



HAL
open science

Tomographie crustale des Pyrénées et des régions avoisinantes par corrélation de bruit

Marie Macquet

► **To cite this version:**

Marie Macquet. Tomographie crustale des Pyrénées et des régions avoisinantes par corrélation de bruit. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU037 . tel-01229051

HAL Id: tel-01229051

<https://theses.hal.science/tel-01229051>

Submitted on 16 Nov 2015

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Marie Macquet

Thèse dirigée par **Anne Paul**
et codirigée par **Helle Pedersen**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre (ISTerre)**
et de l'**école doctorale Terre Univers Environnement**

Tomographie crustale des Pyrénées et régions avoisinantes par corrélation de bruit

le 1^{er} décembre 2014 ,
devant le jury composé de :

Michel Campillo

Professeur, Isterre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Président

Lapo Boschi

Maître de conférence, IStEP, Université Pierre et Marie Curie, Paris, Rapporteur

Nikolai Shapiro

Directeur de Recherche, IPGP, Paris, Rapporteur

Sébastien Chevrot

Directeur de Recherche, IRAP, Université Paul Sabatier, Toulouse, Examineur

Véronique Farra

Physicienne Adjointe, IPGP, Paris, Examinatrice

Anne Paul

Directrice de Recherche, ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Directrice de thèse

Helle Pedersen

Physicienne, ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Co-Directrice de thèse



Remerciements

Voici qui clôt cette aventure de plus de trois ans. Car oui, la thèse est une aventure, professionnelle, humaine, psychologique, et parfois physique (enfin surtout sur la fin!). De nombreuses personnes en ont fait partie, et ces quelques lignes sont pour les remercier.

Tout d'abord, un grand merci à mes deux directrices de thèse, Anne Paul et Helle Pedersen. Merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir accompagnée et conseillée durant ces trois ans. Votre patience et votre complémentarité m'ont permis d'évoluer dans ma manière de travailler, même si il y a encore quelques progrès à faire! Merci Anne pour ta disponibilité; merci Helle pour ton optimisme inébranlable. Peut-être qu'un jour prochain nous le boirons ce coup, la liste des choses à célébrer devient longue!

Je tiens à remercier les membres de mon jury; Lapo Boschi et Nikolaï Shapiro pour avoir rapporté ce manuscrit; Sébastien Chevrot et Véronique Farra pour avoir examiné mon travail; Michel Campillo pour avoir accepté de présider ce jury. Merci à vous pour toutes vos remarques pertinentes et constructives.

Je remercie tous les membres d'ISTerre pour les discussions et les encouragements et qui font du labo un endroit agréable! Un grand bravo et un grand merci à l'équipe administrative, en particulier Magali et Karine, pour leur efficacité et leur disponibilité. Merci également à l'équipe informatique. Sans vous le laboratoire tournerait bien moins vite! Merci également à Christine pour gérer toute la partie école doctorale.

Je remercie toutes les personnes qui ont permis la réalisation du projet PYROPE, dans lequel s'inscrit cette thèse. Sans les personnes qui portent ces projets, qui installent les stations, qui coulent le béton, qui relèvent les données contre vents et neige, qui mettent à disposition ces données, cette thèse n'aurait pas pu exister. Merci également à Antonio Villaseñor d'avoir mis à ma disposition les données espagnoles. Merci à Sandrine, Pierre, David, Catherine, Coralie et tous ceux qui vont sur le terrain. Un grand merci à Glenn pour son aide, pour m'avoir appris à utiliser Python et Scipy (à prononcer comme le kangourou s'il vous plaît!), pour réussir à résoudre les problèmes quand les vecteurs deviennent mystérieusement des colonnes et vice-versa, pour sa bonne humeur. Bonne nuit à toi!

Bien sûr au labo, il y a aussi toute une tribu de doctorants, passés et présents! S'ils permettent parfois de résoudre des questions scientifiques propres à nos thématiques, ils permettent également de décompresser autour d'un bon (!) déjeuner au RU, d'une discussion, d'un freesby, d'un café ou autre breuvage! Mais ils se posent des questions

de tous les jours ; pourquoi un vélo ne roule t-il pas droit quand on le lâche ? Quelle est la meilleure stratégie pour monter une secte ? Faut-il dire "chez" ou "à" Leclerc ? Et pour Auchan alors ? Coinche parisienne (oui ça existe parait-il) ou normale ? Des questions qui peuvent paraître futiles à première vue mais qui aiguisent notre sens du débat ! En vrac, merci donc à Bertrand (Mister Potin, sans mauvais jeu de mots !), Vincent (qui sait tout sur tout soi disant, demandez lui donc le nom de la libellule dans Bernard et Bianca pour rigoler !), Blandine (et Maëva Lucia Cl. Laurent-Gardonio, ma pauvre, si tu savais ce qu'a pu dire ta mère sur toi...), Anne, Jean (non toujours pas motivée pour cette rando chinoise !), Isa, Gwen, Laurent (comment ça il est permanent ?), Julie, Rachel, François, Simon, Baptiste, Okba, Ianis (oui bon, il est à Nantes maintenant), Pierre (*2), Cathy, Ainhoa, AnnE (parce que ça se prononcerait comme ça pour les Allemands), Audrey... Et tous les autres !

Et dans la vie il n'y a pas que le labo, alors remontons un peu plus loin ! Il y en a avec qui on se suit depuis un sacré bout de temps ! Au tout début il y a eu les Sarthois (et ceux de l'Orne aussi !). Les retours au Pays ont été peu fréquents ces dernières années, mais c'est toujours le même plaisir ! Il y a Béa et ses câlins de chats (ou en langage technique gommage de peau !), Charlène et son rire (si vous l'aviez entendu, vous vous en rappelleriez !), Justine et ses opinions bien tranchées (m'en fout j'ai les mêmes, sauf sur la qualité de l'eau du Massif Central -je crois!-, mais ça c'est une autre affaire !), Pauline au Gabon (t'as pas quelque chose à nous annoncer officiellement d'ailleurs ? !), Myriam (ça y'est je l'ai eu ma reduc !), Marinou, Hubert (el pueblo unido...), Alex, Yoni, Lucie, Moody, Naouël, Ananas (désolée, t'es classée Percheronne maintenant, mais c'est pas une honte je t'assure !)... Je vous aime tous bien fort !

Après le lycée on est tous partis un peu partout. Moi j'ai choisi la fac de Nantes. Au passage, je remercie Éric Beucler et Antoine Mocquet (à une lettre près j'aurais été quelqu'un de bien, dommage !) qui m'ont donné goût à la sismologie. Entre les cours de géologie et les mouvements anti-LRU, j'ai rencontré Jean-Marie et Pierre-Louis (les deux frères pas trop compétiteurs, sauf entre eux bien sûr !), Pierre-Marie (faites gaffe à vos clefs !), Élian (que l'expérience de la thèse n'a pas l'air d'avoir franchement convaincu !), Marie (que dire ! ?), Lucas (le grand frère), Lydianne (qui a passé plus de temps au Mexique qu'en France ces dernières années !), Laulau (BONNE ANNÉE !), Vincent (qui file la belle vie à la capitale, mais qui n'a pas changé), Céline et Félix...

Céline et Félix que j'ai eu le plaisir de retrouver à mon arrivée à Grenoble ! Alors le terrain était bien préparé. Un an qu'ils étaient là alors ça j'ai été bien accueillie ! Alors j'ai rencontré Christophe, Jerem et Mu (fraîchement revenus d'Amérique du Sud), Jess et Serge (qui y sont partis depuis, après un détour aux États-Unis), Célia, Pauline, Zim, Alex, Lydie et Arthur, Julien, Jerem (l'autre, le coloc !)... Merci aussi à Thomas et Marie, avec qui la technique de boire-un-coup-vite-fait-parce-que-demain-j'ai-plein-de-boulot n'a jamais vraiment marché ! Merci à vous de m'avoir fait découvrir et aimer la vie grenobloise, merci pour les soirées et les lendemains de soirée, les bouffes, le ski et plein d'autres choses !

Vous tous et ceux que j'ai sûrement oublié, du collègue à la thèse, avaient fait de moi ce que je suis. Une partie de vous se retrouve donc dans ce travail. Et pour ça, je vous

remercie du fond du coeur !

En parlant de ça, si je suis arrivée jusqu'ici c'est grâce à mes parents à la base ! Alors un IMMENSE merci à ma mère et Laurent, ainsi qu'à mon père. Merci à Joe et mes frères et soeur, Pierre, Romain et Alexandra. Merci à Catherine et Larry, Cathy I miss you... Je remercie également la famille de Christophe, ses parents, Gilbert, Nathalie, Damien et Leena.

Christophe, merci de m'avoir supportée et soutenue pendant ces trois années. Tu as vécu avec moi les hauts et les bas de cette aventure, et pour ça et pour tout le reste, je te remercie du fond du coeur. Pwick!

Table des matières

Introduction	19
1 Introduction à la corrélation de bruit ambiant	23
1.1 Sismologie - Généralités	24
1.1.1 Composition d'un signal sismique	24
1.1.1.1 Les ondes balistiques	24
1.1.1.2 Le bruit sismique ambiant	27
1.1.2 La fonction de Green	30
1.2 La corrélation de bruit	31
1.2.1 Les débuts de l'utilisation de la corrélation de bruit	31
1.2.2 Application à la sismologie	31
1.2.2.1 Tomographie vitesses de groupe	33
1.2.2.2 Tomographie en vitesses d'onde S	35
1.2.2.3 Autres applications	36
1.2.3 Traitements des corrélations	39
1.3 Conclusion	41
2 Application de la tomographie par corrélation de bruit ambiant dans la zone Pyrénéenne	43
2.1 Contexte	44
2.1.1 État des lieux des études géophysiques dans les Pyrénées	44
2.1.2 L'expérience PYROPE : Présentation et premiers résultats	48
2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust	51
2.2.1 Introduction	52
2.2.2 Data processing	55
2.2.2.1 Data and pre-processing	55
2.2.2.2 Choise of correlation processing	56

TABLE DES MATIÈRES

2.2.2.3	Directivity of the seismic noise field in the study area . . .	59
2.2.3	Group velocity tomography	59
2.2.3.1	Dispersion curves	59
2.2.3.2	Group velocity tomography	61
2.2.4	Depth inversion	65
2.2.4.1	Method	66
2.2.5	Crustal V_S model - Discussion	69
2.2.5.1	Quality assessment of the 3-D V_S model	69
2.2.5.2	Highlights of the 3-D V_S model	73
2.2.6	Conclusions	77
2.2.7	Supporting Information	79
2.3	Vitesses de groupe de l'onde de Love	84
2.3.1	Test de résolution	85
2.3.2	Cartes de vitesses de groupe de l'onde de Love	86
2.4	Conclusion	90
3	Inversion des courbes de dispersion pour un modèle 3-D V_S	91
3.1	Des courbes de dispersion aux modèles V_S : les problèmes de l'inversion .	92
3.2	Nouvelle méthodologie d'inversion en vitesse d'onde S	94
3.2.1	Première étape : Une exploration systématique de l'espace des modèles et construction d'un modèle de départ	94
3.2.1.1	Nombre de modèles initiaux à sélectionner	95
3.2.1.2	Moyenne des modèles initiaux pour la construction d'un modèle de départ	97
3.2.2	Deuxième étape : Une inversion linéarisée	98
3.3	Comparaison avec les résultats des fonctions récepteurs	101
3.3.1	Méthode des fonctions récepteurs	101
3.3.2	Traitement utilisé	102
3.3.3	Comparaison entre le modèle 3-D V_S et les résultats obtenus par la méthode des fonctions récepteurs	102
3.3.3.1	Interprétation sommaire des résultats des fonctions récepteurs	102
3.3.3.2	Principe de la détection des interfaces sur les modèles $V_S(z)$	104
3.3.3.3	Comparaison générale	106
3.3.3.4	Zoom sur les zones d'intérêt	111
3.4	Conclusion	119

4 Déviation des rais	121
4.1 Étude des résidus des temps de groupe	122
4.2 Tracés de rais - Déviations prédites par le modèle	125
4.3 Beamforming - Déviations observées	127
4.3.1 Méthode et différentes applications possibles	127
4.3.2 Application de la méthode du beamforming aux données de corré- lation	129
4.3.2.1 Correction de la courbure du front	130
4.3.2.2 Réponse du réseau	131
4.3.2.3 Calcul de l'erreur sur la mesure de la déviation	133
4.3.3 Résultats	133
4.4 Comparaisons entre déviations prédites et déviations observées	135
4.5 Vers une intégration des mesures de déviations dans l'inversion	137
4.6 Conclusion	138
Conclusions et perspectives	141
Bibliographie	145

Table des figures

1.1	Mouvement de particule des différents types d'ondes générées par une source ponctuelle.	25
1.2	Enregistrement du séisme de Tohoku-Oki (magnitude 9.1, 11 mars 2011) à une station sismologique française.	26
1.3	Enregistrement du séisme de Tohoku-Oki (magnitude 9.1, 11 mars 2011) à une station sismologique française et zoom sur une partie du bruit sismique ambiant	28
1.4	Spectre du bruit sismique ambiant	29
1.5	Localisation des sources générant le deuxième pic microsismique en hiver et en été, d'après Landès <i>et al.</i> (2010)	30
1.6	Les débuts de la corrélation du champ diffus. (a) Reconstruction du tenseur de Green par la corrélation de la coda sismique et comparaison au tenseur synthétique, d'après Campillo et Paul (2003). (b) Reconstruction de l'onde de Rayleigh entre différents couples de stations aux États-Unis par la corrélation de bruit sismique ambiant et courbes de dispersion correspondantes, d'après Shapiro et Campillo (2004).	32
1.7	Différentes études de tomographie en vitesse de groupe, d'après Shapiro <i>et al.</i> (2005), Yang <i>et al.</i> (2007), Liang et Langston (2008), Poli <i>et al.</i> (2013), Brenguier <i>et al.</i> (2007) et Mordret <i>et al.</i> (2013).	34
1.8	Profondeur de sensibilité des ondes de Rayleigh à différentes périodes en Californie, d'après Moschetti <i>et al.</i> (2007).	35
1.9	Inversion en modèle V_S . (a) Carte à 5 km de profondeur de la variation de vitesse d'onde S pour le Nord de la Finlande d'après Poli <i>et al.</i> (2013). (b) Profondeur du Moho pour la région des Alpes, d'après Stehly <i>et al.</i> (2009).	36
1.10	Émergence des ondes de volume dans la corrélation de bruit, d'après Poli <i>et al.</i> (2012b) et Boué <i>et al.</i> (2013).	38
1.11	Inter-corrélations filtrées entre 20 et 50s et stackées sur deux mois (février et mars 2001) en utilisant (a) la suppression de fenêtre d'une heure; (b) le 1-bit suivi de la normalisation spectrale.	41

TABLE DES FIGURES

2.1	En haut : Line-drawing du profil ECORS (ECORS Pyrenees team (1988). En bas : Migration en profondeur du profil par Choukroune et ECORS team (1989).	45
2.2	Carte de l'anomalie de Bouguer (source : International Gravimetric Bureau)	46
2.3	Tomographie en onde P à (a) 11 km, (b) 100-150 km, d'après Souriau et Granet (1995).	46
2.4	Catalogue SI-Hex de la sismicité de la France métropolitaine entre 1962 et 2009 d'après Cara <i>et al.</i> (2014).	49
2.5	Carte de la localisation des stations large bande du projet PYROPE . . .	50
2.6	(a) Carte des 158 stations large-bande utilisées dans cette étude. (b) Géo- logie simplifiée de la zone d'étude.	54
2.7	(a) Évolution du rapport signal sur bruit pour deux paires de stations en fonction du nombre de jours sommés pour deux types de traitement. (b) Résultat de l'inter corrélation (200 jours sommés) pour deux paires de stations	58
2.8	Distribution azimutale du rapport signal sur bruit pour le premier et le second pics microsismiques.	60
2.9	Cartes de vitesse de groupe à 5, 10, 20, 30, 40 et 50s.	63
2.10	Test de résolution de la tomographie en vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à 5 et 30s.	65
2.11	Comparaison des profils ECORS (Pyrénées Centrales et Ouest des Pyré- nées) avec les section en profondeur dans notre modèle 3-D V_S correspon- dantes.	70
2.12	Cartes de profondeurs des iso-vitesses 2.9 et 4 $km.s^{-1}$ associées respecti- vement au toit du socle et à la limite croûte/manteau.	72
2.13	Cartes des vitesses d'onde S à 3, 5, 10, 15, 25 et 35 km de profondeur . .	75
2.14	Profils de vitesse moyens pour le bassin Basque-Cantabrique, l'Est du Mas- sif Central et l'Ouest du Massif Central, et carte de la vitesse des ondes S à 50 km de profondeur	77
2.15	Courbes de dispersion des vitesses de groupe entre 3 paires de stations (chaîne des Pyrénées, Bassin Aquitain et Golfe de Gascogne)	79
2.16	L-curves à 5s de période	80
2.17	Cartes de densité de trajets, de longueur de résolution et de diagonal de la matrice de résolution à 5, 30 et 55s de période	81
2.18	Cartes de variation des vitesses de groupe à 15s avant et après interpolation	81
2.19	RMS entre les courbes de dispersion observées et les courbes de dispersion calculées après l'inversion linéarisée	82

2.20	Carte d'épaisseur sédimentaire compilée par Theunissen <i>et al.</i> (2013) . . .	83
2.21	Test de résolution de la tomographie en vitesse de groupe de l'onde de Love à 5 et 20s de période.	85
2.22	Cartes des variations de la vitesse de groupe de l'onde de Love à 5, 10, 15 et 20s de période.	87
2.23	Cartes des variations entre les vitesses de groupe observées et celles calculées dans le modèle V_S final pour l'onde de Rayleigh et l'onde de Love.	88
2.24	Carte de variation entre les vitesses de groupe observées et les vitesses de groupe du 1 ^{er} harmonique calculées dans le modèle V_S finale, à 5s de période.	89
3.1	Gammes de variation des paramètres de chaque couche utilisées pour la construction de la bibliothèque de modèles initiaux.	95
3.2	Variation du RMS entre une courbe de dispersion observée en un nœud de notre grille et les courbes de dispersion correspondantes aux modèles de la bibliothèque.	96
3.3	1000 meilleurs modèles sélectionnés pour un point de notre grille, modèle moyen 5-couches et modèle moyen 70-couches.	98
3.4	Moyenne à chaque profondeur de la variation des vitesses d'onde S entre les modèles obtenus avant et après l'inversion linéarisée. Moyenne à chaque période de la variation des vitesses de groupe entre les courbes de dispersion obtenues avant et après l'inversion linéarisée.	99
3.5	Comparaison de la profondeur des interfaces majeures (profondeur du socle à gauche et profondeur du Moho à droite) pour une inversion en utilisant des modèles à 70 couches et des modèles à 5 couches	100
3.6	Localisation des deux profils utilisés pour l'imagerie en fonction récepteur.	103
3.7	Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs le long des profils Est et Ouest	104
3.8	Détermination des forts gradients sur un profil de vitesse d'onde S à l'aide de la dérivée seconde.	105
3.9	Profil Est : Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs.	106
3.9	Profil Est, voir légende page précédente.	107
3.10	Profil Ouest : Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs.	109

TABLE DES FIGURES

3.11	Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs, zoom sur le bassin de l'Ebre.	112
3.12	Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs, zoom sur le bassin Aquitain.	114
3.13	Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs, zoom sur la zone axiale des Pyrénées.	116
3.14	Comparaison des profils $V_S(z)$ et de leurs forts gradients obtenus par la méthode de la corrélation de bruit et de la coupe-profondeur obtenue par la migration des fonctions récepteurs, zoom sur l'anomalie de Bouguer du Labourd-Mauléon.	118
4.1	Histogrammes des résidus sur les temps de groupe utilisés pour l'inversion en cartes de vitesses de groupe, à 5, 10, 15, 20, et 30s.	123
4.2	Pourcentage dans chaque nœud de trajets présentant de forts résidus en utilisant des rais droits à 5, 10, 15, 20 et 30s.	124
4.3	Exemple de mesure de déviation calculée par la méthode du tracé de rai, pour une période de 5s.	125
4.4	Cartes de variations des vitesses de phase, déviations prédites en fonction de la distance interstation et histogramme des déviations prédites pour 5, 10, 15, 20 et 30s.	126
4.5	Propagation d'un front d'onde de backazimut Θ dans le plan horizontal. D'après Rost et Thomas (2009).	128
4.6	Exemple de localisation d'une station source et d'un mini-réseau.	130
4.7	Différentes corrections appliquées au résultat du beamforming : beam sans correction, beam corrigé de la courbure du front, réponse du réseau, beam final corrigé de la courbure du front et déconvolué de la réponse du réseau.	131
4.8	Histogramme des différences de déviations observées par la méthode du beamforming avec ou sans prise en compte de la correction de la réponse du réseau.	132
4.9	Calcul de l'erreur sur la mesure de l'angle obtenue par la méthode du beamforming.	133
4.10	Déviations observées : histogrammes des déviations par rapport au grand cercle ; histogrammes des erreurs associées et déviations en fonction de la distance interstation.	135
4.11	Diagrammes de densité des déviations observées en fonction des déviations prédites à 10, 15 et 20s.	136

4.12 Nombre de trajets en fonction du résidus sur les temps de groupe, pour l'inversion utilisant des rais droits et pour l'inversion utilisant des rais courbes, à 10 et 15s de période. 137

TABLE DES FIGURES

Liste des tableaux

2.1	Nombre de trajets gardés après application des critères de sélection pour l'inversion finale des courbes de dispersion de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh	60
2.2	Paramètres utilisés pour la construction de la bibliothèque de modèles . .	67
2.3	Nombre de trajets gardés après application des critères de sélection pour l'inversion finale des courbes de dispersion de la vitesse de groupe de l'onde de Love	84

Introduction

À l'échelle d'une vie humaine, la planète Terre nous semble immuable et invariante. Les sommets neigeux et les vastes océans que nous connaissions enfant seront les mêmes à notre mort. Pourtant, à l'échelle des temps géologiques, notre planète est très dynamique. Le modèle de la tectonique des plaques, bien que partiellement remis en cause, nous montre qu'il existe sur notre globe des zones extrêmement actives, situées à la frontière des plaques tectoniques. Ces zones en convergence, en divergence ou en décrochement changent la surface de notre globe en créant des chaînes de montagnes, des océans, des rifts... À l'échelle de la lithosphère, la croûte terrestre enregistre les traces de ces changements. La tomographie géophysique vise alors à imager les structures de notre globe afin de retracer l'histoire géodynamique du milieu. Les zones en collision continent-continent qui donne lieu à des chaînes de montagnes sont certainement les zones dont l'histoire géodynamique est la plus complexe à retracer. En plus des traces de la collision, ces zones ont gardé l'empreinte de leur géodynamique passée. La tomographie géophysique complète les analyses géologiques et géochimiques, et ces domaines complémentaires mis ensemble permettent de raconter la formation des chaînes de montagnes.

À la manière de l'imagerie médicale, la sismologie nous permet d'apporter des contraintes sur les milieux que les ondes sismiques traversent. En effet, la vitesse de propagation des ondes à travers la Terre est sensible aux paramètres élastiques. Les paramètres élastiques dépendent des conditions physiques telles que la minéralogie ou la température du milieu traversé. La rencontre des ondes avec des hétérogénéités va alors modifier la vitesse de ces ondes.

La sismologie a permis de nombreuses avancées sur la connaissance de la structure interne de notre globe. Dans la première moitié du siècle dernier, la sismologie a permis l'observation du noyau externe liquide et des discontinuités majeures telles que le Moho. Des modèles de vitesses et de densité globaux ont ensuite vu le jour. Le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model, [Dziewonski et Anderson \(1981\)](#)) reste un des plus connus et utilisés à l'heure actuelle.

La tomographie sismique (au sens de l'imagerie des hétérogénéités latérales) à des échelles extrêmement variables (du mètre au globe dans sa totalité), a été la suite logique de ces modèles globaux moyens. Elle se base notamment sur l'utilisation de nombreux temps d'arrivée d'ondes sismiques entre différentes sources et un grand nombre de capteurs, et permet de reconstruire un modèle de vitesse qui explique au mieux ces temps d'arrivée. Les modèles de vitesses reconstruits sont un apport indispensable à la compréhension de la géodynamique de la zone étudiée. Ils contribuent également à l'amélioration de l'aléa sismique car ils permettent une meilleure localisation des séismes.

La tomographie sismique dite classique (par opposition à la tomographie par bruit ambiant) utilise des sources ponctuelles (le plus souvent des événements sismiques) afin d'imager le milieu. L'utilisation de ces sources présente un certain nombre d'inconvénients. La distribution spatiale hétérogène des séismes sur notre globe (principalement localisés le long des frontières de plaques) ainsi que la faible occurrence des séismes rendent difficile l'imagerie dans de nombreuses zones.

L'amélioration de la tomographie passe par l'intégration d'un nombre de données de plus en plus important. Le nombre croissant des données est possible grâce à la mise en place de réseaux de stations sismologiques de plus en plus denses (USArray par exemple) et à l'utilisation d'un nombre de plus en plus important de sources (utilisation du bruit ambiant). Une autre amélioration de la tomographie sismique passe par l'utilisation de modèles de propagation des ondes de plus en plus proches de la réalité physique. Ils prennent en compte par exemple les phénomènes d'atténuation, d'anisotropie ou encore de diffraction.

Durant la dernière décennie une nouvelle méthode d'imagerie sismologique a émergé. Elle est basée sur la corrélation du bruit ambiant ; son principal atout est que le bruit sismique est enregistré en permanence en tout point du globe. Additionnée au développement de réseaux de stations sismologiques denses, les méthodes d'imagerie basées sur l'analyse du bruit ont d'ores et déjà permis d'obtenir des modèles tomographiques dans des zones jusque là peu résolues.

L'objectif de cette thèse est de proposer le premier modèle 3-D haute résolution (40 *km* en horizontale et 1 *km* en vertical) en vitesse d'onde *S* dans le Sud-Ouest de la France et le Nord de l'Espagne par la méthode de la corrélation de bruit sismique ambiant. L'obtention de ce modèle est possible grâce à un réseau dense déployé dans cette zone. Ce réseau dense est le fruit d'une collaboration Franco-Espagnole. Il est en effet composé de 2 réseaux temporaires (PYROPE en France et IBERARRAY en

Espagne) et de stations des réseaux permanents français et catalan. Le premier chapitre présente quelques éléments de base en sismologie ainsi que la méthode de la corrélation de bruit. Cette méthode est appliquée dans le chapitre 2 à des données provenant du réseau dense de stations sismologiques large-bande déployé dans la zone afin de produire un modèle 3-D V_S de cette zone (Macquet *et al.* (2014), publié dans *Geophysical Journal International*. Un début d'étude des vitesses de groupe de l'onde de Love y est également proposé. Dans le chapitre 3 nous reviendrons sur la méthodologie d'inversion des courbes de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh en modèle de V_S que nous avons développée. Nous décrivons différents types de validation de cette inversion automatique et montrons qu'elle s'avère robuste malgré les fortes hétérogénéités latérales du milieu. Dans le but de contraindre l'inversion avec des modèles de propagation d'ondes de plus en plus élaborés, nous explorons dans le dernier chapitre l'influence des déviations des rais sur les modèles tomographiques et la manière de les prendre en compte dans les méthodes d'inversion.

Chapitre 1

Introduction à la corrélation de bruit ambiant

Sommaire

1.1 Sismologie - Généralités	24
1.1.1 Composition d'un signal sismique	24
1.1.2 La fonction de Green	30
1.2 La corrélation de bruit	31
1.2.1 Les débuts de l'utilisation de la corrélation de bruit	31
1.2.2 Application à la sismologie	31
1.2.3 Traitements des corrélations	39
1.3 Conclusion	41

Ce chapitre a pour but d'introduire la méthode de la corrélation de bruit sismique ambiant utilisée durant cette thèse. Nous reviendrons tout d'abord sur la décomposition d'un signal sismique (ondes balistiques et bruit ambiant) et sur la fonction de Green. Pour plus de précisions, se référer aux ouvrages de références ([Stein et Wysession \(2003\)](#), [Shearer \(2009\)](#) par exemple). La deuxième section reviendra sur l'historique de la corrélation de bruit ainsi que sur les différentes applications possibles de cette méthode.

1.1 Sismologie - Généralités

1.1.1 Composition d'un signal sismique

La sismologie est l'étude de la propagation des ondes à l'intérieur de la Terre. Nous reviendrons dans cette partie sur les différents types d'ondes qui composent un signal sismique, ainsi que sur le bruit sismique ambiant.

1.1.1.1 Les ondes balistiques

Dans le cas d'un solide infini, l'excitation du milieu par une source ponctuelle peut générer deux types d'onde dites de volume, les ondes P et les ondes S (Figure 1.1).

- Les ondes P pour *primaire* ou *pressure*. Elles se propagent plus vite que les ondes S et ce sont donc les premières ondes que nous enregistrons sur un sismogramme. Ce sont des ondes de compression et leur mouvement de particule est colinéaire à la direction de propagation de l'onde (Figure 1.1).
- Les ondes S pour *secondaire* ou *shear*. Leur vitesse de propagation est plus faible que celle des ondes P . En effet, le rapport de la vitesse de l'onde P sur l'onde S est typiquement de $\sqrt{3}$. Ce sont des ondes de cisaillement et le mouvement de particule est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde (Figure 1.1). Ces ondes de cisaillement ne se propagent pas dans les fluides.

Les différentes interfaces au sein de notre globe (Moho, noyau...) vont permettre de réfléchir ou de réfracter ces ondes et ainsi de générer de nombreuses autres arrivées.

Dans la pratique, le milieu n'est pas infini. Les interactions des ondes de volume avec la surface libre génèrent alors des ondes de surface. Il en existe deux types, les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.

- Les ondes de Rayleigh résultent de l'interférence des ondes P et S_V (projection du déplacement créé par l'onde S sur le plan vertical et parallèle à la direction de propagation de l'onde) avec la surface libre. Leur mouvement particulaire est complexe. Il est elliptique rétrograde en surface, et devient elliptique prograde à partir d'une certaine profondeur. Les ondes de Rayleigh s'enregistrent sur les 3 composantes d'un sismogramme.

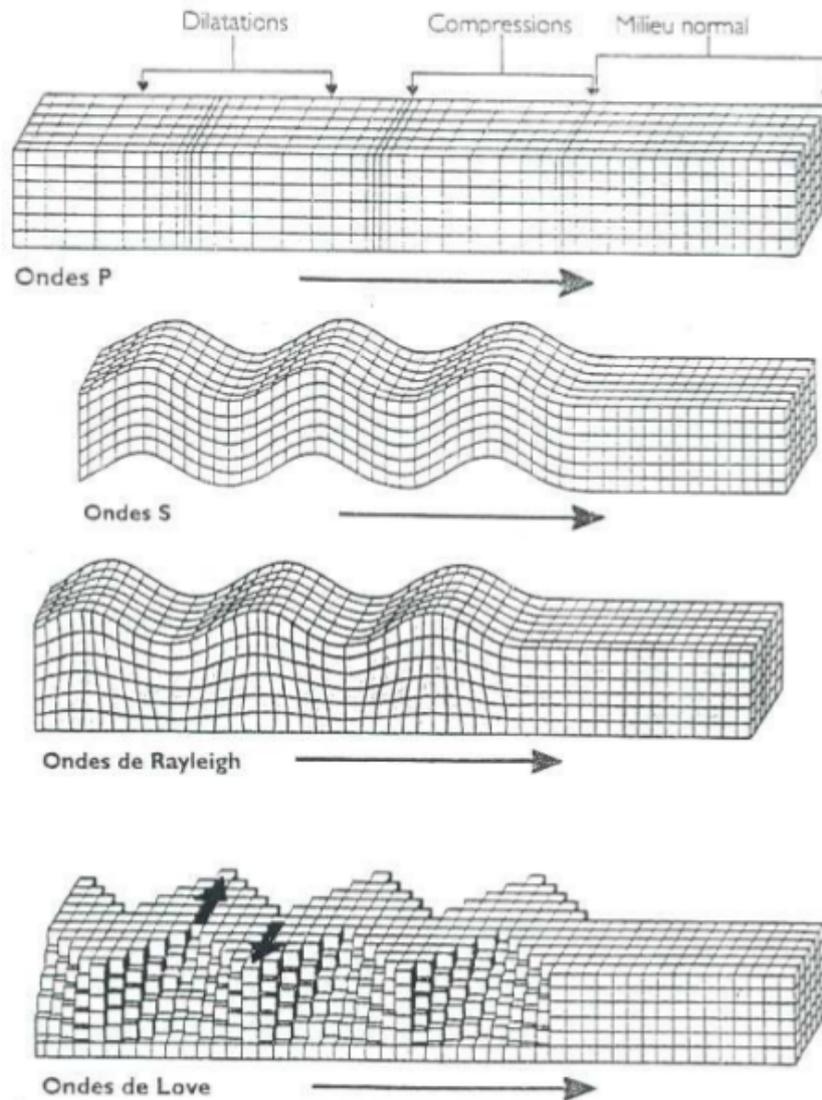


FIGURE 1.1 – Mouvement de particule des différents types d'ondes générées par une source ponctuelle. Les flèches horizontales représentent la direction de propagation de l'onde

- Les ondes de Love résultent de l'interférence des ondes S_H (projection du déplacement créé par l'onde S sur le plan vertical et perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde) entre elles lorsque celles-ci sont guidées dans un milieu tabulaire dont la vitesses augmente avec la profondeur. Ce type d'onde n'existe donc pas dans un milieu homogène. Leur mouvement particulaire est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. Les ondes de Love s'enregistrent uniquement sur les composantes horizontales.

Ces ondes sont dispersives, c'est à dire que leur vitesse change avec la fréquence considérée. On distingue deux vitesses caractéristiques des ondes de surface : la vitesse de groupe, qui correspond à la vitesse de l'énergie de l'onde ; et la vitesse de phase qui correspond à la vitesse à laquelle la phase de l'onde se propage.

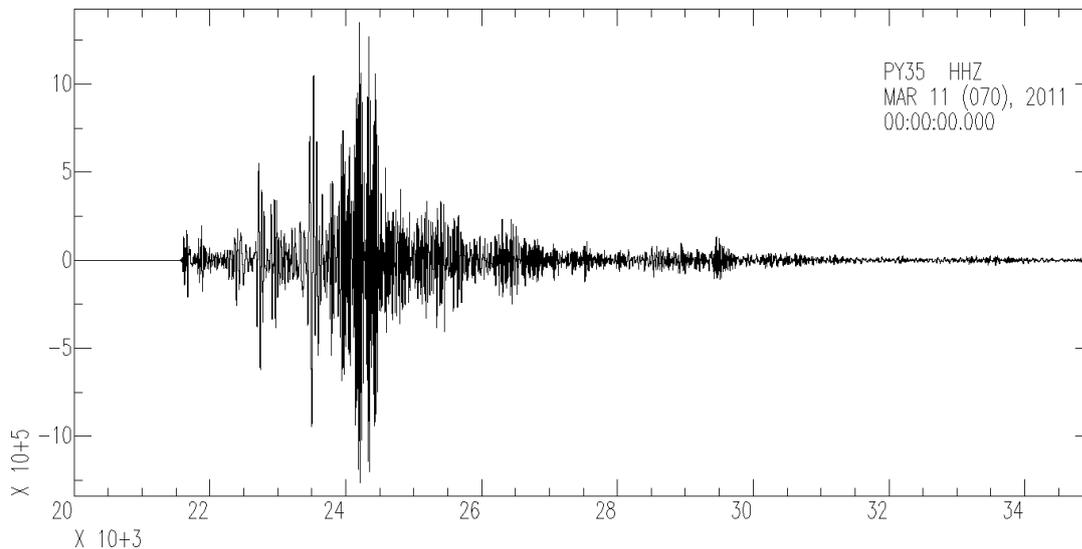


FIGURE 1.2 – Enregistrement du séisme de Tohoku-Oki (magnitude 9.1, 11 mars 2011) sur la composante Z d'une station sismologique large-bande de l'expérience PYROPE, filtrage 20-100s.

La Figure 1.2 montre l'enregistrement du séisme de Tohoku-Oki (11 mars 2011, magnitude 9.1) par une station large-bande située en France. Sur cet enregistrement, nous pouvons distinguer les différentes arrivées des ondes de volume (directes, réfléchies ou réfractées) et des ondes de surface.

Dans les tomographies dites classiques, c'est l'étude de la vitesse de propagation de ces ondes émises par une source connue (explosif, camion vibrant...) ou non (tremblements de terre par exemple) qui permet d'imager notre milieu. Les hétérogénéités (par exemple de température ou de densité) rencontrées par les ondes vont influencer leur vitesse.

Le problème de l'utilisation des sources dites contrôlées (camion vibrant ou explosifs par exemple pour la sismique) est leur coût élevé de mise en place et la faible propagation des ondes émises dans la lithosphère. L'utilisation d'événements sismiques présente également des inconvénients :

- La répartition spatiale des séismes est inégale sur l'ensemble du globe. En effet, les zones actives sismiquement se concentrent principalement à la frontière des

plaques, que ce soient des frontières en divergence (dorsales océaniques), en convergence (zone de subduction ou collision) ou des frontières transformantes (grandes failles). L'illumination des milieux peut donc être hétérogène. Cette répartition rend difficile l'obtention de tomographie crustale fine en dehors de ces zones actives (la tomographie crustale nécessite en effet l'étude de séismes locaux). De plus, travailler à des distances télésismiques implique que les ondes ont voyagé sur de grandes distances, et des hétérogénéités loin de la zone d'étude complexifie le trajet de l'onde.

- La complexité de la source complexifie la fonction de Green du milieu. L'étude de la fonction de Green contient en effet la signature de la source, qui est difficile à connaître.
- L'atténuation des hautes fréquences dans le milieu fait que nous perdons généralement l'information à des périodes inférieures à 20 s dans le cas de l'utilisation de téléséismes. Les couches les plus superficielles ne seront donc pas résolues, ce qui est problématique pour faire de l'imagerie crustale dans des zones de sismicité faible.
- Certaines applications nécessitent de suivre l'évolution temporelle du milieu (monitoring d'édifices volcaniques par exemple). Ces applications nécessitent la répétabilité d'une source de même signature à des pas de temps relativement courts. Ceci n'est pas possible avec les séismes.

1.1.1.2 Le bruit sismique ambiant

En dehors des ondes balistiques et de la coda dues aux séismes, les stations sismologiques enregistrent en permanence ce que nous appelons le bruit ambiant (Figure 1.3). Ce bruit ambiant est généré par un certain nombre de phénomènes selon la gamme de fréquence considérée :

- À hautes fréquences ($>1 Hz$), ce bruit est dominé par les activités anthropiques (routes, usines...).
- Dans la gamme de fréquences de l'ordre du Hz , ce bruit est dominé par les phénomènes météorologiques locaux (vent, pluie...).
- À basses fréquences ($<1 Hz$), ce bruit est généré par les océans (interaction des vagues sur la côte par exemple) ou à des phénomènes météorologiques de grande ampleur (cyclones...). À très basses fréquences, le bruit ambiant est appelé *hum*. Ce

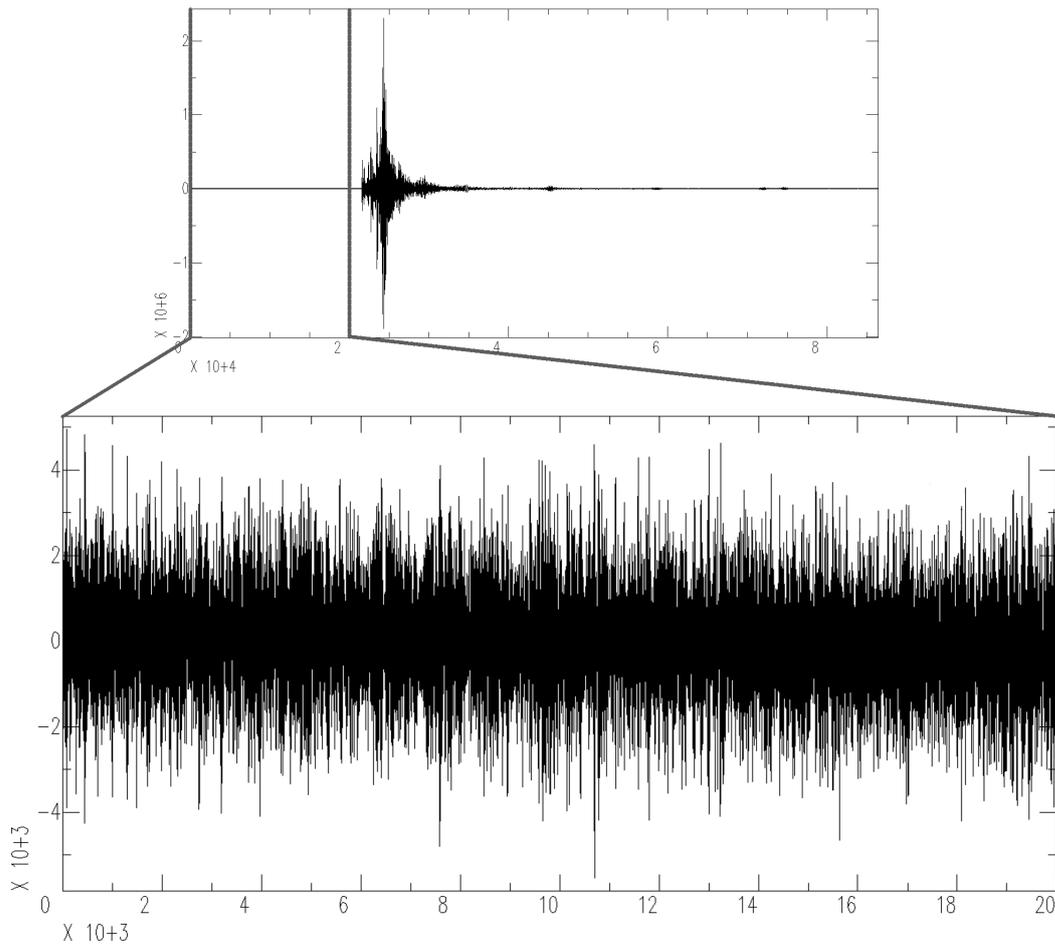


FIGURE 1.3 – (a) Séisme de Tohoku-Oki (magnitude 9.1, 11 mars 2011) enregistré une station sismologique du projet PYROPE. (b) Zoom sur une partie du bruit sismique ambiant.

bruit est généré par des fluctuations atmosphériques et/ou atmosphériques (Nishida *et al.* (2009)).

La gamme de période utilisée pour l'imagerie crustale est typiquement de 1 à 50 *s*. Le spectre dans cette gamme de période est dominé par deux pics (Figure 1.4) : le premier pic microsismique, entre 10 et 20 *s*, est le plus faible en amplitude ; et le second pic microsismique, entre 5 et 10 *s*.

La localisation des sources et les mécanismes qui les génèrent sont différents pour ces deux pics.

Le premier pic, le plus faible en amplitude, a la même fréquence que la houle océanique. Il trouve son origine dans l'interaction entre les vagues et le fond océanique peu profond ou la ligne de côte (Haubrich *et al.* (1963)). Des études plus récentes (Stehly

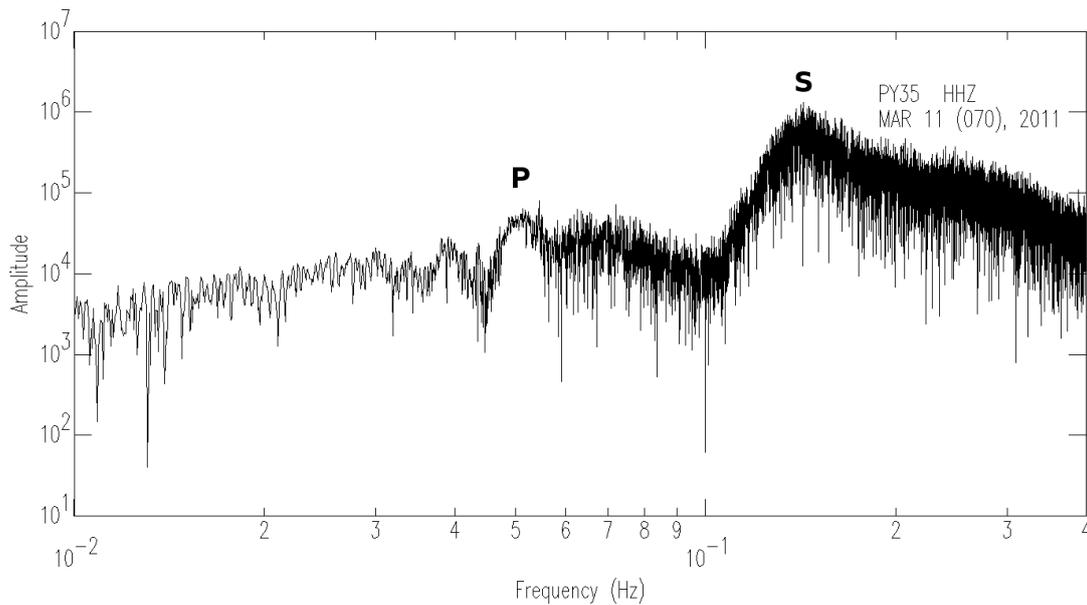


FIGURE 1.4 – Spectre du bruit sismique ambiant (5h30 d’enregistrement, Figure 1.3.b). P : Premier pic microsismique. S : Second pic microsismique.

et al. (2006) par exemple) montrent que la localisation des sources qui génèrent le premier pic microsismique peut également se trouver dans les océans plus profonds.

Le mécanisme invoqué pour expliquer le second pic microsismique est l’interaction de deux trains de houle se propageant dans des sens opposés (Longuet-Higgins (1950)). Cette interaction provoque des variations de pression le long d’une colonne d’eau qui dans certaines conditions vont interagir avec le fond marin. Deux conditions sont donc nécessaires pour générer ces sources :

- deux houles qui se propagent en direction opposée. Elles peuvent être générées près des côtes par la réverbération de la houle sur celles-ci, soit en océan profond où des phénomènes météorologiques tels que les tempêtes peuvent générer des houles de direction de propagation opposées.
- une bathymétrie latérale adéquate qui va permettre d’exciter le fond marin. Cette condition peut-être validée soit en eau peu profonde, soit en océan profond ; la profondeur d’eau ne jouant pas de rôle puisque l’onde générée par l’interférence de deux houles est stationnaire.

Plusieurs études se sont penchées sur la localisation des sources du second pic microsismique. Elles s’accordent sur le fait que leurs localisations sont soit près de la côte, soit en eau profonde (Chevrot *et al.* (2007), Kedar *et al.* (2008), Zhang *et al.* (2010),

[Ardhuin et al. \(2011\)](#), [Hillers et al. \(2012\)](#)). Les sources en eau profonde sont cohérentes avec les observations océaniques et météorologiques. Si certaines études analysent les phénomènes "locaux" ([Chevrot et al. \(2007\)](#), avec des tempêtes en Méditerranée par exemple), les modèles globaux s'accordent sur un point : la localisation des principales sources est cyclique dans le temps (Figure 1.5 par exemple). En été (dans l'hémisphère Nord), les sources se situent dans le Pacifique Sud et l'océan Indien. En hiver (dans l'hémisphère Nord), les sources sont situées dans l'océan Atlantique Nord (proche du Groenland) et dans l'océan Pacifique Nord.

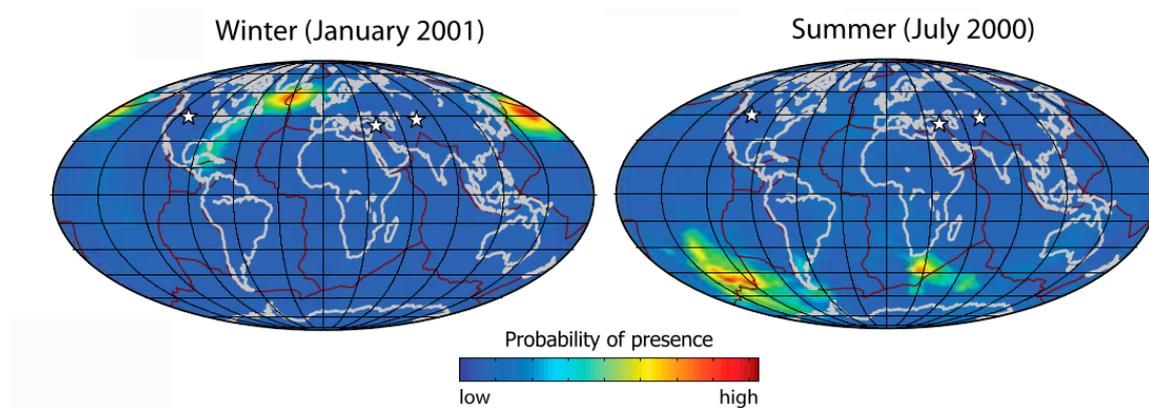


FIGURE 1.5 – Localisation des sources générant le deuxième pic microsismique pour l'hiver dans l'hémisphère Nord (à gauche) et pour l'été dans l'hémisphère Nord (à droite). Les étoiles blanches correspondent aux réseaux utilisés pour l'analyse. D'après [Landès et al. \(2010\)](#).

