

CFA '18 LE HAVRE ■ 23-27 avril 2018
14^{ème} Congrès Français d'Acoustique



Modélisation 3D des ondes acoustiques (ondes T) générées par les séismes sous-marins

J. Lecoulant^a, C. Guennou^a, L. Guillon^b et J.-Y. Royer^a

^aUniversité de Brest & CNRS, Laboratoire Géosciences Océan, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France

^bIRENAV, BCRM de Brest, Ecole navale, 29240 Brest, France
jean.lecoulant@univ-brest.fr

Les dorsales médio-océaniques étant généralement éloignées des réseaux sismologiques à terre, leur activité sismique de faible intensité et les mécanismes associés restent mal connus. Le déploiement d'hydrophones pour enregistrer les ondes hydro-acoustiques générées par les séismes sous-marins – dites ondes T – s'avère très approprié pour aborder ces problématiques en raison des excellentes propriétés acoustiques de l'océan, qui pallient l'atténuation rapide des ondes sismiques dans la croûte. Pour mieux comprendre la production d'ondes T résultant de l'interaction des ondes sismiques avec le fond marin, nous utilisons un code 3D aux éléments finis spectraux – SPEC-FEM3D –, qui modélise conjointement la propagation des ondes sismiques dans la croûte et celle des ondes sonores dans l'océan. Une modélisation à partir de configurations 3D simplifiées permet de comprendre l'influence du mécanisme au foyer et de la topographie du fond marin sur la génération des ondes T. Leur présence et leur amplitude dépendent du diagramme de radiation du mécanisme au foyer en ondes P et S, qui ne se convertissent pas avec la même efficacité à l'interface croûte/océan. Elles dépendent également de la topographie du fond marin, et donc de la forme et de l'étendue de la zone de conversion. Des modèles simples (fond plat, mont, cuvette ou chaîne sous-marine) montrent l'importance des effets 3D dans la génération des ondes T autour de la source. Au-delà, une modélisation quasi-2D montre que leur propagation longue-distance est de type modale, avec des modes d'ordre bas de plus en plus prévalant en s'éloignant de la source. Ces résultats éclairent l'interprétation des enregistrements d'ondes T acquis par les hydrophones autour des dorsales médio-océaniques et suggèrent que la localisation de la source acoustique ne correspond pas forcément avec celle de l'épicentre du séisme.

1 Introduction

Les séismes sous-marins et l'activité volcanique au niveau des dorsales médio-océaniques génèrent une grande quantité d'ondes acoustiques basse fréquence. Les ondes sismiques produites par un séisme sous-marin se propagent jusqu'à ce qu'elles rencontrent le fond de l'océan. Si la topographie locale est favorable, elles se convertissent en ondes acoustiques qui se propagent dans la colonne d'eau [1]. Ces ondes sont connues sous le nom d'ondes T (ondes tertiaires), car il arrive qu'elles se reconvertissent, à la côte, en ondes sismiques et qu'elles atteignent les sismomètres après les ondes P et S. Les ondes T suscitent un grand intérêt, car leur étude pourrait permettre d'améliorer la connaissance des dorsales médio-océaniques [2].

Les données sismiques acquises à terre par les sismomètres apportent généralement peu d'information sur l'activité sismique de faible intensité des dorsales médio-océaniques, en raison de l'atténuation rapide des ondes sismiques dans la croûte terrestre. Au contraire, les ondes T enregistrées par des hydrophones bénéficient des excellentes propriétés acoustiques de l'océan, telles que la propagation très longue distance avec une faible atténuation que permet le canal SOFAR (SOund Fixing And Ranging).

Pour mieux comprendre la génération d'ondes T au niveau du fond marin et leur propagation dans la colonne d'eau, nous utilisons un code 3D aux éléments finis spectraux (SPEC-FEM3D) qui modélise conjointement la propagation des ondes sismiques dans le milieu solide (la croûte terrestre) et celle des ondes acoustiques dans le milieu liquide (l'océan) [3,4]. Dans des configurations simplifiées, nous avons testé les effets de la topographie du fond marin sur la génération d'ondes T. La première section décrira les paramètres du modèle et la seconde présentera les simulations et discutera les résultats.

