

CFA/VISHNO 2016

Influence de la topographie sur la répartition d'énergie de la source acoustique des ondes T

C. Guennou, M. Giusti et J. Perrot

UBO - UMR 6538, IUEM, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France
claude.guennou@univ-brest.fr



LE MANS

Lors de l'expérience HYDROBS-MOMAR 2010-2011 au sud des Açores sur la dorsale Médio-Atlantique (DMA), des hydrophones mouillés dans le canal SOFAR ont enregistré les ondes T générées par un essaim de séismes liés à une crise volcanique sous-marine. La distribution des épicentres de cette crise sismique est un élément majeur dans l'apport de nouvelles informations sur la structure de la DMA. L'épicentre du séisme assimilé au point de conversion sismo-acoustique, est localisé à partir des temps d'arrivée pointés aux maxima d'énergie spectrale observée dans le signal enregistré par les hydrophones. L'objectif de cette étude est d'analyser la distribution de l'énergie aux points de conversion avoisinant l'épicentre, en fonction de l'influence de la bathymétrie très contrastée au niveau de la DMA, ainsi que l'influence de la profondeur des séismes. Nous utilisons le logiciel SPECFEM 2D pour simuler l'énergie émise immédiatement après la conversion entre la croûte océanique et l'eau. Les résultats démontrent que l'influence de la profondeur des séismes sur la conversion des ondes est plus importante que celle de la bathymétrie avec un maximum d'énergie qui peut être décalé dans un rayon de 5 km par rapport à l'épicentre avec les paramètres que nous avons utilisés.

1 Introduction

Lorsqu'un séisme a lieu dans la croûte océanique, une partie des ondes sismiques produites se convertissent en ondes acoustiques de basses fréquences (0 - 40Hz) à l'interface croûte/océan. Les ondes T ou « Tertiary waves » se propagent alors dans l'océan sur de longues distances (jusqu'à plus de 1000 km) guidées par le canal SOFAR (SOund Fixing And Ranging) dont les propriétés (salinité, température et pression) sont telles que l'atténuation y est très faible.

L'utilisation d'hydrophones autonomes depuis 1991 par le Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) dans le cadre de la surveillance de l'activité des dorsales a ouvert la voie à l'étude des ondes T (génération, propagation) qui soulèvent encore aujourd'hui de nombreuses questions. Le phénomène des ondes T est défini clairement pour la première fois après la seconde Guerre Mondiale [1] puis différents modèles de production des ondes T ont été établis [2]. Certains ont une approche géométrique en se basant sur la théorie des raies et portent sur la conversion sismo-acoustique au niveau d'une pente ; le phénomène de « downslope conversion » [3]. D'autres ont une approche physique pour expliquer la génération d'ondes T dans des zones abyssales ; le phénomène de « T-phase paradox » et portent sur le phénomène de diffusion d'un sol rugueux [4]. La localisation de la source acoustique des ondes T assimilée à l'épicentre du séisme, nécessite au minimum 3 hydrophones. Un hydrophone supplémentaire est requis pour calculer le temps d'origine de la source acoustique et son erreur de localisation qui est de l'ordre de 2 km en latitude et 3 km en longitude [5]. Le logiciel SEAS [5] est utilisé pour pointer le temps d'arrivée du maximum d'énergie sur le spectre des ondes T. La localisation des épicentres avec un réseau d'hydrophones est plus précise que celle obtenue par les réseaux sismologiques terrestres [6].

Les 5 hydrophones du réseau HYDROBS-MOMAR 2010-2011, mouillés dans le canal SOFAR, suivent l'activité sismique de la dorsale Médio-Atlantique au sud des Açores [7, 8]. Un essaim de plus de 700 séismes a été enregistré le 13 août 2010, 350 kilomètres en dessous de l'archipel des Açores. La distribution spatiale des séismes s'étend sur 70 km de part et d'autre d'une discontinuité géologique (figure 1) et la moitié des épicentres sont concentrés au voisinage d'un haut topographique. Notre objectif est de savoir si cette concentration pourrait être liée à l'effet de la topographie de l'interface qui se situe au-dessus des séismes. Pour cela, nous simulons la distribution spatiale de l'énergie convertie à l'interface croûte/eau

autour de l'épicentre en tenant compte de la bathymétrie réelle de la zone.

