

Les risques naturels d'origine géophysique aux îles Marquises (Polynésie française) *

François SCHINDELÉ ⁽¹⁾
Dominique REYMOND ⁽²⁾
Hélène HÉBERT ⁽¹⁾
Philippe HEINRICH ⁽¹⁾

Geophysical hazards in the Marquesas Islands (French Polynesia)

Géologie de la France, 2002, n° 2, 39-52, 11 fig., 3 tabl., 2 planches

Mots-clés : Risques naturels, Tsunami, Glissement terrain, Sismicité, Îles Marquises.

Key words : Natural hazards, Tsunami, Landslides, Seismicity, Marquesas Island.

Résumé

Les îles Marquises sont les îles de Polynésie française les plus touchées par les catastrophes naturelles d'origine géophysique. Les tsunamis (raz-de-marée) constituent le risque naturel majeur pour ces îles. L'activité sismique de la région des années 1830 jusqu'en 2000, est analysée à partir d'écrits et de récits. Depuis 1962 l'apport des données du réseau sismique polynésien, mis en place par le Laboratoire de Géophysique, a permis de localiser les épencentres des tremblements de terre. La génération, la propagation des tsunamis et l'inondation des terres sont décrites en détail, ainsi que les méthodes de modélisation numériques qui permettent d'évaluer les risques de certaines baies habitées des îles Marquises.

Le dernier phénomène naturel évoqué est l'effondrement de flanc de falaises qui s'est produit en septembre 1999 sur les côtes de l'île de Fatu Hiva. Lorsque le volume de l'effondrement est important, ce type d'événement devient dangereux car il provoque un tsunami local qui peut générer des dommages.

Abstract

The islands most exposed to geophysical hazard in French Polynesia are those of the Marquesas archipelago.

For these islands, tsunamis (improperly called 'tidal waves') are considered as the major natural hazard. The seismicity of the region from 1830 to 2000 is analysed on the basis of articles and narrative accounts.

Data recorded since 1962 by the Polynesian Seismic Network, installed by the Laboratoire de Géophysique, has made it possible to locate the earthquake epicentres. The generation and propagation of tsunamis, and the subsequent flooding, are described in detail, as are the numerical modelling methods that enable risk assessments for several inhabited Marquesian bays.

The last natural event described here is the cliff failure that occurred on the Fatu Hiva coast in September 1999. Cliff failures involving large volumes of material can be dangerous because they can generate local tsunamis capable of inflicting major damage.

Introduction

En Polynésie française (voir carte Archipel des Marquises, p. 36-37), les risques naturels majeurs sont les cyclones, les tsunamis, les inondations et les mouvements de terrain. Les séismes ressentis le sont essentiellement à Tahiti.

Les îles Marquises constituent l'archipel le plus touché par les catastrophes naturelles d'origine géophysique, et notamment par les tsunamis qui sont le risque naturel majeur. Il s'agit d'événements qui ont presque toujours une origine très éloignée, un tremblement de terre qui génère un mouvement du fond océanique. Plusieurs tsunamis ont été observés aux îles Marquises durant le XX^e siècle, dont certains furent catastrophiques (1946 et 1960).

Des séismes sont également ressentis de temps à autre. C'est, après Tahiti, la deuxième zone où la population a ressenti des tremblements de terre.

Un effondrement de flanc a été observé très récemment à Fatu Hiva. Il fut à l'origine d'un tsunami destructeur. C'est le premier événement de cette nature qui a été relaté. Le contexte topographique et géologique des îles Marquises est favorable à ce type d'événement.

La sismicité

La connaissance de la sismicité d'une région requiert d'une part une analyse des données de terrain et des témoignages historiques et récents, et d'autre part une étude des données instrumentales. Les données de la sismicité historique, c'est-à-dire des tremblements de terre qui ont

* Manuscrit déposé le 31 juillet 2001, accepté le 28 octobre 2001.

(1) CEA/DASE Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel. E-mail : schindele@dase.bruyeres.cea.fr

(2) Laboratoire de Géophysique, BP 640, Papeete, Tahiti, Polynésie française.

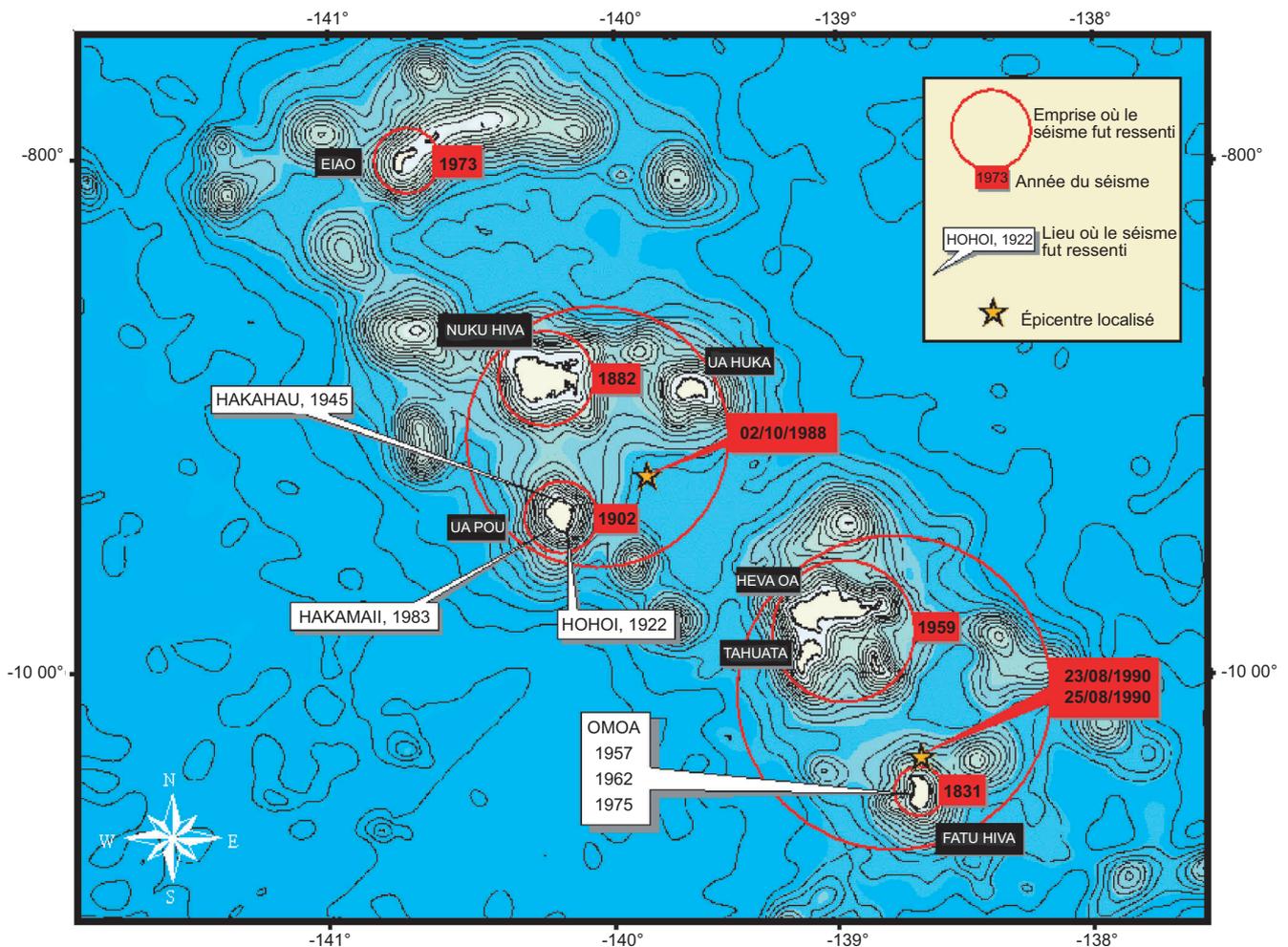


Fig. 1.- Carte bathymétrique des îles Marquises et séismes localisés et ressentis.

Fig. 1.- Bathymetric chart, seismicity and epicentres in the Marquesas Islands area.

Date	Ile	Lieu	Commentaires
Juillet 1831	Fatu Hiva		
6.11.1882	Nuku Hiva		ressenti dans toute l'île
8.11.1882	Nuku Hiva		ressenti dans toute l'île
8.02.1902	Ua Pou		ressenti dans toute l'île
1922	Ua Pou	Hohoi	
1945	Ua Pou	Hakahau	
1957	Fatu Hiva	Omoa	
1959	Marquises	Hiva-Oa- Fatu Hiva	
1962	Fatu Hiva	Omoa	
1973	Eiao		
1975	Fatu Hiva	Omoa	
1983	Ua Pou	Hakamaïi	
2.10.1988 23h41	Ua-Pou	9°28' S - 140° 04' O	Magnitude 4.4 - ressenti dans la partie nord de l'archipel
23.08.1990 17h03	Fatu Hiva	10° 25' S - 138°39' O	Magnitude 4.6 - ressenti jusqu'à Hiva Oa
25.08.1990 11h01	Fatu Hiva	10° 25' S - 138°39' O	Magnitude 3.9 - ressenti à Fatu Hiva

Tabl. 1.- Séismes ressentis aux îles Marquises depuis 1830.