1.1.2 La fonction de Green

On appelle fonction de Green de l'équation d'onde la réponse impulsionnelle d'un milieu à un Dirac. Cette fonction correspond donc à la réponse d'un capteur, enregistrant une impulsion $\delta(x)\delta(t)$ traversant un milieu. Par définition, cette fonction comprend toutes les fréquences et connaître cette fonction permet donc de connaître le milieu. Si en théorie, il est possible de connaître la fonction de transfert G , en pratique, il n'est possible que de l'approximer. Dans le cas d'utilisation de sources ponctuelles, la fonction de Green dépend également de la signature de la source. Si cette signature n'est pas connue, il est difficile de déterminer la part de la fonction de Green qui n'est associée qu'au milieu traversé.

1.2 La corrélation de bruit

Le but de la corrélation de bruit sismique ambiant est de s'affranchir des inconvénients associés à la distribution hétérogène des séismes et de la complexité de leurs sources. Le principe est basé sur la reconstruction de la fonction de Green en corrélant des enregistrements de bruit continu enregistrés à deux stations. Puisque le bruit sismique n'est pas parfaitement diffus, ni émis par des sources réparties de manière homogène autour des stations, nous obtenons une approximation de la fonction de Green, qui reste toutefois bonne dans la plupart des cas. L'impact de la directivité des sources sur la reconstruction de la fonction de Green fait l'étude de nombreux articles ([Froment *et al.* \(2011\)](#), [Basini *et al.* \(2013\)](#)) par exemple. Des méthodes sont proposées pour palier à ce problème de directivité ([Roux \(2009\)](#)).

La théorie de cette méthode fait l'objet d'un grand nombre de publications ([Derode *et al.* \(2003\)](#), [Roux *et al.* \(2005\)](#), [Larose *et al.* \(2006\)](#), [Gouédard *et al.* \(2008\)](#) par exemple). Pour une revue récente sur l'utilisation du bruit ambiant, se référer à [Campillo *et al.* \(2011\)](#).

1.2.1 Les débuts de l'utilisation de la corrélation de bruit

L'idée d'utiliser la corrélation d'un champ diffus n'est pas nouvelle. [Duvall *et al.* \(1993\)](#) appliquent la corrélation de champ diffus en héliosismologie. En corrélant les enregistrements d'intensité lumineuse, les auteurs ont pu mesurer le temps de propagation de l'onde P à la surface du soleil. À partir du début des années 2000, c'est en acoustique que cette méthode fait ses preuves ([Lobkis et Weaver \(2001\)](#), [Weaver et Lobkis \(2001\)](#)). [Weaver et Lobkis \(2001\)](#) montrent que l'inter-corrélation du champ diffus thermique entre deux capteurs tend vers la fonction de Green entre ces deux capteurs.

1.2.2 Application à la sismologie

L'idée est donc de corrélérer un champ aléatoire entre deux capteurs pour retrouver la fonction de Green entre ces deux capteurs. La première étude se tourne alors vers la coda des séismes. L'équipartition de la coda sismique ([Hennino *et al.* \(2001\)](#), [Margerin *et al.* \(2009\)](#)) permet de l'assimiler à un champ diffus. On sait également que l'étude de cette coda permet de retrouver des informations sur le milieu traversé ([Aki et Chouet \(1975\)](#)).

En 2003, [Campillo et Paul](#) utilisent l'inter-corrélation de la coda d'une centaine de séismes sur des stations au Mexique. En les sommant, ils calculent le tenseur de corrélation et retrouvent l'onde de Rayleigh (sur les composantes ZZ, ZR, RZ et RR) et l'onde de Love (TT) (Figure 1.6.a). Une comparaison avec des données synthétiques montre que c'est bien le tenseur de la fonction de Green des ondes de surface qui est reconstruit. Ces sont les ondes de surface qui dominant largement cette fonction de Green puisque les récepteurs, qui jouent le rôle de sources, sont situés à la surface de notre globe. Nous verrons par la suite qu'il est possible depuis peu d'accéder également aux ondes de volume.

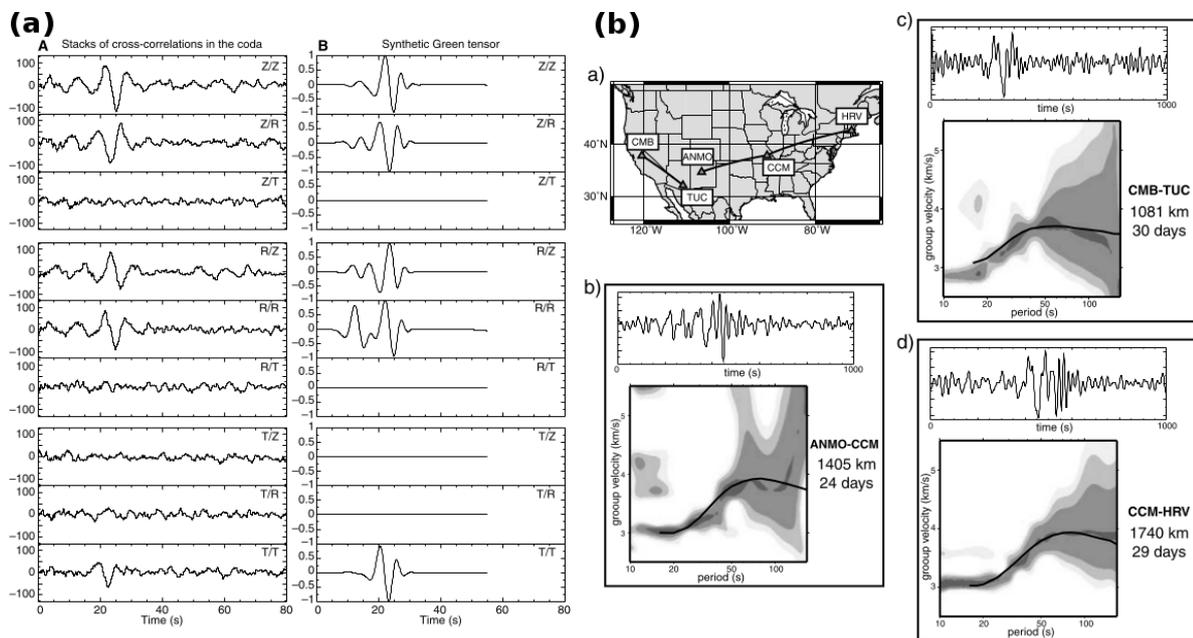


FIGURE 1.6 – Les débuts de la corrélation du champ diffus. (a) Reconstruction du tenseur de Green par la corrélation de la coda sismique et comparaison au tenseur synthétique, d'après [Campillo et Paul \(2003\)](#). (b) Reconstruction de l'onde de Rayleigh entre différents couples de stations aux États-Unis par la corrélation de bruit sismique ambiant et courbes de dispersion correspondantes, d'après [Shapiro et Campillo \(2004\)](#).

Reconstruire le tenseur de Green n'est pas une fin en soi mais constitue une étape indispensable pour les études tomographiques. Les ondes de surface sont dispersives, il est donc possible de mesurer des courbes de dispersion pour ces fonctions de Green. Les courbes de dispersion peuvent être soit la vitesse de phase ou la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh (corrélation des composantes ZZ, ZR, RZ ou RR) ou de l'onde de Love (corrélation des composantes TT) en fonction de la période.

En 2004, [Shapiro et Campillo](#) s'intéressent à l'utilisation du bruit sismique ambiant pour reconstruire la fonction de Green entre deux capteurs sismologiques. En effet, l'utilisation de la coda sismique est toujours contrainte par l'occurrence des séismes et le bruit ambiant présente l'avantage d'être présent tout le temps. Ils corrèlent donc un mois des données journalières et calculent les courbes de dispersion des signaux dispersifs obtenus. La comparaison avec des courbes de dispersion de l'onde de Rayleigh prédites pour un séisme leur permet de conclure que la corrélation de bruit permet de reconstruire la fonction de Green de l'onde de Rayleigh. La Figure 1.6.b. montre 3 exemples de corrélation et les courbes de dispersion associées.

1.2.2.1 Tomographie vitesses de groupe

L'étude pionnière de [Shapiro et Campillo \(2004\)](#) confirme que la corrélation de bruit permet de calculer des courbes de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh entre deux récepteurs, et ainsi d'améliorer la résolution des tomographies. Pourtant, calculer des courbes de dispersion n'est que la première étape d'une tomographie. De la même manière qu'avec l'utilisation de séismes, l'inversion de ces courbes de dispersion entre les paires de récepteurs est nécessaire pour obtenir des images en vitesses de groupe de notre milieu.

Le premier exemple de tomographie en vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh obtenue par corrélation de bruit est proposé par [Shapiro *et al.* \(2005\)](#) en Californie. Les auteurs utilisent 1 mois de données continues enregistrées à 62 capteurs pour calculer les corrélations entre capteurs et les courbes de dispersion associées. L'inversion des courbes de dispersion entre les couples de stations leur permet d'obtenir des cartes de vitesse de groupe entre 7 et 20 s (Figure 1.7.a). Les cartes de vitesse de groupe sont alors corrélées avec la géométrie des principales unités géologiques. À 7.5 s (période sensibles à la croûte superficielle, jusqu'à environ 10 km de profondeur), les vitesses de groupes lentes correspondent aux bassins sédimentaires tandis que les vitesses de groupe élevées correspondent aux roches plutoniques. À 15 s (période sensibles à la croûte moyenne, jusqu'à des profondeurs d'environ 20 km), les contrastes de vitesses de groupe correspondent aux roches sédimentaires pour les vitesses faibles, et aux roches plutoniques pour les vitesses élevées.

Suite à cette étude et au déploiement de réseaux de stations sismologiques denses de nombreuses tomographies à différentes échelles, ont suivi. À l'échelle continentale, [Yang *et al.* \(2007\)](#) (Figure 1.7.b) proposent une tomographie de l'onde de Rayleigh du continent

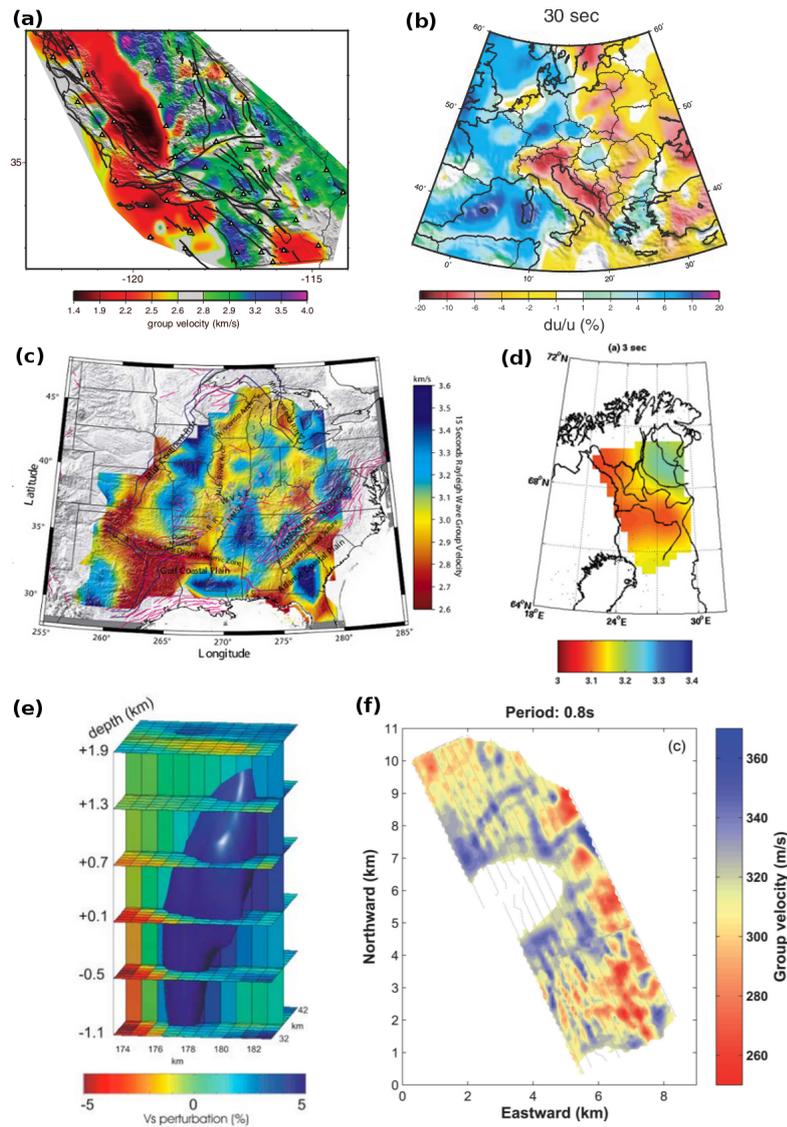


FIGURE 1.7 – Différentes échelles d'études de la tomographie en vitesse de groupe à partir de la corrélation de bruit. (a) Carte de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à 7.5 s de période de la première étude réalisée par Shapiro *et al.* (2005) en Californie. (b) Carte de la vitesse de groupe du continent Européen à 30 s de période, d'après Yang *et al.* (2007). (c) Carte de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à 15 s de période de l'Est de États-Unis, d'après Liang et Langston (2008). (d) Tomographie régionale du Nord de la Finlande, d'après Poli *et al.* (2013), carte de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à 3 s. (e) Tomographie 3-D en vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh du Piton de la Fournaise, Île de la Réunion, d'après Brenguier *et al.* (2007). (f) Carte de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à 0.8 s de période de la réserve de pétrole du Valhall, d'après Mordret *et al.* (2013).

Européen. L'application de ces tomographies est possible dans des zones présentant de fortes variations latérales de vitesses (Liang et Langston (2008) (Figure 1.7.c) pour l'Est des États-Unis) ou de très faibles variations latérales de vitesses (Poli *et al.* (2013) (Figure 1.7.d) dans le Nord de la Finlande). À des échelles plus locales, Brenguier *et al.* (2007) par exemple proposent une tomographie en vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh d'un édifice volcanique (le Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion, Figure 1.7.e) qui leur permet d'imager le corps magmatique de ce volcan. Les études pétrolières déploient des réseaux extrêmement denses. En utilisant un des ces réseaux (réservoir de pétrole du Valhall), Mordret *et al.* (2013) parviennent à obtenir une tomographie de la sub-surface (Figure 1.7.f). Ces quelques exemples ne sont qu'une liste non-exhaustive des nombreuses tomographies par corrélation de bruit obtenues ces dernières années.

1.2.2.2 Tomographie en vitesses d'onde S

La compilation des cartes de vitesse de groupe permet d'avoir une courbe de dispersion en chaque coordonnée de la zone d'étude (à la résolution latérale près). La vitesse de groupe à chaque période est sensible à un certain nombre de paramètres sur une certaine gamme de profondeur (Figure 1.8). Le premier de ces paramètres, celui qui influe le plus sur la vitesse de groupe, est la vitesse des ondes S . Viennent ensuite la densité, puis la vitesse de ondes P .

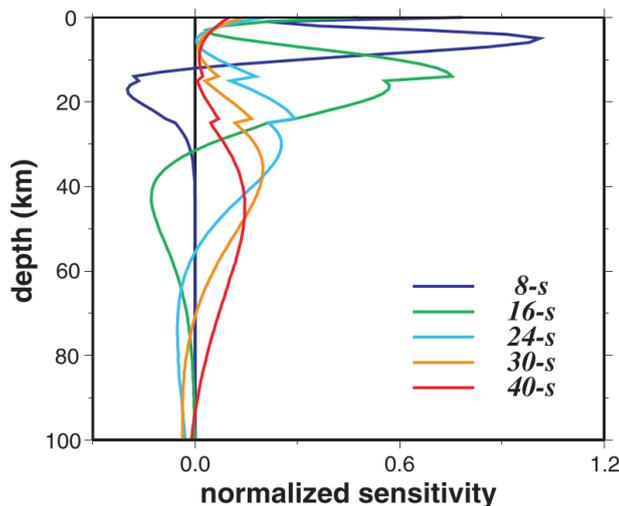


FIGURE 1.8 — Profondeur de sensibilité des ondes de Rayleigh à différentes périodes en Californie, d'après Moschetti *et al.* (2007).

Cependant, parler en gamme de profondeur et en vitesse de groupe ne permet pas d'interprétation géologique ou géodynamique de la zone d'étude. Pour cela, l'inversion des courbes de dispersion en modèles V_S en fonction de la profondeur est nécessaire.

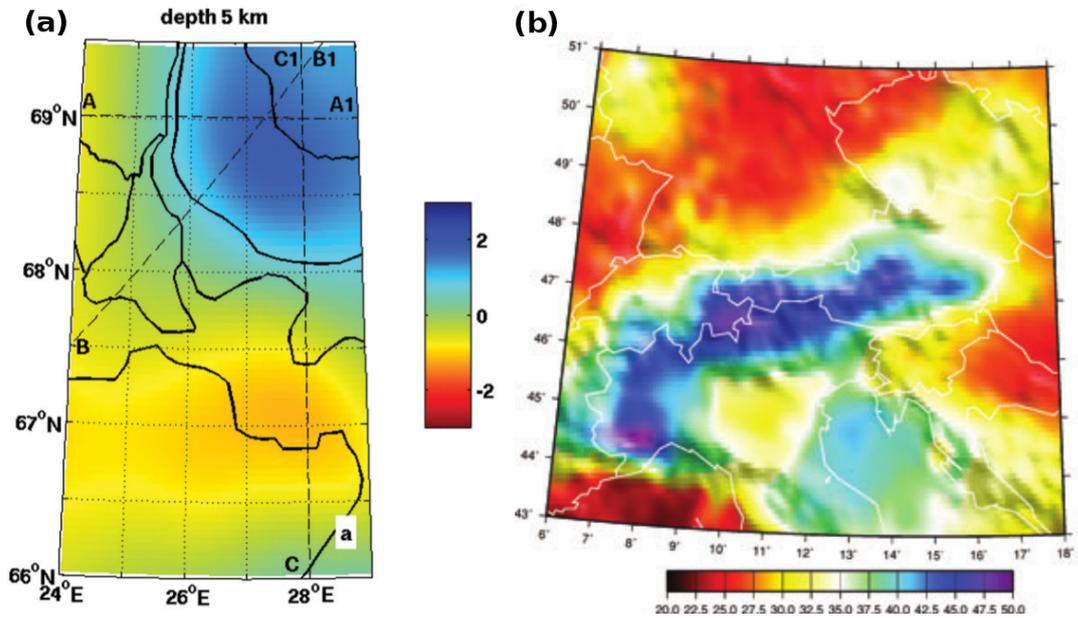


FIGURE 1.9 – Inversion en modèle V_S . (a) Carte à 5 km de profondeur de la variation de vitesse d'onde S pour le Nord de la Finlande d'après Poli *et al.* (2013). (b) Profondeur du Moho pour la région des Alpes, d'après Stehly *et al.* (2009).

Peu d'auteurs vont jusqu'à cette étape et se limitent à présenter des cartes de vitesse de groupe (ou de phase). Nous reviendrons plus en détail sur cette étape puisque nous avons développé au cours de cette thèse une nouvelle méthodologie d'inversion de courbe de dispersion en modèle V_S . Ces cartes vont pouvoir, entre autres choses, permettre de produire des cartes de vitesses d'onde S à différentes profondeurs (Figure 1.9.a) ou déterminer des profondeurs de Moho (Figure 1.9.b).

1.2.2.3 Autres applications

Monitoring L'idée du monitoring est de suivre l'évolution temporelle des changements élastiques des structures. S'il est impossible de le faire avec l'étude des ondes produites par les séismes du fait de leur faible occurrence, il est possible de faire du monitoring en utilisant des sources sismiques contrôlées telles que des explosifs. Cependant, le coût élevé de ces méthodes est un frein à la généralisation de cette technique. La corrélation de bruit ambiant peut se faire en tout temps et en tout point de notre globe. En utilisant cette méthode, nous pouvons donc connaître la fonction de Green de notre milieu sur des intervalles de temps réduits. Les changements de propriétés du milieu induisent entre autres des changements de vitesse qu'il est possible de mesurer par la corrélation de bruit.

L'application du monitoring sur les édifices volcaniques montre par exemple une diminution de la vitesse sur une période de plusieurs semaines avant une éruption volcanique (Brenguier *et al.* (2008b), Duputel *et al.* (2009), Brenguier *et al.* (2011)). Plus récemment, Brenguier *et al.* (2014) cartographient les régions pressurisées par les fluides volcaniques en étudiant les changements de vitesse induits par le séisme de Tohoku-Oki.

Certaines études (Brenguier *et al.* (2008a), Wegler *et al.* (2009), Chen *et al.* (2010), Minato *et al.* (2010), Froment *et al.* (2013), Obermann *et al.* (2013)) se servent également du monitoring afin d'étudier les changements de propriétés du milieu lorsqu'il est soumis à un séisme.

Émergence des ondes de volume Nous avons évoqué le fait que la fonction de Green reconstruite par corrélation de bruit contenait principalement de l'information sur les ondes de surface du fait de la localisation des stations sur la surface du globe. Si durant les premières années, la corrélation de bruit a seulement fait émerger les ondes de surface, depuis quelques années, elle a permis l'observation d'ondes de volumes (Zhan *et al.* (2010), Poli *et al.* (2012a), Poli *et al.* (2012b), Boué *et al.* (2013), Nishida (2013), Boué *et al.* (2014a)). Poli *et al.* (2012b), en utilisant une chaîne de traitements fins ont pu observer les ondes P et S réfléchies sur la discontinuité croûte/manteau sous le Nord de la Finlande (Figure 1.10.a). En utilisant le même traitement, Poli *et al.* (2012a) retrouvent quant à eux les ondes P réfléchies aux interfaces 410 *km* et 660 *km* à partir de la corrélation de bruit ambiant.

À plus grande échelle, Boué *et al.* (2013) (Figure 1.10.b) arrivent à retrouver différentes phases d'ondes de volumes réfléchies et traversant le manteau et le noyau en utilisant les corrélations des composantes verticales de différents réseaux mondiaux. Il leur est possible d'imager les hétérogénéités lithosphériques sous une partie des États-Unis en utilisant les délais calculés à partir des corrélations obtenues entre les réseaux USArray et LAPNET (Nord Finlande). À des profondeurs plus importantes, l'émergence de l'onde PcP (onde P réfléchi à l'interface manteau/noyau) calculée entre différents réseaux sur la surface du globe leur permet de retrouver les grandes hétérogénéités mantelliques.

Ces récentes études nous ouvrent la voie vers de nouvelles possibilités d'utilisation de la corrélation de bruit ambiant.

Sur les autres planètes... Pour quitter le temps d'un paragraphe notre Terre, notons que Larose *et al.* (2005) ont pu reconstruire des modèles de vitesse de la sub-surface de

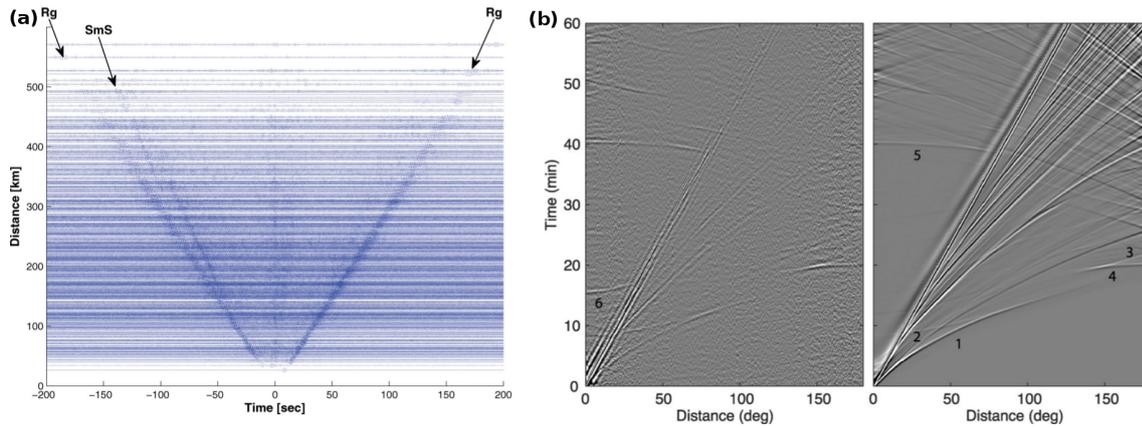


FIGURE 1.10 – Émergence des ondes de volume dans la corrélation de bruit. (a) Corrélations des composantes verticales filtrées entre 0.5 et 1 H_z . Rg : Onde de Rayleigh. SmS : Ondes S réfléchies sur le Moho. D’après Poli *et al.* (2012b). (b) À gauche : Inter-corrélations entre 339 stations réparties sur la totalité du globe (57 000 paires de stations) en fonction de la distance épacentrale filtrées entre 25 et 100 s . L’onde S réfléchi sur le noyau (ScS) est noté 6. À droite : Sismogrammes synthétiques générés dans le modèle PREM. 1 : P directe ; 2 : PcP ; 3 : PKP ; 4 : $PKIKP$; 5 : $PKIKP$ plus $PKIKP$ soit $P'P'$ l’onde P réfléchi à la surface. D’après Boué *et al.* (2013).

la Lune (jusqu’à 10 m de profondeur) en inversant les courbes de dispersion obtenues à partir des corrélations de bruit entre des géophones lunaires. Dans ce cas, le bruit ne provient évidemment pas de l’océan mais est supposé généré par des fluctuations de la chaleur solaire. Il est alors tout à fait envisageable d’imaginer imager l’intérieur des planètes grâce à la sismologie, et ce sans événement sismique (principalement dus aux phénomènes tectoniques, absents sur les autres planètes).

Vitesses de phase La majorité des études des corrélations de bruit porte sur les vitesses de groupe des ondes de surface. En effet, les vitesses de phase sont plus difficiles à mesurer. La précision requise pour la mesurer est bien plus importante car elle nécessite de dérouler la phase du signal, ce qui peut induire des erreurs de 2π sur les mesures. Pourtant, elles peuvent apporter des informations complémentaires aux vitesses de groupe. Leur sensibilité à la profondeur est différente (Ritzwoller *et al.* (2001), Verbeke *et al.* (2012)), une inversion jointe de la vitesse de groupe et de la vitesse de phase permet d’apporter des contraintes différentes sur l’inversion en modèles de vitesse d’onde S .

Contraintes sur la propagation des ondes L'application de la méthode de la corrélation de bruit sur des réseaux denses de stations sismologiques permet d'apporter des informations sur les modèles de propagation des ondes. Les déviations de raies par rapport au grand cercle peuvent être mesurées par la méthode du beamforming (Boué *et al.* (2014b)) ou grâce à la tomographie par la méthode de l'Eikonal (Lin *et al.* (2009)).

L'étude de l'amplitude des corrélations permet également des analyses d'atténuation du milieu (Prieto *et al.* (2009), Cupillard et Capdeville (2010), Prieto *et al.* (2011) par exemple). L'atténuation est sensible, par exemple, à la présence de fluides et aux variations de température du milieu.

1.2.3 Traitements des corrélations

Nous avons vu que l'utilisation d'un traitement des traces spécifique pour le calcul des corrélations avait permis à Poli *et al.* (2012b) de faire émerger les ondes de volume dans la fonction de Green obtenue par corrélation de bruit. La question du traitement est prédominante dans les études de corrélations. L'idée principale est de minimiser l'influence des sources ponctuelles (telles que les événements sismiques) sur le résultat de la corrélation. En effet, la cohérence entre deux stations d'un séisme par exemple, peut entraîner des biais systématiques dans la reconstruction de la corrélation de bruit et fausser les mesures de vitesses. Il existe deux manières principales pour supprimer l'influence négative de ces événements ponctuels :

- la normalisation temporelle du signal. Cette méthode va supprimer les grandes amplitudes des séismes, mais elle va néanmoins garder la phase du signal. Plusieurs techniques peuvent être appliquées ; la plus répandue est le 1-bit, qui consiste à mettre toutes les valeurs positives du signal à 1 et toutes les valeurs négatives à -1. Il existe de nombreuses autres normalisations temporelles, notamment la "water level normalization" ou la "running absolute mean normalization". Dans la première, les amplitudes au-dessus d'un certain seuil sont amenues itérativement tandis que dans la deuxième, les amplitudes sont normalisées par une moyenne glissante le long du signal (voir par exemple Bensen *et al.* (2007)).
- la suppression des fenêtres de temps contenant un signal parasite (séismes ou glitch à la station par exemple). Cette méthode va complètement supprimer l'influence de ces événements en supprimant une fenêtre de temps plus ou moins longue dans laquelle on considère qu'il y a un événement (voir par exemple Seats *et al.* (2012) ou Poli *et al.* (2013)).

Si [Bensen *et al.* \(2007\)](#) avancent que la méthode du "running absolute mean normalization" présente les meilleurs résultats (suivie de peu par la méthode du 1-bit), [Poli *et al.* \(2013\)](#) vont plutôt préférer la méthode de la suppression de fenêtre de $4h$; chacune des ces études étant basée sur une comparaison rigoureuse entre les différentes méthodes existantes. [Stehly et Cupillard \(2014\)](#) montrent que le traitement utilisé va déterminer quelle part du champ de bruit est utilisé dans la reconstruction de la fonction de Green.

Il semble alors apparaître que le traitement à utiliser est dépendant :

- du but de l'étude. La suppression de fenêtre de $4h$ semble plus efficace pour voir émerger les ondes de volume.
- du champ de bruit, et donc de la localisation du réseau.

En plus de ces normalisations temporelles, il est possible d'appliquer aux signaux une normalisation spectrale, appelée blanchiment spectral. En effet, le spectre fréquentiel du bruit ambiant contient deux pics microsismiques forts en amplitude (Figure 1.4). Le blanchiment spectral va normaliser le spectre sur une gamme de périodes choisie et donc rendre le signal plus large bande.

Le but de cette thèse n'était pas de faire une analyse fine de l'influence du traitement utilisé. Cependant, afin d'obtenir la meilleure qualité de corrélation possible, nous en avons testé quelques uns. Le premier traitement testé était la suppression de fenêtres de longueur d'une heure contenant un signal de forte amplitude (5 fois supérieure à l'écart type du signal calculé sur l'année complète). Le deuxième traitement consistait à appliquer le 1-bit (normalisation temporelle) et le blanchiment spectral (normalisation spectrale) sur les signaux. Pour ce dernier type de traitement, nous avons testé l'ordre des normalisations (temporelle en premier, spectrale en deuxième, et inversement).

Il s'avère que la suppression de fenêtres n'a pas été concluante dans notre cas. Les statistiques sur la qualité des corrélations montre que le rapport signal sur bruit est moins bon (rapport signal sur bruit (SNR) moyen = 6.1 sur la période testée) pour cette méthode que pour la méthode du 1-bit suivie du blanchiment spectral (SNR = 7.4 sur la période testée). À titre d'exemple, la figure 1.11 montre les corrélations sommées sur deux mois (février-mars 2011) pour la méthode de suppression des fenêtres et pour le 1-bit suivi du blanchiment spectral, filtrées entre 20 et 50s. Cette période comprend le séisme de Tohoku-Okii et de nombreuses répliques de celui-ci. Elle permet donc d'étudier l'influence de ses séismes sur le choix du traitement utilisé. On peut voir que les corrélations obtenues par la première méthode (1.11.a) sont plus bruitées que celles obtenues avec la deuxième méthode (1.11.b).

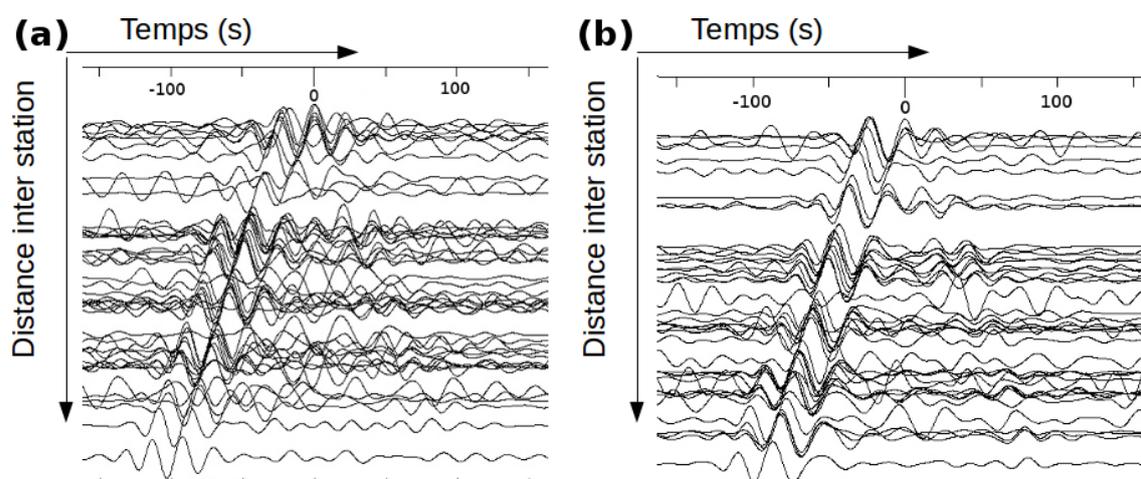


FIGURE 1.11 – Inter-corrélations filtrées entre 20 et 50s et stackées sur deux mois (février et mars 2001) en utilisant (a) la suppression de fenêtre d’une heure ; (b) le 1-bit suivi de la normalisation spectrale.

Plusieurs raisons peuvent expliquer ce constat. Une spécificité de la période d’étude est la présence du séisme 9.1 de Tohoku-Oki (11 mars 2011) et de ses nombreuses répliques. De nombreuses fenêtres ont dû être supprimées et la durée de signal à utiliser pour obtenir la convergence nécessaire à une bonne reconstruction de la fonction de Green est plus longue. Le fait d’utiliser des fenêtres d’une heure peut ne pas supprimer la coda sismique dans sa totalité. Celle-ci peut être partiellement cohérente entre les stations et peut donc biaiser le résultat des corrélations.

Nous avons donc adopté le 1-bit suivi ou précédé du blanchiment spectral (voir 2.2.2.2). Même si sur certains trajets le rapport signal sur bruit peut être meilleur dans un cas que dans l’autre, l’ordre d’application de ces normalisations donne en moyenne le même résultat. En supprimant les corrélations ayant un rapport signal sur bruit inférieur à 5, nous gardons plus de trajets en appliquant la normalisation temporelle avant la normalisation spectrale. Nous avons donc choisi le traitement suivant : 1-bit suivi de blanchiment spectral.

1.3 Conclusion

Le développement de réseaux denses de stations sismologiques et l’émergence de la méthode de la corrélation de bruit ambiant permet d’obtenir des tomographies haute-

INTRODUCTION À LA CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT

résolution en se basant sur quelques mois de données, dans des zones où l'activité sismique est faible, voir inexistante. Cette méthode permet également des études du champ de propagation de l'onde (atténuation, déviation...). Dans la suite de notre étude, c'est cette méthode qui sera utilisée.

Chapitre 2

Application de la tomographie par corrélation de bruit ambiant dans la zone Pyrénéenne

Sommaire

2.1	Contexte	44
2.1.1	État des lieux des études géophysiques dans les Pyrénées . . .	44
2.1.2	L'expérience PYROPE : Présentation et premiers résultats . .	48
2.2	Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust	51
2.2.1	Introduction	52
2.2.2	Data processing	55
2.2.3	Group velocity tomography	59
2.2.4	Depth inversion	65
2.2.5	Crustal V_S model - Discussion	69
2.2.6	Conclusions	77
2.2.7	Supporting Information	79
2.3	Vitesses de groupe de l'onde de Love	84
2.3.1	Test de résolution	85
2.3.2	Cartes de vitesses de groupe de l'onde de Love	86
2.4	Conclusion	90

Ce chapitre se compose principalement d'un article publié en 2014 dans *Geophysical Journal International* (Macquet *et al.* (2014)). Il porte sur l'obtention d'un modèle 3-D V_S par la méthode de corrélation de bruit dans le Sud-Ouest de la France et le Nord de l'Espagne (centré sur le Pyrénées). Nous commencerons ce chapitre par un résumé de la connaissance de cette zone grâce aux études géophysiques qui y ont déjà été faites. Nous présenterons ensuite les différents réseaux de stations sismologiques qui ont permis d'obtenir ce modèle 3-D des ondes S , en particulier le réseau temporaire PYROPE, projet dans lequel s'inscrit cette thèse. Nous reviendrons sur les résultats déjà obtenus dans le cadre de ce projet par d'autres auteurs. Le modèle 3-D V_s a été obtenu par la corrélation des composantes ZZ, donc par l'étude de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh. En fin de chapitre sera présenté un début d'analyse de l'onde de Love.

2.1 Contexte

2.1.1 État des lieux des études géophysiques dans les Pyrénées

La chaîne des Pyrénées est le résultat d'une collision continent-continent à la frontière entre la plaque Ibérique mobile au Sud et la plaque Européenne fixe au Nord. Elle est entourée de deux importants bassins sédimentaires, le bassin de l'Ebre au Sud et le bassin Aquitain au Nord, résultant de la réponse flexurale de la croûte à la collision. Un certain nombre d'études géophysiques ont déjà été effectuées dans cette zone.

C'est dans les Pyrénées qu'a été enregistré le premier profil sismique traversant une chaîne de montagne dans son intégralité. En 1985-1986, le profil ECORS (Étude Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique, [ECORS Pyrenees team \(1988\)](#); [Choukroune et ECORS team \(1989\)](#); [Roure *et al.* \(1989\)](#)), a révélé avec détails la structure profonde de cette chaîne (voir Figure 2.1). Cette étude a permis notamment l'observation :

1. du plongement de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne et un saut de Moho de 15 *km* entre les deux,
2. de la différence d'épaisseur crustale entre les deux plaques (la plaque Ibérique étant plus épaisse que la plaque Européenne),
3. du pendage opposé des structures entre la partie nord et la partie sud.

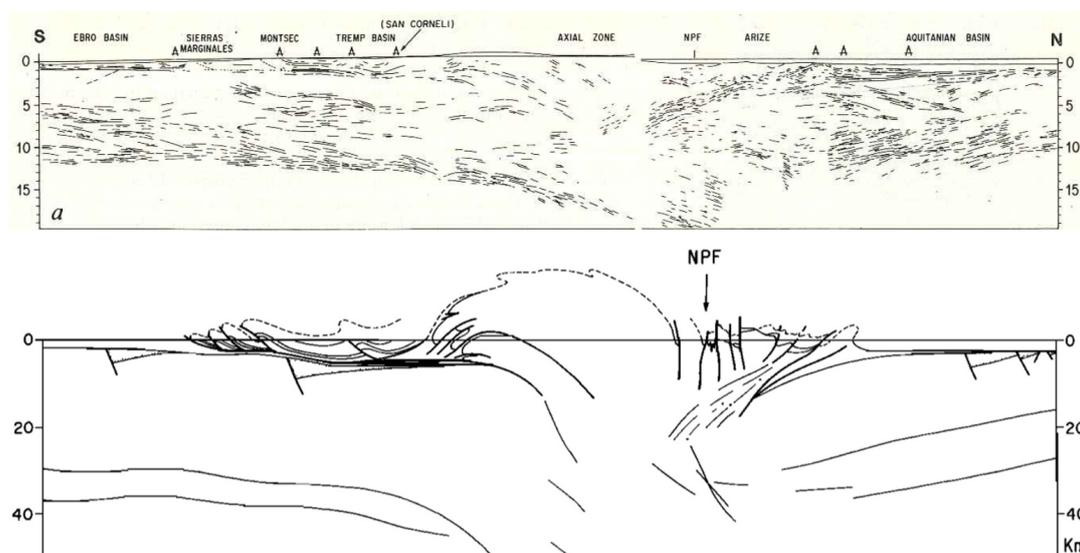


FIGURE 2.1 – En haut : Line-drawing du profil ECORS (ECORS Pyrenees team (1988)). En bas : Migration en profondeur du profil par Choukroune et ECORS team (1989).

Ce profil a été suivi par un deuxième dans la partie Ouest de la chaîne (Daignières *et al.* (1994)), où l'on observe toujours le saut de Moho. Ce deuxième profil passe à proximité de l'importante anomalie de Bouguer positive du Labourd-Mauléon (voir Figure 2.2).

L'anomalie de Bouguer positive du Labourd-Mauléon est la plus importante des Pyrénées (environ 150 mGal , Figure 2.2). Cette anomalie est expliquée par Vacher et Souriau (2001) et Jammes *et al.* (2010) par la présence d'un corps de forte densité situé dans la croûte supérieure. Il s'étendrait de la proche surface jusqu'à 12 km (Vacher et Souriau (2001)) voir 16 km (Jammes *et al.* (2010)).

Outre les grands profils de sismique actives, plusieurs études de sismique passive ont été menées dans cette zone. Souriau et Granet (1995) proposent une première tomographie régionale jusqu'à 200 km de profondeur basée sur les arrivées d'ondes P et S des séismes locaux et des télé-séismes (Figure 2.3). Au niveau crustal, cette tomographie fait apparaître une croûte supérieure plus hétérogène que la croûte inférieure, avec notamment la présence de deux corps à vitesse rapide dans la zone Nord-Pyrénéenne qui seraient la source des anomalies positives de Bouguer (Labourd-Mauléon et Saint-Gaudens, voir Figure 2.2) présentent à ces endroits (Figure 2.3a.).

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

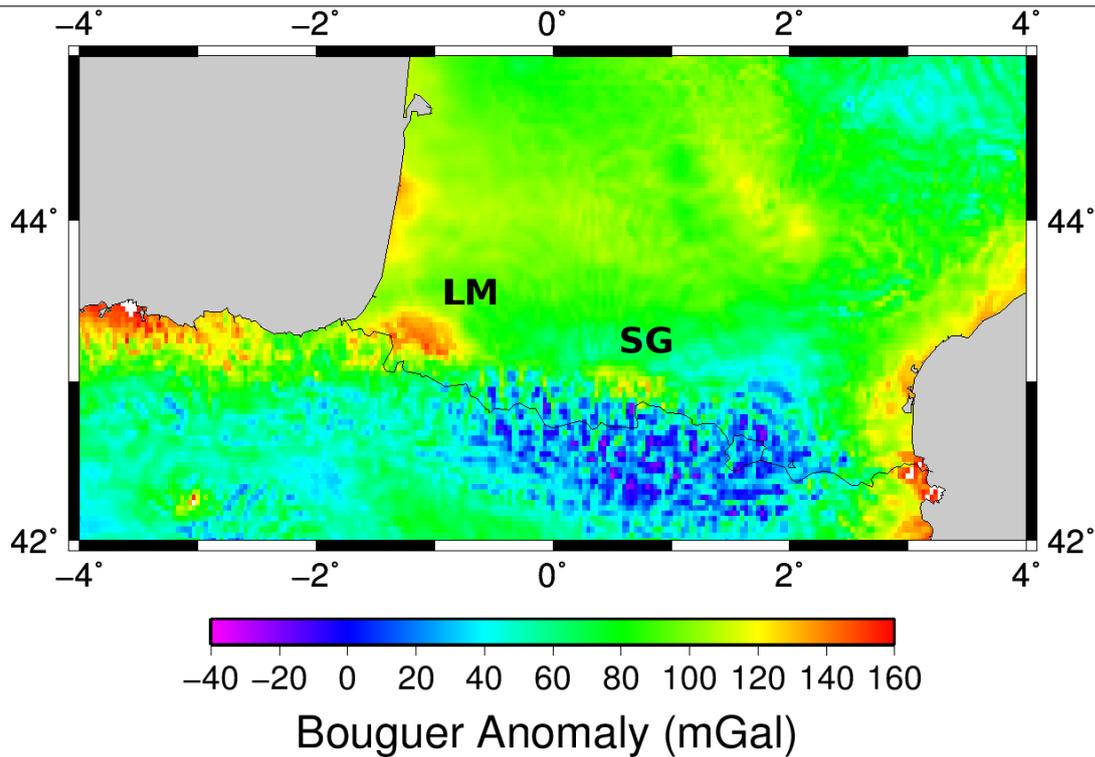


FIGURE 2.2 – Carte de l’anomalie de Bouguer (source : International Gravimetric Bureau - <http://bgi.omp.obs-mip.fr/>). LM : Anomalie du Labourd-Mauléon. SG : Anomalie de Saint-Gaudens

Au niveau mantellique, cette étude a mis en évidence la présence d’une zone à faible vitesse plongeant jusqu’à 100 km sous la zone axiale et la partie Est des Pyrénées (Figure 2.3b.). Cette hétérogénéité est interprétée par les auteurs comme la trace de la croûte inférieure de la plaque Ibérique subductée durant la convergence.

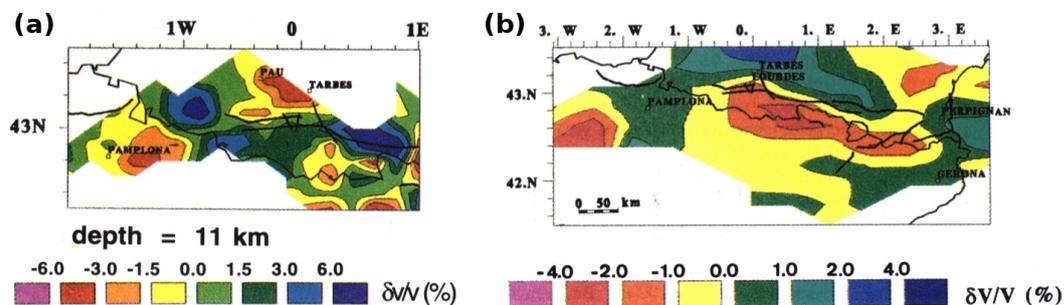


FIGURE 2.3 – Tomographie en onde P à (a) 11 km, (b) 100-150 km, d’après Souriau et Granet (1995).

Cependant, cette première tomographie a souffert du manque de stations sismologiques, en particulier dans la partie Ouest de la chaîne. De plus, elle n'a pas pris en compte la correction d'épaisseur crustale nécessaire pour imager correctement la partie mantellique. Ce point est crucial au vu de l'important saut de Moho entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne et des différences d'épaisseur entre les deux plaques.

[Souriau *et al.* \(2008\)](#), proposent une nouvelle tomographie de la lithosphère des Pyrénées à partir de temps d'arrivée de télé-séismes. En utilisant un réseau de stations plus important et en appliquant une correction crustale, [Souriau *et al.* \(2008\)](#) remettent en cause la présence de la zone à faible vitesse profonde trouvée dans l'étude précédente ([Souriau et Granet \(1995\)](#)).

Concernant la plaque Ibérique, plusieurs études y ont été menées. Nous pouvons citer [Pedreira *et al.* \(2003\)](#) et [Pedreira *et al.* \(2007\)](#) qui ont travaillé sur la région Cantabrique avec des données sismiques, gravimétriques et magnétiques. Ils montrent un fort épaissement crustal sous la chaîne Cantabrique. [Villaseñor *et al.* \(2007\)](#) proposent une première tomographie par corrélation de bruit de la plaque Ibérique. Cependant, la zone Pyrénéenne n'est que très peu résolue puisque seules les stations sismologiques espagnoles ont été utilisées. [Díaz et Gallart \(2009\)](#) proposent une carte de ce Moho de la plaque Ibérique, obtenue par la compilation de données sismiques. Cette carte montre l'épaississement crustal sous la chaîne Pyrénéenne et sous les chaînes cantabriques.

La topographie du socle rocheux dans le bassin Aquitain est bien connue. En effet, de nombreux forages et profils sismiques y ont été faits du fait de son potentiel pétrolier et gazeux.

Si toutes ces études ont fait avancer les connaissances de la structure crustale de la chaîne Pyrénéenne et des régions alentours, aucune ne fournit un modèle 3-D crustal de toute la chaîne. Les profils ECORS montrent la structure détaillée de la chaîne, mais en deux dimensions, et à seulement 2 endroits des Pyrénées. Le manque de stations sismologiques n'a jusqu'alors pas permis une imagerie 3-D haute résolution de la croûte.

Le seul modèle crustal, même si il apporte des contraintes géodynamiques, n'est pas suffisant pour comprendre la dynamique de la lithosphère de la région. Toutefois, un modèle 3-D de la croûte est indispensable pour plusieurs raisons :

1. L'obtention d'une tomographie mantellique correcte nécessite une correction crustale correcte. En effet, certains artefacts peuvent apparaître dans le manteau si le modèle crustal utilisé est erroné ([Chevrot *et al.* \(2014b\)](#)).

