



Modélisation de l'aléa tsunamis et des résonances côtières en France

Sébastien Allgeyer

► To cite this version:

Sébastien Allgeyer. Modélisation de l'aléa tsunamis et des résonances côtières en France. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris-Diderot - Paris VII; Institut de physique du globe de paris - IPGP, 2012. Français. NNT : . tel-00948256

HAL Id: tel-00948256

<https://theses.hal.science/tel-00948256>

Submitted on 18 Feb 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ PARIS. DIDEROT — SORBONNE PARIS CITÉ
ÉCOLE DOCTORALES DES SCIENCES DE LA TERRE (ED 109)



DOCTORAT

présentée en première version en vue d'obtenir le grade de Docteur, spécialité
« Sciences de la Terre »

par

Sébastien ALLGEYER

MODÉLISATION DE L'ALÉA TSUNAMIS ET DES RÉSONANCES CÔTIÈRES EN FRANCE

Thèse dirigée par R. MADARIAGA / H. HÉBERT

Thèse soutenue le 20 Juin 2012 devant le jury composé de :

M.	FABRICE COTTON	(Rapporteur)
M.	STEFANO TINTI	(Rapporteur)
M ^{me}	MARIA-ANNA BAPTISTA	(Examinatrice)
M.	PASCAL BERNARD	(Examineur)
M.	ANTHONY SLADEN	(Examineur)
M.	RAÛL MADARIAGA	(Directeur)
M ^{me}	HÉLÈNE HÉBERT	(Co-encadrante)

REMERCIEMENTS

La présente étude n'aurait pas été possible sans le bienveillant soutien de certaines personnes. Je ne suis pas non plus capable de dire avec les mots qui conviennent, le rôle qu'elles ont pu jouer à mes côtés pour arriver à ce résultat. Cependant, je voudrais leur présenter ici, tous mes sentiments de gratitude qui viennent du fond de mon cœur, en acceptant mes remerciements.

Les premières personnes que j'aimerais remercier sont, bien entendu, mes directeurs de thèse : Professeur Raul Madariaga (ENS) et Mme Hélène Hébert (CEA). Je tiens à leur exprimer ma reconnaissance pour leur savoir-faire qu'ils ont pu me transmettre et pour le temps qu'ils ont réussi à m'accorder. Je tiens aussi à remercier tous les membres du jury qui ont accepté de donner leur avis sur ma thèse et d'avoir rendu la discussion qui en a suivi intéressante. Tout d'abord à Monsieur Fabrice Cotton, Professeur de l'université Joseph Fourier de Grenoble, d'avoir accepté la tâche de président du jury et de rapporteur. Ensuite à M. Stefano Tinti, Professeur de l'université de Bologne, pour avoir rapporté sur ma thèse. Afin de compléter le jury, je tiens à remercier, Mme Maria Ana Baptista (Professeur de l'université de Lisbonne), M. Pascal Bernard (Physicien, de l'IPGP), et M. Anthony Sladen (Chargé de Recherche à GéoAzur, Sophia Antipolis).

Cette thèse fut aussi l'objet de nombreuses collaborations avec beaucoup de personnes. Tout d'abord je tiens à remercier toute l'équipe du projet de recherche ANR Maremoti (coordonnée par le CEA) et contenant les équipes du CEA, de l'ENS, du SHOM, de l'Université de La Rochelle, de GEOLAB, de l'université Paris 1, de Géosciences Consultants et de l'Université de Montpellier. Je tiens à remercier plus particulièrement M. Karpytchev (Université de La Rochelle) pour les nombreuses discussions sur la marée, C. Daubord (SHOM) pour son travail effectué dans les archives marégraphiques et M.A. Baptista pour les discussions sur les événements au large du Portugal.

De manière générale, je tiens également à remercier les secrétaires et les informaticiens des deux laboratoires, maîtres des laboratoires sans eux rien ne fonctionnerait. Mes remerciements vont aussi aux différentes personnes que j'ai pu côtoyer, avec qui j'ai pu discuter... dans les couloirs, lors des pauses, ou de temps en temps derrière un ordinateur en travaillant. Je tiens particulièrement à citer (dans un ordre alphabétique) Adrien, Amaya, Aurélien, Gabriel, Guillaume, Marianne, Marine, Olga : bientôt à

vous ! Puis, pour compléter la liste, Audrey, Aline, Brice, Élise, Laureen, Raphaël, Saber, Sébastien, Soumaya.

Un esprit sain dans un corps sain. Cette phrase fut démontrée au cours de cette thèse. Ainsi, je tiens aussi à remercier tous les plongeurs que ce soit à l'ASCEA-Gr ou aux GPA13, pour les sorties mémorables (Bretagne, Égypte, Côte d'Azur) et pleins de bons souvenirs.

Mes derniers remerciements vont aux plus méritants, les membres de ma famille, pour avoir répondu présent durant 27 ans et bien d'autres années encore. Pour l'éducation, le savoir et la force qu'ils m'ont transmis.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	viii
PRÉFACE	1
1 INTRODUCTION	5
1.1 GÉNÉRALITÉS	5
1.2 CONTEXTE	8
1.2.1 Enjeux et motivations	8
1.2.2 Objectifs et approche générale	11
2 OUTILS POUR L'ÉTUDE DES TSUNAMIS	13
2.1 OBSERVATIONS	15
2.1.1 Mesure directe en domaine côtier et océan profond	15
2.1.2 Les missions post-tsunami	20
2.2 MODÉLISATION EN ONDES LONGUES	20
2.2.1 Équations du problème	22
2.2.2 Méthode de résolution des equations différentielles	28
2.3 TECHNIQUE DE PARALLÉLISATION	35
2.3.1 Différents types de parallélismes	35
2.3.2 La mesure de la performance	36
2.3.3 Méthodologie appliquée	37
2.3.4 Efficacité de la parallélisation	37
2.4 MODÉLISATION DES INTERACTIONS AVEC DES STRUCTURES : LE CONCEPT DE RÉSONANCE	40
2.4.1 Méthodes d'investigation des résonances	40
2.4.2 Calcul dans le cas d'un bassin rectangulaire	43
2.4.3 Calcul dans le cas d'un bassin cylindrique	48
2.4.4 Vers les semi-modes de résonance : Le cas des ports	52
2.4.5 Vers les semi-modes de résonance : Le cas des structures marines	56
2.5 MODÉLISATION AVEC TERMES DISPERSIFS	59
2.5.1 Équation du problème	59

2.5.2	Méthode de résolution numérique utilisée	60
2.5.3	Validation : propagation d'une onde solitaire	65
	CONCLUSION	68
3	APPLICATION DANS LE CADRE DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE	69
3.1	MOTIVATION DE L'ÉTUDE	71
3.1.1	La Polynésie Française : le territoire français le plus touché	71
3.1.2	Évènements étudiés	71
3.1.3	Organisation du chapitre	73
3.2	MODÉLISATION DE L'ÉVÈNEMENT DE MAULE	74
3.2.1	Les sources sismologiques disponibles	74
3.2.2	Tsunamis générés par ces sources	75
3.2.3	Comparaison avec les données d'observations du tsunami dans l'archipel des Marquises	79
3.3	MODÉLISATION DES RÉSONANCES LE LONG DE LA CÔTE CHILIENNE	84
3.3.1	Instruments disponibles	84
3.3.2	Analyse spectrale	86
3.3.3	L'origine des modes de résonance	89
3.4	MODÉLISATION DES RÉSONANCES SUR LES MARQUISES	93
3.4.1	Introduction	94
3.4.2	Observations and data analysis	96
3.4.3	Tsunami free oscillation determination	100
3.4.4	Resonance modes and their azimuthal and distance dependence	111
3.4.5	Discussion and conclusion	116
	CONCLUSION	119
4	APPLICATION DANS LE CADRE DE LA FRANCE MÉTROPOLITAINE	121
4.1	MOTIVATION DE L'ÉTUDE	123
4.1.1	Le projet ANR Maremoti	123
4.1.2	Organisation du chapitre	124
4.2	MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS LA MÉDITERRANÉE	125
4.2.1	Données et observations du tsunami de Boumerdès-Zemmouri	125
4.2.2	Simulation numérique	127
4.2.3	Comparaison avec d'autres évènements	132
4.3	MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS L'ATLANTIQUE	137
4.3.1	Introduction	138
4.3.2	Observations along French Atlantic Coast in the 20th Century	140
4.3.3	Numerical simulation of tsunamis triggered by earthquakes off-shore Portugal	147
4.3.4	Results	150

4.3.5	Discussion	154
4.3.6	Conclusion	158
	CONCLUSION	160
	CONCLUSION GÉNÉRALE	161
A	LE TSUNAMI INDUIT PAR LE SÉISME DE BOUMERDÈS-ZEMMOURI (21 MAI 2003) : RÉSULTAT DE L'ENQUÊTE DE TERRAIN ET DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE LE LONG DES CÔTES FRANÇAISE (SAHAL ET AL. 2009)	165
	BIBLIOGRAPHIE	179

LISTE DES FIGURES

1.1	Propagation du tsunami de Maule (2010) dans l'océan Pacifique après 14 heures de propagation	5
1.2	Enregistrement du tsunami de Maule 2010 par le DART 51406 (proche de Hawaii) en (a) l'enregistrement brut, en (b) l'enregistrement filtré afin de ressortir le signal du tsunami, et en (c) l'analyse temps fréquence du signal obtenu. Plusieurs arrivées peuvent être observées : l'arrivée des ondes sismiques, des ondes tsunamis en deux phases, les ondes dites longues et les ondes dispersives.	7
1.3	Les différents systèmes d'alerte prévus par l'UNESCO (source : http://www.bom.au). Certains sont déjà opérationnels (océan Pacifique, Indien) et d'autres sont en cours de développement	9
2.1	Schéma explicatif du fonctionnement d'un marégraphe avec en (a) et (b) les photos du cas réel du Marégraphe Côtier Numérique (MCN) de Brest (source : http://www.refmar.fr)	16
2.2	Schéma explicatif du fonctionnement du système DART (source: NOAA, http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart.shtml)	18
2.3	Répartition géographique des différents capteurs DART et marégraphe du programme de l'IOC (Source : NOAA & IOC)	19
2.4	Représentation schématique du Run-up	20
2.5	Éléments caractérisant	21
2.6	Présentation des différents éléments décrivant le glissement sur le plan de faille	25
2.7	Étapes de la génération de grille pour le cas du port de La Rochelle. (a) Carte SHOM, (b) Données fournies par le SHOM, (c) Données fournies par le SHOM et digitalisation des zones manquantes, (d) et (e) résultats de l'interpolation pour les abords de La Rochelle et dans le port de La Rochelle	27
2.8	Maille de type C	29

2.9	Réprésentation schématique de l'algorithme d'inondation dans les modèles en différences finies, avec dans el cas (a), l'absence d'inondation de la cellule $i + 1$ et dans le cas (b) l'inondation de la cellule $i + 1$ par extrapolation des flux de la cellule i	33
2.10	Les différentes conditions du modèle utilisé avec en a la bathymétrie et en b la source utilisées	33
2.11	Comparaison entre deux modèles de tsunami, le code CEA en vert et le modèle NAMI DANCE en bleu. Les deux modèles sont compatibles.	34
2.12	Méthode de décomposition de domaine	38
2.13	Performance du code en monogrille	39
2.14	Réprésentation du bassin de calcul de modes de résonance (bassin rectangulaire de dimension 7 km x 4 km et 100 m de profondeur) la position des différents capteurs est représentée par des "+". Trois simulations ont été effectuées avec trois configurations de surface initiale de déformation : (a) source centrée, (b) source décentrée, (c) source centrée de faible taille comme le préconise Yalciner & Pelinovsky (2007)	44
2.15	Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 8 capteurs et les 3 sources (cf Figure 2.14)	45
2.16	Représentation des principaux modes de résonance d'un bassin rectangulaire avec leurs fréquences associées. Les lignes noires représentent les noeuds de résonances.	46
2.17	Représentation du bassin de calcul de mode de résonance (bassin circulaire de 1900 m de rayon et 100 m de profondeur) la position des différents capteurs est représentée par des "+ ". Trois simulations ont été effectuées avec trois configurations de surface initiales de déformation : (a) source symétrique centrée, (b) source symétrique décentrée, (c) source non symétrique centrée.	49
2.18	Mode de résonance dans le cas d'un bassin cylindrique déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 8 capteurs et les 3 sources (cf Figure 2.17)	50
2.19	Représentation des principaux modes de résonance d'un bassin cylindrique avec leurs fréquences associées. Les lignes noires représentent les noeuds de résonances.	51
2.20	Schéma de la géométrie du port de longueur L , et de largeur W , avec une ouverture L_0 utilisée pour les simulations	52

2.21	Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire avec ouverture déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 13 capteurs et les 4 tailles d'ouverture (la position des capteurs est la même que pour les cas sans ouverture cf. Figure 2.14)	54
2.22	Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire avec ouverture déterminée par la méthode matricielle. Seuls les deux modes principaux sont représentés pour chacune des ouvertures	55
2.23	Détail sur le mode de Helmholtz (mode le plus grave) dans les quatres ouvertures de bassin. La taille de l'ouverture a un effet sur l'amplitude et la largeur de ce mode de résonance.	55
2.24	Valeur des coefficients de reflexion et transmittion pour différentes valeurs du gradient de topographie.	56
2.25	(a) Géométrie utilisée pour le test, (b) à (d) série temporelle en différents points. La zone de faible vitesse montre une amplification des ondes. . .	57
2.26	Spectre de la série temporelle de l'élévation à l'avant, au centre et au-delà de la zone à faible vitesse (cf figure 2.25b,c et d). Les modes de résonance étroits représentent les modes fondamentaux et sous-harmoniques de la sources.	58
2.27	Hauteur d'eau maximale simulée dans le cas de structures sous marines de type haut-fond. Nous observons un point de focalisation des rais dans le milieu à faible vitesse.	58
2.28	Nomenclature des points de calcul utilisés pour les développements des équations 2.52 et 2.53	62
2.29	Profil d'un soliton d'amplitude 1 m sur un milieu de 10 m de profondeur	64
2.30	Profil de la propagation de soliton de 1 mètre d'amplitude après 40 secondes de propagation dans un milieu de 10 mètres de profondeur. (a) profil par résolution des équations ondes longues linéaires, (b) profil selon les équations ondes longues non linéaires, (c) profil par résolution des équations linéaires dispersives et (d) en résolvant les équations non linéaires dispersives avec différents facteurs de pondération des termes dispersifs.	67
3.1	Déformation de la surface générée par les différentes sources sismologiques testées : de (a) à (d) les sources uniformes dont le comportement global est relativement similaire et de (e) à (g) les sources détaillées où des différences apparaissent sur la position des différents patchs. La ligne isobathymétrique de 4000 mètres est représentée par le trait (—) symbolisant approximativement la position de la fosse de subduction. . .	75
3.2	Distribution des hauteurs maximales attendues après 20 heures de propagation pour différentes sources.	77

3.3	Comparaison entre les signaux DART observés et simulés pour 4 stations, (a) Nord du Pérou, (b) Polynésie française, (c) Hawaïi, (d) Nouvelle Zélande.	78
3.4	Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l'île de Hiva Oa. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d'inondations par les valeurs entre parenthèses (Reymond & Hyvernaud 2010)	79
3.5	Exemple de documentation photographique pendant le tsunami permettant de mesurer le run-up. Les photos ont été prises pendant la phase maximale et minimale de l'inondation dans la baie de Tahuaçu	80
3.6	Résultats de la simulation numérique en termes de hauteurs maximales du tsunami. Sur l'île de Hiva Oa et la baie de Tahauku où un marégraphe est disposé. Les numéros correspondent au point où des mesures de run up ont été effectuées. La correspondance en ces points est effectuée sur le Tableau 3.3	80
3.7	Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l'île de Nuku Hiva. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d'inondation par les valeurs entre parenthèse (Reymond & Hyvernaud 2010)	81
3.8	Exemple de documentation photographique pendant le tsunami documentant le retrait de l'eau dans la baie de Tahauku	81
3.9	Résultats de la simulation numérique en termes d'hauteurs maximales du tsunami. Sur l'île de Nuku Hiva et la baie de Tahauku où un marégraphe est disposé. Les numéros correspondent au point où des mesures de run up ont été effectuées. La correspondance en ces points est effectuée sur le Tableau 3.4	82
3.10	Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l'île de Ua Pou. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d'inondation par les valeurs entre parenthèse (Reymond & Hyvernaud 2010)	82
3.11	Résultats de la simulation numérique en termes de hauteurs maximales du tsunami sur l'île de Ua Pou.	83
3.12	Dans la baie de Hakahau, aucun run-up a été simulé. Cependant, des photographies d'un tourbillon ont été prises à 8h45 soit environ après 11h45 de propagation dans le port à l'intérieur de la baie. La simulation numérique montre un vortex après 11h48 de propagation observable sur le champ de vitesse.	83
3.13	Localisation des différents instruments utilisés le long de la côte sud-américaine. (en rouge les stations marégraphiques, en vert les stations sismologiques et en bleu les inclinomètres). Les ellipses blanches représentent approximativement les zones de ruptures de 1883, 2007 et 2010 . . .	85

3.14	Spectre des marégrammes dans la côte Sud Américaine après le tsunami (bleu) et bruit de fond (vert). L'ordre des figures est en fonction de la répartition géographique (du nord au sud)	88
3.15	Spectre des deux inclinomètres disponibles proches d'Iquique après le tsunami (bleu) et bruit de fond (vert).	89
3.16	Spectre des deux inclinomètres dans le domaine fréquentiel avec l'indication des modes propres de la Terre.	90
3.17	Modes de résonance calculés dans la région de Iquique. Les modes sont principalement localisés entre la côte et la fosse de subduction. Les points rouges représentent les trois marégraphes (Arica, Iquique et Antofagasta, du nord au sud)	91
3.18	Champ de vitesses à différents instants compris entre 11 et 16 heures après le tsunami. Le champ résiduel de vitesse est localisé entre la côte et la fosse de subduction.	92
3.19	Localisation of Marquesas Archipelago and the different Islands and the three tsunami earthquakes source events. Black line represents the tsunami travel time in hours.	97
3.20	Wavelet analysis for the Nuku Hiva tidal gage data for the three events : (a) Tohoku 2011, (b) Maule 2010, (c) Samoa 2009. Showing the raw tide gage data (bottom), the wavelet analysis (center) and the mean spectra of the tsunami and the background noise. The grey dashed line symbolised the first wave arrivals.	101
3.21	Wavelet analysis for the Hiva Oa tidal gage data for the three events : (a) Tohoku 2011, (b) Maule 2010, (c) Samoa 2009. See legend of figure 3.20 for more details.	102
3.22	Determination of the resonant periods of a circular shaped basin in two different cases: (a) the source is located at the centre, and (b) off-centred . The blue and green curves show the spectral coefficients of a virtual tide gauge time series in two different locations (at the centre of the basin for the blue one, and an off-centred one for the green). The observed picks fit well the theoretical values (black line).	104
3.23	Determination of the resonant periods of a circular shaped basin of 1900 km radius and 100 m depth with the eigenfunction method. Only six modes are shown. Black lines represent nodes of the free oscillations . . .	105
3.24	Configuration used for the simulation: a closed rectangular shape basin (7 by 4km) is connected to the open ocean (21 by 12 km) by a mouth of length l_0	107

3.25	Determination of the resonant periods of a rectangular shape basin with different mouth dimension: (a) no mouth, (b) mouth of 200 m, (c) mouth of 7000 m (i.e. full open). Red lines symbolised the theoretical value for a closed basins (Eq 3.16) and Table 3.6.	108
3.26	Determination of the resonant periods of an open rectangular shape basin using the eigen function methods, for the same configuration of Figure 3.25. The open ocean basin has been cut to better represent the inner basin. Only the 2 (3) first mode are represented.	109
3.27	Differents free oscillation modes for the Marquesas archipelago with (a) a view of all the archipelago using spectral analysis of a numerical simulation of the Maule event, (b) and (c) eigenfunction decomposition of the two main islands: Nuku Hiva (b) and Hiva Oa (a). Orange diamonds denote the location of the tidal gauges, (d) and (e) shows synthetic spectra computed with arbitrary source for Nuku Hiva and Hiva Oa.	112
3.28	Location of the differents sources used for the study of azimuthal dependence of the excitation of free oscillations in Nuku Hiva and Hiva Oa islands in two cases: far (in black) and near sources (in red). All centre of sources are represented.	113
3.29	Polar plots of the power spectra depending on the azimuth (θ axis) and the periods (radial axis, in minutes) for different islands: a and b for the Nuku Hiva Island, c and d for the Hiva Oa Island. and for different source position: a and c for near sources, b and d for far sources (see Fig 3.28 for the source position).	114
4.1	Les différentes surfaces de déformation en mer générées par les sources utilisées. Les calculs de la déformation de surface ont été faits par les formules d'Okada (1985)	126
4.2	Résultat de l'enquête de terrain : (a) l'ensemble des ports/sémaphores interrogés, (b) zoom sur la côte d'Azur où les ports ont ressenti des effets du tsunami, (c) (adapté de Sahal et al. 2009)	128
4.3	Un mois d'enregistrement (mai 2003) sur le marégraphe de Sète puis un zoom sur les 3 jours entourant le tsunami avec une représentation en ondelette	129
4.4	Grilles de calculs utilisées pour la simulation numérique. Seule la grille principale et quelques grilles de résolutions fines sont représentées.	130
4.5	Hauteur d'eau maximale estimée par chacune des sources testées au bout de quatre heures de propagation	131

4.6	Détail sur la côte française, la source de Semmane et al. (2005) est utilisée. Les zones où l'impact est le plus important sont situées sur la côte d'Azur, ce qui est en accord avec l'enquête de terrain (Figure 4.2). La ligne en pointillée correspond à la position de la marge continentale	131
4.7	Comparaison entre les enregistrements réels sur les marégrammes de Sète (a) et de Palma (b) par rapport aux différentes sources testées	132
4.8	Deux autres évènements testés, (a) un séisme hypothétique de $M_w = 7.5$ au nord d'Alger, (b) le séisme de Djidjeli	133
4.9	Détail sur la côte française pour les sources de 1856 et la source hypothétique de magnitude 7.5. L'impact est plus étendu que pour la source de 2003.	134
4.10	Détail sur les sites de Sète et de Cannes pour les trois évènements étudiés.	135
4.11	Context of the studied area shown with bathymetry from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) (IOC-BODC 2003) and focal mechanisms for the 1969 and 1975 earthquakes (see Table 4.6 for characteristics). The 1755 epicentral area is plotted with the dashed ellipse. Red squares indicate the probable impact of the 1755 tsunami on Ireland (1 county of Cork), and United Kingdom (2 Bristol Channel, 3 Penzance Bay). Blue squares indicate places where a relative amplification is obtained in the 1755 tsunami modeling (see text for details) (4 south Finistere, 5 Gulf of Morbihan). This figure also displays the La Rochelle harbor where high resolution tsunami modeling was carried out. Black dots denote the seismicity from EMSC-CSEM for the period 1998–2011 and magnitudes $M > 4$ (Godey et al. 2006).	141
4.12	Location of tide observatories where data were found for the 1969, 1972 and 1975 event	143
4.13	Analysis of the tide gauge observations in La Rochelle harbor following the Azores earthquake of February 28, 1969. a Extract of the centimeter-detailed curve of the original tide gauge record. Zoom on the major oscillations recorded but unrelated to the tsunami. b Plot of the 1 min digitized sea level record and comparison to tide predictions. c Calculation of the detided series (surge signal). d Calculation of the high pass filtered series (filtered signal). e Frequency-time plot of the high pass filtered series. The dashed vertical line labeled "E" indicates the time of the mainshock of the earthquake and the label "T" indicates the theoretical tsunami arrival . . .	145

4.14	Analysis of the tide gauge observation in La Rochelle harbor following the Azores earthquake of May 26, 1975. a Extract of the centimeter- detailed curve of the original tide gauge record. Zoom on the major oscillations, occurring 17 h after the earthquake. b Plot of the 1 min digitized sea level record and comparison to tide predictions. c Calculation of the detided series (surge signal). d Calculation of the high pass filtered series (filtered signal). e Frequency-time plot of the high pass filtered series. The dashed vertical line labeled "T" indicates the time of the tsunami arrival computed by simulation	146
4.15	Set of nested grids used for the different tsunami simulations from the large scale to the La Rochelle harbor. The red circle represents the tide gauge location	149
4.16	Maximum wave heights modeled for each events : (a) 1969, (b) 1975, black lines indicate the isochrons of the tsunami travel time (plotted each hours)	150
4.17	Maximum wave heights for each simulated event in the area of La Rochelle : (a) 1969, (b) 1975	152
4.18	Maximum wave heights for each modeled events : (a) Johnston (1996),(b) Baptista et al. (2003), (c) Gutscher et al. (2006), black lines represent the isochrons of the tsunami travel time (plotted each hour)	153
4.19	Maximum wave heights for each simulated events in the area of La Rochelle : (a) Johnston (1996), (b) Baptista et al. (2003), (c) Gutscher et al. (2006)	154
4.20	Synthetic gauge in the center of the La Rochelle harbor : (a) 1969, (b) 1755 (Baptista et al. (2003) in blue, Johnston (1996) in green and Gutscher et al. (2006) in red)	156
4.21	Maximum wave height for Goringe source : (a) in low tide configuration, (b) in high tide for the Johnston (1996) 1755 scenario	157

PRÉFACE

CADRE DE LA THÈSE

Le sujet traité dans cette thèse s'inscrit dans le cadre de l'étude de l'aléa tsunami en France. Il s'agit d'un travail basé sur la simulation numérique, le développement de méthode permettant de mieux décrire ce risque.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet ANR MAREMOTI (MAREgraphie, observation de tsunamis, modélisation et études de vulnérabilité pour le nord-est Atlantique et la Méditerranée occidentale) qui a pour objectif l'étude de l'aléa tsunami sur les côtes métropolitaines françaises.

ORGANISATION DU MANUSCRIT

Nos contributions portent sur l'étude du risque tsunami sur les côtes françaises de métropole comme d'outre-mer (plus particulièrement la Polynésie française).

Le *premier chapitre* expose la problématique de la thèse.

Le *deuxième chapitre* présente en détail les différentes méthodes utilisées.

Le *troisième chapitre* présente les travaux effectués dans le cadre des études sur la Polynésie française.

Le *quatrième chapitre* présente les travaux effectués concernant l'étude du risque sur les côtes françaises.

Cette thèse a été effectuée dans le Laboratoire de Risques Sismique et Géologique du Commissariat à l'Énergie Atomique et dans le laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure. Certains travaux ont fait l'objet de collaborations avec l'Institut de Physique du Globe de Paris, l'Université de La Rochelle, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, l'Université de Montpellier.

Cette thèse a fait l'objet de divers travaux écrits :

F. Boudin, **S. Allgeyer**, P. Bernard, H. Hébert, M. Olcay, M. El-Madani, B. Schurr, M-F. Esnault, R. Madariaga, G. Asch, M. Kammenthaler, *Analysis and modeling of tsunami-induced tilt for the 2007, $M=7.6$, Tocopilla and the 2010, $M=8.8$ Maule earthquakes, Chili, from long base tiltmeter and broad-band seismometer records.*, submitted in GJI

S. Allgeyer, H. Hébert, R. Madariaga, *Modelling the tsunami free oscillations in the Marquesas (French Polynesia)*, in revision for GJI

H. Hébert, P.-E. Burg, **S. Allgeyer**, R. Binet, F. Lavigne, F. Schindelé, *The 17 July 2006 tsunami in Java (Indonesia) studied from satellite imagery and numerical modelling*, in revision for GJI

S. Allgeyer, C. Daubord, A. Loevenbruck, H. Hébert, F. Schindelé, *Could a 1755-like tsunami reach the French atlantic coastline ? Constraints from 20th century observations and numerical modeling*, accepted in Pure and Applied Geophysics

J. J. Makela, P. Lognonn , H. Hébert, T. Gehrels, Rolland, **S. Allgeyer**, A. Kherani, G. Occhipinti, E. Astafyeva, P. Coisson, A. Loevenbruck, E. Cl v d , M. C. Kelley, J. Lamouroux, *Imaging and modeling the ionospheric airglow response over Hawaii to the tsunami generated by the Tohoku earthquake of 11 March 2011*, GRL, 2011

G. Occhipinti , P. Coisson , J. J. Makela , **S. Allgeyer**, A. Kherani , H. Hébert , and P. Lognonn , *Three-dimensional numerical modeling of tsunami-related internal gravity waves in the Hawaiian atmosphere*, Earth Planets Space, 2011

J. Roger, **S. Allgeyer**, H. Hébert, M.A. Baptista, A. Loevenbruck, F. Schindelé, *The 1755 Lisbon tsunami in Guadeloupe Archipelago : source sensitivity and investigation of resonance effects* . The Open Oceanography Journal, 2010

J. Roger, M.A. Baptista, A. Sahal, **S. Allgeyer**, H. Hébert *The transoceanic 1755 Lisbon tsunami in the Martinique* . Pure and Applied Geophysics, Proceedings of the International Tsunami Symposium, Novosibirsk, Russia, July 2009

A. Sahal, J. Roger, **S. Allgeyer**, B. Lemaire, H. Hébert, F. Schindelé, F. Lavigne *The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake : field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling* Natural Hazards and Earth System Sciences, 2009

Ainsi que de nombreuses pr sentations lors de congr s :

S. Allgeyer, C. Daubord, A. Loevenbruck, H. Hébert, F. Schindelé, *Could a 1755-like tsunami reach the French atlantic coastline ? Constraints from 20th century observations and numerical modeling*, European Geosciences Union 2012

M. Nair, S. Maus, A. Chulliat, **S. Allgeyer** and A. Kuvshinov, *The magnetic fields generated by the tsunami of February 27, 2010*, CIREs Science Rendez-vous, 2011

F. Boudin, **S. Allgeyer**, P. Bernard, H. Hébert, M. Olcay, and R. Madariaga, *Near Field data analysis of the Maule event by comparison between tide gauges, long base tiltmeters and broad band seismometers*, European Geosciences Union 2011

C. Daubord, **S. Allgeyer**, R. Creach, and H. Hébert, *Western Mediterranean and North*

Atlantic tsunamis : inventory and analysis of tide gauge data, European Geosciences Union 2011

S. Allgeyer, H. Hébert, and R. Madariaga, *Tsunami hazard assessment for French coast-lines constrained by numerical modeling* European Geosciences Union 2011

S. Allgeyer , D. Reymond, O. Hyvernaud, A. Jamelot, E. Okal, H. Hebert, R. I. Madariaga ,*Field survey, modeling and free oscillations of the 2010 Chilean tsunami in the Marquesas Islands, French Polynesia*, American Geophysical Union 2010

S. Allgeyer, H. Hébert, and R. Madariaga , *Modelling moderate tsunami on the Atlantic French coasts*, Geomod 2010

S. Allgeyer, H. Hébert, and R. Madariaga , *Modelling moderate tsunami on the Mediterranean French coasts*, European Seismological Commission 2010

S. Allgeyer, H. Hébert, and R. Madariaga , *Modelisation of the impact of tsunamis and free oscillation in French Polynesia*, European Geosciences Union 2010

S. Allgeyer, H. Hébert, R. Madariaga, F. Boudin, and P. Bernard, *The 27 February 2010 Tsunami triggered by the Mw 8.8 Maule earthquake (Chile) : evidence for tsunami resonances at various scales*, European Geosciences Union 2010

H. Hébert, J. Roger, A. Sahal, **S. Allgeyer**, and F. Schindelé, *Tsunami hazard assessment in the Euro-Mediterranean region : outcome of the TRANSFER European project*, European Geosciences Union 2010

J. Roger, N. Simao, J.-C. Ruegg, P. Briole, and **S. Allgeyer**, *Comparison between real and modeled maregraphic data obtained using a simple dislocation model of the 27.02.2010 Chilean seismic source*, European Geosciences Union 2010

A. Jamelot, H. Hebert, D. Reymond, **S. Allgeyer**, and P. Heinrich, *Propagation modelling of the February 2010 Chilean tsunami over French-Polynesia on a massive parallel processing system*, European Geosciences Union 2010

D. Reymond, O. Hyvernaud, E. A. Okal, **S. Allgeyer**, A. Jamelot, and H. Hébert, *Field survey and preliminary modeling of the 2010 Chilean tsunami in the Marquesas Islands, French Polynesia*, European Geosciences Union 2010

A. Chulliat and **S. Allgeyer**, *Long-term evolution of geomagnetic indices at the Chambon la Forêt, Val Joyeux and Parc St Maur observatories*, European Geosciences Union 2008

INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

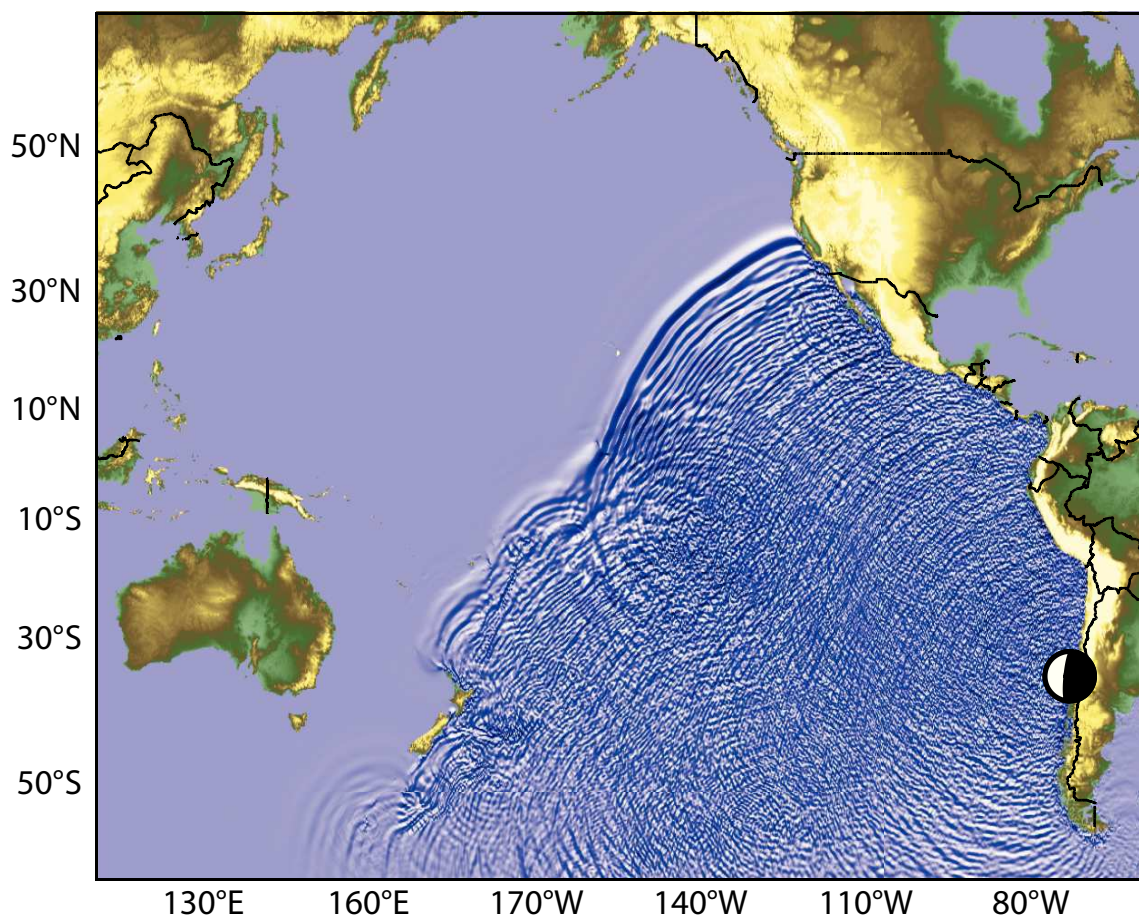


Figure 1.1 ► Propagation du tsunami de Maule (2010) dans l'océan Pacifique après 14 heures de propagation

Un tsunami est un train d'onde gravitaire généré par un mouvement brusque de la colonne d'eau (Figure 1.1). Ce mouvement peut être produit par l'activité sismique, des phénomènes volcaniques, des éboulements de terrains terrestres ou maritimes, d'impacts d'astéroïdes, ou de certains phénomènes météorologiques. Du fait de ces multi-

ples origines, un tsunami peut s'initier dans des océans, mers, mais aussi lacs, rivières et réservoirs. Le terme tsunami est né de la combinaison de deux mots japonais : port (tsu) et vague (nami). Cette étymologie provient du fait que les ondes tsunamis sont principalement observées à l'approche des côtes et dans les ports, après un fort tremblement de Terre. Pour les puristes, le mot tsunami s'écrit de la même façon au singulier comme au pluriel car les noms japonais sont invariables. Cependant, nous trouvons très souvent une appropriation de ce mot en y mettant un « s » au pluriel, en français comme en anglais.

Les tsunamis sont définis comme une onde de surface de longue période, généralement comprise entre 100 et 1000 secondes. Du fait de leurs longues périodes, les tsunamis se caractérisent par un déplacement de l'intégralité de la colonne d'eau contrairement aux vagues de vents où seule la surface se déplace. Le terme onde de surface signifie la nécessité d'une surface libre comme une condition nécessaire pour son existence.

De manière générale, les sources de tsunami sont caractérisées par de grandes dimensions horizontales ($L > 100\text{km}$) qui sont supérieures à la profondeur moyenne de l'océan ($H \approx 4\text{ km}$). La formation quasi instantanée des ondes du tsunami fait que les longueurs d'ondes du tsunami (λ) sont assez proches des dimensions de la source validant ainsi les hypothèses en ondes longues ($\lambda \gg H$). La vitesse de propagation dans le cas des ondes longues est définie par $c = \sqrt{gH}$ où g est l'accélération de la pesanteur. Ainsi dans le cas d'une profondeur de 4 km, la vitesse de propagation d'une onde longue est de l'ordre de 200 m.s^{-1} soit environ 720 km.h^{-1} . L'amplitude de l'onde en plein océan est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres, et dépasse rarement le mètre. La combinaison entre la faible amplitude et la grande longueur d'onde empêche la perception du tsunami par les bateaux.

La vitesse de propagation des ondes gravitaires ne dépend pas que de la profondeur d'eau, mais aussi de la longueur d'onde (Figure 1.2). La formule présentée précédemment n'est valable que pour le cas limite $\lambda \gg H$ de la formulation plus générale $c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kH)}$ où k est le nombre d'onde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$. La dispersion des ondes résulte de la transformation d'une surface initiale de déformation en un train d'onde.

La dispersion combinée à d'autres effets tels que les résonances côtières, les diffractions / recombinaisons, ... ainsi que les spécificités liées à la source elle-même font que

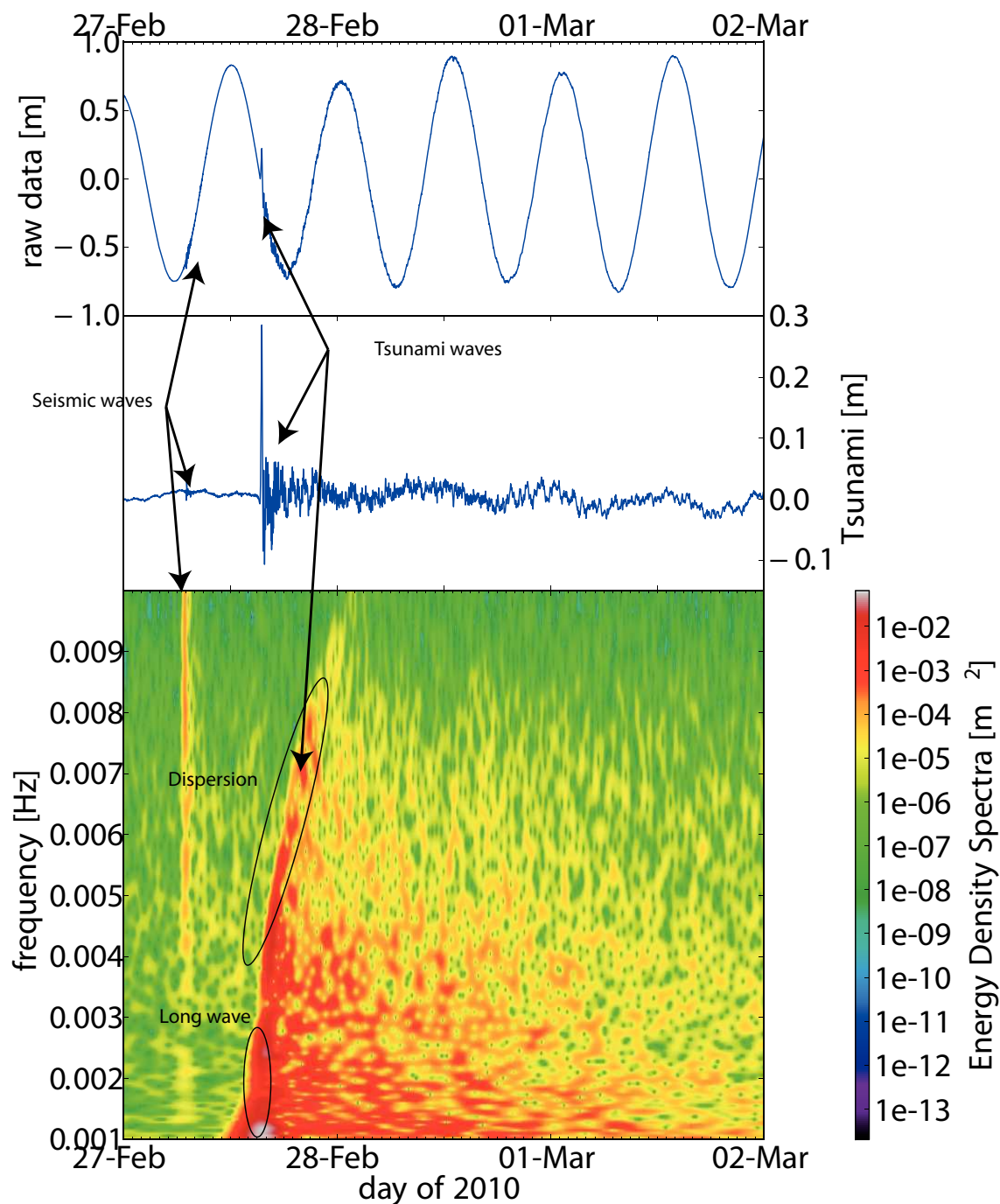


Figure 1.2 ► Enregistrement du tsunami de Maule 2010 par le DART 51406 (proche de Hawaïi) en (a) l'enregistrement brut, en (b) l'enregistrement filtré afin de ressortir le signal du tsunami, et en (c) l'analyse temps fréquence du signal obtenu. Plusieurs arrivées peuvent être observées : l'arrivée des ondes sismiques, des ondes tsunamis en deux phases, les ondes dites longues et les ondes dispersives.

le tsunami n'est pas qu'une onde solitaire, mais une série d'ondes de quelques dizaines de minutes de périodes. Dans la plupart des cas, il en résulte que ce n'est que très rarement la première onde qui est la plus importante.

La majorité des tsunamis est générée par des séismes se produisant en domaine maritime, mais seuls les séismes de forte magnitude et de faible profondeur hypocentrale

gènèrent des tsunamis, en effet le séisme doit générer une déformation suffisante du fond de l'océan (de l'ordre de quelques mètres). C'est pour cette raison que la plupart des séismes générant des tsunamis ont lieu le long de grandes zones de subduction.

À l'approche des côtes, l'amplitude augmente au détriment de la vitesse, qui baisse avec la profondeur d'eau. En conséquence le train d'onde sera comprimé spatialement, et son amplitude deviendra plus importante. Dans les cas les plus forts, l'onde peut atteindre quelques dizaines de mètres de hauteur et inonder sur des distances de plusieurs kilomètres. Lors de l'inondation, lorsque l'onde pénètre dans les terres, les dégâts peuvent être considérables : arbres coupés, infrastructures détruites, déplacement de masses importantes (bateaux, conteneurs, ...). Les caractéristiques des ondes tsunamis lors de l'inondation dépendent de la morphologie des terrains.

1.2 CONTEXTE

1.2.1 Enjeux et motivations

L'activité tsunami au CEA

L'activité de recherche sur les tsunamis a débuté au CEA à partir des années 1960, exclusivement sur la Polynésie française. Cette zone française est située au milieu de l'océan Pacifique, une des zones où le nombre de tsunamis est le plus important du fait des nombreuses zones de subduction autour de la ceinture de feu. Les réseaux de capteurs géophysiques (principalement sismologiques) ont permis de caractériser rapidement les différentes sources de séismes et de mettre au point des procédures d'alerte.

Depuis, le laboratoire de géophysique de Tahiti a rejoint le système d'alerte aux tsunamis du Pacifique et est responsable de l'alerte aux tsunamis en Polynésie française. L'objectif est de déterminer rapidement la localisation de la source du séisme et sa magnitude pour guider la décision d'évacuation.

Les bases des systèmes d'alertes sont opérationnelles depuis longtemps, mais l'apport de la simulation numérique et des différentes études permet d'affiner les décisions.

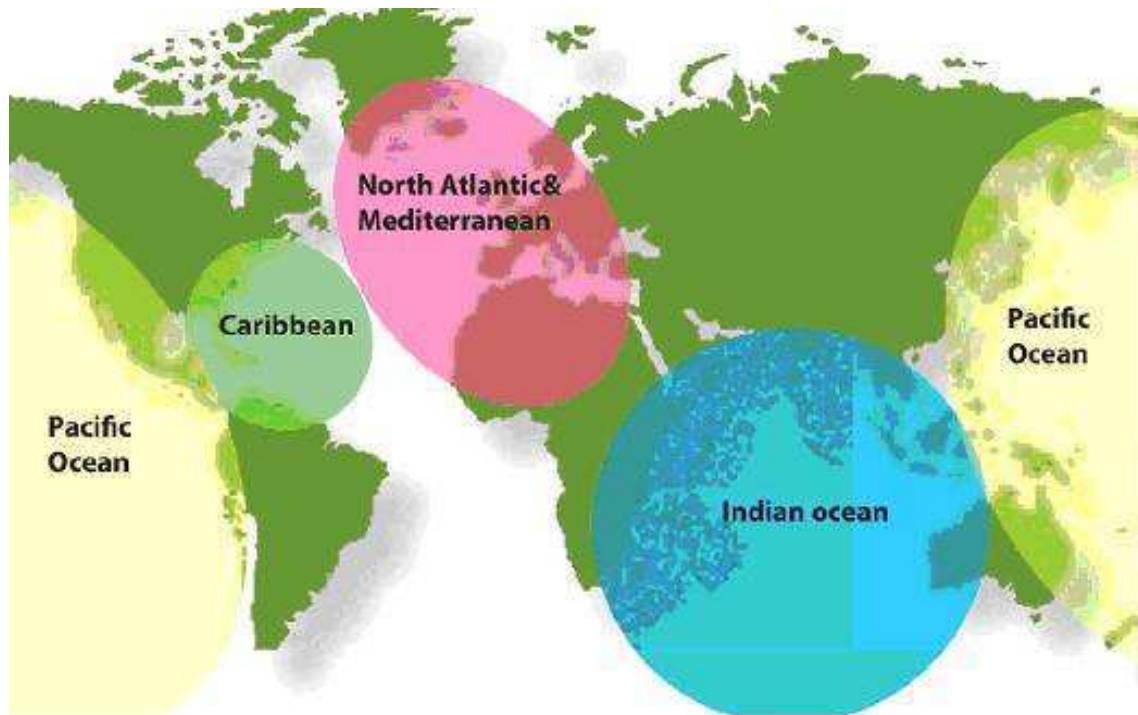


Figure 1.3 ► Les différents systèmes d'alerte prévus par l'UNESCO (source : <http://www.bom.au>). Certains sont déjà opérationnels (océan Pacifique, Indien) et d'autres sont en cours de développement

L'impulsion du tsunami de Sumatra

Depuis le tsunami généré par le grand séisme du 26 décembre 2004 de Sumatra ($M_w = 9.3$), qui fut à l'origine de plus de 250 000 morts dans l'océan Indien, l'activité de recherche sur les tsunamis a eu un regain d'activité important. Cet événement est à l'origine de nombreux projets de recherche internationaux. Il nous a fait prendre conscience que les tsunamis dévastateurs ne se produisent pas que dans l'Océan Pacifique. Le débat sur la vulnérabilité de l'ensemble des côtes est à nouveau remis à l'ordre du jour. Ainsi, la Commission Océanographique Internationale (IOC) de l'UNESCO a demandé la mise en place d'un système d'alerte aux tsunamis dans l'ensemble des bassins où le risque de tsunami est non nul. Le tableau 1.1 montre la distribution des tsunamis dans les différents bassins. L'ensemble des différents systèmes d'alerte est représenté sur la Figure 1.3. Les zones couvertes sont donc l'océan Pacifique, l'océan Indien, la mer Méditerranée, l'océan Atlantique Nord ainsi que la mer des Caraïbes.

Bassins	Pourcentage
Est Atlantique	2
Méditerranée	10.1
Océan Indien	21.1
Océan Pacifique	44
Mer des Caraïbes	13.8

Table 1.1 ► Répartition des tsunamis dans les différents bassins (adapté de Bryant 2006, chapitre 10)

La position des territoires français face à ce risque

Océan Pacifique La Polynésie française est le territoire français présent dans l'Océan Pacifique le plus exposé à ce risque. Du fait de sa position centrale au milieu de ce bassin, elle a fait l'objet de nombreuses alertes aux tsunamis (environ une par an). Cependant, toutes les îles ou atolls ne ressentent pas les effets des tsunamis. Seules les îles avec une pente douce, favorisant les amplifications, sont vulnérables. C'est principalement le cas de l'archipel des Marquises.

Océan Indien Dans l'océan Indien, l'île de la Réunion est aussi touchée par les tsunamis. Parmi les différentes sources possibles, nous pouvons citer les subductions de Makran, Java et Sumatra. Dans le cadre du projet PREPARTOI (Prévention et REcherche pour l'Atténuation du Risque Tsunami dans l'Océan Indien) visant à mieux définir le risque tsunami sur l'île de la Réunion, Sahal et al. (2011) ont mis en évidence que sept tsunamis ont été recensés sur la période 1883 – 2010.

Mer Méditerranée Plus proche de nous, la mer Méditerranée est une zone tectonique très active du fait de la collision entre les plaques Eurasienne et Africaine. Ce contexte compressif est à l'origine de nombreux séismes du Nord de l'Afrique (marge algérienne) jusqu'en Grèce. Même si ces séismes sont de magnitude moins élevée (maximum de l'ordre 7.5) par rapport à ceux que l'on peut trouver dans l'océan Pacifique ou Indien, ils génèrent souvent des tsunamis. La partie orientale du bassin (Grèce, Italie) a une sismicité plus forte que la partie occidentale.

Océan Atlantique Concernant l'océan Atlantique, la principale région générant des tsunamis se situe entre le golfe de Cadix et les Açores. La sismicité dans l'océan Atlantique est plus faible que dans l'océan Pacifique. L'histoire fut marquée par un séisme le 1^{er} novembre 1755 d'une magnitude estimée à 8.5 qui détruisit notamment Lisbonne et généra un tsunami important (Johnston 1996, Baptista et al. 2003). D'autres séismes ont

aussi généré des tsunamis comme le séisme du 28 Février 1969 (M_w 7.8) dans le banc de Gorringe (Baptista et al. 1992, Gjevik et al. 1997), et celui du 26 Mai 1975 (M_w 7.9) proche des Açores (Baptista et al. 2003). Hors de cette zone, un séisme d'une magnitude de M_w 7.2 au large de Terre Neuve induisit un glissement de terrain qui généra un tsunami le 18 Novembre 1929 (Fine et al. 2005).

Mer des Caraïbes La limite entre la plaque Caraïbes et les plaques Américaines est sujette à des tsunamis en raison du glissements des plaques nord et sud américaines sous la plaque Caraïbes, à une vitesse de 2 cm/an, générant une sismicité plus faible que dans l'océan Pacifique. Parsons & Geist (2008) ont trouvé plus d'une centaine de tsunamis documentés depuis 1498. Certaines de ces observations proviennent de tsunamis locaux, mais d'autres résultent de télétsunamis comme ce fut le cas lors du tsunami de 1755 (Roger et al. 2011).

Les effets locaux générés par les tsunamis

La France possède donc des territoires dans tous les bassins déjà équipés ou qui vont être équipés de système d'alerte aux tsunamis. Même si ces territoires ne sont pas toujours proches des zones sismiquement actives (sauf aux Antilles et en mer Ligure), les tsunamis peuvent faire des dégâts importants. Dans ce cas, ce sont les différents effets locaux et effets secondaires qu'il va être important de quantifier. Parmi ces effets, nous pouvons principalement nommer les modes de résonance qui vont faire osciller les structures semi-closes comme des baies ou des ports pendant plusieurs heures, voire des jours, et vont fortement affaiblir les amarres des bateaux qui auront tendance à rompre. De plus, de nombreux témoignages notent des arrivées tardives. Ce fut le cas pour l'évènement de Boumerdès Zemmouri en 2003 où des arrivées ont été ressenties environ 5 heures après le séisme (Sahal et al. 2009).

1.2.2 Objectifs et approche générale

Cette thèse a pour objectif d'apporter des éléments de définition du risque de tsunami en France. Elle se compose en deux parties. La première (Chapitre 2) a pour but de présenter les différents outils permettant l'étude des tsunamis : de l'observation, à la simulation numérique. Nous y verrons le fonctionnement du modèle numérique

utilisée au CEA dont la parallélisation a été effectuée au cours de ces dernières années. Nous montrerons également le développement d'un code permettant de résoudre les équations dispersives. Un second thème développé dans ce chapitre concernera les modes de résonance, avec une étude de faisabilité du calcul de ces modes par différentes méthodes, ainsi qu'une modélisation du phénomène.

La seconde partie de cette thèse sera consacrée à des cas d'études avec un chapitre 3 consacré à la zone Pacifique. Durant cette thèse, trois événements importants se sont produits dans l'océan Pacifique (Samoa, 2009 ; Maule, 2010 ; Tohoku, 2011). Après une étude détaillée de l'évènement de Maule 2010, ce chapitre mettra l'accent sur les modes de résonance de l'archipel des Marquises, ainsi que des modes de résonance à plus grande échelle le long de la côte Chilienne. Enfin le chapitre 4 est dédié à l'aléa tsunami en zone métropolitaine. Nous nous concentrerons principalement sur le tsunami de Boumerdès Zemouri (Algérie, 2003) concernant la mer Méditerranée et sur la modélisation de différents événements dans la zone active Açores-Gibraltar pour déterminer l'aléa sur les côtes atlantiques Française.

OUTILS POUR L'ÉTUDE DES TSUNAMIS

2

SOMMAIRE

2.1	OBSERVATIONS	15
2.1.1	Mesure directe en domaine côtier et océan profond	15
2.1.2	Les missions post-tsunami	20
2.2	MODÉLISATION EN ONDES LONGUES	20
2.2.1	Équations du problème	22
2.2.2	Méthode de résolution des equations différentielles	28
2.3	TECHNIQUE DE PARALLÉLISATION	35
2.3.1	Différents types de parallélismes	35
2.3.2	La mesure de la performance	36
2.3.3	Méthodologie appliquée	37
2.3.4	Efficacité de la parallélisation	37
2.4	MODÉLISATION DES INTERACTIONS AVEC DES STRUCTURES : LE CONCEPT DE RÉSONANCE	40
2.4.1	Méthodes d'investigation des résonances	40
2.4.2	Calcul dans le cas d'un bassin rectangulaire	43
2.4.3	Calcul dans le cas d'un bassin cylindrique	48
2.4.4	Vers les semi-modes de résonance : Le cas des ports	52
2.4.5	Vers les semi-modes de résonance : Le cas des structures marines	56
2.5	MODÉLISATION AVEC TERMES DISPERSIFS	59
2.5.1	Équation du problème	59
2.5.2	Méthode de résolution numérique utilisée	60
2.5.3	Validation : propagation d'une onde solitaire	65
	CONCLUSION	68

2.1 OBSERVATIONS

La principale source d'information sur la génération des tsunamis provient des réseaux sismologiques. En moins d'un quart d'heure, les systèmes d'alerte sismologiques arrivent à déterminer les paramètres importants d'un séisme (localisation, temps d'origine, et l'énergie libérée ou magnitude) permettant de déterminer la probabilité de génération d'un tsunami ainsi qu'une estimation des temps de propagation du tsunami pour arriver aux côtes. Cependant, ces informations sont insuffisantes : des séismes importants en mer peuvent générer des tsunamis faibles, voire non mesurables, alors que certains tsunamis sont générés par de faibles séismes ou pour des séismes lents (appelés séismes à tsunamis ou *tsunami-earthquake* par Kanamori 1972). Pour une estimation plus précise du risque tsunami, l'apport d'informations provenant d'instruments permettant de mesurer l'évolution du train d'ondes est inévitable. Sans ces instruments, de nombreuses fausses alertes seraient déclenchées.

Pour une mesure directe du tsunami, plusieurs méthodes existent, englobant les mesures marégraphiques sur les côtes et des mesures en plein océan à l'aide de capteurs de pression au fond de la mer. Depuis quelques années, d'autres méthodes peuvent être envisagées pour avoir des données *a posteriori* telles que les mesures satellitaires pour le tsunami de 2004 à l'aide des satellites altimétriques TOPEX - POSEIDON. Cela nécessite cependant que le satellite passe sur le tsunami au bon moment. La qualité des mesures n'est souvent pas satisfaisante du fait de nombreuses sources de bruits. D'autres méthodes indirectes, se basant sur les transmissions de l'onde tsunami aux couches magnétiques de la haute atmosphère (ionosphère), voient le jour actuellement (Artru et al. 2005). Cependant, pour avoir un aspect continu spatialement dans la mesure du tsunami, les missions de terrain immédiatement après les événements sont nécessaires. Certaines traces de tsunami le long des côtes peuvent marquer le paysage durant plusieurs centaines d'années, permettant de rechercher des traces de tsunamis passés, ou paléotsunamis, complétant ainsi les catalogues et notre vision de l'aléa.

2.1.1 Mesure directe en domaine côtier et océan profond

La principale source d'enregistrement de tsunami, provient des différents marégraphes. Ces instruments sont dédiés à la surveillance de l'évolution basse fréquence du

niveau marin, principalement due à la marée et à l'évolution à long terme du niveau de la mer, à un pas d'échantillonnage de l'ordre de 10 – 15 minutes. Actuellement l'échantillonnage est réduit à 2, voire 1 minute pour permettre l'étude des tsunamis. En effet, un échantillonnage de trop basse fréquence ne permet pas de mesurer correctement les amplitudes minimales et maximales des ondes tsunami d'une période typique de 20 minutes comme ce fut le cas dans le sud de la France pour le tsunami de Boumerdès-Zemourri (Alasset et al. 2006, Sahal et al. 2009). Une illustration du fonctionnement du marégraphe est présentée Figure 4.20. Afin de ne pas mesurer le signal haute fréquence du niveau d'eau de la mer (principalement généré par le vent), la mesure du niveau marin se fait dans un puits de tranquillisation qui est relié à l'étendue d'eau (principe des vases communicants). Cette connexion se fait en dessous du zéro hydrographique défini en France comme quelques centimètres en dessous du niveau des plus basses mers astronomiques. L'enregistrement marégraphe du tsunami est fortement dépendant de la position du marégraphe et des paramètres du filtre mécanique du puits de tranquillisation. Cependant, de plus en plus de marégraphes sont installés avec une mesure directe sur l'étendue d'eau, dans ce cas il enregistre l'intégralité du signal (de la houle à la marée).

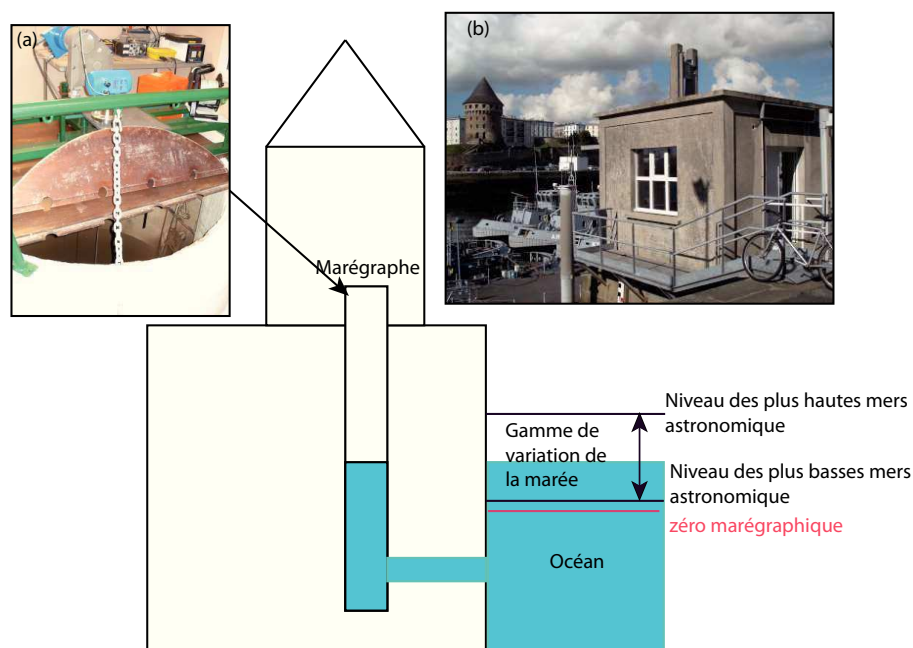


Figure 2.1 ► Schéma explicatif du fonctionnement d'un marégraphe avec en (a) et (b) les photos du cas réel du Marégraphe Côtier Numérique (MCN) de Brest (source : <http://www.refmar.fr>)

De nombreuses façons permettant de mesurer directement le niveau de la mer existent, parmi lesquelles se trouvent principalement :

- **Les capteurs de pression** qui mesurent la pression à une profondeur donnée reliée directement à la hauteur de la colonne d'eau, selon certaines approximations comme les effets atmosphériques.
- **Les capteurs acoustiques** qui mesurent la distance entre le capteur (émergé) et la surface de l'eau par la mesure du temps aller-retour d'une onde acoustique. Ce système fut abandonné en France en raison de la dépendance forte entre la vitesse du son et la température du milieu. Il est donc remplacé par :
- **Les capteurs radar**, qui utilisent une onde électromagnétique de fréquence aux alentours de 26GHz dont la vitesse ne dépend pas de la température du milieu.

Tous ces capteurs ont des avantages et des inconvénients. Les capteurs acoustiques furent abandonnés en raison de la mauvaise connaissance du gradient thermique entre la surface d'eau et le capteur. Le capteur radar, comme le capteur acoustique, peut saturer si la surface d'eau est trop proche de l'instrument (comme ce fut le cas pour le marégramme radar de Nuku Hiva (Polynésie française) pour les tsunamis de Maule en Février 2010 et de Tohoku en Mars 2011). Le capteur de pression est quant à lui sujet aux obstructions des différents produits de la mer (végétal ou animal). En outre, il nécessite un entretien plus régulier et ne peut pas enregistrer de niveau lorsqu'il est émergé. Dans l'idéal, il serait pertinent de coupler un capteur radar avec un capteur de pression permettant alors un enregistrement complet du signal tsunami.

Les variations de pression, générées par les vagues de surface, sont ressenties jusqu'au fond de la mer seulement dans les cas d'ondes longues ($\lambda \geq H$). Ainsi, les capteurs de pression de fond de mer peuvent enregistrer à haute fréquence les variations du niveau marin sans mesurer les variations des ondes générées par le vent. La variation de pression enregistrée par le capteur est directement reliée à une variation de hauteur d'eau générée par les ondes de grandes longueurs d'onde (marée, tsunami, ...). Les variations à grande échelle de la pression atmosphérique sont considérées comme négligeables sur la durée de l'enregistrement. Du fait de la faible distance entre le capteur de pression et le fond de la mer, ces instruments enregistrent aussi correctement les passages de l'onde sismique, qui peut être facilement distinguée en raison de la différence de vitesse entre les ondes sismiques et tsunami.

Le spectre d'énergie des capteurs fond de mer est dominé à plus de 90% par le signal de marée. Il est donc nécessaire de séparer le signal du tsunami de celui de la

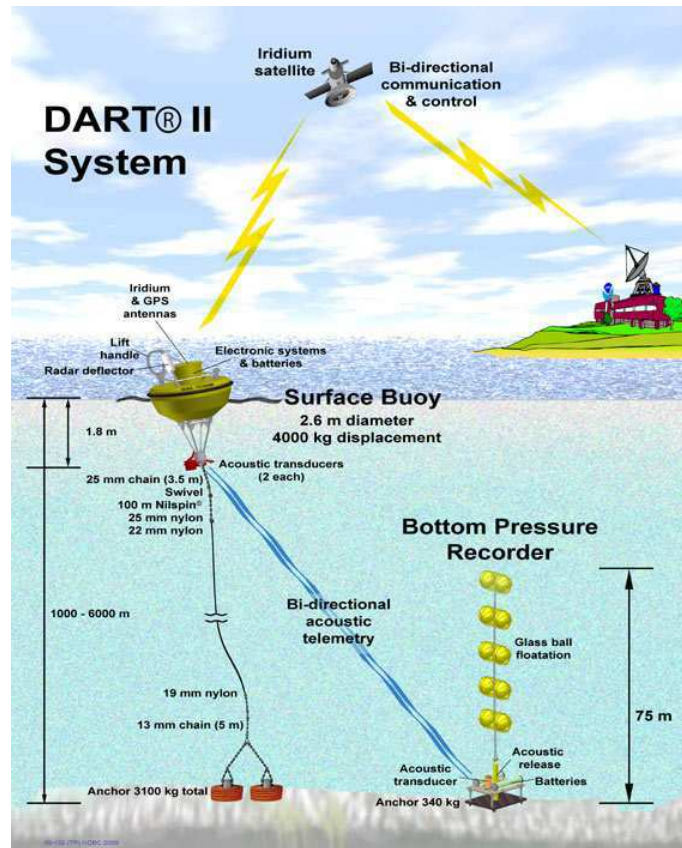


Figure 2.2 ► Schéma explicatif du fonctionnement du système DART (source : NOAA, <http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart.shtml>)

marée. Cette opération est théoriquement assez simple à réaliser en raison des contenus fréquentiels différents du tsunami et de la marée. Mais la calibration du filtre est une étape difficile dans le filtrage des données. Une autre méthode consiste à calculer la contribution de la marée par décomposition en harmoniques. Cette méthode exige d'effectuer le traitement sur 1 mois de données, afin de contraindre les composantes principales de la marée. Dans la suite de ce manuscrit, pour retirer le signal de la marée, nous utiliserons un filtre passe-haut de type Butterworth d'ordre 4 avec une fréquence de coupure de $9 \cdot 10^{-5}$ Hz (soit une période de 3 heures) sans shift de la phase afin de filtrer toutes les basses fréquences.