Table 1.- Earthquakes reported in Marquesas Islands since 1830.

été ressentis par le passé, avant l'existence des sismographes, sont liées à la présence d'une population, et à l'existence pour cette population d'une tradition orale ou écrite. Ces données de macrosismicité comprennent les effets sur les populations, les constructions et le paysage. Il

s'agit ensuite d'essayer de déterminer l'origine des tremblements de terre.

Aux Marquises, ce type d'information n'existe qu'à partir du début du XIX^e siècle car la civilisation Marquisienne ne connaissait pas l'écriture et les européens

n'ont séjourné longuement dans cette région qu'à partir de la fin du XVIII^e siècle.

Une liste d'événements sismiques ressentis aux Marquises depuis 1830 a pu être établie à partir de différents documents des archives territoriales et des récits (Candelot 1996a – tabl. 1). L'un d'entre eux relaté est celui de 1882 : « Un tremblement de terre assez fort s'est fait sentir à Taiohae le 6 novembre 1882 à 3 h 40 du matin. Il a été ressenti dans toute l'île ; le 8 vers la même heure, un autre tremblement de terre a eu lieu, précédé d'un bruit sourd ressemblant à un roulement de tonnerre et qui a duré environ 6 secondes paraissant venir de la partie ouest de l'île ». Sur la figure 1, les événements répertoriés sont indiqués par leur année, dans le village, l'île ou un ensemble d'îles, où ils ont été ressentis.

Les données instrumentales ont été acquises à partir de la fin du XIX^e siècle pour les très forts séismes. Les stations

mondiales n'ont enregistré aucun événement aux îles Marquises jusqu'en 1962, date à partir de laquelle le Laboratoire de Géophysique (LDG) du Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA), a commencé à installer dans la région un réseau de surveillance sismologique. Le LDG, qui a une antenne à Tahiti dans le quartier de Pamatai (Faa'a), est l'organisme responsable de la surveillance des tremblements de terre en Polynésie française. Les stations sismiques installées dans différentes îles de Polynésie française (Tahiti, Rangiroa, Rikitea et Tubuai), et maintenues par le LDG ont permis de surveiller une partie de l'activité sismique de l'archipel des Marquises.

Globalement, les données instrumentales ont permis de montrer que la sismicité observée en Polynésie française avait deux origines différentes : l'une est tectonique et l'autre volcanique (Schindelé, 1993).

La première, diffuse, comprend, sur une durée de quarante ans, plusieurs dizaines d'événements de magnitude supérieure à 5,0 (Okal *et al.*, 1980 ; Wyssession *et al.*, 1991) et l'un d'eux a atteint exceptionnellement, en 1994, une magnitude de 6,7, à 1000 km à l'est des Marquises. Les événements de magnitude supérieure à 5 sont certainement liés à la présence de failles actives. Par contre, les événements de plus faible magnitude sont dus à un réajustement de la plaque lithosphérique, liée à la présence de nombreuses îles.

La deuxième est liée à l'existence des points chauds, générateurs des îles qui constituent les archipels (Talandier, 1976). Deux points chauds ont été actifs entre les années 1970 et 1985 : le mont Mac Donald situé à l'extrémité sud-est de l'archipel des Australes ; les monts Mehetia et Teahitia situés à quelques dizaines de kilomètres à l'Est de Tahiti, sont à l'emplacement du point chaud de la Société. Plusieurs crises sismiques ont été observées au Mac Donald (Talandier et Okal, 1982) et entre Tahiti et Mehetia. Certains séismes ont été ressentis à Tahiti en 1985, lors de la dernière crise du mont Teahitia (Talandier et Okal, 1984).

Les signaux sismiques générés par les tremblements de terre de magnitude supérieure à 3,9 ressentis aux Marquises en 1988 et 1990 (tabl. 1 ; fig. 1) ont été enregistrés par certaines stations du réseau sis-

mique polynésien. Les épicentres ont pu être localisés et leurs magnitudes estimées. Il faut noter que le réseau, dans sa configuration actuelle, ne permet pas de surveiller avec précision la sismicité des Marquises. Une station permanente est en cours d'installation par le LDG, sur l'île de Nuku Hiva : elle permettra de localiser l'activité sismique de l'archipel. On pourra ainsi connaître l'activité actuelle du point chaud générateur des îles Marquises.

Les tsunamis

Le phénomène tsunami

Les raz-de-marée, issus de mouvements de fonds marins, sont appelés tsunamis (Heinrich et Hébert, 2000), terme japonais qui signifie « onde de port », du fait que le phénomène tsunami a surtout été observé, par le passé, dans des baies et des ports, et très exceptionnellement sur les plages. Ils sont générés principalement par des séismes, parfois par des glissements de terrains sous-marins, et plus rarement par des éruptions volcaniques.

Un tsunami peut comprendre une série de 4 à 8 vagues importantes, de grande longueur d'onde qui arrivent avec une périodicité qui varie de quelques minutes à plusieurs dizaines de minutes, en fonction des dimensions de la source. Dans la région proche de l'origine, l'amplitude des vagues dépasse plusieurs mètres et exceptionnellement plus d'une dizaine de mètres. La longueur d'onde varie de plusieurs kilomètres pour les tsunamis générés par les éboulements sous-marins à plusieurs dizaines de kilomètres jusqu'à plus d'une centaine de kilomètres pour ceux générés par des séismes.

Toutes les régions océaniques du monde sont potentiellement concernées par un tsunami. Toutefois, dans l'océan Pacifique et ses bassins avoisinants, des tsunamis destructeurs sont plus fréquents qu'ailleurs en raison des nombreux séismes de grande magnitude qui se produisent dans les zones de subduction sur le pourtour du Pacifique. La plupart des grands séismes, représentant près de 90 % de l'énergie totale dissipée par l'activité sismique mondiale, ont lieu dans les zones de subduction où une plaque océanique glisse, soit sous une plaque continentale, soit sous une autre plaque océanique plus récente. Tous les séismes ne provoquent

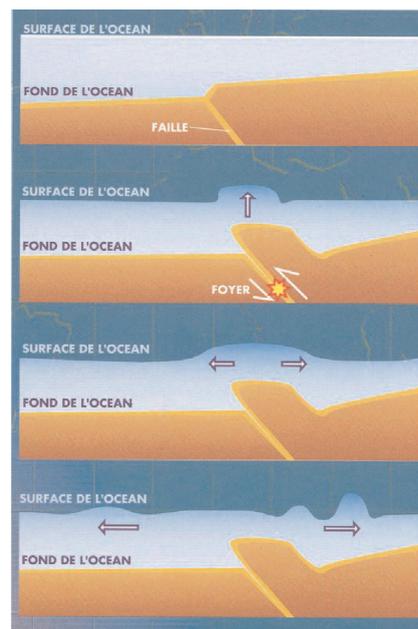


Fig. 2.- Génération d'un tsunami par un séisme de type « faille inverse » et propagation perpendiculairement à la faille.

Fig. 2.- Tsunami generation by a 'reverse fault' type earthquake and its propagation perpendicular to the fault.

cependant pas de tsunamis. Pour générer un tsunami, une partie de la surface de rupture de la faille doit être située sous l'océan, et le séisme doit induire un mouvement vertical et/ou horizontal (de plusieurs dizaines de centimètres à quelques mètres) de la masse d'eau sur une grande aire géographique (de quelques milliers de m² jusqu'à 100 000 km²) (fig. 2). Les séismes à foyer très peu profond (profondeur inférieure à 30 km le long des zones de subduction) sont en général responsables de tsunamis destructeurs. L'amplitude du mouvement horizontal et vertical du fond de l'océan, la surface affectée et l'apparition simultanée d'un effondrement des masses sédimentaires sous-marines dû aux tremblements de terre sont des facteurs qui entrent dans la génération des tsunamis.

Au large, dès que l'on s'éloigne de la source origine, le phénomène devient imperceptible car son amplitude est petite en comparaison de leur longueur d'onde. Seuls des capteurs de mesure du niveau de la mer peuvent détecter l'existence d'un tsunami. Ces ondes parcourent l'océan à des vitesses de plusieurs centaines de kilomètres à l'heure : dans les régions où la profondeur de l'océan dépasse 6 000 m, les vagues imperceptibles du tsunami se

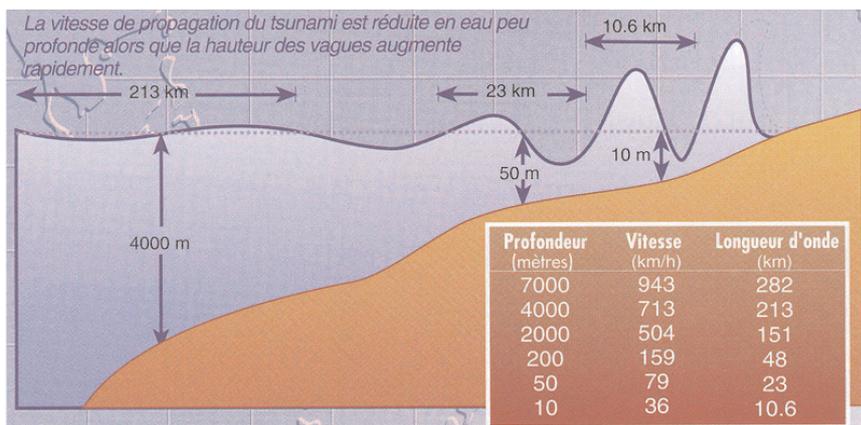


Fig. 3.- Paramètres de propagation du tsunami en fonction de la profondeur d'eau. La vitesse et la longueur d'onde diminuent lorsque la profondeur d'eau diminue, alors que la hauteur des vagues augmente.