2 Paramètres du modèle

Le domaine de calcul est un parallélépipède long de 200 km, large de 50 km et épais de 20 km. À plus longue distance, les contraintes de temps de calcul obligent à réduire la largeur du modèle, ainsi, pour un calcul à 300 km le domaine ne fait plus que 3,6 km de large (configuration quasi-2D). Le domaine de calcul est divisé horizontalement entre un milieu fluide épais de 3 km (l'océan) et un milieu

solide épais de 17 km (la croûte terrestre). Tous les côtés, excepté celui qui correspond à la surface de l'océan, sont munis de couches absorbantes pour éviter que des réflexions ne viennent polluer les résultats. Les densités des milieux sont constantes ; celle de la couche d'eau est fixée à 1000 kg.m^{-3} et celle de la croûte terrestre à 3200 kg.m^{-3} . La vitesse du son dans l'eau est également choisie constante (1500 m/s), tout comme celles des ondes P (5000 m/s) et S (3000 m/s) dans la croûte. Il n'y a d'atténuation ni dans le milieu liquide, ni dans le milieu solide.

Deux topographies simples ont été utilisées pour tester la génération d'ondes T : un mont sous-marin et une dorsale. Le mont sous-marin est modélisé par la rotation autour de l'axe z d'une courbe gaussienne d'une hauteur de 2000 m et d'une demi-largeur à la demi-hauteur de 9 km. La dorsale linéaire est générée par la translation de la même section gaussienne selon l'axe x. Le maillage interne de SPEC-FEM3D permet de construire un maillage dont les éléments finis font 200 m de côté, pour une hauteur de 850 m dans la croûte et de 250 m dans l'océan. Avec un tel maillage, ces topographies simples autorisent des temps de calcul raisonnables (typiquement 16 heures avec 336 processeurs parallèles).

La source est localisée à 7 km sous le niveau le plus bas du fond marin et elle est simulée par une fonction de Heaviside d'une demi-durée de 0,5 s. Moins couramment utilisée qu'une gaussienne, elle s'avère plus réaliste pour une modélisation en champ proche. En fait, le comportement élastique du milieu solide transforme la déformation simulée par un Heaviside en un signal gaussien avant qu'elle n'atteigne l'interface solide-fluide. Le mécanisme au foyer est une explosion isotrope, ce qui garantit que le diagramme de radiation des ondes T n'est pas une traduction de celui de la source, mais qu'il reflète uniquement les effets de la topographie. Le moment sismique choisi ($M_0 = 3,98 \cdot 10^{23} \text{ N.m}$) correspond à un séisme de magnitude médiane ($M_w = 5,0$).

Une modélisation par éléments finis permet d'extraire le signal temporel dans chaque cellule du maillage. Pour étudier les ondes générées, nous avons distribué des « hydrophones » dans la colonne d'eau selon deux réseaux différents. Dans le premier, les stations sont placées tous les 250 m sur la plus grande longueur du modèle, au milieu du domaine de calcul, à une profondeur constante de 1500 m. Dans le second, les hydrophones sont placés tous les 5 km

sur trois lignes perpendiculaires à la grande longueur du domaine et distantes de 150, 165 et 190 km de l'origine (section 3.2). La première série d'hydrophones offre une vision haute-résolution de la propagation des ondes, le second réseau permet d'observer les effets 3D du relief. On notera que la radiale de détecteurs intersecte la topographie, dont le sommet n'est qu'à 1000 m sous la surface de l'océan.

3 Résultats et discussion

3.1 Propagation modale

Les ondes produites par le séisme sont faciles à identifier dans un diagramme de Hovmöller (Figure 1). Dans cette représentation espace-temps, la pente des arrivées traduit la vitesse des ondes. Les premières arrivées correspondent à des ondes P qui se propagent à la vitesse choisie en entrée du modèle (5 km.s^{-1}). Elles sont suivies par les ondes de Scholte, à leur vitesse théorique (90% de celle des ondes S). Enfin, arrive un train d'ondes très énergétiques mais bien plus lentes (1451 m.s^{-1}). Cette vitesse est cohérente avec celle des ondes sonores dans l'océan ; la forme du train et son élargissement au cours de sa propagation suggèrent un comportement modal.