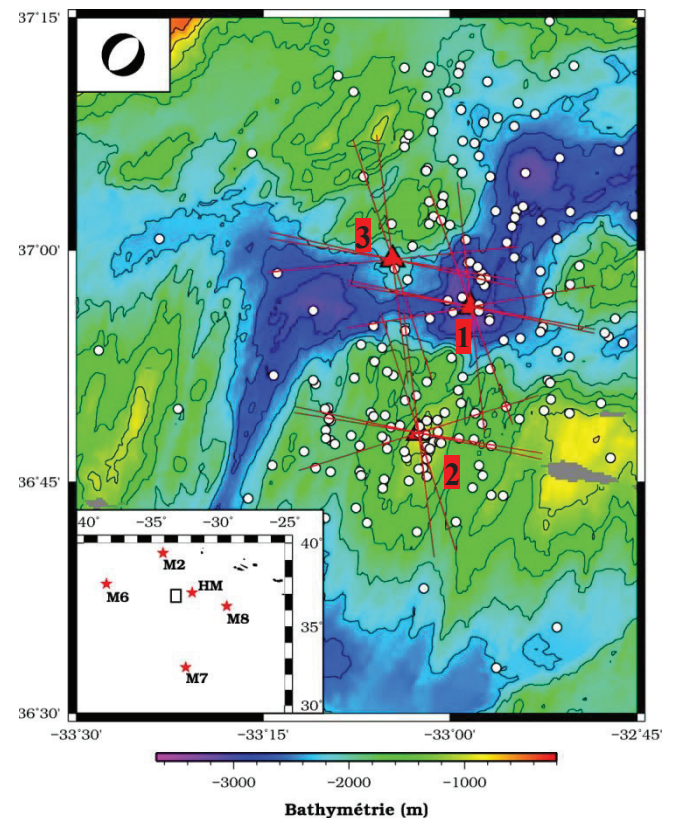


Figure 1 : Carte bathymétrique d'une section de la dorsale Médio-Atlantique. Les 3 localisations choisies (1, 2 et 3) de la même source sismique correspondent aux triangles rouges. Les rayons associés représentent les profils bathymétriques choisis dans la direction des 5 hydrophones. Les séismes détectés par au moins 4 hydrophones (étoiles rouges dans l'encart bas) et dont l'erreur de localisation est inférieure à 2 km sont symbolisés par les cercles blancs. Le symbole du mécanisme au foyer utilisé, type faille normale, est visible dans l'encart haut.

Différentes méthodes numériques existent pour calculer la propagation des ondes. Le code SPECFEM2D (SPECTral Finite Element Method 2D) permet de décrire des interfaces quelconques et a été utilisé par Jamet et al. [9, 10] dans un contexte similaire. Nous avons donc simulé la propagation d'une onde sismique convertie le long de profils bathymétriques (figure 1) pour 3 profondeurs et 3 localisations de l'épicentre d'une même source sismique en utilisant le code SPECFEM2D. La figure 1 situe les 3

localisations choisies et présente le mécanisme au foyer de la source sismique.

Après avoir présenté les simulations réalisées par le code SPECFEM2D, nous discutons les résultats obtenus sur la distribution spatiale de l'énergie en fonction de la profondeur de la source et de la bathymétrie environnante.

2 Méthodologie

Le code SPECFEM2D [11], accessible en open source, est fondé sur la méthode des éléments finis spectraux. Il calcule la propagation des ondes dans les milieux solide et fluide, permettant de calculer les ondes T de leur génération dans la croûte océanique jusqu'à leur réception dans le canal SOFAR en considérant la phase de conversion des ondes à l'interface. La source sismique est prise en compte par son tenseur des moments, définissant le mécanisme au foyer choisi.

Le code SPECFEM2D requiert cinq types de données : les dimensions du domaine de calcul et ses conditions aux limites, les paramètres physiques des milieux, la localisation et le mécanisme au foyer de la source sismique, le positionnement des stations réceptrices et les paramètres numériques pour la discrétisation spatiale et temporelle du domaine de calcul.

Le domaine de calcul (x, z) est une boîte de 30 km sur 10 km. La dimension horizontale de 30 km permet d'observer la distribution d'énergie de la source acoustique des ondes T sur un rayon de 15 km autour de son épicerne. Le domaine de calcul est composé de deux milieux, un milieu fluide et un milieu solide, séparés par une interface. Le milieu supérieur fluide modélise l'eau de mer tandis que le milieu inférieur solide modélise la croûte océanique. Les conditions aux limites sont de deux types, une surface libre à la limite supérieure de la couche d'eau de mer et des bords absorbants sur les limites latérales et inférieures de la croûte océanique. La surface libre représente l'interface océan/atmosphère (la pression y est nulle), elle réfléchit les ondes. Les bords absorbants empêchent les réflexions indésirables. Ils ne constituent pas de frontières physiques du milieu modélisé. Les données des profils bathymétriques de chaque cas définissent l'interface croûte/eau. Elles ont été acquises lors d'une campagne en mer [12] avec une résolution 300 m.

Dans toutes les simulations, les propriétés physiques des deux couches en présence sont répertoriées dans le Tableau 1. La vitesse et la densité de l'eau de mer et de la croûte océaniques sont des références standards. Les paramètres V_p , α_p et V_s , α_s caractérisent respectivement les vitesses et atténuations des ondes P et S.