Fig. 3.- Tsunami propagation parameters as a function of ocean depth. Tsunami velocity and wave-length decrease in shallow water as wave height increases.

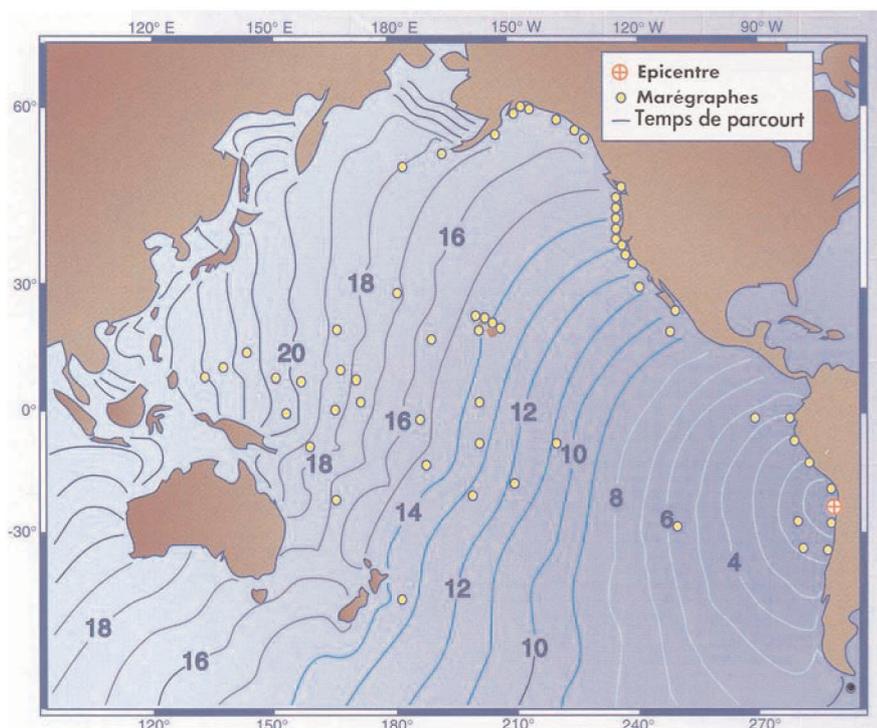


Fig. 4.- Carte de temps de parcours d'un tsunami généré au large des côtes du Chili. Chaque contour représente une heure de temps de parcours.

Fig. 4.- Tsunami travel times for an earthquake occurring off the coast of Chile. Each contour represents one hour of tsunami travel time.

déplacent à la vitesse d'un avion, approximativement 900 km/heure (fig. 3). Elles parcourent l'océan Pacifique d'est en ouest en moins de 24 heures (fig. 4). Cette grande vitesse explique la nécessité de détecter un tsunami dès sa génération. Depuis plusieurs dizaines d'années, les scientifiques ont les moyens de calculer rapidement le temps d'arrivée exacte d'un tsunami après avoir déterminé l'heure

origine du séisme, les coordonnées de son épicentre et la profondeur du foyer.

L'énergie du tsunami est répartie entre le fond de la mer et la surface, même dans les eaux très profondes. Dans les régions où les pentes du relief sous-marin sont faibles sur des distances plurikilométriques, entre l'océan profond et la côte et les îles, la longueur d'onde

des vagues diminue. Lorsque le tsunami atteint le rivage, l'énergie de la vague est répartie sur une distance beaucoup plus courte et sur une profondeur beaucoup plus faible, ce qui engendre des vagues destructives qui peuvent être meurtrières. Il faut noter que la première vague n'est pas nécessairement la plus haute. De ce fait, un tsunami peut rester dangereux plusieurs heures après l'arrivée de la première vague.

Lorsque le tsunami atteint la côte et pénètre à l'intérieur des terres, le niveau de l'eau peut dépasser plusieurs mètres, et atteindre exceptionnellement une dizaine de mètres. Dans les cas extrêmes étudiés, le point culminant atteint par les vagues a dépassé 15 mètres d'altitude pour des tsunamis d'origine lointaine et plus de 30 mètres dans des zones situées près de l'épicentre du séisme. Les inondations peuvent alors s'étendre dans les terres sur plusieurs centaines de mètres, voire parfois plusieurs kilomètres, recouvrant de vastes portions de terre avec des sédiments et des débris. Les configurations de la côte et du littoral jouent un rôle déterminant sur la hauteur et l'impact des vagues du tsunami. Les récifs, les baies, les embouchures de rivières, les reliefs sous-marins et les pentes de la plage sont tout autant de paramètres qui modifient les vagues du tsunami à l'approche de la côte.

Le tsunami se propage à travers tout l'océan, freiné et amorti par certains archipels de dimensions importantes. Des phénomènes de défocalisation et de focalisation existent tout le long de son trajet. De ce fait, tous les endroits de la côte ne seront pas touchés par les vagues du tsunami et les populations vivant au bord de certaines côtes n'observeront pas de dégâts créés par l'énergie des vagues alors qu'au même moment, dans d'autres régions voisines ou éloignées, des vagues dévastatrices pourront frapper avec violence et provoquer des dommages importants.

Observation des tsunamis aux Marquises

Les Marquises sont, en Polynésie française, l'archipel où l'aléa tsunami est le plus élevé. Historiquement, les tsunamis observés y ont été les plus destructeurs. 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.

Dans les archives des îles Hawaii, dont la situation géographique et la forme des reliefs sous-marins peut s'assimiler à celle des Marquises, quatorze tsunamis ont été documentés dans ces îles depuis 1830. Leurs degrés de destruction furent très variés.

Aux Marquises, le témoignage écrit le plus ancien date de 1806 (Candelot, 1996b). 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 les temps éloignés.

Le premier événement décrit dans le détail est le tsunami de 1837 qui avait concerné toute la Polynésie française (tabl. 2) et qui avait pour origine un très fort séisme à Valdivia au Sud du Chili.

Le tsunami du 1^{er} avril 1946 fait date dans l'histoire de la Polynésie car, si les Marquises furent particulièrement sinistrées, l'île de Tahiti et l'archipel des Australes connurent également des dommages. C'est l'un des tsunamis les plus catastrophiques du XX^e siècle. À Ua Pou, dans le village de Hakahau, l'eau est montée à l'intérieur des terres, jusqu'à une distance horizontale de deux cents mètres. À Ua Huka, le tsunami serait remonté à près de 400 m du bord de mer. À Hiva Oa, dans la baie de Tahauku, l'une des baies à risque majeur, deux personnes furent noyées. Ce tsunami a eu pour origine un tremblement de terre aux îles Aléoutiennes. Le bilan des observations faites lors d'une enquête (en juillet 2000 - Okal, 2000) montre que les altitudes des points culminants atteints par le tsunami atteignent 6 m dans plus de 10 baies et dépassent 10 m dans 8 baies (tabl. 3 ; fig. 5).

Le 4 novembre 1952, un tremblement de terre au Kamtchatka généra un tsunami qui atteint les îles Marquises de nuit. Un pêcheur observa la mer se retirer dans une baie de Nuku Hiva et donna l'alarme, ce qui permit aux habitants d'évacuer leurs maisons. Ceux-ci se souviennent encore du grondement terrifiant de la rivière qui débordait de son lit.

Date	Origine	Magnitude Mw	Lieux d'observation	Commentaires
17 novembre 1837	Chili	?	Marquises	dégâts en Polynésie
1 avril 1946	Aléoutiennes	8,6	Marquises	2 victimes - nombreux dégâts plusieurs enquêtes réalisées
4 novembre 1952	Kamtchatka	8,6-9,1	Nuku Hiva	évacuation
22 mai 1960	Chili	9,5	Marquises	évacuation - nombreux dégâts récit du receveur de poste d'Atuona
31 juillet 1995	Chili	8,0	Hiva Oa	2 bateaux coulés rapport de gendarmerie
21 février 1996	Pérou	7,5	Hiva Oa, Ua Pou	dégâts rapport de gendarmerie

Tabl. 2.- Tsunamis d'origine sismique observés aux îles Marquises depuis 1830.

Table 2.- Tsunamis generated by teleismic events reported in Marquesas Islands since 1830.