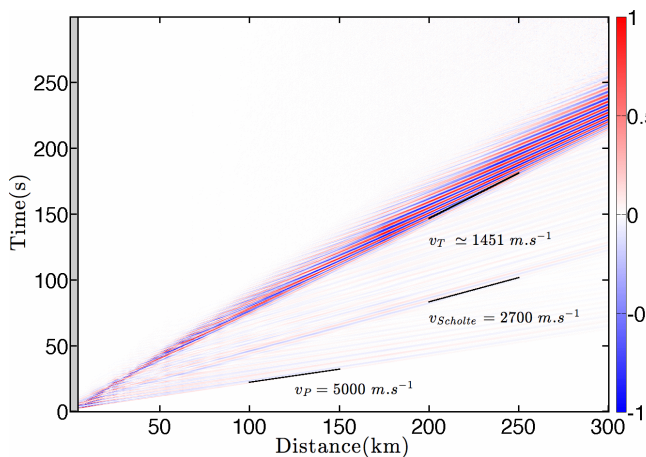


Figure 1 : Diagramme de Hovmöller de la pression normalisée par le maximum à chaque capteur, dans le cas d'une explosion isotrope à l'aplomb d'un mont gaussien. La zone en gris correspond à la largeur du mont sous-marin à la profondeur des hydrophones (1500 m sous la surface).

Un spectrogramme de la pression acoustique mesurée par les hydrophones situés à 150 et 250 km de la source montre des lobes qui suivent les courbes théoriques des modes pour un guide d'onde parfait (Figure 2). Pour le premier capteur, six modes sont visibles, alors qu'ils ne sont que plus que deux, cent kilomètres plus loin. Le signal est également plus long et moins intense à 250 km qu'à 150 km et la diminution du nombre de modes se reflète dans son caractère plus simplement sinusoïdal. On peut donc conclure que dans cette configuration, le séisme génère une onde acoustique, ou onde T, animée d'une propagation modale dans la colonne d'eau.

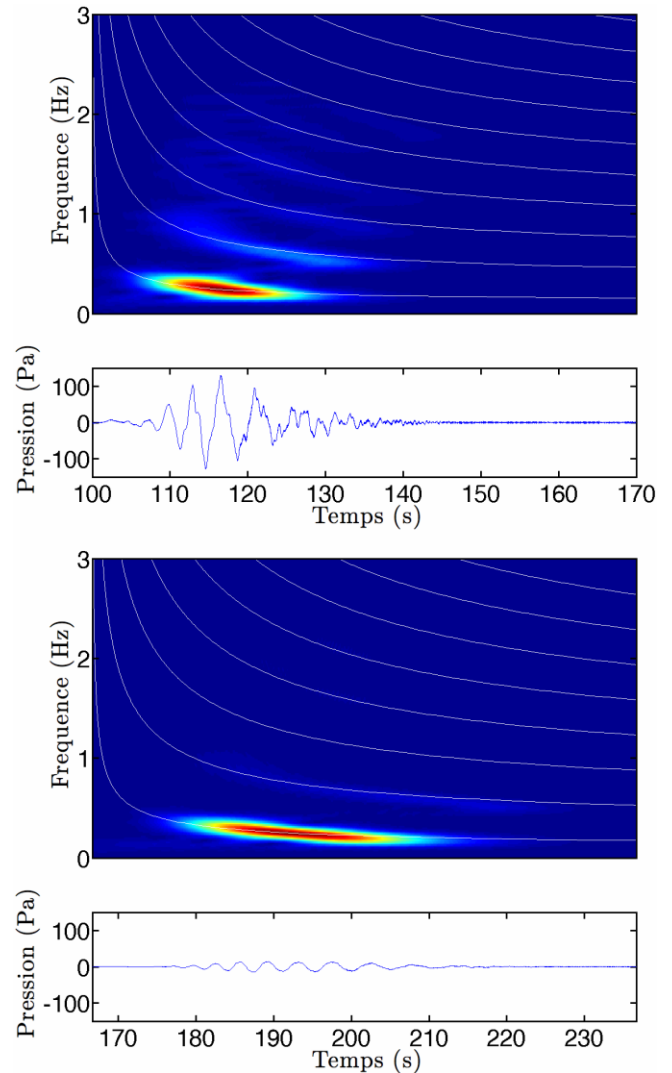


Figure 2 : Spectrogrammes de la série temporelle de la pression mesurée par deux hydrophones à 150 km (haut) et 250 km de la source (bas). Les courbes blanches correspondent aux modes théoriques attendus dans un guide d'onde parfait.

