

Tomographie globale à partir du bruit sismique

Abderrahmane Haned

▶ **To cite this version:**

Abderrahmane Haned. Tomographie globale à partir du bruit sismique. Géophysique [physics.geo-ph]. Institut de Physique du Globe de Paris, 2016. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-03617256⟩

HAL Id: tel-03617256

https://hal.science/tel-03617256v1

Submitted on 23 Mar 2022

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.



HAL Authorization

UNIVERSITÉ SORBONNE PARIS CITÉ

Université Sorbonne Paris Cité

Thèse préparée

à l'INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS

École doctorale STEP'UP – ED N°560

IPGP - Equipe de sismologie

Tomographie globale à partir du bruit sismique

par

Abderrahmane Haned

présentée et soutenue publiquement le

27 septembre 2016

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'environnement

dirigée par Eléonore Stutzmann
& Yelles-Chaouche Abdelkrim

devant un jury composé de :

Boschi Lapo Maitre de conférence (UMR)	Rapporteur
Debayle Eric Directeur de recherche (CNRS)	Rapporteur
Montagner Jean-Paul Professeur (IPGP)	Membre
Vergne Jérôme Physicien adjoint (EOST)	Membre
Yelles-Chaouche Abdelkrim Professeur (CRAAG, Algerie)	Co-encadrant
Sutzmann Eléonore Professeur (IPGP)	Directrice de thèse

Remerciements

Au terme de cette thèse, je tiens à exprimer toute ma gratitude aux membres de mon jury, et en particulier mes rapporteurs, qui ont accepté d'évaluer ce travail. Mes directeurs de thèse, ÉLéonore Stutzmann, sans qui cette thèse n'aurait jamais pu se réaliser et qui a su orienter la thèse dans le bon sens, Abdelkrim Yelles-Chaouche pour la grande confiance qu'il m'a accordée et de m'avoir prodigué des conseils avisés. Martin Schimmel et Sergey Kiselev avec qui j'ai partagé d'agréables échanges scientifiques productifs et stimulant tout au long de la réalisation de ce travail.

Je remercie Jean-paul Montagner pour son aide très précieuse et ces conseils productifs. Sergie Ventosa et Nassim Dahmani avec qui j'ai beaucoup échangé et pour leur amitié.

Je tiens à remercier tous les autres thésards et tout le personnel de l'IPGP pour l'accueil chaleureux à l'IPGP. Je remercie en particulier Jean-paul Cupillard et Marie Paule Bouin pour leur gentillesse et pour le partage du bureau. Et Laure Mynaudier directrice de l'école doctorale pour ses conseils, sa disponibilité et ses encouragements. Sans oublier de remercier aussi, tout le personnel de l'école doctorale.

Je remercie aussi tous mes collègues du CRAAG, en particulier mes collègues de l'équipe ADSN et de l'équipe Sismologie.

La thèse fut une période dure pendant laquelle j'ai délaissé ma famille, mes amis et ma vie sociale. c'est pourquoi, mes vifs remerciements vont à mon épouse qui a été très patiente tout au long de cette période éprouvante, tant physiquement que mentalement et qui m'a soutenu tous les jours et surtout dans les mauvais moments. Elle m'a offert ce qui m'a permis de donner un sens à tout cela, mes deux petites lumières chères à mon coeurs Sophia et Sarah. Á mes chèrs parents, qui sans eux ne serais jamais arrivées à ce que je suis aujourd'hui, mon frère et mes soeurs, ma belle-famille, en particulier mes belles soeurs, ainsi que leurs maris.

Table des matières

Introduction **1**

1 Le bruit sismique **7**

1.1 Le bruit sismique 9

1.2 Fonction de Green 13

1.3 Vitesse de groupe des ondes de surface 15

2 Méthodologie **17**

2.1 Introduction 19

2.2 Préparation des données 19

2.3 Méthode classique de calcul de la fonction de Green 20

2.3.1 Normalisation à 1-bit 20

2.3.2 Blanchiment de spectre 20

2.3.3 Intercorrélation classique 21

2.3.4 Sommation linéaire 21

2.3.5 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes 22

2.4 Méthode de phase pour le calcul de la fonction de Green 23

2.4.1 Intercorrélation en phase 23

2.4.2 Sommation en phase pondérée en temps-fréquence 24

2.4.3 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes 26

2.5 Mesure des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh 26

2.6 Comparaison des deux méthodes 29

2.6.1 Emergence de la Fonction de Green 29

2.6.2 Convergence de la vitesse de groupe 30

2.7 Nombre de données à utiliser 32

2.8 Choix des bandes de fréquences 38

2.9 Synthèse 39

3 Traitement des données **41**

3.1 Sélection des données 43

3.2 Mesure des vitesses de groupe 46

3.3 Ondes de volume 57

4 Tomographie isotrope 65

4.1 Régionalisation isotrope des vitesses de groupe 67
4.1.1 Problème direct 67
4.1.2 Inversion 68
4.1.3 Choix des valeurs des paramètres de l'inversion 69
4.1.4 Tests de résolution 74
4.1.5 Modèle de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh 78
4.1.6 Comparaison des modèles de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh 93
4.2 Modèle tomographique 3D isotrope 95
4.2.1 Inversion en profondeur des vitesses de groupe 95
4.2.2 Tests synthétiques 97
4.2.3 Modèle 3D de vitesse d'onde S 99
4.2.4 Comparaison entre modèles tomographiques 103

5 Tomographie anisotrope 107

5.1 Régionalisation anisotrope des vitesses de groupe 109
5.1.1 Choix des valeurs des paramètres anisotropes de l'inversion . . 110
5.1.2 Tests synthétiques anisotropes 114
5.1.3 Cartes d'anisotropie des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh 117
5.2 Modèle tomographique 3D anisotrope 122
5.2.1 Méthode de l'inversion 122
5.2.2 Cartes d'anisotropie des vitesses d'ondes S_V 123
5.2.3 Comparaison des modèles anisotropes des vitesses d'onde S_V . 125

Conclusion 127

Bibliographie 131

A Article : Global tomography using seismic hum 143

Liste des figures

1.1 *Enregistrement d'une journée (31-12-2011) de bruit sismique (brut) pour la station TAM (Algérie) du réseau GEOSCOPE pour la composante verticale en bleu et les 2 composantes horizontales en rouge et vert.* 9

1.2 *Spectre de bruit d'une journée (31-12-2011) pour la station TAM du réseau GEOSCOPE. Composante verticale en bleu, les composantes horizontales en rouge et en vert.* 11

1.3 *a) Variation d'amplitude du bruit sismique sur 2 années d'observation 2003 et 2006, par rapport à des stations situées dans l'hémisphère Nord (ECH), près de l'équateur (HDC) et l'hémisphère sud (PAF). b) Croquis de variation d'amplitude du bruit sismique en fonction des saisons. c) Moyenne des hauteurs des vagues significatives suivant la longitude et en fonction du temps. Les latitudes des trois stations ECH, HDC, et PAF sont représentées par des lignes en pointillés pour comparaison. (d'après Stutzmann et al., 2009)* 12

1.4 *Intercorrélogramme présentant une asymétrie en terme d'amplitude entre la partie positive et la partie négative. L'intercorrélogramme est calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : FOMA (Madagascar) et CLF (France). La distance interstation est de 9236 km. L'intercorrélogramme est filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz.* 14

1.5 *Intercorrélogramme calculé dans différentes bandes de fréquences indiquées dans le coin haut sur la droite de chaque intercorrélogramme. L'intercorrélogramme est calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-Calédonie, France) et CAN (Australie). La distance interstation est de 2231 km.* 16

2.1 *(Panel haut) Intercorrélogramme filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz, calculé à partir d'une seule journée d'enregistrement (02-01-2009) longue période sur composante verticale échantillonnée à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-calédonie) et CAN (Australie). La distance inter-stations est de 2231 km. (Panel bas) Intercorrélogramme calculé à partir d'une année de données (du 01-01-2009 au 01-01-2010) entre les mêmes paires de stations que celles utilisées pour le panel du haut et filtré dans la même bande de fréquences.* 22

2.2 *a) intercorrélogramme sommé linéairement, filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz, calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-calédonie) et CAN (Australie). La distance inter-stations est de 2231 km. b) et d) Représentent respectivement, le segment négatif renversé et le segment positif de l'intercorrélogramme représenté en (a). c) L'intercorrélogramme symétrique sommé linéairement, obtenu par addition du segment négatif renversé au segment positif.* 23

2.3 *Intercorrélogramme sommé en phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz, calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre deux stations du réseau GEOSCOPE : CLF (France) et INU (Japon). La distance inter-stations est de 9738 km.* 25

2.4 *Intercorrélogramme symétrique sommé en phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz. Il est calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : CLF (France) et INU (Japon). La distance inter-stations est de 9738 km.* 26

2.5 *Mesure de la vitesse de groupe. Paire de stations AAK (Réseau II, Kirghizistan) et DRLN (Réseau CN, Canada). La distance entre les deux stations est de 8801 km. a) Intercorrélogramme symétrique sommé en phase filtré entre 0.004 et 0.016 Hz calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz. b) Spectrogramme en fonction du temps et de la fréquence. c) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe. L'amplitude normalisée est représentée par une échelle de couleurs, la courbe des vitesses de groupe mesurée est représentée par la ligne en pointillés et l'erreur correspondante par les deux lignes en tirets.* 28

2.6 *Schématisation de l'incertitude empirique qui devient plus grande pour des maximums larges (courbe bleue) et plus petit pour les maximums raides (courbe mauve).* 29

2.7 *Intercorrélogrammes sommés en utilisant, a) La méthode CCS, b) La méthode PCPWS. Les paires de stations sont représentées sur la partie droite des intercorrélogrammes de la figure (a) et les distances correspondantes sont sur la partie gauche des intercorrélogrammes de la figure (b).* 30

2.8 *Intercorrélogramme sommé obtenu en utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur station CLF (France) et INU (Japon) du réseau GEOSCOPE par la méthode PCPWS (a) et la méthode CCS (b). Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre $V_{min} = 2\ km/s$ et $V_{max} = 6\ km/s$ pour la mesure de la vitesse de groupe. Suivant a) on identifie clairement le petit et le grand arc des ondes de Rayleigh. Tandis que selon b) le rapport signal sur bruit est faible et seulement le petit arc des ondes de Rayleigh est visible. Diagrammes d'énergie c) et d) des FGEs obtenues en a) et b) respectivement. La vitesse de groupe mesurée est représentée par une ligne verte. e) et f) montrent la différence relative par rapport à la vitesse de référence (ligne verte sur c) et d)) en fonction de la fréquence et du nombre de jours sommés. Les deux méthodes nécessitent la sommation de plus de données pour retrouver la vitesse de groupe à longue période qu'à courte période. L'obtention de la vitesse de groupe référence (couleur bleue foncé) demande la sommation de moins de jours de données en utilisant la méthode PCPWS que la méthode CCS.* 33

2.9 *Intercorrélogramme sommé obtenu en utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur station CAN (Australie) et DRV (Antarctique) du réseau GEOSCOPE par la méthode PCPWS (a) et la méthode CCS (b). Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre $V_{min} = 2\ km/s$ et $V_{max} = 6\ km/s$ pour la mesure de la vitesse de groupe. Suivant a) on identifie clairement le petit des ondes de Rayleigh. Tandis que selon b) le rapport signal sur bruit est faible. Diagrammes d'énergie c) et d) des FGEs obtenues en a) et b) respectivement. La vitesse de groupe mesurée est représentée par une ligne verte. e) et f) montrent la différence relative par rapport à la vitesse de référence (ligne verte sur c) et d)) en fonction de la fréquence et du nombre de jours sommés.* 34

2.10 *a) Fonction de Green empirique obtenu on utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur les stations KEV (Réseau IU, Finlande) et KULLO (Réseau DK/GLISN, Groenland) par la méthode PCPWS. Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre $V_{min} = 2\ km/s$ et $V_{max} = 6\ km/s$ pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme en a). c) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme en a). d) FGE symétrique obtenue par la méthode PCPWS. e) Diagramme d'énergie et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la FGE symétrique en d). f) Superposition des 3 courbes de vitesse de groupe mesurées sur la partie négative renversée de FGE, représentée par la ligne verte. Celle mesurée sur la partie positive de la FGE est représentée par la ligne bleue et celle mesuré sur la FGE symétrique est représentée par la ligne en pointillés rouge.* 36

2.11 *a) Fonction de Green empirique obtenue à partir de deux années de données. Les lignes en tirets limitent la portion de la fonction de Green choisie entre $V_{min} = 2\ km/s$ et $V_{max} = 6\ km/s$ pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Intercorrélogramme symétrique sommé en phase. c) Superposition des 3 courbes de vitesse de groupe mesurées sur la partie négative renversée de l'Intercorrélogramme sommé en phase, représentée par la ligne verte, celle mesurée sur la partie positive est représentée par la ligne bleue et celle mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase est représentée par la ligne en pointillés rouge.* 37

2.12 *Superposition des courbes de vitesses obtenues précédemment. La ligne verte pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne bleue pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne rouge pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne verte en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase obtenu pour deux années de données. La ligne bleue en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour deux années de données. La ligne rouge en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour deux années de données.* 38

2.13 *a) FGE obtenue à partir de deux années (2010-2011) de données large bande enregistrées sur la station BKNI (Réseau GE, Indonisie) et PET (Réseau IU, Russie). La méthode PCPWS est utilisé dans la bande de fréquences [0.004-0.032] Hz. Les lignes en tirets rouges limitent la portion de la fonction de Green choisie entre $V_{min} = 2$ km/s et $V_{max} = 5$ km/s pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe correspondant à (a), représentée par la ligne en pointillés noires et les erreurs sur les mesures de vitesses de groupes représentées par les deux lignes en tirets noires. La vitesse de groupe peut être mesuré seulement entre 0.014 et 0.03 Hz. c) et d) FGE calculée respectivement à partir de données filtrées la bande de fréquence [0.004-0.016] et [0.016-0.032] Hz et leurs diagrammes de dispersion correspondant représentés en (e). La vitesse de groupe peut être mesurée sans ambiguïté (ligne en pointillés noires) sur toute la bande de fréquences.* 40

3.1 *Carte de disposition des 149 stations utilisées sur l'ensemble des réseaux sismologiques choisis pour cette étude, pour la période allant du 01/01/2010 au 01/01/2012.* 44

3.2 *a) Exemple d'enregistrement de bruit sismique (brut) de bonne qualité. Enregistrement de deux journées pour la station CRZF (Île de la possession, France) du réseau GEOSCOPE. b) Exemple d'enregistrement de bruit sismique (brute) de mauvaise qualité. Enregistrement de deux journées pour la station ARU (Russie) du réseau IRIS/IDA.* 44

3.3 *un schéma illustrant le petit-arc R1 relatif au déplacement de l'onde de Rayleigh suivant le trajet le plus court entre deux stations ainsi que le grand-arc R2 correspondant au déplacement de l'onde de Rayleigh suivant le trajet le plus long entre deux stations.* 45

3.4 *Propagation de la FGE filtrés entre 0.005 et 0.01 Hz en fonction des distances interstations. R1 et R2 représentent le petit-arc et le grand-arc respectivement suivant le déplacement de l'onde de Rayleigh entre deux stations. La droite discontinue orange correspond à un signal se propageant à une vitesse de 5 km/s. Et celle en rouge correspond à un signal se propageant à une vitesse de 2 km/s.* 46

3.5 *Mesure de la vitesse de groupe entre 2 stations : ABPO (Réseau II, Madagascar) et APE (Réseau GE, Grèce) à partir de 2 années de données. La distance inter-stations est de 6613 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. La vitesse de groupe est mesurée dans toute la bande de fréquences.* 47

3.6 *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et SOEI (Réseau GE, Timor) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 8314 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs. La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans ce cas, On n'arrive pas à déterminer la vitesse de groupe.* 48

3.7 *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station HALK (Réseau GE, Sri Lanka) et SFJD (Réseau IU, Groenland) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 11030 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans cet exemple, les vitesses de groupe sont rejetées dans les deux intervalles de bandes de fréquences.* 49

3.8 *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et ANTO (Réseau IU, Turquie) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 6689 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe qui est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, les vitesses de groupe calculées dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz sont rejetées.* 50

3.9 *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ANMO (Réseau IU, USA) et KBS (Réseau IU, Norvège) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 6780 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe qui est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, on supprime juste les valeurs de vitesse de groupe correspondantes au saut brusque, celles qui sont loin du modèle PREM.* 51

3.10 *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et CSS (Réseau GE, Chypre) à partir de deux années de données. La distance interstations est de 6152 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par deux lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par deux lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, la courbe de vitesse de groupe est prise en considération dans les deux bandes de fréquences mais présentent un gap pour certaines fréquences.* 52

3.11 *Trajets interstations suivant les périodes correspondantes à 32, 50, 75, 99, 128 et 154 s. Les triangles verts représentent les stations sismologiques utilisées dans cette étude.* 54

3.12 *Trajets interstations suivant les périodes correspondantes à 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. Les triangles verts représentent les stations sismologiques utilisées dans cette étude.* 55

3.13 *a) Les 6797 trajets inter-stations correspondants aux courbes de vitesses de groupe sélectionnées. Les triangles rouges représentent les stations utilisées dans notre étude. b) Les 6797 mesures consistantes de courbe de vitesse de groupe. La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981).* 56

3.14 *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz et classées en fonction des distances inter-stations (a) et dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz en (b).* . . 58

3.15 *Courbes Théoriques des différentes phases sismiques des ondes de volumes, calculées avec le calculateur des temps de trajet "TauP" (Crotwell et al., 1999), en utilisant un modèle de vitesse PREM pour une source à 0 km de profondeur. Les courbes rouges correspondent aux phases identifieés. Les courbes en pointillés verts représentent les phases incertaines. Les courbes en pointillés bleus représentent les phases non visibles.* 59

3.16 *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz et classées en fonction des distances inter-stations.* 60

3.17 *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz et classées en fonction des distances inter-stations.* 61

3.18 *Trajet de la phase P'ˆ410P en bleu et de la phase Sˆ660S en rouge. Les cercles gris représentent respectivement de l'extérieur vers l'intérieur, les discontinuités à 220 km, 410 km, 660 km, le noyau externe et le noyau interne.* 62

4.1 *Détermination des paramètres d'inversion L_{corr} et σ en fonction de la perturbation quadratique normalisée du modèle en lenteur (χ_m) pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les valeurs du χ_m. Le contour rouge regroupe les valeurs du χ_m proche de 1 (entre 0.5 et 1.5).* 72

4.2 *Détermination des paramètres d'inversion L_{corr} et σ en de la réduction de variance en lenteur du modèle initial pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les mesures de la réduction de variance.* 73

4.3 *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. a) Modèle synthétique de vitesse de groupe avec des anomalies positives et négatives de 2000 km de largeur. b) Modèles inversés de vitesse de groupe, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128, 154, 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les anomalies sont bien reconstruites sauf à haute latitude.* 76

4.4 *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. a) Modèle synthétique de vitesse de groupe avec des anomalies positives et négatives de 3000 km de largeur. b) Modèles inversés de vitesse de groupe, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128, 154, 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les anomalies sont bien reconstruites sauf à haute latitude.* 77

4.5 *Diagramme de Voronoi initial avec des cellules régulières de* $2° \times 2°$. 78

4.6 *Vitesse de groupe pour les ondes de Rayleigh se propageant dans les continents et les océans (Bêath, 1979)* 79

4.7 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 32 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.594 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11a* 81

4.8 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 50 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.799 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11b* 82

4.9 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 75 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.810 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11c* 83

4.10 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 99 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.765 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11d* 84

4.11 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 128 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.710 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11e* 85

4.12 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 154 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.668 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11f* 86

4.13 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 171 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.645 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12a* 87

4.14 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 205 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.618 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12b* 88

4.15 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 219 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.612 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12c* 89

4.16 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 228 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.614 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12d* 90

4.17 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 236 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.615 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12e* 91

4.18 *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 246 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.618 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12f* 92

4.19 *Comparaison de notre modèle de perturbation des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh en (a) avec le modèle GDM52 en (b) et le modèle B2014 en (c). Les barres en couleurs représentent les mesures de perturbations des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh en %.* 94

4.20 *a) Misfit χ^2_d et variance du modèle χ^2_m en fonction de la base de splines qui illustre le trade-off qui existe entre les deux paramètres. Les valeurs entières du paramètre M correspond au nombre de splines dans la base et M_{opt} est la base de splines sélectionée. b) Base de splines pour $M = 2.3$. c) Base de splines pour $M = 3.7$.* 98

4.21 *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. Modèle de vitesse d'onde S synthétique (en bleu) et modèle inversé (en rouge). Les deux anomalies sont bien retrouvées dans les quatre cas.* 99

4.22 *Cartes de vitesse d'onde S à 80, 140 et 200 km de profondeur. Les perturbations de vitesse sont en % par rapport au modèle moyen tracé dans la figure 4.23.* 101

4.23 *Modèles 1D de vitesse d'onde S en fonction de la profondeur pour deux cratons (Ouest Afrique en rouge et le Dharwar en vert) et deux points chauds (Afar en bleu et le Cap-Vert en violet). Le modèle de référence a priori est représenté par la courbe bleue claire et le modèle globale moyen obtenu après inversion est représenté par la courbe noire.* . . . 102

4.24 *Corrélation de "Pearson" entre notre modèle (HUM2), et trois modèles publiés : NMK2009 de Nishida et al. (2009), DR2012 de Debayle and Ricard (2012), et SAVANI d'Auer et al. (2014) en fonction de la profondeur.* 104

4.25 *Vitesse d'onde S en fonction de la profondeur en quatre points : Afar, craton Ouest Afrique, craton du Dharwad et Cap-vert. Cinq modèles sont représentés pour la comparaison : notre modèle (HUM2) en rouge avec les bars d'erreurs, trois modèles publiés : NMK2009 de Nishida et al. (2009) en bleu clair, DR2012 de Debayle and Ricard (2012) en vert, et SAVANI d'Auer et al. (2014) en bleu foncé. Le modèle PREM Vs est représenté avec une ligne noire.* 106

5.1 *Détermination des paramètres d'inversion $L_{corrani}$ et σ_{ani} en fonction de la perturbation quadratique normalisée du modèle en lenteur (χ_m) pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les valeurs du χ_m. Les couleurs chaudes représentent les valeurs du χ_m proches de 1 (entre 0.5 et 1.5).* 112

5.2 *Détermination des paramètres d'inversion $L_{corrani}$ et σ_{ani} en fonction de la réduction de variance en lenteur du modèle initial pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les mesures de la réduction de variance.* 113

5.3 *Tests synthétiques pour estimer la résolution d'inversion anisotrope. Les traits en bleu ardoise correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est fonction de l'amplitude maximale de l'anisotropie, suivant l'échelle indiquée en bas de la carte en (a). a) Le modèle synthétique de départ, sans anomalies de vitesse isotrope, mais avec des anomalies anisotropes en cellules de 2000×2000 km et d'axes rapides orientés $N45°$ et $N320°$. b) Modèles d'anisotropie de vitesse de goupe inverses, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128 et 154 s. A toutes les périodes les disparités anisotropes sont bien reconstituées sauf aux hautes latitudes.* 115

5.4 *Tests synthétiques pour estimer la résolution d'inversion anisotrope. Les traits en bleu ardoise correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est fonction de l'amplitude maximale de l'anisotropie, suivant l'échelle indiquée en bas de la carte en (a). a) Le modèle synthétique de départ, sans anomalies de vitesse isotrope, mais avec des anomalies anisotropes en cellules de 2000×2000 km et d'axes rapides orientés $N45°$ et $N320°$. b) Modèles d'anisotropie de vitesse de goupe inverses, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les disparités anisotropes sont bien reconstituées sauf aux hautes latitudes.* 116

5.5 *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 32, 50 et 75 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.* 118
5.6 *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 99, 128 et 154 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.* 119
5.7 *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 171, 205 et 219 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.* 120
5.8 *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 228, 236 et 246 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.* 121
5.9 *Perturbations des vitesses d'onde de cisaillement S_V pour les profondeur 80, 140 et 200 km. Les traits rouges correspondent aux directions d'axe rapide d'anisotropie azimutale et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en bas des cartes.* 124
5.10 *Modèle 3D2015-10Sv (Debayle et al., 2016), perturbations des vitesses d'onde de cisaillement S_V pour les profondeur 90, 150 et 200 km. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide d'anisotropie azimutale et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut de la figure.* 126

Liste des tableaux

3.1 *Nombre de mesure de vitesses de groupe en fonction des périodes choisies. Le nombre total de vitesses de groupe mesurées sur l'ensemble des périodes choisies est de 45382.* 53

Introduction

La connaissance de la structure interne de la Terre est primordiale pour comprendre les phénomènes qui règnent en profondeur tels que les phénomènes tectoniques ou la convection qui se produit dans le manteau. Au cours des trente dernières années, le progrès réalisé en imagerie de la Terre a été possible grâce au volume croissant de données des séismes et aux nouvelles techniques de tomographie. Il y a de plus en plus de modèles tomographiques sur la structure élastique de la Terre à grande échelle (voir Moulik and Ekström, 2014) mais les corrélations inter-modèles demeurent faibles (Becker and Boschi, 2002). La répartition géographique des séismes, se concentrant principalement au niveau des limites des plaques tectoniques, constitue une limitation majeure pour ce genre de techniques tomographiques. Par conséquent, la résolution des modèles tomographiques au niveau des zones asismiques est forcément très faible. Une autre limitation pour ce genre d'études, est l'erreur sur les coordonnées hypocentrales et sur le temps d'origine d'un séisme.

Le bruit sismique constituant la plus grande partie des enregistrements effectués par les stations sismologiques installées à travers le monde, est disponible partout et tout le temps. Il a été longtemps considéré comme signal parasite. Aki (1957) a montré que ce bruit n'est pas forcément aléatoire et peut fournir des informations sur la structure interne de la Terre. Il peut donc constituer un atout considérable pour la tomographie passive et offre une alternative aux méthodes tomographiques actives.

Il a été démontré par des études théoriques qu'une fonction de Green empirique (FGE) peut être extraite, après une opération d'inter-corrélation, de l'enregistrement du bruit sismique effectué par une paire de stations (Lobkis and Weaver, 2001; Derode et al., 2003; Wapenaar, 2004; Snieder, 2004). Les FGEs obtenues à partir des données de bruit sismique peuvent constituer un ensemble de données complémentaires aux données de séismes et donc améliorer la résolution des modèles tomographiques qui ne sera plus limitée par la répartition spatiale des séismes mais plutôt fixée par la distribution des stations sismologiques. La technique de corrélation de bruit sismique a été appliquée avec succès à l'échelle régionale (Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005). Depuis ces travaux pionniers, des études tomographiques à l'échelle locale et régionale, principalement dans la bande de périodes entre 3-100 s ont été réalisées à partir du bruit sismique (e.g. Moschetti et al., 2007; Yang et al., 2007; Bensen et al., 2008; Fang et al., 2010; Ritzwoller et al., 2011; Mottaghi et al., 2013; Boué et al., 2013; Silveira et al., 2013; Shirzad and Shomali,

2014; Dias et al., 2014). Par ailleurs, Nishida et al. (2009) ont démontré que le bruit sismique à longues périodes (i.e. 150-250 s) peut être aussi utilisé pour la tomographie globale.

Le bruit sismique dans la bande de période allant de 1 à 250 s, peut-être divisé en ce qu'on appelle pics microsismiques primaires, secondaires et *hum*. Les mécanismes des sources des microseismes primaires et secondaires sont bien appréhendés (Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963). Les micro-séismes primaires (périodes 10 à 20 s) sont générés par l'interaction des vagues océaniques gravitaires avec la bathymétrie près des côtes. Tandis que les micro-séismes secondaires (périodes 3 à 12 s) sont générés par des interactions mutuelles des vagues océaniques gravitaires. Les micro-séismes secondaires représentent l'enregistrement le plus large en absence de séisme. Ils ont été modélisés avec succès en prenant en considération les sources de pression à proximité de la surface océanique (e.g. Kedar et al., 2008; Ardhuin et al., 2011; Stutzmann et al., 2012). Le bruit sismique à longue période (i.e. 30-250 s), appelé *hum*, est plusieurs fois plus faible que les microséismes. Le mécanisme de la source du *hum* reste controversé (Rhie and Romanowicz, 2004; Tanimoto, 2005; Webb, 2007; Nishida, 2013; Traer and Gerstoft, 2014). Récemment, Ardhuin et al. (2015) ont réussi à modéliser le *hum* dans la bande de période entre 30 et 250 s, en tenant compte des sources de pression générées par l'interaction des vagues infra-gravitaires avec les plateaux continentaux.

Idéalement, les intercorrélations ne peuvent extraire que les FGEs pour les systèmes avec des sources équi-partitionnées (Weaver and Lobkis, 2006). Toutefois, en pratique, ce n'est pas le cas puisque les ondes ne peuvent pas être suffisamment dispersées, car les sources de bruit sont principalement situées dans les océans. En revanche, la corrélation du bruit sismique en utilisant des durées de corrélation suffisamment longues est souvant utilisée pour surmonter ce problème et améliorer l'émergence de la fonction de Green (e.g. Shapiro et al., 2005).

Schimmel et al. (2011b) ont proposé une nouvelle approche basée sur la phase instantanée du signal analytique. Cette approche permet d'améliorer la récupération de la FGE et d'augmenter son rapport signal sur bruit. Ils l'ont appliquée avec succès à l'échelle du globe sur des stations appartenant au réseau GEOSCOPE et ont été en mesure d'extraire la FGE correspondant au petit-arc et grand-arc du train d'ondes de Rayleigh à partir du bruit sismique dans la bande de période 25-330 s. Ils ont aussi

appliqué cette technique à l'échelle locale et ont pu détecter les ondes de volume.

Ce travail de thèse, qui a été réalisé d'une part au sein de l'équipe d'étude et de surveillance sismologique du CRAAG, et d'une autre part au niveau du laboratoire sismologique de l'IPGP à l'occasion de mes séjours (un mois de mission chaque trois mois), avait pour objectif de déterminer un modèle tomographique à l'échelle du globe réalisé uniquement à partir des enregistrements du bruit sismique ambiant (plus précisément du *hum*) dans la bande de période allant de 30 à 250 s. Ce modèle pourra être utilisé dans les études de la structure supérieure du manteau comme observations indépendantes et/ou complémentaires aux autres modèles obtenus à partir des données de séismes.

Pour présenter notre travail, nous avons choisi de l'organisé comme suit :

Un premier chapitre où l'on présente des généralités théoriques sur le bruit sismique ambiant, la FGE et la vitesse de groupe d'onde de surface de Rayleigh, nécessaires à la compréhension des bases du chapitre suivant.

Le second chapitre a été consacré au prétraitement des données, suivi par le calcul de la FGE en appliquant une méthode classique développée dans Bensen et al. (2007) et une autre méthode que nous avons adoptée pour la suite de ce travail, basée sur l'approche proposée par Schimmel et al. (2011b). Une description détaillée de cette méthode est abordée dans ce chapitre. Toujours dans ce même chapitre, nous présentons l'approche statistique que nous avons utilisée pour mesurer les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh à partir des FGEs obtenues entre différentes paires de stations sismologiques (Schimmel et al., 2016). Nous avons aussi répondu à deux intérogations pertinentes pour avancer sereinement vers notre objectif : le nombre de données à utiliser et le choix des bandes de fréquences.

Le troisième chapitre consacré à la sélection et au traitement de l'ensemble des données utilisé dans cette étude, sur lequel nous avons appliqué la méthode PCPWS et par la suite mesuré et sélectionné les vitesses de groupe en appliquant l'approche statistique de Schimmel et al. (2016). La représentation des FGEs obtenues dans ce chapitre, en fonction des distances inter-stations, nous a permis d'identifier plusieurs phases de volume.

Dans le quatrième chapitre, nous exploitons les mesures des vitesses de groupe obtenues dans le chapitre précédant. Ces dernières sont régionalisées et inversées en profondeur afin d'obtenir le modèle tridimensionnel (3-D) de vitesse d'onde S_V en se

basant sur un procédé de recuit simulé dans lequel le nombre et la forme des splines qui décrivent le modèle varient au sein de l'inversion. Dans ce chapitre nous ferons également des tests sur la résolution et des comparaisons quantitatives avec d'autres modèles d'études globales, de nos modèles 2D et 3D.

Nous nous somme dans un cinquième et dernier chapitre intéressés à l'anisotropie des vitesses sismiques et de même que dans le chapitre précédent, nous effectuons des tests synthétiques sur la résolution de l'anisotropie de nos modèles 2D et une comparaison quantitative de nos cartes d'anisotropie des vitesses d'onde S_V avec celles de Debayle.

Certains résultats de cette étude ont fait l'objet d'une publication (voir l'annexe) soumise à GJI sous le titre de :"Global tomography using seismic hum".

Chapitre 1

Le bruit sismique

Sommaire

1.1 Le bruit sismique 9
1.2 Fonction de Green 13
1.3 Vitesse de groupe des ondes de surface 15

1.1 Le bruit sismique

Le bruit de fond sismique est un champ d'onde aléatoire engendré par les vibrations continues du sol hormis celles produites par un tremblement de terre. Ces vibrations sont caractérisées par leurs fréquences qui sont liées à leur origine (Gutenberg, 1958). L'origine du bruit pour des fréquences inférieures à 1 Hz est lié aux conditions météorologiques et océaniques à grande échelle. Au-dessus de 1 Hz, le bruit est dû aux conditions météorologiques régionales et locales, à l'effet du vent et à l'activité humaine. L'intensité du bruit sismique n'est pas constante et varie considérablement selon les saisons (Stutzmann et al., 2000; Schimmel et al., 2011a). Le bruit à hautes fréquences est fortement atténué quand on s'éloigne de la source. Par contre le bruit généré à basses fréquences est moins atténué (Stehly et al., 2006; Stutzmann et al., 2009). Une autre source de bruit non négligeable est due à la manière dont les sismomètres sont installés, ce qui nous amène à sélectionner uniquement les stations de bonne qualité. Un exemple d'enregistrement d'une journée de bruit sismique sur les trois composantes d'un sismomètre échantillonné à 1 Hz est illustré sur la figure 1.1.

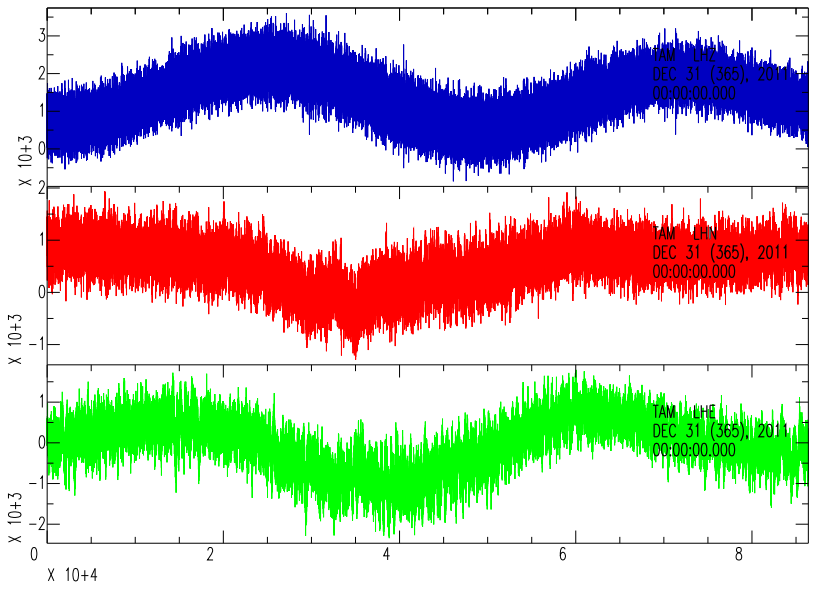


FIGURE 1.1 – *Enregistrement d'une journée (31-12-2011) de bruit sismique (brut) pour la station TAM (Algérie) du réseau GEOSCOPE pour la composante verticale en bleu et les 2 composantes horizontales en rouge et vert.*

Le spectre du bruit sismique a une forme spécifique qu'on observe sur toutes les stations du globe (Webb, 1998; Stutzmann et al., 2000). L'amplitude du bruit pour des périodes inférieurs à 20 s est presque la même pour les 3 composantes, par contre à plus grandes périodes la composante verticale à un niveau de bruit nettement plus faible que celui des deux autres composantes (Figure 1.2). Le spectre du bruit sismique affiche deux pics dans la bande de période entre 3 et 20 s (Figure 1.2) qui sont appelés pics microsismiques primaire et secondaire et aussi microseismes primaire et secondaire. Ces microséismes sont enregistrés par toutes les stations sismologiques quel que soit leurs emplacements (Stutzmann et al., 2000, 2001). Le pic microsismique primaire (période 10-20 s) est généré par le déferlement des vagues océaniques sur le fond marin en pente (les côtes) (Hasselmann, 1963; Bromirski and Duennebier, 2002; Ardhuin et al., 2015). Les ondes sismiques générées ont des fréquences égales à celles des vagues. Le pic microsismique secondaire qui représente la bande sismique la plus énergétique, avec des périodes comprises entre 3 et 10 s est généré par l'interaction non linéaire entre des vagues océaniques de fréquences presque similaires et de directions plus au moins opposées. L'interaction des vagues océaniques, génère des fluctuations de pression avec une fréquence égale au double de la fréquence des vagues océaniques (Miche, 1944; Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963). Les sources des microséismes secondaires sont près des côtes et également dans les océans profonds (Ardhuin et al., 2011; Stutzmann et al., 2012). Il y a trois cas pour générer ces sources, dues à l'interaction des vagues : soit on a des interactions de vagues d'une même tempête, ou on a l'interaction entre vagues incidentes et réfléchies au niveau de la côte, soit on a l'interaction de vagues provenant de tempêtes différentes (Ardhuin et al., 2011).

Les grandes tempêtes sont les sources les plus fortes des microséismes (Gutenberg, 1947), et contribuent de manière significative dans le bruit sismique. L'amplitude des microséismes varie selon les saisons, elle est plus forte en automne et en hiver qu'en été et au printemps. Ce phénomène est dû aux variations saisonnières des sources du bruit c.à.d. l'augmentation du nombre et de l'amplitude des tempêtes océaniques en automne et en hiver qui se traduit par une augmentation de l'amplitude des sources (Stutzmann et al., 2000; Stehly et al., 2006; Tanimoto et al., 2006; Aster et al., 2008; Stutzmann et al., 2009, 2012). La figure 1.3, représente un spectrogramme du bruit sismique enregistré par la composante verticale en fonction de la période pour une

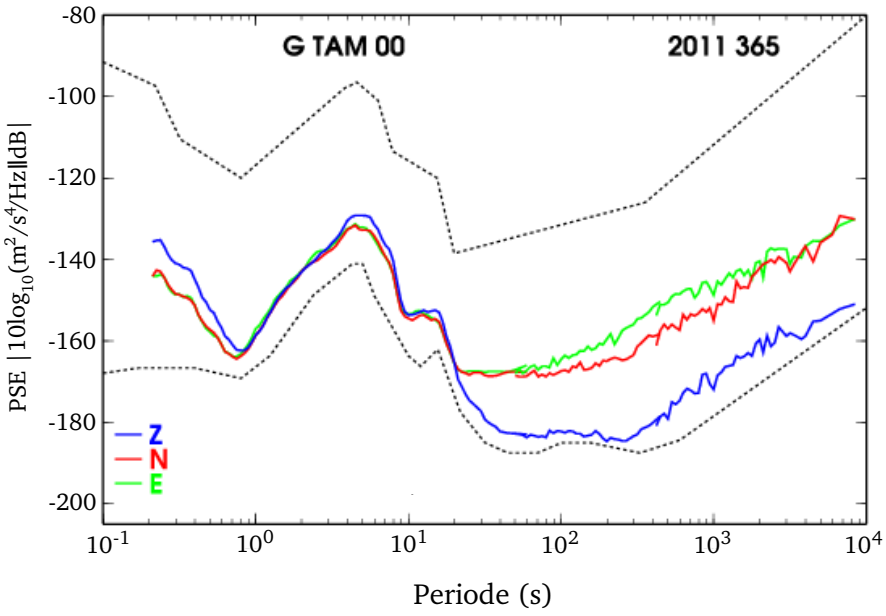


FIGURE 1.2 – *Spectre de bruit d'une journée (31-12-2011) pour la station TAM du réseau GEOSCOPE. Composante verticale en bleu, les composantes horizontales en rouge et en vert.*

année. Si on prend une station située dans l'hémisphère nord, on obtient un bruit très important pour les pics microsismiques secondaire et primaire au début et à la fin de l'année c.à.d. quand c'est l'hiver dans l'hémisphère nord. Pour une station qui est au niveau de l'équateur, le niveau de bruit est globalement constant durant toute l'année. Et enfin si on prend une station située dans l'hémisphère sud, un maximum de bruit est enregistré en Juillet et Août correspondant à l'hiver dans l'hémisphère sud. Cette variation de l'intensité du bruit sismique est observée chaque année (Stutzmann et al., 2009, 2012). Un autre phénomène qui fait varier l'amplitude des microséismes, c'est la concentration de glace à proximité des stations sismologiques (e.g. Grob et al., 2011; Stutzmann et al., 2012; Sergeant et al., 2013). Il a été constaté aussi que le niveau du bruit sismique correspondant au microséisme secondaire, dépend de l'emplacement des stations sismiques, il est plus élevé dans les stations côtières que celles qui se trouve loin des côtes (Stutzmann et al., 2000).

Les ondes sismiques de plus forte amplitude observées dans les microséismes sont des ondes de surface (Haubrich and McCamy, 1969; Friedrich et al., 1998) mais le bruit miscrosismique est également constitué d'ondes de volume, observée à courtes périodes plus exactement dans le pic microsismique secondaire (e.g. Backus et al.,

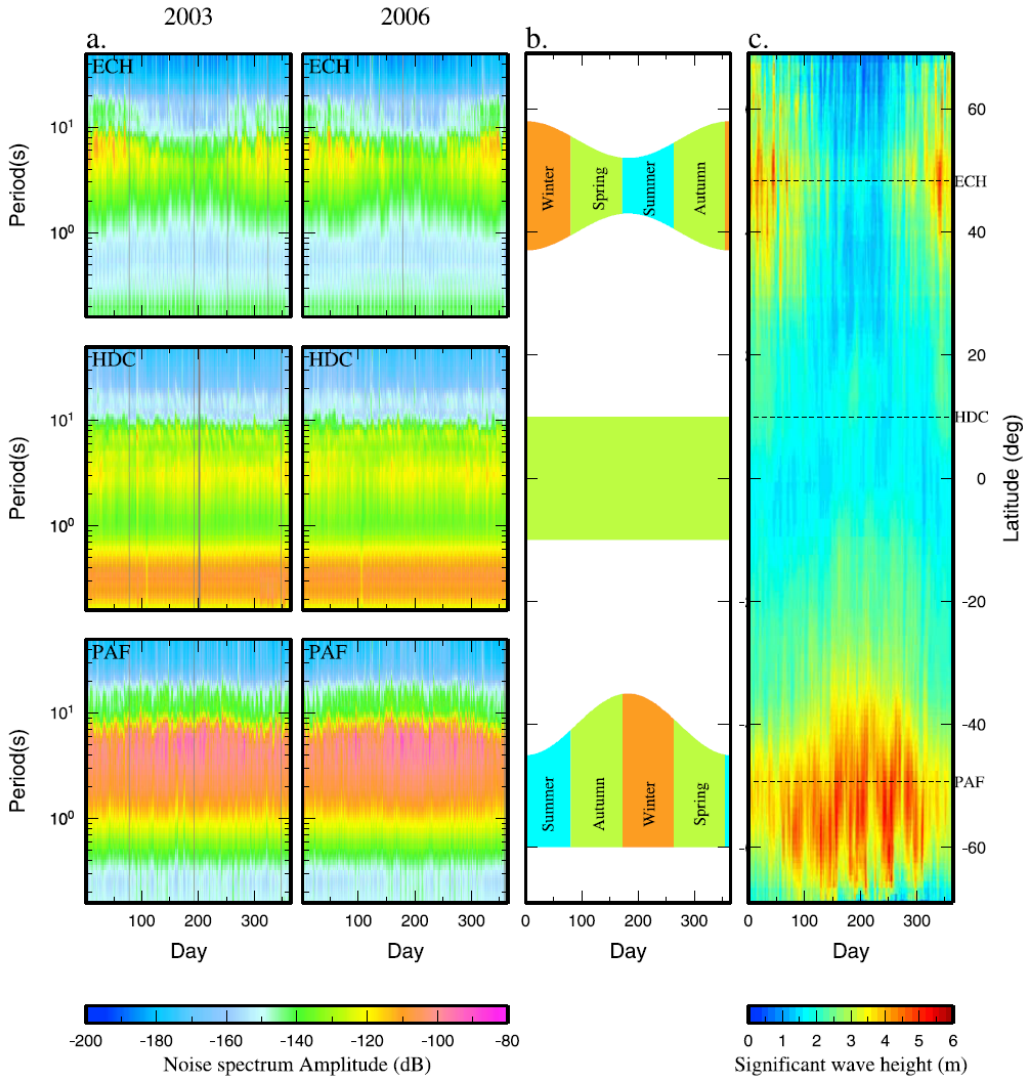


FIGURE 1.3 – *a) Variation d'amplitude du bruit sismique sur 2 années d'observation 2003 et 2006, par rapport à des stations situées dans l'hémisphère Nord (ECH), près de l'équateur (HDC) et l'hémisphère sud (PAF). b) Croquis de variation d'amplitude du bruit sismique en fonction des saisons. c) Moyenne des hauteurs des vagues significatives suivant la longitude et en fonction du temps. Les latitudes des trois stations ECH, HDC, et PAF sont représentées par des lignes en pointillés pour comparaison. (d'après Stutzmann et al., 2009)*

1964; Seriff et al., 1965; Iyer and Healy, 1972; Gerstoft et al., 2008; Gualtieri et al., 2014). Elles représentent un signal de plus faible amplitude, ce qui fait qu'elles sont noyées par le signal dominant des ondes de surface.

Le bruit sismique à longue période qui correspond à la bande de période la plus large allant de 20 jusqu'à des centaines de secondes est appelé le *hum* et est connu aussi comme le bourdonnement de la Terre. Des études ont permis de démontrer que le *hum* persiste même en période sismiquement inactive et représente un processus dynamique indépendant des tremblements de Terre (Nawa et al., 1998; Suda et al., 1998). Le niveau d'énergie journalier du *hum* est équivalent à des séismes de magnitude de 5.75 à 6.0 (Tanimoto and Um, 1999; Ekström, 2001). Des études ont proposé que la source du *hum* est d'origine atmosphérique et/ou océanique et/ou liée aux vagues océaniques infragravitaires (e.g. Rhie and Romanowicz, 2004; Tanimoto, 2005; Kedar and Webb, 2005; Rhie and Romanowicz, 2006; Tanimoto, 2007; Webb, 2007; Nishida et al., 2008; Kurrle and Widmer-Schnidrig, 2008; Uchiyama and McWilliams, 2008; Bromirski and Gerstoft, 2009; Traer et al., 2012; Nishida, 2013; Traer and Gerstoft, 2014).

Récement Ardhuin et al. (2015), ont modélisé les variation temporelles du *hum*. Ils ont démontré que la source du *hum* peut être décrite comme les variations de pression générées par l'intéraction entre les ondes infragravitaires et le talus continental.

Il a été constaté que les sources du *hum* sont principalement localisées dans le Nord de l'ocean Pacifique quand c'est l'hivers dans l'hemisphère Nord, et sont localisées dans les océans de l'hémisphère Sud pendant l'hiver dand l'hémisphère Sud (Rhie and Romanowicz, 2004; Kurrle and Widmer-Schnidrig, 2010).

1.2 Fonction de Green

Il est possible d'obtenir la fonction de Green entre deux stations, en corrélant le bruit enregistré par ces stations. La fonction de Green entre deux points A et B, est la réponse du milieu en A à une force impulsionnelle en B. Selon Wapenaar (2004), la fonction de Green pour tout milieu inhomogène, peut être extraite à partir de l'intercorrélation de deux enregistrements de champ d'onde sur des récepteurs placés en surface libre. L'extraction des fonctions de Green d'un milieu, à partir d'un champ d'onde diffus, a été réalisé à partir de la coda (Campillo and Paul, 2003) et à partir

du bruit sismique, en corrélant et sommant un grand nombre d'enregistrements entre deux stations (Shapiro and Campillo, 2004). Dans ce deuxième cas la fonction de Green G obtenue est recomposée par l'intercorrélation $C_{A,B}$ sur une longue durée de temps, du bruit sismique enregistré par deux stations, une station A située en un point r_A et une station B située en un point r_B et dont le temps de propagation des signaux reçus en A et B est noté t (eq. 1.1) (Roux et al., 2005) :

$$\frac{dC_{A,B}(t)}{dt} \approx G(r_B, r_A, -t) - G(r_A, r_B, t) \tag{1.1}$$

Selon cette équation l'intercorrélogramme qu'on obtiendra est composé d'une partie positive $G(r_A, r_B, t)$ qui correspond à la propagation de l'onde de la station A vers la station B, et une partie négative $G(r_B, r_A, -t)$ qui correspond à la propagation de l'onde de la station B vers la station A. Dans le cas où les sources sont réparties uniformément autour des deux stations l'intercorrélogramme qu'on obtiendra sera symétrique. Dans le cas contraire, l'intercorrélogramme est asymétrique et les deux parties positives et négatives ont des amplitudes différentes mais présentent une similitude en terme de phases. En effet, la phase dépend uniquement des propriétés physiques du milieu entre les deux stations.

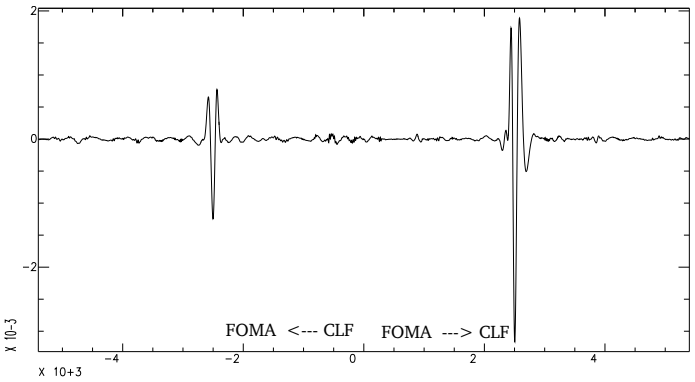


FIGURE 1.4 – *Intercorrélogramme présentant une asymétrie en terme d'amplitude entre la partie positive et la partie négative. L'intercorrélogramme est calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : FOMA (Madagascar) et CLF (France). La distance interstation est de 9236 km. L'intercorrélogramme est filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz.*

L'exemple sur la figure 1.4, montre un intercorrélogramme calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz entre 2 stations du réseau GEOSCOPE, l'une est FOMA qui se trouve à Madagascar et l'autre, est la station CLF située en France. La distance entre les deux stations est de 9236 km. L'intercorrélogramme est filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz. Il présente une asymétrie en terme d'amplitude entre la fonction de Green de la partie positive et la fonction de Green de la partie négative. Cette asymétrie est due à une distribution non homogène des sources de bruits sismiques (e.g. Stehly et al., 2006; Yang and Ritzwoller, 2008). Les sources dans l'océan Indien au sud de la station FOMA sont de plus forte amplitude que celles du nord de l'océan Atlantique. Cela explique une amplitude plus importante, dans la direction de propagation de FOMA vers CLF (Partie positive de l'intercorrélogramme).

1.3 Vitesse de groupe des ondes de surface

Une fois la fonction de green obtenue, on mesure la vitesse de groupe correspondante qui représente la vitesse de propagation de l'enveloppe de la fonction de Green. Elle est définie comme étant la dérivée de la pulsation w par rapport au nombre d'onde k (eq. 1.2).

$$V_g = \frac{dw}{dk} \tag{1.2}$$

Une propriété importante des ondes de surface est leur caractère dispersif (Figure 1.5). Cette dispersion, fait que la vitesse de groupe varie en fonction de la période. C'est cette propriété qui nous permettra de les utiliser pour l'étude de la structure interne de la terre.

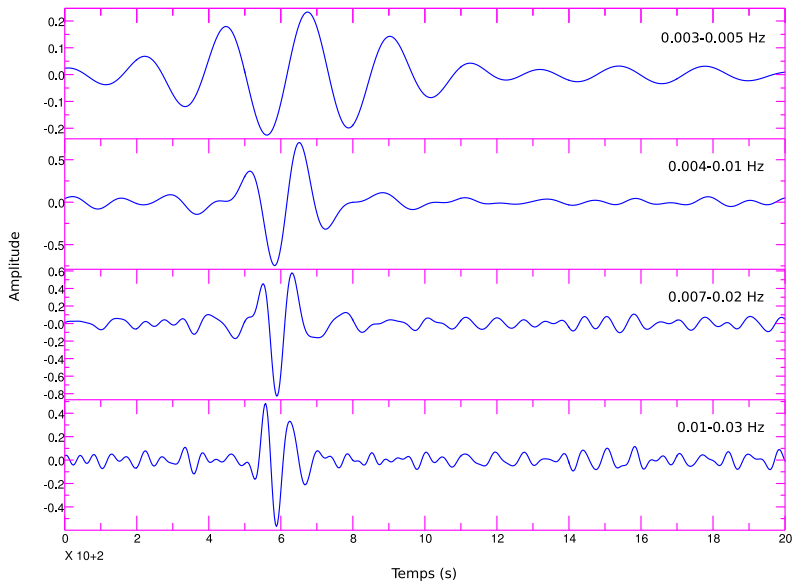


FIGURE 1.5 – *Intercorrélogramme calculé dans différentes bandes de fréquences indiquées dans le coin haut sur la droite de chaque intercorrélogramme. L'intercorrélogramme est calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-Calédonie, France) et CAN (Australie). La distance interstation est de 2231 km.*

Chapitre 2

Méthodologie

Sommaire

2.1 Introduction 19
2.2 Préparation des données 19
2.3 Méthode classique de calcul de la fonction de Green 20
2.3.1 Normalisation à 1-bit 20
2.3.2 Blanchiment de spectre 20
2.3.3 Intercorrélation classique 21
2.3.4 Sommation linéaire 21
2.3.5 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes 22
2.4 Méthode de phase pour le calcul de la fonction de Green . 23
2.4.1 Intercorrélation en phase 23
2.4.2 Sommation en phase pondérée en temps-fréquence 24
2.4.3 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes 26
2.5 Mesure des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh 26
2.6 Comparaison des deux méthodes 29
2.6.1 Emergence de la Fonction de Green 29
2.6.2 Convergence de la vitesse de groupe 30
2.7 Nombre de données à utiliser 32
2.8 Choix des bandes de fréquences 38
2.9 Synthèse 39

2.1 Introduction

Afin de mesurer la fonction de Green entre des paires de stations, nous avons utilisé au départ deux méthodes. L'une est basée sur la phase des signaux, elle combine l'intercorrélation de phase et la sommation en phase pondérée en temps-fréquence proposé par Schimmel et al. (2011b). L'autre est un procédé conventionnel qui s'appuie sur l'intercorrélation classique et la sommation linéaire, décrit dans Bensen et al. (2007). On présentera tout d'abord une comparaison de la convergence des deux méthodes vers la fonction de Green, ce qui nous permettra de choisir la méthode à utiliser pour la suite de notre étude.

L'obtention de la fonction de Green entre les différentes paires de stations nécessite certaines opérations de prétraitement des données brutes avant de calculer les corrélations inter-stations. Notre étude étant à l'échelle du globe, nous sommes donc appelés à utiliser plusieurs réseaux sismologiques, donc différentes stations avec différents capteurs et numériseurs. Une homogénéisation de la réponse instrumentale est nécessaire, elle consiste en une déconvolution de la réponse instrumentale. Le signal est ensuite filtré dans la bande de fréquences choisie pour notre étude. L'application de la méthode de phase ne nécessite pas d'autres prétraitements ce qui n'est pas le cas pour la méthode classique qui requiert une normalisation à 1-bit suivie d'un blanchiment de spectre.

2.2 Préparation des données

Pour chaque station large bande, nous avons sélectionné une année de données d'enregistrement continu sur la composante verticale échantillonnées à 1 Hz, qu'on a découpé en segments journaliers de 24 heures.

Nous avons ensuite, procédé à la déconvolution des réponses instrumentales des données des différents réseaux sismiques. Cette étape est cruciale, car sans elle, il est impossible de corréler deux stations utilisant deux types d'instruments différents. Lors de la déconvolution un filtre passe bande est appliqué ce qui permet d'atténuer les signaux de hautes et basses fréquences. Ce filtre est constitué de quatre fréquences f_1, f_2, f_3 et f_4. Le signal tend vers zéro aux extrémités et reste inchangé entre f_2 et f_3, c'est dans ce domaine de fréquences que le signal est utilisé. Il est donc essentiel

de bien choisir les bornes de fréquences du filtre pour qu'elles soient compatibles avec le domaine de fréquences dans lequel on veut faire nos mesures. Le signal est converti ensuite en vitesse et les données sont archivées sous format SAC en segments de 24 heures.

2.3 Méthode classique de calcul de la fonction de Green

Nous présentons tout d'abord la procédure suivie pour obtenir la fonction de Green entre les paires de stations suivant la méthode décrite dans Bensen et al. (2007).

2.3.1 Normalisation à 1-bit

Dans une première étape, et afin d'atténuer l'influence des signaux non-stationnaires comme les séismes et les anomalies instrumentales dans les corrélations, on applique une normalisation à 1-bit. Elle consiste à diviser les amplitudes des enregistrements par leurs valeurs absolues en chaque point du signal, ce qui attribue des valeurs de +1 ou -1 à chaque échantillon. D'après Larose et al. (2004), la corrélation des signaux normalisés à 1-bit donne des résultats meilleurs que ceux sans normalisation à 1-bit. Cupillard et al. (2011), ont démontré que la corrélation du bruit sans signaux non-stationnaires normalisé à 1-bit, a la même phase et amplitude relative que la corrélation du bruit brut.

2.3.2 Blanchiment de spectre

Comme deuxième étape, et dans le but d'éviter l'effet de dominance de certaines fréquences par rapport à d'autres dans les intercorrélations (tels que les pics microsismiques), nous avons appliqué un blanchiment du spectre, autrement dit égalisation du spectre. Cette opération permet de mettre l'amplitude du spectre des traces au même niveau pour toutes les fréquences, c'est-à-dire normalisée à 1. L'égalisation du spectre est réalisée, en utilisant la transformée de Fourier des traces temporelles, le spectre est ensuite divisé par sa norme à chaque fréquence. La transformée de Fourier

inverse permet de retrouver le signal dans le domaine temporel.

