

10ème Congrès Français d'Acoustique

Lyon, 12-16 Avril 2010

Le plancher océanique : Générateur d'ondes hydroacoustiques

Claude Guennou, Abel Balanche, Jean Goslin, Julie Perrot

UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané
Claude.Guennou@univ-brest.fr

La plupart des nombreux séismes qui se produisent dans les domaines océaniques sont (à l'exception des séismes des zones de subduction), des séismes de faibles magnitudes. La forte atténuation des ondes se propageant dans la terre solide rend difficile, voire impossible, la caractérisation de ces séismes à partir des enregistrements des réseaux sismologiques terrestres. Pourtant, certaines des ondes sismiques qu'ils produisent se propagent jusqu'au plancher océanique qui devient alors un générateur de signaux hydroacoustiques se propageant dans la masse d'eau. Depuis plus de 15 ans, des réseaux d'hydrophones autonomes mouillés dans le canal SOFAR ont permis d'enregistrer ces signaux hydroacoustiques et ainsi, de détecter et de localiser les séismes sous-marins de faibles magnitudes. Des questions restent cependant encore ouvertes par l'interprétation de ces signaux hydroacoustiques pour déterminer la magnitude et le mécanisme au foyer du séisme sous-marin qui les génère. Progresser dans la résolution du problème direct de la propagation d'une onde, générée par un séisme sous-marin, depuis le foyer du séisme jusqu'à un hydrophone immergé dans le canal SOFAR permettra d'apporter des réponses à certaines de ces questions.

Nous présentons dans un premier temps les hypothèses existantes sur le mécanisme de production d'ondes hydroacoustiques et les paradoxes posés par certaines d'entre elles. Puis nous exposerons les résultats obtenus par la modélisation directe du phénomène de conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique dans la configuration la plus simple qui soit (le cas d'une interface plane) ainsi que les toutes premières conclusions que l'on peut déduire de cette modélisation quant à la caractérisation des séismes sous-marins. Enfin, nous développerons les perspectives d'évolution du modèle de la conversion sismique/hydroacoustique, et celles résultant du choix d'un modèle de propagation hydroacoustique dans la colonne d'eau et le canal SOFAR.

1 Introduction

Il y a quarante ans naissait la théorie de la tectonique des plaques. La lithosphère, couche externe de la Terre, est découpée en une vingtaine de plaques rigides qui flottent et se déplacent sur l'asthénosphère, plus ductile. La tectonique des plaques est l'expression en surface des mouvements internes à la Terre : la convection dans le manteau terrestre. Les frontières de plaques en extension sont très nettes en milieux océaniques : ce sont les dorsales océaniques. Ces dorsales forment la plus longue chaîne de montagnes existant sur Terre (60 000 km). La majeure partie des séismes en régions océaniques ont lieu au voisinage des dorsales. La sismicité des dorsales, et plus généralement des régions océaniques (à l'exception des zones de subduction) est une sismicité de faibles magnitudes. Et pourtant, c'est une sismicité qui fait l'objet d'études parce que ce sont dans les régions océaniques que se dissipe, sous forme de séismes (et de volcanisme), une part notable de l'énergie de la Terre. Par conséquent, on aimerait en savoir plus sur la sismicité des régions océaniques. En particulier, on aimerait connaître les distributions dans l'espace et dans le temps des événements sismiques océaniques. Encore faut-il pouvoir les détecter, ce sont des séismes de faibles magnitudes, mais néanmoins nombreux. On aimerait aussi pouvoir quantifier la magnitude des séismes océaniques et enfin déterminer le mécanisme au foyer de ces séismes. La sismicité est directement dépendante de la rhéologie de la

lithosphère. Au niveau des dorsales, la rhéologie de la lithosphère est elle-même directement dépendante de son régime thermique.

Pour la détection des séismes de faibles magnitudes, on peut noter l'apport crucial de l'hydroacoustique. La présence d'une couche à faible vitesse dans la colonne d'eau océanique à pour conséquence de permettre à une onde hydroacoustique de se propager sur une très grande distance dans l'océan, avec une faible atténuation, pour peu qu'elle ait été piégée par ce guide d'onde naturel. L'utilisation de ce guide d'onde naturel (le canal SOFAR) pour la détection et la surveillance des sons dans l'océan est longtemps restée confinée au domaine militaire. C'est seulement au début des années 1990 que des réseaux d'hydrophones militaires actifs en milieux océaniques, ont été mis à profit pour l'écoute de la sismicité sous-marine. Depuis, les réseaux d'hydrophone se sont développés, et la surveillance hydroacoustique des océans a élargi ses domaines d'application. L'écoute des grands mammifères marins [1], de la chute des icebergs [2], et encore la mise en évidence du réchauffement des océans [3] en sont des exemples. Les réseaux d'hydrophones mouillés dans le canal SOFAR sont à l'écoute de la sismicité océanique depuis une quinzaine d'années. Ils ont démontré leur efficacité en matière de détection et de localisation des séismes sous-marins. Ils détectent 30 à 50 fois plus de séismes sous-marins que les stations sismologiques

