



UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA TERRE , UNIVERS, ENVIRONNEMENT
INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE STRASBOURG

UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT-BOIGNY - ABIDJAN

UFR DES SCIENCES DE LA TERRE ET DES RESSOURCES MINIÈRES
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE

THÈSE présentée par

Yacouba OUATTARA

soutenue le 01 Juillet 2019

pour obtenir le grade de:

Docteur de l'Université de Strasbourg

Spécialité : Sismologie

**STRUCTURE SISMIQUE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST PAR
TOMOGRAPHIE D'ONDES DE SURFACE**

Composition du jury:

Alessia MAGGI	Pr. Univ. Strasbourg, EOST	Directeur de thèse
Célestin SOMBO	Pr. Univ. F. H. Boigny, Abidjan	Co-Directeur de thèse
Anne PAUL	Dr. de Recherche, ISTerre, Grenoble	Rapporteur
Jean-Yves REYNAUD	Pr. Univ. Lille1	Rapporteur
Jérôme VERGNE	Physicien, Univ. Strasbourg	Président du jury
Diane RIVET	Physicienne Adjointe, Univ. Cote d'Azur	Examinatrice
Thomas LECOCQ	Sismologue, Obsv. Royal, Belgique	Examinateur
Adama DIAWARA	Maitre de conf., Univ. F. H. Boigny, Abidjan	Examinateur

Dimitri ZIGONE

Physicien Adjoint, Univ. Strasbourg

Invité

Cette thèse nous a permis de produire des cartes de vitesse de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh de 20 à 100s de période, en utilisant à la fois avec les séismes et les corrélations du bruit sismique ambiant. Ce qui nous permis de réduire les artefacts dans nos cartes de vitesse de groupe afin d'améliorer leur résolution. Dans cette étude, en plus de la méthode inverse conventionnelle (méthode des moindres carrées), utilisée pour résoudre les problèmes tomographiques, nous avons adapté pour la toute la première fois une nouvelle méthode d'inversion, appelée SOLA-Backus-Gilbert dans un contexte régional. Nos cartes correspondent bien aux caractéristiques géologiques du craton ouest africain. À courte période, les vitesses du groupe des ondes de Rayleigh sont sensibles à des structures peu profondes et présentent des vitesses rapides pour la croûte océanique et des vitesses lentes pour la croûte continentale. Pour les périodes intermédiaires, la limite entre le craton ouest africain et les ceintures orogéniques panafricaines à l'Est semble bien définie. Le bassin de Taoudeni se caractérise par de faibles vitesses par rapport au reste du craton ouest africain en raison de l'épaisseur de la couche sédimentaire. Nous avons également observé des vitesses de groupe plus lentes dans la lithosphère paléoprotérozoïque dans la dorsale Léo par rapport à celles de la lithosphère archéenne adjacente de la dorsale de Man. A longue périodes, les racines des dorsales Man-Leo et Reguibat sont caractérisées par des vitesses rapides, montrant une lithosphère froide et épaisse sous le craton, tandis que nous avons trouvé des vitesses de groupe lentes sous les zones de ceinture mobile panafricaine indiquant une lithosphère mince.

Mots-Clés : Cartes de vitesse de groupe, ondes de Rayleigh, corrélations du bruit, SOLA-Backus-Gilbert, craton ouest africain.

ABSTRACT

This thesis allowed us to produce group velocity maps of the fundamental mode of Rayleigh waves from in period range 20 to 100s, using both earthquakes and seismic ambient noise correlation. This allowed us to reduce artefacts in our group velocity maps in order to improve their resolution. In this study, in addition to the conventional inverse method (least squares method), used to solve tomographic problems, we adapted for the very first time a new inversion method, called SOLA-Backus-Gilbert in regional context. Our maps correlate well with regional geological features of the west african craton. At short periods, the Rayleigh wave group velocities are sensitive to shallow structures and exhibit fast velocities for the oceanic crust and slow velocities for the continental crust. For the intermediate periods, the boundary between the west african craton and the Pan-African orogenic belts in the East seems well defined. The Taoudeni Basin is characterized by low velocities compared to the rest of the west african craton due to the thickness of the sedimentary layer. We also observed slower group velocities in the Paleoproterozoic lithosphere of Leo shield compared to those of the adjacent Archean lithosphere of the Man shield. Over long periods, the roots of the Man-Leo and Reguibat shields are characterized by fast velocities, showing a cold and thick lithosphere under the craton, while we found slow group velocities under the Pan-African orogenic belts zones indicating a thin lithosphere.

Key words : group velocity maps, Rayleigh waves, noise correlation, SOLA-Backus-Gilbert, west african craton.

Remerciements

Au terme de cette thèse j'aimerais vraiment dire merci à tous ceux qui de près ou de loin ont contribué d'une manière ou d'une autre à l'aboutissement de ce travail.

Un grand merci au membre du jury, plus particulièrement aux rapporteurs pour avoir évalué ce travail.

Je tiens sincèrement à remercier le Prof. Alessia Maggi pour avoir accepté d'être la directrice de cette thèse. Merci pour votre disponibilité, votre compréhension, votre dynamisme, votre culture scientifique, votre patience et votre soutien sans faille. Même quand je ne suis pas à Strasbourg, vous me posiez toujours cette question "*Comment les choses avancent du côté d'Abidjan ?*". Merci beaucoup Prof.

A Dimitri Zigone "*Monsieur Corrélation de Bruit*". Ta contribution a été d'un apport très indispensable à ce projet de recherche par l'intégration des données du bruit sismique ambiant. Tous les compliments formulés en l'honneur du Prof Alessia te reviennent également. Merci pour avoir accepté que je sois ton co-locataire de bureau pendant ce séjour de finalisation de la thèse. Voici une petite phrase pour toi Dimitri ; "*un stylo, c'est censé écrire, quelque soit son état, tant qu'il y'a du jus*".

Je souhaite également dire merci au Prof Diawara Adama, Directeur de la Station Géophysique de Lamto (Côte d'Ivoire) pour avoir permis que je fasse cette thèse en sismologie. Merci pour vos conseils très instructifs et votre soutien indéfectible. Aussi merci pour m'avoir intégré dans votre "équipe" à côté de Benjamin et de Fidèle que je remercie au passage pour leur générosité ; leurs conseils en tant qu'aînés m'ont vraiment fait beaucoup de bien.

Au Prof Sombo Célestin, merci de m'avoir accepté dans le laboratoire de Géophysique Appliquée et de m'avoir encadré depuis le DEA jusqu'à maintenant. Merci pour vos conseils très enrichissants, votre disponibilité et votre soutien moral.

Un grand merci au CTBTO, Station Géophysique de Lamto, Projet INSU-BG, Aide à la mobilité de l'Université de Strasbourg, Equipe Sismo de l'IPGS pour m'avoir soutenu financièrement et avoir fourni le matériel informatique nécessaire pour cette thèse. J'ai participé à deux conférences internationales entièrement financées par l'Equipe Sismo de l'IPGS, je profite de l'occasion pour dire merci au Prof. Luis et à Mme Binta.

Merci à tout le personnel de l'EOST pour l'ambiance chaleureuse et conviviale qui règnent au sein de labo. Jean Yves, merci pour le petit café de chaque matin. Armelle et Jean-Jacques, merci d'avoir consacré des journées entières pour configurer mon ordinateur.

Chris et Sophie, merci pour la transcription et l'adaptation du code SOLA-BG à des données d'ondes de surface à l'échelle régionale, merci aussi pour vos critiques et suggestions lors de la rédaction de ce mémoire. Merci à tous les doctorants du Labo avec qui j'ai passé des moments agréables.

A toute ma famille qui a crue en moi et qui m'a soutenue jusqu'à aujourd'hui, merci pour votre patience.

Je ne saurai terminer ces remerciements sans dire Merci au Seigneur Dieu Tout Puissant pour tous tes bienfaits dans ma vie sur la terre des Hommes. Peut être même que j'aurai du commencer par là.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Table des matières	ix
Introduction générale	1
I Bases de Sismologie et notion de corrélation de bruit sismique	5
1 Bases de Sismologie	7
1.1 Introduction	7
1.2 Les ondes de volume	8
1.3 Les ondes de surface	10
1.3.1 Dispersion des ondes de surface	12
1.3.2 Mesure de la dispersion des vitesses de groupe	14
1.3.3 Différents modes de propagation des ondes de surface	15
1.4 Fonction de Green	17
1.5 Anisotropie sismique	17
1.6 Coda sismique	18
1.7 Le bruit sismique	18
1.7.1 Caractéristiques du bruit sismique	18
1.7.2 Localisation des sources de bruit	21
1.8 Bilan	21

2	Notion de corrélation de bruit sismique	23
2.1	Reconstruction de la fonction de Green par corrélation	24
2.1.1	Historique des méthodes de corrélation de bruit	24
2.1.2	Éléments de démonstration de la reconstruction de la fonction de Green par corrélation de bruit	25
2.2	Impact des sources de bruit	28
2.3	Ondes de surfaces dans les corrélations	29
2.4	Applications en sismologie	31
2.4.1	La tomographie	31
2.4.2	Le suivi temporel	35
II	Tomographie en ondes de Rayleigh de l’Afrique de l’Ouest	37
3	Contexte géodynamique et tectonique de l’Afrique de l’Ouest	39
3.1	Introduction	39
3.2	Craton Ouest Africain	40
3.3	Les zones mobiles d’Afrique de l’ouest	41
3.4	Les bassins sédimentaires	42
3.5	Tectonique de l’Afrique de l’Ouest	43
3.6	Sismicité de l’Afrique de l’Ouest	44
3.7	Conclusion	47
4	Tomographie en ondes de Rayleigh de l’Afrique de l’Ouest : Données et méthode tomographique	49
4.1	Données	50
4.1.1	Séismes	50
4.1.2	Corrélation de bruit sismique ambiant	52
4.2	Méthode tomographique	58
4.2.1	Le problème direct	59
4.2.2	Le problème inverse	59
4.2.3	Différents schémas d’inversion linéaire : DLS versus SOLA	60
4.2.4	Application à l’Afrique de l’Ouest	66