La figure 2.3 montre la répartition des différentes stations des programmes DART et de l'IOC. Ces stations ont une résolution temporelle suffisante pour l'étude des tsunamis. Les bouées DART sont principalement localisées dans l'Océan Pacifique le long des zones de subductions. Quelques stations sont aussi présentes dans l'océan Indien et en mer des Caraïbes. De même, les stations marégraphiques intégrées au programme de l'IOC sont principalement localisées dans les mêmes zones. De nom-

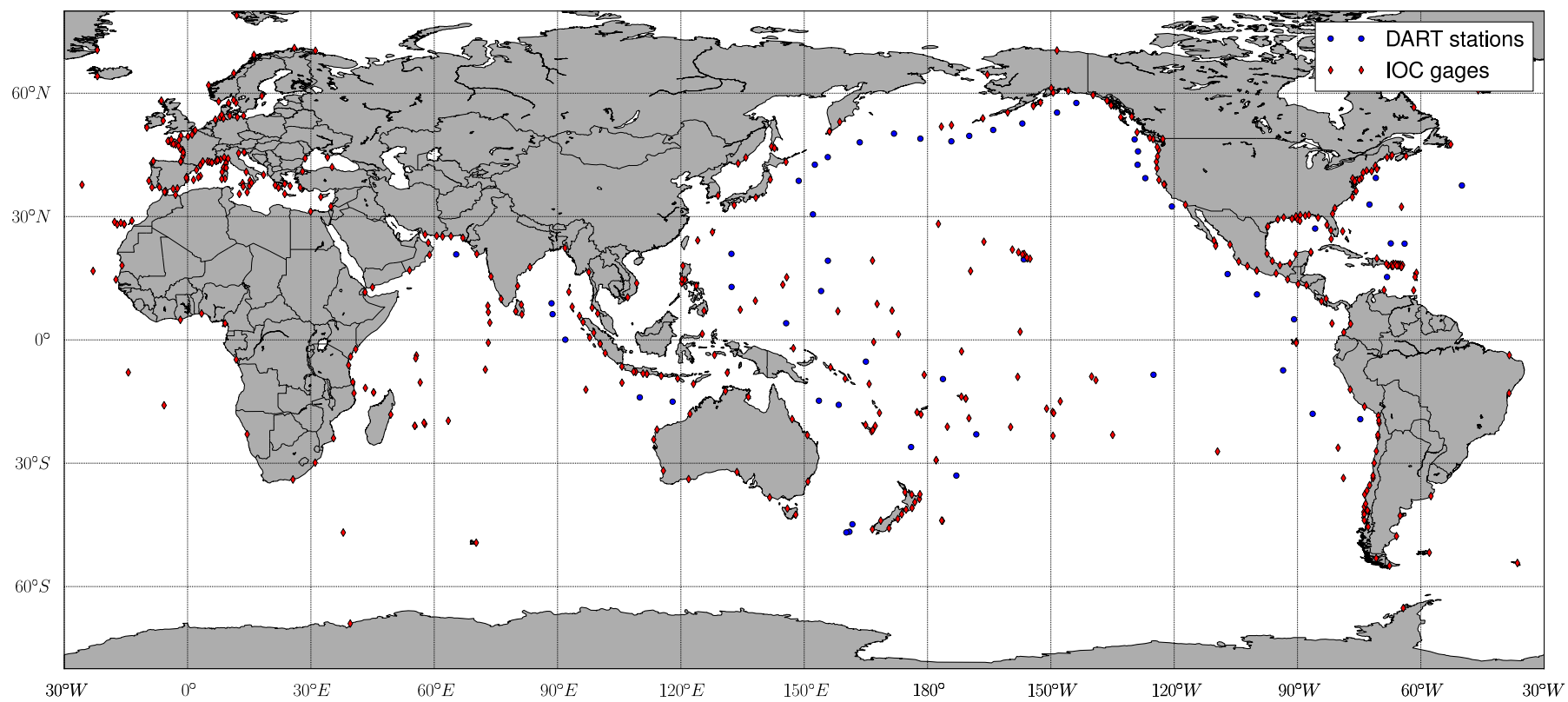


Figure 2.3 ► Répartition géographique des différents capteurs DART et marégramme du programme de l'IOC (Source : NOAA & IOC)

breux marégraphes présents en Europe font aussi partie de ce programme. En France, la plupart des marégraphes sont présents dans le programme. D'autres pays, comme l'Espagne, le Royaume-Uni, ne disposent que de peu de stations à accès libre.

2.1.2 Les missions post-tsunami

Les missions post-tsunami sont essentielles pour avoir une idée plus étendue de l'interaction entre le tsunami et les côtes. Avec les méthodes d'imageries satellitaires, ce sont les seuls moyens permettant d'obtenir une information spatiale. Ces missions ont principalement deux objectifs. Le premier concerne le recueil des témoignages, qui permettra d'évaluer le déroulement de la phase d'inondation pour les zones ne faisant pas l'objet de mesure marégraphique, et éventuellement de divers documents photographiques et vidéos. La seconde étape a pour objectif de mesurer les différentes traces du tsunami, comme les distances d'inondation et les hauteurs maximales atteintes par l'onde sur les bâtiments, arbres, mais aussi les hauteurs des dépôts permettant d'avoir des estimations des flux.

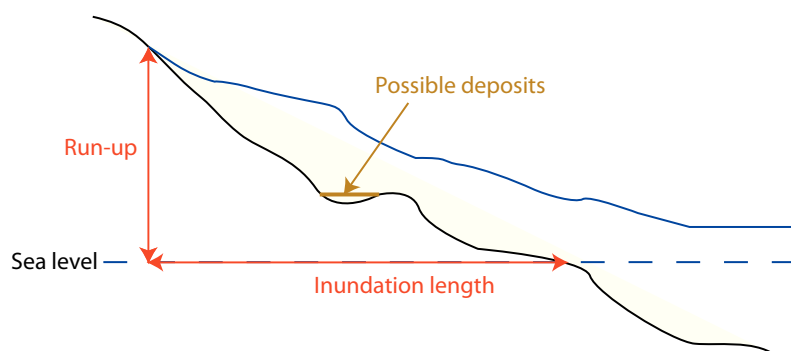


Figure 2.4 ► Représentation schématique du Run-up

2.2 MODÉLISATION EN ONDES LONGUES

Les avancées récentes sur la modélisation numérique ainsi que sur les outils de calcul font de la simulation numérique du tsunami une part importante et essentielle de la recherche pour l'étude, et la compréhension du phénomène. La modélisation numérique permet de prédire les caractéristiques de la propagation du tsunami et du run-up. Nous calculons les surélévations, les champs de vitesse ainsi que l'inondation pendant toute la durée du phénomène, depuis son initiation par une source sismique, ou gravitaire, jusqu'à son interaction avec la côte. L'utilisation de code numérique est essentielle

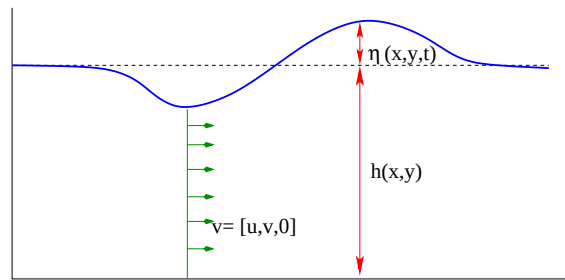


Figure 2.5 ► Présentation des différents éléments décrivant les équations de l'hydrodynamique appliquées à l'étude des tsunamis (2.6)

pour étudier les événements passés, ou pour faire de la prédiction. Finalement, depuis quelques années, la modélisation des tsunamis n'a pas qu'un aspect de prévention, mais peut avoir un aspect opérationnel en prenant part à l'alerte en temps réel lors d'un tsunami, afin de prévenir les autorités des estimations d'inondation lorsqu'une alerte se déclenche (Titov et al. 2005).

Actuellement, il existe trois types d'approximation des équations de l'hydrodynamique qui sont utilisés pour l'étude de tsunamis. Les hypothèses les plus couramment utilisées sont celle des ondes longues (ou *shallow water*). Elles supposent que la longueur d'onde de l'onde tsunami est grande devant la profondeur d'eau. Ce modèle, utilisé par le CEA, sera décrit dans cette partie. Lorsque l'hypothèse d'ondes longues tend vers sa limite, l'utilisation de modèle prenant en compte la dispersion fréquentiel (dispersion de la fréquence en fonction de la vitesse) est nécessaire. Les hypothèses les plus utilisées sont celles de Boussinesq (Boussinesq 1871, Zeytounian 2003). D'autres jeux d'équations peuvent être utilisés pour simuler la dispersion tels que les équations de Korteweg & de Vries (1895) (KdV) ou les équations du mild-slope (Bellotti 2007). Un code résolvant les équations de Boussinesq fut développé lors de cette thèse et sera présenté dans la partie 2.5. Toutes ces hypothèses permettent de faire les calculs en 2 dimensions. Un troisième modèle permet de simuler les déferlements, en utilisant une résolution tri dimensionnelle des équations de l'hydrodynamique. Ces modèles très coûteux sont employés uniquement près de côtes ou pour l'initiation de source gravitaire (Grilli et al. 2002; 2010).

2.2.1 Équations du problème

Dérivation des équations de Saint-Venant

Les équations de Saint-Venant (ou en ondes longues) sont des équations couramment utilisées en dynamique des fluides de surface en sciences de la Terre. L'approximation principale de ces équations est l'hypothèse d'ondes longues. Cela signifie que la longueur d'onde du tsunami (de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres) est bien supérieure à la profondeur de l'océan (quatre kilomètres en moyenne). Ainsi, on peut négliger la dimension verticale lors de la résolution des équations. L'équation de base de la dynamique des fluides est l'équation de Navier Stokes :

$$\rho \left(\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \vec{v} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{r} \right) = F - \vec{\nabla} p + \mu \Delta \vec{v} \quad (2.1)$$

avec

$$|\vec{\Omega}| = \frac{2\pi}{24 \times 3600} = 0.727 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1} \quad (2.2)$$

où ρ représente la densité du liquide, $\vec{v}$ le champ de vitesse, $\vec{\Omega}$ la vitesse angulaire de la rotation terrestre, $\vec{r}$ le rayon terrestre, F l'ensemble des forces extérieures appliquées, p la pression et μ la viscosité du fluide.

Nous pouvons faire quelques hypothèses simplificatrices sur cette équation :

- $\vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{r} \simeq \Omega^2 r \simeq 3.36 \cdot 10^{-2} \text{m.s}^{-2}$ est très petit comparé à la force de gravité (qui est de direction opposée, $|\vec{g}| \simeq 9.81 \text{m.s}^{-2}$);
- Le nombre de Reynolds $\text{Re} = \frac{\text{inertie}}{\text{visqueux}} \simeq \frac{\rho \frac{U}{L}}{\mu \frac{U}{L^2}} \simeq \frac{\rho U L}{\mu} \simeq UL10^6$. On peut donc négliger la viscosité.

Après ces simplifications, nous obtenons que :

$$\rho \left(\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \vec{v} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} \right) = \vec{F} - \vec{\nabla} p \quad (2.3)$$

La projection sur l'axe vertical nous indique que $\rho g + \frac{\partial p}{\partial z} = 0$, ainsi $p = -\rho g z + cst$. Si $z = \eta$ (à la surface de l'eau), nous obtenons que $P = P_a$ (la pression atmosphérique). Ainsi

$$P = \rho g(\eta - z) + P_a \quad (2.4)$$

Dans notre cas, l'équation de conservation de la masse s'écrit :

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{v} \cdot (\eta + h)) = 0 \quad (2.5)$$

Ainsi, le code utilisé résout les équations dites “d’ondes longues” (Heinrich et al. 1998, Hébert et al. 2001), reliant les élévations de la surface (η) et le champ de vitesses ($\vec{v}$) à l’aide de la bathymétrie (h),

$$\begin{cases} \frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot [\vec{v} \cdot (\eta + h)] = 0 \\ \frac{\partial(\vec{v})}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla})\vec{v} = -\vec{g}\vec{\nabla}\eta - \vec{f} \times \vec{v} + \Sigma\vec{F} \end{cases} \quad (2.6)$$

Où $\vec{f}$ est le paramètre de Coriolis ($2\vec{\Omega}$) et $\vec{F}$, l’ensemble des forces extérieures. Les principales forces extérieures que l’on peut trouver sont les forces dues à l’initiation (déformation du sol sismologique ou gravitaire) et les forces de friction $C_b(\vec{u}||u|)/(h + \eta)$, où C_b est le coefficient de frottement généralement de l’ordre de 0.025 (sans dimension). Dans le domaine hydrologique, le coefficient de friction est déduit à partir du coefficient de Chézy (c en $m^{1/2}s^{-1}$) ou de Manning (n en $sm^{-1/3}$) par la relation

$$C_b = \frac{gn^2}{(H + \eta)^{1/3}} = \frac{g^2}{c} \quad (2.7)$$

Dans la littérature, on trouve aussi une forme conservative de l’équation de conservation des moments,

$$\frac{\partial(h\vec{v})}{\partial t} + \vec{\nabla}(h\vec{v} \otimes \vec{v}) = -\vec{g}\vec{\nabla}\eta + \Sigma\vec{F}. \quad (2.8)$$

Le lien entre les deux familles d’équations n’est évident que dans le cas linéaire et repose principalement sur la multiplication des équations de continuité par la hauteur de la colonne d’eau afin d’obtenir des flux. Les formes conservatives et non-conservatives sont identiques tant que les solutions η et $\vec{v}$ sont continues.

Pour modéliser la propagation dans l’océan profond, on peut utiliser une série d’équations linéaires. Dans ce cas, on suppose que $\eta \ll h$, et les termes non linéaires $\vec{u}\vec{\nabla}\vec{u}$ sont négligeables. Ainsi, le jeu d’équations 2.6 se résume à :

$$\begin{cases} \frac{\partial\eta}{\partial t} = \vec{\nabla}(H\vec{v}) \\ \frac{\partial\vec{v}}{\partial t} = -g\vec{\nabla}\eta \end{cases} \quad (2.9)$$

qui peut être combiné et devenir une seule équation :

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \vec{\nabla} (H \nabla \eta) = 0. \quad (2.10)$$

Conditions aux limites

Les conditions aux limites de ce système d'équations peuvent être de différents types. En plein océan, les conditions sont de type bord absorbant à l'aide de la relation de Sommerfeld,

$$\frac{\partial H}{\partial t} - c_g \frac{\partial H}{\partial x} = 0, \quad (2.11)$$

où H est une des variables du système et c_g la vitesse de groupe de l'onde. Dans notre cas, H représente la hauteur de la colonne d'eau ($h + \eta$). Cette relation est appliquée à l'équations en ondes longues de conservation des moments linéarisées,

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} = 0, \quad (2.12)$$

qui permet d'obtenir

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\eta + \sqrt{\frac{h}{g}} v \right) = 0. \quad (2.13)$$

Cette relation est satisfaite si

$$v = \sqrt{\frac{g}{h}} \eta. \quad (2.14)$$

Tandis que le long des côtes, lors d'absence de simulation de l'inondation, les conditions sont réfléchives de type Neumann,

$$\vec{v} \cdot \vec{n} = 0. \quad (2.15)$$

Détermination des termes sources

La détermination de la surface initiale de déformation peut s'effectuer de différentes manières. Nous avons la possibilité d'initialiser cette surface par un fichier d'entrée contenant celle-ci (soit uniquement la surface, soit la surface et son champ de vitesse associé), mais nous y trouvons aussi la manière classique de calcul de la déformation d'Okada (1985) à partir des paramètres de la source sismologique. Cette formulation analytique suppose que le milieu est assimilé à un demi-espace semi-infini homogène et que la faille est décrite par un ensemble de neuf paramètres (Figure 2.6). Le centre

de la faille est localisé par trois paramètres géographiques (longitude, latitude, et profondeur). Le plan de faille est caractérisé par ses dimensions (longueur L et largeur W), son azimuth (par rapport au Nord et positif vers l'Est) et son pendage (angle par rapport à l'horizontale). Enfin, le vecteur de Burger (vecteur glissement sur la faille) peut être caractérisé de différentes façons. L'utilisation de la norme du glissement (D) et de ses angles par rapport au plan de faille et d'ouverture est la plus souvent utilisée. Cependant, on peut aussi trouver la caractérisation du vecteur de Burger par sa projection dans un repère cartésien attaché au plan de rupture.

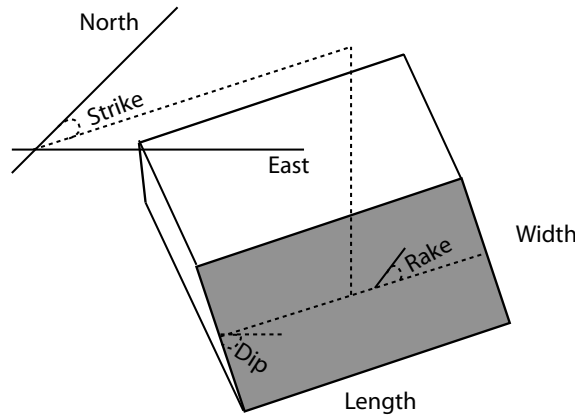


Figure 2.6 ► Présentation des différents éléments décrivant le glissement sur le plan de faille

De manière générale, nous pouvons trouver les paramètres des sources sismologiques de deux façons. Dans le contexte “alerte”, les informations sismologiques nous donnent la localisation de l'épicentre, la magnitude ainsi que les paramètres de la faille. Afin de déterminer les paramètres de la faille (longueur L , largeur W et déplacement D), des lois d'échelles empiriques sont utilisées comme celles décrites par Wells & Coppersmith (1994) et la géométrie du milieu avec les relations suivantes :

$$\begin{cases} \log_{10} L = 0.5M_w - 1.9 \text{ [km]} \\ \log_{10} W = 0.5M_w - 2.2 \text{ [km]} \\ \log_{10} D = 0.5M_w - 3.2 \text{ [m]} \end{cases} \quad (2.16)$$

Où M_w est la magnitude du séisme défini par la relation de Hanks & Kanamori (1979)

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.07, \quad (2.17)$$

avec M_0 le moment sismique défini par :

$$M_0 = \mu DLW \text{ [N.m]}. \quad (2.18)$$

Hors du contexte d'alerte, les paramètres de failles peuvent être pris des modèles de rupture sismique publiés par la suite. Ces modèles résultent d'inversion de données sismologiques et/ou géodésiques. Ainsi il est aussi possible d'effectuer des inversions de données tsunami afin de déterminer la géométrie et les paramètres de la source.

Conditions initiales : Données bathymétriques et topographiques

Données disponibles Afin de pouvoir simuler la propagation du tsunami pour des cas réels, il devient nécessaire de générer des grilles bathymétriques réalistes. Pour les grilles de faibles résolutions et de grandes emprises, des données bathymétriques et topographiques mondiales telles que GEBCO (IOC-BODC 1997) et SRTM (Rodriguez et al. 2005) sont disponibles à des pas d'espace de 1 minute et de 30 secondes d'arc (environ 2 et 1 km respectivement), provenant principalement des campagnes en mer et des mesures satellitaires. Cependant, la précision à l'approche des côtes est très peu fiable en raison de l'erreur sur la mesure qui est importante à l'approche des côtes et du trait de côte qui n'est pas bien défini. Pour des modèles détaillés à la côte, d'autres sources de données sont nécessaires. Le principal fournisseur de données est donc l'institution qui produit les cartes maritimes. Pour la France, il s'agit du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. Depuis quelques années, il commercialise les points de sonde (hors infrastructure portuaire) qu'il utilise pour effectuer les cartes marines. À une échelle plus petite (détail portuaire), une digitalisation des cartes maritimes s'impose. Dans quelques cas, des relevés bathymétriques des ports peuvent être disponibles chez les autorités locales.

Réalisation des grilles de calculs Une part importante du travail consiste à concevoir les grilles bathymétriques de haute résolution. Pour se faire, un traitement des données disponibles est nécessaire. L'étape suivante revient à générer les différentes grilles régulières à pas d'espace constant. Des méthodes d'interpolation et d'extrapolation sont utilisées en fonction de la densité de points utilisant diverses techniques comme la

pondération par l'inverse de la distance, le krigeage. Une fois les grilles générées, nous avons à notre disposition une série de grilles de plus en plus précises au fur et à mesure que nous nous approchons de nos zones d'intérêt.

La figure 2.7 montre les différentes étapes de la conception de grilles bathymétriques. Les données disponibles sont celles du SHOM avec en (a) la carte de navigation maritime et en (b) les données de sonde fournies. Les données à l'intérieur du port ne sont pas disponibles et nécessitent d'être digitalisées à partir de la carte de navigation. Les résultats d'interpolation sont représentés en (d) et (e) à différentes échelles.

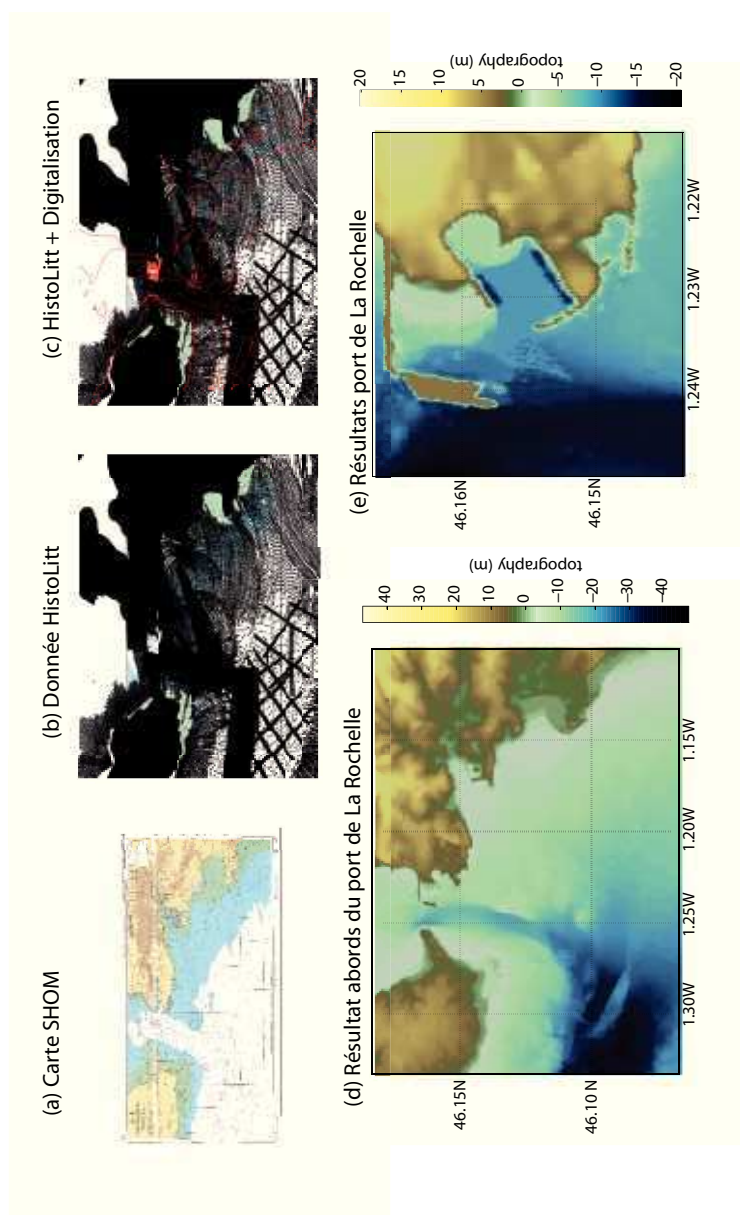


Figure 2.7 ► Étapes de la génération de grille pour le cas du port de La Rochelle. (a) Carte SHOM, (b) Données fournies par le SHOM, (c) Données fournies par le SHOM et digitalisation des zones manquantes, (d) et (e) résultats de l'interpolation pour les abords de La Rochelle et dans le port de La Rochelle

2.2.2 Méthode de résolution des équations différentielles

Parmi ces modèles utilisés pour simuler la propagation des tsunamis, ceux résolvant les équations dans l'approximation des ondes longues sont les plus utilisés. Depuis des dizaines d'années, de nombreux codes ont été développés et utilisés pour la simulation des tsunamis comme TUNAMI-N2 (Imamura et al. 2006), MOST (Titov et al. 1997) et COMCOT (Wang & Liu 2007). Tous ces codes utilisent une déformation initiale de la surface de l'océan calculée par rapport à la déformation de la source sismologique par le modèle du demi-espace homogène d'Okada (1985). Cependant, les différences résident dans la manière dont les équations sont résolues : TUNAMI-N2 et COMCOT utilisent un schéma en différence finie de type saute-mouton (leap-frog), tandis que la résolution des équations dans MOST se base sur une méthode de séparation connue sous le nom de méthode par fractionnement. Cette méthode consiste à décomposer les équations en une paire d'équations dépendant chacune d'une seule variable spatiale. Ces équations sont donc résolues successivement par une méthode de différence finie.

Même si les codes en différences finies sont les plus utilisés chez les chercheurs qui étudient l'aléa tsunami, on retrouve aussi des codes en éléments finis (Pranowo et al. 2008) et en volumes finis (George & LeVeque 2006). Très souvent, ces codes sont développés par des équipes qui ne travaillent pas exclusivement sur l'aléa tsunami, mais plutôt par des spécialistes de l'ingénierie côtière et des mathématiques appliquées. Les différences qui existent entre ces méthodes sont multiples. Les méthodes de différences finies et de volumes finis résolvent une forme approchée des équations en approximant les opérateurs différentiels par des séries de Taylor tronquées, tandis que la méthode en éléments finis exploite une approximation de la solution qui satisfasse les équations à résoudre en utilisant une formulation faible (ou variationnelle) des équations à résoudre. Contrairement aux méthodes en différences finies ou en volumes finis où la solution peut être calculée en tout point, la formulation faible n'est valable qu'aux noeuds du maillage. Les méthodes d'éléments finis permettent d'effectuer des calculs dans des géométries complexes alors que les méthodes en différences finies sont uniquement valides dans des géométries rectangulaires, mais leur développement est moins coûteux (et beaucoup plus facile).

Code de propagation des ondes dans l'approximation "shallow water"

Dans la méthode de différence finie utilisée ici, les équations sont discrétisées sur une maille de type C : les valeurs scalaires (hauteur, élévation) sont calculées aux centres des mailles et les valeurs vectorielles (vitesse) sont calculées sur le bord des mailles. Ce type de maille (Figure 2.8) permet d'éviter des modes parasites de la grille (Arakawa et al. 1972)

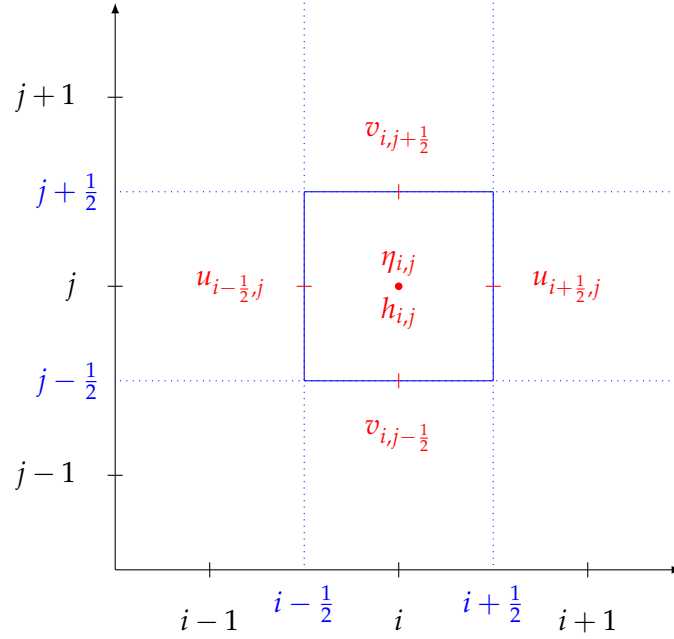


Figure 2.8 ► Présentation de la maille de type C : Les champs scalaires sont calculés à l'intérieur de la maille et les champs vectoriels sur les bords de la maille.

Pour la suite, prenons les équations en ondes longues développées selon les deux axes, x et y , dans le cadre d'un système de coordonnées cartésiennes :

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial U(H + \eta)}{\partial x} + \frac{\partial V(H + \eta)}{\partial y} \\ \frac{\partial U}{\partial t} = -U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - f_x \\ \frac{\partial V}{\partial t} = -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f_y \end{cases} \quad (2.19)$$

Où g la gravité terrestre et f_x et f_y l'ensemble des forces extérieures.

Les calculs différentiels sont effectués dans notre code de simulation par un schéma décentré en espace et au second ordre. Ce type de schéma de discrétisation spatiale peut provoquer de la dispersion numérique, mais est cependant stable si la condition de Courant-Friedrich-Lewy (Condition CFL) est respectée. Cette condition impose que la

vitesse numérique ($\frac{\Delta x}{\Delta t}$) doit être supérieur à la vitesse de propagation de l'onde ($\sqrt{gh}$). Exprimé de manière numériquement utilisable, cela consiste à dire que

$$\text{CFL} = \frac{\Delta t \times \sqrt{gh}}{\Delta x} \quad (2.20)$$

Soit

$$\Delta t = \text{CFL} \frac{\sqrt{gh}}{\Delta x} \quad (2.21)$$

Où CFL est le nombre de Courant, qui est par définition plus petit que $\frac{1}{\sqrt{2}}$. Plusieurs tests ont montré que dans le cas du code du CEA une condition $\text{CFL} < 0.25$ est nécessaire pour garantir la stabilité du schéma numérique de type Crank & Nicolson (1947). Ce type de schéma numérique consiste à faire une moyenne pondérée entre un schéma du premier ordre explicite et implicite en temps.

Ainsi, l'équation de conservation de la masse s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^n}{\Delta t} = & \theta_c \left(\frac{1}{\Delta x} \left(u_{i+1/2,j}^{n+1} \text{TD1} - u_{i-1/2,j}^{n+1} \text{TD} \right) + \frac{1}{\Delta y} \left(v_{i,j+1/2}^{n+1} \text{TV1} - v_{i,j-1/2}^{n+1} \text{TV} \right) \right) + \\ & (1 - \theta_c) \left(\frac{1}{\Delta x} \left(u_{i+1/2,j}^n \text{TD1N} - u_{i-1/2,j}^n \text{TDN} \right) + \frac{1}{\Delta y} \left(v_{i,j+1/2}^n \text{TV1N} - v_{i,j-1/2}^n \text{TVN} \right) \right) \end{aligned} \quad (2.22)$$

Afin de conserver les directions d'écoulement du fluide, les termes $\text{TD1}, \text{TD}, \dots$ sont définis par :

$$\begin{aligned} \text{TD} &= \begin{cases} h_{i,j} + \eta_{i,j}^{n+1} & u_{i-1/2,j} < 0 \\ h_{i-1,j} + \eta_{i-1,j}^{n+1} & u_{i-1/2,j} > 0 \end{cases} & \text{TDN} &= \begin{cases} h_{i,j} + \eta_{i,j}^n & u_{i-1/2,j} < 0 \\ h_{i-1,j} + \eta_{i-1,j}^n & u_{i-1/2,j} > 0 \end{cases} \\ \text{TD1} &= \begin{cases} h_{i+1,j} + \eta_{i+1,j}^{n+1} & u_{i+1/2,j} < 0 \\ h_{i,j} + \eta_{i,j}^{n+1} & u_{i+1/2,j} > 0 \end{cases} & \text{TD1N} &= \begin{cases} h_{i+1,j} + \eta_{i+1,j}^n & u_{i+1/2,j} < 0 \\ h_{i,j} + \eta_{i,j}^n & u_{i+1/2,j} > 0 \end{cases} \\ \text{TV} &= \begin{cases} h_{i,j} + \eta_{i,j}^{n+1} & v_{i,j-1/2} < 0 \\ h_{i,j-1} + \eta_{i,j-1}^{n+1} & v_{i,j-1/2} > 0 \end{cases} & \text{TVN} &= \begin{cases} h_{i,j} + \eta_{i,j}^n & v_{i,j-1/2} < 0 \\ h_{i,j-1} + \eta_{i,j-1}^n & v_{i,j-1/2} > 0 \end{cases} \end{aligned}$$

$$TV1 = \begin{cases} h_{i,j+1} + \eta_{i,j+1}^{n+1} & v_{i,j+1/2} < 0 \\ h_{i,j} + \eta_{i,j}^{n+1} & u_{i,j+1/2} > 0 \end{cases} \quad TV1 = \begin{cases} h_{i,j+1} + \eta_{i,j+1}^n & v_{i,j+1/2} < 0 \\ h_{i,j} + \eta_{i,j}^n & u_{i,j+1/2} > 0 \end{cases}$$

De même, pour les équations de conservations de la quantité de mouvement

$$\begin{aligned} \frac{u_{i-\frac{1}{2},j}^{n+1} - u_{i-\frac{1}{2},j}^n}{\Delta t} = & \theta_m \left(\frac{g}{\Delta x} TZU + \frac{1}{\Delta x} u_{i-1/2,j}^{n+1} TU_1 + \frac{1}{\Delta y} TV.TU_2 \right) + \\ & (1 - \theta_m) \left(\frac{g}{\Delta x} TZUN + \frac{1}{\Delta x} u_{i-1/2,j}^n TU_{1N} + \frac{1}{\Delta y} TVN.TU_{2N} \right) \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} \frac{v_{i-\frac{1}{2},j}^{n+1} - v_{i-\frac{1}{2},j}^n}{\Delta t} = & \theta_m \left(\frac{g}{\Delta y} TZV + \frac{1}{\Delta x} TU.TV_1 + \frac{1}{\Delta y} v_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1} TV_2 \right) + \\ & (1 - \theta_m) \left(\frac{g}{\Delta y} TZVN + \frac{1}{\Delta x} TUN.TV_{1N} + \frac{1}{\Delta y} v_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1} TV_{2N} \right) \end{aligned} \quad (2.24)$$

$$TZU = \eta_{i,j}^{n+1} + \eta_{i-1,j}^{n+1} \quad TZUN = \eta_{i,j}^{n+1} + \eta_{i-1,j}^n$$

$$TU1 = \begin{cases} u_{i+\frac{1}{2},j} - u_{i+\frac{1}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} < 0 \\ u_{i-\frac{1}{2},j} - u_{i-\frac{3}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} \geq 0 \end{cases} \quad TU1N = \begin{cases} u_{i+\frac{1}{2},j} - u_{i+\frac{1}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} < 0 \\ u_{i-\frac{1}{2},j} - u_{i-\frac{3}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} \geq 0 \end{cases}$$

$$TU2 = \begin{cases} u_{i-\frac{1}{2},j+1} - u_{i-\frac{1}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} < 0 \\ u_{i-\frac{1}{2},j} - u_{i-\frac{1}{2},j-1} & u_{i-\frac{1}{2},j} \geq 0 \end{cases} \quad TU2N = \begin{cases} u_{i-\frac{1}{2},j+1} - u_{i-\frac{1}{2},j} & u_{i-\frac{1}{2},j} < 0 \\ u_{i-\frac{1}{2},j} - u_{i-\frac{1}{2},j-1} & u_{i-\frac{1}{2},j} \geq 0 \end{cases}$$

$$TV = \frac{1}{4} \left(v_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1} + v_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} + v_{i_1,j-\frac{1}{2}}^{n+1} + v_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{n+1} \right) \quad TVN = \frac{1}{4} \left(v_{i,j-\frac{1}{2}}^n + v_{i,j+\frac{1}{2}}^n + v_{i_1,j-\frac{1}{2}}^n + v_{i-1,j+\frac{1}{2}}^n \right)$$

$$TZU = \eta_{i,j}^{n+1} + \eta_{i,j-1}^{n+1} \quad TZUN = \eta_{i,j}^{n+1} + \eta_{i,j-1}^n$$

$$TU = \frac{1}{4} \left(u_{i-\frac{1}{2},j}^{n+1} + u_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} + u_{i-\frac{1}{2},j-1}^{n+1} + u_{i+\frac{1}{2},j-1}^{n+1} \right) \quad TUN = \frac{1}{4} \left(u_{i-\frac{1}{2},j}^n + u_{i+\frac{1}{2},j}^n + u_{i-\frac{1}{2},j-1}^n + u_{i+\frac{1}{2},j-1}^n \right)$$

$$\begin{aligned}
TV1 &= \begin{cases} v_{i+1,j-\frac{1}{2}} - v_{i,j-\frac{1}{2}} \\ v_{i,j-\frac{1}{2}} - v_{i-1,j-\frac{1}{2}} \end{cases} & TV1N &= \begin{cases} v_{i+1,j-\frac{1}{2}} - v_{i,j-\frac{1}{2}} & TU < 0 \\ v_{i,j-\frac{1}{2}} - v_{i-1,j-\frac{1}{2}} & TU \geq 0 \end{cases} \\
TV2 &= \begin{cases} v_{i,j+\frac{1}{2}} - v_{i,j-\frac{1}{2}} \\ v_{i,j-\frac{1}{2}} - u_{i,j-\frac{3}{2}} \end{cases} & TV2N &= \begin{cases} v_{i,j+\frac{1}{2}} - v_{i,j-\frac{1}{2}} & v_{i,j-\frac{1}{2}} < 0 \\ v_{i,j-\frac{1}{2}} - u_{i,j-\frac{3}{2}} & v_{i,j-\frac{1}{2}} \geq 0 \end{cases}
\end{aligned}$$

Dans chacune des équations, nous pouvons distinguer deux parties : la première utilise le pas de temps n et la seconde le pas de temps $n+1$. Ces deux parties sont pondérées par le facteur θ_m et θ_c . Lorsque ces deux valeurs valent 0, le schéma est purement explicite et devient purement implicite lorsque ces valeurs valent 1. Cependant, nous allons toujours utiliser la valeur de 0.5 afin d'avoir un schéma de Crank & Nicolson (1947).

Simulation numérique de l'inondation

Dans ce code, le calcul de l'inondation est abordé de façon similaire à celle de (Kowalik & Murty 1993), elle consiste à extrapoler dans les mailles sèches les quantités calculées dans les mailles mouillées dans le cas où la surélévation de l'eau dépasse la topographie de la maille à inonder (Figure 2.9). Étant donné que notre problème n'est que faiblement non linéaire, il est possible de traiter les deux directions spatiales indépendamment. L'opération se déroule en trois étapes :

- Calcul du flux extrapolé : $Q_{ex} = 2(uD)_j^m - (uD)_{j-1}^m$
- Transmission de la vitesse à la nouvelle maille mouillée
- Correction des hauteurs d'eau en ajoutant et retranchant la quantité $\Delta t / \Delta x Q_{ext}$ au jeu de maille de la limite sec/mouillé

Les cas multi-grilles

L'algorithme utilisé dans le cadre du multi-grille est un algorithme à propagation de la donnée pure (il n'y a pas de restriction). Une fois que la compatibilité entre les grilles est vérifiée, l'information est transmise de la grille large à la grille plus détaillée par condition aux limites (propagation de la donnée). L'opération de restriction (consistant à utiliser les données calculées dans les grilles fines pour ajuster le modèle dans la

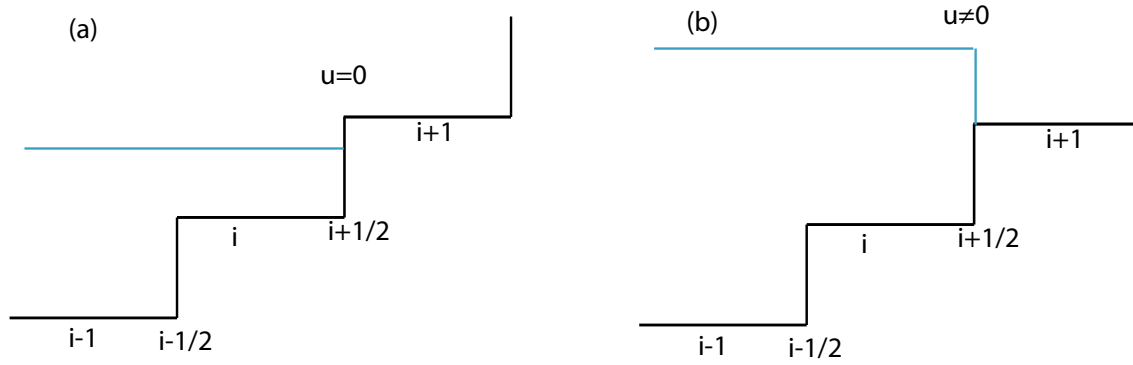


Figure 2.9 ► Représentation schématique de l'algorithme d'inondation dans les modèles en différences finies, avec dans el cas (a), l'absence d'inondation de la cellule $i + 1$ et dans le cas (b) l'inondation de la cellule $i + 1$ par extrapolation des flux de la cellule i

grille large) n'est pas effectuée. La principale raison est le domaine d'intérêt. Nous nous intéressons en détail aux effets à la côte, soit dans la grille fine, et éventuellement à la possibilité d'inondation. Cependant, pour générer une grille fine, il convient de faire soit même la grille en combinant différentes sources d'information.

Validation du modèle

Pour valider notre modèle, nous allons le comparer à un autre modèle dans un cas synthétique en partant des mêmes conditions initiales (Tests effectués dans le cadre du projet européen TRANSFER). Ce test propose d'utiliser une même bathymétrie (Figure 2.10a) et une source (surface initiale de déformation, Figure 2.10b). La bathymétrie est constituée d'une île conique (en haut) et d'une digue en bas à droite.

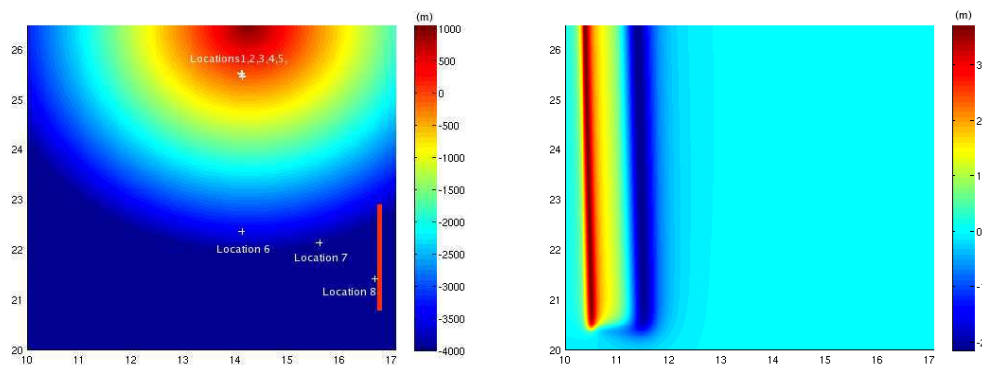


Figure 2.10 ► Les différentes conditions du modèle utilisé avec en a la bathymétrie et en b la source utilisées

La figure 2.11 représente les différents résultats des capteurs comparés à ceux du modèle NAMI DANCE (basé sur TUNAMI-N2, Imamura et al. 2006). De manière générale, les deux modèles sont assez compatibles. Proche de la phase d'inondation sur l'île

conique, le capteur 1 montre un bon accord tandis que le 2 affiche un offset de 1.8 m. Cette différence provient probablement de la définition de la quantité mesurée. Dans notre cas, la référence "0" est toujours définie par rapport au niveau topographique. Il semblerait que pour le code NAMI DANCE, il s'agirait d'un "0" basé par rapport à la topographie. Ainsi, une correction de 1.80 pourrait être faite. Cependant, sans confirmation, nous n'effectuerons pas cette correction.

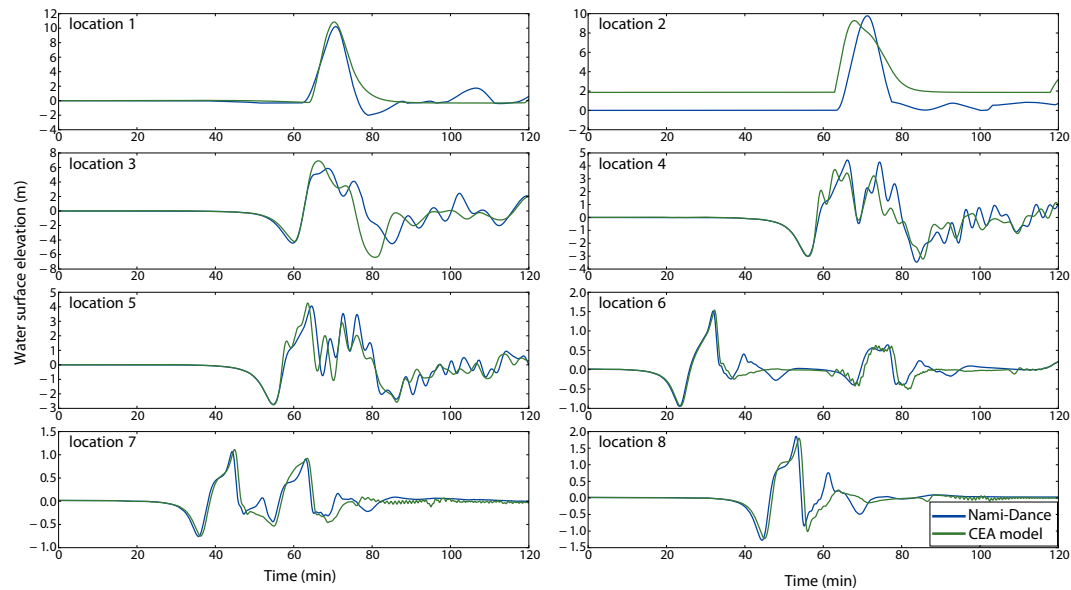


Figure 2.11 ► Comparaison entre deux modèles de tsunami, le code CEA en vert et le modèle NAMI DANCE en bleu. Les deux modèles sont compatibles.

2.3 TECHNIQUE DE PARALLÉLISATION

Il convient ici de faire la différence entre un code parallèle et un code séquentiel. Un code séquentiel est un code qui s'exécute sur un seul processus. Ainsi, ces limites du modèle sont très rapidement atteintes et dépendent principalement de la vitesse du processeur, de la mémoire de la machine et de la température. Les performances du code dépendent uniquement de l'optimisation (la qualité du code) et de la loi de Moore (évolution des performances des processeurs). Cette loi, ou plutôt conjecture, car elle ne se base que sur des suppositions, énonce (dans sa deuxième version) que le nombre de transistors sur une puce de silicium double tous les deux ans. Cette loi fut quasiment parfaitement vérifiée sur la période 1971-2001, car le nombre a doublé tous les 1.96 ans. À partir de cette période, la politique des constructeurs qui était d'utiliser l'augmentation du nombre de transistors dans le but d'augmenter la fréquence du processeur se heurta à un problème de refroidissement du processeur. Afin de réduire cette production de chaleur et de tenter de respecter cette loi de Moore, les constructeurs ont opté pour la multiplication des coeurs de calculs sur le processeur. De là, l'aspect de code parallèle s'est fortement démocratisé et nécessite l'adaptation des logiciels ou codes de calculs. Dans le domaine scientifique, cela se traduit par le fait que plusieurs processus tournent en même temps pour réaliser un même travail : partage du travail et/ou des données. Ce qui ouvre des possibilités de tailles de problèmes, de résolutions spatiale et temporelle de grille ... quasi infinies.

2.3.1 Différents types de parallélismes

Le parallélisme à mémoire partagée.

OpenMP est adapté aux machines à mémoire partagée ou globalement adressable (multiprocesseurs). Il regroupe un ensemble de directives de compilation qui précisent les zones séquentielles et parallèles du programme ("multithreading"). Les parties séquentielles sont les zones qui ne doivent être exécutées que par un seul processeur pour respecter la logique du programme. À l'intérieur des zones parallèles, d'autres directives répartissent la charge entre processeurs et jouent un rôle dans l'allocation mémoire. En effet, certaines variables doivent rester globales et n'exister qu'en un seul exemplaire, alors que d'autres seront allouées à raison d'une copie par processeur.

Le parallélisme à mémoire distribué.

Plus général et plus flexible, MPI s'accorde avec toutes les plateformes, qu'elles partagent de la mémoire ou non, puisque ce partage de données est remplacé par des envois de messages. Cette démarche a beaucoup de liens avec le modèle de programmation de Foster : chaque tâche élémentaire devient un processus, chaque processus pouvant communiquer avec les autres. L'utilisateur spécifie lors du lancement du programme le nombre de processus qu'il souhaite. Chacun exécute le même programme, mais peut réaliser des opérations différentes, car il dispose d'un identificateur distinct. Ils réalisent concurremment des calculs sur leurs variables locales et s'échangent des résultats. Leur synchronisation est en fait souvent rythmée par un arbre de communications.

Le parallélisme multi-niveau.

Les plates-formes de calcul actuelles sont composées d'un certain nombre de noeuds contenant des processeurs multi-coeurs. Cet aspect permet de faire du parallélisme avancé ou multi-niveau résultant de la combinaison entre les deux parallélismes précédemment cités. Le parallélisme par directive est donc utilisé pour les communications dans le même noeud. Le parallélisme par message permettra de faire la communication inter-noeud.

2.3.2 La mesure de la performance

Une fois que l'on a validé et stabilisé un code parallèle, il est toujours intéressant d'en mesurer les performances et d'en faire un profiling. Deux cas de figures complémentaires peuvent alors se présenter. Résolvant un problème de taille N sur P processeurs en un temps donné, on souhaite :

- Diminuer ce temps de calcul en augmentant P . Nous espérons une diminution quasi-linéaire et on parle alors de scalabilité. Elle se mesure par un critère appelé speed-up

$$S_p(N) = \frac{\text{temps séquentiel}}{\text{temps sur } P \text{ processeurs}}.$$

À ce critère, on préfère parfois la notion d'efficacité parallèle

$$E_p(N) = \frac{S_p(N)}{P}.$$

- Augmenter la taille du problème à résoudre en augmentant P. On parle de scalabilité. Son critère est le scale-up

$$C_p(N) = \frac{\text{temps séquentiel d'un problème de taille } N}{\text{temps sur } P \text{ processeurs d'un problème de taille } P*N}.$$

2.3.3 Méthodologie appliquée

Afin d'augmenter les capacités de calculs (calcul plus rapide, ou calcul plus précis sur certaines zones), notre code a été parallélisé avec la librairie MPI. Cela consiste en la division de la grille de calcul en x sous-grilles indépendantes (ou x est le nombre de processeurs attribués). Chaque calcul est donc effectué de manière indépendante sans interaction entre les processeurs. L'unique interaction entre les processeurs s'effectue par les conditions aux limites. Plusieurs cas sont alors possibles :

- Si le bord de la sous-grille constitue un bord de la grille entière, la condition au bord est donc appliquée
- Si le bord de la sous-grille ne constitue pas un bord de la grille entière, donc la sous-grille est reliée à une sous grille voisine, l'échange des valeurs entre les grilles voisines est effectué (Figure 2.12).

Cependant, la politique appliquée ici est de paralléliser uniquement la répartition du domaine, sans se soucier de l'efficacité du schéma numérique dans le cas du calcul parallèle. Une étape complémentaire serait d'étudier d'autres schémas numériques afin de voir quel schéma donne le meilleur temps de calcul.

2.3.4 Efficacité de la parallélisation

Pour avoir une idée de l'efficacité du code, la détermination de la courbe d'accélération est primordiale. Ce test consiste à prendre en compte un cas "réel" et de le tester sur un nombre de processeurs variable et de puissance équivalente. Ainsi, nous avons effectué le test sur le cas méditerranéen avec une grille unique englobant la partie occidentale de la mer Méditerranée avec un pas spatial de 30", la grille contient donc 1200

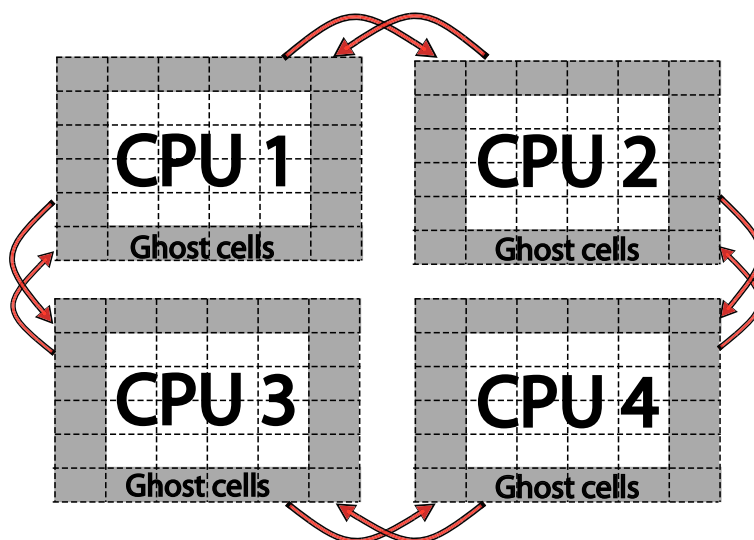


Figure 2.12 ► Méthode de décomposition par domaine : La grille de calcul est décomposée en N sous-grille. Chaque sous-grille a ses mailles limites dupliquées sur des cellules fantômes (ghost cells). L'échange des informations entre les processeurs se fait selon les flèches rouges.

par 1200 points (extraite de GEBCO, IOC-BODC 1997). La source initiale est une source estimée du séisme de Boumerdès–Zemmouri par Semmane et al. (2005). La Figure 2.13 montre dans le cas monogrille les performances du code avec en (a) la représentation du temps de calcul en fonctions du nombre de processeurs. Ainsi nous passons de 90 minutes de calcul avec un processeur à 3 minutes en utilisant 64 processeurs. La Figure 2.13b montre la scalabilité en fonction du nombre de processeurs. Jusqu'à 8 processeurs nous avons une scalabilité linéaire. Jusqu'à 64 processeurs, celle-ci est encore intéressante. À partir de 64 processeurs, le gain de temps est faible par rapport aux nombres de processeurs supplémentaires.

D'autres tests en mono-grille et multi-grille ont été effectués donnant des résultats similaires. De manière générale, la limite de la performance du code dépend principalement de la taille des grilles et de l'intervalle d'écriture des résultats sur le disque. Comme nos grilles ne sont pas imposantes (au maximum elles contiennent 2000 x 2000 points), 64 processeurs sont suffisants. Les différents points ralentissant les performances sont situées sur le calcul de la déformation de la surface de déformation et dans l'écriture des fichiers. Ces deux cas sont effectués par un seul processeur. Pour pallier ces pertes de performance, des modifications du code sont effectuées. Pour le calcul de la déformation d'Okada (1985), la définition d'une sous-zone de calcul a été définie (généralement de 5° autour de la sous-faille, modifiable par l'utilisateur). Pour la baisse de performance générée par l'écriture des fichiers, l'utilisation de librairie perme-

ttant l'écriture parallèle est envisagée. Cependant, les performances actuelles du code de calcul rendent possibles le calcul dans un contexte d'alerte aux tsunamis.

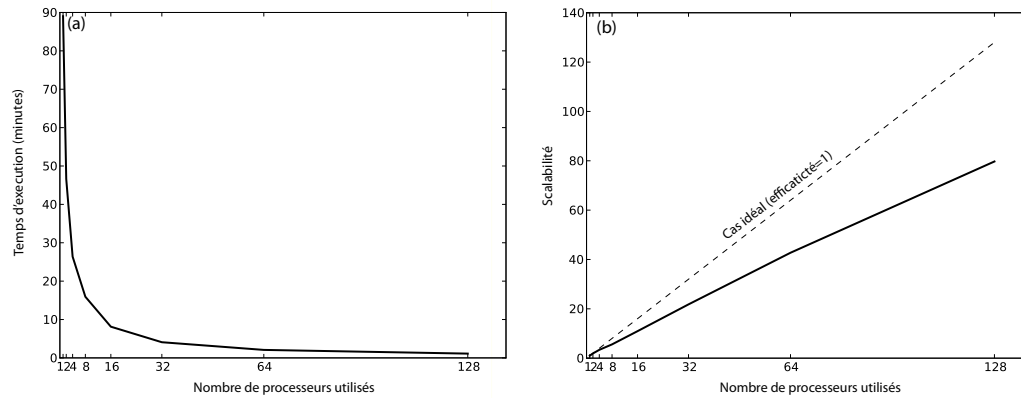


Figure 2.13 ► Performance du code dans le cas du bassin méditerranéen dans la configuration mono-grille avec en (a) le temps d'exécution en fonction du nombre de processeurs alloué et en (b) la scalabilité en fonction du nombre de processeurs.

2.4 MODÉLISATION DES INTERACTIONS AVEC DES STRUCTURES : LE CONCEPT DE RÉSONANCE

Dans cette partie, une approche des modes d'oscillations propres des bassins va être effectuée. Ces modes d'oscillations propres des bassins sont souvent appelés seiches. Une seiche correspond à des oscillations stationnaires longues périodes dans des bassins fermés (comme des lacs, ... Forel 1895) ou semi-fermés (comme les ports, les baies ou les fjords). Contrairement aux seiches qui sont générées sous l'action de force directe comme des effets atmosphériques (changement de pression atmosphérique, vent) ou de l'activité sismique, les mouvements d'oscillations des bassins semi-ouverts sont générés dans la plupart des cas par une excitation venant par l'entrée d'ondes longues du côté ouvert du bassin.

2.4.1 Méthodes d'investigation des résonances

Méthode de post traitement des oscillations

Les méthodes de post traitement utilisent l'analyse en fréquence des données simulées ou réelles. L'inconvénient de cette méthode réside dans l'apparition du spectre complexe de la source du tsunami. Afin de s'abstraire des composantes de la source pour faire ces études, Yalciner & Pelinovsky (2007) proposent d'utiliser une surface initiale de déformation nous prendrons ici une gaussienne assez étendue par rapport à la profondeur d'eau contrairement à (Yalciner & Pelinovsky 2007). Ceci permet d'augmenter l'énergie initiale présente de la système. Cette méthode consiste à faire des analyses fréquentielles de différentes séries temporelles d'élévations en de multiple points géographiques.

Décomposition en fonctions propres de l'équation d'onde

Dérivation des équations Dans le cas des ondes longues linéaire, l'équation de propagation des ondes est définie par

$$\nabla \cdot (H \nabla \eta_1) = \frac{1}{g} \frac{\partial^2 \eta_1}{\partial t^2} \quad (2.25)$$

où η est la variation de la hauteur d'eau $H(x, y)$. η est une fonction de l'espace et du temps. Afin de séparer la dépendance spatiale de la dépendance temporelle, nous substituons $\eta_1(x, y, t)$ par $\eta(x, y) e^{i\omega t}$ pour obtenir

$$\nabla \cdot (H \nabla \eta) = \lambda \eta \quad (2.26)$$

où $\lambda = -\frac{\omega^2}{g}$.

Conditions aux limites Les conditions aux limites appliquées à ce problème sont les suivantes :

- **aux bords du domaine** : Des conditions de type Dirichlet sont utilisées. Elles imposent une sur-élévation nulle. Cette hypothèse est vérifiée dans le cas où l'extension géographique est supérieure aux influences des modes de résonances.
- **aux interfaces solides – liquides** : Des conditions de type Neumann (vitesses normales nulles) sont utilisées. C'est la condition pour avoir une réflexion de l'onde.

Méthode de résolution Dans un système cartésien le développement de l'équation 2.26 sera défini comme étant

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) = \lambda \eta \quad (2.27)$$

En développant cette équation en différences finies, nous obtenons que :

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) &= \frac{1}{\Delta x} \left(\left[H \frac{\partial \eta}{\partial x} \right]_{i+\frac{1}{2}} - \left[H \frac{\partial \eta}{\partial x} \right]_{i-\frac{1}{2}} \right) \\ &= \frac{1}{\Delta x} \left(\left[\frac{H_{i+1} + H_i}{2} \frac{\eta_{i+1} - \eta_i}{\Delta x} \right] - \left[\frac{H_{i-1} + H_i}{2} \frac{\eta_i - \eta_{i-1}}{\Delta x} \right] \right) \end{aligned} \quad (2.28)$$

Nous pouvons alors écrire dans la version complète du schéma en différences finies :

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (H \nabla \eta) &\equiv \eta_{i+1,j} \left(\frac{H_{i+1,j} + H_{i,j}}{\Delta x^2} \right) + \eta_{i-1,j} \left(\frac{H_{i-1,j} + H_{i,j}}{\Delta x^2} \right) \\ &+ \eta_{i,j+1} \left(\frac{H_{i,j+1} + H_{i,j}}{\Delta y^2} \right) + \eta_{i,j-1} \left(\frac{H_{i,j-1} + H_{i,j}}{\Delta y^2} \right) \\ &+ \eta_{i,j} \left(-H_{i,j} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right) - \frac{H_{i+1,j} + H_{i-1,j}}{2\Delta x^2} - \frac{H_{i,j+1} + H_{i,j-1}}{2\Delta y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.29)$$

Pour faciliter l'écriture de l'équation précédente, nous allons utiliser une notation simplifiée :

$$\nabla \cdot (H \nabla \eta) \equiv \eta_{i+1,j} a_{i+1,j} + \eta_{i-1,j} a_{i-1,j} + \eta_{i,j+1} a_{i,j+1} + \eta_{i,j-1} a_{i,j-1} + \eta_{i,j} a_{i,j} \quad (2.30)$$

L'étape suivante consiste à passer d'un système de numérotation en 2 dimensions (i, j) à un système à 1 dimensions (I) faisant intervenir une numérotation de la cellule, en considérant $I = i \times n_x + j$. Ainsi, pour la $I^{\text{ème}}$ cellule :

$$[\nabla \cdot (H \nabla \eta)]_I = \lambda \eta_I$$

$$\eta_I \times A_{I,I} = \lambda \eta_I$$

La résolution d'un tel système consiste à chercher les valeurs propres de la matrice A . Cette matrice est symétrique à 5 bandes. Pour une cellule donnée I , les 5 bandes sont définies par :

$$\begin{aligned} A_{I,(i+1) \times n_x + j} &= \frac{H_{i+1,j} + H_{i,j}}{\Delta x^2} \\ A_{I,(i-1) \times n_x + j} &= \frac{H_{i-1,j} + H_{i,j}}{\Delta x^2} \\ A_{I,i \times n_x + j+1} &= \frac{H_{i,j+1} + H_{i,j}}{\Delta y^2} \\ A_{I,i \times n_x + j-1} &= \frac{H_{i,j-1} + H_{i,j}}{\Delta y^2} \\ A_{I,I} = A_{I,i \times n_x + j} &= -H_{i,j} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right) - \frac{H_{i+1,j} + H_{i-1,j}}{2\Delta x^2} - \frac{H_{i,j+1} + H_{i,j-1}}{2\Delta y^2} \end{aligned}$$

Nous pouvons aussi remarquer que

$$A_{I,I} = -1 \times \sum_J A_{I,J}.$$

Concernant les conditions aux limites, nous sommes dans le cas des conditions de Neuman (vitesse nulle à l'interface) Ainsi, d'après l'équation 2.28, nous pouvons écrire (dans le cas d'une vitesse nulle) que

$$\frac{1}{\Delta x} \left[\frac{H_{i+1} + H_i}{2} \frac{\eta_{i+1} - \eta_i}{\Delta x} \right] = 0 \quad (2.31)$$

Ce qui équivaut à, soit $\eta_{i+1} - \eta_i = 0$ (grandeur à laquelle on n'a pas accès dans ce développement), soit $H_{i+1} + H_i = 0$.

2.4.2 Calcul dans le cas d'un bassin rectangulaire

L'objectif des parties suivantes est de valider les deux méthodes de détermination des modes de résonances précédemment exposées (dans la section 2.4.1. Dans un premier cas, prenons un bassin rectangulaire à profondeur constante de longueur (L) et largeur (W) dont les modes de résonances peuvent être déterminé de façon analytique.

Soit la solution de l'équation d'onde (2.26) dans un cas cartésien :

$$\eta(x, y, t) = \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \times \sin\left(\frac{m\pi y}{W}\right) \exp(i\omega t), \quad (2.32)$$

avec n et m des entiers naturels positifs. En insérant cette expression dans l'équation d'onde, nous obtenons

$$\frac{n^2\pi^2}{L^2} + \frac{m^2\pi^2}{W^2} = -\frac{\omega^2}{c^2} \quad (2.33)$$

avec

$$\omega = 2\pi f \quad (2.34)$$

nous pouvons obtenir les fréquences de résonances d'un tel bassin définies par :

$${}_nf_m = \frac{c}{2} \sqrt{\frac{n^2}{L^2} + \frac{m^2}{W^2}} \quad (2.35)$$

Pour tester la validité de ce cas, nous allons prendre un bassin rectangulaire de 7 km par 4 km avec une profondeur constante de 100m pour différentes configurations de surface initiale de déformation (Figure 2.14) avec en (a) une source au centre du domaine, en (b) une source décentrée et en (c) une source centrée sur le domaine et de dimension faible comme le suggèrent Yalciner & Pelinovsky (2007). Dans cette géométrie précise, les fréquences des 25 premiers modes de résonance sont calculées par l'équation 2.35 et listées dans le tableau 2.1.

La Figure 2.15 montre le spectre de chaque capteur pour les trois sources utilisées. L'opération utilisée est une simple transformée de Fourier. L'axe d'ordonnée a été volontairement masqué, mais les rapports d'amplitude entre les trois sources ont été con-

n m	0	1	2	3	4	5
0		2.24e-03	4.47e-03	6.71e-03	8.95e-03	1.12e-02
1	3.92e-03	4.51e-03	5.95e-03	7.77e-03	9.77e-03	1.19e-02
2	7.83e-03	8.14e-03	9.02e-03	1.03e-02	1.19e-02	1.37e-02
3	1.17e-02	1.20e-02	1.26e-02	1.35e-02	1.48e-02	1.62e-02
4	1.57e-02	1.58e-02	1.63e-02	1.70e-02	1.80e-02	1.92e-02
5	1.96e-02	1.97e-02	2.01e-02	2.07e-02	2.15e-02	2.25e-02

Table 2.1 ► Fréquences des modes de résonance (en Hz) calculées à partir de l'équation (2.35) pour des valeurs de n et m allant de 0 à 5

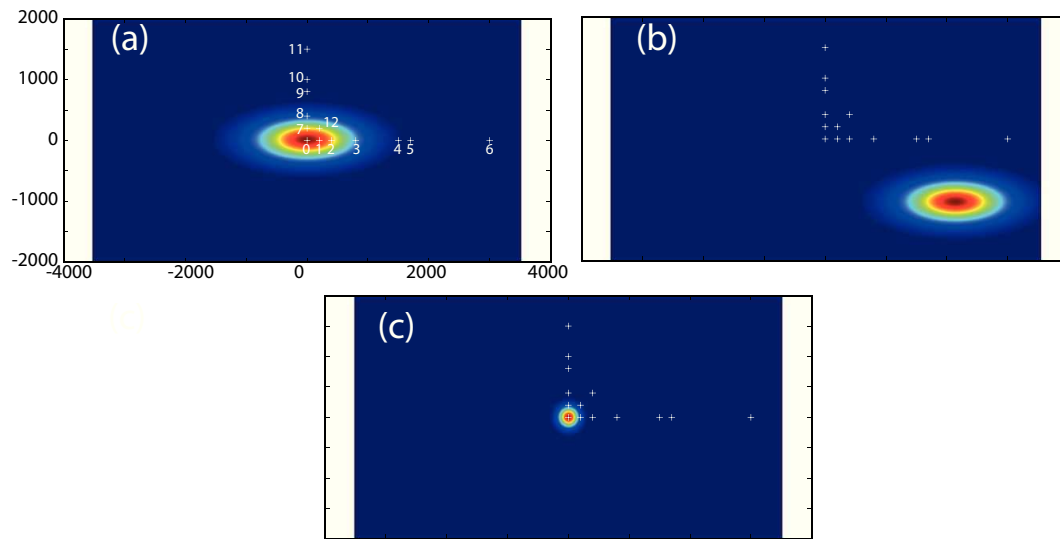


Figure 2.14 ► Représentation du bassin de calcul de modes de résonance (bassin rectangulaire de dimension 7 km x 4 km et 100 m de profondeur) la position des différents capteurs est représentée par des "+". Trois simulations ont été effectuées avec trois configurations de surface initiale de déformation : (a) source centrée, (b) source décentrée, (c) source centrée de faible taille comme le préconise Yalciner & Pelinovsky (2007)

servés. Les droites verticales montrent les valeurs théoriques calculées par l'équation 2.35 pour des valeurs de n et m allant de 0 à 4. L'observation générale de cette figure nous indique aisément que les modes de résonance ne sont pas partout observés. La source c (en rouge) montre le moins de mode de résonance. Ce type de source est préconisé par Yalciner & Pelinovsky (2007) qui suggèrent de concentrer au maximum la surface de déformation. Même si la théorie conseille l'utilisation de Dirac, dans la pratique, cette fonction ne pouvant pas avoir une amplitude infinie, son énergie n'est pas assez importante pour activer les modes les plus basses fréquences (graves).