terrestres. L'atténuation des signaux sismiques se propageant dans la lithosphère étant bien plus forte que celles des ondes hydroacoustiques se propageant dans le canal SOFAR, les séismes sous-marins de faibles magnitudes échappent aux réseaux terrestres. Et pour la même raison, les réseaux d'hydrophones permettent une surveillance sismique en région océanique sur un large rayon d'action, comparativement aux stations terrestres.

Si la détection et de la localisation des séismes sous-marins de faibles magnitudes a progressé grâce aux réseaux d'hydrophones mouillés dans le canal SOFAR, il reste cependant des questions ouvertes à propos des enregistrements recueillis par ceux-ci.

La première question concerne le mécanisme de production d'ondes hydroacoustiques générées par un séisme sous-marin (ou ondes T) et piégées dans le canal SOFAR. En effet, le canal SOFAR peut uniquement propager une onde qui y pénètre avec une direction de propagation faisant un angle inférieur à 12° environ avec la direction horizontale [4]. Comment une onde hydroacoustique, résultat d'une conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique, peut-elle se retrouver piégée dans le canal SOFAR ?

La deuxième question concerne l'interprétation des signaux hydroacoustiques enregistrés dans le canal SOFAR. Comment, à partir de l'amplitude et de la forme d'onde de ces signaux remonter aux paramètres du séisme (profondeur, magnitude et mécanisme au foyer) ? A partir de la mesure des instruments, on estime le niveau acoustique de l'onde T à sa source (Source Level), c'est-à-dire au point de conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique. Comment, à partir de ce Source Level, estimer la magnitude du séisme ? Comment exploiter la forme d'onde des signaux hydroacoustiques pour y retrouver une signature éventuelle de mécanisme au foyer ? Des études empiriques proposant des éléments de réponses à ces questions existent. On peut citer les travaux de Fox *et al.*[5], Yang *et al.*[6] en lien avec la relation *Source Level / Magnitude*. Ceux de Dziak[7] qui vont plus loin en comparant l'énergie des ondes T et le type de mécanisme au foyer des séismes. Il y a aussi les études empiriques basées sur le contenu fréquentiel des signaux hydroacoustiques, comme celles de de Groot-Hedlin *et Orcutt*[8], études contradictoires avec les travaux de Williams *et al.*[4] sur l'étude du temps de montée de la forme d'onde. Ce qui démontre bien l'incertitude des résultats de ces études empiriques.

Pour tenter de comprendre comment les séismes sous-marins génèrent des ondes hydroacoustiques capables de se propager dans le canal SOFAR, et pour tenter de répondre aux questions sur les magnitudes et les mécanismes au foyer des séismes sous-marins, il faut connaître les modifications qu'a subies l'onde sismique entre le foyer du séisme et l'hydrophone. La nécessité de construire un modèle direct de la propagation, du foyer du séisme jusqu'à l'hydrophone s'impose. Il s'agit de se donner les moyens de comprendre au mieux le mécanisme de conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique, ainsi que les effets de la propagation hydroacoustique longue distance (où il est difficile de s'affranchir de la bathymétrie du plancher océanique, comme des gradients horizontaux de vitesse de propagation, particulièrement importants près des pentes).

Le paragraphe 2 présente les hypothèses actuelles et paradoxales sur le mécanisme de production d'ondes T dans le canal SOFAR générées par les séismes sous-marins. Le paragraphe 3 initie, par des hypothèses simples, la modélisation du problème direct de la conversion sismique/hydroacoustique et présente un premier résultat. Les perspectives de cette étude sont développées après la conclusion.