5	Rayleigh wave group velocity dispersion tomography of West-Africa using regional earthquakes and ambient seismic noise	69
5.1	Abstract	70
5.2	Introduction	70
5.3	Geological context of the West African craton	71
5.4	Data and methods	73
5.4.1	Earthquake data processing	75
5.4.2	Ambient noise processing and cross-correlations	76
5.4.3	Dispersion measurements and path selection	77
5.4.4	Regionalization of group velocity dispersion measurements	81
5.5	Results	82
5.6	Discussion	85
5.7	Conclusion	92
6	SOLA Backus-Gilbert Rayleigh wave group velocity tomography of West Africa	93
6.1	Introduction	94
6.2	The Study Area	95
6.3	Dispersion curve measurements	96
6.4	Tomographic inversion method	97
6.4.1	Beyond drawbacks of damped-least-squares inversions : the SOLA method	100
6.4.2	The SOLA method : key steps	101
6.5	Results	104
6.6	Discussion	108
6.6.1	Comparison between SOLA and DLS tomographic inversions	108
6.6.2	SOLA model uncertainty	108
6.6.3	SOLA resolution information	110
6.6.4	Synthetic tests	113
6.7	Conclusion	114
	Conclusion générale et perspectives	117
	Bibliographie	119
	Résumé	133

Introduction générale

L'étude de la structure interne de la Terre peut se faire selon plusieurs approches géophysiques (la gravimétrie, le géomagnétisme, la sismologie, les méthodes électriques ou électromagnétiques...). Une des approches les plus efficaces pour obtenir des informations sur les structures internes et/ou lithosphériques est l'étude de la propagation des ondes sismiques (la sismologie). L'étude de la propagation des ondes sismiques a permis de dessiner une image précise des structures internes du globe, de la proche surface jusqu'au centre de la Terre. La tomographie sismique est une technique d'imagerie qui consiste à déterminer les anomalies de vitesses des ondes sismiques se propageant dans un milieu physique, par rapport à un modèle de référence de ce milieu. La tomographie sismique par ondes de surface permet une étude détaillée des vitesses des ondes de cisaillement (ondes S) de structures lithosphériques ; une fois celles-ci connues, on peut aussi tirer des conclusions sur les relations entre la tectonique et la sismicité d'une région. La tomographie en ondes de surface présente l'avantage d'imager le milieu avec un bon compromis entre résolutions verticale et horizontale, meilleur que celui obtenu via la tomographie télésismique en ondes de volume très largement utilisée.

La tomographie d'ondes de surface a été très utile dans l'imagerie de la croûte et du manteau supérieure à l'échelle régionale et globale à travers une grande partie du globe terrestre (Bloch et al., 1969; Ritzwoller and Levshin, 1998; Vdovin et al., 1999; Shapiro et al., 2000; Hazler et al., 2001; Shapiro and Ritzwoller, 2002; Maggi and Priestley, 2005; Lin et al., 2007; Yang et al., 2007; Li et al., 2010). Les ondes de surface de différentes périodes sont sensibles à des vitesses d'ondes de cisaillement à des profondeurs différentes : les ondes longues périodes sont sensibles aux grandes profondeurs et les ondes courtes périodes sont sensibles aux structures superficielles. Comme pour toute autre technique d'imagerie, la recherche tente sans cesse d'améliorer la résolution des images tomographiques par de nouvelles techniques d'analyse de données, d'inversion et de modélisation.

Des études géologiques (Villeneuve and Dallmeyer, 1987; Villeneuve et al., 1990; Abouchami et al., 1990; Binks and Fairhead, 1992; Wilson and Guiraud, 1992; Attoh and Ekwueme, 1997; Begg et al., 2009) et géophysiques (Fairhead and Reeves, 1977; Ritsema and van Heijst, 2000; Pasyanos et al., 2004; Pasyanos and Nyblade, 2007; Priestley et al., 2008) ont permis de mettre en évidence les grandes structures géologiques de l'Afrique de l'Ouest. Cependant très peu d'études ont été réalisées sur les structures fines afin d'analyser les relations entre les traits structuraux et la sismicité régionale, qui reste modérée. L'architecture géologique de l'Afrique de l'Ouest englobe plusieurs structures (craton, bassins sédimentaires, ceintures de zones mobiles...) d'âges et de compositions lithologiques

différents. Des environnements tectoniques si différents peuvent générer de fortes variations latérales et verticales de structure et de vitesse des ondes de cisaillement. Imager les vitesses sismiques du craton ouest africain et des régions environnantes peut fournir des informations importantes sur l'évolution à long terme de la déformation crustale, des systèmes de failles et le comportement des séismes probables.

Malgré la complexité de son histoire tectonique, l'Afrique de l'Ouest manque encore d'un modèle tomographique régional précis de la lithosphère. Un modèle précis de vitesse sismique est un apport indispensable à la compréhension de la géodynamique de la zone étudiée : comment le manteau et la croûte interagissent-elles (Yao et al., 2010) ? comment les systèmes de failles évoluent-ils à long terme (Ben-Zion, 2008) ? comment la Terre solide réagit-elle aux changements de précipitations (Chanard et al., 2014) ? En outre, les interprétations qualitatives et quantitatives des anomalies de vitesse permettent d'évaluer la distribution des structures sismiques. Aussi le modèle de vitesse permet, entre autre, une localisation plus précise des séismes et la discrimination entre les événements sismiques naturels et artificiels dans un contexte de surveillance régionale.

L'objectif de cette thèse est d'étudier la structure sismique de la croûte et du manteau supérieur de l'Afrique de l'Ouest en construisant un modèle de vitesse des ondes sismiques. Dans cette étude, nous allons utiliser les mesures de la dispersion des vitesses de groupe du mode fondamental des ondes Rayleigh, obtenues aussi bien avec des séismes régionaux qu'avec des corrélations de bruit sismique ambiant.

La tomographie sismique classique (par opposition à la tomographie par bruit sismique ambiant) utilise des sources ponctuelles (le plus souvent des événements sismiques) afin d'imager le milieu. L'utilisation de ces sources présente un certain nombre d'inconvénients. Premièrement, la distribution spatiale hétérogène des séismes sur le globe (ils sont principalement localisés le long des limites de plaques tectoniques ou des failles), ainsi que la faible occurrence des séismes conduisent souvent à des distributions de trajets inégales et à des images tomographiques déformées. Ensuite, il est souvent difficile d'obtenir des mesures fiables de dispersion d'ondes de surface de télé-séismes à des périodes inférieures à 20s en raison de l'atténuation intrinsèque et de la diffusion le long des trajets entre sources sismiques et stations (Shapiro and Campillo, 2004). Ce sont ces ondes à courtes périodes (hautes fréquences) qui sont les plus utiles pour contraindre la structure de la croûte et du manteau supérieur (Lin et al., 2007). Cette limitation a été partiellement atténuée par la cross-corrélation des enregistrements de bruit ambiant passif entre des paires de stations pour créer des sources actives virtuelles (Shapiro and Campillo, 2004).

La corrélation de bruit, basée sur la corrélation du champ ambiant (interférométrie), permet de considérer une paire de stations comme un couple source/récepteur. Des travaux théoriques ont révélé que, dans l'hypothèse que les sources du bruit ambiant sont répartis uniformément autour de deux points (capteurs), la fonction de Green entre ces deux points peut être estimée à partir de l'inter-corrélation des enregistrements effectués à ces deux points (Weaver and Lobkis, 2001; Derode et al., 2003b; Wapenaar, 2004). En corrélant des signaux de bruit sismique enregistrés par deux stations différentes, on obtient la réponse impulsionnelle du milieu entre ces stations, comme si l'une était la source et l'autre le récepteur. Ainsi, il y a autant de trajets possibles qu'il y a de paires de stations.

La résolution des images tomographiques est déterminée par la couverture des trajets et limitée par les longueurs d'onde des ondes de surface (Pasyanos and Nyblade, 2007). Nous avons utilisé les deux types de données décrits plus haut (séismes et corrélation de bruit) afin d'augmenter le nombre de trajets, et donc améliorer la couverture azimutale de la région et produire des cartes de vitesses de groupe de très haute résolution par rapport à l'utilisation des séismes seulement. Utiliser à la fois le bruit et les séismes permet aussi d'agrandir la bande de fréquence disponible et donc étendre la gamme des profondeurs d'investigation. Nous présenterons ce travail comme suit :

1. Le premier chapitre présente une introduction aux ondes sismiques, et notamment aux ondes de surface et à leur dispersion ;
2. Le chapitre deux présente une introduction à la méthode de corrélation de bruit ;
3. Le chapitre trois présente le contexte géodynamique et tectonique de l'Afrique de l'Ouest ;
4. Le chapitre quatre traite des données et de la méthodologie ;
5. Le chapitre cinq reproduit l'article soumis à JOSE (et accepté pour publication) sur l'application de l'inversion par moindres carrés aux mesures de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh provenant de séismes et de corrélations de bruit en Afrique de l'Ouest ;
6. Le chapitre six présente l'application de l'inversion SOLA Backus-Gilbert au même jeu de données ;

Enfin une conclusion générale et des perspectives vont marquer la fin de ce travail.

Première partie

Bases de Sismologie et notion de corrélation de bruit sismique

Chapitre 1

Bases de Sismologie

Sommaire

1.1	Introduction	7
1.2	Les ondes de volume	8
1.3	Les ondes de surface	10
1.3.1	Dispersion des ondes de surface	12
1.3.2	Mesure de la dispersion des vitesses de groupe	14
1.3.3	Différents modes de propagation des ondes de surface	15
1.4	Fonction de Green	17
1.5	Anisotropie sismique	17
1.6	Coda sismique	18
1.7	Le bruit sismique	18
1.7.1	Caractéristiques du bruit sismique	18
1.7.2	Localisation des sources de bruit	21
1.8	Bilan	21

Ce chapitre a pour fonction d'introduire les notions de sismologie nécessaires à la compréhension du manuscrit. Le lecteur peut trouver d'avantage de détails en se reportant aux ouvrages classiques de sismologie tel que : [Aki and Richards \(2002\)](#) et [Stein and Wysession \(2003\)](#).

1.1 Introduction

Une onde est définie comme la propagation d'une perturbation provoquant une variation réversible des propriétés physiques du milieu traversé. Cette réversibilité implique que les ondes s'expriment dans le domaine des déformations élastiques des solides, par opposition au domaine plastique dans lequel la déformation du solide est permanente. Ainsi, une onde permet de propager de l'énergie au sein d'un milieu sans transporter de matière.