3.2 Effets 3D

Les résultats obtenus dans le domaine de calcul de 50 sur 200 km avec une dorsale linéaire permettent de mettre en évidence des effets 3D, par comparaison avec les résultats dans le cas du mont. La Figure 3 compare les séries temporelles obtenues pour un hydrophone situé à 1500 m sous la surface de l'océan, à 141 km de la source et du centre du mont gaussien, sur la perpendiculaire à l'axe de la dorsale. Les deux signaux montrent les mêmes temps d'arrivée. Les amplitudes des ondes PN, entre 25 et 50 s après le début de la simulation, sont également les mêmes, car elles ne dépendent que de la source sismique et de la distance à l'épicentre. Cependant, les amplitudes des pics d'onde de Scholte (à partir de 60 s) puis d'onde T (à partir de 100 s) sont de deux à trois fois supérieures dans le cas de la dorsale linéaire. Au total, on mesure une énergie de $4,66 \cdot 10^{11} \text{ J}$ dans le cas de la dorsale et de $6,36 \cdot 10^9 \text{ J}$ dans le cas du mont. Cette différence peut s'expliquer par une zone de conversion sismo-acoustique plus étendue dans le premier cas.

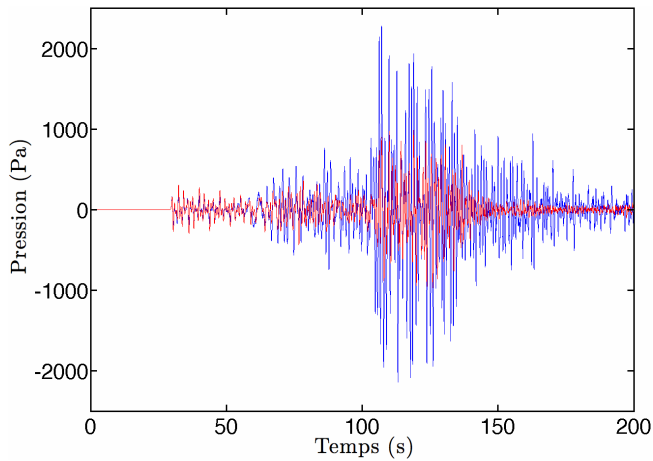


Figure 3 : Comparaison entre les séries temporelles mesurées par un hydrophone situé à 141 km de la source dans le cas d'un mont gaussien (en rouge) et dans le cas d'une dorsale gaussienne (en bleu). La forme du signal est très proche, avec des ondes T d'énergie double dans le cas de la dorsale.

3.3 Multilatération

Dans le cadre de la surveillance de la sismicité des dorsales par des réseaux d'hydrophones, il est crucial de s'assurer que les techniques de multilatération couramment employées localisent bien l'épicentre du séisme ; c'est-à-dire qu'elles ne sont pas biaisées par des effets 3D du relief. Afin d'évaluer l'erreur introduite par les reliefs sous-marins, nous avons placé 28 hydrophones dans le domaine de calcul et cherché à localiser la source du séisme à partir des 20475 combinaisons de quatre hydrophones possibles parmi les 28 (Figure 4 haut). Pour chaque quadruplet, une densité de probabilité [5] est calculée sur l'ensemble du domaine, tous les kilomètres, avec une vitesse de propagation inconnue comprise entre 1300 et 1700 m.s^{-1} . Les temps d'arrivée des ondes T sont pointés de façon automatique (premier point dont l'énergie est moitié moins que l'énergie maximale de l'enveloppe du signal). Pour un quadruplet donné, on assimile la localisation de l'épicentre au maximum de la densité de probabilité. Dans le cas d'un mont sous-marin, la densité de localisations est maximale au sommet du mont, dans un rayon d'un kilomètre autour de l'épicentre (Figure 4 milieu). Dans le cas de la dorsale linéaire, les localisations s'étendent sur l'ensemble de la chaîne et leur densité est maximale sur les pentes de la chaîne, à proximité de l'épicentre (± 5 km ; Figure 4 bas). Les vitesses de propagation optimale sont comprises entre 1300 et 1400 m.s^{-1} ; cette différence avec la vitesse attendue (1500 m.s^{-1}) s'explique par la vitesse réduite de l'onde T au début de sa propagation (voir Fig. 1 entre 0 et 50km).