La Figure 2.16 montre les résultats obtenus avec la méthode recherchant les valeurs propres de l'équation d'onde présentée en section 2.4.1. Cette méthode permet d'obtenir les fréquences de résonance directement reliées à la valeur propre et les modes de résonance indiqués par les vecteurs propres. Les fréquences d'oscillation correspondent aux

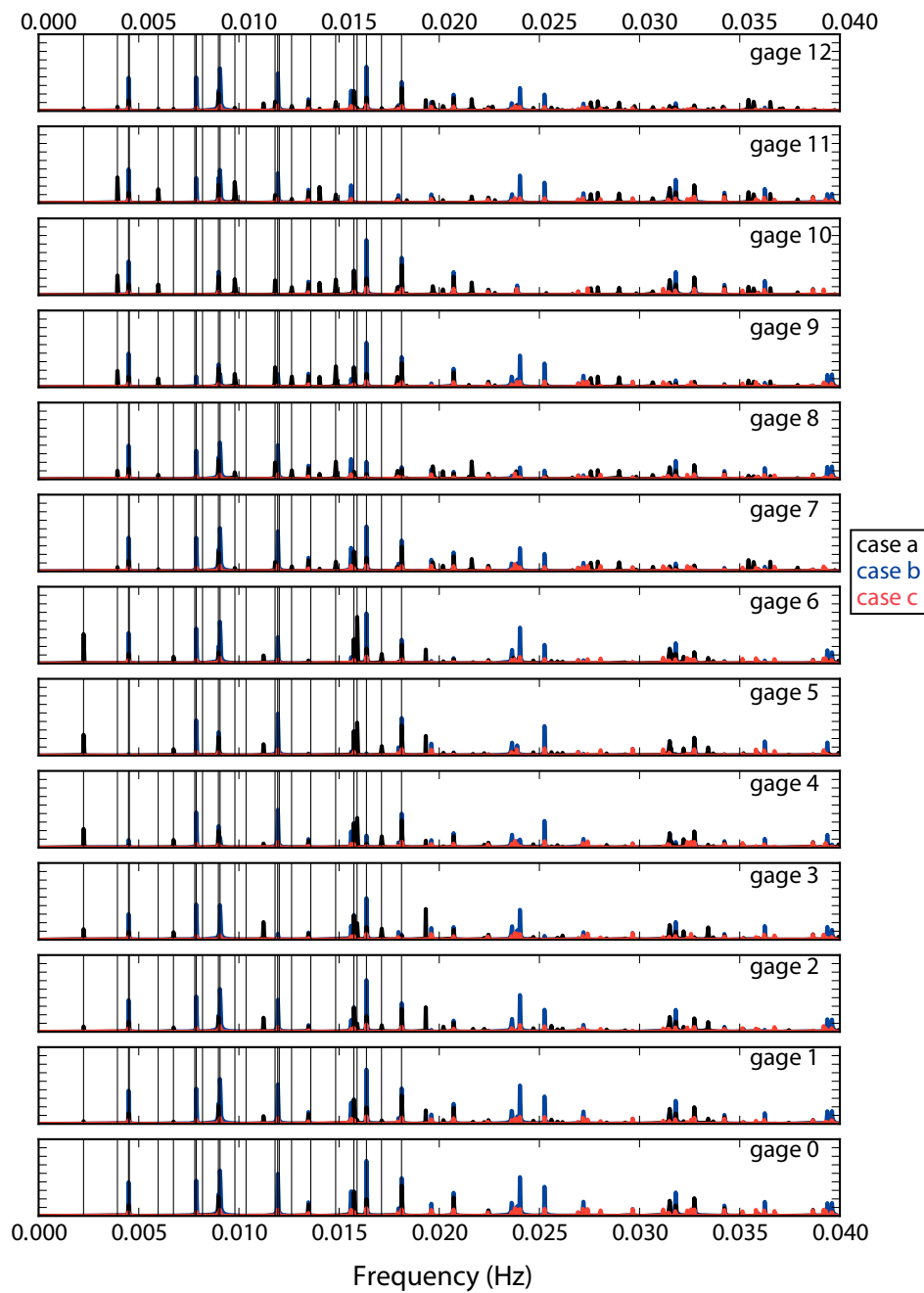


Figure 2.15 ► Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 8 capteurs et les 3 sources (cf Figure 2.14)

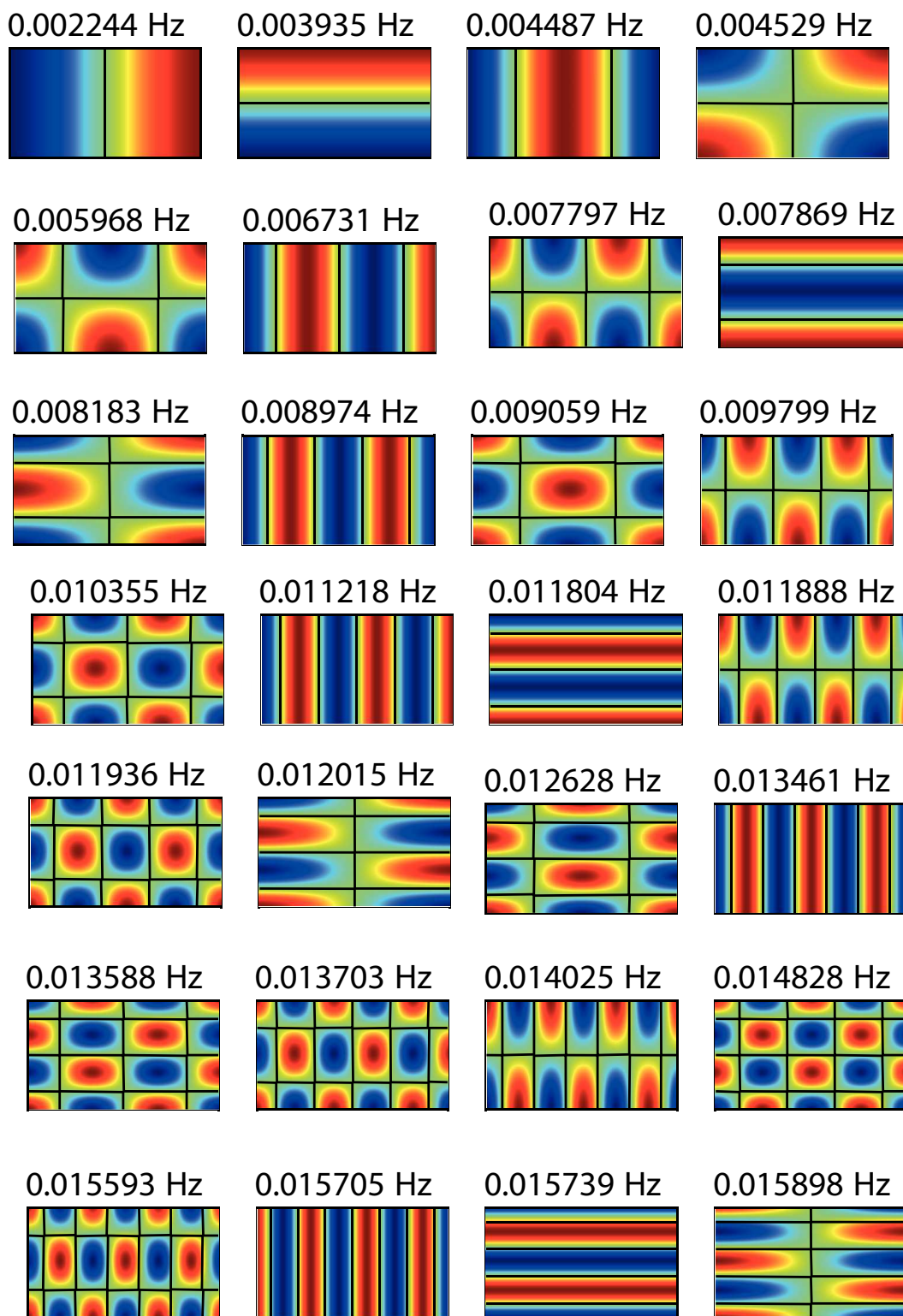


Figure 2.16 ► Représentation des principaux modes de résonance d'un bassin rectangulaire avec leurs fréquences associées. Les lignes noires représentent les noeuds de résonances.

valeurs théoriques et à celles obtenues avec la méthode précédente (Figure 2.15). L'étude des modes d'oscillation propres permet d'observer l'interaction entre les modes de résonance et la géométrie de l'interface. D'un point de vue pratique les modes de résonance d'un système rectangulaire correspondent à la superposition de fonctions sinusoïdales selon les deux axes contraints par les conditions aux limites (vitesse nulle dans le cas d'un bord réfléchissant).

Cette visualisation permet aussi d'observer les zones de maxima et de minima des différents modes de résonance. Ces points sont essentiels pour la localisation des zones où les mouvements de la masse d'eau sont les plus importants. À l'opposé, les noeuds de résonances peuvent aussi être observés. Ces zones sont caractérisées par des mouvements nuls dans les modes d'oscillations propres tout au long du temps. Ainsi il est donc impossible d'observer un pic de résonance sur les spectres si le capteur est localisé sur un noeud. C'est ce qui est observé sur les capteurs 0 à 11 pour les modes d'oscillation principaux sur chacun des deux axes respectivement. L'influence de la source est aussi importante. Il faut d'une part que la surface initiale de déformation soit suffisamment énergétique afin de pouvoir exciter les modes les plus graves, mais la géométrie de la surface et sa position sont aussi importantes. Les différences entre les sources a et b résident uniquement dans la position de la source, et de nombreuses différences sur l'apparition de certains modes de résonance sont visibles.

2.4.3 Calcul dans le cas d'un bassin cylindrique

Le second test qui a été effectué est le calcul des modes de résonance d'un bassin cylindrique à profondeur constante.

Dans le cas cylindrique, la solution de l'équation d'onde s'écrit :

$$\eta(r; \theta; t) = J_s(kr) (A_s \cos(s\theta) + B_s \sin(s\theta)) \cos(\omega t), \quad (2.36)$$

où J_s est la fonction de Bessel d'ordre s , k le nombre d'onde, A_s et B_s des constantes. Les périodes de résonance d'un tel bassin de rayon a sont caractérisées par :

$$J'_s(kr)|_{r=a} = 0, \quad (2.37)$$

avec J'_s la dérivée de la fonction de Bessel d'ordre s .

Les fréquences de résonance s'expriment donc par

$$f_{s,n} = \frac{j_{s,n} \sqrt{gh}}{2\pi a}, \quad (2.38)$$

où $j_{s,n}$ est le n^{ieme} zéro de la fonction de Bessel d'ordre s , a le rayon du cylindre et h la hauteur d'eau du bassin.

Dans ce cas, nous allons prendre un bassin cylindrique de 1900 m de rayon avec une profondeur d'eau constante à 100 m. Comme dans le cas précédant, trois configurations de déformation initiale ont été testées. Elles sont représentées sur la figure 2.17 avec en (a) une source symétrique centrée, en (b) une source symétrique décentrée et en (c) une source elliptique centrée.

Alors dans notre cas, les fréquences de résonance sont :

	0	1	2	3	4	5
0	1.01e-02	1.84e-02	2.67e-02	3.50e-02	4.32e-02	5.15e-02
1	4.83e-03	1.40e-02	2.24e-02	3.07e-02	3.90e-02	4.73e-02
2	8.01e-03	1.76e-02	2.62e-02	3.46e-02	4.29e-02	5.12e-02
3	1.10e-02	2.10e-02	2.98e-02	3.83e-02	4.67e-02	5.50e-02
4	1.40e-02	2.44e-02	3.33e-02	4.19e-02	5.04e-02	5.88e-02
5	1.68e-02	2.76e-02	3.67e-02	4.54e-02	5.40e-02	6.25e-02

Table 2.2 ► Fréquence des modes de résonances d'un bassin cylindrique de rayon 1900 m et de profondeur 100 m calculée à partir de l'équation 2.38 en Hz

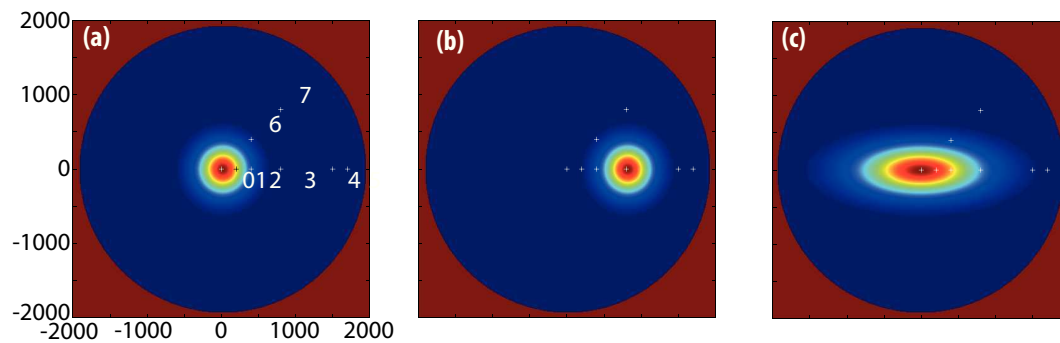


Figure 2.17 ► Représentation du bassin de calcul de mode de résonance (bassin circulaire de 1900 m de rayon et 100 m de profondeur) la position des différents capteurs est représentée par des "+". Trois simulations ont été effectuées avec trois configurations de surface initiales de déformation : (a) source symétrique centrée, (b) source symétrique décentrée, (c) source non symétrique centrée.

La Figure 2.18 montre les différents spectres calculés en chaque points et pour les trois cas. Les lignes verticales représentent les fréquences des modes de résonance correspondant aux cinq premiers zéros des cinq premières dérivées des fonctions de Bessel (pour les valeurs de s et n allant de 0 à 5 dans l'équation 2.38). A nouveau, comme dans le cas précédent, nous observons que tous les modes de résonances ne sont pas observables sur tous les capteurs et pour toutes les sources. La Figure 2.19 montre les modes de résonances calculés à partir de la recherche des valeurs et vecteurs propres de l'équation d'onde. Comme le suggérait le calcul mathématique, les modes de résonance d'un cylindre sont composés de fonctions de Bessel sur l'axe radial et de sinusoides sur l'axe azimuthal. Les modes observés par tous les capteurs et toutes les sources ont pour caractéristiques communes d'être à symétrie radiale. Les autres modes ne sont observés que pour une source non centrée, du fait de la symétrie non radiale (source b).

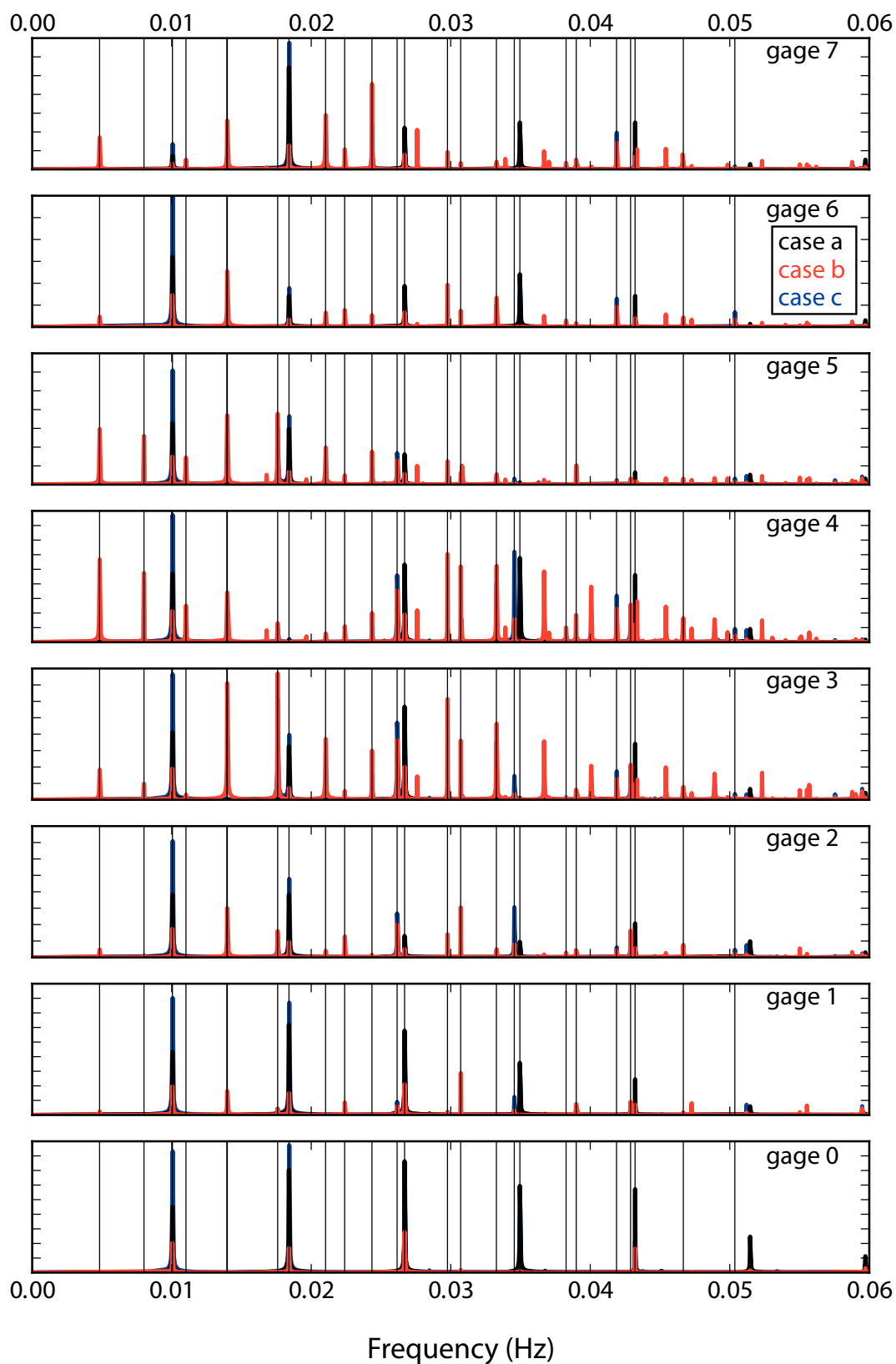


Figure 2.18 ► Mode de résonance dans le cas d'un bassin cylindrique déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 8 capteurs et les 3 sources (cf Figure 2.17)

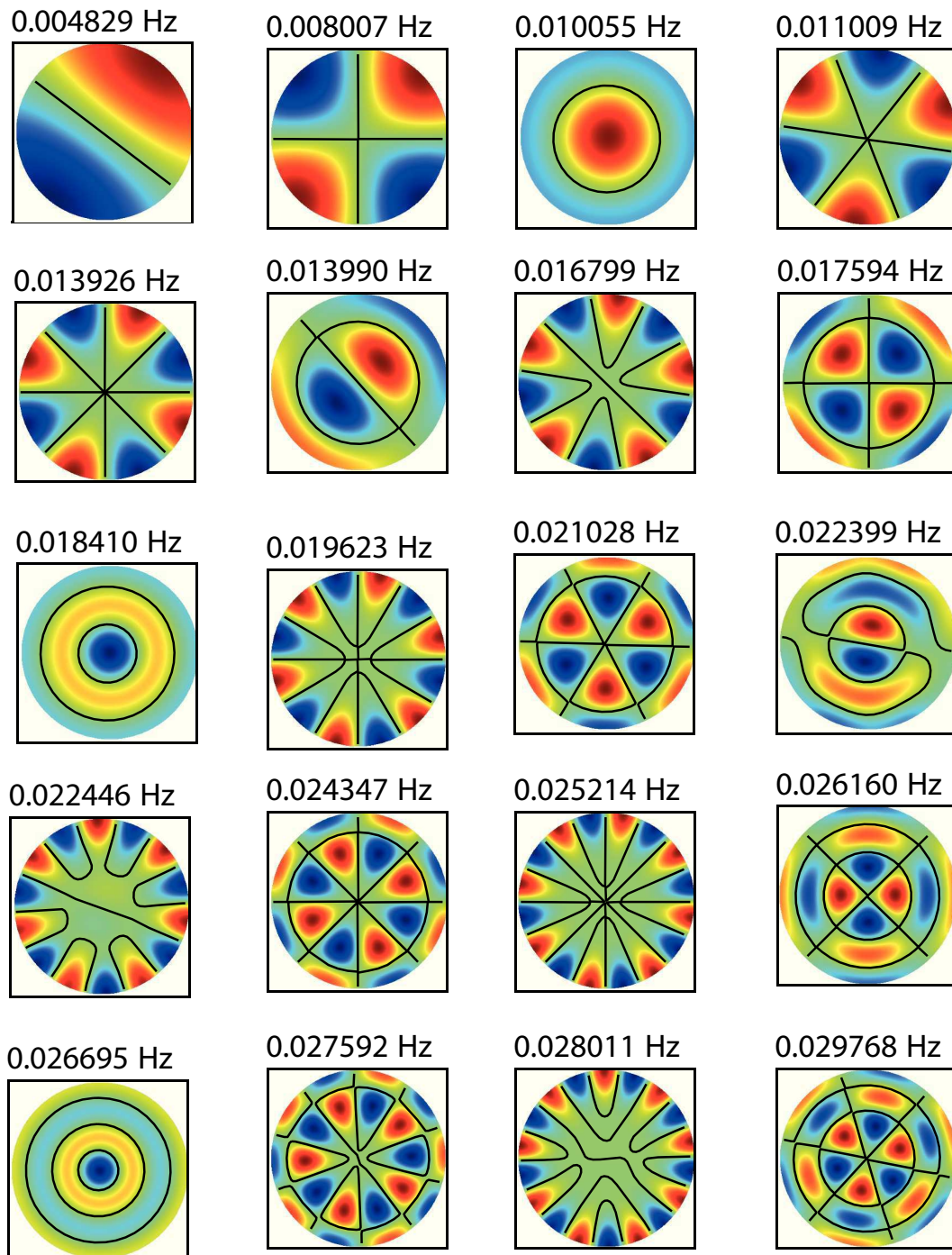


Figure 2.19 ► Représentation des principaux modes de résonance d'un bassin cylindrique avec leurs fréquences associées. Les lignes noires représentent les nœuds de résonances.

2.4.4 Vers les semi-modes de résonance : Le cas des ports

Les quelques tests effectués dans cette partie nous ont montré qu'il est possible de calculer les résonances d'une structure en utilisant des sources synthétiques et des méthodes de résolution matricielle pour des structures fermées. Cependant, dans la réalité, les différents éléments auxquels nous nous intéressons (principalement des baies et des ports) ne sont pas clos. Il convient donc d'analyser l'influence d'une ouverture sur les modes de résonance. Instinctivement tout laisse à penser que, l'ouverture va entraîner une dissipation de l'énergie. Nous nommons ces modes des modes de semi-résonance.

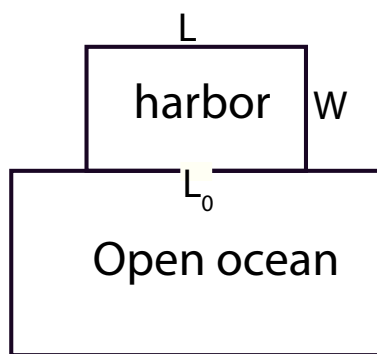


Figure 2.20 ► Schéma de la géométrie du port de longueur L , et de largeur W , avec une ouverture L_0 utilisée pour les simulations

L'approche utilisée pour comprendre ce phénomène est représentée sur la figure 2.25. Elle consiste à reprendre le cas du bassin rectangulaire de 7 km de long et 4 km de large en y incluant une ouverture centrée sur une longueur de 200, 500, 1000 et 2000 m. Le domaine ouvert sera représenté par un bassin de dimension 3 fois plus importante avec des conditions aux limites de type ouvert.

La Figure 2.21 montre les spectres en différents points du bassin semi-fermé aux mêmes positions que le cas fermé (cf. Figure 2.14). Comme pour le bassin fermé, l'ouverture du bassin ne change pas les pics de résonance. La seule différence qui est présente, est l'ajout d'un pic de basse fréquence aux alentours de $5 \cdot 10^{-4}$ Hz.

La Figure 2.22 montre les résultats par la méthode matricielle. Seuls les deux premiers modes sont représentés. Ce nouveau mode (mode 1) fait osciller le bassin dans la même polarité. Ce mode de Helmholtz (ou *pumping-mode* dans la littérature de l'ingénierie côtière) n'est pas observé pour des bassins clos du fait de la conservation de la masse. Les autres modes subissent quelques perturbations faibles autour de l'ouverture par rapport au cas totalement fermé.

Plus l'ouverture sera grande, plus l'oscillation se fera ressentir à l'extérieur de la

zone fermée et sa fréquence propre sera grande. Ce fait est confirmé par la figure 2.23 montrant en détail le premier pic sur le capteur 0 situé au centre du bassin (Figure ??). L'analyse de la figure confirme non seulement l'augmentation de la fréquence principale en fonction de la dimension de l'ouverture, mais aussi un élargissement du pic de résonance et une baisse en amplitude. Ceci indique une fuite de l'énergie vers l'extérieur contrairement au cas fermé où les pics de résonances sont de type dirac.

Afin de quantifier l'effet de l'ouverture sur la dissipation de l'énergie, un facteur de qualité est défini. Il représente le ratio entre la fréquence du pic de résonance (f) et la bande-passante de celui-ci (Δf). La bande passante est définie comme la largeur du pic à mi-énergie dans le cas d'un spectre en énergie. De façon équivalente, pour un spectre en amplitude, la bande passante est définie comme l'intervalle de fréquence où l'amplitude du pic est divisé par $\sqrt{2}$. Plus le facteur Q sera élevé, plus l'amplification de la résonance sera importante et la dissipation faible. À titre d'exemple, les facteurs de qualité calculés pour nos bassins avec ouverture sont de 3.5 pour une ouverture de 2000 mètres et de 6.9 pour une ouverture de 200 mètres.

Pour des bassins fermés, comme des lacs, la principale source d'amortissement du résonateur est la friction. Elle est d'habitude très faible. Un grand facteur de qualité est donc attendu. Ainsi, il suffit d'une faible excitation à cette fréquence pour que le bassin se mette à osciller durant des jours, contrairement aux bassins avec ouverture, comme les baies, ports ou fjords, où la principale source de dissipation est la radiation de l'énergie par l'ouverture. De ce fait, la taille de l'ouverture va avoir une influence directe sur le facteur de qualité, comme cela a été montré. Par conséquent, la construction de digues et murs de protection afin de protéger les infrastructures de l'influence directe des différentes ondes, va augmenter ce facteur de qualité. Miles & Munk (1961) ont nommé ceci le paradoxe du port (*harbor paradox*).

De manière générale, il est essentiel de connaître ce phénomène car, de nombreuses ruptures d'amarres de bateau sont associées au mode de Helmholtz et à un facteur de qualité important (Marcos et al. 2009).

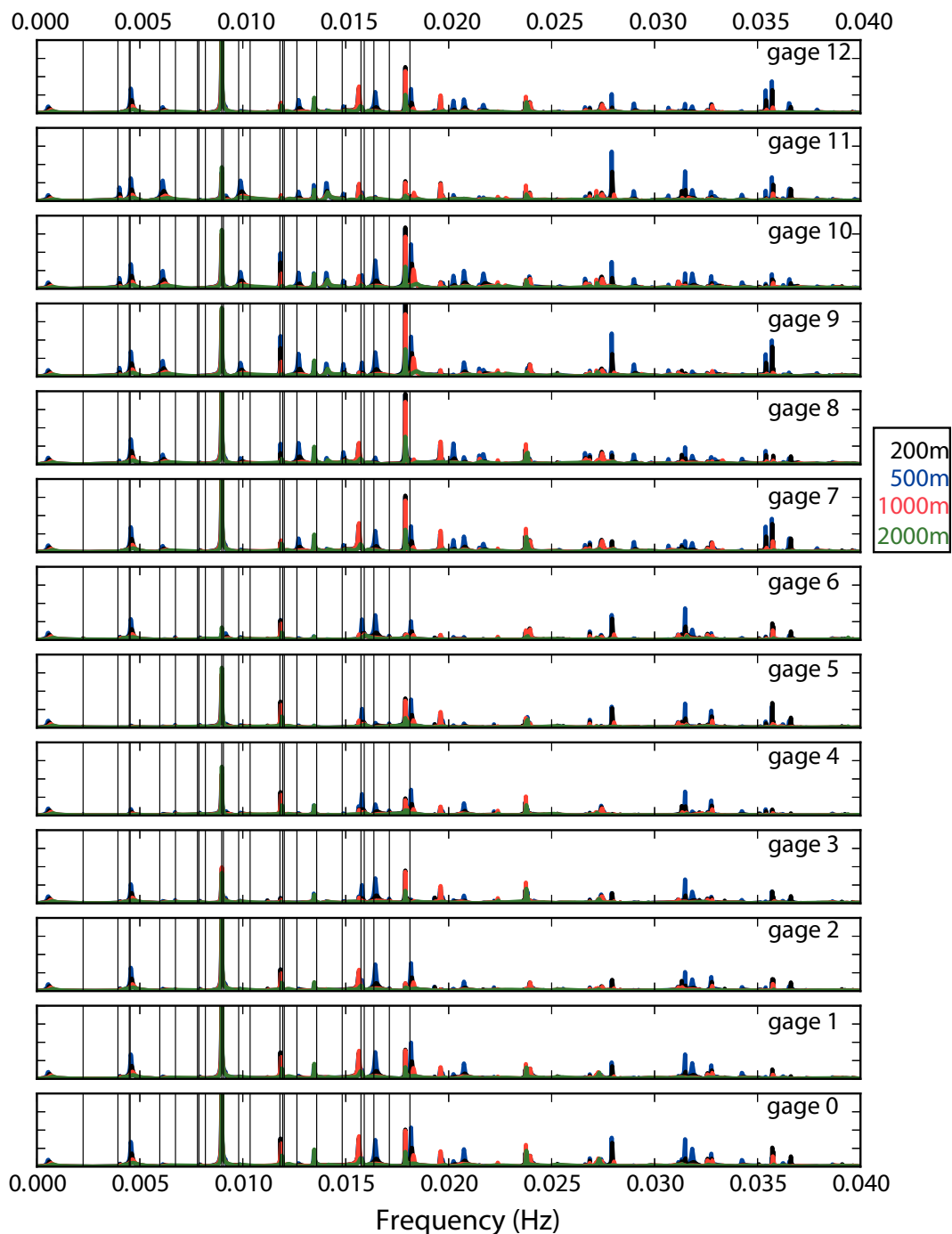


Figure 2.21 ► Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire avec ouverture déterminé par analyse spectrale (unité arbitraire) sur les 13 capteurs et les 4 tailles d'ouverture (la position des capteurs est la même que pour les cas sans ouverture cf. Figure 2.14)

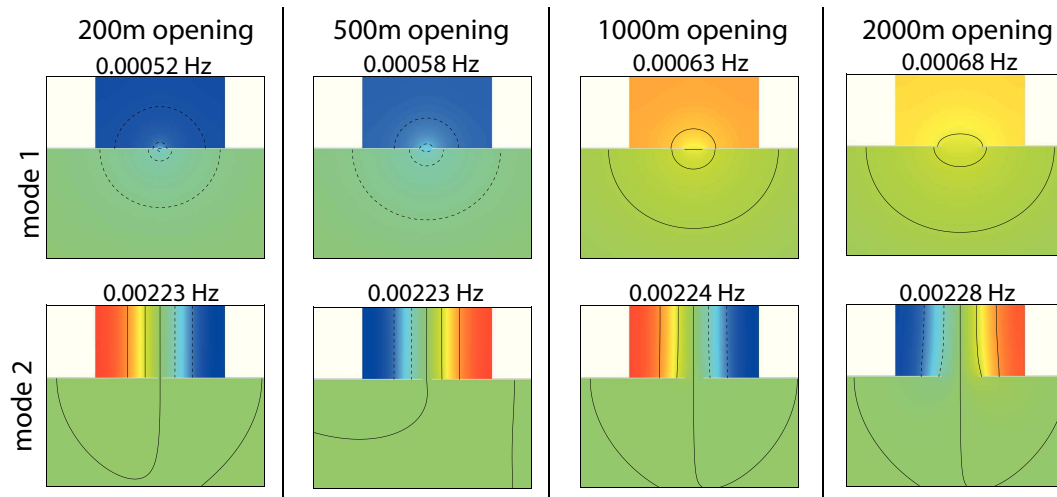


Figure 2.22 ► Mode de résonance dans le cas d'un bassin rectangulaire avec ouverture déterminée par la méthode matricielle. Seuls les deux modes principaux sont représentés pour chacune des ouvertures

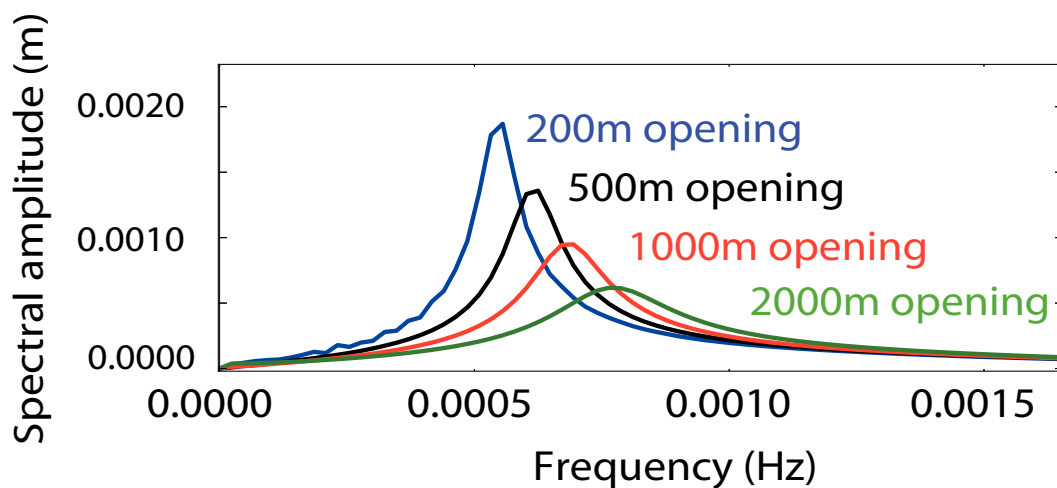


Figure 2.23 ► Détail sur le mode de Helmholtz (mode le plus grave) dans les quatre ouvertures de bassin. La taille de l'ouverture a un effet sur l'amplitude et la largeur de ce mode de résonance.

2.4.5 Vers les semi-modes de résonance : Le cas des structures marines

Jusqu'à présent, les modes de résonance étaient contrôlés par la géométrie des interfaces réfléchives (structures émergées), où la condition aux limites impose la forme des modes. Or, des modes de résonance de structure ouverte existent. Ces modes sont contrôlés par les gradients de bathymétrie, générant des guides d'ondes.

En physique ondulatoire, une onde subit des modifications lorsque la vitesse change. Ainsi, quand une onde passe d'un milieu de profondeur H_1 à un autre de profondeur H_2 , nous pouvons définir un coefficient de réflexion,

$$R = \frac{\sqrt{H_1/H_2} - 1}{\sqrt{H_1/H_2} + 1}, \quad (2.39)$$

et un coefficient de transmission,

$$T = \frac{2\sqrt{H_1/H_2}}{\sqrt{H_1/H_2} + 1}. \quad (2.40)$$

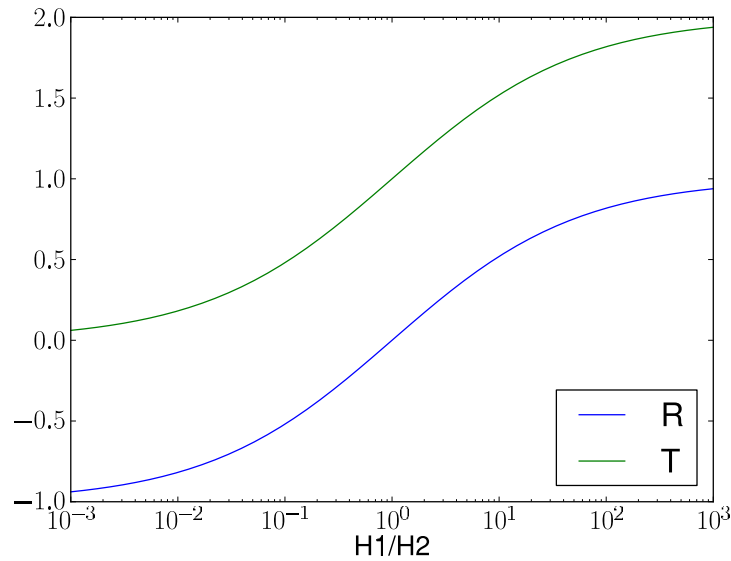


Figure 2.24 ► Valeur des coefficients de réflexion et de transmission pour différentes valeurs du gradient de topographie.

Une illustration des équations 2.39 et 2.40 est représentée sur la figure 2.24. Pour une large gamme de variation du rapport de profondeur, les coefficients de réflexion et de transmission sont tracés. L'élément essentiel de la figure est la présence de réflexion pour toute valeur du rapport de profondeur entre les deux milieux (excepté pour un rapport unitaire, indiquant qu'il n'y a pas de changement de milieu). Nous pouvons

aussi remarquer que dans le cas où le rapport $H_1/H_2 > 1$ les ondes incidente, réfléchie et transmise conservent la même polarité. Dans le cas où le rapport $H_1/H_2 < 1$, l'onde réfléchie n'a plus la même polarité. Ainsi une structure sous-marine peut générer localement des résonances.

Pour valider cette approche, un test utilisant une bathymétrie plate de 500 m à bord ouvert sur lequel est posé un cylindre de profondeur 100 m et de rayon 1900 m identique à celui utilisé pour le calcul des modes de résonance d'un bassin cylindrique (section 2.4.3). L'excitation de ce bassin se fait par vibration d'un bord (ici, le bord de gauche) continue d'une période de 20 minutes et d'amplitude 1 mètre. La figure 2.25 représente la géométrie (a) utilisée avec une représentation des séries temporelles en trois points (b à d). L'amplification sur la zone à faible vitesse est visible.

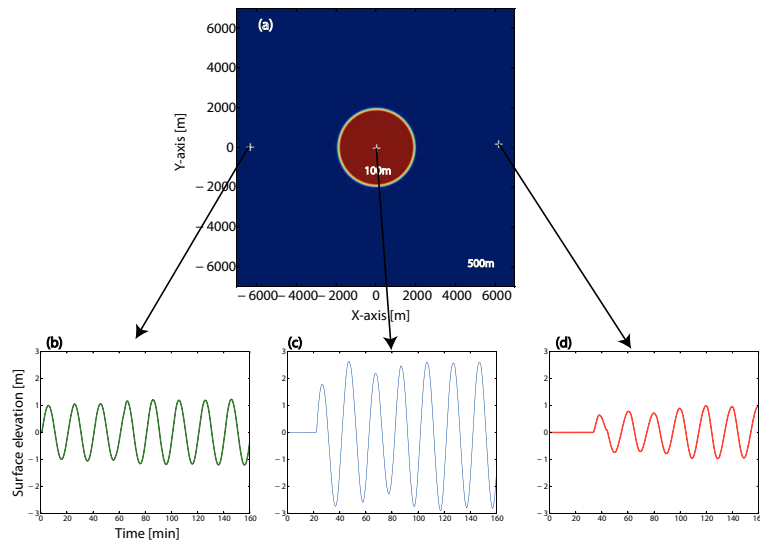


Figure 2.25 ► (a) Géométrie utilisée pour le test, (b) à (d) série temporelle en différents points. La zone de faible vitesse montre une amplification des ondes.

La figure 2.26 représente le spectre du point au centre de la zone à faible vitesse. Ce spectre est dominé par des pics nets à $0.83, 1.6, 2.4, 3.2 \cdot 10^{-3}$ Hz provenant de la période de la source et de ses sous harmoniques. D'autres modes à pertes apparaissent distinctement. Contrairement au cas précédant où seul le mode de Helmholtz était à perte, les structures totalement ouvertes dissipent tous les modes.

La figure 2.27 montre les hauteurs d'eau maximum obtenues lors de cette simulation. L'interface entre les deux milieux a été mise en évidence. Une structure particulière apparaît lors de cette simulation avec une zone où les hauteurs maximales sont de l'ordre de 6 mètres. Ce phénomène, appelé abération sphérique en optique, résulte de la focal-

isation des ondes dans une même zone du fait de changement de vitesse. La majorité des rais traversants la zone à faible vitesse converge dans cette zone.

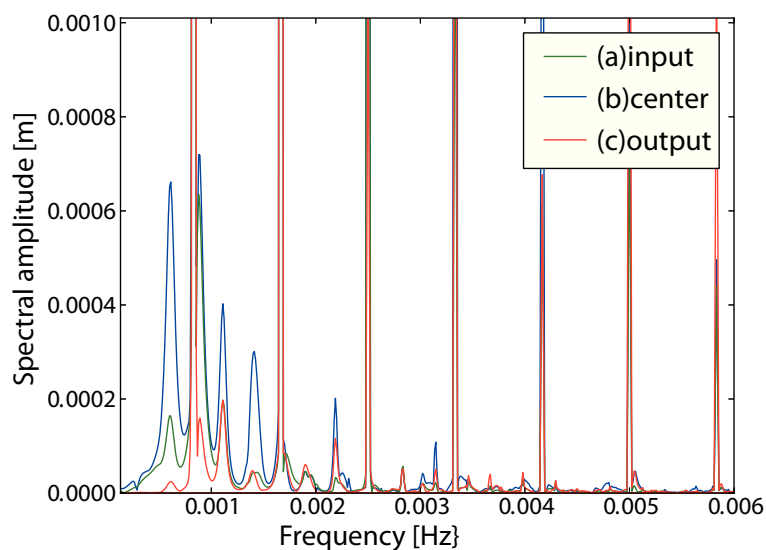


Figure 2.26 ► Spectre de la série temporelle de l'élévation à l'avant, au centre et au-delà de la zone à faible vitesse (cf figure 2.25b,c et d). Les modes de résonance étroits représentent les modes fondamentaux et sous-harmoniques de la sources.

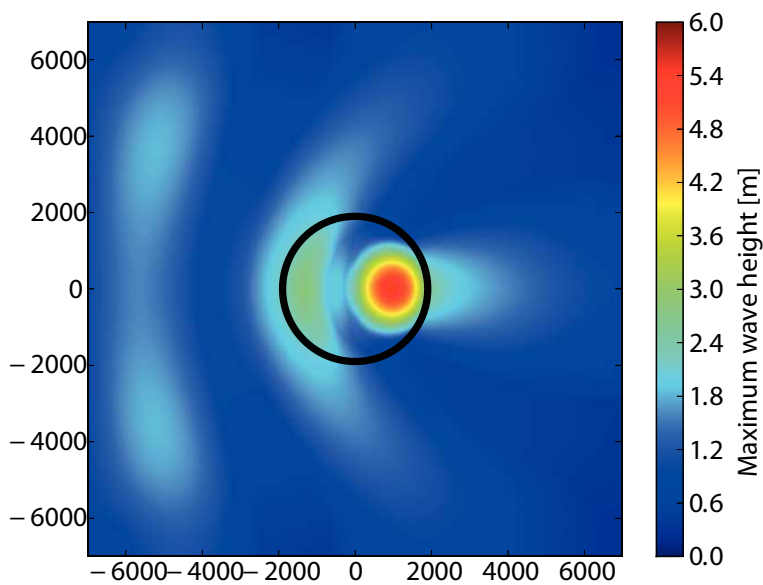


Figure 2.27 ► Hauteur d'eau maximale simulée dans le cas de structures sous marines de type haut-fond. Nous observons un point de focalisation des rais dans le milieu à faible vitesse.

2.5 MODÉLISATION AVEC TERMES DISPERSIFS

En dynamique des fluides, la dispersion fréquentielle des ondes se traduit par le fait que des oscillations de longueurs d'onde différentes ont des vitesses différentes. L'eau est donc considérée pour les ondes de gravité comme un milieu dispersif. Il existe une relation de dispersion,

$$\omega(k) = \sqrt{gk \tanh(kh)}, \quad (2.41)$$

reliant la pulsation de l'onde (ω) au nombre d'onde de l'onde (k) avec g , la gravité terrestre et h la profondeur de la couche d'eau.

De ce fait, une vitesse de phase v_ϕ et une vitesse de groupe v_g peuvent en être déduites :

$$\begin{cases} v_\phi = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \\ v_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{1}{2} v_\phi \left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \end{cases} \quad (2.42)$$

Dans le cas des ondes longues où $k \gg h$ en domaine profond, l'approximation de la vitesse est retrouvée $v_\phi = v_g = \sqrt{gh}$. Dans la plupart des cas des tsunamis générés par des sources sismologiques, la prise en compte des termes dispersifs n'est pas essentielle du fait des grandes dimensions de la source. Lorsque les sources sismologiques deviennent plus faibles (source de faible magnitude), les hypothèses shallow water, ne sont plus forcément valides. Il convient donc de prendre en compte la dispersion fréquentielle de l'onde.

2.5.1 Équation du problème

Dans le cas de la simulation numérique de tsunamis, l'approximation de Boussinesq est utilisée. Cette approximation permet de prendre en compte la structure verticale du profil de vitesse. Il en résulte un jeu d'équations incluant une dispersion fréquentielle des ondes (contrairement aux équations en ondes longues qui sont dites non dispersives). Cette approximation est couramment utilisée dans les modèles numériques d'ingénierie côtière afin de simuler les ondes dans les zones peu profondes, comme les ports (Kirby et al. 1998). Pratiquement, elle ajoute un terme de dispersion $\vec{D}$ à l'équation

de conservation des moments 2.6 :

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \vec{v} + \vec{g} \vec{\nabla} \eta = \vec{D} \quad (2.43)$$

où

$$\vec{D} = \frac{h}{2} \vec{\nabla} \left(\vec{\nabla} (h \partial_t \vec{v}) \right) - \frac{h^2}{6} \vec{\nabla} \left(\vec{\nabla} \partial_t \vec{v} \right). \quad (2.44)$$

Soit

$$\begin{aligned} \partial_t u + u \partial_x u + v \partial_y u + g \partial_x \eta &= \frac{h}{2} \partial_x (\partial_x (h \partial_t u) + \partial_y (h \partial_t v)) \\ &\quad - \frac{h^2}{6} \partial_x (\partial_x \partial_t u + \partial_y \partial_t v) \end{aligned} \quad (2.45)$$

$$\begin{aligned} \partial_t v + u \partial_x v + v \partial_y v + g \partial_y \eta &= \frac{h}{2} \partial_y (\partial_x (h \partial_t u) + \partial_y (h \partial_t v)) \\ &\quad - \frac{h^2}{6} \partial_y (\partial_x \partial_t u + \partial_y \partial_t v) \end{aligned} \quad (2.46)$$

2.5.2 Méthode de résolution numérique utilisée

Le développement d'un code numérique permettant de résoudre les équations de Boussinesq nécessite dans un premier temps un code résolvant les équations classiques en approximation "ondes longues" ($\vec{D} = 0$ dans l'équation 2.43). Les opérateurs différentiels spatiaux sont résolus au second ordre. L'intégration en temps a été testée sur deux schémas numériques différents sur un jeu de deux équations différentielles de type :

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} = f(\eta, \vec{v}) \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = g(\eta, \vec{v}) \end{cases} \quad (2.47)$$

Le schéma d'Euler d'ordre 1. Le schéma d'Euler est un schéma classique. Dans notre cas, pour avoir une plus forte stabilité du schéma, l'alternance de calcul explicite sur la vitesse,

$$\vec{v}^{n+1} = \vec{v}^n + \Delta t g(\eta^n, \vec{v}^n), \quad (2.48)$$

et implicite sur les élévations,

$$\eta^{n+1} = \eta^n + \Delta t f(\eta^n, \vec{v}^{n+1}), \quad (2.49)$$

sera utilisée. Ces deux équations sont résolues dans un même pas de temps.

Le schéma en saute-mouton (leap-frog) d'ordre 2. Dans ce schéma, une seule équation est résolue à chaque pas de temps. Dans un premier temps, nous résolvons :

$$\vec{v}^{n+1} = \vec{v}^{n-1} + 2\Delta t g(\eta^n, \vec{v}^n - 1), \quad (2.50)$$

puis au second pas de temps

$$\eta^{n+2} = \eta^n + 2\Delta t f(\eta^n, \vec{v}^{n+1}). \quad (2.51)$$

Les conditions aux limites et initiales sont identiques au code du CEA (cf. section 2.2.1). La validation du code a été effectuée sur quelques cas synthétiques mais aussi surtout sur des cas réels et comparés par rapport au code précédent.

Développement des termes dispersifs

Le développement des termes dispersifs $\vec{D}$ sur les deux axes

$$\begin{aligned} D_x = & \frac{h_{ue}}{2} \left\{ \frac{1}{\Delta x^2} \left[h_{uee} \frac{U_{ee}^{n+1} - U_{ee}^n}{\Delta t} - 2h_{ue} \frac{U_e^{n+1} - U_e^n}{\Delta t} + h_{uw} \frac{U_w^{n+1} - U_w^n}{\Delta t} \right] \right. \\ & + \frac{1}{\Delta x \Delta y} \left[h_{ven} \frac{V_{en}^{n+1} - V_{en}^n}{\Delta t} - h_{ves} \frac{V_{es}^{n+1} - V_{es}^n}{\Delta t} - h_{vn} \frac{V_n^{n+1} - V_n^n}{\Delta t} + h_{vs} \frac{V_s^{n+1} - V_s^n}{\Delta t} \right] \left. \right\} \\ & - \frac{h_{ue}^2}{6} \left\{ \frac{1}{\Delta x^2 \Delta t} \left[U_{ee}^{n+1} - U_{ee}^n - 2U_e^{n+1} + 2U_e^n + U_w^{n+1} - U_w^n \right] \right. \\ & \left. \frac{1}{\Delta x \Delta y \Delta t} \left[V_{en}^{n+1} - V_{en}^n - V_{es}^{n+1} + V_{es}^n - V_n^{n+1} + V_n^n + V_s^{n+1} - V_s^n \right] \right\} \end{aligned} \quad (2.52)$$

$$\begin{aligned}
D_y = & \frac{h_{vn}}{2} \left\{ \frac{1}{\Delta x \Delta y} \left[h_{uen} \frac{U_{en}^{n+1} - U_{en}^n}{\Delta t} - h_{wn} \frac{U_{wn}^{n+1} - U_{wn}^n}{\Delta t} - h_{ue} \frac{U_e^{n+1} - U_e^n}{\Delta t} + h_{uw} \frac{U_w^{n+1} - U_w^n}{\Delta t} \right] \right. \\
& + \frac{1}{\Delta y^2} \left[h_{vnn} \frac{V_{nn}^{n+1} - V_{nn}^n}{\Delta t} - 2h_{vn} \frac{V_n^{n+1} - V_n^n}{\Delta t} + h_{vs} \frac{V_s^{n+1} - V_s^n}{\Delta t} \right] \left. \right\} \\
& - \frac{h_{vn}^2}{6} \left\{ \frac{1}{\Delta x \Delta y \Delta t} \left[U_{en}^{n+1} - U_{en}^n - U_{wn}^{n+1} + U_{wn}^n - U_e^{n+1} + U_e^n + U_w^{n+1} - U_w^n \right] \right. \\
& \left. \frac{1}{\Delta y^2 \Delta t} \left[V_{nn}^{n+1} - V_{nn}^n - 2V_n^{n+1} + 2V_n^n + V_s^{n+1} - V_s^n \right] \right\}
\end{aligned} \tag{2.53}$$

Où les différents indices des termes U et V représentent les vitesses au Nord, Sud, Est

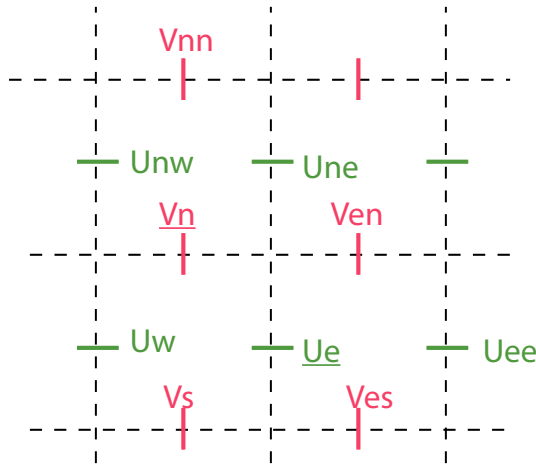


Figure 2.28 ► Nomenclature des points de calcul utilisés pour les développements des équations 2.52 et 2.53

et Ouest de la maille de calcul (Figure 2.28). Les équations 2.55 et 2.56 sont multipliées par Δt et réécrites à l'aide des notations suivantes :

$$\begin{cases} a = \frac{h_{ue}}{2\Delta x^2} & \alpha = \frac{h_{vn}}{2\Delta x \Delta y} \\ b = \frac{h_{ue}}{2\Delta x \Delta y} & \beta = \frac{h_{vn}}{2\Delta y^2} \\ c = -\frac{h_{ue}^2}{6\Delta x^2} & \gamma = -\frac{h_{vn}^2}{6\Delta x \Delta y} \\ d = -\frac{h_{ue}^2}{6\Delta x \Delta y} & \delta = -\frac{h_{vn}^2}{6\Delta y^2} \end{cases} \tag{2.54}$$

$$\begin{aligned}
D_x = & U_{ee}^{n+1}(h_{ee} \times a + c) - U_{ee}^n(h_{ee} \times a + c) \\
& + U_e^{n+1}(-2h_e \times a - 2c) - U_e^n(-2h_e \times a - 2c) \\
& + U_w^{n+1}(h_w \times a + c) - U_w^n(h_w \times a + c) \\
& + V_{en}^{n+1}(b \times h_{ven} + d) - V_{en}^n(b \times h_{ven} + d) \\
& + V_{es}^{n+1}(-b \times h_{ves} - d) - V_{es}^n(-b \times h_{ves} - d) \\
& + V_n^{n+1}(-b \times h_{ves} - d) - V_n^n(-b \times h_{ves} - d) \\
& + V_s^{n+1}(b \times h_{ves} + d) - V_s^n(b \times h_{ves} + d)
\end{aligned} \tag{2.55}$$

$$\begin{aligned}
D_y = & U_{en}^{n+1}(h_{en} \times \alpha + \gamma) - U_{en}^n(h_{en} \times \alpha + \gamma) \\
& + U_{wn}^{n+1}(-h_{wn} \times \alpha - \gamma) - U_{wn}^n(-h_{wn} \times \alpha - \gamma) \\
& + U_e^{n+1}(-h_e \times \alpha - \gamma) - U_e^n(-h_e \times \alpha - \gamma) \\
& + U_w^{n+1}(h_w \times \alpha + \gamma) - U_w^n(h_w \times \alpha + \gamma) \\
& + V_{nn}^{n+1}(\beta \times h_{vnn} + \delta) - V_{nn}^n(\beta \times h_{vnn} + \delta) \\
& + V_n^{n+1}(-2\beta \times h_{vn} - 2\delta) - V_n^n(-2\beta \times h_{vn} - 2\delta) \\
& + V_s^{n+1}(\beta \times h_{vn} + \delta) - V_s^n(\beta \times h_{vn} + \delta)
\end{aligned} \tag{2.56}$$

La résolution de l'équation 2.43 revient à résoudre un système linéaire de type

$$\mathbf{A}\vec{\mathbf{x}}^{n+1} = \vec{\mathbf{b}} \tag{2.57}$$

où $\vec{\mathbf{x}}^{n+1}$ est un vecteur contenant les valeurs des champs de vitesse au temps $n + 1$, $\mathbf{A}$ une matrice carrée contenant les différentes relations linéaires entre les termes $a, b, c, d, \alpha, \beta, \gamma$ et δ déduite des formules 2.55 et 2.56 (la matrice est symétrique à 7 bandes). $\vec{\mathbf{b}}$ est un vecteur contenant l'ensemble des champs de vitesse au pas de temps n . Il peut s'écrire sous la forme

$$\vec{\mathbf{b}} = \mathbf{A}\vec{\mathbf{x}}^n + G(\vec{\mathbf{x}}^n) \tag{2.58}$$

où $G(x)$ est l'ensemble des termes explicites calculés dans l'approximation ondes longues. En raison de l'ordre imposant de la matrice $\mathbf{A}$, du nombre de cellules multiplié

par 2, de la matrice A , l'orientation vers un solveur itératif est préconisée. Contrairement au solveur direct qui résout directement le système linéaire par des méthodes de type LU, les solveurs itératifs se basent sur une résolution par itérations. Étant donné $x_0 \in \mathbb{R}^N$, une suite x_k de vecteurs sera générée jusqu'à satisfaire un certain critère de convergence. L'erreur $x - x_k$ ne pouvant être calculée directement, ce critère fait généralement appel au résidu $r_k = b - Ax_k$. De nombreuses méthodes existent tel que CG (*Conjugate Gradient*), BiCG (*Biconjugate Gradient*), BICGSTAB (*BIConjugate Gradient STABilized*), ou encore GMRES (*Generalized Minimal RESidual*). Toutes ces méthodes ont des performances et des rapidités variables selon les cas. Il est donc nécessaire de faire des tests préliminaires afin de voir la méthode qui permet de converger le plus rapidement. Par la suite nous utiliserons un algorithme de type BICGSTAB.

Une étape nécessaire à faire dans notre cas avant la résolution du système linéaire est le préconditionnement. En effet la matrice A est mal conditionnée. Le préconditionnement est une opération permettant de résoudre plus facilement le système linéaire 2.57 à l'aide d'une matrice préconditionneur P de la matrice A . La résolution du système

$$P^{-1}Ax^{n+1} = P^{-1}b \quad (2.59)$$

est plus facile que celle de l'équation 2.57

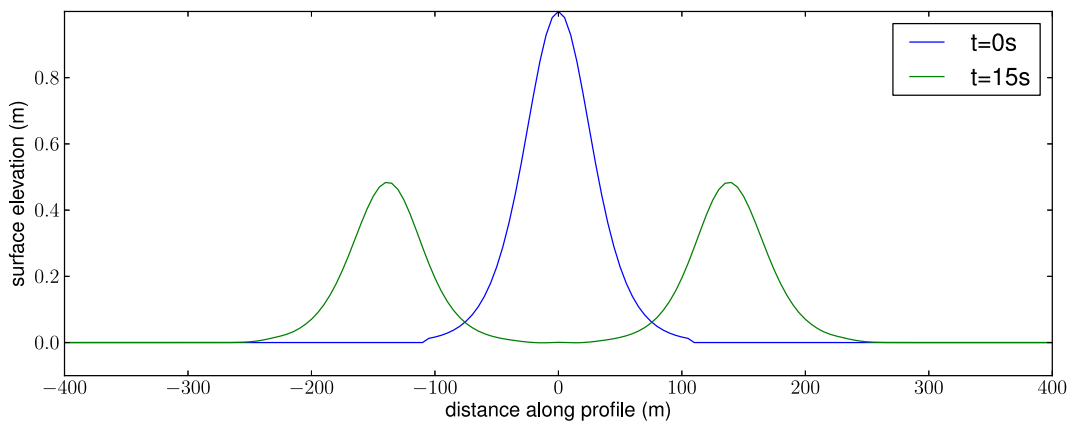


Figure 2.29 ► Profil d'un soliton d'amplitude 1 m sur un milieu de 10 m de profondeur

2.5.3 Validation : propagation d'une onde solitaire

Une onde solitaire, ou soliton, est un cas particulier d'onde. Le profil du soliton d'amplitude a_0 se propageant sur l'axe ξ dans un bassin de profondeur constante h_0 , partant du point de coordonnée ξ_0 est défini par les conditions initiales suivantes

$$\eta(\xi; t = 0) = a_0 \text{sech}^2 \left(\sqrt{\frac{3a_0}{4h_0^3}} \xi - \xi_0 \right), \quad (2.60)$$

où sech est la sécante hyperbolique ($\text{sech} = 1/\cosh$).

La figure 2.29 représente un profil type d'onde solitaire d'amplitude 1 mètre sur une couche d'eau de 10 mètres à $t = 0$ et vitesse initial nulle, puis à $t = 15$ s après la séparation en deux ondes : la première se propageant selon l'axe positif et la seconde selon l'axe négatif. Les caractéristiques de l'onde solitaire sont les suivantes

- l'onde n'est pas périodique (période de retour infiniment longue) ;
- il n'y a pas de creux ;
- le profil est constant au cours du temps (pas de dispersion).

L'évolution du soliton dépend de l'équation qui est résolue comme le montre la figure 2.30. Les équations résolues sont celles précédemment décrites à la seule différence de l'ajout de deux facteurs de pondération (μ et ϵ) pour les termes non linéaires et les termes dispersifs, dans l'équation 2.43.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \mu(\vec{v} \cdot \vec{\nabla})\vec{v} + \vec{g}\vec{\nabla}\eta = \epsilon \vec{D}. \quad (2.61)$$

Ces pondérations allant de 0 à 1 permettent de simuler toutes les approximations envisagées :

- $\mu = 0, \epsilon = 0$: cas linéaire, non dispersif ;
- $\mu = 0, \epsilon \neq 0$: cas linéaire, dispersif ;
- $\mu \neq 0, \epsilon = 0$: cas non linéaire, non dispersif ;
- $\mu \neq 0, \epsilon \neq 0$: cas non linéaire, dispersif ;

Une résolution de type onde longue linéaire ($\mu = 0, \epsilon = 0$) ne va pas déformer l'allure du soliton (Figure 2.30a) . L'ajout du terme non linéaire ($\mu = 1, \epsilon = 0$, Figure 2.30b) va entraîner une tendance du soliton à former une dissymétrie dans sa forme d'onde en raison d'une vitesse plus importante au sommet de l'onde par rapport à la base (qui peut

être reliée au phénomène de déferlement des tsunamis dans quelques cas). L'utilisation d'un code linéaire dispersif ($\mu = 0, \epsilon = 1$, Figure 2.30c) va développer une traînée de l'onde dont le contenu fréquentiel est en accord avec la relation de dispersion. De ce fait l'utilisation d'un code non linéaire et dispersif ($\mu \neq 0, \epsilon \neq 0$, Figure 2.30d) permettra de mettre en compétition les effets non linéaires et dispersifs. Il en résulte une tendance au soliton à maintenir sa forme originale. Cette figure montre le profil du soliton pour différentes pondérations des termes dispersifs. Ce type de modèle permettra de reproduire la dispersion du tsunami qui a un impact non négligeable sur les inondations.

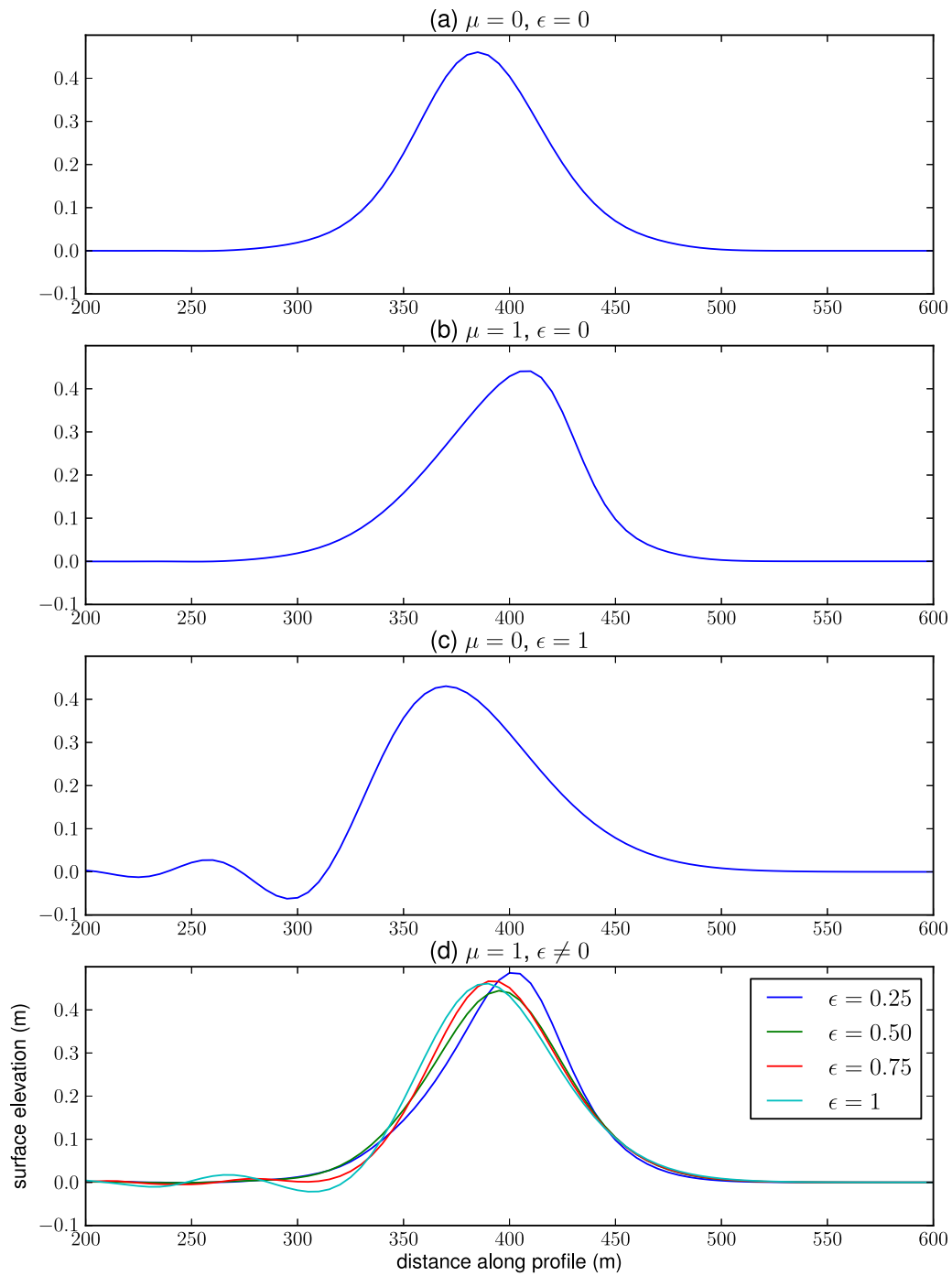


Figure 2.30 ► Profil de la propagation de soliton de 1 mètre d'amplitude après 40 secondes de propagation dans un milieu de 10 mètres de profondeur. (a) profil par résolution des équations ondes longues linéaires, (b) profil selon les équations ondes longues non linéaires, (c) profil par résolution des équations linéaires dispersives et (d) en résolvant les équations non linéaires dispersives avec différents facteurs de pondération des termes dispersifs.

CONCLUSION DU CHAPITRE

- La parallélisation récente du code permet de le rendre opérationnel dans un contexte d'alerte tsunami ;
- Plusieurs méthodes de détermination des modes de résonance ont été développées et testées dans des cas de bassins fermés ayant des solutions analytiques ;
- Dans le cadre de structures semi-ouvertes ou ouvertes, les modes de résonance de Helmholtz dissipatifs apparaissent. La dissipation de ses modes est fonction de l'ouverture du bassin ;
- Nous avons développé un code de résolution des équations de boussinesq et nous l'avons testé dans le cas de la propagation de solitons.