Tableau 1 : Paramètres physiques

	Densité (kg/m ³)	V_p (m.s ⁻¹) / α_p (dB)	V_s (m.s ⁻¹) / α_s (dB)
Fluide	1020	1500	-
Solide	2750	5000 / 0.1	2887 / 0.2

Dans toutes les simulations, la position horizontale de la source sismique est centrée, par contre sa profondeur ou sa distance verticale à l'interface est variable (2, 3 et 4 km).

Ces valeurs de profondeur sont choisies au regard de l'épaisseur possible de la croûte au niveau du segment de dorsale où a eu lieu la crise volcano-tectonique étudiée. Le tenseur des moments représentatif du mécanisme au foyer de la source est présenté dans sa base locale (1). Son expression change en fonction du profil considéré et est donc réexprimé dans la base (x, z) de la boîte de calcul. Seules les composantes M_{xx} , M_{zz} , M_{xz} et M_{zx} du tenseur des moments sont retenues par code SPECFEM2D qui réalise le calcul dans le plan (x, z).

$$\bar{M} = \begin{pmatrix} -1180 & -104 & 15 \\ -104 & 508 & 586 \\ 15 & 586 & 668 \end{pmatrix} \begin{matrix} \\ \\ \text{(haut,sud,est)} \end{matrix} \quad N.m \quad (1)$$

Ce tenseur des moments est représentatif d'un mécanisme au foyer en faille normale, typique des sources sismiques de la DMA. Il a été déterminé pour un des séismes de la crise ayant une magnitude suffisamment importante pour déterminer le tenseur des moments à l'aide des réseaux sismologiques mondiaux (calcul par le catalogue mondial CMT, Global Centroid Moment Tensor Project, www.globalcmt.org). Les équations différentielles d'ondes élastiques pour un milieu solide et d'ondes acoustiques pour un milieu fluide incompressible, sont résolues numériquement par l'intégration par parties sur l'ensemble des éléments spectraux.

Le signal temporel de la source, dans toutes les simulations, est une gaussienne, dont la forme s'approche fortement de la fonction triangle, fonction la plus représentatif d'un événement sismique. Sa fréquence dominante est de 10 Hz, fréquence centrale de la bande de fréquence des signaux sismiques [9, 10]. Les calculs sont réalisés pour 3 localisations de l'épicentre de la source sismique. Les coordonnées de ces 3 localisations, situées sur la figure 1, sont données dans le tableau 2. L'épicentre 1 se situe au fond d'une vallée axiale, l'épicentre 2 sur un haut topographique et l'épicentre 3 dans une zone de transition, limitrophe entre le fond de la vallée et le haut topographique.

Tableau 2 : Coordonnées des 3 épicerne choisis

Epicerne	Latitude (°)	Longitude (°)
1	36.939	-32.972
2	36.803	-33.042
3	36.990	-33.077

Dans toutes les simulations, les récepteurs sont positionnés régulièrement tous les kilomètres le long de l'interface et leur distance verticale avec celle-ci est de 100 m. Ils sont au nombre de 29 pour couvrir la totalité de la dimension horizontale du domaine.

La discrétisation spatiale du domaine diffère selon la simulation. L'estimation du nombre d'éléments spectraux, nécessaires aux conditions de stabilité et de précision du calcul, est basée sur les recommandations des auteurs du code. Le nombre d'éléments n'excèdent pas 800 dans la direction x et 200 dans la direction z. Le code suggère aussi la valeur du pas de temps à préciser, il dépend de la discrétisation spatiale et des vitesses de propagation choisies. Il est de l'ordre de 10⁻⁴ s. Nos simulations ont été lancées sur 6s afin d'obtenir l'arrivée de l'onde directe sur tous les récepteurs. Le calcul d'une simulation (3 épicerne, 3 profondeurs, 5 profils soit 45 simulations au

total) se déroule en moyenne en 35 minutes.

3 Résultats

3.1 Propagation du signal

La figure 2 montre la propagation du signal à 4 instants différents pour un cas parmi les 45 simulations. Quelque soit le cas considéré, on peut observer le diagramme de radiation en ondes P de la source sismique: elle génère des ondes P principalement dans la direction verticale (figure 2a). Pour tous les cas, on observe aussi 5 ondes P : l'onde P directe dans la croûte (figure 2b, 1), l'onde P directe dans l'eau qui se réfléchit à la surface de l'eau (figure 2b, 2), l'onde P réfléchie à l'interface (figure 2b, 3), l'onde S convertie en onde P à l'interface, onde notée SP (figure 2b, 4) et l'onde S réfléchie à l'interface convertit en onde P (figure 2b, 5). Les images suivantes (figure 2c et 2d) permettent d'observer la multiplication des réflexions sur les limites de la couche d'eau entraînant une propagation horizontale des ondes acoustiques vers les bords externes du modèle.