Lieu	1946	1960	1995	1996	1999
Hiva Oa					
Atuona	5.6	6			
Tahauku	14.6	12	3	2	
Puamau	6.5				
Nahoe	6.7				
Hanapaaaoa	5.3				
Hanatekuua	6.6				
Haniapa	8.5				
Nuku Hiva					
Taiohae	10.1				
Taipivai	2.5				
Hooumi	1.6 (2.5)				
Anaho	4.5				
Hatiheu	8.2				
Aakapa	12.8				
Hakauai	3.6				
Ua Huka					
Vaipae	(10)	9			
Hokatu	4.5	5			
Hane	(10.7)				
Ua Pou					
Hakahau	7.2 (18.9)				
Hakahetau	6.1 (8.6)				
Haakuti	(20)				
Hakamaïi	(13)				
Hakatao	6 (9)				
Hohoi	6				
Tahuata					
Vaitahu	7.3 (9.7)				
Hanatefau	4				
Fatu Hiva					
Hanavave	6				2
Omoa	2.5				6

Tabl. 3.- Elévations maximales (en mètre) des niveaux d'eau atteints par les tsunamis observés aux îles Marquises. La hauteur indiquée entre parenthèses est celle mesurée dans le lit de la rivière.

Table 3.- Maximum run-up (m) for tsunamis reported in Marquesas Islands. Values in brackets are measured in the river bed.

Le 22 mai 1960, le plus grand tremblement de terre jamais enregistré s'est produit au sud du Chili. La magnitude atteint le niveau extrême de 9,5 : une faille de 1000 km de long sur 200 km de large a rejoué de près de 20 mètres. À Hawaii, le point culminant atteint par les vagues était situé à plus de 10 m d'altitude. Au Japon, où le tsunami est arrivé 23 heures après le

séisme, le point culminant atteint était situé à 5 m d'altitude. Aux Marquises, ce tsunami est arrivé de nuit. À Hiva Oa, sans la vigilance et le sang froid du postier de Atuona (Frébault, 1991), plusieurs victimes auraient certainement été déplorées. Les vagues sont montées à 12 m d'altitude dans la baie de Tahauku (Heinrich *et al.*, 1996).

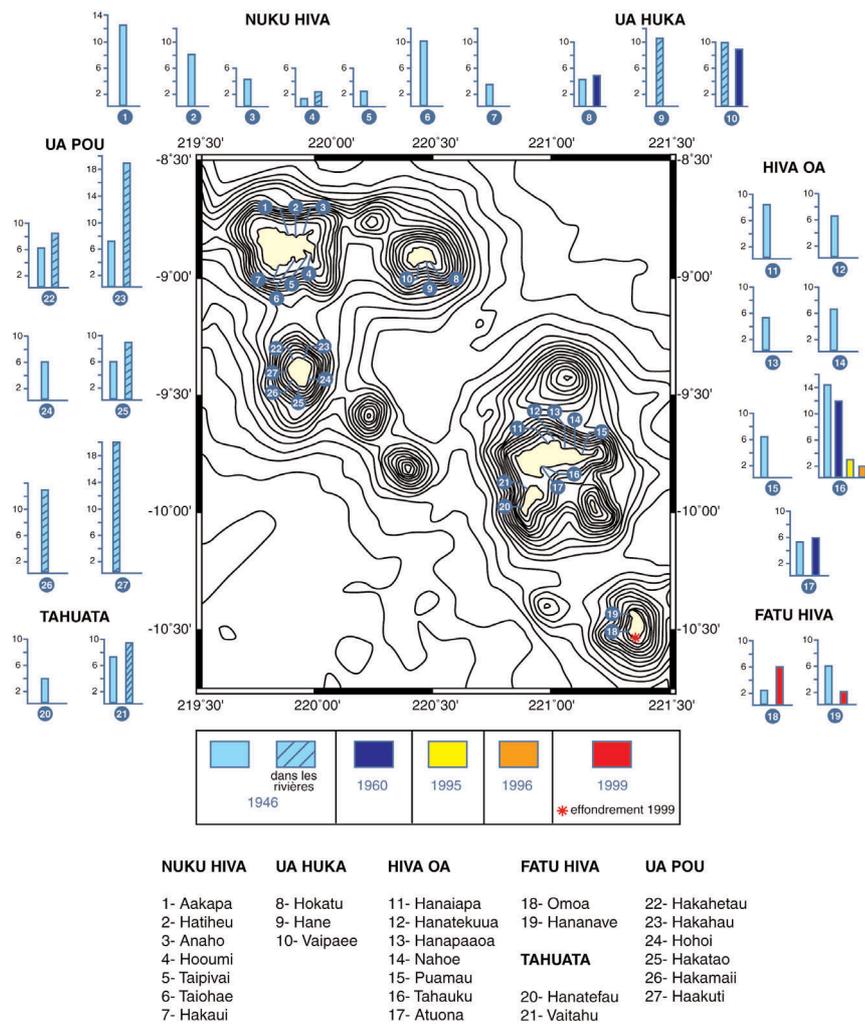


Fig. 5.- Carte de hauteur des points culminants atteint par les tsunamis dans les îles Marquises.

Fig. 5.- Tsunamis run-up map in the Marquesas Islands.

Plus récemment, le 30 juillet 1995, un tsunami a été observé à Hiva Oa (Schindelé, 1995 ; Guibourg *et al.*, 1997 ; Schindelé et Reymond, 2001), suite à un séisme de magnitude 8,1 à Antofagasta (Chili). La mer s'est retirée (pl. I-a) puis envahit plusieurs fois la baie de Tahauku et pénétra à plus de 250 m à l'intérieur des terres (pl. I-b). La deuxième vague du tsunami a entraîné et coulé deux bateaux.

Dans cette même baie, le 9 octobre 1995, les marins situés à bord de leur bateau ont été réveillés par des courants et des tourbillons importants au bout de la digue. Il s'agissait de l'arrivée du tsunami généré au large du Mexique, 7 h avant.

De même, le 21 février 1996, un séisme au large du Pérou généra un tsunami observé dans toutes les baies des Marquises (Heinrich *et al.*, 1998 ; Schindelé et Reymond, 2001). Les vagues

emportèrent plusieurs bords de quai. Certains bateaux situés dans les ports ont failli chavirer.

En conclusion, il n'y a pas eu de tsunami trans-Pacifique important depuis 1960. Pourtant, durant cette période, plusieurs baies des Marquises ont été balayées par des tsunamis d'amplitude beaucoup plus faible. En dehors de la zone épiscopale, les Marquises ont été, pour les 3 événements récents, les seules zones où ils ont été observés visuellement ou provoqué des dégâts.

Les effondrements de flancs

Les îles des Marquises montrent des structures volcaniques polyphasées généralement concentriques et séparées par des caldeiras associées à des glissements gravitaires (Filmer *et al.*, 1994 ; Le Dez *et al.*, 1996). Les caldeiras ouvertes sur la mer se

retrouvent sur l'ensemble des îles marquiennes (Brousse *et al.*, 1978, 1990 ; Diraison, 1991 ; Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994). Elles sont interprétées comme résultant d'une déstabilisation par l'effondrement gravitaire de l'édifice sous son propre poids (Moore *et al.*, 1989, 1994).

Un éboulement de terrain aérien en bord de côte, essentiellement des glissements dans des falaises très raides, ainsi que des éboulements sous-marins peuvent être à l'origine de tsunamis. Les tsunamis générés par de tels éboulements ont essentiellement des effets locaux mais peuvent malgré tout être très dévastateurs en certains endroits et provoquer des dégâts et des victimes. Jusqu'à un passé très proche, ces phénomènes n'avaient pas été relatés aux Marquises. Il a fallu attendre le 13 septembre 1999, jour où les vallées de Fatu Hiva ont été envahies partiellement par les vagues d'un tsunami généré localement (tabl. 3 - pl. II). L'école a été évacuée à temps grâce à l'observation et au sang froid de la directrice qui avait vu arriver le phénomène (Okal, 1999). Des témoins avaient observé le jour même un effondrement de falaise en bord de côte dans la partie sud de l'île. Aucun autre mouvement du niveau de la mer n'a été observé aux Marquises ni sur les autres côtes de Polynésie française. Ce qui confirme le lien entre le caractère local du tsunami et l'effondrement de terrain.

Compte tenu du manque de données historiques, il est impossible de quantifier le risque réel lié aux tsunamis d'origine local.

La prévention des risques naturels

L'alerte au tsunami

Les îles Marquises sont situées à plus de 1 500 km des stations du réseau sismique polynésien. Il arrive donc que des événements de faible magnitude soient ressentis par les Marquisiens, sans être systématiquement détectés par ce réseau. Dans ce cas, les personnes qui ont ressenti la secousse préviennent les autorités locales qui se mettent en contact avec la Direction de la Sécurité civile. Celle-ci prévient le LDG qui vérifie alors si l'événement a été enregistré par certaines stations du réseau et, le cas échéant, détermine les caractéristiques et la localisation de l'événement.

Aux Marquises, les tsunamis constituent le risque naturel majeur. En Polynésie française, le LDG qui a comme mission leur surveillance, a mis en place le centre polynésien de prévention des tsunamis et mis au point une méthode d'alerte, basée sur la détection des ondes des séismes de forte magnitude.