2.3.3 Intercorrélation classique

Considérons deux signaux temporels u_1 et u_2, où u_1 est décalé de τ par rapport à u_2. La corrélation des deux signaux nécessite une fenêtre de corrélation caractérisée par une longueur T et un temps de départ τ_0. La corrélation entre les deux signaux est définie comme suit :

$$C(\tau) = \frac{\sum_{t=\tau+\tau_0}^{T-\tau+\tau_0} u_1(t+\tau)u_2(t)}{\sqrt{\sum_{t=\tau+\tau_0}^{T-\tau+\tau_0} u_1(t+\tau)^2 \sum_{t=\tau+\tau_0}^{T-\tau+\tau_0} u_2(t)^2}} \tag{2.1}$$

Pour chaque valeur de τ, $C(\tau)$ (eq. 2.1) est égale à la somme des produits des fonctions u_1 et u_2. Ainsi lorsque les deux séries temporelles se ressemblent $C(\tau)$ est maximale, dans le cas contraire $C(\tau)$ a une valeur proche de 0.

2.3.4 Sommation linéaire

Il est nécessaire de sommer un grand nombre d'intercorrélogrammes pour obtenir la fonction de Green. La figure 2.1 montre deux intercorrélogrammes filtrés entre 0.0025 et 0.03 Hz. Les deux intercorrélogrammes sont calculés à partir de données longue période d'enregistrement continu sur la composante verticale échantillonnée à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE, l'une est NOUC qui se trouve en Nouvelle-calédonie (France) et l'autre est CAN située en Australie. La distance entre les deux stations est égale à 2231 km. Le panel haut de la figure 2.1, montre l'intercorrélogramme d'une journée de données (la journée du 02-01-2019). La fonction de Green n'est pas du tout visible sur cet intercorrélogramme. Le panel bas de la figure 2.1, montre l'intercorrélogramme calculé à partir d'une année de données (du 01-01-2009 au 01-01-2010). On appellera ce dernier, intercorrélogramme sommé linéairement. On voit clairement que la fonction de Green est bien apparente sur ce dernier intercorrélogramme.

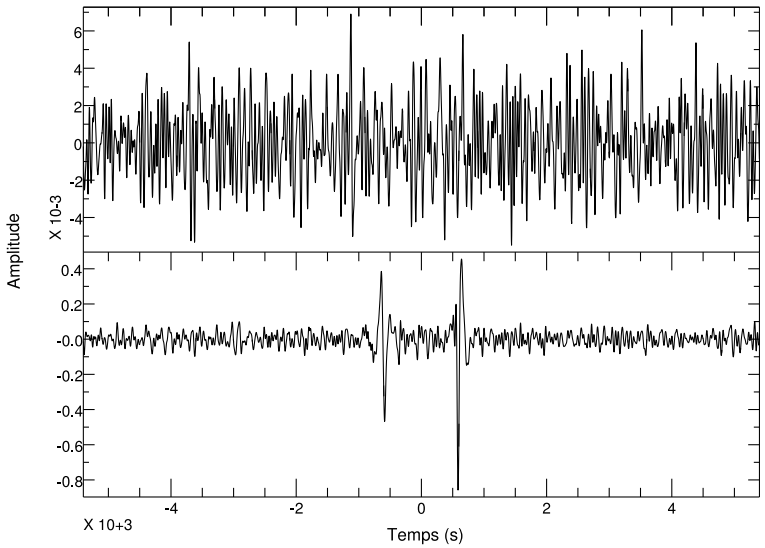


FIGURE 2.1 – *(Panel haut) Intercorrélogramme filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz, calculé à partir d'une seule journée d'enregistrement (02-01-2009) longue période sur composante verticale échantillonnée à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-calédonie) et CAN (Australie). La distance inter-stations est de 2231 km. (Panel bas) Intercorrélogramme calculé à partir d'une année de données (du 01-01-2009 au 01-01-2010) entre les mêmes paires de stations que celles utilisées pour le panel du haut et filtré dans la même bande de fréquences.*

2.3.5 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes

Pour augmenter le nombre d'intercorrélogrammes à sommer, on peut additionner le segment négatif renversé en temps (Figure 2.2b) au segment positif (Figure 2.2d) de l'intercorrélogramme sommé linéairement filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz (Figure 2.2a). Il est obtenu à partir d'une année de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC qui se trouve en Nouvelle-calédonie (France) et CAN située en Australie (la distance entre les deux stations, est de 2231 km). (du 01-01-2009 au 01-01-2010). Après sommation, on obtient un intercorrélogramme qu'on appellera intercorrélogramme symétrique sommé linéairement (Figure 2.2c). On note une légère augmentation du rapport signal sur bruit sur l'intercorrélogramme symétrique sommé linéairement.

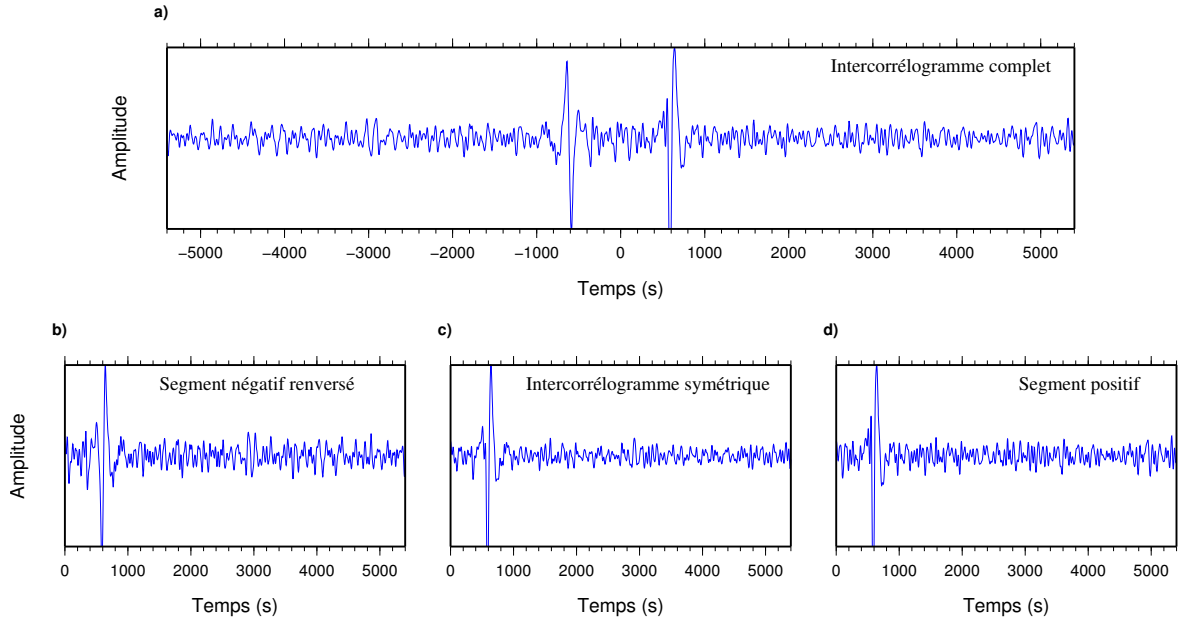


FIGURE 2.2 – *a) intercorrélogramme sommé linéairement, filtré entre 0.0025 et 0.03 Hz, calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : NOUC (Nouvelle-calédonie) et CAN (Australie). La distance inter-stations est de 2231 km. b) et d) Représentent respectivement, le segment négatif renversé et le segment positif de l'intercorrélogramme représenté en (a). c) L'intercorrélogramme symétrique sommé linéairement, obtenu par addition du segment négatif renversé au segment positif.*

2.4 Méthode de phase pour le calcul de la fonction de Green

2.4.1 Intercorrélation en phase

L'intercorrélation en phase est basée sur la théorie du signal analytique. Le signal analytique $s(t)$ est le signal complexe associé à un signal $u(t)$ par la transformation suivante $s(t) = u(t) + iTH[u(t)]$ où $TH[u(t)]$ est la transformation d'Hilbert de la fonction temporelle $u(t)$. La transformation d'Hilbert et les concepts dérivés de cette transformation qui sont la fréquence instantanée et l'enveloppe, nous permettent de mesurer la phase instantanée, en passant du domaine réel au domaine complexe. Le signal analytique peut s'écrire sous forme exponentielle comme suit, $s(t) = a(t)e^{i\Phi(t)}$,

où $a(t)$ et $\Phi(t)$ représentent l'enveloppe et la phase instantanées. Considérant deux séries temporelles $u_1(t)$ et $u_2(t)$, commençant à un temps de départ τ_0, d'une durée T et leurs phases instantanées $\Phi(t)$ et $\Psi(t)$. L'intercorrélation en phase a été présentée par Schimmel (1999) et est définie par :

$$C_{pcc}(\tau) = \frac{1}{2T} \sum_{t=\tau+\tau_0}^{T-\tau+\tau_0} (|e^{i\Phi(t+\tau)} + e^{i\Psi(t)}|^\nu - |e^{i\Phi(t+\tau)} - e^{i\Psi(t)}|^\nu) \tag{2.2}$$

Où τ est le délai, t est le temps, T est la longueur de la fenêtre de corrélation qui est prise égale à la durée du sismogramme. On utilise $T = 24$ heures et l'exposant $\nu = 1$. C_{pcc} est une fonction de cohérence qui mesure la similarité de phase entre deux séries temporelles u_1 et u_2 en fonction du délai τ. L'intercorrélation en phase mesure la similarité entre les deux séries temporelles, en prenant en compte seulement les phases instantanées des deux signaux et ne prend pas en considération leurs amplitudes. Cette stratégie permet la détection des signaux cohérents en phase même s'ils présentent de faibles amplitudes.

2.4.2 Sommation en phase pondérée en temps-fréquence

Dans le but d'obtenir la fonction de Green entre différentes paires de stations pour une longue durée d'enregistrement de données de bruit sismique, nous avons utilisé la méthode de sommation en phase pondérée dans le domaine temps-fréquence (Schimmel and Paulssen, 1997; Schimmel and Gallart, 2007; Schimmel et al., 2011b). Pour chaque jour j, nous calculons la transformé en S (qui est une approche multi-résolution par analogie à une analyse en ondelettes, et est basée sur la théorie de Fourier) de l'intercorrélogramme, $C_{pcc_j}(\tau)$, pour obtenir sa représentation en temps-fréquence, $S_j(\tau, f) = ST(C_{pcc_j}(\tau))$ (Stockwell et al., 1996). La phase instantanée en temps-fréquence correspondante est définie par $\frac{S_j(\tau,f)e^{i2\pi f\tau}}{|S_j(\tau,f)|}$. On calcule la sommation en phase pondérée en temps-fréquence comme étant le produit de la somme en phase en temps-fréquence et de la transformée en S de la sommation linéaire des intercorrélogrammes journaliers :

$$S_{pws}(\tau, f) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} \frac{S_j(\tau, f)e^{i2\pi f\tau}}{|S_j(\tau, f)|} \right|^\nu .ST\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} C_{pcc_i}(\tau) \right) \tag{2.3}$$

N est le nombre d'intercorrélogrammes journaliers. L'exposant ν est pris égal à 2. Enfin pour revenir au domaine temporel, nous utilisons la transformée en S inverse (Schimmel and Paulssen, 1997; Schimmel and Gallart, 2005) afin d'obtenir l'intercorrélogramme sommé en phase en fonction du temps. Dans cette approche, la cohérence de phase en temps-fréquence est utilisée comme attribut d'adaptation de données pour atténuer le bruit incohérent. L'avantage est que les signaux cohérents ressortent plus clairement par rapport au bruit incohérent.

La figure 2.3, illustre un intercorrélogramme sommé en phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz. Cet intercorrélogramme est calculé à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données longue période d'enregistrement continu sur composantes verticales échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : CLF qui est située en France et INU qui se trouve au Japon. La distance entre les deux stations est de 9738 km. On remarque que la fonction de Green est bien visible dans les deux parties causale et acausale, et l'intercorrélogramme est faiblement bruité. La sommation en phase pondérée en temps-fréquence diminue le bruit incohérent. Elle permet une bonne identification du signal de la fonction d'intercorrélation (Fonction de green de l'onde de Rayleigh).

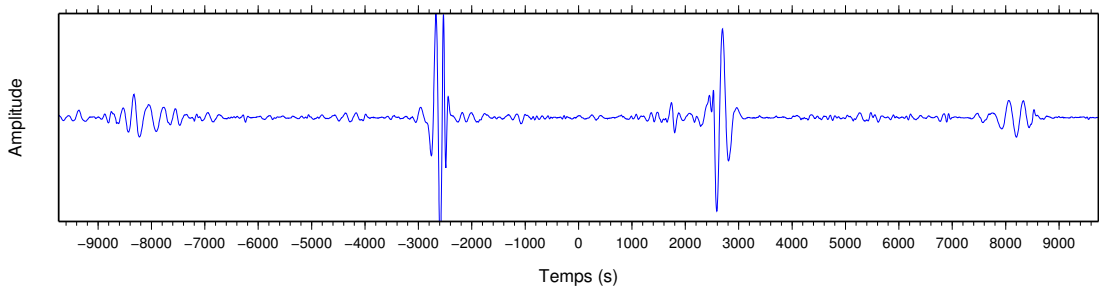


FIGURE 2.3 – *Intercorrélogramme sommé en phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz, calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre deux stations du réseau GEOSCOPE : CLF (France) et INU (Japon). La distance inter-stations est de 9738 km.*

2.4.3 Sommation des parties positive et négative renversée des intercorrélogrammes

Pour chaque intercorrélogramme journalier calculé entre deux stations, on dissocie la partie positive et la partie négative et on renverse temporellement cette dernière. Ainsi, on aura deux fois plus d'intercorrélogrammes par paires de stations. On applique ensuite une sommation en phase pondérée en temps-fréquence (tel qu'indiqué dans la section 2.4.2) sur l'ensemble du jeu d'intercorrélogrammes journaliers pour chaque trajet. Cela permet de doubler le nombre de données à sommer. On augmente ainsi le nombre de phases cohérentes à sommer et on diminue par la même occasion le nombre de phases incohérentes. Par conséquent on améliore le rapport signal sur bruit. Nous obtenons à la fin un intercorrélogramme symétrique sommé en phase.

La figure 2.4, montre un intercorrélogramme symétrique de phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz, obtenu à partir d'une année (du 01-01-2009 au 01-01-2010) de données. On remarque que le rapport signal sur bruit est meilleur que celui observé sur la figure précédente (figures 2.3 et 2.2).

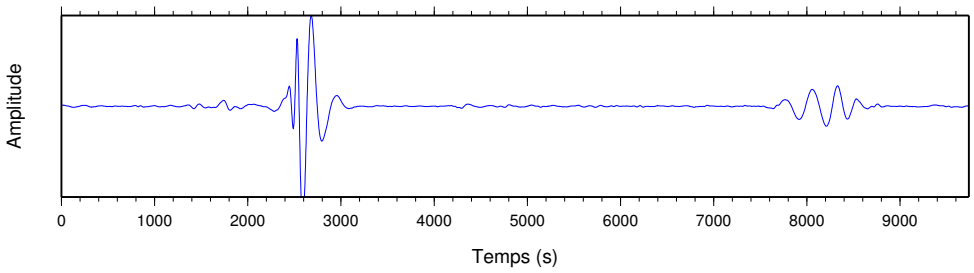


FIGURE 2.4 – *Intercorrélogramme symétrique sommé en phase, filtré entre 0.003 et 0.02 Hz. Il est calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz, entre 2 stations du réseau GEOSCOPE : CLF (France) et INU (Japon). La distance inter-stations est de 9738 km.*

2.5 Mesure des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh

Une fois que nous avons les intercorrélogrammes symétriques sommés linéairement ou bien les intercorrélogrammes symétriques sommés en phase, on calcule la vitesse de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh qui est le signal le plus

énergétique dans la fenêtre temporelle d'intercorrélation délimitée par t_{min} et t_{max} où :

$$t_{min} = \frac{\Delta}{V_{max}} \tag{2.4}$$

et

$$t_{max} = \frac{\Delta}{V_{min}} \tag{2.5}$$

Où Δ représente la distance inter-stations et V_{min} et V_{max} sont respectivement les vitesse de groupe minimale et maximale. Sur la figure 2.5, $V_{min} = 2.0\ km/s$ et $V_{max} = 5.0\ km/s$.

La vitesse de groupe est mesurée en utilisant la transformée en S. Tout d'abord, la transformée en S de chaque intercorrélogramme est calculée pour obtenir le spectrogramme de la fonction de Green (Figure 2.5b). On représente ensuite celui-çi en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe. A chaque fréquence on normalise le spectrogramme. On détermine alors le maximum d'énergie par fréquence et la vitesse de groupe correspondante. On détermine ainsi les courbes de vitesse de groupe (Figure 2.5c).

Les courbes de dispersion obtenues sont continues en fréquence mais dans de nombreux cas la détermination d'une mesure robuste de la vitesse de groupe n'est pas triviale. C'est pourquoi nous avons utilisé une approche statistique proposée par Schimmel et al. (2016), afin de ne sélectionner que des vitesses de groupe fiables de la façon la plus automatique possible. Pour chaque trajet inter-stations, la vitesse de groupe référence V_{ref}, est mesurée à partir de l'intercorrélogramme sommé de tous les intercorrélogrammes journaliers (100% des données). Ensuite, on sélectionne de façon aléatoire, 20 sous-ensembles de données, chaque sous-ensemble est constitué de 75% du nombre total des intercorrélogrammes journaliers. Pour chaque sous-ensemble, la vitesse de groupe est mesurée et est comparée à V_{ref}. On ne conserve à la fin, que les vitesses de groupe dans la gamme de fréquences où au moins 80% des mesures sont conformes.

Nous déterminons ensuite les erreurs sur les mesures. Ces dernières sont difficiles à quantifier. Nous optons pour la détermination des erreurs sur les mesures en prenant 5% de décroissance de l'amplitude à partir du maximum de vitesse de groupe (Figure 2.5c). Cette incertitude est une valeur empirique qui devient plus grande pour des

maxima larges et plus petite pour les maxima étroits (Figure 2.6).

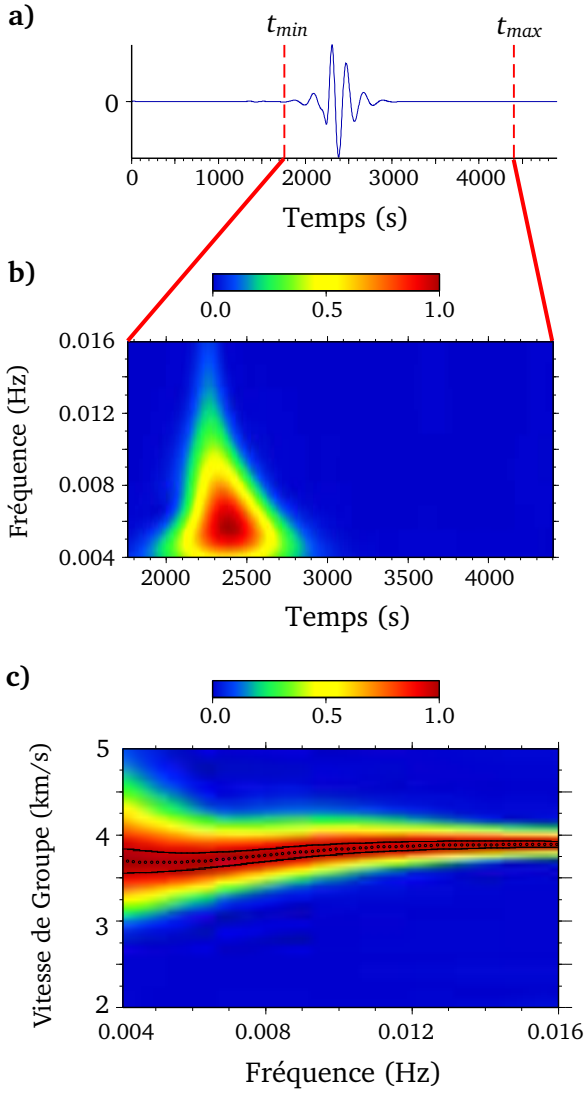


FIGURE 2.5 – *Mesure de la vitesse de groupe. Paire de stations AAK (Réseau II, Kirghizistan) et DRLN (Réseau CN, Canada). La distance entre les deux stations est de 8801 km. a) Intercorrélogramme symétrique sommé en phase filtré entre 0.004 et 0.016 Hz calculé à partir d'une année (du 01-01-2010 au 01-01-2011) de données longue période d'enregistrement continu sur composante verticale échantillonnées à 1 Hz. b) Spectrogramme en fonction du temps et de la fréquence. c) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe. L'amplitude normalisée est représentée par une échelle de couleurs, la courbe des vitesses de groupe mesurée est représentée par la ligne en pointillés et l'erreur correspondante par les deux lignes en tirets.*

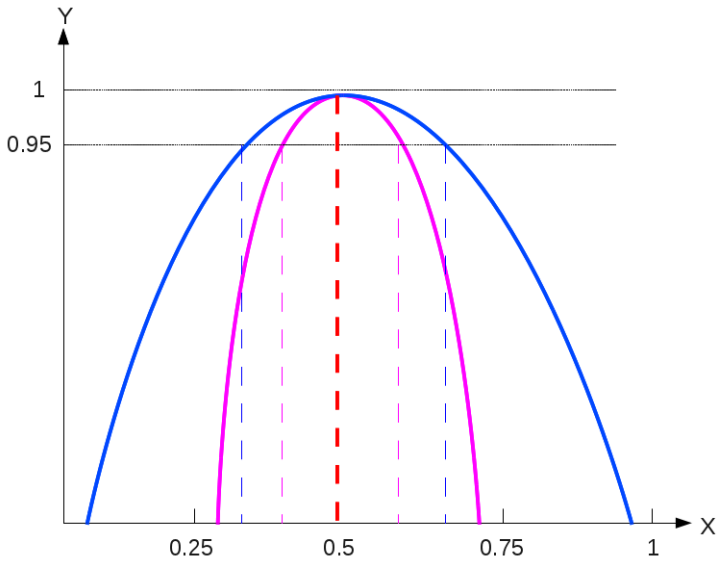


FIGURE 2.6 – *Schématisation de l'incertitude empirique qui devient plus grande pour des maximums larges (courbe bleue) et plus petit pour les maximums raides (courbe mauve).*

2.6 Comparaison des deux méthodes

Dans la suite de ce travail, on appellera PCPWS (Phase Correlation and Phase Weighted Stack), la méthode de phase de calcul de la fonction de Green qui comporte, l'intercorrélation en phase et la sommation en phase pondéré en temps fréquence. Et CCS (Classical Corrélation and Stack), la méthode classique de calcul de la fonction de Green qui comprend, l'intercorrélation classique et la sommation linéaire (Bensen et al., 2007).

2.6.1 Emergence de la Fonction de Green

Pour comparer les deux méthodes, nous avons sélectionné 11 paires de stations. Les stations choisies sont de type large bande du réseau GEOSCOPE dont les distances inter-stations varient entre 1400 et 9800 km. Le jeu de données que nous avons utilisé est une année d'enregistrement en continu (1-1-2010 au 1-1-2011), sur composante verticale, échantillonnées à 1 Hz et filtrées entre 0.0025 et 0.03 Hz.

Sur la figure 2.7a, nous avons les intercorrélogrammes sommés obtenus suite à

l'application de la méthode CCS. On remarque l'émergence de la fonction de green sur les parties positive et négative des intercorrélogrammes. Mais les FGEs sont bruitées. Sur la figure 2.7b, les intercorrélogrammes sont obtenus par l'application de la méthode PCPWS. On remarque, qu'ils sont beaucoup moins bruités et la fonction de Green est plus visible sur les deux parties positive et négative des traces pour toutes les distances inter-stations. Cet exemple illustre bien que la méthode PCPWS améliore clairement le rapport signal sur bruit de la fonction de Green.

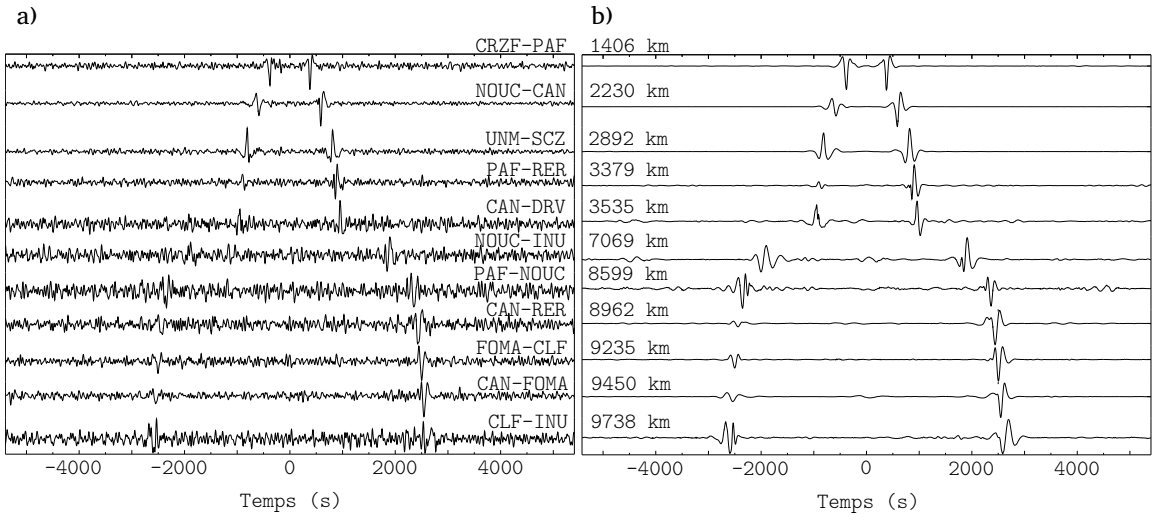


FIGURE 2.7 – *Intercorrélogrammes sommés en utilisant, a) La méthode CCS, b) La méthode PCPWS. Les paires de stations sont représentées sur la partie droite des intercorrélogrammes de la figure (a) et les distances correspondantes sont sur la partie gauche des intercorrélogrammes de la figure (b).*

2.6.2 Convergence de la vitesse de groupe

Nous allons maintenant étudier la convergence de la vitesse de groupe obtenue à partir des fonctions de Green calculées par chacune des deux méthodes PCPWS et CCS. Pour cela, nous avons utilisé une année de données enregistrées sur les composantes verticales des stations large bande. Les données sont ensuite filtrées entre 0.004 et 0.02 Hz. La figure 2.8 montre un exemple de fonction de Green qui correspond au trajet entre deux stations du réseau GEOSCOPE, CLF (France) et INU (Japon). La distance inter-station est de 9738 km. La figure 2.8a représente la

fonction de Green calculée par la méthode PCPWS. On identifie clairement le petit-arc $R1$ et le grand-arc $R2$ des trains d'ondes de Rayleigh. Ensuite nous avons calculé la transformée en S de l'arc $R1$ des ondes de Rayleigh (entre les lignes en pointillés sur la figure 2.8a) et la figure 2.8c représente le diagramme d'énergie normalisé par fréquence. La vitesse de groupe peut être mesurée sur l'ensemble de la bande de fréquences 0.004-0.02 Hz sans ambiguïté (ligne verte sur la figure 2.8c). Cette vitesse de groupe est appelée ci-après vitesse de groupe référence, VG_{ref}.

Nous avons ensuite évalué la convergence vers la VG_{ref} en fonction de la fréquence et le nombre de jours de données sommés. Nous avons sélectionné de façon aléatoire des sous-ensembles d'intercorrélogrammes de phase correspondants à un nombre fixe de jours. Nous les avons sommé en phase pondérée et nous avons calculé la vitesse de groupe. Nous avons répété les mesures 20 fois sur différents sous-ensembles de données choisies préalablement de façon aléatoire. Nous avons ensuite, calculé la vitesse de groupe médiane VG_{med} de tous les sous-ensemble. La figure 2.8.e montre, pour chaque fréquence et nombre de jours, la différence relative entre la VG_{ref} et la VG_{med}. Nous voyons qu'à hautes fréquences (0.02-0.01 Hz), la VG_{ref} est retrouvée après la sommation d'environ 120 jours, tandis qu'à basses fréquences (0.005 Hz), environ 320 jours sont nécessaires pour converger vers la VG_{ref}.

Nous avons ensuite évalué la convergence vers la vitesse de groupe de référence, calculée en utilisant la méthode CCS. La figure 2.8b montre que la fonction de Green mesurée via la méthode CCS est bruitée et est moins visible que celle obtenue en utilisant la méthode PCPWS (Figure 2.8a). On arrive toujours à identifier le petit-arc $R1$ du train d'ondes de Rayleigh mais le grand-arc $R2$ est invisible. Toutefois, la vitesse de groupe correspondant au petit-arc du train d'ondes de Rayleigh $R1$, qu'on notera VG_{CCSref}, peut être mesurée avec précision (figure 2.8d), même si le diagramme d'énergie semble plus bruité que celui de la figure 2.8c. Enfin, nous avons analysé la convergence vers VG_{CCSref}. La figure 2.8f montre que la convergence est plus lente par rapport à celle de la méthode PCPWS. Il est nécessaire de sommer plus de 250 jours pour les courtes périodes et plus de d'une année de données pour les longues périodes pour converger vers la VG_{CCSref}. Un autre exemple est illustré dans la figure 2.9, pour la paire de station CAN (Australie) et DRV (Antarctique) du réseau GEOSCOPE, dont la distance inter-stations est de 3535 km. Les données sont filtrées entre 0.004 et 0.03 Hz. D'après le panel (e) de cette figure, on note qu' à

hautes fréquences la VG_{ref} correspondant à la méthode PCPWS est retrouvée après la sommation d'environ 60 jours de données, alors que la VG_{CCSref} correspondant à la méthode CCS n'est retrouvée qu'après sommation de plus de 200 jours. Le même comportement est observé aux basses fréquences (voire la figure 2.9f), où il faut pratiquement 280 jours pour converger vers la VG_{ref} est un peu moins d'une année de données pour converger vers la VG_{CCSref}. Nous avons étudié de façon similaire plusieurs paires de stations pour différentes distances inter-stations et nous avons conclu que la méthode PCPWS converge plus rapidement que la méthode CCS. Dans ce qui suit, nous allons utiliser la méthode PCPWS.

Maintenant deux questions se posent :

– Quel est le nombre de données à utiliser ?
– Dans quelles bandes de fréquences ?

2.7 Nombre de données à utiliser

Afin de connaitre le nombre de données qu'on doit utiliser pour obtenir une mesure stable de la courbe de vitesse de groupe, on a procédé au calcul de l'intercorrélogramme sommé en phase sur une année de données (du 1-1-2010 au 1-1-2011) (figure 2.10) filtré entre 0.004 et 0.032 Hz. Ensuite, nous avons mesuré la vitesse de groupe de la partie positive de l'intercorrélogramme (Figure 2.10c), ainsi que celle de la partie négative inversée (Figure 2.10b). Enfin nous avons aussi mesuré la vitesse de groupe à partir de l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase en utilisant les mêmes données et le même filtre, il est représenté sur la figure 2.10d. Une superposition des 3 courbes de vitesses de groupes sur la figure 2.10f nous permet de voir qu'il y a un bon accord à courte période et une large différence à longue période (à partir de 175 s). Cela montre que, le calcul des vitesses de groupe à partir des segments positif et négatif renversé (séparément) de l'intercorrélogramme sommé en phase et à partir de l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase, ne donne pas forcément le même résultat, ce qui veut dire qu'on est incapable de connaitre la vitesse de groupe réelle dans ce cas-là. Pourtant, les fonctions de Green dans les 3 cas ont un rapport signal sur bruit élevé.

L'utilisation de 2 ans de données améliore considérablement la stabilité de mesure de la vitesse de groupe, comme cela est illustré sur la figure 2.11. On remarque

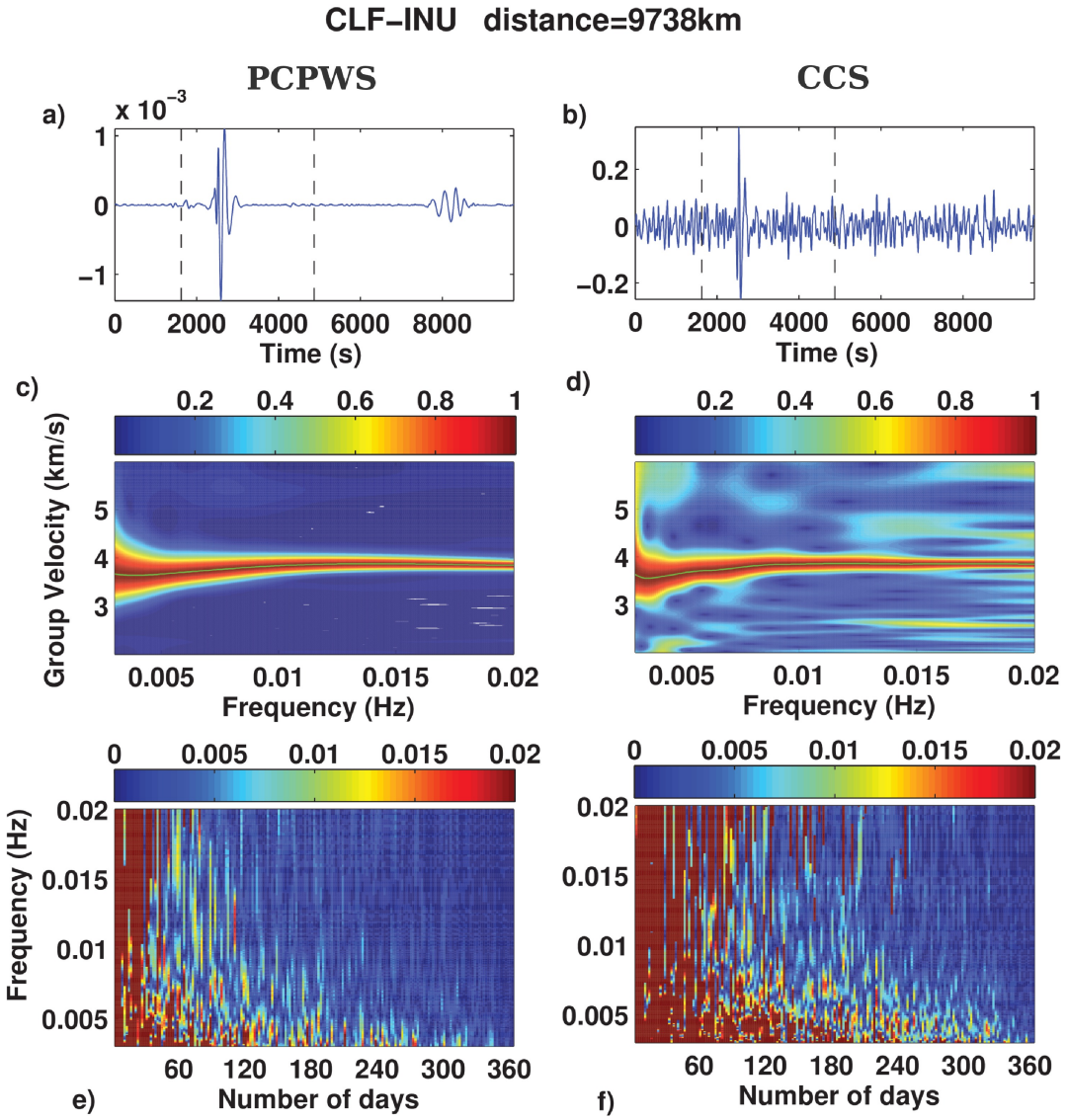


FIGURE 2.8 – *Intercorrélogramme sommé obtenu en utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur station CLF (France) et INU (Japon) du réseau GEOSCOPE par la méthode PCPWS (a) et la méthode CCS (b). Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre $V_{min} = 2$ km/s et $V_{max} = 6$ km/s pour la mesure de la vitesse de groupe. Suivant a) on identifie clairement le petit et le grand arc des ondes de Rayleigh. Tandis que selon b) le rapport signal sur bruit est faible et seulement le petit arc des ondes de Rayleigh est visible. Diagrammes d'énergie c) et d) des FGEs obtenues en a) et b) respectivement. La vitesse de groupe mesurée est représentée par une ligne verte. e) et f) montrent la différence relative par rapport à la vitesse de référence (ligne verte sur c) et d)) en fonction de la fréquence et du nombre de jours sommés. Les deux méthodes nécessitent la sommation de plus de données pour retrouver la vitesse de groupe à longue période qu'à courte période. L'obtention de la vitesse de groupe référence (couleur bleue foncé) demande la sommation de moins de jours de données en utilisant la méthode PCPWS que la méthode CCS.*

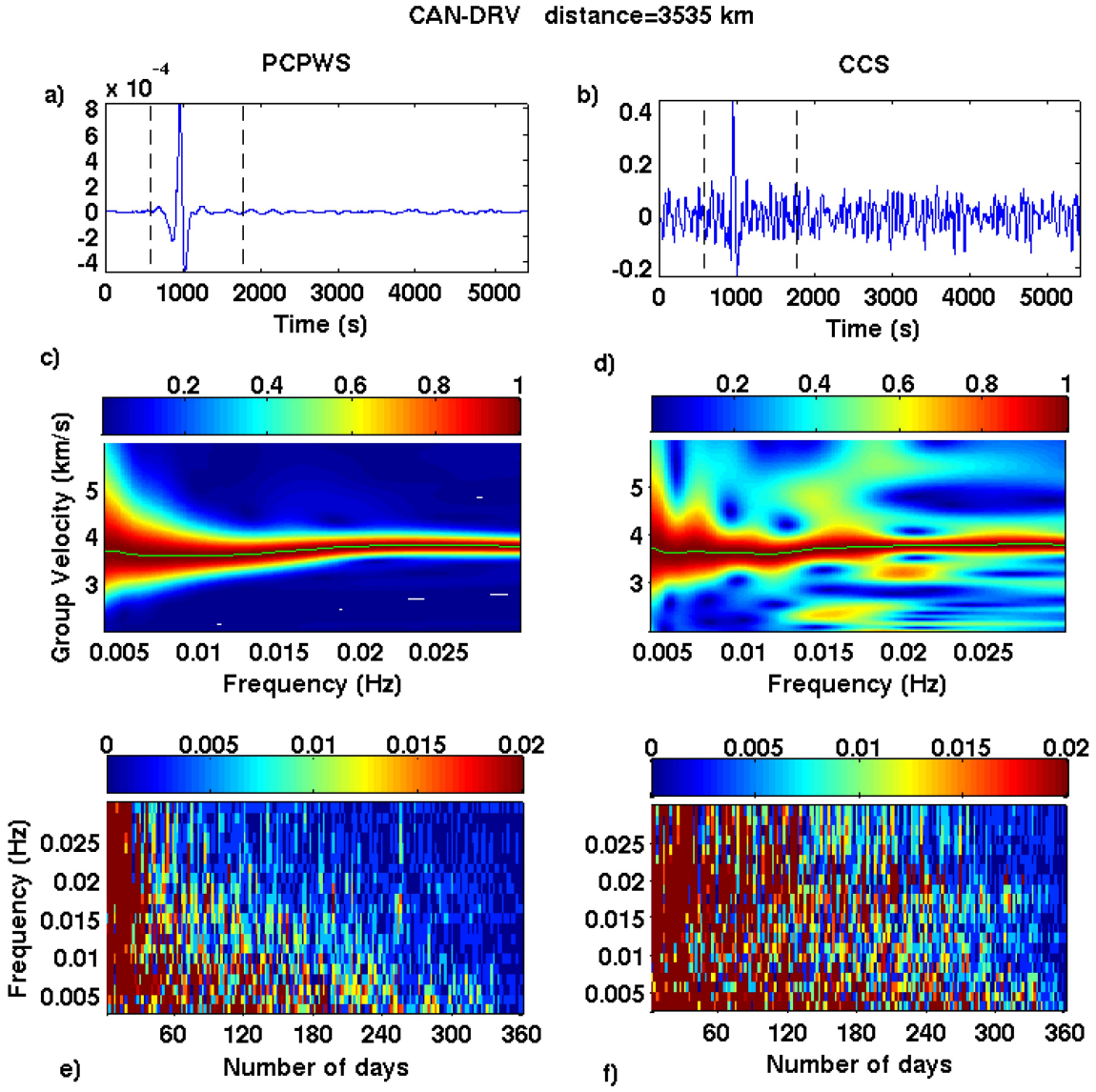


FIGURE 2.9 – *Intercorrélogramme sommé obtenu en utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur station CAN (Australie) et DRV (Antarctique) du réseau GEOSCOPE par la méthode PCPWS (a) et la méthode CCS (b). Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre* $V_{min} = 2\ km/s$ *et* $V_{max} = 6\ km/s$ *pour la mesure de la vitesse de groupe. Suivant a) on identifie clairement le petit des ondes de Rayleigh. Tandis que selon b) le rapport signal sur bruit est faible. Diagrammes d'énergie c) et d) des FGEs obtenues en a) et b) respectivement. La vitesse de groupe mesurée est représentée par une ligne verte. e) et f) montrent la différence relative par rapport à la vitesse de référence (ligne verte sur c) et d)) en fonction de la fréquence et du nombre de jours sommés.*

en premier lieu que les formes d'onde des intercorrélogrammes (Figure 2.11a et b sont différentes par comparaison avec celles qu'on voit sur les figures 2.10a et d. Mais ce qui est plus remarquable, c'est que les 3 courbes de vitesses de groupes se superposent bien comme illustré sur les figures 2.11c et 2.12. Pour la suite du travail, nous utiliserons deux années de données.

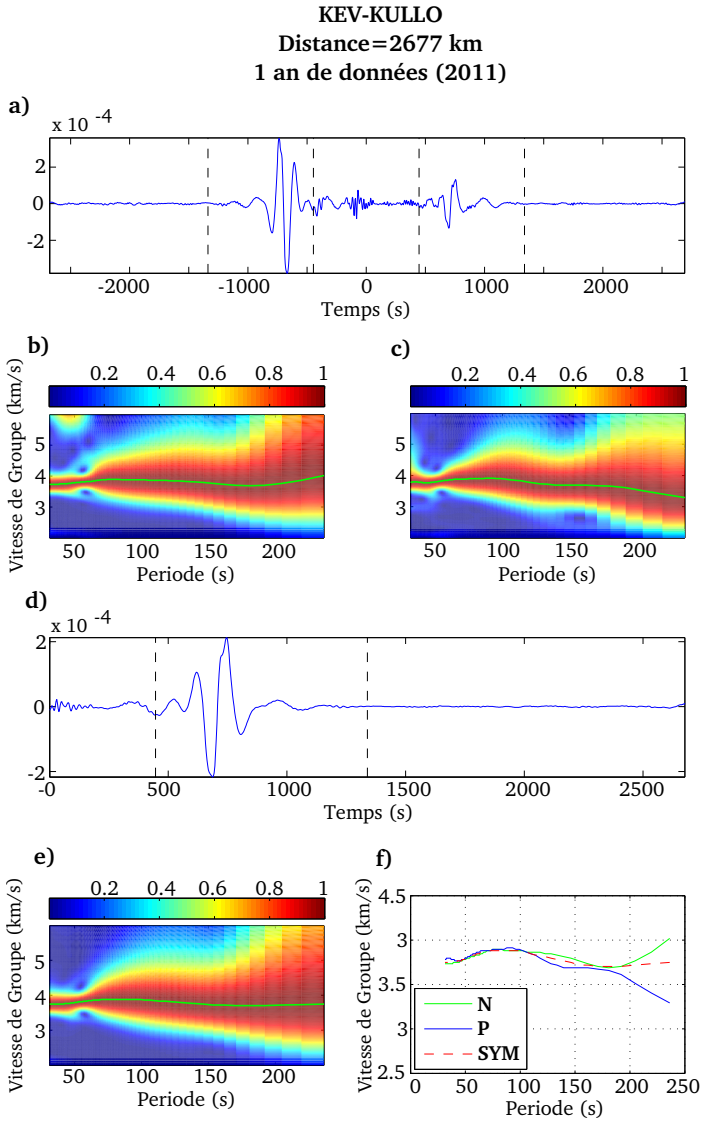


FIGURE 2.10 – *a) Fonction de Green empirique obtenu on utilisant 1 an d'enregistrement de bruit sismique sur les stations KEV (Réseau IU, Finlande) et KULLO (Réseau DK/GLISN, Groenland) par la méthode PCPWS. Les lignes en tirets limitent la portion de la FGE choisie entre $V_{min} = 2$ km/s et $V_{max} = 6$ km/s pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme en a). c) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme en a). d) FGE symétrique obtenue par la méthode PCPWS. e) Diagramme d'énergie et courbe de vitesse de groupe représentée par la ligne verte, mesurée sur la FGE symétrique en d). f) Superposition des 3 courbes de vitesse de groupe mesurées sur la partie négative renversée de FGE, représentée par la ligne verte. Celle mesurée sur la partie positive de la FGE est représentée par la ligne bleue et celle mesuré sur la FGE symétrique est représentée par la ligne en pointillés rouge.*

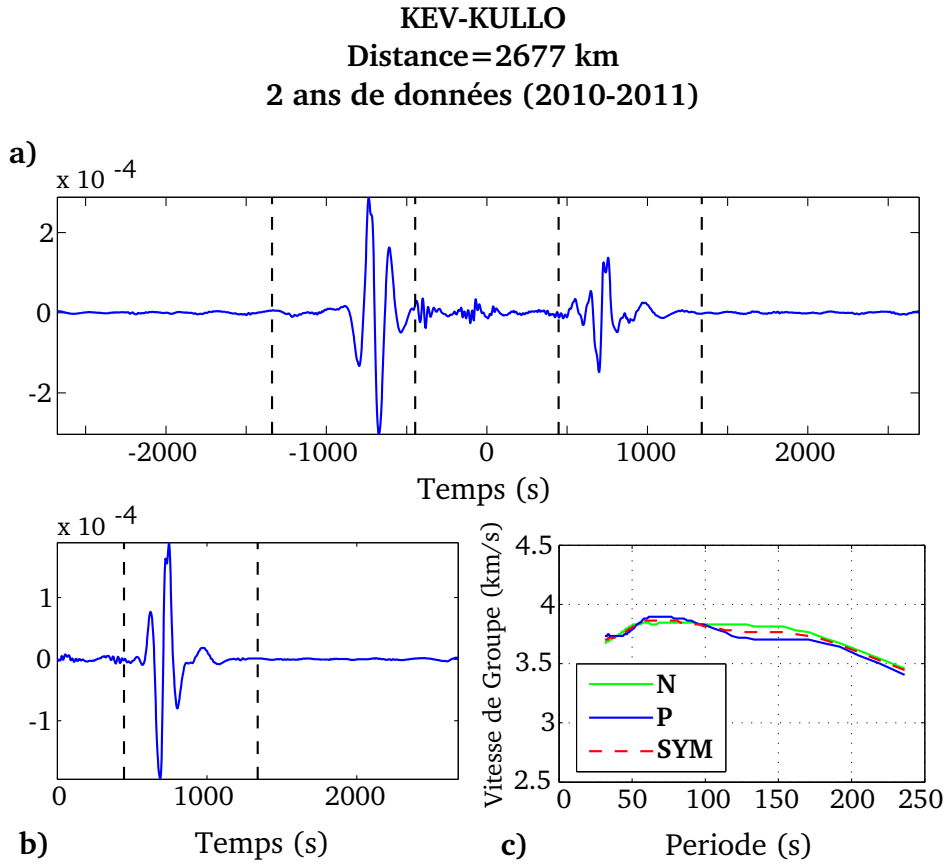


FIGURE 2.11 – *a) Fonction de Green empirique obtenue à partir de deux années de données. Les lignes en tirets limitent la portion de la fonction de Green choisie entre* $V_{min} = 2\ km/s$ *et* $V_{max} = 6\ km/s$ *pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Intercorrélogramme symétrique sommé en phase. c) Superposition des 3 courbes de vitesse de groupe mesurées sur la partie négative renversée de l'Intercorrélogramme sommé en phase, représentée par la ligne verte, celle mesurée sur la partie positive est représentée par la ligne bleue et celle mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase est représentée par la ligne en pointillés rouge.*

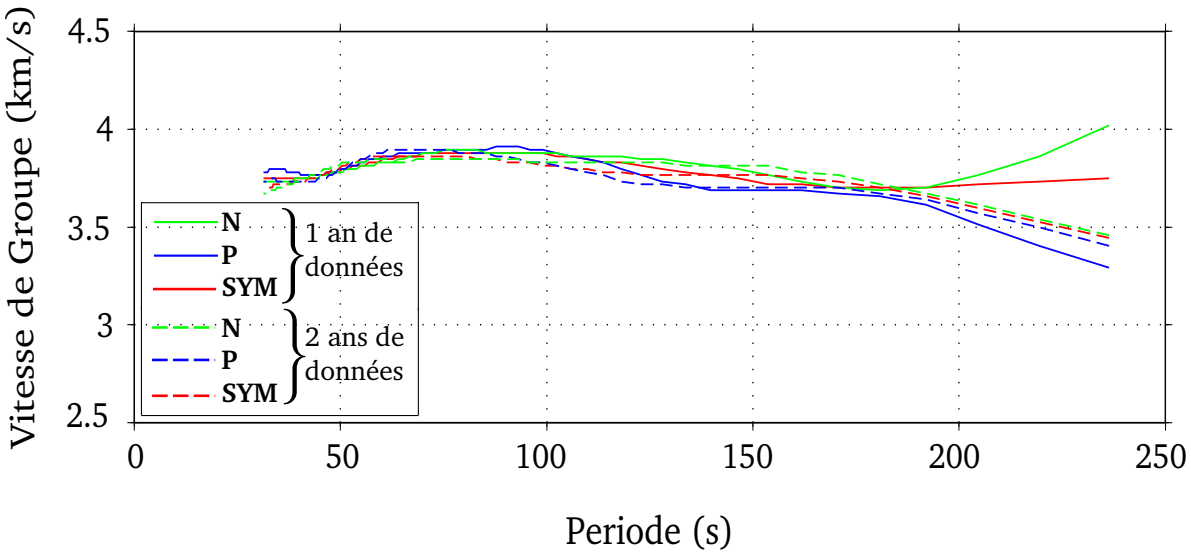


FIGURE 2.12 – *Superposition des courbes de vitesses obtenues précédemment. La ligne verte pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne bleue pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne rouge pleine correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour une année de données. La ligne verte en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur l'intercorrélogramme symétrique sommé en phase obtenu pour deux années de données. La ligne bleue en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie positive de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour deux années de données. La ligne rouge en pointillés correspond à la courbe de vitesse de groupe mesurée sur la partie négative renversée de l'intercorrélogramme sommé en phase obtenu pour deux années de données.*

2.8 Choix des bandes de fréquences

Après avoir sommé deux années de données (du 1-1-2010 au 1-1-2012) filtrées entre 0.004 et 0.032 Hz, nous avons remarqué sur de nombreux trajets, qu'on n'arrivait pas à retrouver les vitesses de groupe sur la totalité de la bande de fréquence. Cela est illustré sur la figure 2.13a-b pour le trajet entre la station BKNI qui se trouve en Indonésie et la station PET situé en Russie. La distance entre les deux stations est de 7879 km. La figure 2.13a montre que la forme d'onde est complexe et la figure 2.13b suggère que la vitesse de groupe ne peut être retrouvée qu'entre 0.014 et 0.03 Hz.

Nous avons par la suite divisé la précédente bande de fréquences en deux bandes de fréquences [0.004-0.016] et [0.016-0.032] Hz, ensuite, nous avons appliqué la méthode PCPWS sur la même paire de station avec le même jeu de données pour le calcul de la FGE et les vitesses de groupes correspondantes. La figure 3c-d montre que le rapport signal sur bruit est beaucoup plus élevé dans chacune des deux bandes de fréquences, à la fois pour les intercorrélogrammes et les vitesses de groupe. D'où, dans ce qui suit, nous avons opté pour le traitement de façon séparé des données dans deux bandes de fréquences.

Le choix de ne pas prendre deux bandes de fréquences qui se chevauchent est une précaution prise pour de ne pas atténuer ou augmenter certaines fréquences par rapport à d'autres. Vu que les deux bandes de fréquences ne se croisent pas et afin d'éviter d'introduire des effets de bord, nous avons appliqué le filtre en deux étapes. En premier lieu, nous avons filtré les données traitées dans un intervalle plus large que celui dans lequel on voulait mesurer nos vitesses de groupe. Le choix de la bande de fréquences large est comme suit : si l'intervalle de la bande de fréquences dans lequel nous voulons faire nos mesures de vitesses de groupe est $[f_1, f_2]$, alors on filtre nos données entre $f_3 = \frac{f_1}{2}$ et $f_4 = 2f_2$ et on calcule les FGEs. Quant à la mesure des vitesses de groupe, elles sont calculées uniquement entre f_1 et f_2. La figure 2.13.e montre clairement qu'en procédant ainsi, nous arrivons à déterminer facilement une belle courbe de vitesse de groupe.

2.9 Synthèse

Dans la suite de ce travail, nous avons opté pour :

- L'application de la méthode PCPWS (Phase Correlation and Phase Weighted Stack), pour le calcul de la fonction de Green empirique. Cette méthode comporte l'intercorrélation en phase et la sommation en phase pondérée en temps fréquence de toutes les parties causales (positives) et anti-causales (négatives inversées) des intercorrélogrammes journaliers.
- L'utilisation de deux ans de données d'enregistrements continus de bruit sismique, sur composantes verticales, échantillonnées à 1 Hz ;
- Le traitement des données de façon séparée dans deux bandes de fréquences [0.004-0.016] et [0.016-0.032] Hz.

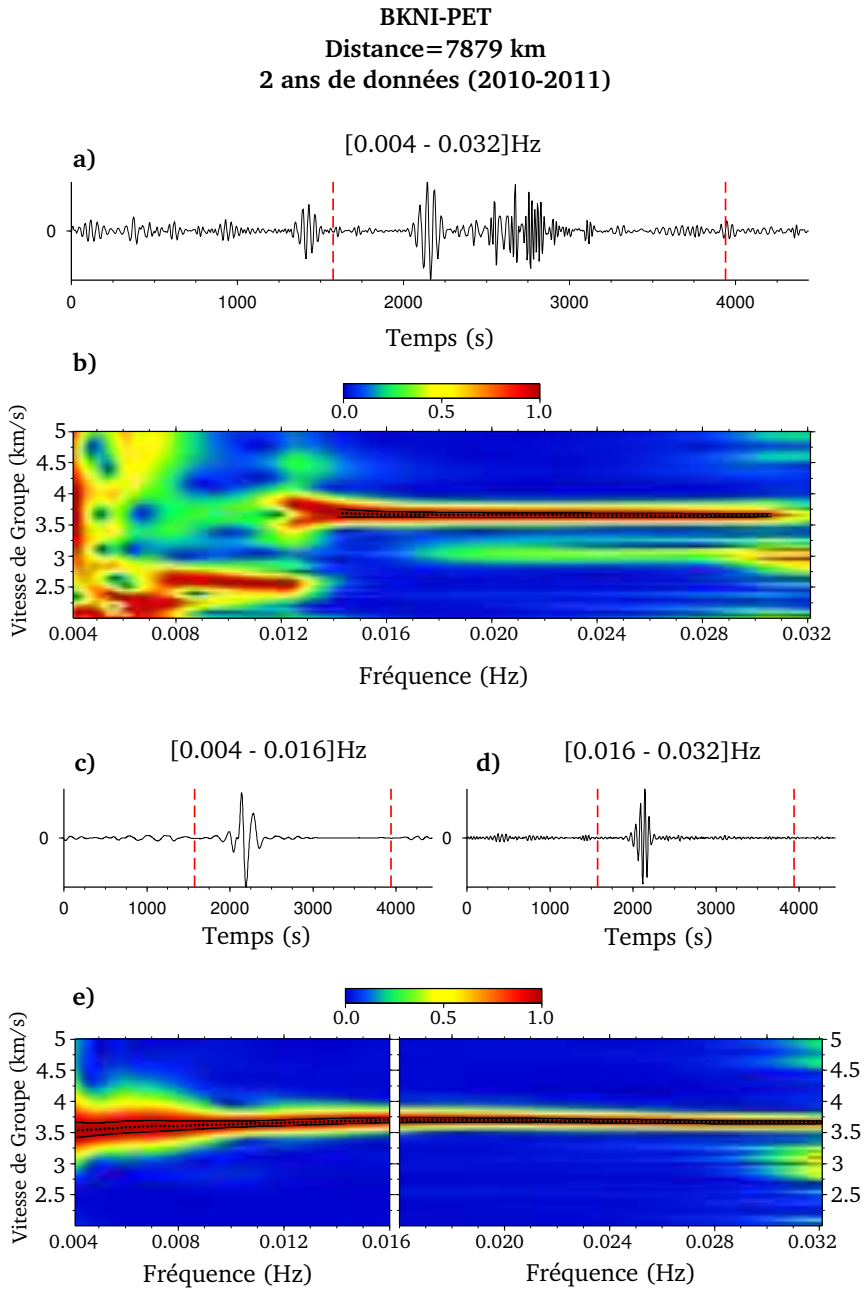


FIGURE 2.13 – *a) FGE obtenue à partir de deux années (2010-2011) de données large bande enregistrées sur la station BKNI (Réseau GE, Indonisie) et PET (Réseau IU, Russie). La méthode PCPWS est utilisé dans la bande de fréquences [0.004-0.032] Hz. Les lignes en tirets rouges limitent la portion de la fonction de Green choisie entre* $V_{min} = 2\ km/s$ *et* $V_{max} = 5\ km/s$ *pour la mesure de la vitesse de groupe. b) Diagramme de dispersion et courbe de vitesse de groupe correspondant à (a), représentée par la ligne en pointillés noires et les erreurs sur les mesures de vitesses de groupes représentées par les deux lignes en tirets noires. La vitesse de groupe peut être mesuré seulement entre 0.014 et 0.03 Hz. c) et d) FGE calculée respectivement à partir de données filtrées la bande de fréquence [0.004-0.016] et [0.016-0.032] Hz et leurs diagrammes de dispersion correspondant représentés en (e). La vitesse de groupe peut être mesurée sans ambiguïté (ligne en pointillés noires) sur toute la bande de fréquences.*

Chapitre 3

Traitement des données

Sommaire

3.1 Sélection des données 43
3.2 Mesure des vitesses de groupe 46
3.3 Ondes de volume 57

3.1 Sélection des données

Le nombre important de stations large bande réparties sur le globe terrestre et qui fonctionnent en continu est important ce qui nous a permis de récolter un bon nombre d'enregistrements continus de bruit sismique, sur la composante verticale, échantillonnés à 1 Hz, et qui couvrent une période de 2 ans, allant du 01-01-2010 au 01-01-2012. Les réseaux sismologiques que nous avons utilisés comportent 149 stations représentées sur la figure 3.1. Ils incluent des stations appartenant principalement aux réseaux GEOSCOPE (22 stations), GEOFON (40 stations), IRIS/IDA Network (24 stations) et IRIS/USGS Network (47 stations). Pour combler certaines zones, nous avons ajouté les stations suivantes : MEDNET (4 stations), Canadian National Seismic Network (5 stations), Algerian Digital Seismic Network (3 stations), Tunisia BB Network (2 stations) et Portugese National Seismic Network (2 stations). Le nombre de stations choisies est inférieur au nombre de stations disponibles pour les raisons suivantes :

- Certaines stations ne remplissent pas la condition de fonctionnement en continu entre le 01-01-2010 et le 01-01-2012 (installation ultérieure à 2010, arrêt avant 2010-2011 ou bien paquet de données manquant supérieur à 120 jours sur l'ensemble de la période choisie).
- Non-disponibilité de données de bonne qualité.
- Mauvaise qualité du signal d'enregistrement voire figure 3.2.
- Une même station qui existe sur 2 réseaux différents, tel que KBS qu'on retrouve sur le réseau GEOFON et le réseau IRIS/USGS.

