

II- Résumé de l'activité de recherche sur la période 2017-2022

Préambule

Qu'est-ce donc qu'une promotion au grade de DRCE1 ?

En tant que membre d'une section du CNRS (section 18 : sciences de la terre), je suis moi-même appelé à évaluer et discuter de ce type de promotion chaque année. Selon moi, le passage de DR1 à DRCE1 se justifie sur l'excellence scientifique comme critère fondamental, bien entendu, mais aussi sur deux critères complémentaires que sont : (1) l'amplitude et la diversité des tâches collectives effectuées et (2) l'originalité et la visibilité du travail de recherche, c'est-à-dire la « trace » que laisse le chercheur au sein de sa communauté scientifique. Autrement dit, il y a beaucoup d'excellents chercheurs dans toutes les sections du CNRS dont le dossier de publication justifierait aisément une promotion DRCE1. Il y en a moins qui, sur la base d'un dossier de qualité, font le choix de s'investir franchement dans des tâches collectives très chronophages comme la direction d'un grand laboratoire et/ou la participation active à des instances d'évaluation nationale. Il y en a encore moins dont l'originalité et la visibilité des travaux de recherche, difficile à estimer mais qui peut être parfois perçue à travers le rayonnement national et international, font que le chercheur laisse une empreinte claire dans la communauté des chercheurs de son domaine.

De mon côté, malgré ma relative jeunesse (53 ans), je pense avoir quelques atouts pour cette promotion. En premier lieu, mon dossier de publication me semble suffisant pour franchir ce palier. Bien sûr, je ne suis pas à même de jauger de l'originalité et de la visibilité de ma recherche et je laisse à mes collègues de la section 9 le soin d'effectuer ce jugement. En revanche, je m'investis clairement depuis quelques années dans les tâches collectives au niveau national et au niveau local. En particulier, la direction d'ISTerre est pour moi une étape importante dans la dernière phase de ma carrière, à savoir les 10-15 ans à venir. A dire vrai, je ne sais pas trop où tout cela me mènera dans 5 ans : à l'issue de cette direction, reviendrai-je simple chercheur au sein d'ISTerre ou serai-je intéressé par d'autres missions au niveau local/national ? Bref, c'est sur ces éléments que j'estime légitime ma candidature au titre de DRCE1...

J'aime à décrire mon parcours de chercheur comme autant de rencontres fondamentales qui ont marqué fortement mes inflexions thématiques depuis mon doctorat. Trois chercheurs de haut niveau furent à ce titre des personnes clefs dans ma carrière : Mathias Fink à Paris, W.A. Kuperman à San Diego et Michel Campillo à Grenoble. Ces trois chercheurs de renommée internationale sont ce qui se fait de mieux dans le domaine des ultrasons pour M. Fink, de l'acoustique sous-marine pour W.A. Kuperman et de la sismologie pour M. Campillo. Mon parcours scientifique se situe aux interfaces entre ces trois domaines pour lesquels la propagation d'ondes acoustiques et/ou élastiques est un moyen d'étude privilégié. Je dois donc beaucoup à ces trois personnes, au niveau scientifique comme au niveau humain, et j'espère avoir contribué de mon côté à amplifier leurs travaux en ouvrant des routes pour les futur.e.s jeunes chercheur.e.s intéressé.e.s par la physique des ondes.

Si je devais caractériser en deux mots ces différentes routes que j'ai empruntées et parfois défrichées, je dirai qu'elles ont trait **(1) à l'étude de la cohérence spatio-temporelle du bruit ambiant en acoustique et en sismologie, (2) à l'utilisation des réseaux denses de capteurs en géophysique et (3) au développement d'expériences de laboratoire pour appréhender la physique complexe des ondes par aller-retours successifs entre la petite et la grande**

échelle. C'est d'ailleurs parfois en mêlant ces trois aspects de ma recherche que j'ai obtenu les résultats scientifiques les plus probants...

La physique des ondes est à l'interface de plusieurs disciplines particulièrement actives dans la région Rhône-Alpes et plus particulièrement à Grenoble : la physique, la mécanique, la géophysique, le traitement du signal, la médecine et la biologie. Ainsi, plusieurs laboratoires de Grenoble ont inscrit la propagation d'ondes, en milieu solide ou fluide, au nombre de leurs thèmes de recherche. Il s'agit notamment d'ISTerre pour la géophysique, du LIPhy dans le domaine de la physique du vivant, du LPM²C dans l'étude fondamentale de la diffusion multiple, du LEGI dans le domaine de l'interaction son-vorticité ou encore du GIPSA-Lab en traitement du signal. Depuis plus de vingt ans, les chercheurs impliqués ont pu confronter leurs approches et leurs résultats à travers la succession des Groupes de Recherche interdisciplinaires POAN, PRIMA, ONDES, IMCODE, MESOIMAGE, META et COMPLEXE. Je me considère moi-même comme un enfant de cette école pluridisciplinaire « à la française » et j'estime de mon devoir de rendre la pareille aux plus jeunes en organisant régulièrement (toutes les années impaires) des écoles d'été du même type depuis 2011.

Depuis mon retour en France (2005), un des axes principaux de mon travail fut de développer l'Equipe d'Acoustique Expérimentale au sein d'ISTerre. La spécificité et l'originalité du laboratoire est de travailler avec une plateforme expérimentale multi-échelles à vocation pluridisciplinaire sur laquelle peuvent s'appuyer plusieurs laboratoires dans le domaine de la physique ondulatoire.

Ce travail de recherche repose sur mon bagage scientifique en acoustique ultrasonore et sur plusieurs années d'expérience dans une grande université américaine (UCSD, Californie). En effet, lors de mon second séjour à San Diego (janv. 2002- juil. 2005), j'avais créé et développé un laboratoire ultrasonore dans lequel nous expérimentions à échelle réduite les phénomènes de propagation acoustique observés dans l'océan. En contrôlant à loisir l'ensemble des paramètres du milieu (vague, nombre et profondeur des sources/récepteurs, fluctuations de température ou de densité, profondeur du guide d'onde), cet outil nous avait permis de faire des progrès méthodologiques dans le domaine de la tomographie océanique, de la détection de cibles en milieu peu profond, de la communication sous-marine,... J'ai reproduit cette plateforme ultrasonore à Grenoble dès mon arrivée et mon but fut d'étendre son champ d'investigation à la géophysique et plus généralement à la propagation d'ondes acousto-élastiques en milieu complexe. Ainsi, un modèle de croûte terrestre peut être reproduit à l'échelle du laboratoire pour étudier la conversion de l'énergie générée par les microséismes océaniques en ondes de Rayleigh sur le continent. De la même façon, la propagation acoustique en régime de diffusion multiple dans les nuages de bulles rend compte à une échelle mésoscopique (et donc facile à manipuler) de phénomènes ondulatoires observés à l'échelle cristalline.

Sur la base de cette plateforme expérimentale, deux mots-clés sont à la base de mon travail de recherche : (1) les approches multi-échelles et (2) les réseaux denses multi-capteurs.

- (1) On appelle milieu complexe pour les ondes tout milieu pour lequel la propagation est dominée par les phénomènes de réfraction, dispersion, diffusion et/ou réverbération. Aborder un phénomène ondulatoire complexe simultanément à l'échelle réelle et à l'échelle du laboratoire permet de simplifier voire de contrôler cette complexité en jouant séparément sur différents paramètres. Ainsi, en reprenant l'exemple de la tomographie océanique, un chenal acoustique sous-marin se transforme en un guide d'onde à l'échelle ultrasonore, guide d'onde

dans lequel on peut contrôler à loisir la hauteur des vagues qui jouent un rôle important sur l'aspect aléatoire de la propagation acoustique.

- (2) A l'échelle réelle comme à l'échelle du laboratoire, il n'y a plus aujourd'hui de limitation technologique à l'utilisation de réseaux de sources/récepteurs dans l'étude des phénomènes ondulatoires en acoustique et en élasticité. Par exemple, le LAUM (Le Mans) est aujourd'hui équipé d'un vibromètre laser 3D combiné à un robot mécanisé qui permet d'enregistrer les trois composantes du champ élastique en tout point de la surface de pièces mécaniques de toute forme et de tout volume. De la même façon, les géophysiciens n'ont plus peur d'installer plusieurs milliers de capteurs sismiques sur des objets géologiques particulier comme les failles ou les volcans pour mieux comprendre les limites de résolution spatiale des processus d'inversion.

Cependant, l'utilisation de réseaux multi-éléments est à double tranchant : d'un côté, on multiplie les angles de vue sur la propagation des ondes et on améliore de cette façon la résolution comme cela fut démontré régulièrement depuis Shapiro et al (2005) en tomographie sismique passive; d'un autre, on augmente énormément la quantité d'information à enregistrer, traiter et exploiter au risque de perdre de vue les différents phénomènes physiques qui affectent la propagation d'ondes. Pour les ondes en milieu complexe (que l'on observe aussi bien au sein de la chambre magmatique d'un volcan ou au cœur d'un banc dense de poissons en mer), nous sommes à mon goût entrés dans une ère où la donnée dans son ensemble est de meilleure qualité que la compréhension physique ou numérique que nous avons des mécanismes mis en jeu. Même si l'apparition de l'intelligence artificielle dans le domaine des ondes semble séduisante et de toute façon inéluctable, je ne suis pas sûr que les techniques d'apprentissage supervisé (Deep Learning, Machine Learning ou autres) aient réponse à tout...

En pratique, en conjuguant les approches multi-échelles et les réseaux denses de capteurs, une façon d'avancer est de simplifier la complexité des milieux naturels (terre, mer) tout en conservant la résolution spatiale nécessaire pour l'imagerie et/ou le monitoring des phénomènes ondulatoires complexes. Le but ultime est d'utiliser les ondes pour caractériser au mieux un milieu naturel, d'apprécier sa complexité et la modéliser, de le décrire à des fins d'imagerie ou de monitoring en géophysique, en acoustique ou en physique fondamentale.

Pour réaliser des expériences multi-échelles et multi-éléments sur le terrain et en laboratoire, j'ai donc équipé l'Equipe d'Acoustique Expérimentale à ISTerre de plusieurs électroniques d'acquisition et des capteurs sources/récepteurs associés. Ces outils permettent d'étudier des phénomènes de physique ondulatoire sur six décades en fréquence allant du Hz au MHz. Par exemple, la dernière acquisition (sept. 2014) est un échographe ultrarapide qui effectue formation de voies et acquisition dynamique en temps réel pour l'étude des déformations transitoires d'un gel sous contrainte de friction.

A l'aide de ces systèmes, (pour plus de description, voir les films en bas de la page web <https://www.isterre.fr/annuaire/member-web-pages/philippe-roux/article/description-of-acoustic-experimental-facilities.html>), mon groupe multiplie les approches multi-échelles et l'utilisation de réseaux de transducteurs pour appréhender la propagation d'ondes acoustiques et élastiques en géophysique, en acoustique sous-marine (Fig. 1) et dans les régimes ultrasonores mêlant la diffusion multiple, l'interaction son-vorticité ou les déformations transitoires.

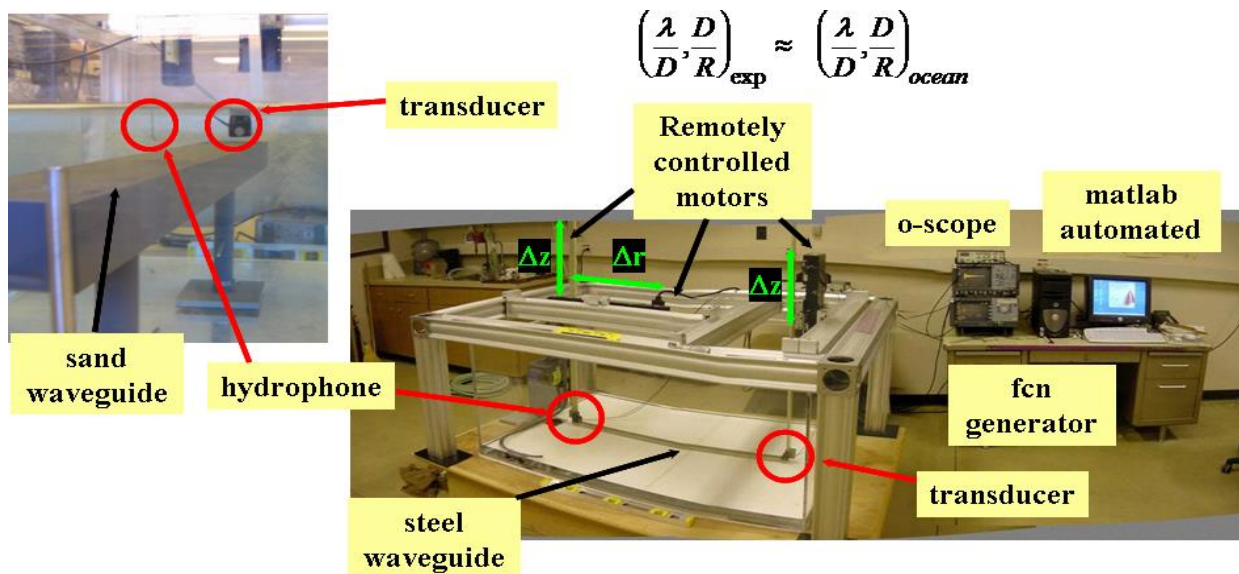


Fig. 1 : Dispositif expérimental à l'échelle ultrasonore permettant de reproduire la physique d'un guide d'onde océanique complexe (à gauche). Les rapports d'échelle entre la longueur d'onde λ , la distance de propagation R et la profondeur du guide d'onde D respectent les conditions expérimentales à l'échelle réelle.