2 Hypothèses actuelles sur la production d'ondes T

Les vitesses de propagation des ondes sismiques dans la lithosphère océanique et le manteau terrestre sont nettement supérieures à la vitesse de propagation des ondes hydroacoustiques dans la masse d'eau. Par conséquent, la loi de Snell-Descartes faisant la relation entre les directions de propagation des ondes incidentes et des ondes réfléchies et transmises par une interface, prédit que les ondes hydroacoustiques transmises ou ondes T auront des directions de propagation plus proches de la verticale que la direction des ondes sismiques incidentes, excitées par une source sismique sous-marine. Cette première observation pose la principale question sur le mode de production d'ondes T . Quel phénomène physique est à l'origine du piégeage dans le canal SOFAR des ondes T générées par les séismes sous-marin ? On trouve dans la littérature scientifique deux hypothèses distinctes et indépendantes pour expliquer ce phénomène : le modèle « géométrique » et le modèle « rugosité ».

La théorie du modèle « géométrique » est la suivante : en présence d'une interface océanique pentée d'angle (α), l'onde hydroacoustique est réfléchiée et défléchiée d'un angle (2α) à chaque cycle de réverbération entre le fond de l'océan et la surface. Au bout d'un certain nombre de réflexions, ce mécanisme permet à l'onde hydroacoustique, quelque soit sa direction de propagation initiale, de parvenir à une direction de propagation faisant un angle avec la direction horizontale inférieur à 12° et ainsi être piégée dans le canal SOFAR [9] [10] [11]. Ce modèle, entièrement basé sur l'acoustique géométrique, est capable d'expliquer de manière satisfaisante, certaines des caractéristiques des ondes T enregistrées [10]. Cependant, les réflexions successives des ondes hydroacoustiques entre le fond océanique et la surface libre de l'océan dissipent beaucoup d'énergie.

La théorie du modèle « rugosité » s'appuie sur la théorie modale de la propagation en considérant la masse d'eau océanique et la croûte de la lithosphère comme étant deux guides d'onde. Le principe de la production d'ondes T dans le canal SOFAR est expliqué par le transfert de modes crustaux vers les modes acoustiques, transfert rendu possible dans le cas où le plancher océanique présente une rugosité [12] [13].

Ces deux modèles de production d'ondes T dans le canal SOFAR s'appuient sur des hypothèses fortes (plancher océanique penté ou rugueux). Ils ne permettent pas d'expliquer ce qui fut appelé « le paradoxe des ondes T abyssales ». En effet, des ondes T provenant de petits séismes intraplaques, localisés dans des bassins abyssaux caractérisés par une topographie plane furent enregistrés dans l'océan Pacifique [14]

3 Modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique

Pour modéliser la conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique, nous avons utilisé un code de simulation numérique de la propagation en milieux mixtes 2D (un milieu fluide reposant sur un milieu solide). Ce code, dont le formalisme est basé sur la méthode des éléments finis, a été développé à l'origine pour des applications industrielles (reconnaissance non-destructive de fissures dans les structures) [15]. Il a ensuite été adapté pour des applications en géophysique pétrolière [16]. C'est sur cette dernière version du code que nous sommes intervenus pour en faire le code SOLFLU, outil d'étude numérique de la conversion sismique/hydroacoustique. Nous avons dû implémenter une source numérique, soit explosive, soit double-couple, au sein du milieu solide, le code n'autorisant initialement qu'une source explosive au sein du milieu fluide.

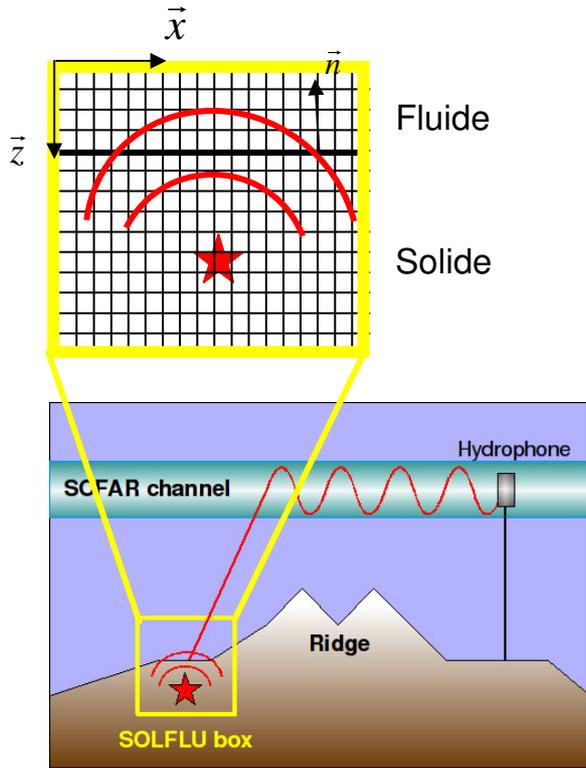


Figure 1 : Schéma de principe de la modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique par le code en éléments finis SOLFLU. L'interface solide-fluide est orientée par le vecteur unitaire \vec{n} . Figure reprise et adaptée [17]