Les 149 stations correspondent à 11026 trajets interstations, nous n'avons gardé que les trajets dont les distances interstations sont comprises entre 500 et 13000 km pour deux raisons :

1. La fréquence minimale de l'onde de Rayleigh que l'on puisse observer sur l'intercorrélogramme est empiriquement estimée à trois longueur d'onde par distance i.e. $f_{min} = \frac{3C}{\Delta}$, où C est la vitesse de propagation moyenne des ondes de Rayleigh dans la croute et le manteau estimée à 3 km/s et Δ est la distance interstations. Comme nous filtrons dans deux intervalles de bandes de fréquences qui sont [0.004 0.016] et [0.016 0.032] Hz, la distance minimale pour avoir trois longueurs d'onde est selon la fréquence minimale $f_{min} = 0.016\ Hz$, ce qui nous

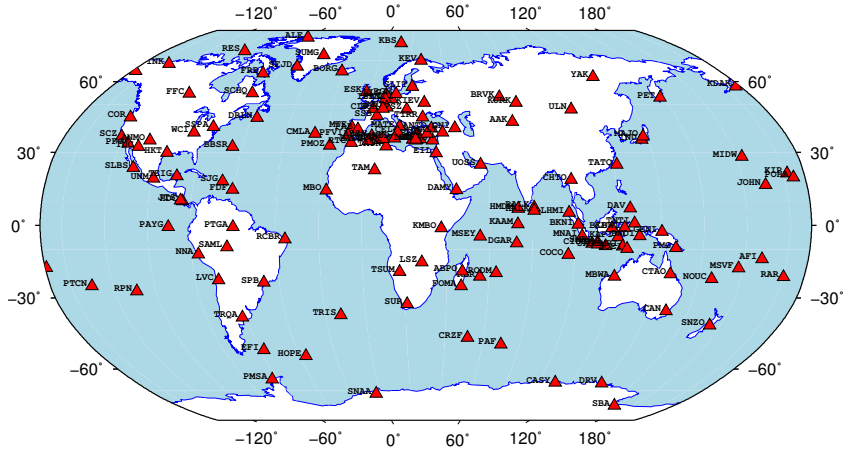


FIGURE 3.1 – *Carte de disposition des 149 stations utilisées sur l'ensemble des réseaux sismologiques choisis pour cette étude, pour la période allant du 01/01/2010 au 01/01/2012.*

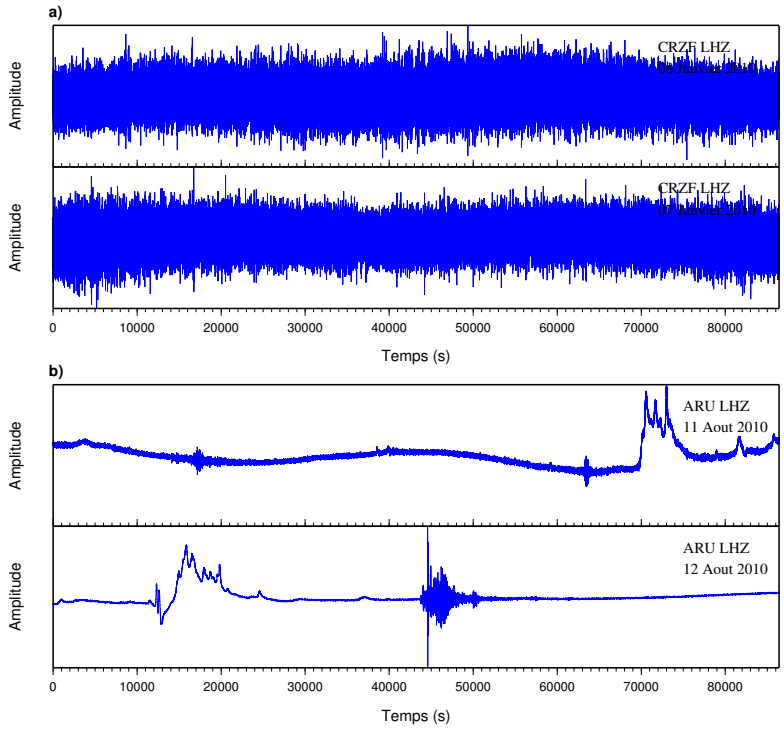


FIGURE 3.2 – *a) Exemple d'enregistrement de bruit sismique (brut) de bonne qualité. Enregistrement de deux journées pour la station CRZF (Île de la possession, France) du réseau GEOSCOPE. b) Exemple d'enregistrement de bruit sismique (brute) de mauvaise qualité. Enregistrement de deux journées pour la station ARU (Russie) du réseau IRIS/IDA.*

donne une distance minimale de 562.5 km, qu'ont arrondi à 500 km pour des raisons pratiques.

2. Nous avons choisi de n'utiliser que le petit arc $R1$ qui correspond au déplacement de l'onde de Rayleigh suivant le trajet le plus court entre deux stations (Figure 3.3), la vitesse minimale que nous avons choisi V_{min} est égale à 2 km/s, cette dernière permet de calculer t_{max}. Sur la figure 3.4, nous avons représenté la propagation des FGEs en fonction des distances interstations. Elles sont filtrées entre 0.005 et 0.01 Hz. Le petit-arc ainsi que le grand-arc sont bien visibles. Nous avons représenté par une droite discontinue orange un signal se propageant à une vitesse de 5 km/s et par une droite discontinue rouge un autre signal se propageant à une vitesse de 2 km/s. Sur cette figure, on voit que pour des distances interstations supérieures à 13800 km, une partie ou la totalité du grand-arc est comprise entre les deux lignes discontinues orange et rouge.

3. Sachant que la sommation en phase pondérée en temps-fréquence (PWS) est non linéaire et est basée sur la similitude des phases, plus les intercorrélogrammes journaliers sont longs plus le temps de calcul de la FGE est grand. D'où nous avons décidé de couper nos intercorrélogrammes journaliers à $t_{max} = \frac{\Delta}{V_{min}} + \delta t$. Δ est la distance interstations, V_{min} est la vitesse de groupe minimale et δt est une constante qu'on a choisi de rajouter pour ne pas couper nos signaux exactement à un t_{max} qui correspond à V_{min}. Dans notre cas nous avons pris $\delta t = 500s$.

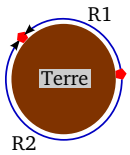


FIGURE 3.3 – *un schéma illustrant le petit-arc R1 relatif au déplacement de l'onde de Rayleigh suivant le trajet le plus court entre deux stations ainsi que le grand-arc R2 correspondant au déplacement de l'onde de Rayleigh suivant le trajet le plus long entre deux stations.*

Pour les trois raisons citées précédemment, nous avons choisi de ne prendre que les trajets dont la distance interstations est comprise entre 500 et 13000 km. Ce qui réduit le nombre de trajets à 8440.

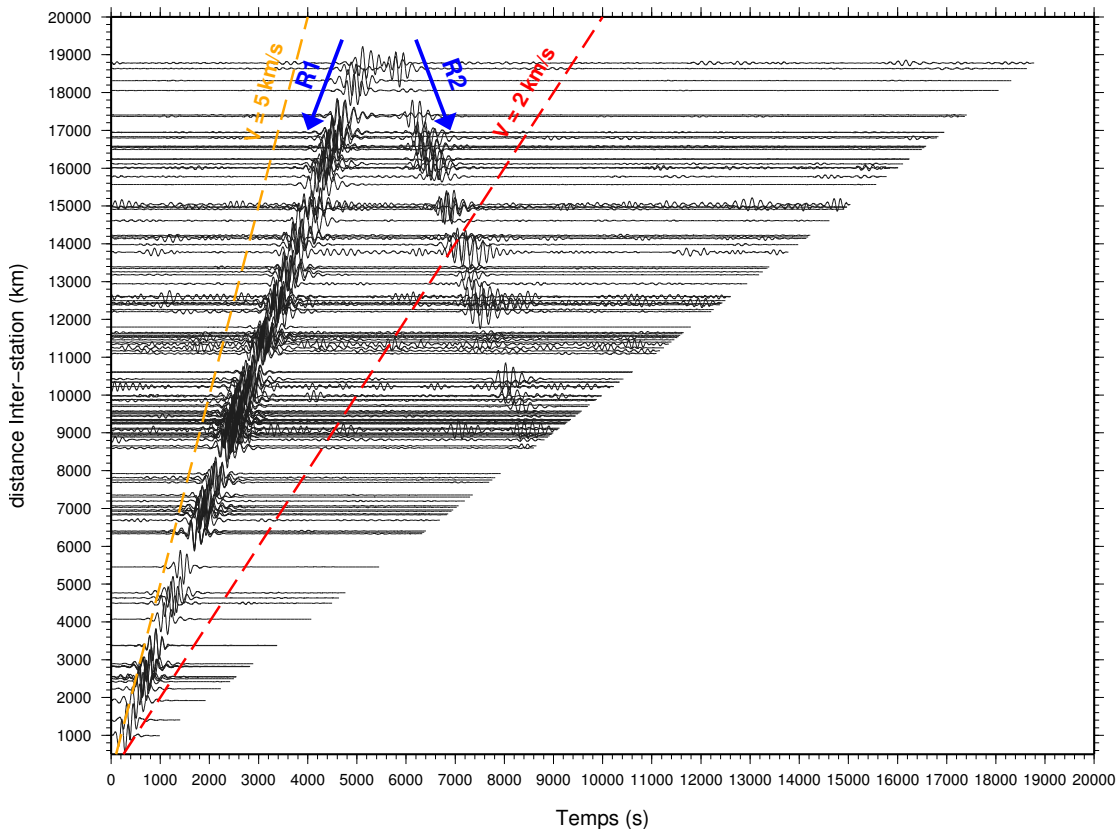


FIGURE 3.4 – *Propagation de la FGE filtrés entre 0.005 et 0.01 Hz en fonction des distances interstations. R1 et R2 représentent le petit-arc et le grand-arc respectivement suivant le déplacement de l'onde de Rayleigh entre deux stations. La droite discontinue orange correspond à un signal se propageant à une vitesse de 5 km/s. Et celle en rouge correspond à un signal se propageant à une vitesse de 2 km/s.*

3.2 Mesure des vitesses de groupe

Nous avons traité les données de manière séparée dans deux bandes de fréquences différentes [0.004-0.016] Hz et [0.016-0.032] Hz en appliquant la méthode PCPWS. Les courbes de dispersions de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh sont ensuite mesurées à partir des FGEs pour chaque bande de fréquences.

La figure 3.5, montre un bon exemple, où la courbe de vitesse de groupe est correcte sur les deux intervalles de fréquences.

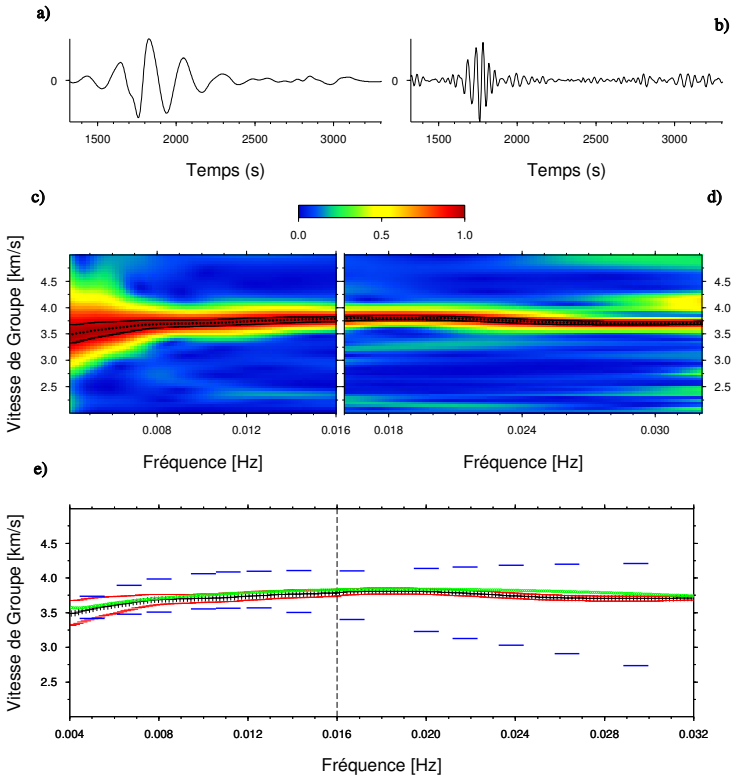


FIGURE 3.5 – *Mesure de la vitesse de groupe entre 2 stations : ABPO (Réseau II, Madagascar) et APE (Réseau GE, Grèce) à partir de 2 années de données. La distance inter-stations est de 6613 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. La vitesse de groupe est mesurée dans toute la bande de fréquences.*

Une sélection automatique des courbes de vitesse de groupe nous a amené à éliminer les cas de figure suivants, où :

1. La courbe de vitesse de groupe n'a pas été sélectionnée. (voir figure 3.6). C'est le cas où le code ne sélectionne aucune valeur de vitesse de groupe, ce dernier se base sur une approche statistique pour la sélection des maxima corrects, voire page 27 ;

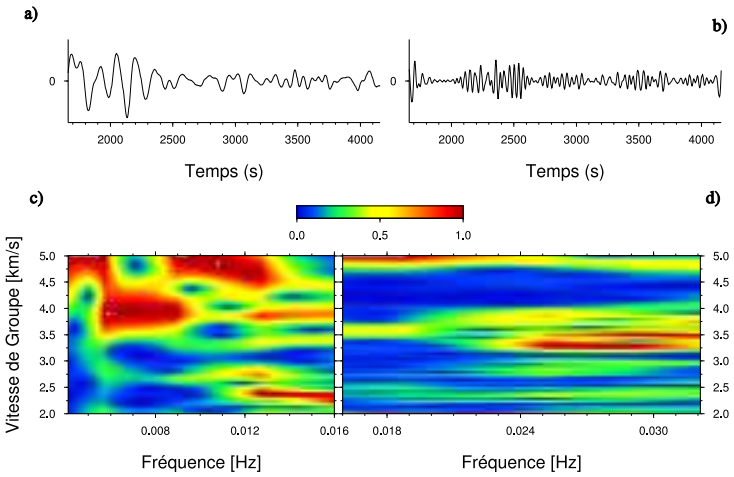


FIGURE 3.6 – *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et SOEI (Réseau GE, Timor) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 8314 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs. La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans ce cas, On n'arrive pas à déterminer la vitesse de groupe.*

2. Les valeurs des vitesses de groupe sont en dehors de l'intervalle représentant la variabilité des vitesses de groupes. L'intervalle est calculé à partir du modèle de (Burgos et al., 2014), et il est représenté par la ligne en tirets blues sur les figures représentant les courbes de vitesses de groupe. (voir figure 3.7) ;

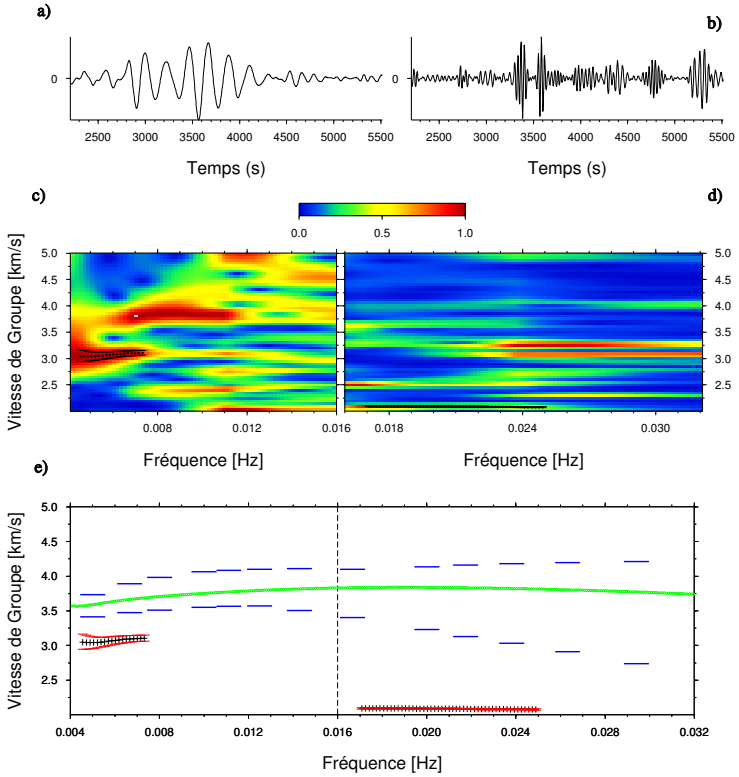


FIGURE 3.7 – *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station HALK (Réseau GE, Sri Lanka) et SFJD (Réseau IU, Groenland) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 11030 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans cet exemple, les vitesses de groupe sont rejetées dans les deux intervalles de bandes de fréquences.*

3. la courbe des vitesses de groupe calculée sur l'un des deux intervalles de fréquences est en dehors de l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (calculé à partir du modèle de (Burgos et al., 2014)), et l'autre est correcte, d'où nous ne gardons que la partie correcte (voir figure 3.8) ;

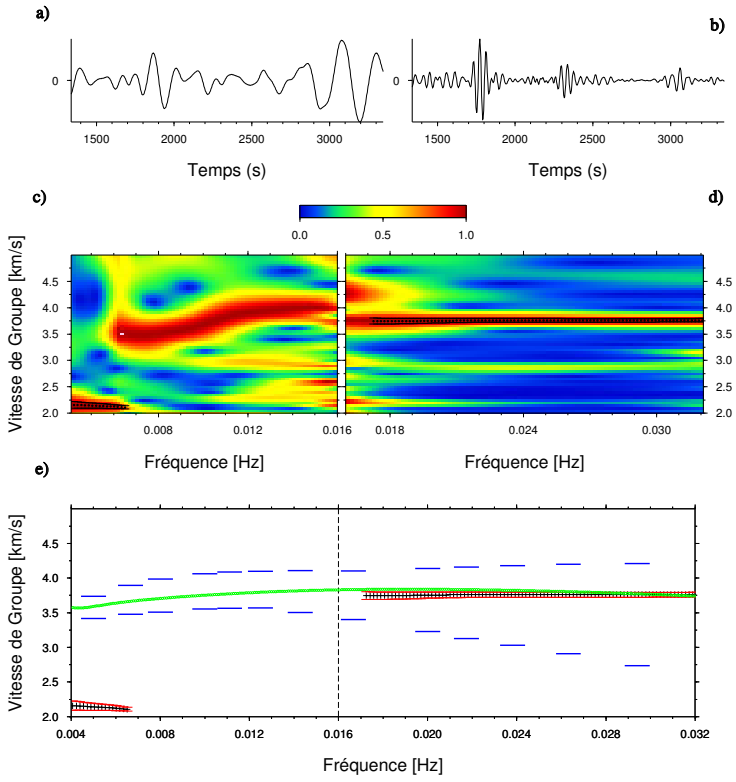


FIGURE 3.8 – *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et ANTO (Réseau IU, Turquie) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 6689 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe qui est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, les vitesses de groupe calculées dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz sont rejetées.*

4. la courbe de vitesse de groupe calculée sur l'un des intervalles de fréquences présente un saut. Nous avons tout simplement supprimé les valeurs corréspondantes au saut (voir figure 3.9).

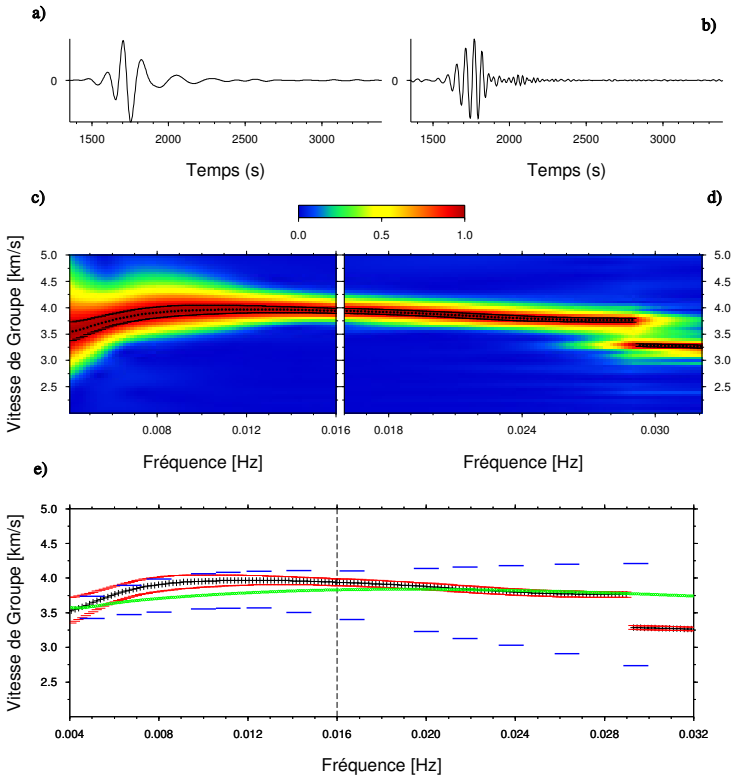


FIGURE 3.9 – *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ANMO (Réseau IU, USA) et KBS (Réseau IU, Norvège) à partir de deux années de données. La distance entre les deux stations est de 6780 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe qui est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par les lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, on supprime juste les valeurs de vitesse de groupe correspondantes au saut brusque, celles qui sont loin du modèle PREM.*

La méthode de mesure de la vitesse de groupe que nous avons utilisée est une méthode statistique (voire page 27), il se peut que la mesure de vitesse de groupe soit manquante pour certaines fréquences, chose qu'on voit sur la figure 3.10 pour des fréquences comprises entre [0.004 0.006] et [0.014 0.016] Hz. Ainsi le nombre de mesures des vitesses de groupe, change d'une fréquence a une autre.

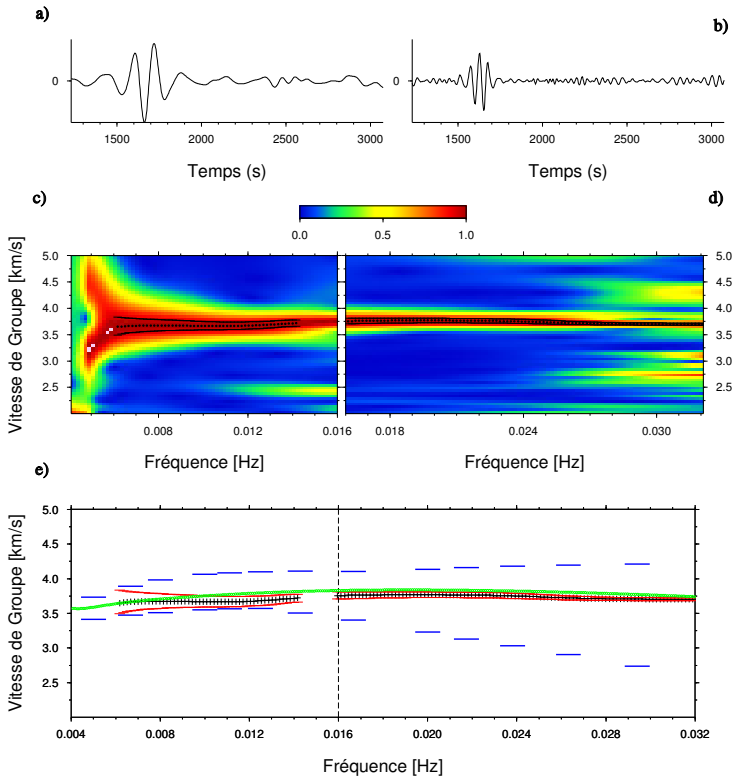


FIGURE 3.10 – *Mesure de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre la station ABPO (Réseau II, Madagascar) et CSS (Réseau GE, Chypre) à partir de deux années de données. La distance interstations est de 6152 km. a) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz. b) FGE obtenue dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz. c) et d) Spectrogramme en fonction de la fréquence et de la vitesse de groupe, correspondant respectivement à (a) et (b). L'amplitude est normalisée par fréquence et représentée par une échelle de couleurs, la courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + et l'erreur correspondante par deux lignes en tirets rouges. e) La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Les deux lignes en tirets bleus correspondent à l'intervalle de variabilité des vitesses de groupe (Burgos et al., 2014). La courbe de vitesse de groupe est représentée par une ligne en symboles + noires et l'erreur correspondante par deux lignes en tirets rouges. Dans le cas présent, la courbe de vitesse de groupe est prise en considération dans les deux bandes de fréquences mais présentent un gap pour certaines fréquences.*

Nous avons sélectionné 12 périodes pour la réalisation de nos cartes de régionalisation, afin de décrire toute la gamme de fréquences. De ce fait, le nombre de trajets par période et par conséquent le nombre de courbes des vitesses de groupe par période que nous avons obtenu est résumé dans le tableau 3.1. Sur les figures 3.11 et 3.12, sont représentées les stations (triangles verts) et les trajets interstations (lignes grises) utilisés pour chaque période.

période (s)	Nombre de trajets
32	2395
50	3496
75	3282
99	4160
128	4641
154	4655
171	4563
205	4145
219	4079
228	3151
236	3791
246	3024

TABLE 3.1 – *Nombre de mesure de vitesses de groupe en fonction des périodes choisies. Le nombre total de vitesses de groupe mesurées sur l'ensemble des périodes choisies est de 45382.*

Les figures 3.11 et 3.12 montrent que la zone étudiée est bien couverte par les trajets interstations. Quoique leur nombre soit relativement réduit pour les périodes 30, 50 et 75 s, la couverture reste très convenable.

Au final, nous avons retenu 6797 courbes de vitesse de groupe représentées sur la figure 3.13b ce qui correspond à 80% des 8440 trajets qu'on avait au départ. La figure 3.13a représente la couverture des 6797 trajets donnant les courbes de vitesse de groupe consistantes. Le modèle PREM de vitesse de groupe est tracé juste pour comparaison. Nos coubes de vitesse de groupe se regroupent autour du modèle moyen. Nous observons que la variabilité de la vitesse de groupe est plus grande à courte période qu'à longue période, c'est ce qui est prévu en raison des fortes hétérogénéités latérales dans la croûte touchant principalement les vitesses de groupe de courtes périodes.

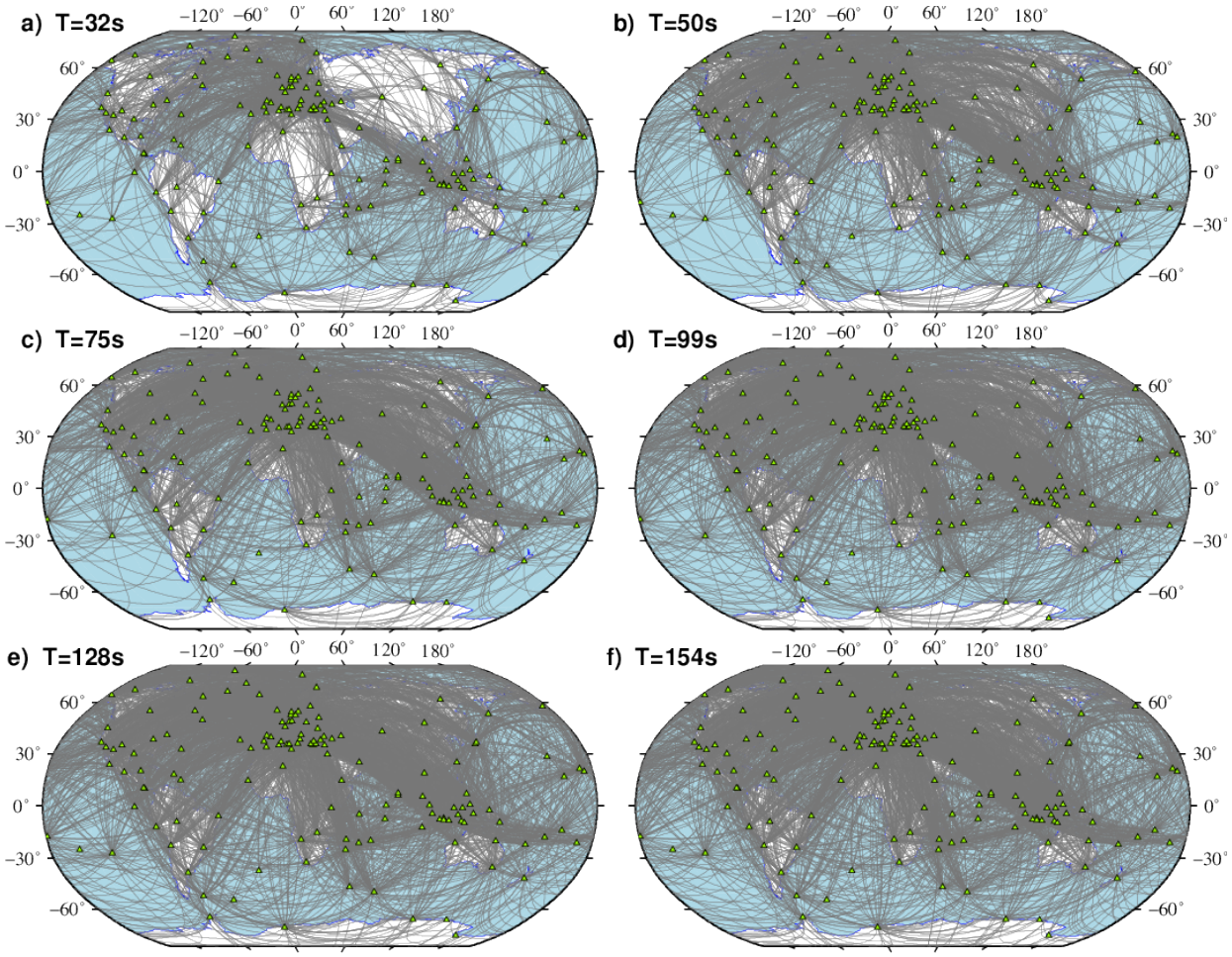


FIGURE 3.11 – *Trajets interstations suivant les périodes correspondantes à 32, 50, 75, 99, 128 et 154 s. Les triangles verts représentent les stations sismologiques utilisées dans cette étude.*

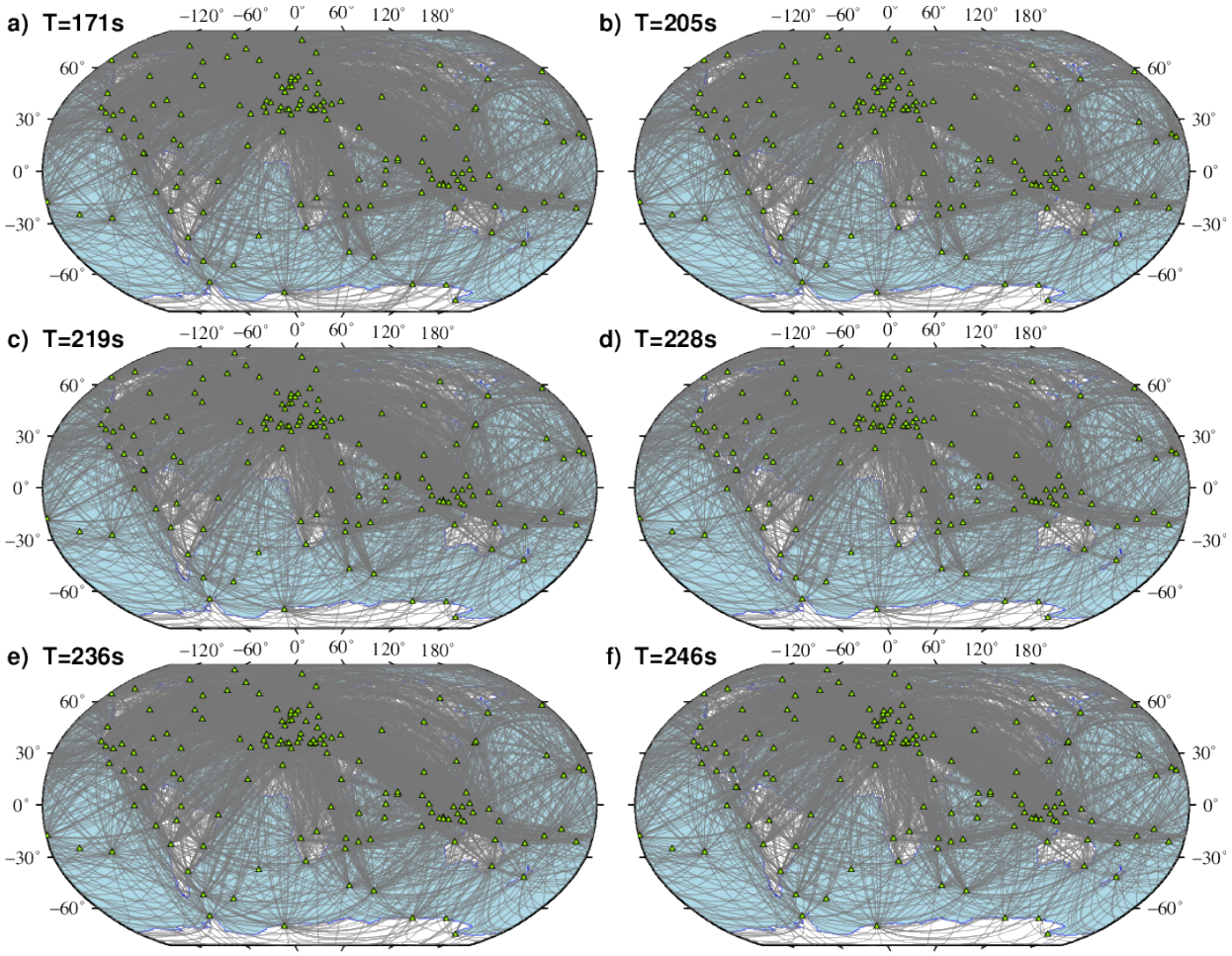


FIGURE 3.12 – *Trajets interstations suivant les périodes correspondantes à 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. Les triangles verts représentent les stations sismologiques utilisées dans cette étude.*

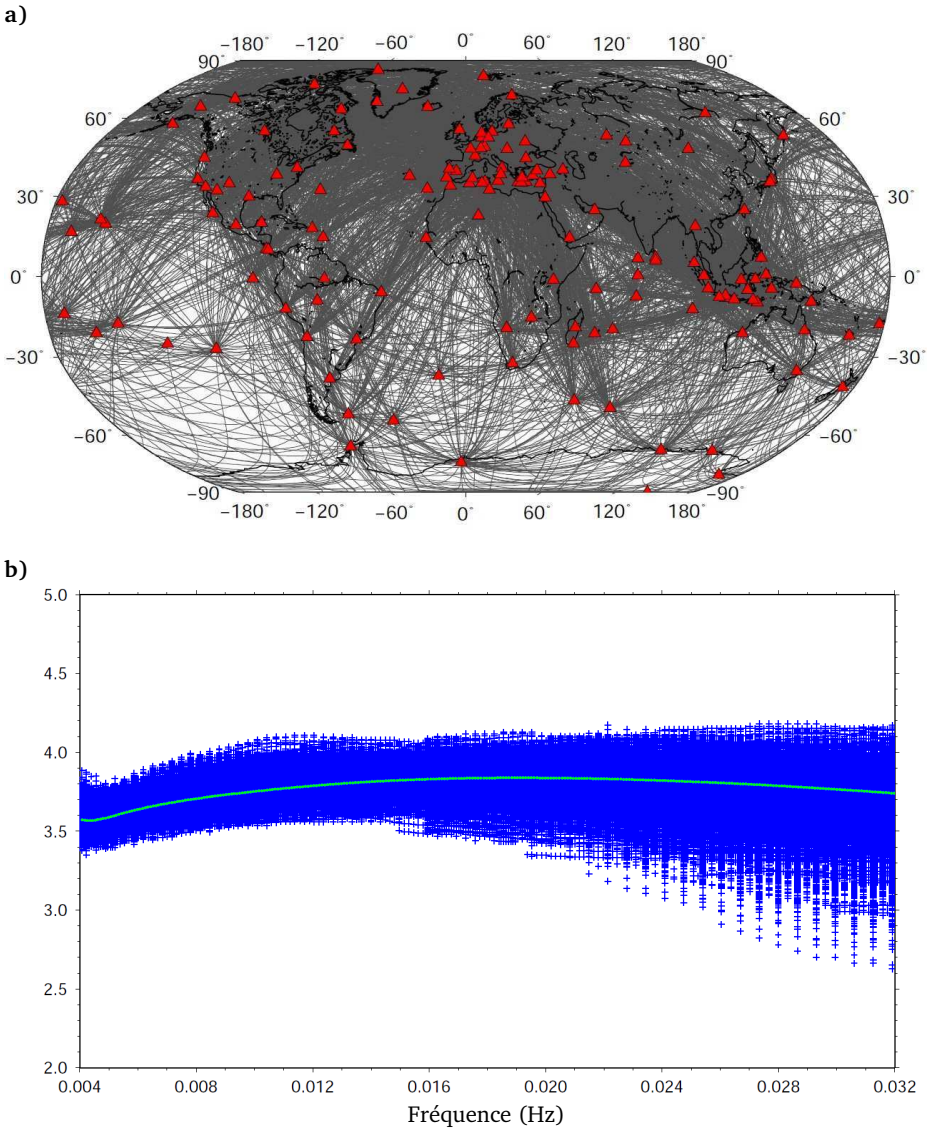


FIGURE 3.13 – *a) Les 6797 trajets inter-stations correspondants aux courbes de vitesses de groupe sélectionnées. Les triangles rouges représentent les stations utilisées dans notre étude. b) Les 6797 mesures consistantes de courbe de vitesse de groupe. La ligne verte représente la courbe de vitesse de groupe du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981).*

3.3 Ondes de volume

la figure 3.14, représente les FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz pour le panel de gauche et dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz pour le panel de droite. Les FGEs sont classées en fonction des distances inter-stations. Sur les deux panels on identifie clairement le train d'onde de Rayleigh avec un rapport signal sur bruit élevé. Nous identifions aussi plusieurs phases d'onde de volume. Les ondes de volume ont été précédemment observées sur les fonctions de Green obtenues à partir du bruit sismique à courte distance et à haute fréquence (e.g. Landès et al., 2010; Schimmel et al., 2011b). Elles sont également été observées à des distances télésismiques par Nishida (2013) qui a utilisé huit années de données filtrées entre 5 et 40 mHz enregistrées par 658 stations et Boué et al. (2013) qui ont utilisé une année de données enregistrées par 339 stations et filtrées dans une bande de fréquences allant de 10 à 40 mHz. Néanmoins, ces observations restent rares. Ici, les ondes de volume sont clairement visibles sur les hodochrones obtenus en traçant 8440 FGEs avec un intervalle de 0.2° en matière de distance et 3 s pour le temps et sans autres prétraitements. Les ondes de volumes sont clairement visibles en raison d'un rapport signal sur bruit élevé de nos FGEs, qui améliore considérablement l'apparence des faibles phases sismiques.

Étant donné que le but de notre étude est l'obtention d'un modèle tomographique 3D de la structure interne de la Terre à partir des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh et afin que le calcul des intercorrélogrammes soit le plus rapide possible, nous avons calculé les intercorrélogrammes dans une bande limitée en temps et en distance. C'est pour cela, que certaines parties de nos hodochrones ne sont pas calculées. Malgré ça, une multitude de phases sismiques d'onde de volume sont identifiables dans les deux bandes de fréquences.

la figure 3.15 représente les courbes des temps d'arrivées théoriques en fonction de la distance pour différentes phases sismiques d'ondes de volume. Ces courbes sont calculées en utilisant le calculateur des temps de trajet "TauP" (Crotwell et al., 1999), en utilisant un modèle de vitesse PREM pour une source à 0 km de profondeur. Nous avons représenté en rouge les courbes correspondants aux phases qu'on a réussies à identifier de façons quantitative sur les deux figures 3.16 et 3.17. Les courbes en pointillés verts, sont les phases qu'on n'arrive pas à distinguer de façon affirmative.

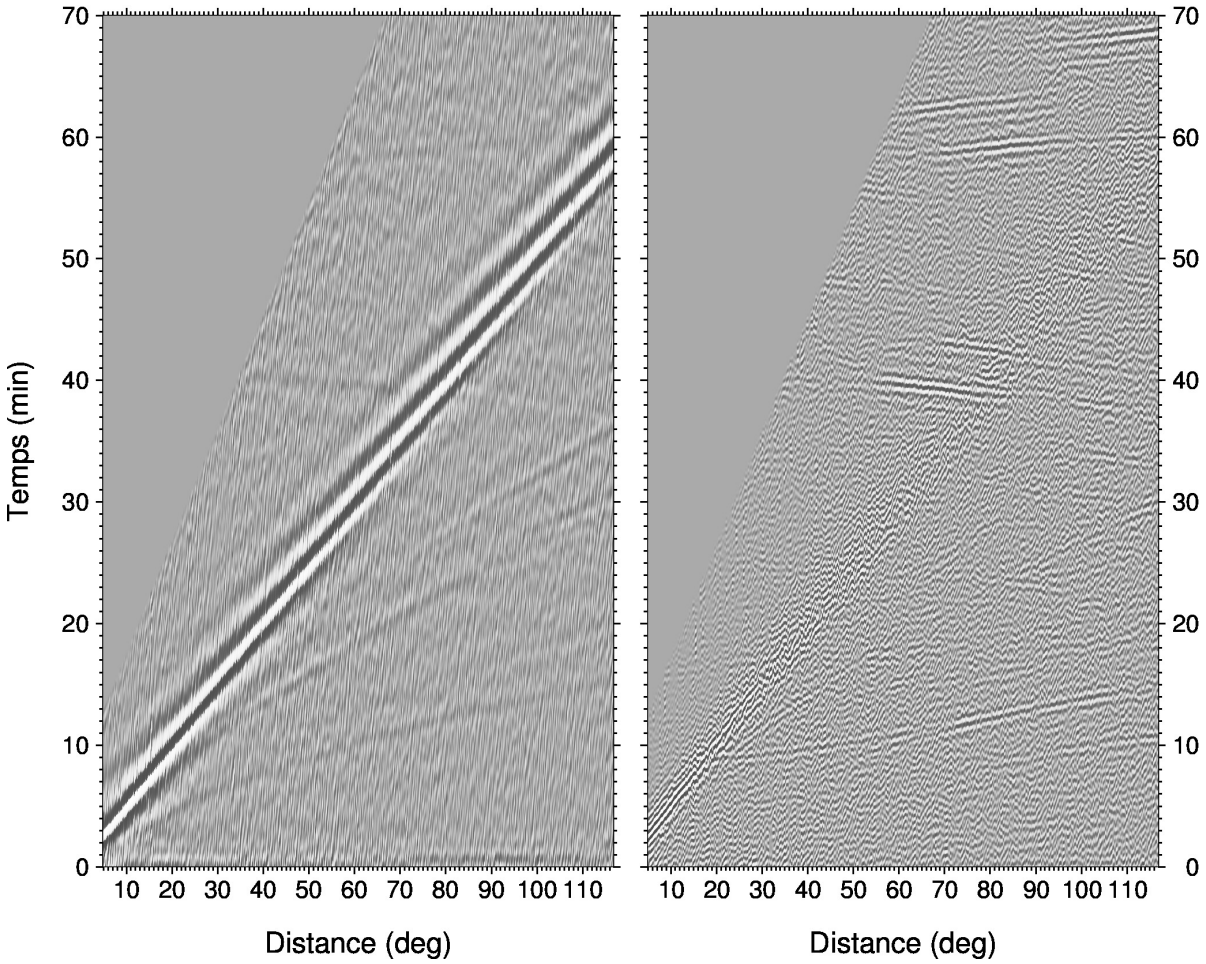


FIGURE 3.14 – *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz et classées en fonction des distances interstations (a) et dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz en (b).*

Les courbes en pointillés bleus représentent les phases qui ne sont pas visibles dans les deux bandes de fréquences.

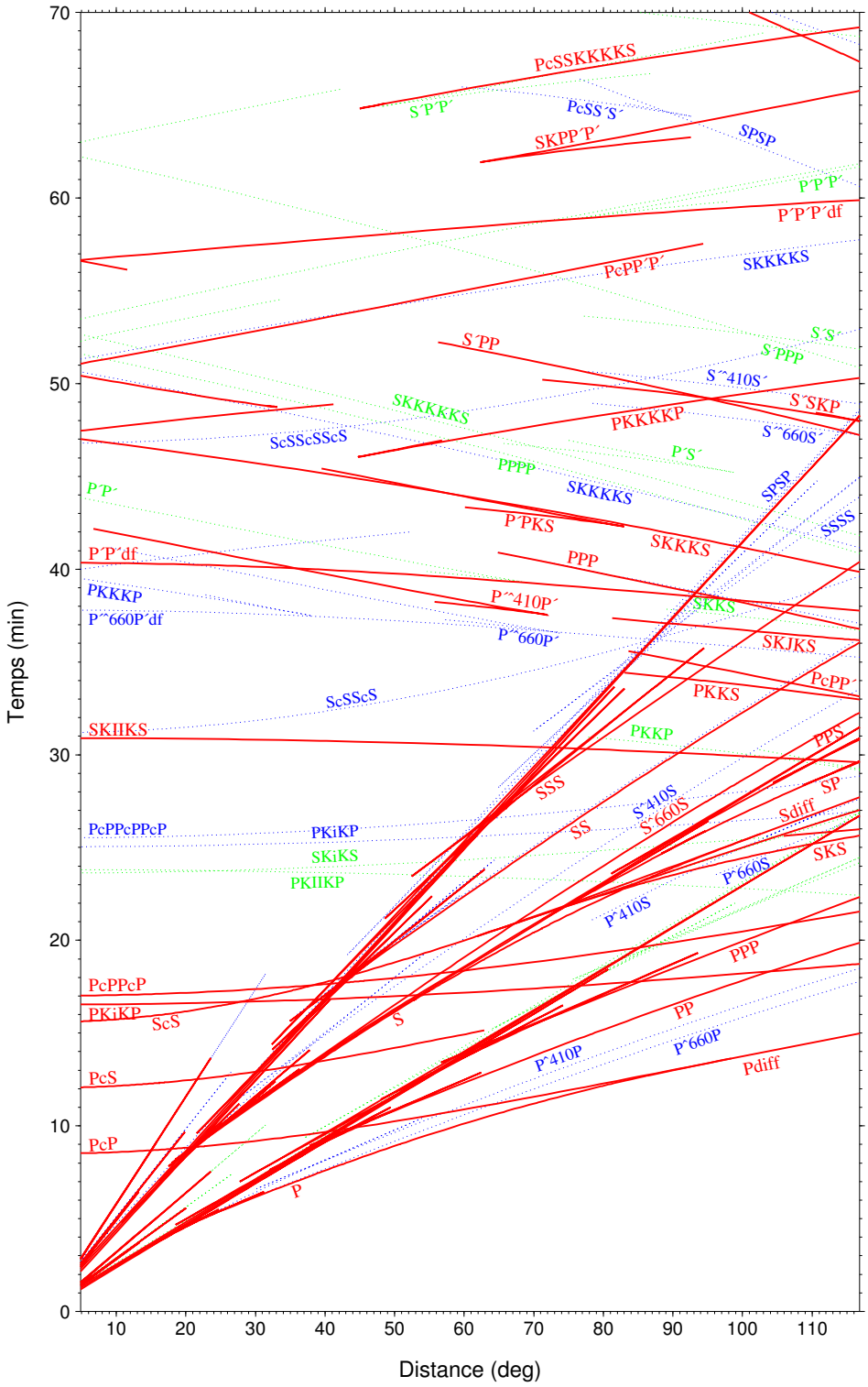


FIGURE 3.15 – *Courbes Théoriques des différentes phases sismiques des ondes de volumes, calculées avec le calculateur des temps de trajet "TauP" (Crotwell et al., 1999), en utilisant un modèle de vitesse PREM pour une source à 0 km de profondeur. Les courbes rouges correspondent aux phases identifieés. Les courbes en pointillés verts représentent les phases incertaines. Les courbes en pointillés bleus représentent les phases non visibles.*

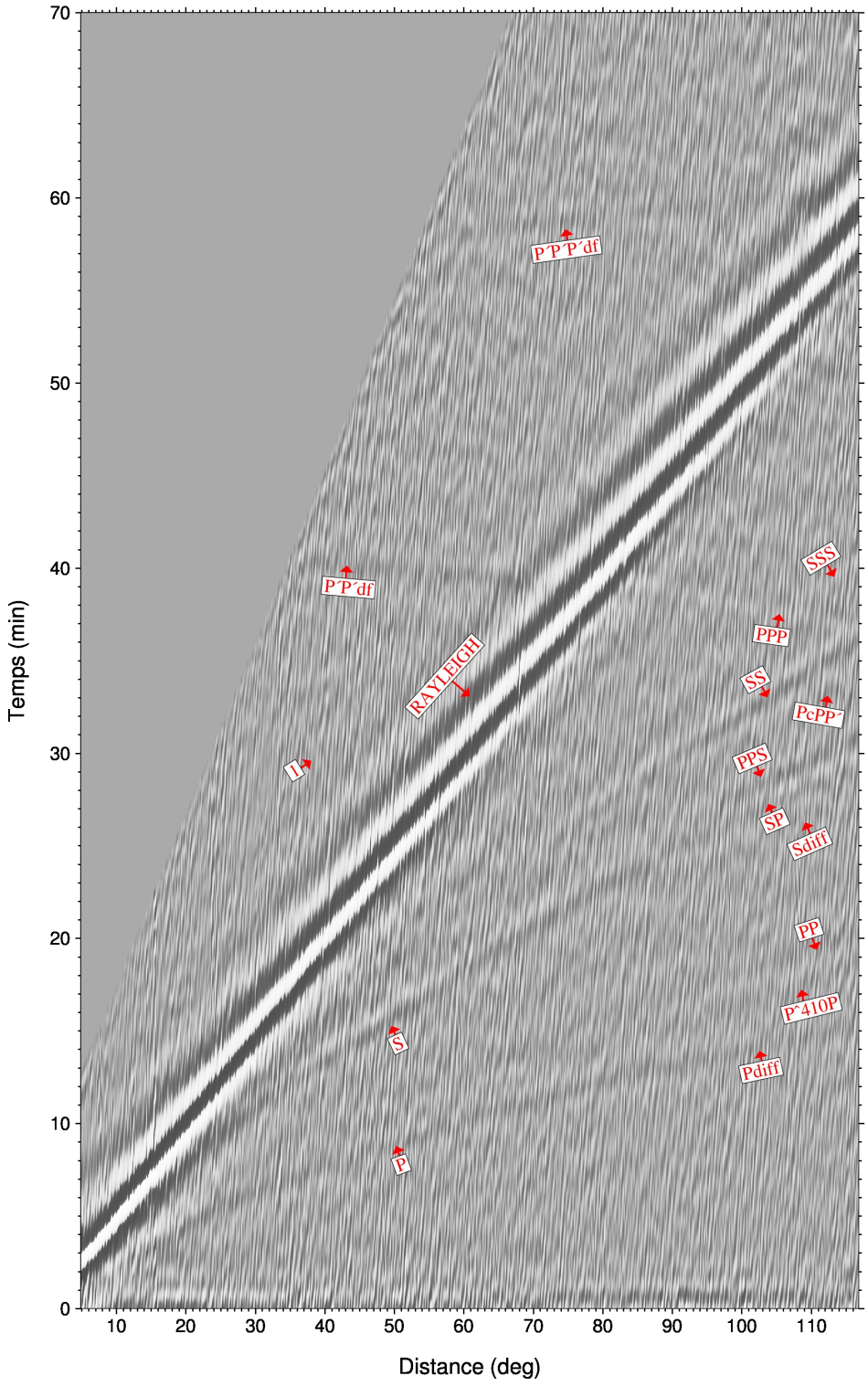


FIGURE 3.16 – *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.004-0.016] Hz et classées en fonction des distances inter-stations.*

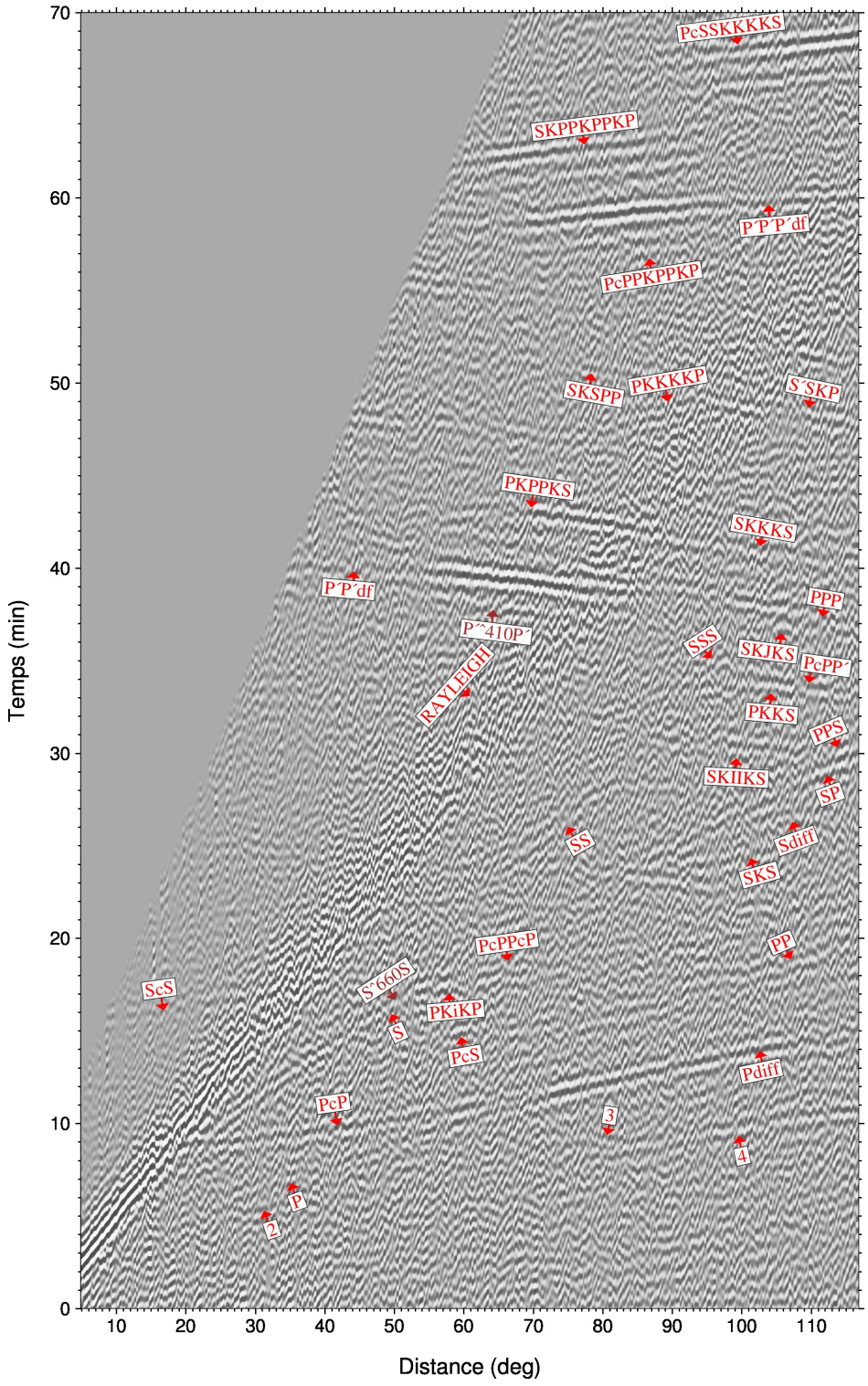


FIGURE 3.17 – *FGEs obtenues à partir de deux années de données dans la bande de fréquence [0.016-0.032] Hz et classées en fonction des distances inter-stations.*

Sur la figure 3.16 et 3.17 correspondant respectivement au panel de gauche et de droite de la figure 3.14, nous avons représenté les différentes phases sismiques, en se référant aux temps d'arrivées des phases sismiques obtenues via le code de calcul des temps de trajet "TauP" (Crotwell et al., 1999), en utilisant un modèle de vitesse PREM pour une source à 0 km de profondeur. Sur la figure 3.16, on distingue clairement les phases : P, Pdiff, PP, PPP, PKIKPPKIKP (P'P'df), S, Sdiff, SS, SSS, SP et PKIKPPKIKPPKIKP (P'P'P'df). La figure 3.17 montre une multitude de phases sismiques, en plus de celles qu'on voit sur la figure 3.16 on note aussi les phases suivantes : PcP, PcS, PcPPcP, PKPPcP (P'PcP), PcPPKPPKP (PcPP'P'), PKPPKS, PKiKP, PKKS, PKKKKP, PPS, PcSSKKKKS, ScS, SKS, SKKKS, SKSPP, SKPPKPPKP (SKPP'P'), SKIIKS, SKSSKP (S'SKP) et SKJKS. On note aussi des phases sismiques qui sont associées aux deux discontinuités de vitesse sismique vers 410 et 660 km de profondeur. Il s'agit des phases PKPˆ410PKP (P'ˆ410P') et Sˆ660S. le symbole ˆ signifie une réflexion du côté inférieur de la discontinuité, tel que schématisé dans la figure 3.18.