APPLICATION DANS LE CADRE DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

SOMMAIRE

3.1	MOTIVATION DE L'ÉTUDE	71
3.1.1	La Polynésie Française : le territoire français le plus touché	71
3.1.2	Évènements étudiés	71
3.1.3	Organisation du chapitre	73
3.2	MODÉLISATION DE L'ÉVÈNEMENT DE MAULE	74
3.2.1	Les sources sismologiques disponibles	74
3.2.2	Tsunamis générés par ces sources	75
3.2.3	Comparaison avec les données d'observations du tsunami dans l'archipel des Marquises	79
3.3	MODÉLISATION DES RÉSONANCES LE LONG DE LA CÔTE CHILIENNE	84
3.3.1	Instruments disponibles	84
3.3.2	Analyse spectrale	86
3.3.3	L'origine des modes de résonance	89
3.4	MODÉLISATION DES RÉSONANCES SUR LES MARQUISES	93
3.4.1	Introduction	94
3.4.2	Observations and data analysis	96
3.4.3	Tsunami free oscillation determination	100
3.4.4	Resonance modes and their azimuthal and distance dependence	111
3.4.5	Discussion and conclusion	116
	CONCLUSION	119

3.1 MOTIVATION DE L'ÉTUDE

3.1.1 La Polynésie Française : le territoire français le plus touché

Du fait de son caractère central, au centre de l'océan Pacifique, la Polynésie française est le territoire français dont le risque tsunami est le plus fort. Le Centre de Prévention Polynésien des Tsunamis (CPPT) reçoit en moyenne 6 alertes par an. Le seuil d'alerte est fixé pour des séismes de moment supérieur à 10^{20} N.m (soit une magnitude $M_w = 7.3$), n'importe où dans le monde. Cependant les séismes commencent à avoir une probabilité de tsunami assez forte seulement à partir d'un moment de 10^{21} N.m (soit une magnitude $M_w = 7.9$), ce qui en fait en moyenne un tous les deux ans. Depuis 2003, le nombre de séismes de magnitude supérieure à 8 a augmenté. Depuis cette date, il n'y a eu des évacuations que pour les trois derniers événements (Samoa 2009, Chili 2010, Japon 2011). Même si les sources sont lointaines, des inondations importantes ont été mesurées pour différents événements : pour le tsunami des Aléoutiennes en 1946 (Okal & Hébert 2007), 14.5 mètres de run-up ont été mesurés à Hiva Oa et 10.2 à Nuku Hiva dans les Marquises. De même pour le tsunami du Chili en 1960, 3.4 mètres ont été mesurés à Tahiti. Récemment, pour le tsunami du Japon en 2011, 4.5 mètres ont été mesurés à Nuku Hiva avec une distance horizontale d'environ 1 kilomètre. Mis à part des événements distants, un éboulement de terrain sur l'île de Fatu Hiva a généré localement un tsunami avec des run-up de l'ordre de 5 mètres dans le village à côté (Hébert et al. 2002).

Même si le temps de propagation est important, l'alerte se fait dans les plus brefs délais afin de participer à l'alerte internationale et de préparer les évacuations en temps réel. Le tableau 3.1 reprend les principales étapes de l'alerte. L'alerte a été aussi relayée par une série de 27 messages provenant du PTWC (*Pacific Tsunami Warning Center*) basé à Hawaii sur plus de 24 heures.

3.1.2 Événements étudiés

Au cours de cette thèse, trois tsunamis nécessitant une alerte sur l'ensemble du bassin Pacifique se sont produits.

Le 29 septembre 2009 s'est produit un séisme de magnitude $M_w = 8.0$ (Lay et al. 2010), proche des îles Samoa. Ce séisme est lié à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australienne, au niveau de la fosse de Tonga. Ce séisme est un peu

Événement ou Action	Heure TU	Heure locale	Magnitude séisme
Temps Origine	27/02/2010 06 :35	26/02/2010 20 :35	
Alarme TREMORS, STA/LTA	27/02/2010 06 :48	26/02/2010 20 :48	
Appel agent d'astreinte			
PTWC Tsunami Bulletin 1	27/02/2010 06 :46	26/02/2010 20 :46	Magnitude 8.5
TREMORS PPT Analyse immédiate	27/02/2010 07 :30	26/02/2010 21 :30	Mm= 8.9 Mw= 8.5
CEA/LABOGEO Bulletin d'alerte N 1 (Jaune) Temps d'arrivée théorique du tsunami	27/02/2010 07 :35	26/02/2010 21 :35	Mm= 8.9 Mw= 8.5
CEA/LABOGEO Bulletin N 2 : Avis alerte rouge Temps d'arrivée théorique du tsunami Mm révisé calculé sur 20 stations Hauteurs attendues révisées	27/02/2010 09 :26	26/02/2010 23 :26	Mm= 9.3 Mw= 8.8
Alerte par les sirènes	27/02/2010 14 :00	27/02/2010 04 :00	
CEA/LABOGEO Levé d'alerte pour la Société ISLV, Australes, Gambiers – Maintien d'alerte pour les Marquises	27/02/2010 19 :14	27/02/2010 09 :14	
CEA/LABOGEO Levé d'alerte pour les Marquises	27/02/2010 21 :20	27/02/2010 11 :20	

Table 3.1 ► Principales étapes lors de l'alerte tsunami du 27 Février 2010 (D. Reymond, CPPT, communication personnelle)

atypique, car il n'a pas eu lieu sur la zone de subduction, mais au niveau de la flexure de la plaque Pacifique, juste avant qu'elle ne s'enfonce. Il s'agit donc d'un séisme de subduction interplaque (Lay et al. 2010). C'est un séisme peu profond (l'hypocentre étant cité à une dizaine de kilomètres de profondeur), pour une zone de rupture d'environ 100 km par 30 km avec un glissement cosismique de plusieurs mètres. Il en a donc résulté un tsunami important nécessitant une alerte au tsunami dans le bassin Pacifique qui fut levée quelques heures plus tard. Un tsunami localement fort s'est produit d'une amplitude maximale crête-à-creux de 3 mètres à Pago-Pago (Samoa Américaine), 14 cm aux îles Tonga, et 11 cm à Tahiti (Okal et al. 2010).

Le 27 février 2010, un séisme de magnitude $M_w = 8.8$ s'est produit au centre du Chili. Ce séisme est lié à la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Américaine du Sud à une profondeur de 30 km. Son mécanisme en chevauchement indique que le séisme a eu lieu sur le plan de subduction. Ce séisme a rompu une zone d'environ 500 km le long de la fosse de subduction sur une largeur d'environ 50 km. Le Chili est l'une des régions les plus sismique au monde (Madariaga et al. 2010). On y recense les séismes les plus importants, dont le séisme de 1960 ($M_w = 9.5$). Une alerte aux tsunamis fut déclenchée sur l'intégralité du bassin Pacifique. Au Chili, des run-up de 4 à 5 mètres furent observés. L'ensemble du bassin Pacifique fut touché. Au Japon, des hauteurs de 1.20 m furent observées, après 23 heures de propagation. Cet événement sera détaillé par la suite.

Le 11 mars 2011, s'est produit un séisme de magnitude $M_w = 9.0$ au large de Tohoku au Japon. C'est le plus fort séisme enregistré instrumentalement dans la région. Ce

séisme a rompu une zone longue d'environ 500 km de la zone de subduction entre la plaque Pacifique et la plaque eurasiatique avec un glissement cosismique d'une dizaine de mètres. Comme pour les deux événements précédents, un tsunami s'est propagé à travers l'océan Pacifique. Avec en moyenne des run-up d'une dizaine de mètres sur les côtes japonaises, allant jusqu'à 30 mètres localement (proche de la source) (Mori et al. 2011).

Ces trois tsunamis furent mesurés en Polynésie française et les observations mettent en évidence différents effets locaux.

3.1.3 Organisation du chapitre

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser à l'aspect résonance. Les deux premières parties sont principalement axées sur le champ proche du tsunami généré par le séisme de Maule (27 février 2010). La première partie fait une comparaison entre les différentes sources disponibles. La seconde partie met en évidence des modes de résonance locaux à grande échelle de la côte chilienne. Dans la dernière partie, au travers d'un article soumis à *Geophysical Journal International*, nous mettons en évidence le caractère de dépendance des modes de résonance en fonction de l'azimut de la source à champ lointain à travers l'archipel des Marquises de la Polynésie française.

3.2 MODÉLISATION DE L'ÉVÈNEMENT DE MAULE

3.2.1 Les sources sismologiques disponibles

Les sources unitaires

Les sources unitaires sont les premières sources disponibles après le séisme. Généralement, ces modèles nous fournissent la magnitude, la position de l'épicentre et le mécanisme au foyer. Il convient donc par la suite d'utiliser des lois d'échelle comme celles présentées dans la partie 2.2.1 afin de déterminer les autres paramètres nécessaires pour la simulation numérique du tsunami comme la longueur, la largeur et l'amplitude du déplacement de la faille. Différents modèles ont été testés et sont présentés sur le tableau 3.2. Tous ces modèles sont disponibles au maximum quelques heures après les séismes. Ils sont regroupés sur le site web de l'USGS (2010). La source PDFM, quant à elle, a été fournie par le Centre Polynésien de Prévention des Tsunamis et utilise une méthode basée sur les travaux de Reymond & Okal (2000). Ces différentes sources sont assez proches les unes des autres comme cela peut être constaté sur la figure 3.1 (a) à (d) représentant les différentes surfaces initiales de déformation.

Sources	lon (°)	lat (°)	depth(km)	strike(°)	dip (°)	rake(°)
GCMT	-73.15	-36.95	24.1	18	18	112
PDFM	-72.7	-35.8	35	14	14	98
USGS	-72.463	-35.766	30	14	19	104
Wphase	-72.668	35.826	35	16	1	104

Table 3.2 ► *Différentes sources sismologiques testées.*

Les modèles de ruptures détaillés

Quelques semaines après le séisme, les premiers modèles de ruptures détaillés commencent à être publiés. Ils résultent principalement de l'inversion des données sismologiques et géodésiques (GPS, InSAR).

Delouis et al. (2010a) publient le premier modèle basé sur l'inversion de données sismologiques, GPS et InSAR. Le second modèle (Lorito et al. 2011) suggèrent que le séisme de Maule n'a pas rompu toute la zone bloquée. De ce fait, Lorito et al. (2011) concluent qu'un autre séisme de magnitude de l'ordre de 8 pourrait se produire afin de rompre le reste du plan. Cependant, ce constat est fait sur l'inversion basée sur six stations GPS en champ proche, combinée à des données du tsunami (quatre bouées en

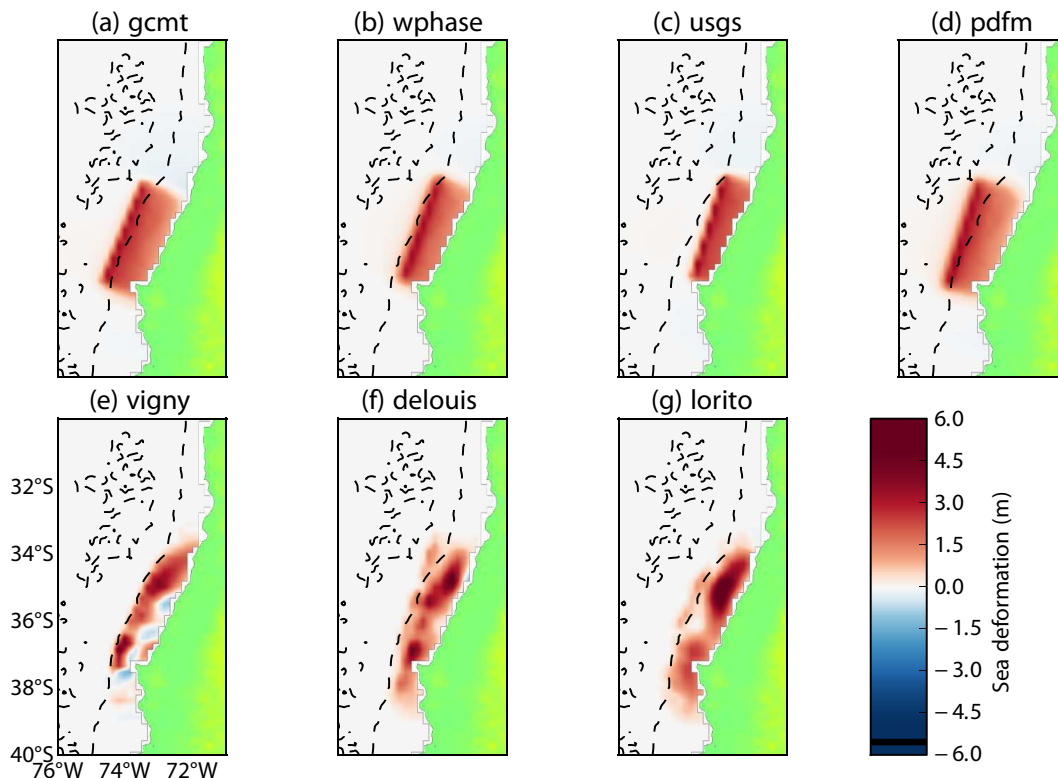


Figure 3.1 ► Déformation de la surface générée par les différentes sources sismologiques testées : de (a) à (d) les sources uniformes dont le comportement global est relativement similaire et de (e) à (g) les sources détaillées où des différences apparaissent sur la position des différents patches. La ligne isobathymétrique de 4000 mètres est représentée par le trait (---) symbolisant approximativement la position de la fosse de subduction.

mer et quinze marégraphes). Une autre inversion effectuée par Vigny et al. (2011) permet d'obtenir une conclusion opposée en utilisant un réseau dense de stations GPS en champ proche. Finalement, Moreno et al. (2012) proposent un modèle basé sur les observations des études précédentes ainsi que sur de nouvelles observations GPS de part et d'autre de la zone de rupture qui permettent de bien contraindre celle-ci. Cependant, ce dernier modèle basé sur un modèle d'inversion en éléments finis n'est pas directement exploitable pour une modélisation numérique de tsunami, du fait de l'utilisation d'éléments triangulaires. Sur la figure 3.1 (e) à (g), les différentes surfaces initiales de déformations sont représentées.

3.2.2 Tsunamis générés par ces sources

La figure 3.2 représente la distribution des hauteurs maximales attendues après 20 heures de propagation. De manière générale, les différentes figures prédisent des hauteurs maximales en champ lointain très semblables. La principale différence réside dans le fait que les sources détaillées de (e) à (g) montrent des hauteurs maximales plus éten-

dues spatialement proche de la source ainsi qu'un second maximum plus au nord de la source. Ceci est dû au caractère détaillé de la source montrant principalement deux patchs de glissements (cf figure 3.1). Cette conclusion justifie la possibilité d'utiliser une source homogène pour les simulations numériques de tsunami en champ lointain, ainsi que les méthodes actuelles utilisées par les différents systèmes d'alerte. Cependant, en champ proche, le constat n'est pas du tout le même. Le raffinement de la source permet de mieux ajuster les observations proches des côtes.

La Figure 3.3 montre la comparaison entre le signal réel et trois sources sur quatre bouées DART réparties dans l'ensemble du pacifique. Il s'agit des bouées 32411, 51406, 51407 et 51425 localisées respectivement proche de l'Amérique du Nord et du Sud, proche de la Polynésie française, proche d'Hawaïi et proche des îles Samoa . Les comparaisons ont été effectuées sur l'ensemble des DART montrant globalement une bonne correspondance entre les simulations et observations. De façon générale, les correspondances sont satisfaisantes pour les bouées situées proches des zones d'amplitude maximale. Pour les DART lointains, les simulations sont en avance par rapport aux observations. Plusieurs hypothèses peuvent apporter une part d'explication : la première repose sur l'erreur des données bathymétriques, ayant un impact direct sur les vitesses des ondes. Puis viennent les approximations des modèles numériques utilisés avec la présence ou l'absence de termes complémentaires tels que les forces de Coriolis, les termes de friction. Finalement, le fait de déclencher instantanément une source qui en réalité dure 2 à 3 minutes peut aussi avoir un impact sur le décalage en temps.

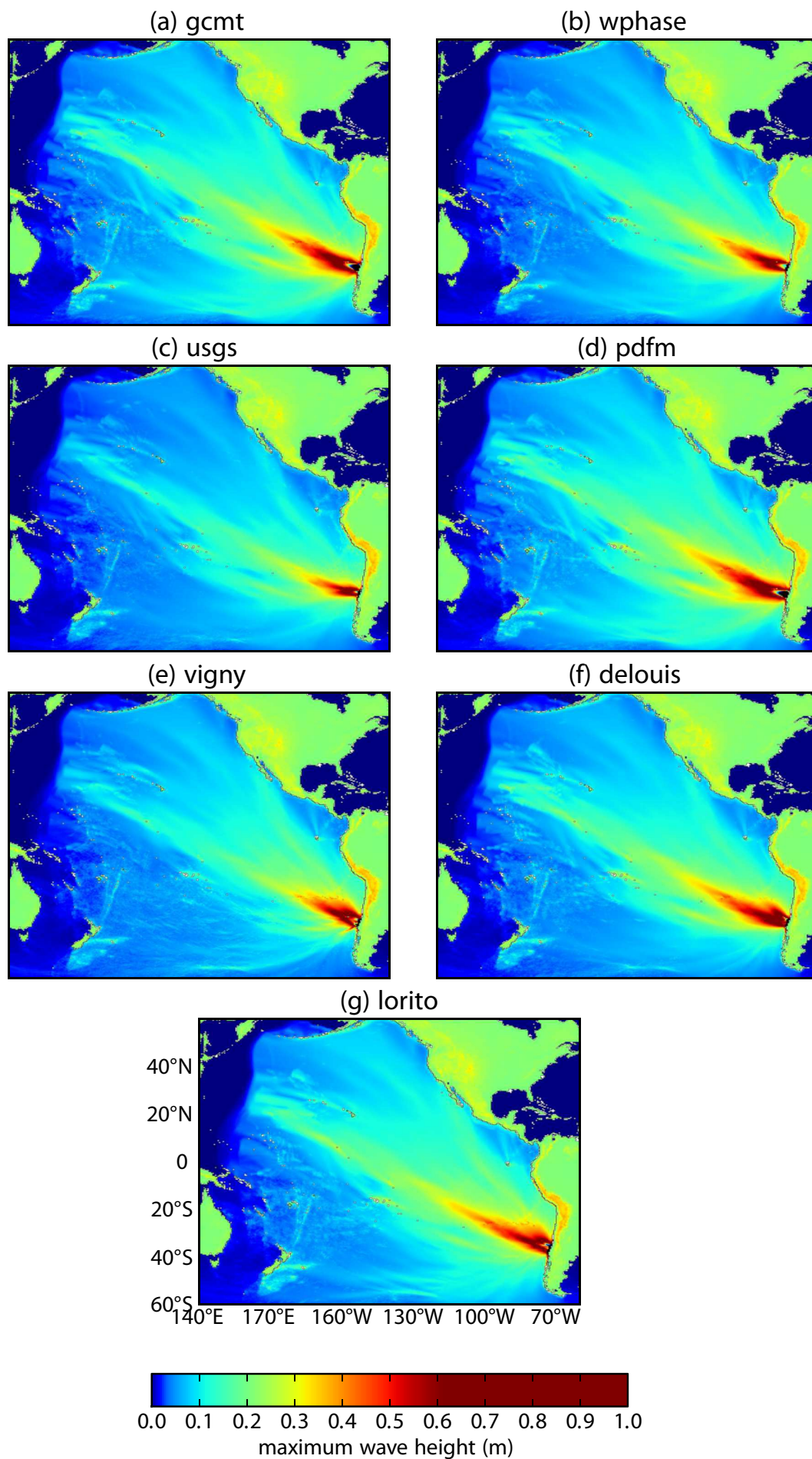


Figure 3.2 ► Distribution des hauteurs maximales attendues après 20 heures de propagation pour différentes sources.

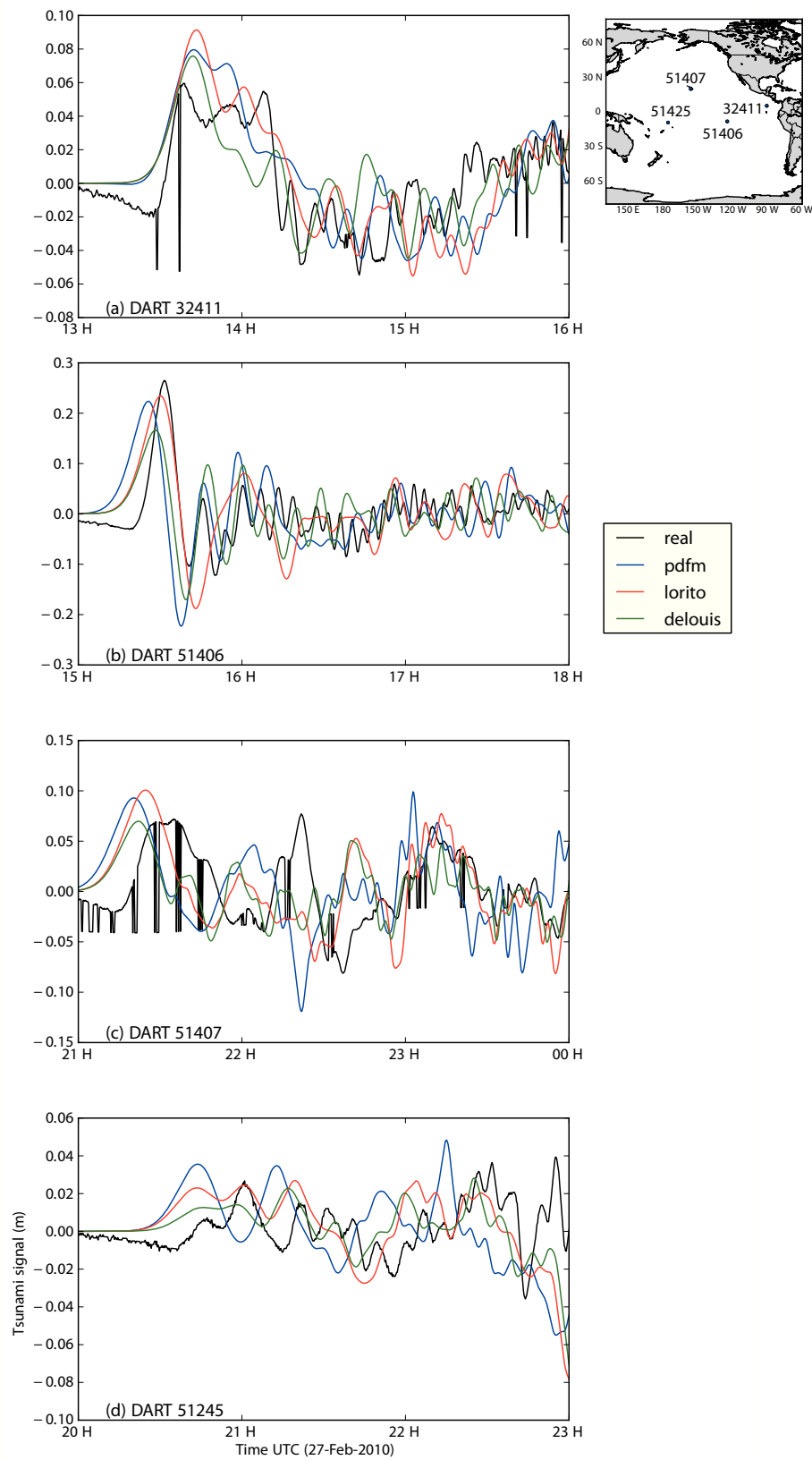


Figure 3.3 ► Comparaison entre les signaux DART observés et simulés pour 4 stations, (a) Nord du Pérou, (b) Polynésie française, (c) Hawaïi, (d) Nouvelle Zélande.

3.2.3 Comparaison avec les données d'observations du tsunami dans l'archipel des Marquises

Nous avons vu qu'en champ lointain, les sources unitaires sont équivalentes aux sources détaillées. De ce fait, nous allons comparer les données de terrain avec la simulation pour une source unitaire. Nous choisissons la source du PDFM (source d sur les Figures 3.1 et 3.2). Les données de terrain ont été recueillies par une campagne effectuée sur l'archipel des Marquises par une équipe constituée de E. Okal, O. Hyvernaud et D. Reymond quelques semaines après le tsunami. Cette partie ne reproduira pas l'intégralité du rapport de la campagne, mais uniquement les quelques données qui seront utilisées pour comparaison avec les simulations effectuées.

Hiva Oa

L'île d'Hiva Oa est la principale île de l'ensemble sud de l'archipel. La figure 3.4 synthétise l'ensemble des observations sur cette île. La face sud-est de l'île est plus fortement touchée avec plus de trois mètres de run up en moyenne contre un à deux mètres sur la face nord de l'île.

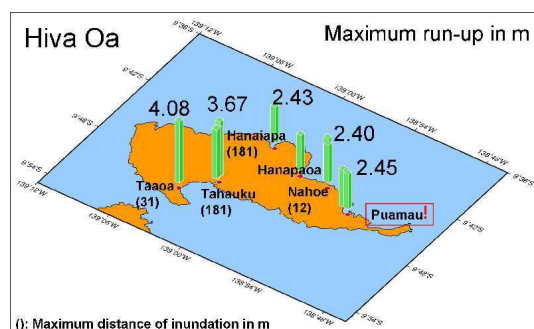


Figure 3.4 ► Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l'île de Hiva Oa. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d'inondations par les valeurs entre parenthèses (Reymond & Hyvernaud 2010)

Les deux documents photographiques sur la Figure 3.5 montrent le même endroit pendant l'évènement. L'une pendant une phase de maximal et l'autre pendant la phase minimale de hauteur d'eau. L'ensemble de la digue a été recouvert.

L'intérêt de la simulation numérique est de reproduire les différentes valeurs de run-up. Ceci est possible uniquement lorsque des données fines de bathymétrie et topographie sont disponibles. Sur l'île de Hiva Oa, des données précises sont disponibles dans la baie de Tahauku, au sud de l'île. Les résultats de la simulation numérique sont représentés sur la figure 3.6 représentant les valeurs maximales de l'onde tsunami. L'observation que le sud de l'île est plus touché que le nord est confirmé par la simulation



Figure 3.5 ► Exemple de documentation photographique pendant le tsunami permettant de mesurer le run-up. Les photos ont été prises pendant la phase maximale et minimale de l’inondation dans la baie de Tahuaahu

numérique. Dans les baies du sud de l’île, où des données fines sont disponibles, des comparaisons peuvent être faites. La comparaison est faite sur le tableau 3.3

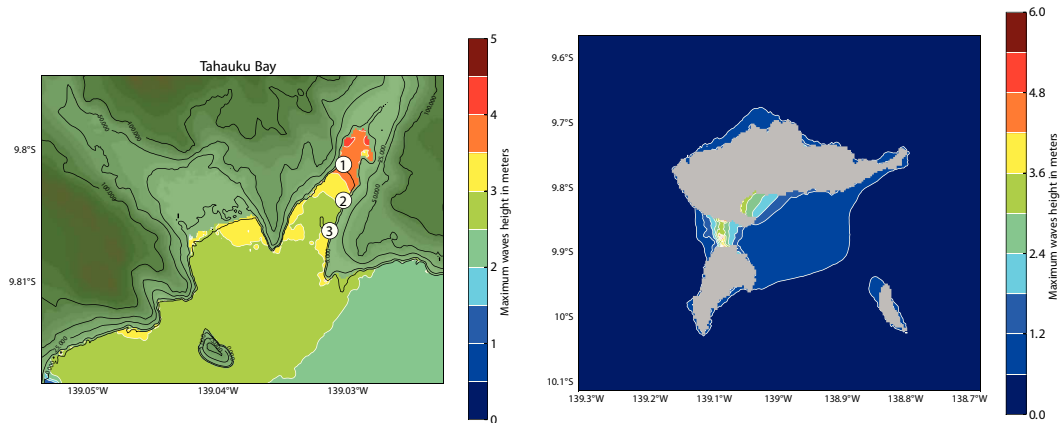


Figure 3.6 ► Résultats de la simulation numérique en termes de hauteurs maximales du tsunami. Sur l’île de Hiva Oa et la baie de Tahauku où un marégraphe est disposé. Les numéros correspondent au point où des mesures de run up ont été effectuées. La correspondance en ces points est effectuée sur le Tableau 3.3

Marker	1	2	3
Run-Up (Field-Survey)	3.23	2.86	2.78
Tide	0.44	0.46	0.49
Run-Up(Corrected)	3.67	3.32	3.27
Simulation	3.73	3.30	2.80

Table 3.3 ► Comparaison entre les observations et les simulations dans la baie de Tahauku, les différents points de comparaison sont localisés sur la figure 3.6

Nuku Hiva

Comme pour Hiva Oa, la principale île de l’ensemble nord de l’archipel, Nuku hiva, est plus touchée sur la face sud comme le montre la synthèse des relevés de terrain sur la Figure 3.7 par exemple la baie de Taipivai où une distance d’inondation de plus

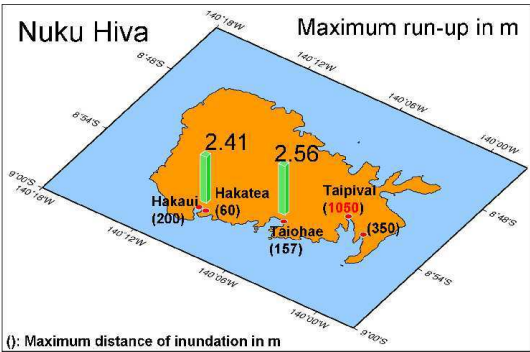


Figure 3.7 ► Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l'île de Nuku Hiva. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d'inondation par les valeurs entre parenthèse (Reymond & Hyvernaud 2010)



Figure 3.8 ► Exemple de documentation photographique pendant le tsunami documentant le retrait de l'eau dans la baie de Tahauku

d'un kilomètre a été mesurée. La campagne a aussi permis de récupérer des documents photographiques permettant de documenter le retrait de l'eau comme sur la Figure 3.8

Les hauteurs maximales simulées sur l'ensemble de l'île peuvent être observées sur la Figure 3.9. L'observation de l'inondation sur plus d'un kilomètre dans la baie de Taipivai est en accord avec la simulation qui montre de fortes hauteurs maximales dans cette baie. Malheureusement, nous ne disposons pas de données bathymétriques et topographiques assez fines pour simuler cette inondation. Concernant la baie de Tahauku, où l'on dispose de données précises, une bonne correspondance entre les simulations et les observations est constatée (Tableau 3.4 et Figure 3.9).

Marker	1
Run-Up (Field-Survey)	2.10
Tide	0.46
Run-Up(Corrected)	2.56
Simulation	2.51

Table 3.4 ► Comparaison entre les observations et les simulations dans la baie de Tahauku, les différents points de comparaison sont localisés sur la figure 3.9

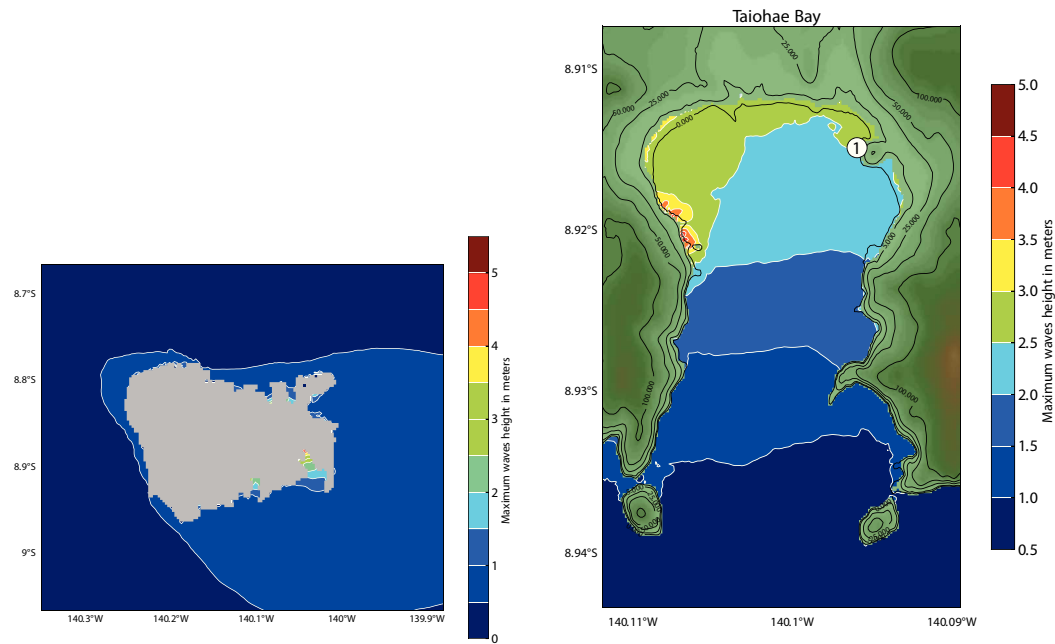


Figure 3.9 ► Résultats de la simulation numérique en termes d’hauteurs maximales du tsunami. Sur l’île de Nukunono et la baie de Tahauku où un marégraphe est disposé. Les numéros correspondent au point où des mesures de run up ont été effectuées. La correspondance en ces points est effectuée sur le Tableau 3.4

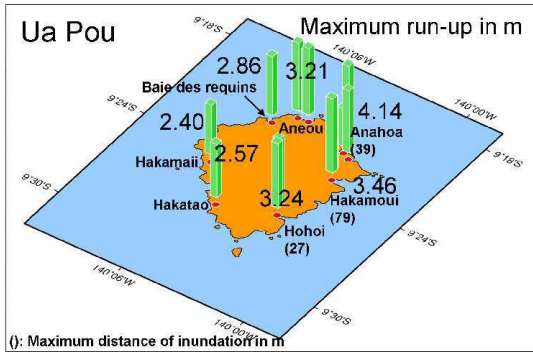


Figure 3.10 ► Synthèse des observations de la mission post-tsunami sur l’île de Ua Pou. Les run-up sont symbolisés par les barres verticales et les distances d’inondation par les valeurs entre parenthèse (Reymond & Hyvernaud 2010)

Ua Pou

La dernière île à avoir été l’objet de cette étude est l’île de Ua Pou. La figure 3.10 montre le résultat de la mission de terrain. Malheureusement, nous ne disposons pas de données détaillées dans les baies où des mesures ont été faites. Cependant, la figure 3.12 montre une photographie d’un tourbillon observé dans la baie de Hakahau. Ce phénomène a pu être reproduit par la modélisation numérique.

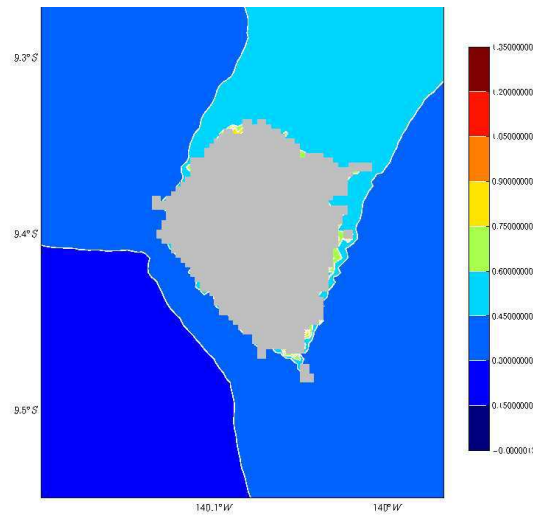


Figure 3.11 ► Résultats de la simulation numérique en termes de hauteurs maximales du tsunami sur l'île de Ua Pou.

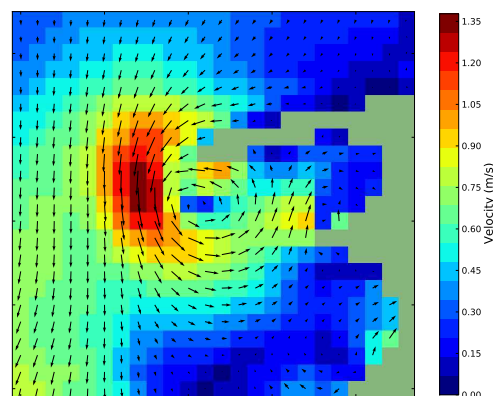


Figure 3.12 ► Dans la baie de Hakahau, aucun run-up a été simulé. Cependant, des photographies d'un tourbillon ont été prises à 8h45 soit environ après 11h45 de propagation dans le port à l'intérieur de la baie. La simulation numérique montre un vortex après 11h48 de propagation observable sur le champ de vitesse.

3.3 MODÉLISATION DES RÉSONANCES LE LONG DE LA CÔTE CHILIENNE

Cette partie résume l'étude des résonances effectuée sur la côte Chilienne. Elle fait suite au séisme de Maule et à une précédente étude sur le séisme de Tocopilla du 14 novembre 2007 (Figure 3.13), où les inclinomètres installés dans les anciennes mines proches d'Iquique montraient un mode de résonance d'environ 40 minutes. Cette observation a été faite régulièrement lors des grands séismes de la fosse de subduction chilienne, par exemple lors du séisme d'Arica le 13 août 1868 où des observateurs notèrent des périodes de flux et reflux d'une quarantaine de minutes (USGS 2010¹). Depuis de nombreuses années, la présence de structures sous-marines ne fait aucun doute sur leur capacité à faire office de "guide d'onde". (Buchwald 1969, Shaw & Neu 1981). Quelques études existent sur le piégeage d'onde tsunami lors d'événements sur l'archipel d'Hawaii (Munger & Cheung 2008), sur l'île de Tutulia au Samoa après le tsunami de 2009 (Roeber et al. 2010) ou encore le long de la côte Chilienne après le tsunami de Maule (Yamazaki & Cheung 2011). L'ensemble de ces études se base principalement sur l'analyse de données et des simulations numériques (calcul de spectre). L'avantage de l'étude présentée ici par rapport à celles précédemment citées est de ne pas reposer uniquement sur des simulations numériques pour déterminer les modes de résonances. La détermination des modes de résonance par des analyses spectrales est biaisée au voisinage de la source du fait de l'apport d'énergie par celle-ci.

3.3.1 Instruments disponibles

En raison de la forte activité sismologique de la région, la côte Pacifique sud-américaine est équipée de nombreux réseaux d'observation géophysique. La figure 3.13 montre la répartition géographique des différentes stations utilisées dans cette étude (tous les instruments ne seront pas détaillés). Nous y dénombrons seize stations marégraphiques réparties le long de la côte. Une étude détaillée du nord du Chili (d'Arica à Antofagasta) sera effectuée à l'aide de neuf stations sismologiques et de deux inclinomètres. L'utilisation de différents instruments permet de séparer les différentes sources possibles comme le mouvement de l'océan mesuré directement par les marégraphes par des stations à terre via des phénomènes de surcharge, ainsi que les modes

1. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1868_08_13.php

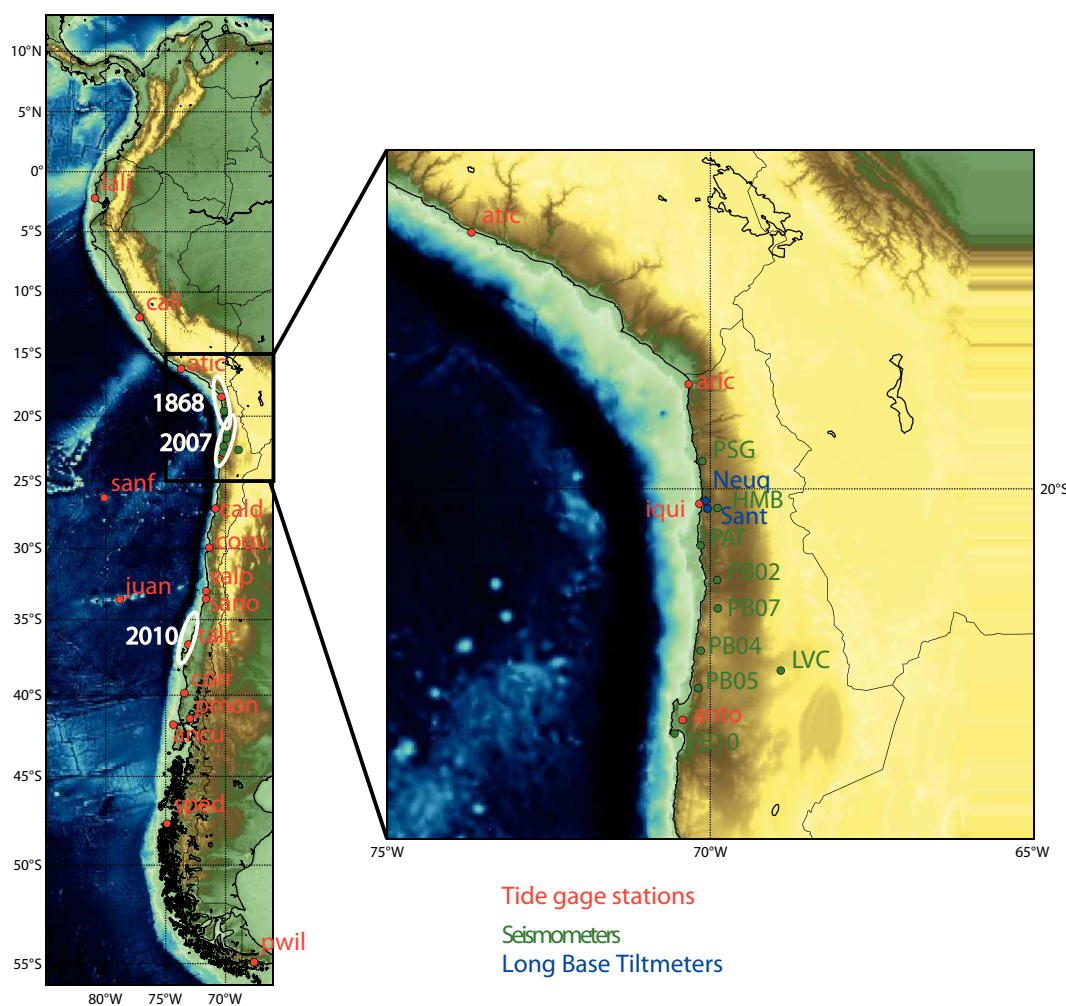


Figure 3.13 ► Localisation des différents instruments utilisés le long de la côte sud-américaine. (en rouge les stations marégraphiques, en vert les stations sismologiques et en bleu les inclinomètres). Les ellipses blanches représentent approximativement les zones de ruptures de 1883, 2007 et 2010

d'oscillations propres de la Terre à l'aide des stations sismologiques. Les inclinomètres furent installés afin de pouvoir mesurer les déformations de haute résolution dans l'ensemble des gammes de fréquences (de quelques secondes à plusieurs années). Cela consiste à mesurer les déformations cosismiques, post sismiques et asismiques ainsi que le chargement tectonique. Une étude annexe (Boudin et al. in prep., non développé dans le manuscrit) utilise les données temporelles des instruments et de simulation numérique de tsunami afin de modéliser les observations des différents sismomètres et inclinomètres qui indiquent clairement une composante générée par le tsunami. Nous y avons aussi mis en évidence la possibilité de détecter la surcharge océanique générée par le tsunami avant son arrivée sur les côtes.

3.3.2 Analyse spectrale

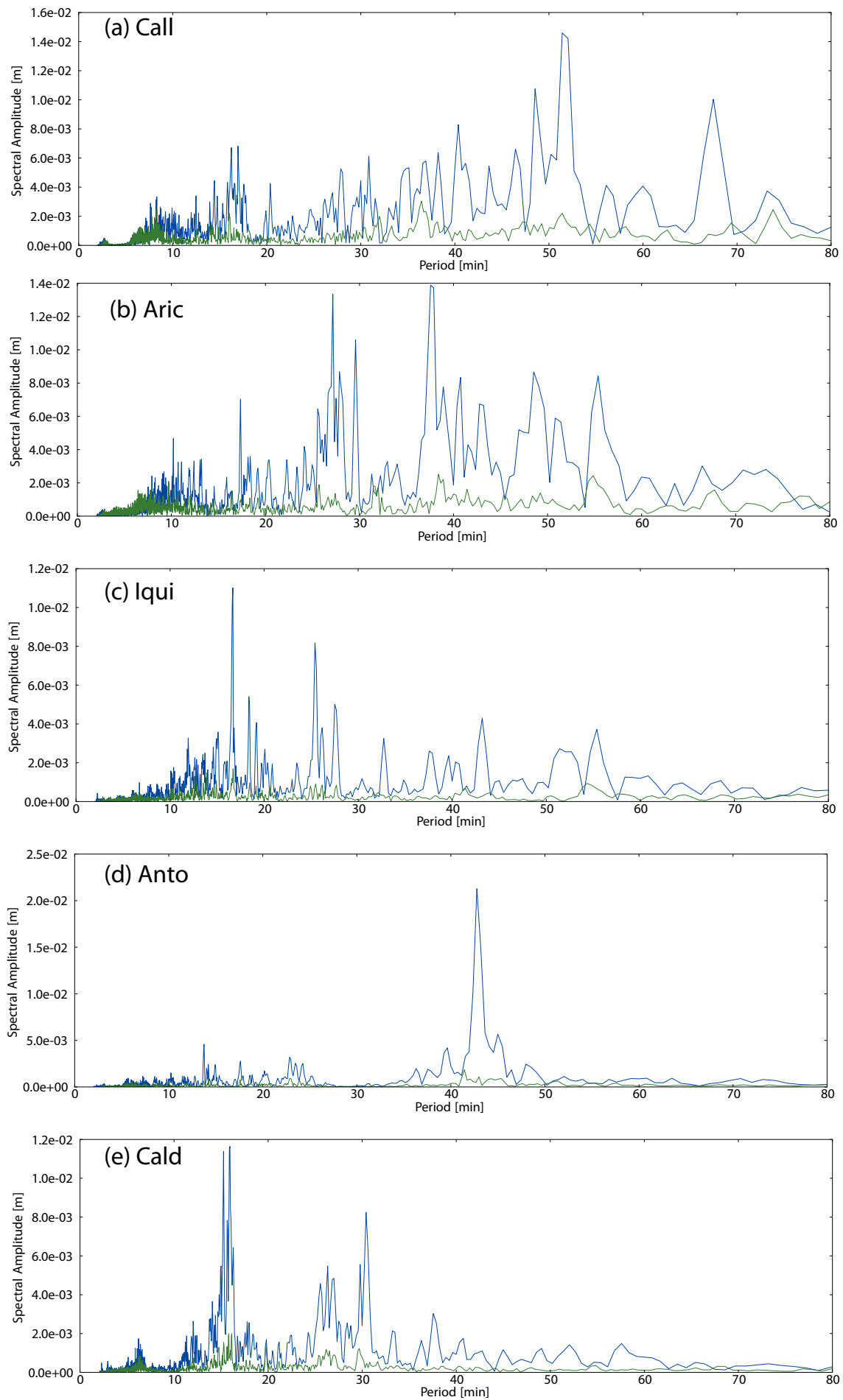
Les marégrammes

Afin d'identifier les modes de résonances de la côte sud-américaine, neuf marégrammes, dont les données ont été récupérées par la commission océanographique internationale de l'UNESCO, ont été sélectionnés par rapport à la continuité du signal sur quatre jours après le tsunami (du 28 février au 3 mars 2010), permettant donc une observation des modes de résonances. Les autres marégraphes ont été endommagés par le séisme ou le tsunami et n'ont pas pu enregistrer les variations du niveau de l'océan quelques jours après le tsunami. L'intégralité des neuf spectres est montrée sur la figure 3.14. L'amplitude du spectre est représentée en fonction de la période sur deux périodes distinctes. Le contenu spectral calculé sur une période de quatre jours après le tsunami est représenté en bleu. En vert est représenté le contenu spectral d'une période dite "calme" (quatre jours pris sur la période du 15 au 19 mars 2010) pouvant être qualifiée de bruit de fond.

L'analyse de ces différents spectres fait apparaître des pics spectraux de forte amplitude et de longues périodes vers 40–45 minutes, 50–60 minutes. Ces périodes peuvent être aussi observées sur les contenus spectraux des bruits de fond, mais de moindre intensité, enlevant donc tous les doutes sur le caractère mode de résonance de ses périodes. De plus, l'amplitude des modes variables en fonction des marégrammes permet aussi de positionner les noeuds et extrema des modes. Par exemple, l'amplitude imposante de la période de 42 minutes du marégramme d'Antofagasta (Figure 3.14d) fait penser à un extrema de ce mode de résonance.

Les inclinomètres

Comme pour les marégrammes, les spectres des deux inclinomètres (Figure 3.15) ont été effectués pour un signal sans excitation du tsunami, assimilable à du bruit de fond (en vert) et sur le signal contenant le tsunami (en bleu) sur une période de quatre jours. L'analyse de ces spectres montre une forte similarité sur le contenu spectral des deux inclinomètres, qui paraît évidente compte tenu de la faible distance (13 km) entre les instruments et permet aussi de valider le signal comme n'étant pas du bruit parasite. Un nombre important de pics de résonance peuvent s'expliquer par les modes propres



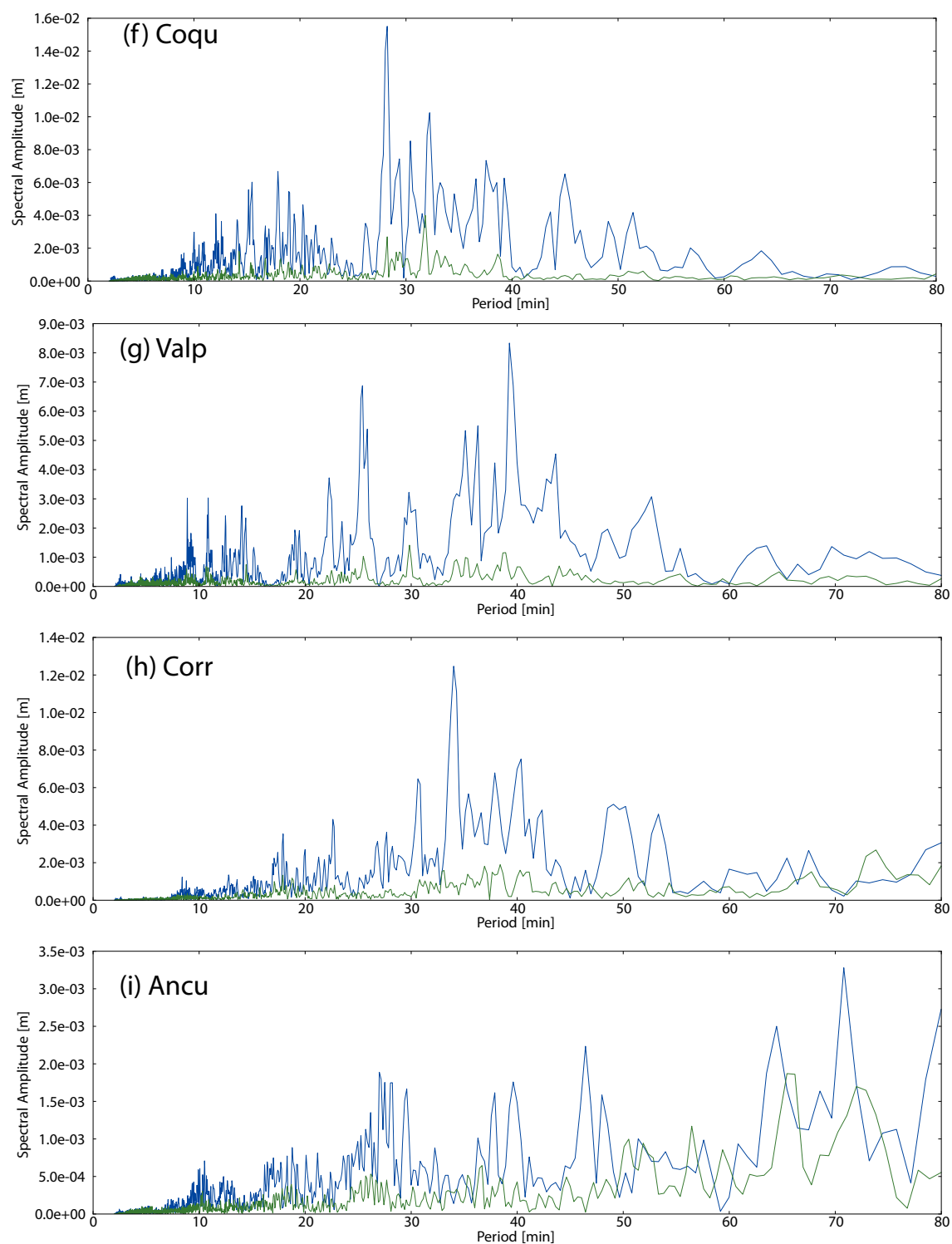


Figure 3.14 ► Spectre des marégrammes dans la côte Sud Américaine après le tsunami (bleu) et bruit de fond (vert). L'ordre des figures est en fonction de la répartition géographique (du nord au sud)

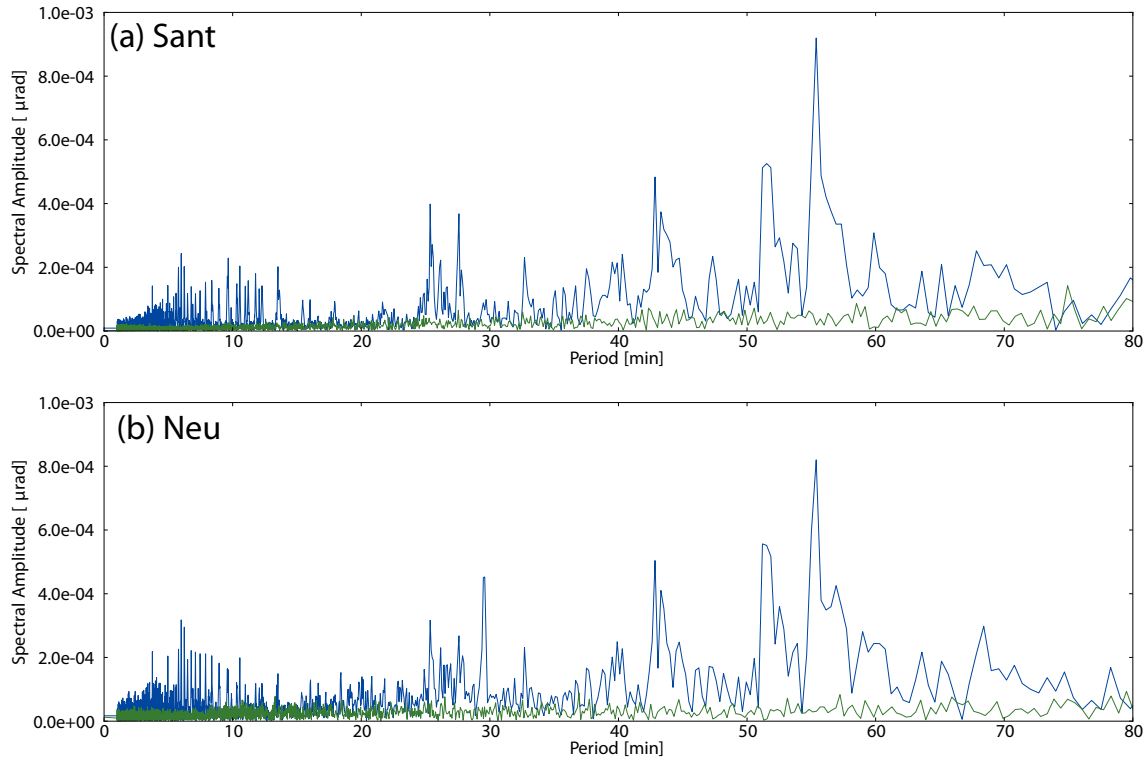


Figure 3.15 ► Spectre des deux inclinomètres disponibles proches d'Iquique après le tsunami (bleu) et bruit de fond (vert).

toroïdaux et sphéroïdaux de la Terre (Figure 3.16). Cependant l'augmentation constante de l'énergie dans les modes en dessous de 0.7 mHz (ou au-dessus de 20 minutes de période) indique une seconde source autre que les modes propres de la Terre. Au-delà de la période de 20 minutes, la corrélation entre les spectres des inclinomètres et du marégramme d'Iquique (Figure 3.14c) est forte avec des pics de résonances communs aux alentours de 25, 45, 52 et 55 minutes, entre autres. Cette corrélation permet de mettre en évidence le lien entre la mesure des inclinomètres et les marégraphes.

3.3.3 L'origine des modes de résonance

Pour comprendre l'origine de ces modes de résonances, nous allons nous limiter ici à une région proche de notre site d'étude, Iquique au nord du Chili. La zone d'étude sera limitée en latitude entre 10 et 30°S englobant donc les deux inclinomètres d'Iquique et les marégraphes d'Arica, d'Iquique et d'Antofagasta (du Nord au Sud). Sur la figure 3.17, sont représentés quelques-uns des différents modes calculés pour cette géométrie aux alentours d'Iquique. Nous observons effectivement que les modes sont délimités par la fosse de subduction. Ces modes peuvent être corrélés aux différents modes observés sur les figures 3.14 et 3.15.

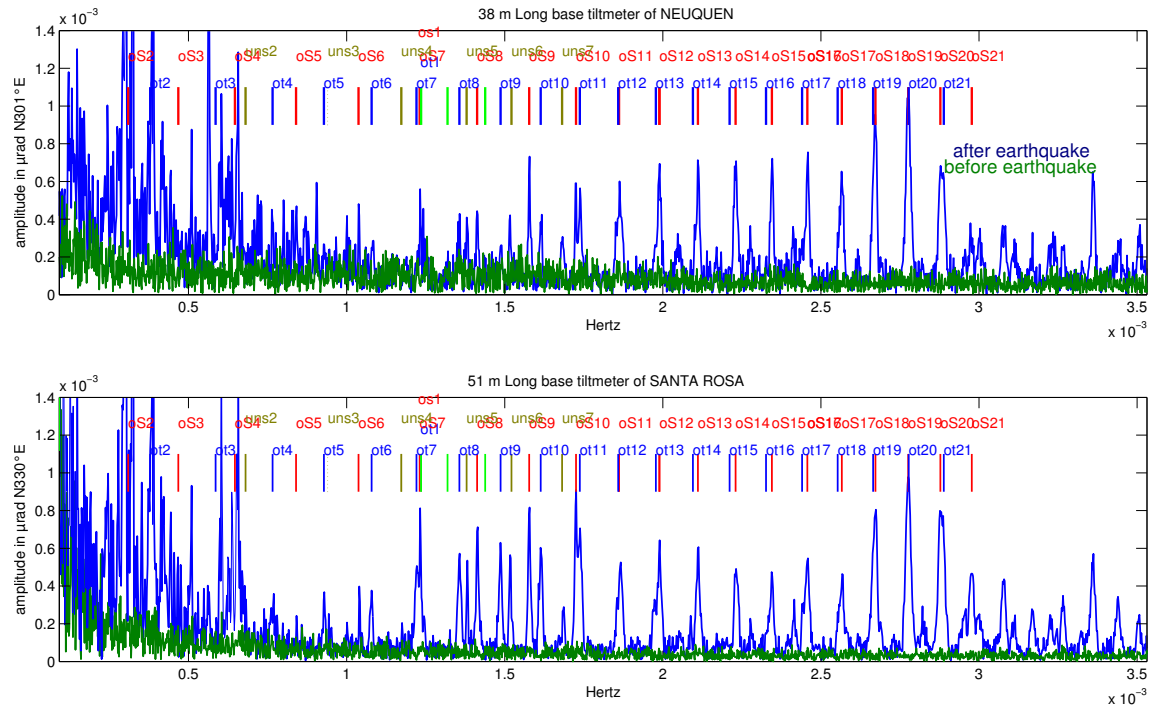


Figure 3.16 ► Spectre des deux inclinomètres dans le domaine fréquentiel avec l'indication des modes propres de la Terre.

La figure 3.18 représente le champ de vitesse à différents instants éloignés des arrivées des premières ondes (après 13 et 15 heures de propagation). Un champ de vecteur peut être observé entre la côte et la fosse de subduction. Ces ondes sont piégées entre la côte et la fosse de subduction. La côte fait office de réflecteur total. Lorsque les ondes se propagent entre la côte et la fosse de subduction, la trajectoire de l'onde va être courbée du fait du gradient de vitesse, pour être finalement tangente à la fosse de subduction et revenir progressivement vers la côte.

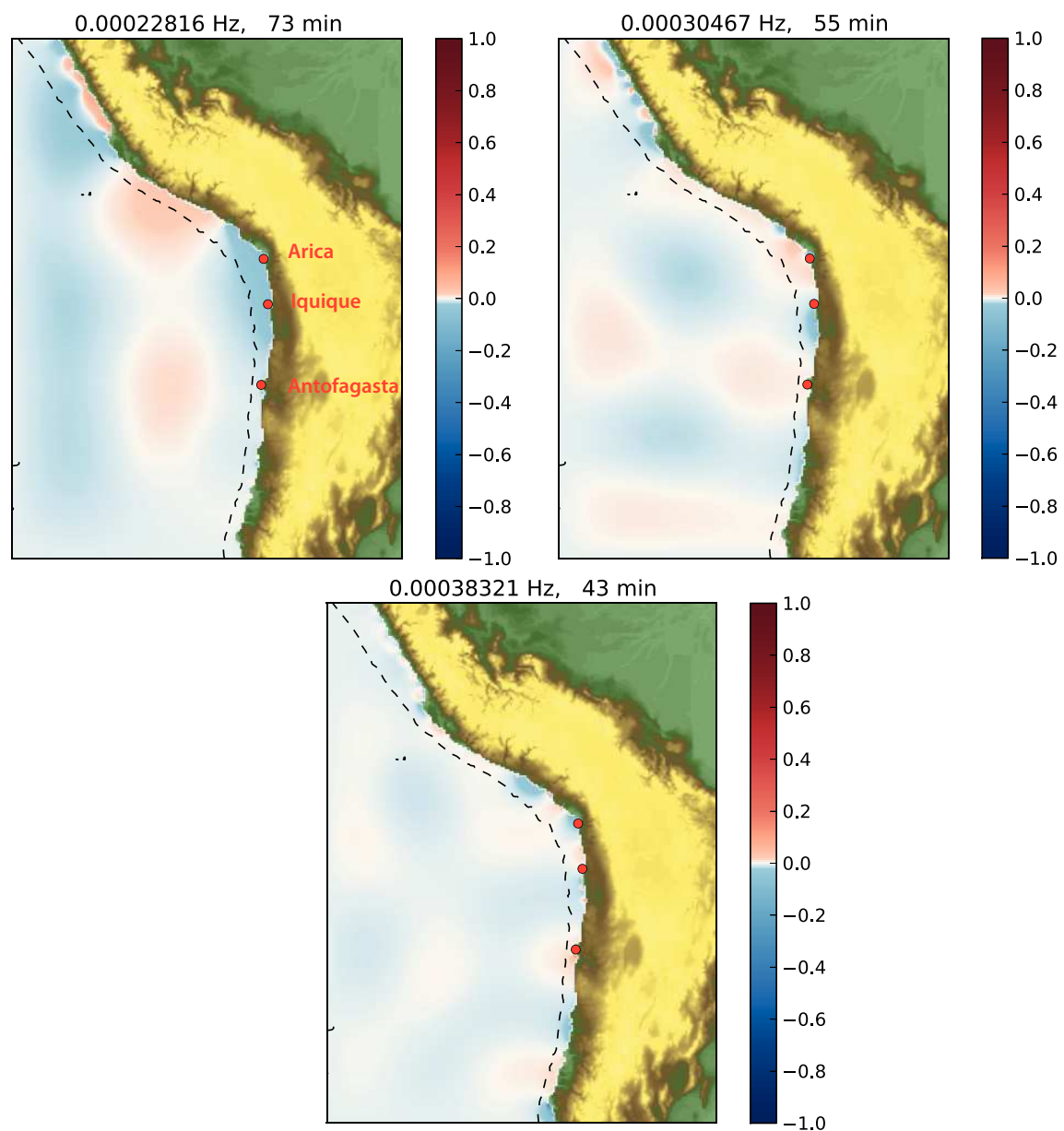


Figure 3.17 ► Modes de résonance calculés dans la région de Iquique. Les modes sont principalement localisés entre la côte et la fosse de subduction. Les points rouges représentent les trois marégraphes (Arica, Iquique et Antofagasta, du nord au sud)

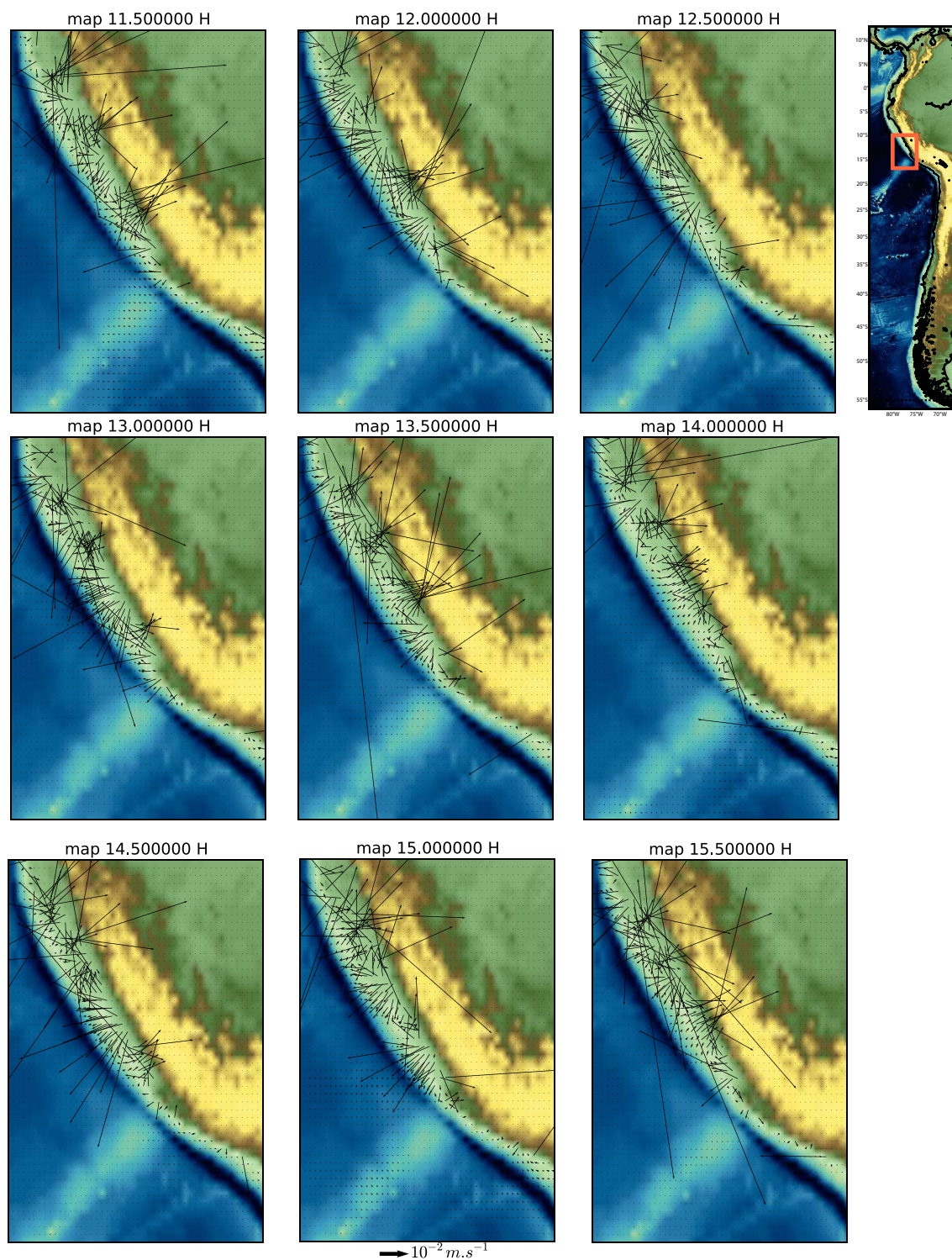


Figure 3.18 ► Champ de vitesses à différents instants compris entre 11 et 16 heures après le tsunami. Le champ résiduel de vitesse est localisé entre le côte et la fosse de subduction.

3.4 MODÉLISATION DES RÉSONANCES SUR LES MARQUISES

La partie qui suit concerne l'étude plus générale des modes de résonances dans l'archipel des Marquises. Du fait de l'impact de trois tsunamis provenant de trois zones géographiques distinctes au cours de cette thèse, nous disposons d'une série d'enregistrements marégraphiques de bonne qualité permettant d'y effectuer une étude des modes de résonance. Une précédente étude (Hébert et al. 2001) a déjà montré une relation entre l'activation des modes de résonances et les régions sources. Dans cette étude, les objectifs sont multiples. Le premier consiste à identifier les structures responsables des modes de résonances (mode d'un port, d'une baie, interaction entre îles). Le second aspect permet la caractérisation de l'activation des modes de résonance en fonction de la région source. La méthodologie adoptée se compose de l'utilisation de la simulation numérique pour propager des sources artificielles de mêmes caractéristiques à une même distance de l'archipel mais à des azimuts différents. De cette façon, les modifications du spectre de résonance sont uniquement dûes au milieu traversé, et les composantes spectrales de la source sont identiques.