Par ailleurs, ISTERre a structuré durant le dernier quinquennat une partie de ses ingénieurs/techniciens en service et l'un d'entre eux, le Service pour l'Instrumentation Géophysique (SIG), regroupe 7 ITA qui organisent et gèrent avec les chercheurs les expériences de terrain à grande échelle. Par exemple, j'ai bénéficié de ce service pour organiser une expérience géophysique en oct. 2016 avec l'utilisation de plus de 1000 géophones et de 150 sources sismiques dans le cadre de l'ANR METAFORÉ. De la même façon, l'expérience RESOLVE m'a permis d'installer 100 géophones sur le glacier d'Argentière à 2500 m d'altitude en avril 2018, avec en complément tout un ensemble de mesures indépendantes obtenus par GPS, capteur de pression sous-glaciaire ou radar électromagnétique. Dans les 5 ans à venir, le matériel géophysique déployé par le laboratoire (et mutualisé à l'échelle de l'Observatoire de Grenoble) va considérablement se développer avec l'ajout de 400 géophones financés par une ERC Consolidator (PI Florent Brenguier, 2018).

L'atout d'ISTERre comme laboratoire internationalement reconnu en sciences de la terre (l'Université Grenoble Alpes est classé 4^{ème} en Geochemistry/Geophysics dans le dernier classement CWUR 2018-1019) et **ma contribution scientifique spécifique à cette renommée résident donc dans ces approches multi-échelles qui permettent d'isoler et d'étudier au laboratoire des mécanismes physiques particuliers et de vérifier sur le terrain par la mesure et l'observation la combinaison de tous les processus physiques mis en jeu.**

Dans la suite de ce rapport d'activité, je m'attacherai à décrire quelques applications de la physique des ondes en milieu complexe à travers des expériences à petites et grandes échelles et l'utilisation de réseaux denses de capteurs. Mon projet de recherche permettra de compléter les manques de ce rapport, qui ne prétend pas à l'exhaustivité, en insistant sur les dernières réalisations expérimentales et les projets en cours.

1- Corrélation du bruit sismique ambiant : une nouvelle méthode d'imagerie et de monitoring de la terre.

Le meilleur exemple de l'interdisciplinarité au cœur de mes sujets de recherche est le

dynamisme actuel autour du thème de l'imagerie passive en géophysique, en acoustique sous-marine et dans le domaine des ultrasons. L'engouement autour de l'utilisation du bruit ambiant en physique des ondes a poussé Michel Campillo et moi-même à co-diriger quatre workshops d'une semaine à Cargèse en 2011, 2013, 2015 et 2017 : « Passive Imaging and Monitoring in Wave Physics: from Seismology to Ultrasound ». Une cinquième édition aura lieu en septembre 2019, organisé cette fois par la nouvelle vague de jeunes géophysiciens/sismologues du laboratoire.

De façon générale, la tomographie passive se résume au double problème suivant :

1) Peut-on extraire du bruit ambiant mesuré en deux points la fonction de Green entre ces deux points, cette fonction de Green incluant à la fois les ondes de surface et les ondes de volume rencontrées en sismologie, par exemple ?

2) La qualité de la fonction de Green extraite du bruit acoustique ou sismique ambiant est-elle suffisante pour reconstruire une image du milieu ?

Ces dernières années, des expériences ont validé le premier point dans tous les domaines de la physique ondulatoire. La fonction de Green émerge de la corrélation d'un champ diffus mesuré en deux points sur de longues périodes de temps. Le champ diffus est issu du bruit ambiant comme en géophysique [Campillo and Roux, 2014] et en acoustique sous-marine [Fried et al, 2008 ; Leroy et al, 2012 ; Lani et al, 2013]) ou de codas de sources actives en régime de diffusion multiple comme en géophysique [Campillo and Paul, 2003 ; Froment et al, 2010] et en acoustique ultrasonore [Lobkis and Weaver, 2001; Derode et al, 2003; Larose et al, 2008]).

En revanche, dans la plupart des cas, seule une estimation de la fonction de Green est obtenue, estimation qui dépend principalement de la distribution spatiale et temporelle des sources de bruit utilisées. Ainsi, en géophysique, l'onde de Rayleigh (onde de surface) est facilement obtenue car cette onde est largement excitée par les sources de bruit ambiant de type « océanique » dans la gamme de fréquence [0.1-0.5 Hz]. En acoustique sous-marine, la fonction de Green est, quant à elle, pondérée en amplitude par le fait que les sources de bruit sont principalement présentes à la surface de l'océan (nuages de bulles liés aux vagues et bruit de navires). De nombreux travaux théoriques ont étudié le problème en espace libre, dans un guide d'onde ou dans une cavité [Snieder, 2004 ; Roux et al, 2005 ; Colombi et al, 2014]. La variance de la fonction de corrélation et sa convergence vers la fonction de Green ont été étudiées de façon théorique et expérimentale. Enfin, le bruit ambiant étant souvent difficile à maîtriser, le problème a aussi été approché en utilisant une distribution de sources incohérentes et non maîtrisées, comme le bruit d'un bateau le long de sa trajectoire en mer ou la coda d'une collection de séismes en géophysique [Roux et al, 2004 ; Chaput et al, 2016].

Concernant le deuxième point mentionné ci-dessus, il reste bien entendu beaucoup à faire et à comprendre dans le domaine de la tomographie passive. En particulier, reconstruire une image du milieu à partir du simple bruit ambiant est un problème passionnant mais toujours ouvert. La première carte de vitesse d'ondes de surface fut obtenue en Californie du sud début 2005 à partir d'ondes de Rayleigh [Shapiro et al, 2005]. Plus récemment (2009), la faille de San Andreas a été représentée en 3D dans la région de Parkfield (Californie) via l'extraction d'ondes de Love du bruit sismique ambiant (Fig. 2a). D'autres images encore plus récentes de la faille de San Jacinto (2019) apportent toujours plus de détails sur la structure « en millefeuille » de la zone endommagée à partir d'un réseau dense d'environ 1100 capteurs en surface (Fig. 2b).

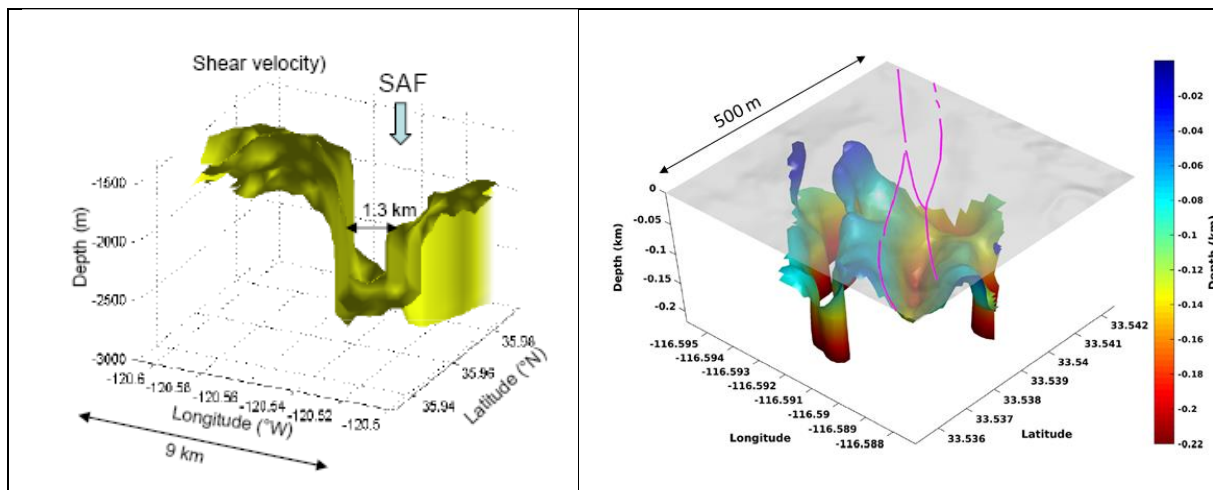


Fig. 2: (Gauche) Faille de San Andréas (SAF, Californie) : Image 3D par corrélation de bruit sismique ambiant (Roux, 2009). (Droite) Faille de San Jacinto (Californie): Représentation iso-vitesse ($V_s=850$ m/s) montrant la compaction de la zone fracturée en plusieurs feuillets verticaux sur les premières centaines de mètres de profondeur. La trace de la faille est représentée en surface par le trait continu violet (Mordret et al, 2019).

Ces résultats très encourageants montrent que nous pouvons atteindre un objectif de super-résolution en imagerie géophysique à des échelles locales (<20 km, Roux et al, 2011) et globales (~ 1000 km, Boue et al, 2014) via les ondes de surface (Rayleigh ou Love). Dans les deux cas, l'inversion tomographique est faite à partir des temps de trajets mesurés entre sismomètres en utilisant un noyau d'inversion basé sur le tracé de rayons. Contrairement à une tomographie classique où la mesure des temps est issue de sources actives maîtrisées, la tomographie passive est le fruit de la corrélation de bruit ambiant dont on espère qu'elle satisfait à des conditions de stationnarité et d'isotropie dans la bande spectrale considérée. La qualité ou les biais observés sur l'inversion tomographique dite « de bruit ambiant » est ainsi directement liée aux propriétés spatiales et temporelles du bruit sismique ainsi qu'à la couverture en surface du réseau de capteurs.

Ces toutes dernières années, deux progrès majeurs ont vu le jour dans le domaine toujours très actif de la tomographie sismique passive. D'une part, le développement de réseaux denses de capteurs est devenu la norme en sciences de la terre, à petite comme à grande échelle (Roux et al, 2016). Ainsi, nous avons exploité la partie centrale du réseau américain USArray (400 capteurs sismiques) et un traitement d'antenne adapté au bruit sismique ambiant (Fig. 3) pour produire une carte de vitesse de phase des ondes de surface avec une résolution spatiale jamais atteinte auparavant (Boue et al, 2014). C'est donc bien via les réseaux denses et des méthodes modernes de beamforming que nous continuerons à améliorer la résolution spatiale en tomographie sismique passive.

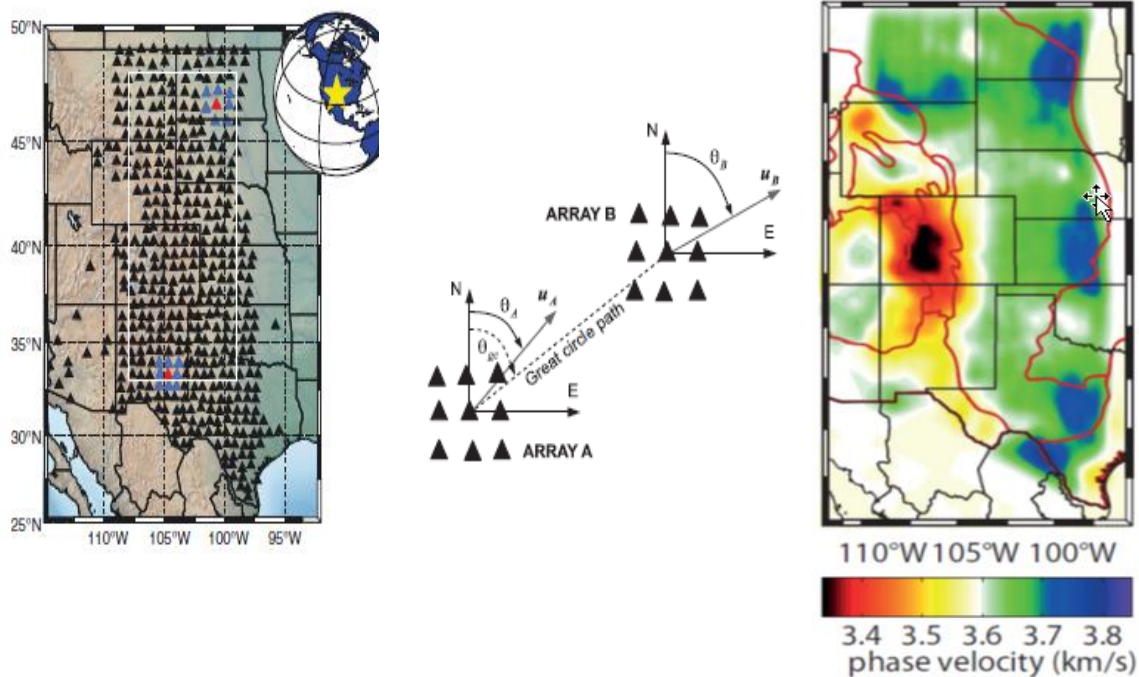


Fig. 3 : (Gauche) Sélection de stations sismiques du « Transportable Array (USArray) » sur la période nov. 2009 – janvier 2010. Deux sous-réseaux (en bleu) organisés autour de chaque station (rouge) sont utilisés pour extraire les ondes de surface (Love + Rayleigh) à partir de traitement d’antennes. Le rectangle blanc correspond à la zone sur laquelle l’inversion sismique haute résolution est produite. (Centre) Illustration du procédé de Double Formation de voies (DBF) entre deux sous-réseaux de 9 stations. Les vecteurs lentes (U_A et U_B) sont associés aux angles de rotation azimutaux (Θ_A et Θ_B) pour optimiser l’extraction des ondes de surface à partir du bruit sismique ambiant. (Droite) Carte des vitesses de phase obtenue par inversion des temps de propagation après DBF. Les zones à faible vitesse correspondent aux bassins sédimentaires. Celles à plus forte vitesse aux massifs montagneux (Boue et al, 2014).

