J., Heinrich P., Guiboing S., Roche R. (1997) – Estimation des hauteurs de vagues aux Antilles générées par un effondrement aérien de l'île de Montserrat. *Rapport CEA/LDG*, février 1997.

Francis P. (1993) – Volcanoes, A. Planetary Perspective, *Oxford University Press Inc., NY*, 1993.

Heinrich P., Mangeney A., Boudon G., Roche R. (1999) – Modéliser un raz de marée créé par un volcan. *La recherche*, mars 1999, pp. 66-71.

Jiang L., Leblond P.H. (1992) – The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates, *Journal of Geophysical Research*, 97, No. C8, 731-744.

Jiang L., Leblond P.H. (1993) – Numerical modeling of an underwater Bingham plastic mudslide and the waves which it generates. *Journal of Geophysical Research*, 98, 304-317.

Julien P.Y., O'Brien J.S. (1993) – Two-dimensional water flood and mudflow simulation, *Journal of Hydraulic Engineering*, 119, n°2, 244-261.

Lacroix A. (1904) – La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson, Paris, 662p.

Kienle J., Kowalik Z. and Murty T.S. (1987) – Tsunami generated by eruptions from Mount St. Augustine Volcano, Alaska, *Science*, 36, 1442-1447, 1987.

Latter J.H. (1981) – Tsunami of Volcanic Origin: Summary of Causes, with Particular Reference to Krakatau, 1883. *Bulletin Volcanologique*, 44:467-490 (Published in late 1982).

- Locat J., Norem H., Schieldrop B.** (1990) – Modélisation de la Dynamique de Glissements Sous-Marins, 6^{ème} Congrès de AIGI, Balkema, Rotterdam, 2849-2855.
- Mader C.L.** (1988) – Numerical Modeling of Water Waves, *University of California Press*, Berkeley, California.
- Murty T.S.** (1977) – Seismic Sea waves Tsunami. *J. of Fisheries Research Board of Canada*, Department of Fisheries and Environment, Ottawa.
- Sabatier P.C.** (1986) – Formation of waves by ground motions. *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, Gulf Publishing Company, Houston, Texas, 723-760.
- Simbin T., Fiske R.S.** (1983) – Krakatao 1883 – The volcanic eruption and its effects. *Smithsonian Institution Press*, Washington D.C., 464p.
- Slingerland R. and Voight R.** (1991) – Evaluating hazard of landslide-induced water waves. J. of Sousa J. and Voight B. Continuum simulation of flow failures, *Géotechnique*, 41, 4, 515-538.
- Symons G.J.**, editor (1888) – The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena. *Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society*, 494 pages. London: Trübner and Co.
- Synolakis C.E.** (1991) – Tsunami run-up on Steep slopes. How good linear theory really is, *Natural Hazards*, 4, 221-234.
- Torrey M.D.** et al. (1987) – Nasa-Vof3D: a three-dimensional computer program for incompressible flows with free surfaces. Los Alamos National Laboratory, *Report LA11009-MS*.
- Trunk F.J.** et al. (1986) – Computer Modeling of Large Slides. *Journal of Geotechnical Engineering*, 112, n°3, Marc 1986.
- Verbeek R.D.M.** (1884) – The Krakatoa Eruption. *Nature*, 30:10-15.
- Verbeek R.D.M.** (1885) – Krakatao (monographie) – Batavia, Landsdrukkerij.
- Visher D.L.** (1986) – Rockfall-induced waves in reservoirs, *Water Power and Dam Construction*, 45-48, Sept. 1986.
- Ward S.N.** (1980) – Relationships of tsunami generation and an earthquake source, *J. Phys. Earth*, 28, 441-474.
- Wharton W.J.L.** (1888) – On the Seismic Sea Waves Caused by the Eruption of Krakatoa August 26th and 27th, 1883. *In Symons*, 1888:89-151.
- Yokoyama I.** (1981) – A Geophysical Interpretation of the 1883 Krakatau Eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9:359-378.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service Aménagement et Risques Naturels
Unité Risques Mouvements de Terrain (ARN/RMT)
117, avenue de Luminy, BP 167
13276 Marseille Cedex 09 - France
Tél. : 04 91 17 74 74 – Fax 04 91 17 74 75