Les équations numérisées par le code SOLFLU sont les équations de la mécanique des milieux continus. Les équations de l'élastodynamique (1) et (2), respectivement loi de Hooke et forme locale du principe fondamental de la dynamique, décrivent le milieu solide (le sol océanique), considéré comme étant un milieu purement élastique, éventuellement anisotrope et inhomogène. Elles sont formulées en vitesse (\vec{v}_s) et contrainte ($\vec{\sigma}$).

$$\frac{\partial \vec{\sigma}}{\partial t} - A \vec{\varepsilon}(\vec{v}_s) = 0 \quad (1)$$

$$\rho_s \frac{\partial \vec{v}_s}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma} = 0 \quad (2)$$

Les équations (1) et (2) font intervenir la masse volumique du milieu solide (ρ_s), ainsi que les coefficients d'élasticité du milieu solide (les composantes de la matrice A).

L'équation d'Euler (3) et l'équation de conservation de la masse (4) décrivent le milieu fluide (l'océan), considéré comme étant un fluide parfait homogène. Elles sont formulées en vitesse (\vec{v}_f) et pression (p).

$$\rho_f \frac{\partial \vec{v}_f}{\partial t} + \vec{\nabla} p = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + c_f^2 \rho_f \vec{\nabla} \cdot \vec{v}_f = 0 \quad (4)$$

Les équations (3) et (4) font intervenir la masse volumique du milieu fluide (ρ_f) et la célérité des ondes acoustiques au sein du milieu fluide (c_f). Cette dernière est reliée à la pression et à la masse volumique du milieu fluide par l'équation d'état $p = \rho_f c_f^2$.

A ces quatre équations s'ajoutent les équations de continuité à l'interface solide-fluide (le plancher océanique). Les équations d'interface (5) et (6) font intervenir le vecteur unitaire \vec{n} , normal à l'interface considérée comme étant plane et horizontale. Elles traduisent la continuité du vecteur contrainte et la continuité de la composante normale de la vitesse à l'interface solide-fluide.

$$\vec{\sigma} \cdot \vec{n} = -p \vec{n} \quad (5)$$

$$\vec{v}_s \cdot \vec{n} = \vec{v}_f \cdot \vec{n} \quad (6)$$

Le code calcule, pour un milieu solide et un milieu fluide donné, à chaque pas de temps de calcul, le champ des vitesses dans les milieux solide et fluide, le champ de pression dans le milieu fluide, ainsi que le champ de contraintes dans le milieu solide, générés par une sollicitation initiale, donnée en contrainte, en un point source situé dans le milieu solide.

Domaine de calcul (m)	10 000 x 10 000
Taille de la maille carrée (m)	10 x 10
Nombre d'éléments	1 000 x 1 000
Profondeur de l'interface (m)	3 000
ρ_f (kg/m ³)	1 000
c_f (m/s)	1 500
ρ_s (kg/m ³)	2 900
cp_s (m/s)	5 500
cs_s (m/s)	3 175
Fréquence source (Hz)	5
Position source (x,z) (m)	5 000, 8 000

Table 1 : Valeurs numériques des paramètres d'entrée du code SOLFLU

La table 1 présente les valeurs numériques choisies des différents paramètres d'entrée du code. Ces valeurs numériques configurent le modèle de façon réaliste, en conformité avec la problématique de la conversion sismique/hydroacoustique au niveau du plancher océanique, tant par le dimensionnement du domaine de calcul que par le choix des valeurs numériques des paramètres définissant les matériaux solide et fluide, et le choix de la valeur de la fréquence du signal source.

Les réflexions parasites sur les bords du domaine de calcul sont évitées grâce à la présence de couches parfaitement absorbantes (couches PML) atténuant l'amplitude des ondes exponentiellement dès que celles-ci y pénètrent.

Des célérités des ondes de compression (cp_s) et des ondes de cisaillement (cs_s) dans le milieu solide, et de la masse volumique du milieu solide, on déduit aisément les coefficients d'élasticité λ et μ (coefficients de Lamé) de celui-ci : $\mu = \rho_s cs_s^2$ et $\lambda + 2\mu = \rho_s cp_s^2$

Nous présentons les résultats obtenus pour trois sources différentes.