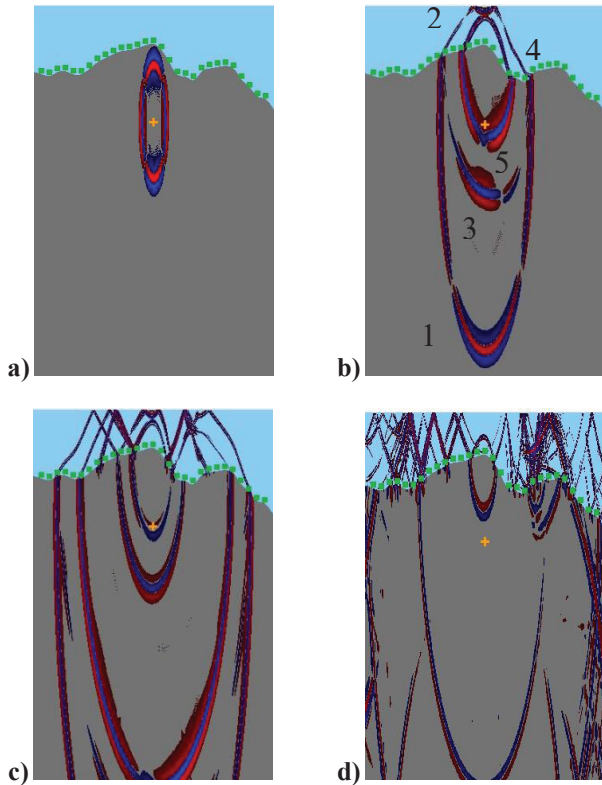
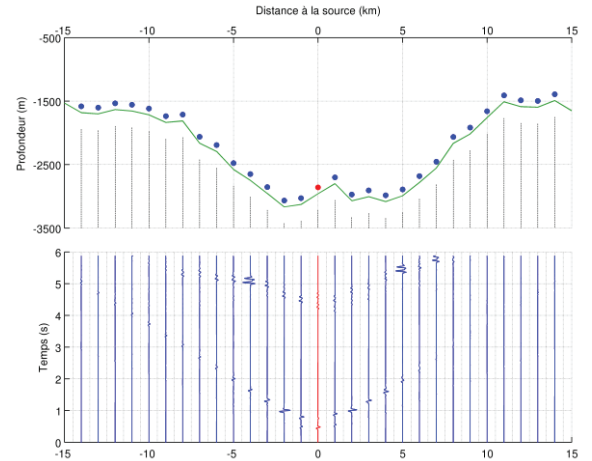
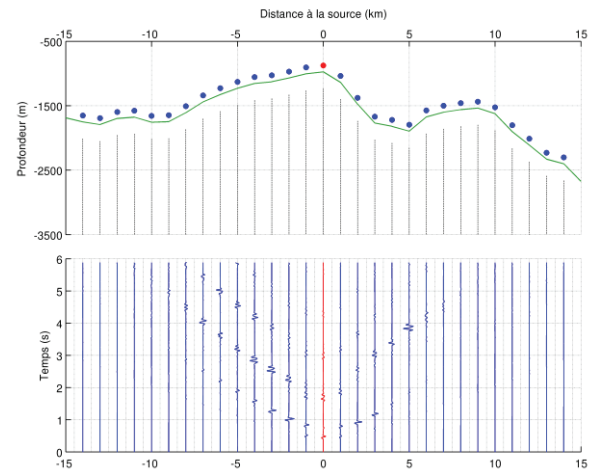


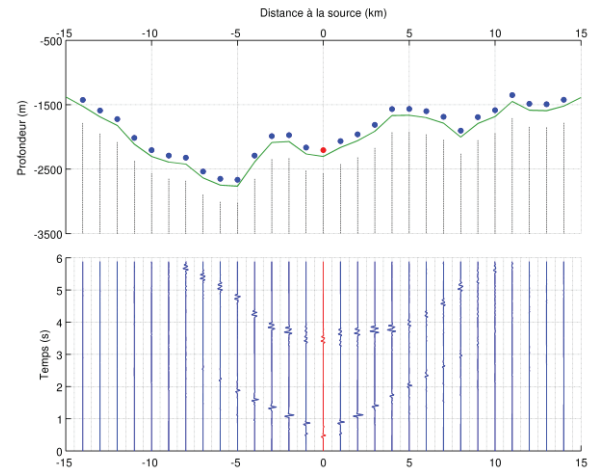
Figure 2 : Propagation du signal pour la localisation 2 de l'épicentre de la source à 2 km de profondeur dans le plan du profil M2. a, b, c et d sont les images associées respectivement au temps, $t=0.4$ s, 1.3 s, 2.5 s et 5.9 s. La couche grise et la bleue sont respectivement la croûte et l'eau ; la croix jaune situe la source et les carrés verts montrent la position des récepteurs. Les fronts d'onde bleus sont les zones de décompression et les rouges, les zones soumises à une compression.



a)



b)



c)

Figure 3 : Profils bathymétriques dans la direction M2 associés aux signaux correspondant pour les 3 localisations de l'hypocentre à 2 km de profondeur, a) sous la vallée axiale, b) sous le haut topographique et c) sous la zone de transition. Signaux normalisés par rapport au maximum d'énergie libéré au cours des 45 simulations.