Les déformations provoquées par les ondes sismiques peuvent être décrites par le premier principe fondamentale de la dynamique pour lequel l'équation générale d'équilibre s'écrit :

$$\operatorname{div}(\tilde{\sigma}) + F_V = \rho \ddot{u} \quad (1.1)$$

avec $\tilde{\sigma}$ le tenseur des contraintes, F_V la résultante des forces de volume, ρ la masse volumique de notre solide et u le déplacement. Dans le cas d'un solide homogène, isotrope, à symétrie cubique et sur lequel ne s'applique pas de force de volume, la loi de Hooke s'écrit $\sigma_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}$, avec λ et μ les coefficients de Lamé du milieu considéré, σ_{ij} le tenseur des contraintes appliquées sur le solide, ϵ_{kk} la trace du tenseur des déformations du solide et δ_{ij} le Kronecker delta. A partir de la définition du tenseur des déformations, on peut exprimer les termes intervenants dans la loi de Hooke et injecter le tout dans l'équation d'équilibre. Cela permet d'obtenir l'équation différentielle suivante aussi appelée équation de Navier :

$$\rho \ddot{\bar{u}} = (\lambda + \mu) \overline{\operatorname{grad}}(\operatorname{div} \bar{u}) + \mu \nabla^2 \bar{u} \quad (1.2)$$

avec \bar{u} le vecteur déplacement, $\overline{\operatorname{grad}}$ le gradient, div la divergence et ∇^2 le laplacien.

L'équation de Navier implique une propagation dans le solide de la déformation initiale sous la forme d'ondes élastiques. Deux grands types d'ondes existent dans les solides, les ondes de volume et les ondes de surface (voir sections 1.2 et 1.3). Ces ondes sont émises par des source naturelles ou artificielles qui engendrent des vibrations se propageant dans toutes les directions. La vitesse des ondes sismiques est caractéristique de la nature du milieu traversé. Les ondes sont plus rapides dans des matériaux plus rigides. Les ondes sismiques sont rarement observables de manière directe, mais les mouvements de vibration qu'elles produisent sont convertis et enregistrés par des sismomètres (sismogrammes).

Le sismomètre est un appareil qui enregistre les déplacements (mouvements) du sol dans les trois directions de l'espace (une direction verticale et les deux directions horizontales). Certains sismomètres n'enregistrent les déplacements que dans une direction, d'autres par contre peuvent enregistrer en même temps les mouvements dans les trois directions. Ces trois directions correspondent aux trois axes du sismomètres, ainsi l'axe vertical est appelé composante verticale (Z) et les axes horizontaux sont appelés composantes horizontales (E-W et N-S). Nous verrons par la suite qu'il est possible de transformer les composantes horizontales E-W et N-S en composantes Transverse et Radiale (après rotation des axes). La composante radiale dans la direction de l'azimut à la source et la composante transversale perpendiculaire à cette direction.

Dans les sections qui suivent, nous allons décrire plus en détails les caractéristiques des différentes ondes sismiques enregistrés par les sismomètres ainsi que certaines de leurs propriétés qui seront utilisées pour les approches méthodologiques employées dans la suite de ce manuscrit.

1.2 Les ondes de volume

Les ondes de volume se propagent à l'intérieur du globe suivant des lois proches de celles de l'optique géométrique et sont divisées en deux catégories. Les ondes P (primaires), aussi appelées ondes de compression ou ondes longitudinales, sont des ondes qui provoquent des changements de volume du matériau traversé par une alternance de dilatations et de compressions (figure 1.1). Elles se propagent dans les milieux solides et fluides. Le

mouvement des particules est colinéaire à la direction de propagation de l'onde. Les ondes P sont les ondes sismiques les plus rapides et constituent les premières arrivées enregistrées sur un sismogramme (figure 1.1).

Les ondes S (secondaires), aussi appelées ondes de cisaillement ou ondes transversales sont des ondes qui provoquent des déformations du matériau traversé par un effet de cisaillement (figure 1.1). Elles ne se propagent pas dans les fluides. Le mouvement des particules est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. La vitesse de propagation de ces ondes est inférieure à celle des ondes P ; elles sont enregistrées, donc, plus tard sur les sismogrammes.

Pour mieux comprendre ces deux ondes de volumes, étudions directement la déformation d'un milieu élastique dans deux cas particuliers :

- $\bar{u} = \bar{u}_1$ avec $\text{div}\bar{u}_1 = 0$, c'est à dire sans dilatation
- $\bar{u} = \bar{u}_2$ avec $\overline{\text{rot}}\bar{u}_2 = 0$, c'est à dire sans rotation

Dans le premier cas nous obtenons directement en insérant cette condition dans l'équation de Navier :

$$\rho\ddot{\bar{u}}_1 = \mu\nabla^2\bar{u}_1. \quad (1.3)$$

Pour le deuxième champ de déplacement, on utilise la propriété suivante

$$\nabla^2\bar{u} = \overline{\text{grad}}(\text{div}\bar{u}) - \overline{\text{rot}}(\overline{\text{rot}}\bar{u}) \quad (1.4)$$

$$\nabla^2\bar{u}_2 = \overline{\text{grad}}(\text{div}\bar{u}_2) \quad (1.5)$$

ce qui nous permet d'obtenir dans notre équation de Navier :

$$\rho\ddot{\bar{u}}_2 = (\lambda + \mu)\overline{\text{grad}}(\text{div}\bar{u}_2) + \mu\nabla^2\bar{u}_2 \quad (1.6)$$

$$\rho\ddot{\bar{u}}_2 = (\lambda + \mu)\nabla^2\bar{u}_2 + \mu\nabla^2\bar{u}_2 \quad (1.7)$$

$$\rho\ddot{\bar{u}}_2 = (\lambda + 2\mu)\nabla^2\bar{u}_2 \quad (1.8)$$

On voit alors immédiatement que les deux solutions précédentes correspondent à deux équations de propagation des ondes élastiques en milieu isotrope. Nous pouvons arranger ces équations sous la forme

$$\begin{cases} \rho\ddot{\bar{u}}_1 = & \mu\nabla^2\bar{u}_1 \\ \rho\ddot{\bar{u}}_2 = & (\lambda + 2\mu)\nabla^2\bar{u}_2 \end{cases} \quad (1.9)$$

$$\begin{cases} \frac{1}{V_S^2}\ddot{\bar{u}}_1 = & \nabla^2\bar{u}_1 \\ \frac{1}{V_P^2}\ddot{\bar{u}}_2 = & \nabla^2\bar{u}_2 \end{cases} \quad (1.10)$$

où

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1.11)$$

et

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.12)$$

correspondent respectivement aux vitesses des ondes P et aux vitesses des ondes S . On remarque que ces vitesses dépendent de λ et μ les paramètres de Lamé (paramètres élastiques), et ρ la masse volumique. Les deux paramètres de Lamé sont étroitement liés à la physique de l'élasticité : μ est le module de cisaillement et λ est relié au module d'incompressibilité K par la relation :

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu. \quad (1.13)$$

On peut notamment noter que pour un fluide $\mu = 0$ la vitesse des ondes S est nulle.

La vitesse de propagation des ondes S est directement reliée au module de cisaillement du milieu traversé, qui intervient notamment dans les études sur le risque sismique ou dans le dimensionnement des fondations d'ouvrages. Les ondes S peuvent être divisées en deux ondes distinctes, les ondes SV ont une polarisation transversale entièrement contenue dans un plan vertical qui contient le trajet de l'onde. Les ondes SH ont une polarisation perpendiculaire à celle des ondes SV .

On traite souvent les ondes de volume dans le domaine de l'approximation haute fréquence, qui permet d'utiliser la théorie des rais sismiques qui est comparable à la théorie des rayons dans l'optique géométrique. En sismologie, dans l'approximation haute fréquence ou fréquences infinies, la sensibilité d'une onde sismique dans le milieu traversé se limite à la trajectoire qu'elle a suivi, le rai sismique. Dans ce cas ce sont les mesures de perturbation de temps de trajet qui sont utilisées pour déterminer la structure du milieu. Dans le domaine des fréquences finies la sensibilité de l'onde n'est plus uniquement le long du rai, mais plutôt contenu dans une zone appelée noyau de sensibilité dont la taille et la forme dépend de la fréquence considérée, de la longueur du trajet, de l'observation faite (temps d'arrivée par cross-corrélation, amplitude...) et du paramètre auquel on cherche la sensibilité.

Les déformations élastiques du sous-sol ne se propagent pas uniquement en ondes de volume. Une grande partie de l'énergie générée par une source sismique se propage en ondes de surface, générées par les interactions des ondes de volume avec la surface libre.

1.3 Les ondes de surface

Contrairement aux ondes de volume qui prennent naissance au foyer des séismes, les ondes de surface sont générées par interférence constructive des ondes de volume à la surface de la terre. On distingue les ondes de Rayleigh et les ondes de Love (figure 1.2). Ce sont des ondes guidées à basses fréquences, qui sont progressives dans la direction horizontale et stationnaires avec la profondeur, et qui se propagent parallèlement de la surface de la Terre plus lentement que les ondes de volume. Leur vitesse est contrôlée principalement par la vitesse des ondes S dans le milieu et par leur période, car ce sont des ondes dispersives (voir la section 1.3.1 pour un traitement plus détaillé de la dispersion des ondes de surface et la section 1.3.2 pour un traitement détaillé de comment on peut la mesurer). Les ondes de surface ont plusieurs modes (mode fondamental et modes harmoniques) qui déterminent aussi leur vitesses (voir la section 1.3.3 pour un traitement plus détaillé des modes des ondes de surface).