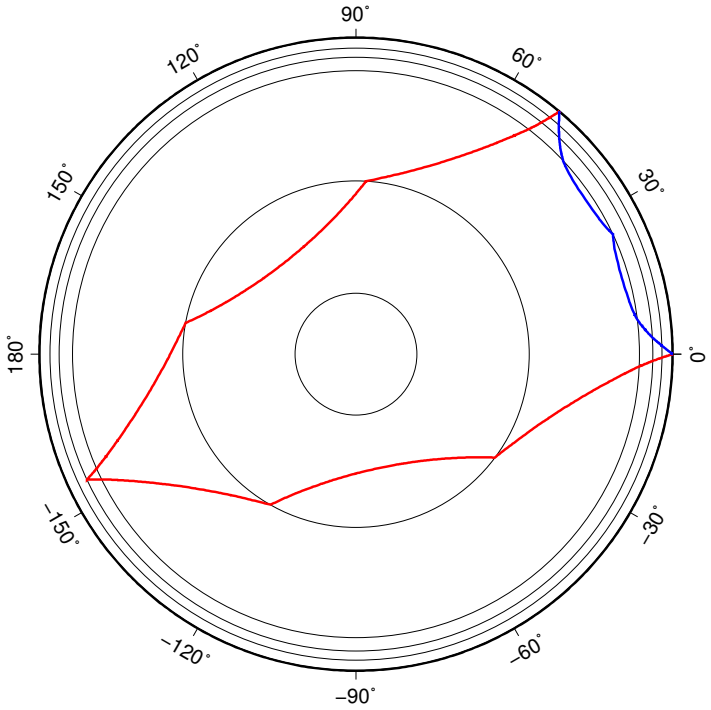


FIGURE 3.18 – *Trajet de la phase P'ˆ410P en bleu et de la phase Sˆ660S en rouge. Les cercles gris représentent respectivement de l'extérieur vers l'intérieur, les discontinuités à 220 km, 410 km, 660 km, le noyau externe et le noyau interne.*

Certaines phases sismiques se superposent avec d'autres, comme par exemple : SSP avec SS, SPP avec PPS, ScP avec PcS, PKPSKP avec PKPPKS, SKSPKS avec SKSSKP, PcPSKKP avec PKPPKS, SKKP avec PKKS, PcSSKKS avec SKSSKP et PcPSKKKKS avec SKPPKPPKP. D'autres phases sont hors notre bande de temps et de distances telque : PScS, ScSP, PKP, PKIKP, PKS, PKIKS, PSKS, PKJKP, PcP-SKS, PcSPKP, PcSSKS, PcPSKP, PcSSKP, SKIKS, SKP, SKIKP, SKSSKSSKS, SKSP, ScSSKS, ScPSKS, ScSPKP, ScPPKP, ScSSKP, ScPSKP, PcPPKSPKS et PcPPKKKKP. Il faudras recalculer les FGEs sans limite en temps et en distance pour pouvoir confirmer leurs visibilités sur nos hodochrones ou non.

Certaines phases sismiques sur la figure 3.17 ne sont pas identifiées, il faut essayer de faire des combinaisons plus complexes de réflexion et de réfractions au niveau des discontinuités, du manteau est du noyau. Il est important de souligner que sur les deux figures 3.16 et 3.17, on remarque quatre phases sismiques qu'on a dénotées par des chiffres 1, 2, 3 et 4 et que ne n'avons pas encore réussi a identifier.

Chapitre 4

Tomographie isotrope

Sommaire

4.1 Régionalisation isotrope des vitesses de groupe 67
4.1.1 Problème direct 67
4.1.2 Inversion 68
4.1.3 Choix des valeurs des paramètres de l'inversion 69
4.1.4 Tests de résolution 74
4.1.5 Modèle de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh 78
4.1.6 Comparaison des modèles de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh 93
4.2 Modèle tomographique 3D isotrope 95
4.2.1 Inversion en profondeur des vitesses de groupe 95
4.2.2 Tests synthétiques 97
4.2.3 Modèle 3D de vitesse d'onde S 99
4.2.4 Comparaison entre modèles tomographiques 103

La tomographie est une technique couramment utilisée dans certaines disciplines telles que la médecine, l'industrie et la géophysique. Elle permet d'imager la structure d'un objet 3D, à condition que l'objet soit traversé par un nombre suffisant de rayons d'onde. Dans notre cas, l'objet 3D est la structure interne de la Terre et vu que nous nous sommes basés sur la corrélation du bruit sismique, les ondes utilisées sont les ondes de Rayleigh. Pour arriver à obtenir notre modèle tomographique tridimensionnel des vitesses d'ondes de cisaillement (S_V), nous sommes appelés à passer par trois étapes. la première étape consiste à mesurer les courbes de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh entre toutes les paires de stations disponibles. Ces mesures de vitesse de groupe sont ensuite régionalisées, ce qui nous donne un modèle 2D représentant des cartes des variations des vitesses de groupe locales à différentes périodes. La troisième et dernière étape, consiste à faire une inversion en profondeur, ce qui nous permettra de construire un modèle tomographique 3D des variations des vitesses d'onde S_V.

4.1 Régionalisation isotrope des vitesses de groupe

Disposant des courbes de dispersion de vitesse de groupe pour chaque trajet nous procédons maintenant au calcul des vitesses de groupe locales en chaque point de la Terre. Nous avons utilisé le code de tomographie pour traitement massif de données d'ondes de surface réalisé par Debayle and Sambridge (2004), basé sur la méthode de tomographie développée par Montagner (1986). Dans un premier temps, nous négligeons l'anisotropie des vitesses.

4.1.1 Problème direct

On considère que l'onde se propage suivant le grand cercle entre deux stations S_1 et S_2. La vitesse de groupe moyenne $V_{S_1,S_2}(T)$ est reliée à la vitesse de groupe locale du modèle recherché $V(T, M)$, en un point M de coordonnées géographiques θ (Colatitude) et ϕ (Latitude) (Sato and Santo, 1969) :

$$t_{S_1,S_2}(T) = \frac{\Delta}{V_{S_1,S_2}(T)} = \int_{S_1}^{S_2} \frac{ds}{V(T, M(\theta, \phi))} \tag{4.1}$$

T représente la période et Δ la distance entre les deux stations S_1 et S_2.

4.1.2 Inversion

Le problème inverse peut s'écrire sous forme linéarisée reliant le vecteur des données "d" (vitesse de groupe de l'onde de surface pour une paire de stations à une fréquence donnée i.e courbes de dispersion) au vecteur paramètre "m" (vitesse de groupe du modèle recherché en chaque point géographique $M(\theta, \phi)$). En décomposant le trajet reliant S_1 et S_2 en segments ds, On peut écrire sous forme matricielle :

$$d = G.m \tag{4.2}$$

Où G représente la matrice contenant les dérivées partielles.

La façon la plus simple de retrouver les hétérogénéités sismiques est de construire un maillage de la Terre. L'algorithme du code de Debayle and Sambridge (2004) que nous avons utilisé, est basé sur la méthode de Montagner (1986) et plus exactement sur ce qu'on appelle la régionalisation continue. Elle permet de déterminer le modèle m en chaque point géographique $M(\theta, \phi)$. Cela consiste à construire un modèle inverse (m_I) en perturbant un modèle initial (m_0). Le problème peut être résolu en utilisant le formalisme d'inversion de type moindes-carrés, proposé par Tarantola and Valette (1982) :

$$m_I = m_0 + H(d_0 - Gm_0) \tag{4.3}$$

avec,

$$H = C_{m_0} G^t (G C_{m_0} G^t + C_{d_0})^{-1} \tag{4.4}$$

L'exposant t signifie transposé, C_{m_0} représente la matrice de covariance *a priori* sur le modèle, C_{d_0} la matrice de covariance *a priori* sur les données mesurées et d_0 la matrice des données mesurées.

L'application de la régionalisation continue, nécessite l'introduction selon Montagner (1986) d'une fonction gaussienne de covariance *a priori* sur le modèle $C_{p_0}(r, r')$, qui exprime la corrélation entre deux points géographiques r, r' et est donné par l'équation :

$$C_{p_0}(r,r') = \sigma_m(r)\sigma_m(r')exp\left[\frac{-\Delta^2}{2L_{corr}^2}\right] \tag{4.5}$$

Δ représente la distance entre les deux points géographiques r et r'. $\sigma(r)$ et $\sigma(r')$ sont les erreurs *a priori* sur les paramètres du modèle. Cette fonction gaussienne est caractérisée par deux variables qui sont : la largeur de la gaussienne qui est représentée par la longueur de corrélation L_{corr}. Elle permet de corréler les points géographiques r et r' et agit comme un filtre spatial qui joue sur le lissage horizontal. La seconde variable est l'amplitude de la gaussienne qui est définie en chaque point géographique par l'erreur *a priori* sur les paramètres du modèle. Cette variable contrôle l'amplitude des perturbations dans le modèle inversé. Par conséquent, le choix de la longueur de corrélation L_{corr} et l'erreur *a priori* sur les paramètres du modèle est très important car ils vont conditionner le lissage de nos cartes de vitesses de groupe et l'amplitude de nos anomalies.

On peut calculer l'erreur *a posteriori* sur le modèle inversé à partir des racines carrées des termes diagonaux de la matrice de covariance *a posteriori* qui peut s'écrire dans le cas linéaire continu de la façon suivante (Tarantola and Nercessian, 1984) :

$$\begin{aligned} C_p(r,r') = C_{p_0}(r,r') - \sum_i \sum_j \int_{trajet_i} C_{p_0}(r,r_i)G_i(r_i)dr_i \\ . \int_{trajet_j} (S^{-1})_{ij}G_j(r_j)C_{p_0}(r',r_j)G_j(r_j)dr_j \end{aligned} \tag{4.6}$$

4.1.3 Choix des valeurs des paramètres de l'inversion

4.1.3.1 Modèle initial

Selon le principe de l'inversion du type moindre carré, le modèle inverse est obtenu en perturbant un modèle initial. Nous avons choisi comme modèle initial de vitesse, un modèle homogène dont la vitesse est la vitesse moyenne de toutes les mesures réalisées pour chaque période considérée.

4.1.3.2 Choix de la longueur de corrélation (L_{corr}) et de l'erreur *a priori* sur le modèle (σ)

La longueur de corrélation L_{corr} est directement liée à la longueur d'onde des anomalies du modèle final. Pour une première approximation, elle peut être estimée suivant la relation (Stutzmann et al., 1994) :

$$L_{corr} = \sqrt{\frac{S.n_p}{n_d}} \tag{4.7}$$

Où S représente la superficie de la zone étudiée, n_d est le nombre de trajets qui traversent la région d'étude et n_p désigne le nombre de paramètres à inverser (qui est égale à 1).

Comme le nombre de trajets change d'une période à une autre, nous avons calculé la longueur de corrélation $L_{corr}(T)$ pour chaque période T, ensuite nous avons fait la moyenne. Les longueurs de corrélation $L_{corr}(T)$ obtenues sont comprises entre 330 et 460 km et leur moyenne égale à environ 400 km.

La détermination des valeurs optimales pour les paramètres d'inversion, peut se faire aussi en étudiant graphiquement la représentation simultanée des deux paramètres L_{corr} et σ en fonction de la perturbation quadratique normalisée des données en lenteur χ_m (eq. 4.8) qui doit être proche de 1 (Debayle, 1996) et en fonction de la réduction de variance en lenteur du modèle initial. χ_m est donné par la formule ci-dessous, il permet de contrôler que le modèle inversé ajuste les données dans leurs barres d'erreurs.

$$\chi_m = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{d_i - g_i(p)}{\sigma_d}\right)^2} \tag{4.8}$$

On effectue l'inversion pour différentes longueurs de corrélation L_{corr} comprises entre 400 et 1000 km, avec un pas de 100 km et différentes valeurs d'erreur *a priori* sur le modèle (σ) comprises entre 0.05 et 0.3 km/s avec un pas de 0.05 km/s et on calcule la perturbation χ_m. Nous avons cherché à obtenir les valeurs optimales de L_{corr} et σ, en utilisant une paramétrisation isotrope.

Sur la figure 4.1, nous avons représenté les valeurs du χ_m à l'aide d'une échelle de couleurs et avec un contour de couleur rouge, les valeurs du χ_m proche de 1, plus précisément, les valeurs comprises entre 0.5 et 1.5. Sur cette figure nous voyons que,

pour une période :

- $T = 32\ s$, le χ_m est proche de 1 pour, $\sigma = 0.25\ km/s$ et $L_{corr} = 400\ km$ ou $\sigma = 0.30\ km/s$ et $400 \leq L_{corr} \leq 700\ km$.
- $T = 50\ s$, le χ_m est proche de 1 pour, $0.10 \leq \sigma \leq 0.30\ km/s$ et $600 \leq L_{corr} \leq 900\ km$.
- $T = 75\ s$, le χ_m est proche de 1 lorsque, $700 \leq L_{corr} \leq 1000\ km$ et $\sigma = 0.10\ km/s$.
- $T = 99\ s$, le χ_m est proche de 1 lorsque, $400 \leq L_{corr} \leq 500\ km$ et $\sigma = 0.05\ m/s$.
- $T = 128\ s$, le χ_m est proche de 1 lorsque, $600 \leq L_{corr} \leq 800\ km$ et $\sigma = 0.05\ km/s$.
- $T = 154\ s$, le χ_m est proche de 1 lorsque, $900 \leq L_{corr} \leq 1000\ km$ et $\sigma = 0.05\ km/s$.
- Les périodes correspondent à 171 s, 205 s, 219 s, 228 s, 236 s et 246 s, ont un χ_m inférieur à 0.5, d'où on prend la plus grande valeur du χ_m, cette dernière correspond à une longueur de corrélation $L_{corr} = 1000\ km$ et une erreur $\sigma = 0.05\ km/s$.

La moyenne sur l'ensemble des longueurs de corrélation obtenues, nous donne une $L_{corr} \approx 804km$, que nous l'avons fixée à $800km$ pour la suite de notre étude. Et la moyenne sur l'ensemble des erreurs obtenues, nous donne un $\sigma \approx 0.083km/s$, comme ce paramètre n'est pas trop restrictif quant à l'amplitude des anomalies (Debayle, 1996), nous l'avons fixé à 0.1 km/s. La figure 4.2, montre que si on prend un σ égal à 0.05 km/s, on a la réduction de variance qui augmente lorsque L_{corr} augmente, et cela est valable pour toutes les périodes. Par contre, pour les autres valeurs de σ ($0.10 \leq \sigma \leq 0.30\ km/s$), la réduction de variance diminue lorsque L_{corr} augmente. C'est une indication en plus pour le choix de σ, qui doit être strictement supérieur à 0.05 km/s, car $\sigma = 0.05\ km/s$ est une valeur trop faible pour que le modèle explique les données. Les valeurs de ces deux paramètres utilisées pour l'inversion sont proches de ceux utilisée par Silveira et al. (1998) pour l'étude tomographique de l'océan Atlantique avec $L_{corr} = 750\ km$ et une erreur *a priori* sur les données égale à 0.2 km/s.

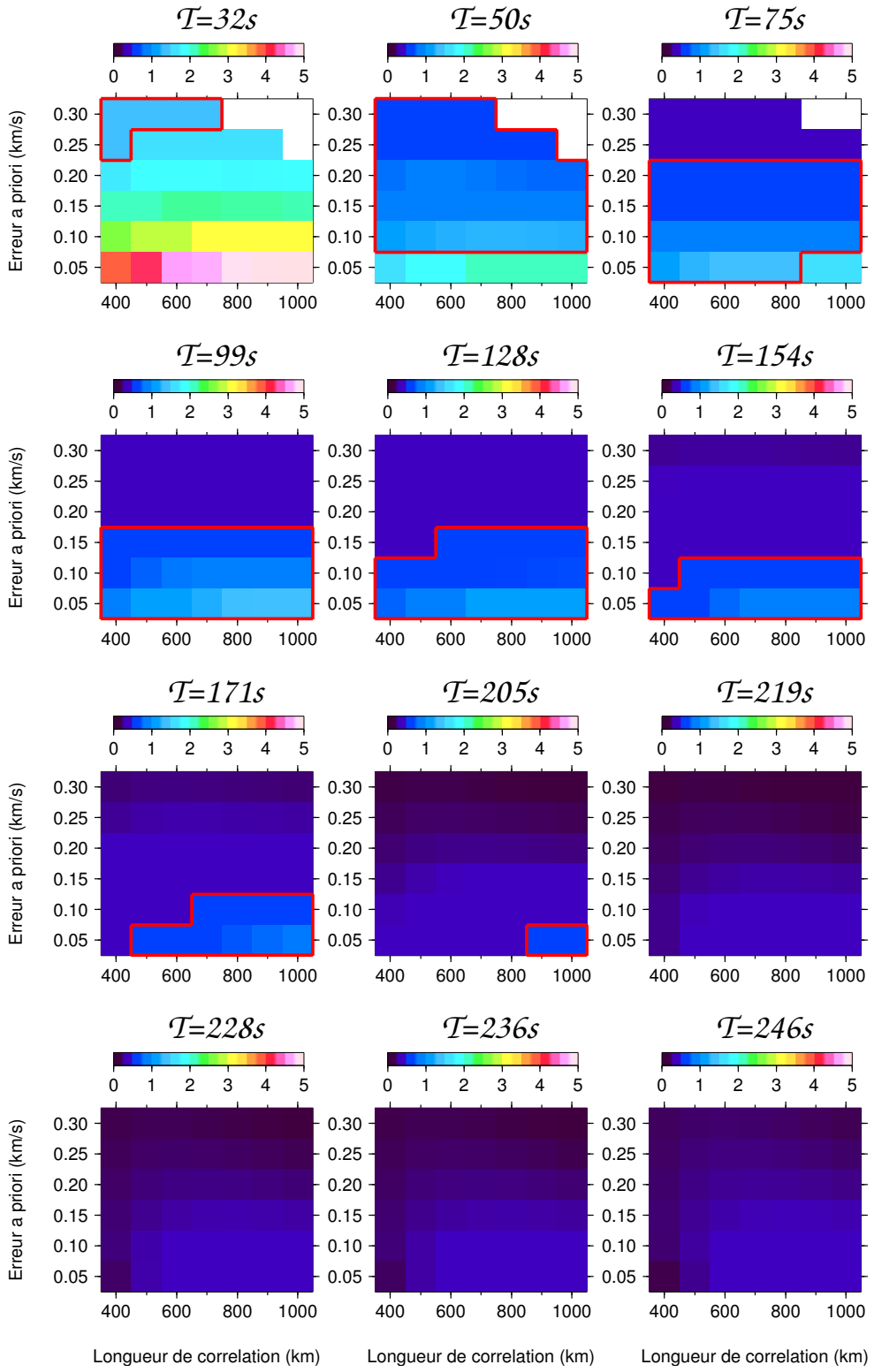


FIGURE 4.1 – *Détermination des paramètres d'inversion L_{corr} et σ en fonction de la perturbation quadratique normalisée du modèle en lenteur (χ_m) pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les valeurs du χ_m. Le contour rouge regroupe les valeurs du χ_m proche de 1 (entre 0.5 et 1.5).*

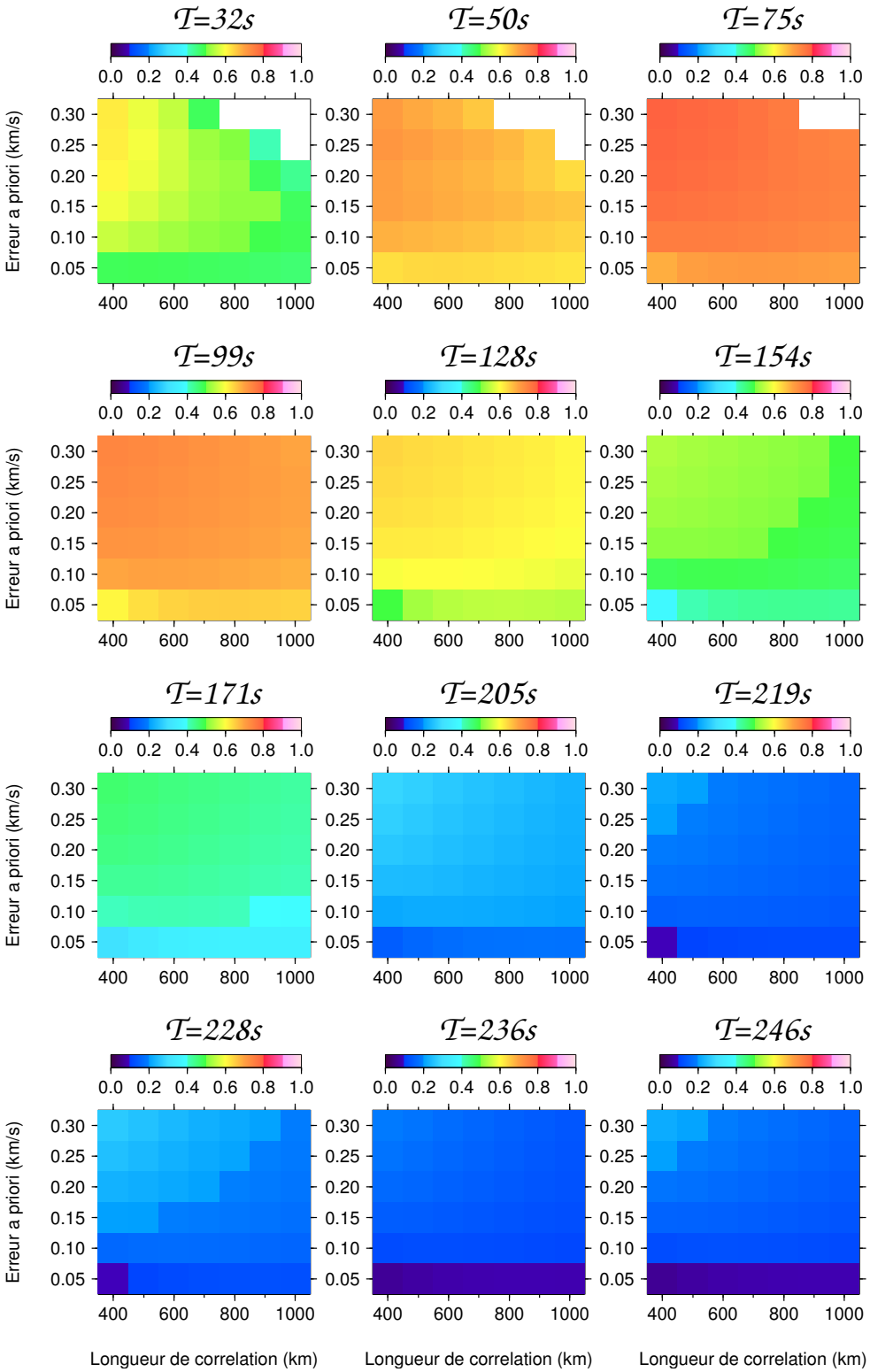


FIGURE 4.2 – *Détermination des paramètres d'inversion L_{corr} et σ en de la réduction de variance en lenteur du modèle initial pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les mesures de la réduction de variance.*

4.1.4 Tests de résolution

L'estimation de la résolution dans une inversion tomographique n'est pas triviale, car la résolution dépend de facteurs complexes tels que le nombre de trajets et leurs croisements qui dépond de la répartition et la densité des stations ainsi que l'erreur dans les mesures. Pour estimer notre capacité de résolution, nous avons testé la résolution latérale avec des tests de régionalisation synthétiques de vitesse de groupe suivant deux procédés : le diagramme de Voronoï et le test de damier. Le diagramme de Voronoï nous donne une idée sur la taille de structure qu'on peut résoudre d'une région à une autre, quant au test damier, il nous donne une bonne idée sur la résolution une fois la taille des structures fixée, en tenant compte des paramètres utilisés lors de la régionalisation.

4.1.4.1 Tests de damier

Pour évaluer les variations spatiales de la résolution latérale de nos cartes de vitesse de groupe via des tests en damier, nous avons commencé par construire deux modèles synthétiques initiaux de vitesse de groupe, avec des anomalies positives et négatives carrées qui varient de manière continue et d'une largeur de 2000 km pour le premier modèle (figure 4.3) et de 3000 km pour le second modèle (figure 4.3). Ensuite, l'inversion a été effectuée pour chaque période, avec la même longueur de corrélation (800 km) et erreur *a priori* (0.1 km/s) comme celles choisies pour les données réelles et avec les mêmes paires de stations disponibles à chaque période. En faisant ce traitement pour toutes les périodes, nous avons obtenu une information sur les variations de la résolution en fonction de la période. La résolution est considérée comme bonne lorsque l'image du damier est reconstruite.

La figure 4.3b montre qu'à toutes les périodes, les anomalies de 2000 km de largeur sont bien reconstruites pour des latitudes comprises entre 72 °N et 54 °S. A plus hautes latitudes, la résolution diminue en raison de l'absence de stations sismologiques. En plus, on remarque qu'à 32 s de période, les anomalies sont aussi déformées dans la partie Nord de l'Asie et pratiquement sur toute la partie Ouest de l'océan Pacifique. Cela est cohérent avec un nombre de trajets assez faible pour cette période dans les régions où est observée la déformation des anomalies en damier. Cependant, les anomalies de 3000 km de largeur (figure 4.4b) sont bien retrouvées entre 81 °N et

54 °S à toutes les périodes.

On peut dire qu'à toutes les périodes et sur tout le globe sauf à hautes latitudes, on a une résolution d'anomalies de 3000 à 2000 km de largeur. Mais vu la densité des trajets interstations qui se croisent pour la plupart des périodes et par certaines régions du globe (tel que l'Europe), il est possible d'avoir une meilleure résolution, et donc de retrouver des anomalies de plus petite taille. Le diagramme de Voronoï, nous semble être l'outil adéquat pour avoir une idée plus détaillée sur la taille de résolution de nos cartes de vitesse de globe, qu'on peut avoir par période et par région.

4.1.4.2 Diagrammes de Voronoï

Nous avons opté pour l'utilisation des diagrammes de Voronoï pour évaluer les limites de résolution de nos modèles (cartes de régionalisation). Là aussi le code est fourni dans le logiciel de Debayle and Sambridge (2004). Pour contourner les problèmes dans l'évaluation de la résolution et la covariance *a posteriori* lorsque des ensembles de données massives sont utilisés, Debayle and Sambridge (2004) proposent une nouvelle procédure pour estimer la variation de la contrainte de résolution, mesurée par la densité de trajets interstations et leur couverture azimutale. L'approche qu'ils suggèrent, utilise des techniques de géométrie algorithmique basées sur les polygones de Voronoï et la triangulation de Delaunay proposé par Sambridge and Guđmundsson (1998).

Nous commençons par construire un diagramme de Voronoï initial, contenant des noeuds réguliers initiaux, espacés de 2° à partir desquelles les triangles de Delaunay sont construits, voire figure 4.5. À partir du diagramme de Voronoï initial, on construit un nouveau diagramme de Voronoï, appelé diagramme de Voronoï optimisé. Le processus de génération du nouveau diagramme de Voronoï optimisé est une question de suppression des noeuds qui ne correspondent pas aux "critères de qualité" qui reflètent à la fois la densité des trajets inter-stations et leur distribution azimutale ((voir Debayle and Sambridge, 2004) pour la discussion sur les critères de qualité), puis recalculer les cellules de Voronoï sur les nœuds restants. Les nouvelles cellules sont plus grandes que celles du diagramme de Voronoï initial mais plus adaptées pour satisfaire les critères de qualité (voir figures 4.7c, 4.8c, 4.9c, 4.10c, 4.11c, 4.12c, 4.13c, 4.14c, 4.15c, 4.16c, 4.17c, 4.18c). Lorsque des cellules de Voronoï sont petites, la structure peut être résolue sur des échelles de courtes distances, mais cela se pro-

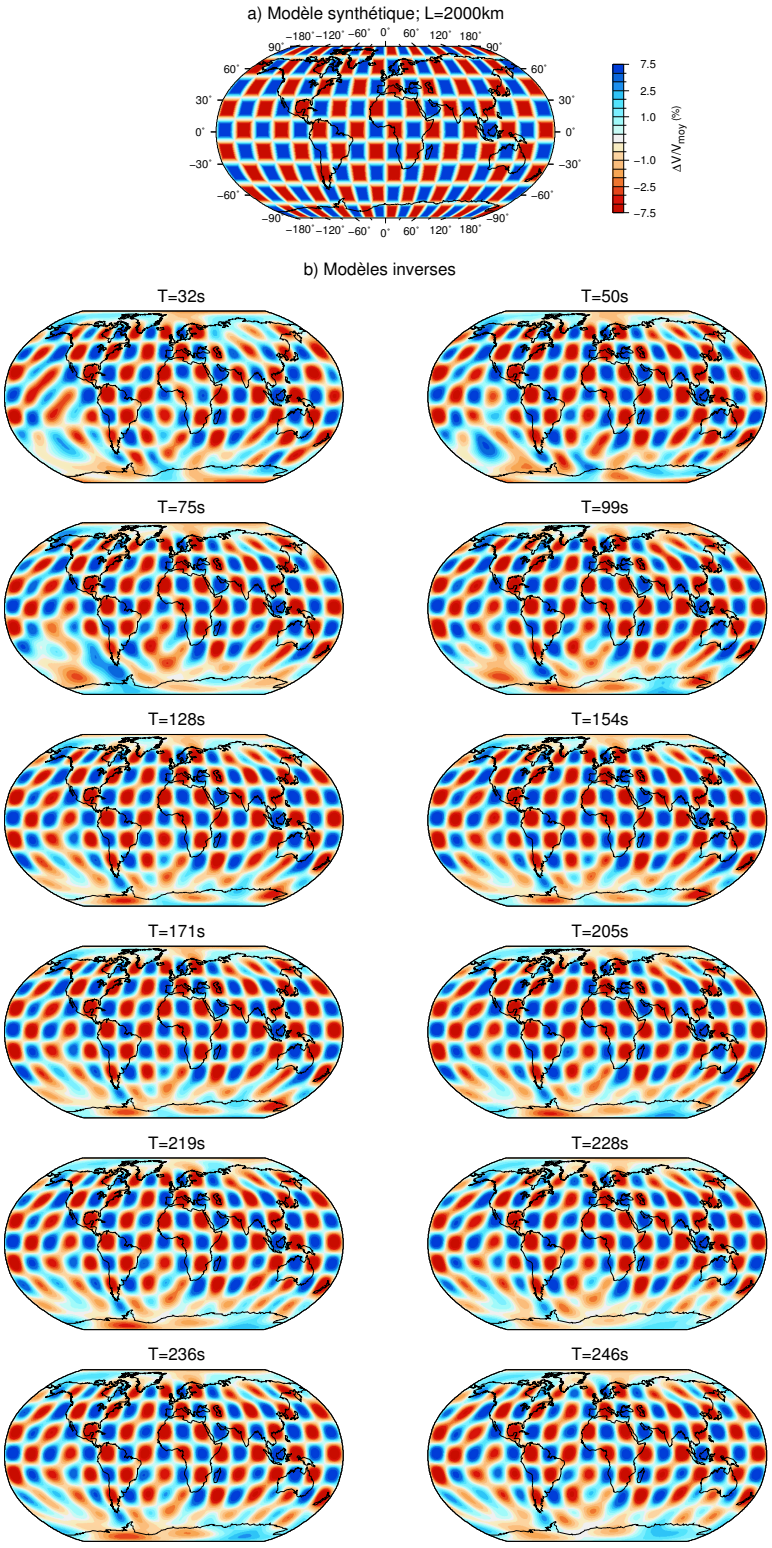


FIGURE 4.3 – *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. a) Modèle synthétique de vitesse de groupe avec des anomalies positives et négatives de 2000 km de largeur. b) Modèles inversés de vitesse de groupe, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128, 154, 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les anomalies sont bien reconstruites sauf à haute latitude.*

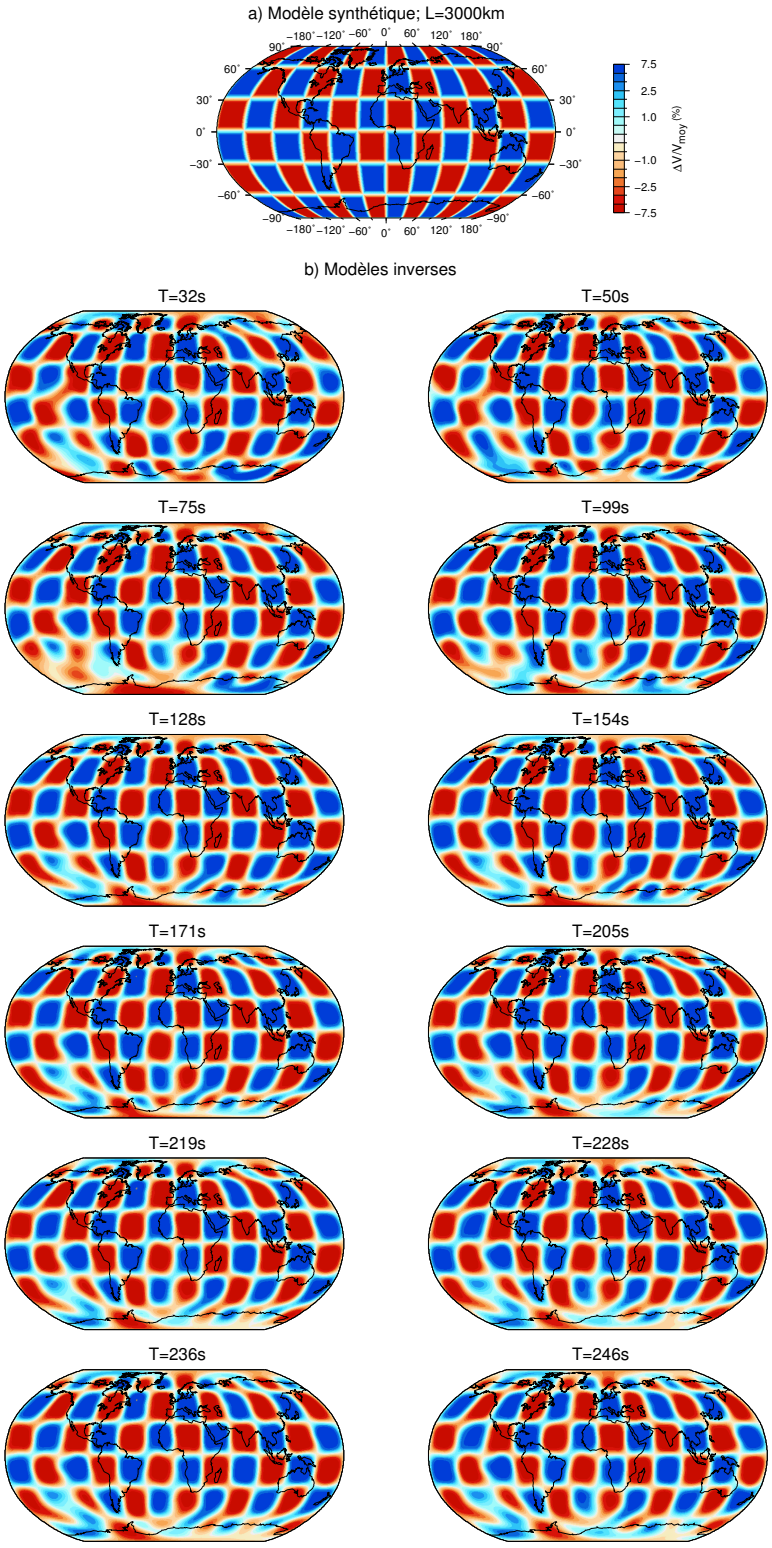


FIGURE 4.4 – *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. a) Modèle synthétique de vitesse de groupe avec des anomalies positives et négatives de 3000 km de largeur. b) Modèles inversés de vitesse de groupe, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128, 154, 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les anomalies sont bien reconstruites sauf à haute latitude.*

duit uniquement lorsque la densité de trajets interstations et la couverture azimutale sont suffisantes, et cela ne se base pas seulement sur la densité trajets interstations. C'est ce qui fait la force de cette représentation de la résolution. On peut avoir une forte densité de trajet interstations mais néanmoins une faible résolution en raison d'un manque de couverture azimutale.

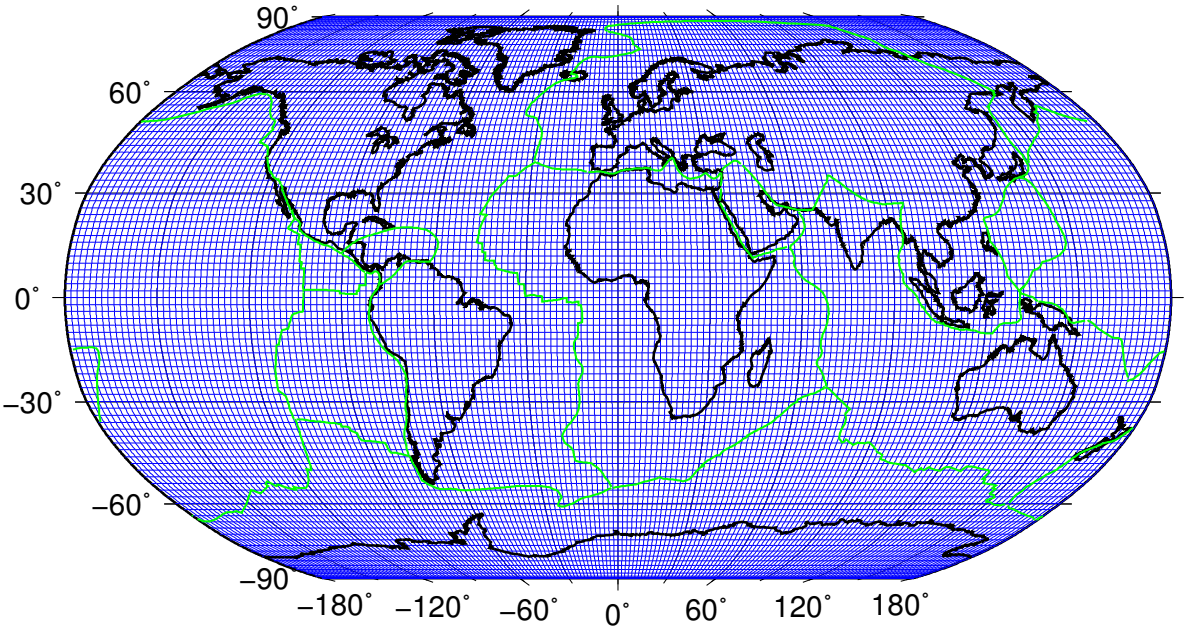


FIGURE 4.5 – *Diagramme de Voronoi initial avec des cellules régulières de* $2° \times 2°$

Le diagramme de Voronoi optimisé varie selon les périodes, à cause du nombre de trajets qui change en fonction des périodes ainsi que leurs azimuts, tel qu'on voit sur les figures 3.11 et 3.12.

4.1.5 Modèle de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh

Des cartes de variation des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh sont présentées à différentes périodes (Figures 4.7a, 4.8a, 4.9a, 4.10a, 4.11a, 4.12a, 4.13a, 4.14a, 4.15a, 4.16a, 4.17a et 4.18a). Elles représentent l'écart normalisé de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh par rapport à la vitesse de groupe moyenne des ondes de Rayleigh ($\Delta V/V_{moy}$). On observe à première vue de grandes variations de vitesses à courte période et des petites variations à plus longue période. Des cartes des erreurs *a posteriori* associées aux cartes de variation des vitesses de groupe des ondes

de Rayleigh ont aussi été calculées à partir du code de régionalisation. Les valeurs des erreurs *a posteriori* sont comprises entre 1% et 3%, ce qui donne une bonne certitude à nos résultats, surtout dans les zones où les valeurs des erreurs *a posteriori* ne dépassent pas les 2%. On note aussi que les valeurs des erreurs augmentent lorsque la période augmente. Des diagrammes de Voronoi sont tracés pour chaque période, on remarque qu'à toutes les périodes, les cellules de Voronoi de plus grandes tailles coïncident avec les zones où on a les plus grandes valeurs des erreurs.

Á 32 s (Figure 4.7a), on retrouve clairement la différence océans-continents avec des vitesses faibles sous les continents et des vitesses plus rapides sous les océans. Ces variations sont liées à la différence de l'épaisseur de la croûte entre les océans et les continents, ce qui donne une vitesse de groupe typique pour les océans et les continents (voir figure 4.6).

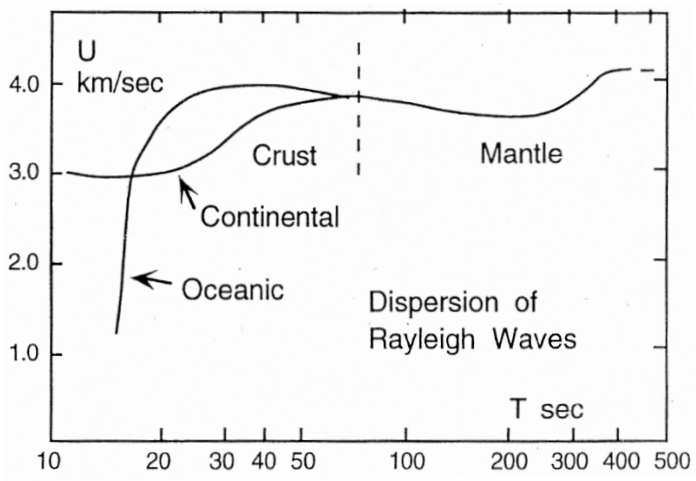


FIGURE 4.6 – *Vitesse de groupe pour les ondes de Rayleigh se propageant dans les continents et les océans (Bêath, 1979)*

Quand la période augmente, $T = 50\ s$ jusqu'à $T = 171\ s$, on voit clairement que les dorsales océaniques correspondent à des faibles vitesses et que les cratons correspondent à des vitesses rapides (Figures 4.8a, 4.9a, 4.10a, 4.11a, 4.12a et 4.13a). La plupart des cratons sont bien visibles et on peut citer pour le continent Africain : le craton Ouest-Africain, le craton du Kalahari, le craton du Congo et le craton Est-Saharien mais qui ne commence à être visible qu'à partir de 128 s et plus. Sur le continent Australien, nous avons l'ensemble des cratons du Nord, Ouest et Sud Australien. Pour le continent Américain : nous retrouvons partant du Sud au Nord :

l'ensemble des cratons de Rio de la Plata, de Sao Francisco et le craton Amazonien ainsi que le craton Nord-Américain où nous pouvons voir de fortes vitesses rapides sur le bouclier Canadien. Concernant l'Eurasie nous avons le craton Est-Européen, le craton sibérien et le craton indien. Le craton sino-coréen reste pas très visible sur l'ensemble des fréquences. Nous pouvons remarquer aussi une zone de faibles vitesses centrée au point chaud de l'Afar, zone de jonction triple. dont l'origine est le panache mantellique sous-jacent, également observée dans les travaux de Sicilia (2003) et Sebai et al. (2006).

Des caractéristiques similaires restent visibles à 205 s jusqu'à 246 s (Figures 4.14a, 4.15a, 4.16a, 4.17a et 4.18a), Cependant les contrastes des variations de vitesses deviennent plus faibles, et la correspondance avec la tectonique devient moins visible.

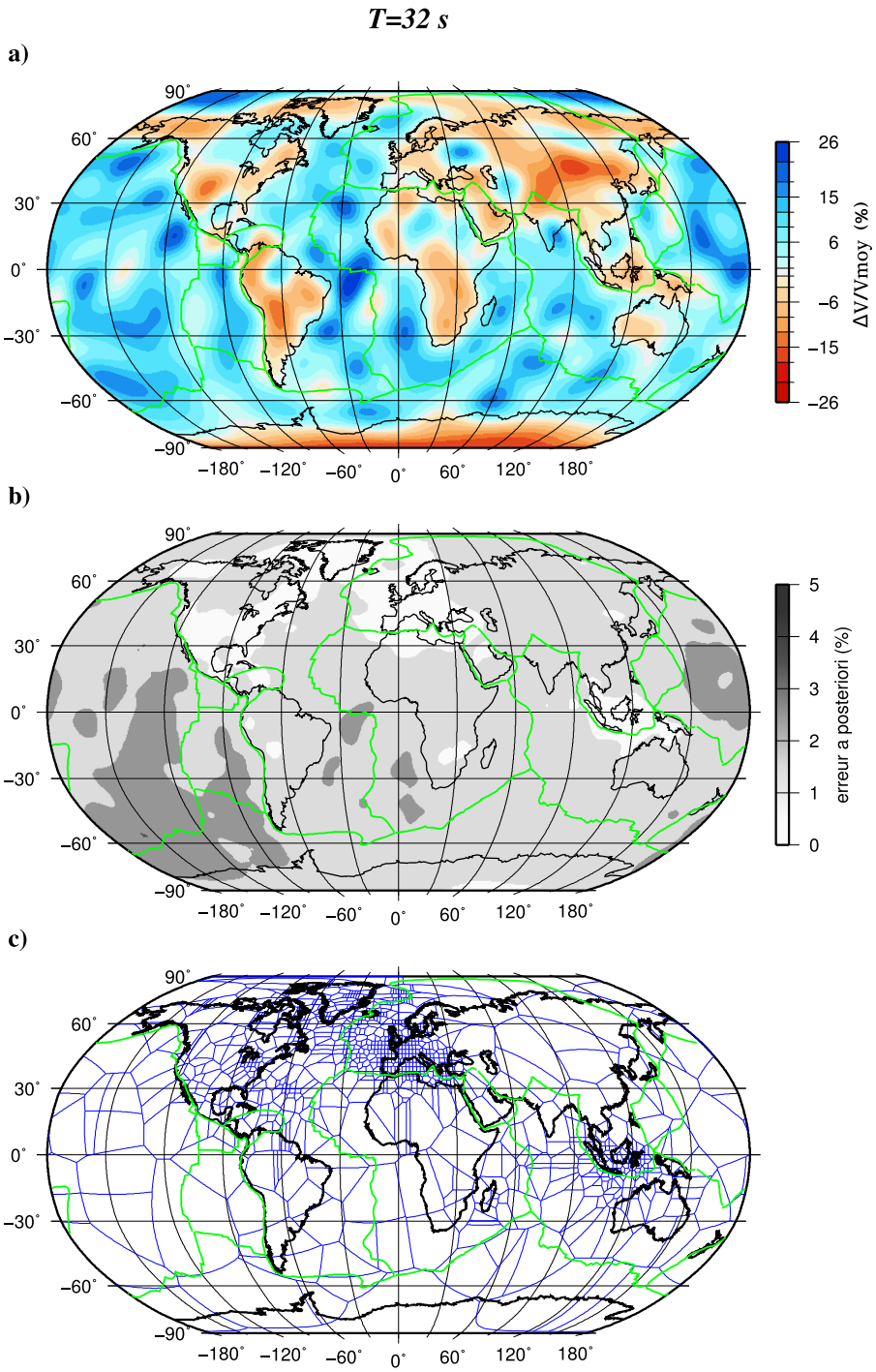


FIGURE 4.7 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 32 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.594 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11a*

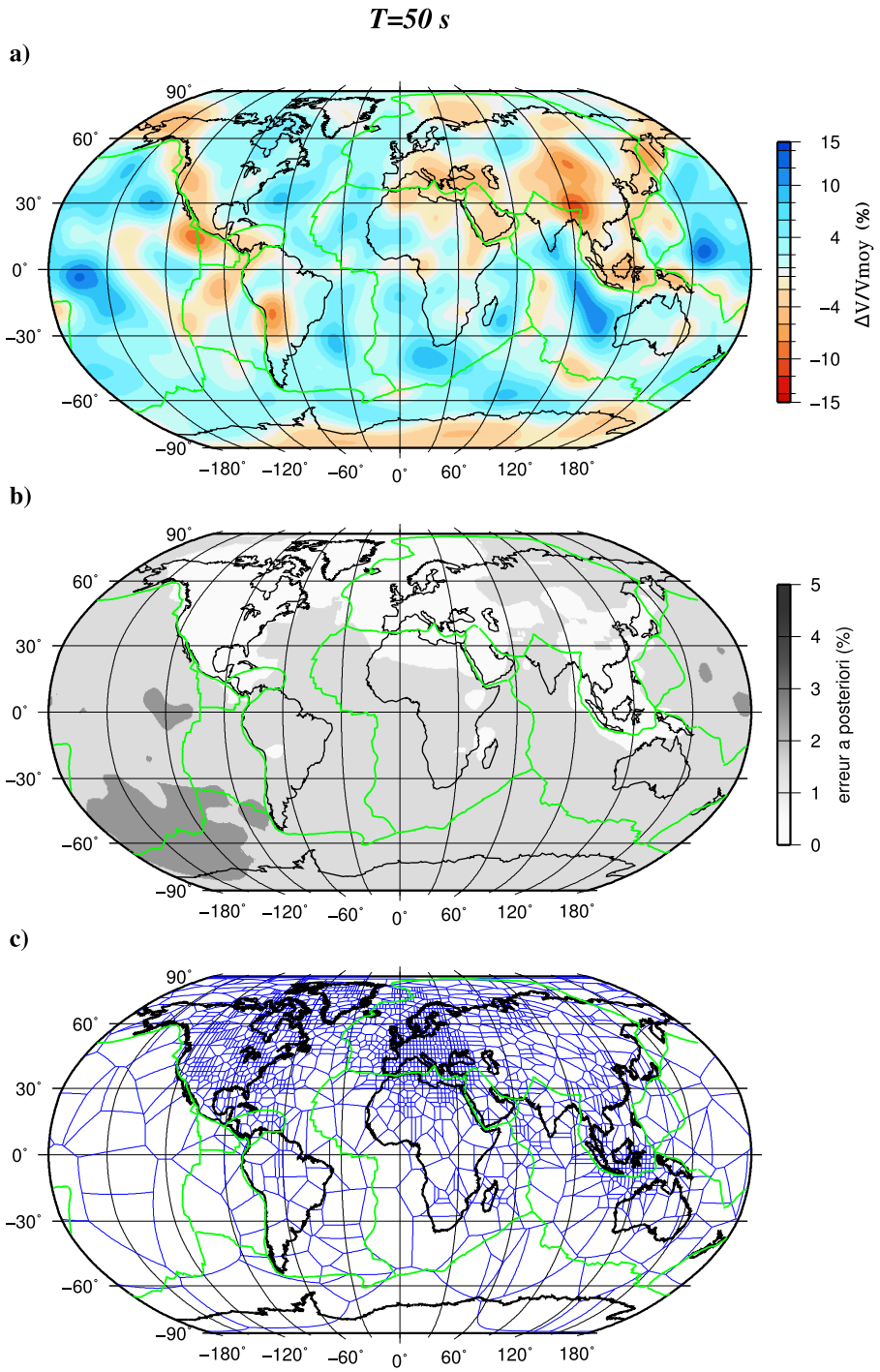


FIGURE 4.8 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 50 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.799 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11b*

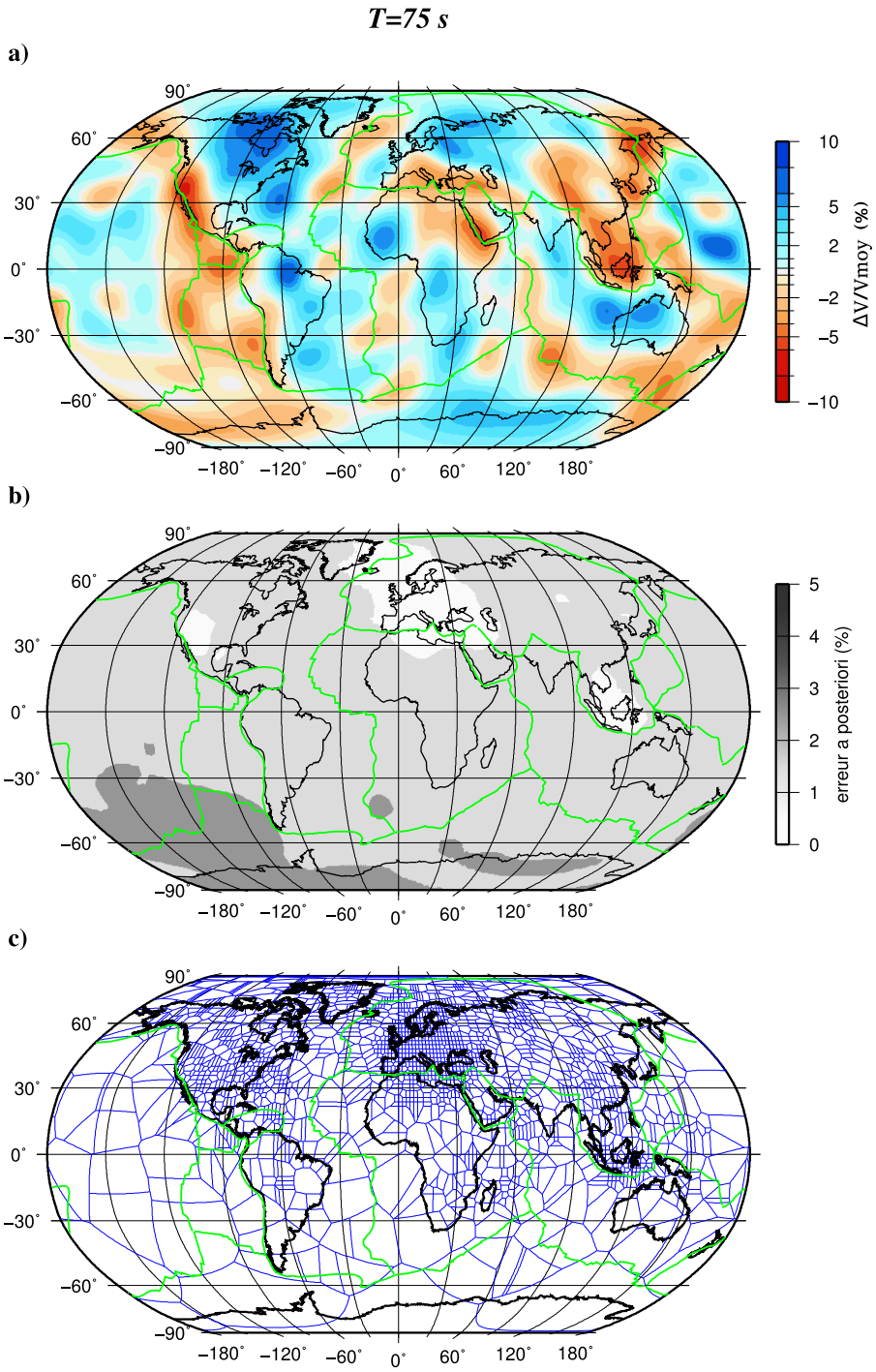


FIGURE 4.9 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 75 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.810 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11c*

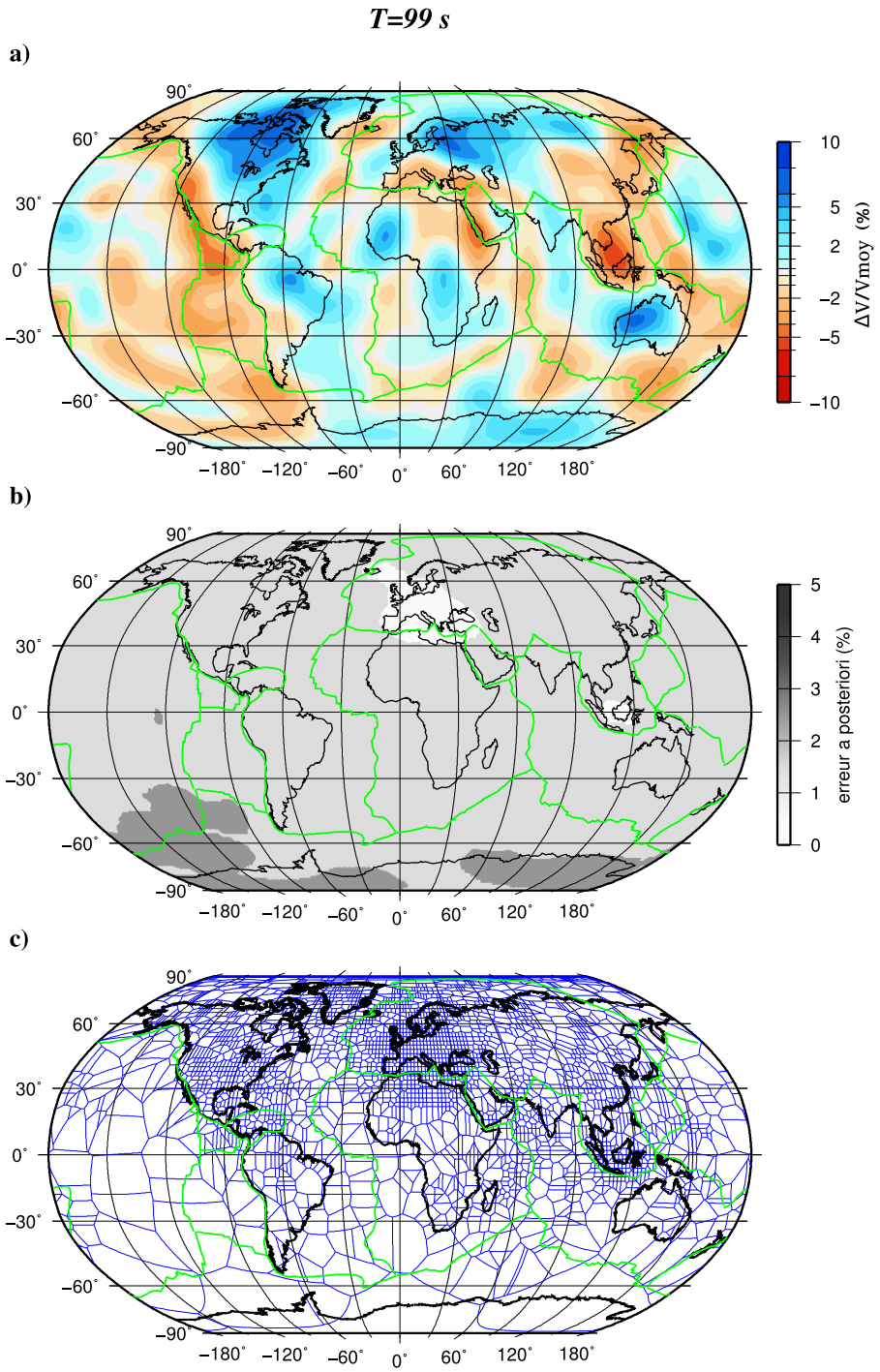


FIGURE 4.10 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 99 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.765 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11d*