D’autre part, la tomographie sismique peut aussi s’enrichir de l’utilisation des noyaux de sensibilité basés sur une approche de diffraction à fréquence finie qui va au-delà, en terme de résolution spatiale, de l’utilisation classique des tracés de rayons. Appliqué sur des réseaux denses à plus petites échelles (~quelques km), les noyaux de sensibilité pour les ondes de surface (Fig. 4) nous permettent de revisiter la tomographie sismique en vue d’applications majeures dans le domaine de l’exploration pétrolière (Chmiel et al, 2018).

Une autre application potentielle du bruit ambiant via l’acquisition sur des réseaux sismiques denses est la localisation dynamique des sources de bruit ambiant. Prenons pour exemple le bruit généré par un geyser à quelques mètres sous la surface du sol : Old Faithfull, au coeur du Yellowstone National Park, ainsi nommé pour la régularité de ses éruptions (avec une période d’environ 40 minutes).

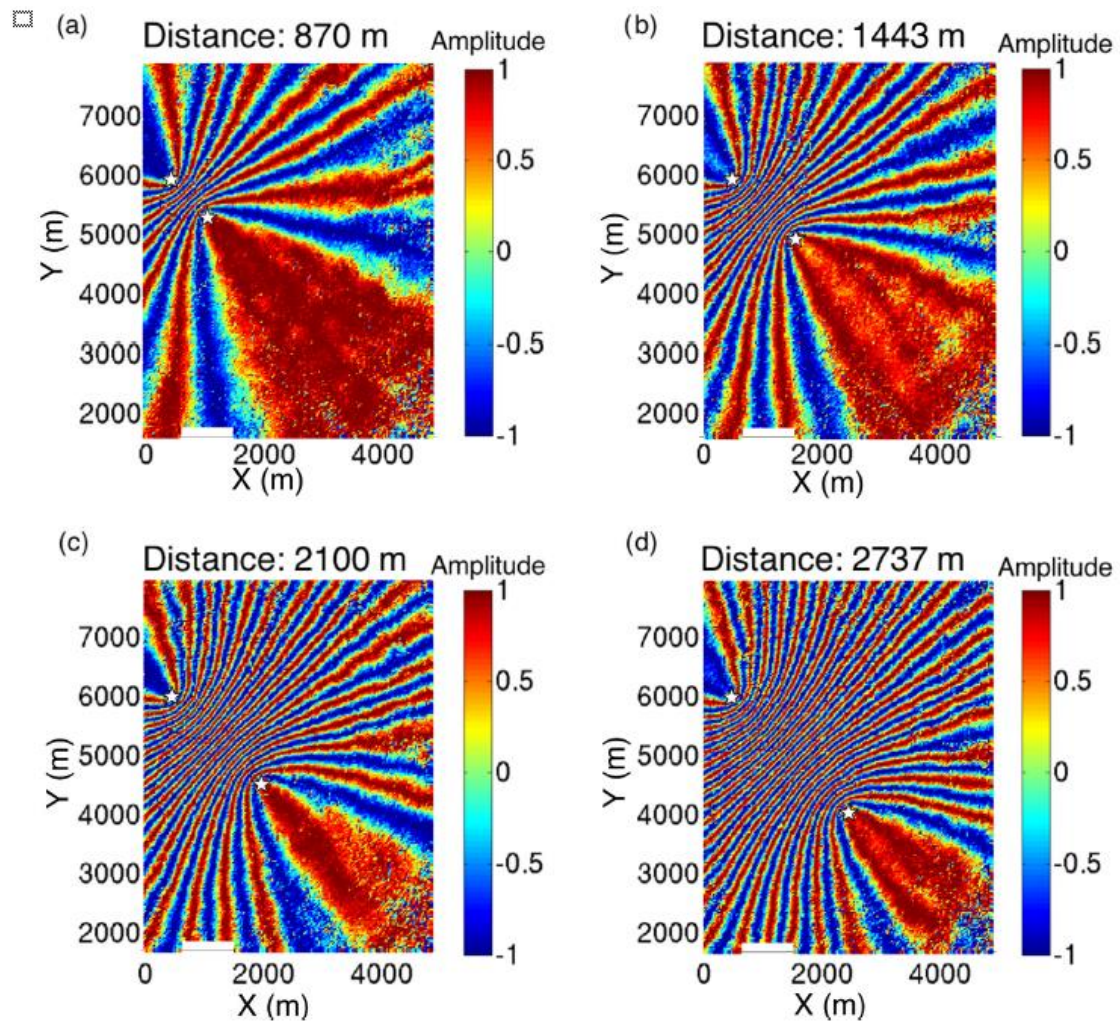


Fig. 4 : Noyaux de diffraction expérimentaux pour les ondes de surface obtenus par corrélation à $F=4.2$ Hz pour deux récepteurs (étoiles) séparés de (a) 870 m, (b) 1443 m, (c) 2100 m et (d) 2737 m. Les noyaux de diffraction révèlent les moindres variations de vitesse du champ d'onde. L'acquisition est effectuée ici par la compagnie pétrolière CGG à partir d'un réseau sismique ultra-dense (~ 50000 géophones) avec un point de mesure tous les $\delta x = \delta y = 30$ m (Chmiel et al, 2018).

En 1992, un réseau sismique de 96 stations avait été déployé autour du geyser (Fig. 5) pour en mesurer l'activité sismique. Les signaux enregistrés montraient une activité de trémor permanente, c'est-à-dire un bruit intense continu dont la modulation d'amplitude correspondait aux périodes d'éruption du geyser. En revisitant ces données de bruit sismique ambiant, vingt ans après, via l'utilisation d'algorithmes de traitement d'antennes (ou Matched Field Processing, qui s'apparente à un processus de corrélation sur des fenêtres de temps courtes), nous avons pu isoler et relocaliser les sources principales de bruit sismique et leur dynamique temporelle au cours du cycle d'éruption (Cros et al, 2012 ; Vandemeulebrouck et al, 2013). Il apparaît (1) que la source dominante de bruit vient du conduit du geyser avec une montée progressive de ce bruit d'ébullition au cours du cycle (Figs. 5c et d), et (2) qu'une zone de recharge est présente à côté du geyser comme cela est parfois décrit dans la littérature (Fig. 5b) pour ce type de phénomènes hydrothermaux.

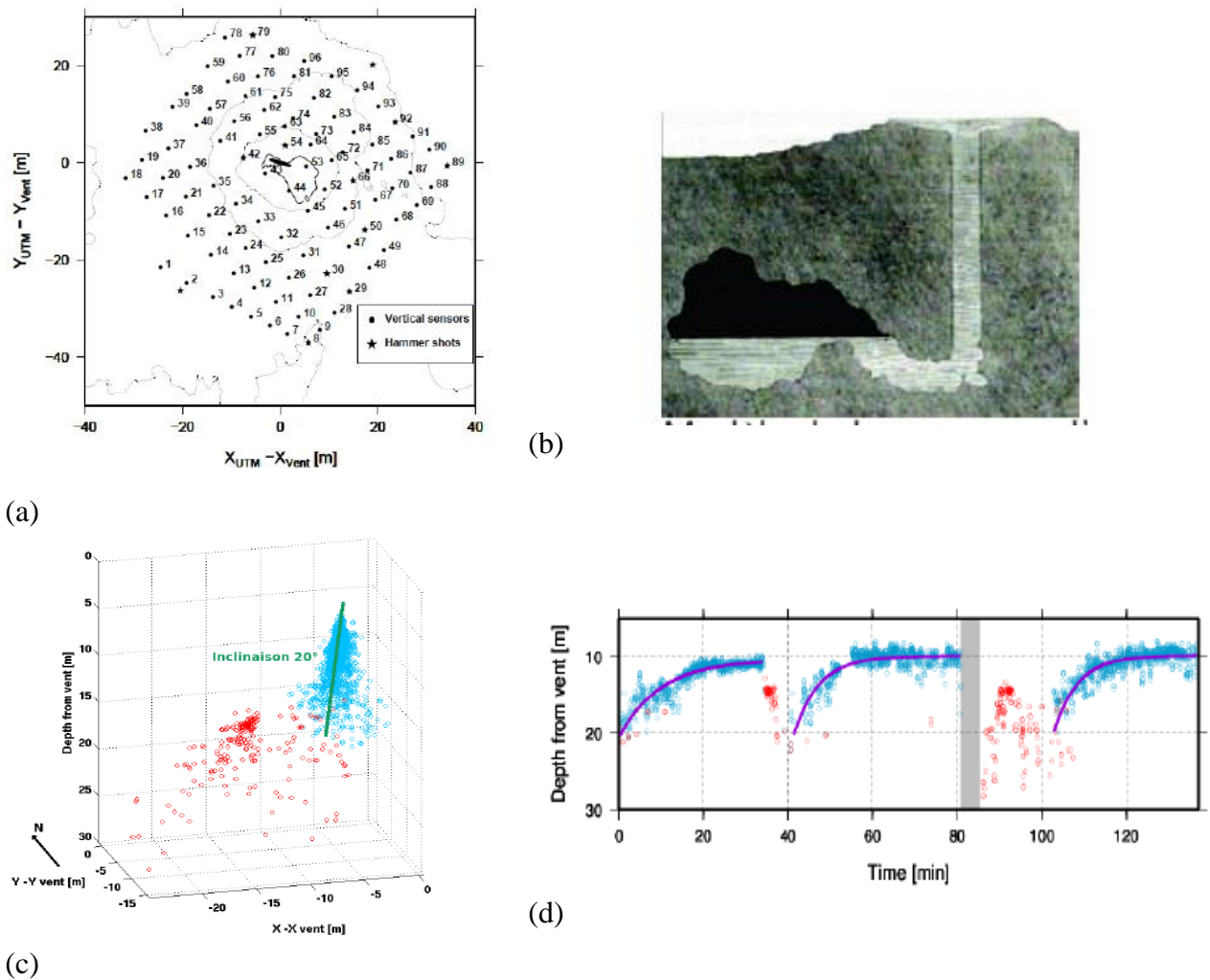


Fig. 5: Suivi temporel des sources de bruit sismique ambiant sur le geyser Old Faithfull, Yellowstone National Park, USA. (a) Répartition géographique sur une zone de 40 m x 40 m des 96 stations sismiques autour du conduit principal du geyser. (b) Modèle de la structure d'un geyser dit "bubble trap". (c) Répartition spatiale des sources de bruit sismique pendant deux cycles du geyser. Les sources du conduit principal sont en bleu, les sources dans la zone de recharge sont en rouge. Un angle de 20 degré est observé par rapport à la verticale pour le conduit principal. (d) Suivi dynamique (en profondeur sur ce graphe) des sources de bruit sismique ambiant. On notera: (1) la montée progressive au début du cycle jusqu'à une profondeur de 10 m environ et (2) l'activation de la zone de recharge à la fin du cycle d'éruption (Vandemeulebrouck et al, 2013).

2- Acoustique ultrasonore : tomographie en guide d'onde via un double traitement d'antenne.

Comment se présente l'utilisation de réseaux denses à l'échelle du laboratoire ? Quels progrès scientifiques permettent-ils de faire dans le domaine de la propagation d'ondes ?

L'utilisation conjuguée d'une antenne d'émetteurs et d'une antenne de récepteurs acoustiques de part et d'autre d'un guide d'onde permet de séparer les différentes arrivées propres à la propagation en milieu réverbérant via le traitement d'antenne en Double Beamforming (DBF) décrit plus haut. En transformant les données reçues de l'espace des positions à l'espace des angles (comme présenté sur la Fig. 6 pour des antennes linéaires verticales d'éléments piézoélectriques qui couvrent l'ensemble de la colonne d'eau dans un guide d'onde ultrasonore de ~5 cm de profondeur et ~1.2 m de longueur), on autorise l'identification de chacun des

maxima d'intensité du champ d'onde après DBF à des trajets acoustiques (ou rayon acoustique) se propageant entre les deux antennes (Roux et al, 2008 ; Le Touze et al, 2010).