Puisque ces ondes sont confinées à la surface, leur divergence géométrique (décroissance de l'amplitude de l'onde) n'est pas sphérique comme celle des ondes de volume, mais

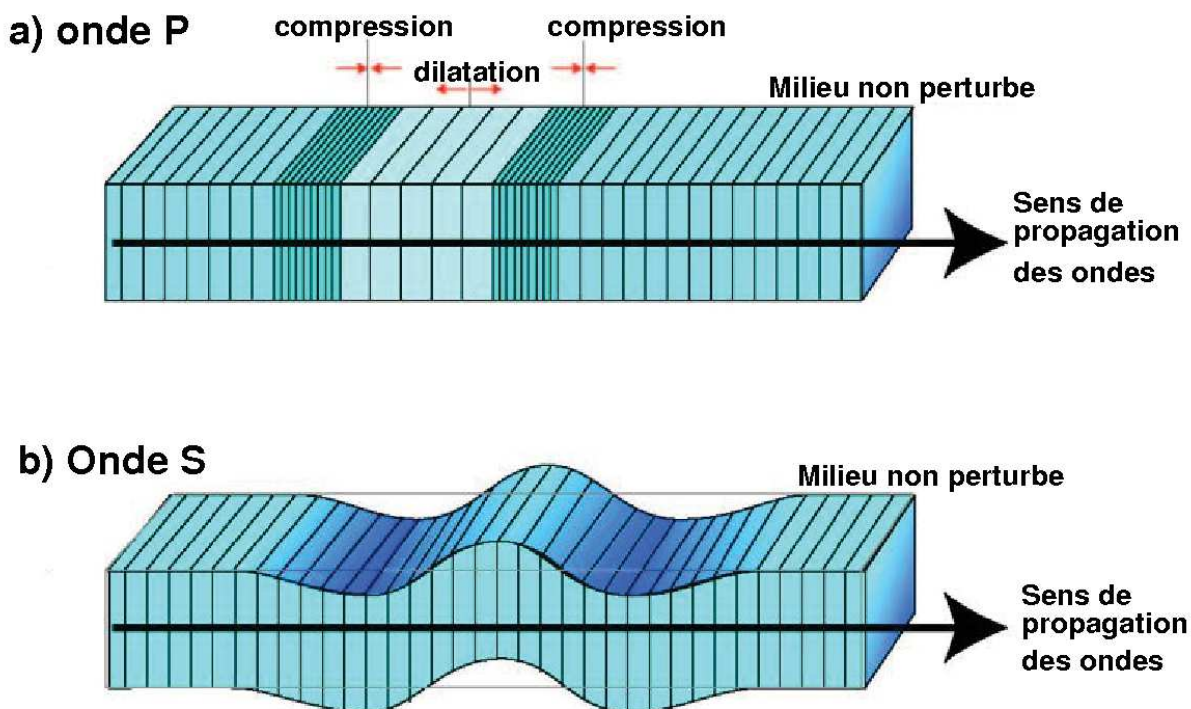


FIGURE 1.1 : Représentation schématique du mouvement des particules associé au déplacement des ondes de volume.

cylindrique, ce qui leur permet de faire plusieurs fois le tour de la Terre. Elles ont souvent de très grandes amplitudes comparées aux ondes de volume et sont souvent plus destructrices. Le champ de déplacement des ondes de surface diminue quasi-exponentiellement avec la profondeur, donc la partie du milieu qui est affectée par la propagation de l'onde est fonction de sa longueur d'onde (Bodet, 2005). Les ondes de surface échantillonnent une zone épaisse entre la surface et une certaine profondeur qui dépend de leur longueur d'onde. Leurs différentes périodes sont sensibles à la structure à différentes profondeurs, nous offrant ainsi un outil très intéressant pour l'étude de la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur (Gabriels et al., 1987).

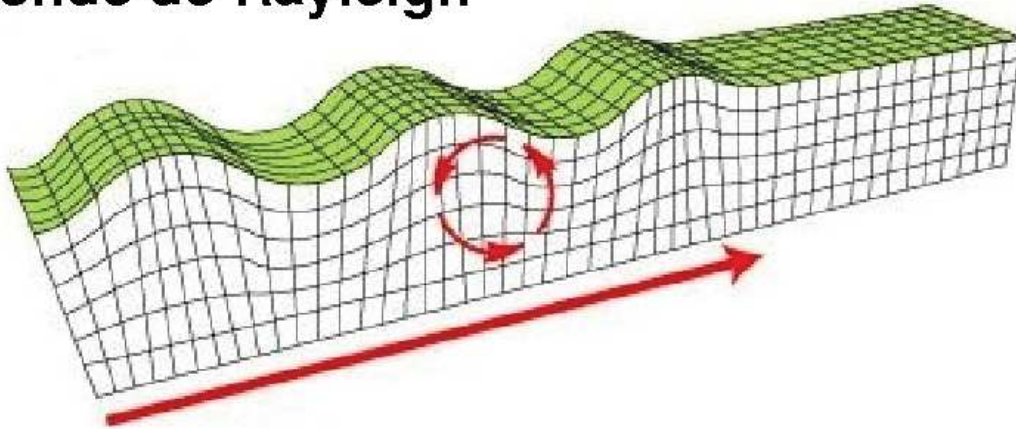
Il existe deux types d'ondes de surface, les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.

Les ondes de Rayleigh (figure 1.2) résultent de l'interaction entre ondes P et ondes S polarisées verticalement (ondes SV) interférant de manière constructive à la surface de la Terre. Elles sont ainsi observables sur les composantes verticale (Z) et radiale (R) des sismogrammes. A la surface, elles sont polarisées avec un mouvement elliptique rétrograde dans la direction de propagation ; ce mouvement devient elliptique prograde à partir d'une certaine profondeur.

Les ondes de Love (figure 1.2) sont créées par la réflexion multiple d'ondes S polarisées horizontalement (ondes SH) dans un milieu stratifié. Les ondes de Love sont plus rapides que les ondes de Rayleigh et n'existent pas dans les milieux homogènes. Leur mouvement de particules est un cisaillement dans le plan horizontal, perpendiculairement à la direction de propagation. Elles sont, de ce fait, observables uniquement sur la composante horizontale transverse (T) des sismogrammes.

Pour isoler les ondes de Rayleigh et celles de Love, il est nécessaire d'effectuer au préalable une rotation des composantes horizontales selon la direction de propagation de l'onde. Ainsi les composantes Est - Ouest et Nord - Sud des sismogrammes sont transformées en composantes Transverse et Radiale (figure 1.3).

a) onde de Rayleigh



b) onde de Love

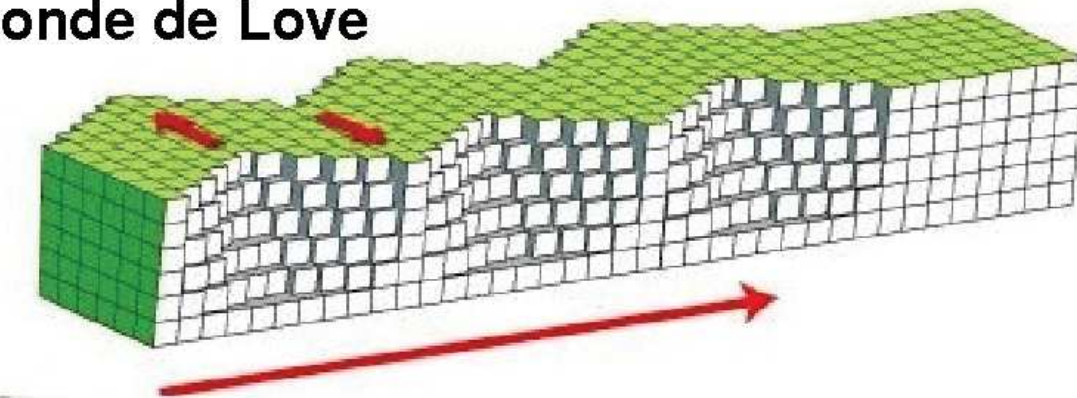


FIGURE 1.2 : Représentation schématique du mouvement des particules associé au déplacement des ondes de surface.

1.3.1 Dispersion des ondes de surface

La dispersion des ondes de surface désigne une variation de la vitesse de propagation des ondes avec la fréquence. Physiquement, la dispersion des ondes de surface est liée à la distribution du mouvement des particules avec la profondeur. Pour chaque longueur d'onde, les ondes de surface échantillonnent le milieu sur un intervalle de profondeur différent. Le mouvement particulaire significatif des hautes fréquences (petites longueurs d'onde) est confiné à la surface, où les vitesses sismiques sont plus faibles, alors que celui associé aux basses fréquences (grandes longueurs d'onde) s'étend plus profondément, où les vitesses sismiques augmentent. Les basses fréquences se propagent plus en profondeur, donc, plus rapidement que les hautes fréquences.

Un graphe qui montre la vitesse des ondes de surface en fonction de la période (ou fréquence) de celles-ci s'appelle *courbe de dispersion*. La mesure des courbes de dispersion

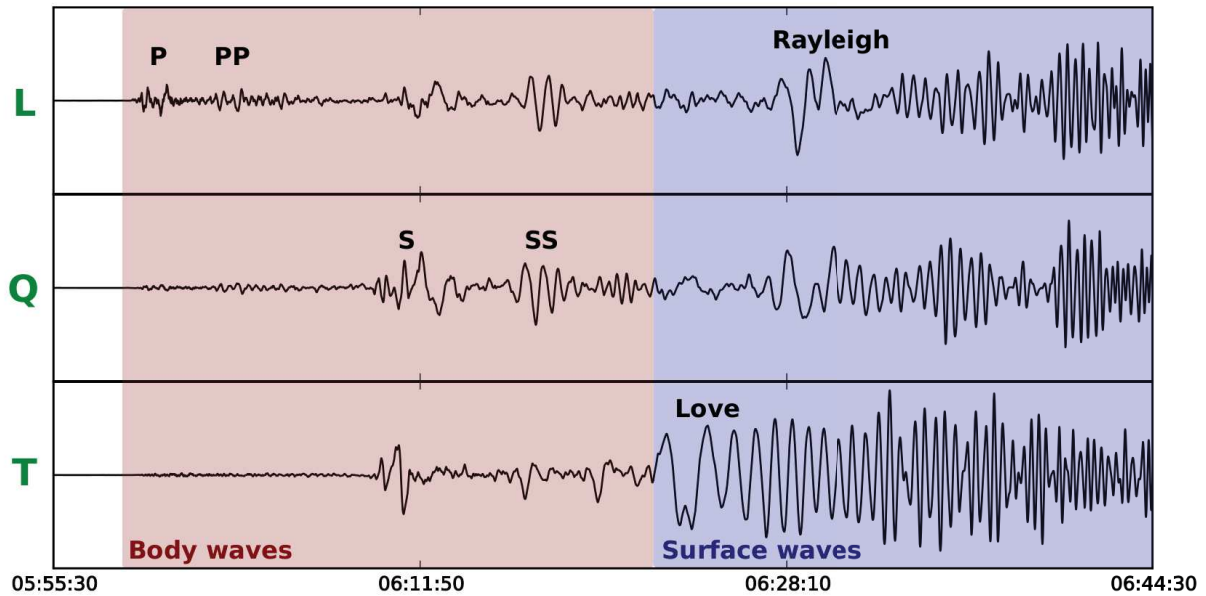


FIGURE 1.3 : Sismogrammes du séisme du 11/03/2011 de Tohoku-Oki ($M_w = 9.1$) enregistrés par la station large-bande (ECH) dans les Vosges, située à une distance épacentrale de 85 deg. Les zones rouge et bleue représentent les domaines d'arrivées des ondes de volume et de surface respectivement, d'après [Beller \(2017\)](#).

des ondes de surface le long de leur trajectoire est à la base des traitements qui nous permettent d'aboutir à un modèle 1-D de structure moyenne de la Terre entre la source et la station.