Modelling the tsunami free oscillations in the Marquesas (French Polynesia)

S. Allgeyer^{1,2}, H. Hébert¹, R. Madariaga²

1 CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

2 Laboratoire de Géologie, ENS, 24 Rue Lhomond, 75231 Paris, France

Article soumis à GJI

The tsunami resonance inside basins (closed or semi-enclosed) depends on the period of the incident waves, reflection and energy dissipation, characteristics of the boundary and the geometry of the basin. When waves continuously enter the basin, they cause abnormal water level fluctuations and produced damage if their periods are close to the periods of free oscillation of the basin. These resonant oscillations inside harbours, bays, or other semi-enclosed or closed basins can have a direct influence on the management of harbours, shipping and coastal uses. So, it is important to determine these free oscillations. These resonant characteristics have been observed in the Marquesas, an archipelago prone to tsunami amplification, during the last three tsunamis (Samoa 2009, Maule 2010, Tohoku 2011). These events were recorded by the two tide gauges

located in the Marquesas. In this archipelago, there are two monitored bays : the first one is located in Hiva Oa Island (Tahauku bay) and the second in Nuku Hiva Island (Taihoae bay). For all these tsunamis more than three days of water tidal resonance were recorded. In this work, we make a free oscillation analysis of the Marquesas Archipelago using real tide gauge data, simulated tsunami data and theoretical computations. During the last century, this archipelago was hit by several trans-Pacific tsunamis. It is interesting to note that, following different tsunami reports the bays responded differently depending on the earthquake source region. For example, Tahauku and Atuona, two bays in Hiva Oa Island only 1 km apart, have different responses depending on the tsunami, as it was observed in 1946 (Aleutian earthquake) and 1960 (Chile earthquake). For this reason, we study the azimuthal dependence of the excitation of the free oscillation modes, and we show that some azimuths enhance tsunami amplification.

Keywords : Tsunamis – Time series analysis – Wavelet transform – Fourier analysis – Numerical solutions – Pacific Ocean

3.4.1 Introduction

Within an interval of a little more than two years, three important tsunamis propagated across the Pacific Ocean, and several warning messages were issued from the Pacific Tsunami Warning System based in Hawaii. The first one, on 29 September 2009 at 17:48 UTC, triggered by an earthquake of magnitude Mw 8.0, was located 195 km south to the Samoa Islands (15.559°S, 172.093°W USGS location) and reached the French Polynesia, located in the middle of the Pacific Ocean, about five hours after the main shock. The second one, on 27 February 2010 at 06:34 UTC, was triggered by the largest earthquake recorded in South America since the 1960s. The Maule earthquake (Mw 8.8) occurred to the north-west of Concepcion Chile (36.41°S, 73.24°W). The last one, on 11 March 2011 at 05:46 UTC, was initiated by the Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake offshore the Honshu Island in Japan (38.322°N, 142.369°E). These three tsunamis hit French Polynesia after several hours of propagation and triggered a red watch alert from the French Polynesian tsunami warning centre (CPPT, Reymond et al. 1991). Each tsunami wavetrain which propagated across the Pacific Ocean, reached French Polynesia with different arrival azimuths, and they produced different relative effects in the different Polynesian islands and bays.

Among them, the Marquesas archipelago (French Polynesia) is very sensitive to

tsunamis triggered around the Pacific Ocean (Sladen et al. 2007). This is due to the absence of coral reef around these islands, and the mild slope bathymetry when tsunamis approach the shores. Several times per century, French Polynesia has been affected by tsunamis coming from a large variety of possible azimuths, from the Aleutians to the North (Aleutian 1946 ?) to South America to the Southeast (Peru, Chile, ?Hébert et al. 2001), and also from the Tonga-Kermadec subduction zone to the Southwest (Okal et al. 2004).

The tsunami amplification in bays and harbours is due to resonant effects that are excited by the arrival of long tsunami waves into a semi-enclosed water body. This occurs when the period of these waves is similar to the period of free oscillations of the water surface of the harbour (Bellotti 2007, ?). Many investigators have studied the resonance response of marine structures to long waves. At the harbour scale, Bellotti (2007) studied the response of the ancient Roman harbour of Ostia under different synthetic waves and the influence of the position of the mouth of the harbour. Horrillo et al. (2008) studied the effect of the Kuril 2006 tsunami in the Crescent City harbours using numerical simulation and observations. In the Hawaiian archipelago, Munger & Cheung (2008) showed that inter island free oscillations modes can exist for open structures and consist in standing waves across the island chain and resonance in interconnected channels, embayments, and shallow shelves. The relation between free oscillation and maximum tsunami damage was shown by Roeber et al. (2010). The knowledge of local resonance is as important for hazard mitigation as the origin and incidence direction of the tsunami. Yamazaki & Cheung (2011) recently showed that the coupling of the shelf resonance and the fundamental oscillation mode in the Bay of Concepcion, Chile, resulted in the large unexpected wave that devastated the Talcahuano Harbour and the wavefront district more than three hours after the Maule 2010 earthquake. French Polynesia, located in the central Pacific Ocean is subject to various tsunami sources along the circum Pacific subduction zones, provides a good opportunity to study the influence of different tsunami azimuths.

It is well known (Bellotti 2007, Horrillo et al. 2008) that the coupling between tsunami forcing and natural modes of bays or harbours can amplify tsunami waves in a specific location through resonance. Using spectral analysis of four modelled tsunamis (Kurile 1994, Chile 1995, Mexico 1995 and Peru 1996), Hébert et al. (2001) showed that partic-

ular bays of the Marquesas archipelago have resonant periods that are independent on the origin of the tsunami. Finally, by using these four tsunamis and two other possible source regions (Aleutian and Tonga trenches) they determined the most dangerous source zone for the Marquesas archipelago. Nevertheless, using real source locations, a study of resonant characteristics could not be conducted in the previous study due to various changing parameters (distance to studied sites, directivity of the radiation, ...). In the following study, we determine the periods of oscillations (eigen periods) for selected islands of French Polynesia. To this aim, we use real tide gauge records and numerical tsunami simulation (based on nonlinear shallow-water theory) to make a spectral analysis based on Fourier transform and frequency time analysis of the data. An alternative way to determine free oscillations is to use analytic computations of different eigenfunctions of the wave equation to find these oscillation periods. Due to the central position of French Polynesia in the most tsunamigenic ocean, these islands are strongly exposed to far-field tsunamis. Thus, it is important to identify which source azimuths may be more dangerous for which bays. For this reason, we use a set of synthetic equidistant sources, with identical parameters, to study azimuthal dependency of the excitation of these eigenperiods. With these results, we identified the source regions for which tsunami effects are the most serious and those for which the effects are the mildest. The warning system in place in Tahiti since the 1960's (Reymond et al. 1991) should benefit from such detailed study.

3.4.2 Observations and data analysis

French Polynesia, located in the centre of the Pacific Ocean, is exposed to large transoceanic tsunamis triggered by earthquakes in the circum Pacific subduction zones, the most tsunamigenic in the world. Some of these tsunamis may reach the Polynesian islands in less than five hours (as is the case for the Samoa event), while others arrive at the remote islands in 10 to 12 hours (Chilean and Japanese events) (Figure 3.19). As said before, the Marquesas archipelago is the most prone to tsunami amplification; we focus our study on the Nuka Hiva and Hiva Oa islands where tide gauges have been operating in two bays for many years (Taiohae in Nuku Hiva and Tahauku in Hiva Oa)

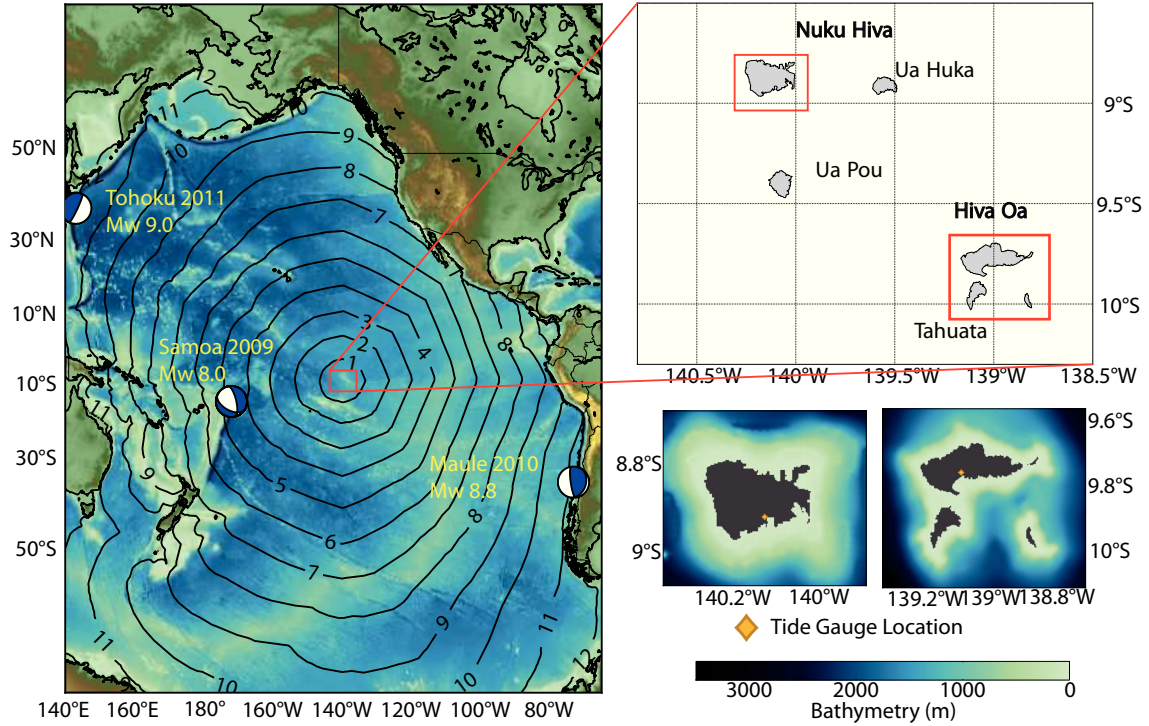


Figure 3.19 ► Localisation of Marquesas Archipelago and the different Islands and the three tsunami earthquakes source events. Black line represents the tsunami travel time in hours.

Methodology

Tsunami waves are known to produce time series with complex frequency contents that varies in time and space (Rabinovich et al. 2006, Rabinovich & Thomson 2007). There are several possible ways to study the frequency contents of time series. The Fourier Transform (FT) is the most frequently used: it consists in decomposing signals into infinite sinusoids of different frequency. For our study, the main drawback of FT is the loss of the time information (Cohen 1989). To recover time information in FT, a possible solution is to divide the signal into multiple segments. This is the windowed Fourier transform (WFT) or serial Fourier transform (SFT). This method can be applied, but the selection of segments reduces the frequency resolution. Wide windows give good frequency resolution but poor time resolution, while narrow windows give poor frequency resolution but good time resolution. The wavelet transform (WT) solves this problem of resolution in the time-frequency domain.

In general, the WT of the time series, $s(t)$, is defined as the inner product,

$$WT(\tau, b) = \langle \psi_{\tau, b} | s \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \psi_{\tau, b}^*(t) dt, \quad (3.1)$$

where $\psi_{\tau,b}^*(t)$ is generated from a wavelet Ψ_0 by the operation,

$$\psi_{\tau,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{b}} \Psi_0 \left(\frac{t - \tau}{b} \right), \quad (3.2)$$

with τ the translation parameter and b the scaling factor (Torrence & Compo 1998). For this study we choose to analyse our time series with the Morlet wavelet,

$$\Psi_0(\rho) = \pi^{-1/4} \exp(i\omega_0\rho) \exp(-\rho^2/2), \quad (3.3)$$

where ω_0 is the non dimensional central frequency of the wavelet. Wavelet spectral analysis using Morlet wavelet has been previously used to study tsunami waves recorded by deep ocean buoys and coastal water level stations (Rabinovich et al. 2006, Rabinovich & Thomson 2007). We chose not to show the classical wavelet transform (amplitude of the wavelet as a function of scaling factor b and time t), but we rather display the wavelet energy density surface (EDS),

$$EDS(T, t) = |WT(\tau, b)|^2, \quad (3.4)$$

as a function of the Fourier period (T) and time t . This allows us to better compare the observed data and the different synthetic simulations described in section 3.4.3. In order to improve the display of the excitation mode on the wavelet EDS, the 95% confidence level is highlighted. To estimate this confidence level, the hypothesis of a red noise is made (Allen & Greenslade 2009). The red noise model that is used is the univariate lag-1 autoregressive (AR-1 or Markov) process:

$$x_n = \alpha * x_{n-1} + z_n \quad (3.5)$$

where α is assumed lag-1 autocorrelation. We assume that the red noise follows a χ^2 law with two degrees of freedom.

Tidal gauge data analysis

A spectral analysis of the Nuku Hiva tidal gauge data for the three tsunami events that we studied is shown in Figure 3.20. For the three events, the analysis consists in taking a series of 7 days of records, centred on the first tsunami arrival identified with

the dashed red line in Figure 3.20. Data are extracted from the IOC-sea level monitoring program with a sampling interval of one minute. The wavelet analysis of these datasets uses a Morlet wavelet with a central frequency of $\omega_0 = 6$ in Eq 3.3. The energy density spectrum is displayed as a function of time and period. Finally, on the left of each plot we show the mean wavelet energy density spectrum in two separate three day time windows. The tsunami mean spectra (in green) computed inside a window starting with the arrival of the first tsunami wave (red vertical line) and, in blue, the local background noise starting on four days before the event to avoid the leakage of the wavelet energy due to the acausal nature of the wavelet analysis. We observe from the raw data (with tide), that the tsunami waves from Tohoku 2011 (Figure 3.20, top) and Samoa 2009 (Figure 3.20, bottom) events arrived during high tide (i.e., when the water level rises its highest level), whereas the Maule 2010 tsunami (Figure 3.20, centre) waves arrived during low tide (i.e., when the water level stops falling). The Maule and Tohoku events produced a saturation of the sensors at 1.5 m. This saturation produced an under-estimation of the local wavelet coefficients that are not important for our study because we make an average of the coefficients before and after the event. For the three events, a spectral maximum is observed around 15 minutes. This oscillation period is identified in the background signal. For the Samoa event, we can notice that there is only an amplification factor of 10 between the mean energy density spectra before and after the event whereas a factor 100 is observed for the two other events.

The same spectral analysis is applied to the Hiva Oa tide gauge data and shown in Figure 3.21. For this island, there was no saturation of the sensor. The mean wavelet energy looks larger in frequency contents than the Nuku Hiva data. Three resonant periods can be identified. The largest with resonant periods from 17 to 21 minutes is well defined for the Maule tsunami data (Figure 3.21, centre). The second, with periods between 13 and 16 minutes, is observed for the three events, with different shapes going from a single peak for the Samoa event (Figure 3.21, bottom), to wide peaks observed for the Tohoku event (Figure 3.21, top). The last period range, present in all data, varies from 5 to 8 minutes of period. Similarly, to the Nuku Hiva tidal gauge data analysis, we note that there is only an increase by a factor 10 of the mean energy density surface before and after the Samoa first arrival and a factor 100 for the Maule event. Nevertheless, only

a factor around 10 is observed for the Tohoku data; this shows that Nuku Hiva is less affected by waves coming from the North West.

A comparison between the two bays (Figures 3.20 and 3.21) shows that the level of mean spectral energy differs with respect to the background noise, from one event to another with an approximate mean energy of 10^{-5} m^2 for the Samoa tsunami and 10^{-3} m^2 for the Maule and Tohoku data. This difference is due to the tidal peak to peak amplitude which is of 0.2 m for the Samoa event in September 2009 and of 1.0 m for the other events in February 2010 and March 2011.

3.4.3 Tsunami free oscillation determination

Spectral analysis method

This method uses a similar technique of time series analyses as in the previous section except that we apply it to virtual tide gauges based on the tsunami simulations rather of real data. The numerical simulation is based on the hydrodynamic equation under the non-linear shallow water approximation. In the most general case, these equations are divided into a set of two hyperbolic equations, containing an equation of motion

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla})\vec{u} + \vec{f} \times \vec{u} = -\vec{g}\nabla\eta, \quad (3.6)$$

and an equation of continuity,

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u}(\eta + h)) = 0. \quad (3.7)$$

In these equations, $\vec{u}$ denotes the velocity vector, η is the sea level variation around the mean sea level h , f is the Coriolis parameter, g represents the acceleration of gravity. This set of equations is solved with a finite difference Crank & Nicolson (1947) scheme applied to a series of nested bathymetric grids to account for the shoaling effect that occurs close to the shores. This model has been tested and validated in numerous cases (see, for example, Allgeyer et al. 2012, Hébert et al. 2001, Sahal et al. 2009). In these simulations, the source term is chosen as a generic two dimensional Gaussian function.

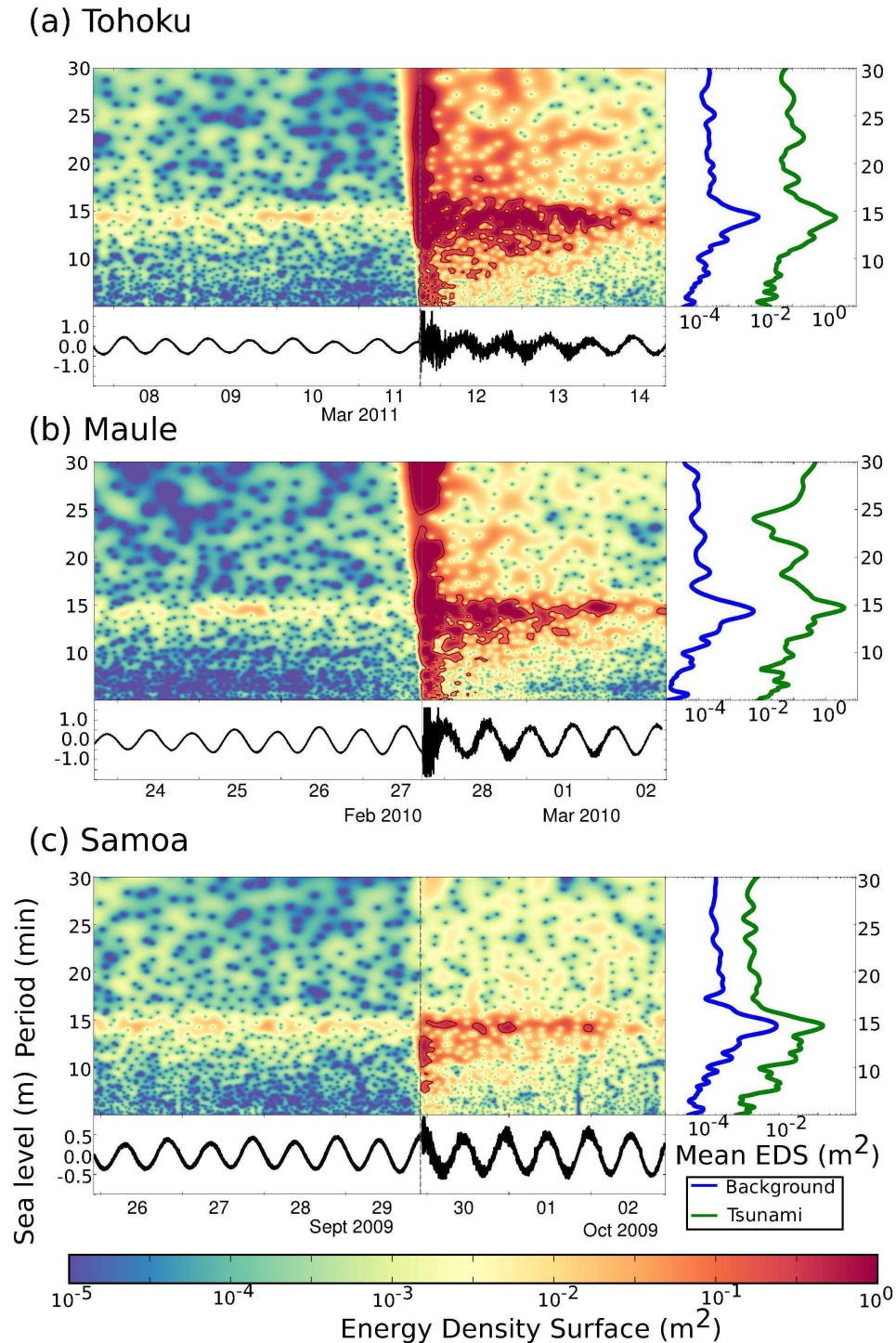


Figure 3.20 ► Wavelet analysis for the Nuku Hiva tidal gage data for the three events : (a) Tohoku 2011, (b) Maule 2010, (c) Samoa 2009. Showing the raw tide gage data (bottom), the wavelet analysis (center) and the mean spectra of the tsunami and the background noise. The grey dashed line symbolised the first wave arrivals.

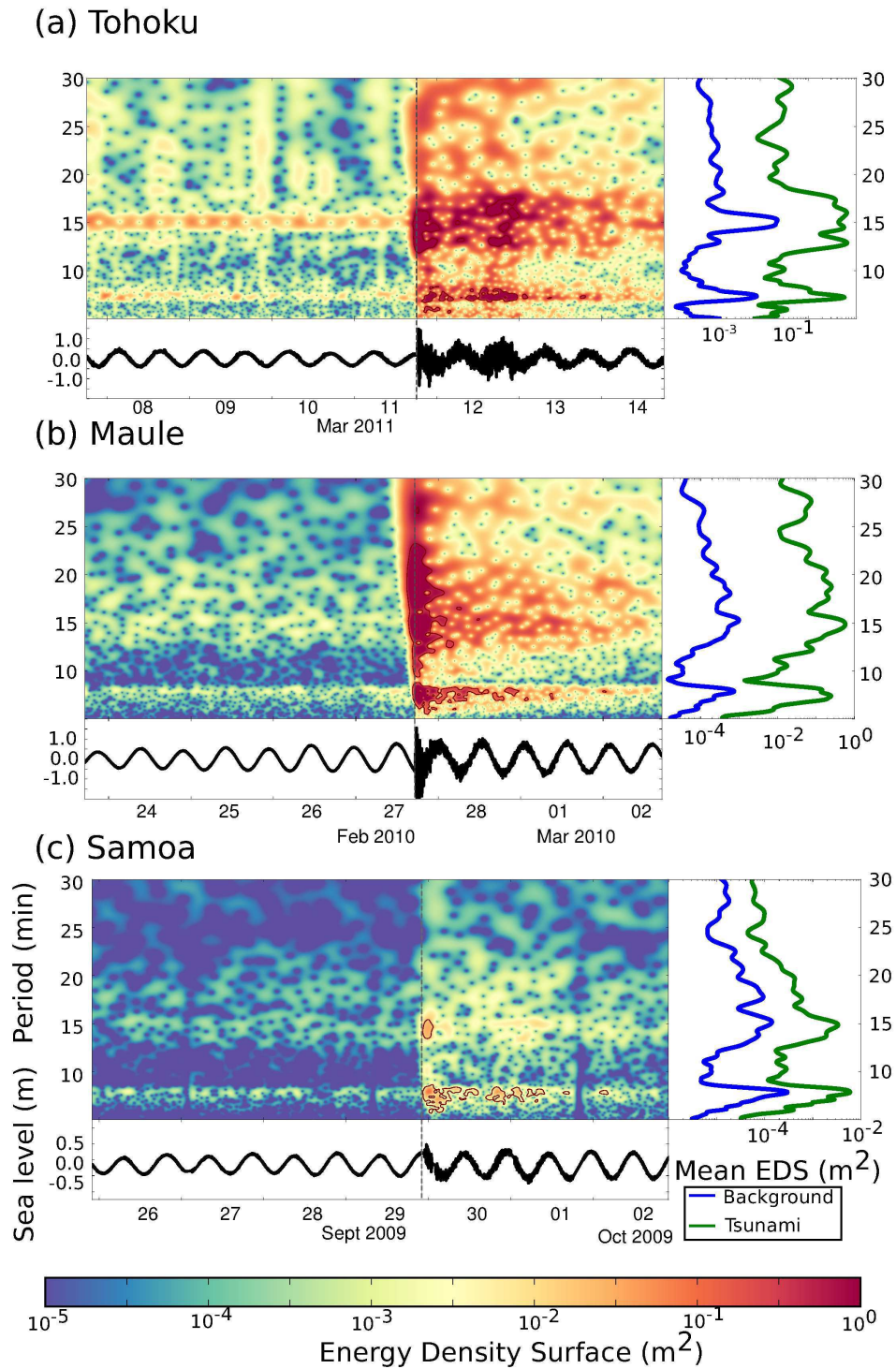


Figure 3.21 ► Wavelet analysis for the Hiva Oa tidal gage data for the three events : (a) Tohoku 2011, (b) Maule 2010, (c) Samoa 2009. See legend of figure 3.20 for more details.

Eigenfunction decomposition

In order to compute the free oscillation surface eigenfunction, we start searching possible resonance amplifications by using the shallow water equations (Eq 4.1 and 4.2) in the linearised form without external forces and leads to the hyperbolic wave equation,

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \nabla (h \nabla \eta) = 0. \quad (3.8)$$

Normal modes of a given water body can be calculated as an eigenvalue problem (?). In the normal mode theory, the independence of time and space components in the sea level variation is assumed,

$$\eta(x, y, t) = \eta(x, y) \times \exp(i\omega t), \quad (3.9)$$

leading to an eigenmode equation for the sea level height η ,

$$g \vec{\nabla} (h \nabla \eta) + \omega^2 \eta = 0. \quad (3.10)$$

The Helmholtz equation (Eq 3.10) is solved on the bathymetric grid using the following boundary conditions. The Neumann boundary condition,

$$\frac{\partial \eta}{\partial \vec{n}} = 0, \quad (3.11)$$

is applied along the coast line and the Dirichlet boundary condition,

$$\eta = 0, \quad (3.12)$$

is used along the open water boundary. The Dirichlet boundary condition imposes a node of oscillation on the boundary of the domain; this is only satisfied if the dimension of the computational domain is large enough so that the free oscillation surface does not reach the boundary or the water depth is large enough so that the water level elevation can be neglected.

s	0			1			2		
n	0	1	2	0	1	2	0	1	2
$T_{s,n}$	99.5	54.3	37.4	207.0	71.5	44.6	124.8	56.8	38.2

Table 3.5 ► First resonant period of a circular shaped basin of 1900 m radius and 100 m depth computed after Eq (3.15) using n^{th} zero of the derivative of the Bessel function of order s .

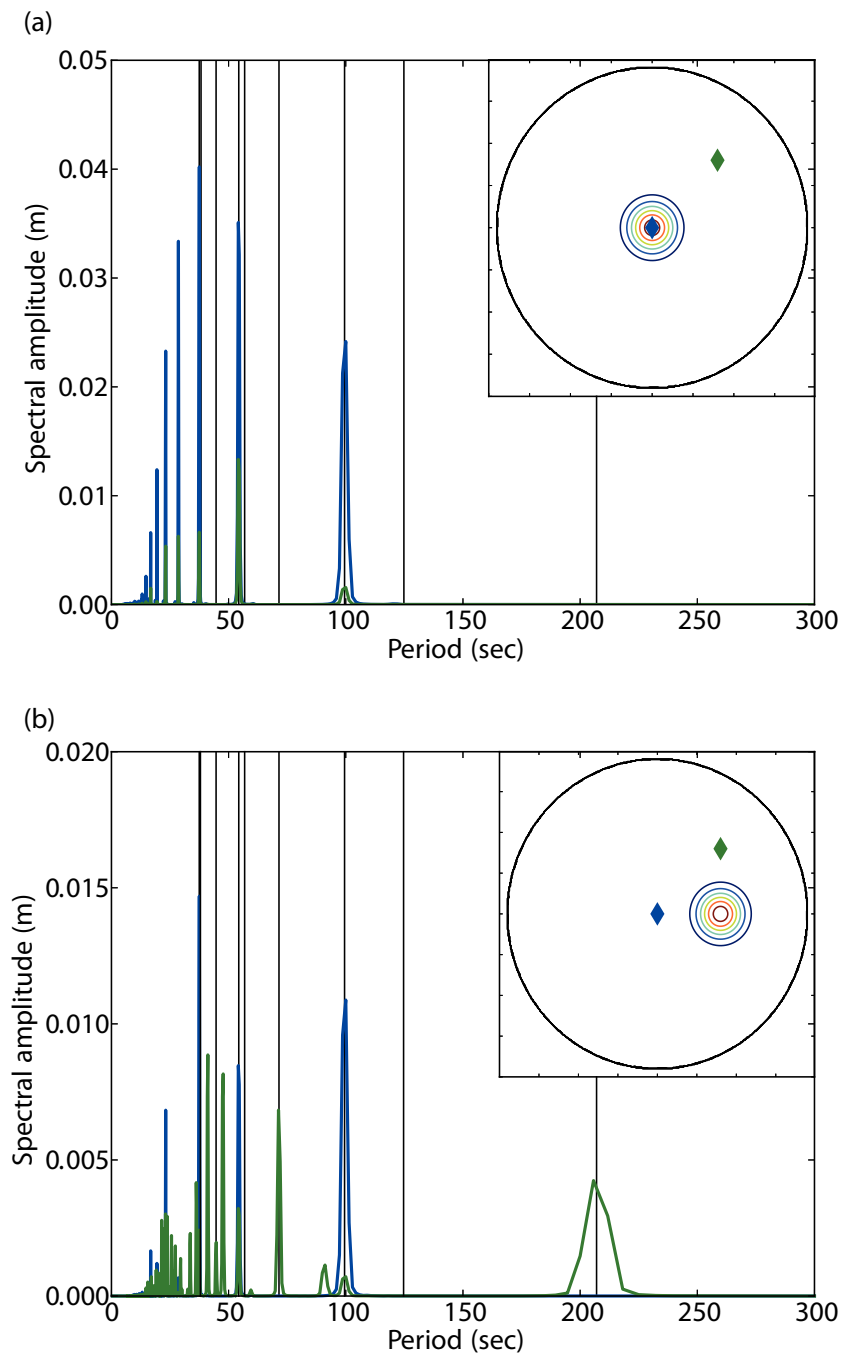


Figure 3.22 ► Determination of the resonant periods of a circular shaped basin in two different cases: (a) the source is located at the centre, and (b) off-centred. The blue and green curves show the spectral coefficients of a virtual tide gauge time series in two different locations (at the centre of the basin for the blue one, and an off-centred one for the green). The observed picks fit well the theoretical values (black line).

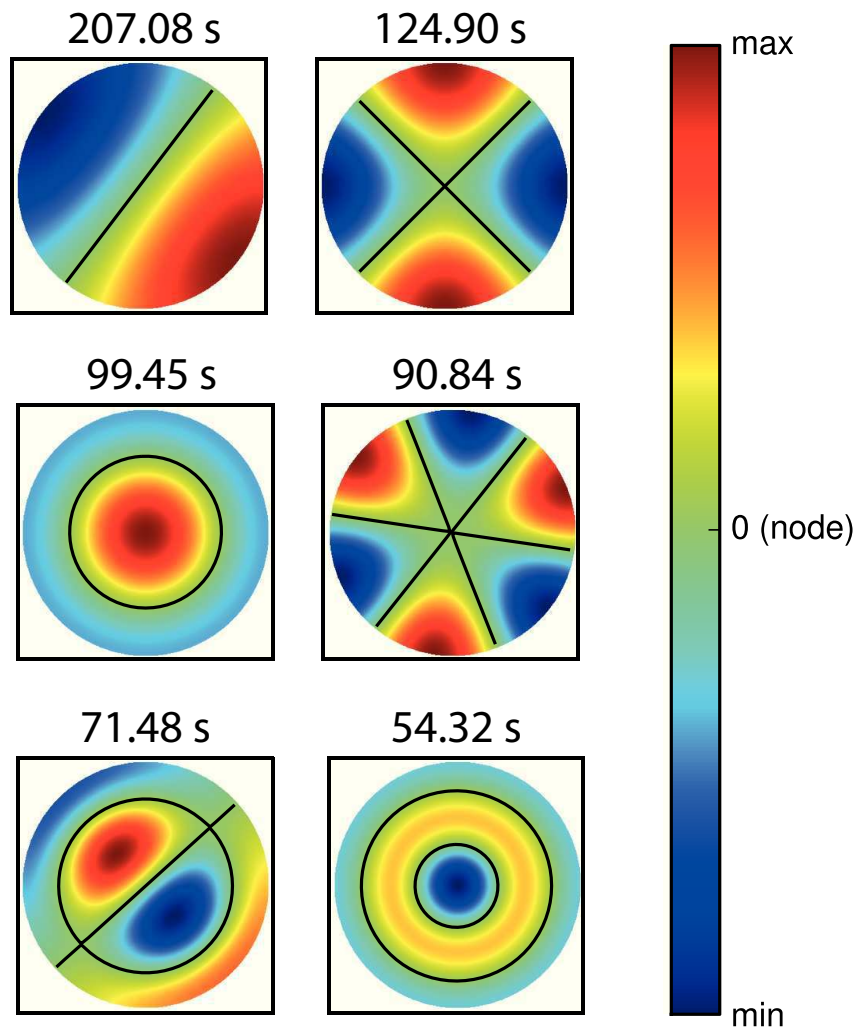


Figure 3.23 ► Determination of the resonant periods of a circular shaped basin of 1900 km radius and 100 m depth with the eigenfunction method. Only six modes are shown. Black lines represent nodes of the free oscillations

Comparison between both methods

To test our methods, we use a simple case following Yalciner & Pelinovsky (2007). It consists in finding the resonant frequency of a circular shaped basin of radius $a = 1900$ m and a constant depth $d = 100$ m. Solving the Helmholtz equation with cylindrical coordinates, we obtain that the elevation is given by the expression,

$$\eta(r; \theta; t) = J_s(kr) (A_s \cos(s\theta) + B_s \sin(s\theta)) \cos(\omega t), \quad (3.13)$$

as a function of r the radial distance, where θ is the angular coordinate, A_s and B_s are empirical constants, s denotes the order of the Bessel function J_s . Applying the Neuman boundary condition in Eq 3.13, we obtain the period equation

$$J'_s(kr)|_{r=a} = J'_s(ka) = 0 \quad (3.14)$$

So, the resonant period is given by,

$$T_{s,n} = \frac{2\pi a}{j_{s,n} \sqrt{gh}}, \quad (3.15)$$

with g the gravity acceleration and $j_{s,n}$ the n^{th} zero of the derivative of the Bessel function of the first kind and of order s . Table 3.5 shows these first computed theoretical periods.

The resonant periods were computed with both methods. Figure 3.22 shows the results of the spectral analysis method (described in part 3.4.3). Two numerical simulations were done with an initial gaussian-shape deformation characterized by a maximal amplitude of 1 meter located at the centre of the basin (Fig. 3.22a) and another one off-centred (Fig. 3.22b). For these two simulations, the amplitude spectra are represented at two locations: at the centre (in blue) and off-centre (in green). The black lines represent the first nine theoretical periods computed with Equation 3.15 (with the indices s and n varying from 0 to 2 as shown in Table 3.5). The analysis of this figure shows that, when the source is at the centre only a few of the modes are excited; while when the source is off centre more free oscillation modes are resolved.

Figure 3.23 represents six of the different eigenfunctions calculated using the method described in section 3.4.3. This computation was done using the PETSc and SLEPc MPI-

n / m	0	1	2	3	4
0		255.42	127.71	85.14	63.85
1	446.98	221.77	122.80	83.64	63.21
2	223.49	168.19	110.88	79.56	61.40
3	149.00	128.70	96.96	73.92	58.69
4	111.75	102.38	84.09	67.72	55.44

Table 3.6 ► First resonant period of a rectangular shaped basin of 7 km by 4 km and 100 m depth computed after Eq (3.16).

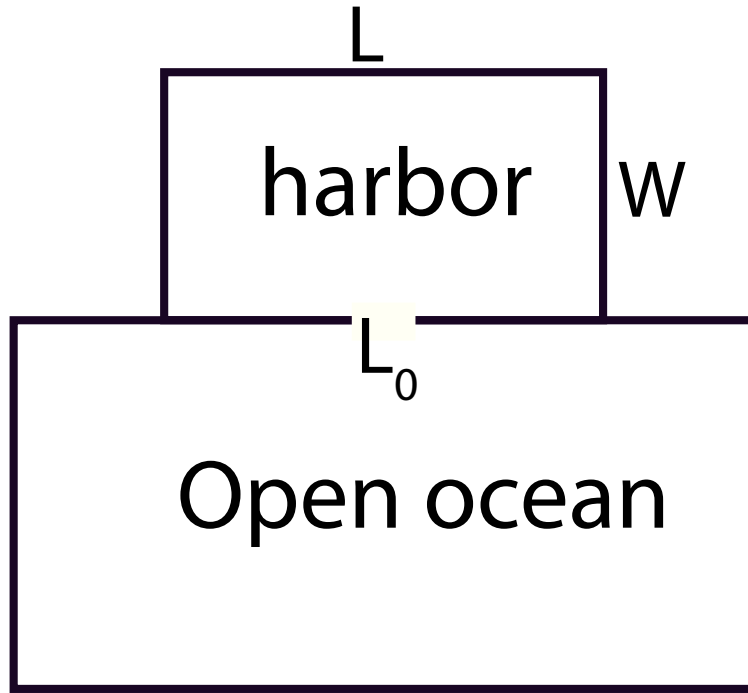


Figure 3.24 ► Configuration used for the simulation: a closed rectangular shape basin (7 by 4km) is connected to the open ocean (21 by 12 km) by a mouth of length l_0 .

libraries (Balay et al. 2008, Hernandez et al. 2005). It can be noted that both methods produce similar estimates of the eigenperiods.

Main differences come from the method which is used. In the first case, we use a dynamical method. This implies that there is a strong dependency between the result, the source used and the observation point. The centred source can only excite the radial free oscillation modes. An off-centred source can better resolve all the modes, but the effect of the observation point is important: if the observation point is located at a node of oscillation, this period can not be determined (see, for example, the 204 seconds mode absent on figure 3.22b for the blue point).

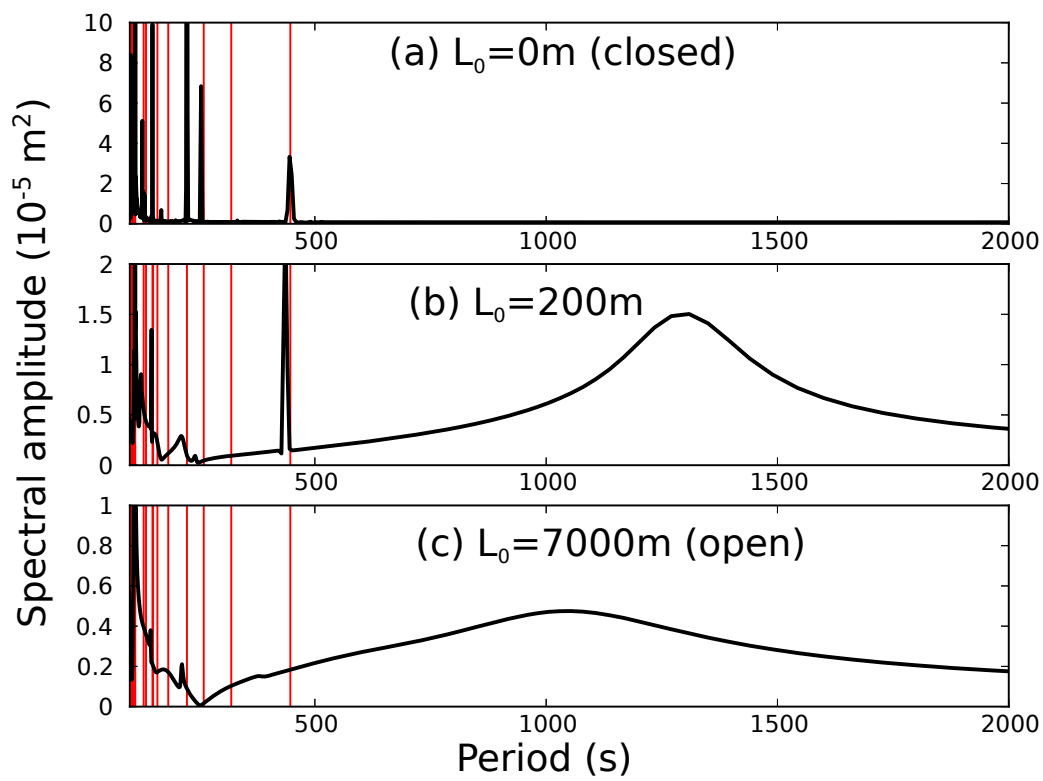


Figure 3.25 ► Determination of the resonant periods of a rectangular shape basin with different mouth dimension: (a) no mouth, (b) mouth of 200 m, (c) mouth of 7000 m (i.e. full open). Red lines symbolised the theoretical value for a closed basins (Eq 3.16) and Table 3.6.

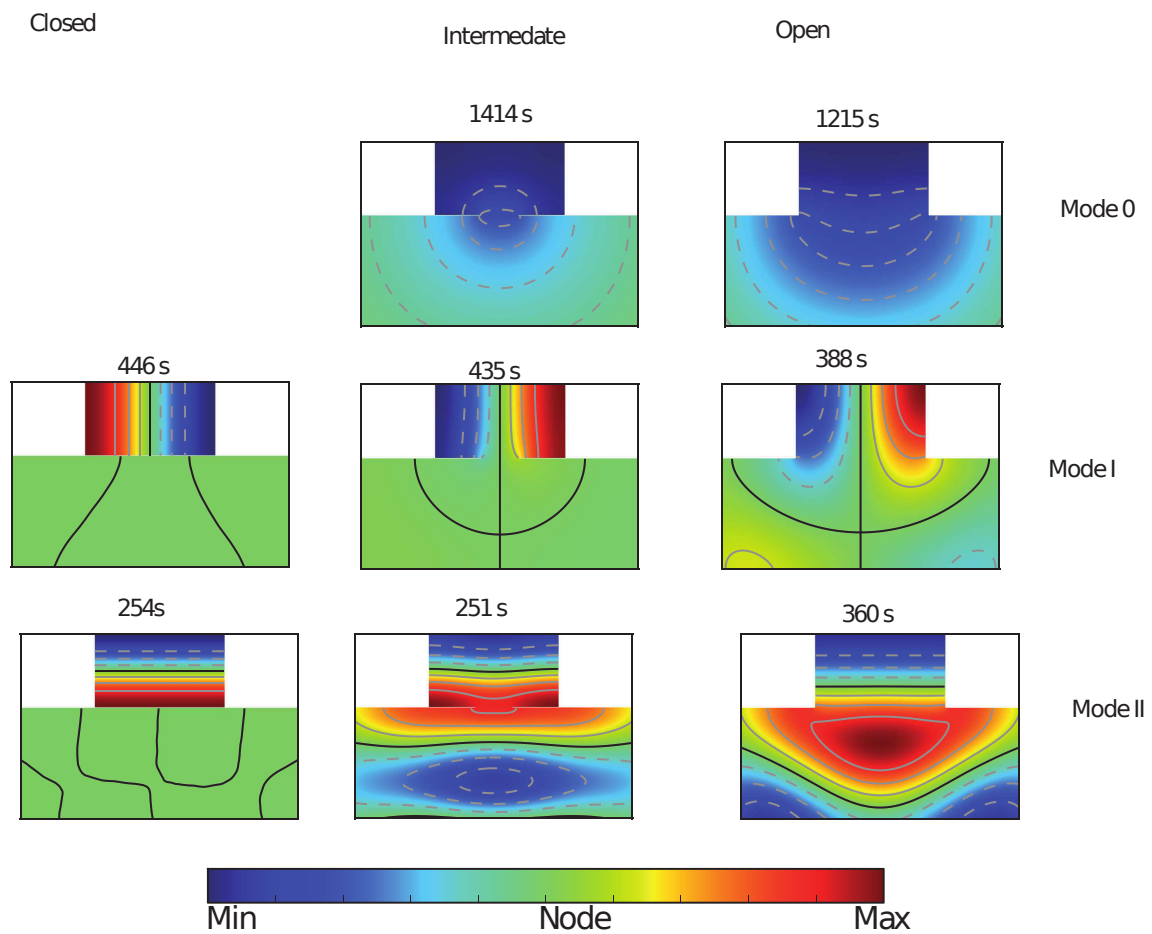


Figure 3.26 ► Determination of the resonant periods of an open rectangular shape basin using the eigen function methods, for the same configuration of Figure 3.25. The open ocean basin has been cut to better represent the inner basin. Only the 2 (3) first mode are represented.

Free oscillations of open bays

Up to now, we have studied closed bays. In the Marquesas, we are dealing with open bays; in this section, we will study the difference between closed and open bays on the free oscillation modes.

To study the effect of an open boundary, we consider a basin with a rectangular shape of length $L = 7$ km and width $W = 4$ km with a constant depth of 100 m. The resonant frequencies of such a rectangular basin are well known (Rabinovich 2009)

$$T_{n,m} = \frac{2}{\sqrt{gh}} \left(\frac{n^2}{L^2} + \frac{m^2}{W^2} \right)^{-1/2}, \quad (3.16)$$

where n and m represent the number of nodes along length and width, respectively. Table 3.6 shows the first computed theoretical periods.

Figure 3.24 shows the methodology that we use to study the effect of an open boundary. We insert an open segment on the previous rectangular shape at the middle of the length with a mouth of length L_0 toward an open basins (where the length and width are three times those of the closed basin) and with the same depth.

Figure 3.25 shows the spectral response of this geometry for different values of the L_0 from the fully closed basin (a), to a fully open basin (c). Red lines symbolise the value obtained using Equation 3.16. For the closed case (a), we have a good fit between the observed and theoretical values. By opening this geometry (case b), we observe that the peaks are wider and that the free oscillation periods are shifted toward lower values. We also observe that a new long period peak appears at approximately 1000 seconds. This new mode is characterized by a large band width. For the full open configuration (case c), only a few theoretical value are observed.

Figure 3.26 shows the results obtain using the eigen function method. Only the two or three first modes are displayed and the open ocean basin has been cut to better see the inner basin. For the closed basin case (a), we obtain results which are in good agreement with the theory. By opening the basin, these modes are slightly perturbed with the modification of the full-reflective condition of the South boundary, allowing an outflow of wave energy. The new mode (mode o, also called Helmholtz mode or pumping mode) is characterised by uniform oscillation of the inner basin. This mode cannot be observed in the closed basin due to the mass conservation principle. Due to the wider bandpass

of the resonant peak small differences could appear in the value obtained by the both methods.

The main effect of the opening of the basin is the leak of energy toward this open basin adding attenuation to the resonant oscillation which make it more complicated to identify. In the following, we will call this kind of oscillation “semi-free oscillation” or “semi-resonant period”.

3.4.4 Resonance modes and their azimuthal and distance dependence

Computational initial conditions

Methods presented in section 3.4.3 need to have a bathymetric grid to allow the computation. For the spectral analysis, we use a five level multi grid numerical simulation over the Pacific Ocean with resolution from 4' over the open ocean (domain show in figure 3.19) to 5 meters for the smallest grid (Figure 3.27). All grids are extracted for the GEBCO 30" dataset and previous studies (Hébert et al. 2001, Sladen et al. 2007). For the eigenfunction decomposition, we only need to use the last grid level.

Identification of the period of the semi resonant period

Figure 3.27a shows the different free oscillation modes for the Marquesas archipelago as a cumulative power spectral energy for each computational node for the Maule earthquake (seismic source proposed by Delouis et al. 2010b). Similar results were obtained using the tsunami due to the Samoa and Tohoku earthquakes. Despite the low resolution of our computational grids (space interval of 2 km), some spectral maximum values are located around Nuku Hiva and Hiva Oa island (see fig 3.19 for island location). For Hiva Oa (southern island) a resonance interaction is clearly located between Hiva Oa and Tahuata Island.

Figure 3.27b and 3.27c show the result of the eigenfunction investigation. The other way to compute free oscillations is represented in Figure 3.27d and 3.27e. The results of both methods are similar with a main semi free oscillation of 15 min for Nuku Hiva Island which can be explained by the main oscillation of the bay containing the tidal gauge (Figure 3.27b and 3.27d). Concerning Hiva Oa, the eigen value methods shows weak free oscillation periods of 20.5, 17, 13, 9 and 7 minutes. These results are similar to

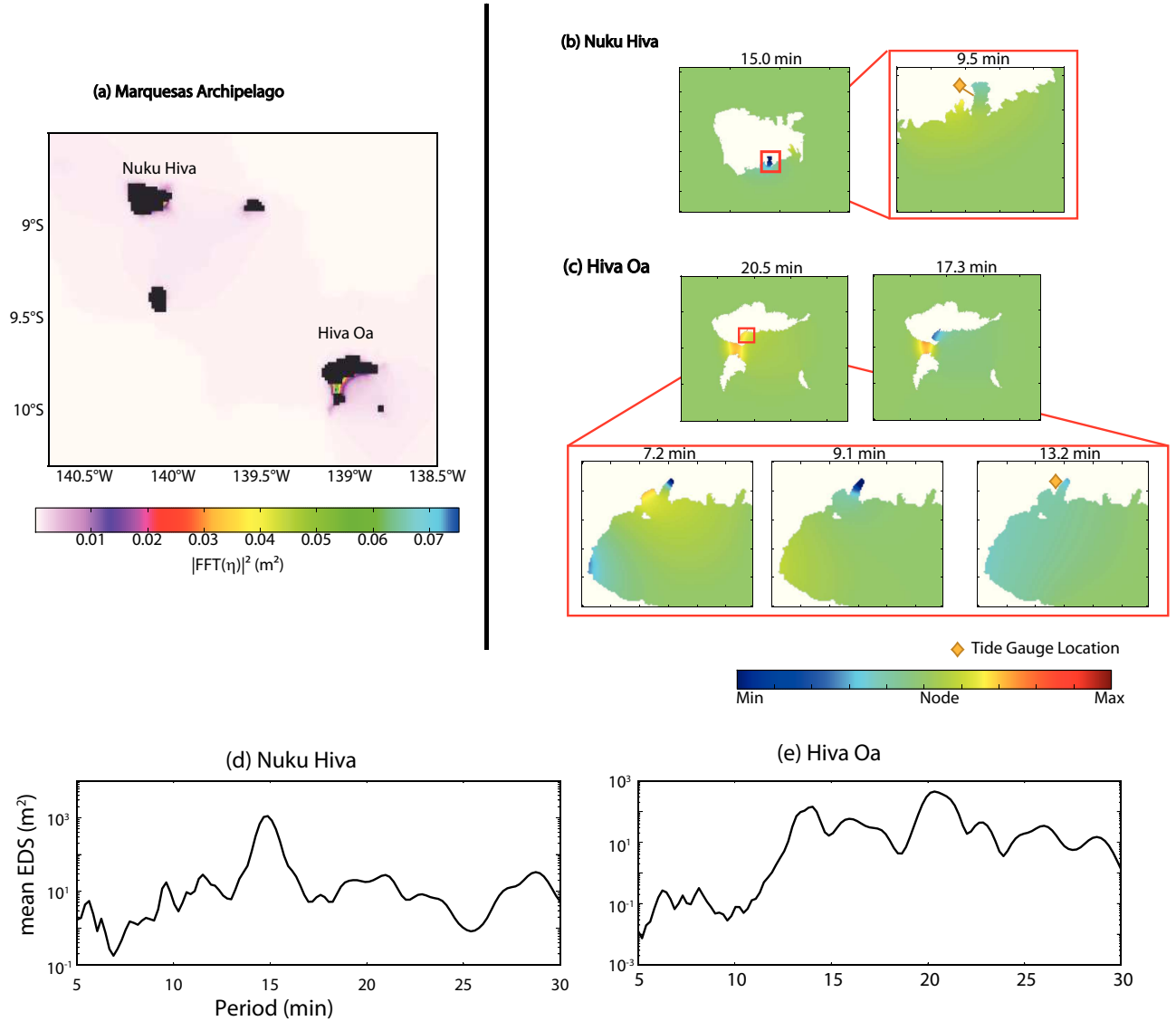


Figure 3.27 ► Different free oscillation modes for the Marquesas archipelago with (a) a view of all the archipelago using spectral analysis of a numerical simulation of the Maule event, (b) and (c) eigenfunction decomposition of the two main islands: Nuku Hiva (b) and Hiva Oa (a). Orange diamonds denote the location of the tidal gauges, (d) and (e) shows synthetic spectra computed with arbitrary source for Nuku Hiva and Hiva Oa.

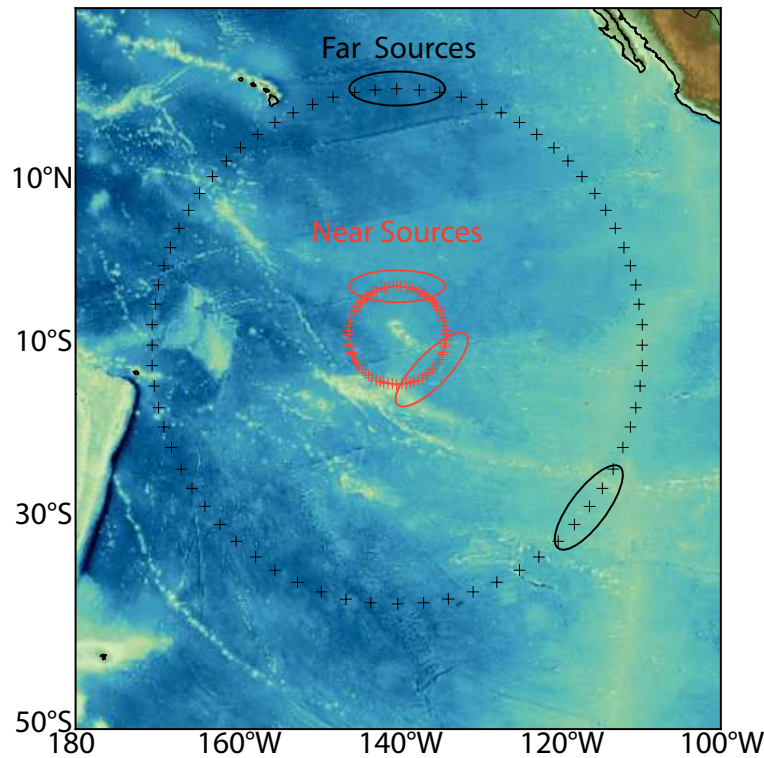


Figure 3.28 ► Location of the different sources used for the study of azimuthal dependence of the excitation of free oscillations in Nuku Hiva and Hiva Oa islands in two cases: far (in black) and near sources (in red). All centre of sources are represented.

those obtained from real tide gauge analyses on Figure 3.21. Only the main free oscillation modes related to the tide gauge data analysis are shown. The main oscillation of 20.5 minutes is not strong on the real tide gauge analyses (with a spectral range of 17 to 21 min). This implies that it is a highly dissipative free oscillation. This is confirmed in figure 3.27b where the 20.5 minute mode is an interaction between the islands of Hiva Oa and Tahuata. The other modes (7, 9 and 13 minutes) are related to the main bay where the tide gauge operates. This is consistent with the spectral analysis in Figure 3.27e which exhibits periods of 8, 10 and 13 minutes. As it was shown in section 3.4.2, there are differences in the spectral response for the three different tsunamis arriving from different azimuths relative to Marquesas: 110 to 120° for the Maule event, 250 to 260° for the Samoa and 300° for the Tohoku event.

Azimuthal dependence of the semi resonant modes

To study the azimuthal dependence of excitation of the free oscillations, the dynamical method of determination of free oscillations is required. 71 simulations of an initial Gaussian deformation surface were considered around the centre of the Marke-

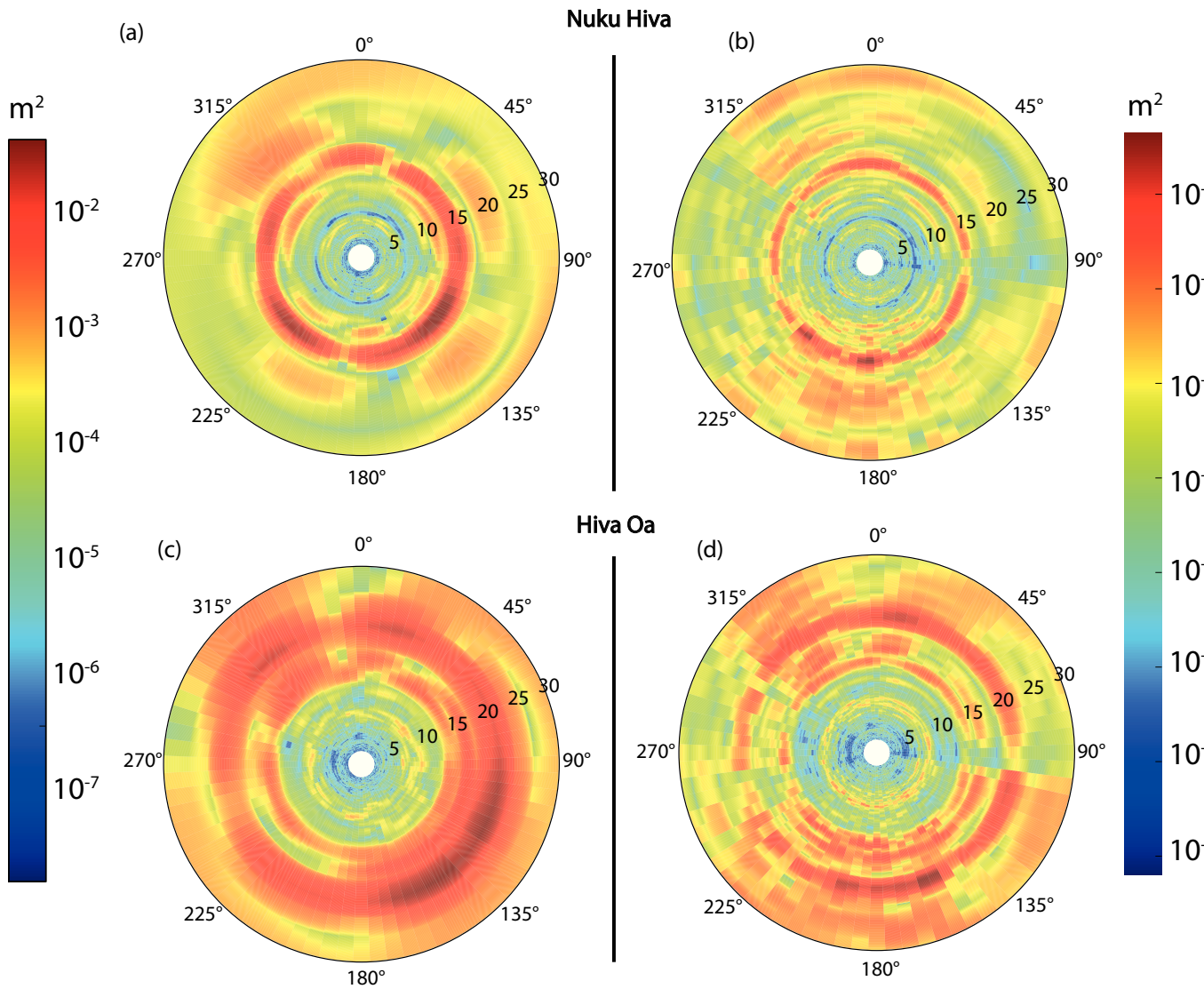


Figure 3.29 ► Polar plots of the power spectra depending on the azimuth (θ axis) and the periods (radial axis, in minutes) for different islands: a and b for the Nuku Hiva Island, c and d for the Hiva Oa Island. and for different source position: a and c for near sources, b and d for far sources (see Fig 3.28 for the source position).

sas archipelago with a rotation increment of 5° . All sources were designed with the same characteristics, i.e. a dimension 10° by 5° and oriented to maximize the impact in the Marquises (azimuth perpendicular to the ray). The source was taken to be big enough so that its dominant period (25 to 35 minutes) did not interfere with the eigenperiods of the different bays and islands. As suggested by Rabinovich (1997), the spectral content of a tsunami signal is the combination of the tsunami spectrum near the source region and the different response functions of the ocean, bays, and harbours. The study of the dependencies is made for both cases as shown in Figure 3.28. In the first one, the sources are close to the archipelago, which can reveal the interaction of the local bathymetry and structure of the Marquesas archipelago only. The second case, for more distant sources, was designed to demonstrate the influence of the more distant oceanic features (like far field diffraction, reflection).

Figure 3.29 shows the result of the azimuthal dependence for near sources (a for Nuku Hiva and c for Hiva Oa) and for far sources (b and d). These results are computed in the different bays where tide gauges are located and thus are not valid for the entire island. In this polar plot, the spectral amplitude is represented as a function of the geographic azimuth (positive eastwards) and the Fourier periods between 5 and 30 minutes.

For Nuku Hiva, in the near source case (Fig 3.29a), the results show a good agreement with the determination of the resonant frequency of the Taiohae bay. All the resonant periods that were determined in the previous section (with a theoretical approach, in section 3, or by the analysis of real tide gage data in section 2) are present with a main oscillation of 15 min which corresponds to the first mode of resonance of the bay. Periods greater than 25 minutes are related to the period of the initial sources that are used for this study. Looking at the first mode between 10 and 15 minutes of this bay (modes 0 to 2), we remark that the main oscillation at the 15 min period is almost always present, although attenuated for the azimuth of 20° , 190° and 320° . The other periods are not well resolved for azimuths North, Est, and West. The same analysis was done in the case of the Hiva Oa island (Fig 3.29c), and the main result is that the 22 min oscillation (resonant interaction between Hiva Oa and Tahuata) is more excited when the waves come from the Southeast side.

For distant sources, the spectral maxima of 20 to 30 minutes related to the source

vanish due to the longer propagation and the dissipation of wave energy. This results in more pronounced variations of the azimuthal dependency showing a complete minimum at all periods when the source is located at an azimuth of 90° (towards northern Peru) for both bays and a most important signature for the Southeast and South sources. A maximum of the spectral coefficients is observed for sources coming from south, but there are no known earthquake sources in that region. Comparing real tide gage data (fig 3.20 and 3.21) and azimuthal dependencies of the free oscillation, we find a good agreement. For the Samoa event (fig 3.20c and 3.21c), we notice that there is not a strong amplification of the free oscillation modes, but only a global amplification due to the increase of the tsunami wave energy. This feature can be found in the azimuthal dependency analysis in direction of 250 to 260° of the Samoa source. For the Maule event, the free oscillations of 15 and 8 minutes are excited at Nuku Hiva island, and the 22, 15 and 8 minutes at Hiva Oa. As for the Samoa event, these features are observed for the 110 to 120° azimuths corresponding to the Maule source. Lastly, for the Tohoku event observed at Nuku Hiva, we only observe an amplification of the 15 minute oscillation period, more pronounced for the Hiva Oa data, with an amplification of the 22, 15 and 8 minutes periods. This is observed when looking at the azimuth of this event (300 to 310°).

3.4.5 Discussion and conclusion

The main objective of this work was to study the free oscillations (eigenperiods) of tsunami waves in French Polynesia and more especially the Marquesas Archipelago, which is the most affected by tsunamis. This was carried out using data for three recent earthquake-generated tsunami events (Samoa 2009, Maule 2010, Tohoku 2011) for which red watch alert were issued by the Pacific Tsunami Warning centre and coastal evacuations.

The location of French Polynesia, in the middle of the Pacific Ocean, requires studies of tsunami effects as a function of the azimuth of the source. We note that for these three events, the excitation of free oscillation modes depends on the azimuth. The time series analyses presented in Figures 3.20 and 3.21 show that the relative excitation of the resonance periods varies according to the different sources: during high tides the background noise excited the free oscillations modes more than during low tide level.

In fact, the mean energy density of the main free oscillation mode during high tide is approximately 10 times higher than during low tide. Free oscillations are amplified by the injection of tsunami wave energy. Once the free oscillation are excited, they attenuate very slowly. In general, the modes persist for several days before returning to the background level.

Testing the influence of removing artificially some bathymetric features on tsunami (seamount), Kowalik et al. (2008) showed that tsunami energy is strongly linked to these bathymetric features. Comparing the evolution of spectrum for different bathymetric configurations, a better comprehension of the influence of the bathymetry could be obtained.

Independently of the fact that this study does not take into account the directivity of the tsunami source and its magnitude, the Tsunami Warning System for French Polynesia in place in Papeete could add the azimuthal dependencies of free oscillation to his warning system, in terms of amplification coefficients or to identify the bays or regions which need more effort to evacuate. The importance to study accurate prediction of late, damaging coastal waves after a large tsunamigenic earthquake was demonstrated by Yamazaki & Cheung (2011) who showed that the coupling of the shelf resonance and the fundamental oscillation mode in the Bay of Concepcion after the Maule 2010 earthquake resulted in the large unexpected wave that devastated the Talcahuano Harbor. Late tsunami arrivals have also induced damage in Crescent City (Dengler et al. 2008), or during the 2004 tsunami (Okal et al. 2006). In the Marquesas, a field survey showed that some little bays in the North of Hiva Oa had resonant response due to late wave arrivals of the 2010 Maule tsunami, more than three hours after the first arrivals (?).

While we have tested here a series of theoretical azimuths, a further step towards prediction would require to use the actual seismological source azimuths around the Pacific rim. Predicting the occurrence and amplitude of these resonances should also definitely help warning systems by assessing the amplification factor and providing the arrival time of late resonant waves.

In this study, we studied tsunami free oscillations in the Marquesas archipelago. The occurrence of three recent large tsunamis (Samoa 2009, Maule 2010, Tohoku 2011) allow us to use high quality recordings of the complete tsunami waves in the French Polynesia. We identify the different free oscillations modes in these records before and after the

tsunami arrivals. The energy added by the tsunami wave amplifies the free oscillations. After the identification of these resonant periods, that are independent of the source location, a site response study is performed to evaluate the azimuthal dependence of the excitation of free oscillations. For islands which are open to the ocean (like French Polynesia, Hawaii) the incidence direction of the tsunami wave (or source location) has a direct influence on the excitation of the free oscillation modes. This is due to the bathymetric configuration of these archipelagos (wave trapping between islands, reflection of wave). The present study demonstrates the dependence of the excitation of the mode of tsunami free oscillation on source location, hence on the arrival azimuth of the tsunami.

Aknowledgments

This work is supported by the French ANR program MAREMOTI under contract ANR-08-RISK-NAT-005-01. Computations were performed using HPC resources from GENCI-CCRT (Grant 2011-6702). Our study benefited from discussions with CPPT (D. Reymond) and from improvements by F. Schindelé, A. Loevenbruck and E. Quentel. We thank two anonymous reviewers for their constructive comments.

CONCLUSION DU CHAPITRE

- En champ lointain, les sources uniformes et détaillées conduisent approximativement les mêmes observations (hauteur d'eau maximales sur l'océan Pacifique, enregistrement DART, comparaison par rapport aux observations des îles marquises)
- L'observation de fréquences dominantes le long de la côtes chilienne est reliée aux modes de résonances entre la côte et la fosse de subduction. l'espace entre la côte chilienne et la fosse de subduction fait office de guide d'onde.
- Différents comportements sont observés sur les analyses des marégrammes des trois précédent évènements de l'archipel des Marquises.

APPLICATION DANS LE CADRE DE LA FRANCE MÉTROPOLITAINE

SOMMAIRE

4.1	MOTIVATION DE L'ÉTUDE	123
4.1.1	Le projet ANR Maremoti	123
4.1.2	Organisation du chapitre	124
4.2	MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS LA MÉDITERRANÉE	125
4.2.1	Données et observations du tsunami de Boumerdès–Zemmouri	125
4.2.2	Simulation numérique	127
4.2.3	Comparaison avec d'autres évènements	132
4.3	MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS L'ATLANTIQUE	137
4.3.1	Introduction	138
4.3.2	Observations along French Atlantic Coast in the 20th Century	140
4.3.3	Numerical simulation of tsunamis triggered by earthquakes off-shore Portugal	147
4.3.4	Results	150
4.3.5	Discussion	154
4.3.6	Conclusion	158
	CONCLUSION	160

4.1 MOTIVATION DE L'ÉTUDE

Toutes les bases de données disponibles, ainsi que les événements historiques connus, indiquent que le risque tsunami est non négligeable en mer Méditerranée et dans le nord est de l'océan Atlantique.