Le signal temporel $s(t)$ est un signal de Ricker, de fréquence $5Hz$ et d'amplitude égale à l'unité.

a) Source explosive, modélisant un mécanisme au foyer de type magmatique :

$$\bar{\bar{\sigma}}(source) = \begin{bmatrix} s(t) & 0 \\ 0 & s(t) \end{bmatrix}$$

b) Source double-couple, modélisant un mécanisme au foyer de type tectonique (plan de faille vertical):

$$\bar{\bar{\sigma}}(source) = \begin{bmatrix} 0 & s(t) \\ s(t) & 0 \end{bmatrix}_{(\vec{x}, \vec{z})}$$

c) Source double couple modélisant un mécanisme de type tectonique (plan de faille faisant un angle de 30° avec la verticale):

$$\bar{\bar{\sigma}}(source) = \begin{bmatrix} 0 & s(t) \\ s(t) & 0 \end{bmatrix}_{(\vec{x}, \vec{z})}$$

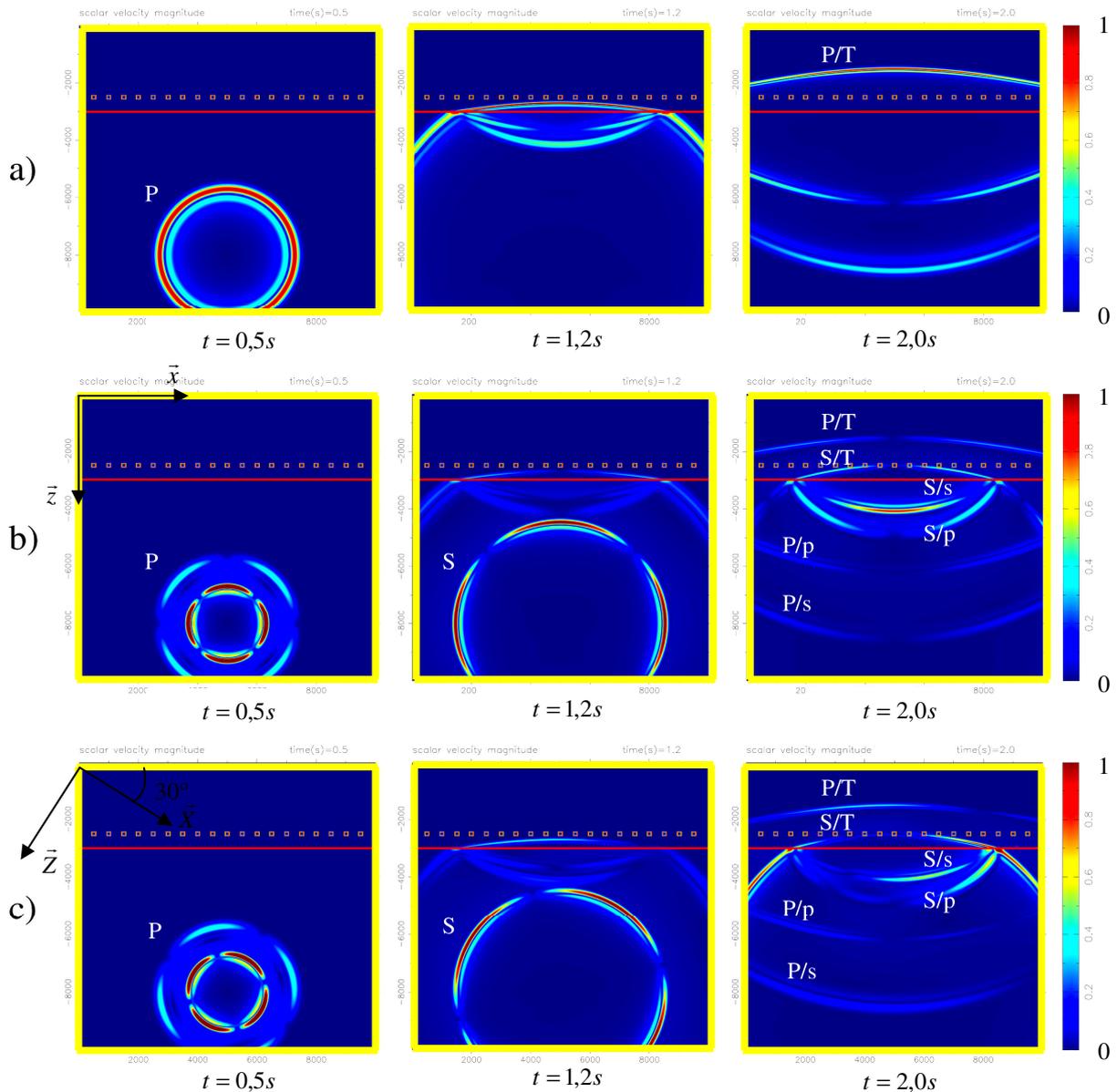


Figure 2 : Champ du module de vitesse normalisé aux instants 0.5s, 1.2s et 2.0s a) Source explosive, b) Source double-couple 0° c) Source double-couple 30° . La ligne rouge horizontale représente l'interface solide-fluide. Les points « récepteurs » placés à $500m$ au dessus de l'interface sont matérialisés par les petits carrés. Les dimensions du domaine de calcul, la position de la source, ainsi que les paramètres définissant le solide et le fluide sont donnés dans la table 1. Les ondes P et S sont les ondes directes. Les ondes P/p , P/s , S/p et S/s sont les ondes réfléchies. Les ondes P/T et les ondes S/T sont les ondes converties, respectivement les ondes P transmises et les ondes S transmises. Figure reprise [17]

Les figures 2a-c) montrent le champ normalisé du module de vitesse aux trois instants : $t = 0.5s$, $t = 1.2s$, $t = 2.0s$, et ce pour chacun des trois types de sources.

La source explosive ne génère que des ondes de compression ou ondes P qui vont à leur tour générer des ondes réfléchies et transmises à l'interface solide-fluide. Les ondes réfléchies sont de deux natures : ondes de compression ou ondes P (les plus rapides) et ondes de cisaillement ou ondes S (les plus lentes). Les ondes transmises sont les ondes de compression hydroacoustiques ou ondes T .

Une source double-couple génère des ondes P et des ondes S . Le diagramme de rayonnement en ondes P et en ondes S est directement lié à l'orientation du double-couple, elle-même directement liée à l'orientation du plan de faille. Les ondes P , les plus rapides, vont rencontrer l'interface solide-fluide avant les ondes S , les plus lentes. Chacun de ces fronts d'onde successifs, ondes P et ondes S , vont générer des ondes réfléchies