La dispersion provoque une déformation de la forme de l'onde de surface qui s'étale dans le temps : les basses fréquences arrivent avant les hautes fréquences. Dans un milieu dispersif, on peut distinguer deux types de vitesses : la vitesse de phase (c) et la vitesse de groupe (U), (figure 1.4).

La vitesse de phase correspond à la vitesse à une fréquence particulière, c'est à dire la vitesse à laquelle voyage un creux ou une crête particulière de l'onde, donc une phase particulière. Elle est notée c et est donnée par l'expression :

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (1.14)$$

avec k le nombre d'onde égal à

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad (1.15)$$

λ étant la longueur d'onde et ω la fréquence angulaire

$$\omega = \frac{2\pi}{T}, \quad (1.16)$$

où T est la période.

La vitesse de groupe est la vitesse de propagation d'un paquet d'ondes sur une plage de périodes autour d'une période dominante ; elle correspond à la vitesse de propagation

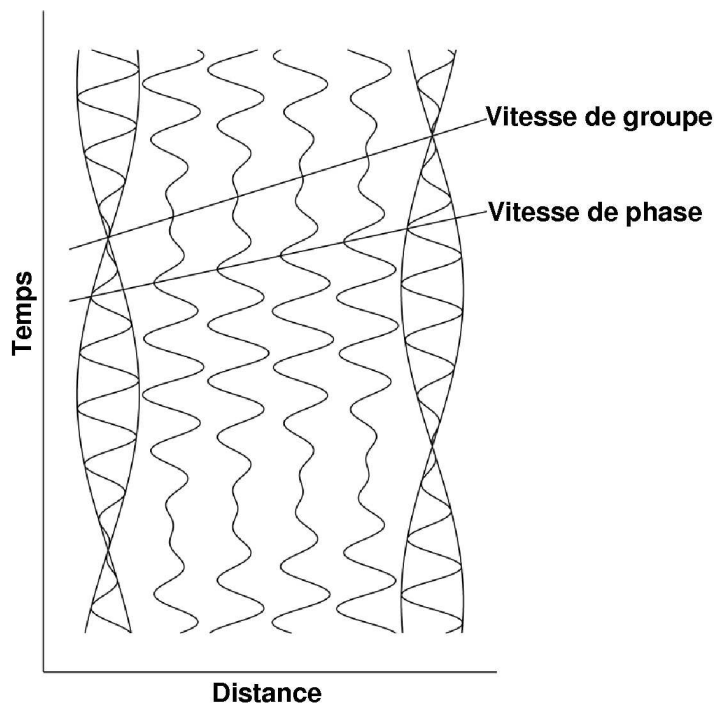


FIGURE 1.4 : Vitesse de groupe (la vitesse des paquets d'ondes) et vitesse de phase (la vitesse des crêtes individuelles).

de l'énergie. Elle s'exprime par :

$$U = \frac{d\omega}{dk}, \quad (1.17)$$

la dérivée partielle de la fréquence angulaire ω en fonction du nombre d'onde k .

La courbe de dispersion de la vitesse de phase affiche une allure croissante en fonction de la période/longueur d'onde tandis que celle de la vitesse de groupe présente des extrema notamment aux très longues périodes. Les mesures de vitesses de groupe sont beaucoup moins sensibles aux effets de source que les vitesses de phase car elles proviennent de mesures des enveloppes de paquets d'ondes plutôt que des phases constitutives [Ritzwoller and Levshin \(1998\)](#).

Les deux types de courbes de dispersion ont des sensibilités différentes à la variation de vitesse sismique avec la profondeur. Pour contraindre cette variation avec des ondes de surface il faudrait idéalement mesurer puis inverser conjointement les courbes de dispersion des vitesses de groupe et de phase. Dans cette thèse, nous nous sommes concentrés sur les mesures de dispersion des vitesses de groupe, plus stables.

1.3.2 Mesure de la dispersion des vitesses de groupe

L'objectif, ici, est de mesurer les vitesses de groupe sur une certaine plage de périodes. Avant de mesurer la dispersion, les signaux doivent être corrigés de la réponse instrumentale (déconvoluer la réponse impulsionnelle du système d'acquisition), ce qui permet notamment de retrouver la véritable amplitude de l'onde sismique.

Si les paramètres d'émission de l'onde de surface de la source sont connus (date, localisation, temps d'origine etc), la vitesse de groupe peut être estimée en mesurant le temps d'arrivée du maximum de l'énergie à chaque fréquence à partir de l'enregistrement de l'onde de surface à une station.

La méthode la plus courante et plus simple pour mesurer la dispersion de groupe à partir d'un sismogramme est le filtrage en bandes étroites, car il permet d'isoler les paquets d'ondes à différentes fréquences. Il suffit de mesurer le temps d'arrivée de chaque paquet (on mesure l'arrivée du maximum de l'énergie à cette fréquence) pour obtenir des mesures de $t(\omega)$ qu'on transforme aisément en vitesse de groupe

$$U(\omega) = \frac{x}{t(\omega)} \quad (1.18)$$

en fonction de la période et/ou la fréquence si on connaît x , la distance épacentrale entre le séisme et la station qui a enregistré le sismogramme. C'est cette méthode que nous avons utilisé dans la suite pour mesurer nos courbes de dispersions.

On distingue dans cette catégorie la technique de filtrage multiple "Multiple Filter Technique (MFT)" de [Dziewonski et al. \(1969\)](#) et [Hermann \(2013\)](#), publiée et rendue accessible via "Computer Programs in Seismology" (<http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>).

Pour sélectionner les ondes sismiques autour des différentes fréquences, on applique un filtrage dans le domaine fréquentiel (fenêtrage en fréquence) par la multiplication du spectre du signal sismique initial par des filtres gaussiens successifs, de fréquence centrale variable sur une certaine largeur de bande ([Mars et al., 1999](#)). On calcule ensuite l'enveloppe du signal filtré en prenant le module du signal analytique correspondant. On retient alors le temps d'arrivée du maximum de l'enveloppe du signal filtré associée à chaque fréquence (figure 1.5). A partir de la distance connue entre la source (séismes) et le capteur (station sismologique), on obtient alors la courbe de dispersion de l'onde étudiée (courbe vitesse de groupe-période).

1.3.3 Différents modes de propagation des ondes de surface

Dans les milieux verticalement hétérogènes, on observe parfois l'existence de plusieurs modes de propagation des ondes de surface (mode fondamental et modes supérieurs ou harmoniques). Pour une fréquence donnée, il peut exister plusieurs modes de vibration, chacun étant caractérisé par une vitesse de phase et de groupe propre. Ceci peut s'expliquer physiquement par la présence d'interférences constructives entre les trajets pour des milieux hétérogènes variant continuellement et entre les ondes transmises et réfléchies sur les couches du milieu (e.g. [Stein and Wysession, 2003](#)).

Les différents modes impliquent différentes distributions de contraintes et de déplacements en fonction de la profondeur (figure 1.6). Le mode fondamental est parfois dominant sur une large gamme de fréquences, mais dans certaines situations, notamment en cas de séismes profonds, les modes supérieurs jouent un rôle important et peuvent dominer le signal. Chaque période de chaque mode a une sensibilité différente à la distribution verticale de vitesse sismique (essentiellement vitesse des ondes S) du milieu.

Dans cette thèse nous avons analysé seulement les modes fondamentaux des ondes de Rayleigh.

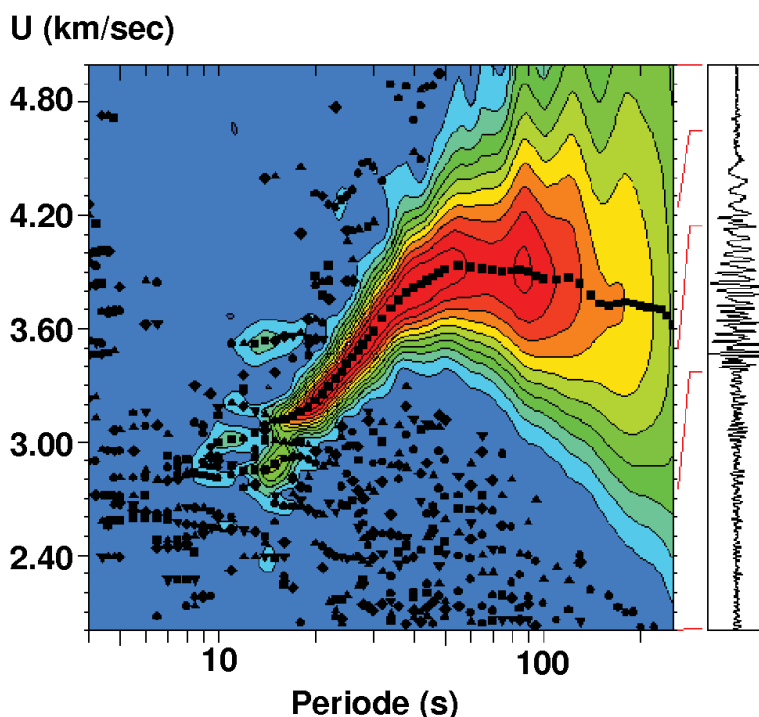


FIGURE 1.5 : Exemple d'analyse du diagramme de dispersion d'une onde de surface par la technique MFT en utilisant les codes de "Computer programs in seismology". L'énergie présente dans chaque sismogramme filtré est indiquée par la couleur (rouge = plus grand énergie). Les carrés noirs au centre du contour de couleur rouge correspondent à l'énergie maximale et représentent la dispersion de vitesse de groupe.