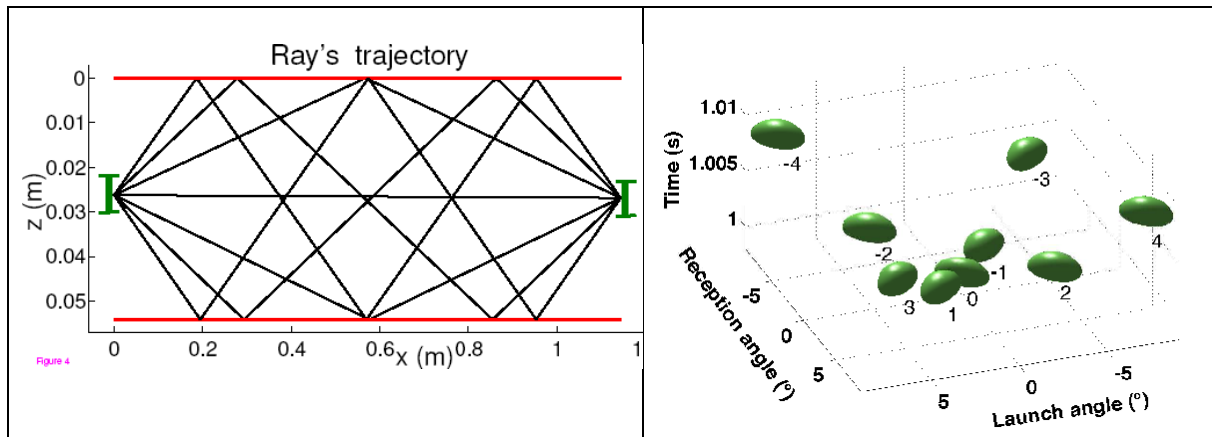


Fig. 6 : (Gauche) Représentation schématique du guide d'onde ultrasonore matérialisé par les deux interfaces rouges et des rayons acoustiques reliant le centre du réseau émetteur (à gauche) au centre du réseau récepteur (à droite). (Droite) Représentation des maxima d'intensité (données expérimentales à 1 MHz) dans l'espace 3D [angle émission, angle réception, temps] de chaque rayon acoustique après DBF. Chaque « beam » est numéroté en fonction du nombre total de réflexions sur les interfaces, le signe + ou - correspondant à une première réflexion sur le fond ou la surface du guide d'onde (Le Touze et al., 2010).

L'avantage de ces multiples rayons acoustiques tracés entre chaque sous-antenne émetteur-récepteur (formé d'une dizaine d'éléments piézoélectriques) est qu'ils traversent largement le guide d'onde selon les axes x et y (longueur et profondeur) en apportant pour chacun d'entre eux une information en temps, amplitude et angle sur chacun des « pixels » acoustiques traversés. En pratique, plus de 2000 rayons sont identifiables dans la configuration expérimentale de la Figure 6 et on peut imaginer réaliser une inversion tomographique dans le guide d'onde associée à une perturbation locale de densité ou de vitesse sur la base de l'ensemble de ces rayons acoustiques. En pratique, on a cherché à combiner le DBF avec la physique des noyaux de sensibilité pour relier les variations de temps, d'amplitude ou d'angles de chaque « beam » (ou faisceau acoustique) aux paramètres physiques de la fluctuation : changement local de densité (une cible dans l'eau), perturbation locale de la vitesse (une plume de température montant du fond du guide d'onde) ou encore modification locale de l'interface eau-air (une vague à la surface).

A la différence des rayons acoustiques (approximation géométrique ou haute fréquence), les noyaux de sensibilité appliqués aux « beam » acoustiques permettent d'intégrer les effets de diffraction liés à la bande passante limitée des transducteurs piézo-électriques (Fig. 7). Cette physique n'est pas nouvelle et fut d'abord développée dans le contexte de l'imagerie géophysique de proche surface (Dalhen et al, 2000), mais sa généralisation aux observables amplitudes/temps/angles propres à l'acoustique en milieu réverbérant (guide d'onde) est une nouveauté (Marandet et al, 2011 ; Aulanier et al, 2013).

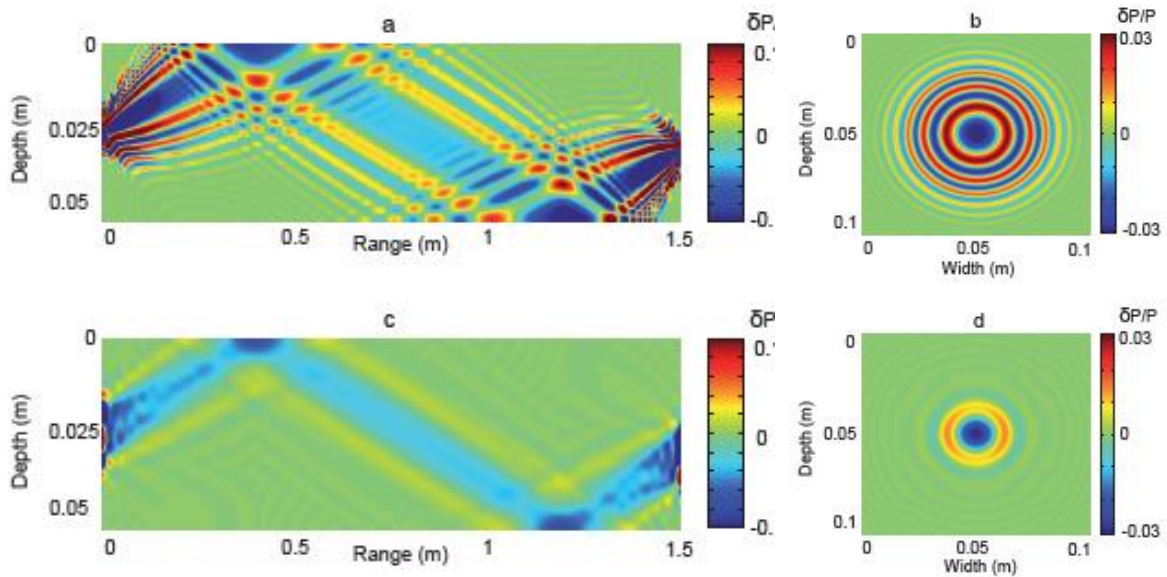


Fig. 7 : Représentation du noyau de sensibilité de l'amplitude d'un « beam » acoustique à 3 MHz pour un trajet effectuant une réflexion à la surface et une au fond du guide d'onde. Coupe longitudinale (a) et transversale (b) dans le plan de propagation pour des antennes émetteurs-récepteurs formés de 3 éléments. (c) et (d) Même chose pour deux antennes émetteurs-récepteurs formés de 21 éléments (Marandet et al, 2011)

Ces travaux nous ont amenés à effectuer trois types d'inversion dans les guides d'ondes ultrasonores:

- (1) la détection/localisation d'une cible de taille comparable à la longueur d'onde dans un environnement de type portuaire (Marandet et al, 2011), comme représenté sur la Fig. 8,
- (2) l'imagerie d'une plume de chaleur (Roux et al, 2011), observée durant la montée d'un panache de convection depuis le fond du guide d'onde (Fig. 9).
- (3) l'inversion d'une perturbation locale de la surface du guide d'onde (Roux et Barbara, 2014) due au passage d'une vague à la surface du guide d'onde (Fig. 10).

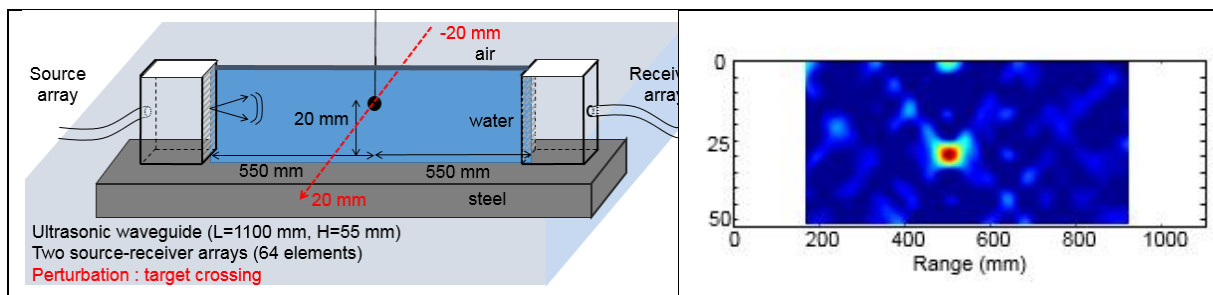


Fig. 8 : (Gauche) Représentation schématique du guide d'onde avec les longueurs caractéristiques. (Droite) Détection et localisation d'une cible sphérique en plomb de diamètre a pour un produit $ka \sim 20$ (longueur d'onde 0.5 mm) dans un guide d'onde ultrasonore de longueur 1100 mm et de profondeur 52 mm, délimité par deux antennes de transducteurs émetteurs-récepteurs qui couvrent toute la hauteur du guide. L'échelle de couleur représente la probabilité de présence de la cible (Marandet et al, 2011) quand la bille se trouve au centre du guide.

L'ensemble de ces travaux furent menés en collaboration étroite avec le GIPSA-Lab (INP, Grenoble) dans le cadre de l'ANR Jeune Chercheur TOTS (2010-2013), portée par Barbara Nicolas. Deux bourses de thèse financées par la Direction Général de l'Armement (DGA) nous ont permis de former des étudiants sur ces problèmes physiques liant acoustique ultrasonore et traitement du signal.

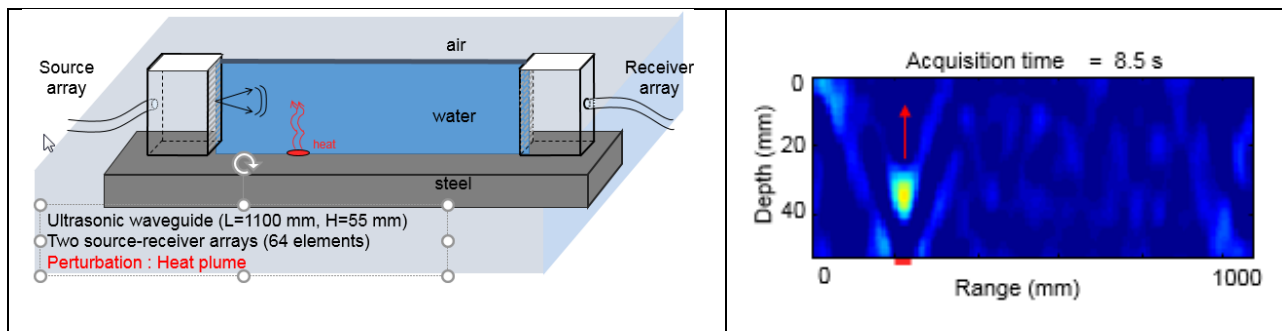


Fig. 9 : (Gauche) Représentation schématique du guide d'onde avec les longueurs caractéristiques. (Droite) Inversion tomographique à partir des temps des « beam » acoustiques pour une plume de convection thermique initiée à la base du guide d'onde ultrasonore (point rouge). A 8.5s après le déclenchement de la convection, on observe clairement la montée du panache depuis le fond du guide d'onde vers la surface (Roux et al, 2011).

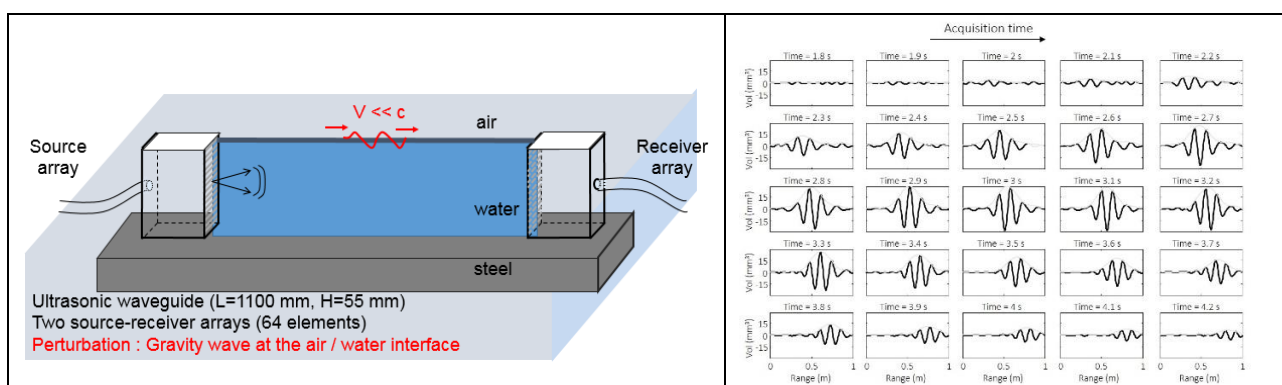


Fig. 10 : (Gauche) Représentation schématique du guide d'onde avec les longueurs caractéristiques. A noter que la vitesse de la vague en surface ($V \sim 0.4$ m/s) est très petite devant la vitesse des ondes ultrasonores dans l'eau ($c \sim 1500$ m/s). (Droite) Représentation spatio-temporelle de la déformation de surface au cours de la propagation d'une vague traversant le plan émetteur-récepteur. L'axe des abscisses correspond à la distance entre les antennes émetteur-récepteur. Chaque panel correspond à l'inversion de la surface du guide d'onde produite à partir d'une des 500 acquisitions acoustiques effectuées dans le guide d'onde. Les inversions sont produites à partir des variations d'amplitude des « beam » acoustiques sous l'influence de la déformation de la surface du guide (Roux et Barbara, JASA, 2014).

Pour la DGA, la finalité de ces travaux de recherche est la mise au point d'une approche méthodologique à base d'antennes émetteurs-récepteurs qui permette l'inversion d'une perturbation de taille et de caractéristique quelconque dans les chenaux acoustiques sous-marins. En pratique, l'enjeu militaire se situe dans le domaine de la protection portuaire avec la détection/localisation de plongeurs ou de mini sous-marins téléguidés (Automated Underwater Vehicle, AUV).

Pour la sécurité nationale, la question est : comment protéger les rades de Brest ou de Toulon contre des attaques terroristes quand tous les systèmes sonar classique voient leur efficacité fortement diminuée dans les environnements réverbérant pour les ondes acoustiques ?