La figure 3 montre les signaux temporels recueillis en chacun des récepteurs pour un hypocentre à 2 km, selon le profil bathymétrique dans la direction M2 et pour les 3 localisations choisies. Ces signaux sont normalisés par rapport au maximum d'énergie généré au cours des 45 simulations. On constate que le profil associé à la localisation 2 (figure 3b) a une bathymétrie moins variée

dans un rayon de 10 km par rapport à l'épicentre, alors que les 2 autres profils (figure 3a et 3c) ont des variations de dénivellé de plus de 500 m.

La première arrivée correspond à l'arrivée des ondes P transmises, la seconde arrivée aux ondes SP. Les arrivées suivantes sont celles des ondes réfléchies à la surface de l'eau. En se basant sur le signal du récepteur à la verticale de la source, on trouve des temps d'arrivées en accord avec le modèle de vitesse utilisé.

Dans tous les résultats (figure 3), au récepteur à la verticale de la source, l'amplitude de l'onde P directe est plus importante que celle de l'onde SP, ce qui n'est pas le cas pour les autres stations environnantes de l'épicentre. Ceci s'explique par le fait que le mécanisme au foyer d'une faille normale génère dans les directions quasi verticales, des ondes P de fortes amplitudes et des ondes S de faibles amplitudes, et inversement dans les directions avoisinant les 45° avec la verticale. De plus, on remarque que la forme des ondes réfléchies ne correspond pas à la forme attendue, soit l'inverse des ondes directes. Cela est dû à la position des récepteurs proche de l'interface, qui reçoivent l'onde P réfléchi à la surface de l'eau et, très peu de temps après sa réfléchi à l'interface croûte/eau, modifiant la forme de l'onde.

3.2 Distribution des maxima d'énergie de la source acoustique

Nous intéressants à la source acoustique des ondes T, nous étudions uniquement les ondes directes (figure 2b, 2 et 4) en ignorant les ondes réfléchies aux limites de la couche d'eau. La figure 4 rassemble les résultats des 45 simulations en présentant en chacun des récepteurs le maximum d'énergie du signal de ces ondes directes.