2. Ce modèle de croûte peut être complémentaire d'autres méthodes géophysiques. Il peut servir à migrer les profils sismiques ou les fonctions récepteurs par exemple.
3. Un modèle 3-D de croûte global peut servir à déterminer les zones d'intérêt particulier et peut servir de modèle de départ à des études plus ciblées.
4. Même si la sismicité de la zone Pyrénéenne reste relativement modérée, de nombreux séismes y ont été enregistrés au cours des 50 dernières années (Figure 2.4). Un modèle crustal permet une localisation correcte des événements et permet de comprendre le système qui les génère (Ruiz *et al.* (2006) ou Souriau *et al.* (2014) par exemple).
5. Chazalon *et al.* (1993) et Sens-Schönfelder *et al.* (2009) observent des anomalies de propagation des ondes dans les Pyrénées. Les ondes L_g ne traversent pas la partie Ouest de la chaîne. Le modèle crustal peut permettre de contraindre le modèle de propagation des ondes régionales.
6. Un modèle crustal peut également être exploité à l'exploitation de données gravimétriques.

2.1.2 L'expérience PYROPE : Présentation et premiers résultats

Le projet PYROPE (PYRenean Observational Portable Experiment) est un projet français impliquant les universités de Toulouse, Montpellier, Nantes, Grenoble et Strasbourg. Il a permis l'installation d'un réseau dense (maille de 60 km) de stations sismologiques 3-composantes large bande dans le Sud-Ouest de la France et sur le pourtour du Golfe de Gascogne pendant 2 ans (2011-2013). En plus de ce réseau régulier, des profils denses ont été déployés à travers la chaîne des Pyrénées, proches de la localisation des anciens profils ECORS (Figure 2.5).

Ce réseau temporaire a profité du projet espagnol IBERArray qui, sur le principe du "Transportable Array" du projet américain USArray (<http://www.earthscope.org/>), a couvert l'Espagne d'un réseau sismologique large bande dense en trois étapes. Sur la période 2011-2013, IBERArray entrait dans sa dernière phase en couvrant tout le tiers nord de l'Espagne. La combinaison de ces deux projets, Pyrope et IberArray, a permis l'obtention d'un réseau de stations sismologiques trois-composantes dense dans la zone Pyrénéenne qui a été complété par les réseaux large-bande français et catalan (voir Figure 2.6). L'application de la tomographie de bruit ambiant sur ce jeu de données a permis,

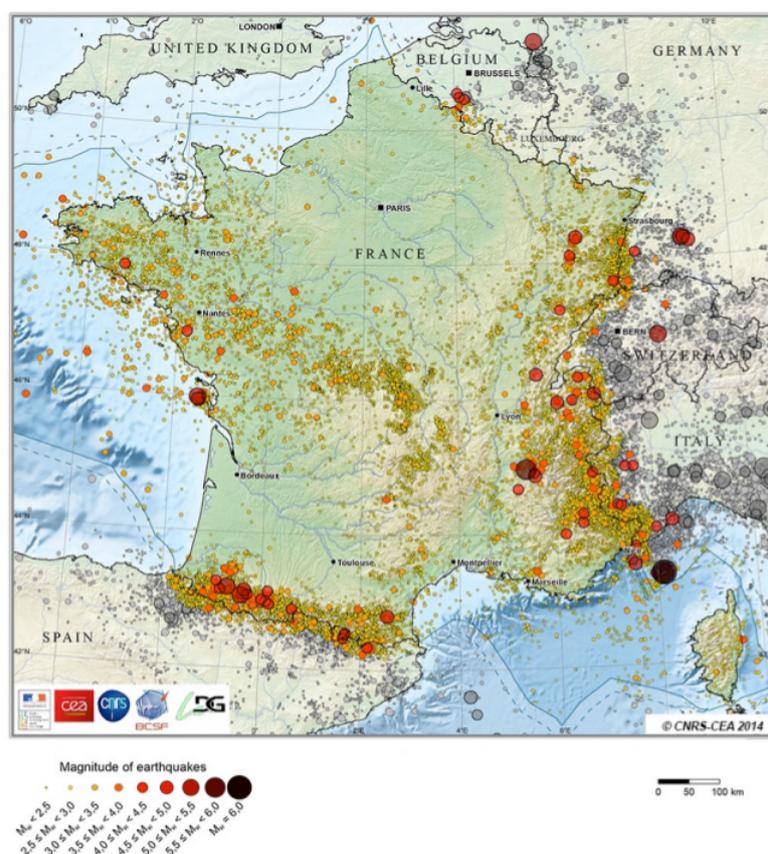


FIGURE 2.4 – Catalogue SI-Hex de la sismicité de la France métropolitaine entre 1962 et 2009 d’après [Cara et al. \(2014\)](#).

pour la première fois, de proposer un modèle 3-D haute-résolution de la vitesse des ondes S pour le Sud de la France/Nord de l’Espagne.

Ce modèle 3-D V_S vient compléter les résultats déjà obtenus depuis le début de l’expérience Pyrope.

Les réseaux temporaires Pyrope et IberArray, complétés des réseaux permanents Français et Catalan, ont permis à [Chevrot et al. \(2014b\)](#) de proposer une carte de profondeur de Moho obtenue par le calcul des fonctions récepteurs et par la compilation des résultats provenant des études sismique (Figure 2.12). Cette carte du Moho a permis une bonne correction crustale pour une nouvelle tomographie mantellique bien plus précise que celle de [Souriau et al. \(2008\)](#). La conclusion de cette tomographie mantellique écarte l’hypothèse de la présence d’une croûte océanique subductée dans cette région et attribue un rôle majeur aux structures héritées hercyniennes dans l’évolution géodynamique de la chaîne Pyrénéenne.

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT
AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

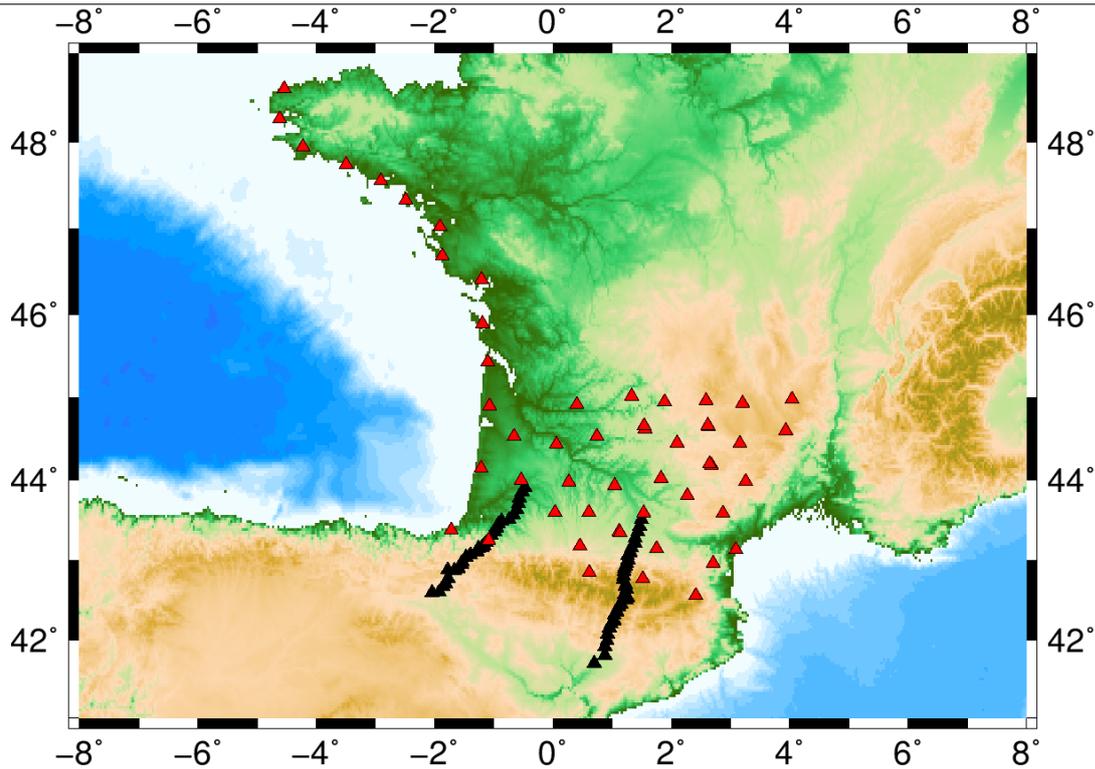


FIGURE 2.5 – Carte de la localisation des stations large bande du projet PYROPE. En rouge, les stations du maillage 2-D. En noir, les stations des profils.

Les profils de stations denses traversant la chaîne ont permis de calculer les fonctions récepteurs et d'obtenir une image détaillée des interfaces crustales le long de la chaîne (Chevrot *et al.* (2014a) et prochain chapitre). Ils montrent une subduction d'une croûte Ibérique amincie jusqu'à 70 *km* de profondeur sous la plaque Européenne. Cette nouvelle étude apporte un argument supplémentaire pour vérifier l'hypothèse que la chaîne Pyrénéenne s'est construite par l'inversion d'un rift hyper-étendu segmenté (Tugend *et al.* (2014)).

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

Article publié en 2014 dans *Geophysical Journal International*, 177, par Macquet M., Paul A., Pedersen H., Villaseñor A., Chevrot S., Sylvander S., Wolyniec D. et The Pyrope Working Group.

Abstract The lithospheric architecture of the Pyrenees is still uncertain and highly debated. Here, we provide new constraints from a high-resolution three-dimensional S -wave velocity model of the Pyrenees and the adjacent foreland basins. This model is obtained from ambient noise tomography on records of temporary and permanent seismic arrays installed in south-western France and northern Spain . We first computed group velocity maps for Rayleigh waves in the 5- s to 55- s period range using noise correlation stacks at 1500 to 8500 station pairs. As the crust is very heterogeneous, poor results were obtained using a single starting model in a linearized inversion of group velocity dispersion curves for the shear-wave structure. We therefore built a starting model for each grid node by full exploration of the model space. The resulting three-dimensional shear-wave velocity model is compared to data from previous geophysical studies as a validation test. Despite the poor sensitivity of surface waves to seismic discontinuities, the geometry of the top of the basement and the Moho depth are retrieved well, except along the Cantabrian coast. Major reflectors of the ECORS deep seismic sounding profiles in the central and western Pyrenees coincide with sharp velocity gradients in our velocity model. We retrieve the difference between the thicker Iberian crust and the thinner European crust, the presence of low-velocity material of the Iberian crust underthrust beneath the European crust in the central Pyrenees, and the structural dissymmetry between the south Pyrenean Zone and the North Pyrenean Zone at the shallow crustal level. In the Labourd–Mauléon–Arzacq region (western Pyrenees), there is a high S -wave velocity anomaly at 20 km to 30 km in depth, which might explain the positive Bouguer anomaly of the Labourd Massif. This high-velocity lower crust, which is also detected beneath the Parentis area, might be an imprint of the Albian–Aptian rifting phase. The south-eastern part of the Massif Central has an unusual velocity structure, with a very

shallow Moho (21-25 *km*) above an uppermost mantle with anomalously low shear-wave velocity.

2.2.1 Introduction

The Pyrenean range and the adjacent foreland basins resulted from the continent–continent collision between the Iberian and Eurasian plates. A sequence of Mesozoic extension phases, related to the opening of the northern Atlantic Ocean and the Bay of Biscay, was accompanied by a 35° counter-clockwise rotation of Iberia. This rotation created a first compression phase in the Pyrenees. Convergence between Africa and Europe subsequently resulted in a second compression phase starting in the early Cenozoic (see e.g. Choukroune (1992)). As the motion of Iberia with respect to a stable Europe remains uncertain, the relative contributions of convergence and shear accommodated in the Pyrenees, as well as their timing, have been debated since the emergence of the concept of plate tectonics in the 1960's (Pichon *et al.* (1970); Choukroune et Mattauer (1978); Sibuet *et al.* (2004); Vissers et Meijer (2012), and references therein).

As the lithosphere retains the memory of this complex history of plate convergence, rifting, and transcurrent motion, investigations into the Pyrenean architecture by geophysical means in combination with geological studies are key to the reconstruction of the evolution of the Pyrenees.

A major step forward was provided by the ECORS deep seismic sounding profile in the central Pyrenees (ECORS Pyrenees team (1988); Choukroune et ECORS team (1989); Roure *et al.* (1989)), which was followed by the western Pyrenees–Arzacq profile (Daignières *et al.* (1994)). The 250-*km*-long central Pyrenees profile was the first controlled-source survey across an entire orogenic belt. This showed a fan shape structure with major reflectors of opposite dips in the northern and southern parts of the range, an abrupt 15-*km* change in crustal thickness beneath the axial part, and deep northward-dipping reflectors in the European mantle, which were interpreted as traces of the subducted Iberian crust (Choukroune et ECORS team (1989)). A sharp Moho step of about 15 *km* between the thick Iberian crust and the thinner European crust was also observed on the western Pyrenees–Arzacq profile (Daignières *et al.* (1994)). Previous passive seismological studies have been limited to the axial part of the range, because of the limited station coverage. Souriau et Granet (1995) proposed the first *P*-wave and *S*-wave travel-time tomography of the Pyrenees down to 200 *km* in depth, using local and teleseismic earthquakes. They found a very heterogeneous upper crust with sharp

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

and strong velocity contrasts, above a more homogeneous lower crust. Their tomography, however, suffered from the poor and non-uniform station coverage, as well as from the limited north–south aperture of the array. [Souriau et Granet \(1995\)](#), [Souriau et al. \(2008\)](#) and [Chevrot et al. \(2014b\)](#) inverted the teleseismic travel-times recorded by continuously improving the seismic arrays to image the upper mantle beneath the Pyrenees. [Chevrot et al. \(2014b\)](#), however, showed that the results of [Souriau et Granet \(1995\)](#) and [Souriau et al. \(2008\)](#) had to be reconsidered, due to lacking or inappropriate crustal corrections. [Chevrot et al. \(2014b\)](#) concluded that the lithospheric structure of the Pyrenees is controlled by inherited NE-SW-trending Variscan faults, without any trace of the subducted oceanic lithosphere. Their tomography confirms the recent geological models of [Lagabrielle et Bodinier \(2008\)](#) and [Jammes et al. \(2009\)](#), which proposed that the Pyrenean convergence was preceded by a rifting phase with extreme crustal thinning and mantle denudation. This rifting phase of Albian–Aptian age was followed by the late Cretaceous convergence, which explains the presence of rock of upper-mantle origin at the surface (lherzolites of the northern Pyrenean zone; [Lagabrielle et al. \(2010\)](#)), or at deeper levels in the crust (high-density bodies that induce the Bouguer anomaly of the Labourd Massif; [Jammes et al. \(2010\)](#)). However, the presence of these high-density high-velocity bodies in the crust of the North Pyrenean Zone has never been confirmed by seismic tomography, due to the lack of a high-resolution three-dimensional (3-D) crustal model of the Pyrenees and their surroundings.

The obtaining of a 3-D crustal velocity model of the Pyrenees was one of the main objectives of the Pyrenees Observational Portable Experiment (PYROPE) project ([Chevrot et al. \(2014b\)](#)), which was associated with the northern footprint of the IBERARRAY project ([Díaz et al. \(2009\)](#)). These projects relied on temporary seismic arrays, and together with the permanent stations, these provided dense and uniform coverage of a broad area (Fig. 2.6a). Figure 2.6b shows that the seismic array encompasses the Pyrenees mountain belt, the southern part of the French Massif Central, part of the Armorican Massif in France, part of the Cantabrian Mountains, part of the Iberian Chain in Spain, the large Aquitaine and southeast sedimentary basins in France, and the Ebro and Duero basins in Spain. The present study was aimed at computing a 3-D crustal model of the study region using ambient noise tomography. Ambient noise tomography relies on experimental validation and theoretical validation that the Green’s function between two receivers emerges from the time correlation of a random field recorded by the two receivers ([Campillo et Paul \(2003\)](#); [Shapiro et Campillo \(2004\)](#)). As the Green’s function is dominated by the fundamental mode of the surface waves for stations located at the

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

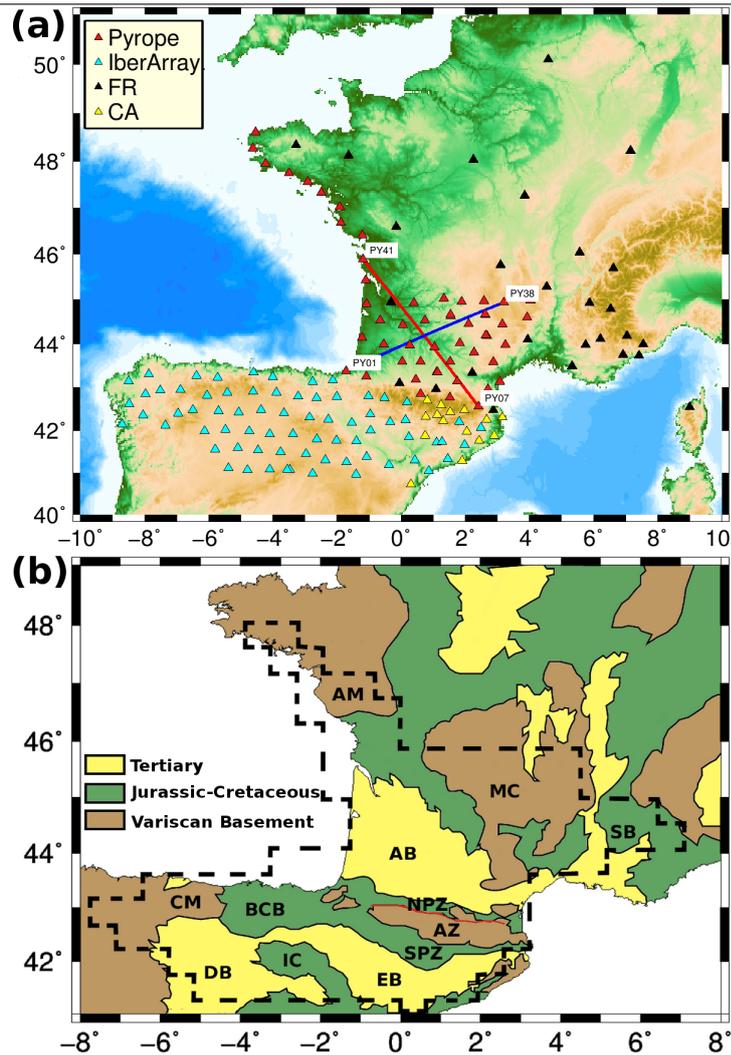


FIGURE 2.6 – (a) Map of the 158 seismic broadband stations used in the present study, corresponding to 12324 station pairs. Red and blue lines, stations pairs used in Figure 2.7. (b) Simplified geological map of the study zone. Red line, the North Pyrenean fault ; dashed black line, limits of the well-resolved zone of the tomography ; AB, Aquitaine basin ; AM, Armorican Massif ; AZ, Axial Zone of the Pyrenees ; BCB, Basque–Cantabrian basin ; CM, Cantabrian mountains ; DB, Duero basin ; EB, Ebro basin ; IC, Iberian chain ; MC, Massif Central ; NPZ, North Pyrenean Zone ; SB, south-eastern basin ; SPZ, south Pyrenean Zone.

surface, group or phase velocity maps can be constructed by correlating the long-duration noise records at the station couples of a seismic array (Shapiro *et al.*, 2005).

Since these initial reports, ambient noise tomography has been widely applied at

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

regional and continental scales. In contrast to ‘traditional’ crustal tomography using local and regional earthquakes, ambient noise tomography is a method that can be used in the absence of seismicity. This is an important advantage for the study region, where the seismicity is moderate and is concentrated in the Pyrenees. Another advantage of ambient noise tomography is that the signal is strong in the microseismic frequency band (7 s and 14 s), which is useful for surface-wave imaging of the crust, whereas surface-wave signals from earthquakes are generally strongly scattered and are complex to analyze at periods lower than 15 s to 20 s. The usefulness of group or phase velocity maps for crustal structure investigation is limited, however, as they lack information on velocity variations with depth. As the present study region has a very heterogeneous upper crustal structure with thick sedimentary basins and crystalline massifs, one particular aim of this study is to develop a robust depth inversion to obtain a detailed 3-D shear-wave velocity (V_S) model of the study area. This is based on a combination of full exploration of the model space followed by linear inversion.

This report is organized as follows. We first go into some detail on the data processing, as ambient noise tomography is very efficient and robust if the processing is adapted to the dataset. We then explain the computation of the dispersion curves and the inversion for group velocity maps, and the technique developed to invert group velocities for a 3-D S -wave velocity model. Finally, the 3-D model is discussed and compared to other geophysical and geological data. This first 3-D crustal V_S model will not only bring key geophysical constraints to geodynamic models of the Pyrenees, but it might also help in the understanding of the anomalous patterns of seismic-wave propagation across the range (Chazalon *et al.* (1993); Sens-Schönfelder *et al.* (2009)), and hence contribute to seismic-hazard assessment.

2.2.2 Data processing

2.2.2.1 Data and pre-processing

The tomography is based on a composite dataset from four broadband seismic arrays (see Fig. 2.6a), as 25 permanent stations in France, 14 permanent stations in northern Spain, and two large temporary arrays. The PYROPE temporary array in south-western France was composed of 49 stations, while the northern section of the IBERARRAY project in Spain is composed of 70 stations. This dataset, for which we used data between February 2011 and December 2011, covers all of south-western France and northern

Spain, with an interstation distance of approximately 60 km. The total of 158 stations corresponds to 12403 interstation pairs that were dominated by path lengths of 100 km to 500 km, with a minimum path length of 40 km, and a maximum of 1240 km. We subsequently calculated the correlations for all of these paths, as described below. Prior to the correlations, we applied standard pre-processing to the continuous data, which was organized as daily files. This included mean and trend removal, low-pass filtering (zero-phase filter) at 1.6 Hz, decimation to a 4 Hz sampling rate, and deconvolution of the instrument responses. As the instrument response influences the correlations, especially for long periods where the phase responses differ the most, special care was taken in this last step, with verification of the metadata from field sheets and a-posteriori checks of the phase coherency across the array for the earthquake data.

2.2.2.2 Choise of correlation processing

When calculating noise correlations, it is necessary to overcome some difficulties. Contrary to earthquake-based tomography, one of the essential steps in the calculation of noise correlations is to remove punctual events, and in particular, earthquakes. Indeed, seismic waves from these events are at least partly coherent across the array in the period interval that we used, and can introduce systematic bias into the correlations. The spectral content of the noise was dominated by the two microseismic peaks (at periods of 7 s and 14-15 s), and the achieving of high signal-to-noise ratios (SNRs) at long periods for the path lengths considered here can be a challenge in noise correlation. Finally, the period of the study must be sufficiently long, typically a year, to avoid dominance by a single noise source (e.g., Pedersen *et al.* (2007); Froment *et al.* (2011)). In the case of Europe, the noise sources in the winter are localized in the northern Atlantic (Stehly *et al.* (2006); Kedar *et al.*, 2007; Hillers *et al.* (2012)), and in the Mediterranean sea for the secondary microseism peak (Chevrot *et al.* (2007)), and including the summer months is sufficient to obtain stable correlations (see e.g., Fig. 2 of Poli *et al.* (2013)). A specific problem in the present study was the presence of numerous aftershocks of the Tohoku-Oki earthquake of March 2011.

Different processing strategies have been used to overcome these general difficulties in noise correlation. In initial studies, the amplitudes were fully suppressed by reducing the data to their sign; i.e., so-called 1-bit processing (e.g., Campillo *et Paul* (2003); Shapiro *et Campillo* (2004); Stehly *et al.* (2006); Cupillard *et al.* (2011)). While it strongly reduces the influence of earthquakes, this processing acts like a severe band-pass filter

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

around the dominant frequencies. The other end-member approach is based on linear correlation, using short (e.g., 1 h or 4 h) time windows, out of which those with highest energy are rejected, possibly using some pre-whitening prior to the correlation (Groos *et al.* (2012); Poli et al., 2012a; Seats *et al.* (2012)). Intermediate approaches have also been successful, such as using the phase of the signal, rather than fully reducing the signal to its sign (Baig *et al.* (2009); Schimmel *et al.* (2011)), or applying various types of time normalization (Bensen *et al.* (2007)). As demonstrated by Stehly & Cupillard (submitted), the processing partly determines which part of the noise field contributes to the correlation. Therefore, at the present stage, there is no universal recipe for noise correlation, as the processing will depend on the noise field, which is influenced in particular by the geographical location of the array. Also, the scope of the noise processing will imply different choices; e.g., linear correlation over short time windows (Poli et al., 2012a; Poli et al., 2012b; Boué *et al.* (2013)) appears to be particularly well adapted to expect body waves from the deep crust, and at a global scale.

In our case, the problem with the many aftershocks from the Tohoku-Oki earthquake led us to exclude the linear processing in short time windows. Indeed, our tests showed that a very large number of windows had to be rejected to obtain non-biased surface waves, although the final SNR was consequently lower than when we applied 1-bit processing.

Figure 2.7 illustrates that the choice of the precise processing depends not only on the array location, but also on the station-pair alignment as compared to the azimuths of the dominating noise sources. Figure 2.7 shows a comparison of the SNRs for two different versions of 1-bit correlation.

- Method 1 : the signals are reduced to 1-bit, and the signals are then whitened. The consequence of using this processing is to carry out the correlations in different frequency intervals, as the 1-bit signal reduction tends to narrow the useable frequency interval. The whitening is therefore efficient only in this reduced frequency interval; however, the SNR within that frequency interval is high.
- Method 2 : the whitening is applied before the 1-bit signal reduction. This yields a more broadband signal, but potentially with a lower SNR within that frequency band. As the bandpass is wider, the number of correlations that need to be carried out might be lower, thereby decreasing the required computational time.

Figure 2.7 shows the result for one of the station pairs (PY07/PY41) for which Method 1 (solid line) yields a higher SNR and a faster convergence than Method 2 (dashed line). This station pair is oriented NW-SE (see Fig. 2.6a); i.e., in the direction of maximum

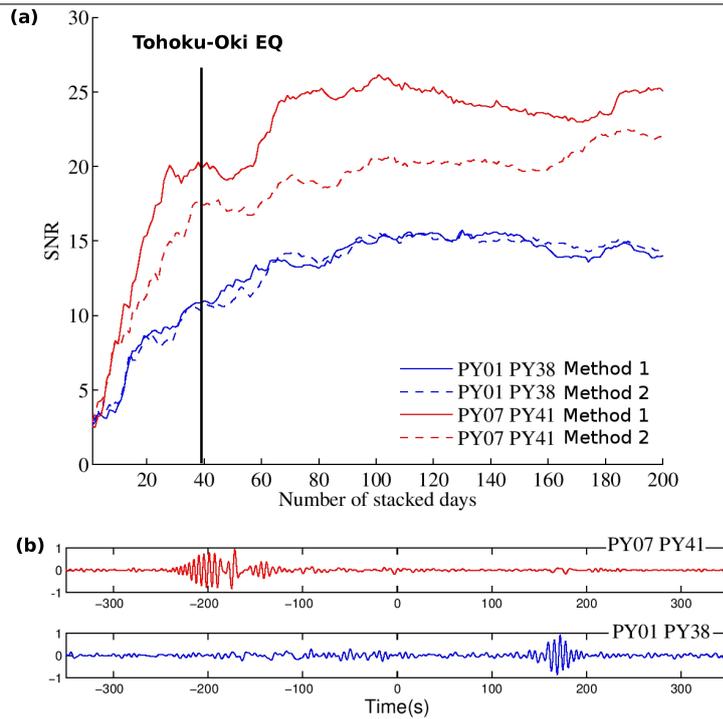


FIGURE 2.7 – (a) Evolution of the signal-to-noise ratio (SNR) for two stations pairs (Fig. 2.6a, blue and red) as a function of the number of days stacked, for the different types of processing. Dashed line, spectral whitening then 1-bit ; solid line, 1-bit then spectral whitening ; black solid line, date of the M9.1 Tohoku-Oki earthquake. (b) Resulting cross-correlations (200 days stacked) for the two paths used in (a) for the 1-bit then spectral whitening processing.

amplitude of the incoming noise (see Fig. 2.8). For the other station pair (PY01/PY38), which is perpendicular to the dominant noise direction, the two methods give very similar results.

Note that the SNR (calculated as the ratio of the maximum amplitude of the Rayleigh wave to the root-mean-square amplitude of the noise in a 500-s-long time window starting 150 s after the Rayleigh wave train) stabilizes over approximately 2 months. This might depend on the date of the beginning of the dataset, as the first two months cover a period where the noise field changes from winter to summer conditions. The management of the Tohoku-Oki aftershocks appears satisfactory, as no significant changes in the SNR are detected, even though a slight decrease is observed for one of the station pairs immediately after the event (Fig. 2.7, PY07/PY41). Using the SNR and the number of kept paths (9758 correlations for method 1, 7405 for method 2, using a SNR threshold of 5 and the whole frequency band), we settled on a processing suite that included amplitude

clipping (1-bit) and whitening prior to correlation.

The use of the WHISPER software package (Briand *et al.* (2013)) strongly reduced the calculation time of the correlations. It was thus easily feasible to apply Method 1, where prior to 1-bit reduction, whitening and correlation, the data were prefiltered in three different period bands : 5 s to 30 s ; 20 s to 40 s ; and 30 s to 55 s. Correlations are 1-day computed and stacked over the 11-months period.

2.2.2.3 Directivity of the seismic noise field in the study area

Figure 2.8 shows the directivity of the noise field on our seismic array during the February 2011 to December 2011 period, for the first and second microseismic peaks. The SNR was computed for all of the paths, and averaged in 10° band azimuths. The secondary microseism (Fig. 2.8, red line) shows higher energy than the primary microseisms (Fig. 2.8, black line). We can clearly see a major source located in the direction N320°. Here, only the orientation, and not the exact location, can be determined, but this might have been associated with the Greenland source (Stehly *et al.* (2006) ; Hillers *et al.* (2012)). Two more minor sources can be identified in directions N190°-N210° (probably in the southern Atlantic Ocean), and N110°-N140° (possibly in the Mediterranean sea).

2.2.3 Group velocity tomography

2.2.3.1 Dispersion curves

Some studies have used the symmetry of the correlations as a quality criterion (Stehly *et al.* (2009)) ; however, the symmetry properties of our correlations are strongly frequency dependent (see previous section). Therefore, we stacked the correlations for positive and negative times to enhance the part of the signal that is symmetric, as this procedure (slightly) increases the SNR. We only calculate the group velocities when the SNR of the stacked nonfiltered trace is higher than five, with further criteria subsequently applied to the group velocity dispersion quality, as indicated below. A SNR of five is not sufficient to avoid unwarranted oscillations in the phase velocities, which is why we used the more stable group velocities for the tomography. Table 2.1 shows the number of paths kept after this selection. As shown by the azimuthal averages (Fig.2.8), the majority of the correlations have a SNR of ≥ 10 .

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT
 AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

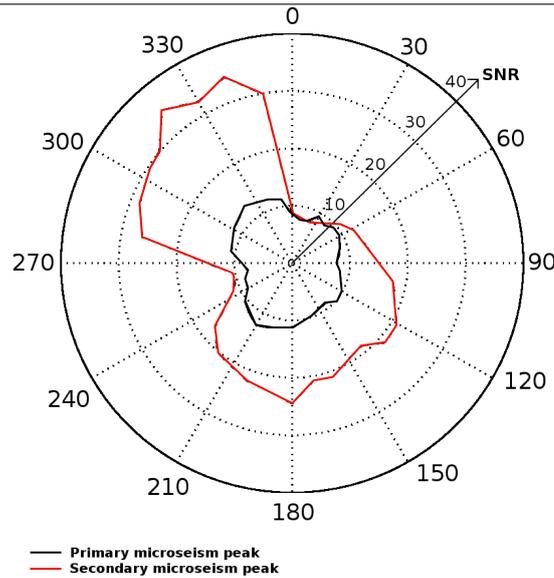


FIGURE 2.8 – Azimuthal distribution of the signal-to-noise ratio (SNR) for the 1-bit then spectral whitening processing. solid black line, primary microseism peak (14-15 s); solid red line, secondary microseism peak (7 s).

We used multiple filter analysis (Leshin et al, 1989) to calculate the group velocity dispersion of the Rayleigh wave for the 5-*s* to 55-*s* period. We applied the calculations independently for each of the three frequency bands (5 *s*-30 *s*; 20 *s*-40 *s*; 30 *s*-55 *s*) and applied a linear weighted average of the retrieved curves in the frequency interval that overlapped, to obtain a unique dispersion curve for each station pair.

Total	12403										
Period Range (<i>s</i>)	[5-30]			[20-40]				[30-55]			
SNR > 5	9758			8164				5625			
Period (<i>s</i>)	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
<i>d</i> > 3λ and no jump	9536	9136	8536	7848	7131	6399	3872	2332	1993	1700	1451
Without unrealistic paths	8436	8218	8167	7429	6730	6004	3682	2192	1933	1655	1415
Variance reduction (%)	78	65	64	67	60	46	46	50	43	41	37
Final rms (<i>km.s</i> ⁻¹)	0.045	0.024	0.015	0.007	0.004	0.015	0.015	0.023	0.019	0.016	0.014

TABLE 2.1 – Number of paths kept at each step of the data selection before the final inversion for the group velocity (see text for further explanations). SNR, signal-to-noise ratio; rms, root mean square.

For the subsequent inversion for the group velocity maps at each period, we used only paths for which the interstation distance was longer than three wavelengths. The number of paths varied between 1500 at 55 *s* and 9500 at 5 *s* (out of 12403 station pairs; see Table 2.1). For each of these curves, we finally evaluated the continuity of the dispersion

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

curves and excluded the (narrow) frequency intervals where the group velocity curve had significant discontinuities (jumps $>0.1 \text{ km.s}^{-1}$). The final data rejection was carried out based on an initial run of the inversion (see next section). Supporting Information Figure 2.15 shows three examples of the dispersion curves used for the group velocity tomography. The blue curve is in the Pyrenees range, the red one in the Aquitaine basin, and the green one in the Bay of Biscay. We can see some differences that characterize each region. At low period, the group velocities are higher for the curve corresponding to the Pyrenees, as we do not expect sedimentary cover in this region, contrary to the other regions. At higher periods, the dispersion curves for the Aquitaine Basin and the Bay of Biscay show higher group velocities than other regions, as the crust is thinner in these areas. As the Moho is the most superficial in the Bay of Biscay, the dispersion curve that corresponds to this region is stabilized at 25 s, whereas the group velocities continue to increase in the other regions.

2.2.3.2 Group velocity tomography

Method For each frequency, the remaining group velocities between station pairs were used to obtain a group velocity map, using the method of Barmin *et al.* (2001). We here present a brief summary of the method and refer the reader to Mordret *et al.* (2013) for detailed discussion. To estimate the model m , we minimize the penalty function, such that :

$$s(m) = (Gm - d)^T C_d^{-1} (Gm - d) + m^T Q m \quad (2.1)$$

where d is the data vector, G is the forward operator, C_d is the data covariance, and Q is the regularization matrix. The first term of the penalty function is the data misfit, and the second term contains the regularization parameters. For the inversion, we used a regular grid of $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$, as our resolution analysis showed the necessity for lateral smoothing of the model of approximately 50 km at a 5-s period (see below). Decreasing the cell size increases the CPU time without increasing the resolution.

To calculate the regularization parameters, we used the L-curves. The Barmin *et al.* (2001) method uses four smoothing parameters. Only two of them, lateral smoothing and damping, have a significant influence on the inversion, while the remaining two, related to path density which is everywhere high in our case, do not influence the inversion. The interdependence between the two remaining L-curves was addressed by prior knowledge

on parameter variations for different periods. Indeed, the lateral variations of the group velocities were significantly higher at short periods than at long periods, due to the lateral heterogeneity of the area in the upper crust, and in particular due to the presence of sedimentary basins in some areas. Based on forward modeling of dispersion curves in areas with and without thick sedimentary basins and on the shape of the L-curve (shown in Figure 2.16 in the Supporting Information), we imposed damping that corresponds to maximum variations of group velocities of $\pm 20\%$ at short periods and $\pm 8\%$ at long periods. The inferred lateral smoothing was therefore also frequency dependent, and increased linearly from 50 km at a 5-s period, to 100 km at a 30-s period, and then remained constant beyond this period. This smoothing is consistent with the wavelength of surface waves, which varied between approximately 15 km at 5-s period and 220 km at 55-s period, and the interstation distance, which was about 60 km. We finally used the inversion to carry out a final data quality check, following Stehly *et al.* (2009). At each frequency (1-s period intervals between 5 s and 55 s) we first inverted the data with all of the paths. In a second inversion, we rejected the paths where the differences between the predicted and observed travel-times were >2 -fold the average of all of the travel-time differences. At long periods, the number of rejected paths was insignificant, while up to 1000 paths were rejected at short periods. Table 2.1 shows the number of paths kept after this selection, while supporting Information Figure 2.17 shows the path densities for the 5-s, 30-s and 55-s periods. Even at 55 s, the number of paths in each cell is typically >40 . This procedure, for which manual visual inspection was carried out for a subset of paths, was aimed at rejecting unrealistic paths. We carried out the inversion on this final dataset, with a homogeneous starting model built as the average of the group velocities observed.

Group velocity maps Supporting Information Figure 2.18 shows an example of the inversion result at a 15-s period, where an interpolated map is also shown (linear 2-D interpolation between the centers of adjacent cells). For the best visualization of the results and the comparison with the geology of the area, we use such interpolated maps.

Figure 2.9 shows the group velocity maps at 5-s, 10-s, 20-s, 30-s, 40-s, and 50-s periods; i.e., corresponding to the increasing depth penetration. The geological boundaries of Figure 2.6a are added for reference. At short periods ($T < 20$ s), there was very good agreement between the geological boundaries and the group velocity variations: the Ebro and Aquitaine sedimentary basins are characterized by low group velocities, whereas the axial zone of the Pyrenees is characterized by high group velocities. At longer periods

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

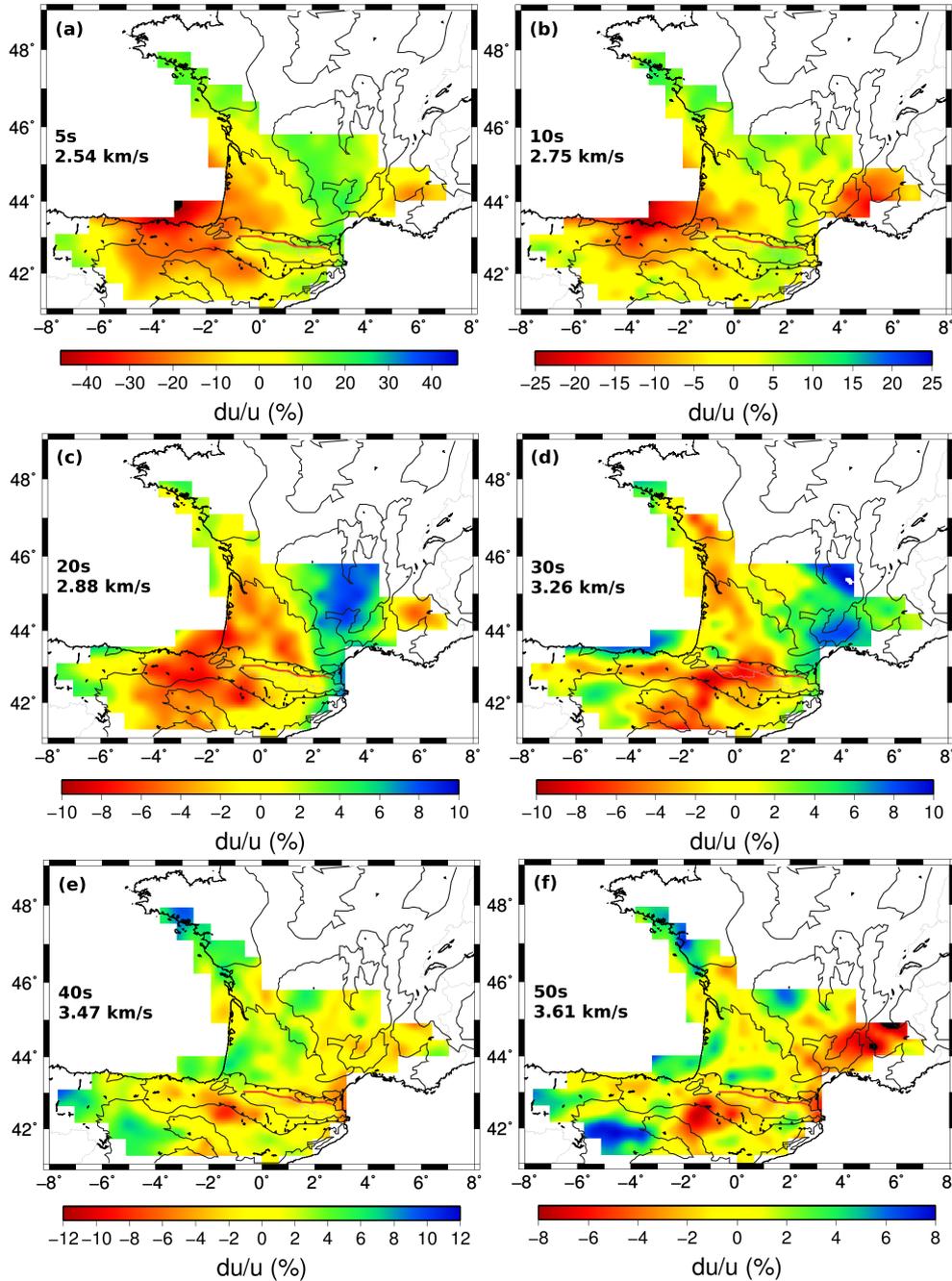


FIGURE 2.9 – Maps of the group velocity relative variations at 5 s (a), 10 s (b), 20 s (c), 30 s (d), 40 s (e) and 50 s (f). The reference group velocity is given at the left-hand side of each panel. Grey lines, main geological boundaries; red line, North Pyrenean fault (see Fig. 2.6b). The group velocity relative variations are computed with respect to the mean group velocity at each frequency. Note horizontal smearing towards the south at the Cantabrian coast, as discussed in section 5.1.3.

($T > 20$ s), the group velocities were mainly sensitive to the thickness of the crust, with, e.g., low velocities in the areas of thick crust beneath the Pyrenees.

To go further in the interpretation, the quality of the group velocity inversion needs to be analyzed, and in particular the model resolution, before inverting the 3-D V_S model. This 3-D model is obtained by merging the information coming from the 1-D inversion of the dispersion curve at each grid point.

Resolution tests The variance reduction (the reduction of the value of the penalty function between the input and the final models) is moderate, at between 80% at short periods and 40% at long periods (see Table 2.1). However, note that the input model already explains part of the raw data residuals, as we start with the model obtained after the final data rejection procedure. The overall data fit after the inversion is therefore good, as reflected in the average root mean square (RMS) of the differences between the observed and predicted group velocities along each path (see Table 2.1, final RMS).

The area of good resolution was defined based on the diagonal terms of the resolution matrix and the resolution length, as defined by Barmin *et al.* (2001). supporting Information Figure 2.17 shows these two parameters for three different periods. The well-resolved area was defined by cells where the diagonal terms of the resolution matrix was > 0.3 and the resolution length was < 150 km. An additional difficulty was encountered here, because these criteria are frequency dependent, while for the subsequent depth inversion there was the need to define the same resolved area across the whole period range. The period of 30 s was chosen, the approximate center of our period interval, to define the area resolved in which the depth inversion was carried out.

Spike tests give additional information for resolution. Figure 2.10 shows examples of such spike tests, for three different periods. The spike amplitudes are 25% at 5 s, 10% at 30 s, and 8% at 55 s. The synthetic data were calculated as simple time delays, using the same paths as for the inversion of the field data. These time delays were transformed into velocities, and white noise of 0.1 km.s^{-1} was added; i.e., of the order of 3%. As shown in Figure 2.10, the geometry of the spikes was well recovered, while the recovered amplitude was dampened, as is common in seismic tomography procedures. The dampening in each point is model dependent, which is why it is not possible to correct for this effect in tomography models. As the size of the anomalies recovered were approximately the value of the smoothing parameters in the inversion, we conclude that our smoothing is relatively conservative, so that we could confidently proceed to the 3-D inversion where there was the need to combine the results from all of the periods.

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

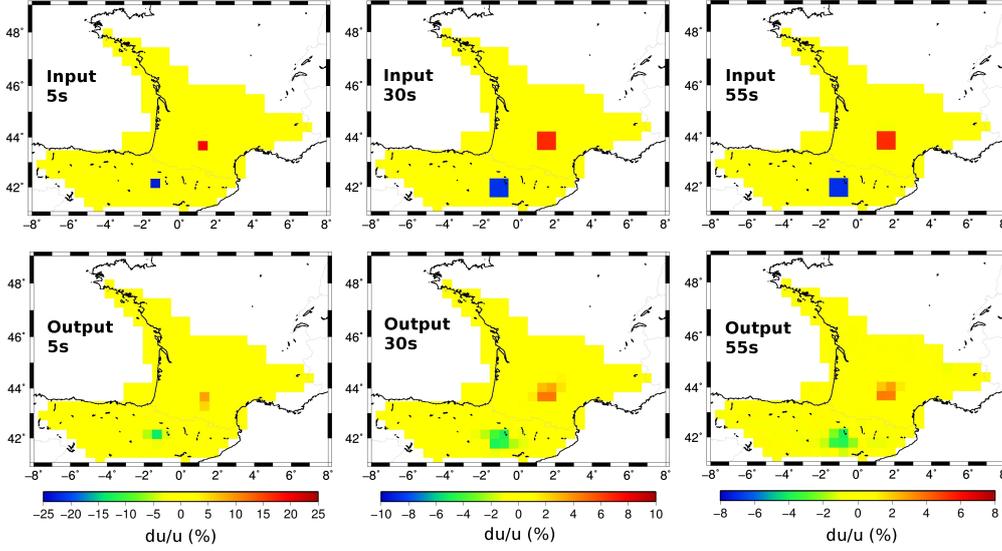


FIGURE 2.10 – Spike tests of the inversion of the delay times for the group velocity at 5 s, 30 s and 55 s. Top : Input models. Bottom : Results. The size of the anomalies is 40 km at 5 s, and 80 km at 30 s and 55 s.

2.2.4 Depth inversion

It remains a challenge to robustly invert group velocity dispersion curves for $V_S(z)$ structures. For this reason, many studies have only produced group or phase velocity maps (e.g., Shapiro et Campillo (2004) ; Bensen *et al.* (2007) ; Seats *et al.* (2012) ; Verbeke *et al.* (2012)). However, the depth inversion step is key to the imaging and interpretation of the 3-D structure, which was the main motivation of the present study.

Whether based on noise correlations or earthquake data, the nonuniqueness of surface-wave dispersion data inversion must be addressed. The simplest strategy is to consider smooth velocity profiles, so that the inversion converges to a solution even if the input model is not close to the ‘real’ Earth. Owing to the strong heterogeneity in the area, it was not possible to explain the observed dispersion curves with smooth models obtained using strong vertical damping and smoothing constraints. With relaxing of the regularization constraints, the inversions converged toward models with unrealistically strong vertical fluctuations in the velocity. Another strategy is to consider simple model parameterization, with a small number of parameters, which can be explored through nonlinear inversion, such as Monte Carlo approaches on which some statistical analysis can be applied (e.g., Brenguier *et al.* (2007) ; Stehly *et al.* (2009) ; Shen *et al.* (2013)), or

through Bayesian exploration of the model parameters, which are each associated with a probability function (e.g., Köhler *et al.* (2012)). Although this strategy is less dependent on the starting model, this is closely associated with the model parameterization, so it remains technically challenging to apply this to areas with very strong lateral variations of Earth structure for which an ‘average’ starting model of the area might be inadequate in most grid points. Many studies have in any case at least partly relied on inclusion of a-priori information from other data analyses (e.g., Shen *et al.* (2013); Stehly *et al.* (2009); Li *et al.* (2012)).

The present dataset is ideal to test the performance of a coherent and robust strategy for the inversion. First, the study area was particularly heterogeneous, and we wanted to be able to automatically accommodate for this heterogeneity in the inversion. secondly, the station grid was almost regular, except for the Bay of Biscay. Finally we had good Moho geometry estimates for comparison from receiver functions (Chevrot *et al.* (2014b)), and detailed knowledge of the basin thickness, as the area has been extensively studied, particularly for gas exploration purposes, among others. Below we suggest an automatic, robust and simple approach that should be useable for any type of study area, and which can be implemented with or without a-priori knowledge from other types of analysis.

2.2.4.1 Method

Our suggested approach relied on the following steps :

- step 1 : Create a library of dispersion curves for a large set of Earth models ;
- step 2 : select the 1000 models that best fit the observed dispersion curve ;
- step 3 : Linearize the inversion using the average over 1000 models as the starting model.