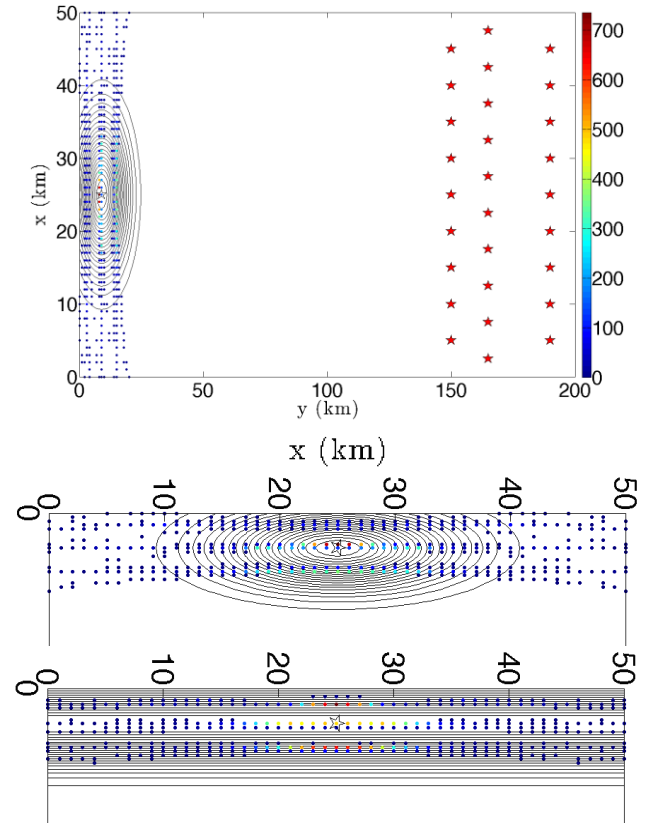


Figure 4 : Localisations de la source par multilatération (points colorés par nombre de localisation) à partir d'un réseau d'hydrophones (étoiles rouges) distants de 150 à 190 km de l'épicentre de la source (étoile au centre du relief). Les isobathes du relief (lignes continues noires) sont tracés tous les 100 m ; le fond plat est à 3000 m de profondeur et le relief culmine à 1000m sous la surface de l'océan.

4 Conclusion

La modélisation 3D de cas simples permet de mettre en évidence les effets de la topographie sur la génération d'ondes T, notamment sur le diagramme de radiation des ondes T autour de la source [6] et sur leur amplitude. Ces ondes peuvent être décrites par une propagation modale, avec une atténuation rapide des modes d'ordre élevé. Le comportement de la colonne d'eau se rapproche ainsi de celui d'un guide d'onde parfait. Les effets 3D induits par les reliefs peuvent introduire une erreur dans la localisation des séismes par multilatération.

Remerciements

La thèse de Jean Lecoulant est soutenue par un financement conjoint de la Délégation Générale de l'Armement (DGA) et de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Le code SPEC3D est installé sur Datarmor, une infrastructure de calcul intensif commune à plusieurs instituts de recherche localisées en Basse-Bretagne.

Références

- [1] Okal, E. A., The generation of T waves by earthquakes, *Adv. Geophys.*, 49: 1-65, 2008.
- [2] Fox, C. G., Matsumoto, H. and Andy Lau, T.-K., Monitoring Pacific Ocean seismicity from an autonomous hydrophone array, *J. Geophys. Res.*, 106 (B3): 4183-4206, 2001, doi: 10.1029/2000JB900404.
- [3] Komatitsch, D. and J. Tromp, Introduction to the spectral element method for 3D seismic wave propagation, *Geophys. J. Int.*, 139 (3): 806-822, 1999.
- [4] Tromp, J., Komatitsch, D., and Liu, Q., Spectral-element and adjoint methods in seismology, *Commun. Comput. Phys.*, 3 (1): 1-32, 2008.
- [5] Tarantola, A., Inverse problem theory and methods for model parameter estimation, Society for industrial and applied mathematics, Philadelphia, pp 342, 2005
- [6] Lecoulant, J., Guennou, C., Guillon, L. & Royer, J.-Y., 3-D modeling of the generation and propagation of acoustic T-waves at seafloor spreading ridges. Proc. 4th Underwater Acoustics Conference & Exhibition, ed. Papadakis, J. S., p. 595-599, 2017.