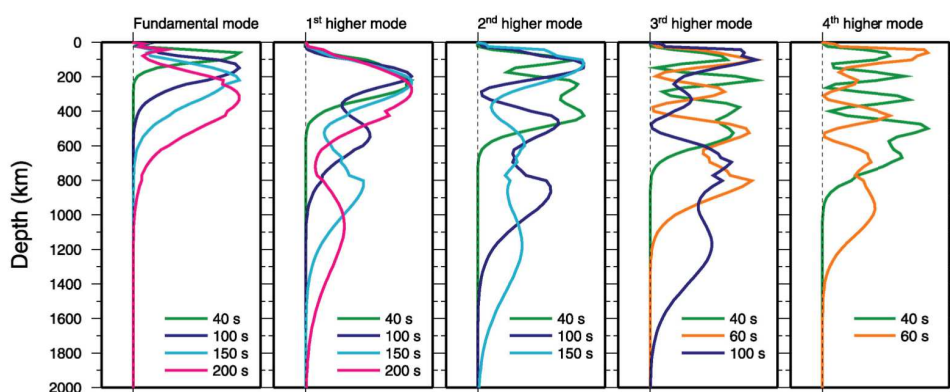


FIGURE 1.6 : Représentation de la sensibilité de différents modes de propagation des ondes de surface (mode fondamental et les quatre harmoniques supérieures) à la vitesse des ondes S du milieu. On voit que pour une période donnée, les modes supérieurs ont des profondeurs d'investigation supérieures au mode fondamental [Romanowicz \(2014\)](#).

1.4 Fonction de Green

Par définition, la fonction de Green est une solution de l'équation des ondes (voir exemple d'équations d'ondes pour des ondes P et S en section 1.2) pour un Dirac $\delta(t)$ tel que :

$$G(\mathbf{x}, t) = \delta(\mathbf{x})\delta(t) \quad (1.19)$$

La fonction de Green est ainsi le signal qu'enregistrerait un sismomètre parfait si la source était l'impulsion $\delta(\mathbf{x})\delta(t)$. La fonction Dirac contenant toutes les fréquences par définition, G possède l'intégralité des informations liés à la propagation (tous les types d'ondes, l'ensemble des modes de propagation, etc.). Les études d'imagerie telle que celle présentée dans cette thèse, ont donc toutes pour objectif de connaître G .

Toutefois, connaître G parfaitement est difficile en sismologie car les sources qui éclairent le milieu sont complexes. Tout enregistrement sismologique présente ainsi une convolution entre les paramètres de la sources et la fonction de Green G . La séparation de ces deux effets est souvent difficile dans la mesure où cela nécessiterait une parfaite connaissance de la source, ce qui n'est jamais le cas en pratique. Ces limitations font que G ne peut que être estimée en sciences de la Terre.

1.5 Anisotropie sismique

L'anisotropie est la caractéristique d'un milieu qui possède des propriétés différentes selon la direction considérée. La conséquence physique est que les propriétés élastiques du milieu dépendent de la direction de propagation et/ou de la polarisation des ondes. L'anisotropie sismique est la variation de la vitesse des ondes sismiques selon la direction. Elle permet, par exemple, de définir les racines des cratons, d'étudier le couplage lithosphère/manteau ou de comprendre la convection mantellique.

Dans la croûte, les principales causes d'anisotropie sont : la stratification de couches lithologiques ayant des propriétés élastiques différentes, l'orientation d'un réseau de fractures et l'orientation préférentielle des minéraux (Stein and Wysession, 2003).

On peut avoir anisotropie même dans des milieux non fortement stratifiés, comme le manteau supérieur, si les minéraux qui les composent sont intrinsèquement anisotropes (olivine) et orientés dans une direction préférentielle. Sous l'action des contraintes liées à la tectonique des plaques, l'olivine du manteau supérieur développe des orientations préférentielles et on parle de "*Lattice Preferred Orientation*" (LPO).

Les effets de l'anisotropie peuvent être très complexes, car ils dépendent de la symétrie du milieu, du type et polarisation des ondes sismiques, ainsi que de leur direction de propagation. Pour ce qui concerne les ondes de surface, on distingue généralement deux classes d'anisotropie. La première est *l'anisotropie radiale*, qui se manifeste comme incompatibilité entre les ondes de Love et de Rayleigh : si on inverse les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et Love, on n'obtiendra pas les mêmes vitesses d'ondes S. La seconde est *l'anisotropie azimutale*, qui se manifeste comme variation des vitesses de phase et de groupe des ondes de surface en fonction de l'azimut du trajet. L'anisotropie radiale et l'anisotropie azimutale des ondes de surface sont deux manifestations différentes du même phénomène, l'anisotropie du manteau supérieur (Montagner, 1998).

Dans cette thèse, nous nous intéressons aux vitesses de groupe surtout sensibles aux vitesses sismiques à des profondeurs lithosphériques dans une zone essentiellement cratonique de l'Afrique de l'Ouest dans laquelle on ne s'attend pas à une anisotropie azimutale forte. Nous mesurons seulement la dispersion de groupe des ondes de Rayleigh, donc nous ne pouvons pas contraindre une éventuelle anisotropie radiale. Pour ces raisons, nous inversons nos mesures de dispersion sous l'hypothèse de milieu isotrope.

1.6 Coda sismique

En sismologie, les ondes de coda sont associées à la partie tardive d'un sismogramme. A la différence des phases sismiques directes, les ondes de coda résultent d'une diffusion multiple produite par des hétérogénéités à petite échelle dans la croûte terrestre (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975). Cette diffusion multiple entraîne une décroissance exponentielle de l'amplitude des ondes de la coda avec le temps (figure 1.7).

La théorie des rais ne peut donc pas être utilisée pour décrire leurs trajets et leurs propriétés. Pour surmonter cette limitation, plusieurs approches telles que la théorie du transfert radiatif (Margerin et al., 1999; Margerin and Nolet, 2003) et l'équipartition (Weaver, 1982) ont été utilisées pour caractériser les propriétés diffusives de la coda. L'équipartition se caractérise par la stabilisation des rapports d'énergie entre les ondes S et P au cours des temps longs (Ryzhik et al., 1996; Weaver, 1982, 1990). Cette propriété provient directement de la théorie du transfert radiatif (Ryzhik et al., 1996; Weaver, 1990) et a également été démontrée pour les ondes de coda, tant sur le plan numérique (Margerin et al., 2000) que sur des données sismologiques réelles (Shapiro et al., 2000). La coda sismique est donc un exemple de champ diffus (issu de la diffraction par les hétérogénéités) en sismologie. Campillo and Paul (2003) ont montré pour la première fois la reconstruction des ondes de surface de la fonction de Green par corrélations des ondes de la coda (voir chapitre 2 pour une description plus détaillée des méthodes de corrélations). Dans cette thèse, nous n'exploitons pas directement la coda des ondes sismiques générées par les séismes.

1.7 Le bruit sismique

1.7.1 Caractéristiques du bruit sismique

En plus des ondes (volume / surface) et de la coda dues aux séismes, les stations sismologiques enregistrent en permanence du bruit sismique (figure 1.8). Ce bruit, dit « ambient », est utilisé pour désigner toutes les oscillations continues du sol qui ne sont pas dues à des tremblements de terre ou à des sources impulsives. Ce bruit décrit toutes les ondes émises de façon aléatoire (en apparence) par des sources de faibles amplitudes. Une particularité du bruit sismique en comparaison des séismes réside dans le fait qu'il est difficile de localiser ces sources de faible amplitude. Malgré cette difficulté, de nombreuses études se sont intéressées à caractériser le bruit sismique et à étudier son origine.

L'origine du bruit ambient dépend de sa fréquence. Dans le domaine des hautes fréquences (c'est-à-dire au-dessus de 1 Hz) le bruit est dominé par des sources locales, souvent anthropiques (une route avec passage de véhicules, une usine et le fonctionnement de pompes...). A plus basse fréquences (périodes de 1 à 30 secondes), le bruit est appelé

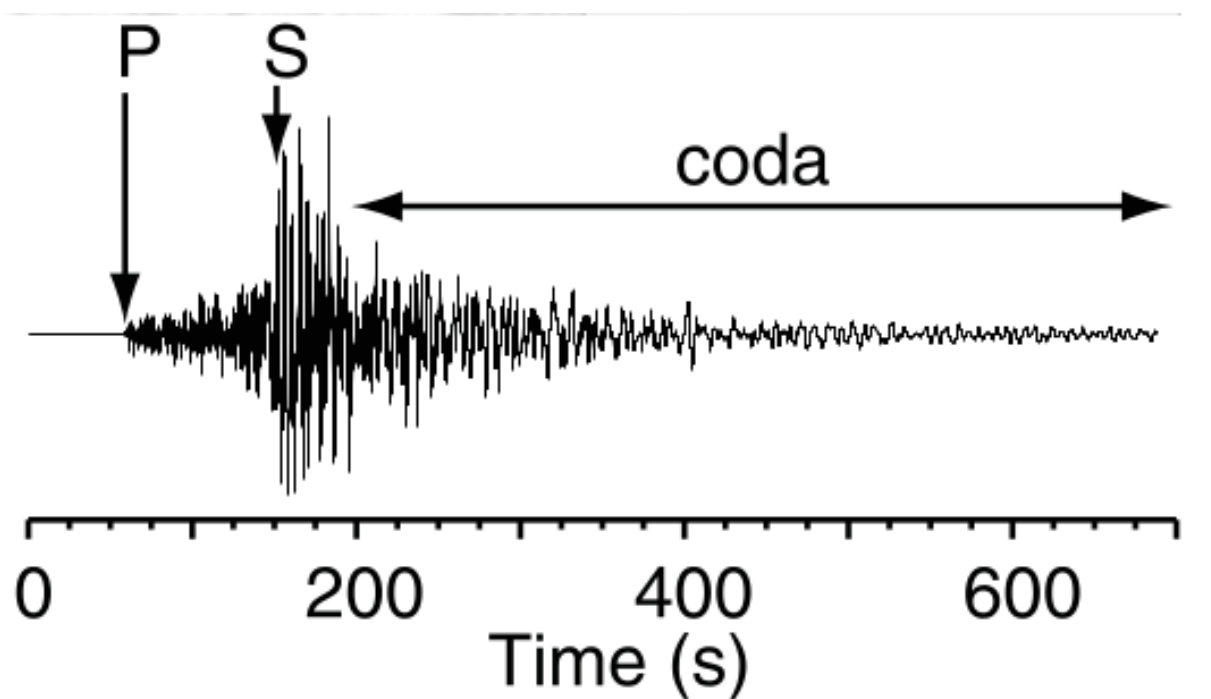


FIGURE 1.7 : Exemple de signal sismique avec arrivées des ondes P, S et suivi de la coda, modifié d'après [Campillo and Paul \(2003\)](#).