En cas de très fort séisme dans le Pacifique, un système de traitement automatique, mis au point par le LDG (Reymond *et al.*, 1991), envoie un message d'alerte au géophysicien d'astreinte à Tahiti, qui détermine les caractéristiques du séisme, c'est-à-dire, sa localisation, sa profondeur et sa magnitude. Si l'événement dépasse un certain seuil de magnitude, il prévient la direction de la Sécurité civile, qui a en charge l'évacuation des populations et la mise en place d'un plan ORSEC. C'est elle qui informera les autorités marquisiennes de l'arrivée probable d'un tsunami, qui demandera éventuellement l'évacuation des zones côtières et aux propriétaires et occupants des bateaux de les transférer au large.

En ce qui concerne les tsunamis d'origine locale, il n'existe pas, à ce jour, de système de surveillance opérationnel qui permettrait d'alerter les populations. En cas d'observation d'un tel phénomène, les autorités marquisiennes se mettent en contact avec la Direction de la Sécurité Civile pour les informer de l'événement. La prévention du risque tsunami local ne peut être assumée que par la population locale qui doit apprendre à observer le phénomène (retrait de la mer, arrivée d'une haute vague) et à agir de façon appropriée en quittant tout et en s'éloignant du bord de mer en se dirigeant vers les hauteurs.

La modélisation des tsunamis

Les données des tsunamis passés sont en général insuffisantes pour estimer l'aléa. Un moyen existant depuis le début des années 1990 est la modélisation et la simulation numérique. Des codes informatiques modélisent l'initialisation du phénomène à partir des paramètres de la source sismique ou de l'effondrement aérien. D'autres codes en différences finie ou en éléments finis propagent les vagues à travers l'océan, en utilisant des grilles de données bathymétriques, de résolution de plus en plus fine lorsque l'on s'approche de la côte. Certains codes modélisent éga-

lement la propagation du tsunami à terre, en utilisant des données de topographie fine, ce qui permet de déterminer les zones inondées.

Les tsunamis d'origine sismique

Théorie

La propagation des grands tsunamis est modélisée par les équations d'ondes longues non linéaires qui considèrent l'océan comme une couche mince par rapport aux longueurs d'onde étudiées et d'autre part, 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.

Conservation de la masse et incompressibilité

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

Conservation de l'énergie

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

où v est le vecteur horizontal de la vitesse, η et h sont l'élévation de la surface de l'eau et la profondeur de l'océan, Σf désignent la force de Coriolis et le frottement sur le fond (Carrier, 1971 ; Mei, 1983).

La première équation considère que si dans un volume élémentaire d'eau, la somme des flux horizontaux entrant ou sortant (second terme) n'est pas nulle pour un liquide incompressible la différence de masse se retrouve exactement dans l'élévation ou la diminution de la hauteur d'eau (premier terme, flux vertical).

La seconde équation traduit la conservation de l'énergie. On a par unité de volume la relation classique :

$$d(\rho V) = \sum f \times dt$$

qui appliquée aux tsunamis donne l'équation (2). Le terme gauche de l'équation (2) est la différentielle totale de la vitesse horizontale des particules d'eau ; le premier terme à droite représente la variation de pression qui est fonction des changements de la hauteur d'eau et le second terme la force (d'inertie) de Coriolis. La densité se retrouve dans tout les termes, elle n'apparaît donc pas dans l'équation (2).

Au large, les hauteurs des vagues sont négligeables devant la profondeur et n'influencent pas la vitesse de propagation du tsunami, qui est définie en fonction de la profondeur h et de l'accélération de la pesanteur g : $c = \sqrt{gh}$, en première approximation.

En coordonnées sphériques, la propagation du tsunami est décrite par les équations :

$$\frac{\partial(h + \eta)}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial v(h + \eta) \cos \phi}{\partial \phi} + \frac{\partial u(h + \eta)}{\partial \lambda} \right] = 0$$

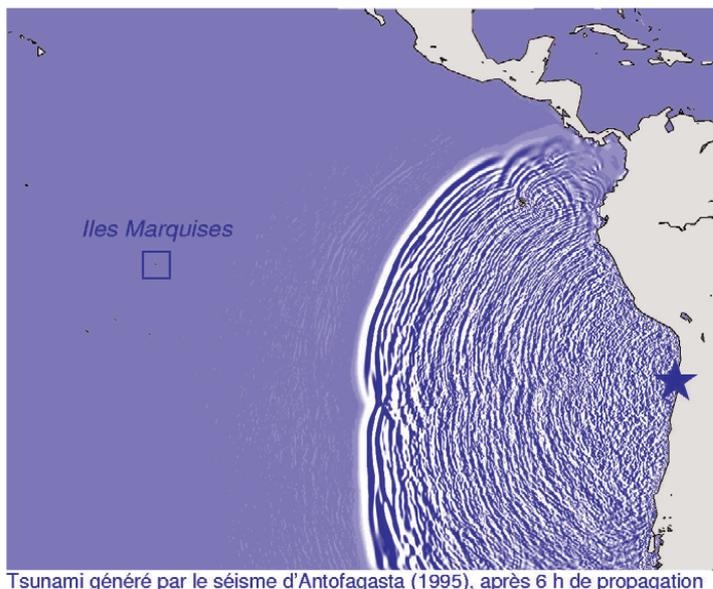
et

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{u \partial v}{\partial \lambda} \right] + \frac{1}{R} \left[\frac{v \partial v}{\partial \phi} \right] = -\frac{g}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} - f v$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{u \partial u}{\partial \lambda} \right] + \frac{1}{R} \left[\frac{v \partial u}{\partial \phi} \right] = -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} + f v$$

où R est le rayon terrestre, ϕ la latitude, λ la longitude, u et v les 2 composantes de la vitesse horizontale et $f = 2\omega \sin \phi$ le paramètre de Coriolis, ω étant la vitesse angulaire de rotation de la Terre.

Pour définir les conditions initiales d'élévation et de vitesse, des approximations peuvent être faites. On s'intéresse ici aux tsunamis générés par des séismes sur des failles sous-marines. Or la vitesse de



Tsunami généré par le séisme d'Antofagasta (1995), après 6 h de propagation

Fig. 6.- Modélisation de la propagation du tsunami 6 heures après le séisme d'Antofagasta (Chili) de 1995.

Fig. 6.- Model of tsunami propagation 6 hours after the 1995 Antofagasta (Chile) earthquake.

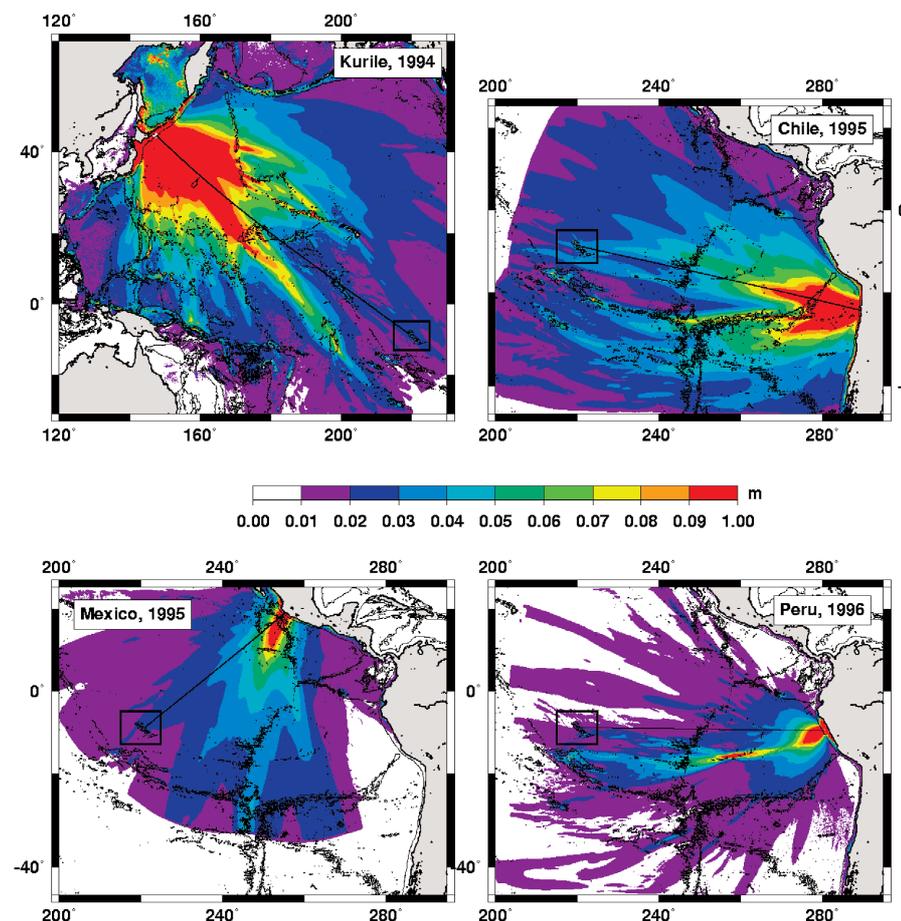


Fig. 7.- Comparaison des hauteurs d'eau maximales obtenues dans l'océan Pacifique après un temps de propagation de 14 h (Kouriles), 14 h (Chili), 11 h (Mexique) et 12 h (Pérou). La même échelle de couleur met en évidence une répartition spatiale de l'énergie différente pour chaque événement. Rouge se rapporte à des hauteurs d'eau comprises entre 9 cm et 1 m.