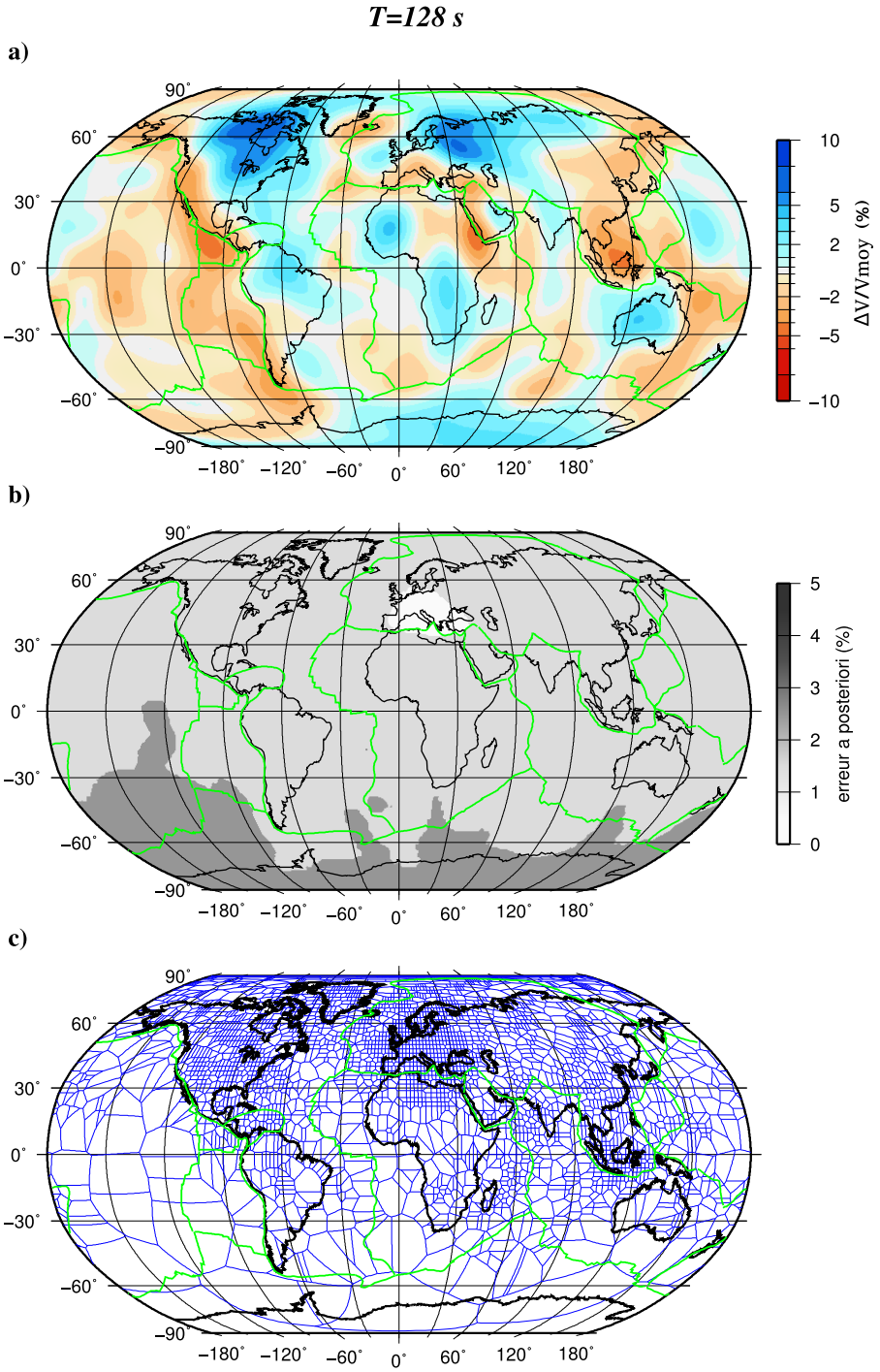


FIGURE 4.11 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 128 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.710 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11e*

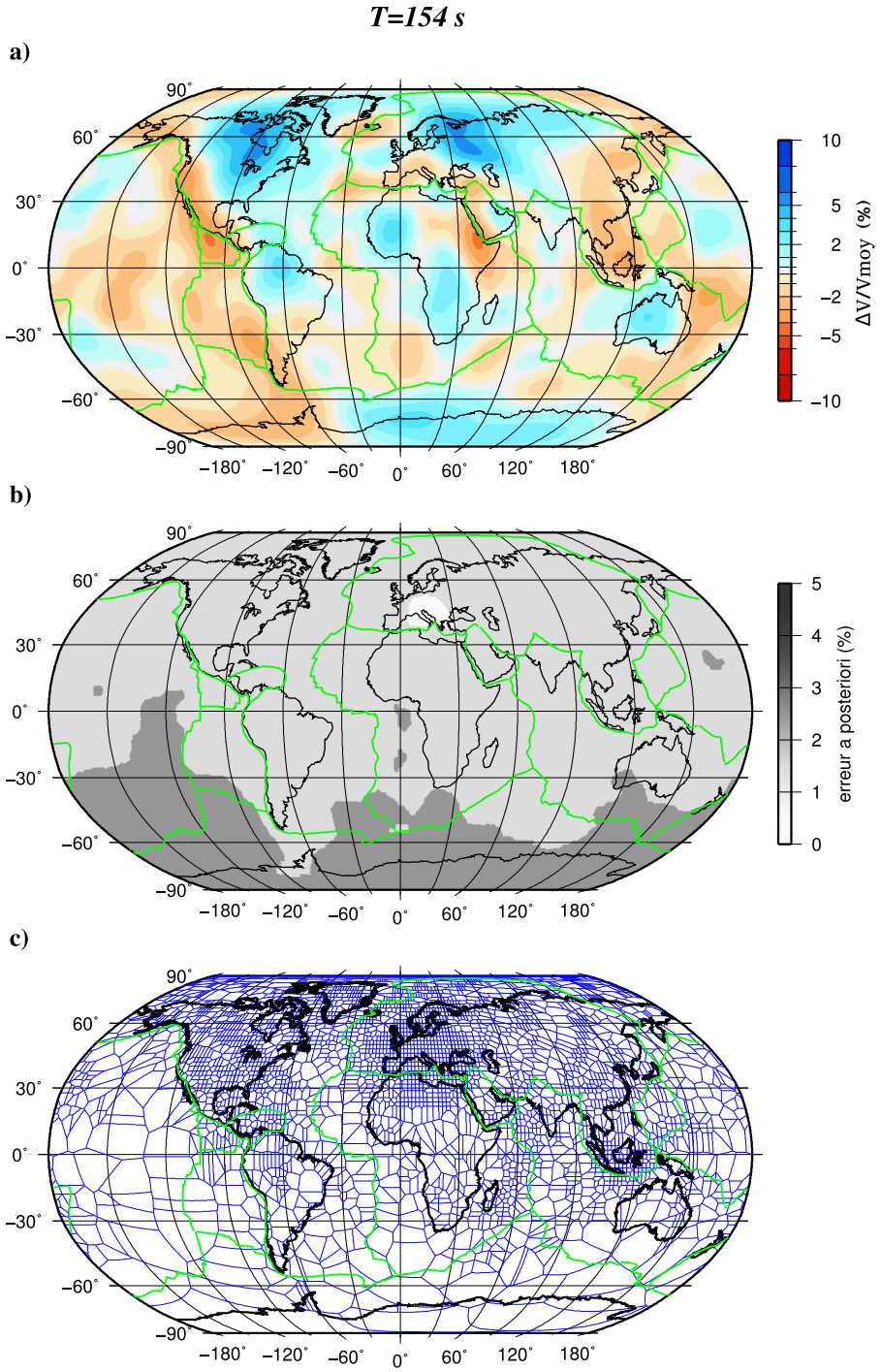


FIGURE 4.12 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 154 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.668 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.11f*

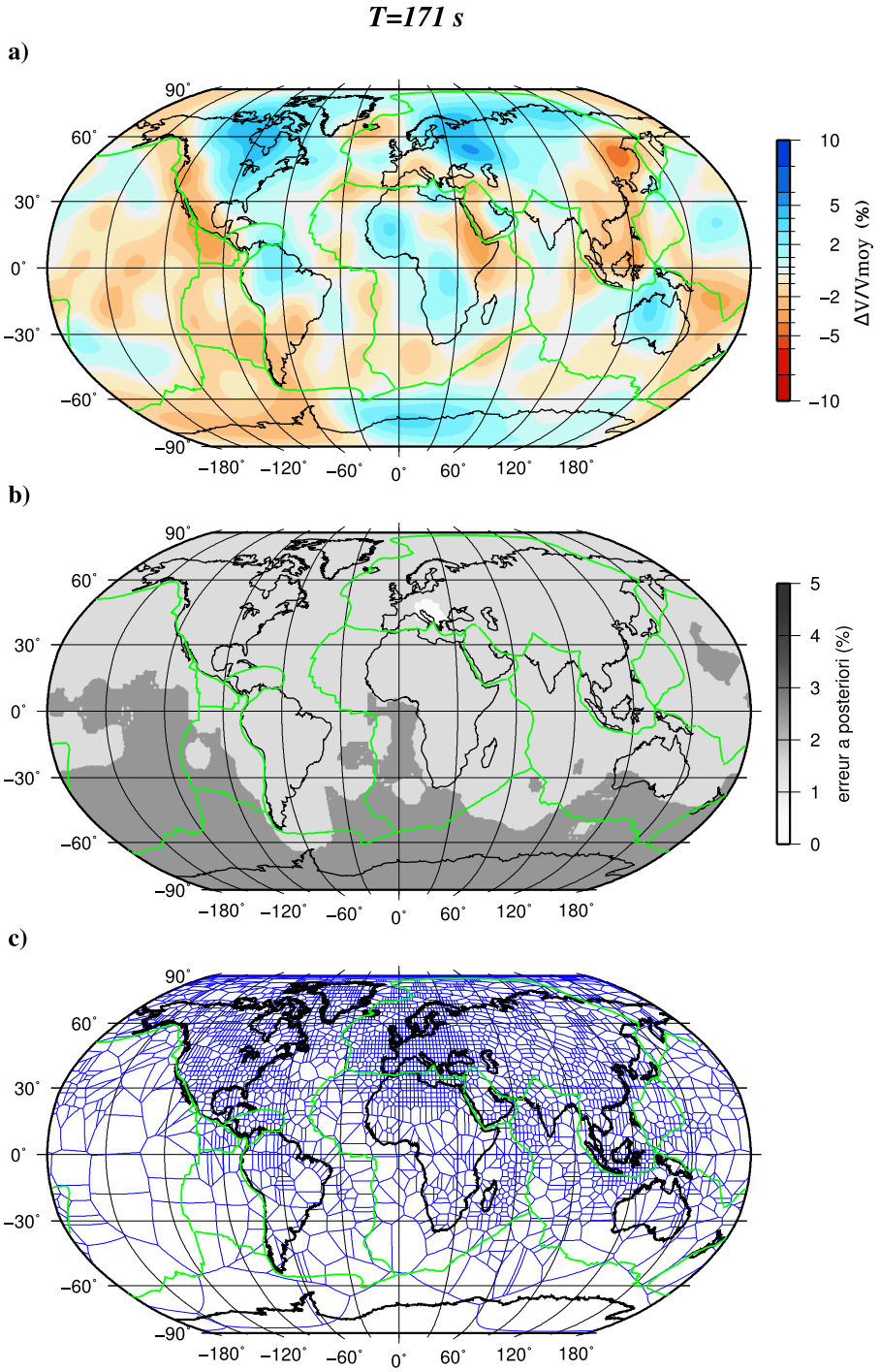


FIGURE 4.13 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 171 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.645 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12a*

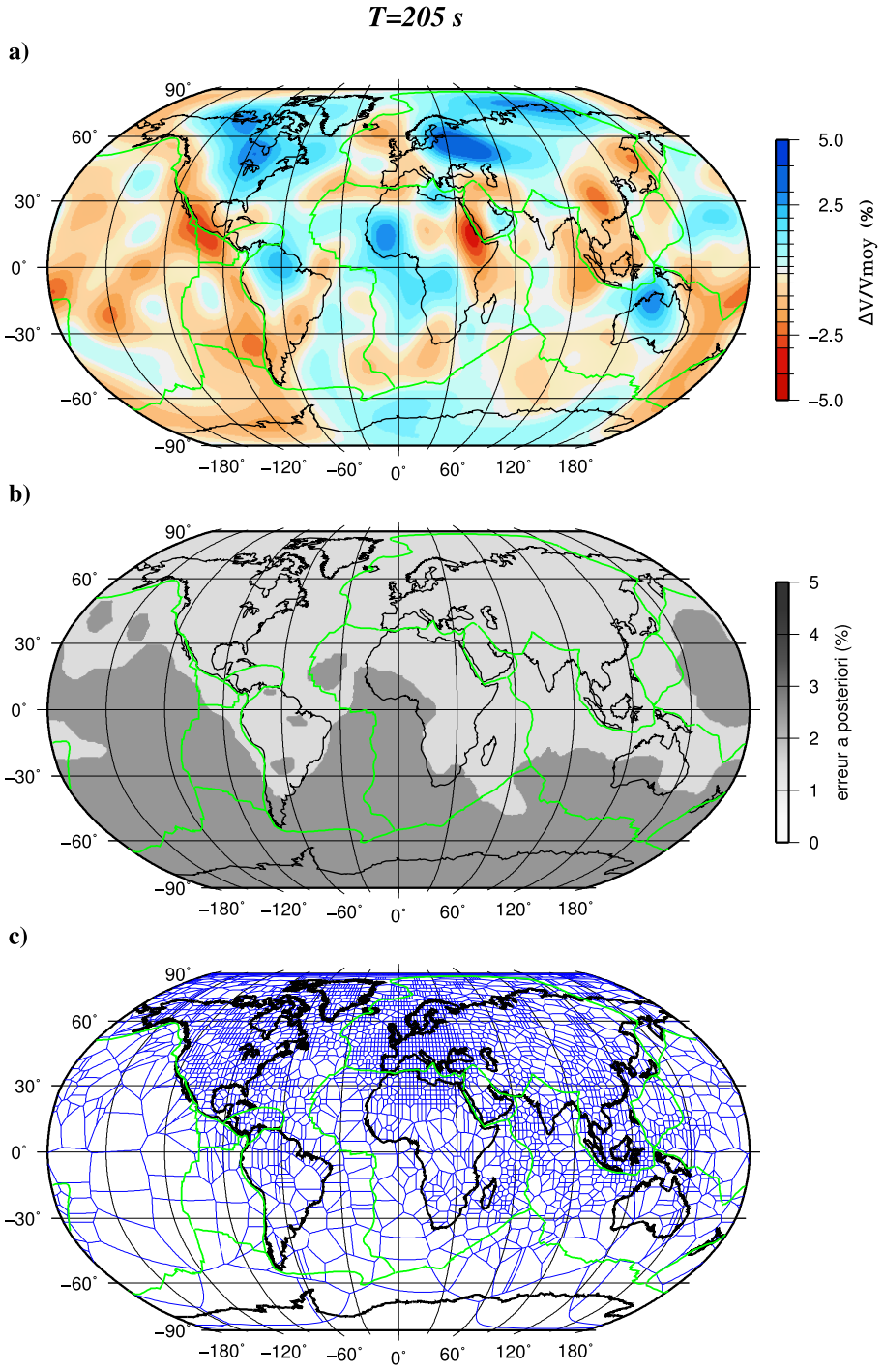


FIGURE 4.14 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 205 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.618 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12b*

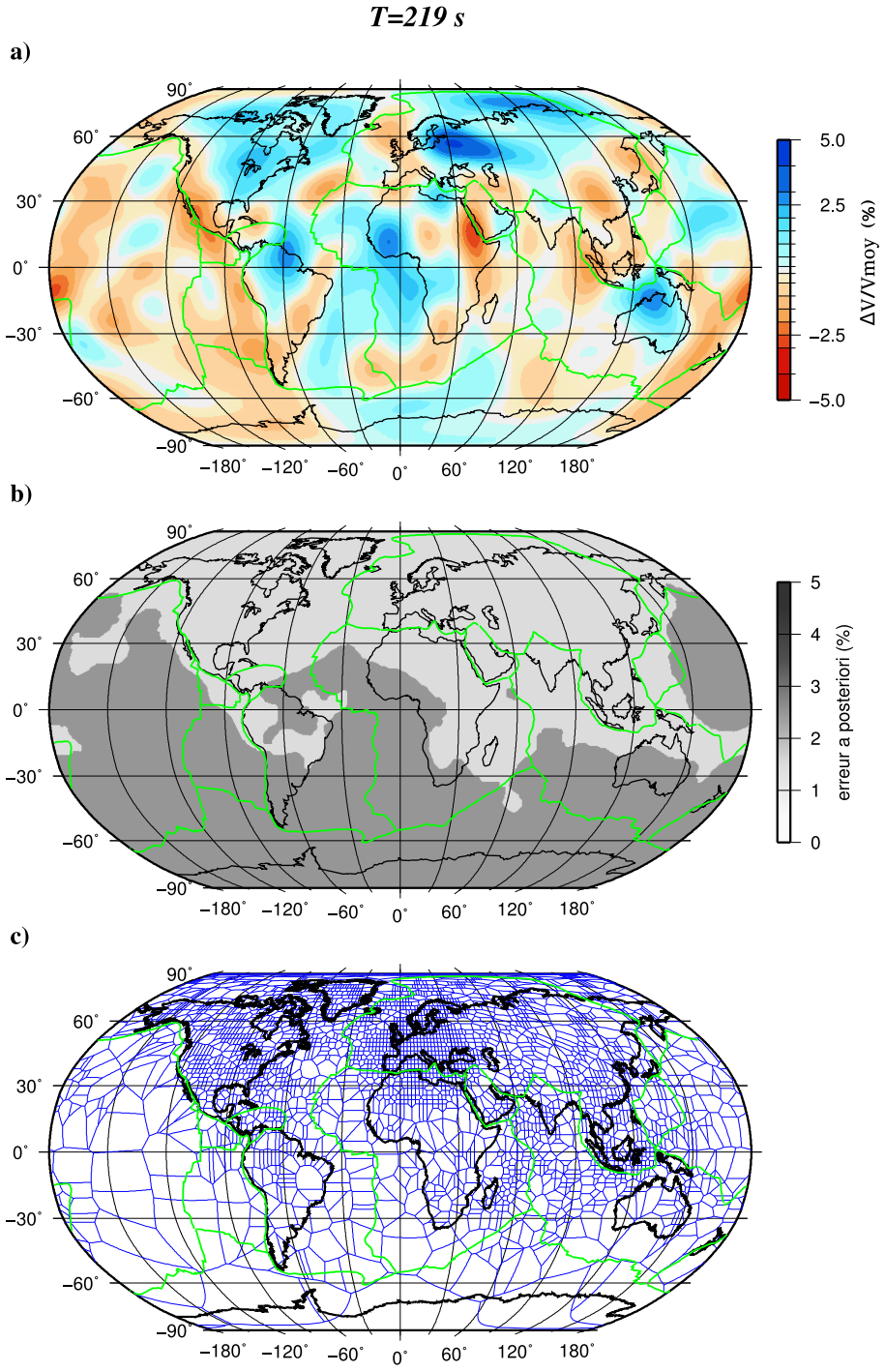


FIGURE 4.15 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 219 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.612 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12c*

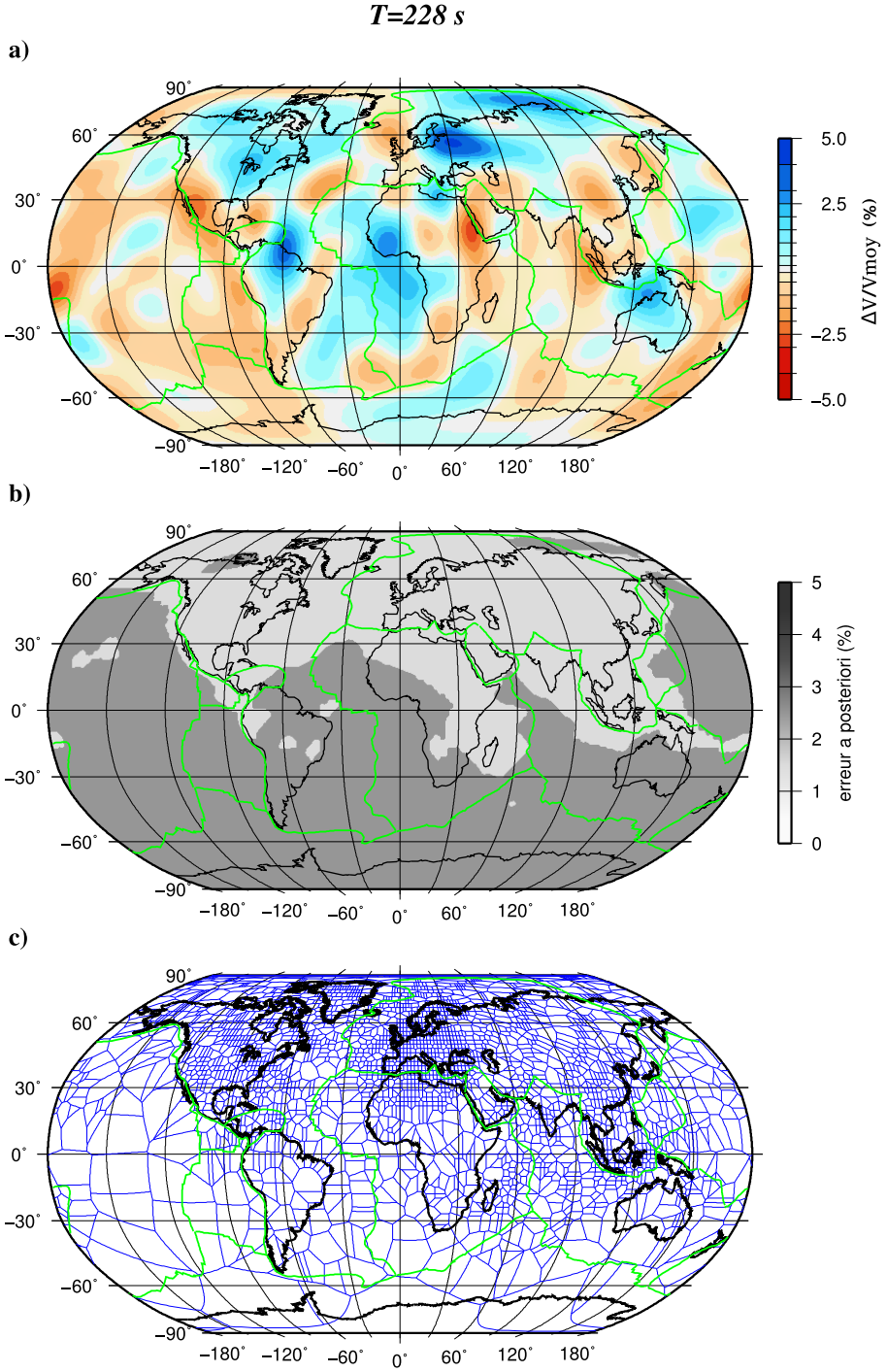


FIGURE 4.16 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 228 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.614 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12d*

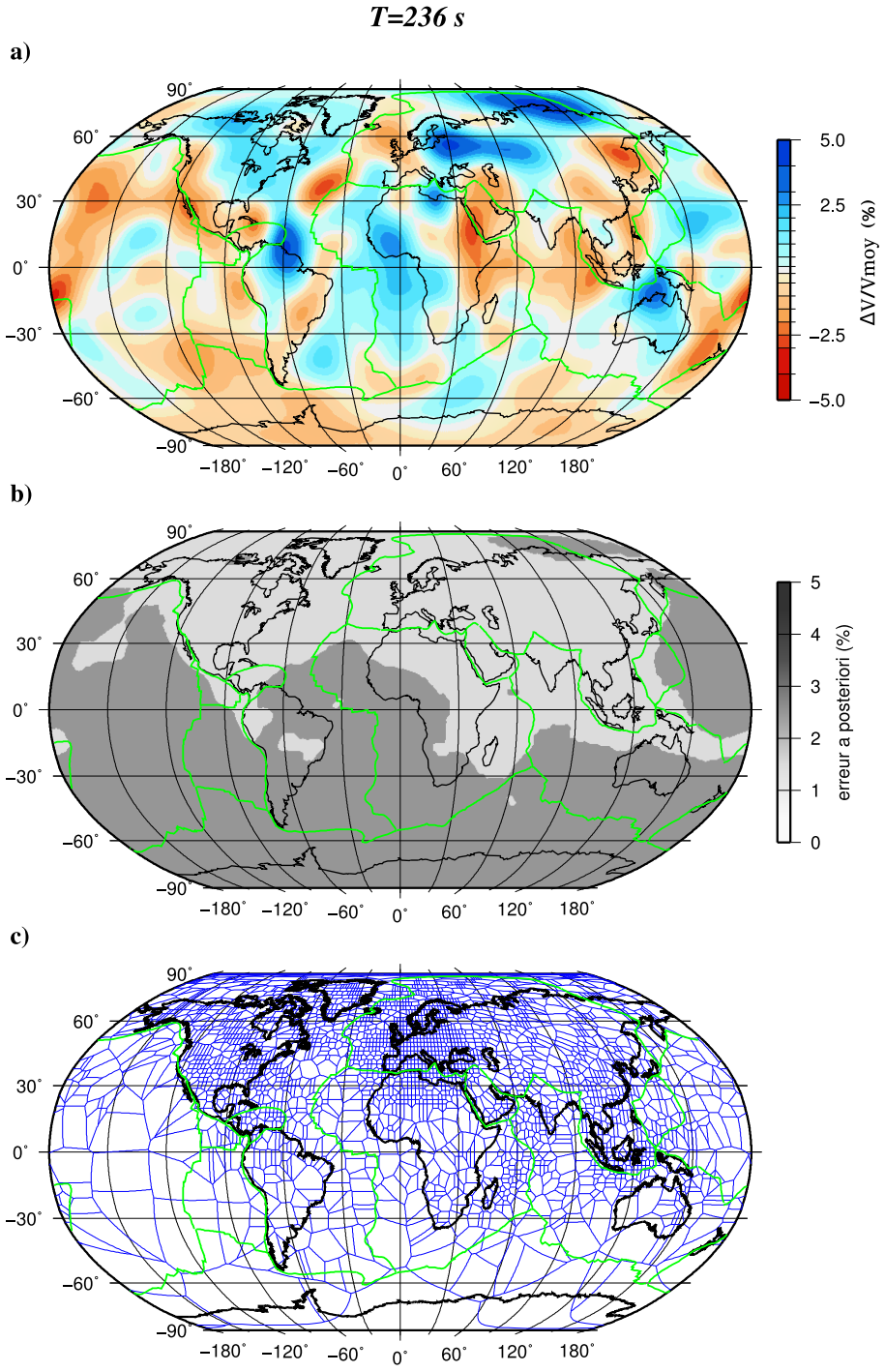


FIGURE 4.17 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 236 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.615 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12e*

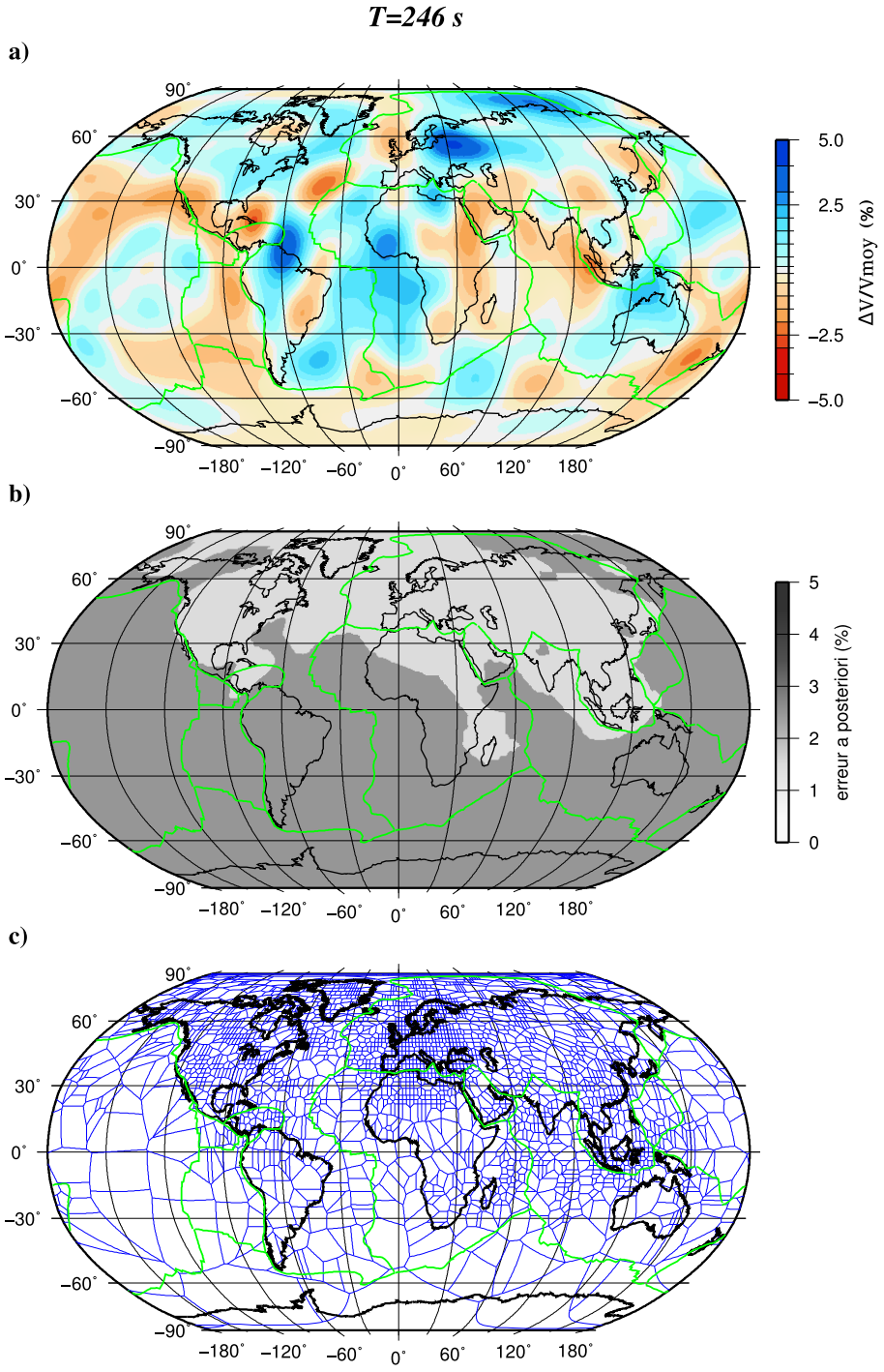


FIGURE 4.18 – *a) Carte des variations de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à 246 s. La variation de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh est calculée par rapport à une vitesse de groupe moyenne égale à 3.618 km/s. b) Carte des erreurs a posteriori associée. c) Diagramme de Voronoï optimisé ; la couverture en trajets inter-stations correspondante est représentée sur la figure 3.12f*

4.1.6 Comparaison des modèles de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh

Nous avons comparé notre modèle de vitesse de groupe globale obtenu à partir du bruit sismique, qu'on appellera dans la suite "modèle HUMg" avec deux modèles globaux publiés, obtenus à partir des données d'ondes de surface des tremblements de terre : le modèle GDM52 d'Ekström (2011) pour les périodes de 32 et 100 s, ainsi que le modèle global de Burgos et al. (2014) pour les périodes de 35 et 100 s, qu'on appellera dans la suite 'B2014'. Nos périodes choisies pour cette comparaison sont 32 et 99 s.

Á partir du modèle GDM52, nous avons comparé les cartes des distributions des variations des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh obtenues après inversion isotrope à des périodes entre 25 et 250 s. Ce modèle est réalisé à partir des enregistrements de 3330 tremblements de terre enregistrés sur 258 stations sismologiques, distribuées à l'échelle mondiale. La résolution uniforme nominale est de 650 km. Le modèle B2014 est obtenu en utilisant les données de dispersion de 76580 vitesse de groupe et de phase du mode fondamental des ondes de Rayleigh et est basé sur le traitement des données des séismes à l'échelle mondiale pour des périodes entre 15 et 300 s. Nous utilisons la même méthode de régionalisation, mais avec une longueur de corrélation différente, Burgos et al. (2014) ont utilisés une longueur de corrélation égale à 400 km, ce qui représente la moitié de la valeur de celle que nous avons adoptée pour notre régionalisation. Cela va jouer sur la sensibilité par rapport à la taille des structures, mais les structures à grande échelle resteront comparables à grandes périodes. On rappelle aussi que nos écarts de vitesse de groupe isotrope sont par rapport à un modèle homogène dont la vitesse est la vitesse moyenne de toutes les mesures pour chaque période. Les écarts de vitesse de groupe isotrope du modèle GDM52 et B2014 sont par rapport au modèle PREM.

Le modèle de Burgos et al. (2014) montre des contrastes d'hétérogéneities maximales de $\pm 20\%$ et $\pm 7\%$ pour les périodes 35 et 100 s respectivement, ce qui est tout à fait en accord avec notre modèle qui donne des valeurs de -18% à 26% pour $T = 32\ s$ et de -6% à 7% pour $T = 99\ s$. Ces valeurs sont aussi proches de celles du modèle GDM52, proposant des structures plus contrastées avec des valeurs allants de -32% à 17% pour $T = 32\ s$ et de -6% à 9.5% pour une période égale à $T = 100\ s$.

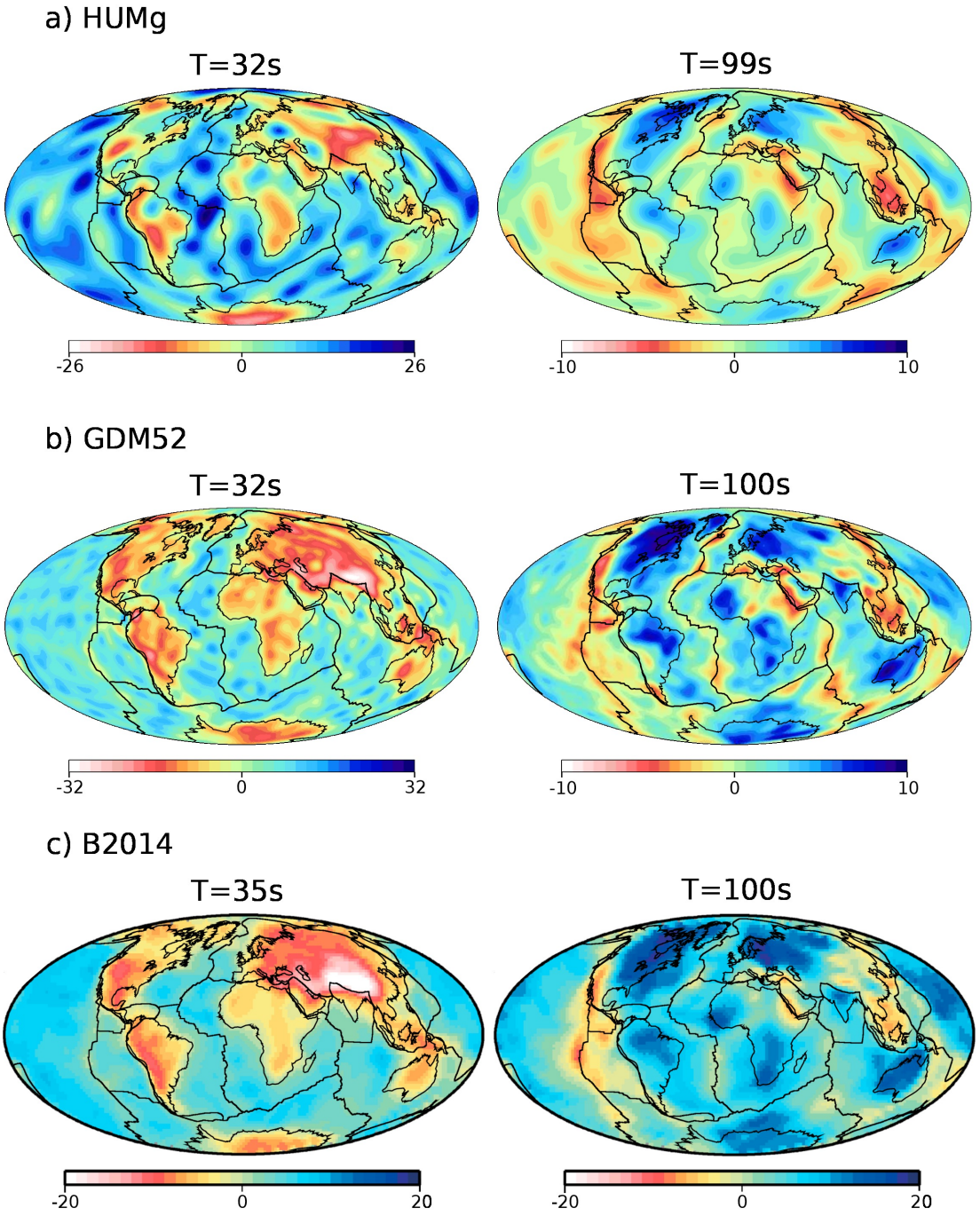


FIGURE 4.19 – *Comparaison de notre modèle de perturbation des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh en (a) avec le modèle GDM52 en (b) et le modèle B2014 en (c). Les barres en couleurs représentent les mesures de perturbations des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh en %.*

Une comparaison visuelle nous permis de voir (figure4.19) de façon globale que nos cartes sont très similaires à celles des deux autres modèles, sauf pour $T = 32\ s$ où nous trouvons contrairement aux deux autres modèles des anomalies positives sur les continents, ces dernières correspondent au craton Nord-Américain, craton Nord-Amazonien, craton Est-Européen, une petite partie du craton Sibérien et du craton Indien. Nous observons également une anomalie positive dans la partie centrale de l'Afrique. Certaines différences sont aussi notables à $T = 246\ s$ où on voie dans notre modèle HUMg deux anomalies positives du côté de l'Amérique du sud et une autre dans le Pacifique, ces deux dernières ne sont pas visibles dans le modèle GDM52. Une autre anomalie positive est visible dans le modèle GDM52 sur la plaque Nazca et qui est plutôt négative d'après notre modèle HUMg. Pour les autres périodes, les anomalies de vitesse sont similaires.

4.2 Modèle tomographique 3D isotrope

Le but de cette partie est la création d'un modèle de vitesse d'onde S, à partir des cartes de dispersion globales des ondes de Rayleigh et leurs cartes d'erreurs *a posteriori* correspondantes. Pour cela, nous avons utilisé une technique d'inversion qui adapte automatiquement le paramétrage du modèle des incertitudes de vitesse de groupe (e.g. Sambridge et al., 2013). L'inversion pour obtenir les mesures des vitesses d'ondes S par rapport à la profondeur est réalisée pour chaque point d'une grille régulière de $2° \times 2°$ en latitude et longitude sur lequel nous avons déterminé la vitesse de groupe locale. Nous cherchons en chaque point la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Ces modèles 1D sont ensuite recombinés pour obtenir le modèles 3D.

4.2.1 Inversion en profondeur des vitesses de groupe

Nous utilisons pour cette inversion, le code dévelopé par *S. Kiselev* et *E. Stutzmann*. Pour un modèle de vitesse d'onde S donné, les vitesses de groupe synthétiques $U_{syn}(T_n)$ en fonction de la période T, sont calculées avec le code de Saito (1988). Ce dernier utilise un modèle à couches planes. Pour tenir compte de la sphéricité de la Terre et de la dépendance en fréquence du modèle de vitesse d'onde S, nous utilisons

la transformation "Earth flattening" de Biswas and Knopoff (1970) et l'équation (3) de Dziewonski and Anderson (1981), respectivement.

Le modèle de vitesse d'ondes S à déterminer est représenté comme une sommation pondérée de fonctions spline définies comme suit :

$$V_S(z) = V_S^0(z) + \sum_{m=0}^{M-1} V_m N_{m,2}(z) \tag{4.9}$$

Où $N_{m,2}(z)$ est la m^{ieme} fonction spline quadratique non uniforme (**?**), V_m représente les poids, M est le nombre de splines. $V_S^0(z)$ correspond au modèle *a priori* qui est composé du modèle crust2.0 (Laske et al., 2013) et du modèle PREM avec un lissage de la discontinuité à 220 km. Chaque fois que la croûte du modèle crust2.0 est plus mince que celle du modèle PREM, la structure du manteau supérieur du PREM est extrapolée jusqu'à la base de la nouvelle croûte.

L'inversion trans-dimensionnelle est composée de deux boucles imbriquées : la boucle interne calcule pour une base de splines donnée ($N_{m,2}$) les coefficients de pondération optimaux du modèle (V_m) et la boucle externe détermine la base de splines optimale.

La boucle interne utilise l'optimisation par recuit simulé (Press (2007), chapitre 10.9) pour réduire au minimum la fonction du misfit :

$$\chi_d^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^{N} \frac{[U_{obs}(T_n) - U_{syn}(T_n)]^2}{\sigma_d^2(T_n)} \tag{4.10}$$

U_{obs} et U_{syn} sont respectivement les vitesses de groupe mesurées et synthétiques à une période donnée T_n, σ_d est l'erreur de mesure et N est le nombre des périodes.

La boucle externe utilise la "golden section search" à une dimension (Press (2007), Chapitre 10.1) pour minimiser l'expression $(\chi_d^2 + \chi_m^2)/2$ en fonction du nombre de splines M, où χ_d^2 est le résultat de la minimisation de la boucle interne de l'équation 4.10 et χ_m^2 est la variance définie comme :

$$\chi_m^2 = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} \frac{\sigma_m^2}{\Delta^2} \tag{4.11}$$

Δ est l'écart-type du modèle *a priori* agissant comme un paramètre de régularisation. Nous calculons σ_m^2 comme étant les éléments diagonaux de la matrice de

covariance a posteriori du modèle C_m qui est estimé par le formalisme de Menke (2012) :

$$C_m = G^{-g} C_d G^{-gT} \tag{4.12}$$

C_d représente la matrice de covariance *a priori* des données avec comme termes diagonaux $\sigma_d^2(T_n)$. G est la matrice aux dérivées partielles de la vitesse de groupe $U_{syn}(T_n)$ par rapport au poids du spline V_m, i.e. $G_{mn} = \partial U_{syn}(T_n)/\partial V_m$, "$-g$" signifie inverse généralisée.

Le nombre des splines M dans la boucle de minimisation externe dépend du nombre de noeuds P suivant : $M = P - 3$. P est calculé en divisant l'intervalle de profondeur du modèle par l'intervalle entre les noeuds. Nous commençons avec des noeuds équidistants, dont la profondeur normalisée est appelée x et nous les convertisons suivant la courbe $y_x = bx + (1-b)x^a$. Les nouveaux nœuds en profondeur sont condensés au sommet du modèle. Les figures 4.20b et 4.20c montrent deux exemples de bases B-spline pour $M = 2.3$ et $M = 3.7$ et les noeuds correspondants (points bleus). Les fonctions χ_d^2 et χ_m^2 en fonction du nombre de splines M sont présentées sur la figure 4.20a par les lignes verte et bleue respectivement. On voit qu'il y a un trade-off entre l'ajustement des courbes de dispersion et l'incertitude du modèle. Le meilleur compromis entre eux est pour un nombre optimal de splines $M = M_{opt}$. On a trouvé par tâtonnement que les valeurs optimales pour les paramètres a et b peuvent être attribués arbitrairement dans les intervalles $3 < a < 4$, $0.2 < b < 0.4$.

4.2.2 Tests synthétiques

Afin d'évaluer la résolution verticale, nous avons testé l'inversion de vitesse de groupe locale en fonction de la profondeur pour retrouver le modèle de vitesse d'onde S. Nous avons réalisé quatre tests synthétiques avec deux anomalies séparées de 90 km (figure 4.21). Dans les deux premiers tests, les deux anomalies ont le même signe positif (figue 4.21a) ou négatif (figure 4.21b). Les deux autres tests, ont une anomalie positive et une autre négative (figure 4.21c-d). Nous observons que la localisation des deux anomalies est bien retrouvée dans les quatre cas. L'inversion peut résoudre deux anomalies séparées de 90 km pour des profondeurs allant de 50 à 300 km avec

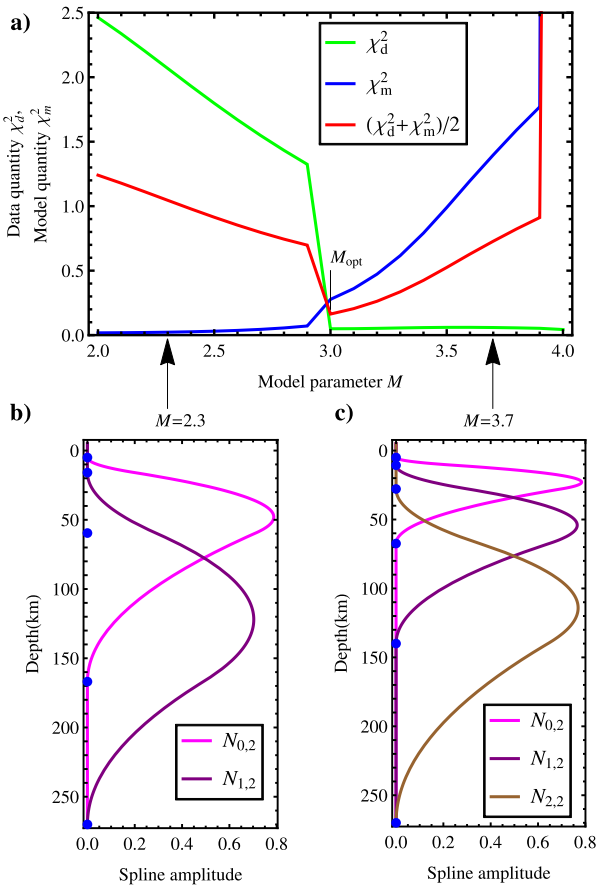


FIGURE 4.20 – *a) Misfit χ^2_d et variance du modèle χ^2_m en fonction de la base de splines qui illustre le trade-off qui existe entre les deux paramètres. Les valeurs entières du paramètre M correspond au nombre de splines dans la base et M_{opt} est la base de splines sélectionée. b) Base de splines pour $M = 2.3$. c) Base de splines pour $M = 3.7$.*

un effet de lissage qui augmente lorsque la profondeur augmente. Cet effet de lissage vertical est dû, en partie aux paramètres de lissage de l'inversion mais surtout à la différence de sensibilité du mode fondamental des ondes de surface en profondeur.

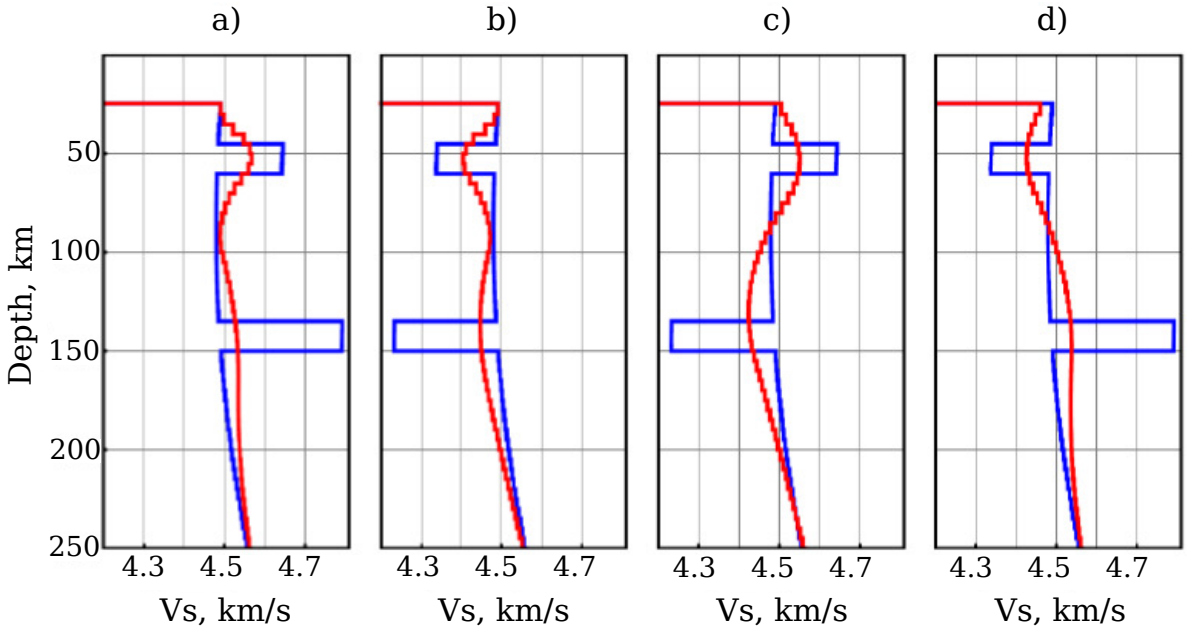


FIGURE 4.21 – *Tests synthétiques pour estimer la résolution horizontale. Modèle de vitesse d'onde S synthétique (en bleu) et modèle inversé (en rouge). Les deux anomalies sont bien retrouvées dans les quatre cas.*

4.2.3 Modèle 3D de vitesse d'onde S

Le modèle de perturbation de vitesse d'onde S est présenté dans la figure 4.22, pour les profondeurs de 80, 140 et 200 km. Ce modèle est ci-après appelé modèle HUM2. Les amplitudes maximales des anomalies varient d'une profondeur à une autre. Elles sont élevées pour les faibles profondeurs (Figure 4.22a), et diminue lorsque la profondeur augmente (Figure 4.22b-c). À faible profondeur, on peut voir une bonne correspondance avec la tectonique de surface, i.e, à 80 km de profondeur, les dorsales médio-océaniques ont une signature lente, représentée sur la figure 4.22a par la ligne verte, alors que les cratons et la lithosphère épaisse sont associés à des anomalies rapides. L'ile de Madagascar est clairement identifiée comme une structure

d'anomalie rapide peu profonde qui disparaît à 140 km. À 140 km de profondeur, les anomalies lentes sous les océans deviennent plus uniformes, et elles correspondent à l'asthénosphère. À cette profondeur, les cratons sous tous les continents montrent toujours des anomalies rapides, à part sous l'Inde où la signature rapide du craton de Dharwar a disparue.

Des exemples du modèle Vs en fonction de la profondeur en différents endroits sont représentés sur la figure 4.23. Il y a deux zones qui présentent une anomalie rapide : le craton ouest-africain et le craton de Dharwar, deux autres zones avec une anomalie lente : Cap-Vert et le point chaud de l'Afar. Sur cette figure, on trouve aussi la moyenne de tous les modèles de vitesse d'onde S obtenus pour cette étude globale, cette moyenne est représentée par la courbe noire. Un modèle de référence *a priori* est représenté par la courbe bleue claire. L'erreur sur les modèles inversées est marquée par les bares calculées suivant l'équation 4.12.

La figure 4.23 montre que le craton Dharwar a une épaisseur inférieure à 100 km, ce qui est cohérent avec les résultats de la fonction récepteur de Kumar et al. (2007). Pour comparaison, le craton Ouest-Africain est plus rapide que le modèle PREM jusqu'au moins 200 km de profondeur, ce qui est en accord avec les résultats tomographiques basés sur les ondes de surface des séismes (Sebai et al., 2006; Debayle and Ricard, 2012).

Sous le point chaud de l'Afar (Figure 4.23), nous avons obtenu une forte anomalie lente visible jusqu'au moins 200 km de profondeur, ce qui est en accord avec une origine profonde du point chaud (Davaille et al., 2005) et les études de tomographie basées sur les séismes (Debayle et al., 2001; Sebai et al., 2006; Auer et al., 2014). L'anomalie lente sous le point chaud du Cap-vert est très faible et concorde avec le modèle sismo-geodynamique (Forte et al., 2010) et aussi avec Davaille et al. (2005) qui suggère que le Cap-Vert est un petit point chaud secondaire qui a pris origine il y a 30-40 Ma dans la partie supérieure d'un large panache thermochimique visible à partir de la partie inférieure du manteau jusqu'à la zone de transition.

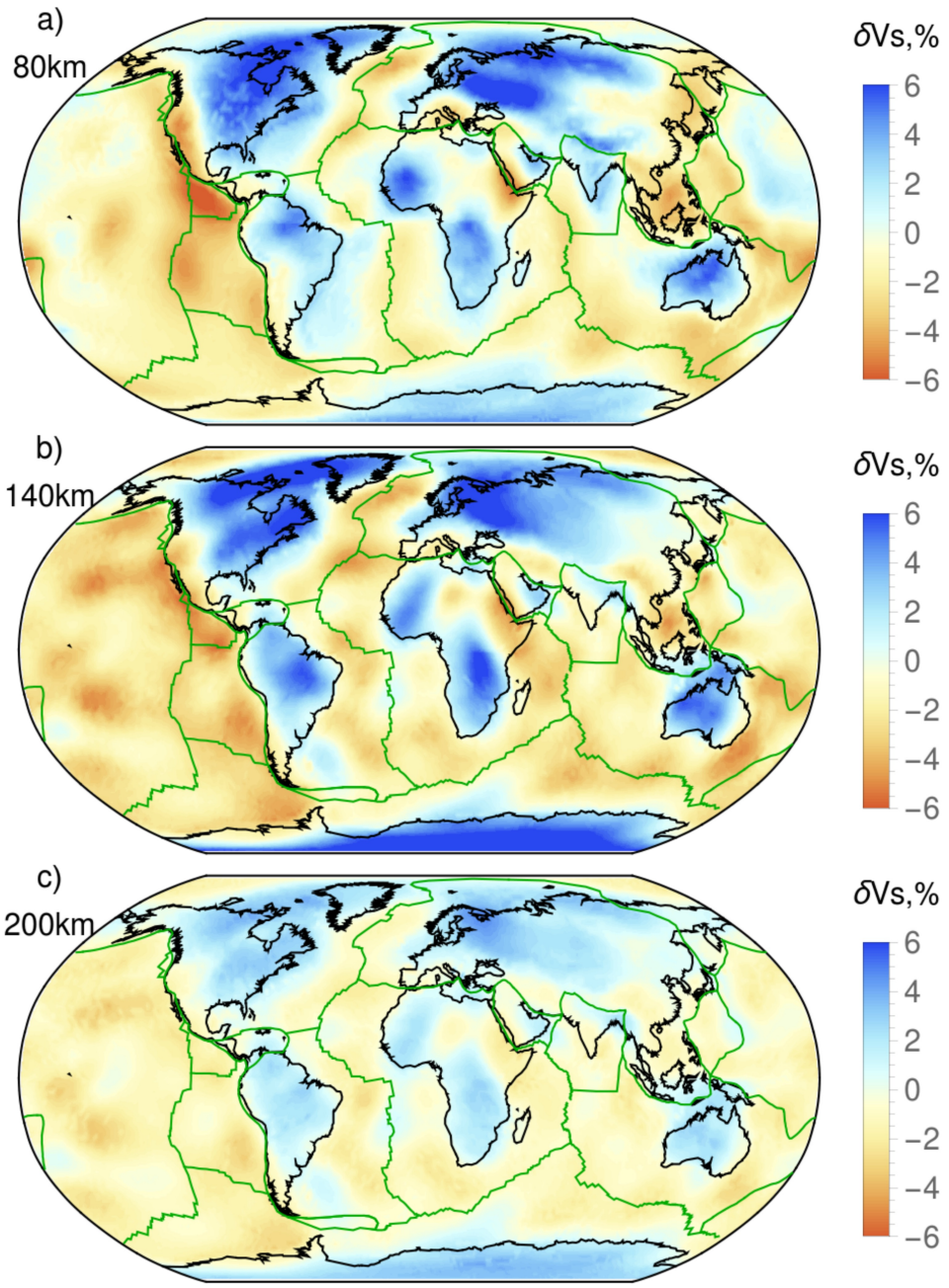


FIGURE 4.22 – *Cartes de vitesse d'onde S à 80, 140 et 200 km de profondeur. Les perturbations de vitesse sont en % par rapport au modèle moyen tracé dans la figure 4.23.*

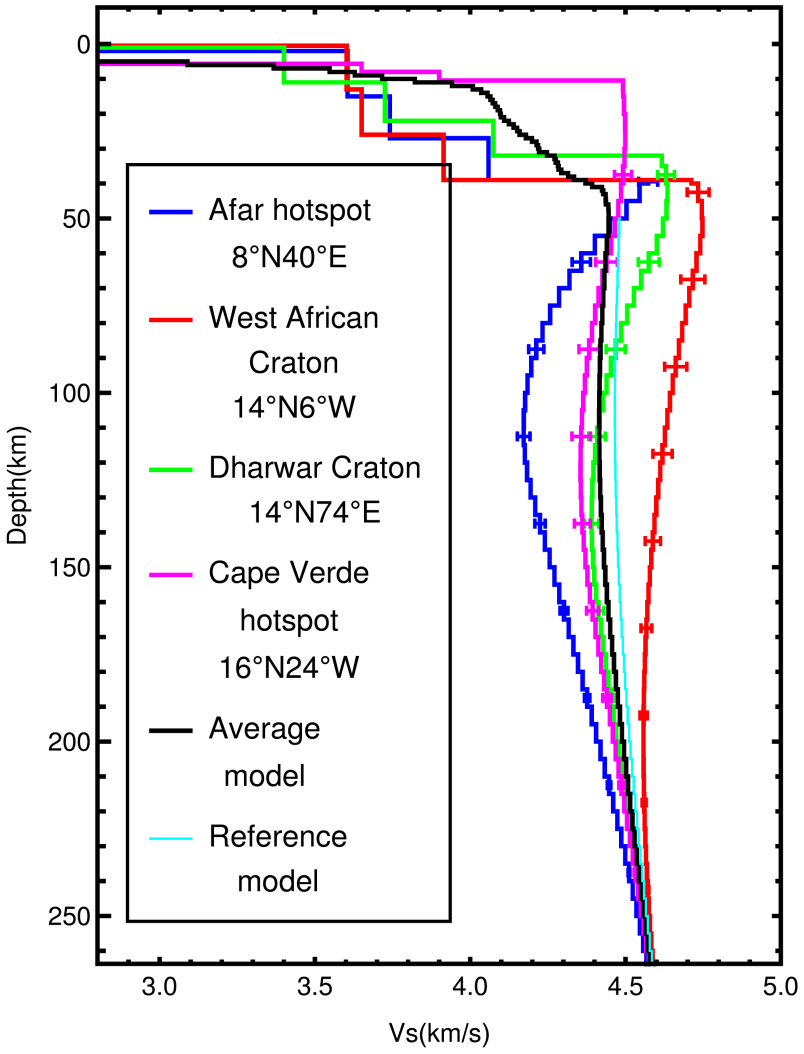


FIGURE 4.23 – *Modèles 1D de vitesse d'onde S en fonction de la profondeur pour deux cratons (Ouest Afrique en rouge et le Dharwar en vert) et deux points chauds (Afar en bleu et le Cap-Vert en violet). Le modèle de référence a priori est représenté par la courbe bleue claire et le modèle globale moyen obtenu après inversion est représenté par la courbe noire.*

4.2.4 Comparaison entre modèles tomographiques

Nous avons comparé notre modèle HUM2 avec trois modèles globaux publiés de vitesse d'onde S. Nous avons sélectionné le modèle de vitesse S_V de Nishida et al. (2009), qui est le seul autre modèle tomographique réalisé uniquement à partir des données du *hum*. Il est ci-après appelé NMK2009. Ils ont calculé les cross-correlations entre 54 stations et sommé 17 années de données. Leur modèle est dérivé des mesures de vitesse de phase d'onde de Rayleigh de 906 petit-arc et 777 grand-arc, dans la bande de période 120 à 375 s. Les deux autres modèles sont obtenus à partir des données de séismes. L'un des modèles est le modèle global de vitesse d'onde S du manteau supérieur de Debayle and Ricard (2012), ci-après dénommé DR2012, qui est dérivé de 375.000 sismogrammes de forme d'onde de Rayleigh. Les auteurs ont utilisé des mesures de vitesse de phase d'onde de Rayleigh du mode fondamental et les modes supérieurs. L'autre modèle est celui d'Auer et al. (2014), appelé SAVANI, qui est un modèle de vitesse d'onde S basé sur une compilation de données des ondes de Rayleigh (leur vitesse de groupe et de phase) et les temps de parcours des ondes de volume. Nous avons calculé la corrélation de "Pearson" entre les quatre modèles en fonction de la profondeur comme suit :

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \overline{x})^2}\sqrt{\sum_i (y_i - \overline{y})^2}} \tag{4.13}$$

x_i et y_i sont la perturbation du modèle de vitesse au point (latitude, longitude) i pour les modèles A et B respectivement, et $\overline{x}$ and $\overline{y}$ sont la moyenne de x_i et y_i.