As in steps 1-2 we explore all of the combinations of the model parameters with a relatively rough parameterization, our approach combines elements of fully nonlinear inversion with the linearized inversion in step 3.

step 1 : Model library

To build the library, the variety of models that can be expected across the study area were explored. To limit the dimension of the model space, a five-layer model was used, composed of a top low-velocity layer, a sedimentary layer, the crystalline part of the upper crust, the lower crust, and the mantle. Each layer was defined by its thickness

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

(except for the infinitely thick mantle), the seismic wave velocities, and the density. To define the range of velocities in each layer, sensible ranges of V_P were used, and these were translated into V_S (which dominates the inversion) using a V_P/V_S ratio of 1.73. The density, which is the second most influent parameter on the dispersion curve, was calculated using the Nafe–Drake relation :

$$\rho = 1.662 * V_p - 0.4712 * V_p^2 + 0.0671 * V_p^3 - 0.0043 * V_p^4 + 0.000106 * V_p^5 \quad (2.2)$$

Table 2.2 shows the ranges in the P-wave velocity and layer thickness used to build the model library. The increment used for the layer thickness is 1 *km* for the two first layers (top and sedimentary layers) and 2 *km* for the layer of the crust. For the velocities, the increment is 0.5 *km.s⁻¹*, except for the mantle for which the increment is 0.2 *km.s⁻¹*. A top layer was introduced to account for the possible presence of low velocities close to the surface in the basins. This shallow layer cannot be resolved in detail, as the minimum study period was 5 *s*, but it serves the purpose of accommodating such low surface velocities if they occur so as to avoid contamination below. Note that the vertical velocity variations within each layer will be obtained in inversion step 3. Using the parameters of Table 2.2, a library of 2766555 models and their associated dispersion curves was obtained.

Layer	Thickness range (<i>km</i>)	V_P range (<i>km.s⁻¹</i>)
Top layer	0-4	2-3
Sedimentary Layer	0-12	3.05-5.5
Upper Crust	10-26	5-6
Lower Crust	10-36	6-7
Mantle	Infinite	7.5-8.1

TABLE 2.2 – Parameters used to build the library of Step 1 of the depth inversion.

step 2 : creating a starting model for the linearized inversion

At each grid point, the fits between the observed dispersion curve with those in the library were calculated, and the residuals over the whole period range were computed. The 1000 models with the lowest RMS were then selected. As many models had very similar RMS, the concept of the ‘best’ model was not relevant. A model that was representative of the 1000 ‘acceptable’ models was thus determined (see further discussion of the choice of number of models at the end of this section). The main parameters were

sufficiently stable to assume that in each grid point, we were close to a starting model that will not lead into a local minimum or into unrealistic models.

There were two options for the calculation of this model : either as the average of each parameter (nine in our case, as four for the depth, and five for the velocity in each layer) ; or as the average of the 1000 velocity models (we used 1-*km* depth intervals). In the first case, a 5-layer model was obtained, whereas a smoothed model was obtained for the second case. In the first case, the interfaces were easy to identify, so the interpretation of the models was straightforward. In our case, the 5-layer model was too simple to adequately explain the observed dispersion curves. Therefore, the second approach was used, which provided a significantly better data fit in step 3. Interpretation of the final model (after step 3) became more difficult, as the interfaces were not identified as such, but typically appeared as velocity gradients.

The best 1000 models, i.e. 0.03% of the total number of models, typically have an RMS smaller or equal to 1.5 times the best RMS. If we set a lower limit for the allowed RMS, the number of models used in the average quickly becomes very small, and tend to be dominated by single values of some velocities and/or interface depths. As our sampling of the parameter space is very rough, such limited classes of models with very strong interfaces are not ideal for the subsequent linearized inversion. Interestingly, and counter intuitively, the average of 1000 models generally has a better fit to the data than the average of a smaller number of better fitting models. Even though the choice of 1000 models is somewhat arbitrary, it provides a good compromise between individual model data fit, and smoothness of the resulting average model. At the end of step 2, in each grid point, we had a starting model that was used as input for the linearized inversion.

step 3 : Linearized inversion

The starting model at each grid node obtained after step 2 was taken as the starting model for standard linearized inversion using the program package of [Herrmann et Ammon \(2002\)](#). As the Rayleigh wave group dispersion curves were mostly sensitive to the *S*-wave velocities, this parameter was chosen for the inversion. The *P*-wave velocities and densities were derived from V_S with the same equations as those used for computing the library.

As we were working with a smooth model described with 1-*km*-thick layers, we inverted for V_S only. Convergence was typically achieved after four iterations. The smoothing constraints that could be applied were at this point sufficient to ensure that subsequent iterations, necessary for some points, did not induce additional oscillations in the model.

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

To have a reference for RMS improvement, we calculate the RMS (0.063 km.s^{-1}) using an average model across the whole study area. The average RMS using the dispersion curve of the starting model in each grid point (after step 2) was 0.046 km.s^{-1} . The final average RMS after step 3 was 0.038 km.s^{-1} ; i.e., significantly lower than the lateral variations in the group velocity, as e.g., shown in Figure 2.9. The final RMS was spatially variable, as shown in supporting Information Figure 2.19, with an overall very low RMS in the central part of the model, and an RMS that remained everywhere smaller than the lateral variations in the group velocity.

2.2.5 Crustal V_S model - Discussion

2.2.5.1 Quality assessment of the 3-D V_S model

Our velocity model is the first 3-D crustal model for the study area with uniform coverage and resolution. Prior to interpretation, and to assess the robustness of the data analysis and the inversion, we proceeded to comparisons with other geophysical studies in the area : deep seismic sounding profiles, and published maps of sediment thickness and crustal thickness. One difficulty in performing such comparisons is to map the depth of internal discontinuities from smooth 1-D V_S models. Two methods to extract the depth of interfaces were thus tested : by delineating these boundaries by picking an iso-velocity surface ; or by selecting the extrema of the second derivative of $V_S(z)$ to pick the strongest changes in the velocity gradient. Both of these methods led to similar fits to the published data on average. In the following, we show the comparisons using iso-velocity surfaces for both the basement depth (2.9 km.s^{-1} ; see section 5.1.2) and the Moho depth (4 km.s^{-1} ; see section 5.1.3).

Comparison with ECORS deep seismic sounding profiles Figure 2.11 shows our 3-D V_S model along vertical sections following the two ECORS deep seismic sounding profiles of the central Pyrenees (Choukroune et ECORS team (1989); Fig. 2.11a) and western Pyrenees–Arzacq (Daignières *et al.* (1994); Fig. 2.11b). The white lines in Figure 2.11a represent the reflectors in the ECORS profiles after migration, while in Figure 2.11b, they show the interpretation of the main ECORS reflectors made by Choukroune et ECORS team (1989). The black lines are the 2.9 km.s^{-1} and 4.0 km.s^{-1} iso-velocity curves in our V_S model. The lateral variations in V_S show striking agreement with the positions of the major deep seismic sounding reflectors. The general shape of the Moho is well retrieved by our ambient noise tomography, including the strong depth change

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

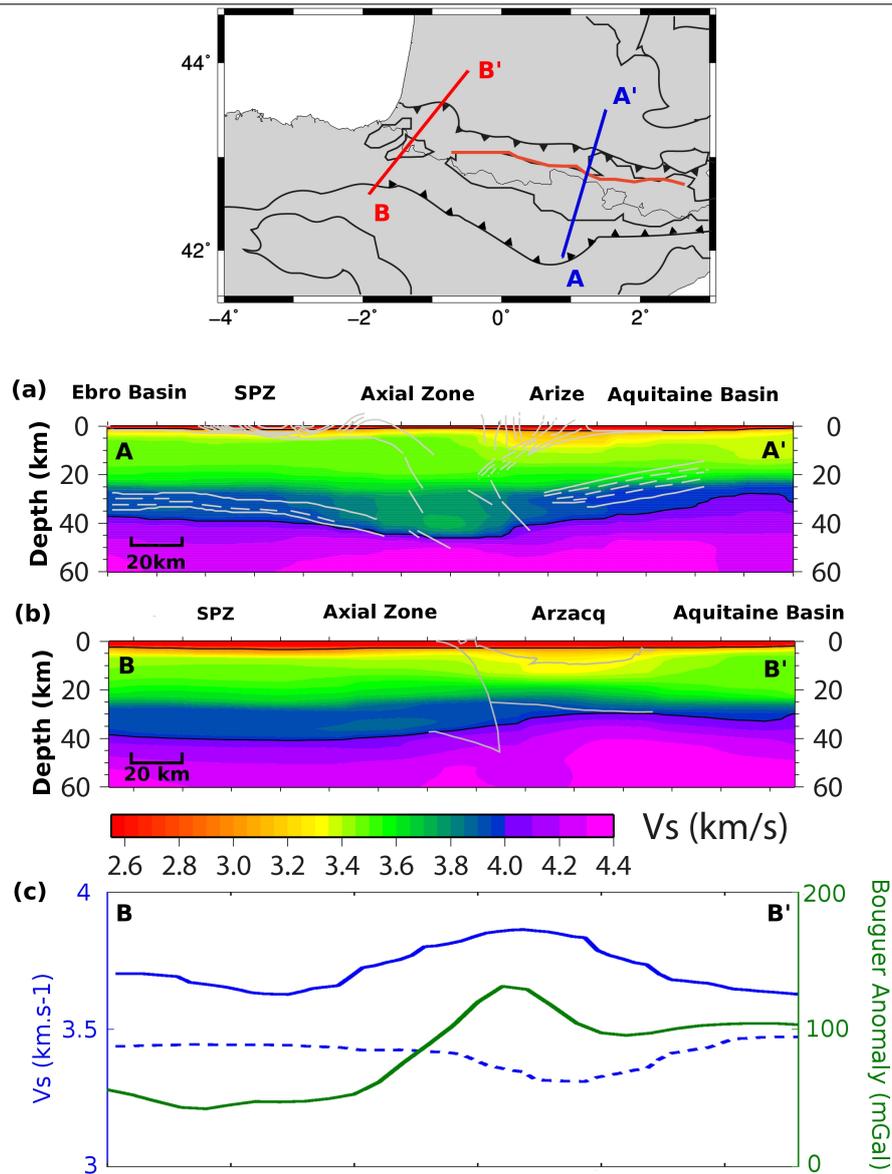


FIGURE 2.11 – Comparison of the ECORS deep seismic sounding profile of the central Pyrenees (a; A-A') and western Pyrenees-Arzacq (b; B-B'), with the corresponding depth sections in our 3-D V_S model. Top : Map showing the locations of the profiles. Black solid lines in (a) and (b), iso-velocities of 2.9 km.s^{-1} and 4 km.s^{-1} , which correspond to the top of the basement and the Moho, respectively. (c) s-wave velocity at 10 km in depth (dashed blue line), at 25 km in depth (solid blue line), and the Bouguer anomaly (green line) along the western Pyrenees-Arzacq profile.

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

between the thick Iberian crust to the south and the thinner European crust to the north. We also find a low velocity anomaly (3.8 km.s^{-1}) in the deep crust beneath the Axial Zone of the Pyrenees (Fig. 2.11a), which could be related to the underthrust of the Iberian crust beneath the European crust, as proposed in the interpretation of the ECORS profile. The thin-skinned duplexes of the Arize Massif in the central Pyrenees (Fig. 2.11a; Roure *et al.* (1989)) have a clear low- V_S signature in the upper crust ($<3.3 \text{ km.s}^{-1}$) beneath the North Pyrenean Zone. This along-strike velocity contrast in the upper 10 *km* demonstrates the structural differences between the North Pyrenean Zone and the south Pyrenean Zone. In the second profile, the deep Arzacq basin is also clearly seen in the velocity model (Fig. 2.11b).

Thickness of the sedimentary layer The iso-velocity surface $V_S = 2.9 \text{ km.s}^{-1}$ was used to map the basement depth in Figure 2.12a. Recovering this interface with the ambient noise correlation method is a challenge in areas such as ours, where there are strong changes in sediment thickness. The comparison of Figure 2.12a with the map compiled by Theunissen *et al.* (2013), which is shown in supporting Information Figure 2.20, is however satisfactory, as we correctly retrieve the geometry of the main sedimentary basins, while we underestimate the maximum thickness of the Ebro and Aquitaine basins, as their deepest parts are narrower than our grid node spacing (40 *km*). The maximum thickness of the south-eastern basin is better estimated due to its wider extent. Conversely, we overestimate the thickness of the Basque–Cantabrian basin, which is 5 *km* and not 8 *km* as in Figure 2.12a. These large thickness values are explained by the very weak velocities observed at 3 *km* to 5 *km* in depth in this area (see map views of Fig. 2.13a, b). This might be related to the proximity of the passive margin of the Bay of Biscay and the thick water layer. Picking an iso-velocity surface as the basement depth is not appropriate in this area.

Moho depth To estimate the Moho depth, we searched for the velocity value that minimized the RMS difference between the crustal thickness estimates by the receiver functions of Chevrot *et al.* (2014b) and the iso-velocity surfaces in our 3-D model. The best fit was obtained with iso-velocity $V_S = 4 \text{ km.s}^{-1}$, for which the agreement with the ECORS deep seismic sounding profiles is also excellent (see section 5.1.1). Figure 2.12b shows our Moho depth estimate, as well as those of Chevrot *et al.* (2014b), as filled circles using the same color scale. Our Moho map retrieves all of the major features of the Moho structure, which is dominated by the difference in the crustal thickness between the thick

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT
 AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

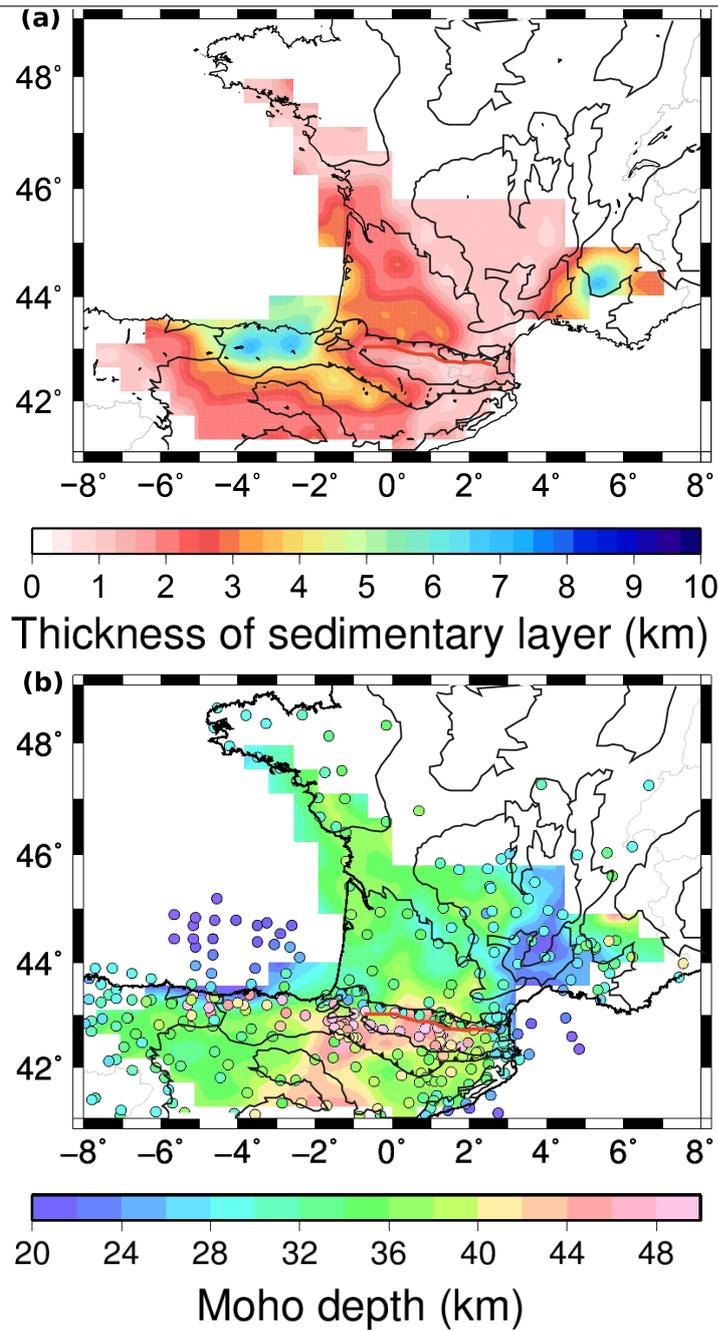


FIGURE 2.12 – Maps of the iso-velocity depths : (a) Iso-velocity $V_S = 2.9 \text{ km.s}^{-1}$ associated with the top of the basement. (b) Iso-velocity $V_S = 4 \text{ km.s}^{-1}$ associated with the crust-mantle boundary. Filled circles, Moho depth values that [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#) estimated from receiver functions or compiled from seismic reflection-refraction studies ; solid black lines, main geological boundaries of [Figure 2.6b](#).

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

crust beneath the Pyrenees and the thin crust beneath the southern margin of the Bay of Biscay, the south-eastern basin, and the south-eastern part of the Massif Central. The differences that we observe in the south-eastern part of the Massif Central are well explained by the results from an early refraction profile of [Perrier et Ruegg \(1973\)](#), who identified an unusual crustal structure in that area, with a shallow velocity discontinuity from 6 km.s^{-1} to 7.3 km.s^{-1} , at 24 km in depth beneath the Oligocene basins and the volcanoes of the Massif Central (close to our 22-km estimate) and an absence of a clearly defined Moho. We further discuss this anomalous structure in section 5.2.3. A small area south-east of the Massif Central, in the south-eastern basin, has a nonexplained difference in Moho thickness of 3 km to 5 km (we observe 22-km thickness while [Chevrot et al. \(2014b\)](#) observed $25\text{-}27 \text{ km}$ thickness). Another area with a misfit was at the southern edge of the study zone, but well resolved according to our resolution analysis, between -4° and 0° longitude (Iberian chain, Almazan basin and western part of the Ebro basin) where we observed a Moho that was 6 km deeper than that inferred by [Chevrot et al. \(2014b\)](#). This difference is not linked to the inversion procedure, as it corresponds to relatively low group velocities at long periods (Fig. 2.9), which translate into a thicker crust. Finally, the differences in the Moho depths observed beneath the Cantabrian Mountains and the Basque–Cantabrian basin ($28\text{-}29 \text{ km}$, instead of $40\text{-}44 \text{ km}$ in [Chevrot et al. \(2014b\)](#)) are related to anomalous short-period dispersion curves. The difference can be explained by a particular combination of strong lateral structural variations in a location at the edge of the seismic network which is not reflected in the resolution matrix. The crust of the Cantabrian Mountains is thick (50 km) as compared to the thin (about 25 km) oceanic crust of the Bay of Biscay, which includes a thick sedimentary layer. We identify the north-south change in crustal thickness, but it is shifted 60-km southward, i.e. approximately one interstation distance. [Shapiro et al. \(1998\)](#) showed that at the edge of a continent, part of the energy between two points on the coast is channeled through the slow oceanic structures. Our group velocities between stations along the coast have indeed in many cases anomalously slow velocities. Additionally, resolution tests show that even though spikes are resolved, a strong negative velocity anomaly in the Bay of Biscay spreads to the south even in the presence of a neighbouring high E-W velocity anomaly along the coast.

2.2.5.2 Highlights of the 3-D V_S model

The exploration of the 3-D V_S model is likely to continue to yield new insights into the dynamics of all or parts of these studies for several years, in combination with

other geophysical and geological studies. In this section we first present the 3-D V_S model in the form of depth slices, which contain complementary information to that presented in the maps of the interface depths. We then focus on two results that are associated with the much-discussed issue of explaining the Bouguer anomaly in the Labourd–Mauléon–Arzacq region and with a large-scale anomaly of the lithospheric structure beneath part of the Massif Central.

Depth slices and brief description of the 3-D V_S model Figure 2.13 shows six horizontal slices at 3 km to 35 km in depth in our 3-D V_S model. At depths of 3 km (Fig. 2.13a) and 5 km (Fig. 2.13b), the V_S maps are consistent with the surface geology. The sedimentary basins (Basque–Cantabrian, Aquitaine, Ebro basins, and part of the southeastern basin) have low S -wave velocities (2.6 to 3.4 $km.s^{-1}$), whereas the outcrops of the Variscan basement (Axial Zone of the Pyrenees, Massif Central, and Armorican Massif) have high velocities (up to 3.6 $km.s^{-1}$). The only exception is the basement outcrop of the Cantabrian Mountains, which has lower S -wave velocities than the other massifs, of 3.2 $km.s^{-1}$ at 5 km in depth. Although the Axial Zone of the Pyrenees is made of crystalline basement, its velocities at 3 km in depth are slightly lower than those of the Massif Central and Armorican Massif (3.15 $km.s^{-1}$ and 3.35 $km.s^{-1}$, respectively). This difference disappears at 5 km in depth. The velocities are more laterally homogeneous at 10 km and 15 km in depth than at shallow depths (Fig. 2.13c, d). At 35 km in depth (Fig. 2.13f), this is close to the crust–mantle boundary, except beneath the Pyrenees. The velocities are $>4 km.s^{-1}$ beneath the Massif Central and the Bay of Biscay, which have thin crusts. The velocities are lower (3.75 $km.s^{-1}$) under the Axial Zone of the Pyrenees, where the crust is thick.

Focus area 1 : the Labourd–Mauléon–Arzacq region (western Pyrenees) In the north-western part of the Pyrenees, beneath the Labourd–Mauléon area, Vacher et Souriau (2001) and Jammes *et al.* (2010) proposed that the 140-mgal positive Bouguer anomaly is generated by a high-density body located between the near-surface and 12 km or 16 km in depth. The size of this high-velocity body is smaller than our resolution, so we cannot rule out its presence. It is, however, striking that our model is characterized by low V_S at 10 km and 15 km in depth (Fig. 2.13c, d) in the Labourd–Mauléon area, as compared to the neighboring areas. More significantly, at 25 km in depth (Fig. 2.13e), the larger-sized Labourd–Mauléon–Arzacq region is characterized by high s -wave velocities of up to 3.95 $km.s^{-1}$. These high V_S at 25 km in depth along the western Pyrenees–Arzacq

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

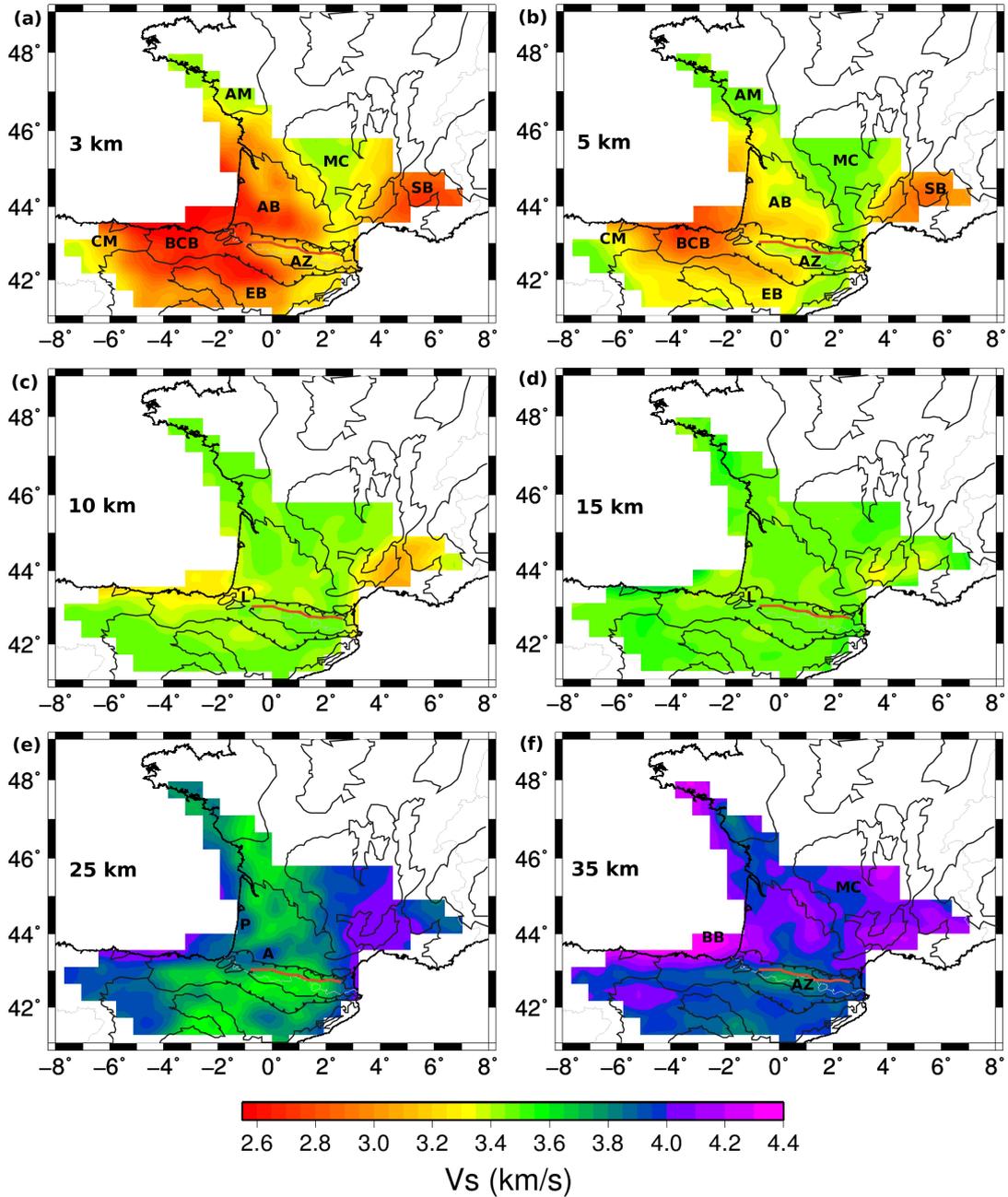


FIGURE 2.13 – Depth slices at 3 km (a), 5 km (b), 10 km (c), 15 km (d), 25 km (e), and 35 km (f) in depth. solid black lines, main geological boundaries of Figure 2.6b. A, Labourd–Mauléon– Arzacq velocity anomaly ; AB, Aquitaine basin ; AM, Armorican Massif ; AZ, Axial Zone of the Pyrenees ; BB, Bay of Biscay ; BCB, Basque–Cantabrian basin ; CM, Cantabrian mountains ; EB, Ebro basin ; L, Labourd–Mauléon area ; MC, Massif Central ; P, Parentis velocity anomaly ; SB, south-eastern basin.

ECORS profile are compared to the Bouguer anomaly with lateral variations of V_S at 10 km and 25 km in depth in Figure 2.11c. The Labourd gravity anomaly is spatially correlated with the V_S profile at 25 km in depth, and anti-correlated with the V_S profile at 10 km in depth. Figure 2.13e shows a similar high-velocity anomaly at 25 km in depth in the Parentis region, in the direct on-land continuation of the offshore Parentis basin. We therefore suggest that the two lower crustal high-velocity anomalies of the Parentis and Labourd–Mauléon–Arzacq regions are traces of the two ancient hyper-extended Bay of Biscay–Parentis and Pyrenean–Basque–Cantabrian rift systems, as proposed by Tugend *et al.* (2014).

Focus area 2 : the Massif Central Figure 2.14 shows three velocity–depth models for two areas in the Massif Central (Fig. 2.14, red, blue) and one in the Basque–Cantabrian basin (Fig. 2.14, green). The Basque–Cantabrian basin model is shown as an example of the typical $V_S(z)$ profiles in the basin areas of the study region, with low velocities at shallow depths, a crystalline upper crust with almost constant velocity, a strong gradient to a constant and high-velocity lower crust, and a strong velocity gradient at the crust–mantle boundary. At depths of >8 km, the western Massif Central model (Fig. 2.14, blue) is similar to the reference model of the Basque–Cantabrian basin. The eastern Massif Central model (Fig. 2.14, red) has different characteristics, with a strong velocity gradient between 15 km and 22 km in depth that results in a shallow crossing of the $4 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ iso-velocity considered as the Moho depth, and very slowly increasing velocities at depths >22 km. The P-wave velocity model estimated by Perrier *et Ruegg* (1973) from refraction studies in the same area has similar characteristics, with a sharp velocity increase from $6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ to $7.3 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ at 24 km in depth, followed by a velocity gradient. The main difference is the strength of the velocity gradient as V_S at 45 km in depth is only $4.2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, while V_P in the refraction model is $8.4 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig. 2.14). Perrier *et Ruegg* (1973) interpreted the discontinuity at 24 km in depth as the transition from the crust to an anomalous upper mantle, while we interpret the sharp discontinuity at 22 km in depth as the Moho.

Figure 2.14 shows that the velocity below 50 km in depth is lower in the eastern Massif Central ($4.2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$) than in the two other regions (4.3 and $4.4 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$). The map in the inset in Figure 2.14 shows the areas with $V_S < 4.2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ at 50 km in depth, which are located in the south-eastern Massif Central and at the western end of the Ebro basin.

Although our V_S values should be considered with caution at depths >40 km, we

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

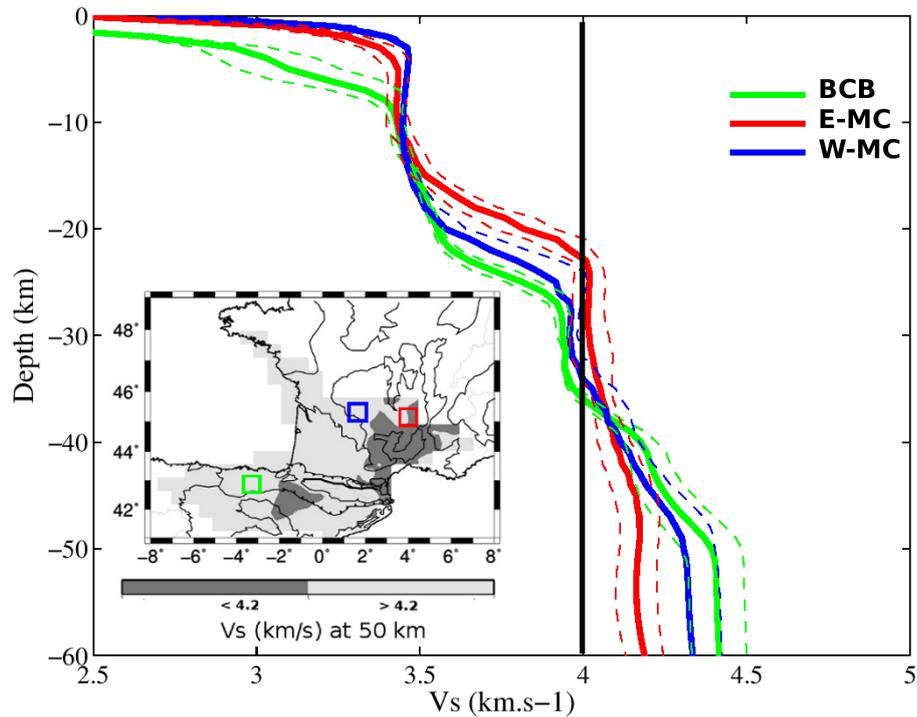


FIGURE 2.14 – Average S -wave velocity–depth models for the Basque–Cantabrian Basin (BCB; solid green curve), the western part of the Massif Central (W-MC; solid blue curve), and the eastern part of the Massif Central (E-MC; solid red curve). The average models are calculated over four neighboring grid nodes. The $V_S \pm \sigma$ curves are shown as dashed lines. Black solid line, iso-velocity 4 km.s^{-1} that we associate with the Moho. Inset : Map showing V_S at 50 km in depth, and the location of the BCB, W-MC and E-MC zones (open squares).

note that the low V_S anomaly beneath the south-eastern Massif Central coincides with the low P -wave velocity anomaly imaged at the upper mantle depth by the teleseismic travel-time tomography of [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#).

2.2.6 Conclusions

Using records of a dense seismic array with 60-km average interstation spacing, we have computed the first high-resolution 3-D V_S model of the crust of the Pyrenees and the surrounding areas of south-western France and northern Spain . The main challenge of the study was to obtain a robust model in spite of the strong lateral variability of the crustal structure. Our proposed inversion scheme meets these requirements, through the combination of elements from full nonlinear inversion through systematic exploration of

the model space, and from classical linearized inversion using vertically smoothed models. The comparison shows good agreement with the known geological structures, in spite of the localised differences, for which we offer explanations in most cases.

Our model sheds light on the long-lasting discussion concerning the crustal structure in the Labourd–Mauléon area in the western part of the North Pyrenean Zone, which shows the strongest gravity anomaly of the Pyrenees. Our data show that the origin of the anomaly is most likely located in the lower crust, where we identify a high-velocity body beneath the gravity anomaly. As we find a similar high V_S anomaly at 25 km in depth beneath the Parentis region, we suggest that these two lower crustal velocity anomalies of the Labourd–Mauleon and Parentis areas might be imprints of the Albian–Aptian rifting phase of extreme crustal thinning and mantle denudation (Lagabrielle *et al.* (2010); Jammes *et al.* (2010); Tugend *et al.*, 2014). A rather unexpected new result is associated with the south-eastern part of the Massif Central, where the V_S profiles are very similar to the V_P profiles proposed for the Oligocene basins by Perrier *et Ruegg* (1973) based on refraction profiling. Our data suggest that rather than being an anomaly of intracrustal velocities, the anomaly is that of crustal thinning (to a thickness of 21–25 km) and low upper-mantle velocities, which cover a relatively large area within the Massif Central. These highlights provide a foretaste of the potential outcomes of this first high-resolution 3-D crustal V_S model for reconstruction of the evolutionary models of the Pyrenees and adjoining areas, in combination with geological and other geophysical studies.

Acknowledgements We thank all participants in the fieldwork, and the municipalities and landlords that hosted a PYROPE temporary station. We also acknowledge SISMOB, the French seismic mobile pool (a component of the RESIF Research Facility), for providing us with the seismological instrumentation for the temporary deployments. We used data from the FR and RD (RESIF), G (Geoscope) and CA (“Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya”) permanent networks. RESIF (<http://portal.resif.fr/>) is a national Research Infrastructure, recognized as such by the French Ministry of Higher Education and Research. RESIF is managed by the RESIF Consortium, composed of 18 Research Institutions and Universities in France. RESIF additionally supported by a public grant overseen by the French National Research Agency (ANR) as part of the «Investissements d’Avenir» program (reference : ANR-11-EQPX-0040) and the French Ministry of Ecology, Sustainable Development and Energy. The PYROPE experiment was supported by the French Research Agency “ANR blanc” program (project PYROPE, ANR-09-BLAN-0229).

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

This is a contribution of the Team Consolider-Ingénio 2010 TOPO-IBERIA (CSD2006-00041). Constructive remarks by L. Boschi and an anonymous reviewer helped improving this manuscript.

2.2.7 Supporting Information

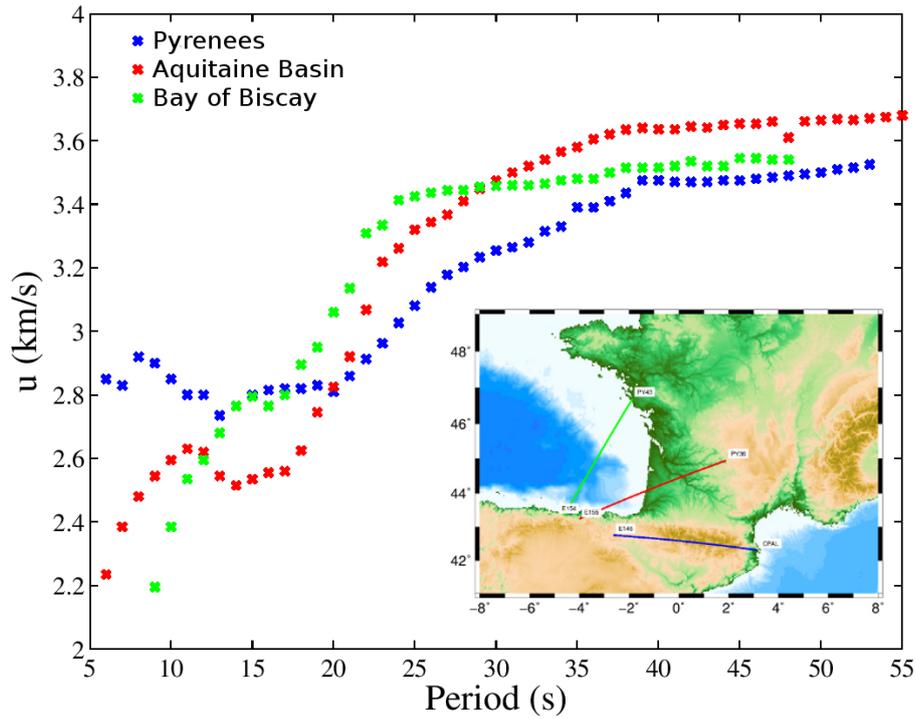


FIGURE 2.15 – Group velocity dispersion curves for three stations pairs, corresponding to three areas (Pyrenees range in blue, Aquitaine basin in red, Bay of Biscay in green). Inset : Map showing the locations of the station pairs.

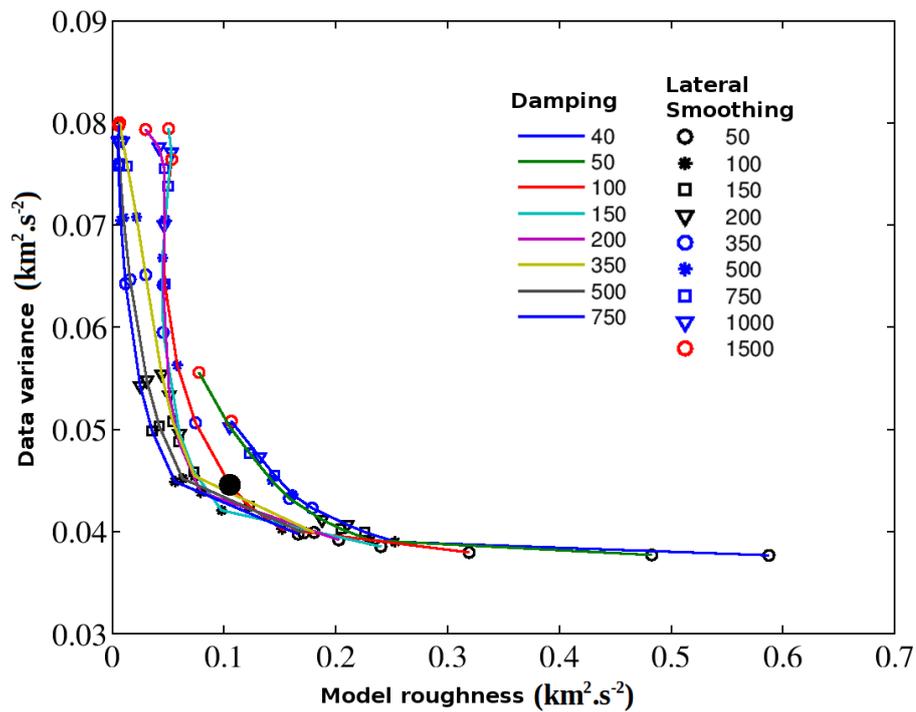


FIGURE 2.16 – L-curves at 5s period. The damping varies between 40 and 750 (solid lines) and the lateral smoothing varies between 50 and 1500 km (symbols). The black large dot is the selected couple of parameters, damping = 100, lateral smoothing = 200 km.

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

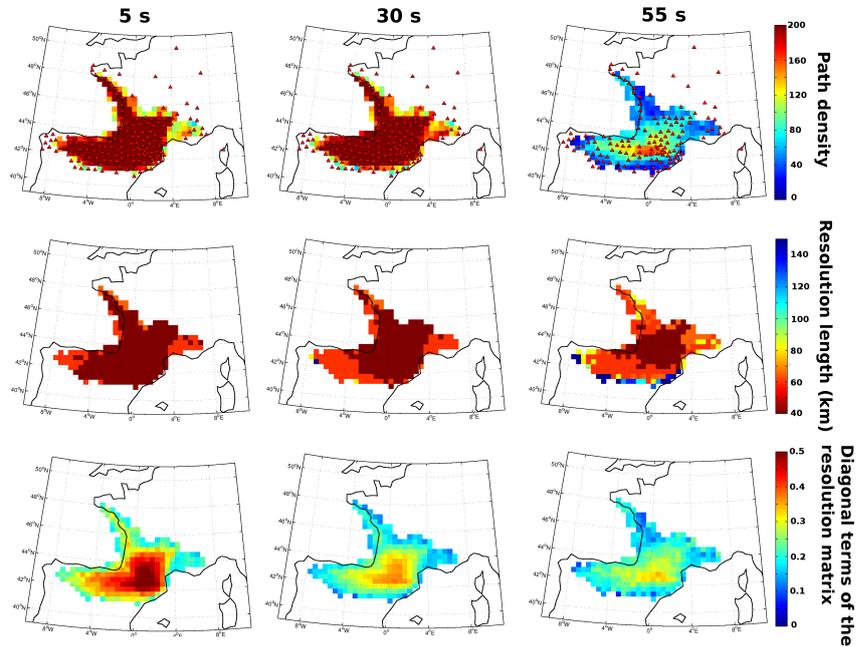


FIGURE 2.17 – Maps of the path density (top), resolution length (middle), and diagonal of the matrix of resolution (bottom) at 5 s, 30 s and 55 s. Red filled triangles (top panels), station locations.

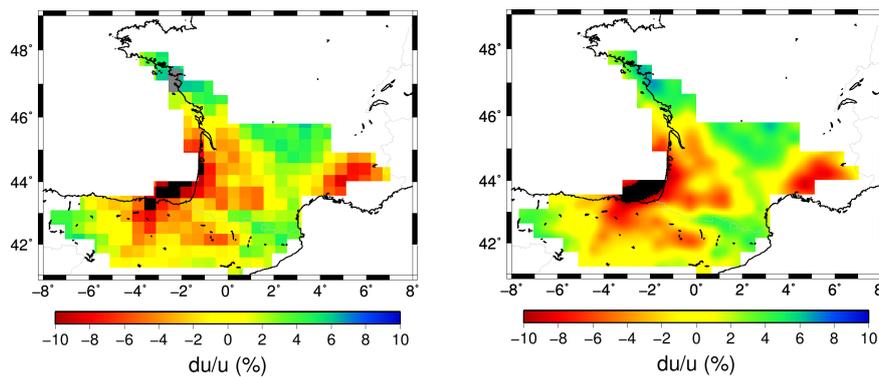


FIGURE 2.18 – Maps of the group velocity relative variations at 15 s before (a) and after (b) interpolation. The average group velocity used for computing du/u was 2.73 km.s^{-1} .

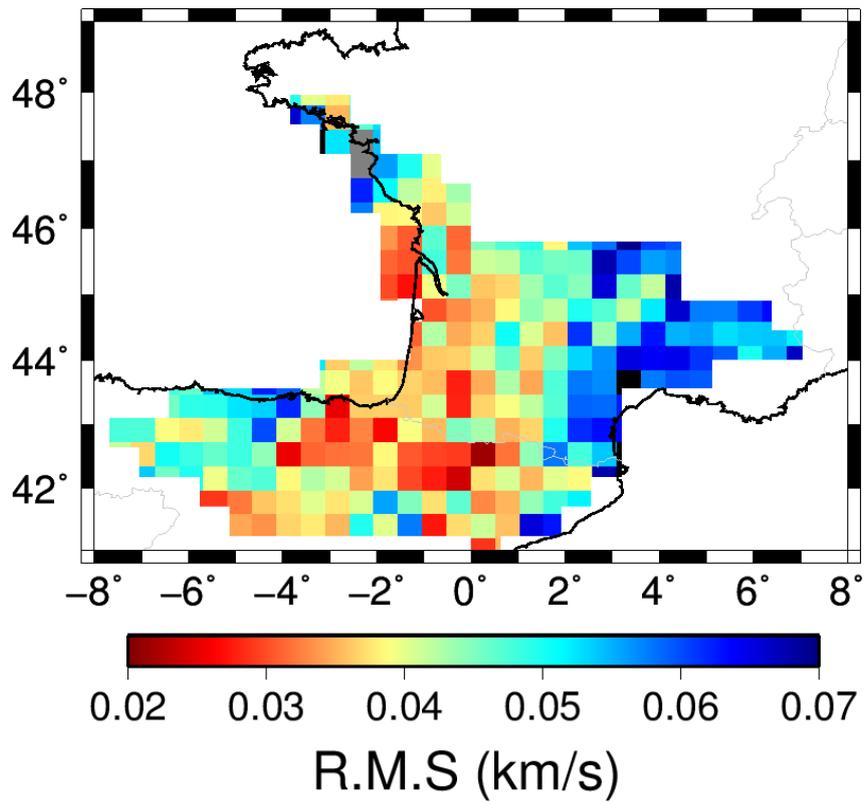


FIGURE 2.19 – RMS between the observed and calculated dispersion curves after the linearized inversion.

2.2 Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-D V_S model in the presence of a very heterogeneous crust

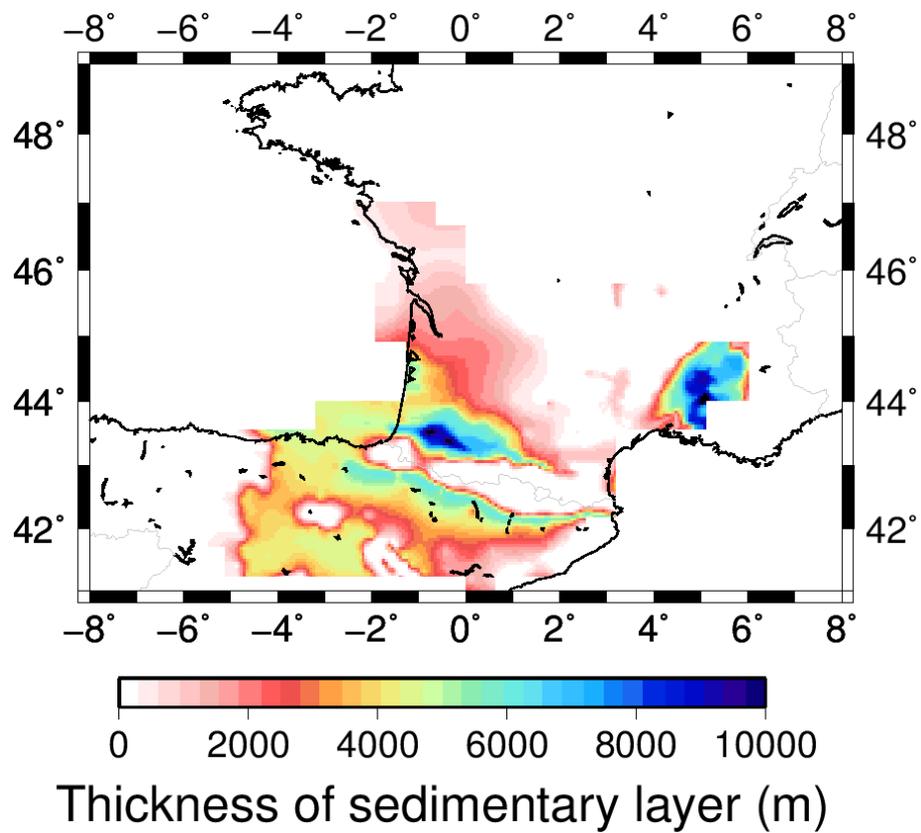


FIGURE 2.20 – Map of the sediment thickness compiled by [Theunissen *et al.* \(2013\)](#).

2.3 Vitesses de groupe de l'onde de Love

Les réseaux temporaires PYROPE et IberARRAY ainsi que les réseaux permanents français et catalan sont composés de stations 3-composantes. Les corrélations ont donc été calculées pour les 9 composantes du tenseur de Green. Si les corrélations des composantes verticales nous donnent accès à l'information sur les ondes de Rayleigh, les corrélations entre les composantes transverses donnent accès à la fonction de Green de l'onde de Love. De la même manière que les cartes de vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh ont été calculées, il est possible d'obtenir ces mêmes cartes pour les vitesses de groupe de l'onde de Love.

L'intérêt de l'étude des ondes de Love est de proposer des modèles d'anisotropie radiale. En effet, les ondes de Rayleigh sont générées par l'interaction des ondes S_V avec la surface libre, tandis que les ondes de Love sont dues à des interférence des ondes S_H . L'anisotropie des ondes S peut donc être à l'origine des différences entre les vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh et de celles de Love.

Les paramètres de sélection des données utilisées dans la tomographie en vitesses de groupe de l'onde de Love sont les mêmes que ceux définis pour les ondes de Rayleigh, à savoir :

- seules les corrélations avec un rapport signal sur bruit supérieur à 5 ont été gardées pour le calcul de courbes de dispersion entre paires de stations.
- seuls les trajets dont la distance interstation est supérieure à 3λ sont gardés.
- pour chaque courbe de dispersion, les intervalles de périodes qui présentent de forts sauts ($> 0.1 km.s^{-1}$) sont supprimés.

Période (s)	5	10	15	20
rms>5, d > 3λ et pas de saut brusque	6260	5944	5467	4924
Sans les trajets avec de forts résidus	5489	5382	5161	4565
Diminution de la variance (%)	53	33	40	24
RMS final ($km.s^{-1}$)	0.049	0.056	0.009	0.016

TABLE 2.3 – Récapitulatif des trajets disponibles après application des critères de sélection. Diminution de variance et RMS final lors de l'inversion final des courbes de dispersion pour la tomographie en ondes de Love.