Les derniers développements sur ce thème de recherche ont trait à la nature des observables utilisées pour l'inversion d'une perturbation dans le guide d'onde. En effet, si les variations de temps puis d'amplitude des « beam » acoustiques ont été utilisés jusque-là grâce aux noyaux de sensibilité (Figs. 8-10), la variation des angles d'émission et de réception de chacun de ces « beam » n'avait pas encore été exploitée. C'est dorénavant chose faite pour une perturbation

générée à la surface du guide d'onde par un choc laser et le résultat d'inversion est très spectaculaire (Fig. 11).

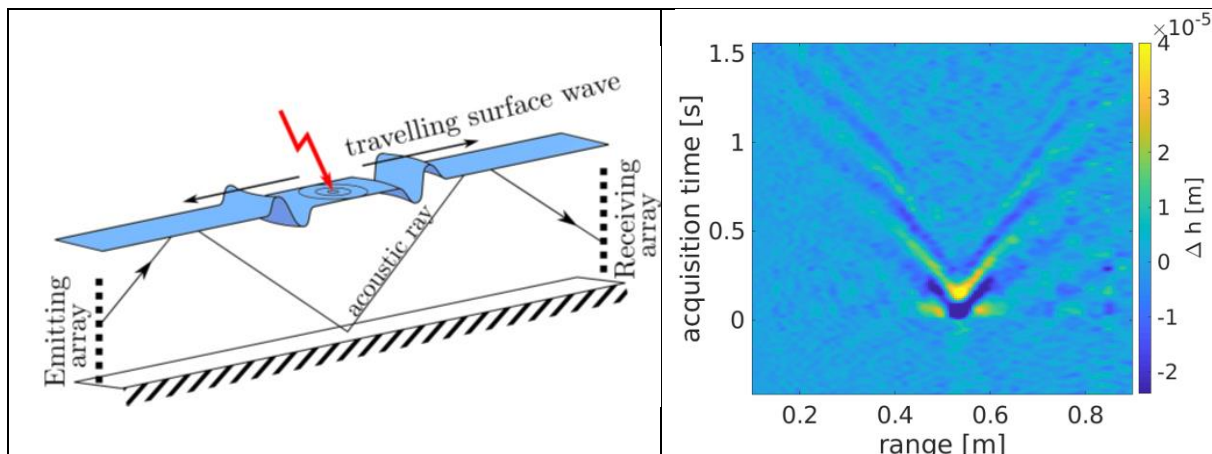


Fig. 11 : (Gauche) Représentation schématique du guide d'onde avec l'impact du shot laser au centre de celui-ci (flèche rouge). (Droite) Résultat de l'inversion de la surface du guide d'onde en utilisant à la fois des angles d'émission et des angles de réception d'une collection de 2285 « beam » acoustiques. L'axe des abscisses est la longueur du guide d'ondes; l'axe des y est le temps par rapport au shot laser générant l'onde de surface gravito-capillaire. L'échelle de couleur correspond à la déformation de la surface en mètre.

De façon surprenante, on constate que l'inversion de la perturbation de surface est beaucoup plus propre (moins de fantôme, meilleure résolution spatiale) avec l'utilisation des variables angles en lieu et place des variables temps ou amplitude. Cette constatation amène à des conclusions intéressantes et fondamentales dans le domaine de la tomographie acoustique. En effet, la tomographie s'est toujours intéressée au temps de trajet (ou à la variation du temps de trajet) d'une onde pour obtenir la carte de vitesse (ou à ses fluctuations) du milieu de propagation. Pour obtenir une bonne mesure du temps, il faut une synchronisation parfaite entre la source et le récepteur. Ce qui est facile à l'échelle ultrasonore en laboratoire devient alors très complexe et très onéreux à mettre en œuvre dans l'océan où plusieurs milliers de kilomètres séparent émetteurs et récepteurs dans les rares tentatives de tomographie acoustique à cette échelle (voir plus d'infos générales sur le site wikipedia https://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_acoustic_tomography). Montrer, comme sur la Figure 11, que la même tomographie peut être obtenue par la variation d'angle des rayons acoustiques plutôt que par leur variation de temps de trajet signifie que seule la synchronisation locale de chaque élément des antennes émettrices/réceptrices est nécessaire et non plus la synchronisation complète entre les deux antennes.

A n'en point douter, ce changement majeur de paradigme amènera dans le futur à de nouvelles expérimentations tomographiques à grande échelle avec pour objectif la mesure précise des variations spatiales et temporelles de la température des couches superficielles dans l'océan qui sont autant d'indicateurs des changements climatiques en cours. Il est à noter que la transposition à l'échelle réelle d'un guide d'onde océanique de ces résultats expérimentaux effectués à l'échelle ultrasonore fut déjà l'objet d'une publication (Roux et al, 2013).

Mon travail en acoustique sous-marine a été récompensé en 2013 par la « Medwin Prize in Acoustical Oceanography » attribuée par l'Acoustical Society of America.

3- Les métamatériaux résonants sub-longueur d'onde : une approche expérimentale originale menée à l'échelle du laboratoire et à l'échelle géophysique.

Ce travail concerne l'étude expérimentale et numérique de l'effet de résonateurs uni-axiaux sub-longueur d'onde, sur la propagation d'ondes élastiques de flexion dans une plaque mince d'aluminium (mode de Lamb A0). Les résonateurs consistent en de simples tiges d'aluminium collées sur la plaque (voir Fig. 12 pour la description et l'évolution du dispositif expérimental). Ils tirent leur caractère sub-longueur d'onde, du ratio important entre leurs dimensions (longueur/diamètre) atteignant presque deux décades. Lorsqu'on les arrange (périodiquement ou non) sur une échelle sub-longueur d'onde, on obtient un milieu localement résonant qui se comporte comme un métamatériau. Dans les deux configurations expérimentales de la Fig. 12, les degrés de liberté qu'offre ce métamatériau sur le contrôle du champ d'ondes, sont grands. D'une part, le milieu de propagation est une plaque qui, dans la gamme de fréquence étudiée, présente deux composantes: longitudinale (mode de Lamb S0) et transversale (mode de Lamb A0). D'autre part, les résonateurs présentent à la fois des résonances de flexion (en lien avec la composante S0 dans la plaque) et de compression (excité par le mode de Lamb A0). Le métamatériau est constitué de 100 à 400 tiges qui peuvent être organisées spatialement de façon ordonnées ou désordonnées.

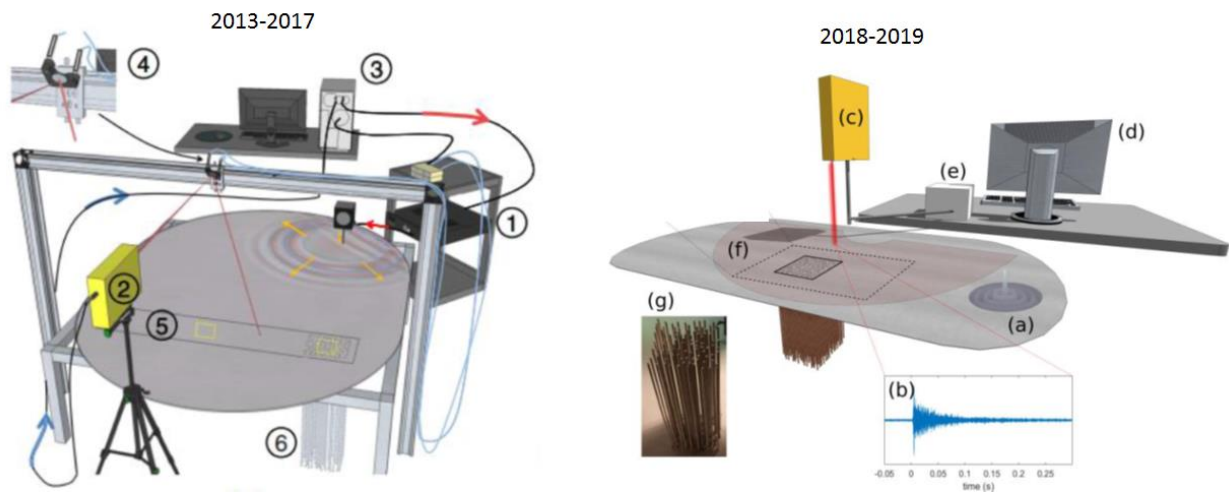


Fig. 12 : (Gauche) Dispositif expérimental pour les premières expériences sur les métamatériaux en laboratoire à partir de 2013. Un vibromètre (1) génère une onde de Lamb A0 dans la plaque d'aluminium. Le champ d'onde est mesuré par un vélocimètre Doppler (2) dont le point de mesure est déplacé sur la face supérieure de la plaque en chaque point de la surface rectangulaire (5) et contrôlé par un PC et un jeu de deux miroirs motorisés. Le métamatériau (6) est fixé sur la face inférieure de celle-ci (Rupin et al, 2014 & 2015). (Droite) Evolution du dispositif expérimental à partir de 2018. La source est un élément piézoélectrique (a) collé à la plaque. Le vélocimètre Doppler (c) est maintenant connecté à un bras de robot motorisé (e) commandé par PC (d), ce qui permet une plus grande surface d'analyse (Lott and Roux, 2019a). Dans les deux montages expérimentaux, le métamatériau (a) est composé de 100 à 400 tiges verticales en aluminium qui sont collées sur la face inférieure de la plaque (g). Le signal enregistré (b) est fortement dispersé en raison de la faible atténuation intrinsèque de la plaque. La dispersion temporelle en réponse à un pulse court excède 0.2s, ce qui correspond à plus de 20 allers-retours dans la plaque.

L'originalité de la manip, outre sa dimension mésoscopique assez inhabituelle dans le domaine des métamatériaux, tient dans la cartographie du champ d'onde sur une grande surface incluant le métamatériau, grâce à l'acquisition séquentielle de l'ensemble des réponses impulsionnelles, à l'aide d'un vélocimètre laser (Fig. 12). L'analyse des données révèle la présence de trois larges bandes fréquentielles interdites, qui commencent à l'emplacement des résonances de compression de chaque tige (Fig. 13b & Fig. 14). Nous avons testé un arrangement, à la fois périodique et aléatoire, des résonateurs et les résultats sont tout à fait identiques. Les bandes interdites sont donc liées à la nature résonante de la cellule élémentaire du métamatériau, et non

à son caractère périodique (diffraction de Bragg). D'autre part, nous avons également mis en évidence des vitesses apparentes inférieures ou supérieures à celle mesurées dans la plaque nue pour les fréquences situées en bordure de bande interdite (Fig. 14).

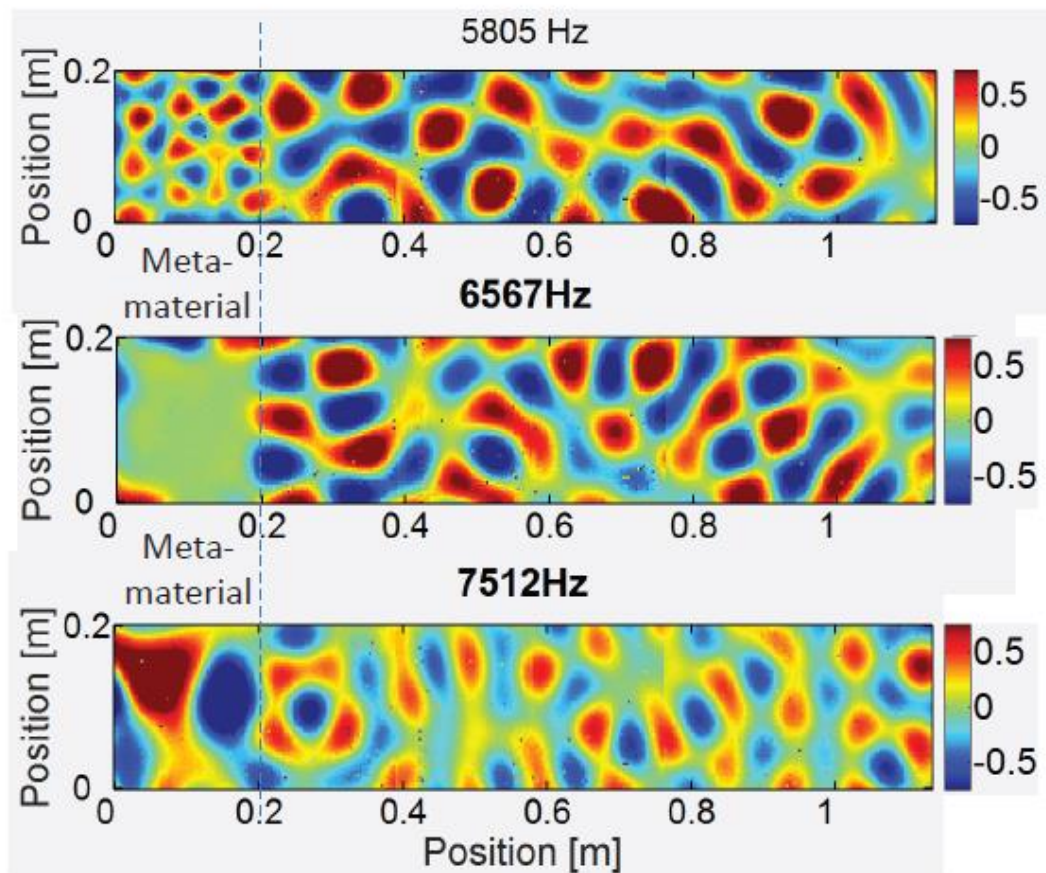


Fig. 13 : Représentation spatiale de la vitesse normale du champ mesurée expérimentalement sur la plaque (zone rectangulaire délimitée sur la Fig. 9). La zone couverte par le métamatériau (formé de 10 x 10 tiges verticales) est placée sur la gauche entre 0 et 0.2 m. Le champ d'onde pour le mode A0 est présenté à trois fréquences : (en haut) juste avant une bande interdite, (au milieu) au sein d'une bande interdite, (en bas) juste après une bande interdite. Avant et après la bande interdite, les vitesses apparentes (mesurée à partir des longueurs d'onde extraites de la figure de speckle au sein du métamatériau) sont plus lentes ou plus rapides que dans la plaque nue (Williams et al, 2015).