La Figure 4.24 montre la corrélation entre les quatre modèles. La corrélation entre notre modèle HUM2 et DR2012 ainsi que SAVANI est elevée, environ 0.9 pour des profondeurs allant de 80 à 200 km. La corrélation entre HUM2 et NMK2009 est beaucoup plus faible 0.6 et diminue à faible profondeur jusqu'à 0.4. Cette faible corrélation est similaire à celle observee entre les modèles NKM2009 et DR2012 ou SAVANI qui est de l'ordre de 0.7 et peut être expliqué par deux bonnes raisons. La première raison, c'est que le modèle NMK2009 est réalisé avec un nombre limité de données et donc sa résolution latérale est plus faible que pour les autres modèles. La seconde raison, c'est que les auteurs ont utilisé les données de bruit sismique (*hum*) à longue période (au-dessus de 110 s de période) ce qui rend difficile et même impossible de résoudre des structures peu profondes.

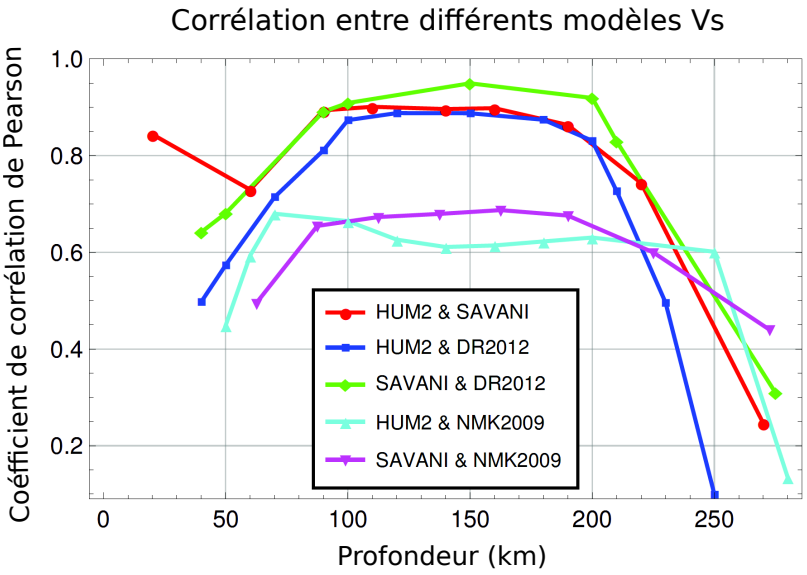


FIGURE 4.24 – *Corrélation de "Pearson" entre notre modèle (HUM2), et trois modèles publiés : NMK2009 de Nishida et al. (2009), DR2012 de Debayle and Ricard (2012), et SAVANI d'Auer et al. (2014) en fonction de la profondeur.*

La corrélation entre notre modèle HUM2 et les modèles DR2012 ou SAVANI est beaucoup plus elevée, elle est d'environ 0,9 entre 70 et 200 km de profondeur (figure 4.24). Cette corrélation elevée est confirmée par la comparaison visuelle des modèles et les grandes structures tectoniques sont assez similaires pour les trois modèles. Néanmoins, dans certaines régions telles que la zone de subduction sous l'Amérique du Sud, le modèle HUM2 a une faible résolution, a cause du faible nombre de stations utilisées dans cette zone. Cette zone est mieux résolue par les deux autres modèles, en raison du grand nombre de séismes qui se produisent dans cette zone de subduction. D'autre part, des régions telles que l'île de Madagascar ou le craton Est-Européen, sont mieux résolues par le modèle HUM2 du fait de la couverture en trajets de notre modèle (figure 3.13) qui est seulement liée à l'emplacement des stations et non aux localisations station-tremblement de terre.

Á faible profondeur (en dessous de 70 km), la corrélation avec le modèle SAVANI demeure élevée (0.7-0.75) par contre la corrélation avec le modèle DR2012 décroit jusqu'à 0,4. A faible profondeur, la différence principale entre les modèles est en rapport avec la correction des couches superficielles. Les trois modèles utilisent crust2.0 ou crust1.0 qui représentent des modèles à faibles profondeurs (superficiels)

et la question principale est, comment la correction de la croûte est mise en oeuvre pour chaque modèle. Dans cette étude, le modèle crust1.0 est lissé horizontalement et utilisé en tant que modèle *a priori* en chaque point de la grille sans être inversé. Cependant, sous le Tibet, où l'épaisseur de la croûte est de 75 km dans le modèle crust1.0, notre modèle affiche une anomalie rapide du manteau à 80 km de profondeur tandis que DR2012 et SAVANI montrent des anomalies lentes. Leurs anomalies lentes sont liées au lissage vertical de la croûte. Plus profondément, à 140 km et 200 km de profondeur, les trois modèles affichent une anomalie rapide sous le Tibet.

Nous avons ensuite comparé les modèles en quatre lieux (figure 4.25), les mêmes que ceux choisis pour la figure 4.23. Les quatre modèles montrent une bonne cohérence, avec des anomalies rapides sous les cratons et lentes sous les points chauds. Mais parfois, l'amplitude et l'étendue de la profondeur de l'anomalie diffèrent légèrement (figure 4.25). Par exemple, pour le craton ouest Afrique, le modèle HUM2 est similaire avec le modèle SAVANI entre 50 et 100 km de profondeur et plus proche du modèle DR2012 pour des profondeurs supérieures à 100 km. Sous le craton du Dharwar, la vitesse minimum est moins profonde (environ 150 km) pour le modèle HUM2 par rapport aux modèles SAVANI et DR2012, où elle avoisine les 200 km de profondeur.

Malgré les quelques différences évoquées ci-dessus, la forte corrélation entre les modèles tomographiques provenant de tremblement de terre et les données du bruit sismique confirme que les données du *hum* fournissent des informations précises sur la structure interne de la terre. Les données de tremblement de terre et du bruit sismique ambiant assurent une couverture de trajets et des ensembles de données complémentaires et donc ils devraient être inversés conjointement pour améliorer les modèles tomographiques de la Terre.

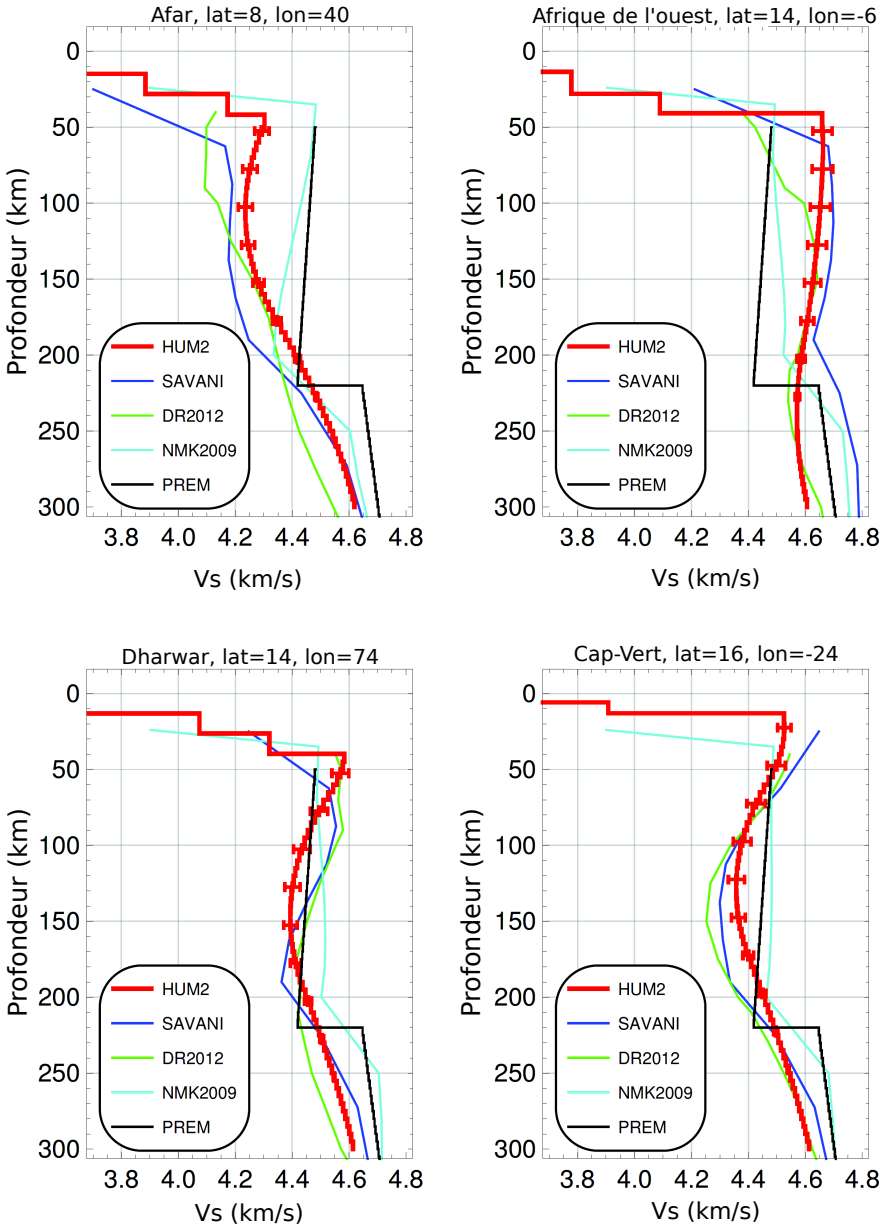


FIGURE 4.25 – *Vitesse d'onde S en fonction de la profondeur en quatre points : Afar, craton Ouest Afrique, craton du Dharwad et Cap-vert. Cinq modèles sont représentés pour la comparaison : notre modèle (HUM2) en rouge avec les bars d'erreurs, trois modèles publiés : NMK2009 de Nishida et al. (2009) en bleu clair, DR2012 de Debayle and Ricard (2012) en vert, et SAVANI d'Auer et al. (2014) en bleu foncé. Le modèle PREM Vs est représenté avec une ligne noire.*

Chapitre 5

Tomographie anisotrope

Sommaire

5.1 Régionalisation anisotrope des vitesses de groupe 109

5.1.1 Choix des valeurs des paramètres anisotropes de l'inversion . . 110

5.1.2 Tests synthétiques anisotropes 114

5.1.3 Cartes d'anisotropie des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh 117

5.2 Modèle tomographique 3D anisotrope 122

5.2.1 Méthode de l'inversion 122

5.2.2 Cartes d'anisotropie des vitesses d'ondes S_V 123

5.2.3 Comparaison des modèles anisotropes des vitesses d'onde S_V . 125

Dans le chapitre précédent nous avons obtenu un modèle isotrope tridimensionnel d'onde de cisaillement à partir des données de *hum*. Nous nous somme intéressés cette fois çi à l'anisotropie et la possibilité de construire un modèle 3D anisotrope avec notre jeu de données.

Les écoulements dans le manteau contrôlent les orientations préférentielles des minéraux présents dans le manteau (Leven et al., 1981; Nicolas and Christensen, 1987; Kaminski and Ribe, 2002), tel que l'olivine, principale constituant du manteau supérieur. Les axes cristallins des minéraux peuvent s'orienter préférentiellement et donner naissance à une anisotropie sismique mesurable qui nous dévoile les écoulements dans le manteau terrestre (Kaminski and Tommasi, 2003).

5.1 Régionalisation anisotrope des vitesses de groupe

Selon l'approche de Smith and Dahlen (1973), l'anisotropie azimutale de la vitesse (de phase ou de groupe) des ondes de surface donne lieu à une dépendance azimutale des vitesses en chaque point $M(\theta, \Psi)$ du trajet entre deux stations de la forme :

$$\begin{aligned} V(T, M, \Psi) = V_{ref}(T, M)[1 + \delta V_0(T, M) + A_1(T, M)\cos(2\Psi) \\ + A_2(T, M)\sin(2\Psi) + A_3(T, M)\cos(4\Psi) \\ + A_4(T, M)\sin(4\Psi)] \end{aligned} \tag{5.1}$$

T est la période, Ψ représente l'azimut du trajet, $V_{ref}(T, M)$ est la vitesse isotrope en chaque point $M(\theta, \Psi)$. $\delta V_0(T)$ est la perturbation de vitesse de groupe isotrope. A_1, A_2, A_3, A_4 sont des coefficients dépendant des propriétés élastiques du milieu et décrivent l'anisotropie azimutale en chaque point M.

Montagner and Nataf (1986) ont montré que les ondes de Rayleigh sont principalement sensibles aux coefficients en 2Ψ et les onde de Love sont plutôt sensibles aux coefficients en 4Ψ. Comme nous travaillons uniquement avec des ondes de Rayleigh, on néglige les termes en 4Ψ.

5.1.1 Choix des valeurs des paramètres anisotropes de l'inversion

Nous utilisons le code de régionalisation de Debayle and Sambridge (2004) qui permet de prendre en compte l'anisotropie azimutale. Nous avons utilisé la même longueur de corrélation et erreur *a priori* sur les vitesses pour le terme $\delta V_0(T)$ que celles utilisées dans l'inversion isotrope c.à.d une longueur de corrélation de 800 km et une erreur *a priori* sur les vitesses de 0.1 km/s.

Pour les paramètres d'anisotropie A_1 et A_2, nous avons utilisé une longueur de corrélation différente de celle utilisée pour $\delta V_0(T)$. Car selon Debayle (1996), la longueur de corrélation pour les termes isotropes et anisotropes, peut-être différente dans le cas où la couverture azimutale à laquelle est particulièrement sensible l'anisotropie est moins bonne que la couverture en trajet. En effet, pour certaines régions du globe, les trajets d'orientation plus au moins Est-Ouest dominent (figures 3.11 et 3.12). Nous avons fait varie la longueur de corrélation pour les termes anisotropes qu'on notera $L_{corrani}$, entre 400 et 1600 km avec un pas de 200 km pour trouver la meilleure valeur en matière de réduction de variance et un χ_m proche de 1.

Pour déterminer l'erreur *a priori* sur les paramètres anisotropes qu'on note σ_{ani}, nous avons fait plusieurs tests en variant cette dernière entre 1% et 3% avec un pas de 0.5%, en prenant en compte une fois encore la meilleure valeur en terme de réduction de variance et un χ_m proche de 1.

Nous avons choisi de déterminer les valeurs optimales pour les paramètres de l'inversion, en étudiant graphiquement la représentation simultanée des deux paramètres $L_{corrani}$ et l'erreur *a priori* sur l'anisotropie, en fonction de χ_m (eq. 4.8) qui représente la perturbation quadratique normalisée du modèle en lenteur (figure 5.1) et en fonction de la réduction de variance en lenteur du modèle initial (figure 5.2). Les valeurs de χ_m et de la réduction de variance sont représentées à l'aide d'échelles de couleurs. Nous avons choisi de prendre une valeur initiale de l'anisotropie nulle.

Sur la figure 5.1, nous avons représenté avec des couleurs chaudes les valeurs du χ_m proche de 1, plus exactement les valeurs comprises entre 0.5 et 1.5. On remarque que pour une $L_{corrani}$ égale à 400 km, χ_m augmente lorsque σ_{ani} augmente pour les deux périodes 32 et 50 s, mais pour les périodes supérieures à 75 s, χ_m diminue lorsque σ_{ani} augmente. Ce qui nous indique que pour une $L_{corrani} = 400\ km$ l'inversion n'est

pas stable sur l'ensemble des périodes. D'où $L_{corrani}$ doit être strictement supérieur à 400 km. Nous avons aussi choisi d'éliminer les $L_{corrani}$ supérieurs ou égales à 1200 km et les σ_{ani} supérieurs ou égales à 2%, car la variation du χ_m est très aléatoire d'une période à une autre. En plus pour certaines périodes l'inversion ne converge pas vers des valeurs tolérées. D'où le choix de σ_{ani} se limite à 1% ou 1.5% et le choix de la $L_{corrani}$ se confine dans l'intervalle allant de 600 à 1000 km. Afin d'affiner ces deux résultats, nous nous somme intéressés à la réduction de variance. La figure 5.2, nous montre que pour les périodes 50, 75, 99, 154, 236 et 246 s, un σ_{ani} égal à 1.5%, présente un meilleur pourcentage de réduction de variance qu'un σ_{ani} de 1%. Pour les autres périodes, un σ_{ani} de 1% ou 1.5% donne pratiquement la même réduction de variance. D'où, nous avons fixé la valeurs de σ_{ani} à 1.5%. Quant à la $L_{corrani}$, on voit sur la figure 5.2 que pour les périodes 32, 50, 75 s la réduction de variance est meilleure lorsque $L_{corrani}$ diminue et pour les autres périodes, la réduction de variance est pratiquement stable sur l'ensemble des valeurs de $L_{corrani}$. Pour réspecter la logique décrite par l'équation 4.7 qui suggére que si le nombre de paramètres augmente, forcément la longueur de corrélation augmente, d'où les deux valeurs de $L_{corrani}$ inférieure ou égale à 800 km sont éliminées. Ce qui nous améne à selectioner une $L_{corrani}$ égale à 1000 km.

En résumé, pour tracer les cartes d'anisotropie des ondes de Rayleigh, les valeurs des paramètres isotropes et anisotropes de l'inversion sont fixées comme suite :

- La longueur de corrélation des paramètres isotropes, égale à 800 km ;
- La longueur de corrélation des paramètres anisotropes, égale à 1000 km ;
- L'erreur *apriori* sur les vitesses isotropes, égale à 0.1 km/s ;
- L'erreur *apriori* sur les paramètres anisotropes, égale à 1.5%.

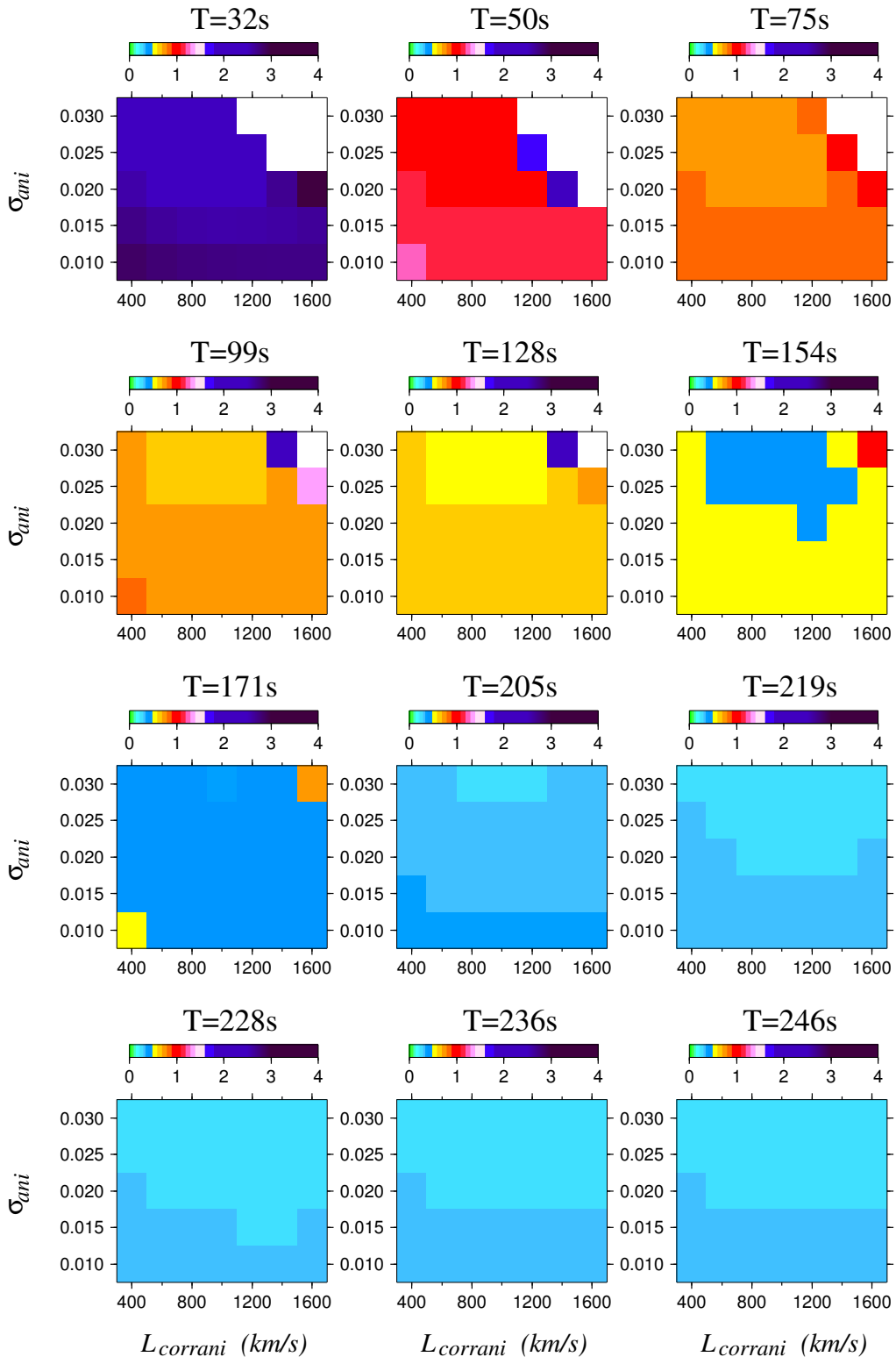


FIGURE 5.1 – *Détermination des paramètres d'inversion $L_{corrani}$ et σ_{ani} en fonction de la perturbation quadratique normalisée du modèle en lenteur (χ_m) pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les valeurs du χ_m. Les couleurs chaudes représentent les valeurs du χ_m proches de 1 (entre 0.5 et 1.5).*

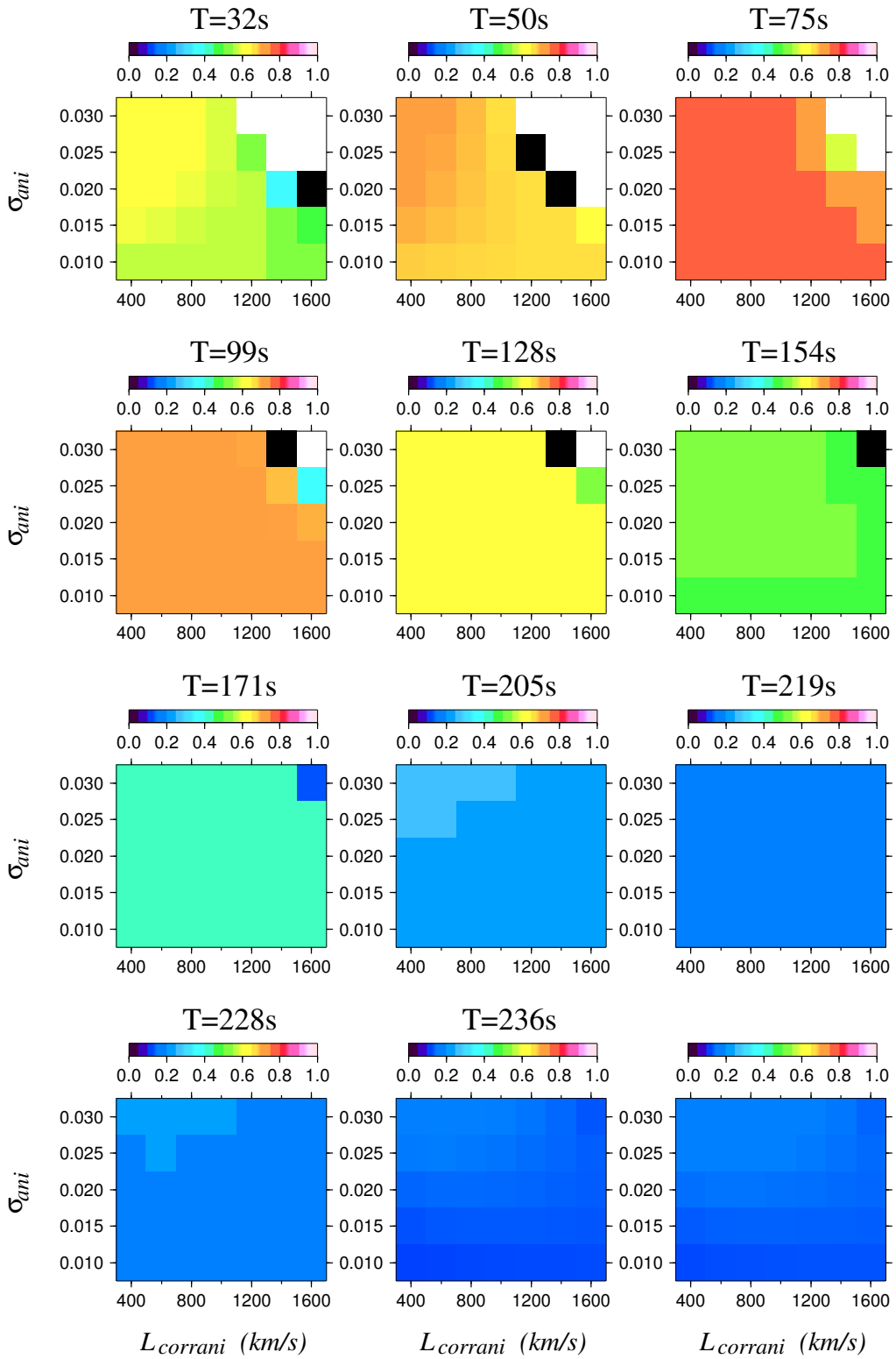


FIGURE 5.2 – *Détermination des paramètres d'inversion $L_{corrani}$ et σ_{ani} en fonction de la réduction de variance en lenteur du modèle initial pour les 12 périodes allant de 32 à 246 s. L'échelle de couleurs représente les mesures de la réduction de variance.*

5.1.2 Tests synthétiques anisotropes

Afin d'estimer notre capacité à retrouver l'anisotropie azimutale des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh, nous avons réalisé des tests synthétiques anisotropes. Les figures 5.3a et 5.4a illustre le modèle synthétique utilisé comme modèle de référence. Ce dernier ne comporte aucune anomalie isotrope en vitesse, mais contient des anomalies anisotropes regroupées en cellules de 2000×2000 km avec des orientations alternatives d'axes rapides de directions $N45\,^\circ$ et $N320\,^\circ$. Nous avons effectué par la suite une inversion anisotrope pour chaque période des 12 périodes choisies pour cette étude, tout en prenant en compte les mêmes paramètres *a priori* choisis précédemment pour la régionalisation anisotrope c.à.d une longueur de corrélation pour les paramètres isotropes de 800 km et une autre pour les paramètres anisotropes de 1000 km et une erreur sur les vitesses isotrope et une autre sur les paramères anisotropes de 0.1 km/s et 1.5% respectivement.

Les figures 5.3b et 5.4b représentent les résultats des inversions synthétiques pour les périodes allant de 32 à 246 s. On remarque en premier temps que les directions rapides des vitesses de groupe ainsi que leurs amplitudes sont bien retrouvées, exactement dans les mêmes régions (cellules) où les anomalies des vitesses de groupe sont bien reconstruites dans le cas de l'inversion isotrope, pour le cas où nous avons reproduit des cellules d'une taille de 2000×2000 km (voir la figure 4.3). Même si dans certaines zones on note une certaine diminution dans l'amplitude de l'anisotropie, les directions d'axe rapide sont bien retrouvées sauf au niveau des deux pôles, où la direction de l'anisotropie est complètement aléatoire, qui peut être expliqué comme pour le cas de l'inversion isotrope, par le manque de trajets qui traverse les deux régions, ce dernier est dû au manque de stations couvrant les deux régions polaires.

Toutefois, quelle que soit la période choisie, nos trajets interstations, semblent être suffisants pour contraindre les anomalies isotropes (voir section 4.1.4.1, page 74) et anisotropes, ce qui nous permet de faire des interprétations avec une bonne assurance sur l'ensemble du globe.

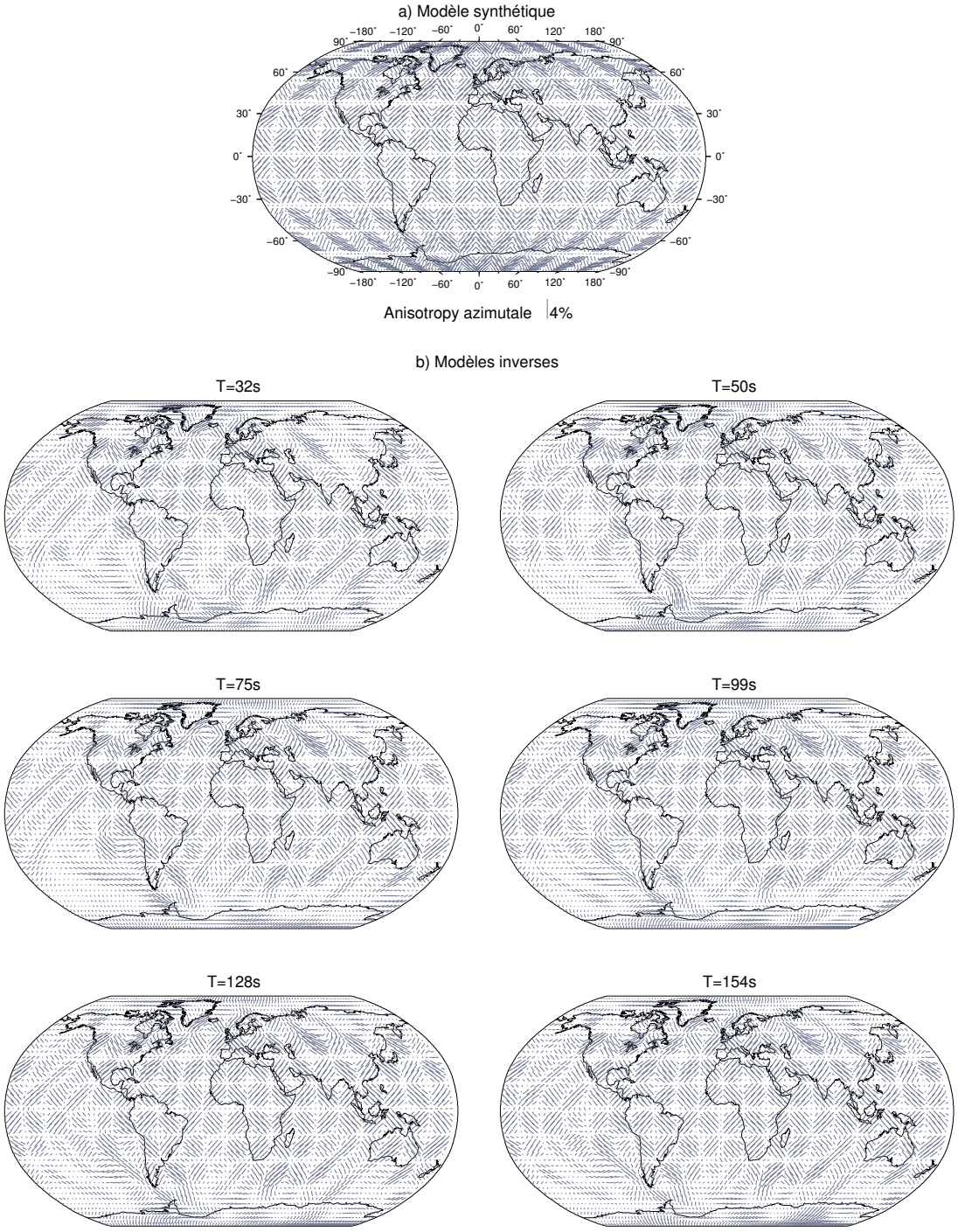


FIGURE 5.3 – *Tests synthétiques pour estimer la résolution d'inversion anisotrope. Les traits en bleu ardoise correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est fonction de l'amplitude maximale de l'anisotropie, suivant l'échelle indiquée en bas de la carte en (a). a) Le modèle synthétique de départ, sans anomalies de vitesse isotrope, mais avec des anomalies anisotropes en cellules de* 2000×2000 *km et d'axes rapides orientés* $N45^\circ$ *et* $N320^\circ$*. b) Modèles d'anisotropie de vitesse de goupe inverses, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 32, 50, 75, 99, 128 et 154 s. A toutes les périodes les disparités anisotropes sont bien reconstituées sauf aux hautes latitudes.*

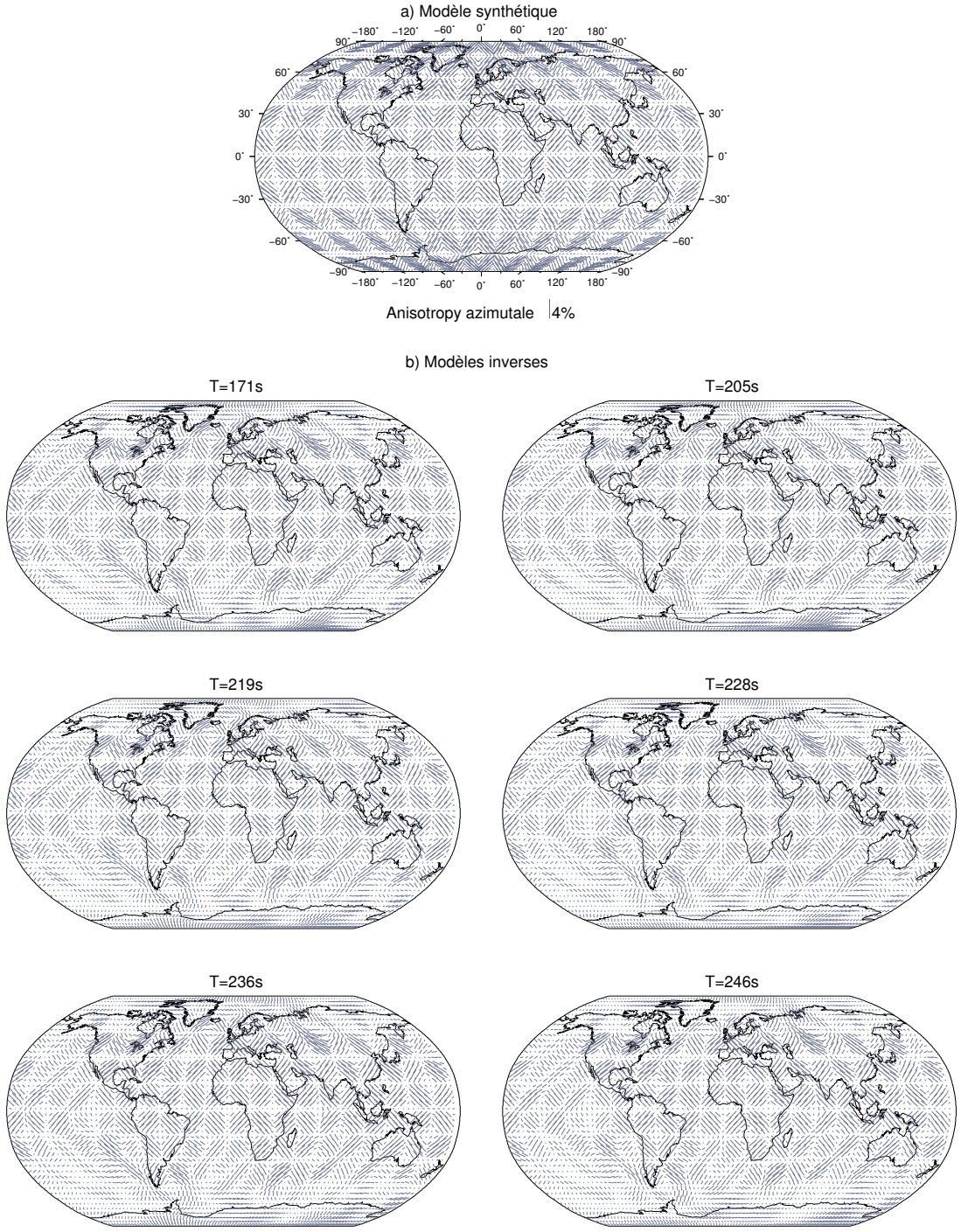


FIGURE 5.4 – *Tests synthétiques pour estimer la résolution d'inversion anisotrope. Les traits en bleu ardoise correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est fonction de l'amplitude maximale de l'anisotropie, suivant l'échelle indiquée en bas de la carte en (a). a) Le modèle synthétique de départ, sans anomalies de vitesse isotrope, mais avec des anomalies anisotropes en cellules de* 2000×2000 *km et d'axes rapides orientés* $N45°$ *et* $N320°$*. b) Modèles d'anisotropie de vitesse de goupe inverses, obtenus en utilisant les trajets disponibles pour les périodes 171, 205, 219, 228, 236 et 246 s. A toutes les périodes les disparités anisotropes sont bien reconstituées sauf aux hautes latitudes.*

5.1.3 Cartes d'anisotropie des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh

Nous présentons sur les figures (Figures 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8) des cartes de régionalisation anisotrope et leurs cartes des erreurs *a posteriori* pour les périodes 32 à 246 s. Les directions d'axes rapides de l'anisotropie azimutale 2Ψ sont représentées par les vecteurs noirs. La longueur des vecteurs est en fonction de l'amplitude de l'anisotropie $\sqrt{A_1^2 + A_2^2}$ et l'orientation de l'axe rapide est $\Psi_{fast} = 1/2 \arctan(A_1, A_2)$.

On retrouve toutes les anomalies observées dans les cartes de régionalisation isotrope mais avec des contrastes de vitesse beaucoup plus faibles pour les périodes 32 et 50 s (diminué presque de moitié) et légèrement plus faibles pour les autres périodes. Cette diminution de contraste a était aussi remarquée par Montagner and Jobert (1988) et Debayle (1996). Les valeurs des erreurs *a posteriori* quant à elles, ont subi une légère augmentation mais restent toujours comprises entre 1% et 3%.

Les cartes de vitesses de groupes sont difficiles à interpreter car il n'est pas possible de les relier simplement avec les structures à une profondeur donnée. On remarque que l'amplitude de l'anisotropie diminue lorsque la période augmente, celà à également été remarqué par Sebai et al. (2006). On remarque aussi qu'au niveau des dorsales océaniques, les diréctions d'axe rapide d'anisotropie sont globalement parallele à l'ouverture dans les régions bien résolues de notre modèle.

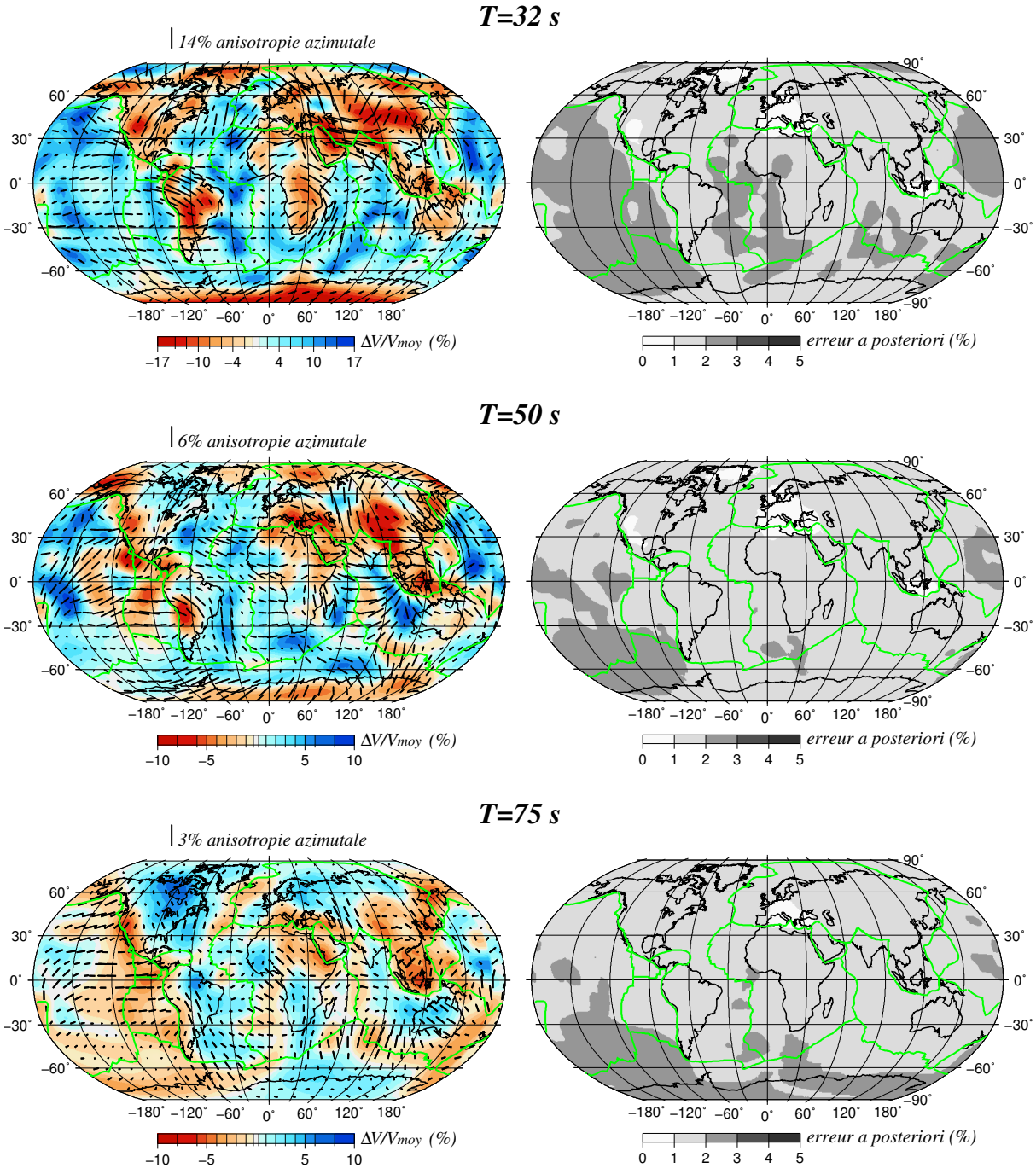


FIGURE 5.5 – *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 32, 50 et 75 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.*

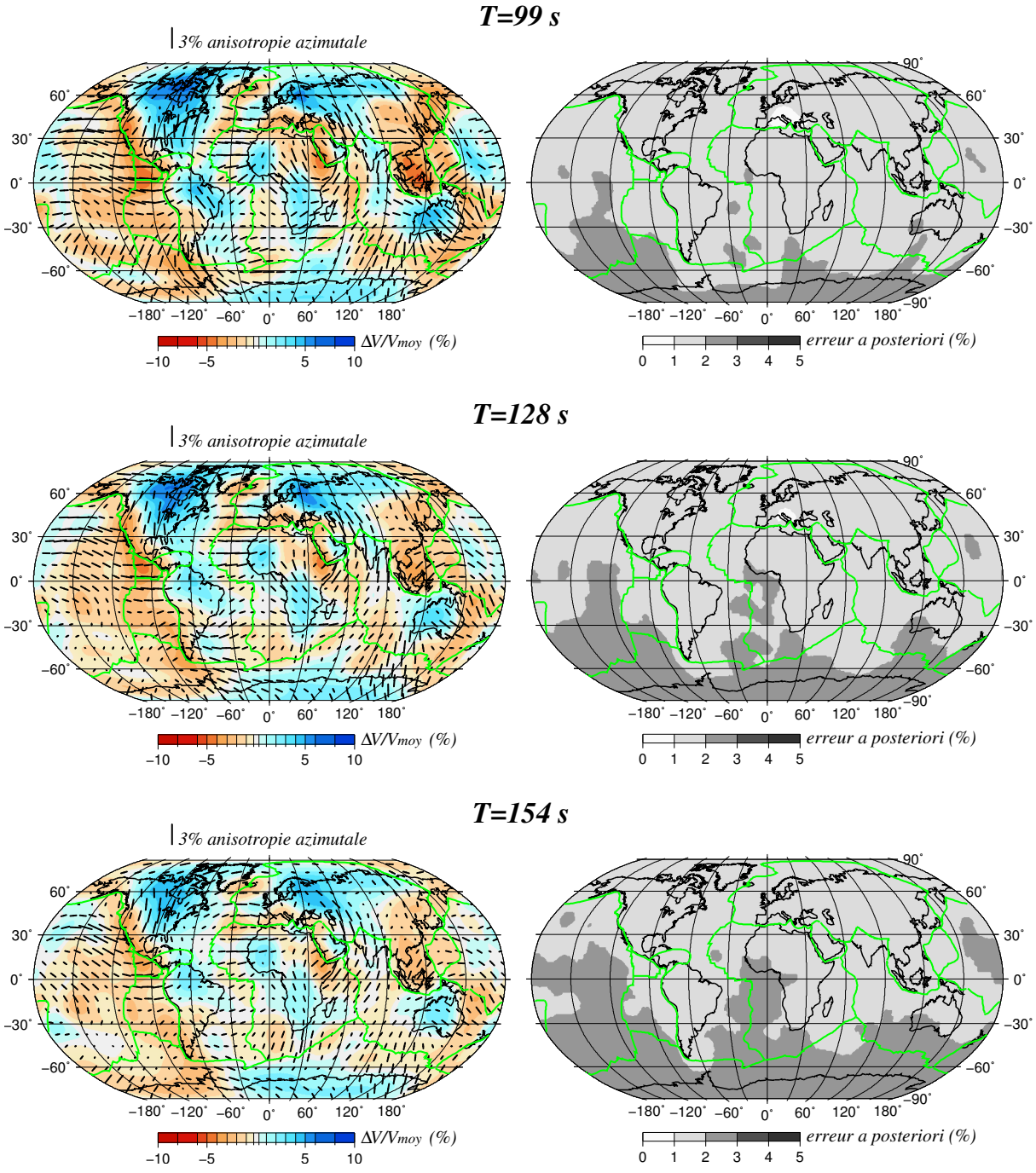


FIGURE 5.6 – *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 99, 128 et 154 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.*

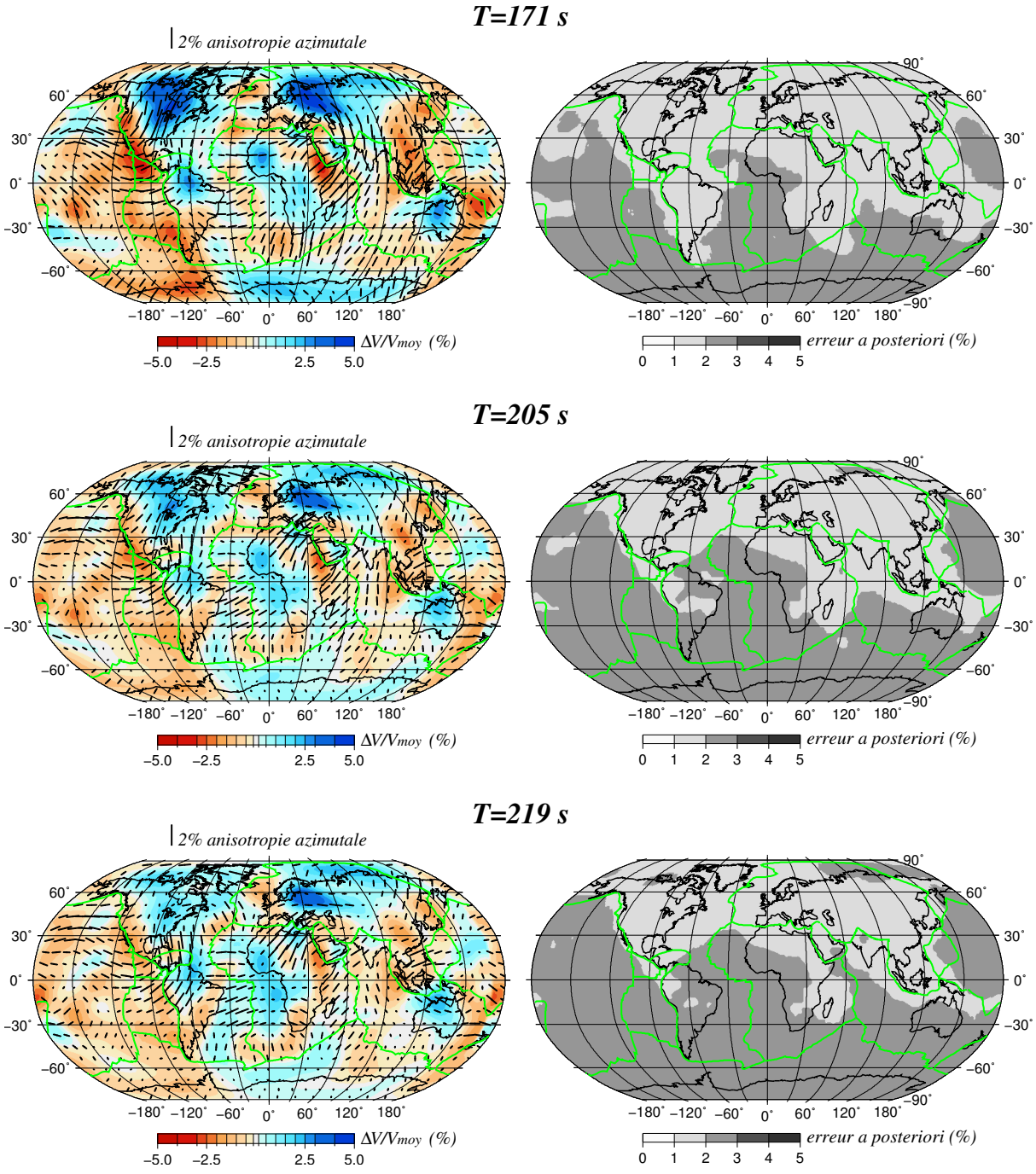


FIGURE 5.7 – *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 171, 205 et 219 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.*

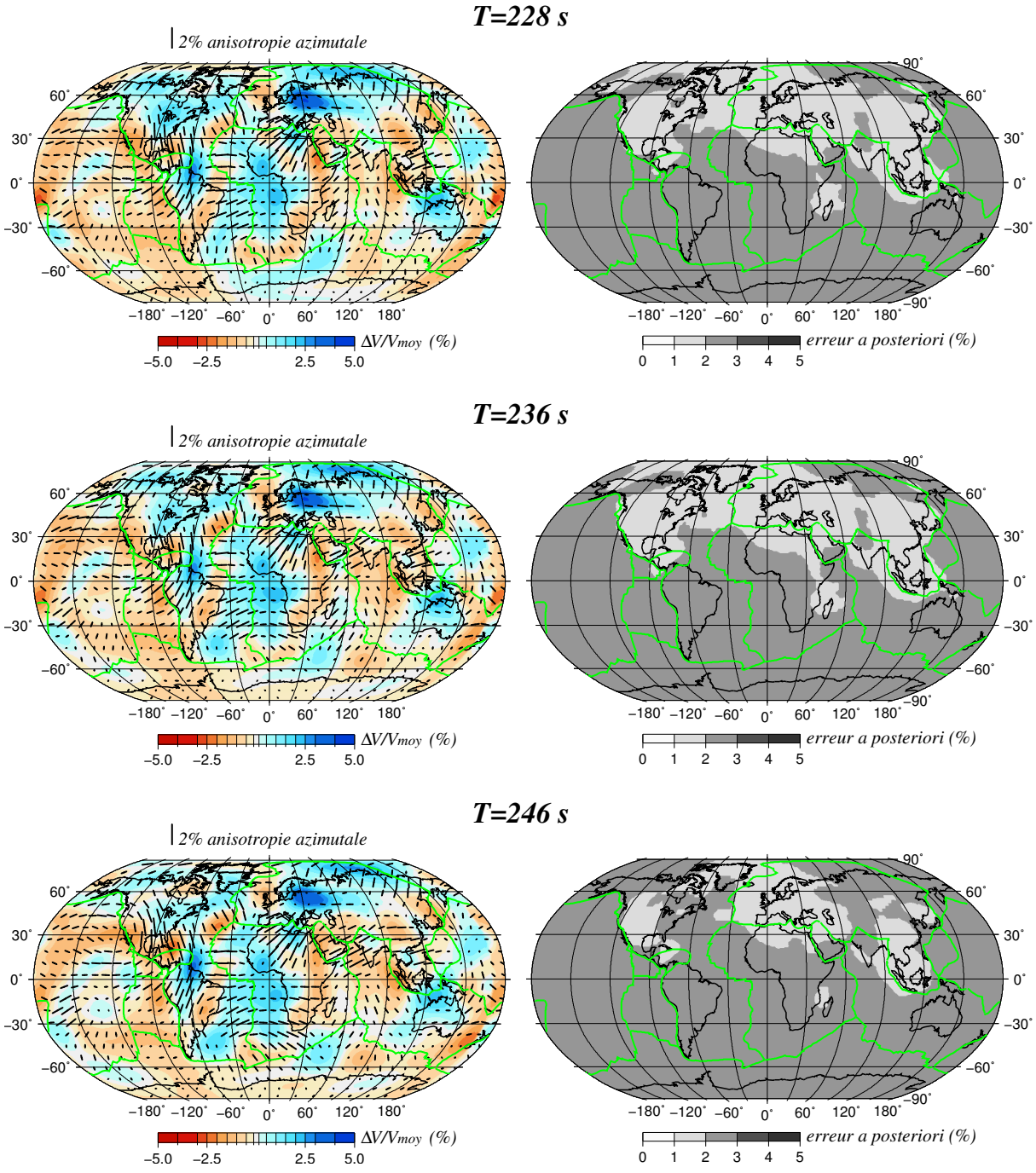


FIGURE 5.8 – *Á gauche, cartes des variations des vitesses de groupe, dans la cas d'une inversion anisotrope pour les pèriodes 228, 236 et 246 s. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut des cartes. Á droite, cartes des erreurs a posteriori correspondantes exprimées en %.*

5.2 Modèle tomographique 3D anisotrope

Le but de cette dérnière étapes de notre étude est la réalisation d'un modèle tomographique anisotrope en 3 dimensions, par l'inversion en profondeur des variations des vitesses de groupe anisotropes d'onde de Rayleigh, en prenant en compte les paramètres isotropes (U_0) et les coefficients anisotropes des paramètres azimutaux (A_1 et A_2) pour chaque période de l'ensembles des 12 périodes allant de 32 à 246 s. N'ayant pas calculé les variations des vitesses de groupe d'onde de Love, nous avons dans ce cas là, négligé l'anisotropie radiale et calculé les variations azimutales des vitesses V_{SV}, en utilisant le code d'inversion isotrope.

Par cet essai, on voulait démontrer qu'il est possible d'obtenir un modèle tomographique anisotrope 3D des ondes S à partir du bruit sismique.

5.2.1 Méthode de l'inversion

Les cartes d'anisotropie des vitesses de groupe d'onde de Rayleigh obtenues dans la section 5.1.3, sont utilisées comme donées d'entrée dans l'inversion du modèle tomographique 3D anisotrope des vitesses d'ondes S_V.

On rappelle que la dépendance de vitesse de groupe d'onde de Rayleigh $V(T, M)$ par rapport à l'anisotropie azimutale pour un azimuth Ψ, s'écrit :

$$\begin{aligned} U(T, M, \Psi) = U_{ref}(T, M)[1 + \delta U_0(T, M) + A_1(T, M)\cos(2\Psi) \\ + A_2(T, M)\sin(2\Psi) \end{aligned} \tag{5.2}$$

Pour un azimuth Ψ, on inverse $U(T, M, \Psi)$ en utilisant le code d'inversion isotrope et on obtient :

$$V_{SV}(Z, M, \Psi) = V_{SV_0} + \alpha_1 \cos(2\Psi) + \alpha_2 \sin(2\Psi) \tag{5.3}$$

On obtient ainsi V_{SV} correspondant à différents azimuths Ψ.

Nous avons sélectionné quatre azimuths : 0, $\pi/4$, $\pi/2$ et $3\pi/4$. On obtient ainsi un systéme d'équation ci-dessous qui nous permet de retrouver V_{SV_0}, α_1 et α_2.

$$\begin{cases} V_{SV}(Z, M, 0) = V_{SV_0} + \alpha_1 \\ V_{SV}(Z, M, \pi/4) = V_{SV_0} + \alpha_2 \\ V_{SV}(Z, M, \pi/2) = V_{SV_0} - \alpha_1 \\ V_{SV}(Z, M, 3\pi/4) = V_{SV_0} - \alpha_2 \end{cases} \tag{5.4}$$

5.2.2 Cartes d'anisotropie des vitesses d'ondes S_V

La figure 5.10 représente les cartes de perturbation de vitesse V_{SV} pour trois profondeurs sélectionnées 80, 140 et 200 km. Les perturbations sont calculées par rapport à la moyenne des mesures à une profondeur donnée. Les vecteurs en rouge représentent les axes rapides de l'anisotropie azimutale. Leur longueur est fonction de l'amplitude de l'anisotropie. Ces directions d'anisotropie semblent dans l'ensemble, parallèles au mouvement d'ouverture au niveau des plaques tectoniques, ce qui a été observé par d'autres études globales d'ondes de surface (e.g. Tanimoto and Anderson, 1984; Montagner and Tanimoto, 1991; Debayle et al., 2005; Debayle and Ricard, 2013). D'autre part, on remarque une décroissance de l'amplitude de l'anisotropie lorsque la profondeur augmente. Certaines zones du globe présentent des amplitudes d'anisotropie beaucoup plus prononcées par rapport à d'autres, par exemple à 80 et 140 km de profondeur du côté du : craton Nord-Américain, craton Amazonien, bouclier baltique, craton Est-Européen et craton Sibérien. Á 140 km de profondeur on remarque l'apparition de nouvelles zones de forte anisotropie qu'on ne voit pas à 80 km de profondeur tels que : le craton Indien, Madagascar, toute la partie nord de l'Asie qui vient s'ajouter au craton Sibérien et les points chauds de : l'Afar, Tibesti, Hawaii, Tahiti, Tasman Est, Tasman centrale et Fernando. Á 200 km de profondeur l'anisotropie devient beaucoup plus stable sur l'ensemble du globe.