Une première itération d'inversion des courbes de dispersion pour la tomographie est faite en utilisant tous les trajets. Pour chaque période, les trajets qui ont un résidu

supérieur à deux fois la moyenne des résidus de tous les trajets sont supprimés. Une deuxième inversion sans ces trajets est faite. Le tableau 2.3 résume le nombre de trajets disponibles après applications des critères de sélection et utilisés pour l'inversion finale. Le même tableau pour l'onde de Rayleigh est présenté tableau 2.1.

Aux périodes supérieures à 20s, le rapport signal sur bruit des corrélations devient trop faible et le nombre de trajets exploitables n'est pas assez important pour envisager les inverser.

2.3.1 Test de résolution

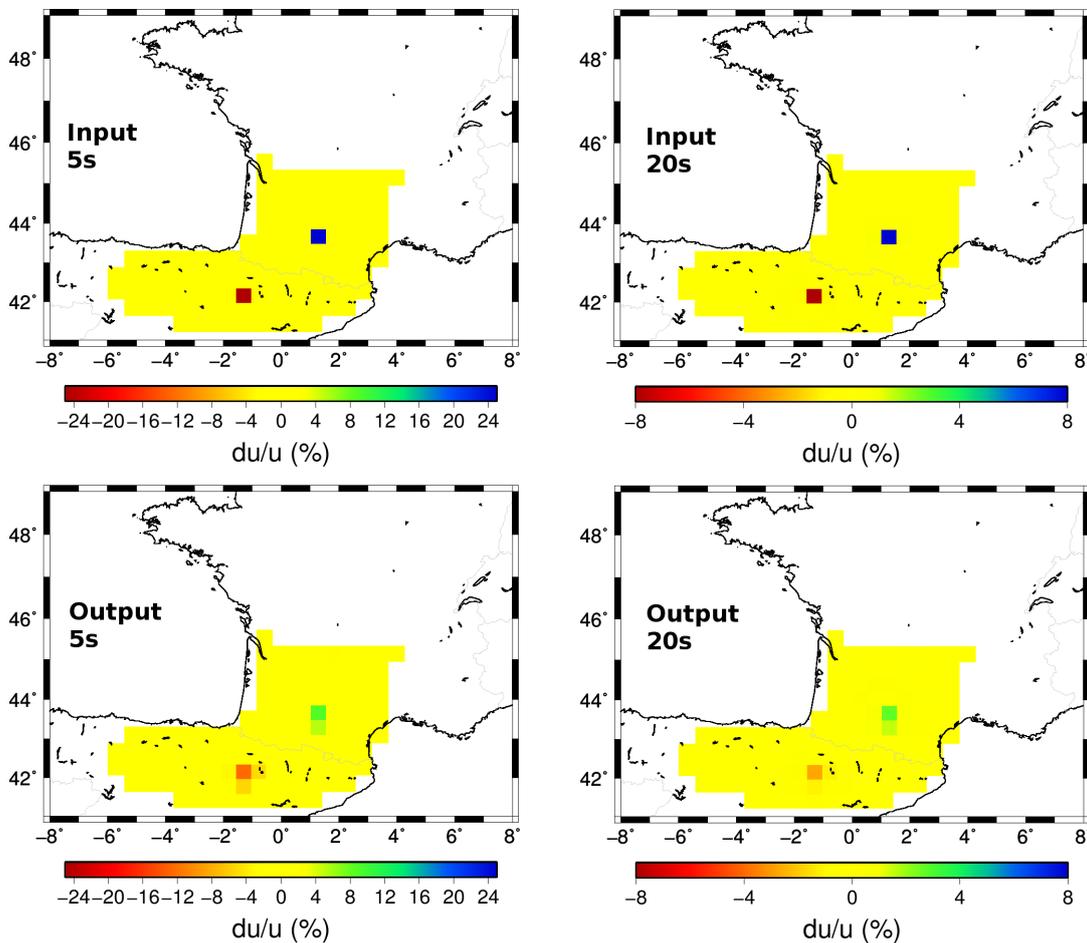


FIGURE 2.21 – Test de résolution de la tomographie en vitesse de groupe de l'onde de Love à 5 et 20s de période.

Afin de tester la résolution de nos cartes de vitesses de groupe de l'onde de Love, il est important de faire des tests sur des données synthétiques. La Figure 2.21 représente

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

les résultats des spike tests pour les périodes de 5 et 20s. Les données synthétiques sont calculées pour un modèle contenant une anomalie positive et une négative de 40km (taille de notre maillage) d'amplitude $\pm 25\%$ à 5s et $\pm 10\%$ à 20s (Figure 2.21a et b. Un bruit blanc de $\pm 0.1km.s^{-1}$ est ajouté aux données. Les paramètres d'inversion sont les mêmes que ceux utilisés pour l'inversion des données réelles.

Les résultats de l'inversion de ces données synthétiques sont représentés sur la Figure 2.21c et d. La géométrie des anomalies est bien retrouvée. Cependant, l'amplitude des ces anomalies est diminuée d'environ 50%. Les paramètres de lissage de l'inversion (damping et lissage latérale) expliquent cette diminution d'amplitude. Ce problème est bien connu en inversion tomographique. Seulement, il n'est pas possible de corriger les résultats de cette diminution d'amplitude car elle est dépendante de la taille et de l'amplitude de l'anomalie de vitesse.

2.3.2 Cartes de vitesses de groupe de l'onde de Love

La Figure 2.22 montre les cartes de vitesses de groupe de l'onde de Love à 5, 10, 15 et 20s. La zone de résolution a été réduite par rapport à la zone de résolution de cartes de l'onde de Rayleigh (Figure 2.9), à cause du plus petit nombre de trajets utilisés pour faire cette inversion.

À 5s, (Figure 2.22.a) les grandes structures géologiques de surfaces sont visibles. Les vitesses lentes sont associées aux bassins sédimentaires tandis que les vitesses rapides sont associées au socle rocheux affleurant. On remarque une anomalie rapide sous les massifs basques (notée MB sur la Figure 2.22.a) qui n'était pas visible sur les cartes de vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh (Figure 2.9.a). Aux périodes plus grandes, la même géométrie est visible, avec des vitesses rapides sous le Massif Central et des vitesses lentes sous les bassins sédimentaires.

Les différences entre les cartes de vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh et celles de l'onde de Love peuvent s'expliquer par la différence de sensibilité en profondeur des deux types d'onde de surface. À une même période, les ondes de Love sont en effet plus sensibles aux hétérogénéités de surface, même à longues périodes.

Plutôt que de comparer les cartes de vitesse d'onde de groupe de l'onde de Love (Figure 2.22) et celles de l'onde de Rayleigh (Figure 2.9) directement, nous avons calculé les cartes de vitesse de l'onde de Love dans notre modèle V_G final.

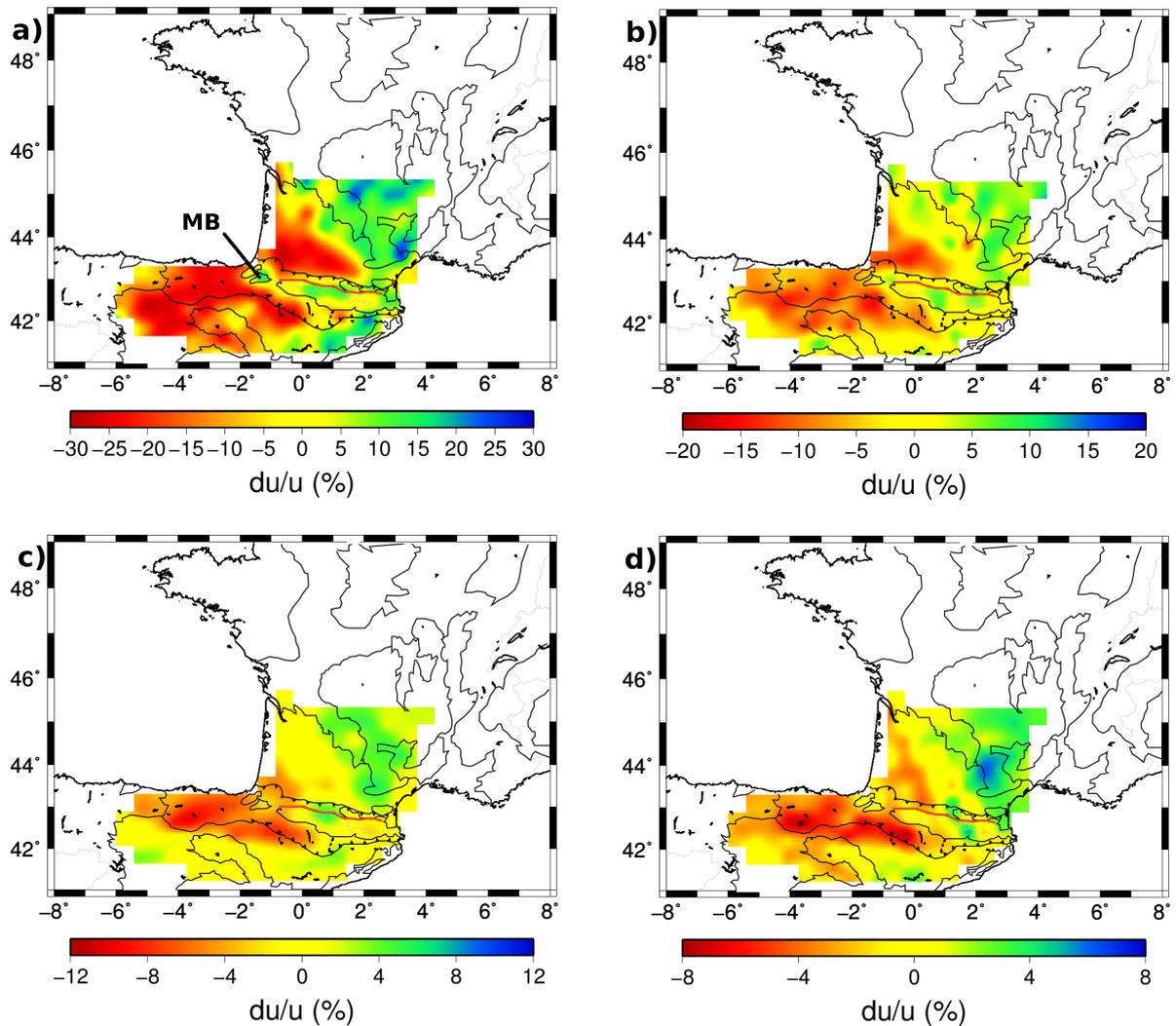


FIGURE 2.22 – Cartes des variations de la vitesse de groupe de l'onde de Love à (a) 5s, (b) 10s, (c) 15s, (d) 20s. Les limites des grandes unités géologiques sont reportées en noir (Figure 2.6).

Le modèle en vitesses d'onde S que nous avons obtenu est uniquement basé sur les vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh. Les variations entre les vitesses des ondes de Love observées et celle calculées dans le modèle nous apporteront des informations sur la possible anisotropie radiale du milieu. Afin de s'affranchir des différences liées à l'inversion de courbes de dispersion en modèle V_S nous avons fait cette même comparaison pour les vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh.

Les Figures 2.23.a et b montrent les variations entre les cartes de vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh observées et celles calculées dans le modèle 3-D V_S final.

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE PAR CORRÉLATION DE BRUIT AMBIANT DANS LA ZONE PYRÉNÉENNE

Ces différences sont calculées par :

$$\text{variation} = \frac{(U_{obs} - U_{calc})}{U_{calc}} * 100 \quad (2.3)$$

Pour l'onde de Rayleigh à la période 5s (Figure 2.23.a), les variations sont faibles (de l'ordre de 5%) et à 20s (Figure 2.23.b) elles ne sont pas significatives. En d'autres termes, notre modèle V_S explique bien les courbes de dispersion de l'onde de Rayleigh observées.

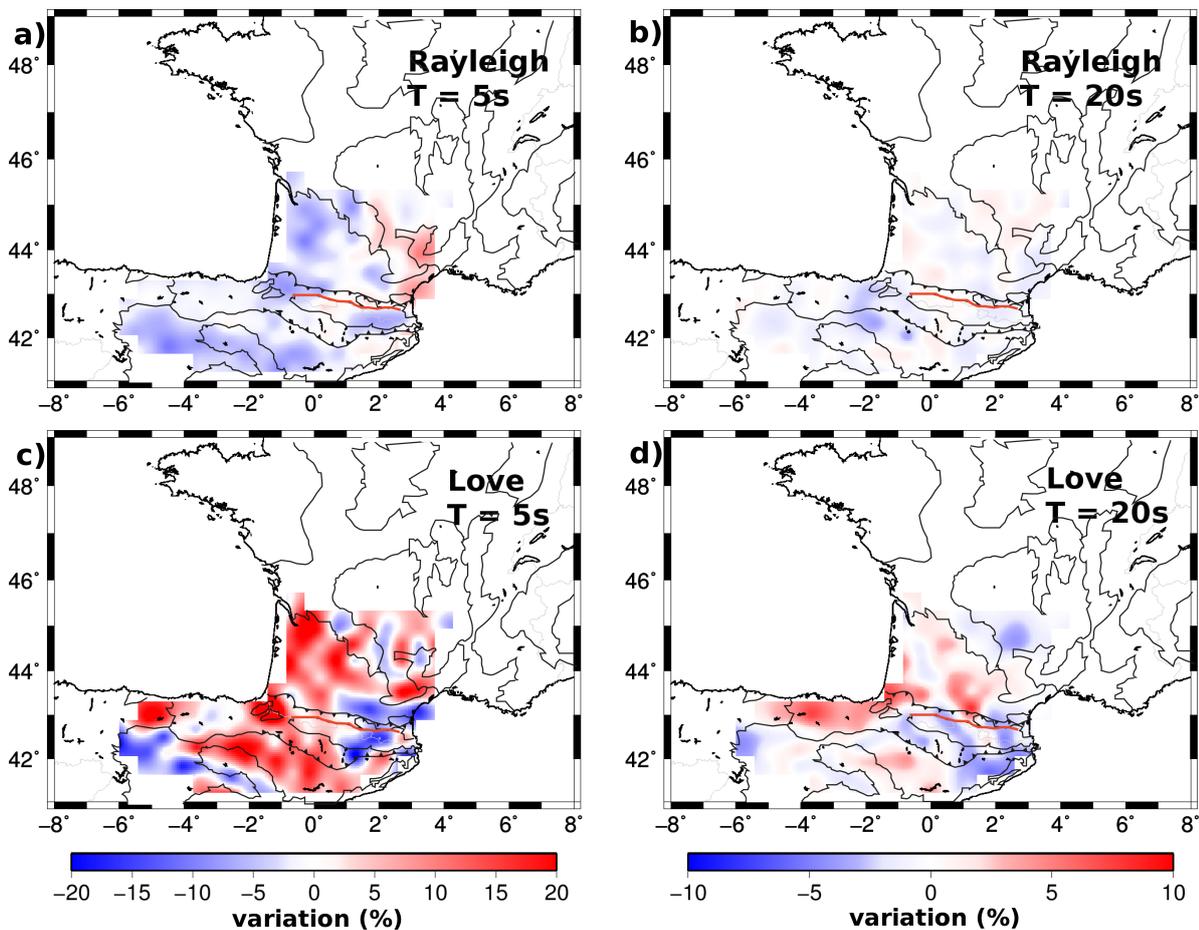


FIGURE 2.23 – Cartes des variations entre les vitesses de groupe observées et les vitesses de groupe calculées dans le modèle V_S . En haut : pour l'onde de Rayleigh, à 5 et 20s de période. En bas : pour l'onde de Love, à 5 et 20s de période. Les limites des grandes unités géologiques sont reportées en noir (Figure 2.6).

Concernant les ondes de Love à 20s (Figure 2.23.d), les variations entre les courbes de dispersion observées et celles calculées dans le modèle V_S final sont faible dans la plupart

de la région. Il n'y a donc pas (ou peu) d'anisotropie radiale à ces périodes. Notons cependant qu'une zone d'amplitude positive se distingue le long de la côte Atlantique dans le Nord de l'Espagne. Les problèmes de cette zone ont déjà été soulignés dans la section 2.2.5.1 (les épaisseurs sédimentaires sont trop épaisses tandis que le Moho n'est pas assez superficiel).

À 5s (Figure 2.23.c), les variations entre les vitesses de l'onde de Love observées et celle calculées dans le modèle V_S final montrent des variations significatives (jusqu'à 20%). Les vitesses observées sont, dans la plupart de la zone, supérieures à celle calculées dans notre modèle.

Dans le Nord de la Finlande, [Poli et al. \(2013\)](#) montrent qu'à des périodes inférieures à 10s un mélange entre le mode fondamental et les modes supérieurs de l'onde de Love peut entraîner des mesures de vitesse de groupe de l'onde de Love biaisées. La Figure 2.24 montre les variations entre les vitesses de groupe de l'onde de Love observées et les vitesses de groupe du 1^{er} mode de l'onde de Love calculées dans le modèle final. Les variations sont très importantes (+ de 50%), en particulier dans les bassins sédimentaires. Il semble alors que les modes supérieurs n'expliquent pas les variations entre les vitesses d'onde de Love observées et celles calculées.

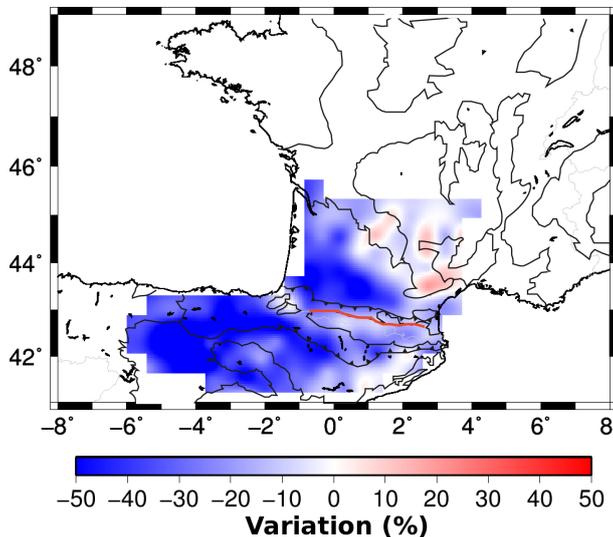


FIGURE 2.24 – Carte de variation entre les vitesses de groupe observées et les vitesses de groupe du 1^{er} harmonique calculées dans le modèle V_S finale, à 5s de période.

Les variations entre les ondes de Love observées et calculées à 5s, en particulier dans les bassins sédimentaires, seraient donc causées par l'anisotropie radiale. Ces résultats préliminaires nous montrent qu'il reste du travail à faire sur les ondes de Love afin de confirmer les hypothèses avancées.

2.4 Conclusion

Grâce aux 158 stations large bande 3-composantes (2 réseaux temporaires - PYROPE et IBERArray - et deux permanents - Français et catalan -), nous proposons pour la première fois un modèle 3-D V_S de la zone Pyrénéenne obtenu par la méthode de la corrélation de bruit. Une carte d'épaisseur sédimentaire et une de profondeur du Moho sont proposées. Malgré le peu de sensibilité des ondes de surface à retrouver ce genre d'interfaces, la comparaison avec des résultats employant d'autres méthodes est assez bonne. L'exploration de ce modèle 3-D de vitesses d'ondes S apporte de fortes contraintes sur la structure crustale. Deux zones d'intérêt sont surlignées :

1. À 25 *km* de profondeur, deux zones à forte vitesse sont observées sous la zone du Labourd-Mauléon et dans la terminaison du bassin de Parentis. Ces zones apportent une nouvelle preuve de la validité du modèle proposé par [Tugend *et al.* \(2014\)](#), à savoir qu'une phase d'hyper-extension a précédé la phase de collision amenant à la construction de la chaîne des Pyrénées.
2. Le Moho est peu profond sous la partie Est du Massif Central et les vitesses dans le manteau supérieur sous cette zone sont anormalement faibles. Ces résultats sont en accord avec les profils de vitesses d'ondes P obtenu par [Perrier et Ruegg \(1973\)](#).

Ces deux zones montrent le potentiel d'un tel modèle crustal. L'exploration de ce modèle et la comparaison avec les résultats des autres méthodes utilisant les mêmes réseaux (tomographie mantellique de [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#) et coupes le long des profils grâce aux fonctions récepteurs de [Chevrot *et al.* \(2014a\)](#)) vont permettre d'accroître la connaissance de la région pyrénéenne et d'apporter des contraintes permettant de répondre à certaines questions géodynamiques.

Concernant les ondes de Love, ce travail est en cours. Le faible rapport signal sur bruit des corrélations des composantes transverses à des périodes supérieures à 20s ne nous permet pas de reconstruire les cartes de vitesse de groupe à ces périodes. Le traitement des corrélations serait donc à adapter afin de pouvoir palier à ce problème. Une première analyse nous montre qu'il existe de l'anisotropie radiale à 5s dans les bassins sédimentaires. Ce travail montre qu'il est envisageable de construire un modèle d'anisotropie radial pour la zone.

Chapitre 3

Inversion des courbes de dispersion pour un modèle 3-D V_S

Sommaire

3.1	Des courbes de dispersion aux modèles V_S : les problèmes de l'inversion	92
3.2	Nouvelle méthodologie d'inversion en vitesse d'onde S	94
3.2.1	Première étape : Une exploration systématique de l'espace des modèles et construction d'un modèle de départ	94
3.2.2	Deuxième étape : Une inversion linéarisée	98
3.3	Comparaison avec les résultats des fonctions récepteurs	101
3.3.1	Méthode des fonctions récepteurs	101
3.3.2	Traitement utilisé	102
3.3.3	Comparaison entre le modèle 3-D V_S et les résultats obtenus par la méthode des fonctions récepteurs	102
3.4	Conclusion	119

Beaucoup de tomographies par corrélation de bruit sont focalisées sur l'obtention de cartes de vitesses de groupe (ou de phase) de l'onde de Rayleigh (ou de Love). Si les variations relatives des vitesses de groupes (ou de phase) permettent de retrouver les limites des grands ensembles géologiques, elles ne permettent pas, par exemple, de discriminer entre des vitesses associées au manteau ou à la croûte. Un des obstacles de cette inversion est d'avoir des méthodes robustes et automatiques dans des zones hétérogènes. Dans ce chapitre, nous reviendrons sur la nouvelle méthodologie pour l'inversion des courbes de dispersion (de l'onde de Rayleigh dans notre cas) en vitesse d'ondes S , déjà évoquée au

chapitre précédent. Nous détaillerons ici les différentes étapes de cette inversion. Du fait de la très forte hétérogénéité de notre zone d'étude (variations latérales de vitesse de groupe de $\pm 8\%$ à 55 secondes, $\pm 50\%$ à 5 secondes, voir section 2.2.3.2), le choix d'un modèle 3-D de départ latéralement variable et proche de la solution est particulièrement nécessaire dans cette région. L'application à notre zone d'étude est donc un puissant moyen de juger de la pertinence de cette nouvelle méthode d'inversion. À la fin de ce chapitre, nous comparerons le modèle 3-D V_S obtenu avec les résultats de la méthode des fonctions récepteurs appliquée le long des profils du projet PYROPE.

3.1 Des courbes de dispersion aux modèles V_S : les problèmes de l'inversion

Le but de l'inversion discutée ici est bien entendu de trouver le modèle de vitesse qui expliquera notre courbe de dispersion. Si le problème direct, qui consiste à calculer la courbe de dispersion pour un modèle de vitesse donné, n'admet qu'une solution, le problème majeur du problème inverse (c'est à dire le passage de la courbe de dispersion au modèle de vitesse) est la non-unicité de la solution.

Les méthodes classiques d'inversion, dites linéaires, partent d'un modèle de départ et perturbent ce modèle afin d'expliquer au mieux les données. Elles suivent le gradient de la fonction coût afin de converger vers le minimum de cette fonction. Si la fonction coût admet plusieurs minima (généralement un minimum global qui correspond à la solution et des minima locaux), le choix du modèle de départ est crucial. En effet, si ce modèle de départ est trop éloigné de la solution, l'inversion peut s'enfermer dans un minimum global.

Il existe plusieurs stratégies pour palier à ce problème, qui peuvent être utilisées en parallèle.

1. Considérer des modèles de vitesse lisses.
2. Procéder à des inversions non-linéaires. Ces inversions vont explorer de manière aléatoire l'espace des modèles, et peuvent échapper ainsi aux minima locaux.
3. L'introduction d'information *a priori*. Ces informations provenant d'études antérieures ou de méthodes complémentaires vont permettre de contraindre l'inversion.

La première stratégie vise à utiliser des modèles de vitesses lisses. Cependant, dans le cas d'une zone très hétérogène, l'utilisation de modèle lisse n'est pas convaincante. Si les

paramètres de lissage verticaux utilisés lors de l'inversion sont trop stricts, le processus d'inversion n'arrivera pas à converger pour expliquer les courbes de dispersion observées. En revanche, des paramètres de lissage pas assez stricts entraîneront des modèles de vitesse aberrants pour pouvoir expliquer les courbes de dispersion.

Les inversions non-linéaires permettent d'explorer l'espace des paramètres de manière aléatoire. À chaque itération, le modèle généré va être indépendant du précédent et l'inversion va ainsi éviter de s'enfermer dans les minima locaux. Citons par exemple la méthode Monte-Carlo (Shapiro *et al.* (2000), Zhou *et al.* (2012) et d'autres), qui est une méthode d'exploration aléatoire, mais partiellement guidée de l'espace des modèles. L'inversion va perturber de manière aléatoire le modèle de départ, et conserver le modèle d'arrivée selon la valeur de la fonction coût obtenue. L'utilisateur fixe alors le seuil de la fonction coût qu'il souhaite ainsi que le nombre de modèles qu'il souhaite garder. L'inversion Bayésienne va quand à elle explorer l'espace des modèles et associer chaque modèle à une fonction de probabilité (Köhler *et al.* (2012)). Cependant, ces méthodes restent dépendantes de la paramétrisation de l'inversion. Les variations de vitesses de groupe obtenues dans notre cas sont telles que même avec une recherche intelligente dans l'espace des modèles, l'utilisation d'un même modèle moyen pour toute la région n'est pas adéquat pour la plupart des nœuds de notre maillage et l'inversion peut alors tomber dans un minimum local.

Pour finir, afin de contraindre l'inversion certains auteurs utilisent de l'information dite *a priori* provenant d'autres études, comme la profondeur du Moho (Yang *et al.* (2008)) ou l'épaisseur des bassins sédimentaires (Stehly *et al.* (2009)). Ces informations permettent de réduire les paramètres à résoudre dans l'inversion.

Les gammes de périodes accessibles avec la méthode de la corrélation de bruit dépassent rarement 50s. Cette période ne permet généralement pas de contraindre assez efficacement l'épaisseur de la croûte. Pour pouvoir couvrir une gamme de périodes plus importante, Yang *et al.* (2008), Köhler *et al.* (2012), Zhou *et al.* (2012), Wagner *et al.* (2012) ou encore Shen *et al.* (2013) utilisent les courbes de dispersion des télé-séismes en plus de celles obtenues par la corrélation de bruit. L'association des courbes de dispersion provenant de la méthode de la corrélation de bruit et celle des télé-séismes leur permet d'avoir de l'information jusqu'à 100s de période, et donc d'avoir des contraintes plus importantes pour la profondeur de Moho par exemple.

3.2 Nouvelle méthodologie d'inversion en vitesse d'onde S

Dans cette section, nous présenterons en détail la méthode d'inversion des courbes de dispersion en modèles V_S développée au cours de cette thèse. La première étape est une exploration systématique de l'espace des modèles. Elle sert à construire, en chaque nœud de notre maillage, un modèle de départ qui servira pour l'inversion linéarisée. Cette méthode est déjà présentée dans le chapitre 2.2 (Macquet *et al.* (2014)). Pour faciliter la lecture, nous reviendrons sur les grandes lignes déjà évoquées précédemment et nous apporterons des informations complémentaires.

3.2.1 Première étape : Une exploration systématique de l'espace des modèles et construction d'un modèle de départ

Nous avons vu précédemment que l'utilisation de méthodes non linéaires dans des zones présentant de fortes hétérogénéités latérales ne permettait pas de résoudre des modèles avec de nombreux paramètres. Nous avons donc choisi d'explorer complètement l'espace des modèles. Pour cela, nous avons construit une bibliothèque de modèles pour notre zone (Figure 3.1). Ces modèles sont des modèles à 5 couches. La première couche est une couche dite tampon. Elle présente des vitesses faibles (V_S entre 2 et 3 $km.s^{-1}$) et sert à éviter la propagation en profondeur d'erreurs en cas d'erreurs sur les courbes de dispersion à courtes périodes. Elle est particulièrement importante ici puisque nous travaillons dans une gamme de périodes comprises entre 5 et 55 s et les couches superficielles ne sont donc pas résolues. La seconde couche est la couche sédimentaire. Au vu de la grande hétérogénéité de la zone (de bassins sédimentaires épais jusqu'à socle affleurant), l'épaisseur de cette couche peut varier de 0 à 12 km , par pas de 1 km . La croûte a été divisée classiquement en croûte supérieure et croûte inférieure dont l'épaisseur peut varier de 10 à 26 km , avec un pas de 2 km . Un manteau semi-infini complète les modèles. Le rapport entre la vitesse des ondes P et la vitesse des ondes S est fixé à 1.73, et la densité dans les différentes couches est calculée par la relation Nafe-Drake. Un total de 2 766 555 modèles (vitesse d'onde S , vitesse d'onde S et densité) est ainsi généré.

Pour chaque nœud de notre maille, la courbe de dispersion observée¹ est comparée

1. Nous appelons ici courbes de dispersion observées les courbes de dispersion issues de la tomographie en vitesse de groupe. Ce sont donc les courbes de dispersion en chaque point de notre maille, inversées à partir des courbes de dispersion issues des corrélations entre stations.

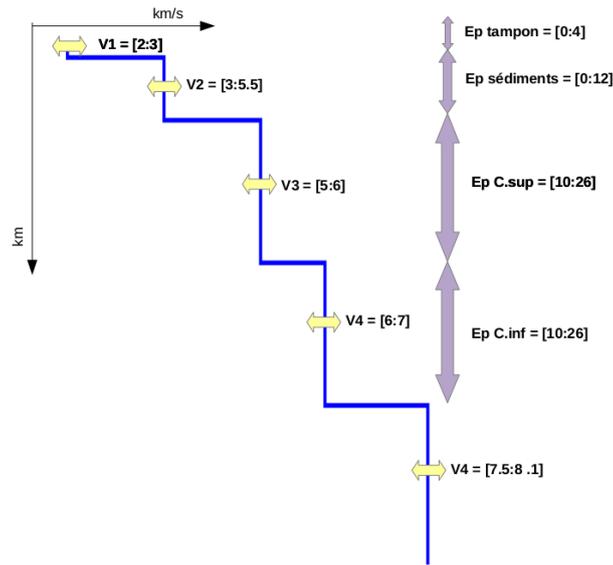


FIGURE 3.1 – Gammes de variation des paramètres de chaque couche utilisées pour la construction de la bibliothèque de modèles initiaux. Le pas de variation des vitesses est de 0.5 km.s^{-1} , excepté pour le manteau où il est de 0.2 km.s^{-1} . Le pas de variation des épaisseurs est de 1 km pour la couche tampon et la couche sédimentaire, et de 2 km pour les croûtes supérieure et inférieure.

à toutes les courbes de dispersion de la bibliothèque et le RMS de la différence entre la courbe observée et la courbe du modèle de la bibliothèque est calculé (Figure 3.2). Le RMS est calculé par l'équation 3.1.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=5}^{55} (u_{obs}(i) - u_{theo}(i))^2} \quad (3.1)$$

avec i la période, N le nombre de période, $u_{obs}(i)$ la vitesse de groupe observée à la période i , $u_{theo}(i)$ la vitesse de groupe pour un modèle de la bibliothèque à la période i .

3.2.1.1 Nombre de modèles initiaux à sélectionner

On peut noter sur la figure 3.2 qu'il existe plusieurs modèles qui expliquent la donnée et qui présentent un RMS faible (problème des minima locaux évoqué plus haut). Pour une courbe de dispersion observée à un nœud donnée du maillage, la gamme de RMS entre la courbe de dispersion observée et toutes les courbes de la bibliothèque s'étend typiquement de 0.04 km.s^{-1} à 1.8 km.s^{-1} . Afin d'éviter de sélectionner un minimum

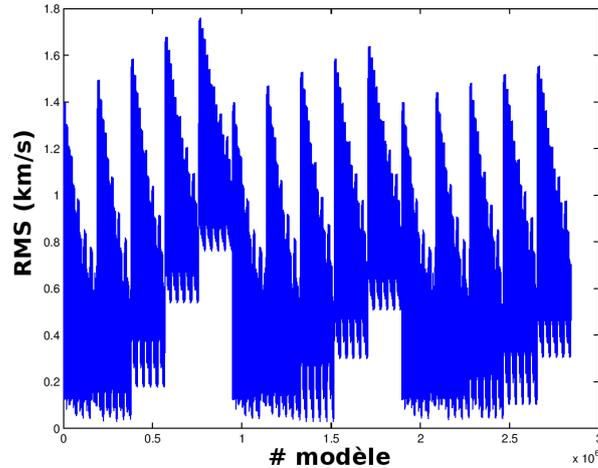


FIGURE 3.2 – Variation du RMS entre une courbe de dispersion observée en un nœud de notre grille et les courbes de dispersion correspondantes aux modèles de la bibliothèque.

local, nous avons choisi de sélectionner un certains nombre de ces meilleurs modèles et de les moyenner afin de construire un modèle de départ qui servira pour l'inversion linéarisée (Figure 3.3). Nous avons testé le nombre de modèles à sélectionner. Le critère de qualité se base sur le RMS avant et après l'inversion linéarisée. Il y a deux manières de procéder :

1. fixer le nombre de meilleurs modèles à sélectionner. Le nombre est ici fixé à 1000, soit 0.03% du nombre total de modèles de la bibliothèque.
2. fixer un seuil de RMS maximum en dessous duquel on sélectionnera les modèles initiaux. La limite fixée ici est de 105% le RMS minimum.

Dans le premier cas, le nombre de modèles sélectionnés est toujours le même pour tous les nœuds de la grille ; la moyenne des RMS des 1000 modèles peut différer d'un nœud à l'autre mais nous obtiendrons le même lissage sur le modèle V_S reconstruit pour chaque nœud lorsque nous moyennerons ces 1000 modèles. Au contraire, dans le deuxième cas, le RMS moyen va être sensiblement le même en chaque nœud du maillage. Cependant, le lissage sera différent en chaque nœud car le nombre de modèles sélectionnés y sera différent (de 15 à 180 selon les nœuds). Certaines variations brutales peuvent alors apparaître et poser les mêmes problèmes que lors de l'utilisation de modèles 5-couches (voir section suivante). Une fois la moyenne de modèles faite, le RMS moyen (c'est à dire la moyenne des RMS pour tous les nœuds de notre maillage) des modèles reconstruits lorsque l'on sélectionne les 1000 meilleurs modèles est de 0.070 km.s^{-1} avant l'étape d'inversion linéarisée. Il est de 0.159 km.s^{-1} lorsque l'on choisit de fixer un seuil de 105 %.

Après l'inversion linéarisée, nous arrivons à des valeurs de RMS moyen de 0.075 km.s^{-1} pour la méthode du seuil et 0.052 km.s^{-1} pour la méthode des 1000 meilleurs modèles. C'est donc cette dernière que nous avons choisi. Cette valeur fixe est arbitraire, mais prendre un plus petit nombre tend à reconstruire un modèle avec de forts sauts de vitesse aux interfaces et l'inversion linéarisée va ensuite avoir les mêmes problèmes que lors de l'utilisation d'un modèle à 5-couches (voir section suivante). Le choix final du nombre de modèles utilisés pour calculer le modèle initial à chaque nœud est donc de 1000.

3.2.1.2 Moyenne des modèles initiaux pour la construction d'un modèle de départ

Il est nécessaire de moyennner les 1000 meilleurs modèles afin d'obtenir un modèle de départ en chaque nœud de notre maillage. Ces modèles serviront ensuite comme modèles de départ pour l'inversion linéarisée. Il y a deux manières de moyennner ces 1000 modèles. La première est de moyennner les paramètres (5 pour la vitesse et 4 pour l'épaisseur des couches) et donc de retomber sur un modèle à cinq couches (voir modèle tracé en rouge sur la Figure 3.3). Ce type de moyenne donne des modèles que nous appellerons par la suite modèles 5-couches. La deuxième est de moyennner la vitesse des ondes S par couche de 1 km d'épaisseur. Le résultat est alors plus lisse (voir modèle tracé en noir sur la Figure 3.3). Par la suite, nous appellerons ce type de modèle un modèle 70-couches. Nous pouvons voir sur la Figure 3.3 que les interfaces du modèle 5-couches ont été remplacées par des gradients sur le modèle 70-couches.

Chacune des deux méthodes présentent des avantages et des inconvénients. Concernant le modèle à 5-couches, les interfaces sont plus faciles à pointer ; le modèle 70-couches permet cependant de produire des cartes de variations de vitesses à toutes les profondeurs. Le RMS moyen (c'est à dire la moyenne des RMS pour tous les nœuds de notre grille) des modèles 70-couches avant l'inversion linéarisée est systématiquement inférieur (0.070 km.s^{-1}) au RMS moyen des modèles 5-couches (0.075 km.s^{-1}). Une analyse qualitative sur la capacité à retrouver les interfaces a également été faite sur les résultats finaux de l'inversion (voir section suivante). Pour ces deux raisons, nous avons choisi d'utiliser la méthode de moyenne nous donnant des modèles 70-couches.

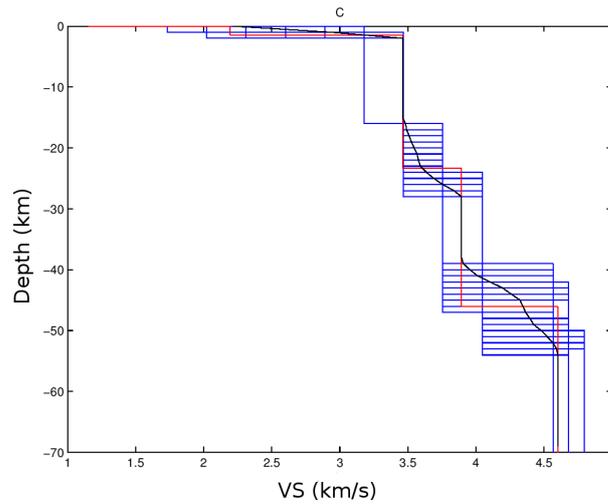


FIGURE 3.3 – Bleu : 1000 meilleurs modèles sélectionnés pour un nœud de notre grille. Rouge : modèle 5-couches obtenu en moyennant les paramètres. Noir : modèle 70-couches obtenu en moyennant les vitesses sur des couches de 1 km d'épaisseur.

3.2.2 Deuxième étape : Une inversion linéarisée

L'exploration systématique de l'espace des modèles a permis la création d'un modèle de vitesse d'onde S en chaque point de notre grille. Afin d'affiner ce modèle, nous procédons ensuite à une inversion linéarisée. Pour cela, nous utilisons la suite de programmes de [Herrmann et Ammon \(2002\)](#). Cette inversion itérative se base sur la minimisation du RMS entre la courbe de dispersion de l'onde de Rayleigh observée et la courbe du modèle obtenu. Nous procédons à 20 itérations, la convergence a typiquement lieu au bout de 4. La paramétrisation de l'inversion a été étudiée pour ne pas permettre d'oscillations dans le modèle V_S obtenu. Il n'est donc pas problématique de faire plus d'itérations afin de pouvoir résoudre les nœuds qui nécessiteraient un nombre plus important d'itérations pour être résolus.

La Figure 3.4 montre la moyenne des variations de vitesses des ondes S en fonction de la profondeur entre les modèles V_S avant et après l'inversion linéarisée ainsi que la moyenne des variations de vitesses de groupe en fonction de la période pour les courbes de dispersion avant et après l'inversion linéarisée. Elles sont calculées par :

$$variation(i) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{|(v_{after}(i) - v_{before}(i))|}{v_{before}(i)} * 100 \quad (3.2)$$

avec i la profondeur, N le nombre de nœud, $v_{before}(i)$ la vitesse avant l'inversion

linéarisée à la profondeur i , $v_{after}(i)$ la vitesse après l'inversion linéarisée à la profondeur i .

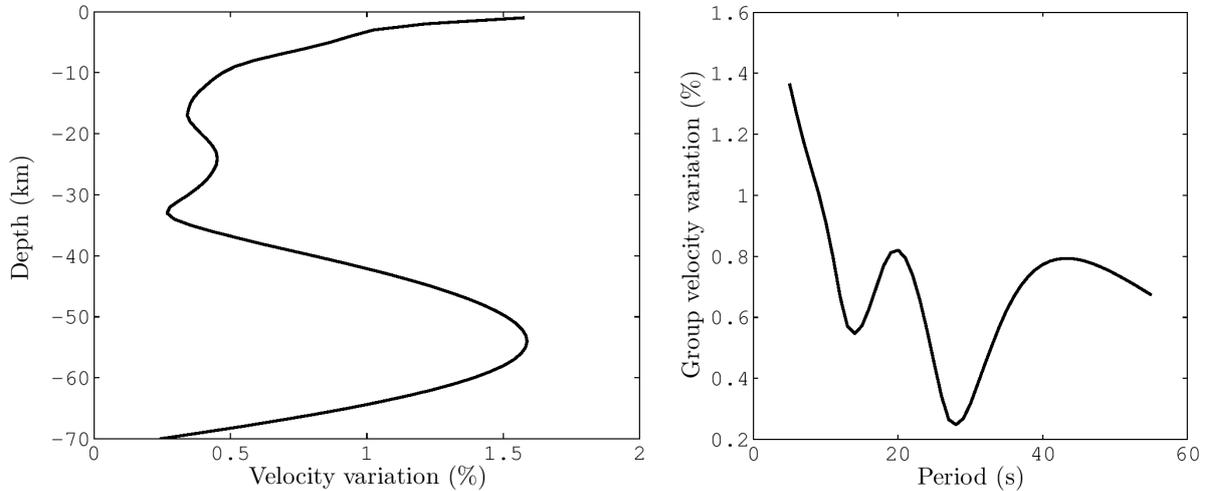


FIGURE 3.4 – À gauche : évolution de la variation de la vitesse des ondes S entre le modèle avant et après inversion linéarisée (%) en fonction de la profondeur, moyennée pour tous les nœuds de la grille. À droite : variation de la vitesse de groupe entre les courbes de dispersion obtenues avant et après l'inversion linéarisée en fonction de la période, moyennée pour tous les nœuds de la grille.

Sur la Figure 3.4, nous pouvons remarquer que les plus grands changements dans les vitesses d'ondes S ont lieu à la surface (jusqu'à 10km de profondeur) et dans la zone où se trouve le Moho (de 38 à 68 km). Ces profondeurs correspondent à des changements importants dans les vitesses de groupe à courtes périodes (entre 5 et 15s) et aux périodes supérieures à 35s . Les variations entre les modèles de vitesses avant et après l'inversion linéarisée sont somme toutes assez faibles. L'inversion linéarisée sert à ajuster les courbes de dispersion obtenues à celles observées (le RMS moyen est de 0.07 km.s^{-1} avant l'inversion linéarisée, il est de 0.052 km.s^{-1} après l'inversion linéarisée).

Nous avons discuté dans la section précédente de la manière de moyenner les modèles sélectionnés afin d'obtenir un modèle de départ pour l'inversion linéaire. La figure 3.5 montre les épaisseurs de la couche sédimentaire et la profondeur du Moho pour deux modèles de départ différents : le modèle 5-couches et le modèle 70-couches. Comme évoqué précédemment, les interfaces sont facilement reconnaissables dans un modèle 5-couches. Pour le modèle 70-couches, nous avons fixé des valeurs d'iso-vitesses qui définissent le

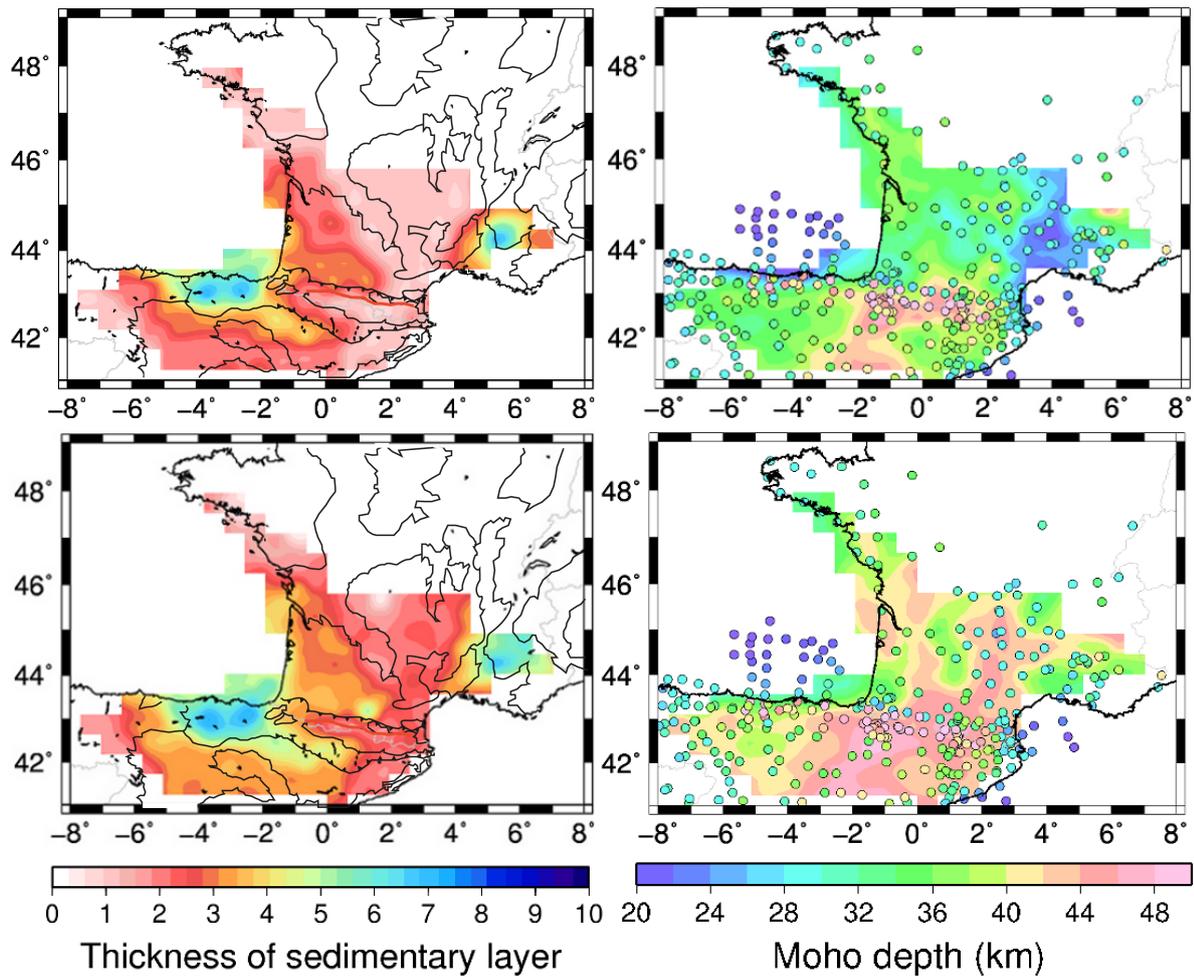


FIGURE 3.5 – Comparaison de la profondeur des interfaces majeures (profondeur du socle à gauche et profondeur du Moho à droite) pour une inversion en utilisant des modèles à 70 couches (en haut) et des modèles à 5 couches (en bas). Sur les cartes du Moho, les cercles présentent les valeurs de profondeurs de l'étude de [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#). Sur les cartes d'épaisseur sédimentaire, les limite des principales unités géologiques sont reportées en traits noirs ([2.6.b](#)).

passage du bassin sédimentaire au socle, et le passage de la croûte au manteau ($V_s = 2.9 \text{ km.s}^{-1}$ et $V_s = 4 \text{ km.s}^{-1}$ respectivement). Ce sont les profondeurs de ses iso-vitesses qui sont cartographiées sur la figure [3.5](#).

Si la géométrie des bassins sédimentaires est fidèle quelle que soit la méthode, on peut noter quelques différences au niveau des valeurs de leurs épaisseurs (Figure [3.5](#) à gauche). Lorsque l'on utilise un modèle à 70 couches, les valeurs d'épaisseur sédimentaire

tendent plus facilement vers 0 *km* dans les régions où le socle affleure. En effet, dans les 1000 modèles sélectionnés lors de l'exploration systématique de l'espace des modèles, il est peu probable d'en avoir 1000 avec une épaisseur nulle. Faire la moyenne de l'épaisseur de couche ne va donc pas pouvoir tendre vers 0. Ceci est amplifié par le fait que deux couches de notre modèle constituent ensemble la couches sédimentaire : la couche tampon et la couche sédimentaire à proprement parlé.