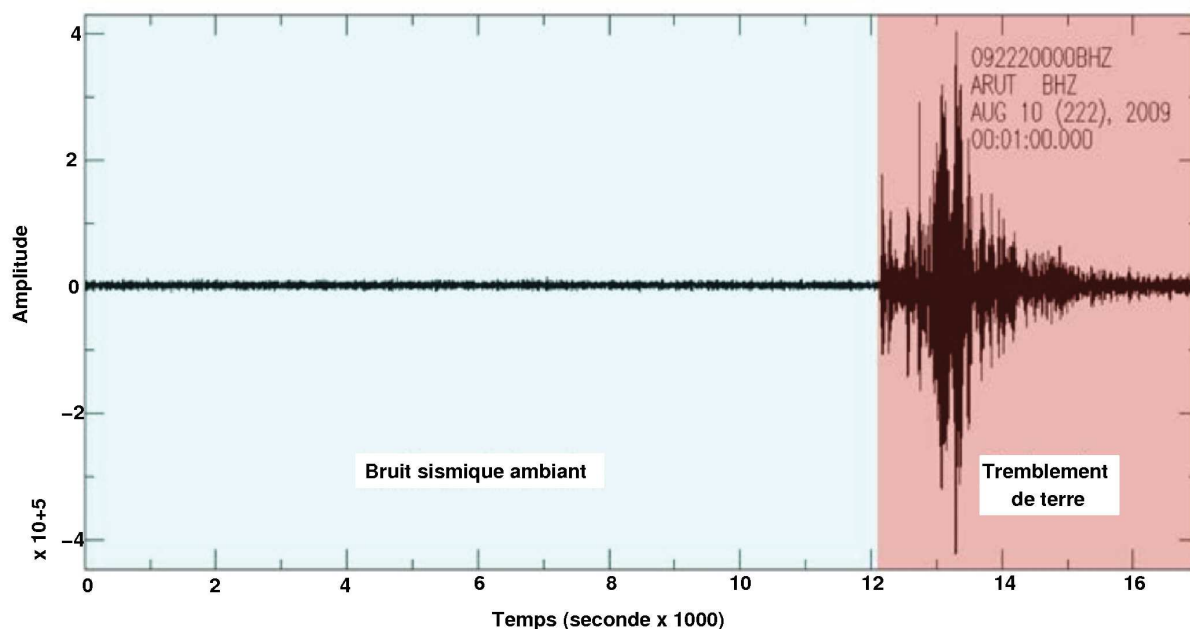


FIGURE 1.8 : Sismogramme enregistré par la station sismologique ARUT au Yémen (station du réseau YOCMAL). On y distingue en rouge l'arrivée des ondes d'un séisme lointain survenu au Japon le 10 août 2009, et en bleu le bruit de fond microsismique (d'après [Korostelev \(2015\)](#) modifié).

“bruit microsismique” et il est admis que le bruit microsismique est dominé par les ondes de gravité océanique, c’est-à-dire la houle océanique. Ce bruit provient essentiellement des interactions des mers et océans avec la croûte terrestre. Le spectre du bruit microsismique est dominé par deux pics, autour de 14 s (premier pic) et de 7 s de période (second pic), associés à l’activité de la houle océanique (figure 1.9). Le premier pic (14 s) correspond à la période dominante des vagues et est expliqué par les variations de pression induites par les vagues sur les côtes (Stehly et al., 2006). Le second pic est caractérisé par une amplitude plus forte et correspond à une fréquence double du premier. Longuet-Higgings (1950) a proposé dès les années 1950 une théorie expliquant l’origine de ce pic : des vagues de même longueur d’onde se propageant en sens opposé interagissent de façon non-linéaire et génèrent des ondes stationnaires de fréquence double causant une perturbation de pression se propageant jusqu’au plancher océanique. Ce mouvement est ensuite diffusé au sein de la croûte, dont hétérogénéité permet de diffracter les ondes, leur faisant parcourir un chemin long et complexe. Enfin, à très basses fréquences, le bruit ambiant est appelé “hum” et est généré par des fluctuations atmosphériques (Kedar and Weeb, 2005).

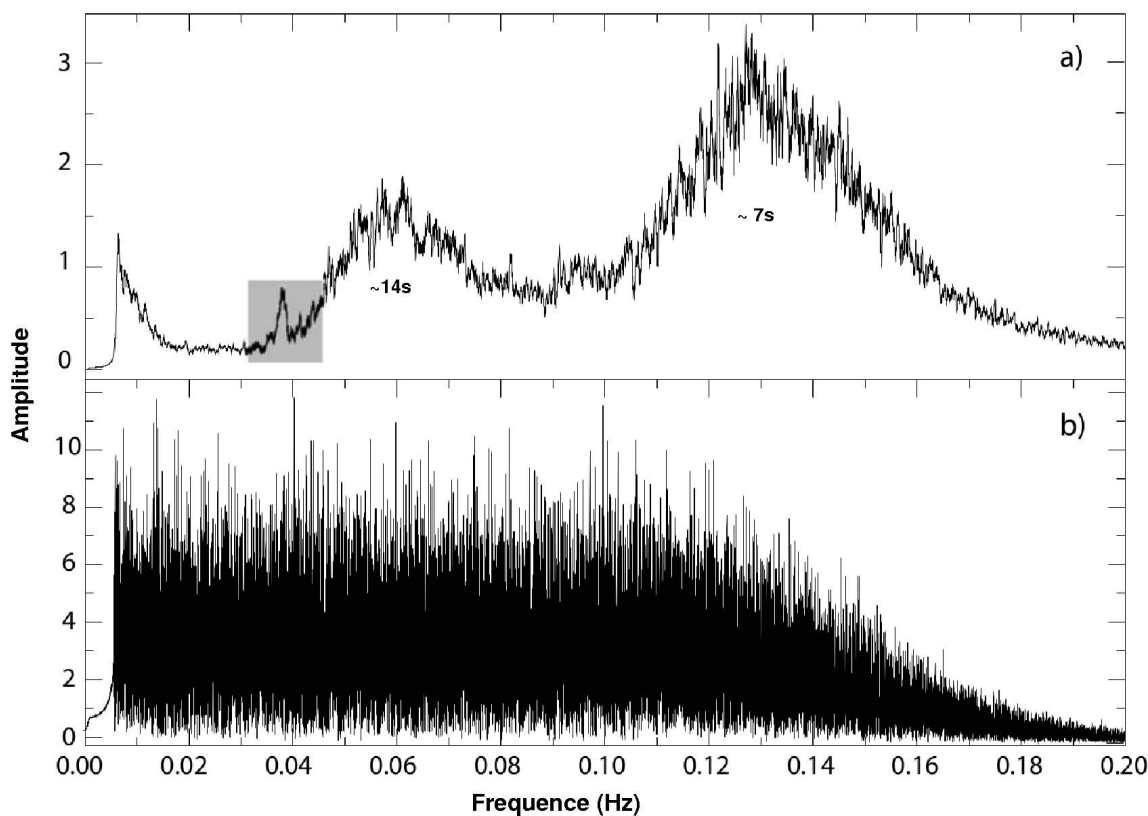


FIGURE 1.9 : Spectre brut (a) et après blanchiment spectral (b) d’un enregistrement sismologique d’une journée provenant de la station HRV (Hervard, USA), 5 juillet 2004. La zone grisée correspond à un signal local provenant du golfe de Guinée (d’après Bensen et al. (2007) modifié).

Ce bruit ambiant « microsismique » était au début considéré comme un signal polluant l’enregistrement des formes d’ondes sismiques. Mais l’amélioration des capacités de calcul des ordinateurs, ainsi que les capacités de traitement ont permis ces dernières années d’accroître les études sur le bruit sismique ambiant pour extraire des formes d’ondes sismiques (Campillo and Paul, 2003; Shapiro and Campillo, 2004; Lin et al., 2007; Bensen

et al., 2008; Stehly et al., 2009; Li et al., 2010; Zigone et al., 2015). Nous détaillerons ces méthodes dans le chapitre 4.

1.7.2 Localisation des sources de bruit

La localisation des principales sources de bruit microsismique varie en fonction de la saison (figure 1.10). En été, les sources se situent dans le Pacifique Sud et l’océan Indien. En hiver, les sources sont situées dans l’océan Atlantique Nord (proche du Groenland) et dans l’océan Pacifique Nord (Landes et al., 2010).