On ne veut pas apporter des interprétations détaillées et affirmatives sur notre modèle tomographique qui sort du cadre de cette thèse mais on voulait surtout démontrer qu'il est possible d'obtenir un modèle tomographique anisotrope 3D des ondes S_V. Une utilisation d'une base de données plus importante de paires de stations, augmenterait considérablement la résolution de notre modèle, ce qui nous donnera la possibilité de pousser plus loin nos interprétations sur les directions et les amplitudes d'anisotropie.

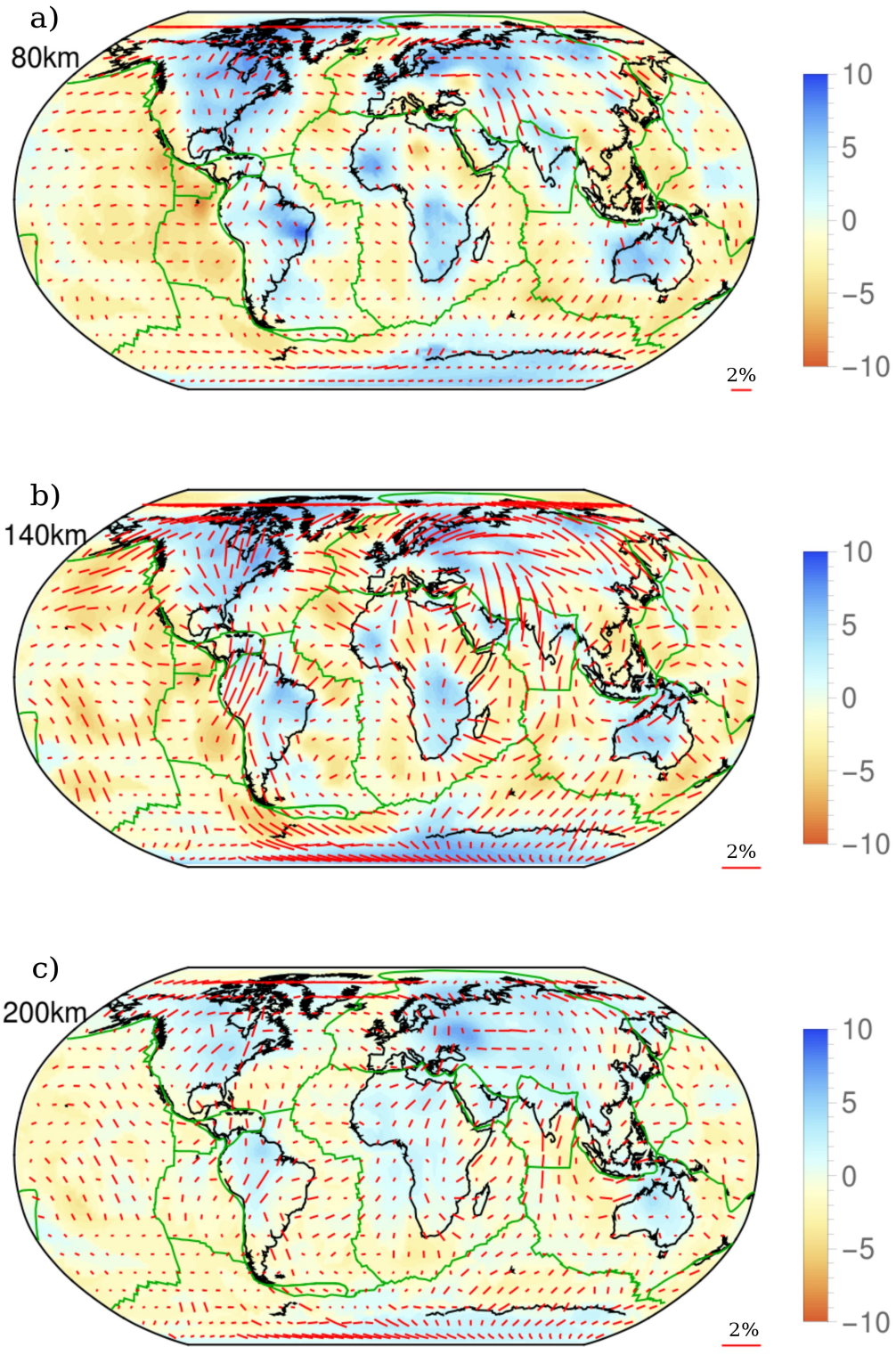


FIGURE 5.9 – *Perturbations des vitesses d'onde de cisaillement S_V pour les profondeur 80, 140 et 200 km. Les traits rouges correspondent aux directions d'axe rapide d'anisotropie azimutale et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en bas des cartes.*

5.2.3 Comparaison des modèles anisotropes des vitesses d'onde S_V

Nous avons choisi de compararer nos résultats d'anisotropie des vitesses d'onde S_V avec ceux du modèle global proposé par Debayle et al. (2016). Ce modèle est obtenu à partir de la modélisation de la forme d'onde de 1.377.550 ondes de Rayleigh enregistrées entre 1976 et Octobre 2010. La figure 5.10 représente les différentes cartes d'anisotropie des vitesses d'onde S_V aux profondeurs de 90, 150 et 200 km suivant le modèle de Debayle et al. (2016) plus exactement le modèle 3D2015-10Sv. Dans l'ensemble et en matière de perturbations des vitesses d'onde S_V, les deux modèles corrèlent bien pour les trois profondeurs données. Par contre en terme d'anisotropie, certaines différences sont observées. Á 80 km de profondeur, les directions d'anisotropie sont assez similaires mais les amplitudes d'anisotropie au niveau des dorsales que propose notre modèle sont très faibles par rapport à celles du modèle 3D2015-10Sv. Á140 km de profondeur, les directions d'anisotropie restent toujours assez semblables dans les deux modèles, sauf au niveau du Nord de l'Afrique et le Nord de l'Asie. Á 200 km de profondeur, les deux modèles semblent donner les mêmes résultats en terme d'amplitude et de direction d'anisotropie sur l'ensemble du globe , à quelques différences près tel que ce qu'on voit du côté de l'Australie.

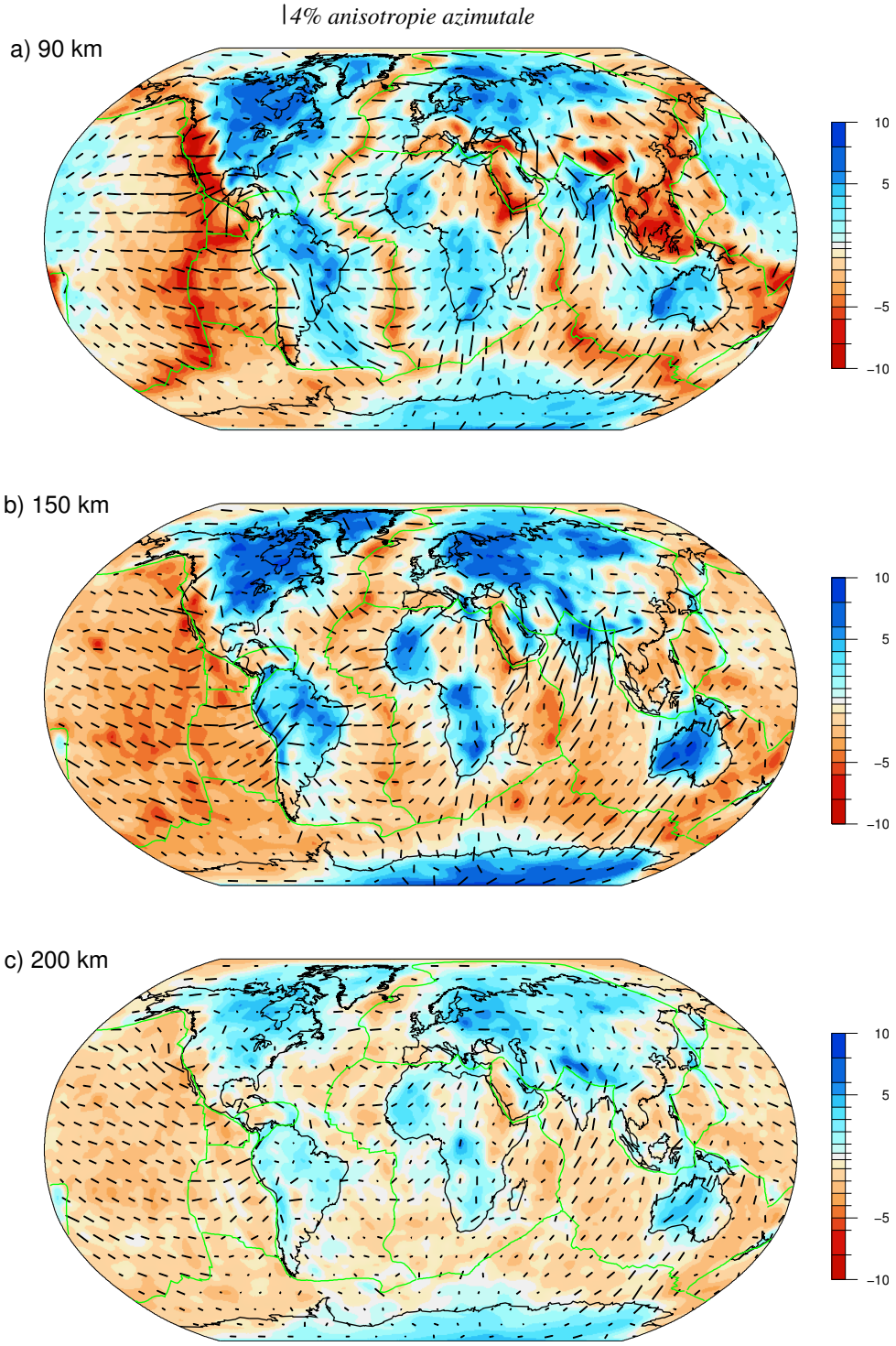


FIGURE 5.10 – *Modèle 3D2015-10Sv (Debayle et al., 2016), perturbations des vitesses d'onde de cisaillement S_V pour les profondeur 90, 150 et 200 km. Les traits noirs correspondent aux directions d'axe rapide d'anisotropie azimutale et leur longueur est proportionnelle à l'amplitude maximale de l'anisotropie suivant l'échelle indiquée en haut de la figure.*

Conclusions et perspectives

Ce travail de recherche a permis d'obtenir un nouveau modèle tomographique global du manteau supérieur à partir d'enregistrement de bruit de fond sismique (*hum*) dans la bande de période allant de 30 à 250 s. Pour cela, nous avons utilisé la nouvelle méthode de PCPWS développée par Schimmel et al. (2011b), qui est basée sur la théorie du signal analytique.

Cette étude a nécessité un développement méthodologique et une automatisation de la procédure vu l'importance de la base de données et de la quantité des résultats générés en chaque étape de ce travail, et qu'il fallait les traiter et les trier. D'autant plus, l'échelle à laquelle on a travaillé et les distances inter-stations qui variaient entre une centaine et une dizaine de milliers de kilomètres, rendaient notre tâche plus complexe. Ce travail est scindé en deux grandes parties : la première, concerne la méthode du calcul des FGEs entre les paires de stations et la mesure des vitesses du groupe, ainsi que la sélection et le traitement de la base de données collecté pour notre étude à l'échelle du globe. La seconde partie quant à elle est consacrée à la modélisation du milieu en exploitant les résultats obtenus dans la première partie. Suivant ce concept, nous avons tout d'abord calculé les intercorrélogrammes de phase entre les paires de stations pour extraire les signaux de phase cohérents. Nous avons par la suite sommé les intercorrélogrammes en utilisant la méthode de sommation en phase pondérée en temps-fréquence pour obtenir les FGEs. Les vitesses de groupe ont ensuite été calculées et sélectionnées automatiquement à l'aide d'une méthode de ré-échantillonnage qui permet de prendre uniquement les mesures robustes. Nous avons testé la stabilité des mesures de vitesse de groupe en fonction de la quantité de données (nombre d'intercorrélogrammes journaliers à sommer) et la largeur de la bande de fréquences. Moins de données sont nécessaires à hautes fréquences qu'à basses fréquences, et il est nécessaire de sommer deux années d'enregistrements de bruit sismique (hum) pour obtenir des mesures fiables sur toute la bande de fréquences de 0.004 à 0.032 Hz. Nous avons montré en outre, qu'il est nécessaire de traiter les données dans des bandes de fréquences distinctes, comme 0.004 au 0.016 Hz et 0.016 à 0.032 Hz, pour obtenir des mesures de vitesses de groupe fiables sur toute la bande de fréquences. En comparant les deux méthodes : PCPWS (Schimmel et al., 2011b) et la méthode classique CCS (Bensen et al., 2007), nous avons démontré que la méthode de PCPWS permet une convergence plus rapide vers une mesure de vitesse de groupe stable sur toute la bande de fréquences. De plus, le rapport signal sur bruit

des FGEs obtenues par la méthode PCPWS est nettement plus élevé que celui des FGEs obtenues par la méthode CCS.

Nous avons sélectionné à travers les réseaux sismologiques mondiaux, 149 stations large bande de bonne qualité. Ainsi, nous avons obtenu 6797 courbes de vitesses de groupe pour les trajets dont les distances inter-stations sont comprises entre 500 et 13000 km. Une automatisation de la procédure était nécessaire pour le traitement massif des données. Nous avons rejeté seulement 20% des mesures sur les trajets inter-stations pour lesquels la convergence vers la FGE n'était pas atteinte. Les FGEs sélectionnées affichent un rapport signal sur bruit élevé, et les ondes de Rayleigh ainsi que les ondes de volume sont clairement identifiées. Un travail plus approfondi sur les phases détectées est à envisager, d'autant plus que les hodochrones réalisés jusqu'à aujourd'hui proviennent de l'étude des ondes sismiques émises par les tremblements de terre. Il est très intéressant d'exploiter cette nouvelle approche pour voir les hodochrones qui pourront peut être nous révéler de nouvelles informations ou renforcer notre compréhension construite à partir des séismes. Il serait aussi intéressant de générer des hodochrones à partir des composantes horizontales du sismogramme, car certaines phases sismiques sont plus visibles sur les composantes horizontales que sur la composante verticale.

Les vitesses de groupe ont été régionalisées, puis inversées en profondeur, pour obtenir le modèle de vitesse 3-D des ondes S en utilisant une méthode de recuit simulé dans laquelle le nombre et la forme des splines qui décrivent le modèle varient. Ce nouveau modèle tomographique de vitesses d'onde S, retrouve bien les différentes structures, tel que les cratons, les points chauds les dorsales et les zones de subduction. Ce modèle se corrèle bien sur l'ensemble du globe avec des modèles obtenus à partir des tremblements de terre, à l'exception du craton de Dharwar qui apparait moins profond par rapport aux autres modèles publiés.

Nous avons aussi réalisé un modèle tomographique anisotrope, dont la première étape pour arriver à ce modèle, consiste à réaliser une régionalisation anisotrope des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh, ces dernières sont ensuite inversées en profondeur. Les cartes obtenues représentent les hétérogénéités des vitesses d'onde de cisaillement V_{SV} ainsi que les directions rapides d'anisotropie azimutale. Les résultats corrèlent bien avec les structures majeures. Une inversion simultanée des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh et de Love serait très intéressante à élaborer pour nous

permettre de retrouver l'anisotropie radiale. Ce qui nous permettra d'avoir une image plus complète sur les écoulements de la matière dans le manteau terrestre.

Ce modèle sera amélioré à l'avenir pour obtenir la meilleure résolution possible de la tomographie, en rajoutant plus de stations, et en particulier, les stations du fond marin. Élargir nos mesures des intercorrélations, en prenant en compte le grand-arc permettra pratiquement de doubler nos trajets et apportera un plus considérable pour les hodochrones et le modèle tomographique 3D.

Les tremblements de terre et le bruit sismique fournissent des ensembles de données et une couverture de trajets indépendants, et sont donc complémentaires pour étudier la structure de la Terre.

Bibliographie

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors.

Ardhuin, F., Gualtieri, L., and Stutzmann, E. (2015). How ocean waves rock the earth : two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s. *Geophysical Research Letters*.

Ardhuin, F., Stutzmann, E., Schimmel, M., and Mangeney, A. (2011). Ocean wave sources of seismic noise. *J. Geophys. Res.*, 116(C09004) :doi :10.1029/2011JC006952.

Aster, R., McNamara, D., and Bromirski, P. (2008). Multi-decadal climate-induced variability in microseisms. *Seismological Research Letters*, 79 :doi : 10.1785/gssrl.79.2.194.

Auer, L., Boschi, L., Becker, T., Nissen-Meyer, T., and Giardini, D. (2014). Savani : A variable resolution whole-mantle model of anisotropic shear velocity variations based on multiple data sets. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(4) :3006–3034.

Backus, M., Burg, J., Baldwin, D., and Bryan, E. (1964). Wide-band extraction of mantle p waves from ambient noise. *Geophysics*, 29(5) :672–692.

Bêath, M. (1979). *Introduction to seismology*. Birkhauser.

Becker, T. W. and Boschi, L. (2002). A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(1).

Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169(3) :1239–1260.

Bensen, G., Ritzwoller, M., and Shapiro, N. (2008). Broadband ambient noise surface wave tomography across the united states. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 113(B5).

Biswas, N. and Knopoff, L. (1970). Exact earth-flattening calculation for love waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(4) :1123–1137.

Boué, P., Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H., Briand, X., and Roux, P. (2013). Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the earth. *Geophysical Journal International*, page ggt160.

Bromirski, P. D. and Duennebier, F. K. (2002). The near-coastal microseism spectrum : Spatial and temporal wave climate relationships. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B8).

Bromirski, P. D. and Gerstoft, P. (2009). Dominant source regions of the earth's "hum" are coastal. *Geophysical Research Letters*, 36(13).

Burgos, G., Montagner, J.-P., Beucler, E., Capdeville, Y., Mocquet, A., and Drilleau, M. (2014). Oceanic lithosphere-asthenosphere boundary from surface wave dispersion data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(2) :1079–1093.

Campillo, M. and Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606) :547–549.

Crotwell, H. P., Owens, T. J., and Ritsema, J. (1999). The taup toolkit : Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70(2) :154–160.

Cupillard, P., Stehly, L., and Romanowicz, B. (2011). The one-bit noise correlation : A theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. *Geophysical Journal International*, 184(3) :1397–1414.

Davaille, A., Stutzmann, E., Silveira, G., Besse, J., and Courtillot, V. (2005). Convective patterns under the indo-atlantic «box». *Earth and Planetary Science Letters*, 239(3) :233–252.

Debayle, E. (1996). *Tomographie du manteau supérieur de l'Océon Indien par inversion de forme d'ondes*. PhD thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg.

Debayle, E., Dubuffet, F., and Durand, S. (2016). An automatically updated s-wave model of the upper mantle and the depth extent of azimuthal anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 43(2) :674–682.

Debayle, E., Kennett, B., and Priestley, K. (2005). Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of australia. *Nature*, 433(7025) :509–512.

Debayle, E., Lévêque, J.-J., and Cara, M. (2001). Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern afro/arabian continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3) :423–436.

Debayle, E. and Ricard, Y. (2012). A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher rayleigh mode measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B10).

Debayle, E. and Ricard, Y. (2013). Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast-moving plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 376 :165–177.

Debayle, E. and Sambridge, M. (2004). Inversion of massive surface wave data sets : model construction and resolution assessment. *Journal of geophysical research*, 109(B2) :B02316.

Derode, A., Larose, E., Tanter, M., De Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., and Fink, M. (2003). Recovering the green's function from field-field correlations in an open scattering medium (l). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6) :2973–2976.

Dias, R. C., Julià, J., and Schimmel, M. (2014). Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the borborema province, ne brazil, from ambient seismic noise. *Pure and Applied Geophysics*, pages 1–21.

Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4) :297–356.

Ekström, G. (2001). Time domain analysis of earth's long-period background seismic radiation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B11) :26483–26493.

Ekström, G. (2011). A global model of love and rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25-250 s. *Geophysical Journal International*, 187(3) :1668–1686.

Fang, L., Wu, J., Ding, Z., and Panza, G. (2010). High resolution rayleigh wave group velocity tomography in north china from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 181(2) :1171–1182.

Forte, A. M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N. A., Grand, S. P., Mitrovica, J. X., and Rowley, D. B. (2010). Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of african geodynamics : A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3) :329–341.

Friedrich, A., Kruger, F., and Klinge, K. (1998). Ocean-generated microseismic noise located with the grafenberg array. *J. of Seismology*, 2 :47–64.

Gerstoft, P., Shearer, P. M., Harmon, N., and Zhang, J. (2008). Global p, pp, and pkp wave microseisms observed from distant storms. *Geophysical Research Letters*, 35(23).

Grob, M., Maggi, A., and Stutzmann, E. (2011). Observations of the seasonality of the antarctic microseismic signal and its association to sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, 38 :L11302.

Gualtieri, L., Stutzmann, E., Farra, V., Capdeville, Y., Schimmel, M., Ardhuin, F., and Morelli, A. (2014). Modelling the ocean site effect on seismic noise body waves. *Geophysical Journal International*, page ggu042.

Gutenberg, B. (1947). Microseisms and weather forcecasting. *J. of Meteorology*, 4(1) :21–28.

Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics*, 5 :53–92.

Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, 1(2) :177–210.

Haubrich, R. A. and McCamy, K. (1969). Microseisms : Coastal and pelagic sources. *Reviews of Geophysics*, 7(3) :539–571.

Iyer, H. and Healy, J. H. (1972). Evidence for the existence of locally-generated body waves in the short-period noise at the large aperture seismic array, montana. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(1) :13–29.

Kaminski, É. and Ribe, N. M. (2002). Timescales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(8) :1–17.

Kaminski, É. and Tommasi, A. (2003). Quand l'anisotropie sismique dévoile les écoulements dans le manteau terrestre. *Bulletin de la SPF*, 140 :6–9.

Kedar, S., Longuet-Higgins, M., Webb, F., Graham, C., Clayton, R., and Jones, C. (2008). The origin of deep ocean microseisms in the north atlantic ocean. *, Proc. R. Soc. A.*, page doi :10.1098/rspa.2007.0277.

Kedar, S. and Webb, F. H. (2005). The ocean's seismic hum. *Science*, 307(5710) :682–683.

Kumar, P., Yuan, X., Kumar, M. R., Kind, R., Li, X., and Chadha, R. (2007). The rapid drift of the indian tectonic plate. *Nature*, 449(7164) :894–897.

Kurrle, D. and Widmer-Schnidrig, R. (2008). The horizontal hum of the earth : a global background of spheroidal and toroidal modes. *Geophysical Research Letters*, 35(6).

Kurrle, D. and Widmer-Schnidrig, R. (2010). Excitation of long-period rayleigh waves by large storms over the north atlantic ocean. *Geophysical Journal International*, 183(1) :330–338.

Landès, M., Hubans, F., Shapiro, N. M., Paul, A., and Campillo, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B5).

Larose, E., Derode, A., Campillo, M., and Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics*, 95(12) :8393–8399.

Laske, G., Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. (2013). Update on crust1. 0-a 1-degree global model of earth's crust. In *Geophys. Res. Abstracts*, volume 15, page 2658.

Leven, J., Jackson, I., and Ringwood, A. (1981). Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling. *Nature*, 289 :234–239.

Lobkis, O. I. and Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6) :3011–3017.

Longuet-Higgins, M. S. (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.

Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*. Academic press.

Miche, A. (1944). Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur croissante ou décroissante. première partie. mouvements ondulatoires périodiques et cylindriques en profondeur constante. *Annales des Ponts et Chaussées*, 114 :42–78.

Montagner, J.-P. (1986). Regional three-dimensional structures using long-period surface waves. In *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics*, volume 4, pages 283–294.

Montagner, J.-P. and Jobert, N. (1988). Vectorial tomography—ii. application to the indian ocean. *Geophysical Journal International*, 94(2) :309–344.

Montagner, J.-P. and Nataf, H.-C. (1986). A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 91(B1) :511–520.

Montagner, J.-P. and Tanimoto, T. (1991). Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B12) :20337–20351.

Moschetti, M., Ritzwoller, M., and Shapiro, N. (2007). Surface wave tomography of the western united states from ambient seismic noise : Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8).

Mottaghi, A. A., Rezapour, M., and Korn, M. (2013). Ambient noise surface wave tomography of the iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 193(1) :452–462.

Moulik, P. and Ekström, G. (2014). An anisotropic shear velocity model of the earth's mantle using normal modes, body waves, surface waves and long-period waveforms. *Geophysical Journal International*, 199(3) :1713–1738.

Nawa, K., Suda, N., Fukao, Y., Sato, T., Aoyama, Y., and Shibuya, K. (1998). Incessant excitation of the earth's free oscillations. *Earth, planets and space*, 50(1) :3–8.

Nicolas, A. and Christensen, N. I. (1987). Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-a review. *Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system*, pages 111–123.

Nishida, K. (2013). Earth's background free oscillations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41 :719–740.

Nishida, K., Kawakatsu, H., Fukao, Y., and Obara, K. (2008). Background love and rayleigh waves simultaneously generated at the pacific ocean floors. *Geophysical Research Letters*, 35(16).

Nishida, K., Montagner, J.-P., and Kawakatsu, H. (2009). Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 326(5949) :112–112.

Press, W. H. (2007). *Numerical recipes 3rd edition : The art of scientific computing*. Cambridge university press.

Rhie, J. and Romanowicz, B. (2004). Excitation of earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, 431(7008) :552–556.

Rhie, J. and Romanowicz, B. (2006). A study of the relation between ocean storms and the earth's hum. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(10).

Ritzwoller, M. H., Lin, F.-C., and Shen, W. (2011). Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8) :558–570.

Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W., and Roux, A. (2005). Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1) :79–84.

Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W., and Fehler, M. C. (2005). Surface wave tomography from microseisms in southern california. *Geophysical Research Letters*, 32(14).

Saito, M. (1988). Disper80 : A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions. *Seismological algorithms*, pages 293–319.

Sambridge, M., Bodin, T., Gallagher, K., and Tkalčić, H. (2013). Transdimensional inference in the geosciences. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371(1984) :20110547.

Sambridge, M. and Guđmundsson, Ó. (1998). Tomographic systems of equations with irregular cells. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 103(B1) :773–781.

Sato, Y. and Santo, T. (1969). 2. world-wide distribution of the group velocity of rayleigh wave as determined by dispersion data.

Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations : Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5) :1366–1378.

Schimmel, M. and Gallart, J. (2005). The inverse s-transform in filters with time-frequency localization. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 53(11) :4417–4422.

Schimmel, M. and Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 112(B4).

Schimmel, M. and Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2) :497–505.

Schimmel, M., Stutzmann, E., Ardhuin, F., and Gallart, J. (2011a). Polarized earth's ambient microseismic noise. *Geochemistry, Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12(Q07014) :doi :10.1029/2011GC003661.

Schimmel, M., Stutzmann, E., and Gallart, J. (2011b). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184(1) :494–506.

Schimmel, M., Stutzmann, E., and Ventosa, S. (2016). Robust group velocity measurements. *submited to IEEE*.

Sebai, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Sicilia, D., and Beucler, E. (2006). Anisotropic structure of the african upper mantle from rayleigh and love wave tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(1) :48–62.

Sergeant, A., Stutzmann, E., Maggi, A., Schimmel, M., Ardhuin, F., and Obrebski, M. (2013). Frequency-dependent noise sources in the north atlantic ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Seriff, A., Velzeboer, C., and Haase, R. (1965). Possible p-wave observations in short-period seismic noise. *Geophysics*, 30(6) :1187–1190.

Shapiro, N. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31(L07614) :doi :10.1029/2004GL019491.

Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715) :1615–1618.

Shirzad, T. and Shomali, Z. H. (2014). Shallow crustal structures of the tehran basin in iran resolved by ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 196(2) :1162–1176.

Sicilia, D. (2003). *Tomographie anisotrope du manteau supérieur sous la Corne de l'Afrique : implications géodynamiques du point chaud de l'Afar*. PhD thesis, Institut de physique du globe de paris-IPGP.

Silveira, G., Dias, N. A., and Villaseñor, A. (2013). Seismic imaging of the western iberian crust using ambient noise : Boundaries and internal structure of the iberian massif. *Tectonophysics*, 589 :186–194.

Silveira, G., Stutzmann, E., Griot, D.-A., Montagner, J.-P., and Victor, L. M. (1998). Anisotropic tomography of the atlantic ocean from rayleigh surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106(3) :257–273.

Smith, M. L. and Dahlen, F. (1973). The azimuthal dependence of love and rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium. *Journal of Geophysical Research*, 78(17) :3321–3333.

Snieder, R. (2004). Extracting the green's function from the correlation of coda waves : A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, 69(4) :046610.

Stehly, L., Campillo, M., and Shapiro, N. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B10).

Stockwell, R. G., Mansinha, L., and Lowe, R. (1996). Localization of the complex spectrum : the s transform. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 44(4) :998–1001.

Stutzmann, E., Ardhuin, F., Schimmel, M., Mangeney, A., and Patau, G. (2012). Modelling long-term seismic noise in various environments. *Geophysical Journal International*, 191(2) :707–722.

Stutzmann, E., Montagner, J.-P., et al. (1994). Tomography of the transition zone from the inversion of higher-mode surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 86(1) :99–115.

Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Sebai, A., Crawford, W., Thirot, J.-L., Tarits, P., Stakes, D., Romanowicz, B., Karczewski, J.-F., Koenig, J.-C., Savary, J., Neuhauser, D., and Etchemendy, S. (2001). Moise : a prototype multi-parameter ocean bottom station. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91(4) :885–892.

Stutzmann, E., Roult, G., and Astiz, L. (2000). Geoscope station noise level. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(3) :690–701.

Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G., and Maggi, A. (2009). Global climate imprint on seismic noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(11).

Suda, N., Nawa, K., and Fukao, Y. (1998). Earth's background free oscillations. *Science*, 279(5359) :2089–2091.

Tanimoto, T. (2005). The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillations of the earth. *Geophysical Journal International*, 160(1) :276–288.

Tanimoto, T. (2007). Excitation of normal modes by non-linear interaction of ocean waves. *Geophysical Journal International*, 168(2) :571–582.

Tanimoto, T. and Anderson, D. L. (1984). Mapping convection in the mantle. *Geophysical Research Letters*, 11(4) :287–290.

Tanimoto, T., Ishimaru, S., and Alvizuri, C. (2006). Seasonality in particle motion of microseisms. *Geophys. J. Int.*, 166(1) :253–266.

Tanimoto, T. and Um, J. (1999). Cause of continuous oscillations of the earth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B12) :28723–28739.

Tarantola, A. and Nercessian, A. (1984). Three-dimensional inversion without blocks. *Geophysical Journal International*, 76(2) :299–306.

Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2) :219–232.

Traer, J. and Gerstoft, P. (2014). A unified theory of microseisms and hum. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(4) :3317–3339.

Traer, J., Gerstoft, P., Bromirski, P. D., and Shearer, P. M. (2012). Microseisms and hum from ocean surface gravity waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B11).

Uchiyama, Y. and McWilliams, J. C. (2008). Infragravity waves in the deep ocean : Generation, propagation, and seismic hum excitation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C7).

Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, 93(25) :254301.

Weaver, R. L. and Lobkis, O. I. (2006). Diffuse fields in ultrasonics and seismology. *Geophysics*, 71(4) :SI5–SI9.

Webb, S. C. (1998). Broadband seismology and noise under the ocean. *Reviews of Geophysics*, 36(1) :105–142.

Webb, S. C. (2007). The earth's 'hum'is driven by ocean waves over the continental shelves. *Nature*, 445(7129) :754–756.

Yang, Y. and Ritzwoller, M. H. (2008). Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).

Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., and Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise rayleigh wave tomography across europe. *Geophysical Journal International*, 168(1) :259–274.

Annexe A

Article : Global tomography using seismic hum

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2016) **204,** 1222–1236 doi: 10.1093/gji/ggv516
GJI Seismology

Global tomography using seismic hum

A. Haned,[1,2] E. Stutzmann,[1] M. Schimmel,[3] S. Kiselev,[4] A. Davaille[5] and A. Yelles-Chaouche[2]

[1] *Institut de Physique du Globe de Paris, PRES Sorbonne Paris Cité, 1 rue Jussieu, F-75005 Paris, France. E-mail: stutz@ipgp.fr*
[2] *Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Geophysique, Route de l'Observatoire, BP 63, Bouzareah, Algiers, Algeria*
[3] *Institute of Earth Sciences Jaume Almera, CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n, E-08028 Barcelona, Spain*
[4] *Institute of Physics of the Earth, Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1 Moscow 123242, Russia*
[5] *Laboratoire FAST, Univ. Paris-Sud/CNRS, Bat 502, rue du Belvedere, Campus Universitaire, F-91405, Orsay, France*

Accepted 2015 November 26. Received 2015 November 12; in original form 2015 April 24

SUMMARY

We present a new upper-mantle tomographic model derived solely from hum seismic data. Phase correlograms between station pairs are computed to extract phase-coherent signals. Correlograms are then stacked using the time–frequency phase-weighted stack method to build-up empirical Green's functions. Group velocities and uncertainties are measured in the wide period band of 30–250 s, following a resampling approach. Less data are required to extract reliable group velocities at short periods than at long periods, and 2 yr of data are necessary to measure reliable group velocities for the entire period band. Group velocities are first regionalized and then inverted *versus* depth using a simulated annealing method in which the number and shape of splines that describes the *S*-wave velocity model are variable. The new *S*-wave velocity tomographic model is well correlated with models derived from earthquakes in most areas, although in India, the Dharwar craton is shallower than in other published models.

Key words: Time-series analysis; Surface waves and free oscillations; Seismic tomography.

1 INTRODUCTION

Over the last 30 yr, progress in imaging the Earth has been driven by the growing amounts of earthquake data and by theoretical and numerical improvements to tomographic techniques. There is increasing agreement between tomographic models on the large-scale elastic structure of the Earth, but the intermodel correlations remain low for the small-scale structure (see Moulik & Ekström 2014, for a review). One limitation is the non-uniform Earth coverage that results from earthquake distributions remaining mainly along plate boundaries.

It has been shown theoretically that empirical Green's functions (EGFs) can be extracted from seismic noise cross-correlations between stations pairs (Lobkis & Weaver 2001; Derode *et al.* 2003; Snieder 2004; Wapenaar 2004). The use of noise correlations provides a good alternative or a complementary data set for improvements to the resolution of tomographic models, because the corresponding path coverage only depends on the station locations. Shapiro *et al.* (2005) and Sabra *et al.* (2005) first demonstrated that this technique can be applied to regional tomography. Since these pioneer studies, noise mostly in the period band of 3–100 s has been extensively used for local and regional tomographic studies and also to complement earthquake data sets (e.g. Bensen *et al.* 2008; Dias *et al.* 2015). Nishida *et al.* (2009) further showed that longer period noise (i.e. 150–250 s) can be used for global tomography.

Noise in the period band of 1–250 s can be separated into so-called primary and secondary microseisms and hum. The source mechanisms of primary and secondary microseisms are well understood (Longuet-Higgins 1950; Hasselmann 1963). Primary microseisms (i.e. with periods of 10–20 s) are generated by interactions between ocean gravity waves with bathymetry at the coast, whereas secondary microseisms (i.e. with periods of 3–12 s) are generated by the mutual interactions of ocean gravity waves. Secondary microseisms have been successfully modelled considering pressure sources close to the ocean surface (e.g. Kedar *et al.* 2008; Ardhuin *et al.* 2011; Stutzmann *et al.* 2012). Longer period noise (i.e. 30–250 s), which is known as hum, is several orders of magnitude weaker than microseisms. The hum source mechanism remains controversial (Rhie & Romanowicz 2004; Tanimoto 2005; Webb 2007; Nishida 2013; Traer & Gerstoft 2014), although recently Ardhuin *et al.* (2015) showed that it can be modelled between 30 and 250 s, considering pressure sources generated by the interactions of infragravity waves with continental shelves.

Ideally, cross-correlation can only retrieve the EGFs for systems with equipartitioned waves (Weaver & Lobkis 2006). As noise sources are mostly located in the oceans and are not randomly distributed, the equipartition of waves is not guaranteed. Therefore, averaging cross-correlograms over long-time spans is necessary to improve the emergence of the EGF (e.g. Shapiro *et al.* 2005). Schimmel *et al.* (2011) proposed a new approach that was based on the instantaneous phase of the analytical signal to improve EGF

© The Authors 2015. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

recovery and to increase its signal-to-noise ratio. They successfully applied this to selected stations from the global GEOSCOPE network, and they were able to extract the first and second Rayleigh wave trains from the noise in the period band of 25–330 s.

The purpose of this study is to derive a new global tomographic model of the upper mantle using only hum data. We use the method of Schimmel *et al.* (2011) to extract EGF in the wide period band of 30–250 s at the global scale. We use a statistical approach to measure the group velocities (Schimmel *et al.* 2015). The global maps of group velocities are then inverted to obtain the three-dimensional (3-D) *S*-wave velocity model using a simulated annealing method in which the number and shape of splines that describe the model vary within the inversion (e.g. Sambridge *et al.* 2013). This model is derived solely from seismic hum in the wide period band of 30–250 s, and it can be used to study the upper-mantle structure as independent and complementary observations, with respect to models derived from earthquake measurements.

2 METHOD

2.1 Empirical Green's function estimation

For a pair of stations, the EGF is extracted from the seismic-noise cross-correlograms. The data processing steps are: (1) pre-processing, (2) cross-correlation and (3) cross-correlogram stacking. Classical methods (e.g. the classical correlation and stack [CCS] method; Bensen *et al.* (2007)) usually require pre-processing, such as 1-bit normalisation and spectral whitening of the data, to remove the influence of large-amplitude signals such as earthquakes. Correlograms are then computed between seismograms recorded by station pairs and linearly stacked.

Here, we use different data processing to obtain the EGFs. This is based on analytical signal theory and we compute the phase correlation followed by the phase weighted stack, as proposed by Schimmel *et al.* (2011). This method is called hereafter the PCPWS (i.e. phase correlation, phase weighted stack) method and does not require pre-processing for down-weighting earthquakes, because the phase correlation is amplitude unbiased.

For each station, continuous vertical seismograms sampled at 1 Hz are selected and cut into 24-hr segments. Instrumental responses are removed and the data are converted into velocities. No further pre-processing is applied to the data.

For each station pair, phase correlograms between daily seismograms are computed as follows. Considering the seismogram $u(t)$ as a function of time t, the analytical signal is given by $s(t) = u(t) + iH(u(t)) = A(t)\exp(i\phi(t))$, where $H(u(t))$ is the Hilbert transform of $u(t)$. $A(t)$ and $\phi(t)$ are the instantaneous envelope and phase, respectively. Considering two time-series $u(t)$ and $v(t)$, starting at time τ_0 and with duration T, and their instantaneous phases $\Phi(t)$ and $\Psi(t)$, the phase cross-correlation is defined as (Schimmel 1999):

$$C_{\mathrm{PCC}}(\tau) = \frac{1}{2T}\sum_{t=\tau+\tau_0}^{T-\tau+\tau_0}(|e^{i\Phi(t+\tau)} + e^{i\Psi(t)}|^{\nu} - |e^{i\Phi(t+\tau)} - e^{i\Psi(t)}|^{\nu}) \quad (1)$$

where τ is the time lag, t is the time, T is the length of the correlation window, which is taken as equal to the seismogram duration. We use $T = 24$ hr and exponent $\nu = 1$. Phase correlation provides a measure of the similarity of the two time-series as a function of lag time τ, which is unbiased by the amplitude of the two signals. This strategy allows the detection of weak amplitude signals that are more phase-coherent than noise and therefore can be more efficient than using the classical approach.

Daily cross-correlograms between each station pair are then stacked non-linearly using the time–frequency phase-weighted stack method (Schimmel & Gallart 2007; Schimmel *et al.* 2011). For each day j, we compute the S-transform of the cross-correlogram, $C_{\mathrm{pcc}_j}(\tau)$, to obtain its time–frequency representation, $S_j(\tau, f) = ST(C_{\mathrm{pcc}_j}(\tau))$ (Stockwell *et al.* 1996). The corresponding time–frequency instantaneous phase is defined as $\frac{S_j(\tau,f)e^{i2\pi f\tau}}{|S_j(\tau,f)|}$. We compute the time–frequency phase-weighted stack as the product of the time–frequency phase stack and the S-transform of the linear stack of the daily correlograms:

$$S_{\mathrm{pws}}(\tau, f) = \left|\frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\frac{S_j(\tau, f)e^{i2\pi f\tau}}{|S_j(\tau, f)|}\right|^{\nu} .ST\left(\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}C_{\mathrm{PCC}_i}(\tau)\right) \quad (2)$$

where N is the number of daily phase correlograms. We use the exponent $\nu = 2$ and we stack together correlograms for positive and negative lag times after time-reversing negative time lags. Finally, we compute the inverse of the S-transform (Schimmel & Paulssen 1997; Schimmel & Gallart 2005) to obtain the stack $s_{\mathrm{pws}}(\tau)$ as a function of the time lag τ. For more details on this method, the reader is addressed to Schimmel & Gallart (2007) and Schimmel *et al.* (2011). In this approach, the time–frequency-dependent phase coherence is used as a data adaptive attribute to attenuate the incoherent noise. The benefits are that coherent signals stand out more clearly with respect to the incoherent noise.

2.2 Robust group-velocity measurement

To perform a global study of the Earth upper mantle, we measure Rayleigh wave group velocities in the frequency band of 0.004–0.032 Hz. The group velocity corresponds to the maximum energy as a function of the frequency of the EGF time–frequency representation $S_{\mathrm{pws}}(\tau, f)$. The highest frequency is fixed at 0.032 Hz for all station pairs and the lowest frequency is adjusted so that the interstation distance corresponds to at least three wavelengths. Station pairs with interstation distances ranging from 500 to 15 000 km are selected.

2.2.1 Convergence of the group-velocity measurement

One parameter to adjust is the amount of data to stack to obtain reliable group-velocity measurements. We first used 1 yr of data recorded by the vertical component of broad-band stations. We filtered the data between 0.003 and 0.020 Hz, and we applied the PCPWS method. Fig. 1 shows an example of the EGF that corresponds to the path between two GEOSCOPE stations, as INU in Japan and CLF in France. The interstation distance is 9738 km. Fig. 1(a) shows that we can clearly identify the R1 and R2 trains of Rayleigh waves. We then compute the S-transform of the R1 arc Rayleigh waves (between the dashed lines in Fig. 1a) and Fig. 1(c) shows the energy diagram normalized per frequency. The group velocity can be measured in the entire frequency band of 0.003–0.020 Hz without ambiguity (Fig. 1c, green line). This group velocity is hereafter called the reference group velocity, V_{ref}.

We then evaluated the convergence towards V_{ref} as a function of the frequency and the amount of stacked data. We randomly selected a subset of phase correlograms that correspond to a fixed number of days, and we measured the group velocity from their phase-weighted stack. We repeated the measurement 20 times on different random subdata sets, and we computed the median group velocity V_{med}. Fig. 1(e) shows the relative difference between V_{ref} and V_{med} for each frequency and number of days. We see that at

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

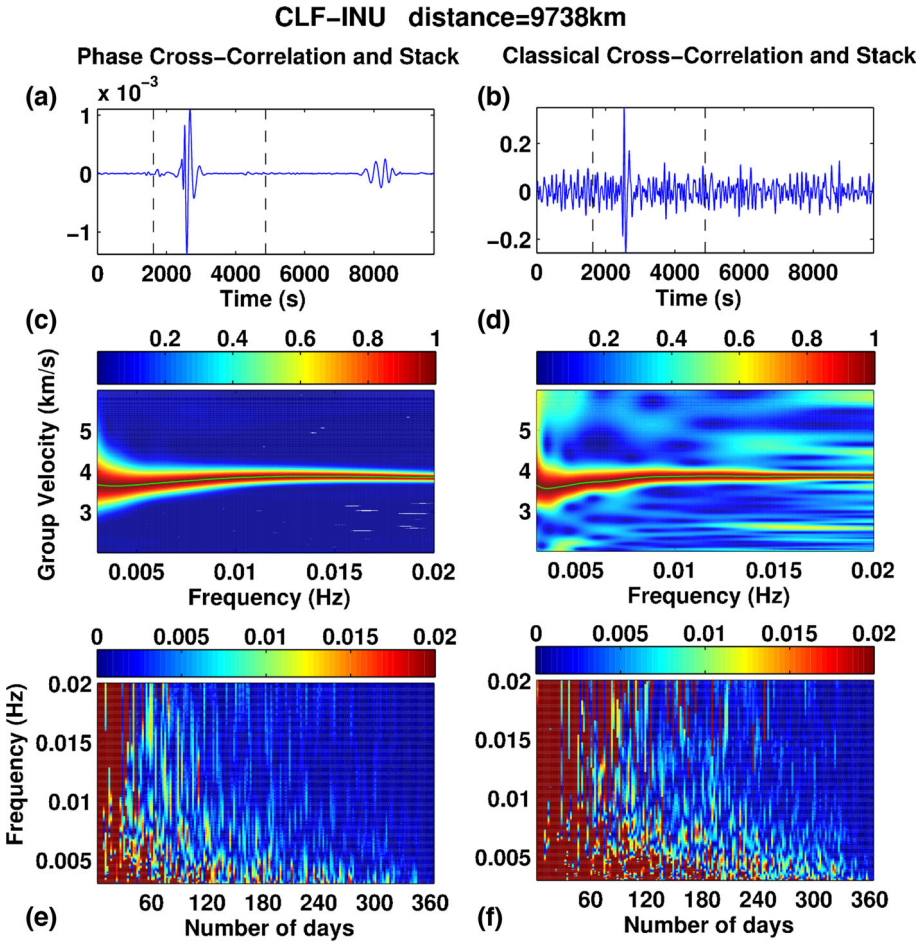


Figure 1. EGFs obtained from 1 yr of noise recorded by stations CLF (France) and INU (Japan) from the GEOSCOPE network, using the PCPWS method (a) and the CCS method (b). In (a), minor and major arc Rayleigh waves can be clearly identified, whereas in (b) the signal-to-noise ratio is lower and only the minor arc Rayleigh wave is visible. The energy diagrams in (c) and (d) are those for the EGFs plotted in (a) and (b), respectively. The measured group velocity is in green. (e) and (f) show the relative differences with respect to the reference group velocities, in green in (c) and (d), respectively, as a function of frequency and number of days stacked. Both methods require more data to be stacked to recover group velocities at long periods than at short periods. The reference group velocity (dark blue) is accurately recovered after stacking fewer days using the PCPWS method (e), than the CCS method (f).

high frequencies (i.e. 0.02–0.01 Hz) the reference group velocity is retrieved after stacking about 120 d, whereas at long periods (i.e. 0.005 Hz), about 320 d are necessary to converge toward V_{ref}.

For comparison, we also evaluated the convergence towards the reference group velocity using classical data processing, here referred to as the CCS method (Bensen *et al.* 2007). Data were cut into 24-hr segments, filtered between 0.003 and 0.020 Hz and normalized to 1 bit. We then applied spectral whitening and computed the classical correlation between the daily traces. Correlograms were linearly stacked. Fig. 1(b) shows that the EGF computed with the CCS method is noisier than the EGF computed with the PCPWS method (Fig. 1a). We can still identify the R1 Rayleigh wave train, but the R2 train is not visible. Nevertheless, the R1 train group velocity, V_{CCSref}, can be accurately measured (Fig. 1d), even though the energy diagram is noisier than in Fig. 1(c). Finally, we analysed the convergence toward V_{CCSref}. Fig. 1(f) shows that the convergence is slower than with the PCPSW method. We need to stack at least 250 d at short periods and at least 1 yr of data at long periods to converge toward V_{CCSref}. We similarly investigated many station pairs for varying epicentral distances, and concluded that the PCPWS method provides less noisy EGF and group-velocity measurements in the wide frequency band of interest than the CCS method. In the following, we have only used the PCPWS method.

2.2.2 Selection of the frequency range and the amount of data

We then tested the robustness of the group-velocity measurement by comparing the measurements on the positive, negative and symmetric EGFs. Fig. 2(a) shows the EGFs for positive and negative time lags and Fig. 2(b) shows the EGFs after the phase-weighted stack of all of the positive and reversed negative phase correlograms together. In all three cases, the Rayleigh waveform is clearly visible. Fig. 2(c) shows the group velocities corresponding to the three EGFs. We obtain the same group velocities between 30 and 180 s of the periods, but the group velocities are different at longer periods. We then added another 1 yr of data, and so stacked these 2 yr of data. Figs 2(d) and (e) show almost no differences with respect to the EGF in Figs 2(a) and (b), although Fig. 2(f) shows that the group velocities of the positive, negative and symmetric correlograms are now similar for the entire period band. Therefore, in the following we stacked together 2 yr of data with positive and reversed-negative time lags.

Even after stacking 2 yr of data, we often observed that the group velocity could not be recovered in the entire frequency band. This is illustrated in Figs 3(a) and (b) for the path between station BKNI in Indonesia and PET in Russia. The interstation distance is 7879 km. Fig. 3(a) shows that the waveform is complex, and Fig. 3(b)

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

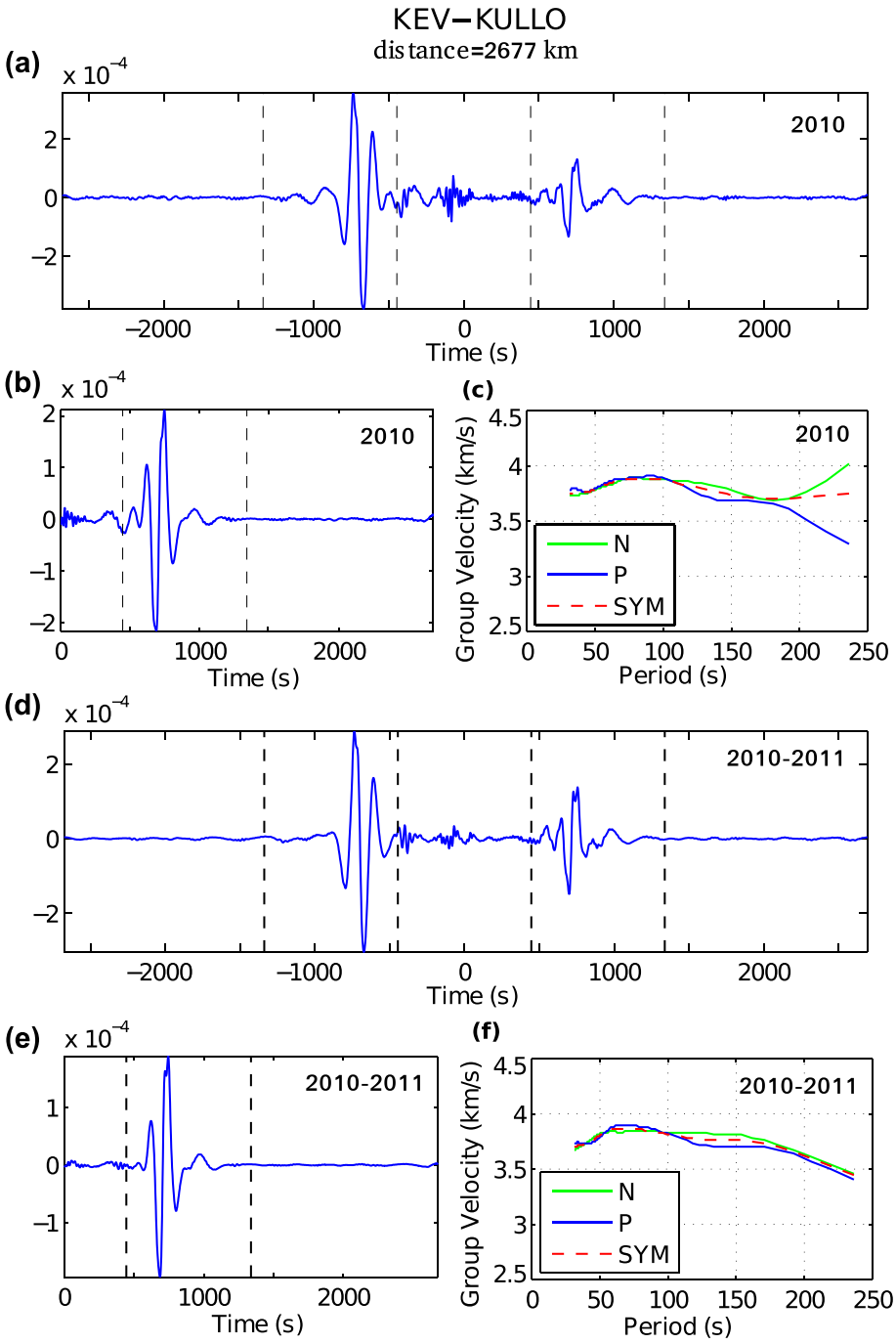


Figure 2. (a) EGF obtained using the PCPWS method on 1 yr (2010) of noise recorded by stations KEV (IU network, Finland) and KULLO (DK/GLISN network, Greenland). (b) EGF (SYM) obtained after phase-weighted stacking positive and reversed negative time-lag phase correlograms. (c) Group velocities measured using the EGF in (a) with positive time (blue), with reversed negative time (green), and the EGF in (b) (red). The three group-velocity curves differ for periods larger than 170 s. (d)–(f) The same as for (a)–(c), but obtained after stacking 2 yr of data. The group velocities measured on the EGF of positive, reversed negative and symmetric times are similar across the entire period band.

suggests that the group velocity can only be measured between 0.014 and 0.030 Hz. We then filtered the raw data in two frequency bands of 0.004–0.016 Hz and 0.016–0.032 Hz, and we processed the data in the two frequency bands separately. Figs 3(c) and (d) show that the signal-to-noise ratio is much higher in each frequency band, both for the correlograms and for the group velocities. In the following, we therefore processed the data in the two frequency bands separately.

2.2.3 *Group-velocity automatic selection and error estimation*

To select reliable group velocities as a function of frequency as automatically as possible, we used the statistical approach of Schimmel *et al.* (2015). For each interstation path, the reference group velocity, V_{ref}, is measured from the EGF obtained from the stack of 2 yr of data. We then randomly select 20 subsets of data corresponding to 70 per cent of the total data. For each subset, the group velocity

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

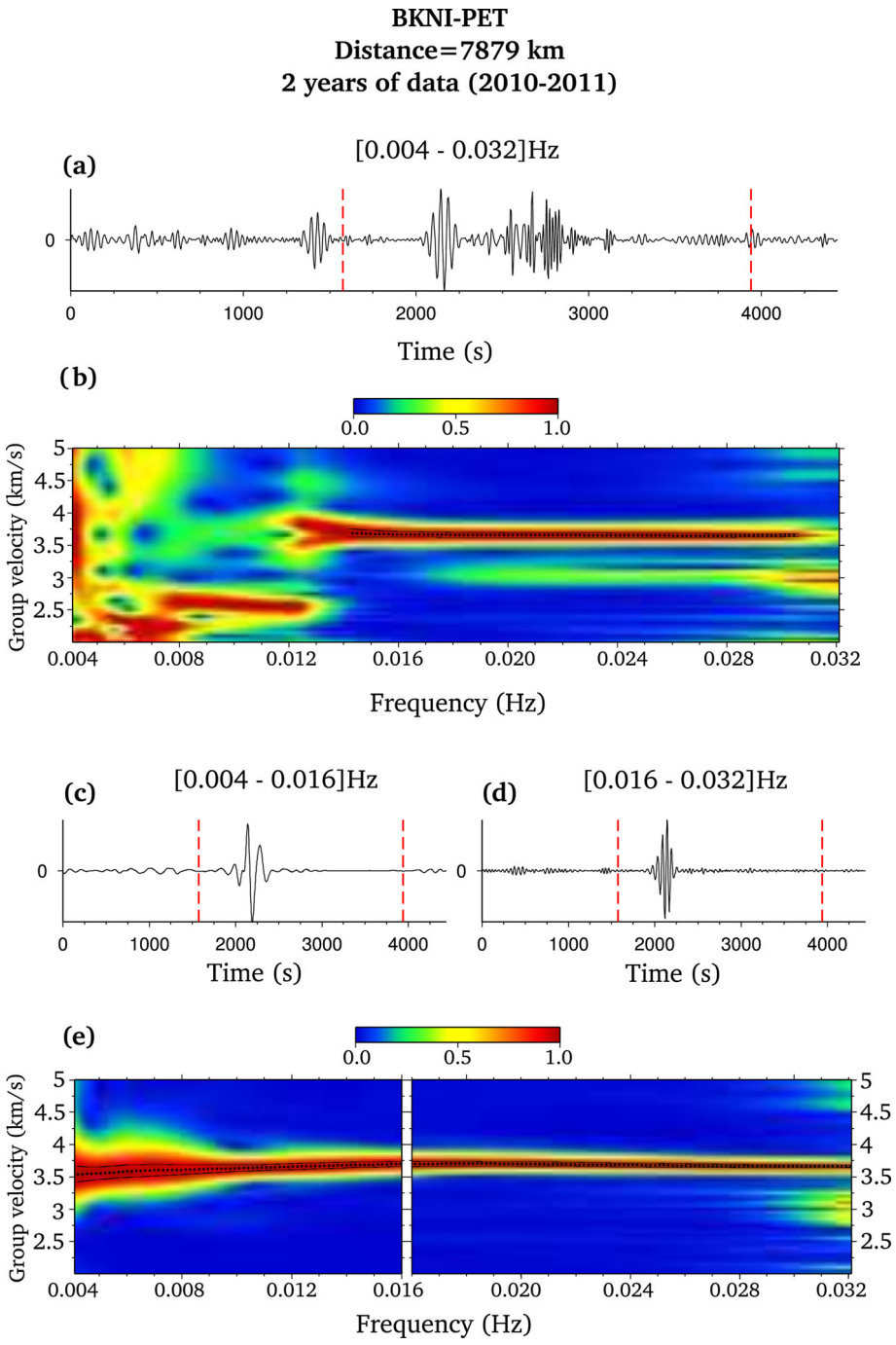


Figure 3. (a) EGF obtained in the frequency band of 0.004–0.032 Hz using the PCPWS method on 2 yr (2010–2011) of noise recorded by station BKNI (GE network, Indonesia) and PET (IU network, Russia). (b) Energy diagram computed for the Rayleigh wave train between the dashed red lines in (a). The group velocity can be measured only between 0.014 and 0.030 Hz (black line and error bars). (c) and (d) show the EGF computed on filtered data in the frequency band of 0.004–0.016 Hz and 0.016–0.032 Hz, respectively. (e) Corresponding energy diagrams. The group velocity can be measured without ambiguity across the entire frequency range.

is measured and compared to V_{ref}. We only keep group velocities in the frequency range where at least 75 per cent of the measurements are consistent.