Une vision globale de l'ensemble de ces phénomènes d'interférence est obtenue via la détermination de la relation de dispersion au sein du métamatériau (Fig. 14). On constate alors une profonde modification de la courbe de dispersion du mode A0, avec des bandes passantes (ou bandes propagatives) qui sont le fruit des effets de répulsion (appelés « hybridations ») liés essentiellement aux résonances de compression. Nous montrons également que le théorème de Bloch permet une excellente modélisation de la relation de dispersion dans toute sa complexité (Williams et al, 2015).

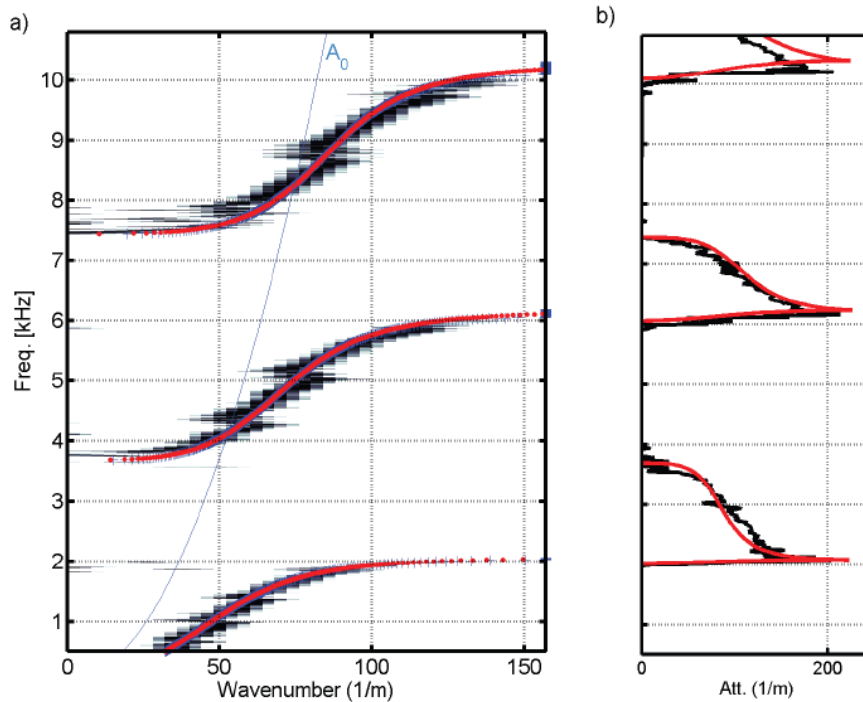


Fig. 14 : Comparaison entre les relations de dispersion expérimentales et théoriques au sein du métamatériau. (a) Le nombre d'onde correspondant à la partie propagative du champ est en noir, avec la relation de dispersion issue d'un calcul numérique (rouge). On distingue clairement deux hybridations (avec la branche liante et la branche anti-liante de part et d'autres de la résonance) qui ouvrent chacune une bande interdite. (b) L'atténuation mesurée au sein du métamatériau dans les bandes interdites est représentée en noir, à comparer avec la prédiction numérique (rouge). L'accord entre résultats expérimental et numérique est excellent (Williams et al, 2015).

Dans un autre aspect de ce travail, nous avons eu recours à la modélisation numérique par éléments finis, via le code numérique SpecFem3D, pour mieux appréhender la complexité de ce métamatériau élastique. Nous avons commencé par montrer que la propagation d'ondes au sein de ce type de métamatériau peut s'approximer par un système 1D (poutre support + résonateurs), moins coûteux en termes de ressource calcul. Nous avons alors pu nous intéresser aux hybridations induites par chacune des 2 types de résonances des tiges, flexion et compression, indépendamment l'une de l'autre (Colquitt et al, 2017). Cela nous a permis d'établir le caractère singulier des métamatériaux élastiques. En effet, les résonances de flexion des tiges entraînent un transfert énergétique entre la composante transversale du champ d'ondes dans la plaque (A_0) (qui est la seule initialement excitée) et la composante longitudinale (S_0).

Du point de vue de la relation de dispersion, cela se traduit par une hybridation particulière, qui fait apparaître un troisième mode de propagation. Cette hybridation rend compte du couplage entre les modes A_0 et S_0 dans la plaque du fait des résonances de flexion. Elle est d'autant plus apparente que la plaque est fine (et donc flexible), et se manifeste sur la Figure 15 par l'apparition de bandes de transmission ou de bandes interdites très étroites associées aux résonances de flexion (Lott & Roux, 2019b).

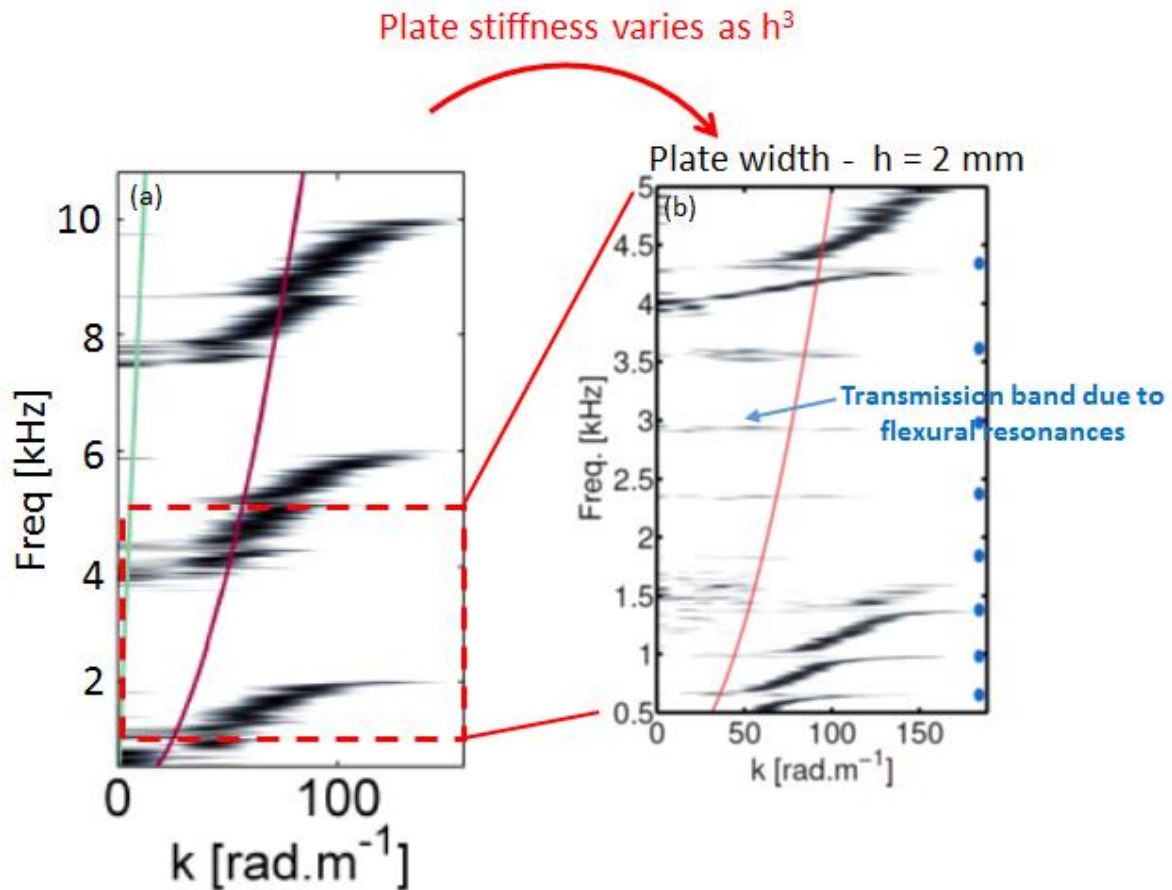


Fig. 15 : Influence de la rigidité de la plaque sur l'accouplement entre les tiges et la plaque aux résonances de flexion. (a) Courbe de dispersion obtenue expérimentalement avec $h =$ plaque de 6 mm de largeur. (b) Comme pour (a), avec une plaque de $h = 2$ mm de largeur sur une partie restreinte du spectre de fréquences (carré rouge en pointillés en (a)). Pour la plaque plus mince, le système plaque plus tige montre une interaction plus forte avec les résonances de flexion des tiges (points bleus), à l'intérieur et à l'extérieur de la bande interdite.

En conclusion, la relation de dispersion obtenue dans ces milieux localement résonants élastiques est dominée par les effets d'hybridation dus aux résonances de compression des tiges au sein du métamatériau. Cependant, une hybridation sur la composante longitudinale du champ est également à l'oeuvre, du fait des résonances de flexion. Enfin, nous avons pu tester un certain nombre de configurations 1D (poutre support + résonateurs sub-longueur d'onde), qui ont montré la grande richesse des configurations envisageables avec cet ensemble poutre + tiges. En particulier, nous avons observé qu'un raidissement de la plaque (Fig. 15), obtenu par l'augmentation de son épaisseur, entraîne des effets d'hybridations de moins en moins marquées pour les résonances de flexion. L'influence de l'espacement inter-résonateur montre la possibilité d'obtenir des vitesses de groupe négatives, liées à l'hybridation par les résonances de flexion. Cela confirme l'intérêt de ce type de métamatériaux pour des applications de type cape d'invisibilité.

Actuellement, nous cherchons à obtenir ce type de cape d'invisibilité (ou « cloaking ») pour les ondes de Lamb. Nous avons lancé le développement d'un algorithme basé sur la minimisation (au sens des moindres carrés) de l'écart entre le champ d'ondes observé dans la plaque nue (sans obstacle ni métamatériau) avec celui observé lorsqu'on ajoute un obstacle entouré du métamatériau. Les paramètres utilisés pour la minimisation sont la longueur des tiges et leur espacement. La disposition générale des résonateurs respecte celle utilisée

récemment avec ce même type d'ondes par Farhat et al. (2009). Un exemple de configuration avec des résonateurs de différentes longueurs, est donné sur la Figure 16. Elle montre qu'il est possible d'obtenir un ralentissement ou une accélération des ondes de Lamb A0 selon la bande passante que l'on sélectionne. On remarque que la figure de diffraction vers l'avant est moins marquée dans le cas où les ondes voyagent plus vite dans le métamatériau. Ici, l'obtention d'un véritable effet de « cloaking » nécessite l'obtention d'une anisotropie effective sur la vitesse de propagation de l'onde de Lamb A0 (Colombi et al, 2015, 2016a).

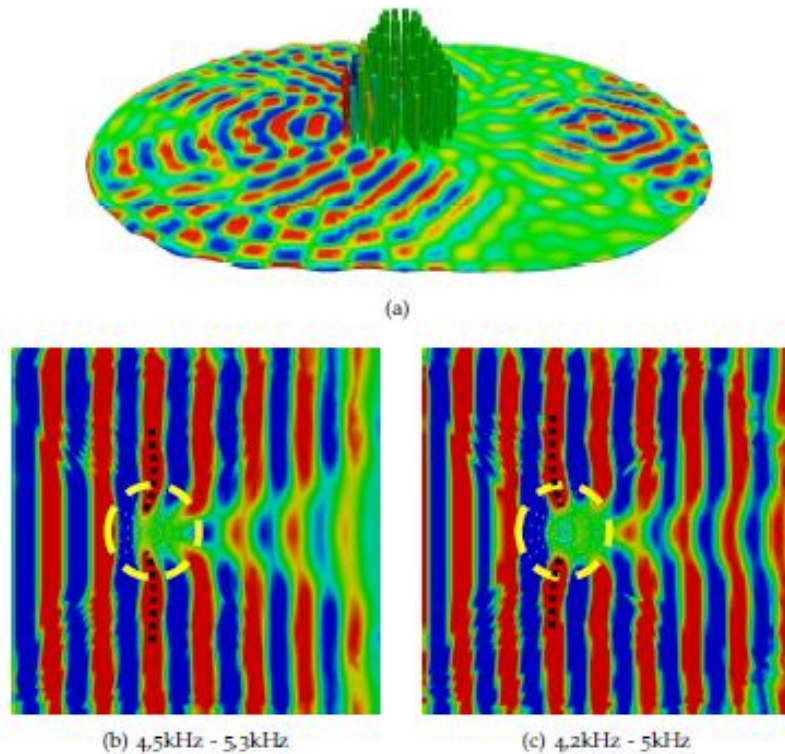


Fig. 16 : Illustration des travaux en cours pour la mise au point d'une cape d'invisibilité pour les ondes de Lamb A0. (a) Exemple de configuration étudiée : un ensemble de tiges de différentes longueurs sont disposées en étoile. (b) et (c) Allure du champ d'ondes (composante verticale) au sein du métamatériau (matérialisé par les cercles jaunes) dans deux gammes de fréquences différentes. Le ralentissement (gauche) ou l'accélération (droite) des ondes est manifeste, ce dernier donnant lieu à une meilleure reconstruction du champ diffracté vers l'avant.