Fig. 7.- Maximum water heights reached in the Pacific Ocean after propagation times of 14 hours (Kourile), 14 hours (Chile), 11 hours (Mexico) and 12 hours (Peru). The colour scale reveals a different spatial energy distribution for each event. Red stands for water heights larger of between 9 cm and 1 m.

rupture d'une 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 (environ 1000 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 (Okada, 1985). Ce modèle se base sur l'hypothèse d'un milieu élastique isotrope et homogène dans lequel une faille rectangulaire casse avec un glissement uniforme. Le champ de déplacement peut être ainsi calculé à partir des 9 paramètres géométriques décrivant la géométrie de la faille (latitude, longitude, profondeur, longueur, largeur, rejet et angle du glissement, azimut et pendage de la faille) et des 2 paramètres élastiques du milieu (constantes de Lamé λ et μ).

Modélisation par différences finies

Les solutions analytiques des équations existent pour des cas très simplifiés. La résolution des équations décrivant la propagation du tsunami pour des cas complexes est réalisée à l'aide de méthodes numériques, telles que les méthodes par éléments finis ou par différences finies. On s'intéresse ici à la résolution des équations par différences finies (Liu et Earickson, 1983 ; Johnson, 1999).

Les équations sont discrétisées sur une grille constituée de mailles de type C : l'élévation de l'eau et la profondeur sont calculées au centre des mailles et les vitesses u et v aux centres des côtés des mailles. Le schéma numérique, centré en temps et décentré en espace, est implicite de type Crank-Nicolson, précis au deuxième ordre dans le temps. Le système d'équations est résolu dans le modèle à l'aide d'une procédure itérative, pour chaque pas de temps (fig. 6).

À 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, proportionnelle à $h^{-1/4}$. 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, en initialisant toute sous-grille avec les solutions obtenues pour la grille la contenant.

Le calcul des hauteurs maximales d'inondation (runup) et des retraits maximaux (rundown) a été introduit dans le code de différences finies. Le principe est d'extrapoler dans les mailles sèches les quantités calculées dans les mailles voisines mouillées. Le calcul du runup nécessite de connaître la topographie précise des zones inondables.

Résultats

Sur la figure 7, on voit que le maximum de hauteur d'eau arrivant dans l'archipel des Marquises dépend de la directivité de la source et des formes du relief de l'océan Pacifique, entre les zones de subduction et l'archipel des Marquises (Hébert *et al.*, 2001a ; Hébert *et al.*, 2001b ; Hébert *et al.*, 2001c).

Sur la figure 8, les hauteurs d'eau maximales calculées dans la baie de Tahauku (île d'Hiva Oa), pour 2 des 4 tsunamis étudiés, ainsi que les marégrammes numériques dans la baie. Les résultats concordent avec les observations et les mesures faites sur le terrain : on obtient entre 2 et 3 m de run-up pour le cas Chili (Guibourg *et al.*, 1997 ; Hébert *et al.*, 2001a), entre 1 et 2 m pour le cas du Pérou (Heinrich *et al.*, 1998 ; Hébert *et al.*, 2001a). Les simulations confirment également qu'il n'y a pas eu d'inondation pour les événements des Kouriles et du Mexique (ce dernier tsunami était arrivé aux Marquises de nuit).

Sur la figure 9 sont représentées les hauteurs d'eau en océan profond dans la région des îles Marquises, et à des capteurs numériques positionnés à des endroits où la profondeur d'eau augmente, jusqu'au fond de chacune des 4 baies. Chaque cercle plein représente la moyenne des hauteurs d'eau maximales après 2 h de propagation dans l'archipel, et les barres d'erreur représentent la déviation standard de ces 4 valeurs. Cette figure confirme que les amplitudes des tsunamis, lorsqu'ils atteignent les îles Marquises (capteur A), sont maximales pour l'événement du Chili et celui du Pérou, ce qui avait déjà été noté

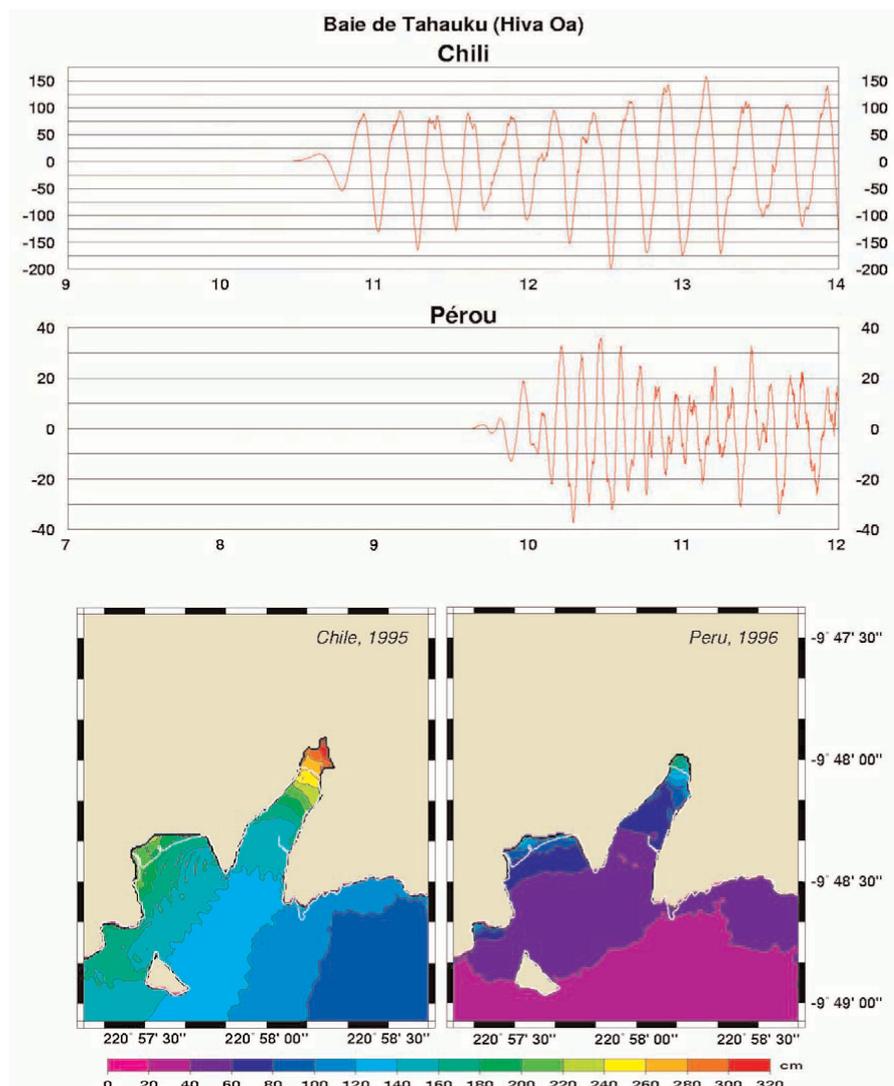


Fig. 8.- Partie supérieure : Marégrammes numériques des tsunamis du Chili 1995 (hauteur maximale 1,6 m) et Pérou 1996 (hauteur maximale 0,35 m) dans la baie de Tahauku, Hiva Oa. Partie inférieure : Cartes d'inondations des tsunamis du Chili 1995 (gauche) et Pérou 1996 (droite) dans la baie de Tahauku. La distance horizontale maximale de zones inondées atteint 250 m pour le tsunami du Chili et 100 m pour celui du Pérou.

Fig. 8.- Top: Marigrams of the 1995 Chilean tsunami (maximum wave height 1.6 m) and 1996 Peruvian tsunami (maximum wave height 0.35 m) in Tahauku Bay in Hiva Oa. Bottom: Computed flood maps of Tahauku Bay, in Hiva Oa, for the Chilean tsunami (1995) and Peruvian tsunami (1996). Maximum inland penetration reaches 250 m for the Chilean tsunami and 100 m for the Peruvian tsunami.

sur la figure. Par la suite, l'amplification maximale apparaît dans 3 baies pour le cas du Chili et pour le cas du Pérou, dans la baie de Hakahau. Les tsunamis des Kouriles et du Mexique dont l'amplitude autour des Marquises étaient les plus faibles, ne sont que très peu amplifiés dans ces baies, spécialement dans la baie de Tahauku.

Les marégrammes obtenus numériquement montrent qu'il existe des différences importantes entre les amplitudes et les périodes de ces 4 tsunamis.

Les tsunamis générés par des effondrements de falaise

Le tsunami, observé à Fatu Hiva en septembre 1999 dans les baies d'Omoa et de Hanavave dû à l'effondrement de la falaise, aérien, puis sous-marin, a été modélisé, positionné à l'endroit de l'éboulement observé sur la côte sud de l'île de Fatu Hiva. Le tsunami généré par cet effondrement a également été modélisé.