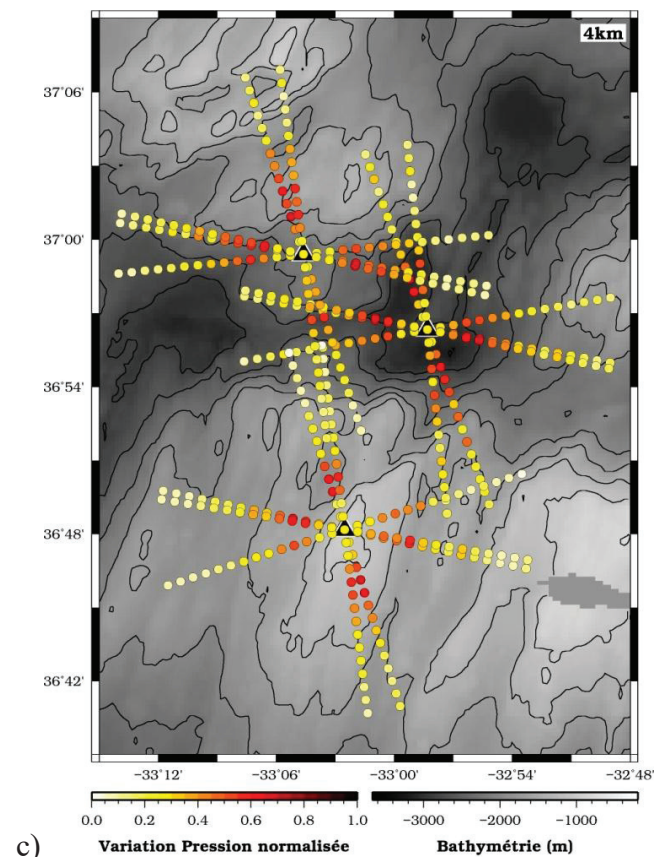
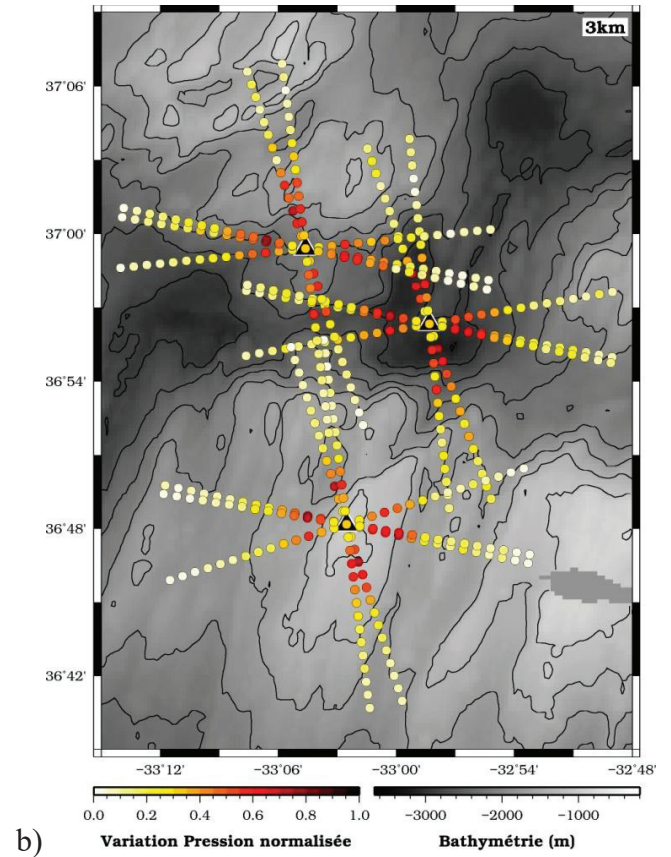
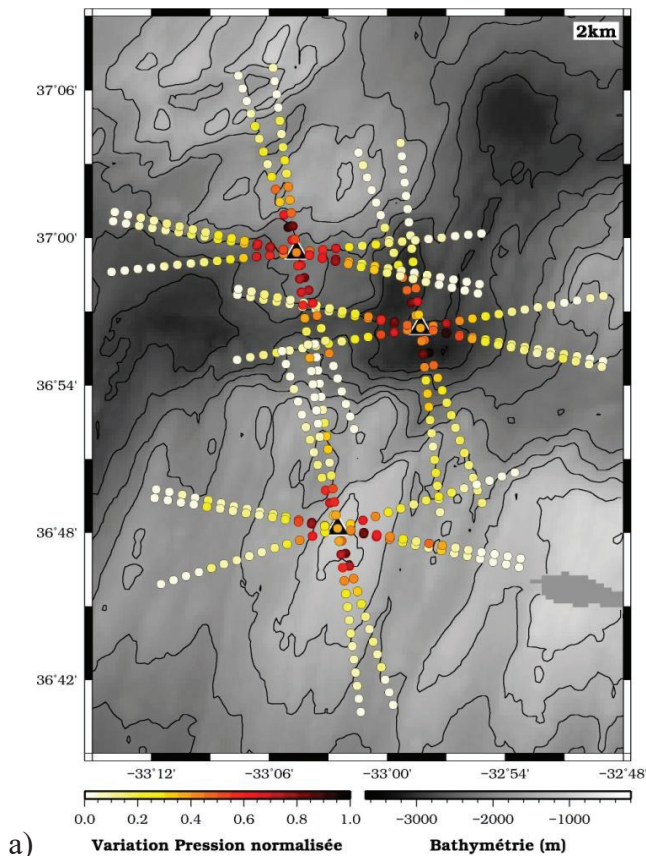


Figure 4 : Distribution de l'énergie maximale des signaux selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique donnée. a) Les hypocentres à 2 km de profondeur, b) à 3 km de profondeur et c) à 4 km de profondeur.

En chaque récepteur l'énergie maximum des ondes directes a été normalisée par rapport au maximum des maxima d'énergie pour les 45 simulations.

On remarque que le maximum des maxima d'énergie est généré par la source sous la vallée axiale, à 2 km de l'épicentre (figure 4a). Dans toutes les simulations, le maximum du signal des ondes directes n'est jamais localisé à l'épicentre du séisme, il provient des ondes SP.

La figure 4 donne une vision globale de l'influence d'une part de la profondeur de la source sismique et d'autre part de la bathymétrie environnante sur les signaux reçus des ondes directes. Quelque soit la localisation de la source et le profil considéré (figure 4a, b et c), on remarque que l'énergie des signaux recueillis aux récepteurs est d'autant plus faible que la source est profonde. De plus, les variations des maxima d'énergie se font sur une plus courte distance pour les hypocentres superficiels (figure 4a) que pour ceux plus profonds (figure 4b et 4c). Ces observations sont conformes avec l'atténuation géométrique des ondes sismiques.