La mer Méditerranée se trouve à la limite entre la plaque africaine et la plaque Eurasiatique. C'est l'un des endroits les plus compliqués du point de vue géologique et géodynamique. Elle est le vestige du domaine de la Thétys qui s'est fermé il y a 30 – 35 millions d'années, par le rapprochement des plaques africaine et eurasiatique.

Actuellement, la Méditerranée est toujours une zone sismique active avec une sismicité modérée sur la partie occidentale et une sismicité forte sur la partie orientale. Les séismes importants ($M_w > 6$) sont principalement localisés au niveau de l'Italie dans la région de la Sicile avec de nombreux tsunamis dans le détroit de Messine le 11 janvier 1693 ($M_w 7.5$), 5 février 1783 ($M_w 6.9$) et le 28 décembre 1908 ($M_w 7.1$) avec donc une période de récurrence de l'ordre de 100 ans (Gerardi et al. 2008) et dans la zone de subduction hellénique (Crête 365, Rhodes 1303). En revanche, la Méditerranée occidentale est moins exposée à des événements tsunamis extrêmes générés par des séismes. De nombreux tsunamis générés par des séismes modérées (magnitude inférieure à 7) ont été recensés.

L'océan Atlantique est bordé de marges passives à l'exception de deux zones spécifiques : la subduction des petites Antilles (Caraïbes) et l'extrémité de la zone de fractures Açores–Gibraltar (marge sud ouest portugaise). C'est sur cette dernière que se produisit le tsunami du 1^{er} Novembre 1755 qui toucha une grande partie de la côte Nord Est Atlantique du Maroc à Cornwall (Angleterre).

4.1.1 Le projet ANR Maremoti

C'est à la suite de l'ANR–CATELL TSUMOD (2005-2008) qui visait à améliorer les connaissances de la source et de la dissipation du littoral pour la modélisation de tsunamis, en complément du projet Européen TRANSFER, que le projet MAREMOTI s'est mis en place. Il a pour objectif d'améliorer la connaissance de l'aléa tsunami sur les côtes de France métropolitaine. Il est composé de cinq thèmes majeurs :

Marégraphie et observations du niveau de la mer ayant pour but de rechercher les enregistrements historiques et caractériser les sources ;

Observations historiques et géologiques visant à compléter les bases de données dans plusieurs domaines et d'en déduire des périodes de récurrence ;

Modélisation numérique dont l'objectif est de concevoir des outils pré-opérationnels pour les centres d'alerte aux tsunamis et d'élaborer une méthodologie pour les études détaillées.

Scénarios de base pour les études du risque pour certaines régions sismotectoniques ;

Étude de vulnérabilité pour des sites choisis en mer Méditerranée et en Atlantique.

Le projet rassemble neuf partenaires nationaux (CEA, ENS, SHOM, Université de La Rochelle, GEOLAB, Université Paris 1, Géosciences Consultant, GESTER – Université de Montpellier) et un partenaire étranger (Université de Lisbonne). Quatre utilisateurs finaux ont été identifiés : la commune de Cannes, la Protection Civile des Alpes Maritimes et le système d'alerte aux tsunamis (en France métropolitaine comme en Polynésie Française).

4.1.2 Organisation du chapitre

La suite du chapitre est consacrée à deux études de cas dans le cadre de l'estimation du risque tsunamis sur les côtes de France métropolitaine. La partie 4.2 reprend le tsunami généré par le séisme de Boumerdes–Zemmouri du 21 Mai 2003. Les différents modèles de sources disponibles seront testés afin de valider les observations sur les côtes françaises. La partie 4.3 traite plus généralement du risque tsunami sur la côte atlantique en testant différents événements provenant de la zone du Golfe de Cadix aux Açores.

4.2 MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS LA MÉDITERRANÉE

4.2.1 Données et observations du tsunami de Boumerdès–Zemmouri

Les sources disponibles

Il existe dans la littérature de nombreuses études de la source du séisme, résultant de l'inversion de données GPS, sismologiques, et Insar (e.g. Delouis et al. 2004, Meghraoui et al. 2004, Yelles et al. 2004, Semmane et al. 2005). Nous allons aussi utiliser la source de Bezzeghoud qui n'a pas été publiée, mais que l'on retrouve dans Alasset et al. (2006). Le Tableau 4.1 présente les principales caractéristiques des différentes sources qui seront utilisées dans la suite de ce rapport. Nous pouvons remarquer que les différentes sources ont des caractéristiques relativement similaires. La localisation de l'événement pour la plupart des études citées est issue de l'analyse de Bounif et al. (2004). Seule l'estimation de Semmane et al. (2005) est bien différente des autres puisqu'elle propose un épipcentre à 16 km de profondeur et une magnitude supérieure (7.1) à celle communément admise (6.9).

La complexité de la zone suscite encore actuellement de nombreux débats sur la détermination de la faille qui a généré ce séisme.

	de segments	Lat	Lon	Depth (km)	Dimension long*largeur (km)	Mw	Mécanisme (Strike/Dip,/Rake)
Yelles et al. (2004)	1	36.91°N	3.56° E	9	32 x 14	6.8	60/42/84
Semmane et al. (2005)	128	36.83°N	3.65°E	16	64 x 32	7.1	54/47/90
Delouis et al. (2004)	40	36.83°N	3.65°E	6	60 x 24	6.9	70/45/95
Bezzeghoud dans Alasset et al. (2006)	234	36.83°N	3.65°E	8	50 x 16	6.7	64/50/111
Meghraoui et al. (2004)	10	36.83°N	3.65°E	8	54 x 15	6.8	54/50/90

Table 4.1 ► Liste résumant les différents modèles existants

La Figure 4.1 montre les différentes distributions de déformation initiale générée par les différentes sources proposées dans la littérature. Cette déformation a été calculée en utilisant les formules analytiques de déformation d'un espace semi-infini homogène d'après les formules d'Okada (1985). Même si les paramètres des failles sont relativement proches, les différences sur les déformations initiales du tsunami sont importantes. Même si l'amplitude maximale de la déformation initiale atteint 1 mètre pour toutes les sources, la position des différentes sous-failles fait que cette initiation est plus ou moins localisée en mer, comme c'est le cas pour la source de Semmane et al. (2005), mais pas pour celle de Bezzeghoud. De manière générale, les sources de Delouis et al. (2004) et

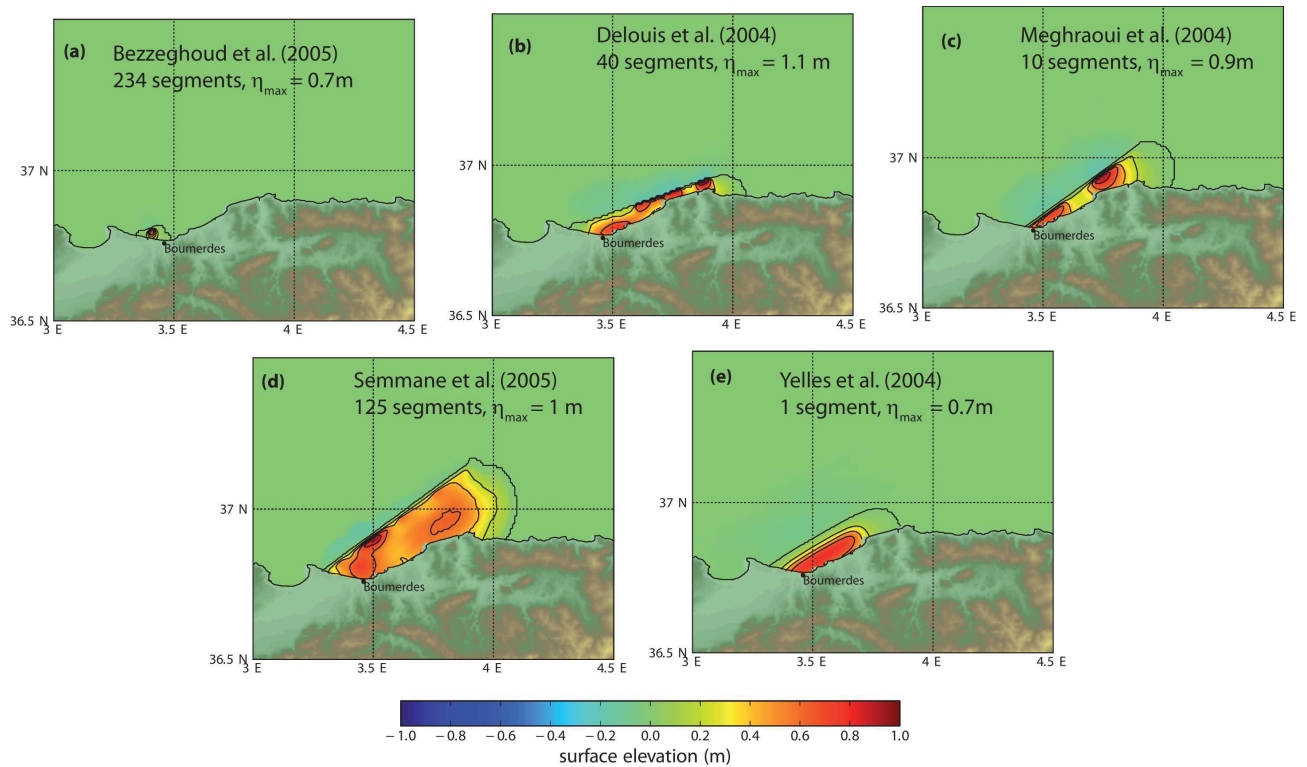


Figure 4.1 ► Les différentes surfaces de déformation en mer générées par les sources utilisées. Les calculs de la déformation de surface ont été faits par les formules d'Okada (1985)

Meghraoui et al. (2004) montrent deux zones de soulèvement à l'Est et à l'Ouest de la zone de rupture. La source de Delouis et al. (2004) est parallèle. Elle présente l'hypocentre le plus proche de la surface, avec un maximum à l'est. La source de Meghraoui et al. (2004) met en évidence deux zones de rupture proches de la côte à l'ouest et une déformation plus en mer que celle de Delouis et al. (2004). Les sources de Semmane et al. (2005) et Yelles et al. (2004) ont des positionnements plus en mer qui s'accordent mieux avec les interprétations des sondages et des campagnes de sismique marine (Deverchère et al. 2005). L'inversion effectuée par Semmane et al. (2005) montre un glissement sur une faille importante et profonde avec des caractéristiques proches de celle de Meghraoui et al. (2004). A l'opposé, la source proposée par Yelles montre un glissement uniforme et homogène sur l'ensemble de la faille. Enfin, la solution source de Bezzeghoud et al. (2005) montre une déformation très localisée et la plus à l'Ouest dans la zone de déformation, sans trop de déformation dans la partie centrale.

L'enquête de terrain sur les côtes françaises

Dans le cadre de l'étude des impacts du tsunami sur les côtes françaises, une enquête de terrain a été effectuée par Alexandre Sahal, géographe, en Mai 2007 (Sahal et al. 2009,

Sahal 2011). Pendant trois mois, il s'est rendu sur le terrain afin de collecter un maximum de témoignages sur l'évènement. Certes, l'enquête a été mise en place tardivement et certains témoignages sont à nuancer, mais les institutions maritimes (capitainerie, CROSS, sémaphores, ...) disposent de carnets de bord utilisés pour noter tous les évènements anormaux survenus dans le port. Sur les 135 ports couvrant la côte méditerranéenne française, 66 avaient la capacité d'observer des évènements marégraphiques nocturnes (les simulations montrent les premières arrivées sur les côtes françaises à partir de 21h, heure locale). Sur ces ports, seulement 8 ont rapporté des faits pouvant être attribués au tsunami. Ces ports sont localisés sur la partie Est de la côte d'Azur entre le Lavandou et Menton (Figure 4.2). De manière générale, les hauteurs d'eau rapportées atteignent le mètre, et les temps d'arrivée du tsunami coïncident avec les estimations des temps de trajets. Cependant, des excitations anormales furent observées plusieurs heures (3 à 4 heures) après les premières arrivées.

L'enregistrement de Sète

Dans le cadre de ce projet, nous avons effectué une étude détaillée du marégramme de Sète. Afin de pouvoir traiter les données correctement, nous avons interpolé les données à un pas de 2 minutes puis filtré à l'aide d'un filtre passe bas de type Butterworth avec une période de coupure de 3 heures. La phase d'échantillonnage/interpolation de ce marégramme fut essentielle car les données sont enregistrées avec des pas de temps variables en fonction de la variation du niveau d'eau entre deux mesures successives. La Figure 4.3 montre l'analyse en ondelette de Morlet de l'enregistrement du mois de Mai 2003 (a) avec un détail sur les trois jours contenant le signal du tsunami (b). Dans ce cas précis, le signal du tsunami ne se distingue pas trop des autres évènements de surcotes que l'on observe au début du mois de mai 2003.

4.2.2 Simulation numérique

Pour ces tests, le jeu de grilles choisi est celui qui a été utilisé dans le cadre de l'étude des performances. Il consiste en un jeu de 21 grilles contenant 3 branches de calculs, avec une grille principale d'une résolution de 30'' (Figure 4.4) couvrant la méditerranée occidentale. De là, partent trois branches distinctes. La première couvre les Baléares principalement, sur le port de Palma (Majorque) et sur Mahon (Ibiza) (grilles develop-

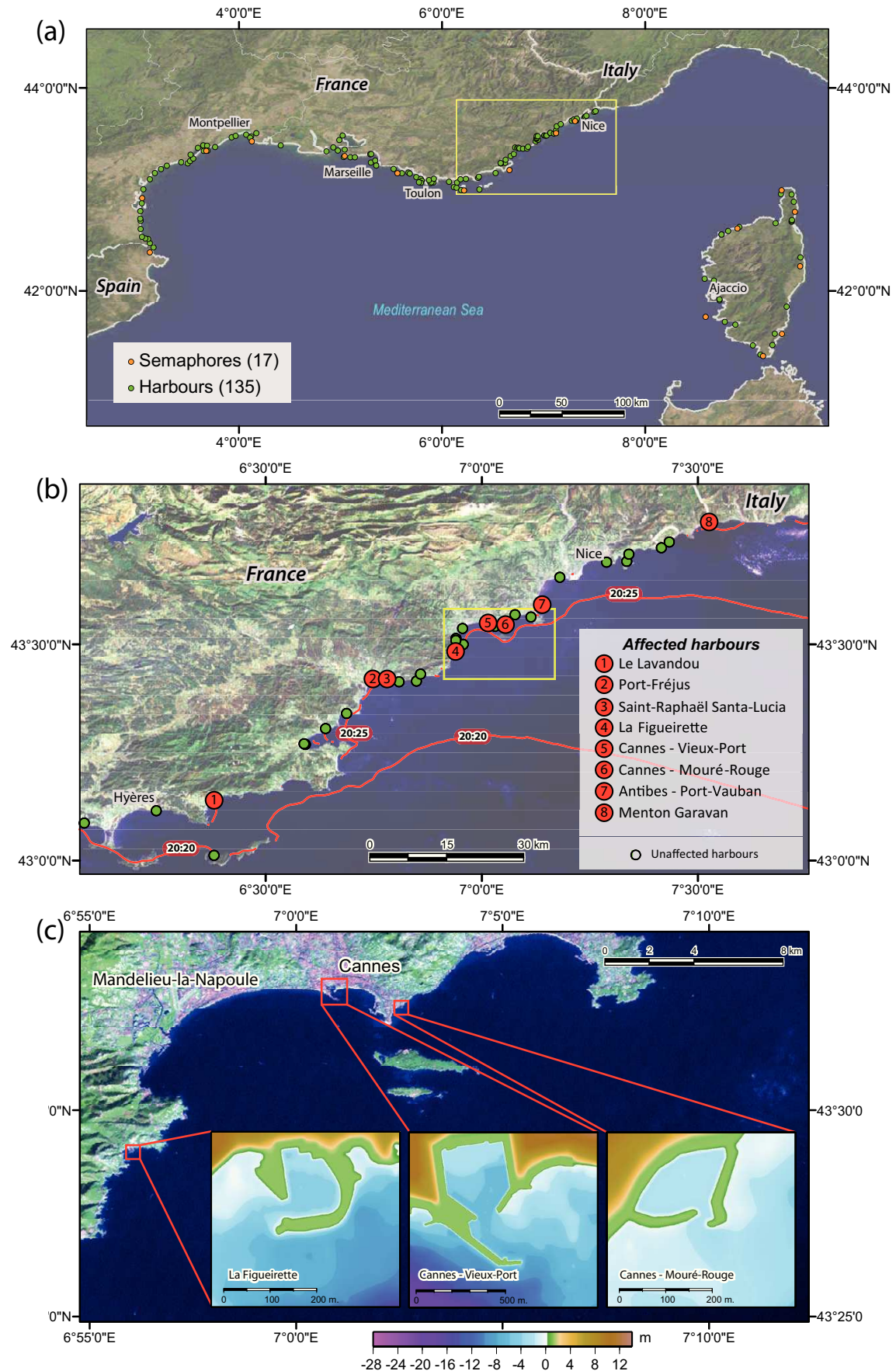


Figure 4.2 ► Résultat de l'enquête de terrain : (a) l'ensemble des ports/sémaphores interrogés, (b) zoom sur la côte d'Azur où les ports ont ressenti des effets du tsunami, (c) (adapté de Sahal et al. 2009)

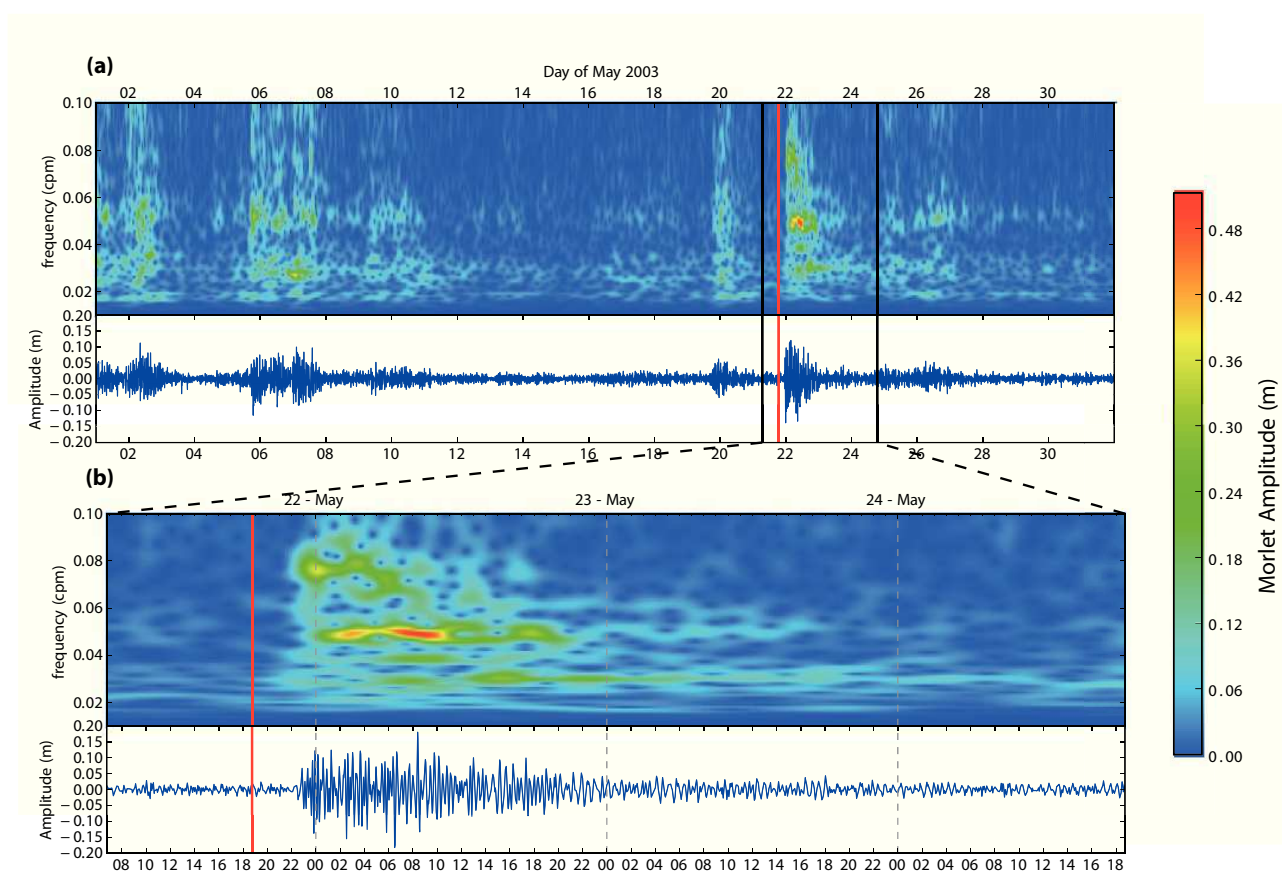


Figure 4.3 ► Un mois d'enregistrement (mai 2003) sur le marégraphe de Sète puis un zoom sur les 3 jours entourant le tsunami avec une représentation en ondelette

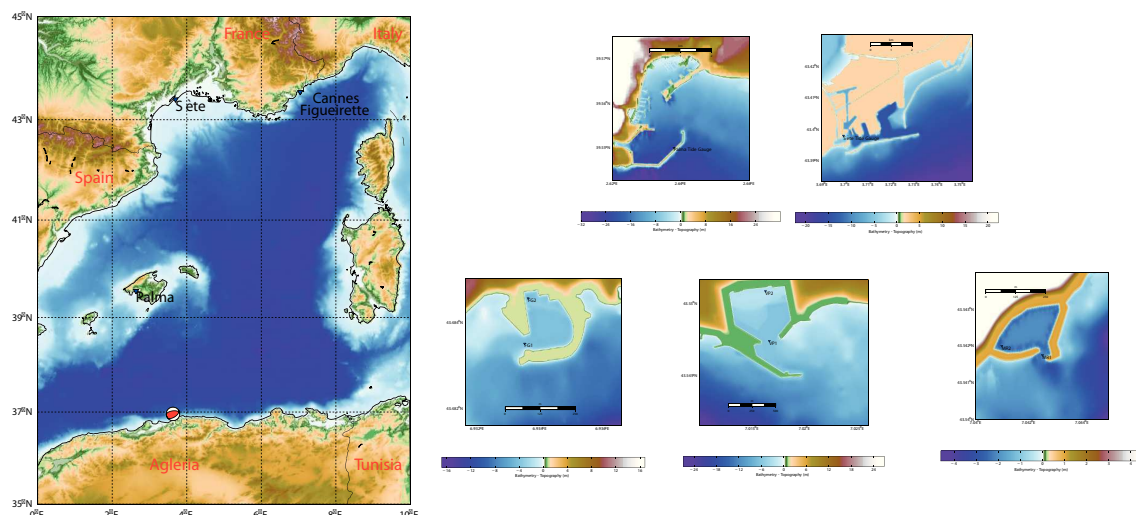


Figure 4.4 ► Grilles de calculs utilisées pour la simulation numérique. Seule la grille principale et quelques grilles de résolutions fines sont représentées.

pées dans le cadre du projet TRANSFER). La seconde branche couvre le Golfe du Lion avec des grilles plus détaillées sur le port de Sète, grilles construites dans le cadre de cette thèse. La dernière branche couvre la côte d’Azur avec des détails sur les ports de Cannes, Nice, Villefranche et Antibes (Sahal et al. 2009, Labbé et al. 2012). L’ensemble des grilles fines présentent une résolution comprise entre 3 et 10 mètres. Certaines de ces grilles sont reproduites sur la Figure 4.4.

Le résultat des simulations numériques sur la grille couvrant la Méditerranée occidentale est présenté sur la Figure 4.5 par la hauteur maximale de l’onde tsunami. Le comportement général des différentes sources montre clairement une forte directivité des amplitudes maximales vers les Baléares, comme montré par de précédentes études (Alasset et al. 2006, Sahal et al. 2009). Cette remarque découle principalement de l’orientation (azimuth) de la faille. D’après ces figures, les côtes françaises ne semblent pas trop affectées par le tsunami. Des zones d’amplifications peuvent être observées à l’approche des côtes françaises, le long de canyons sous-marins. La Figure 4.5 montre aussi de fortes amplitudes le long de l’Espagne, la Sardaigne, et la Corse. Ceci peut être expliqué par les Baléares qui absorbent une bonne partie de l’énergie, par l’effet de la marge continentale, ainsi que par la largeur de celle-ci. La source de Semmane et al. (2005) est celle qui génère la plus importante distribution d’hauteurs maximales. Cette dernière est la seule à prédire des amplitudes relativement importantes le long des côtes françaises comme reproduit sur la Figure 4.6. Sur cette figure, l’est de la côte française

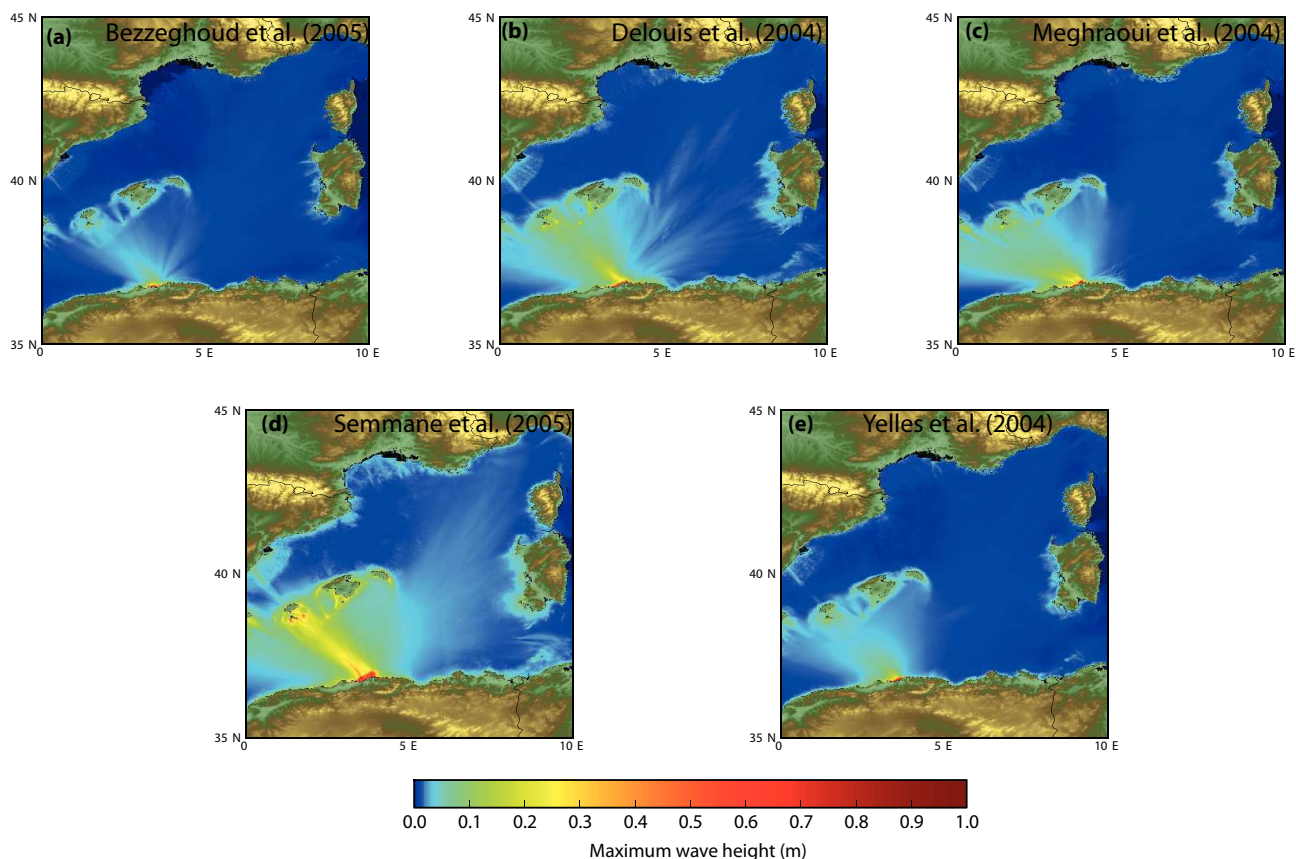


Figure 4.5 ► Hauteur d'eau maximale estimée par chacune des sources testées au bout de quatre heures de propagation

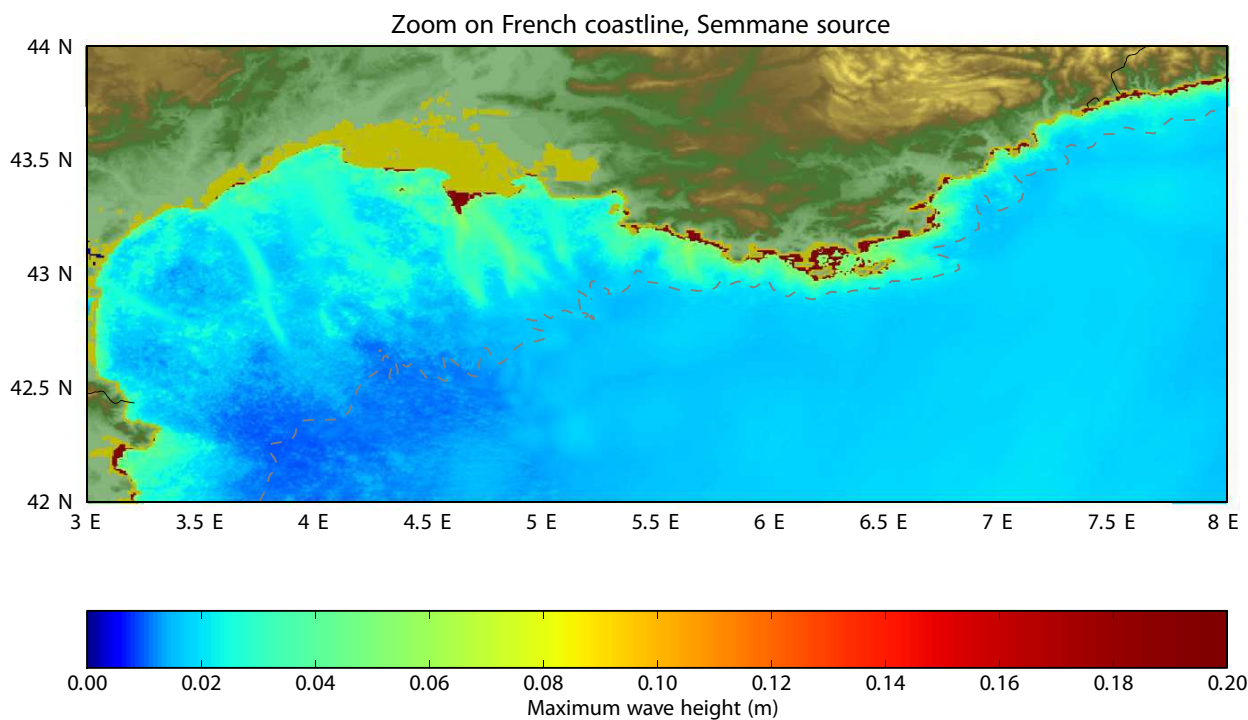


Figure 4.6 ► Détail sur la côte française, la source de Semmane et al. (2005) est utilisée. Les zones où l'impact est le plus important sont situées sur la côte d'Azur, ce qui est en accord avec l'enquête de terrain (Figure 4.2). La ligne en pointillée correspond à la position de la marge continentale

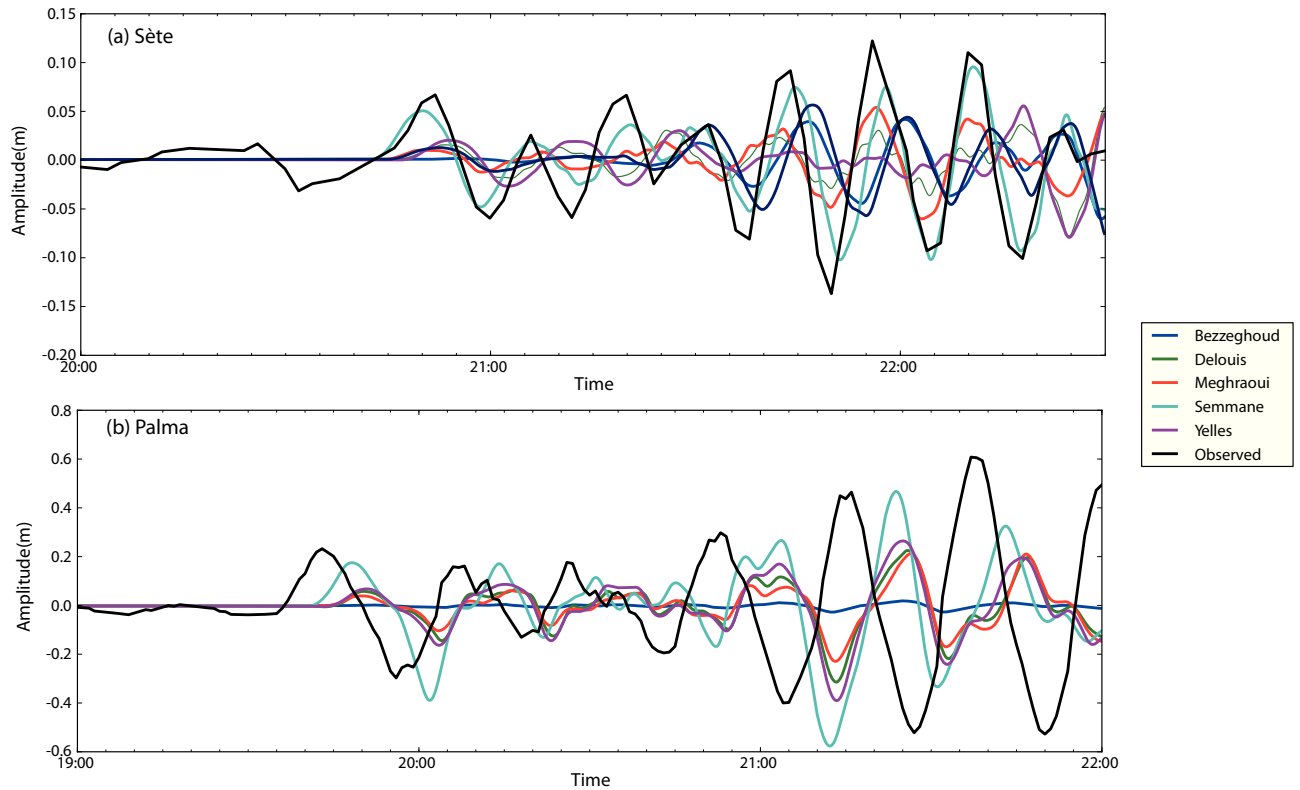


Figure 4.7 ► Comparaison entre les enregistrements réels sur les marégrammes de Sète (a) et de Palma (b) par rapport aux différentes sources testées

est la plus touchée, ce qui est en accord avec l'enquête de terrain (Sahal et al. 2009, Sahal 2011).

La Figure 4.7 montre la comparaison entre les marégrammes synthétiques générés par nos simulations et les données réelles. L'enregistrement de Sète est bien reproduit par la source de Semmane et al. (2005) pendant plus d'une heure. Quand à l'enregistrement du port de Palma, un décalage de 15 minutes est constamment présent. D'autres comparaisons peuvent être trouvées dans Alasset et al. (2006). De manière générale, la source Semmane et al. (2005) arrive à mieux reproduire les différentes observations.

4.2.3 Comparaison avec d'autres évènements

Pour avoir une meilleure idée de l'aléa le long des côtes françaises, d'autres évènements ont été simulés. Le premier est un scénario hypothétique d'une magnitude de 7.5 au nord d'Alger et le second reprend les sources du séisme de Djidjeli ($M_w \approx 7.3$) qui se produisit dans la nuit du 21 au 22 août 1856 (Roger 2008, Yelles-Chaouche et al. 2009, Harbi et al. 2010). Le tableau 4.2 reprend les caractéristiques des sources sismologiques

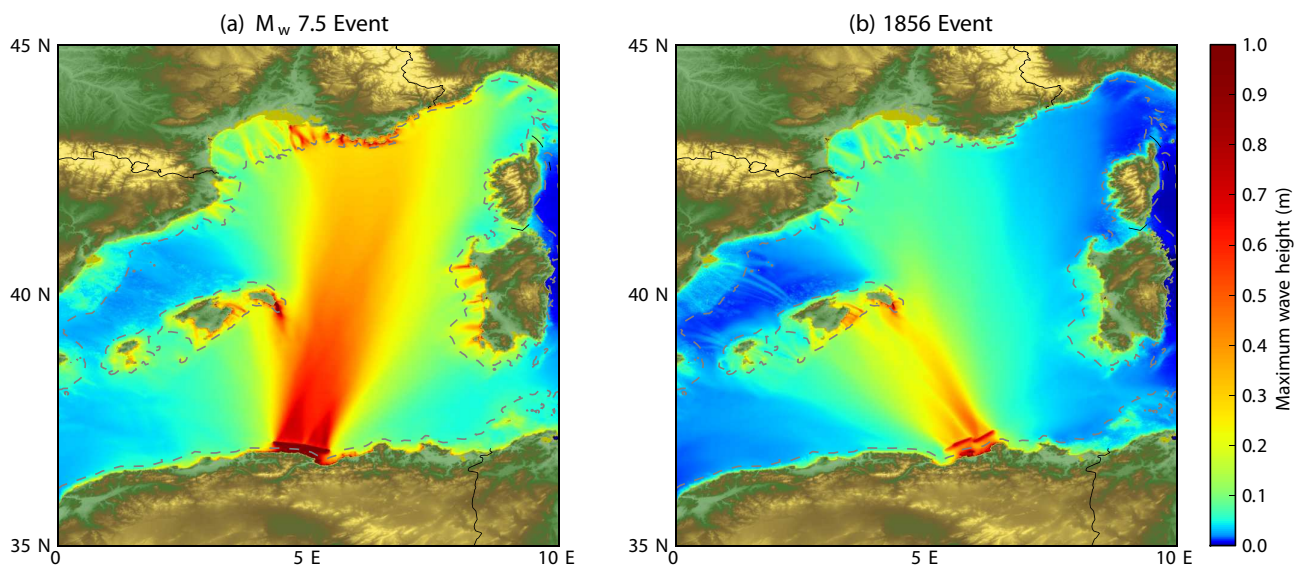


Figure 4.8 ► Deux autres évènements testés, (a) un séisme hypothétique de $M_w = 7.5$ au nord d'Alger, (b) le séisme de Djidjeli

utilisées. Ces évènements ont une magnitude supérieure à celui de 2003. La figure 4.8 représente les hauteurs d'eau maximales attendues sur le bassin méditerranéen après 4 heures de propagation. L'évènement de 1856 impacte principalement l'île de Minorque et Majorque. Des amplifications sont aussi visibles dans le golfe du Lion. L'évènement hypothétique de magnitude 7.5 affecte plus la côte d'azur. Des zones d'amplifications sont cependant visibles dans le golfe du Lion

Event	Lon (°)	Lat (°)	Depth km	Slip m	strike/dip/rake (°)	Length km	Width km	Magnitude
$M_w 7.5$	4.55	37.000	10.	2.5	97/40/90	50	25	7.5
	5.10	36.92	10.	2.5	105/40/90	50	25	
1856	5.4764	36.95	10	1.0	55/40/90	25	20	7.3
	5.736	37.0791	10	1.5	65/40/90	33	20	
	6.15	37.1784	10	1.5	55/40/90	44	20	

Table 4.2 ► Paramètres de failles des deux scénarios supplémentaire utilisé

La Figure 4.9 représente les hauteurs d'eau maximales attendues sur l'ensemble des côtes françaises. De manière générale, un comportement identique est observé avec de nombreuses amplifications le long des canyons sous marins. L'analyse des figures indique que l'impact est plus important par rapport à la source de 2003 (Figure 4.6). Ceci se justifie par la plus faible magnitude de l'évènement de 2003 et les différentes orientations des failles. La source de 1856 prédit des amplitudes maximales au large de plus de 50 cm entre Sète et Nice. La source de magnitude 7.5 prédit des amplitudes supérieures

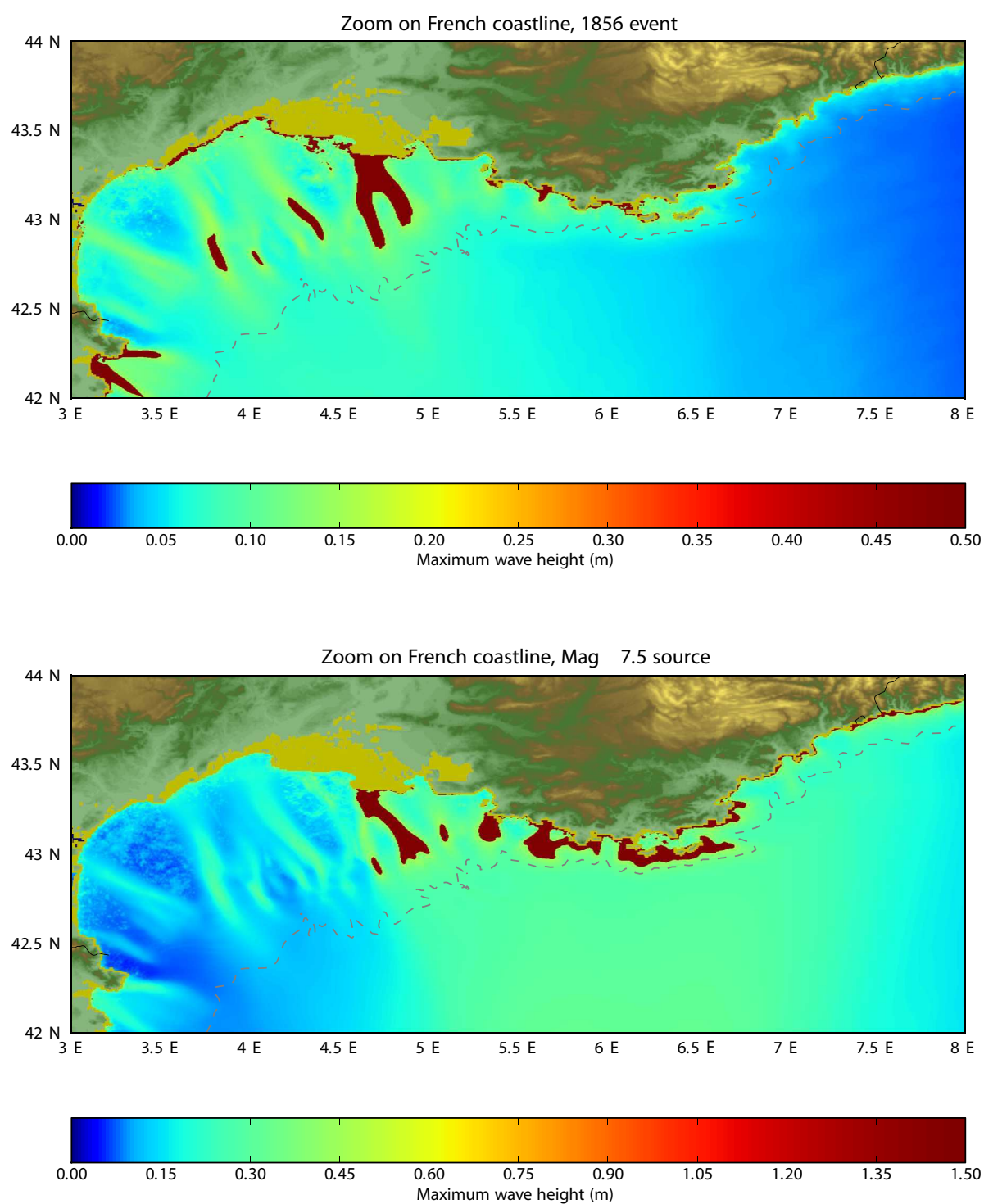


Figure 4.9 ► Détail sur la côte française pour les sources de 1856 et la source hypothétique de magnitude 7.5. L'impact est plus étendu que pour la source de 2003.

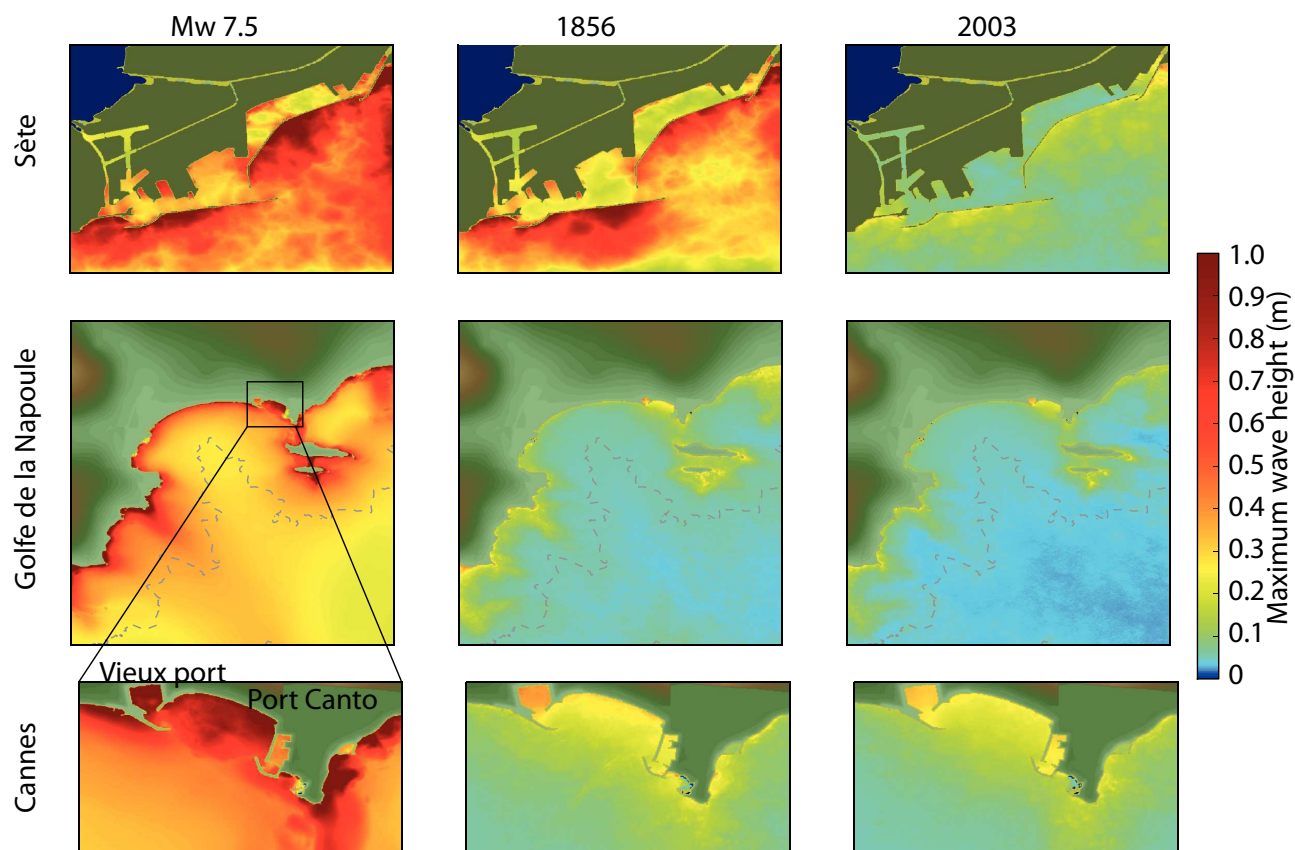


Figure 4.10 ► Détail sur les sites de Sète et de Cannes pour les trois évènements étudiés.

à 1.50 m (allant jusqu'à 2 m) sur les trois quarts des côtes françaises (approximativement de Marseille à la frontière italienne).

La figure 4.10 représente les hauteurs maximales prédites par la simulation numérique pour les trois évènements étudiés sur deux sites distincts : Sète dans le Golfe du Lion et Cannes sur la Côte d'Azur (localisé sur la Figure 4.4). L'analyse de ces différentes figures montre que les nombreuses digues de protection du port de Sète semblent protéger correctement les ports. Le site de Sète est aussi l'un des sites où les hauteurs maximales prédites pour le séisme de 1856 et celui de magnitude 7.5 sont assez semblables. Pour le site de Cannes, ce sont plutôt les scénarios de 1856 et 2003 qui se ressemblent. Dans le golfe de la Napoule, une interaction semble agir entre les deux îles du Lérin (au sud de Cannes) et la côte. Ces îles semblent protéger le versant est de Cannes.

L'annexe A reprend plus en détail l'article publié de Natural Hazards and Earth System Sciences (Sahal et al. 2009) sur la modélisation de l'évènement de 2003 et la comparaison par rapport à l'enquête de terrain.

4.3 MODÉLISATION D'ÉVÈNEMENTS DANS L'ATLANTIQUE

La partie qui suit traite du risque tsunami sur la côte Atlantique française. C'est la première étude mêlant observations et modélisations sur la région. Actuellement, nous disposons de peu d'information sur le risque tsunami dans cette région. Dans le cadre du projet MAREMOTI, nous avons, à l'aide du SHOM, retrouvé quelques enregistrements marégraphiques des stations ayant potentiellement enregistré des évènements tsunamis au cours des XIX^e et XX^e siècle. De nombreux évènements tsunamigéniques ont été répertoriées dans la zone entre Gibraltar et les Açores tels que les séismes de 1941, 1969, 1975 ... Ainsi que le tsunami généré par le glissement de terrain engendré par un séisme au large de Terre Neuve en 1929. Parmi les enregistrements historiques récoltés, aucun d'eux ne présente de trace évidente de tsunami, laissant penser que les côtes atlantiques françaises sont relativement bien protégées. Afin de valider l'absence d'observation sur ces enregistrements, nous avons effectué des simulations d'évènements dans la zone de fracture la plus active de l'atlantique, entre Gibraltar et les Açores. Parmi ces évènements, nous avons sélectionné ceux de 1975 et 1969. Finalement, des simulations sur les différents scénarios possibles de l'évènement de 1755 ont été effectuées pour en tirer les conséquences dans une configuration géographique actuelle.

Could a 1755-like tsunami reach the French Atlantic coastline?

Constraints from 20th century observations and numerical modeling.

S. Allgeyer^{1,2}, C. Daubord³, H. Hébert¹, A. Loevenbruck¹, F. Schindelé¹, R. Madariaga²

1 CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

2 Laboratoire de Géologie, ENS, 24 Rue Lhomond, 75231 Paris, France

3 Service Hydrographique et Océanographique de la Marine Nationale, Brest, France

Article soumis à Pure and Applied Geophysics

The tsunami generated by the 1 November, 1755 earthquake off the coast of Portugal affected mainly the coastlines of the Iberian Peninsula and Northwest Morocco, but was also observed in some places along the North Atlantic coasts. To determine whether the event could have effected the French coastline, we conducted a study to search for signs of the tsunami in historical records from all tide gauge stations off the French Atlantic coast during the twentieth century, specifically

for the 28 February, 1969 and the 26 May, 1975 tsunamis that were recorded by the Portuguese tide gauge network. Because many recordings are available in La Rochelle (located on the southwest coast of France), we focused our study on this harbor. The analysis of the tide gauge data shows no evidence for tsunamis in La Rochelle, neither in 1969 nor in 1975. To confirm this lack of tsunami signals, we used nonlinear, shallow water equations to compute the tsunami propagation to the French Atlantic coastline for both 1969 and 1975 events. Results obtained from these simulations confirm otherwise unnoticeable wave amplitudes at La Rochelle harbor. In a second step, tsunamis from three different scenarios for the 1755 earthquake were modeled to estimate the impact of such a tsunami on the French Atlantic coast, with a focus on La Rochelle harbor. A comparison of the functions of tide configuration was made in order to analyse the difference in impact. The results show that, while the harbor is poorly impacted, several areas (western part of the island of Ré and northern coast of the island of Oléron) may have experienced a moderate impact from 0.5 to 1 m, especially since the tide was high at the time of arrival, possibly causing local inundations in lowland areas.

Keywords : Tsunami hazard – France – Atlantic Ocean – Numerical modeling – Observations

4.3.1 Introduction

The northeast Atlantic, compared to other ocean basins such as the Pacific Ocean, is less affected by great tsunamis. However, historically, some large earthquakes have occurred in this region triggering massive tsunamis, among them the 1755 Lisbon earthquake and tsunami that remain the most devastating in the history of the region (Baptista & Miranda 2009). In agreement with the large magnitude estimated for this event $\approx M_w 8.5$, the evaluation of the associated macroseismic intensities has shown a maximum of at least X in the southwest of Portugal. Various studies based on macroseismic intensity distribution have suggested that the source of the 1755 earthquake is around 200 km off the coast of southwest Iberia, close to the Gorringe Bank or Marques de Pombal zones (Baptista et al. 2003, Grandin et al. 2007).

Due to the earthquake, considerable shaking was felt throughout Europe, causing water level oscillations in lakes, ponds and harbors (Reid 1914). These coseismic perturbations must be distinguished from tsunami waves that reached within the first hour

after the mainshock hit Portugal and Spain, and caused considerable damage (Baptista & Miranda 2009). It was reported that the tsunami effects were felt in Morocco (Blanc 2009), the West Indies (Roger et al. 2011), and also in Great Britain and Ireland (Haslett & Bryant 2007, Horsburgh et al. 2008). Several locations of impact are reported, such as in the county of Cork (Ireland), the Bristol Channel, and the region of Penzance in Cornwall (Reid 1914; 1918) (Figure 4.11).

So far, we have not confirmed reported observations that the tsunami reached other distant coastlines. Moreover, recent historical reappraisals tend to lower its estimated impact in Spain or Morocco (Blanc 2008; 2009).

Regarding France, no historical observations of tsunamis exist for the Atlantic coastlines so far, and we suspect that the tsunami events triggered in the Gulf of Cadiz region during the twentieth century were too small to be noticed. However, in situ investigations for high-energy deposits in the region have been debated; for instance, researchers believe that high-energy incursions of water into wetlands may have occurred in the southern part of French Brittany, as evidenced by sand or gravel deposits, possibly consistent with events similar to the one in 1755. Available radiocarbon datings suggest the possibility of such an event in the eighteenth century, having affected at least Pointe de la Torche (Haslett & Bryant 2007).

In a recent attempt to investigate archived tide gauge records, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), the hydrographic service of the French Navy responsible for coordinating sea level observation in France and for maintaining the national tide gauge archive, gathered and scrutinized the historical observations available. Several possible events capable of reaching the French coastlines have been identified, mainly those listed in previous works (Baptista & Miranda 2009). Earthquakes such as those which occurred in 1941, 1969 and 1975 were considered, in particular, since they were responsible for tsunami waves observed in Portugal. As will be shown in this article, these investigations did not reveal any tsunami record on the French coastlines, at least for one of the harbors equipped with a tide gauge (La Rochelle), where records for both years 1969 and 1975 are available and do not exhibit any anomalous sea level variation.

Another objective of this study was to estimate the possible effects of the 1755 tsunami on the French coastline. Thus, our work considered the numerical modeling

of the tsunami waveforms associated with the 1755 earthquake. In order to compute the full waveform propagation, we built a series of nested bathymetric grids. In the first part of this paper, we focus on the 1969 and 1975 events and their possible effects on La Rochelle harbor. Our model predicts only a few centimeters of wave amplitude, which is consistent with the lack of observations. The second part of this paper is devoted to modeling the wave propagation associated with the 1755 event. The waveforms have been deduced from the proposed source models available in international literature (Baptista et al. 2003, Gutscher et al. 2006, Johnston 1996). A maximum wave amplitude of 20 cm is predicted on the actual tide gauge of La Rochelle; however the amplitude could have reached as much as 50 – 100 cm at other location in the vicinity of La Rochelle (i.e. the islands of Ré and Oléron).

4.3.2 Observations along French Atlantic Coast in the 20th Century

Studied events

28 February 1969: off Portugal, Azore The M_w 7.8 earthquake off the Portuguese coast was generated at 2h40 (UTC) on 28 February, 1969, located at $10.57^\circ N$, $36.01^\circ W$ (Fukao 1973, Bufoin et al. 1988). A small tsunami amplitude (less than 1 m) was observed on the Portugal, Morocco and Azores tide gauges. Baptista et al. (1992), Gjevik et al. (1997) have studied these data and concluded that fukao's (1973) source fits well with the records from tide gauge stations

Harbor	Data Type	Data quality	Measurement device	Source (Producer)
La Rochelle-La Pallice	A.	Good	Tide gauge Saint Chamond Granat	SHOM (TP)
Brest	A.	Good	Tide gauge OTT 3068	SHOM (SHOM)
Le Havre (Semaphore)	T. (hourly data)	Not adapted	Tide gauge Saint Chamond Granat	IGN (IGN)
Dunkerque	T. (hourly data)	Not adapted	Tide gauge Saint Chamond Granat	IGN

Table 4.3 ► *Inventory of existing tide gauge data related to the 28th February 1969 event. SHOM, TP and IGN abbreviations are respectively used to indicate the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, the French Department(s) of civil engineering, and the Institut Géographique National. A and T abbreviations respectively mean analogical tide gauge record and tabulation.*

7 September 1972: Oléron Island An earthquake of magnitude M_l 5.2 occurred at 10:26 p.m. (UTC), on 7 September, 1972, near the island of Oléron. The epicentral coordinates ($45.97^\circ N - 1.51^\circ E$) are located in the Atlantic Ocean between Oléron Island and the Atlantic coast (Nicolas et al. 1990, Mazabraud et al. 2005). Local fishermen at the har-

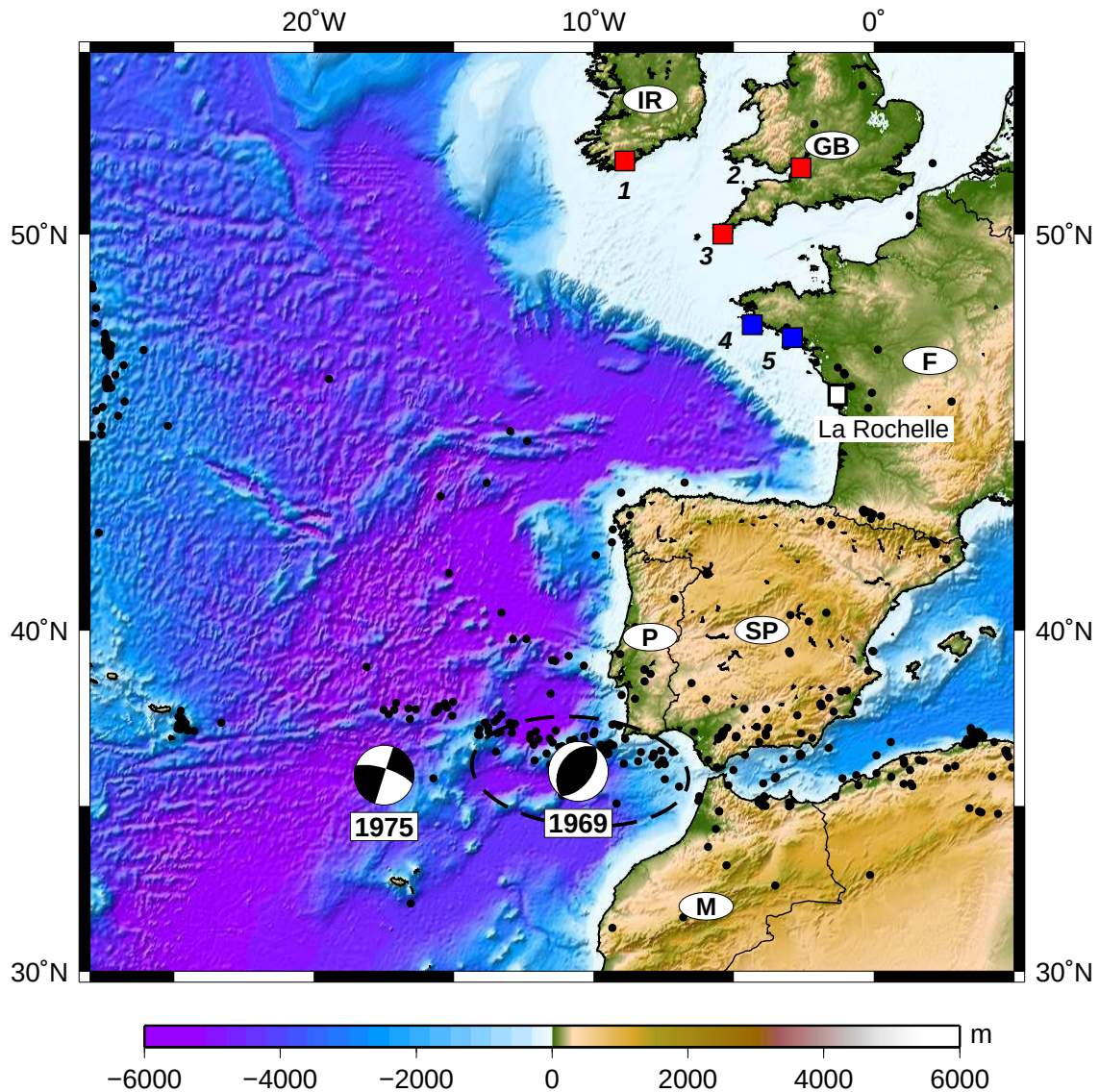


Figure 4.11 ► Context of the studied area shown with bathymetry from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) (IOC-BODC 2003) and focal mechanisms for the 1969 and 1975 earthquakes (see Table 4.6 for characteristics). The 1755 epicentral area is plotted with the dashed ellipse. Red squares indicate the probable impact of the 1755 tsunami on Ireland (1 county of Cork), and United Kingdom (2 Bristol Channel, 3 Penzance Bay). Blue squares indicate places where a relative amplification is obtained in the 1755 tsunami modeling (see text for details) (4 south Finistere, 5 Gulf of Morbihan). This figure also displays the La Rochelle harbor where high resolution tsunami modeling was carried out. Black dots denote the seismicity from EMSC-CSEM for the period 1998–2011 and magnitudes $M > 4$ (Godey et al. 2006).

bor of Oléron island reported abnormal water waves of approximately 0.6 m, without precision on the arrival time (BRGM 2009).

26 May 1975: Azores This earthquake of magnitude $M_s 7.9$ was generated at 9h11 (UTC) on 26 May, 1975, located at $17.5^\circ N$, $35.9^\circ W$ according to the USGS. Several authors (Lynnes & Ruff 1985, Bufo et al. 1988) evaluated the focal mechanism as a strike-slip event with no significant dip-slip component, but it generated a small tsunami. The tsunami was recorded on tide gauges located in Portugal, Morocco, and Azores, with a maximum amplitude of 0.6 m at Lagos, Portugal (Baptista et al. 2003).

Harbor	Data Type	Data quality	Measurement device	Source (Producer)
La Rochelle-La Pallice	A.	Good	Tide gauge Saint Chamond Granat	SHOM (TP)
Le Havre (Semaphore)	T. (hourly data)	Not adapted	Tide gauge Saint Chamond Granat	IGN (IGN)

Table 4.4 ► *Inventory of existing tide gauge data related to the 07th September 1972 event. SHOM, TP, and IGN abbreviations are the same as Table 1.*

Harbor	Data Type	Data quality	Measurement device	Source (Producer)
Bordeaux	A.	Good	Tide gauge OTT	SHOM
St Nazaire	A. (copy)	Bad	Tide gauge Brillié	IGN
La Rochelle-La Pallice	A.	Good	Tide gauge Saint Chamond Granat	SHOM
Brest	A.	Good	Tide gauge OTT	SHOM (SHOM)
Ile d'Aix	A.	Good	Tide gauge OTT	SPC LA (TP)
Le Conquet	A.	Good	Tide gauge OTT R16	SHOM (SHOM)
Le Havre (Dredging)	T. (hourly data)	Not adapted	Tide gauge Saint Chamond Granat	IGN (SD PAH)
Dieppe	A. (copy)	Bad	Tide gauge Brillié	IGN
Dunkerque	T. (hourly data)	Not adapted	Tide gauge Saint Chamond Granat	IGN

Table 4.5 ► *Inventory of existing tide gauge data related to the 26th May 1975 event. SHOM, TP, IGN abbreviations are the same as in Table 1. SPC LA, and SD PAH abbreviations are respectively used to indicate the flood forecasting service of the Atlantic coast, and the dredging service of Le Havre harbor.*

Studied sites/Observations

A systematic search and inventory of tide gauge records related to the tsunami events listed above was conducted at the French archive centers. Most of the maregraphic heritage is archived at SHOM. Other recordings were found in the Services Historiques de la Défense (SHD), the Institut Géographique National (IGN), harbor records, and services related to the successive civil engineering departments (TP). This investigation was facilitated by existing inventories of sea level data (Pouvreau 2008, Gouriou 2011).

Thus, data from four, two and nine tide gauge stations were examined for the events of 28 February, 1969 (Table 4.3), 7 September, 1972 (Table 4.4) and 26 May, 1975, respectively (Table 4.5). Most of them are records (original or copy) from float-type analog tide gauges, and are of good quality. Those from Le Havre and Dunkerque are hourly

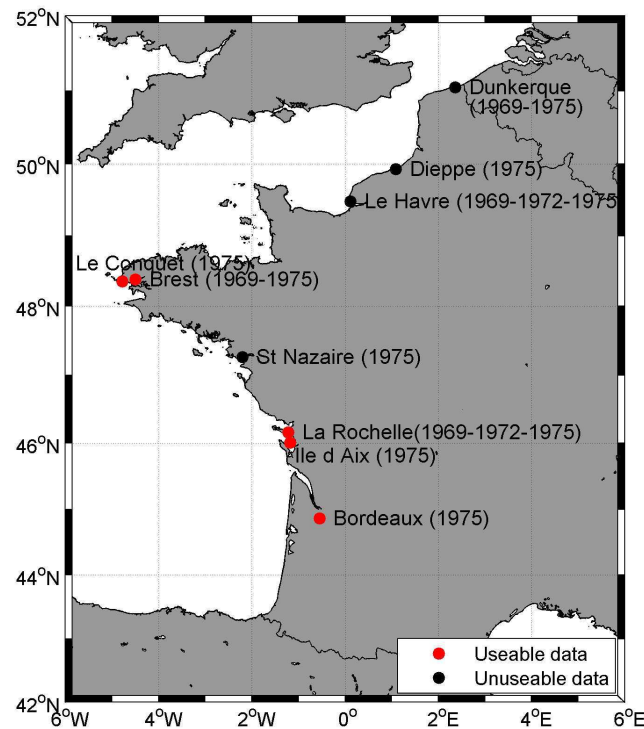


Figure 4.12 ► Location of tide observatories where data were found for the 1969, 1972 and 1975 event

sampling data, corresponding to hourly readings from the original tide gauge records, and are unsuitable for the present study. Original records of the data from St. Nazaire and Dieppe have not been found, and the available copies are not of sufficient enough quality to be studied.

Most of the stations are located on the northern part of the French Atlantic coast (Brest, Le Conquet, Saint-Nazaire) and on the Channel coast (Dunkerque, Dieppe, Le Havre). The southernmost stations for which we have data are Bordeaux, La Rochelle and Île d'Aix (Fig. 4.12).

For the event of 1969 and 1975, only La Rochelle harbor records show visible sea level oscillation that could contain long waves related to tsunami.