Concernant la profondeur du Moho (Figure 3.5 à droite), les deux type de moyennes donnent des résultats très différents. Les cercles représentent les valeurs de la profondeur du Moho obtenues avec la méthode des fonctions récepteur par [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#) couplées avec des résultats de sismique ([Díaz et Gallart \(2009\)](#)). Les désaccords entre notre estimation de la profondeur du Moho en utilisant un modèle de départ à 70 couches et celle de l'étude de [Chevrot *et al.* \(2014b\)](#)) ont déjà été évoqués dans le chapitre précédent. L'estimation du Moho en utilisant un modèle de départ à 5-couches est quand à elle très différente des deux autres. Les valeurs sont en grande majorité supérieures à 40 *km* ; nous ne retrouvons pas la trace de l'épaississement crustal sous les Pyrénées ni celle de l'amincissement sous le Massif Central. Ces résultats confirment que, même si les valeurs de RMS sont faibles, l'utilisation de modèles trop simples ne permet pas de retrouver correctement les grandes interfaces. Ceci est amplifié par le fait que les vitesses de groupe des ondes de surface ne sont pas sensibles aux sauts brutaux de vitesse.

3.3 Comparaison avec les résultats des fonctions récepteurs

3.3.1 Méthode des fonctions récepteurs

En plus du maillage 2-D de stations sismologiques large-bande utilisé jusqu'ici pour la tomographie en bruit ambiant, le projet PYROPE a permis l'installation de profils denses traversant les Pyrénées ([Chevrot *et al.* \(2014a\)](#)). La distance entre les stations est d'environ 4 à 7 *km*, avec une densité plus forte au centre de la chaîne car la structure crustale y est plus complexe. Les données ont été exploitées par la méthode des fonctions récepteurs. Cette méthode se base sur la recherche d'ondes *P* converties en ondes *S* à des discontinuités de vitesses sous la station dans les enregistrements 3-composantes de téléseismes. Ces discontinuités de vitesses correspondent à des interfaces crustales. Les temps entre l'onde *P* et les phases converties aux interfaces sont ensuite convertis en

profondeur à l'aide d'un modèle de vitesse supposé (V_P et V_P/V_S).

3.3.2 Traitement utilisé

L'application de cette méthode a été effectuée par Anne Paul. Nous résumerons le traitement qu'elle a utilisé pour obtenir les coupes utilisées par la suite.

Les profils ont été installés pour une durée de un an chacun. Durant cette période, les télé-séismes de magnitude supérieure à 5.8 à une distance épacentrale comprise entre 20 et 95° ont été sélectionnés. Les enregistrements ont d'abord été filtrés entre 0.02 et 5 Hz. Le calcul des fonctions récepteur a été fait par la méthode de déconvolution itérative en temps (Ligorria et Ammon (1999)).

Pour obtenir une image des interfaces en profondeur, les fonctions récepteur ont été migrées par la méthode dite "Common Conversion Point" (Zhu (2000)). Le modèle de croûte utilisé est un modèle simple avec une unique couche de 6.2 km.s^{-1} en vitesse d'onde P et un rapport V_p/V_s de 1.732. La profondeur du Moho a été fixée à 55 km afin d'éviter une influence des vitesses du manteau dans le calcul des profondeurs. Notons que ce modèle simple ne prend pas en compte les épais bassins sédimentaires que nous trouvons aux extrémités Nord (Bassin Aquitain) et Sud (Bassin de l'Ebre) des profils. Le fait de ne pas prendre en compte les vitesses faibles de ces bassins peut entraîner un effet de "pull-down" lors de la migration en profondeur. En effet, l'utilisation de vitesses trop rapides dans la migration peut entraîner un approfondissement artificiel des interfaces.

La migration nous donne une image distance-profondeur de l'amplitude des ondes converties P_S aux interfaces. Lorsque cette amplitude est négative, la vitesse des ondes décroît avec la profondeur, *a contrario*, la vitesse des ondes augmente avec la profondeur lorsque cette amplitude est positive.

3.3.3 Comparaison entre le modèle 3-D V_S et les résultats obtenus par la méthode des fonctions récepteurs

3.3.3.1 Interprétation sommaire des résultats des fonctions récepteurs

La localisation des deux profils de stations sismologiques du projet PYROPE est reportée sur la Figure 3.6. Le profil A-A' (en bleu) sera appelé profil Est par la suite, et le profil B-B' (en rouge) sera appelé profil Ouest. Avant de commencer la comparaison

entre les résultats obtenus par la méthode des fonctions récepteurs et ceux obtenus par la méthode de la corrélation de bruit, intéressons nous aux grandes lignes de l'interprétation des résultats des fonctions récepteurs (voir également [Chevrot *et al.* \(2014a\)](#)).

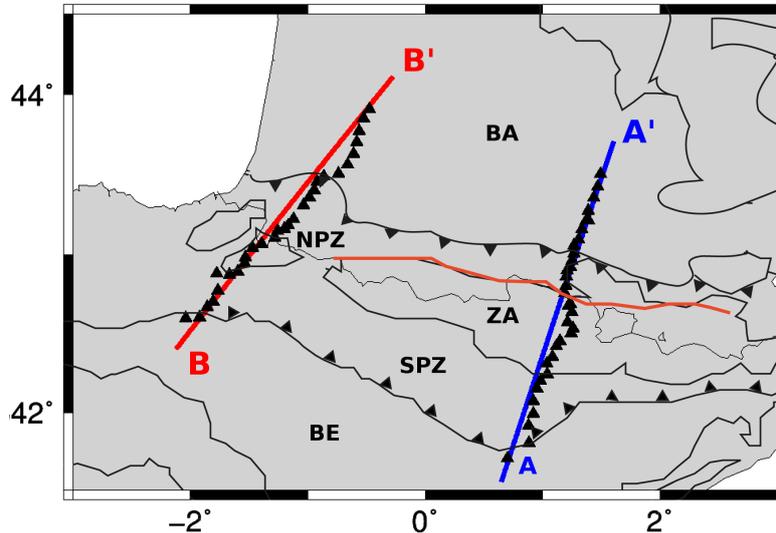


FIGURE 3.6 – Localisation des deux profils utilisés pour l'imagerie en fonction récepteur. A-A' est appelé par la suite profil Est ; B-B' est appelé par la suite profil Ouest. Les triangles noirs correspondent aux stations sismologiques large-bande. BA : Bassin Aquitain ; BE : Bassin de l'Ebre ; NPZ : Zone Nord Pyrénéenne ; SPZ : Zone Sud Pyrénéenne ; ZA : Zone Axiale des Pyrénées. En rouge : faille Nord-Pyrénéenne.

La Figure 3.7 montre le résultat de la migration CCP le long des deux profils. Dans la partie Sud des deux profils, nous pouvons observer une phase convertie P_S de forte amplitude et de polarité positive (en rouge, matérialisée par des pointillés noirs). C'est l'onde convertie au Moho de la plaque Ibérique (passage de vitesses crustales à des vitesses du manteau plus élevées). À l'extrémité Sud du profil, le Moho Ibérique se situe à une profondeur de 30 km. Il s'enfonce progressivement jusqu'à 48 km de profondeur au centre des profils. Ce Moho de pendage Nord, cohérent avec les profils de sismiques ECORS, est la trace de la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne.

La phase convertie P_S de forte amplitude positive au Nord des profils (matérialisée par des pointillés noirs) correspond au Moho de la plaque Européenne. Il est situé à des profondeurs de 28 km à l'extrémité Nord des profils.

Entre le Moho Ibérique et le Moho Européen dans les parties centrales des deux profils, nous pouvons observer une phase convertie d'amplitude négative (matérialisée par des pointillés gris sur les deux coupes-profondeurs). Cette interface est particulièrement

visible sur le profil Ouest (Figure 3.7 en bas). L'amplitude est négative, c'est à dire que la vitesse diminue avec la profondeur. Cette phase convertie P_S est interprétée par Chevrot *et al.* (2014a) comme l'onde convertie à l'interface entre le toit de la croûte Ibérique subductée (ou de la portion de croûte Ibérique subductée) et le manteau Européen (situé au-dessus).

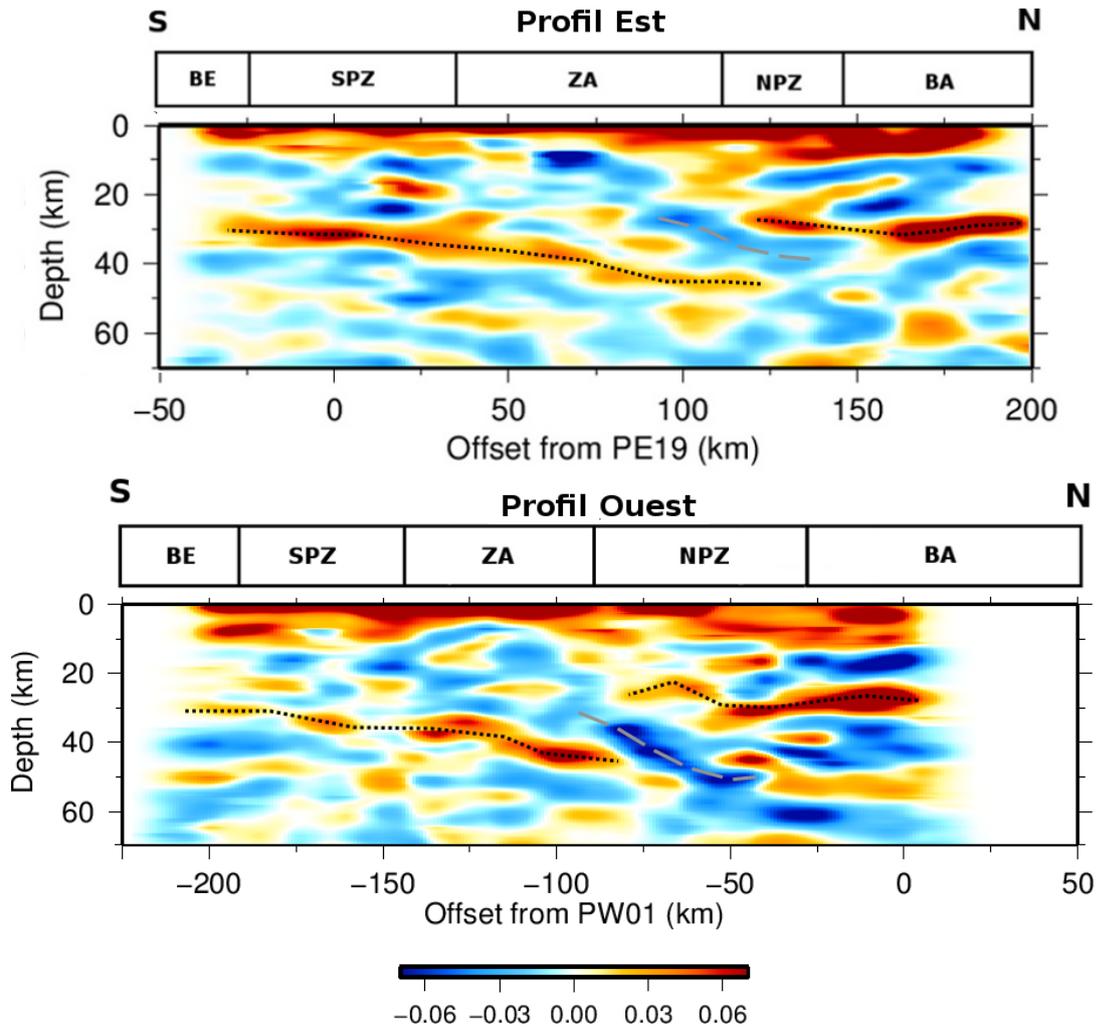


FIGURE 3.7 – Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs le long du profil Est (en haut) et le long du profil Ouest (en bas).

3.3.3.2 Principe de la détection des interfaces sur les modèles $V_S(z)$

Nous avons déjà noté dans le chapitre précédent le bon accord entre les coupes en profondeur dans notre modèle 3-D V_S et les profils sismiques ECORS. Dans cette section,

nous comparons le résultat de l'imagerie des interfaces par la méthode des fonctions récepteurs et les modèles $V_S(z)$ obtenus par corrélation de bruit ambiant le long des profils.

La Figure 3.8 montre un exemple de modèle de V_S pour un nœud de notre grille. Nous pouvons remarquer que ce profil présente de forts gradients. Ces gradients peuvent être associés à des interfaces car ils correspondent à de forts changements de vitesses. Nous avons donc, sur chaque profil, pointé ces forts gradients, en nous aidant de la dérivée seconde du modèle de vitesse V_S (voir Figure 3.8).

On trouve deux types de gradients :

- les gradients *convexes* : la vitesse augmente brusquement après une phase de vitesse constante ; la dérivée seconde de V_S est alors positive (zones en bleu sur la Figure 3.8).
- les gradients *concaves* : on retrouve une vitesse constante après une phase d'augmentation rapide de la vitesse, la dérivée seconde de $V_S(z)$ est alors négative (gradients en rouge sur la Figure 3.8).

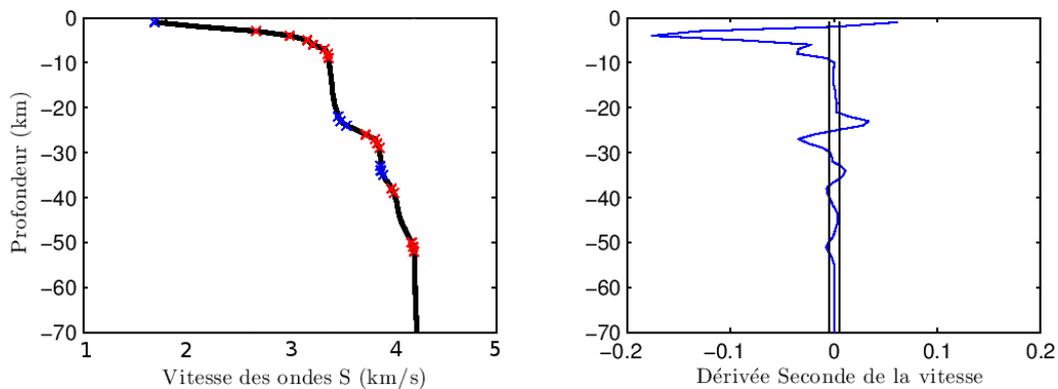


FIGURE 3.8 – À gauche : Profil de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Les forts gradients de vitesses déterminés à l'aide de la dérivée seconde y sont ajoutés, en bleu : pour une dérivée seconde positive, en rouge pour une dérivée seconde négative. À droite : Dérivée seconde du profil de vitesse. Les bornes $\pm 0.05 \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ sont ajoutées.

Nous avons fixé des bornes ($\pm 0.05 \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) à partir desquelles nous considérons que les dérivées secondes sont associées à de forts gradients.

Sur les profils V_S , une interface est matérialisée par la succession en profondeur d'un gradient convexe et d'un gradient concave. Ainsi, nous considérons par exemple que le gradient convexe le plus profond (gradient représenté en rouge à 50 km sur la Figure 3.8)

n'est associé à aucune interface. Cependant, nous reportons quand même ces gradients sur les figures, car ils sont liés à un changement brutal de vitesse et peuvent-être associés à certaines structures. Si on passe rapidement d'un gradient concave à un gradient convexe, l'interface est franche. Au contraire, l'interface sera progressive si le passage entre ces deux gradients est épais. Pour chaque interface, nous avons donc une gamme de profondeur plus ou moins grande. Les localisations en distance le long du profil et en profondeur des gradients convexes et concaves les plus forts sont reportés respectivement en bleu et rouge sur les Figures 3.9.d et 3.10.d.

Dans la suite, nous présenterons tout d'abord les comparaisons générales entre les résultats issus de la méthode des fonctions récepteurs et ceux issus de la méthode de la corrélation de bruit. Nous nous concentrerons ensuite sur certaines zones d'intérêt (bassin de l'Ebre (Figure 3.11), bassin Aquitain (Figure 3.12), zone axiale des Pyrénées (Figure 3.13) et la région de forte anomalie de Bouguer positive du Labourd-Mauléon (Figure 3.14)).

3.3.3.3 Comparaison générale

Les Figures 3.9 et 3.10 montrent la comparaison entre les coupes issues de la migration des fonctions récepteurs et les profils de vitesse issus de la tomographie par corrélation de bruit pour les deux profils du projet PYROPE (localisés sur la Figure 3.6). Le profil topographique (3.9.a et 3.10.a) ainsi que l'anomalie de Bouguer le long du profil (3.9.b et 3.10.b) sont également représentés. Les profils de vitesse $V_S(z)$ (3.9.c et 3.10.c) ainsi que les gradients associés (3.9.d et 3.10.d) sont reportés sur les coupes issues de la migration des fonctions récepteurs.

FIGURE 3.9 – Profil Est, noté A-A' sur la Figure 3.6. (a) Topographie le long du profil et position des stations. (b) Anomalie de Bouguer le long du profil. (c) Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs et profils de vitesses des ondes S en fonction de la profondeur obtenus par la corrélation de bruit ambiant. (d) Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs et pointés des forts gradients des profils de vitesse $V_S(z)$. (e) Coupe en profondeur dans le modèle 3-D $V_S(z)$. Les iso-vitesse 2.9 et 4 $km.s^{-1}$ correspondantes à la limite bassin sédimentaire/socle et croûte/Moho sont tracées en gris sur les profils c, d et e. SPZ : Zone Sud Pyrénéenne; ZA : Zone Axiale des Pyrénées; NPZ : Zone Nord Pyrénéenne; BA : Bassin Aquitain. La localisations des zooms des Figures 3.11, 3.12, 3.13 et 3.14 sont reportées.

3.3 Comparaison avec les résultats des fonctions récepteurs

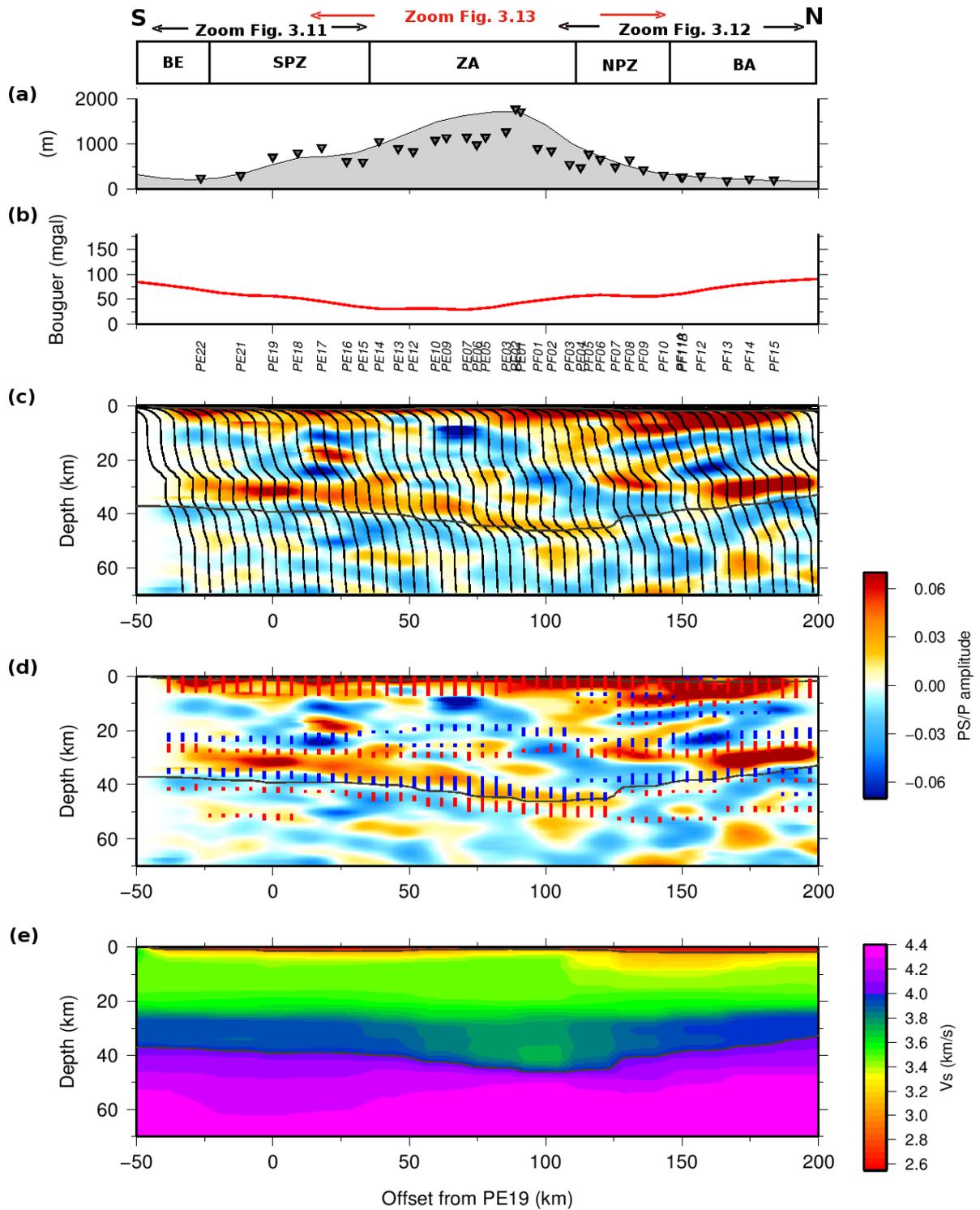


FIGURE 3.9 – Profil Est, voir légende page précédente.

Notons que c'est la vitesse $V_S = 4 \text{ km.s}^{-1}$ (utilisée pour définir la profondeur de la limite croûte-manteau) qui est positionnée à l'abscisse correcte le long du profil. Les profils de vitesse sont donc légèrement décalés vers le Sud pour des vitesses inférieures et vers le Nord pour des vitesses supérieures. Notons également que notre modèle 3-D V_S a une résolution de 40 km . Nous avons donc interpolé le modèle afin d'obtenir un profil $V_S(z)$ tous les 5 km .

Profil Est Sur le profil Est (figure 3.9), la limite entre la croûte et le manteau de la plaque Ibérique (au sud du profil), se matérialise par une phase convertie P_S de forte amplitude positive (en rouge) sur les images issues de la migration des fonctions récepteurs. Cette interface se situe à 30 km de profondeur à l'extrême sud du profil et s'enfonce jusqu'à 45 km au centre du profil. Cet approfondissement est dû à la subduction continentale de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne (Chevrot *et al.* (2014a)). Entre l'offset -50 et 25 km , nous observons deux duos de gradients (convexes en bleu et concaves et rouge) de part et d'autre de cette interface. Le duo de gradients le plus profond est situé dans une gamme de profondeur allant de 35 à 42 km , il correspond au Moho de la plaque Ibérique. Le plus superficiel est situé dans une gamme de profondeur allant de 21 à 28 km , et peut être interprété comme le toit de la croûte inférieure.

Avec la méthode des fonctions récepteurs, ces deux interfaces ne sont pas différenciables. À partir de l'offset 25 km , le duo de gradients associé au Moho s'approfondit pour prendre des valeurs allant de 42 à 50 km , suivant ainsi le plongement de la plaque Ibérique.

Au Nord du profil, la phase convertie P_S de forte amplitude positive située à 28 km de profondeur correspond au Moho de la plaque Européenne. On remarque qu'il est moins profond que celui de la plaque Ibérique. L'iso-vitesse 4 km.s^{-1} (tracée en noir) qui correspond au Moho est cohérente avec l'interface associée au Moho trouvée par la méthode des gradients. Cette iso-vitesse se situe entre le gradient convexe et le gradient concave, et ce sur toute la longueur du profil.

Profil Ouest Sur le profil Ouest (Figure 3.10), l'interface de forte amplitude correspondante au Moho Ibérique est plus discontinue que sur le profil Est. Elle se situe à une profondeur de 30 km à l'extrême Sud du profil et plonge jusqu'à 52 km de profondeur à l'offset -65 km (subduction de la croûte Ibérique (Chevrot *et al.* (2014a))). L'iso-vitesse 4 km.s^{-1} correspondant au Moho de la plaque Ibérique est plus profonde ; elle se trouve

3.3 Comparaison avec les résultats des fonctions récepteurs

à une profondeur de 40 km et ne présente pas d'approfondissement dans le centre du profil.

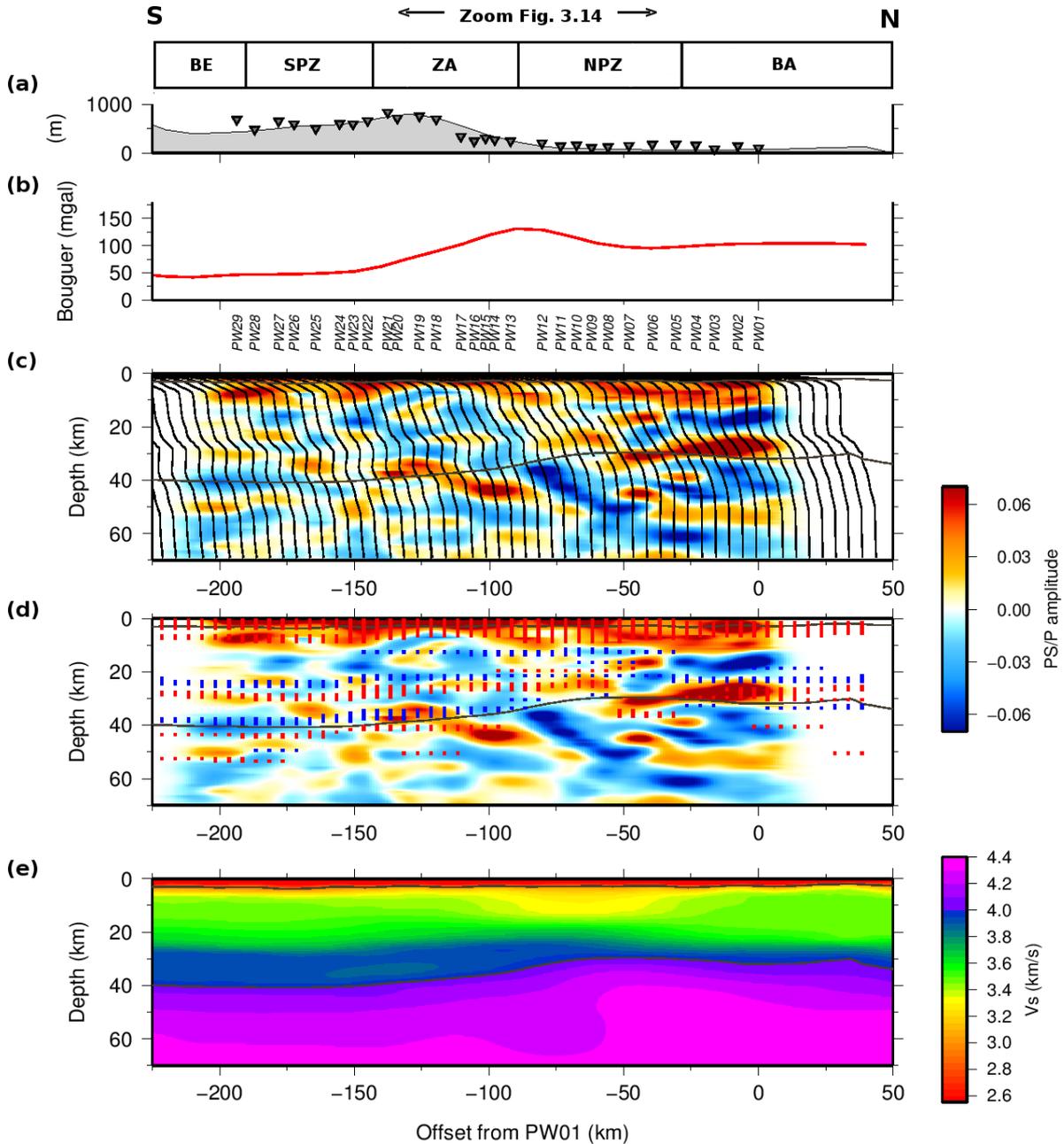


FIGURE 3.10 – Profil Ouest, voir légende de la Figure 3.9.

Cette iso-vitesse suit un duo de gradients convexes et concaves jusqu'à l'offset -100 km. Entre -100 et -25 km, il n'y a pas de duo de gradients à la même profondeur que l'iso-vitesse du Moho. Au Nord du profil, la profondeur du Moho est cohérente entre les

différentes méthodes, qu'on la mesure avec la méthode des fonctions récepteurs ou avec la méthode de la corrélation de bruit (gradients et iso-vitesse).

3.3.3.4 Zoom sur les zones d'intérêt

Bassin de l'Ebre et Zone Sud Pyrénéenne La figure 3.11 zoome sur le bassin de l'Ebre, situé à l'extrême Sud du profil Est (localisation sur la Figure 3.9). Sur la coupe dans le modèle 3-D V_S (Figure 3.11.d), nous observons que le milieu est globalement tabulaire. L'iso-vitesse 4 km.s^{-1} correspondant au Moho est située à une profondeur de 38 km au Sud, pour atteindre une valeur de 40 km au Nord. Sur la figure 3.11.c cette iso-vitesse coïncide avec le duo de gradients convexes (en bleu) et concaves (en rouge) situés entre 36 et 42 km de profondeur (noté **A** sur la Figure). Ce duo de gradients correspond à l'interface associée au Moho.

Nous pouvons noter un deuxième duo de gradients convexes et concaves à une profondeur située entre 21 et 29 km (noté **B** sur la Figure). Cette deuxième interface représente le toit de la croûte inférieure. Sur la coupe issue des fonctions récepteurs, nous ne pouvons distinguer qu'une seule interface d'amplitude positive. Elle est située entre 25 et 35 km de profondeur (notée **C** sur la Figure) et regroupe probablement l'image du Moho et celle du toit de la croûte inférieure. En effet, la proximité entre ces deux interfaces rend difficile leur différenciation avec la méthode des fonctions récepteurs. Elles interagissent de manière constructive pour ne former qu'une seule interface, d'épaisseur importante. Les interfaces marquées par des phases P_S d'amplitude négative (qui correspondent à une diminution de vitesse avec la profondeur) situées dans la croûte sont interprétées par Chevrot *et al.* (2014a) comme la trace de chevauchements. Nous ne retrouvons pas de gradients de vitesse fort à cet endroit (Figure 3.11.b), ni de diminution de la vitesse sur les profils $V_S(z)$ (Figure 3.11.b).

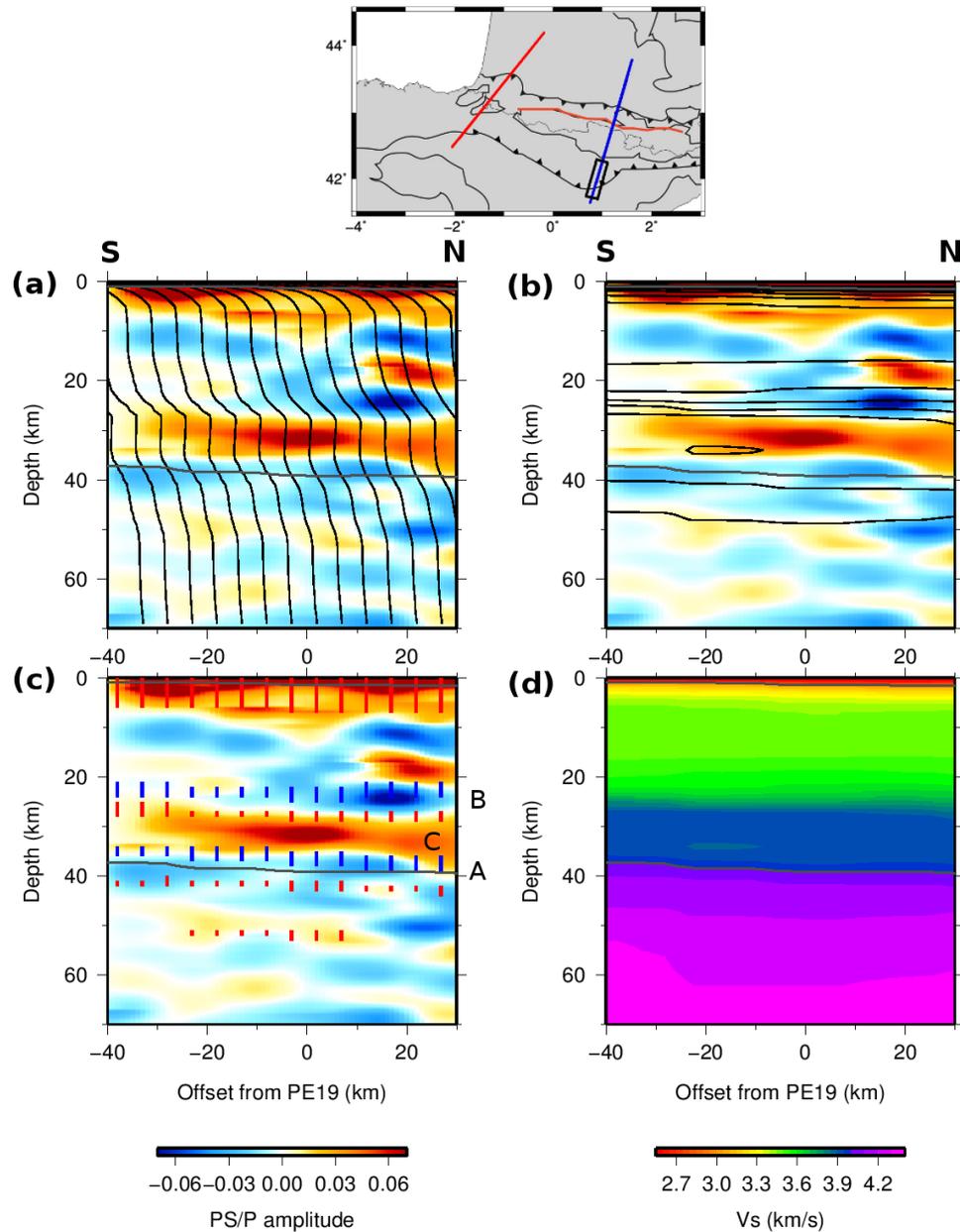


FIGURE 3.11 – **Région du bassin de l’Ebre** (profil Est, voir localisation Figure 3.9). En haut : localisation de la zone zoomée. (a) Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs et profils de vitesses des ondes S en fonction de la profondeur obtenus par la corrélation de bruit ambiant. (b) Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs et pointés des forts gradients des profils de vitesse $V_S(z)$. (c) Coupe-profondeur issue de la migration CCP des fonctions récepteurs et iso-contours des vitesses issus du modèle 3-D $V_S(z)$. (d) Coupe en profondeur dans le modèle 3-D $V_S(z)$. Les contours d’iso-vitesses 2.9 et 4 $km.s^{-1}$ correspondant à la limite bassin sédimentaire/socle et croûte/Moho sont tracés en gris sur les profils.

Bassin Aquitain La figure 3.12 représente un zoom sur le bassin Aquitain, à l'extrémité Nord du profil Est (localisation sur la Figure 3.9). La géométrie y est plus compliquée que dans le bassin de l'Ebre (Figure 3.11). L'iso-vitesse 4 km.s^{-1} correspondant au Moho plonge de 35 km au Nord à 45 km au Sud (Figure 3.12.d). Le Moho dans la partie Nord correspond au Moho Européen tandis que celui de la partie Sud est le Moho Ibérique. La méthode de corrélation de bruit ne distingue pas ces deux Moho. En effet, le passage du Moho Ibérique au Moho Européen se fait très rapidement, avec un saut entre les deux de 15 km et la méthode de la corrélation de bruit n'est pas capable de résoudre de tels sauts, en particulier au vue de notre résolution latérale. Cette iso-vitesse de 4 km.s^{-1} correspond à un duo de gradients convexes et concaves situés à des profondeurs similaires (notée **A** sur la Figure 3.12.c). Sur les coupes issues de la méthode des fonctions récepteurs, nous pouvons distinguer une interface de forte polarité positive situé à 45 km de profondeur à l'extrême Sud du profil qui correspond au Moho Ibérique (notée **B** sur la Figure). La profondeur coïncide avec celle de l'iso-vitesse 4 km.s^{-1} . Au Nord du profil, nous trouvons une interface de forte amplitude positive à 30 km de profondeur (notée **C** sur la Figure). Cette interface remonte vers le Sud du profil et s'arrête à 115 km d'offset. Elle correspond au Moho Européen retrouvé par la méthode des fonctions récepteurs.

Entre 160 et 190 km d'offset, cette interface est plus superficielle que l'iso-vitesse 4 km.s^{-1} et que le duo de gradients pouvant être attribués au Moho. Ceci peut-être expliqué par l'interférence constructive entre l'interface du toit de la croûte inférieure et le Moho. Ces deux interfaces sont différenciables par deux duos de gradients convexes et concaves (entre 20 et 26 km de profondeur pour le toit de la croûte inférieure (noté **D** sur la Figure) et entre 34 et 39 km de profondeur pour le Moho (noté **A** sur la Figure) mais ne représentent qu'une seule interface (notée **C** sur la Figure) située entre 25 et 32 km de profondeur sur les coupes issues de la méthode des fonctions récepteurs.

L'onde convertie de forte amplitude et de polarité négative située à environ 15 km de profondeur (noté **E** sur la Figure) est expliquée par Chevrot *et al.* (2014a) comme le résultat d'ondes multiples réfléchies sur des interfaces superficielles. Pourtant, cette anomalie négative correspond à un duo de gradients que l'on peut associer à une interface ce qui semble contradictoire avec l'interprétation de Chevrot *et al.* (2014a).

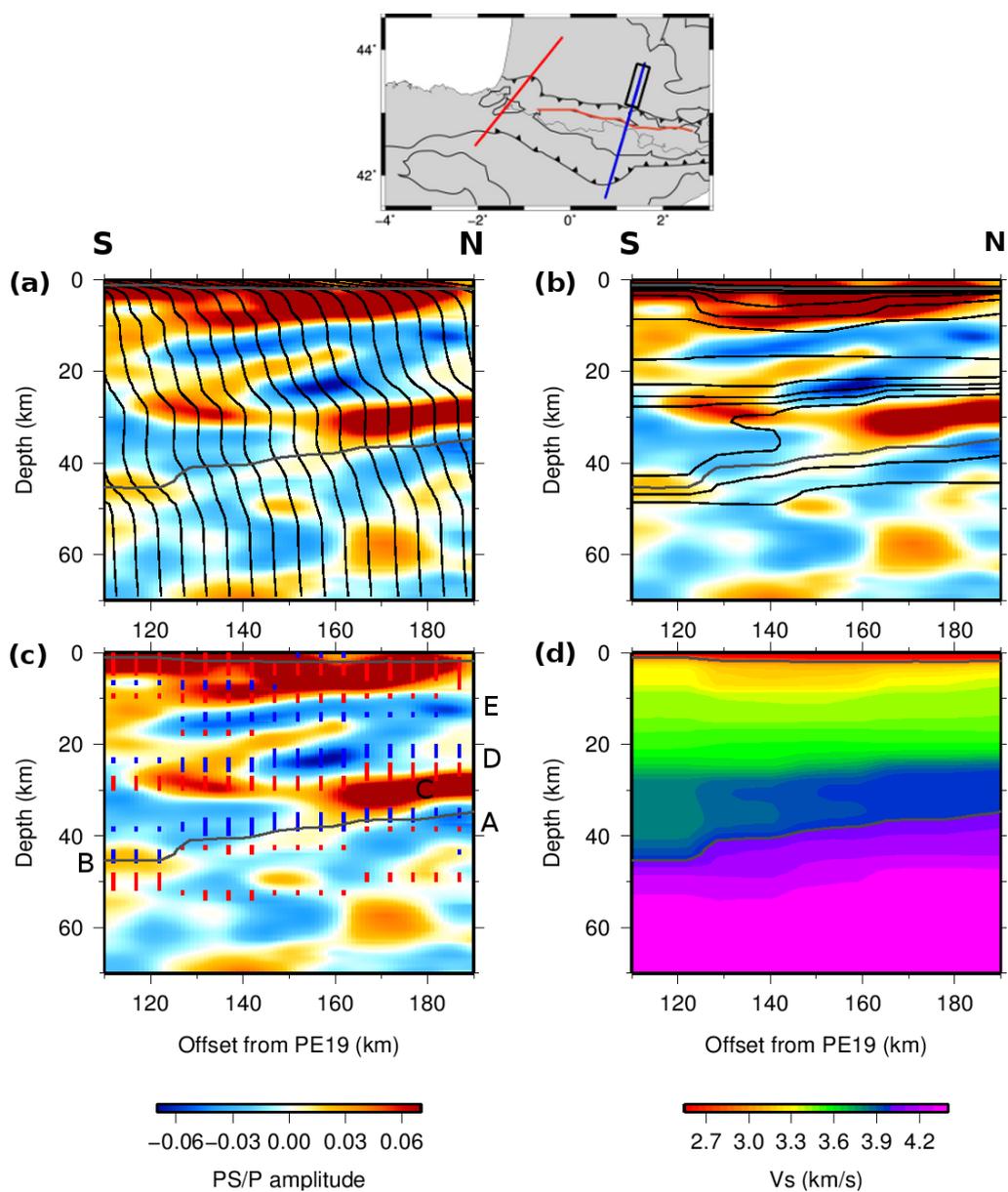


FIGURE 3.12 – Région du bassin Aquitain (profil Est, voir localisation Figure 3.9). Voir légende de la Figure 3.11

Zone Axiale Pyrénéenne La Figure 3.13 présente un zoom de la Zone Axiale des Pyrénées du profil Est (localisation sur la Figure 3.9). Au Nord des coupes issues de la méthode des fonctions récepteurs, l'interface d'amplitude positive située à une profondeur de 30 *km* est associée au Moho de la plaque Européenne (noté **A** sur la Figure). Un duo de gradients convexe et concave est situé aux mêmes profondeurs et pourrait être associé au Moho. Cependant l'iso-vitesse 4 $km.s^{-1}$ que nous avons associée au Moho passe quand à elle à 40 *km* de profondeur, et semble dans le prolongement du Moho Ibérique. Au Sud du profil, l'anomalie de forte amplitude située entre 30 et 38 *km* de profondeur correspond au Moho de la plaque Ibérique (noté **B** sur la Figure). Nous pouvons suivre son plongement jusqu'à 42-50 *km* à l'offset 120 *km*. L'iso-vitesse 4 $km.s^{-1}$ et un duo de gradient convexes et concaves suivent la base de cette interface (notés **C** sur la Figure). Entre 40 et 80 *km* d'offset, un deuxième duo de gradient est visible entre 25 et 30 *km* (noté **D** sur la figure). Cette interface peut-être interprétée comme le toit de la croûte inférieure. Contrairement à la Figure 3.11 (Bassin de l'Ebre) ou à la Figure 3.12 (Bassin Aquitain) où l'image en fonctions récepteurs du Moho et du toit de la croûte inférieure étaient confondues, la coupe en fonctions récepteurs montre ici une interface de polarité positive qui pourrait être associée au toit de la croûte inférieure (26 *km* de profondeur entre l'offset 40 et 80 *km*, notée **E** sur la Figure).

Le saut de Moho est parfaitement visible sur les coupes issues de la méthode des fonctions récepteurs. Les interface correspondantes semblent pouvoir être retrouvées avec la méthode des gradients. En revanche, la méthode de l'iso-vitesse ne permet pas de retrouver correctement le saut de Moho entre les deux plaques, ni la profondeur de Moho Européen.

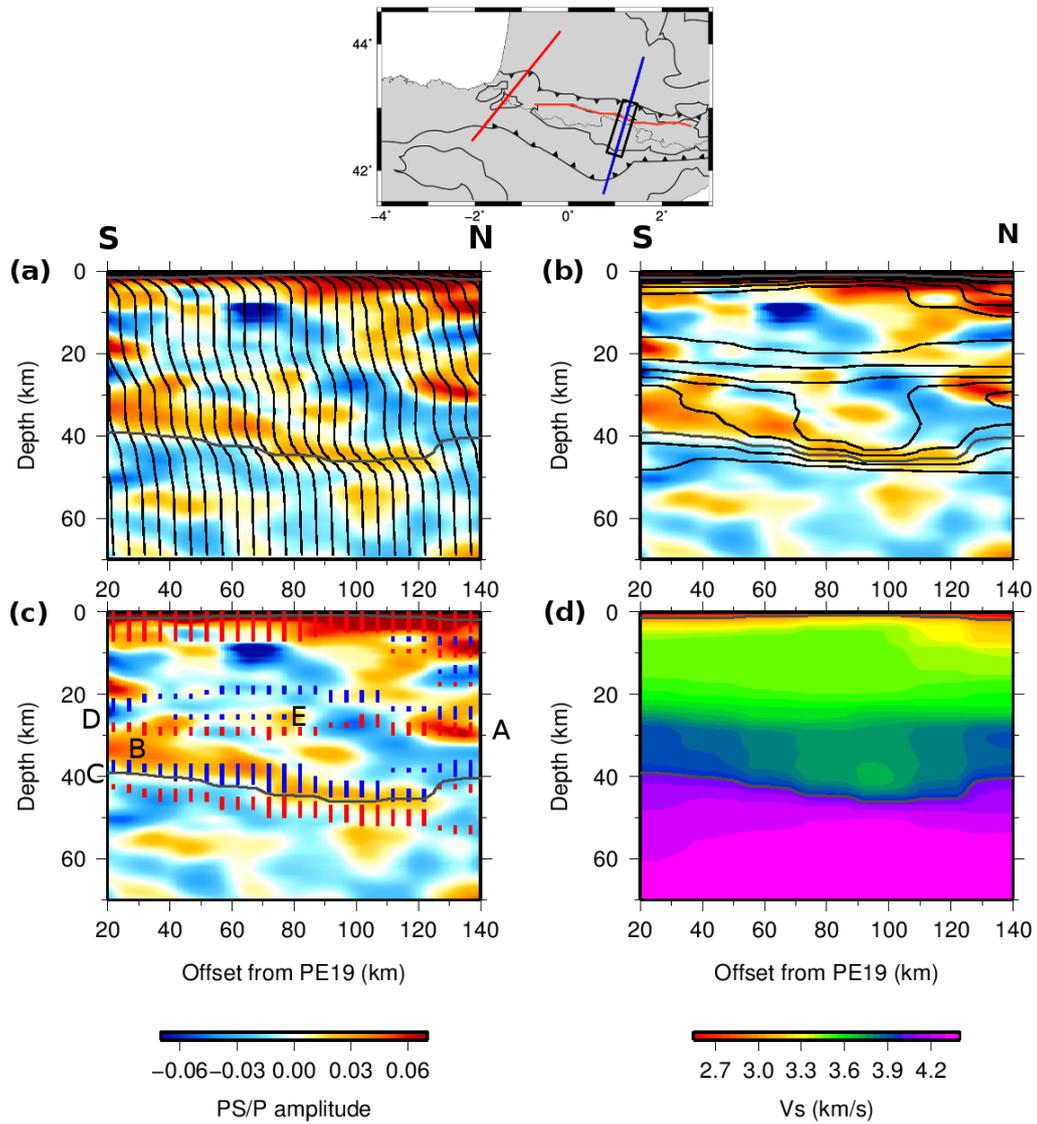


FIGURE 3.13 – **Zone Axiale Pyrénéenne** (profil Est, voir localisation Figure 3.9). Voir légende de la Figure 3.11.

Région de l'anomalie gravimétrique du Labourd-Mauléon Le zoom présenté en Figure 3.14 se situe au niveau de l'importante anomalie positive de Bouguer du Labourd-Mauléon le long du profil Ouest (localisation sur la Figure 3.10). Les coupes y sont complexes tant avec la méthode des fonctions récepteurs qu'avec la méthode de la corrélation de bruit. Sur les coupes issues des fonctions récepteurs nous pouvons distinguer le Moho Ibérique (interface de polarité positive entre 38 et 45 km de profondeur au Sud, notée **A** sur la Figure). Le Moho Européen est segmenté : l'interface d'amplitude positive à 30 km à l'extrême Nord du profil passe à 25 km vers le Nord, et disparaît à -85 km d'offset (noté **B** sur la Figure). Le premier segment (à l'extrême Nord) du Moho Européen n'est pas associé à un duo de gradients. En revanche, le deuxième segment correspond à un duo de gradients convexes et concaves situé entre 21 et 26 km de profondeur, entre -85 et -55 km d'offset (noté **D** sur la Figure). Ce duo de gradient se poursuit jusqu'à l'extrême Sud du profil. À des profondeurs similaires et entre -125 et -95 km d'offset, la coupe issue de la méthode des fonctions récepteurs montre également une interface (matérialisée par une amplitude positive, notée **E** sur la Figure). Cette interface pourrait être associée au toit de la croûte inférieure de la plaque Ibérique.

L'iso-vitesse 4 $km.s^{-1}$ qui correspond au Moho retrouvé par la méthode de corrélation de bruit ne permet pas de détecter le saut entre les deux Moho et passe de manière progressive de 30 km (au Nord) à 39 km au Sud. Le Moho Ibérique est retrouvé par la méthode des gradients, il correspond au duo de gradients convexe et concave situé entre 35 et 42 km au Sud (noté **C** sur la Figure). En revanche, le plongement du Moho Ibérique n'est pas retrouvé par ces gradients.