De plus, on constate que pour un hypocentre à 2 km de profondeur (figure 4a) les maxima d'énergie sont observés dans un rayon de 2 km autour de l'épicentre et que l'énergie reçue par les récepteurs dans un rayon de plus de 9 km est nulle. Lorsque la profondeur de la source augmente, les maxima d'énergie sont relevés à des récepteurs plus éloignés de l'épicentre, dans un rayon de 5 km pour un hypocentre à 4 km (figure 4c). A partir d'une profondeur de 3 km (figure 4b et 4c), l'énergie est présente au niveau de tous les récepteurs. Dans le cas de ce mécanisme au foyer, l'étalement de la source acoustique des ondes T, les récepteurs lointains captant d'autant plus d'énergie que la source sismique est profonde. L'enfouissement de l'hypocentre semble aussi favoriser l'éloignement du maximum d'énergie de l'épicentre du séisme.

Pour tous les types d'interfaces et de profondeurs, on observe un schéma de distribution d'énergie similaire (figure 4a, 4b et 4c) nous amenant à penser que la bathymétrie a peu d'influence sur la distribution d'énergie des ondes directes. Ponctuellement, la distribution d'énergie montre des variations de 50 % d'un récepteur à l'autre, soit sur une distance de 1 km de profil. On le remarque par exemple, pour la localisation 1, à 3 km de profondeur et le récepteur à 5 km de l'épicentre (figure 4b), ou pour la même localisation, à 4 km de profondeur pour un des récepteurs à 5 et 9 km de l'épicentre (figure 4c).

4 Discussion

Nos résultats ont montré que la profondeur de la source a plus d'influence sur l'énergie du signal que la bathymétrie, qui a un effet plus localisé sur les maxima d'énergie des ondes directes. De manière générale, l'éloignement des maxima d'énergie de l'épicentre avec l'augmentation de la profondeur a été relevé, jusqu'à 5 km autour de l'épicentre pour un hypocentre à 4 km. Toutefois, dans le cas d'une crise purement tectonique, l'hypocentre peut être plus profond. Des simulations pour une source à 5, 6, 7 et 8 km de profondeur permettraient de compléter notre étude et d'avoir une meilleure idée sur l'étendue de la distribution des maxima d'énergie au niveau de l'interface.

De plus, nos résultats ont été acquis pour un certain type de mécanisme au foyer, celui d'une faille normale. Nous ne pouvons donc pas les généraliser. Il est remarquable de noter que dans le cas d'une simulation avec ce mécanisme au foyer et des bathymétries variées le maximum d'énergie

des signaux n'est pas à la verticale de la source mais dans un rayon de l'ordre de 2 km, si celle-ci est superficielle (hypocentre à 2 km). Ces maxima sont produits par les ondes SP, ce qui rejoint les résultats de Balanche et al. [13, 14]. Les mécanismes de failles décrochantes peuvent aussi être présents au niveau des dorsales. Dans ce cas, ce sont les ondes S qui sont générées dans les directions à la verticale de la source sismique et les ondes P dans les directions aux environs des 45° avec la verticale. Il serait donc intéressant d'étudier l'effet de ce deuxième mécanisme sur la répartition des maxima autour de la source et de se rapprocher du travail de Park et al. [15] qui ont montré l'influence significative du mécanisme au foyer sur l'excitation des ondes T. L'étude de différents mécanismes au foyer nous permettrait aussi de savoir si les maxima d'énergie sont toujours portés par les ondes SP.

La question que l'on se pose porte aussi sur la définition qu'englobe la notion de source acoustique des ondes T. (1) Les géophysiciens assimilent la source acoustique des ondes T au point de conversion des ondes sismo-acoustiques. Or, on constate que cette conversion a lieu sur une zone pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés. Peut-on alors parler de point de conversion? Oui, à l'échelle des distances parcourues par les ondes T qui peuvent être de plusieurs milliers de kilomètres. Mais qu'en est-il à l'échelle de la source sismique qui elle est toujours considérée ponctuelle? (2) Avant la phase de propagation horizontale des ondes T dans le canal SOFAR, il y a une phase de multiples réflexions des ondes acoustiques dans la couche d'eau qui n'a pas été prise en compte dans notre étude. Il serait intéressant de réaliser des simulations complémentaires en positionnant les récepteurs dans l'axe du canal SOFAR, ce qui nous permettrait de voir comment les multiples réflexions interfèrent pour créer l'onde T qui se propagera horizontalement dans le canal SOFAR. L'interférence des ondes entre elles dans la couche d'eau participerait à la création de l'onde T avant sa propagation horizontale dans le canal SOFAR.