Tidal Data Analyses

Tide gauge records were digitized at a 1 minute sampling rate using Numerisation des Niveaux d'Eau (NUNIEU) developed by Ullmann et al. (2005). The methodology used to analyse signal contents is inspired from the one described by ?. Digitized height series were first compared to tide prediction calculated with the MAS software (Foreman

et al. 2009, Simon 1991; 2007). Comparison with theoretical tides enabled us to check the time system, time and height scales and to detect possible time shifts in the records. Residual height series (surges) were then filtered through a high-pass Butterworth filter with a 2.8×10^{-4} Hz cutoff frequency (period of 1 h). This enabled us to remove barometric effects and residual tide components due to possible time shifts between predictions and observations. Wavelet transform technique was used for the time-frequency analysis of the filtered signal, because a simple spectral analysis (Fourier transform) does not provide time information on the arrival of these frequency.

When applied to La Rochelle data of the 28 February, 1969 event, this methodology shows that an important energetic oscillation (4 cm high zero-crest) was observed at 0h30 UT, thus about 2 h before the earthquake origin time (2h40) (Fig. 4.13). This may correspond to a seiche of unknown origin. However, no significant oscillations were present 3.5 h after the seismic event (estimated Tsunami Travel Time, labeled “T” on Fig. 4.13). Smaller disturbances are pointed out on the time scale representation at 10h UT and 12h10 UT with frequencies of 2 and 2.7 mHz, respectively. It is important to highlight that no time shift was observed between tide predictions and observations. This is in agreement with meta data that attest to a good clock operating of the tide gauge, and it allows us to be rather confident in our temporal observations.

Concerning the 26 May, 1975 event, the La Rochelle record (Fig. 4.14) shows a slight time shift between observations and predictions, more likely due to a physical effect (meteorological effect or displacement at the reference site between observed time and time measurement used for prediction) than to a disturbance of the tide gauge clock. Some small oscillations are present 4 h after the mainshock (estimated Tsunami Travel Time, labeled “T”), but without relevant amplitudes. The most significant high-frequency oscillations were recorded on 27 February at 2h50 UT (18 h after the mainshock), with rather small amplitudes (less than 10 cm crest-to-trough) that decreased rapidly below noise levels after 2 h. This is probably a seiche oscillation quite similar to the one observed in 1969 before the earthquake.

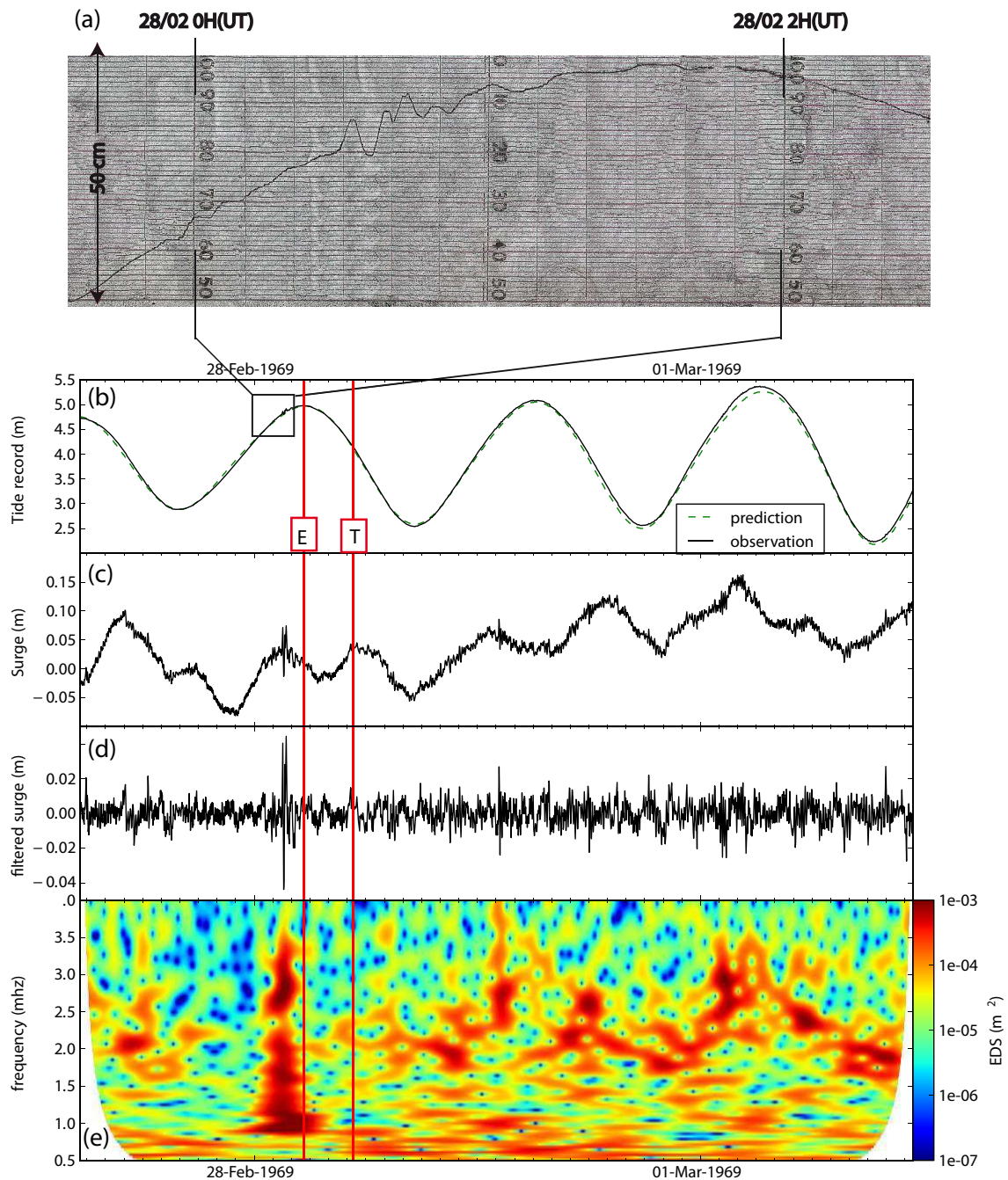


Figure 4.13 ► Analysis of the tide gauge observations in La Rochelle harbor following the Azores earthquake of February 28, 1969. **a** Extract of the centimeter-detailed curve of the original tide gauge record. Zoom on the major oscillations recorded but unrelated to the tsunami. **b** Plot of the 1 min digitized sea level record and comparison to tide predictions. **c** Calculation of the detided series (surge signal). **d** Calculation of the high pass filtered series (filtered signal). **e** Frequency-time plot of the high pass filtered series. The dashed vertical line labeled "E" indicates the time of the mainshock of the earthquake and the label "T" indicates the theoretical tsunami arrival

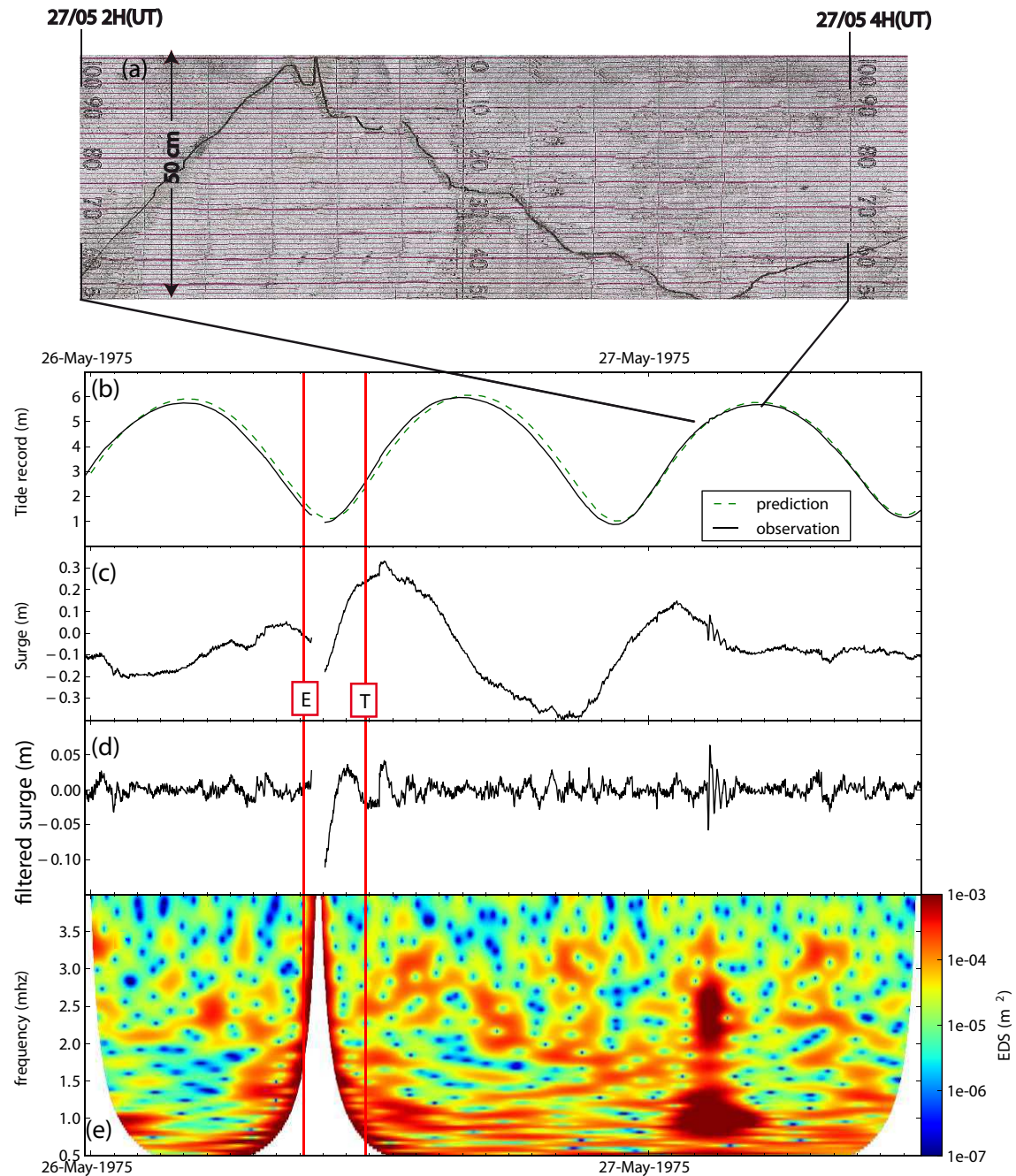


Figure 4.14 ► Analysis of the tide gauge observation in La Rochelle harbor following the Azores earthquake of May 26, 1975. **a** Extract of the centimeter- detailed curve of the original tide gauge record. Zoom on the major oscillations, occurring 17 h after the earthquake. **b** Plot of the 1 min digitized sea level record and comparison to tide predictions. **c** Calculation of the detided series (surge signal). **d** Calculation of the high pass filtered series (filtered signal). **e** Frequency-time plot of the high pass filtered series. The dashed vertical line labeled "T" indicates the time of the tsunami arrival computed by simulation

4.3.3 Numerical simulation of tsunamis triggered by earthquakes off-shore Portugal

Numerical modeling

The computation of the tsunami propagation is based on hydrodynamic equations, under the nonlinear shallow water approximation. In the most cases, these equations are divided into a set of two hyperbolic equations, containing an equation of motion,

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \vec{u} + \vec{f} \times \vec{u} = -\vec{g} \nabla \eta, \quad (4.1)$$

and an equation of continuity,

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u}(\eta + h)) = 0. \quad (4.2)$$

In these equations, $\vec{u}$ denotes the velocity field integrated over the water column, symbolized by the mean sea level height (h) and the sea level disturbance (η). The Coriolis parameter is denoted by f , and g denotes the acceleration of gravity. For these simulations, the contribution of the Coriolis forces and the bottom friction are not solved. The open boundaries are solved using a Sommerfield radiation condition,

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} - c \frac{\partial(\eta + h)}{\partial x} = 0, \quad (4.3)$$

where c is the nondispersive wave velocity of the tsunami wave ($\sqrt{g \cdot h}$). Neumann boundary equation,

$$\vec{u} \cdot \vec{n} = 0, \quad (4.4)$$

is used for the wet-dry boundary (total reflection). So, no inundation is computed in this study.

This set of equations is solved with a finite difference numerical code using a Crank & Nicolson (1947) scheme on a series of nested bathymetric grids to take account of the different shoaling effects that occur close to the shores. This model has been tested and validated in numerous cases (see, for example Hébert et al. 2007, Sahal et al. 2009). The initial seismological deformation is based on the homogeneous elastic half-space deformation (Okada 1985) constrained by seismological parameters of the rupture that

satisfy the expression of the moment magnitude,

$$M = \mu ULW, \quad (4.5)$$

where μ denotes the rigidity of the medium, U the average slip of the fault of length L and width W .

Nested Grids

The wave propagation was calculated from the epicentral area across the northwest Atlantic Ocean. We used a set of six nested grids with an increasing resolution to take into account a better description of shorter waves when they approached our area of interest, namely the French Atlantic coast and the La Rochelle harbors (Fig. ??).

The two coarser grids, corresponding to the northwest Atlantic Ocean and the entire western French coastline were generated using the GEBCO World Bathymetric Grid (IOC-BODC 1997) with a space increment of 1' (Grid 0) and 30'' (Grid 1). The intermediate grids were included for numerical stability during the nesting, so that the waveforms were evenly sampled at each grid level, with a resolution of 10'' (Grid 2). The Grid 3 with a resolution of 3'' was used to observe the maximum wave height near La Rochelle. The last two grids, used to compute the synthetic tide gauge in the La Rochelle harbor, were computed with a space resolution from 30 to 10 m, again using GEBCO data, completed with single-beam bathymetric data from SHOM and with nautical charts. All the grids were interpolated with the inverse distance weighting method, and use the mean sea level as a constant term in the tide coefficient analysis.

Seismic sources used

Table 4.6 shows the different seismic parameters used to make the simulation. Three seismic events are studied. Two (the 1755 and 1969 earthquakes) are located closer to the Portuguese coasts than the third (the 1975 event), which is near the Azores.

For the 1969 event, we consider the Fukao (1973) source, validated by other study (Grandin et al. 2007), for which we have modified the strike angle from 55° to 73° in agreement with other tsunami analyses (Gjevik et al. 1997) that better fit the observations on Portuguese tide gauges. This source corresponds to an Mw 7.8 moment magnitude.

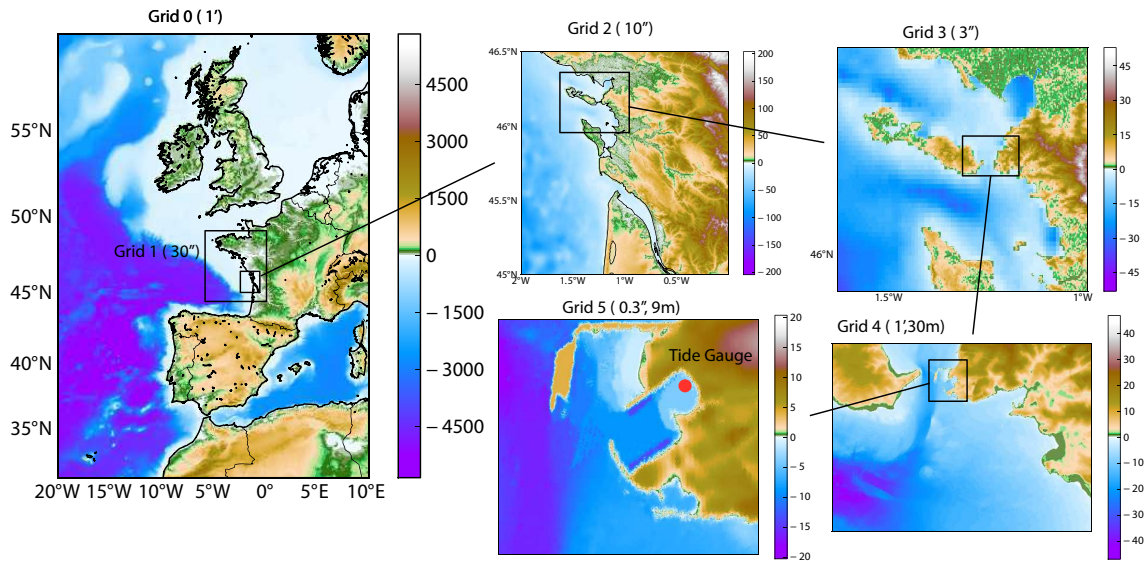


Figure 4.15 ► Set of nested grids used for the different tsunami simulations from the large scale to the La Rochelle harbor. The red circle represents the tide gauge location

	Source	Lat	Lon	Mw
1755	Johnston (1996)	36.95° N	11.45° W	8.7
	Baptista et al. (2003)	36.1° N	8.7° W	8.5
		36.8° N	10° W	
	Gutscher et al. (2006)	35.47° N	8.20° W	8.8
1969	Fukao (1973)	36.01° N	10.57° W	7.8
1975	Lynnes & Ruff (1985)	35.9° N	17.5° W	7.9

Table 4.6 ► List of the different seismic sources used for this study. See also the location in the Fig 4.11

For the 1975 event, the source proposed by Lynnes & Ruff (1985)) was used: a right lateral strike-slip with a small vertical component located near the Gloria transform, 200 km to the south, in this area of diffuse plate boundary (Lynnes & Ruff 1985). The moment magnitude is M_w 7.9.

Three different seismic sources were used for the 1755 earthquake. The first model by Johnston (1996) (M_w 8.7) suggests that the earthquake was generated in the Gorringe Bank, a topographic feature that extends from about 10.5° to 12.5°W in NE-EW direction, a location also preferred from strong motion modeling (Grandin et al. 2007). Based on original high resolution offshore data and tsunami modeling, the second model of Baptista et al. (2003) (M_w 8.5) suggests that there is a double segment source including the Marques de Pombal thrust fault (MPTF) and a second thrust fault oriented along the Guadalquivir Bank (GB). The last one, Gutscher et al. (2006) (M_w 8.8), suggests that the source fault is located in a subduction zone that presumably exists beneath Gibraltar.

Three different seismic sources were used for the 1755 earthquake. The first model by Johnston (1996) (M_w 8.7) suggests that the earthquake was generated in the Gorringe

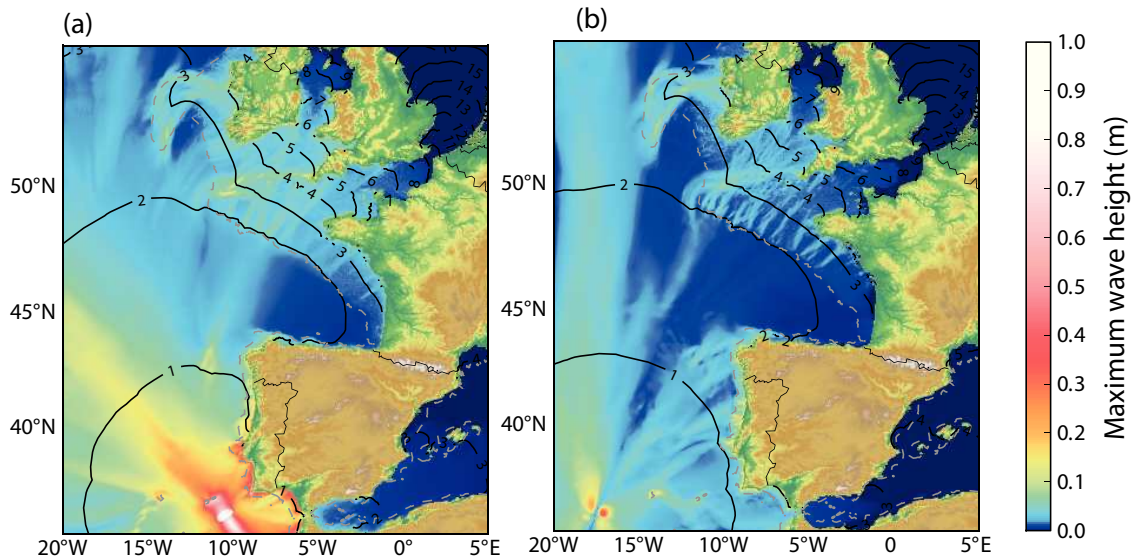


Figure 4.16 ► Maximum wave heights modeled for each events : (a) 1969, (b) 1975, black lines indicate the isochrons of the tsunami travel time (plotted each hours)

Bank, a topographic feature that extends from about 10.5° to 12.5°W in a NE-EW direction, a location also preferred from strong motion modeling (Grandin et al. 2007). Based on original high-resolution offshore data and tsunami modeling, the second model of Baptista et al. (2003) ($M_w 8.5$) suggests that there is a double segment source including the Marques de Pombal thrust fault (MPTF) and a thrust fault oriented along the Guadalquivir Bank (GB). The last one, Gutscher et al. (2006) ($M_w 8.8$), suggests that the source fault is located in a subduction zone that presumably exists beneath Gibraltar.

4.3.4 Results

The 1969 and 1975 tsunamis

Figure 4.16 shows the maximum wave height obtained for each computed source, (a) for the 1969 earthquake, (b) and the 1975 earthquake. Results on a large scale show that for both events, the coasts of northern Europe were not affected by the maximum radiated energy, which was oriented to the north (1975) or northwest (1969). Maximum amplitudes close to the source reached about 1 m very locally, while at distances, the maximum amplitude did not exceed a few centimeters. Maximum amplitudes of about 0.4 m were obtained for the 1969 tsunami, for south Portuguese coastlines and the Gulf of Cadiz in Spain. The impact of the 1975 tsunami, was distributed more evenly all along the Portuguese coastline, and less in the Gulf of Cadiz.

A striking relative amplification occurred on the continental margin off the British

Isles and French Brittany, where submarine bathymetric gradients (canyons and ridges) refocused the tsunami amplitudes towards southern Ireland and Cornwall, especially, with maximum amplitudes of a few centimeters as well. To a lesser extent, a similar focusing occurred towards French Brittany, especially towards north Finistère, south Finistère and Gulf of Morbihan, placing the corresponding coastlines at a relatively higher level of exposure to this kind of tsunami arrival. These results also coincide rather well with the sites investigated by Haslett & Bryant (2007). Overall for the French coast, maximum wave amplitudes varied from approximately 46°N (French Brittany) to 48°N (estuary of the Gironde), while the southern coastal portion towards the Spanish border seems to have been less impacted. This is due to the protection provided by the Iberian peninsula against direct tsunami impact. Looking closer to our site of interest in La Rochelle, Fig. 7 shows the maximum wave height on the grid of finer resolution; as inferred from the large scale view, the La Rochelle site was located

Looking closer to our site of interest in La Rochelle, Fig. 4.17 shows the maximum wave height on the grid of finer resolution; as inferred from the large scale view, the La Rochelle site was located in weakly affected areas for both 1969 and 1975 tsunamis (Fig. 4.16). The overall impact of the 1969 event does not exceed a few centimeters, especially in La Rochelle, with values of 0.2 m in the western and southern parts of the island of Ré. Similar values were recorded on the northern part of the island of Oléron. By contrast, the straits between the island of Ré and La Rochelle seems to have been more protected, with maximum amplitudes of a few centimeters only. For the 1975 event, the numerical simulation showed no expectation of tsunami waves in this region.

Constraints on the 1755 tsunami

Considering three different sources for the 1755 event, we computed the maximum water heights obtained in the northeast Atlantic (Fig. 4.18). For all sources, the maximum wave amplitude at the center of the source reached more than 10 m locally, especially the Baptista et al. (2003) source. Depending on the source azimuth, the maximum radiation patterns were oriented towards the western (source of Baptista et al. 2003, Gutscher et al. 2006) or northern (source of Johnston 1996) Atlantic Ocean, due to the theoretical radiation patterns of tsunami energy (Okal 1988). Then, submarine features also trapped the energy (Satake 1988), especially off the northwest Iberian peninsula. Maximum water

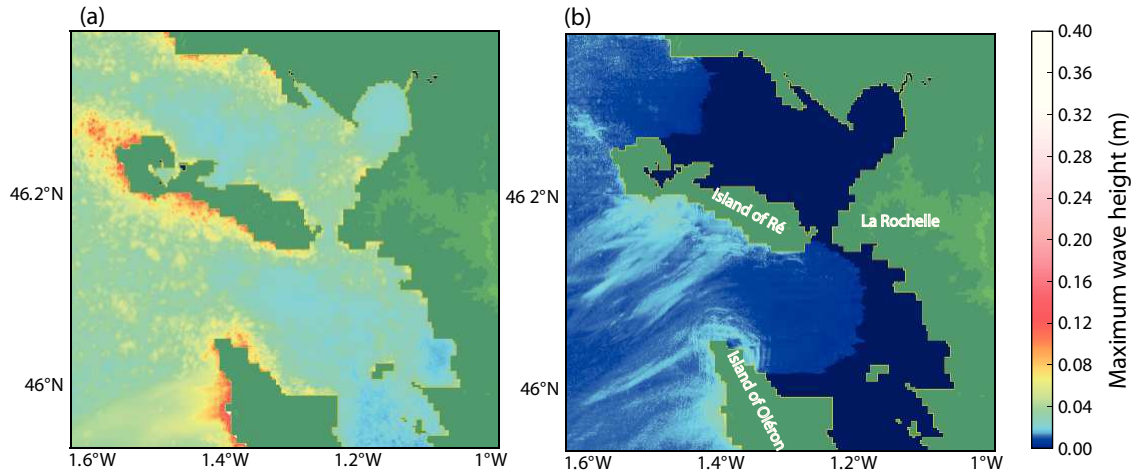


Figure 4.17 ► Maximum wave heights for each simulated event in the area of La Rochelle : (a) 1969, (b) 1975

heights reached almost 1 m in many places, especially with the Johnston (1996) source for the geographical frame considered in our study. These values are not surprising for such a strong magnitude event.

As for the 1969 and 1975 tsunamis, the maximum amplitudes were also recorded in southern Portugal and the Gulf of Cadiz with values exceeding 1 m at some coastal points; these measurements preceded the final amplification not accounted for at this level of modeling, but were consistent with destructive amplitudes of several meters frequently reported (Blanc 2008; 2009)

Figure 4.18 also reveals that both sources led to reamplification towards the British Isles and, less significantly, towards part of the French Atlantic coastline. For the Johnston (1996) source, amplitudes from 0.5 to 1 m were obtained off the western and southern coasts of Ireland, as well as offshore Cornwall. Sources from Baptista et al. (2003) and Gutscher et al. (2006) yielded lower impact for these areas. Two areas of French Brittany, already pointed out for the 1969 and 1975 tsunamis, were also impacted by amplitudes of 0.6 to 0.8 m. For the Baptista et al. (2003) and Gutscher et al. (2006) sources, the same coastal zones were highlighted, but with amplitudes about half as big as for the Johnston (1996) source, thus not exceeding 0.5 m.

Using a refined bathymetric grid (Fig. 4.19) allowed us to highlight the same geographical places as the 1969 and 1975 models. The western and southern part of the island of Ré exhibited maximum amplitudes of 0.5 m (sources from Baptista et al. 2003, Gutscher et al. 2006) to 1 m, similar to the northern coast of the island of Oléron. The

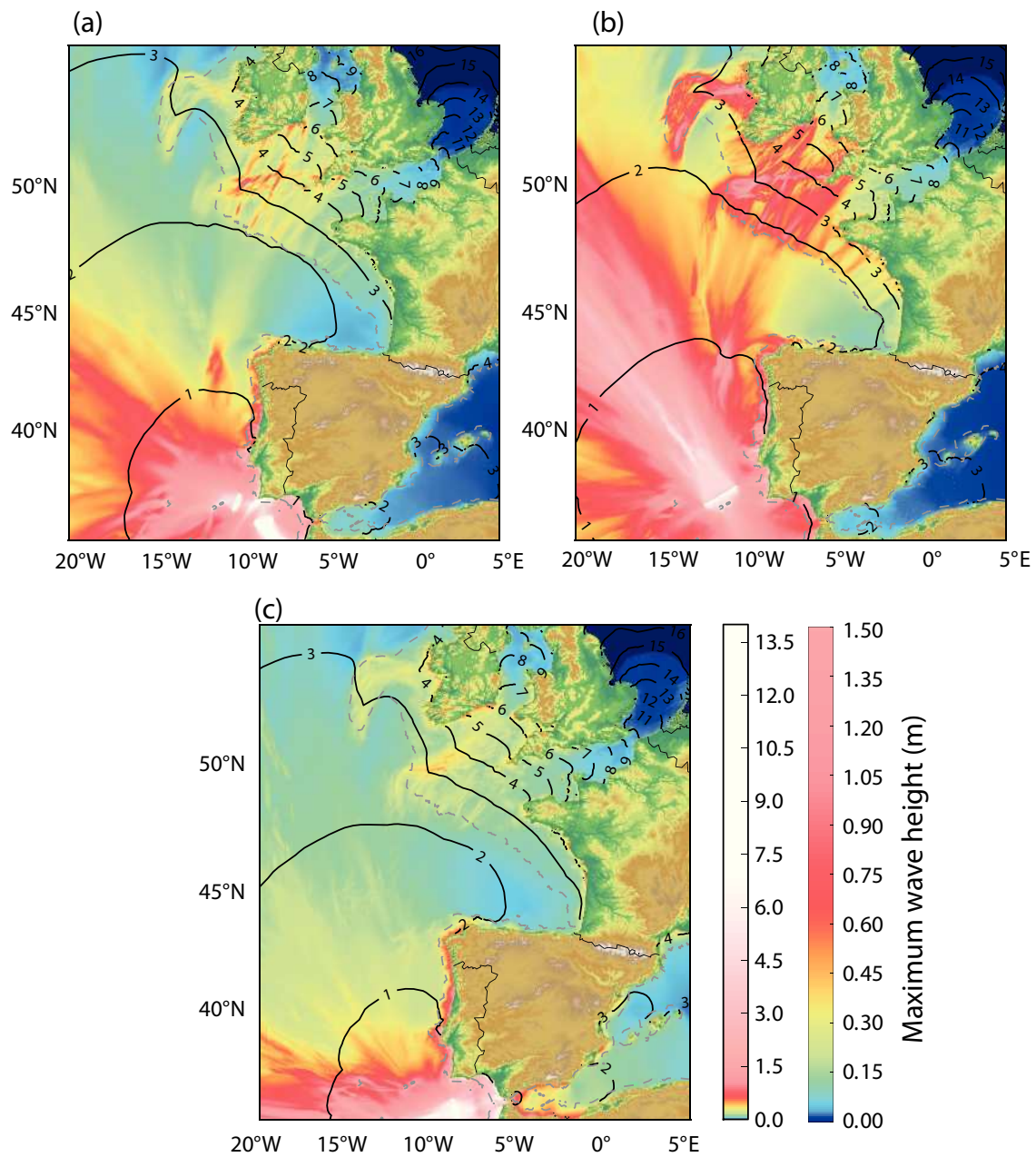


Figure 4.18 ► Maximum wave heights for each modeled events : (a) Johnston (1996), (b) Baptista et al. (2003), (c) Gutscher et al. (2006), black lines represent the isochrons of the tsunami travel time (plotted each hour)

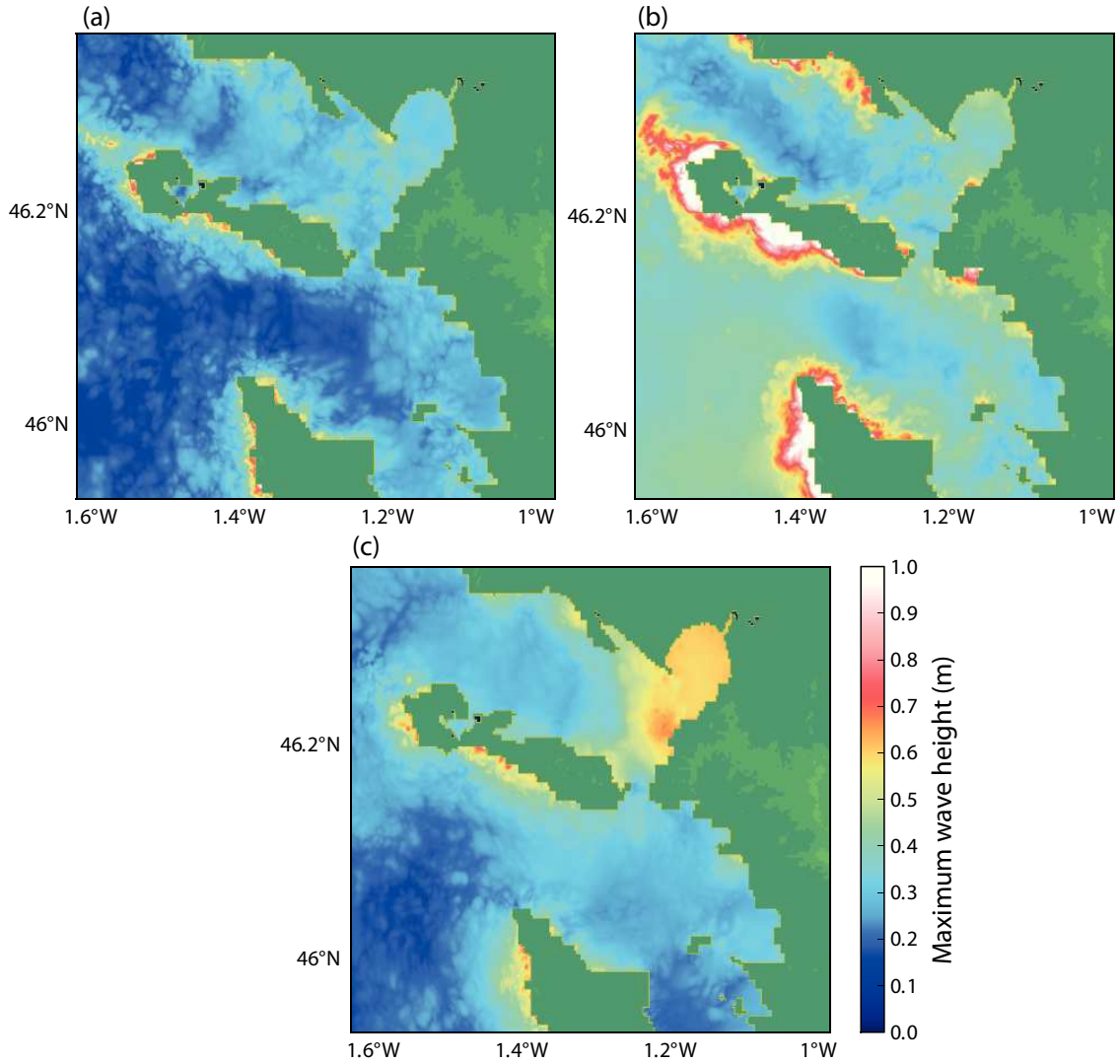


Figure 4.19 ► Maximum wave heights for each simulated events in the area of La Rochelle : (a) Johnston (1996), (b) Baptista et al. (2003), (c) Gutscher et al. (2006)

straits between the island of Ré and La Rochelle is impacted by maximum amplitudes of 0.3 to 0.5 m, depending on the source.

4.3.5 Discussion

In this study, we tried to explore the possible impact of the 1755 tsunami on the French Atlantic coastlines, with the help of actual records of the twentieth century, for a tide gauge in the harbor of La Rochelle. However, the records gathered by SHOM do not display any tsunami signal, for neither the 1969 nor the 1975 tsunami. By contrast, the modeled impact of the 1755 tsunami seems to be more significant, yet moderate.

Validity of the tsunami models for the 20th century events and implications for 1755

For La Rochelle, Fig. 4.20 shows the results of a synthetic gauge located in the harbor for all the simulated events. Given the small crest-to-trough amplitudes obtained for the 1969, the amplitude of high frequency numerical noise is important. Thus, the resulting computed synthetic tide gauges were filtered to keep only the periods greater than 2 minutes (Fig. 4.20 a).

The analysis of these results shows that the models for the 1969 tsunamis did not produce any significant water heights in La Rochelle harbor (with a maximum crest-to-trough amplitude of 2 cm for both events), and no tsunami waves were expected for the 1975 event. This is in agreement with the lack of reliable signal that we revealed in section 2. The 1755 synthetic result (Fig. 4.20b) showed a small sea perturbation in the harbor, of 0.3 to 0.6 m crest-to-trough, depending on the source used, the largest one being associated with the source of Johnston (1996). Depending on the source, the variability of the result was large, and the largest magnitude (source (source of Gutscher et al. 2006, , M_w 8.8) did not produce the largest amplitudes.

The 1969 model produced typical periods of about 20 min. For the 1755 tsunami, while the sources of Baptista et al. (2003) and of Johnston (1996) produced periods of about 30 min, the source of Gutscher et al. (2006) exhibited a surprisingly long period not yet explained; however, it is certainly related to the longest dimensions of the source area and also to the small dip angle (about 5°) used in this source model. Even the 30 min period seems to be very large compared to the estimated eigen period of the basin, estimated to be about 16 min. The quite constant water height in the different grid resolution near La Rochelle harbor led us to conclude that no amplification was observed due to a resonance phenomenon.

Effect of tide

It is well known that tsunami and tidal wave interaction cannot be neglected (Kowalik et al. 2006), especially in the case of small tsunami amplitudes. In this case, the combination of the tsunami wave field with high tide can make an important difference in the inundation, which we did not compute in this study. Here, we tested the effect of the tide in two cases: for high tide and low tide during strong peak-to-peak tide amplitude.

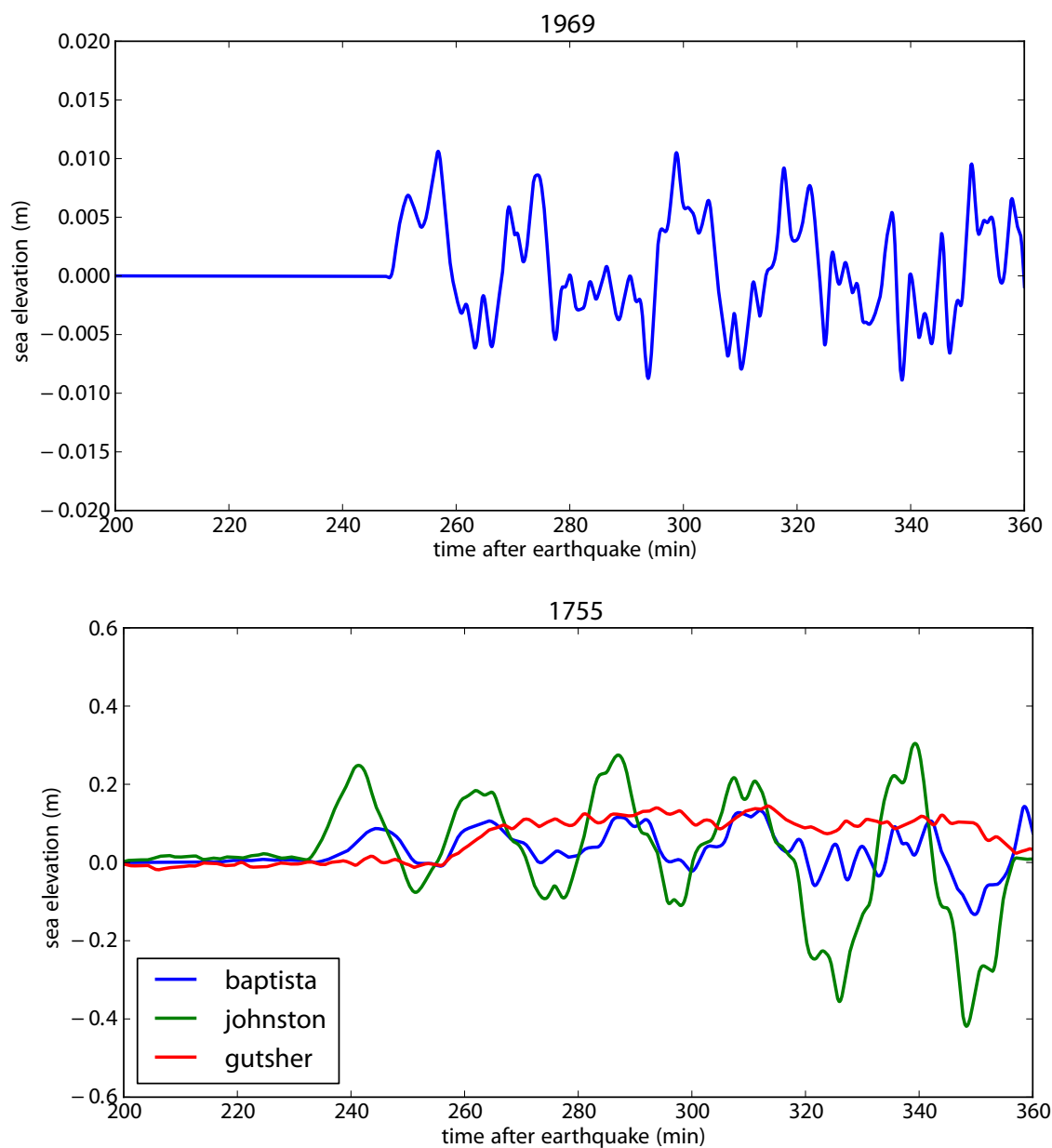


Figure 4.20 ► Synthetic gauge in the center of the La Rochelle harbor : (a) 1969, (b) 1755 (Baptista et al. (2003) in blue, Johnston (1996) in green and Gutscher et al. (2006) in red)

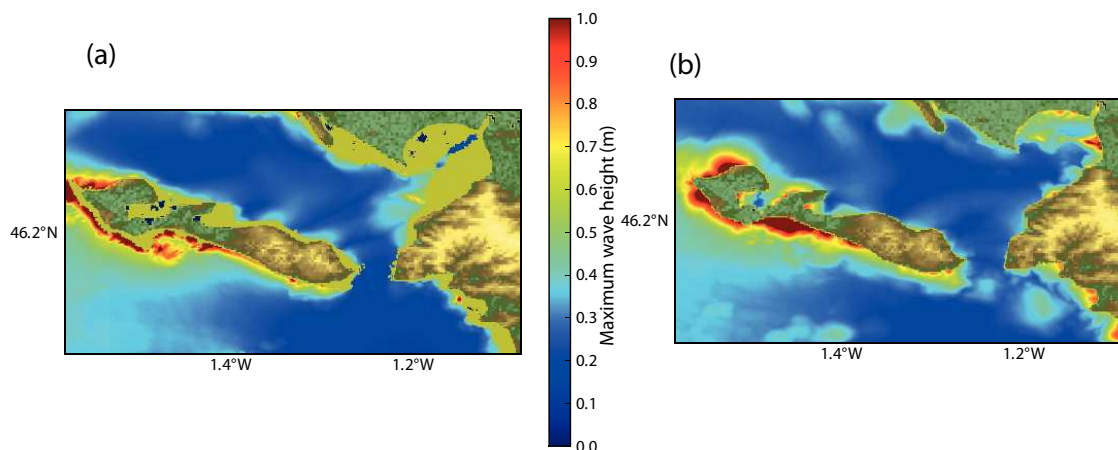


Figure 4.21 ► Maximum wave height for Goringe source : (a) in low tide configuration, (b) in high tide for the Johnston (1996) 1755 scenario

We used the tide computation of the spring tide of September 2011 where the peak-to-peak amplitude reaches 5 m in La Rochelle harbor. Unlike other authors (Baptista et al. 2011, Dao & Tkalich 2007), who shifted the bathymetry on a constant independent of space, we used a dynamical tide model to define the tide deviation from sea level at any point. For the tsunami simulation, we used a static bathymetry with the tide being equal to the high and low tide in La Rochelle harbors.

Figure 4.21 shows the maximum wave amplitudes obtained in the case of the low tide and high tide configuration. The analysis of Fig. 4.21 shows different impacts as a function of the tide configuration. During low tide (Fig. 4.21a), the maximum amplitude of the northern part of the island of Ré reached 1 m whereas during high tide configuration (Fig. 4.21b), the impact of the maximum spread over a more extended region. In any case, the impact in the area of La Rochelle harbor remained close to 0.2 m. As evidenced by theoretical tide models, the 1755 tsunami arrival in the studied area occurred close to the high tide, thus similar to the configuration shown on Fig. 4.21b. The most impacted areas were probably the western and southwestern coastlines of the island of Ré, where local inundations may have occurred on lowlands. This could be further explored through future historical or in situ investigations, as well as detailed inundation modeling, provided high resolution topographic data are available.

Exposure to earthquake-related tsunami hazard for the western French coastline

These first models also underline a relatively higher exposure of French Brittany with respect to the region of La Rochelle, whose harbor is probably well protected (no

further amplification is gained from the previous grid to the harbor grid). This is the case for the 1969 and 1975 tsunamis. Looking in detail at Fig. 4.16 reveals that the computed amplitudes on the coarse grid may locally exceed 5 cm off the coast of Brittany. As the Brest tide gauge record kept in SHOM does not display any anomalous signal for either event, as in La Rochelle, we have to stress that the Brest harbor is extremely well protected at the bottom of a bay, whose entrance is very narrow, and may not record properly such small amplitudes.

Considering the results for 1755, for which the records indicate Brittany was impacted by amplitudes of a few tenths of centimeters on the coarse grid, this may indicate that no further amplification is expected to occur towards places such as Brest. However, other lowwlying shores that are more open to the ocean, such as the island of Ré, deserve specific investigations, either through detailed modeling or through in situ surveys in places where anthropic influence is poor. The difficulty is that these places are also among the most impacted during frequent severe storms from the Atlantic Ocean, and as such, the discrimination between such records is rather tricky.

4.3.6 Conclusion

We analysed the impact of tsunamis on the French Atlantic coast due to earthquakes off Portugal. After a long survey consisting of the collection of tide gauge records which could have tsunami signatures, we studied two events (1969 and 1975) in La Rochelle, where records of sea level variation are available for both years. An important step in the analysis of tide gauge data was the comparison with the theoretical tide. It allowed us to check the correct time and height information and unit system. With the help of the estimated tsunami arrival and the correct time system of our tide record, we conclude that the long period oscillations that are observed are seiche oscillations not related to tsunamis triggered by these earthquakes.

A more precise and systematic study of the entire French coast was conducted using numerical simulation of events located off the coast of Portugal. Results confirmed that the 1969 and 1975 events could not have been observed in La Rochelle harbor, but that a 1755-like tsunami could be recorded on the modern tide gauge presently operated in the harbor, with crest-to-trough amplitudes of about 20 to 40 cm, thus possibly creating very limited disturbances in the harbor. By contrast, the western and southwestern coasts of

the nearby island of Ré may have experienced greater impact from the 1755 tsunami, with maximum amplitudes of about 1 m.

This study also led us to identify some areas on the northern part of the Atlantic (French Brittany) which seem to systematically amplify tsunami waves, probably due to canyons located on the margin of the Bay of Biscay. Considered together with places such as the island of Ré, historical and in situ investigations of these areas could help to provide a more accurate account of this event. Even though the impact is expected to be smaller than for severe storms, this may also contribute to studies on the discrimination between storm and tsunami deposits, provided poorly anthropized places can be investigated. In addition, the possibility that landslide-related tsunamis occurred due to destabilizations on the margin of the Bay of Biscay should not be discarded, for very long times. Deposits related to such very rare events could also be discovered through such investigations.

Finally, we also observed a large variability of the results depending on the source mechanisms for the 1755-like tsunami. The early determination of focal mechanism should be stressed in the design of future warning systems under construction in the region, as a key issue to be addressed in the minutes following an earthquake. The plate boundary is still under discussion for several aspects; it is difficult to foresee the appropriate azimuth of the faults involved in large earthquakes. Further geophysical investigations for an improved tectonic knowledge about the area should be encouraged. Even though the impact of a 1755-like tsunami is not expected to be extreme for French coastlines, it may however be catastrophic for Portugal and Spain, and to a less extent for the Irish and British coastlines which were severely impacted in 1755.

Acknowledgement : This work was supported by the French ANR program MARE-MOTI under contract ANR-08-RISK-NAT-005-01. Computations were performed using HPC resources from GENCI-CCRT (Grant 2011-6702 and 2012-6702). Our study benefited from discussion and tide modeling with M. Karpytchev. We thank two anonymous reviewers for their constructive comments.

CONCLUSION DU CHAPITRE

En méditerranée :

- Nous avons testé différentes sources possibles pour l'évènement de 2003 ;
- La source de Semane ($M_w 7.1$) reproduit au mieux les enregistrements du tsunamis de 2003 ;
- La simulation d'événements plus à l'est montre un impact plus important sur les côtes françaises.

En Atlantique :

- La recherche de tsunamis liés à des événements historiques ne montre pas de trace évidente sur les enregistrements marégraphiques passés ;
- Les simulations numériques d'événements historiques ne montre qu'une faible variation générée par les tsunamis sur les côtes françaises ;
- La côte atlantique française est relativement bien protégée des tsunamis générés par des séismes dans la zone de fractures entre Gibraltar et les Açores

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le travail présenté dans cette thèse représente un large éventail de différentes activités de modélisation dans le domaine de l'étude des tsunamis. Il comprend le développement de codes numériques, de leur validation dans des cas synthétiques proposés, dans le cadre du projet TRANSFER, et des applications à des cas réels avec comparaison aux données. L'autre partie des activités tsunamis qui n'ont pas été traitées ici est l'approche "science naturaliste" ; qui correspond principalement à la recherche de traces de tsunamis passés dans les dépôts sédimentaires, dans les documents historiques, ou pour des événements plus récents par les enquêtes de terrain ou les campagnes post-tsunami. Cependant, l'aspect naturaliste de l'étude des tsunamis a été utilisé, dans certains cas, pour valider (ou non) les résultats des simulations numériques. La vie d'un tsunami passe par une phase de naissance, une de propagation et une d'impact sur la côte jusqu'à ce que son énergie soit totalement dissipée par le milieu. Dans cette thèse, nous avons étudié ces trois phases pour des sources sismiques. De manière générale, une source sismique simple, unitaire et homogène, permet de reproduire les observations en champ lointain comme, par exemple, sur l'archipel des Marquises lors du tsunami généré par le séisme de Maule. Cependant, en fonction du niveau de détail, des différences commencent à apparaître en champ proche. Lors de la propagation, le train d'ondes subit de nombreuses modifications. À cause des nombreuses diffractions et réflexions, les ondes générées par le tsunami se complexifient pour finalement donner une multitude d'ondes dont la première n'est que très rarement la plus dangereuse. De plus, de nombreux phénomènes, telles que les résonances, amplifient les effets des tsunamis dans des structures semi-closes (baies, ports, ...).

Cette thèse fut divisée en deux parties distinctes. La première, théorique, présentait l'état de l'art de la simulation numérique, puis des développements sur la détermination des modes d'oscillations propres ou modes de résonances furent effectués. Dans un premier temps, les tests ont été effectués pour des structures géométriques simples (circulaires ou rectangulaires), dont les différents modes d'oscillations propres sont con-

nus. Une seconde étape permet de mettre en évidence les modifications permettant de s'approcher des cas plus réels tel que des baies ou des ports. Dans les structures ouvertes, un mode de Helmholtz apparaît qui permet de faire osciller le bassin dans son intégralité avec la même polarité. Ce mode est uniquement possible à cause de l'ouverture du bassin et par la même occasion génère de la dissipation qui permet d'amortir les différentes oscillations. Enfin des développements numériques ont été effectués afin de pouvoir simuler la dispersion des ondes en y incluant des termes de Boussinesq.

Dans la partie plus applicative de cette thèse, nous nous sommes intéressés à deux zones géographiques : le Pacifique et le long des côtes de France métropolitaine. Durant cette thèse, trois tsunamis majeurs se sont produits dans l'océan Pacifique, déclenchant chacun d'eux une alerte aux tsunamis ainsi que des évacuations. Dans une première partie, la comparaison entre les différentes sources disponibles dans la littérature a été effectuée. Il en résulte qu'en champ lointain, les sources ont un effet relativement identique. Par la suite deux études de résonance furent faites. La première concerne la côte d'Amérique du Sud où de nombreuses observations historiques font état de modes de résonance d'une période de 40 minutes. Cette période fut retrouvée ainsi que d'autres, démontrant par ailleurs que les ondes sont piégées entre la côte et la fosse de subduction. Concernant la Polynésie française, l'un des territoires français le plus sensible à l'aléa et au risque tsunami du fait de sa localisation au centre de l'océan Pacifique, nous nous sommes principalement focalisés sur l'archipel des Marquises. Cet archipel est le plus sensible au tsunami de la Polynésie française du fait de l'absence de barrières de protection naturelles (recif corallien, par exemple) et de pentes douces favorisant les amplifications. Du fait des multiples azimuts d'arrivée des ondes, une étude des dépendances azimutales de l'activation des modes de résonances a été effectuée. Nous y avons mis en évidence une dépendance entre l'azimut d'incidence des ondes et les résonances.

Concernant les côtes métropolitaines françaises, deux études séparées furent effectuées. La première, sur les côtes méditerranéennes, est principalement basée sur l'évènement de Boumerdès-Zemmouri en 2003. Après avoir testé les différentes sources proposées, nous avons conclu que la source proposée par Semmane et al. (2005) reproduit au mieux les résultats. Une étude plus détaillée avec d'autres événements, tels que le séisme de Djidjeli de 1856 et un séisme hypothétique au nord d'Alger, ont permis d'effectuer une étude d'aléa sur la côte méditerranéenne française. Quant à la côte At-

l'antique, la première étude sur les côtes françaises fut effectuée. En utilisant les sources possibles pour des événements passés de 1755, 1969 et 1975, des simulations ont été effectuées sur les côtes françaises, avec une étude plus précise sur le port de La Rochelle. Les simulations confirment qu'il ne peut pas y avoir eu d'observations pour les tsunamis de 1969 et 1975 car nous obtenons des amplitudes de l'ordre de 1 à 2 cm, trop faible pour être observées. Pour l'événement de 1755, des amplitudes d'une vingtaine de centimètres sont prédites pour le port de la Rochelle, qui est bien protégé. D'autres sites amplifient davantage le tsunami (environ 50 cm) à l'ouest des îles de Ré et d'Oléron.

PERSPECTIVES

Pour ce qui concerne le Pacifique, après avoir démontré l'importance de l'activation des modes de résonance en fonction de l'azimut, deux études devraient être envisagées. La première concerne le passage des sources artificielles à des sources plus réalistes d'un point de vue sismologique. Cette étude permettra d'ajouter les azimuts de l'orientation du plan de faille dans l'estimation des modes de résonance. Les sources gaussiennes que nous avons simulées ont toutes un impact maximal sur les îles Marquises. Le second aspect est l'étude détaillée des autres îles de la Polynésie française, mais plus particulièrement l'île de Tahiti, le cœur de l'activité de la Polynésie française qui dispose d'un aéroport très proche des côtes. Une fois ces étapes réalisées, une intégration dans le système d'alerte de la Polynésie française pourrait être effectuée, en indiquant la possibilité de mise en résonance des baies qui peut retarder la réinstallation des différents navires dans les baies et ports ainsi qu'un risque de courant fort dû à ces modes de résonances.

Concernant le risque sur les côtes françaises métropolitaines, la principale source d'information sur l'aléa provient de l'impact des événements passés, qui sont très peu nombreux. À partir de là, deux axes d'études peuvent être envisagés. Le premier dans le cadre des études d'aléa consisterait à effectuer des études détaillées des différents événements avec une étude de la réponse de certains sites stratégiques (grand port de commerce, par exemple). Le second axe consisterait à faire des études des événements plus anciens (supérieur au siècle) en utilisant des corrections de bathymétrie et topographie afin de s'ajuster au mieux à la situation géographique de l'époque. Cette variation permettrait de mieux cibler de futures campagnes de terrain (recherche de dépôts). Pour compléter les études d'aléa, il ne faut pas seulement s'attarder sur les zones très actives,

mais aussi regarder les zones secondaires, telles que le détroit de Messine qui génère un fort séisme accompagné d'un tsunami avec une période de récurrence d'environ 100 ans (le dernier ayant eu lieu en 1908), ou pour l'Atlantique étudier les Caraïbes.

Pour compléter plus généralement les études d'aléa tsunami, il ne faut pas seulement considérer des sources d'origine sismologique, d'autres types de sources existent même si elles sont moins contraintes géographiquement. L'exemple le plus connu est celui des volcans d'Hawaï, où s'opère encore actuellement un glissement de terrain d'un volume d'environ 20km^3 sur le versant sud du Kilauea qui se déplace vers l'océan à une vitesse proche de dix centimètres par an (Morgan et al. 2003). Des études paléotsunamiques supposent que dans le passé des événements similaires se sont produits sur Hawaï générant des tsunamis avec des amplitudes de plus de 300 mètres qui pourraient donc impacter la Polynésie française. Concernant la France Métropolitaine, la déstabilisation du flanc du volcan La Palma dans les îles Canaries pourrait générer un phénomène similaire.

Remarquons finalement que des tsunamis d'origine météorologique sont bien plus délicat à localiser. Les enregistrements de l'évènement météorologique de Juin 2011 indiquent des anomalies dans les marégrammes présents sur la côte Atlantique française, sur les côtes espagnoles et portugaises. Une analyse préliminaire des enregistrements indique qu'une source de grande dimension se déplace au cours du temps. Afin de simuler avec précision ce type de tsunami, des développements numériques sont nécessaires. La simulation numérique des tsunamis générés par des séismes est la plus simple à effectuer, car elle respecte dans la plupart des cas les hypothèses des ondes longues. Dans les autres cas, avec une source plus étroite et de plus fortes amplitudes, comme pour les éboulements de terrain, l'hypothèse des ondes longues n'est pas toujours acceptable. Une des possibilités, les approximations de Boussinesq qui ont été évoquées au cours de cette thèse, peuvent pallier à l'écart à l'hypothèse des ondes longues. Mais dans certains cas, un calcul en trois dimensions, principalement pour l'initiation et l'impact sur les côtes, sera nécessaire afin de mieux prédire les effets sur des structures de protection, des récifs coralliens, voir même sur les bâtiments afin de simuler les endommagements.

LE TSUNAMI INDUIT PAR LE SÉISME DE **A** BOUMERDÈS-ZEMMOURI (21 MAI 2003) : RÉSULTAT DE L'ENQUÊTE DE TERRAIN ET DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE LE LONG DES CÔTES FRANÇAISE (SAHAL ET AL. 2009)

Cette partie reprend l'article publié dans Natural Hazards and Earth System Sciences concernant l'impact du tsunami de Boumerdès-Zemmouri (21 mai 2003). Cet article complète la partie 4.2 de la thèse.

The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling

A. Sahal¹, J. Roger^{2,3}, S. Allgeyer², B. Lemaire², H. Hébert², F. Schindelé², and F. Lavigne¹

¹Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591, 1 place Aristide Briand, 92195 Meudon Cedex, France

²CEA, DAM, DIF, Bruyères le Châtel, 91297 Arpajon Cedex, France

³Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Rua Ernesto de Vasconcelos, Faculdade de Ciências Ed. C8, 6°, 1700 Lisboa, Portugal

Received: 2 April 2009 – Revised: 27 August 2009 – Accepted: 2 October 2009 – Published: 10 November 2009

Abstract. A field survey was organized on the French Mediterranean coasts to investigate the effects of the tsunami induced by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake ($M_w=6.9$). The results show that eight harbours were affected by important sea level disturbances that caused material loss. Unfortunately, the low sampling rate of the French tide gage records (10 min) does not allow for a proper evaluation of the tsunami wave amplitudes since these amplitudes were probably underestimated in the harbours where these sensors are installed. The survey brings to light regional and local contrasts among the harbours' hydrological responses to the tsunami.

To better understand these contrasts, a numerical simulation of the sea level elevations induced by the tsunami was conducted. The simulation showed a certain correlation between the field results and the wave amplification along the coast; however it underestimated the observed phenomena. Another simulation was then conducted using high resolution bathymetric grids (space step of 3 m) centred more specifically on 3 neighbouring harbours, however, again the simulation results did not match the amplitudes recorded through the observations. In order to better understand the wave amplification mechanisms inside each grid, a Gaussian signal was virtually broadcasted from the source to the harbours. Virtual sensors identified the periods which are stimulated – or not – by the arrival of the signal in each grid. Comparing these periods with those previously recorded emphasizes the proper period of each waterbody.

This paper evaluates the limitations of such a study, focusing specifically on (1) the importance of having accurate and precise data about the source (the lack of information about the signal amplitude leads to an underestimation of the tsunami, thus reproducing only a fourth to a third of the observed phenomenon), (2) the need for networked tide gages with high resolution records and short sampling rates, and (3) the importance of conducting field studies immediately after a tsunami occurs.

1 Introduction

The Western Mediterranean coasts have suffered from tsunamis in the past, and their present exposure to future tsunami hazard is undeniable. In this geographical location, three main regions are identifiable sources (seismic, as well as submarine landslide sources) for tsunamis: (1) the region of the Ligurian sea from Sanremo to Livorno (Italy) where seismic activities have triggered many devastating tsunamis, such as the earthquake-induced tsunami of 1887 (Eva and Rabinovich, 1997); (2) Sicily and the Aeolian Islands (Italy) which were the sources of numerous tsunamis triggered by eruption-induced submarine landslides (Tinti et al., 2004; Maramai et al., 2005; Gerardi et al., 2008), or triggered by earthquakes, as was the case of Catania in 1693 (Gutscher et al., 2006); and (3) the North-African margin which was a source that triggered several noticeable tsunamis, such as in 1365 and in 1856 (Roger and Hébert, 2008), as well as in 1980 when the El Asnam earthquake triggered a small tsunami that moderately impacted the Spanish shoreline (as shown by tide gauge observations) (Soloviev, 2000).



Correspondence to: A. Sahal
(alexandre@sahal.fr)

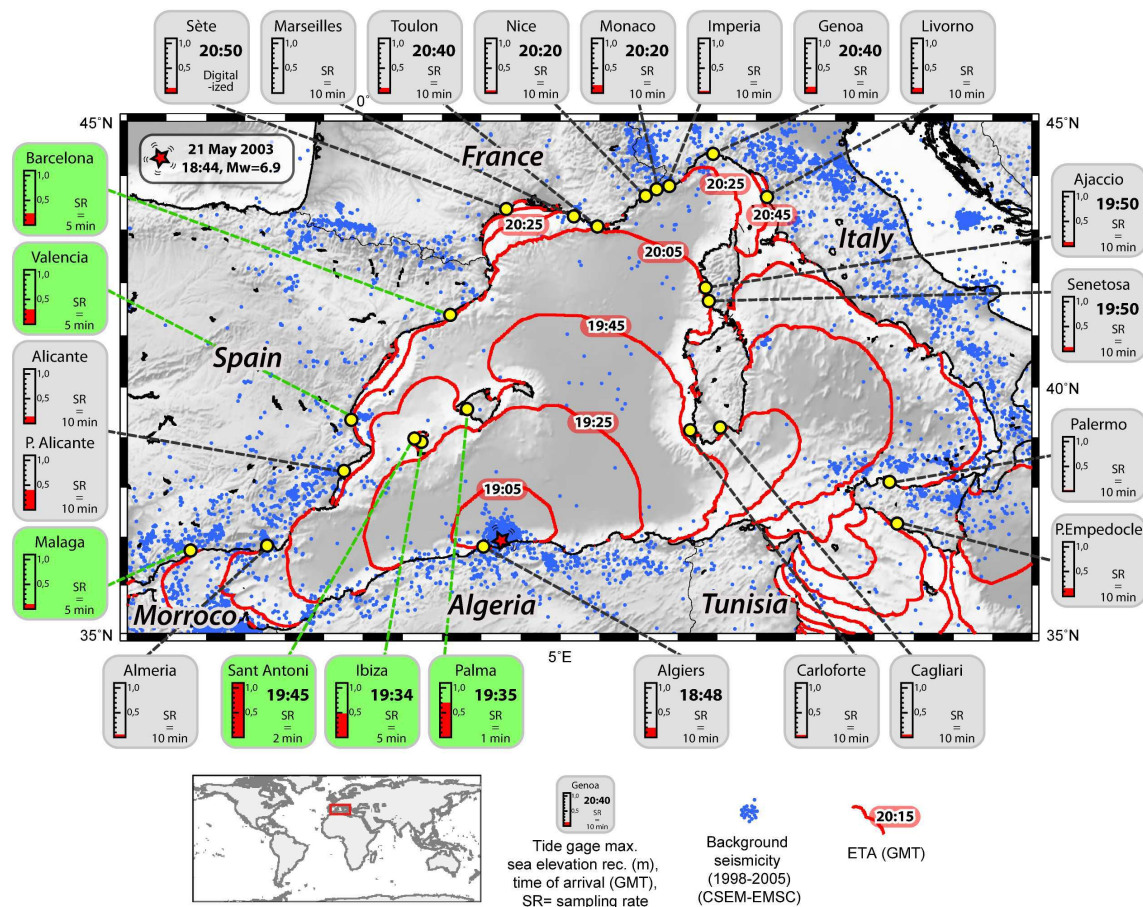


Fig. 1. The 21 May 2003 tsunami in the Western Mediterranean Sea: estimated travel time and tide gage records. The background seismicity depicts the 2003 seismic crisis. The tsunami travel times (red lines) were computed using the TTT SDK v 3.2 (<http://www.geoware-online.com/>). The colour code for the tide gage stations indicates the various sampling rates for the data acquisition (see text for details).

The French Mediterranean coast was affected by some of these tsunamis, and additionally has suffered from the impact of local submarine landslides, such as in 1979, when the Nice airport embankment collapsed and triggered a tsunami affecting the Baie des Anges, and more specifically, Antibes (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000).

More recently, on 21 May 2003 at 18:44 UTC, an earthquake of moment magnitude $M_w=6.9$ occurred in the region of Boumerdès-Zemmouri, Algeria, generating a tsunami which reached the Western Mediterranean coasts in a time span of a few minutes to several hours (Alasset et al., 2006). Figure 1 shows the maximal sea level elevations recorded by the tide gages of the Western Mediterranean Sea.

The tide gages in operation in 2003 recorded sea level elevations ranging from a few centimetres in Sardinia (Italy)

to a meter in the Balearic Islands (Spain). The sampling rates from the tide gages vary from 1 to 10 min. Figure 1 shows that the tide gages with precise sampling rates (less than 5 min, coloured in green) were the only ones to record significant sea level variations (with the exception of Puerto Alicante). In fact, tide gages with sampling rates equal to or larger than 10 min (coloured in grey) are ineffective in recording all the amplitudes of tsunami-induced sea level oscillations because such oscillations happen to have too short main periods (between 15 and 20 min) compared to the sampling interval.

Therefore, the French and Italian tide gage records are not sufficient to evaluate the local impact of the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri tsunami on the French Mediterranean coast. Consequently, a witness-based investigation along the

shoreline was required to assess the actual impact of this tsunami. In May 2007, a three month field investigation began on the French Riviera and in Corsica to assess if anyone had noticed sea level variations during the evening and the night of 21–22 May 2003, and to build an observation database.

The aim of this article is to: (1) expose the methodology and the results of this field investigation, (2) determine if the simulation can reproduce the same effects using different approaches, (3) improve the understanding of the resonance effects along a tsunami path through frequency analysis, and (4) identify what can be improved concerning data collection in the Western Mediterranean Sea, and more specifically on the French coast, to better understand and mitigate the tsunami hazard.

2 Building a database based on harbour observations

2.1 Field investigation methodology

Figure 1 shows that the tsunami triggered at 18:44 UTC in Algeria should have begun impacting the French coasts around 20:10 UTC (21:10 LT). Since the tsunami occurred at night and during the holiday off-season, the field investigation methodology had to be adapted to account for a potential lack of witnesses, as no one may have been present on the beaches. Therefore, potential witnesses would have been people living on their boats or working in the harbours at night. Consequently, the investigation concentrated mostly on harbours: a total of 135 harbours were contacted and almost all of the harbours accepted to consult their surveillance logs – if one existed – for the night of 21–22 May 2003. During three months, a widely diffused “call for witnesses” was posted in each harbour office next to the meteorological forecasts which are consulted daily by people who sail and fish offshore. The poster asked those who had noticed any hydrological phenomena during the night of 21–22 May 2003 to call a dedicated phone number.

Coast guards, semaphores, the Maritime Rescue Coordination (CROSS) and commercial harbour pilots were also contacted. They agreed to verify their logs for anomalies during the evening and night of 21–22 May 2003. Figure 2 shows the location of investigated harbours and semaphores.

It should be noted that harbours and semaphores cover most of the French seashore, and for the purpose of this study, they represent a comprehensive view of the studied terrain.