et des ondes transmises à l'interface solide-fluide. On distingue donc quatre fronts d'ondes réfléchies : les ondes P réfléchies P (ondes P/p), les ondes P réfléchies S (ondes P/s), les ondes S réfléchies P (S/p) et les ondes S réfléchies S (S/s). Et on distingue deux fronts d'ondes transmises : les ondes P transmises T (ondes P/T) et les ondes S transmises T (ondes S/T).

Nous avons relevé à chaque pas de temps, les valeurs des composantes v_{fx} et v_{fz} de la vitesse de mailles particulières du domaine de calcul, appelées « récepteurs », alignées dans le milieu fluide. Cette ligne de récepteurs, parallèle à l'interface, se situe à $500m$ au dessus de celle-ci. Chaque récepteur est repéré par sa distance avec la verticale passant par la source. Nous avons ainsi pu extraire les maxima du module de la vitesse, en chaque récepteur, lors du passage les ondes transmises P/T et du passage des ondes transmises S/T , et ce pour les trois sources. Ces maxima forment les courbes présentées sur les figures 3a-c), courbes normalisées par rapport au maximum des maxima obtenu lors de chacune des trois expériences numériques. Ces courbes des maxima des modules de vitesse permettent une appréciation qualitative de la répartition d'énergie hydroacoustique de part et d'autre de la verticale passant pas la source, à $500m$ au dessus de l'interface.

Dans le cas de la source explosive, générant que des ondes P , la figure 3a) montre que le maximum d'énergie hydroacoustique se situe au voisinage de la verticale passant par la source. Les ondes hydroacoustiques P/T les plus énergétiques approcheront donc le canal SOFAR avec un angle d'incidence trop faible pour qu'elles y soient piégées efficacement.

Dans le cas de la source double-couple, générant des ondes P et des ondes S , les figures 3b-c) montrent que se sont les ondes hydroacoustiques S/T qui sont plus énergétiques que les ondes hydroacoustiques P/T , et ce pour la plupart des offsets horizontaux, en particulier pour les offsets horizontaux les plus éloignés de la verticale passant par la source. De plus, le maximum d'énergie hydroacoustique des ondes S/T ne se situant pas au voisinage de la verticale passant par la source, les ondes hydroacoustiques S/T ont des directions de propagation au voisinage du plancher océanique favorables à leur piégeage dans le canal SOFAR. Enfin, l'orientation du double-couple

influence quelque peu la répartition des énergies acoustiques relatives aux ondes P/T et S/T .