On suppose que le rocher perd soudainement son équilibre et que

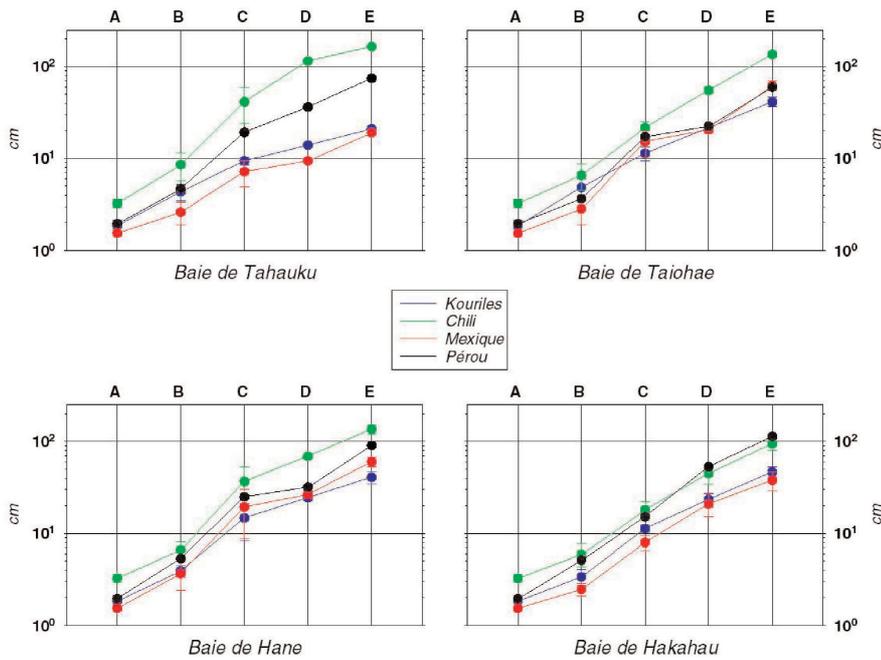


Fig. 9.- Amplification dans la baie de Tahauku (Hiva Oa), de Taiohae (Nuku Hiva), de Hane (Ua Huka) et de Hakahau (Ua Pou) pour les tsunamis des Kouriles 1994, Chili 1995, Mexique 1995 et Pérou 1996. A, B, C, D et E représentent, pour chaque site 4 marégraphes localisés au-dessus des fonds de, respectivement 4 500 m, 1 900 m, 70 à 100 m, 25 à 40 m et 3 à 4 m. Chaque cercle plein représente la moyenne des maximums de hauteur d'eau sur 4 points après 2 h de propagation dans l'archipel, et les barres d'erreur représentent la déviation standard de ces 4 valeurs.

Fig. 9.- Amplification in Tahauku Bay (Hiva Oa Island), Taiohae Bay (Nuku Hiva Island), Hane Bay (Ua Huka Island) and Hakahau Bay (Ua Pou Island) for the 1994 Kourile, 1995 Chile, 1995 Mexico and 1996 Peru tsunamis. A, B, C, D and E represent four marigrams from tide gauges located over water depths of about 4500 m, 1900 m, 70 to 100 m, 25 to 40 m, and 3 to 4 m, respectively. Each filled circle represents the average of the four maximum water heights after about 2 hours of propagation time in the archipelago, and the error bars represent the standard deviation of these four values.

l'effondrement s'écoule sous l'action de la gravité. L'éboulement est considéré ici comme un flux de matériau granulaire sans cohésion.

Les équations résultant de la conservation de la masse et du moment, écrites dans un système de coordonnées (x, y) lié à la topographie, sont :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0$$

(conservation de la masse)

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu) + \frac{\partial}{\partial x}(hu.u) + \frac{\partial}{\partial y}(hu.v) = -\frac{1}{2}\kappa \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos\theta) + \kappa gh \sin\theta_x + F_x$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hv) + \frac{\partial}{\partial x}(hv.u) + \frac{\partial}{\partial y}(hv.v) = -\frac{1}{2}\kappa \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos\theta) + \kappa gh \sin\theta_y + F_y$$

(conservation du moment)

avec $\kappa = 1 - \rho_w I \rho_s$ et $F = -\kappa gh \cos\theta \tan\varphi \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|}$

où $\mathbf{u} = (u, v)$ est le vecteur vitesse parallèle au socle, h est l'épaisseur de l'éboulement perpendiculaire à la pente, ρ_w et ρ_s sont les densités de l'eau et des sédiments avec un rapport $\rho_s/\rho_w = 2$, $\theta(x, y)$ est l'angle local de plus grande pente, θ_x and θ_y sont les angles de la pente respectivement le long des axes x et y.

À Fatu Hiva, la partie de la falaise qui s'est effondrée fait 300 m de large sur 300 m de haut, sur une épaisseur d'environ 27 m, ce qui fait un volume de 0,0024 km³. La figure 10 représente le maximum de hauteur d'eau calculé dans la baie d'Omoa, 8 mn après le début de l'effondrement (Hébert *et al.*, 2001d). Les valeurs vont de 1 à 5 m (4 m environ près de l'école), et l'eau pénètre jusque 100 à 200 m à l'intérieur des terres. Ces résultats sont cohérents avec les témoignages obtenus auprès des habitants. La carte de maximum de hauteur d'eau, autour de l'île de Fatu Hiva (fig. 11), 8 mn après l'événement, rend compte de la distribution spatiale de l'énergie du tsunami : le maximum d'énergie est focalisé vers la baie d'Omoa, en suivant un chemin particulier des vagues. Une partie de l'énergie semble se réfléchir à 2 km au large et est ensuite redirigée vers la côte. Ceci est lié au piégeage des ondes dû à la forme du relief sous-marin : la zone où les pentes sous-marines sont les plus fortes délimite une bande étroite qui sépare deux domaines où les profondeurs d'eau sont très différentes (inférieures à 200 m ou supérieures à 1000 m).

Un effondrement situé 2 km vers le sud-est a été également simulé. Les résultats montrent que le phénomène de focalisation a été déplacé d'autant vers le sud-est (Hébert *et al.*, 2001d). Ce qui signifie que l'éboulement de 1999 a eu lieu dans l'une des zones les plus dangereuses pour la baie d'Omoa, plus dangereuse que des falaises plus proches.

La modélisation permet donc de déterminer, pour chaque baie habitée, les zones d'éboulement potentiellement les plus dangereuses. À partir du moment où ces zones ont été déterminées, une reconnaissance terrain permettra de vérifier si ces zones paraissent stables, et de mettre en place des équipements de surveillance dans les zones les plus instables.

Conclusions

Il ressort de cette synthèse que les îles de l'archipel des Marquises ont été soumises à des risques naturels majeurs de différentes natures géologiques et dont l'origine peut être locale ou lointaine.

D'une part, ces îles sont les seuls endroits de Polynésie française où des tremblements de terre ont été ressentis, en dehors de Tahiti.

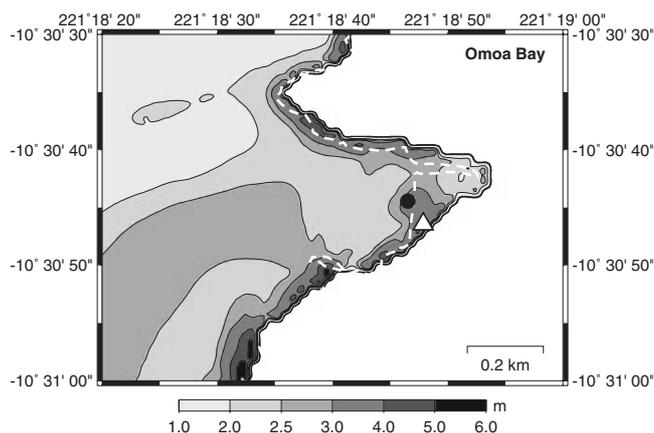


Fig. 10.- Les hauteurs d'eau maximales obtenues dans la baie d'Omoa après un temps de propagation de 8 mn, avec des courbes tous les mètres. La ligne en tireté blanc correspond à la côte.

Fig.10.- Maximum water heights computed in Omoa Bay after an 8-min propagation are shown with 1-m contours. The white dashed line corresponds to the shoreline.

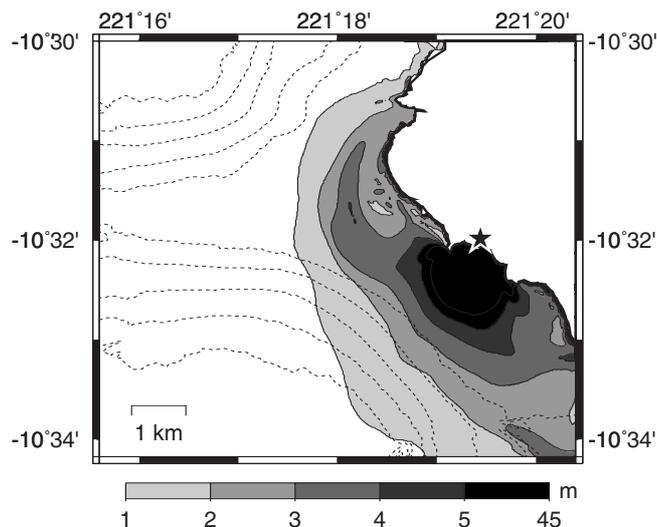


Fig. 11.- Les hauteurs d'eau maximales obtenues dans le sud de Fatu Hiva après un temps de propagation de 8 mn. Les lignes en tireté sont les courbes de bathymétrie tous les 200 m.