5 Conclusion

Notre travail utilise les données de la crise sismique du 13 août 2010. La distribution d'énergie de la source acoustique des ondes T a été simulée pour un même mécanisme au foyer typique de la crise sismique. Des profils bathymétriques réels ont été pris en compte et la source sismique a été positionnée en 3 lieux à la bathymétrie variée et en 3 profondeurs. Les résultats majeurs de ces simulations montrent que la profondeur de la source a plus d'influence que la bathymétrie sur la répartition des maxima d'énergie de la source acoustique. Pour un mécanisme au foyer de type faille normale, les maxima d'énergie toujours produit par les ondes SP, n'est jamais relevé à la verticale de la source. Pour un mécanisme au foyer de type faille normale, les maxima sont produits par les ondes SP. De plus, lorsque la profondeur de l'hypocentre augmente, les maxima d'énergie s'éloignent de l'épicentre, jusqu'à 5 km pour un hypocentre à 4 km de profondeur.

Pour les sources superficielles (2 km de profondeur) le décalage entre l'épicentre de la source sismique et le maximum d'énergie de la source acoustique est de l'ordre de l'ordre de 3 km. Il se situe à la limite de la marge d'erreur de la localisation des épicentres par le pointage des

maxima d'énergie des ondes T. Ceci n'est pas le cas pour les sources profondes.

Notre étude ayant montré que la bathymétrie ayant peu d'influence sur la répartition des maxima d'énergie, alors la concentration des séismes constatée lors de la crise sismique étudiée, est étrangère à l'existence du haut topographique. Ce qui est pour les géophysiciens, un résultat majeur pour la compréhension des processus d'accrétion de cette zone de la DMA.

Remerciements

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une thèse cofinancée par le « Laboratoire d'Excellence » LabexMER (ANR10-LABX-19) et la région Bretagne.

Notre étude poursuit les travaux initiés en 2015 par Ali Ameziane AHMED SAÏD, étudiant en stage de master dans notre Laboratoire Domaines Océaniques.

Références

- [1] L. Tolstoy, W. M. Ewing, The T-phase of shallow focus earthquakes, *Bulletin of Seismological Society of America*, **40**, 25–51 (1950).
- [2] E. A. Okal, The generation of T-waves by earthquakes, *Advances in Geophysics*, **49**, 1–65 (2008).
- [3] R. H. Johnson., J. Northrop, R. Eppley, Sources of Pacific T-phases, *Journal of Geophysical Research*, **68**, 4251–4260 (1963).
- [4] C. D. de Groot-Hedlin, J. A. Orcutt, Synthesis of earthquake-generated T-waves, *Geophysical Research Letters*, **26**, 1227–1230 (1999).
- [5] C. G. Fox, H. Matsumoto, T.-K. A. Lau, Monitoring Pacific Ocean seismicity from an autonomous hydrophone array, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 4183-4206 (2001).
- [6] J. Pan, A. M. Dziewonski, Comparison of mid-oceanic earthquake epicentral differences of travel time, centroid locations, and those determined by autonomous underwater hydrophone array, *Journal of Geophysical Research*, **110**, B07302, doi: 10.1029/2003JB002785 (2005).
- [7] J. Perrot, HYDROBS-MOMAR 2010 cruise, RV Le Suroît, <http://dx.doi.org/10.17600/10020050> (2010).
- [8] J. Perrot, HYDROBS-MOMAR 2011 cruise, RV Le Suroît, <http://dx.doi.org/10.17600/11020050> (2011).
- [9] G. Jamet, Modélisation d'ondes sismo-acoustiques par la méthode des éléments spectraux. Application à un séisme dans l'Atlantique Nord. Ph.D. thesis, Université de Bretagne occidentale – Brest (2014).
- [10] G. Jamet, C. Guennou, L. Guillon, C. Mazoyer, J.-Y. Royer, T-wave generation and propagation: a comparison between data and spectral element modeling, *Journal of the Acoustical Society of*

America, **134**, 3376. ISSN 00014966, doi: 10.1121/1.4818902 (2013).

- [11] J. Tromp, D. Komatitsch, and Q. Liu, Spectral-element and adjoint methods in seismology, *Communications in Computational Physics*, **3**, 1–32 (2008).
- [12] M. Cannat, A. Briais, C. Deplus, J. Escartin, J. Georgen, J. Lin, S. Mercouriev, C. Meyzen, M. Muller, G. Pouliquen, A. Rabain and P. da Silva, Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 3 Ma ago, *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 3, 257-269 (1999).
- [13] A. Balanche, Conversion sismo-acoustique au passage du fond océanique. Ph.D. thesis, Université de Bretagne occidentale – Brest (2009).
- [14] A. Balanche, C. Guennou, J. Goslin, C. Mazoyer, Generation of hydroacoustic signals by oceanic seafloor earthquakes: a mechanical model, *Geophysical. Journal International*, **177**, 476-480 (2009).
- [15] M. Park, R. I. Odom, D. J. Soukup, Modal scattering: A key to understanding oceanic T-waves, *Geophysical Research Letters*, **28**, 3401–3404 (2001).