La généralisation de ces phénomènes physiques à l'échelle géophysique, où la plaque devient alors un sol modélisable comme un milieu semi-infini, montrerait alors que les ondes de Rayleigh (ondes de surface) subissent le même effet quand elles interagissent avec une forêt constituée d'arbres de 20 m de hauteur et espacés tous les 3 ou 4 m (Colombi et al, 2016a), ouvrant des possibilités nouvelles dans le domaine de la protection sismique (Fig. 17).

C'est le but du projet METAFORÉT (<https://metaforet.osug.fr/>) qui fut lauréat d'une ANR « Défi de tous les savoirs » en 2016. En effet, le constat qui fut à l'origine du projet METAFORÉT est le suivant : pourquoi la physique des ondes présente-t-elle peu d'expériences de physique complexe à grande échelle? Les ondes obéissant généralement à la même équation de propagation, pourquoi observe-t-on rarement de phénomènes de physique ondulatoire à l'échelle géophysique, par exemple? Bien sûr, ce qui semble facile en environnement contrôlé à l'échelle du laboratoire peut s'avérer très pénible à mettre en place à grande échelle où il est parfois impossible de déployer un grand nombre de capteurs autonomes.

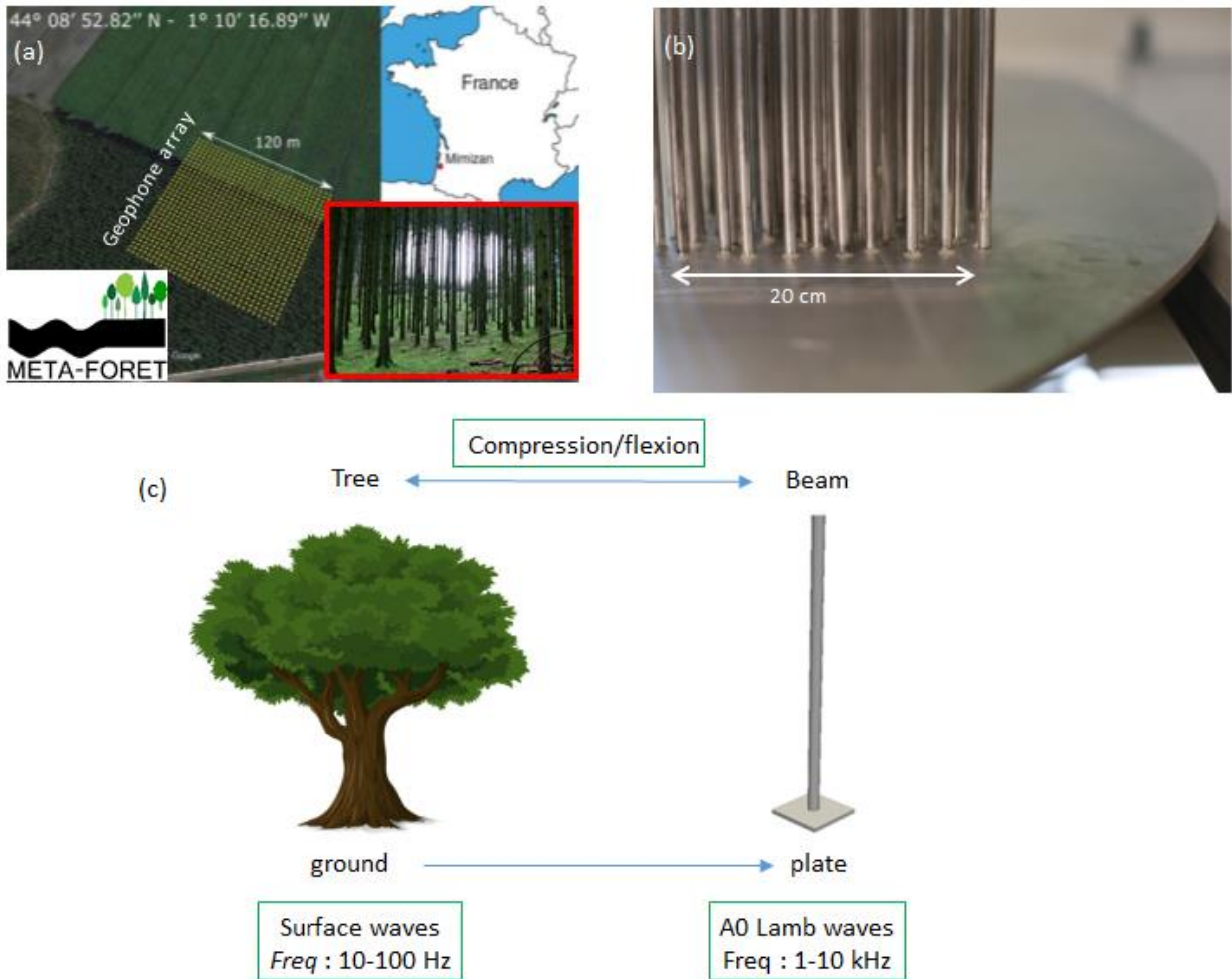


Fig. 17 : Exemples de métamatériaux localement résonants à différentes échelles pour les ondes sismo-élastiques. (a) Déploiement sismique de ~1000 géophones (point jaune) du côté de Mimizan (Landes) à l'interface entre un champ libre et une forêt dense de pins. (b) A l'échelle du laboratoire, surface couverte par une disposition aléatoire de tiges métalliques verticales collées sur une mince plaque d'aluminium. (c) Similitudes mécaniques de la cellule résonante unitaire pour les deux systèmes, avec leurs bandes de fréquences respectives (Lott et al, 2019).

Depuis quelques années, cependant, les sciences de la terre, et notamment la géophysique, vivent une révolution technologique avec la multiplication d'acquisitions sur de très denses réseaux de sismomètres, incluant parfois plus de dix mille capteurs. Ces campagnes sismiques restaient encore récemment l'apanage de riches compagnies pétrolières. Mais les choses évoluent et le coût financier de ces acquisitions devient maintenant abordable pour la recherche académique. En anticipant un peu, nous sommes même prêts d'un point critique où l'excellence des données géophysiques dépassera notre compréhension des phénomènes physiques sous-jacents.

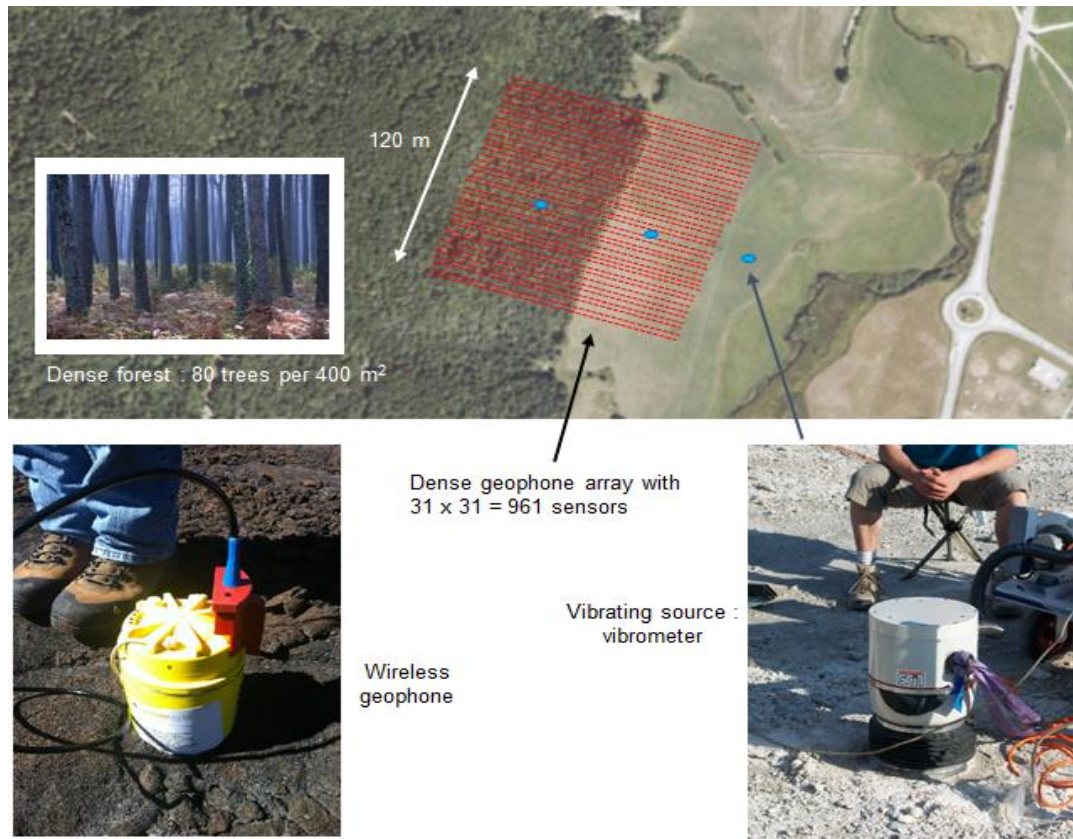


Figure 18: En haut : Configuration de l'expérience META-FORET (Oct. 2016). L'objectif fut d'installer 961 géophones à trois composantes sur une grille de 120 m × 120 m avec un espacement de 4 m entre les éléments. Le réseau sismique (rouge) est placé à l'interface d'un champ ouvert et d'une forêt dense de pins (80 arbres par 400 m²). En bas à gauche : L'enregistrement continu du bruit ambiant fut effectué pendant 12 jours avec les capteurs sismiques sans fil de FairFieldNodal. En bas à droite : En plus de ce bruit ambiant, les signaux de la source active furent enregistrés à l'aide d'un vibromètre placé à différents endroits (en haut : ellipses bleues) dans le champ ouvert (à l'intérieur et à l'extérieur du réseau) et dans la forêt.

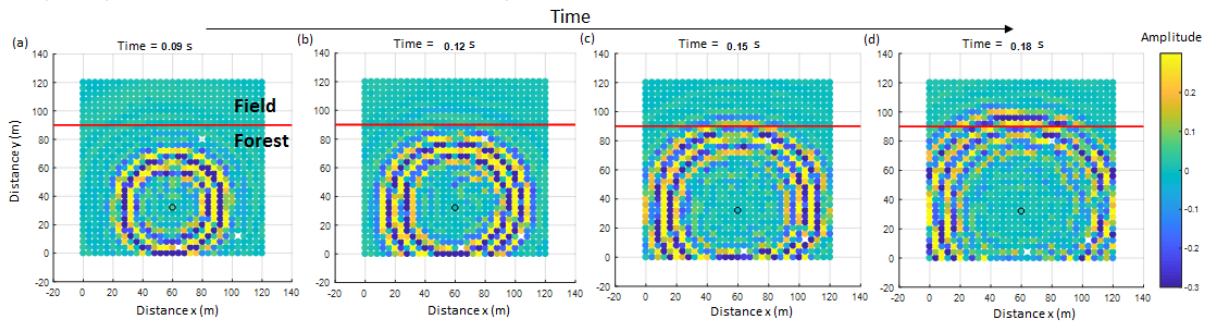
Le projet METAFORÉT a pour but de combler ce manque avec une approche multidisciplinaires proposée par une équipe de physiciens, de géophysiciens et d'ingénieurs qui partagent un intérêt commun pour la propagation d'ondes en milieu complexe. Le but du projet est de réconcilier la physique ondulatoire complexe avec les observations à grande échelle.

Plus précisément, nous souhaitons réaliser des expériences sur la physique des métamatériaux dans deux configurations propres à la géophysique (Fig. 18). Dans la première, nous avons montré qu'une forêt naturelle se comporte comme un métamatériau pour les ondes sismiques (Roux et al, 2017). L'idée est que chaque arbre de la forêt agit comme un résonateur qui piège une petite partie des ondes de surface sismiques. Le comportement collectif des arbres correspondrait alors à celui observé à toute petite échelle (millimètre) dans les métamatériaux optiques. Dans la seconde configuration expérimentale (à venir en 2020), nous montrerons qu'une distribution spatiale particulière de colonnes de béton enfouies, classiquement utilisées en ingénierie civile pour le compactage de sol, peut aussi se comporter comme une lentille sismique pour les ondes de surface, avec pour effet de réfracter les ondes autour du centre de la lentille en laissant cette zone vierge de toute vibration sismique.

En parallèle avec des simulations numériques 3D (Colombi et al, 2016b, 2016c, 2017) et une approche théorique basée sur la géométrie conformationnelle (Farhat et al, 2009), le but

premier du projet META-FORET est ainsi de réaliser deux expériences ambitieuses et novatrices où ~ 1000 capteurs sismiques déployés sur une surface d'environ un hectare auront pour finalité de mesurer le champ d'ondes sismiques dans les deux métamatériaux géophysiques proposés ci-dessus. Cette forte densité spatiale de capteurs est obligatoire pour mesurer précisément les courbes de dispersion (et donc la vitesse des ondes de surface) à l'intérieur comme à l'extérieur du métamatériau.