Sur les coupes en fonctions récepteurs, une interface de forte amplitude négative (en bleu) à pendage Nord est visible entre -90 et -40 km d'offset (notée **F** sur la Figure). Cette interface plonge parallèlement au Moho Ibérique. Elle est interprétée par [Chevrot et al. \(2014a\)](#) comme l'onde convertie à la limite entre le manteau Européen (situé dessus) et le toit de la croûte inférieure (située dessous). Les vitesses diminuent donc avec la profondeur. La trace de cette diminution n'est pas visible sur les profils $V_S(z)$ (Figure 3.14.a) ou sur la coupe en profondeur dans le modèle 3D V_S (Figure 3.14.d). Aucun changement de gradient n'est visible au niveau de cette interface.

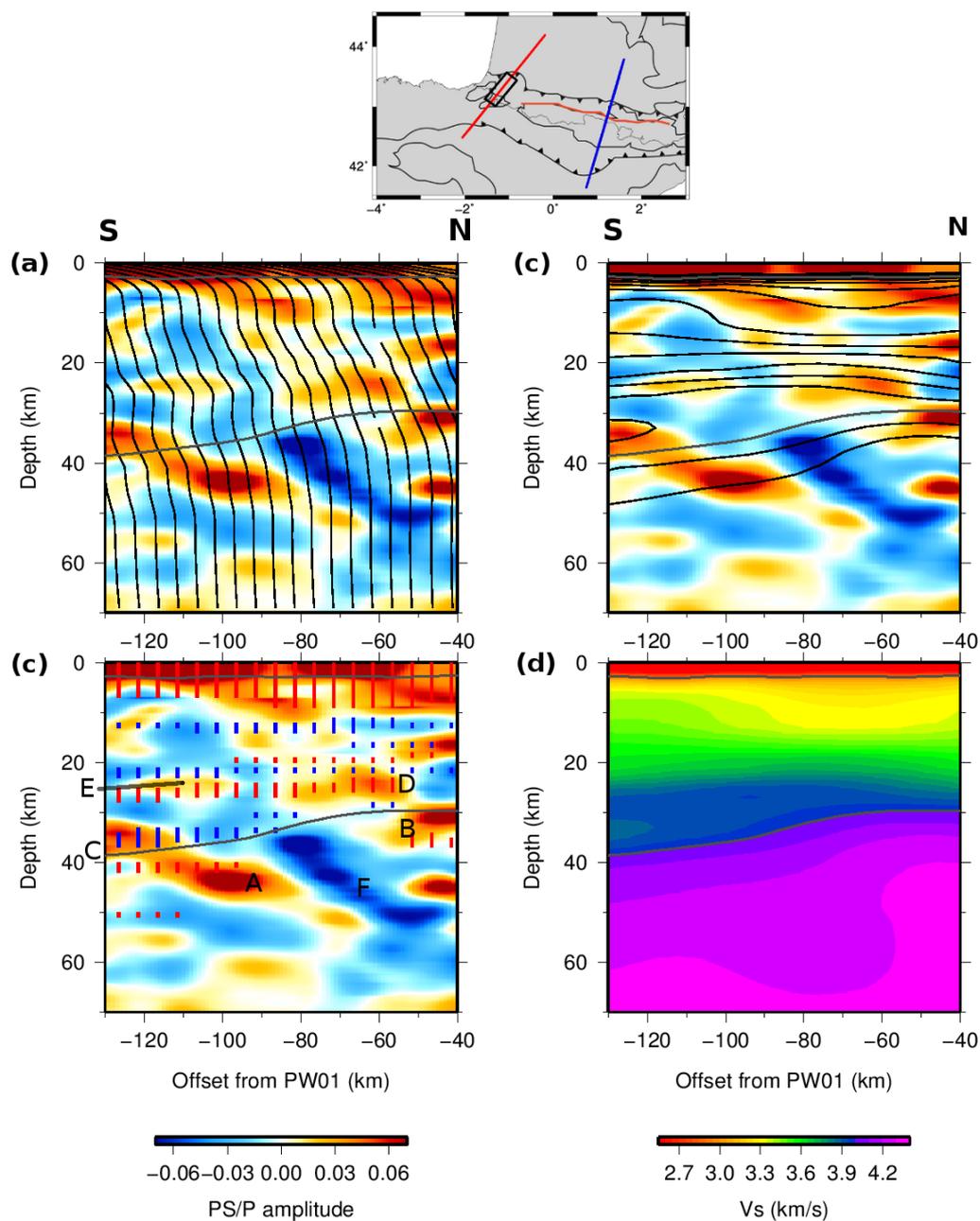


FIGURE 3.14 – Région du Labourd-Mauléon (profil Ouest, voir localisation Figure 3.10). Voir légende de la Figure 3.11.

3.4 Conclusion

Nous proposons ici une nouvelle méthode permettant d'inverser de manière robuste et automatique les courbes de dispersion de vitesse de groupe afin d'obtenir un modèle 3-D en vitesses d'ondes S , sans information *a priori* et dans une zone très hétérogène.

Le modèle de vitesse obtenu a été comparé aux modèles obtenus par d'autres méthodes :

1. compilation de données pour la carte des épaisseurs de bassin sédimentaires ;
2. profondeur du Moho par méthode des fonctions récepteurs ;
3. grands profils sismiques et coupes-profondeurs migrées en fonctions récepteurs.

Les comparaisons entre les résultats obtenus par ces différentes méthodes donnent des résultats très positifs. Malgré le peu de sensibilité des ondes de surface aux interfaces, nos valeurs d'épaisseur sédimentaire et de profondeur de Moho sont cohérentes avec les autres études.

Les coupes en profondeur dans notre modèle sont en bon accord avec les profils sismiques ECORS ainsi qu'avec les résultats obtenus par la méthode des fonctions récepteurs. Bien que la résolution de notre modèle ne soit que de 40 km , nous observons une certaine cohérence entre les interfaces pointées par la méthode des gradients dans notre modèle 3-D V_S et les interfaces obtenues avec la méthode des fonctions récepteurs. La méthode des gradients permet même localement de différencier le Moho et le toit de la croûte inférieure, ce qui n'est que rarement possible avec la méthode des fonctions récepteurs. Une exploration de la profondeur des interfaces intra-crustales, comme le toit de la croûte inférieure, est donc probablement possible dans la plus grande partie de notre zone d'étude.

En revanche, contrairement à la méthode des fonctions récepteurs, la méthode de la corrélation de bruit n'est pas en mesure de retrouver le saut de Moho entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne.

Une des perspectives de cette thèse serait de faire l'inversion jointe de fonctions récepteurs avec les courbes de dispersion. En effet, la première méthode apporte des contraintes fortes sur les interfaces tandis que la deuxième apporte quant à elle des contraintes sur la vitesse des ondes S . Il est également possible de migrer les profils de sismique profonde avec un modèle de vitesse mesuré et non plus estimé.

Chapitre 4

Déviations des rais

Sommaire

4.1	Étude des résidus des temps de groupe	122
4.2	Tracés de rais - Déviations prédites par le modèle	125
4.3	Beamforming - Déviations observées	127
4.3.1	Méthode et différentes applications possibles	127
4.3.2	Application de la méthode du beamforming aux données de corrélation	129
4.3.3	Résultats	133
4.4	Comparaisons entre déviations prédites et déviations ob- servées	135
4.5	Vers une intégration des mesures de déviations dans l'in- version	137
4.6	Conclusion	138

Jusqu'à maintenant, nous avons travaillé en approximant les rais comme étant des rais droits, c'est à dire que nous considérons que l'onde se propage le long du grand cercle qui relie la stations source à la station récepteur. Pourtant, les hétérogénéités de vitesses latérales rencontrées par les ondes vont les faire dévier.

Notre zone d'étude est très hétérogène. En effet, la zone Pyrénéenne comprend d'épais bassins sédimentaires ainsi que du socle affleurant, qui vont entraîner des variations de vitesses de groupes allant jusqu'à $\pm 50\%$ à 5s de période et $\pm 25\%$ à 10 s de période. À plus longue période, les variations de vitesses de groupe sont typiquement de l'ordre de $\pm 10\%$. Elles sont dues par exemple à la variation d'épaisseur crustale ($d \approx 24\text{ km}$ sous la partie Est du Massif Central ou sous le Golfe de Gascogne à 50 km sous la zone

axiale des Pyrénées). Ces fortes hétérogénéités de vitesse vont entraîner des déviations dans la propagation des rais, qui ne sont donc pas prises en compte dans l'inversion. Nous proposons dans ce chapitre un début de réflexion sur l'influence de la non-prise en compte de ces déviations dans le résultat de la tomographie, en particulier sur l'influence qu'elle peut avoir sur la résolution.

Une première partie sera consacrée à une étude des résidus sur les temps de groupe obtenus après l'inversion des courbes de dispersion entre les couples de récepteurs.

Deux types de mesures de déviation de rais seront ensuite étudiés :

- les déviations *prédites* par le modèle. Ce sont les déviations calculées dans notre modèle final V_s par la méthode du tracé de rais.
- les déviations *observées*. Ce sont les déviations calculées directement à partir des corrélations par la méthode du beamforming.

La comparaison entre ces deux jeux de données nous permet par exemple d'étudier la capacité de notre modèle à reconstruire les déviations observées.

Pour finir, un début d'intégration des mesures de déviations dans l'inversion sera exploré. [Boué et al. \(2014b\)](#) proposent une première étude de ce type. Au lieu de considérer des trajets droits, les mesures de déviation obtenues par la méthode du double-beamforming leur permet de prendre en compte la courbure du rai. Ils montrent que l'intégration des déviations dans l'inversion change la vitesse de phase de $\pm 2\%$. Cependant, nous pouvons nous poser la question de la pertinence de l'utilisation de rais courbes basés seulement sur les angles d'arrivée aux stations.

4.1 Étude des résidus des temps de groupe

Après l'inversion des courbes de dispersion de la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh en cartes de vitesse de groupe, il est possible de calculer le résidu pour chaque trajet. La Figure 4.1 représente les histogrammes des résidus (en temps de groupe) sur les trajets à 5, 10, 15, 20 et 30s. À une période de 5s, la gamme de variation est la plus importante, l'écart-type est de 15s. À 10s de période, l'écart type est de 12s. À 15 et 20s de période, la gamme de variation des résidus se restreint, les écarts-type sont de 5 et 6s respectivement. À 30s, il y a une ré-augmentation de l'écart-type (10s). À 15 et 20s le modèle semble mieux résolu. À ces périodes, les vitesses sont sensibles à la croûte inférieure qui est relativement homogène.

4.1 Étude des résidus des temps de groupe

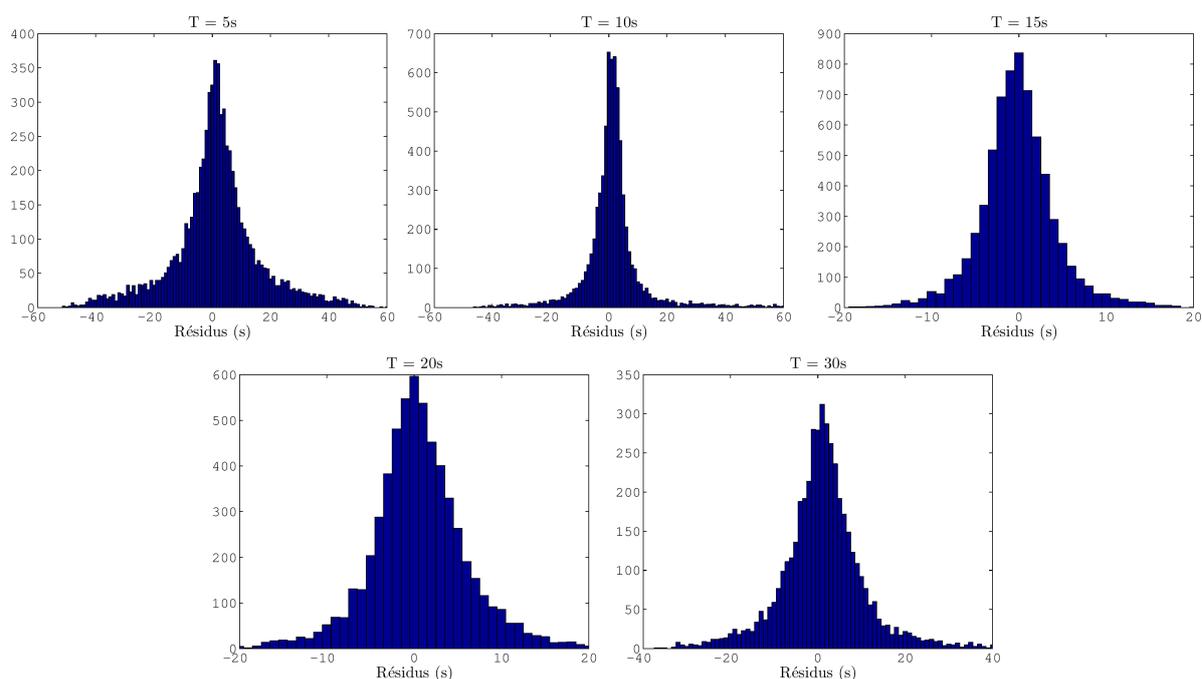


FIGURE 4.1 – Histogrammes des résidus sur les temps de groupe utilisés pour l’inversion en cartes de vitesses de groupe, à 5, 10, 15, 20, et 30s.

Afin de visualiser quelles zones les trajets avec de forts résidus affectent, nous avons généré les cartes de densité de trajets avec de forts résidus (Figure 4.2). Ces cartes représentent, pour chaque nœud de notre maillage, le pourcentage des trajets ayant des résidus supérieurs à la valeur de l’écart-type par rapport au nombre total de trajets qui passent dans ce nœud. Dans les zones bleues, peu de trajets avec de forts résidus passent, au contraire, dans les zones rouges, un grand nombre de trajets avec des forts résidus passent. La résolution dans ces zones rouges est donc moins bonne.

À 5s, nous pouvons distinguer deux zones qui présentent un nombre important de trajets avec de forts résidus : le bassin du Sud Est de la France, et le long de la côte Nord de l’Espagne. Dans la première zone on trouve moins de stations sismologiques que dans le reste de la zone d’étude, la densité de trajets par cellule y est donc plus faible. La grande majorité des résidus des trajets qui passent dans cette zone est positif, c’est à dire que la vitesse obtenue par l’inversion est plus élevée que la vitesse observée. Une des explications possibles est que l’inversion, de par ses paramètres de lissage et une densité de trajets plus faible par cellule, n’arrive pas à retrouver les vitesses faibles de cette zone sédimentaire.

La deuxième zone, le long de la côte Nord espagnole présente également une densité

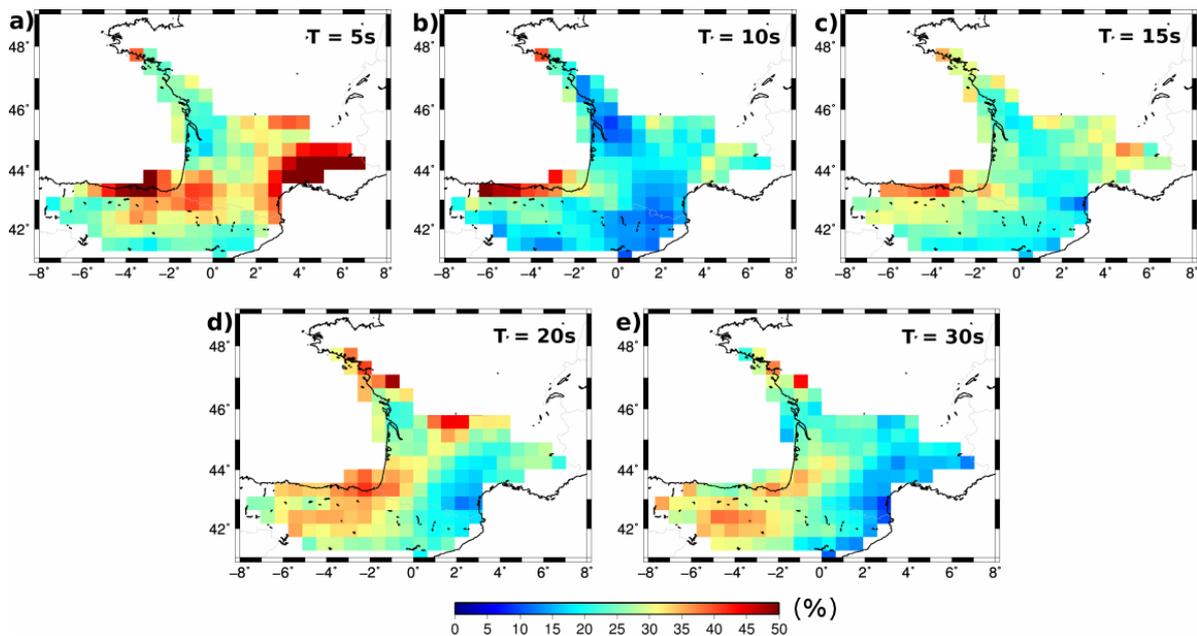


FIGURE 4.2 – Pourcentage dans chaque nœud de trajets présentant de forts résidus en utilisant des rais droits à (a) 5s, (b) 10s, (c) 15s, (d) 20s et (e) 30s.

de trajets avec de forts résidus élevée à 10 et 15s (autour de 50% du nombre de trajets total). La grande majorité des résidus de ces trajets est négatif. Autrement dit, les vitesses obtenues par l'inversion sont plus faibles que les vitesses observées. Les conséquences de cette anomalie de vitesses faibles ont été évoquées dans le chapitre 3. Pour rappel, l'inversion des courbes de dispersion en modèles V_S nous donnait un bassin sédimentaire anormalement profond à cet endroit. La proximité de la marge continentale, qui marque le passage entre une croûte océanique amincie à la croûte continentale épaisse, ainsi que l'épaisse couche sédimentaire dans le Golfe de Gascogne est alors avancée pour expliquer cette anomalie. En effet, [Shapiro *et al.* \(1998\)](#) montrent que dans cette configuration, une partie de l'énergie entre deux stations sur la côte peut-être guidée dans les structures à faible vitesse océanique, et la mesure des vitesses de groupe peut en être affectée.

Une des perspectives de cette thèse, qui commence à être exploré dans ce chapitre, est d'analyser l'effet de l'intégration des déviations de rais dans ces zones.

4.2 Tracés de rais - Déviations prédites par le modèle

Il est possible de calculer, pour chaque période, des cartes de vitesses de phase de notre modèle 3-D V_s final. La méthode du tracé de rais va permettre de calculer les déviations par rapport au grand cercle des différents trajets utilisés pour construire ce modèle. Ce sont les déviations prédites par le modèle. Un exemple de ce type de mesure est présenté sur la Figure 4.3. L'angle d'arrivée du rai aux stations (flèches noires) est différent de l'angle correspondant au grand cercle (en rouge). Le rai est défléchi vers le Sud, la propagation de l'onde choisit préférentiellement les zone à vitesses plus rapides.

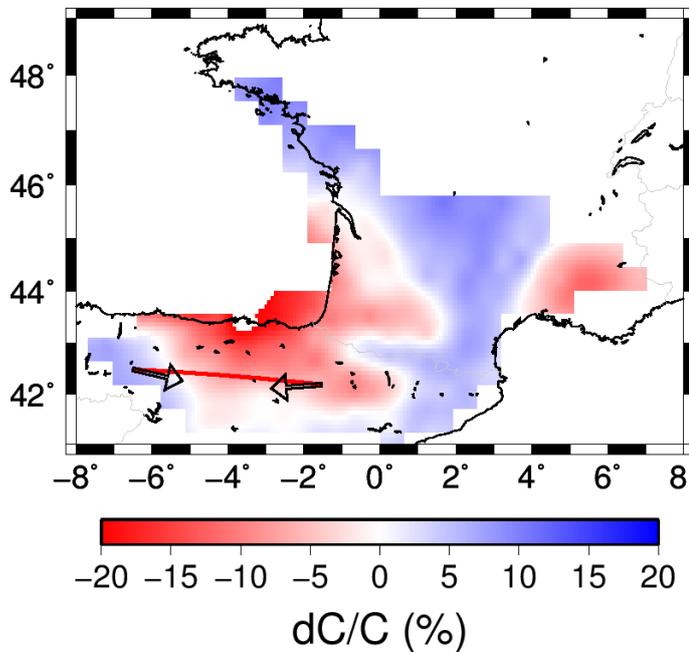


FIGURE 4.3 – Exemple de mesure de déviation calculée par la méthode du tracé de rai, pour une période de 5s. En rouge, le trajet le long du grand cercle. En flèches noires, directions du rai *prédites* aux stations.

Les déviations de rais dans notre modèle nous ont été fournies par V. Farra. V. Farra a appliqué la méthode du tracé de rai paraxial (Virieux et Farra (1993), Farra (1993)) dans nos carte de vitesses de phase de notre modèle final afin de calculer l'angle d'arrivée du rai à la station. Ces mesures ont été faites pour 5 périodes : 5, 10, 15, 20 et 30 s. Les angles d'arrivée des rais ont pu être calculés pour 10440 trajets (sur les 12403 possibles). Lorsque les angles n'ont pas pu être calculés, c'est que la solution ne converge pas. Comme chaque trajet nous donne deux mesures d'angle (une à la station source et une à la station récepteur), notre jeu de données comporte 20880 mesures.

DÉVIATION DES RAIS

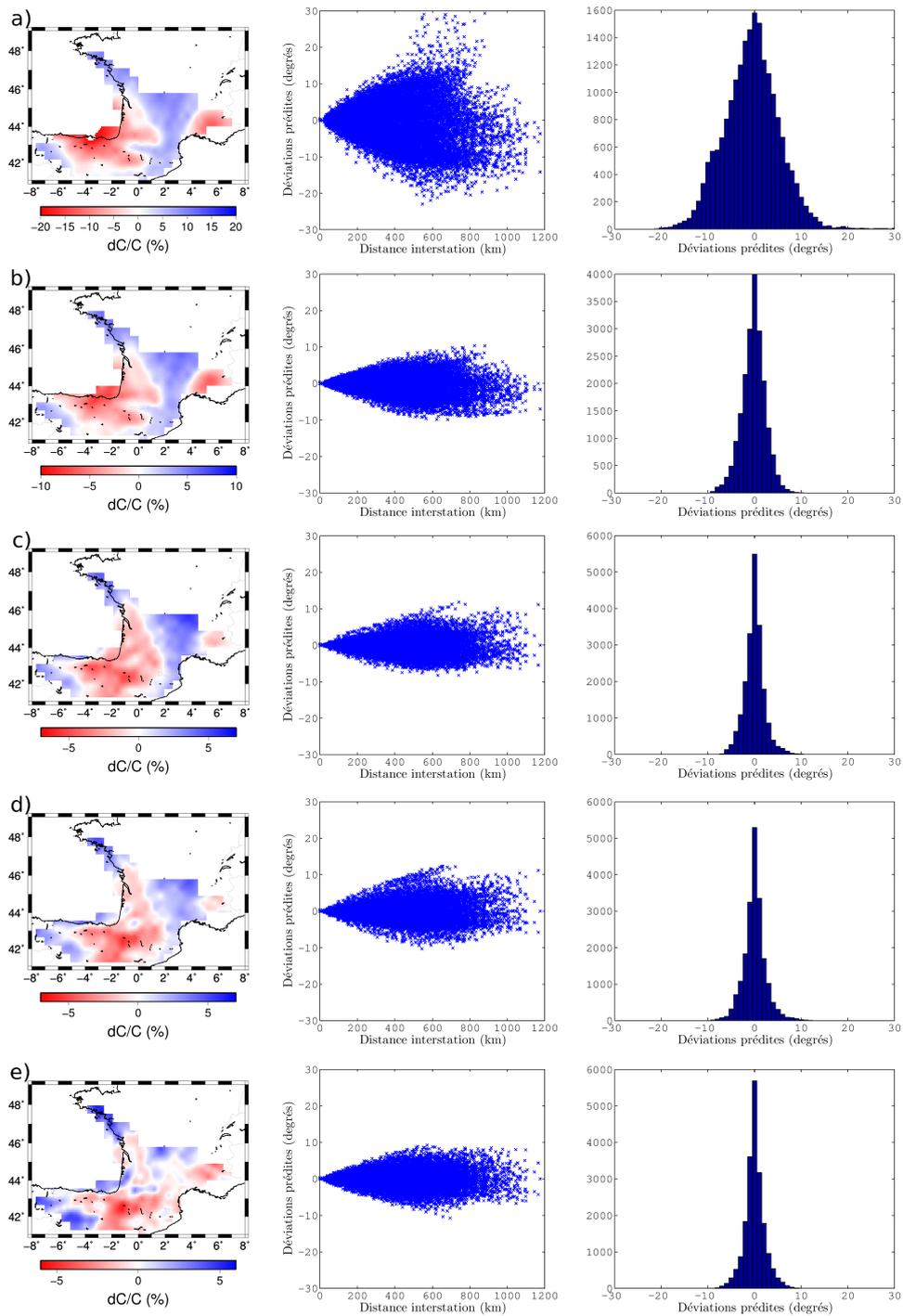


FIGURE 4.4 – Cartes de variations des vitesses de phase, déviations prédites en fonction de la distance interstation et histogramme des déviations prédites pour (a) 5s, (b) 10s, (c) 15s, (d) 20s, (e) 30s.

Les mesures de déviations sont calculées de la manière suivante :

$$dev(i) = \alpha_{theo}(i) - \alpha_{calc}(i)$$

avec α_{theo} l'angle théorique le long du grand cercle et α_{calc} l'angle calculé par la méthode du tracé de rai.

La Figure 4.4 représente les cartes de vitesses de phase aux périodes étudiées (5, 10, 15, 20 et 30 s), ainsi que les déviations prédites en fonction de la distance interstation et l'histogramme de ces déviations prédites. La dispersion des déviations décroît avec l'augmentation de la période. En effet, les déviations sont dues aux variations de vitesses de phase et nous pouvons remarquer que celles-ci sont de moins en moins importantes quand la période augmente ($\pm 15\%$ à 5s, $\pm 6\%$ à 30s).

Nous pouvons également remarquer sur la Figure 4.4 que la déviation augmente avec la distance interstation du trajet.

Notre modèle 3-D V_S génère des déviations de nos rais. Il est important de se demander si ces déviations sont bien celles que l'on observe grâce à l'analyse directe des signaux.

4.3 Beamforming - Déviations observées

4.3.1 Méthode et différentes applications possibles

La méthode du beamforming (ou "Formation de voie") fait partie des méthodes de traitement d'antenne (Rost et Thomas (2002), Rost et Thomas (2009)). Ces méthodes utilisent un réseau de récepteurs (stations sismologiques dans notre cas) afin d'étudier le champ de propagation des ondes. Le paramètre de propagation qui nous intéresse dans notre cas est le backazimut Θ , qui correspond à l'angle entre le nord et l'épicentre du front d'arrivée d'onde, dans le sens des aiguilles d'une montre (Figure 4.5).

Il existe dans la littérature de nombreuses variantes de la méthode du beamforming (pour un état de l'art se référer à Capon (1969), Rost et Thomas (2002), Rost et Thomas (2009) ainsi qu'aux travaux de thèse de Gouédard (2008), Zigone (2012) ou encore Boué (2014)). Nous exposons ici la méthode Bartlett (qui s'effectue dans le domaine fréquentiel), utilisé au cours de ce travail.

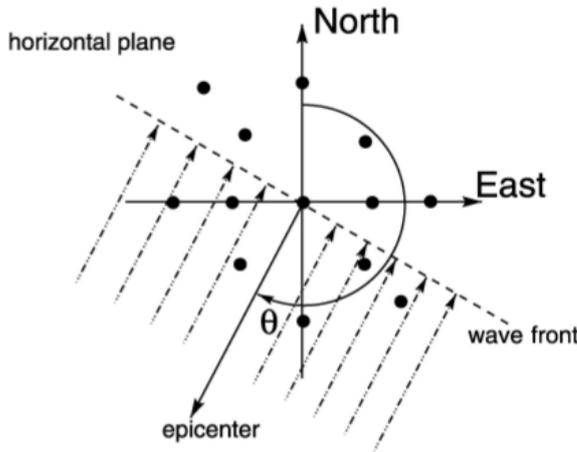


FIGURE 4.5 – Propagation d'un front d'onde de backazimut Θ dans le plan horizontal. D'après Rost et Thomas (2009).

De manière simple, des données synthétiques (appelées *replica*) sont calculées pour différentes positions de la source. Ces différentes positions peuvent être exprimées en fonction du backazimut de la source, ainsi que la vitesse du milieu. Ces *replica* sont comparées aux données réelles ; les *replica* qui donne le coefficient de ressemblance avec les données réelles le plus élevé nous permet d'accéder à la position de la source et donc aux paramètres de propagation du champ d'onde (backazimut et lenteur).

Le *replica* pour une source située à une position \vec{r}_s se calcule par :

$$e_s(\vec{r}_i, \omega) = e^{-i\omega\Delta_i t} \quad (4.1)$$

avec $\Delta_i t$ le retard à la station i . Ce retard est fonction de la position \vec{r}_i de la station ainsi que de la lenteur u du milieu. ω est la pulsation, celle-ci est fonction de la fréquence f considérée ($\omega = 2\pi f$).

Le coefficient de ressemblance entre les données et les *replica* se calcule par l'équation 4.2 (méthode de Bartlett).

$$P(\vec{s}_i, \omega) = e_s^*(\vec{r}_i)K(\omega)e_s(\vec{r}_i) \quad (4.2)$$

K est la matrice de densité spectrale croisée, elle contient toutes les combinaisons d'inter-spectres de nos données possibles entre toutes les stations de notre réseau. Ce sont nos données observées.

La représentation typique du beamforming est présenté Figure 4.7.a. Elle représente le coefficient de ressemblance en fonction de la lenteur en x et en y . Cette cohérence est normalisée.

Applications possibles de beamforming Le beamforming nous donne accès aux paramètres (backazimut et lenteur) d'un champ d'onde émis par une ou plusieurs sources. Il est donc possible de retrouver la position de la (ou des) source(s) si celle-ci est inconnue. [Zigone \(2012\)](#) par exemple utilise cette méthode pour localiser des trémors au Mexique. Cette méthode a permis de localiser les sources de bruit sismique ambiant et d'étudier la variation au cours du temps de ces sources ([Hubans \(2010\)](#), [Landès *et al.* \(2010\)](#)).

Au contraire, lorsque la position de la source est connue, la méthode du beamforming permet par exemple d'étudier la déviation du rai par rapport au grand cercle.

Le beamforming a été utilisé de nombreuses fois pour étudier les déviations des ondes générées par les téléseismes ([Alsina et Snieder \(1996\)](#), [Scherbaum *et al.* \(1997\)](#), [Maupin \(2001\)](#), [Cotte *et al.* \(2000\)](#), [Alvizuri et Tanimoto \(2011\)](#)). Les déviations de ces ondes servent alors à l'étude des hétérogénéités mantelliques.

Le développement de réseaux de stations denses permet d'obtenir des mesures en série afin d'étudier ces déviations. [Foster *et al.* \(2014\)](#) utilisent le réseau dense USArray pour effectuer des mesures de beamforming sur des données de téléseismes. Ils montrent que les déviations obtenues sont dues à des hétérogénéités situées à l'intérieur de leur réseau, mais également à l'extérieur. L'utilisation des corrélations de bruit nous permet de nous affranchir des hétérogénéités situées à l'extérieur du réseau. En effet, avec la corrélation de bruit, chaque station peut-être considérée comme une source et les trajets ne se propagent alors qu'à l'intérieur du réseau.

4.3.2 Application de la méthode du beamforming aux données de corrélation

Dans notre étude, ce sont les déviations de rais par rapport au grand cercle qui nous intéressent. En effet, nous travaillons avec la méthode de la corrélation de bruit ambiant et chaque station peut-être assimilée à une source. Nous connaissons donc la position de nos sources, et l'azimut théorique le long du grand cercle. Avant de faire le traitement du beamforming sur nos données, il est important de prendre en compte quelques corrections :

- la correction de la courbure du front d'onde, utile dans le cas où les sources sont proches.
- la correction de la réponse du réseau.

Le mini-réseau et la station source utilisés pour illustrer ces deux corrections sont présentés sur la figure 4.6.

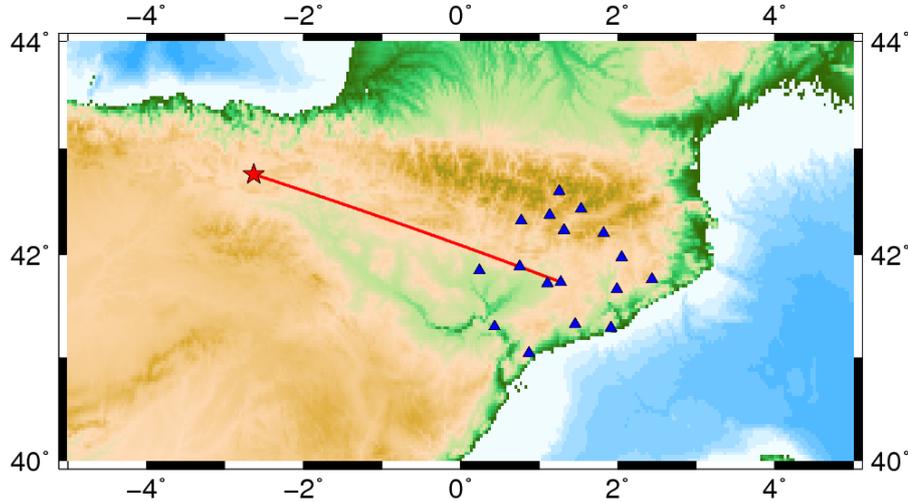


FIGURE 4.6 – Localisation d’une station source (étoile rouge) et d’un mini-réseau de stations sismologiques (triangles bleus). Le trait rouge correspond à l’azimut théorique le long du grand cercle.

4.3.2.1 Correction de la courbure du front

Lorsque la source est loin, comme dans le cas d’un télé-séisme, nous pouvons approximer le front d’onde à un front d’onde plan. Cependant, avec l’utilisation des corrélations de bruit, les distances entre les sources et les mini-réseaux de stations utilisés sont relativement faibles. L’approximation d’un front d’onde plan peut apporter des biais dans la mesure des azimuts ou produire une tache focale plus grande ; l’erreur sur la mesure est donc plus importante. Un changement de repère est alors nécessaire afin de prendre en compte la courbure du front. Nous avons utilisé le repère utilisé par Forsyth et Li (2011) et Maupin (2001). Ce repère est un repère cartésien en km , dont le point de coordonnées $x = 0, y = 0$ est le centre du réseau considéré. Nous effectuons une rotation du système de manière à ce que l’axe source/centre du réseau considéré soit sur l’axe y . La position x_i, y_i de la station X_i est alors calculé le long des petits cercles partant de la source, correspondant au front d’onde dans une Terre homogène.

Un exemple de correction de la courbure du front est illustré figure 4.7. La Figure 4.7.a montre le résultat du beamforming sans appliquer de correction. La Figure 4.7.b montre le résultat du beamforming en prenant en compte la courbure du front d’onde.

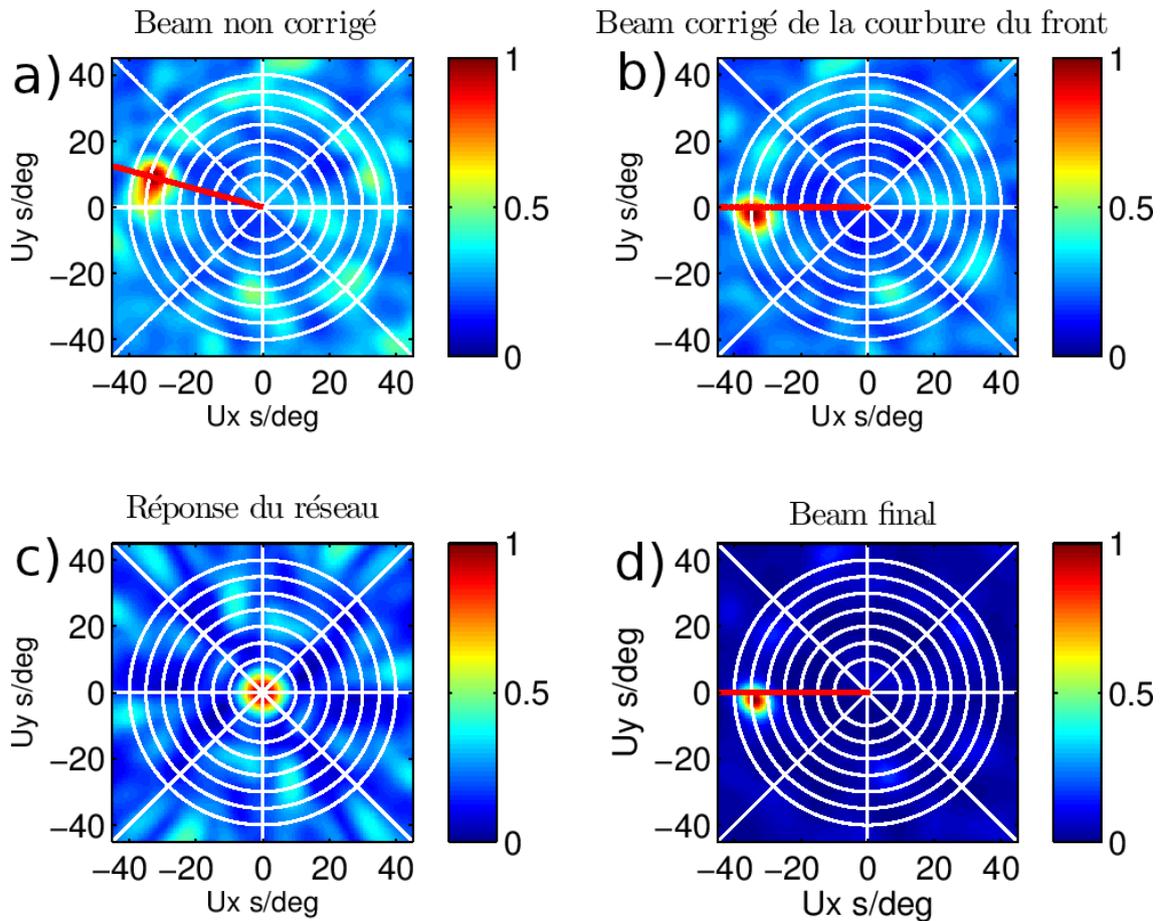


FIGURE 4.7 – Différentes corrections appliquées au résultat du beamforming. E146 est la source, E920 la station centre du réseau. Les corrélations sont filtrées entre 15 et 18s. (a) Beam sans correction. (b) Beam corrigé de la courbure du front. (c) Réponse du sous-réseau. (d) Beam final, corrigé de la courbure du front et déconvolué de la réponse du réseau. La ligne rouge est l’azimut le long du grand cercle entre la station source et la station centre du sous-réseau. Les résultats du beam sont normalisés.

Nous pouvons remarquer la diminution de la tache focale, et donc de l’erreur, sur le résultat du beam corrigé de la courbure du front.

4.3.2.2 Réponse du réseau

Le résultat du beamforming obtenu précédemment correspond au spectre de nos données convolué du spectre du réseau (réponse du réseau). La réponse du réseau (*ARF* pour Array Response Function) dépend de la configuration du réseau et du nombre d’onde (donc de la fréquence) considéré (Picozzi *et al.* (2010), Rost et Thomas (2009)).

Dans cette étude, nous utilisons un grand nombre de sous-réseaux différents et la prise en compte de cette réponse de réseau est nécessaire pour pouvoir calculer des erreurs sur nos mesures qui ne sont dues qu'à nos données.

La réponse du réseau se calcule par l'équation suivante (Rost et Thomas (2002)) :

$$ARF = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^N e^{(2\pi i(\vec{k}-\vec{k}_0).\vec{r}_n)} \quad (4.3)$$

avec N le nombre de stations ; \vec{k} le nombre d'onde du vecteur lenteur exploré ; \vec{r}_n le vecteur de position de stations.

La Figure 4.7.c nous montre la réponse du mini-réseau (Figure 4.6), et la Figure 4.7 nous montre le résultat du beamforming corrigé de la courbure du front (Figure 4.7.d) et déconvolué de la réponse du réseau. Cette déconvolution s'est faite en utilisant l'algorithme de Richardson-Lucy (Picozzi *et al.* (2010), Maupin (2001)).

Si, sur cet exemple, l'angle d'arrivée du front ne change pas, la largeur de la tache focale (autrement dit l'erreur sur la mesure) est moins importante. Cette erreur sera surtout homogène pour tous les sous-réseaux utilisés. Le résultat des deux corrections (courbure du front et réponse du réseau) est beaucoup moins bruité que le beam non corrigé ou le beam qui prend en compte la courbure du front.

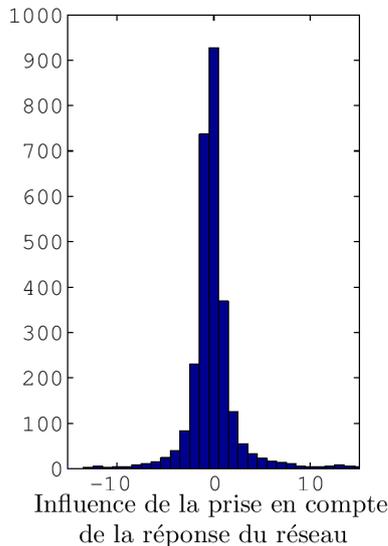


FIGURE 4.8 – Histogramme des différences de déviations observées par la méthode du beamforming avec ou sans prise en compte de la correction de la réponse du réseau.

La Figure 4.8 représente l'histogramme de la différence de déviations obtenues en déconvoluant ou non le résultat du beamforming par la réponse du réseau. La grande majorité des mesures présentent la même déviation. Il est tout de même important

d'appliquer cette correction pour avoir des erreurs sur la mesure qui ne sont dépendantes que des données et non de la configuration de réseau.

4.3.2.3 Calcul de l'erreur sur la mesure de la déviation

Sur la Figure 4.7, nous pouvons constater que le résultat du beamforming ne donne pas une valeur ponctuelle, mais une tache focale d'étalement plus ou moins important. Nous pouvons donc mesurer l'erreur sur la mesure du backazimut obtenue. L'erreur sur la lenteur ne nous intéresse pas dans notre cas. Le résultat du beamforming est normalisé, sa valeur maximum est donc de 1. Pour calculer l'erreur, nous considérons le profil d'intensité le long du vecteur lenteur correspondant au maximum d'intensité (Figure 4.9.b le long du trait noir sur la figure 4.9.a). L'erreur est alors calculée comme l'intervalle correspondant à des valeurs d'intensité supérieures à 0.9 (en vert sur la Figure 4.9).

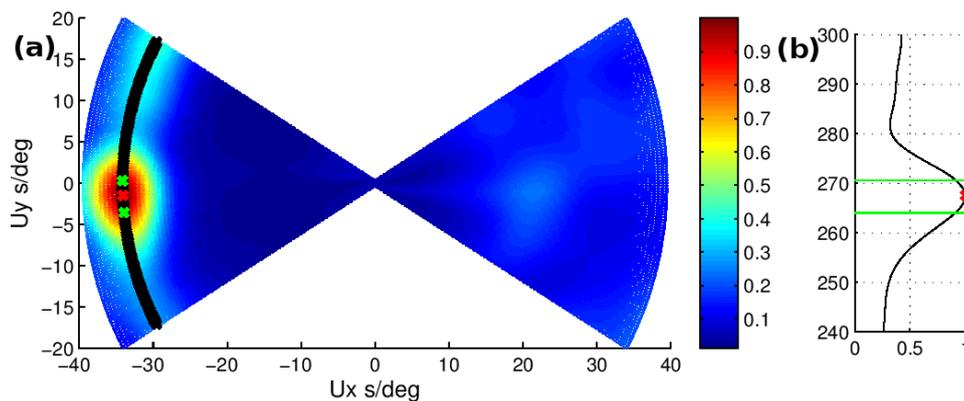


FIGURE 4.9 – Calcul de l'erreur sur la mesure de l'angle obtenue par la méthode du beamforming. E146 est la source, E920 la stations centre du réseau. Les corrélations sont filtrées entre 15 et 18s. (a) Beam corrigé de la courbure du front et déconvoluer de la réponse du réseau. La recherche de l'angle d'arrivée s'est faite entre $\pm 30^\circ$ autour l'azimut le long du grand cercle. (b) Profil d'intensité le long le long du trait noir.

4.3.3 Résultats

La méthode de la corrélation de bruit revient à considérer chaque station comme une source virtuelle. Dans notre réseau de 158 stations, il est possible de générer des sous réseaux afin d'étudier la déviation des rais émis par ces sources virtuelles.

Nous avons posé plusieurs conditions qui doivent être remplies pour effectuer la mesure :

1. la distance entre la station source et le centre du réseau doit être au minimum de 300 *km*.
2. le sous réseau doit être composé d'au moins 9 stations.
3. chaque station du sous-réseau doit être éloignée de la station centrale du réseau de maximum 100 *km*.
4. les corrélations entre la source et chaque station du sous-réseau doivent présenter un rapport signal sur bruit d'au minimum 7.

Le calcul des déviations de rais par rapport au grand cercle s'est fait pour trois bandes de périodes : [7-13]*s* ; [12-18]*s* ; [17-23]*s* afin de pouvoir étudier la variation de déviations avec la période. Il n'est pas possible d'étudier les périodes plus courtes car la distance entre les stations du sous-réseau deviennent trop importantes par rapport à la longueur d'onde (15 *km* de longueur d'onde et environ 60 *km* de distance inter-station).

Une fois les critères énoncés plus haut, notre base de données se compose de 3433 mesures à [7-13]*s* (nous associerons à 10 *s* cette gamme de période) ; 2872 mesures à [12-18]*s* (nous associerons à 15 *s* cette gamme de période) et 2516 mesures à [17-23]*s* (nous associerons à 20 *s* cette gamme de période). Rappelons que le nombre total de paires de stations est de 12403. Même si les critères de sélection des sous-réseaux sont relativement restrictifs, le nombre de mesures obtenues est suffisant pour un début d'analyse.

La figure 4.10 représentent les histogrammes de la déviation par rapport au grand cercle (azimut théorique le long du grand cercle - angle du rai observé par le beamforming) ainsi que les histogrammes des erreurs associées pour les trois gammes de périodes étudiées.

À 10*s* les déviations varient entre $\pm 30^\circ$ et la moyenne des erreurs sur les mesures est de $\pm 4.63^\circ$. À 15*s*, la gamme de variation des déviations se restreint et est comprise entre $\pm 10^\circ$, la moyenne des erreurs sur les mesures est de $\pm 3.47^\circ$. À 10 et 15*s*, la distribution des déviations est à peu près symétrique. En revanche, ce n'est plus le cas à 20*s* où la gamme de variation des déviations est comprise entre -20 et 10° . L'erreur moyenne sur les mesures est de $\pm 4.42^\circ$.

Sur la Figure 4.10 sont également représentées les déviations observées en fonction de la distance interstation, et en fonction de l'erreur sur la mesure. Aucune corrélation entre la distance interstation et la mesure de la déviation ne ressort, et ce même en ne considérant que les trajets présentant de faibles erreurs.