Eye-witnesses participated in a semi-directed interview. These interviews were adapted to the specific context of observation: direct observation from a wharf, from a boat alongside the quay, from a boat offshore, or from a specific location (observation tower, semaphore, for example). Details about hydrological phenomena were collected concerning unusual currents, siphons, sea-level variations and/or the

corresponding consequences (for example boats moving and making specific noises, boats touching the sea-bottom, etc.). Noticeable impacts were also noted: broken mooring lines, sunken boats, displaced two-ton moorings, etc. The chronological timeline and the physical measurements of these hydrological phenomena, as well as their impacts, were collected as precisely and as often as possible. Written information from the harbour offices’ logs was collected and studied when it described unusual phenomena.

Every local, regional and national newspaper archive was also reviewed. The review focused on the week following the earthquake.

2.2 Results and discussion

Of the 135 harbours that were investigated, only 66 had the capacity to observe any unusual hydrological phenomenon through their nocturnal surveillance structure. Of the 66, only 8 harbours noticed hydrological anomalies which could be attributed to the 21 May 2003 earthquake-induced tsunami. The other 69 harbours did not have the nocturnal structures needed and were therefore unable to notice if anything had happened during the night. Also, the following day, they did not notice any consequences of any hydrological anomaly. This is not to say that nothing happened, rather it could mean the phenomenon did not leave any noticeable damage. Figure 3 focuses on the Eastern part of the French Riviera (yellow frame on Fig. 2), which appears to be the only affected area.

Table 1 illustrates the characteristics of each harbour, the number of direct witnesses and the corresponding phenomena. It also shows the chronological timeline of the sea level variation as reported by the witnesses.

Not all harbours were affected by the tsunami in this area. The affected harbours are quite different from each other: various sizes, azimuths of the entrance and of the coast, etc. Most of them were affected by sea elevation variations and boiling phenomena. Of the 8 affected harbours, 6 suffered material loss. La Figueirette and Mouré-Rouge harbours were the most affected: they both suffered from a high amplitude drop of the sea level (0.9 to 1.5 m and 1.5 m, respectively). At the same time, Cannes – Vieux-Port was less affected by sea-level variations. To better understand these differences at a local level, modelling was focused on this area (Fig. 4).

These results have practical limitations. On the one hand, it is quite difficult for witnesses to remember the precise time the event occurred, especially several years after the event. On the other hand, some witnesses are sailors who know their boat and the bathymetry of the harbours quite well. They can easily estimate the sea level variations since they need to adjust their moorings according to the sea level. Other witnesses were working as harbour guards during the night of 21–22 May 2003 and were able to take note of anomalies at precise hours.

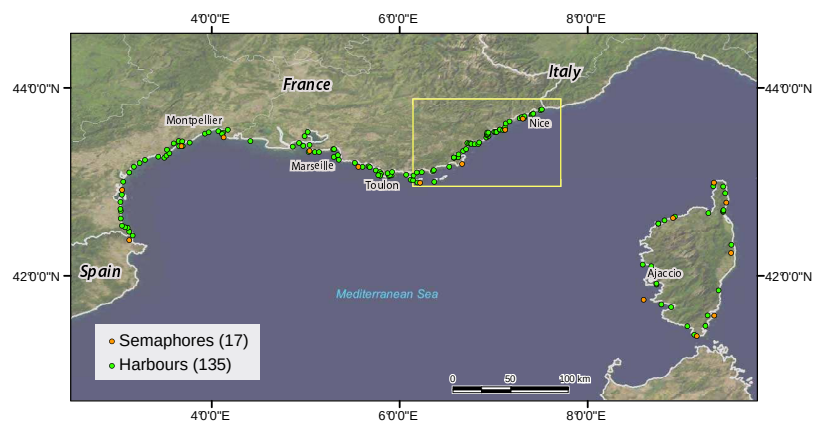


Fig. 2. Location of the investigated harbours and semaphores on the French seashore (background ESRI).

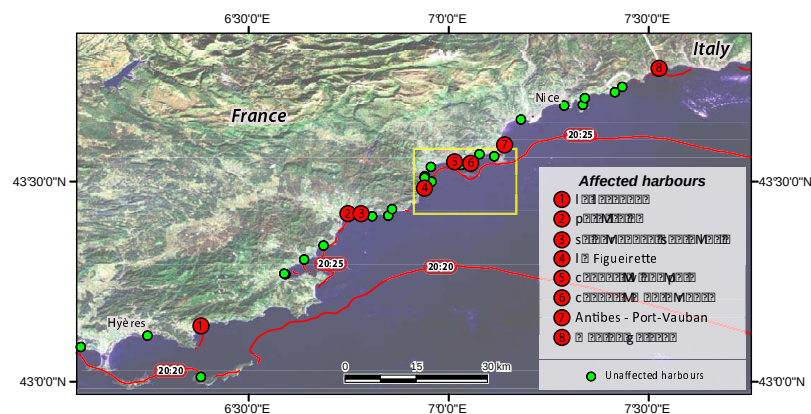


Fig. 3. Location of the harbours affected or supposedly unaffected by the 21 May 2003 earthquake-induced tsunami (background ESRI).

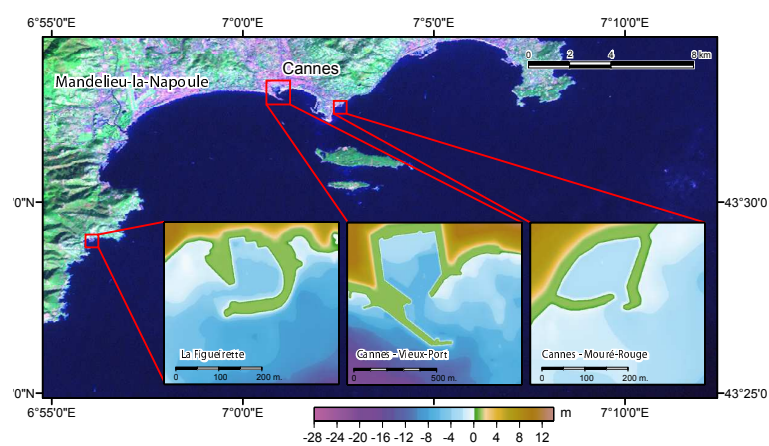


Fig. 4. The three harbours selected for the modelling (background Landsat TM).

Table 1. French harbours affected by the 21 May 2003 tsunami: characteristics and observed hydrological phenomena according to witnesses.

Basin/harbour characteristics								Observations										
	Major length	Minor length	Mean depth	Entrance level	Entrance azimuth	Global azimut	Direct witnesses	Time interval				Minimal trough (m)		Maximal crest (m)		max. currents	Other hydrologic phenomena	Noticed impacts
								min	max	min	max	min	max	min	max			
								(m)	(m)	(m)	(m)	(nds)						
Le Lavandou	400	140	4.5	145	S	S	1	22:30										boats sank
Port-Fréjus	650	210	3	68	E	S	1	20:00	21:00			−0.15	−0.2	0				none
Saint-Rahaël Santa-Lucia	380	125	4.5	47	N and S	S	1	21:30				04:00						keels touched the sea bed in the harbour
La Figueirette	146	140	3.6	23	W	SE	4	20:00	20:30	02:00		−0.9	−1.5	0.7	0.9	15	strong current; eddies; boiling phenomena	keels touched the sea bed in the harbour; a 5 m long vessel sank; 2-ton mooring moved; mooring disrupted
Cannes – Vieux-Port	480	335	5.7	236	E	S	1	21:30			00:00				12	strong currents; boiling phenomena	numerous 2-ton moorings moved	
Cannes – Mouré Rouge	200	100	1.9	26	S	SE	3	20:30	21:00	00:30	00:45	−1.5		0.3		fishes jumping out of the water; eddies; siphon and “water step” at the antry of the harbour	a vessel was grounded on the dam; moorings disrupted; numerous 2-ton mooring moved	
Antibes – Port-Vauban	1000	520	5.5	180	N	E	3	21:00				−0.6		0.2		big eddies at the the harbour entry of		keels touched the sea bed in the harbour
Menton Garavan	550	160	2.5	57	ENE	S	2	21:00				23:00		−4.0				0

Nevertheless, in order to build observation databases a large number of testimonies are needed. Unfortunately, only a few could be recorded. The lack of witnesses can be explained by the phenomenon’s arrival late at night on the French coasts (after 21:00 LT). Video surveillance tapes could have been more objective witnesses, but they are not kept longer than a month. Therefore it is essential that such field investigations be processed as soon as an event occurs since time is a crucial factor.

To better understand these observations, the tsunami was modelled in the Western Mediterranean Sea and the effects on the three selected harbours of the French Riviera were simulated.

3 Tsunami modelling

3.1 Generalities

The method applied to model tsunami initiation, propagation and coastal impact has been in development for several years with the objective of studying tsunami hazards in regions such as French Polynesia (Sladen et al., 2007) and the Mediterranean Sea (Alasset et al., 2006; Roger and Hébert, 2008), and to better understand the source characteristics of

tsunamigenic earthquakes (Hébert et al., 2005; Sladen and Hébert, 2008). The initial sea surface elevation is obtained from the sea bottom co-seismic deformation (computed using the Okada formula, 1985), and considers a full and instantaneous deformation from the bottom to the surface of the sea. Then, to calculate the propagation, the hydrodynamical equations are solved, under the non-linear shallow water approximation, with a finite difference Crank Nicolson scheme applied to a series of nested bathymetric grids to account for the shoaling effect that occurs close to shores. It is worth noting that for this type of shallow water propagation, the tsunami propagation is non-dispersive, and the celerity equation depends only on water depth.

In the present case, different authors attempted to describe the seismic event, proposing different sources and deformation scenarios, based either on seismic or GPS data (Delouis et al., 2004; Mourad Bezzeghoud, University of Evora, Portugal, personal communication in 2006; Meghraoui et al., 2004; Semmane et al., 2005; Yelles et al., 2004; parameters are described in Table 2).

All of these scenarios have been tested and the results indicate that several sources match the tide gage records in the Balearic Islands fairly well, especially Delouis’. However, even though the phases were properly modelled, the

Table 2. Sources and characteristics of the 21 May 2003 earthquake according to various authors.

	Delouis	Bezzeghoud	Meghraoui	Semmane	Yelles
Longitude	36.83° N	36.83° N	36.83° N	36.83° N	36.91° N
Latitude	3.65° E	3.65° E	3.65° E	3.65° E	3.65° E
Depth of the fault centre (km)	~6	~8	~8	~16	~9
Strike (°)	70	64	54	54	60
Dip (°)	45	50	50	47	42
Rake (°)	95	111	90	90	84
Length (km)	60	50	54	64	32
Width (km)	24	16	15	32	14

computed amplitudes proved to be too low to fit the data (Alasset et al., 2006). Thus, given that all of the seismic sources yielded nearly similar results in terms of tsunamis, the source proposed by Delouis et al. (2004) was the one chosen in this study for the purpose of modelling.

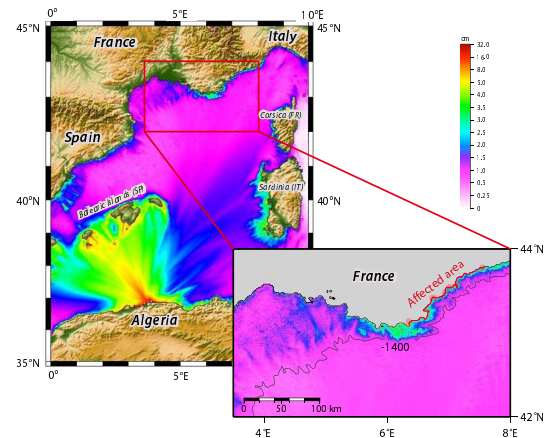
The main bathymetric grid used for tsunami modelling includes the entire Western Mediterranean Sea. It was built from GEBCO data (GEneral Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, 1997, resolution 1') and interpolated at a space step of 1000 m. The grid was used to model the co-seismic deformation derived from the model proposed by Delouis et al. (2004), and then to compute the maximal sea elevation reached in each cell of the grid in the Western Mediterranean Sea during the first 4 hours after the earthquake (Fig. 5).

3.2 Results

3.2.1 General results

Figure 5 clearly shows that the maximal energy wave is directed mostly towards the Balearic Islands, as aforementioned by Alasset et al. (2006). In fact, this pattern is very dependent on the fault azimuth used, but all models showed that the Balearic Islands were the most impacted. At the same time, various acceptable azimuths only changed which island was impacted the most, either Ibiza or Majorca (Alasset et al., 2006). This kind of pattern is also noticeable for the 1856 Jijel (Algeria) earthquake and associated tsunami, which is assumed to have struck mostly Menorca and the eastern part of Mallorca (Roger and Hébert, 2008). Whatever the case, the role that submarine canyons appear to play in wave amplification should be mentioned.

Figure 5 also reveals amplifications in several places along the Spanish, Sardinian, Corsican and South-eastern French shorelines. However, these amplifications are still less than 10 cm high on this large grid (grid 0). On the large scale, modelling clearly shows that for the French shoreline, amplified values coincide well with the areas that the field investigation determined to be affected, e.g. the Eastern French Riviera. In contrast, the Western Mediterranean French shoreline (Gulf of Lion) shows less important sea level elevations.

**Fig. 5.** Modelling of the maximal sea elevation reached during the first 4 h after the earthquake, based on Delouis' source (grid 0).

Such low elevations could be mostly explained by the shield effect of the Balearic Islands, by the loss of energy of the phenomenon when reaching the continental margin of the Gulf of Lion, and by the wide extent of the corresponding submarine shallow shelf. However, more generally, in South-eastern France, the simulated amplifications (a few centimetres of wave amplitude) are less than those witnessed during the event, but could be in agreement with the recorded signal from the tide gages in Nice (43.695° N, 7.285° E). However, the results obtained using a large scale grid of 1000 m of resolution are not expected to account for the shoaling effect which mostly contributes to the tsunami amplification when the water depth decreases in the last few tens of meters, especially along Mediterranean French coasts which are associated with steep slopes. Areas of major amplification may also match bathymetric features such as submarine canyons or particular shelf shapes that are not well mapped on the GEBCO grid.

Therefore, in order to more accurately estimate the amplification associated with the shoaling effect, the model was processed on a more precise scale on the coasts, using multi-scale grids. Coastal and harbour bathymetric grids were built to gradually enhance the precision of bathymetric data from the source to the studied harbours. As mentioned previously, the Figueirette and Mouré-Rouge harbours seem to be the locations where the most important amplifications were reported in 2003. However, nothing was reported by witnesses for the Vieux-Port of Cannes located between these 2 harbours. Thus, these 3 harbours represent good candidates to more accurately study wave amplification in Southern France during the 2003 event and to understand the observed differences.

The high resolution grids of the 3 studied harbours were built with data from GEBCO and from the French SHOM

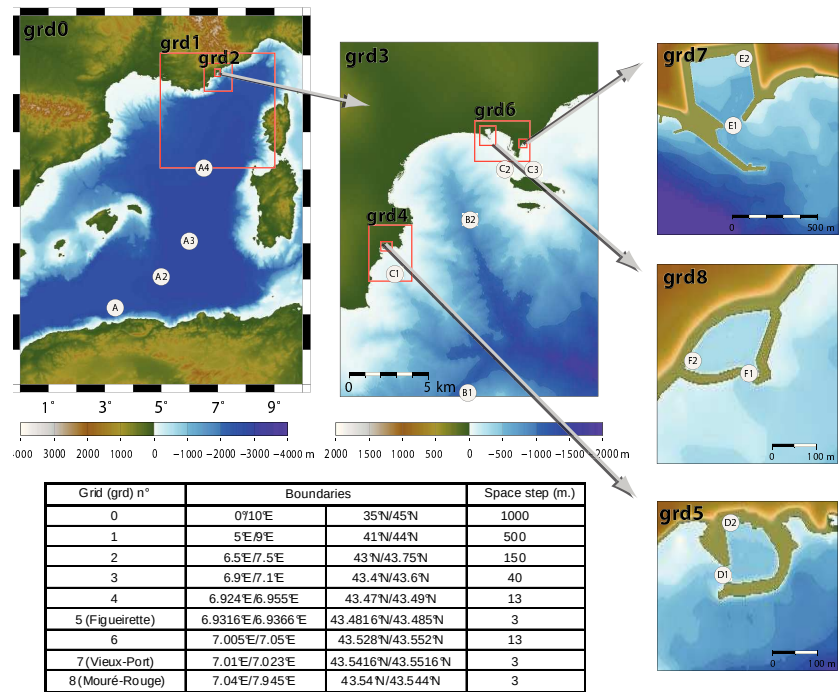


Fig. 6. Grids and sensors used to model the maximal sea elevation reached in the three studied harbours after the 21 May 2003 earthquake.

(Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) with a 3 m space step and completed using navigation maps (Escales, 2007). Interpolation/extrapolation was used in parts of the harbours with no available data, by using pictures, satellite views, etc., in order to obtain a better representation of the harbours' geometry. Finally, a total of 9 imbricated grids were built on 6 levels of resolution (Fig. 6).

3.2.2 Results in harbours

The modelling results (Fig. 7) show the greatest amplification inside the La Figueirette harbour, which is the smallest studied harbour (maximum wave height reaching over 22 cm).

This result is clearly less than the observations, as the observations reveal a maximum wave height reaching more than 70 cm in La Figueirette harbour. Even if the modelled propagation time was matched to the observed time of arrival (one hour after the earthquake, taking into account potential inaccuracies in witness accounts), the simulated elevation would still be less than the reported observation. As in previous studies on the impact of this event on the Balearic Islands (Alasset et al., 2006), the model reproduces only a fourth to a third of the recorded or observed maximal amplitudes.

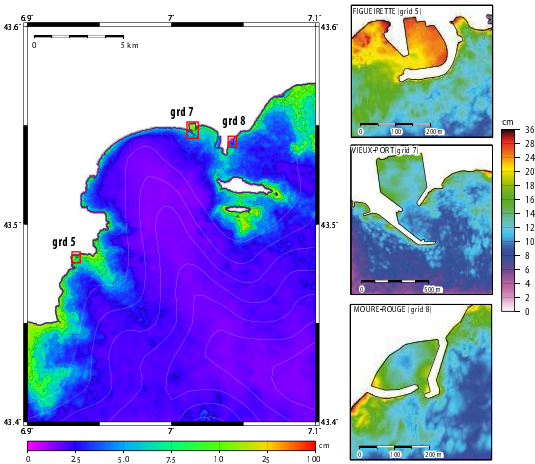


Fig. 7. Maximal sea level elevation during the first 4 h after the earthquake in the three studied harbours and the bay of Cannes.

Concerning the Vieux-Port, the largest studied harbour (located between the 2 harbours where the maximum amplitudes were observed), a very small sea level variation is obtained, with a maximum of about 15 cm. The Mouré-Rouge harbour is hardly larger than La Figueirette, and seems to be much less affected. Perhaps the presence of the Lérins Islands to the south of the Mouré-Rouge harbour shielded it (Fig. 7), but this has to be demonstrated further.

Globally, the detailed modelling does not allow for a reproduction of the observations in terms of amplitude. It is important to mention here that the accounts given by witnesses four years after an event need to be considered with caution. However, these modelling results confirm that the La Figueirette harbour was the most affected site, at least in relation to the two other ones studied.

One idea proposed in this study is that additional amplifications, due to resonances outside or inside the considered harbours, may have also occurred. The modelling method already accounts for these phenomena, as in French Polynesia (e.g. Hébert et al., 2009) where long lasting resonance periods observed were efficiently accounted for by the tide gages in Taiohae Bay. Therefore, since the seismic source seems to produce amplitudes that are too low, a frequency analysis of the signal from the source (Algerian Margin) to the French coasts is conducted. Additionally, the responses are tested in the bay and in the harbours and then discussed using synthetic modelling.

3.2.3 Frequency analysis in harbours

Numerous studies have shown that submarine features or sudden bathymetric changes could have consequences on incident wave amplitudes, inducing, for example, the shelf resonance (Monserrat et al., 2006; Horillo et al., 2008; Munger and Cheung, 2008). Carrier et al. (1971) showed that seismic-generated tsunamis, like atmospheric pressure disturbances, are possible causes of harbour resonance. Changes in the geometry of a harbour modify its natural period of oscillation (Monso de Prat and Escartin Garcia, 1994; Bellotti, 2007). This is an important aspect to consider in order to protect a harbour against the arrival of long waves.

In the realm of this study, the objective is to understand why, in the same area, some harbours like the La Figueirette harbour were affected in 2003, while others such as the Vieux-Port and Mouré-Rouge harbours were not affected or were only affected a little. Therefore, the study focused on the evolution of periodic components of the tsunami during its propagation from its origin (the Algerian margin) to its arrival on the continental shelf and onwards to the coast.

The aim is to use parallel synthetic tsunami modelling in order to avoid relying on the seismic source and in order to consider only the harbours. To define the periods which need to be studied, the results of the modelling are integrated with data about the seismic source and are analysed. The attention is then focused on the most precise grids (the harbours):

synthetic tide gages are placed over the different grids (a few are located on Fig. 6), particularly in harbours, in locations which do not correspond to nodes (minimal sea level amplitude for the standing wave), i.e. near the structures of the harbours in question (breakwaters, piers, etc.), where the anti-nodes occur. This is an important aspect to take into account for resonance investigations. Spectral analysis of each recorded synthetic signal is performed using FFT (Fig. 8).

On the scale of the Western Mediterranean sea, the frequency analysis of the signal recorded by the synthetic sensors from the Algerian shore to the French coasts reveals the appearance and disappearance of main periods. Except for a global diminution of the main amplitude during the propagation from A1 to A2 (loss of energy due to depth and geometrical spreading), the sensors recorded a decrease in the low frequency peak (20–25 min) as time passes from sensor A1 to sensor A4. A second peak (16–17 min) remains during the entire propagation process. These two peaks can be linked to the geometry of the rupture. Nothing particular about the high frequencies (less than 10 min) can be deduced.

Similarly, given that every water body (including man-made harbours or bays) has natural oscillation modes with eigenperiods that depend on its physical characteristics (Jansa et al., 2007), i.e. its geometry and depth (Monso de Prat and Escartin Garcia, 1994; Woo et al., 2004), a spectral analysis in the different grids was conducted, especially on the 3 harbours' grids, using a method inspired by Yalciner and Pelinovsky (2006) which these authors used in the Marmara Sea. This methodology consists in comparing the evolution of a signal modelled with the available information about its source all along its path to the evolution of a well known synthetic signal along the same path. Through modelling, the synthetic signal is altered by the environment of the basin. By comparing these two signals, this methodology enables one to highlight the main frequencies (peaks) of each grid: if a peak is invisible on the synthetic signal analysis but visible on the source based signal analysis, it can be deduced that this peak is attributable to the source. It is to be noted that unlike in the case of the Marmara Sea, the studied basin is open. Several tests on open basins which resonance periods were known have been conducted in the bay of Sainte-Anne (Guadeloupe, eastern Caribbean Sea) and validated this methodology for such basins (Roger et al., 2009). Following this methodology, a FFT algorithm is used to analyse the evolution of an arbitrary initial surface with virtual gage points (Fig. 9). In this case, the known synthetic signal is a Gaussian.

A manual correlation between the main frequency peaks of the different spectra is conducted. The main period peak (low frequencies), which corresponds to a very large and also dissipative period (the more the harbour is open, the more it is large; the resonance is not well auto-maintained), can be explained by the non-closed structure of the harbour (confirmed by additional calculations not presented here in this study).

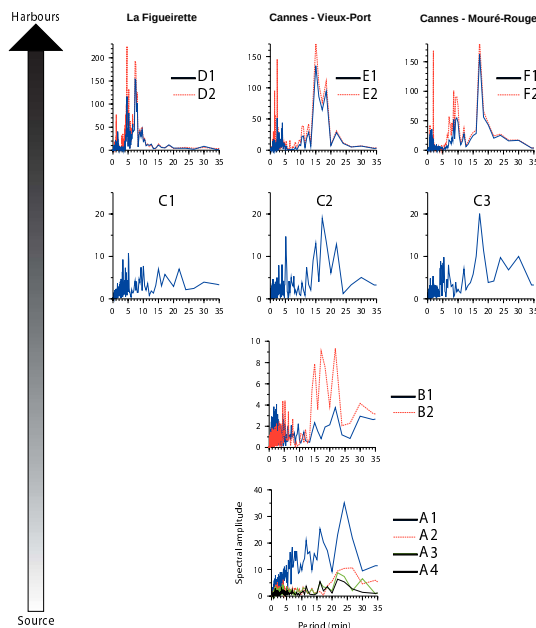


Fig. 8. Signal evolution from the source (Delouis et al., 2004) to the harbours in the Gulf of La Napoule (A1 to F2 are the sensors located on Fig. 6).

The comparison of the signals recorded by five synthetic sensors located in the La Napoule Bay (B1, B2, C1, C2 and C3, Fig. 8) shows that the previously described 16–17 min peak is still present and even amplified offshore from the Vieux-Port and the Mouré-Rouge harbours (respectively C2 and C3). As this peak is not on the signal spectrum for the area where the Gaussian is applied (Fig. 9), the peak is consequently linked to the source, and not to a local resonance phenomenon. The amplification of this peak is limited offshore from the La Figueirette's harbour (C1), probably due to the presence of a submarine canyon (Fig. 6, grd3) which diminishes the spectral amplitudes (important dissipation). Similarly, a 7–8 min peak appears in front of the La Figueirette harbour (Fig. 8) which is not reproduced by the synthetic signal (Fig. 9). Can this peak be linked to the source? All the other peaks present in Fig. 8 are in phase with the calculated synthetic signals (Fig. 9).

Regarding the signal in the La Figueirette harbour, the D1 and D2 synthetic signal graphs (Fig. 9) show that the 16–17 min peak is still present on Fig. 8, but its amplitude is clearly diminished. The signals recorded from the application of the Gaussian (Fig. 9) indicate that the 5 min peak could be generated by a resonance effect caused by the entrance of the harbour since it disappears when the harbour is closed. The 1 min peak is also attributable to the harbour's

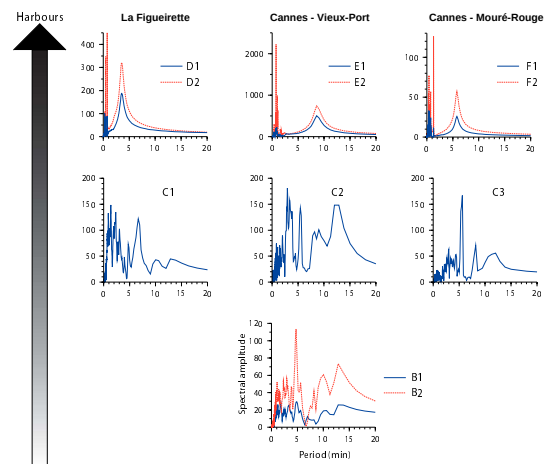


Fig. 9. Responses of the virtual sensors to a synthetic signal.

entrance, while the 7–8 min peak (which is the same on D1 and D2, Fig. 8) could correspond to a resonance outside the harbour.

In comparison to the signal in the Vieux-Port harbour, the 16–17 min peak is visible at the arrival of the signal in the harbour (Fig. 8) and could be attributed to the source as it is not reproduced by the synthetic signal (Fig. 9). No peak is attributable to the harbour's entrance. On the other hand, the 1 min peak is still visible, associated with the 2 and 4 min peaks (Fig. 8). These three peaks are amplified from the entrance (E1) to the far end of the harbour (E2). The 2 and 4 min peaks are not attributable to the Gaussian signal and are therefore probably due to a local interference (resonance before the harbour's entrance).

In the Mouré-Rouge harbour, the peaks which are due to the resonance of the harbour (less than 2 min) are well reproduced by the Gaussian and are amplified from F1 to F2. The peak associated with the entrance of the harbour (around 6 min) is still visible, but partially masked by a larger peak of a 10 min period which is not reproduced by the synthetic signal. This peak could be generated by the semi-enclosed water body between the Lérins Islands and the continental shore.

3.3 Discussion about the modelling

The amplifications observed by the witnesses are neither reproduced by a realistic earthquake source (Delouis et al., 2004), nor by any source available (Yelles et al., 2004; Meghraoui et al., 2004). Consequently, the study attempted to determine the characteristics which would have produced the actual observations. The detailed frequency analysis allows one to distinguish the imputable spectral component of

the source from the spectral characteristics due to harbour structures. The additional synthetic analysis using a Gaussian signal indicates which type of signal is able to stimulate the harbours or bays in question, leading to important wave amplifications. As in the Balearic Islands where the modelled amplitudes also fit poorly to the actual observations, this issue remains unexplained. Numerical dispersion exists in the modelling method, but results obtained in French Polynesia with much longer propagation paths never suffered from this poor fit when using realistic seismic sources.

When comparing the spectrums obtained with the signal coming from the seismic source to the spectrums obtained with the signal coming from the synthetic Gaussian signal, one can clearly see that some of the peaks present on the second spectrum (synthetic) do not appear on the first one (seismic source signal). This indicates that the modelled source does not stimulate all the proper modes (fundamental and/or harmonics) of the harbours. The eigenperiod of the source's signal is probably not correct, whether or not what was observed in the La Figueirette and Mouré-Rouge harbours is actually a resonance phenomenon.

The lack of physical dispersion in the propagation model could be a primary reason for the mismatch between the models and the observations, after taking into consideration the validity of eyewitness reports, as previously mentioned. Indeed, for such a moderate event, shorter tsunami wavelengths could have also been generated. A more rigorous model should take into account the dispersion of wavetrains (Boussinesq model). In addition, the very late observations reported in the harbours could be in agreement with late arrivals of dispersed wavetrains, characterized by shorter periods, which could have caused the La Figueirette's harbour to resonate. Another reason, not completely independent from the former, stands that some places along the coast could be receptive to some waves arriving from Algeria that exhibit resonance phenomena, as it was shown by Roger and Hébert (2008) in the Balearic Islands for the 1856 event. Once again, late and dispersed wavetrains could induce resonances at specific arrival times. A proper physical dispersion would allow shorter wavelengths to get amplified, stimulating short eigenperiods in some harbours. However, using a Boussinesq model would also diminish the final amplitudes, yet, it would not be required for this study as the earthquake source seems to be too low with respect to tsunami observed amplitudes.

Another weakness in the modelling could be the lack of data concerning the exact bathymetry of the harbours. Bathymetric data is not currently dense enough on the coasts (shallow water) and practically non-existent in harbours. However the data from SHOM are well resolved close to the shores, except in the harbours where the constructed grids may be not precise enough, as previously mentioned (see Sect. 3.2). However, an error of 15% on the mean water depth should not shift the main spectral values by more than 10%.

Nevertheless, the models presented in this study have helped determine the resonance periods in the studied sites, and these periods appear to be important parameters for sea level variation amplifications. By integrating data from witnessed observations into the model, the identification of the signal's periodic components in proximity to the harbours, and even at the tsunami's source, is possible. This approach displays the relationship between the resonance period (or the harmonics) of a basin – such as a harbour – and its exposure to wave amplification (Bellotti, 2007).

Harbour resonance is probably not the only parameter which has an influence on the harbours' response to the signal. A statistical study comparing the harbours' entrance orientation, geometry, etc. to the witnessed impacts could bring forward other explanations.

4 Conclusions

Four years after the tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake, a long and careful survey was conducted along the French Mediterranean coast. The maritime authorities and 135 harbours were contacted and interviewed about the observations they noticed in the hours following the earthquake.

Assessing the impacts of such a relatively small tsunami was quite challenging, as it had not been identified as a tsunami by the harbour authorities, and therefore no official national report was made concerning its impact. The conducted survey enlightened and summarized the effects of the 2003 Mediterranean Sea tsunami on the French coasts, which had not previously been studied. The results of this study showed that the effects of the tsunami was underestimated by the French tide gage records, as it had consequent effects in many French harbours.

Compared to the field observations, the various modelling approaches showed an underestimation of about a fourth to a third of the actual effects of the 21 May 2003 tsunami. Such a gap could be linked to an underestimation of the initial deformation amplitude at the source. The role of the resonance phenomenon has been underlined as an important factor of wave amplification in bays and harbours. This phenomenon needs to be refined in a detailed tsunami modelling, especially for small magnitude events. Knowing the period of resonance for each harbour allows one to deduce which wave frequency falls into resonance inside that particular water body, and thus helps one to more accurately predict and prevent the effects of the hazard for specific tsunami wavelengths. A more detailed analysis of a harbour's resonance would nevertheless be improved using continuous tide gage data whose spectral analysis provides the main eigenperiods of the basins (Monserrat et al., 1998).

Finally, the Western Mediterranean shores are not the most exposed to the tsunami hazard. The hazard level is quite low, with low recurrence and low intensities. However, the shores

are very vulnerable, as they are highly urbanized and populated, especially during summer. The 2003 phenomenon would have caused more damage due to the 15-knot currents (7 m/s) that were observed if it had occurred in the middle of the day when traffic is increased in harbours.

This study underlines the need for post-tsunami surveys to be organized as soon as a tsunami occurs, covering all the potentially affected shores. It would be interesting to organize such surveys for the 2003 event in all the Western Mediterranean basin, and more particularly in Spain, Algeria, Tunisia and Italy, where modelling shows an important amplification of the sea level elevation along these shores.

Acknowledgements. The authors would like to thank the CEA (French atomic energy commission) who financed the field investigation along the French shore. The work was funded within the FP6 European project TRANSFER under contract 037058 and within the RiskNat program under contract ANR-08-RISK-NAT-005-01/MAREMOTI. The paper benefited from constructive reviews by Alexander B. Rabinovich and an anonymous referee.

The authors would also like to thank all the administrations who provided them with the records of the tide gages:

J. P. Alasset, from the "Institut de Physique du Globe de Strasbourg", who collected several records of the Italian tide gages through the "Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale" (ISPRA).

The Italian ISPRA, and more specifically the technical services provided by S. Corsini, for the tide gage in Genova.

The French "Service Hydrologique de la Marine Nationale" (SHOM), and more specifically R. Jehan who provided the records of the tide gage in Nice (France); R. Creach and P. Bonnefond from the SHOM's RONIM project for the other French tide gages.

The French "Service de Navigation Maritime Languedoc Roussillon" (SNMLR), who provided the records of the tide gage in Sète.

The Spanish "Instituto Español de Oceanografía de Madrid" (IEO, Spanish Oceanographic Institute), and more specifically M. J. Garcia who provided the records of the tide gage in Palma de Mallorca.

The Spanish "IGN Madrid", and the "Puertos del Estado Madrid" administrations, for the records of the other Spanish gages.

The CROSS, for searching their database for interventions during the evening of 21 and the night of 21–22 May.

All the harbours' staff which participated in, or facilitated, the field investigation.

All of the witnesses who accepted to share their experience of the 2003 Boumerdès-Zemmouri tsunami with us.

Finally, Christa Teplicky who kindly corrected this article.

Edited by: S. Tinti

Reviewed by: A. Rabinovich and another anonymous referee

References

- Alasset, P.-J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M.: The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw=6.9, Algeria): modelling and results, *Geophys. J. Int.*, 166, 213–226, 2006.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P. C., Savoye, B., and Bourillet, J. F.: Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event, *Pure Appl. Geophys.*, 157(10), 1707–1727, 2000.
- Bellotti, G.: Transient response of harbours to long waves under resonance conditions, *Coast. Eng.*, 54, 680–693, 2007.
- Carrier, G. F., Shaw, R. P., and Miyata, M.: The response of narrow mouthed harbours in a straight coastline to periodic incident waves, *J. Appl. Mech.*, 38E-2, 335–344, 1971.
- Delouis, B., Vallee, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., and Yelles, K.: Slip distribution of the 2003 Boumerdès-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687, 2004.
- Eva, C. and Rabinovich, A. B.: The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean, *Geophys. Res. Lett.*, 24(4), 2211–2214, 1997.
- Escales: Guide de Bord*, edited by: "Editions de Chabassol", Bussy-St-Georges, France, 592 pp., 2007.
- Gerardi, F., Barbano, M. S., De Martini, P. M., and Pantosti, D.: Discrimination of Tsunami Sources (Earthquake versus Landslide) on the Basis of Historical Data in Eastern Sicily and Southern Calabria, *B. Seismol. Soc. Am.*, 98(6), 2795–2805, 2008.
- Gutscher, M. A., Roger, J., Baptista, M.-A., Miranda, J. M., and Tinti, S.: Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): New evidence from tsunami modelling of a locked subduction fault plane, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08309, doi:10.1029/2005GL025442, 2006.
- Hébert, H., Schindelé, F., Altinok, Y., Alpar, B., and Gazioglu, C.: Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey): a numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas, *Mar. Geol.*, 215, 23–43, 2005.
- Hébert, H., Raymond, D., Krien, Y., Vergoz, J., Schindelé, F., Roger, J., and Loevenbruck, A.: The 15 August 2007 Peru earthquake and tsunami: influence of the source characteristics on the tsunami heights, *Pure Appl. Geophys.*, 166, 1–22, 2009.
- Jansa, A., Monserrat, S., and Gomis, D.: The rissaga of June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami, *Adv. Geosci.*, 12, 1–4, 2007, <http://www.adv-geosci.net/12/1/2007/>.
- Maramai, A., Graziani, L., and Tinti, S.: Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review, *Mar. Geol.*, 215(1–2), 11–21, 2005.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, J.-P., Ayadi, A., Bouhadad, Y., and Benhamoud, F.: Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466, 2003.
- Monserrat, S., Rabinovich, A. B., and Casas, B.: On the Reconstruction of the Transfer Function for Atmospherically Generated Seiches, *Geophys. Res. Lett.*, 25(12), 2197–2200, 1998.
- Monserrat, S., Vilibić, I., and Rabinovich, A. B.: Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 1035–1051,

- 2006, <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/6/1035/2006/>.
- Monso de Prat, J. L. and Escartin Garcia, F. J.: Long wave resonance effects produced by changes in the layout of the port of Ciutadella (Menorca, Spain), *Bulletin of the Permanent International Association of Navigation Congresses*, 83/84, 209–216, 1994.
- Munger, S. and Cheung, K. F.: Resonance in Hawaii waters from the 2006 Kuril Islands tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07605, doi:10.1029/2007GL032843, 2008.
- Roger, J. and Hébert, H.: The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 721–731, 2008, <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/721/2008/>.
- Roger, J., Allgeyer, S., Hébert, H., Baptista, M. A., Loevenbruck, A., and Schindelé, F.: The 1755 Lisbon tsunami in Guadeloupe Archipelago: contribution of numerical modelling, *The Open Oceanography Journal*, accepted, 2009.
- Semmane, F., Campillo, M., and Cotton, F.: Fault location and source process of the 2003 Boumerdès, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01305 1–4, 2005.
- Sladen, A., Hébert, H., Schindelé, F., and Reymond, D.: Evaluation of far-field tsunami hazard in French Polynesia based on historical data and numerical simulations, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 195–206, 2007, <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/7/195/2007/>.
- Sladen, A. and Hébert, H.: On the use of satellite altimetry to infer the earthquake rupture characteristics: application to the 2004 Sumatra event, *Geophys. J. Int.*, 172, 707–714, 2008.
- Soloviev, S., Solovieva, O. N., Go, C. N., Kim, K. S., and Shchetnikov, N. A.: *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C. – 2000 A.D.* Advances in Natural and Technological Hazards Research, Kluwer Academic Publishers, 237 pp., 2000.
- Tinti, S., Maramai, A., and Graziani, L.: The new catalogue of the Italian tsunamis, *Nat. Hazards*, 33, 439–465, 2004.
- Woo, S.-B., Hong, S.-Y., and Han, K.-N.: Numerical study of nonlinear resonance in narrow bay, *OCEANS '04, MTTTS/IEEE TECHNO-OCEAN '04*, 3, 1512–1518, ISBN: 0-7803-8669-8, 2004.
- Yalciner, A. C. and Pelinovsky, E. N.: A short cut numerical method for determination of periods of free oscillations for basins with irregular geometry and bathymetry, *Ocean. Eng.*, 34(5–6), 747–757, 2007.
- Yelles, K., Lammali, K., and Mahsas, A.: Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884, 2004.

BIBLIOGRAPHIE

- Alasset, P., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., & Meghraoui, M., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw= 6.9, algeria) : modelling and results, *Geophysical Journal International*, **166**(1), 213–226. (Cité page(s) 16, 125, 130 et 132.)
- Allen, S. C. R. & Greenslade, D. J. M., 2009. A Spectral Climatology of Australian and South-West Pacific Tide Gauges, Tech. rep., CSIRO. (Cité page(s) 98.)
- Allgeyer, S., Daubord, C., Hébert, H., Loevenbruck, A., Schindelé, F., & Madariaga, R., 2012. Could a 1755-like tsunami reach the french atlantic coastline ? constraints from twentieth century observations and numerical modeling, *Pure and Applied Geophysics*, pp. 1–17. (Cité page(s) 100.)
- Arakawa, A., Aeronautics, U. S. N., & Administration, S., 1972. *Design of the UCLA general circulation model*, Univ. of California, Los Angeles. (Cité page(s) 29.)
- Artru, J., Ducic, V., Kanamori, H., Lognonné, P., & Murakami, M., 2005. Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis, *Geophysical Journal International*, **160**(3), 840–848. (Cité page(s) 15.)
- Balay, S., Buschelman, K., Eijkhout, V., Gropp, W. D., Kaushik, D., Knepley, M. G., McInnes, L. C., Smith, B. F., & Zhang, H., 2008. PETSc users manual, Tech. Rep. ANL-95/11 - Revision 3.0.0, Argonne National Laboratory. (Cité page(s) 107.)
- Baptista, M. & Miranda, J., 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **9**, 25–42. (Cité page(s) 138 et 139.)
- Baptista, M., Miranda, P., & Victor, L., 1992. Maximum entropy analysis of Portuguese tsunami data : The tsunamis of 28.02. 1969 and 26.05. 1975, *Sci. Tsunami Hazards*, **10**(1), 9–20. (Cité page(s) 11 et 140.)
- Baptista, M., Miranda, J., Chierici, F., & Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **3**, 333–340. (Cité page(s) xv, 10, 11, 138, 140, 142, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155 et 156.)
- Baptista, M., Miranda, J., Omira, R., & Antunes, C., 2011. Potential inundation of Lisbon downtown by a 1755-like tsunami, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, **11**, 3319–3326. (Cité page(s) 157.)

- Bellotti, G., 2007. Transient response of harbours to long waves under resonance conditions, *Coastal Engineering*, **54**(9), 680 – 693. (Cité page(s) 21 et 95.)
- Blanc, P., 2008. The tsunami in Cadiz on 1 November 1755 : A critical analysis of reports by Antonio de Ulloa and by Louis Godin, *Comptes Rendus Geosciences*, **340**(4), 251–261. (Cité page(s) 139 et 152.)
- Blanc, P., 2009. Earthquakes and tsunami in November 1755 in Morocco : a different reading of contemporaneous documentary sources, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**(3), 725–738. (Cité page(s) 139 et 152.)
- Boudin, F., Allgeyer, S., Bernard, P., Hébert, H., Oclay, M., El-Madani, M., Schurr, B., Esnault, M., Madariaga, R., & Asch, G., in prep. Analysis and modeling of tsunami-induced tilt for the 2007, M=7.6, Tocopilla and the 2010, M=8.8 Maule earthquake, Chile, from long base tiltmeter and broad-band seismometer records, *Geophysical Journal International*. (Cité page(s) 85.)
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P., Kharroubi, A., et al., 2004. The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8 : relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19606. (Cité page(s) 125.)
- Boussinesq, J., 1871. Théorie de l'intumescence liquide, appelée onde solitaire ou de translation, se propageant dans un canal rectangulaire, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, **72**, 755–759. (Cité page(s) 21.)
- BRGM, 2009. Tsunami database : <http://www.tsunamis.fr>. (Cité page(s) 142.)
- Bryant, E., 2006. *Natural hazards*, Cambridge Univ. Press, Cambridge [u.a. (Cité page(s) 10.)
- Buchwald, V., 1969. Long waves on oceanic ridges, *Proceedings of the Royal Society of London*. (Cité page(s) 84.)
- Bufo, E., Udías, A., & Mezcua, J., 1988. Seismicity and focal mechanisms in South Spain, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(6), 2008 – 2024. (Cité page(s) 140 et 142.)
- Cohen, L., 1989. Time-frequency distributions-a review, *Proceedings of the IEEE*, **77**(7), 941–981. (Cité page(s) 97.)
- Crank, J. & Nicolson, P., 1947. A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type, in *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, vol. 43, pp. 50–67, Cambridge Univ Press. (Cité page(s) 30, 32, 100 et 147.)

- Dao, M. H. & Tkalich, P., 2007. Tsunami propagation modelling – a sensitivity study, *Natural Hazards and Earth System Science*, **7**(6), 741–754. (Cité page(s) 157.)
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., & Yelles, K., 2004. Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18607. (Cité page(s) 125 et 126.)
- Delouis, B., Nocquet, J., & Vallée, M., 2010a. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, **37**, 7 PP. (Cité page(s) 74.)
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., & Vallee, M., 2010b. Slip distribution of the February 27, 2010 m_w = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, **37**, L17305. (Cité page(s) 111.)
- Dengler, L., Uslu, B., Barberopoulou, A., Borrero, J., & Synolakis, C., 2008. The Vulnerability of Crescent City, California, to Tsunamis Generated by Earthquakes in the Kuril Islands Region of the Northwestern Pacific, *Seismological Research Letters*, **79**, 608–619. (Cité page(s) 117.)
- Deverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., et al., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6. 9 earthquake, *Geophysical research letters*, **32**(4). (Cité page(s) 126.)
- Fine, I., Rabinovich, A., Bornhold, B., Thomson, R., & Kulikov, E., 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929 : preliminary analysis and numerical modeling, *Marine Geology*, **215**(1-2), 45 – 57. (Cité page(s) 11.)
- Forel, F., 1895. *Le Léman : Monographie limnologique. Tome premier-[troisième].*, vol. 2, F. Rouge. (Cité page(s) 40.)
- Foreman, M. G. G., Cherniawsky, J. Y., & Ballantyne, V. A., 2009. Versatile Harmonic Tidal Analysis : Improvements and Applications, *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, **26**(4), 806–817. (Cité page(s) 143.)
- Fukao, Y., 1973. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969, *Earth and Planetary Science Letters*, **18**(2), 205–216. (Cité page(s) 140, 148 et 149.)
- George, D. & LeVeque, R., 2006. Finite volume methods and adaptive refinement for global tsunami propagation and local inundation, *Science of Tsunami Hazards*, **24**(5), 319–328. (Cité page(s) 28.)

- Gerardi, F., Barbano, M. S., De Martini, P. M., & Pantosti, D., 2008. Discrimination of Tsunami Sources (Earthquake Versus Landslide) on the basis of historical data in eastern sicily and southern calabria, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**(6), 2795–2805. (Cité page(s) 123.)
- Gjevik, B., Pedersen, G., Dybesland, E., Harbitz, C., Miranda, P., Baptista, M., Mendes-Victor, L., Heinrich, P., Roche, R., & Guesmia, M., 1997. Modeling tsunamis from earthquake sources near Gorringer Bank southwest of Portugal, *Journal of geophysical research*, **102**(C13), 27931–27. (Cité page(s) 11, 140 et 148.)
- Godey, S., Bossu, R., Guilbert, J., & Mazet-Roux, G., 2006. The Euro-Mediterranean Bulletin : A comprehensive seismological Bulletin at regional scale, *Seismological Research Letters*, **77**(4), 460–474. (Cité page(s) xiv et 141.)
- Gouriou, T., 2011. *Évolution des composantes du niveau marin à partir d'observations de marégraphie effectuées depuis la fin du 18e siècle en Charente-Maritime*, Ph.D. thesis, Thèse de doctorat, Université de La Rochelle. (Cité page(s) 142.)
- Grandin, R., Borges, J. F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., & Carrilho, F., 2007. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s=8.0$) and the 1755 November 1 ($M \approx 8.5$) earthquakes II. strong ground motion simulations, *Geophysical Journal International*, **171**(2), 807–822. (Cité page(s) 138, 148, 149 et 150.)
- Grilli, S., Vogelmann, S., & Watts, P., 2002. Development of a 3D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides, *Engineering analysis with boundary elements*, **26**(4), 301–313. (Cité page(s) 21.)
- Grilli, S. T., Dubosq, S., Pophet, N., Pérignon, Y., Kirby, J. T., & Shi, F., 2010. Numerical simulation and first-order hazard analysis of large co-seismic tsunamis generated in the Puerto Rico trench : near-field impact on the North shore of Puerto Rico and far-field impact on the US East Coast, *Natural Hazards and Earth System Science*, **10**(10), 2109–2125. (Cité page(s) 21.)
- Gutscher, M., Baptista, M., & Miranda, J., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2) : Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity, *Tectonophysics*, **426**(1–2), 153–166. (Cité page(s) xv, 140, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155 et 156.)
- Hanks, T. C. & Kanamori, H., 1979. A Moment Magnitude Scale, *Journal of Geophysical Research*, **84**(B5), 2348–2350. (Cité page(s) 25.)
- Harbi, A., Meghraoui, M., & Maouche, S., 2010. The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (Io VIII, IX) and related tsunami effects Revisited, *Journal of Seismology*, **15**(1), 105–129. (Cité page(s) 132.)

- Haslett, S. & Bryant, E., 2007. Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France, *Marine geology*, **242**(1-3), 207–220. (Cité page(s) 139 et 151.)
- Hébert, H., Heinrich, P., Schindelé, F., & Piatanesi, A., 2001. 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. (Cité page(s) 23, 93, 95, 100 et 111.)
- Hébert, H., Sladen, A., & Schindele, F., 2007. Numerical Modeling of the Great 2004 Indian Ocean Tsunami : Focus on the Mascarene Islands, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(1A), S208–S222. (Cité page(s) 147.)
- Heinrich, P., Schindele, F., Guibourg, S., & Ihmlé, P., 1998. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami, *Geophysical Research Letters*, **25**(14), 2687–2690. (Cité page(s) 23.)
- Hernandez, V., Roman, J. E., & Vidal, V., 2005. SLEPc : A Scalable and Flexible Toolkit for the Solution of Eigenvalue Problems, *ACM Transactions on Mathematical Software*, **31**(3), 351–362. (Cité page(s) 107.)
- Horrrillo, J., Knight, W., & Kowalik, Z., 2008. Kuril Islands tsunami of November 2006 : 2. Impact at Crescent city by local enhancement, *Journal of Geophysical Research-oceans*, **113**(C1), C01021. (Cité page(s) 95.)
- Horsburgh, K. J., Wilson, C., Baptie, B. J., Cooper, A., Cresswell, D., Musson, R. M. W., Ottemöller, L., Richardson, S., & Sargeant, S. L., 2008. Impact of a Lisbon-type tsunami on the U.K. coastline and the implications for tsunami propagation over broad continental shelves, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C04007. (Cité page(s) 139.)
- Hébert, H., Piatanesi, A., Heinrich, P., Schindelé, F. c., & Okal, E. A., 2002. Numerical modeling of the September 13, 1999 landslide and tsunami on Fatu Hiva Island (French Polynesia), *Geophysical Research Letters*, **29**(10). (Cité page(s) 71.)
- Imamura, F., Yalciner, A., & Ozyurt, G., 2006. Tsunami modelling manual, *UNESCO IOC International Training Course on Tsunami Numerical Modelling*. (Cité page(s) 28 et 33.)
- IOC-BODC, 1997. The Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas. (Cité page(s) 26, 38 et 148.)
- Johnston, A. C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions–III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755, *Geophysical Journal International*, **126**(2), 314–344. (Cité page(s) xv, 10, 140, 149, 151, 152, 153, 154, 155, 156 et 157.)

- Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **6**(5), 346 – 359. (Cité page(s) 15.)
- Kirby, J., Wei, G., Chen, Q., Kennedy, A., & Dalrymple, R., 1998. Funwave 1.0, fully non-linear boussinesq wave model documentation and user's manual, *Center for Applied Coastal Research*. (Cité page(s) 59.)
- Korteweg, D. & de Vries, D., 1895. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, **39**(240), 422–443. (Cité page(s) 21.)
- Kowalik, Z. & Murty, T., 1993. Numerical simulation of two-dimensional tsunami runup, *Marine Geodesy*, **16**(2), 87–100. (Cité page(s) 32.)
- Kowalik, Z., Proshutinsky, T., & Proshutinsky, A., 2006. Tide–tsunami interactions, *Science of Tsunami Hazards*, **24**(4), 242. (Cité page(s) 155.)
- Kowalik, Z., Horrillo, J., Knight, W., & Logan, T., 2008. Kuril Islands tsunami of November 2006 : 1. Impact at Crescent city by distant scattering, *Journal of Geophysical Research-oceans*, **113**(C1), C01020. (Cité page(s) 117.)
- Labbé, M., Donnadieu, C., Daubord, C., & Hébert, H., 2012. Refined numerical modeling of the 1979 tsunami in Nice (French Riviera) : Comparison with coastal data, *Journal of Geophysical Research*, **117**, 17 PP. (Cité page(s) 130.)
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Rivera, L., Koper, K. D., & Hutko, A. R., 2010. The 2009 Samoa-Tonga great earthquake triggered doublet, *Nature*, **466**(7309), 964–968. (Cité page(s) 71 et 72.)
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., & Piatanesi, A., 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, *Nature Geosci*, **4**(3), 173–177. (Cité page(s) 74.)
- Lynnes, C. S. & Ruff, L. J., 1985. Source process and tectonic implications of the great 1975 North Atlantic earthquake, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **82**(3), 497–510. (Cité page(s) 142 et 149.)
- Madariaga, R., Métois, M., Vigny, C., & Campos, J., 2010. Central Chile Finally Breaks, *Science*, **328**(5975), 181–182. (Cité page(s) 72.)
- Marcos, M., Monserrat, S., Medina, R., Orfila, A., & Olabarrieta, M., 2009. External forcing of meteorological tsunamis at the coast of the Balearic Islands, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **34**(17–18), 938–947. (Cité page(s) 53.)

- Mazabraud, Y., Béthoux, N., & Deroussi, S., 2005. Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region : Central and western France, *Tectonophysics*, **409**(1-4), 175–192. (Cité page(s) 140.)
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaï, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P., Ayadi, A., Bouhadad, Y., & Benhamouda, F., 2004. Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw= 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19605. (Cité page(s) 125 et 126.)
- Miles, J. & Munk, W., 1961. Harbor paradox, *J. Waterways and Harbors Division*, **87**, 111–130. (Cité page(s) 53.)
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., & Hase, H., 2012. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, **321–322**(0), 152 – 165. (Cité page(s) 75.)
- Morgan, J. K., Moore, G. F., & Clague, D. A., 2003. Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **108**(B9), 2415. (Cité page(s) 164.)
- Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T., & Yanagisawa, H., 2011. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G14. (Cité page(s) 73.)
- Munger, S. & Cheung, K., 2008. Resonance in Hawaii waters from the 2006 Kuril Islands tsunami, *Geophysical Research Letters*, **35**(7), L07605. (Cité page(s) 84 et 95.)
- Nicolas, M., Santoire, J., & Delpech, P., 1990. Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**(1-2), 27–53. (Cité page(s) 140.)
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(4), 1135. (Cité page(s) xiii, 24, 28, 38, 125, 126 et 147.)
- Okal, E., 1988. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes : a review, *Natural Hazards*, **1**(1), 67–96. (Cité page(s) 151.)
- Okal, E., Borrero, J., & Synolakis, C., 2004. The earthquake and tsunami of 1865 November 17 : evidence for far-field tsunami hazard from Tonga, *Geophysical Journal International*, **157**(1), 164–174. (Cité page(s) 95.)
- Okal, E., Sladen, A., & Okal, A., 2006. Rodrigues, mauritius, and réunion islands field survey after the December 2004 Indian Ocean tsunami, *Earthquake spectra*, **22**, S241. (Cité page(s) 117.)

- Okal, E. A. & Hébert, H., 2007. Far-field simulation of the 1946 Aleutian tsunami, *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1229–1238. (Cité page(s) 71.)
- Okal, E. A., Fritz, H. M., Synolakis, C. E., Borrero, J. C., Weiss, R., Lynett, P. J., Titov, V. V., Foteinis, S., Jaffe, B. E., Liu, P. L. F., & Chan, I., 2010. Field Survey of the Samoa Tsunami of 29 September 2009, *Seismological Research Letters*, **81**(4), 577–591. (Cité page(s) 72.)
- Parsons, T. & Geist, E., 2008. Tsunami Probability in the Caribbean Region, *Pure and Applied Geophysics*, **165**, 2089–2116, 10.1007/s00024-008-0416-7. (Cité page(s) 11.)
- Pouvreau, N., 2008. *Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer*, Ph.D. thesis, Thèse de doctorat, Université de La Rochelle. (Cité page(s) 142.)
- Pranowo, W. S., Behrens, J., Schlicht, J., & Ziemer, C., 2008. Adaptive Mesh Refinement Applied to Tsunami Modeling : TsunaFlash, in *International Conference on Tsunami Warning (ICTW)*, Bali, Indonesia. (Cité page(s) 28.)
- Rabinovich, A., 1997. Spectral analysis of tsunami waves : Separation of source and topography effects, *Journal of Geophysical research - oceans*, **102**(C6), 12663–12676. (Cité page(s) 115.)
- Rabinovich, A., 2009. *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, chap. Seiches and Harbor Oscillations, pp. 193–236, World Scientific Pub Co Inc. (Cité page(s) 110.)
- Rabinovich, A. & Thomson, R., 2007. The 26 December 2004 Sumatra tsunami : Analysis of tide gauge data from the world ocean Part 1. Indian Ocean and South Africa, *Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans*, pp. 261–308. (Cité page(s) 97 et 98.)
- Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., & Stephenson, F. E., 2006. The Sumatra tsunami of 26 December 2004 as observed in the North Pacific and North Atlantic oceans, *Surveys in Geophysics*, **27**, 647–677, 10.1007/s10712-006-9000-9. (Cité page(s) 97 et 98.)
- Reid, H. F., 1914. The Lisbon earthquake of November 1, 1755, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **4**(2), 53 –80. (Cité page(s) 138 et 139.)
- Reid, H. F., 1918. Note on the velocity of long waves and the average depth of the ocean, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **8**(1), 34 –37. (Cité page(s) 139.)
- Reymond, D. & Hyvernaud, O., 2010. Séisme du Chili du 27 février 2010 : Compte rendu d’alerte en Polynésie, Observations, Modélisation, Tech. rep., Laboratoire de Géophysique, Pamatai. (Cité page(s) xi, 79, 81 et 82.)

- Reymond, D. & Okal, E. A., 2000. Preliminary determination of focal mechanisms from the inversion of spectral amplitudes of mantle waves, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **121**, 249—271. (Cité page(s) 74.)
- Reymond, D., Hyvernaud, O., & Talandier, J., 1991. Automatic detection, location and quantification of earthquakes : application to tsunami warning, *Pure and Applied Geophysics*, **135**(3), 361–382. (Cité page(s) 94 et 96.)
- Rodriguez, E., Morris, C., Belz, J., Chapin, E., Martin, J., Daffer, W., & Hensley, S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products, *Jet Propulsion Laboratory, Pasadena*. (Cité page(s) 26.)
- Roeber, V., Yamazaki, Y., & Cheung, K. F., 2010. Resonance and impact of the 2009 Samoa tsunami around Tutuila, American Samoa, *Geophysical Research Letters*, **37**, L21604. (Cité page(s) 84 et 95.)
- Roger, J., 2008. The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami : source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands, *Natural Hazards and Earth System Science*. (Cité page(s) 132.)
- Roger, J., Baptista, M., Sahal, A., Accary, F., Allgeyer, S., & Hébert, H., 2011. The transoceanic 1755 Lisbon tsunami in Martinique, *Pure and Applied Geophysics*, pp. 1–17. (Cité page(s) 11 et 139.)
- Sahal, A., 2011. *Le risque tsunami en France : contributions méthodologiques pour une évaluation intégrée par scénarios de risque.*, Ph.D. thesis, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne. (Cité page(s) 127 et 132.)
- Sahal, A., Roger, J., Allgeyer, S., Lemaire, B., Hébert, H., Schindelé, F., & Lavigne, F., 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès–Zemmouri (Algeria) earthquake : field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **9**, 1823–1834. (Cité page(s) vii, xiii, 11, 16, 100, 126, 128, 130, 132, 136, 147, 165, 166, 168, 170, 172, 174 et 176.)
- Sahal, A., Morin, J., Schindele, F., & Lavigne, F., 2011. A catalog of tsunami in la réunion island from august 27th, 1883 to october 26th, 2010, *Science of Tsunami Hazards*, **30**. (Cité page(s) 10.)
- Satake, K., 1988. Effects of bathymetry on tsunami propagation : Application of ray tracing to tsunamis, *Pure and Applied Geophysics*, **126**(1), 27–36. (Cité page(s) 151.)
- Semmane, F., Campillo, M., & Cotton, F., 2005. Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, **32**. (Cité page(s) xiv, 38, 125, 126, 130, 131, 132 et 162.)

- Shaw, Richard, P. & Neu, W., 1981. Long-Wave Trapping by Ocean Ridge, *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1334–1344. (Cité page(s) 84.)
- Simon, B., 1991. The species concordance method of tide prediction, *Progress in tidal hydrodynamics*, pp. 725–735. (Cité page(s) 144.)
- Simon, B., 2007. *La marée océanique côtière*, Institut Océanographique, France. (Cité page(s) 144.)
- Sladen, A., Hébert, H., Schindelé, F., & Reymond, D., 2007. Evaluation of far-field tsunami hazard in French Polynesia based on historical data and numerical simulations, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **7**, 195–206. (Cité page(s) 95 et 111.)
- Titov, V., Gonzalez, F., & (US), P. M. E. L., 1997. *Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model*, US Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory. (Cité page(s) 28.)
- Titov, V. V., Gonzalez, F. I., Bernard, E. N., Eble, M. C., Mofjeld, H. O., Newman, J. C., & Venturato, A. J., 2005. Real-Time Tsunami Forecasting : Challenges and Solutions, *Natural Hazards*, **35**, 35–41, 10.1007/s11069-004-2403-3. (Cité page(s) 21.)
- Torrence, C. & Compo, G., 1998. A practical guide to wavelet analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**(1), 61–78. (Cité page(s) 98.)
- Ullmann, A., Ponsm, F., & Moron, V., 2005. Tool kit helps digitize tide gauge records, *Eos Trans. AGU*, **86**, 38. (Cité page(s) 143.)
- USGS, 2010. U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Program, <http://www.earthquake.usgs.gov>. (Cité page(s) 74 et 84.)
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J., Blanco, M., Cimbaro, S., & Kendrick, E., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Mega-Thrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS, *Science*. (Cité page(s) 75.)
- Wang, X. & Liu, P., 2007. COMCOT user manual-version 1.6. School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University Ithaca, NY 14853, USA. (Cité page(s) 28.)
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 974–1002, A1–A4, B1–B11, C1–C49. (Cité page(s) 25.)

- Yalciner, A. & Pelinovsky, E., 2007. A short cut numerical method for determination of periods of free oscillations for basins with irregular geometry and bathymetry, *Ocean Engineering*, **34**(5-6), 747–757. (Cité page(s) ix, 40, 43, 44 et 106.)
- Yamazaki, Y. & Cheung, K. F., 2011. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake, *Geophysical Research Letters*, **38**, L12605. (Cité page(s) 84, 95 et 117.)
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., & Briole, P., 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw= 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13610. (Cité page(s) 125 et 126.)
- Yelles-Chaouche, A., Roger, J., Déverchère, J., Bracène, R., Domzig, A., Hébert, H., & Kherroubi, A., 2009. The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria) : Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast, *Pure and Applied Geophysics*, **166**(1-2), 283–300. (Cité page(s) 132.)
- Zeytounian, R. K., 2003. Joseph Boussinesq and his approximation : a contemporary view, *Comptes Rendus Mécanique*, **331**(8), 575–586. (Cité page(s) 21.)

Modélisation de l'aléa tsunamis et des résonances côtières en France

L'objectif de cette thèse est d'approfondir la connaissance de l'aléa tsunami et des résonances côtières en France. Dans une première partie, nous avons exposé les différents éléments de modélisation des résonances et des tsunamis dans l'approximation en ondes longues et de Boussinesq avec la technique des différences finies. Tous ces éléments ont été comparés et validés lors de benchmarks. Un code résolvant les équations de la dynamique des fluides dans l'approximation de Boussinesq a été développé et validé. La seconde partie a consisté en un ensemble d'applications. Dans un premier temps, nous avons étudié différents événements qui se sont produits dans l'océan Pacifique. Une étude détaillée du tsunami généré par le séisme de Maule (Mw8.8 28 février 2010) est faite en champ proche (au niveau de la côte chilienne) comme en champ lointain (sur des bouées au large comme en Polynésie française). Une comparaison des différentes sources disponibles a été effectuée. Nous en avons conclu qu'une source unitaire peut être suffisante pour reproduire les données en champ lointain. En champ proche, nous nous sommes intéressés au phénomène de résonances à grandes échelles. En utilisant les données provenant de différents instruments (marégraphiques, inclinométriques), nous avons mis en évidence le piègeage d'ondes de tsunami entre la fosse de subduction et la côte chilienne. Du fait des nombreuses sources de tsunami possible montrant des effets variés dans les différentes baies de la Polynésie française, une étude détaillée des modes de résonance de l'archipel des Marquises a été effectuée contenant une discussion sur la dépendance azimutale entre la position de la source et l'excitation des différentes résonances. Pour terminer, une discussion sur l'aléa tsunami en France métropolitaine a été effectuée. Suite à l'évènement récent de Boumerdès-Zemmouri (2003), le risque tsunami sur la côte méditerranéenne est connu. L'étude d'évènements supplémentaires permet de mieux contraindre le risque. Moins connu, le risque tsunami sur la côte Atlantique française a été étudié par la recherche d'enregistrements passés, afin de valider les simulations numériques effectuées concernant des sources du XXe siècle. Ces modélisations permettent ainsi d'avoir une première analyse de l'impact de tsunamis générés dans la zone Gibraltar-Açores sur les côtes françaises.

Mots-clés : tsunami, France, modélisation numérique, aléa tsunami, résonance, Océan Pacifique, Océan Atlantique, Mer Méditerranée

Evaluation of tsunami hazard and coastal free oscillation in France

The objective of this thesis is to improve the knowledge of tsunamis, hazard and coastal resonance in France. In the first part, we outlined the theory of free oscillations and tsunami modeling using long wave and Boussinesq approximations in a finite difference code. All these elements have been compared and validated during benchmarks. We developed a numerical code solving the hydrodynamic equations in the Boussinesq approximation. The second part is a set of applications in the Pacific Ocean and along the French coast. We studied different events produced in the Pacific Ocean. A detailed study of the tsunami generated by the Maule earthquake (Mw 8.8 February 28, 2010) is made in both in the near (at the Chilean coast) and far field (on DART and in French Polynesia). We compare the tsunami generated by different seismological sources of this event. We find that a simple source can reproduce the far-field observations. Along the Chilean coast, we study the large scale free oscillation generated by this event. Using data coming from different types of instrument (tide gauge, inclinometer), we demonstrate that these oscillations are generated by trapping waves between the trench and the coast. Because of various effects generated by tsunamis in the bays of French Polynesia depending on the earthquake location, a detailed study on resonance modes of the Marquesas was made containing a discussion of the dependence of the resonance on the azimuthal position of the source. Finally, a discussion of the tsunami hazard in metropolitan France was made. Due to a recent event (Boumerdes-Zemmouri, 2003), the tsunami risk on the Mediterranean coast is real. The study of additional events allows us to constrain better the risk. Less known, the tsunami risk on the French Atlantic coast was investigated by seeking past records of tsunamis. We validated the numerical simulations performed for the sources of the XX th century, leading to the first analysis of the impacts of tsunamis generated in the area Gibraltar-Azores on the French Atlantic coast.

Keywords : tsunami, France, numerical simulation, tsunami hazard, free oscillation, Pacific ocean, Atlantic Ocean, Mediterranean Sea