Frequency : 20 Hz - 50 Hz : below the tree compressional resonances



Frequency : 50 Hz - 80 Hz : above the tree compressional resonances

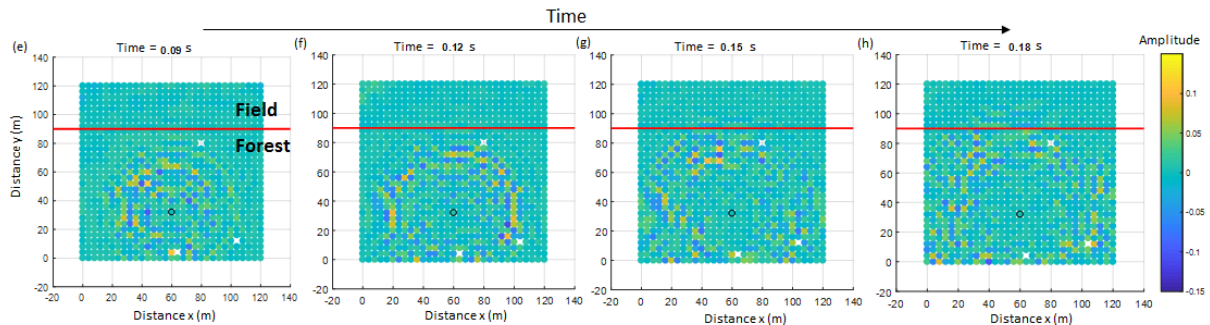


Fig. 19 : Expérience METAFORÉT 2016. (a)-(d) Représentation spatiale (x-y) du champ d'onde sismique mesuré sur le réseau sismique (composante verticale) pour une source à l'intérieur de la forêt en position ($x=60$ m, $y=30$ m) et affiché à quatre instants différents à partir de l'instant $t=0$ du tir sismique (de gauche à droite) (a) $t=0,09$ s ; (b) $t=0,12$ s ; (c) $t=0,15$ s ; (d) $t=0,18$ s. Le champ d'ondes sismiques a été filtré dans la bande des 20 Hz-50 Hz. Sur chaque image, la ligne rouge horizontale représente la limite forêt-champ. (e)-(f) Même représentation que ci-dessus pour le champ sismique filtré dans la bande de fréquences 50 Hz - 80 Hz. La partie basse fréquence du champ d'onde (<50 Hz) montre une onde de surface spatialement cohérente de grande amplitude alors que la partie haute fréquence (>50 Hz) présente une amplitude beaucoup plus faible (voir les différentes barres de couleurs dans les panneaux supérieurs et inférieurs) et montre une cohérence spatiale très réduite.

En pratique, deux types de source furent utilisées durant l'expérience de 2016: (1) le bruit sismique ambiant, probablement d'origine anthropique aux fréquences considérées (> 10 Hz) et (2) un signal source contrôlé et transmis au sol par un pot vibrant (Fig. 18). L'analyse de la dispersion des ondes au sein des deux métamatériaux (une forêt naturelle ou un chantier de compactage de sol par colonnes enfouies) nous permettra d'envisager de potentielles applications au « cloaking » sismique à haute fréquence en ingénierie civile (Fig. 19).

Je suis convaincu que ce projet présente des applications importantes en géophysique et en ingénierie civile à plus ou moins long terme. Par exemple, les bandes de fréquences interdites pourront être exploitées pour réduire le bruit sismique ambiant à des endroits où les vibrations du sol peuvent être un problème pour la qualité de mesures scientifiques de haute précision (vibrations locales de larges antennes astronomiques).

Références principales

- F. Aulanier, B. Nicolas, P. Roux, and J. Mars (2013), "Time-angle sensitivity kernels for sound-speed perturbations in a shallow ocean", *Journal of the Acoustic Society of America*, 134(1), 88-96.
- P. Boue, P. Roux, M. Campillo and X. Briand (2014), "Phase velocity tomography of surface waves using ambient noise cross-correlation and array processing", *Journal of Geophysical Research*, 119, 519-529.
- M. Campillo and A. Paul (2003), "Long-range correlations in the diffuse seismic coda", *Science*, 299, 547-549.
- M. Campillo and P. Roux (2014), "Seismic imaging and monitoring with ambient noise correlations", *Treatise on Geophysics*, second Edition, Vol. 1, Edited by B. Romanowicz and A. Dziewonski, Elsevier-Amsterdam, 256-271.
- J. Chaput, V. Clerc, M. Campillo, P. Roux and H. Knox (2016) , "On the practical convergence of coda-based correlations: A window optimization approach", *Geophysical Journal International* 204 (2), 704-715.
- M. Chmiel, P. Roux, P. Herrmann, B. Rondeleux, M. Wathelet (2018), "Data-based diffraction kernels for surface waves from convolution and correlation processes through active seismic interferometry", *Geophysical Journal International*, 214 (2),1468–1480.
- A. Colombi, L. Boschi, P. Roux, and M. Campillo (2014), « Green's function retrieval through cross-correlations in a two-dimensional complex reverberating medium », *Journal of the Acoustic Society of America*, 135 (3), 1034-1043.
- A. Colombi, P. Roux, S. Guenneau, and M. Rupin (2015), « Directional cloaking of flexural waves in a plate with a locally resonant metamaterial », *The Journal of the Acoustical Society of America* 137 (4), 1783-1789.
- A. Colombi, P. Roux, S. Guenneau, P. Gueguen, and R. V. Craster (2016a), "Forests as a natural seismic metamaterial: Rayleigh wave bandgaps induced by local resonances", *Scientific Reports* 6, 19238.
- A. Colombi, D. Colquitt, P. Roux, S. Guenneau, and R. Craster (2016b), "A seismic metamaterial: The resonant metawedge", *Scientific Reports* 6, 27717.
- A. Colombi, S. Guenneau, P. Roux, and R. Craster (2016c), « Transformation seismology: composite soil lenses for steering surface elastic Rayleigh waves », *Scientific Reports* 6, 25320.
- A. Colombi, R. Craster, D. Colquitt, S. Guenneau, Y. Achaoui, P. Roux and M. Rupin (2017), « Elastic wave control beyond band-gaps: shaping the flow of waves in plates and half-spaces with subwavelength resonant rods », *Frontiers in Mechanical Engineering*, section Mechanics of Materials, doi: 10.3389/fmech.2017.00010.
- D. Colquitt, A. Colombi, R. Craster, P. Roux and S. Guéneau (2017), « Seismic metasurfaces: Sub-wavelength resonators and Rayleigh wave interaction », *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 99, 379-393.
- E. Cros, Ph. Roux, J. Vandemeulebrouck and S. Kedar (2011), "Locating hydrothermal acoustic sources at Old Faithful geyser using Matched-Field processing", *Geophys. J. Int.*, 187(1), 385-393.
- A. Derode, E. Larose, M. Tanter, J. De Rosny, A. Tourin, M. Campillo and M. Fink (2003), « Recovering the Green's function from the field-field correlations in an open scattering medium (L) », *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2973-2976.
- F.A. Dahlen, S.H. Hung and G. Nolet (2000), "Fréchet kernels for finite-difference traveltimes – I. Theory", *Geophys. J. Int*, vol 141, pp.157-174.
- M. Farhat, S. Guenneau and S. Enoch (2009), *Phys. Rev. Lett.*, 103, 024301.
- S. Fried, K. Sabra, P. Roux, and W. A. Kuperman (2008), "Extracting the local Green's function on a horizontal array from ambient ocean noise", *J. Acoust. Soc. Am.*, 124 (4), Pages EL183-EL188.

- B. Froment, M. Campillo, P. Roux, P. Gouédard, A. Verdel and R. Weaver (2010), “Estimation of the effect of non-isotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations”, *Geophysics*, 75 (5), SA85–SA93.
- S. W. Lani, K.G. Sabra, W.S. Hodgkiss, W. A. Kuperman and P. Roux (2013), “Coherent processing of shipping noise for ocean monitoring”, *JASA Express Letters* 133, EL108-113.
- E. Larose, P. Roux, M. Campillo and A. Derode (2008), “Fluctuations of correlations and Green function reconstruction: role of scattering”, *Journal of Applied Physics* 103, 114907.
- C. Leroy, S. Lani, K. Sabra, W. Hodgkiss, W. Kuperman, and P. Roux (2012), “Enhancing the emergence rate of coherent wavefronts from ocean ambient noise correlations using spatio-temporal filters”, *J. Acoust. Soc. Am.*, 132 (2), 883-893.
- G. Le Touze, B. Nicolas, J. I. Mars, P. Roux and B. Oudompheng (2012), « Double-Capon and Double-MUSICAL for arrival separation and observable estimation in an acoustic waveguide” *Eurasip Journal on Advances in Signal Processing* 2012:187.
- O. I. Lobkis and R. L. Weaver (2001), “On the emergence of the Green’s function in the correlations of a diffuse field”, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.
- M. Lott and P. Roux (2019a), “Effective impedance of a locally resonant metasurface”, *Phys. Rev. Materials* 3, 065202.
- M. Lott and P. Roux (2019b), “Locally resonant metamaterials for plate waves : the respective role of compressional versus flexural resonances of a dense forest of vertical rods”, *Fundamentals and Applications of Acoustic Metamaterials*, Edited by Vicente Romero, ISTE Ltd.
- C. Marandet, P. Roux, B. Nicolas and J. Mars (2011), "Target detection and localization in shallow water: an experimental demonstration of the acoustic barrier problem at the laboratory scale", *J. Acoust. Soc. Am.* 129(1), 85-97.
- Roux, P., W.A. Kuperman, and the NPAL Group (2004), “Extracting coherent wavefronts from acoustic ambient noise in the ocean”, *J. Acoust. Soc. Am.*, 116, pp. 1995-2003.
- P. Roux, B. D. Cornuelle, W.A. Kuperman and W.S. Hodgkiss (2008), “The structure of ray-like arrivals in a shallow water waveguide”, *J. Acoust. Soc. Am.*, 124 (6), pp. 3430—3439.
- Roux, P. (2009), “Passive seismic imaging with directive ambient noise: Application to surface waves on the San Andreas Fault (SAF) in Parkfield”, *Geophysical Journal International*, 179 (1), pp. 367-373.
- P. Roux, A. Roueff and M. Wathelet (2011), "The San Andreas Fault revisited through seismic-noise and surface-wave tomography", *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13319.
- P. Roux, I. Iturbe, B. Nicolas, J. Virieux and J. Mars (2011), "Travel-time tomography in shallow water: Experimental demonstration at an ultrasonic scale", *J. Acoust. Soc. Am.*, 130(3), 1232-1241.
- P. Roux, W.A. Kuperman, B. D. Cornuelle, F. Aulanier, W.S. Hodgkiss and H.C. Song (2013), “Analyzing sound speed fluctuations in shallow water from group-velocity versus phase-velocity data representation”, *The Journal of the Acoustical Society of America* 133, pp. 1945-1952.
- P. Roux and B. Nicolas (2014), “Inverting for a deterministic surface gravity wave using the sensitivity-kernel approach” *Journal of the Acoustic Society of America*, 135(4), 1789-1799.
- P. Roux, L. Moreau, A. Lecointre, G. Hillers, M. Campillo, Y. Ben-Zion, D. Zigone and F. Vernon (2016), “A methodological approach toward high-resolution surface wave imaging of the San Jacinto Fault Zone using ambient-noise recordings at a spatially dense array”, *Geophysics Journal International*, 206, 980-992.

P. Roux, D. Bindi, T. Boxberger, A. Colombi, F. Cotton, I. Douste-Bacque, S. Garambois, P. Gueguen, G. Hillers, D. Hollis, T. Lecocq and I. Pondaven (2017), "A new trend toward seismic metamaterials : the Metaforet project", submitted to *Seismological Research Letters*.

M. Rupin, S. Catheline and P. Roux (2015), "Super-resolution experiments on Lamb waves using a single emitter", *Applied Physics Letters* 106, 024103.

M. Rupin, F. Lemoult, G. Lerosey and P. Roux (2014), "Experimental demonstration of ordered and disordered multi-resonant metamaterials for Lamb waves", *Physical Review Letters*, 112, 234301.

K.G. Sabra, P. Roux, A. M. Thode, G. L. D'Spain, W.S. Hodgkiss and W.A. Kuperman (2005a), "Using ocean ambient noise for array self-localization and self-synchronization", in press, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*.

K. G. Sabra, P. Roux and W.A. Kuperman (2005b), "Arrival structure of the time-averaged ambient noise cross-correlation function in an oceanic waveguide", *J. Acoust. Soc. Am.* 117(1), pp. 164-174.

J. Sarkar, C. Marandet, P. Roux, S. Walker, B. D. Cornuelle and W.A. Kuperman (2012), "Sensitivity kernel for surface scattering in a waveguide", *J. Acoust. Soc. Am.*, 131 (1), 111-118.

N. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly and M.H. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science* 29, 1615-1617.

R. Snieder (2004), "Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase", *Phys. Rev. E*, 69, 046610.

J. Vandemeulebrouck, P. Roux and E. Cros (2013), "The plumbing of Old Faithful Geyser revealed by hydrothermal tremor", *Geophysics Research Letters*, doi: 10.1002/grl50422.

E.G. Williams, P. Roux, M. Rupin and W. A. Kuperman (2015), "Theory of multi-resonant metamaterials for A0 Lamb waves", *Phys. Rev. B*. 91, 104307.