In the frequency range of accurate measurement, the measurement error depends on the sharpness of the S-transform maximum as a function of frequency. Therefore, the error associated with each measurement is set to correspond to 95 per cent of the normalized maximum amplitude at each frequency. This approximates empirically the frequency-dependent uncertainty of the group velocity maximum, which is plotted in Figs 3(b) and (e) as the black lines around the maximum.

3 DATA

We selected stations from the global networks of GEOSCOPE (G), GSN (IU, II) and GEOFON (GE). We also added some stations from the MEDNET, CDSN and Algerian (ADSN) networks to complete

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

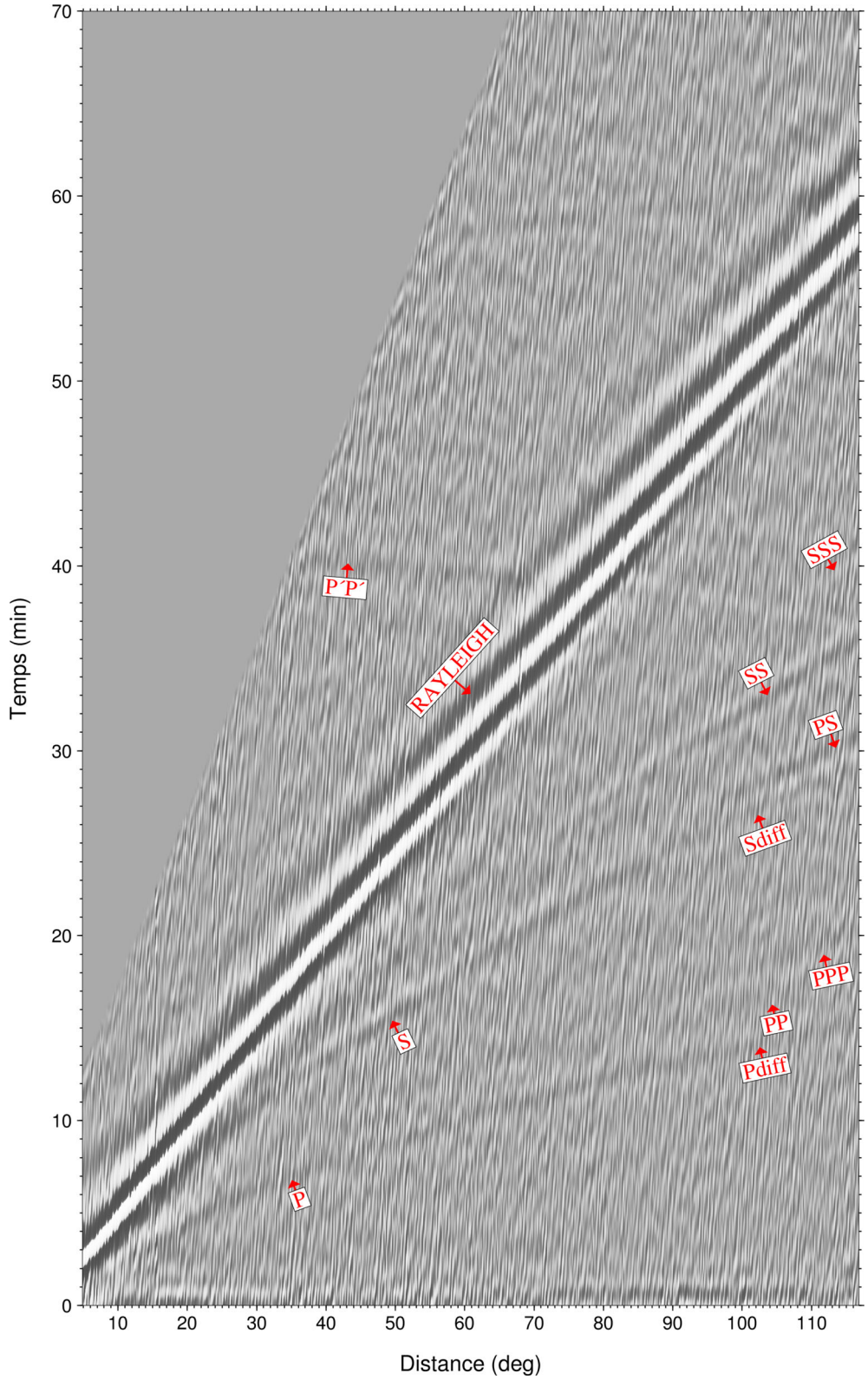


Figure 4. EGFs as a function of distance and time. Rayleigh waves and body waves with a high signal-to-noise ratios are clearly visible.

the global Earth coverage. The first selection of the stations was performed to remove stations with instrumental problems. In total, we used 2 yr (2010–2011) of data from 149 stations that corresponds to 8440 paths with interstation distances between 500 and 13000 km. We applied the automatic PCPWS method, and also checked each measurement manually. We obtained reliable group-velocity measurements along 6797 paths, which corresponded to 80 per cent of the paths.

Fig. 4 shows the EGF as a function of distance in the frequency range of 0.004–0.016 Hz, and we can clearly identify the Rayleigh

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

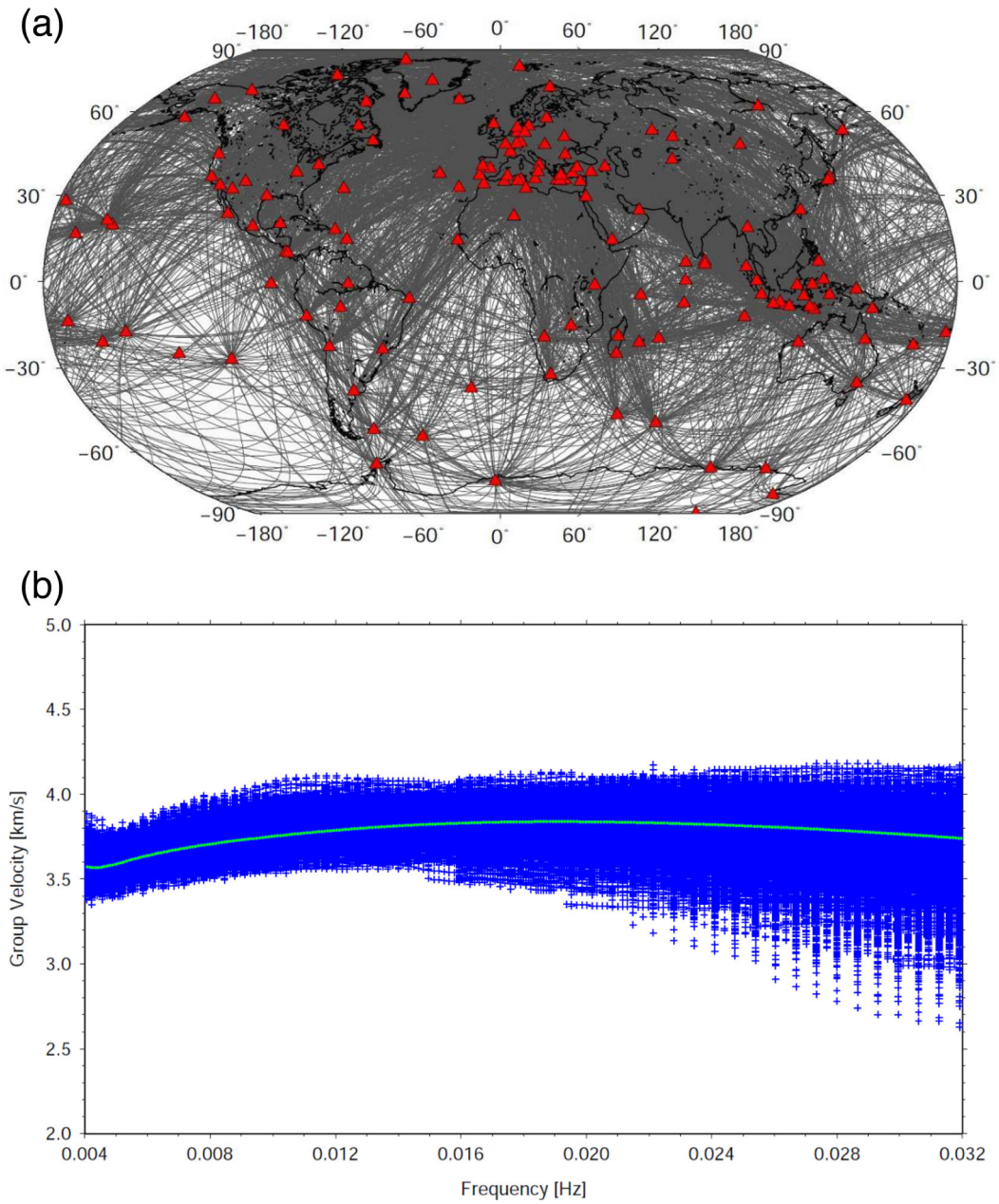


Figure 5. (a) Geographical map with the stations (red triangles) and interstation paths (grey lines) used in the inversion. (b) Group-velocity measurements (blue) as a function of frequency. The PREM group velocity is plotted for comparison (green).

wave train with a high signal-to-noise ratio. We can also identify several body-wave phases. Body waves have been previously observed on noise EGFs at short distances and high frequencies (e.g. Schimmel *et al.* 2011). They were also observed at teleseismic distances by Nishida (2013), who stacked 8 yr of data filtered between 5 and 40 mHz recorded by 650 stations, and by Boué *et al.* (2013), who used 1 yr of data recorded by 339 stations and filtered data in the period band of 10–40 mHz. Nevertheless, these observations are still rare. Here, body waves are clearly visible on the hodochrones obtained by plotting the 6797 EGFs binned over 20 km in distance and 3 s in time, and without further pre-processing. These body waves are not used in this study, but they are clearly visible due to the high signal-to-noise ratio of our EGFs.

Fig. 5(a) shows the station locations and path distributions and Fig. 5(b) shows the 6797 measured group velocities as a function of frequency. The preliminary reference earth model (PREM) group velocity is plotted for comparison, and it can be seen that our global group velocities cluster around the average model. We observe that the group-velocity variability is larger at short periods than at long periods, which is expected because the strong lateral heterogeneities in the crust mostly affect short-period group velocities. We then selected 12 frequencies to describe the entire frequency range, and we obtained a set of 81 564 group-velocity measurements.

4 TOMOGRAPHIC MODEL

We followed the classical approach in surface wave tomography to build the 3-D model of the *S*-wave velocity in two steps but an original trans-dimensional inversion scheme is used in the second

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

step. The first step, called regionalisation, inverts the path average group velocities to obtain 2-D maps of local group velocities. This is applied to data sets that separately correspond to each period. The second step combines the group-velocity maps corresponding to different periods and inverts them separately at each gridpoint, to obtain the local *S*-wave velocity as a function of depth. These local models are then recombined to obtain the 3-D *S*-wave velocity model.

4.1 Group-velocity maps

We apply here the method of Montagner (1986), which uses smooth local basis functions and the continuous inverse formalism of Tarantola & Valette (1982) to obtain local group velocities. The *a-priori* group-velocity error and correlation length between neighbouring points are introduced through a Gaussian *a-priori* covariance function. Both *a-priori* parameters are determined empirically by considering simultaneously the variance reduction and χ^2 criteria (e.g. Sebai *et al.* 2006), and we selected a correlation length of 800 km and *a-priori* model error of 0.1 km s^{-1}. We used the code of Debayle & Sambridge (2004), which proposes efficient parametrisation of the model based on Voronoi cells, and enables the optimisation of the matrix sizes as a function of the path coverage. The forward problem computes great-circle arcs to trace the rays along the interstation paths.

The *a-posteriori* errors on the group-velocity maps, which depend on the measurement quality and the path coverage, are computed using the *a-posteriori* covariance matrix (Tarantola & Nercessian 1984), and they are used for the group-velocity inversion *versus* depth. We also estimated the resolution of the group-velocity maps with synthetic tests (Appendix A). Anomalies of 2000 km width are well recovered between latitudes of 72°N and 54°S, and anomalies of 3000 km width are well recovered between latitudes of 81°N and 54°S. At higher latitudes, the resolution decreases due to the lack of stations.

Fig. 6 shows the group-velocity perturbation maps for the four periods of 30, 100, 170 and 235 s that are obtained from the interstation measurements of Fig. 5. We observe large velocity variations at short periods, and smaller variations at longer periods. At the short period (i.e. 30 s), we clearly see the ocean–continent difference, with slower velocity beneath continents and faster velocity beneath oceans. These variations are related to the difference in the crustal thickness between oceans and continents. Indeed, the continental crust is thicker than the global average crust, and therefore short-period group-velocity perturbations are slower beneath continents. At the 100-s period, we observe fast velocities beneath cratons and slow velocities beneath ridges. These features persist at the longer period (i.e. 170 s), although the velocity anomaly amplitude decreases, such that at the 235 s period, the correlation with surface tectonics disappears. Large-scale structures obtained in this study are consistent with the group-velocity maps obtained from earthquake surface wave data (e.g. Ekström 2011).The Pearson correlation (eq. A1) between these two models is between 0.80 and 0.85 in the period range of 40–200 s.

4.2 *S*-wave velocity model

The global group-velocity maps and corresponding uncertainties are then inverted to obtain the tomographic *S*-wave velocity model. We use a trans-dimensional inversion technique, which automatically adapts the model parametrization to the group-velocity uncertainty (e.g. Sambridge *et al.* 2013). The inversion is performed for each location on a grid of $2^\circ \times 2^\circ$ in latitude and longitude. The *a-priori* earth model is composed of the local crust1.0 model (Laske *et al.* 2013) and the PREM model, where the 220 km discontinuity is smoothed. We checked that when crust2.0 or crust1.0 are used, the model does not change our tomographic images significantly. The trans-dimensional inversion is a composition of two nested loops: the inner loop computes for a given spline basis the optimum model weight coefficients and the outer loop determines the optimum spline basis. The inversion scheme is presented in Appendix B.

To determine the resolution of the inversion *versus* depth, synthetic tests are presented in Appendix A. These show that two delta-like anomalies (positive or negative) separated by 90 km are recovered in the depth range of 50–250 km. The inverted model smoothing effect increases with depth due to the different sensitivity of the Rayleigh wave fundamental mode with depth.

S-wave velocity maps are shown in Fig. 7 for the selected depths of 80, 140 and 200 km. This model is hereafter called the HUM2 model. At shallow depth, the model correlates well with surface tectonics; that is, at 80 km in depth, the mid-ocean ridges have slow signatures, whereas the cratons and thick lithosphere are associated with fast anomalies. The island of Madagascar is clearly identified as a shallow fast anomaly structure that disappears at 140 km. At 140 km depth, slow anomalies beneath oceans become more uniform as they correspond to the asthenosphere. At this depth, cratons beneath all of the continents are still visible as fast anomalies, except beneath India where the Dharwar craton fast signature has disappeared.

Fig. 8 shows that the Dharwar craton is less than 100 km thick, which is consistent with receiver function results (Kumar *et al.* 2007). For comparison, the West African craton is faster than the PREM model, at least down to 200 km. Beneath the Afar plume (Fig. 8), we resolve a strong slow anomaly that is visible down to at least 200 km in depth as expected for a deep plume origin (Davaille *et al.* 2005). In comparison, the slow anomaly beneath the Cape Verde plume is much weaker and in agreement with the joint seismic-geodynamic model (Forte *et al.* 2010), and also with Davaille *et al.* (2005), who suggested that Cape Verde is a small secondary plume that originated 30–40 Ma ago at the top of a large thermochemical plume that was visible from the bottom of the mantle to the transition zone.

4.3 Discussion

We compared our HUM2 model with three published global models: the model from Nishida *et al.* (2009), which is the only other model that was derived solely from hum data (hereafter called NMK2009), and two global models derived from earthquake data: model DR2012 from Debayle & Ricard (2012) and model SAVANI from Auer *et al.* (2014). For more details, the reader is addressed to Appendix A2. The Pearson correlation between our HUM2 model and the NMK2009 model is only about 0.65 in the depth range of 70–280 km, and it decreases at shallower depth, down to 0.40 (Fig. A2). This low correlation is also observed between the models NMK2009 and DR2012 or SAVANI, and can be explained in two ways. First, the NMK2009 model is derived from limited data, and therefore its lateral resolution is lower than for the other models. Then, they used long period hum data (periods larger than 110 s), which cannot resolve shallow structures.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

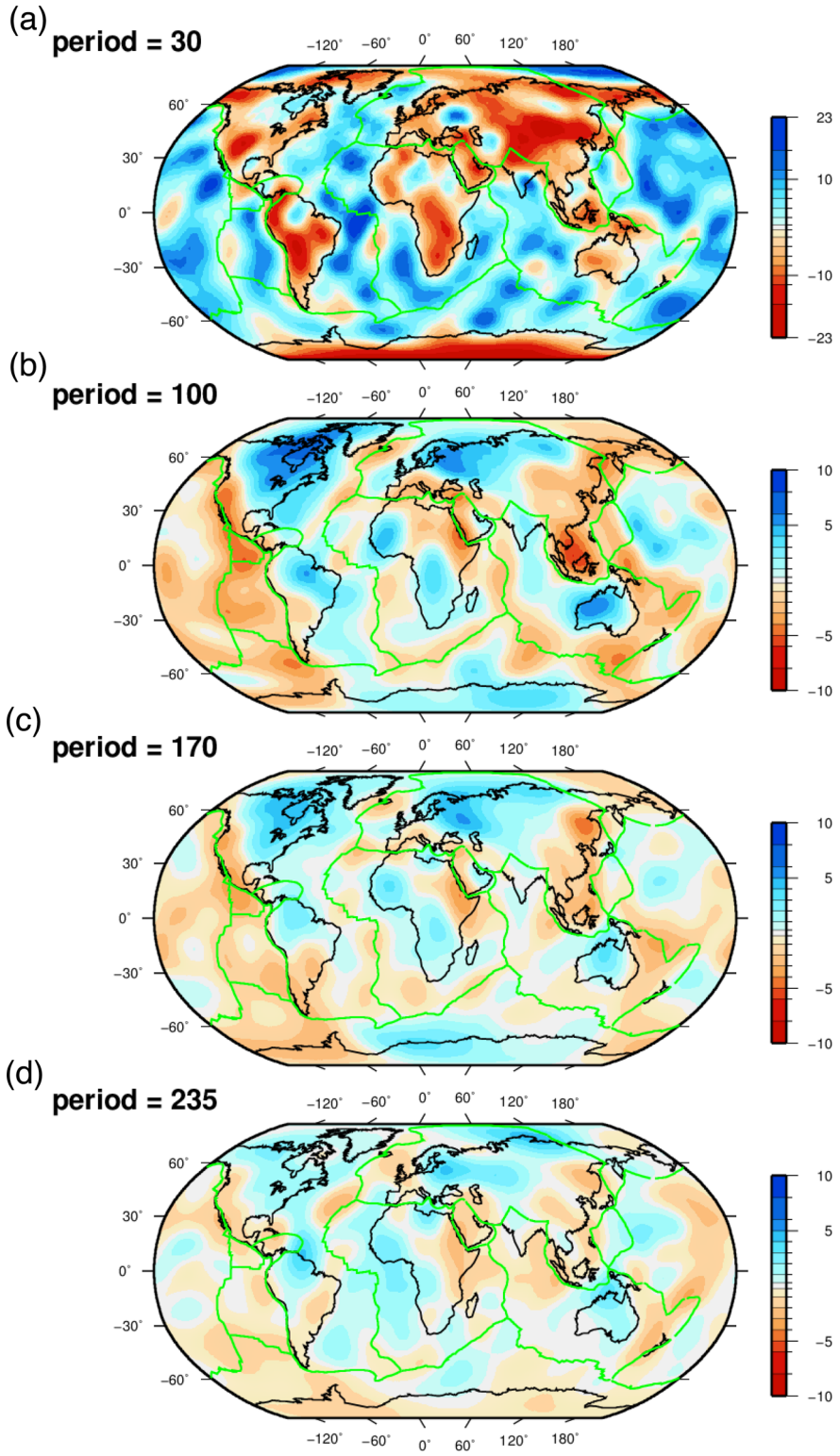


Figure 6. Group-velocity maps for periods of 30 s (a), 100 s (b), 170 s (c) and 235 s (d).

Correlation between our HUM2 model and the DR2012 or SAVANI models is much higher, at about 0.90, between 70 and 200 km in depth (Fig. A2). This high correlation can be confirmed by visual comparisons of the models, and their large-scale structures are similar for all three models. Nevertheless, in some areas, such as the subduction zone beneath South America, the HUM2 model has poorer resolution, due to the limited number of stations used in that area. This area is better resolved by the two other models, due to the large numbers of subduction earthquakes. On the other hand, features such as the island of Madagascar or the east European craton, are better resolved by the HUM2 model due to the different path coverage of our model (Fig. 7), which

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

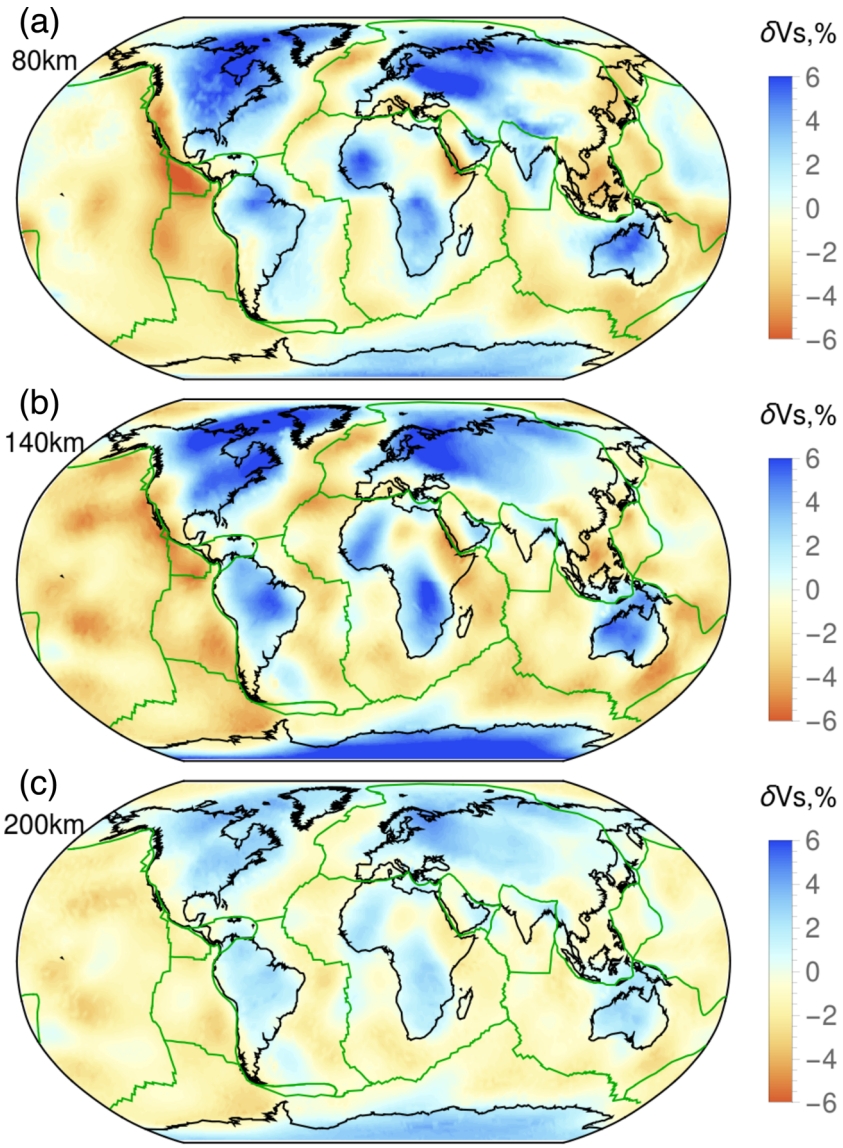


Figure 7. *S*-wave velocity maps at 80, 140 and 200 km in depth. Velocity perturbations are in per cent with respect to the average model shown in Fig. 8.

is only related to station locations and not to station-earthquake locations.

At shallow depths ($\leq$70 km), the correlation with the SAVANI model remains high (0.70–0.75), although correlation with the DR2012 model decreases down to 0.40. At shallow depths, the main difference between these models is related to the shallow-layer correction. All three models use crust2.0 or crust1.0 shallow models, and the main issue is how crustal correction is implemented. In this study, the crust1.0 model is horizontally smoothed and used as the *a-priori* model in each gridpoint, without being inverted. Then, beneath Tibet, where the crust thickness is 75 km in the crust1.0 model, our model shows a fast mantle anomaly at 80 km in depth, whereas the DR2012 and SAVANI models show slow anomalies. Their slow anomalies are related to the vertical smoothing of the crust. Deeper than 140 and 200 km in depth, all three of the models show a fast anomaly beneath Tibet.

We also compared the models at the four locations shown in Fig. 8. All four of these models show consistent fast anomalies beneath cratons and slow anomalies beneath hotspots. But the amplitudes and depths of the velocity anomaly differ (Fig. A3). For example, in West Africa, the HUM2 model is similar to the SAVANI model between 50 and 100 km in depth and closer to the deeper DR2012. Beneath Dharwar craton, the minimum velocity is shallower (about 150 km) in model HUM2 than in models SAVANI and DR2012, where it is close to 200 km.

Despite some of the differences discussed above, the high correlation between tomographic models derived from earthquake and noise data confirms that hum data can provide accurate information on the earth structure. Earthquake and hum data provide different path coverage, and therefore they are complementary data sets and they should be inverted jointly to improve the Earth models.

5 CONCLUSIONS

We applied the new PCPWS method based on the analytical signal developed by Schimmel *et al.* (2011) to derive a new global tomographic model of the upper mantle from the hum recorded worldwide in the period band 30–250 s.

We first computed the phase correlograms between station pairs to extract the phase-coherent signals. We stacked the correlograms

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

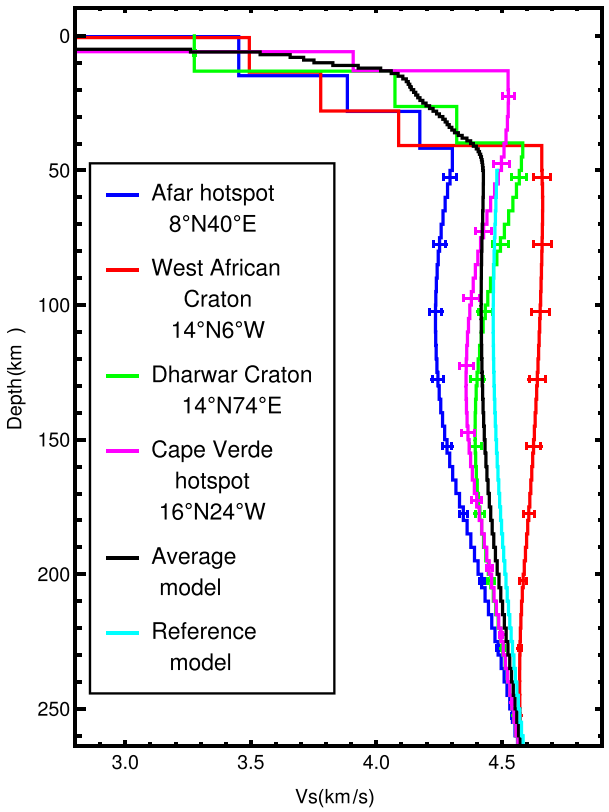


Figure 8. *S*-wave velocity as a function of depth for two cratons (red, West Africa; green, Dharwar) and two hotspots (blue, Afar, purple, Cape Verde). The *a-priori* reference model is plotted in light blue and the global averages model obtained after inversion is plotted in black.

using the time–frequency phase-weighted stack method to build-up the EGFs. Group velocities were then automatically computed using a resampling method to select robust measurements. We tested the stability of the group-velocity measurements as a function of the amount of stacked data and the frequency. Less data are required at high frequency than at low frequency, and it is necessary to stack 2 yr of hum to obtain robust measurements in the entire frequency band of 0.004–0.032 Hz. We further show that it is necessary to process data in separate frequency bands, as 0.004–0.016 Hz and 0.016–0.032 Hz, to obtain reliable group-velocity measurements in the entire frequency band. Comparing the PCPWS (Schimmel *et al.* 2011) and CCS (Bensen *et al.* 2007) methods, we show that the PCPWS method enables faster convergence towards higher signal-to-noise ratio EGFs.

We selected 149 good-quality broad-band stations from the global networks and obtained 6797 group-velocity curves that corresponded to paths between 500 and 13000 km. We only rejected measurements along 20 per cent of the paths for which no convergence toward the EGF could be achieved. The selected EGFs show high signal-to-noise ratios, and both Rayleigh waves and body waves can be clearly identified.

The group velocities were regionalized and then inverted, to obtain the 3-D *S*-wave velocity model using a simulated annealing method in which the number and shape of the splines that describe the model vary. This new *S*-wave velocity tomographic model is well correlated with models derived from earthquakes in most areas, although in India, the Dharwar craton is shallower than in other published models.

This model will be improved in the future by using more stations, and in particular, ocean-bottom stations. Earthquakes and ambient noise provide independent data sets and path coverage, and therefore are complementary to investigate the structure of the Earth.

ACKNOWLEDGEMENTS

This is IPGP contribution number 3700. Numerical computations were performed on the S-CAPAD platform, IPGP, France. M.S. acknowledges the Spanish MISTERIOS project CGL2013-48601-C2-1-R.

REFERENCES

Ardhuin, F., Stutzmann, E., Schimmel, M. & Mangeney, A., 2011. Ocean wave sources of seismic noise, *J. geophys. Res.,* **116,** C09004, doi:10.1029/2011JC006952.

Ardhuin, F., Gualtieri, L. & Stutzmann, E., 2015. How ocean waves rock the earth: two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s, *Geophys. Res. Lett.,* **42**(3), 765–772.

Auer, L., Boschi, L., Becker, T., Nissen-Meyer, T. & Giardini, D., 2014. Savani: a variable resolution whole-mantle model of anisotropic shear velocity variations based on multiple data sets, *J. geophys. Res.,* **119**(4), 3006–3034.

Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N. & Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.,* **169**(3), 1239–1260.

Bensen, G., Ritzwoller, M. & Shapiro, N., 2008. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. geophys. Res.,* **113,** B05306, doi:10.1029/2007JB005248.

Biswas, N. & Knopoff, L., 1970. Exact earth-flattening calculation for love waves, *Bull. seism. Soc. Am.,* **60**(4), 1123–1137.

Boué, P., Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H., Briand, X. & Roux, P., 2013. Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the earth, *Geophys. J. Int.,* **194**(2), 844–848.

Davaille, A., Stutzmann, E., Silveira, G., Besse, J. & Courtillot, V., 2005. Convective patterns under the Indo-Atlantic box, *Earth planet. Sci. Lett.,* **239**(3), 233–252.

De Boor, C., 1978. *A Practical Guide to Splines: Applied Mathematical Sciences,* Vol. 27, pp. 109–112, Springer-Verlag.

Debayle, E. & Ricard, Y., 2012. A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements, *J. geophys. Res.,* **117,** B10308, doi:10.1029/2012JB009288.

Debayle, E. & Sambridge, M., 2004. Inversion of massive surface wave data sets: model construction and resolution assessment, *J. geophys. Res.,* **109,** B02316, doi:10.1029/2003JB002652.

Derode, A., Larose, E., Tanter, M., De Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M. & Fink, M., 2003. Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L), *J. acoust. Soc. Am.,* **113**(6), 2973–2976.

Dias, R.C., Julià, J. & Schimmel, M., 2015. Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise, *Pure appl. Geophys.,* **172**(6), 1429–1449.

Dziewonski, A.M. & Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference earth model, *Phys. Earth planet. Inter.,* **25**(4), 297–356.

Ekström, G., 2011. A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s, *Geophys. J. Int.,* **187**(3), 1668–1686.

Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X. & Rowley, D.B., 2010. Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth planet. Sci. Lett.,* **295**(3), 329–341.

Hasselmann, K., 1963. A statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.,* **1**(2), 177–210.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

Kedar, S., Longuet-Higgins, M., Webb, F., Graham, N., Clayton, R. & Jones, C., 2008. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Proc. R. Soc. A: Math. Phys. Eng. Sci.,* **464**(2091), 777–793.
Kumar, P., Yuan, X., Kumar, M.R., Kind, R., Li, X. & Chadha, R., 2007. The rapid drift of the Indian tectonic plate, *Nature,* **449**(7164), 894–897.
Laske, G., Masters, G., Ma, Z. & Pasyanos, M., 2013. Update on CRUST1.0 – a 1-degree global model of Earth's crust, in *Geophysical Research Abstracts,* vol. 15, p. 2658.
Lobkis, O. & Weaver, R., 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.S., 1950. A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. Math. Phys. Sci.,* **243**(857), 1–35.
Menke, W., 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory,* Academic press.
Montagner, J.-P., 1986. Regional three-dimensional structures using long-period surface waves, *Ann. Geophys. Terr. Planet. Phys.,* **4,** 283–294.
Moulik, P. & Ekström, G., 2014. An anisotropic shear velocity model of the Earth's mantle using normal modes, body waves, surface waves and long-period waveforms, *Geophys. J. Int.,* **199**(3), 1713–1738.
Nishida, K., 2013. Earth's background free oscillations, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.,* **41,** 719–740.
Nishida, K., Montagner, J.-P. & Kawakatsu, H., 2009. Global surface wave tomography using seismic hum, *Science,* **326**(5949), 112, doi:10.1126/science1176389.
Press, W.H., 2007. *Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing,* Cambridge Univ. Press.
Rhie, J. & Romanowicz, B., 2004. Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling, *Nature,* **431**(7008), 552–556.
Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. & Fehler, M.C., 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.,* **32,** L14311, doi:10.1029/2005GL023155.
Saito, M., 1988. DISPER80: a subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in *Seismological Algorithms,* pp. 293–319, ed. Doornbos, D.J., Academic Press, New York.
Sambridge, M., Bodin, T., Gallagher, K. & Tkalčić, H., 2013. Transdimensional inference in the geosciences, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.: Math. Phys. Eng. Sci.,* **371**(1984), 20110547, doi:10.1098/rsta.2011.0547.
Schimmel, M., 1999. Phase cross-correlations: design, comparisons, and applications, *Bull. seism. Soc. Am.,* **89**(5), 1366–1378.
Schimmel, M. & Gallart, J., 2005. The inverse S-transform in filters with time-frequency localization, *IEEE Trans. Signal Process.,* **53**(11), 4417–4422.
Schimmel, M. & Gallart, J., 2007. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data, *J. geophys. Res.,* **112,** B04303, doi:10.1029/2006JB004680.
Schimmel, M. & Paulssen, H., 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks, *Geophys. J. Int.,* **130**(2), 497–505.
Schimmel, M., Stutzmann, E. & Gallart, J., 2011. Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.,* **184**(1), 494–506.
Schimmel, M., Stutzmann, E. & Ventosa, S., 2015. Robust group velocity measurements, *IEEE,* submitted.
Sebai, A., Stutzmann, E., Montagner, J.-P., Sicilia, D. & Beucler, E., 2006. Anisotropic structure of the African upper mantle from Rayleigh and Love wave tomography, *Phys. Earth planet. Inter.,* **155**(1), 48–62.
Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science,* **307**(5715), 1615–1618.
Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E,* **69**(4), doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
Stockwell, R.G., Mansinha, L. & Lowe, R., 1996. Localization of the complex spectrum: the S transform, *IEEE Trans. Signal Process.,* **44**(4), 998–1001.
Stutzmann, E., Ardhuin, F., Schimmel, M., Mangeney, A. & Patau, G., 2012. Modelling long-term seismic noise in various environments, *Geophys. J. Int.,* **191**(2), 707–722.
Tanimoto, T., 2005. The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillations of the earth, *Geophys. J. Int.,* **160**(1), 276–288.
Tarantola, A. & Nercessian, A., 1984. Three-dimensional inversion without blocks, *Geophys. J. Int.,* **76**(2), 299–306.
Tarantola, A. & Valette, B., 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys.,* **20**(2), 219–232.
Traer, J. & Gerstoft, P., 2014. A unified theory of microseisms and hum, *J. geophys. Res.,* **119**(4), 3317–3339.
Wapenaar, K., 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.,* **93**(25), doi:10.1103/PhysRevLett.93.254301.
Weaver, R.L. & Lobkis, O.I., 2006. Diffuse fields in ultrasonics and seismology, *Geophysics,* **71**(4), SI5–SI9.
Webb, S.C., 2007. The Earth's hum is driven by ocean waves over the continental shelves, *Nature,* **445**(7129), 754–756.

APPENDIX A: SYNTHETIC TESTS AND TOMOGRAPHIC MODEL COMPARISON

To estimate the resolution of our tomographic model, we performed several synthetic tests. We also compared our model with three published models and quantified the differences.

A1 Synthetic tests

In this section, we present the synthetic tests. As the inversion is separated into two steps, we checked the lateral and vertical resolutions separately. The lateral resolution is estimated with synthetic tests of group-velocity regionalisation. The vertical resolution is tested with synthetic tests of group-velocity inversion *versus* depth, to retrieve the *S*-wave velocity.

We used checkerboard tests to investigate the model lateral resolution. We constructed synthetic group-velocity maps for the real path coverage. The inversion was performed with the same correlation length (800 km) and *a-priori errors*, as for the real data. The resolution is considered good when the checkerboard image is reconstructed. Figs A1(a) and (b) show that anomalies of 2000 km width are well recovered for latitudes between 72°N and 54°S. At higher latitudes, the resolution decreases due to the absence of seismic stations. Figs A1(c) and (d) show that anomalies of 3000 km width are well recovered between 81°N and 54°S.

We then tested the local group-velocity inversion *versus* depth to retrieve the *S*-wave velocity model. Figs A1(e)–(h) show four synthetic tests with two delta-like anomalies separated by 100 km. We compare the case of two positive (e) and two negative (f) anomalies and one positive and one negative anomaly (g) and (h). We observe that the two anomalies are recovered and well separated in all four cases. The inversion can resolve two anomalies separated by 100 km in the depth range of 50–300 km with a smoothing effect that increases with depth. This vertical smoothing effect is due partly to the smoothing parameters of the inversion, and mostly to the different sensitivities of the surface waves with depth.

A2 Tomographic model comparison

We compared our HUM2 model with three published *S*-wave velocity models. We selected the SV velocity model of Nishida *et al.* (2009), which is the only other tomographic model derived solely from hum data. It is here called NMK2009. They computed cross-correlations between 54 stations and stacked 17 yr of correlograms.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

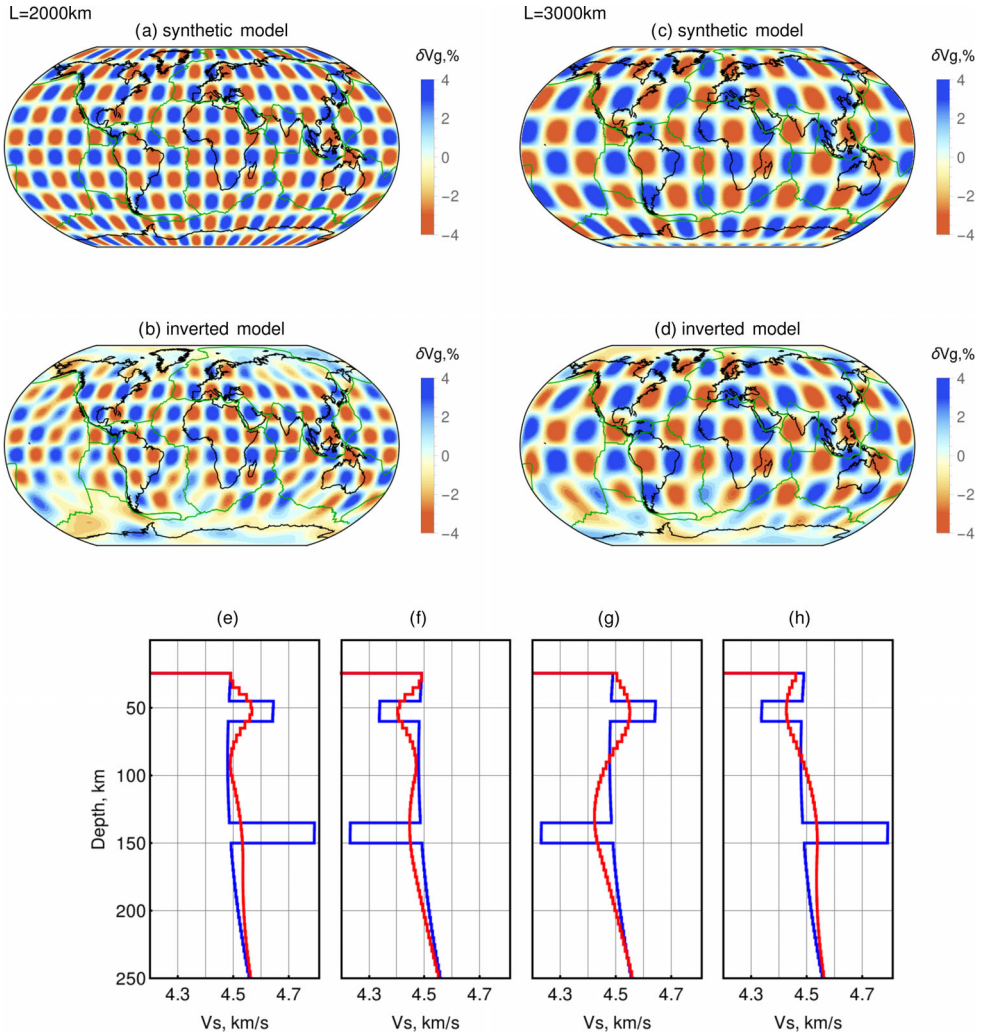


Figure A1. Synthetic tests to estimate the horizontal (a)–(d) and vertical (e)–(h) resolution. Synthetic group-velocity model with positive and negative anomalies of 2000 km (a) and 3000 km (c) width. Inverted group-velocity map (b) and (d) corresponding to maps (a) and (b), respectively. Anomalies of 2000 km width are well recovered except at high latitude. (e)–(h) show synthetic (blue) and inverted (red) *S*-wave velocity models. The two delta-like anomalies are separated by 90 km, and they are well recovered.

Their model is derived from 906 R1 trains and 777 R2 trains of Rayleigh wave phase velocity measurements in the period band of 120–375 s. The two other models are obtained from earthquake data. One model is the global upper-mantle SV velocity model of Debayle & Ricard (2012), here called DR2012, which is derived from 375 000 Rayleigh waveform seismograms. They used fundamental and higher Rayleigh mode phase velocity measurements. The other model is from Auer *et al.* (2014), here called SAVANI, which is a radially anisotropic *S* velocity model based on published data sets of surface wave phase velocities and body-wave traveltimes.

We computed the Pearson's correlation between the four models as a function of depth as follows:

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2}\sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \qquad \text{(A1)}$$

where x_i and y_i are velocity model perturbations at location (latitude, longitude) i for model A and B, respectively, and $\bar{x}$ and $\bar{y}$ are the means of x_i and y_i. Fig. A2 shows the correlation between all four of these models. The correlation between our HUM2 model and DR2012 and SAVANI is high, at about 0.90 between 80 and

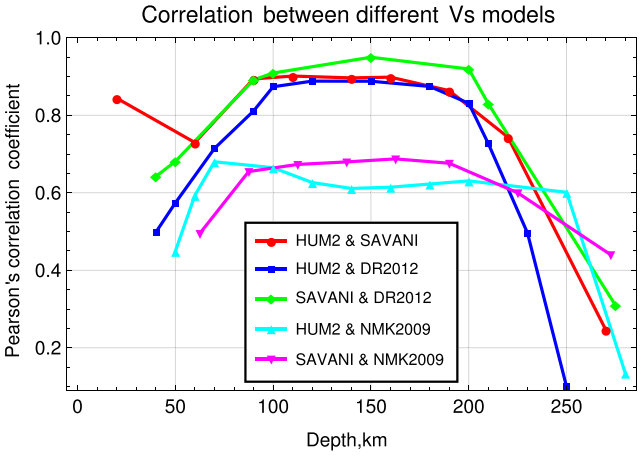


Figure A2. Pearson correlations between our model (HUM2), and the three published models: NMK2009 from Nishida *et al.* (2009), DR2012 from Debayle & Ricard (2012) and SAVANI from Auer *et al.* (2014), as a function of depth.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

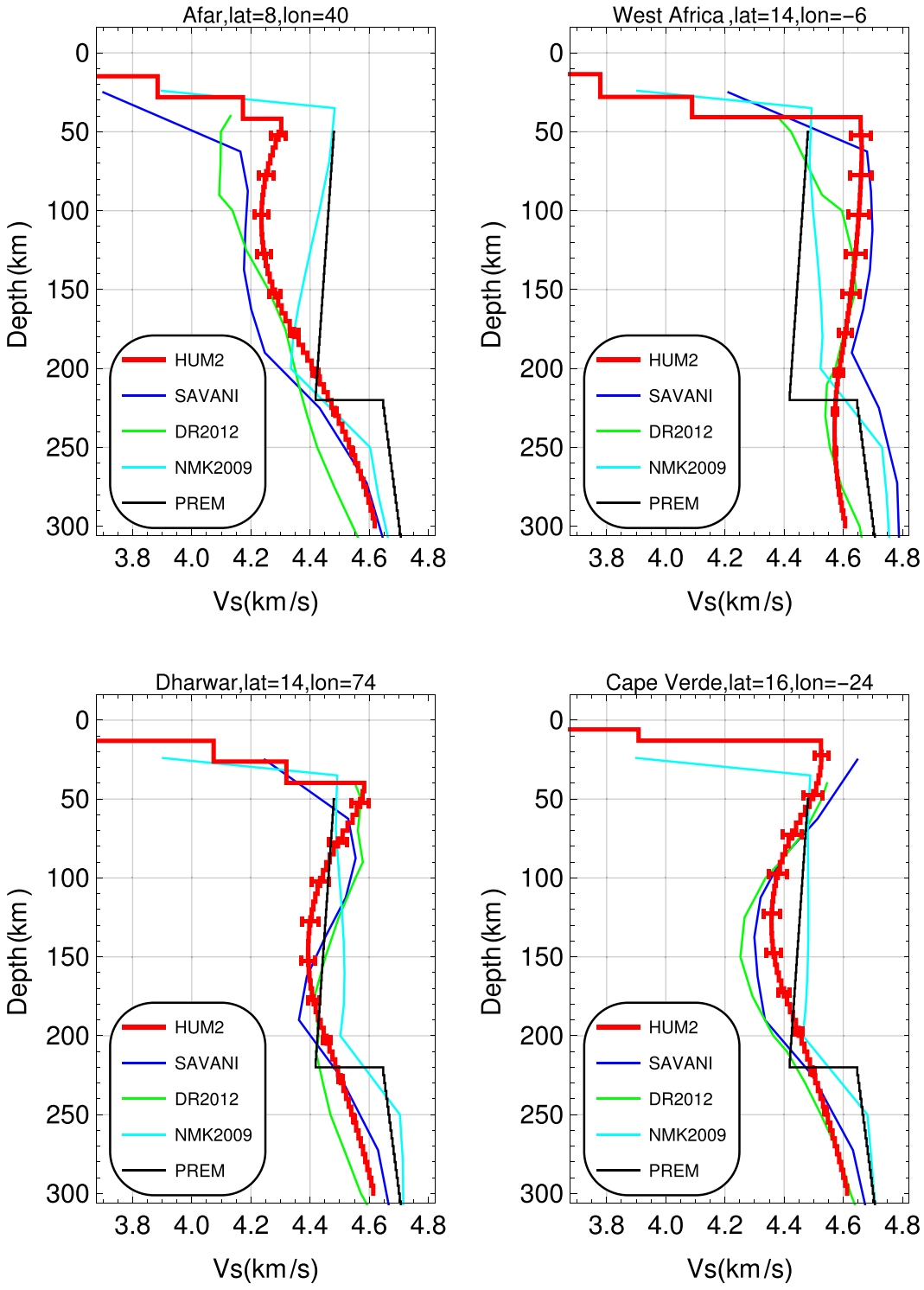


Figure A3. *S*-wave velocity as a function of depth at four locations: Afar, the West Africa craton, the Dharwad craton and Cape Verde. Five models are plotted for comparison: our model (HUM2) as reference with uncertainties, and the three published models: NMK2009 from Nishida *et al.* (2009) in light blue, DR2012 from Debayle & Ricard (2012) in green and SAVANI from Auer *et al.* (2014) in dark blue. The PREM *Vs* model is plotted in black.

200 km in depth. Correlation between HUM2 and NMK2009 is much lower, at 0.6, but similar to the correlation between SAVANI and NMK2009, which is 0.7. This might be due to the lower resolution of NMK2009, which is derived from a smaller data set than the other models.

Below 80 km and above 220 km, correlations between all of the models decrease. At shallow depths, this might be due to crustal correction that might be differently implemented. At large depth (deeper than 200 km), models HUM2, SAVANI and DR2012 have different sensitivities due to the different seismic phases measured

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

(fundamental mode, higher modes and/or body waves), which can explain the decrease in the correlation. Our model is only derived from the fundamental mode Rayleigh waves, and it progressively loses resolution below 200 km in depth.

Fig. A3 shows a comparison of *S*-wave velocity models as a function of depth for two cratons and two hotspots.

APPENDIX B: *S*-WAVE VELOCITY TRANS-DIMENSIONAL INVERSION

This appendix describes the group-velocity inversion to retrieve the local *S*-wave velocity model.

For a given *S*-wave velocity model, synthetic group velocities, $U_{\rm syn}(T)$, as a function of periods, T, are computed following Saito (1988). The sphericity of the Earth and the frequency dependence of the *S*-wave velocity model are taken into account using the Earth flattening transformation (Biswas & Knopoff 1970) and eq. (3) of Dziewonski & Anderson (1981), respectively.

The *S*-wave velocity model to be retrieved is represented as a weighted sum of B-spline basis functions defined as follows:

$$V_S(z) = V_S^0(z) + \sum_{m=0}^{M-1} V_m N_{m,2}(z), \tag{B1}$$

where $N_{m,2}(z)$ is the mth non-uniform quadratic B-spline basis function (De Boor 1978), M is the number of B-spline basis functions, V_m are weight coefficients, $V_S^0(z)$ is the *a priori* reference Earth model that is composed of the crust2.0 model (Laske *et al.* 2013) and the PREM with smoothed 220 km discontinuity. Whenever the crust2.0 is thinner than the PREM crust, the PREM uppermost mantle structure is extrapolated up to the bottom of the new crust.

The trans-dimensional inversion is a composition of two nested loops: for a given spline basis $\{N_{m,2}\}$, the inner loop computes the optimum model weight coefficients (V_m) and the outer loop determines the optimum spline basis.

The inner loop uses the simulated annealing optimization algorithm (Press 2007, chap. 10.9) to minimize the misfit function:

$$\chi_d^2 = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left[U_{\rm obs}(T_n) - U_{\rm syn}(T_n)\right]^2/\sigma_d^2(T_n), \tag{B2}$$

where $U_{\rm obs}$ and $U_{\rm syn}$ are the measured and synthetic group velocities, T_n is the period, σ_d is the measurement error and N is the number of periods.

The outer loop uses the golden section search in one dimension (Press 2007, chapter 10.1) to minimize the expression $(\chi_d^2 + \chi_m^2)/2$ as a function of the number of splines M, where χ_d^2 is the result of inner-loop minimization of eq. (B2) and χ_m^2 is the model variance quantity defined as:

$$\chi_m^2 = \frac{1}{M}\sum_{m=0}^{M-1}\sigma_m^2/\Delta^2, \tag{B3}$$

where Δ is the *a-priori* model variance that acts as a regularisation parameter. We compute σ_m^2 as the diagonal elements of the model covariance matrix $\mathbf{C}_m$, as estimated by (Menke 2012):

$$\mathbf{C}_m = \mathbf{G}^{-g}\mathbf{C}_d\mathbf{G}^{-gT}, \tag{B4}$$

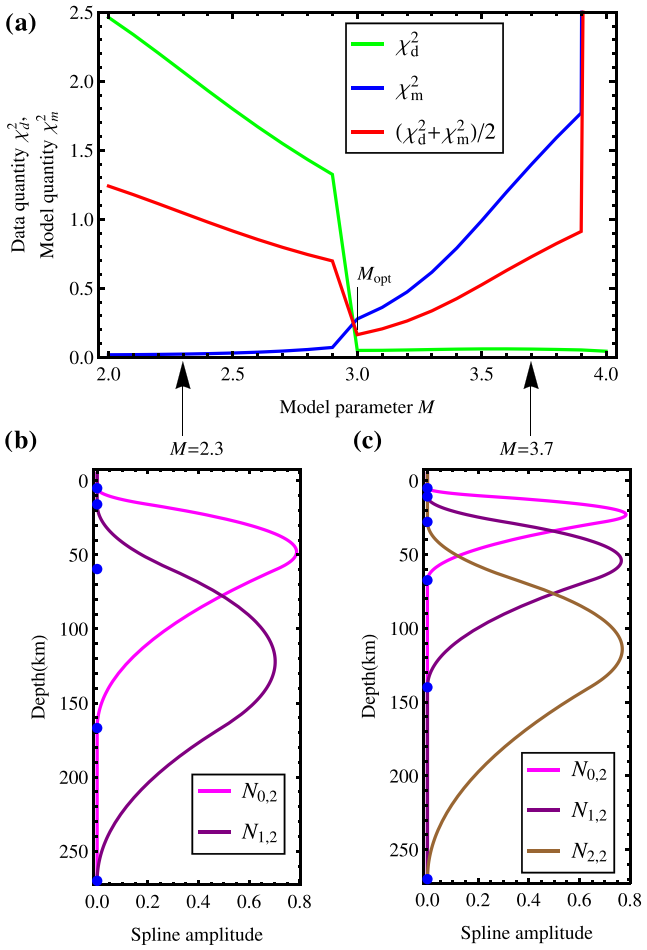


Figure B1. (a) Misfit χ_d^2 and model variance χ_m^2 as functions of spline basis. The integer values of parameter M correspond to the number of splines in the bases and $M_{\rm opt}$ is the selected spline basis. (b) and (c) Spline bases for $M = 2.3$ and $M = 3.7$, respectively.

where $\mathbf{C}_d$ is the data covariance matrix with diagonal elements $\sigma_d^2(T_n)$, $\mathbf{G}$ is the partial derivative matrix of the group velocity $U_{\rm syn}(T_n)$ with respect to the spline weight V_m, that is, $G_{mn} = \partial U_{\rm syn}(T_n)/\partial V_m$ and '-g' indicates the generalized inverse.

The number of splines M in the outer loop minimization can be considered as continuous. This depends on the number of knots P as follows: $M = P - 3$. P is calculated as the depth range of the model divided by the variable interval between the knots. We start from equidistant knots, the normalized depths of which are called x, and convert these through the transformation $y(x) = bx + (1 - b)x^a$. The new knot depths are now condensed to the top of the model. Figs B1(b) and (c) show two examples of B-spline bases for $M = 2.3$ and $M = 3.7$, respectively, and their corresponding knots (blue points). The functions χ_d^2 and χ_m^2 as a function of the number of splines M are shown in Fig. B1(a), by the green and blue lines, respectively. This illustrates a trade-off between fitting the dispersion curves and model uncertainty. The best compromise between these is for the optimal number of splines $M = M_{\rm opt}$. It was found by trial and error that optimal values for the parameters a and b can be assigned arbitrarily in the intervals of $3 < a < 4$, $0.2 < b < 0.4$.

Downloaded from http://gji.oxfordjournals.org/ at Biblio Planets on January 11, 2016

UNIVERSITÉ SORBONNE PARIS CITÉ

Tomographie globale à partir du bruit sismique

par

Abderrahmane Haned

Résumé

Le bruit sismique est beaucoup utilisé pour obtenir des modèles tomographiques régionaux mais il est peu utilisé à l'échelle globale. Dans cette thèse, nous avons validé une nouvelle approche de traitement des données de bruit et obtenu un modèle tomographique du manteau supérieur à l'échelle globale à partir du bruit sismique large bande enregistré dans la bande de période 30 à 250 s.

L'application de la corrélation en phase combinée avec la sommation en phase pondérée, nous a permis de construire des fonctions de Green entre des paires de stations, à partir desquelles, les vitesses de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh ont été mesurées. Les vitesses de groupe et leur incertitude ont été calculées par une méthode de re-échantillonnage. Nous avons démontré que la convergence des mesures de vitesse de groupe est plus rapide à courte période qu'à longue période. Nous avons également montré qu'il est nécessaire d'utiliser 2 ans de données continues pour obtenir des mesures robustes de vitesse de groupe. Le bon rapport signal sur bruit des fonctions de Green obtenues permet d'identifier non seulement les ondes de Rayleigh mais également les ondes de volume.

Nous avons régionalisé les vitesses de groupe puis nous les avons inversées en profondeur en utilisant une méthode de recuit simulé. Le modèle tomographique obtenu permet d'étudier les structures de grande longueur comme les cratons et les dorsales. Il est en bon accord avec les modèles tomographiques réalisées à partir des données de séismes.

Nous avons ensuite utilisé les vitesses de groupe pour obtenir un modèle tomographique anisotrope et nous avons comparé les directions d'anisotropie avec les modèles dérivés de séismes.

Nous avons ainsi démontré que la méthodologie proposée permet à partir de 2 ans de données d'obtenir un modèle tomographique robuste à l'échelle globale. Le jeu de données obtenu peut être utilisé en complément de données de séismes pour améliorer la couverture des modèles tomographiques globaux.

Mots clefs : Tomographie, bruit sismique, hum, fonctions de Green, vitesse de groupe, ondes de surface, ondes de volume, Anisotropie.

Abstract

The seismic noise is much used for regional tomographic models but it is not used on a global scale. In this thesis, we validated a new noise data processing approach and obtained a global tomographic model of the upper mantle from broadband seismic noise recorded in the period band of 30 to 250 s.

The application of phase correlation combined with the phase weighted stack has enabled us to build empirical Green functions between pairs of stations, from which the group velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves were measured. The group velocities and their uncertainty were calculated by a resampling approach. We demonstrated that convergence of group velocity is faster at a short period than a long one. We have also shown that it is necessary to use 2 years of continuous data to obtain robust measures of group velocity. The hight signal-to-noise ratio of the Green's functions obtained allows us to identify not only Rayleigh waves but also body waves.

Group velocities are regionalized and then inverted versus depth using a simulated annealing method. The obtained tomographic model allows the study of big structures such as cratons and ridges. It is in good agreement with the tomographic models essentially obtained from seismic data where we quantified differences.

We then used the group velocities to obtain anisotropic tomographic model and we compared the anisotropy directions with models derived from earthquakes.

We have demonstrated that the proposed methodology, from 2 years of data allows to get a robust global tomographic model. The resulting dataset can be used in addition to seismic data to improve coverage of global tomographic models.

Key words : Tomography, seismic noise, hum, Green function, group velocity, surface wave, body wave, Anisotropy.