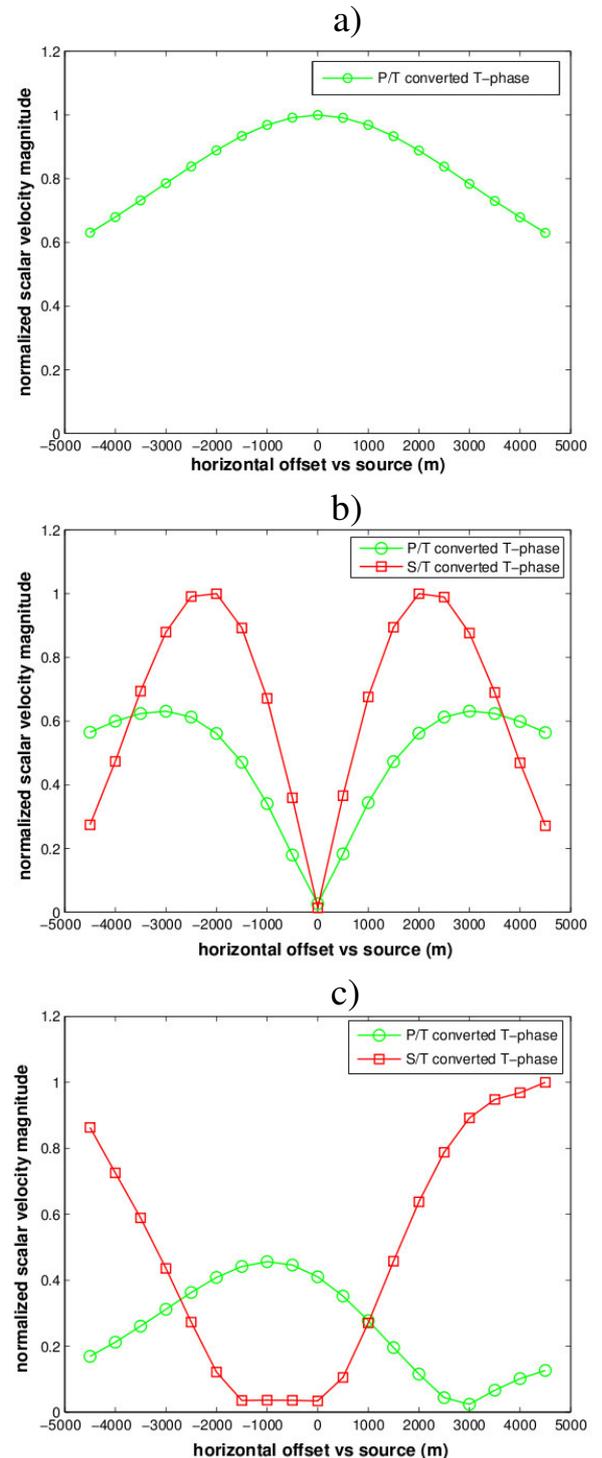


Figure 3 : maxima normalisés du module de la vitesse le long de la ligne « récepteurs » située à $500m$ au dessus de l'interface. a) Source explosive, b) Source double-couple 0° c) Source double-couple 30° . Figure reprise de [17]

4 Conclusion et perspectives

Nous avons développé le code FLUSOL et réalisé ainsi, grâce à ce code, la modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique au niveau d'un plancher océanique supposé plan et horizontal. Le premier résultat de

cette modélisation montre qu'une source sismique en double-couple est capable de produire des ondes T avec des directions de propagation adéquates permettant leur piégeage dans le canal SOFAR. Cette modélisation propose donc un scénario plausible de production d'ondes T , sans hypothèse de plancher océanique penté ou rugueux. Ce scénario permet d'expliquer le « paradoxe des ondes T abyssales ». Le second résultat est que les ondes S apparaissent comme plus efficaces que les ondes P pour produire des ondes T dans le canal SOFAR. Par conséquent, à magnitudes égales, les sources sismiques dont les mécanismes au foyer sont les plus riches en ondes S , produisent des ondes T les plus énergétiques.

Ce travail initie la modélisation du problème direct de la propagation d'une onde générée par un séisme sous-marin, de sa source en profondeur dans la lithosphère océanique, jusqu'à l'hydrophone mouillé dans le canal SOFAR. La suite à donner à ce travail est multiple.

Tout d'abord, il s'agit d'avancer dans la modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique en donnant à l'interface solide-fluide une topographie réaliste (approchant la topographie des dorsales), en prenant en compte les aspects 3D de la problématique, au niveau de l'interface, comme au niveau du rayonnement de la source sismique, en complexifiant le milieu solide par l'introduction d'une hétérogénéité (d'une viscosité ?), et enfin en donnant à la source sismique une amplitude réaliste de façon à obtenir des résultats quantitatifs plutôt que qualitatifs.