Fig. 11.- Maximum water heights obtained in southern Fatu Hiva after an 8-min propagation time. Dashed lines are bathymetric contours at 200 m intervals.

D'autre part, un événement d'origine géologique locale a été récemment observé sur l'île de Fatu Hiva, à l'extrémité sud-est de l'archipel. Le flanc d'une falaise s'est effondré dans la partie sud de l'île et a généré un tsunami destructeur. Ce risque d'origine locale peut être évalué en recherchant les falaises potentiellement instables, lors de reconnaissance sur le terrain le long de la côte de part et d'autre des baies habitées. La modélisation numérique permettrait de définir les zones à risques qu'il faudrait surveiller localement.

Ce sont cependant les tsunamis d'origine lointaine qui constituent le risque naturel majeur pour cet archipel.

Depuis 1830, au moins six événements ont été observés et rapportés par écrit. L'amplitude et les dégâts générés par ces événements ont été très variables et trois d'entre eux (1837, 1946 et 1960) ont été catastrophiques ; il faut noter que deux victimes ont été déplorées en 1946.

Dès les années soixante et pour parer à ce risque, le Laboratoire de Détection et de Géophysique installé à Tahiti, a été chargé de la prévention des tsunamis pour l'ensemble de la Polynésie française. Il a créé le Centre Polynésien de Prévention des Tsunamis (CPPT), qui constitue l'un des centres d'alerte régional du système d'alerte au tsunami dans le Pacifique mis en place par le Groupe International de

Coordination (GIC/ITSU) de l'Unesco. Ce système d'alerte comprend un centre d'alerte international situé à Hawaii et d'autres centres d'alerte nationaux opérationnels en Alaska, au Chili, au Japon et en Russie.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Luis Mendes Victor (Université de Lisbonne) et Rémy Louat (Institut de Recherche pour le Développement) qui ont, par leurs critiques et commentaires constructifs, amélioré le manuscrit original et Eric Thauvin (DASE) pour sa participation à l'élaboration des figures.

Références bibliographiques

- Brousse R., Chevalier J.P., Denizot M., Salvat B. (1978) - Etude géomorphologique des îles Marquises. *Cahiers du Pacifique*, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 9-74.
- Candelot J.L. (1996a) - Tremblements de terre et secousses sismiques ressentis. Marquises - Editions Polyèdre Culture, 219-221.
- Candelot J.L. (1996b) - Tai toko ! ou l'imminence d'un cataclysme. Marquises - Editions Polyèdre Culture, 222-230.
- Carrier G.F. (1971) - The dynamics of tsunamis. *Mathematical Problems in the Geophysical Sciences 1 : Geophysical Fluid Dynamics*, Lecture in Applied Mathematics, American Mathematical Society, Providence, Rhode Island, 13, 157-187.
- Diraison C. (1991) - Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Tephrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse Doctorat, Univ. Bretagne occidentale, Brest, 413 p.

- Filmer P.M., McNutt M.K., Webb H.F., Dixon D.J. (1994) - Volcanism and archipelagic aprons: a comparison of the Marquesas and Hawaiian islands. *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 385-406.
- Frébault J.M. (1991) - Un tsunami aux îles Marquises. *Le retraité des PTT*, **364**, 29.
- Guibourg S., Heinrich Ph., Roche R. (1997) - Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 7, 775-778.
- Hébert H., Heinrich Ph., Schindelé F. (2001a) - Far-field simulation of tsunami propagation in the Pacific ocean : impact on the Marquesas Islands (French Polynesia). *J. Geophys. Res. Oceans*, **106**, C5, 9161-9177.
- Hébert H., Piatanesi A., Heinrich P., Schindelé F. (2001b) - Tsunami Hazards in the Marquesas Islands (French Polynesia) : Numerical modeling of recent trans-Pacific events. Proceedings du Workshop Tsunami risk assessment beyond 2000, Moscow 2000, Moscow 2001, 93-104.
- Hébert H., Piatanesi A., Heinrich P., Schindelé F., Okal E.A. (2001c) - Numerical modeling of the Sept. 13 1999 Fatu Hiva Island (French Polynesia) landslide and tsunami. *Geophys. Res. Lett.* accepté octobre 2001.
- Hébert H., Heinrich P., Schindelé F. (2001d) - Tsunami Risk assessment in the Marquesas Islands (French Polynesia) through numerical modeling of recent and generic far field events (soumis à *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2001).
- Heinrich Ph., Guibourg S., Roche R. (1996) - Numerical modeling of the 1960 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia. *J. Phys. Chem. Earth*, **21**, 12, 19-25.
- Heinrich Ph., Schindelé F., Guibourg S., Ihlmlé P.F. (1998) - Modeling of the 1996 Peruvian tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 14, 2687-2690.
- Heinrich Ph., Hébert H. (2000) - Les tsunamis. Encyclopédie Universalis et Lettre Encyclopaedia, 230-233.
- Johnson J.M. (1999) - Heterogeneous Coupling along Alaska-Aleutians as inferred from tsunami, seismic, and geodetic inversions. *Advances in Geophysics, Tsunamiogenic Earthquakes and their consequences*, Academic Press, **39**, 1-116.
- Le Dez A., Maury R.C., Vidal P., Bellon H., Cotten J., Brousse R. (1996) - Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, n° 2, 197-209.
- Liu P.L., Earickson J. (1983) - A numerical model for tsunami generation and propagation. *Tsunamis : Their Science and Engineering*, Terra Science Pub. Co., Tokyo/Reidel, Dordrecht, 227-240.
- Mei C.C. (1983) - *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. Wiley, New York.
- Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.P., Torresan M.T. (1989) - Progenious submarine landslides on Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17445-17484.
- Moore J.G., Normark W.R., Holcomb R.T. (1994) - Giant Hawaiian landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 119-144.
- Okada Y. (1985) - Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismological Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- Okal E.A., Talandier J., Sverdrup K.A., Jordan, T.H. (1980) - Seismicity and tectonic stress in the south-central Pacific. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6479-6495.
- Okal E.A. (1999) - Rapport de mission Fatu Hiva. Rapport interne CEA/DIF/DASE D0 1731 du 16/11/1999.
- Okal E.A. (2000) - Rapport de mission Iles Marquises. Rapport interne LDG/Pamatai du 16/08/2000.
- Reymond D., Hyvernaud O., Talandier J. (1991) - Automatic Detection, Location and Quantification of Earthquakes : Application to Tsunami Warning. *Pure and Applied Geophysics*, **135**, 361-382.
- Schindelé F. (1993) - Sismicité du Pacifique Central Sud. Actes des Troisièmes Journées de la Recherche en Polynésie française, 12-23.
- Schindelé F. (1995) - La prévention des tsunamis en Polynésie française – Les Marquises et le risque tsunami. *Bull. Soc. des Etudes Océaniques*, **268**, 93-107.
- Schindelé F., Reymond D. (2001) - Tsunami Hazards in the Marquesas Islands (French Polynesia) : recent Observations (1994-1996). Proceedings du Workshop Tsunami risk assessment beyond 2000 Moscow 2000, Moscow 2001, 110-116.
- Talandier J. (1976) - Sismicité et activités volcaniques en Polynésie française. *Bull. Soc. des Etudes Océaniques*, **197**, 653-658.
- Talandier J., Okal E.A. (1982) - Crises sismiques au volcan Mac Donald (Océan Pacifique Sud). *C.R. Acad. Sci.*, II, **295**, 195-200.
- Talandier J., Okal E.A. (1984) - The volcanoseismic Swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia Area, French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11216 –11234.
- Wolfe C.J., McNutt M.K., Detrick R.S. (1994) - The Marquesas archipelagic apron: Seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating. *J. Geophys. Res.*, **99**, B7, 13 591-13 608.
- Wyssession M.E., Okal E.A., Miller K.L. (1991) - Intraplate Seismicity of the Pacific Basin, 1913-1988. *Pure and Applied Geophysics*, **135**, n° 2, 261-359.

Planche I / Plate I

Le tsunami du 30 juillet 1995 dans la baie de Tahauku à Hiva Oa.

The 30 July 1995 tsunami in Tahauku Bay (Hiva Oa)

Photo a - Retrait complet de la mer dans la partie nord de la baie.

Photo a – Complete withdrawal of the sea in the northern part of the bay.

Photo b - Inondation de la plage et de l'intérieur des terres.

Photo b – Flooding of the beach and hinterland.



Photo a



Photo b

Planche II / Plate II

Tsunami de septembre 1999 à Fatu Hiva

The September 1999 tsunami in Fatu Hiva

Photo - L'effondrement d'un flanc de falaise dans la partie Sud de Fatu Hiva. Cet effondrement mesure 300 m de large et de haut, sur 27 m d'épaisseur.

Photo - Cliff failure in southern Fatu Hiva. The area of cliff failure is estimated at $300 \times 300 \text{ m}^2$, with a thickness of about 27 m.