4.4 Comparaisons entre déviations prédites et déviations observées

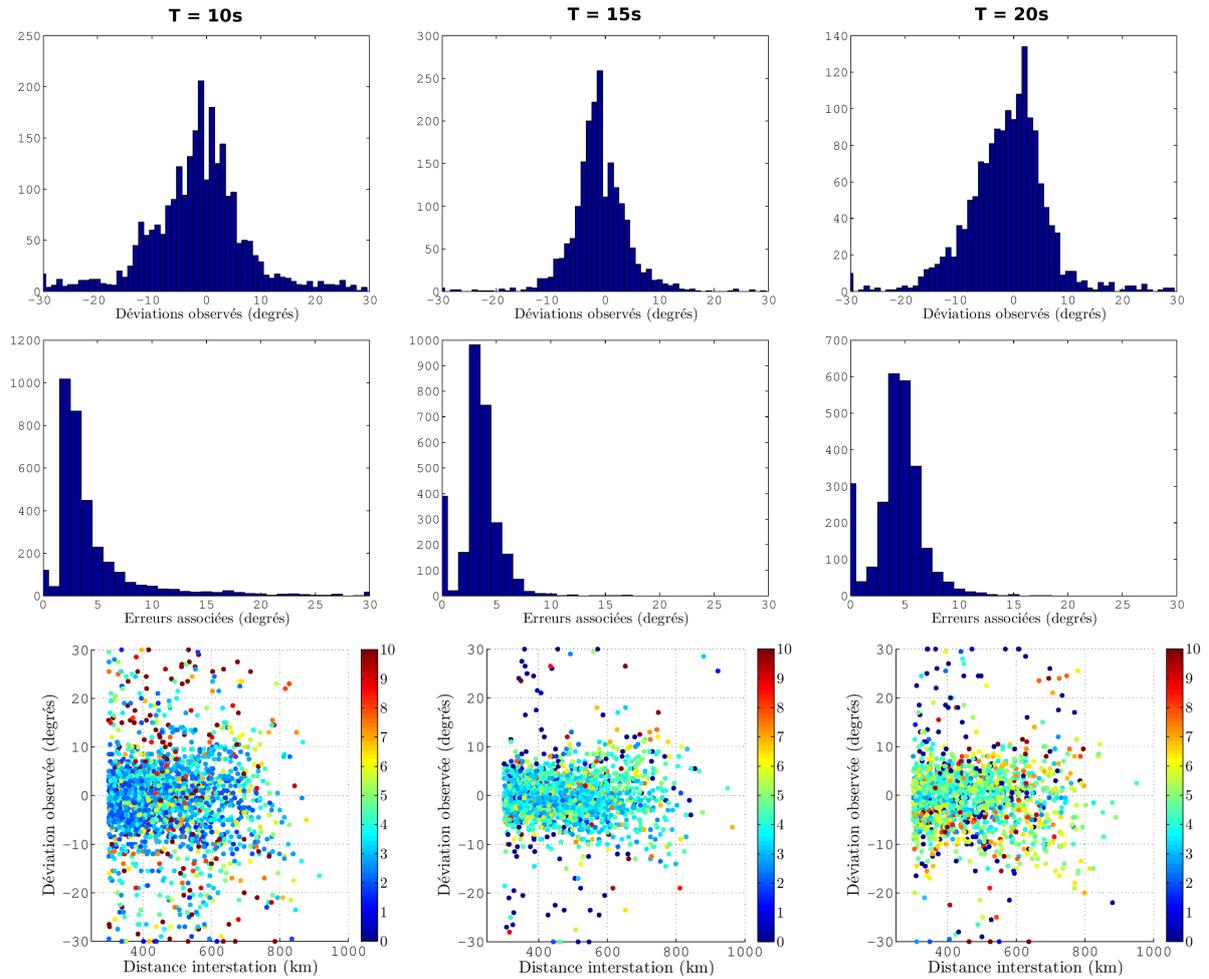


FIGURE 4.10 – En haut : Histogrammes des déviations par rapport au grand cercle. Au milieu : Histogrammes des erreurs associées. En bas : Déviations par rapport au grand cercle en fonction de la distance interstation. L'échelle de couleur représente les erreurs sur la mesure.

4.4 Comparaisons entre déviations prédites et déviations observées

Si notre modèle 3-D V_S final était parfait, les déviations prédites seraient exactement égales aux déviations observées. Cependant rien qu'au premier abord, nous pouvons voir que ce n'est pas le cas. Les gammes de variations des déviations dans les deux cas ne sont pas les mêmes. Aux périodes d'études communes (10, 15 et 20s), les variations prédites varient entre $\pm 10^\circ$ (Figure 4.4) alors que les déviations observées varient jusqu'à $\pm 30^\circ$, (Figure 4.10).

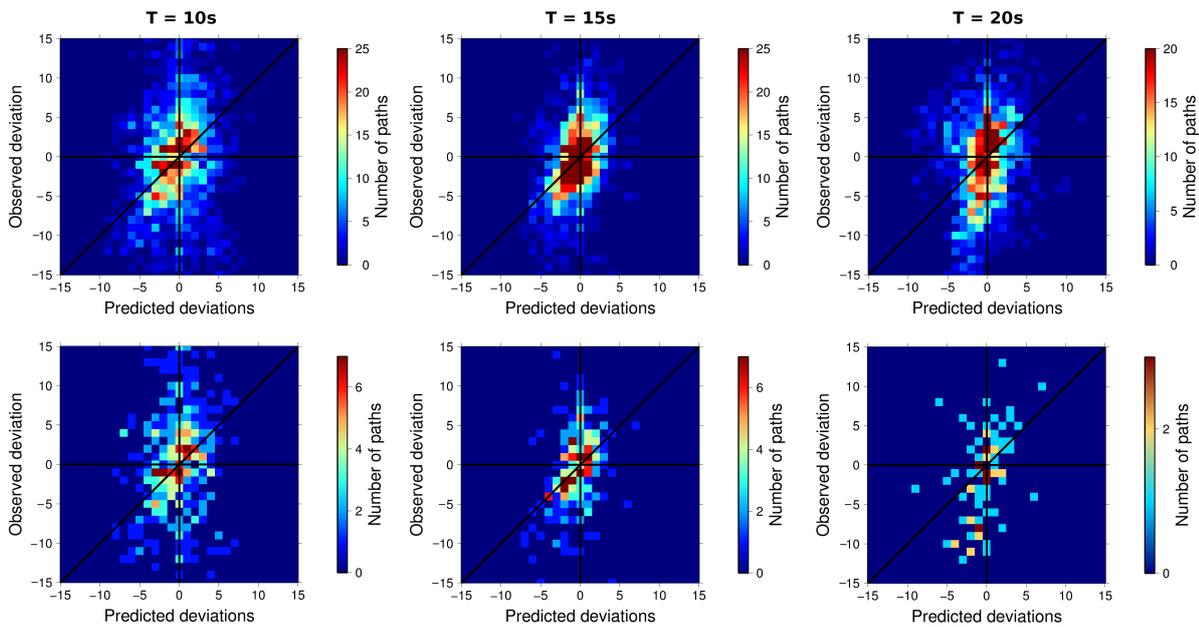


FIGURE 4.11 – En haut : Diagrammes de densité des déviations observées en fonction des déviations prédites à 10, 15 et 20s en utilisant toutes les mesures. En bas, seules les mesures dont l’erreur sur la mesure de déviation observée est inférieure à $\pm 3^\circ$ sont représentées.

Ceci s’illustre également sur la Figure 4.11 qui représente les diagrammes de densité de la déviation observée par beamforming en fonction de la déviation prédite dans notre modèle par la méthode du tracé de rai. Sur les figures du haut, toutes les mesures sont utilisées tandis que sur les figures du bas, seules les déviations observées qui ont une erreur sur la mesure de moins de $\pm 3^\circ$ sont gardées. Nous pouvons remarquer que la dispersion des mesures de déviations prédites est moins importante que pour les déviations observées.

Cette différence de gamme de variation s’explique par la manière de reconstruire le modèle. Les paramètres de lissage (damping et smoothing, voir Section 2.2.3.2) utilisés pour la tomographie en vitesse de groupe ne permettent pas de retrouver les amplitudes réelles des anomalies de vitesse. Ces diminution d’amplitudes sont illustrées par les tests de résolution (spike tests - Figure 2.10). Si les anomalies de vitesses sont atténuées dans notre modèle, les déviations prédites dans ce modèle sont logiquement également diminuées.

Cependant, même si les déviations prédites sont inférieures aux déviations observées, la direction de cette déviation reste la même. Cette observation montre que même si les amplitudes des vitesses de notre modèle sont atténuées, les anomalies latérales de vitesse

expliquent en partie les déviations observées.

4.5 Vers une intégration des mesures de déviations dans l'inversion

Dans cette section, nous comparons les résultats de deux méthodes d'inversion. La première utilise les rais droits; elle correspond à celle utilisée pour construire notre modèle 3-D en vitesse d'onde S , tandis que la deuxième intègre les mesures de déviations prédites dans la méthode d'inversion (Bruneton *et al.* (2002)). La comparaison se base sur les résidus des temps de groupe inversés (voir section 4.1). Pour le moment, seules les périodes de 10 et 15s ont été étudiées.

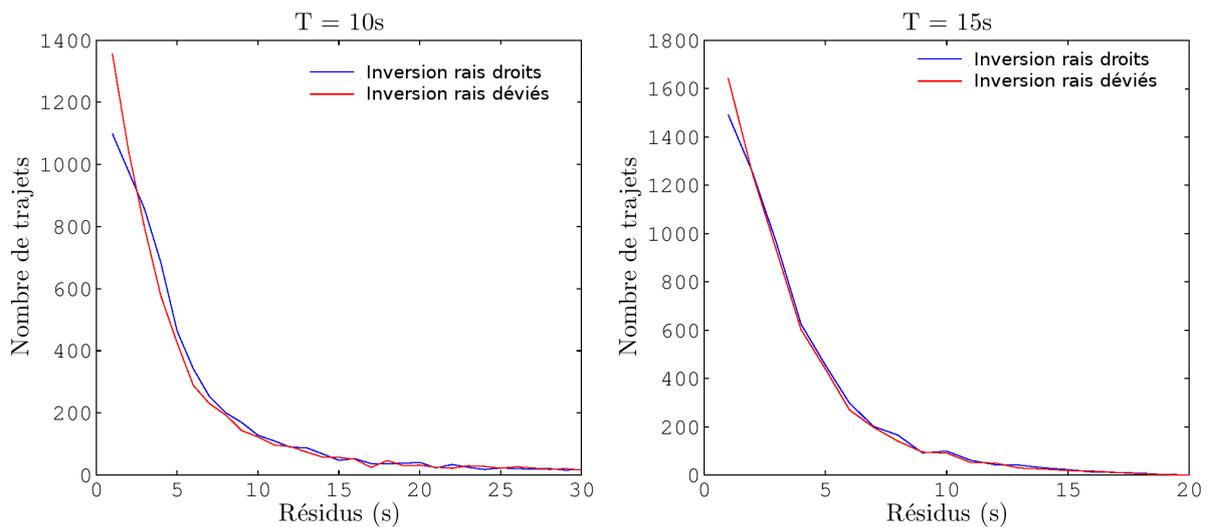


FIGURE 4.12 – Nombre de trajets en fonction de la valeur absolue des résidus sur les temps de groupe, pour l'inversion utilisant des rais droits (en bleu) et pour l'inversion utilisant des rais courbes (en rouge), à 10 et 15s de période.

Sur la Figure 4.12 sont représentés les nombres de trajets pour chaque valeur de résidus sur les temps de groupe, pour l'inversion utilisant des rais droits (en bleu) et pour l'inversion utilisant des rais courbes (en rouge). On observe une légère augmentation du nombre de trajets ayant des résidus très faible lorsque l'inversion considère des rais courbes. En revanche, pour des résidus élevés, aucun changement dans le nombre de trajets n'est remarquable. Ceci veut dire que l'introduction des mesures de déviations prédites dans le processus d'inversion ne permet pas d'améliorer de manière significative

la fonction coût globale. Ce sont en effet les résidus les plus importants qui contrôlent cette fonction coût, et ceux-ci ne changent pas entre les deux inversions. Ces forts résidus peuvent être causés par deux phénomènes :

1. la donnée est bruitée et la mesure du temps de groupe est donc biaisée.
2. les structures hétérogènes peuvent ne pas être résolues à cause des paramètres de lissage de l'inversion. En effet, que ce soit en utilisant des rais droits ou des rais courbes, les amplitudes des hétérogénéités sont diminuées par le lissage de l'inversion. Les temps de groupe présentent donc de forts résidus.

Ces deux phénomènes ne sont pas différentiables dans le cas présent.

4.6 Conclusion

Nous avons montré dans ce chapitre la possibilité qu'offre un réseau dense et la méthode de la corrélation de bruit pour le calcul des déviations de rais par rapport au grand cercle. Notre base de données se compose de 158 stations, chacune pouvant être considérée comme une source. Pour chacune de ces sources, un grand nombre de sous-réseaux peuvent être sélectionnés et la méthode du beamforming a été appliquée. Ainsi nous observons des mesures de déviation des ondes de surface entre une station et un mini réseau autour d'une station cible. L'influence que pourrait avoir la géométrie variable des mini réseaux sur le résultat du beamforming est supprimée grâce à la déconvolution de la réponse du réseau.

Les déviations observées par la méthode du beamforming sont plus importantes que celles prédites par le tracé de rais dans notre modèle final. Ceci montre que notre modèle n'est pas en mesure de reconstruire les hétérogénéités qui généreraient de telles déviations. Une des principales explications se trouve dans l'étape d'inversion des courbes de dispersion en cartes de vitesses de groupe. L'introduction de paramètres de lissage et l'utilisation d'une maille de 40 *km* lors de cette étape ne permet pas de reconstruire l'amplitude réelle des anomalies ni leur degré d'hétérogénéité latérale. Or, ces deux facteurs influencent fortement les déviations.

Une inversion qui considère les rais courbes et non plus les rais droits a été faite, en prenant en compte les mesures de déviations prédites. Une faible amélioration est visible ; pour un nombre de trajets total identique, nous avons davantage de trajets présentant de faibles résidus en considérant des rais courbes plutôt que des rais droits. Cependant, la fonction coût globale de l'inversion ne présente pas d'amélioration car elle est contrôlée

par les forts résidus, dont le nombre de trajet ne change pas avec l'introduction des rais déviés.

Les paramètres d'inversion ont une forte influence sur la reconstruction des déviations dans le modèle de vitesse final. Les amplitudes des hétérogénéités du modèle sont fortement dépendantes des paramètres de lissage de l'inversion. Il serait intéressant de voir dans quelle mesure ces paramètres influent sur le calcul des déviations de rais prédites. Dans la même optique, la taille du maillage utilisé joue sur la granularité du modèle reconstruit. Les déviations de rais sont sensibles au gradient de la vitesse, et introduire une granularité plus forte modifierait les gradients des vitesses.

Plutôt que de procéder par "essai-erreur" en essayant d'adapter les paramètres de l'inversion afin de reconstruire des déviations dans notre modèle qui seraient les mêmes que les déviations observées par la méthode du beamforming, il serait judicieux d'intégrer directement les déviations observées dans le processus d'inversion. Toutefois, en remplaçant le rai du modèle par une courbe simple basée sur les angles d'arrivée des ondes en stations reste encore une approximation de la propagation réelle de l'onde.

Une alternative serait d'explorer l'utilisation de noyaux de sensibilité des ondes de surface, ou de s'intéresser à l'inversion de forme d'onde complète comme proposé par [Boué *et al.* \(2014b\)](#).

Conclusions et perspectives

Conclusions

Depuis maintenant une décennie, la méthode de la corrélation de bruit ambiant a permis de s'affranchir des différents inconvénients des sources ponctuelles (contrôlées ou non). La localisation spatiale des séismes n'est plus un problème puisque, grâce à cette méthode, chaque station peut être considérée comme une source potentielle. La faible occurrence des événements sismiques naturels ou le coût élevé des méthodes actives ne sont alors plus des freins à l'imagerie haute résolution. De plus, la gamme de période du bruit ambiant permet l'imagerie crustale, ce qui n'était pas possible dans les zones sans séismes régionaux à cause de l'atténuation des hautes fréquences des ondes de surface émises par les télé-séismes.

Ces nombreux avantages, additionnés au développement de réseaux de stations sismologiques denses, permettent maintenant de faire de l'imagerie crustale haute résolution dans des zones peu sismogènes.

Un des principaux objectifs de cette thèse a été d'obtenir un modèle 3-D haute résolution en vitesse d'ondes S dans le Sud-Ouest de la France et le Nord de l'Espagne. La méthode de la corrélation de bruit ambiant appliquée sur un réseau dense de 158 stations sismologiques large bande 3-composantes a permis de parvenir à cet objectif. La tomographie en vitesses de groupe (ou de phase) de l'onde de Rayleigh (ou de Love) est maintenant maîtrisée par la communauté des sismologues. En revanche, l'inversion de courbes de dispersion en modèles V_S est peu utilisée dans les études de tomographie par corrélation de bruit dans la mesure où la plupart des publications sur le sujet se limitent à des cartes de vitesse de groupe (ou de phase) de l'onde de Rayleigh (ou de Love). Or l'interprétation géologique ou géodynamique requiert de disposer de modèles 3-D (en profondeur et en vitesse absolues d'onde S ou P) et non pas de l'approximation que fournit les vitesses de groupe. Notre nouvelle méthodologie d'inversion de ces courbes

de dispersion de vitesses de groupe est basée sur une exploration complète de l'espace des modèles suivie d'une inversion linéarisée. Elle permet de palier aux problèmes de l'inversion, notamment à la difficulté de choisir un modèle de départ pour l'inversion linéarisée adapté à la structure locale. Le choix d'un modèle de départ adapté en chaque nœud de notre grille est d'autant plus pertinent dans notre cas au vu de la très forte hétérogénéité latérale de la zone d'étude (chaîne de montagne, bassins sédimentaires épais...).

La comparaison de notre modèle avec les modèles provenant d'autres méthodes (fonctions récepteurs, cartographie du toit du socle, profils sismiques...) est très satisfaisante. Malgré la faible résolution des interfaces, inhérente aux ondes de surface, nous obtenons un bon accord entre les profondeurs de Moho et les épaisseurs des sédiments obtenues par corrélation de bruit et celles provenant d'autres méthodes. En comparant nos profils de vitesse d'onde S avec les coupes-profondeur issues de la migration des fonctions récepteurs le long de deux profils traversant les Pyrénées, nous observons que même les interfaces intra-crustales sont identifiables sur les profils V_S . Nous retrouvons par exemple la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure que ne nous distinguons pas nécessairement avec la méthode des fonctions récepteurs. Les interfaces intra-crustales n'ont été étudiées que le long de deux profils mais il serait possible d'étendre le pointé de celles-ci dans toute notre zone d'étude.

La robustesse avérée de notre approche dans ce cas particulièrement difficile (fortes hétérogénéités latérales) montre qu'elle est susceptible de pouvoir être appliquée dans des contextes géologiques variés.

En plus de la validation de notre méthode, un début d'exploration du modèle 3-D V_S de la région permet d'identifier deux zones d'intérêt particulier :

1. Deux anomalies de vitesses rapides sont observées à 25 km de profondeur dans la zone du Labourd-Mauléon et dans le prolongement du bassin de Parentis. Ces deux zones sont interprétées comme des traces des anciens rifts hyper-étendus localisés par [Tugend *et al.* \(2014\)](#) aux mêmes endroits. [Lagabrielle *et al.* \(2010\)](#), [Jammes *et al.* \(2010\)](#) ou plus récemment [Tugend *et al.* \(2014\)](#) suggèrent que la phase d'hyper-amincissement crustal, voir d'affleurement du manteau, a précédé la phase de collision qui a mené à la formation de Pyrénées.
2. La partie Est du Massif Central montre des profils de vitesse d'ondes S atypiques. La croûte y est amincie (de 21 à 25 km d'épaisseur) et les vitesses du manteau supérieur y sont anormalement faibles.

Dans la dernière partie, nous abordons la question des déviations de rais. La zone d'étude étant très hétérogène, elle est idéale pour quantifier l'influence de la prise en compte de ces déviations dans la tomographie. La comparaison entre les déviations de rais calculées dans notre modèle V_S final et les déviations observées par le beamforming ne sont pas les mêmes. En d'autres termes, le modèle V_S final ne permet pas d'expliquer les déviations observées.

Perspectives

Pour finir, ce travail offre plusieurs perspectives à plus ou moins long terme. À court terme, une inversion jointe des courbes de dispersion de l'onde de Rayleigh obtenues par la méthode de la corrélation de bruit et des fonctions récepteurs est envisageable. L'inversion des courbes de dispersion de l'onde de Rayleigh apporte une forte contrainte sur la vitesse des ondes S mais les ondes de surface restent peu sensibles aux forts sauts de vitesse avec la profondeur. En revanche, la méthode des fonctions récepteurs est très sensible aux interfaces mais la conversion de temps en profondeur nécessite une bonne connaissance du modèle de vitesse (V_S) par exemple. L'inversion jointe de ces deux types de données complémentaires permet de contraindre le modèle de vitesse grâce aux courbes de dispersion en prenant en compte l'information sur les interfaces obtenue par la méthode des fonctions récepteurs. Toutefois, l'échantillonnage spatial des deux méthodes est très différent (mesures ponctuelles pour les fonctions récepteurs et modèles moyens lissés sur 40×40 km pour les courbes de dispersion). Il est donc nécessaire d'apporter un soin à la pondération relative des deux types de données dans l'inversion jointe, notamment dans les zones très hétérogènes.

Le travail sur les ondes de Love présenté dans cette thèse n'est que très préliminaire. Une étude de l'anisotropie dans notre zone d'étude est envisageable.

Cette thèse est tout d'abord une thèse de sismologie. Même si certains apports de notre modèle à la compréhension de la géodynamique ont été discutés, l'exploitation n'a été qu'à peine abordée. La combinaison de ce modèle avec d'autres études géophysiques ainsi qu'une collaboration étroite avec les géologues est nécessaire afin d'exploiter au mieux toute l'information que peut nous apporter ce modèle 3-D V_S .

Le projet PYROPE, en plus du maillage 2-D utilisé dans cette thèse, a permis l'installation de profils traversant les Pyrénées. Ces profils n'ont pas été utilisés au cours de cette thèse. Un modèle de résolution plus fine est envisageable autour de ces profils (la

distance interstation y est d'environ 5 *km*). [Chazalon *et al.* \(1993\)](#) et [Sens-Schönfelder *et al.* \(2009\)](#) observent un blocage des ondes *Lg* dans la partie Est des Pyrénées. Une étude d'atténuation à partir de l'amplitude des ondes de Rayleigh issues des corrélations de bruit le long des profils est envisageable afin de qualifier la propagation des ondes à travers les Pyrénées.

Une des perspectives à long terme concerne l'apport de contraintes de plus en plus fortes sur la tomographie. Une des nouvelles informations indépendantes calculées au cours de ce travail est les déviations de rais mesurées par la méthode du beamforming. Elles apportent une information complémentaire à la corrélation de bruit puisque ces déviations sont sensibles aux gradients de vitesse proches des stations. Il serait donc intéressant de réfléchir à la manière d'intégrer cette information dans l'inversion des courbes de dispersion entre paires de stations. Plusieurs pistes pourraient être étudiées, comme de prendre en compte les noyaux de sensibilité des ondes de surface. D'autres méthodes telles que l'inversion complète des formes d'onde sont également envisageables.

Bibliographie

- AKI, K. et CHOUET, B. (1975). Origin of coda waves : source attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23):3322–3342.
- ALSINA, D. et SNIEDER, R. (1996). Constraints on the velocity structure beneath the tornquist-teisseyre zone from beam-forming analysis. *Geophysical Journal International*, 126:205–218.
- ALVIZURI, C. et TANIMOTO, T. (2011). Azimuthal anisotropy from array analysis of rayleigh waves in southern california. *Geophysical Journal International*, 186:1135–1151.
- ARDHUIN, F., STUTZMANN, E., SCHIMMEL, M. et MANGENEY, A. (2011). Ocean wave sources of seismic noise. *Journal of Geophysical Research*, 116:3322–3342.
- BAIG, A., CAMPILLO, M. et BRENGUIER, F. (2009). Denoising seismic correlations. *Journal of Geophysical Research*, 114(B08310).
- BARMIN, M. P., RITZWOLLER, M. et LEVSHIN, A. (2001). A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 158:1351–1375.
- BASINI, P., NISSEN-MEYER, T., BOSCHI, L., CASAROTTI, E., VERBEKE, J., SCHENK, O. et GIARDINI, D. (2013). The influence of nonuniform ambient noise on crustal tomography in europe. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(5):1471–1492.
- BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., LEVSHIN, A. L., LIN, F., MOSCHETTI, M. P., SHAPIRO, N. M. et YANG, Y. (2007). A fast and reliable method for surface wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 169:1239–12605.
- BOUÉ, P. (2014). *Traitement d’Antenne et Corrélation du Bruit Sismique Ambient : Applications multi-échelles*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUÉ, P., POLI, P., CAMPILLO, M., PEDERSEN, H., BRIAND, X. et ROUX, P. (2013). Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the earth. *Geophysical Journal International*, 194:844–848.
- BOUÉ, P., POLI, P., CAMPILLO, M. et ROUX, P. (2014a). Reverberations, coda waves and ambient noise : correlations at the global scale and retrieval of the deep phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 391:137–135.
- BOUÉ, P., ROUX, P., CAMPILLO, M. et BRIAND, X. (2014b). Phase velocity tomography of surface waves using ambient noise cross correlation and array processing. *Journal of Geophysical Research*, 119:519–529.
- BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., HADZIOANNOU, C., SHAPIRO, N., NADEAU, R. et LAROSE, E. (2008a). Postseismic relaxation along the san andreas fault at parkfield from continuous seismological observations. *Science*, 321(1478).
- BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., nad Y. AOKI, T. T., SHAPIRO, N., BRIAND, X., EMOTO, K. et MIYAKE, H. (2014). Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity. *Science*, 345(6192):80–82.
- BRENGUIER, F., CLARKE, D., AOKI, Y., SHAPIRO, N., CAMPILLO, M. et FERRAZZINI, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Géoscience*, 343:633–638.
- BRENGUIER, F., SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., FERRAZZINI, V., DUPUTEL, Z., COUTANT, O. et NERCESSIAN, A. (2008b). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature*, 1:126–130.
- BRENGUIER, F., SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., NERCESSIAN, A. et FERRAZZINI, V. (2007). 3-d surface wave tomography of the piton de la fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34(L02305).
- BRIAND, X., CAMPILLO, M., BRENGUIER, F., BOUÉ, P., POLI, P. et ant T. TAKEDA, P. R. (2013). Processing of terabytes of data for seismic noise analysis with the python codes of the whisper suite, abstract n°in51b-1544. *AGU fall meeting*.
- BRUNETON, M., FARRA, V., PEDERSEN, H. et THE SVEKALAPKO SEISMIC TOMOGRAPHY WORKING GROUP (2002). Non-linear surface wave phase velocity inversion based on ray theory. *Geophysical Journal International*, 151:583–596.

- CAMPILLO, M. et PAUL, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299.
- CAMPILLO, M., SATO, H., SHAPIRO, N. et VAN DER HILST, R. (2011). New developments on imaging and monitoring with seismic noise. *Comptes Rendus Géoscience*, 343:487–495.
- CAPON, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8):1408–1418.
- CARA, M., COLLABORATEURS et DONT MACQUET (2014). Si-hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan france. *Bulletion de la Société Géologique de France*.
- CHAZALON, A., CAMPILLO, M., GIBSON, R. et CARRENO, E. (1993). Crustal wave propagation anomaly across the pyrenean range. comparison between observations and numerical simulations. *Geophysical Journal International*, 115.
- CHEN, J., FROMENT, B., LIU, Q. et CAMPILLO, M. (2010). Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 may 2008 mw 7.9 wenchuan earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37.
- CHEVROT, S., SYLVANDER, M., BENAHMED, S., PONSOLLES, C., LEFEVRE, J. M., et PARADIS, D. (2007). Source locations of secondary microseisms in western europe : Evidence for both coastal and pelagic sources. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- CHEVROT, S., SYLVANDER, M., DÍAZ, J., RUIZ, M. et PAUL, A. (2014a). The pyrenean architecture as revealed by teleseismic p-to-s converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*.
- CHEVROT, S., VILLASEÑOR, A. et SYLVANDER, M. (2014b). High-resolution imaging of the pyrenees and massif central from the data of the pyrope and iberarray portable array deployments. *Journal of Geophysical Research*, 119.
- CHOUKROUNE, P. (1992). Tectonic evolution of the pyrenees. *Annual Review Earth and Planetary Science*, 20.
- CHOUKROUNE, P. et ECORS TEAM (1989). The ecors pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8.1.

BIBLIOGRAPHIE

- CHOUKROUNE, P. et MATTAUER, M. (1978). Tectonique des plaques et pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique Française*, 7:689–700.
- COTTE, N., PEDERSEN, H., CAMPILLO, M., FARRA, V. et CANSI, Y. (2000). Off-great-circle propagation of intermediate-period surface waves observed on a dens array in the french alps. *Geophysical Journal International*, 142:825–840.
- CUPILLARD, P. et CAPDEVILLE, Y. (2010). On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the capability to recover the attenuation : a numerical approach. *Geophysical Journal International*, 181:1687–1700.
- CUPILLARD, P., STEHLY, L. et ROMANOWICZ, B. (2011). The one-bit noise correlation : a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. *Geophysical Journal International*, 184:1397–1414.
- DAIGNIÈRES, M., SÉGURET, M., SPETCH, M. et the ECORS TEAM (1994). The arzacq-western pyrenees ecors deep seismic profile. *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France : Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.*, 4:199–208.
- DERODE, A., LAROSE, E., CAMPILLO, M. et FINK, M. (2003). Recovering the green's function from field-field correlations in an open scattering medium. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6):2973–2976.
- DÍAZ, J. et GALLART, J. (2009). Crustal structure beneath the iberian peninsula and surrounding waters : A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173:181–190.
- DÍAZ, J., VILLASEÑOR, A., GALLART, J., MORALES, J., PAZOS, A., CORDOBA, D., PULGAR, J., GARCÍA LOBON, J., HARNAFI, H. et the TOPOIBERIA SEISMIC WORKING GROUP (2009). *Orfeus Newsletter*, 8.2.
- DUPUTEL, Z., FERRAZZINI, V., BRENGUIER, F., SHAPIRO, N., CAMPILLO, M. et NERCESSIAN, A. (2009). Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the piton de la fournaise volcano (la réunion) from january 2006 to june 2007. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184:164–173.
- DUVALL, T. L., JEFFERIES, S. M., HARVEY, J. W. et POMERANTS, M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362:430–432.

- DZIEWONSKI, A. M. et ANDERSON, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4):297–356.
- ECORS PYRENEES TEAM (1988). The ecors deep reflection seismic survey across the pyrenees. *Nature*, 331:508–511.
- FARRA, V. (1993). Ray tracing in complex media. *Journal of Applied Geophysics*, 30:55–73.
- FORSYTH, D. et LI, A. (2011). Array analysis of two-dimensional variations in surface wave phase velocity and azimuthal anisotropy in the presence of multipathing interference. *Seismic Earth : Array Analysis of Broadband Seismograms*, 157:81–97.
- FOSTER, A., EKSTROM, G. et HJORLEIFSDOTTIR, V. (2014). Surface wave phase velocities of the western united states from a two station method. *Geophysical Journal International*, 196:1189–1206.
- FROMENT, B., CAMPILLO, M., CHEN, J. et LIU, Q. (2013). Deformation at depth associated with the 12 may 2008 mw 7.9 wenchuan earthquake from seismic ambient noise monitoring. *Geophysical Research Letters*, 40.
- FROMENT, B., CAMPILLO, M., ROUX, P., GOUÉDARD, P., VERDEL, A. et WEAVER, R. (2011). Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *Geophysics*, 75(5).
- GOUÉDARD, P., STEHLY, L., BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., de VERDIÈRE, Y. C., LAROSE, E., MARGERIN, L., ROUX, P., SANCHEZ-SESMA, F. J., SHAPIRO, N. M. et WEAVER, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields : mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56:375–393.
- GOUÉDARD, P. (2008). *Techniques de corrélations : Aspects méthodologiques et applications à la sub-surface*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- GROOS, J., BUSSAT, S. et RITTER, J. (2012). Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 188:498–512.
- HAUBRICH, R., MUNK, W. et SNODGRASS, F. (1963). Comparative spectra of microseisms and swell. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(1):27–37.

BIBLIOGRAPHIE

- HENNINO, R., TRÉGOURÈS, N., SHAPIRO, N., MARGERIN, L., CAMPILLO, M., VAN TIGGELEN, B. et WEAVER, R. (2001). Observation of equipartition of seismic waves. *Physical Review Letters*, 86(15):3447–3450.
- HERRMANN, R. et AMMON, C. (2002). *Surface waves, receiver functions and crustal structure, in Computer Programs in Seismology*. Saint Louis University.
- HILLERS, G., GRAHAM, N., CAMPILLO, M., KEDAR, S., LANDÈS, M. et SHAPIRO, N. (2012). Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13.1:498–512.
- HUBANS, F. (2010). *Utilisation des corrélations de bruit microsismique pour l'analyse des propriétés d'ondes et l'imagerie crustale*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- JAMMES, S., LAVIER, L. et MANATSCHAL, G. (2010). Extreme crustal thinning in the bay of biscay and the western pyrenees : From observations to modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(10).
- JAMMES, S., MANATSCHAL, G., LAVIER, L. et MASINI, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of the western pyrenees. *Tectonics*, 28.
- KEDAR, S., LONGUET-HIGGINS, M., WEBB, F., GRAHAM, N., CLAYTON, R. et JONES, C. (2008). The origin of deep ocean microseisms in the north atlantic ocean. *Proceedings of the Royal Society*, 464.
- KÖHLER, A., WEIDLE, C. et MAUPIN, V. (2012). Crustal and uppermost mantle structure of southern norway : results from surface wave analysis of ambient seismic noise and earthquake data. *Geophysical Journal International*, 191.
- LAGABRIELLE, Y. et BODINIER, J. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : Field evidences from the lherz pyridotites, french pyrenees. *Terra Nova*, 20:11–21.
- LAGABRIELLE, Y., LABAUME, P. et de SAINT BLANQUAT, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during cretaceous rifting in the pyrenean realm (sw europe) : Insights from geological settings of the lherzolites bodies. *Tectonics*, 29:11–21.

- LANDÈS, M., HUBANS, F., SHAPIRO, N. M., PAUL, A. et CAMPILLO, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- LAROSE, E., KHAN, A., NAKAMURA, Y. et CAMPILLO, M. (2005). Lunar subsurface investigated from correlation seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32.
- LAROSE, E., MARGERIN, L., DERODE, A., van TIGGELEN, B., CAMPILLO, M., SHAPIRO, N., PAUL, A., STEHLY, L. et TANTER, M. (2006). Correlation of random wavefields : An interdisciplinary review. *Geophysics*, 71(4).
- LI, H., LI, S., SONG, X., GONG, M., LI, X. et JIA, J. (2012). Crustal and uppermost mantle velocity structure beneath northwestern china from seismic ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 188:131–143.
- LIANG, C. et LANGSTON, C. A. (2008). Ambient seismic noise tomography and structure of eastern north america. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- LIGORRIA, J. et AMMON, C. (1999). Iterative deconvolution and receiver-functions estimation. *Bulletion of Seismological Society of America*, 89.5:1395–1400.
- LIN, F.-C., RITZWOLLER, M. H. et SNEIDER, R. (2009). Eikonal tomography : surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array. *Geophysical Journal International*, 177:1091–1110.
- LOBKIS, O. I. et WEAVER, R. L. (2001). On the emergence of the green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110.6:3011–3017.
- LONGUET-HIGGINS, M. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857):1–35.
- MACQUET, M., PAUL, A., PEDERSEN, H., VILLASEÑOR, A., CHEVROT, S., SYLVANDER, M., WOLYNIEC, D. et PYROPE WORKING GROUP (2014). Ambient noise tomography of the pyrenees and the surrounding regions : inversion for a 3-d vs model in the presence of a very heterogeneous crust. *Geophysical Journal International*, 199:402–415.
- MARGERIN, L., CAMPILLO, M., VAN TIGGELEN, B. et HENNINO, R. (2009). Energy of partition seismic coda waves in layered media : theory and application to Pinyon flats observatory. *Geophysical Journal International*, 177:985–996.

BIBLIOGRAPHIE

- MAUPIN, V. (2001). Upper-mantle structure in southern norway from beamforming of rayleigh wave data presenting multipathing. *Geophysical Journal International*, 185:985–1002.
- MINATO, S., TSUJI, T., OHMI, S. et MATSUOKA, T. (2010). Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 tohoku-oki earthquake using ambient noise records. *Geophysical Research Letters*, 38.
- MORDRET, A., LANDÈS, M., SHAPIRO, N. M., SINGH, S., ROUX, P. et BARKVED, O. (2013). Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193:1627–1643.
- MOSCHETTI, M. P., RITZWOLLER, M. H. et SHAPIRO, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western united states from ambient seismic noise : Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(8).
- NISHIDA, K. (2013). Global propagation of body waves revealed by cross-correlation analysis of seismic hum. *Geophysical Research Letters*, 40:1691–1696.
- NISHIDA, K., MONTAGNER, J.-P. et KAWAKATSU, H. (2009). Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 326(112).
- OBERMANN, A., FROMENT, B., CAMPILLO, M., LAROSE, E., PLANÈS, T., VALETTE, B., CHEN, J. et LIU, Q. (2013). Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the mw7.9 2008 wenchuan earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 119(4):3155–3168.
- PEDERSEN, H., KRÜGER, F. et the SVEKALAPKO SEISMIC TOMOGRAPHY (2007). Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the baltic shield. *Geophysical Journal International*, 168:197–210.
- PEDREIRA, D., PULGAR, J., GALLART, J. et DÍAZ, J. (2003). Seismic evidence of alpine crustal thickening and wedging from the western pyrenees to the cantabrian mountains (north iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108(B4).
- PEDREIRA, D., PULGAR, J., GALLART, J. et TORNÉ, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western pyrenees-cantabrian mountains. *Journal of Geophysical Research*, 112(B4).
- PERRIER, G. et RUEGG, J. (1973). Structure profonde du massif central français. *Annales de Géophysique*, 29(4).

- PICHON, X. L., BONNIN, J. et SIBUET, J. (1970). La faille nord-pyrénéenne : Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 271:1941–1944.
- PICOZZI, M., PAROLAI, S. et BINDI, D. (2010). Deblurring of frequency-wavenumber images from small-scale seismic arrays. *Geophysical Journal International*, 181:357–368.
- POLI, P., CAMPILLO, M., PEDERSEN, H. et THE LAPNET WORKING GROUP (2012a). Body-wave imaging of earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise. *Science*, 338(6110):1063–1065.
- POLI, P., PEDERSEN, H. A., CAMPILLO, M. et the POLENET/LAPNET WORKING GROUP (2012b). Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188:549–558.
- POLI, P., PEDERSEN, H. A., CAMPILLO, M. et the POLENET/LAPNET WORKING GROUP (2013). Noise directivity and group velocity tomography in a region with small velocity contrasts : the northern baltic shield. *Geophysical Journal International*, 192:413–424.
- PRIETO, G. A., , DENOLLE, M., LAWRENCE, J. F. et BEROZA, G. C. (2011). On amplitude information carried by the ambient seismic field. *Comptes Rendus Géoscience*, 343:600–614.
- PRIETO, G. A., LAWRENCE, J. F. et BEROZA, G. C. (2009). Anelastic earth structure from the coherency of the ambient seismic field. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- RITZWOLLER, M., SHAPIRO, N., LEVSHIN, A. et LEAHY, G. (2001). Crustal and upper mantle structure beneath antarctica and surrounding ocean. *Geophysical Research Letters*, 106(12):30645–30670.
- ROST, S. et THOMAS, C. (2002). Array seismology : Methods and application. *Reviews of Geophysics*, 40(3):117–129.
- ROST, S. et THOMAS, C. (2009). Improving seismic resolution through array processing techniques. *Surv Geophys*, 30:271–299.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERASTEGUI, X., MUNOZ, J., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P. et DERAMOND, J. (1989). Ecors deep

BIBLIOGRAPHIE

- ismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the pyrenees. *Tectonics*, 8(1):41–50.
- ROUX, P. (2009). Passive seismic imaging with directive ambient noise : application to surface waves and the san andreas fault in parkfield, ca. *Geophysical Journal International*, 179:367–373.
- ROUX, P., SABRA, K. et adn A. ROUX, W. K. (2005). Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1):79–84.
- RUIZ, M., GALLART, J., DÍAZ, J., OLIVERA, C., PEDREIRA, D., LÓPEZ, C., GONZÁLEZ-CORTINA, J. et PULGAR, J. (2006). Seismic activity at the western pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412:217–235.
- SCHERBAUM, F., KRÜGER, F. et WEBER, M. (1997). Double beam imaging : Mapping lower mantle heterogeneities using combinations of source and receiver arrays. *Journal of Geophysical Research*, 102(B1):507–522.
- SCHIMMEL, M., STUTZMANN, E. et GALLART, J. (2011). Using instantaneous coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184:494–506.
- SEATS, K. J., LAWRENCE, J. et PRIETO, G. (2012). Improved ambient noise correlation function using welch’s method. *Geophysical Journal International*, 188:513–523.
- SENS-SCHÖNFELDER, C., MARGEVIN, L. et CAMPILLO, M. (2009). Lateral heterogeneous scattering explains lg blockage in the pyrenees. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- SHAPIRO, N. M. et CAMPILLO, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31.
- SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., SINGH, S. et PACHECO, J. (1998). Seismic channel waves in the accretionary prism of the middle america trench. *Geophysical Research Letters*, 25(1):101–104.
- SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., STEHLY, L. et RITZWOLLER, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307:1615–1618.

- SHAPIRO, N. M., GORBATOV, A. V., GORDEEV, E. et DOMINGUEZ, J. (2000). Average shear-wave velocity structure of the Kamchakta peninsula from the dispersion of surface waves. *Earth Planets Space*, 52:573–577.
- SHEARER, P. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- SHEN, W., RITZWOLLER, M. et SCHULTE-PELKUM, V. (2013). A 3-d model of the crust and uppermost mantle beneath the central and western us by joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research*, 118:262–276.
- SIBUET, J.-C., SRIVASTAVA, S. P. et SPAKMAN, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical research*, 109.
- SOURIAU, A., CHEVROT, S. et OLIVERA, C. (2008). A new tomographic image of the pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics*, 460:206–214.
- SOURIAU, A. et GRANET, M. (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research*, 100.B9:18,117–18,134.
- SOURIAU, A., RIGO, A., SYLVANDER, M., BENAHMED, S. et GRIMAUD, F. (2014). Seismicity in central-western pyrenees (france) : A consequence of the subsidence of dense exhumed bodies. *Tectonophysics*, 460.
- STEHLY, L., CAMPILLO, M. et SHAPIRO, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- STEHLY, L. et CUPILLARD, P. (2014). Modulating the distribution of noise sources that contribute to seismic-noise correlations. *Geophysical Journal International*.
- STEHLY, L., FRY, B., CAMPILLO, M., SHAPIRO, N. M., GUILBERT, J., BOSCHI, L. et GIARDINI, D. (2009). Tomography of the alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J. Int.*, 178:338–350.
- STEIN, S. et WYSESSION, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Wiley-Blackwell.
- THEUNISSEN, T., CHEVROT, S., SYLVANDER, S., MONTEILLER, V., VILLASEÑOR, A., BENAHMED, S. et CALVET, M. (2013). 3d crustal and lithospheric structure of the pyrenean orogenic wedge, abstract n°2013-4000. *EGU General Assembly*.

BIBLIOGRAPHIE

- TUGEND, J., MANATSCHAL, G., KUSZNIR, N., MASINI, E., MOHN, G. et THINON, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems : Insights from rift domain mapping in the bay of biscay-pyrenees. *Tectonics*.
- VACHER, P. et SOURIAU, A. (2001). A three-dimensional model of the pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International*, 145.
- VERBEKE, J., BOSCHI, L., STEHLY, L., KISSLING, E. et MICHELINI, A. (2012). High-resolution rayleigh-wave velocity maps of central europe from a dense ambient-noise data set. *Geophysical Journal International*, 188.
- VILLASEÑOR, A., YANG, Y., RITZWOLLER, M. H. et GALLART, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the iberian peninsula : Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, 34.
- VIRIEUX, J. et FARRA, V. (1993). Ray tracing in 3-d complex isotropic media : An analysis of the problem. *Géophysics*, 56(12):2057–2069.
- VISSERS, R. et MEIJER, P. (2012). Mesozoic rotation of iberia : Subduction in the pyrennes ? *Earth Sciences Reviews*, 110:93–110.
- WAGNER, L., FOUCH, M., JAMES, D. et HANSON-HEDGECOCK, S. (2012). Crust and upper mantle structure beneath the pacific northwest from joint inversion of ambient noise and earthquake data. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13.1.
- WEAVER, R. L. et LOBKIS, O. I. (2001). Ultrasonics without a source : Thermal fluctuation correlations at mhz frequencies. *Physical Review Letters*, 13.87.
- WEGLER, U., NAKAHARA, H., SENS-SCHONFELDER, C., KORN, M. et SHIOMI, K. (2009). Sudden drop of seismic velocity after the 2004 mw 6.6 mid-niigata earthquake, japan, observed with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- YANG, Y., RITZWOLLER, M. H., LEVSHIN, A. L. et SHAPIRO, N. M. (2007). Ambient noise rayleigh wave tomography across europe. *Geophys. J. Int.*, 168:259–274.
- YANG, Y., RITZWOLLER, M. H., LIN, F.-C., MOSCHETTI, M. P. et SHAPIRO, N. M. (2008). Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western united states revealed by ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 113:259–274.

- ZHAN, Z., NI, S., HELMBERGER, D. et CLAYTON, R. (2010). Retrieval of moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 182(1):408–420.
- ZHANG, J., GERSTOFT, P. et BROMIRSKI, P. (2010). Pelagic and coastal sources of p-wave microseisms : Generation under tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, 37.
- ZHOU, L., XIE, J., SHEN, W., ZHENG, Y., YANG, Y., SHI, H. et RITZWOLLER, M. H. (2012). The structure of the crust and uppermost mantle beneath south china from ambient noise and earthquake tomography. *Geophysical Journal International*.
- ZHU, L. (2000). Crustal structure across the san andreas fault, southern california from teleseismic converted waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 179:183–190.
- ZIGONE, D. (2012). *Les trémors non volcaniques : observations et modélisations*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

Résumé

Dans cette thèse, nous appliquons la méthode de la corrélation de bruit ambiant dans la région particulièrement hétérogène des Pyrénées et ses alentours (chaîne de montagne et bassins sédimentaires épais). Le jeu de données utilisé est une combinaison de deux réseaux temporaires large-bande français et espagnol (PYROPE et IBERARRAY) et de stations des réseaux permanents large-bande français et catalan. Le bruit sismique enregistré pendant un an par les 158 stations est utilisé pour calculer les corrélations dans la gamme de période 5-55 s. Les vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love entre paires de stations sont inversées de manière linéarisée et nous obtenons, pour chaque période, des cartes de vitesses de groupe avec une résolution latérale d'environ 40 km. La comparaison entre les résultats obtenus pour les deux types d'ondes (Rayleigh et Love) montre qu'il existe une anisotropie radiale à courtes périodes, alors que peu ou pas d'anisotropie radiale n'est visible aux périodes plus longues. Nous avons développé une nouvelle stratégie d'inversion des courbes de dispersion pour obtenir un modèle de vitesse d'onde S que nous avons appliqué aux vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh. Cette approche d'inversion est basée sur une exploration complète de l'espace des modèles suivie d'une inversion linéarisée. Le modèle obtenu, validé par la comparaison avec des résultats provenant d'autres méthodes, est le premier modèle 3-D crustale en vitesse d'onde S de la région et il permet d'apporter des contraintes sur la géodynamique des Pyrénées et de ses alentours. Deux points importants sont soulevés :

1. Des profils de vitesses atypiques sous l'Est du Massif Central, avec une croûte amincie et des vitesses anormalement faibles dans le manteau supérieur.
2. Deux anomalies de vitesses rapides sous la zone du Labourd-Mauléon et dans le prolongement du bassin de Parentis. Ces anomalies, situées à 25 km de profondeur, sont interprétées comme les traces de l'hyper-extension qui aurait précédé la phase de collision amenant à la formation des Pyrénées.

La forte hétérogénéité de la zone permet également de faire l'analyse de l'influence de la non prise en compte des déviations de rais lors de l'inversion. Les premiers résultats montrent que le modèle obtenu en utilisant la théorie des rais droits ne permet pas d'expliquer les déviations calculées par la méthode de formation de voie. La prise en compte de ces déviations observées dans une inversion jointe des mesures de dispersion a donc le potentiel d'améliorer le modèle final.

Abstract

In this thesis, we applied the ambient noise correlation method in the very heterogeneous region of the Pyrenees and the surrounding areas (mountain belt and thick sedimentary basins). The dataset used is a combination of two temporary broadband arrays from France and Spain (PYROPE and IBERARRAY) and stations of the French and Catalan permanent broadband arrays. Seismic noise recorded over 1 year by the 158 stations was used to calculate correlations in a period range of 5-55 s. Observed Rayleigh and Love wave group velocities between pairs of stations were used as input to a linearized inversion scheme, where we obtained for each period group velocity maps, with a lateral resolution of approximately 40 km. The comparison between the two types of wave demonstrates radial anisotropy at short periods, while little or no radial anisotropy is present at long periods. We developed a new strategy for the inversion of dispersion curves to shear wave velocity models and applied it to the Rayleigh waves group velocity. This approach is based on the combination of a full exploration of the model space and a linearized inversion. The obtained model, validated by the comparison of our results with the results of other methods, is the first complete 3-D crustal Vs model of the region. We, in particular, note :

1. Atypical S-waves profiles in the Eastern part of the Massif Central which indicate a thinned crust and low velocities in the uppermost mantle.
2. High-velocity anomalies at 25 km depth beneath the Labourd-Mauléon area and the on-land continuation of the Parentis basin. We suggest that they are the traces of the hyper-extension which might have preceded the collision phase which lead to the formation of the Pyrenees.

The strong heterogeneity of our study region is also well-adapted to analyze the influence of the ray deviations on the reconstruction of the model. First results show that the reconstructed model, using great-circle paths, does not explain the ray deviations as observed by beamforming. Observed deviations therefore carry the potential of improving the model in a combined inversion scheme.