Ensuite, il s'agit de modéliser la propagation des ondes hydroacoustiques générées par les séismes sous-marins, du plancher océanique, jusqu'aux hydrophones plongés dans le canal SOFAR. Les signaux générés par les séismes sous-marins sont des signaux ultra basse fréquence (de quelques Hz à quelques dizaines de Hz), il s'agit donc de modéliser la propagation hydroacoustique ultra basse fréquence sur de très longues distances dans la masse d'eau océanique. L'objectif étant d'étudier les effets de la bathymétrie du fond marin et des gradients horizontaux de la vitesse de propagation (particulièrement importants au voisinage des pentes) sur la propagation hydroacoustique.

Enfin, il s'agit de faire le lien entre la modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique et la modélisation de la propagation hydroacoustique, pour finaliser la modélisation de la propagation des ondes issues d'un séisme sous-marin, de sa source jusqu'aux hydrophones. Les résultats obtenus par la modélisation de la conversion sismique/hydroacoustique, au niveau du plancher océanique, doivent servir de données à la modélisation de la propagation hydroacoustique dans la masse d'eau océanique.

Références

- [1] Stafford K.M. and Fox C.G. "Long-range acoustic detection and localization of blue whale calls in the northeast Pacific Ocean", *J. Acoust. Soc. Amer.*, 104, 3616-3625 (1998)
- [2] Talandier J. and Hyvernaud O. "Long-range detection of hydroacoustique signal from large iceberg in the Ross Sea4, Antarctica", *Earth Planet Sci. Lett.*, 203, 519-534 (2002)
- [3] Munk W.H. and Spindel R.C. "The Heard Island feasibility test", *J. Acoust. Soc. Amer.*, 96, 2330-3342 (1994)
- [4] Williams M., Stephen R.A. and Smith D.K. "Hydroacoustic events located at the intersection of the Atlantis (30°N) and Kane (23°40'N) Transform Faults with the Mid-Atlantic Ridge", *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q06015, doi 10.1029/2005GC001127 (2006)
- [5] Fox C.G., Matsumoto H. and Lau T.-K. "Monitoring Pacific Ocean seismicity from an autonomous hydrophone array", *J. Geophys. Res.*, 106, 4183-4206 (2001)
- [6] Yang Y., Forsyth D.W. and Ba A. "Improving epicentral and magnitude estimation of earthquake from T-phases by considering the excitation function", *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 93, 2106-2122 (2003)
- [7] Dziak R.P. "Empirical relationship of T-wave energy and fault parameters of northeast Pacific Ocean earthquakes", *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2537-2540 (2001)
- [8] de Groot-Hedlin C.D. and Orcutt J.A. "excitation of T-phases by seafloor scattering", *J. Acoust. Soc. Amer.*, 109, 1944-1954 (2001)
- [9] Officer C.B. "Introduction to the theory of sound transmission, with application to the ocean", *Mc Graw-Hill, New-York*, 284pp (1958)
- [10] Johnson R.H., Northrop J. and Eppley R., "Sources of Pacific T-phases", *J. Geophys. Res.*, 68, 4251-4260 (1963)
- [11] Talandier J. and Okal E.A. "On the mechanism of conversion of seismic waves to and from T-waves in the vicinity of island shores", *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 88, 621-632 (1998)
- [12] Park M. and Odom R.I. "The effect of stochastic rough interfaces on coupled-mode elastic waves", *Geophys. J. Int.*, 136, 123-143 (1999)
- [13] Park M., Odom R.I. and Soukup D.J. "Modal scattering A key to understanding oceanic T-waves", *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3401-3404 (2001)
- [14] Okal A. « The generation of T wave by earthquakes », *Adv. in Geophysics*, 49, 1-70 (2008)
- [15] Becache E., Joly P. and Tsogka C. "Application of the fictitious domain to 2D linear elastodynamic problem", *J. Comp. Acoust.*, 9, 1175-1202 (2001)
- [16] Zhein S., Canot E., Erhel J. and Nasif N. "développement de nouveaux moyens d'exploration géophysique : mise au point d'un modèle numérique pour la propagation des ondes élastiques", IFREMER, Internat Report (2004)
- [17] Balanche A., Guennou C., Goslin J. and Mazoyer C. "Generation of hydroacoustique signals by oceanic subseafloor earthquakes : a mechanical model", *Geophys. J. Int.*, 177, 476-480 (2009)