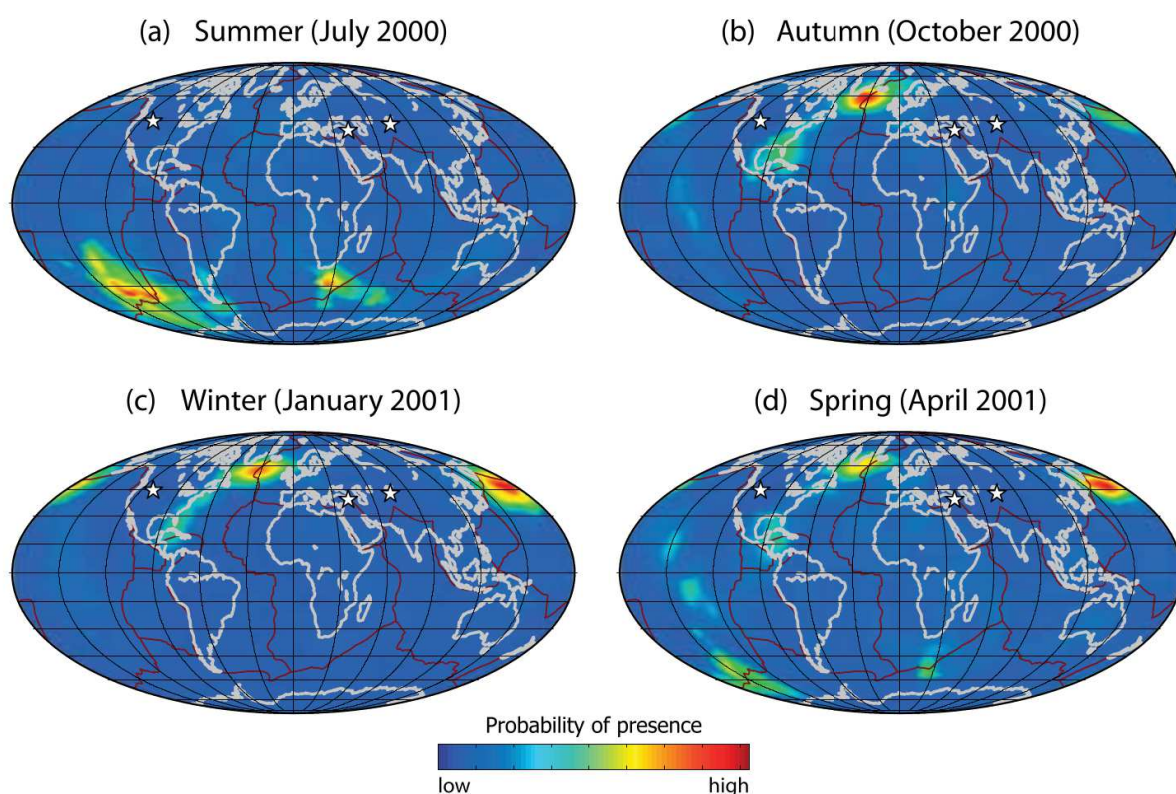


FIGURE 1.10 : Variation saisonnière de la localisation des sources de bruit microsismique (second pic microsismique), d’après Landes et al. (2010).

1.8 Bilan

Dans ce chapitre nous avons vu que la déformation d’un milieu élastique se propage dans un solide sous la forme d’ondes de volumes et d’ondes de surface. Un des buts de la sismologie est de déterminer les structures du solide et ses propriétés physiques en étudiant les caractéristiques de la propagation des ondes au sein du milieu. Il existe de nombreuses méthodes pour effectuer ce type d’étude comme l’utilisation du temps d’arrivée des ondes sismiques sur un réseau de stations afin de caractériser le milieu de propagation. Historiquement, les sismologues ont utilisé les ondes de fortes amplitudes produites par des sources ponctuelles telle que des tremblements de terre ou des tirs d’explosifs.

Au cours des trente dernières années, la densification des réseaux sismologiques et la généralisation des moyens d'acquisitions numériques ont amené les opérateurs de réseaux vers des enregistrements en continu des mouvements du sol. Ces nouvelles données ont amené la communauté sismologique à étudier plus en détail d'autres types de signaux qui avaient jusqu'alors été délaissés comme le coda ou le bruit sismique. L'étude des propriétés de ces champs de déplacement a permis de proposer de nouvelles théories et de nouvelles méthodologies qui autorisent aujourd'hui l'utilisation de l'ensemble du signal sismologique à notre disposition. Il a notamment été montré que la corrélation de deux enregistrements de bruit ou de coda converge vers la fonction de Green du milieu entre les deux stations. Le chapitre suivant présente le principe et l'évolution de la technique de corrélation de bruit ainsi que certains des raisonnements théoriques qui permettent de relier l'opération de corrélation à la fonction de Green.

Chapitre 2

Notion de corrélation de bruit sismique

Sommaire

2.1	Reconstruction de la fonction de Green par corrélation	24
2.1.1	Historique des méthodes de corrélation de bruit	24
2.1.2	Éléments de démonstration de la reconstruction de la fonction de Green par corrélation de bruit	25
a	Identité de Ward en 1D	26
b	Analogie entre les corrélations et le Miroir à Retournement Temporel	27
2.2	Impact des sources de bruit	28
2.3	Ondes de surfaces dans les corrélations	29
2.4	Applications en sismologie	31
2.4.1	La tomographie	31
2.4.2	Le suivi temporel	34

Dans le chapitre 1 nous avons présenté les grands principes de la sismologie ainsi que les différents types de mouvement que l'on peut enregistrer avec un sismomètre. Nous avons notamment décrit deux champs diffus qui vont autoriser l'utilisation de méthode de corrélations pour estimer la fonction de Green d'un milieu. Dans ce deuxième chapitre, nous présenterons d'abord le principe des méthodes de corrélation de bruit de manière intuitive avant de décrire deux approches théoriques simples qui démontrent le lien entre la fonction de corrélation et la fonction de Green. Nous avons volontairement limité les descriptions à des concepts simples qui permettent de comprendre l'application tomographique qui sera détaillée dans la deuxième partie de ce manuscrit. Plus de détails sur les méthodes de corrélations de bruit peuvent être trouvés dans l'article de review de [Campillo and Roux \(2015\)](#).

2.1 Reconstruction de la fonction de Green par corrélation

Dans cette section nous allons expliquer de manière simple la reconstruction de la fonction de Green par corrélations de bruit. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, la fonction de Green est définie comme la solution générale de l'équation d'onde et correspond ainsi à la réponse impulsionnelle d'un milieu à un Dirac. Si on considère deux points X et Y situés dans un milieu, la fonction de Green du milieu entre ces deux points sera l'enregistrement obtenu au point Y si on mettait une source impulsive, c'est-à-dire un dirac, au point X. Ainsi, cette fonction apporte des informations sur la vitesse et l'atténuation des ondes qui se propagent entre ces deux points à chaque fréquence (incluant toutes les réflexions, diffractions et modes de propagation), permettant donc de connaître la structure du milieu.

Dans la méthode de corrélation de bruit, on considère une paire de capteurs placée dans un milieu comme un couple source/récepteur. Ces derniers enregistrent tout signal émis de façon aléatoire. En corrélant des signaux enregistrés par ces deux capteurs, on obtient la réponse impulsionnelle (fonction de Green) du milieu entre ces deux capteurs, comme si l'un était la source et l'autre le récepteur.

Le principe de la méthode de corrélation de bruit se base sur l'hypothèse de champ diffus. L'opération de corrélation permet en effet de converger vers la fonction de Green à condition que le champ corrélé présente certaines caractéristiques de champ diffus. En sismologie, un champ diffus est obtenu grâce aux hétérogénéités de la structure qui complexifient le milieu. Les ondes se propageant dans le milieu rencontrent ces hétérogénéités et sont diffractées dans plusieurs autres directions. Ce phénomène entraîne un couplage progressif des différents modes de propagation. Après un certain temps, un état d'équilibre est atteint dans lequel toutes les directions sont statistiquement représentées de la même façon. Cet état, appelé l'équipartition, résulte d'une grande complexité qui assure que tous les trajets possibles ont été parcourus et sont donc présents dans le champ diffus. Dans ces conditions, il est possible d'identifier des arrivées correspondant à des chemins déterministes, et ainsi de caractériser le milieu de propagation. Les ondes multi-diffractées conservent en effet leur cohérence et leur capacité d'interférence. Il est donc possible d'utiliser une fonction de corrélation pour extraire l'information commune dans deux enregistrements réalisés à deux points du milieu. Cette information correspond aux trajets déterministes entre les deux points. L'ensemble des trajets étant représenté dans le champ diffus, il est donc possible d'extraire la fonction de Green complète entre les deux points de mesure.

2.1.1 Historique des méthodes de corrélation de bruit

Les méthodes de corrélation du bruit ambiant ont été appliquées pour la première fois en héliosismologie. [Duvall et al. \(1993\)](#) ont pu mesurer le temps de propagation des ondes P en fonction de la distance à la surface du soleil en corrélant des enregistrements de l'intensité des fluctuations de la surface solaire. Par la suite, cette méthode a permis d'observer et d'étudier un écoulement de gaz à la surface de soleil se propageant depuis son équateur vers ses deux pôles ([Giles et al., 1997](#)).

Dans le domaine de l'acoustique, [Weaver and Lobkis \(2001\)](#) ont montré, à travers des expériences de laboratoire, que l'auto-corrélation d'un bruit thermique diffus converge vers la fonction de Green pour un point du milieu. En reproduisant l'expérience avec

deux capteurs différents positionnés en deux points du milieu, ils ont ensuite montré la convergence de la corrélation vers la fonction de Green entre ces deux capteurs.

En sismologie, [Campillo and Paul \(2003\)](#) ont été les premiers à montrer que les corrélations de codas sismiques de séismes enregistrés à des stations distantes de plusieurs dizaines de kilomètres contiennent la partie correspondant aux ondes de surface de la fonction de Green entre la source et la station. Les formes d'ondes extraites des corrélations ont en effet des polarisations et des vitesses de groupe correspondant aux ondes de Rayleigh et de Love. Cette étude montre que la nature diffuse des ondes diffuses produites par des sources lointaines permet de reconstruire, via une opération de corrélation, des ondes directes entre des paires de stations. Nous avons signifié dans le chapitre 1 que la coda sismique est la partie tardive du signal (forme de l'onde) dont l'amplitude diminue exponentiellement avec le temps. Cette diminution exponentielle de l'enveloppe de la coda est liée à la diffusion de l'énergie dans le milieu. Il s'agit ainsi d'un champ diffus où tous les modes de propagation sont excités à un même niveau d'énergie.

Par la suite, [Shapiro and Campillo \(2004\)](#), ont utilisé cette même méthode pour calculer des corrélations d'enregistrements de plusieurs jours de bruit sismique ambiant entre des paires de stations pour extraire la dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh. Leurs résultats démontrent que les ondes de Rayleigh peuvent être extraites du bruit sismique ambiant avec des vitesses de groupe similaires à celles obtenues pour des ondes de surface produites par des séismes. Une première tomographie sismique en onde de surfaces a été réalisée par [Shapiro et al. \(2005\)](#) sur la Californie. A la suite de ce travail, la méthode de corrélation de bruit sismique ambiant a été appliquée à de nombreuses reprises sur différents réseaux et à différentes échelles pour imager les structures de la Terre solide ([Shapiro et al., 2005](#); [Bensen et al., 2007](#); [Lin et al., 2007](#); [Yang et al., 2007](#); [Stehly et al., 2009](#); [Li et al., 2010](#); [Zigone et al., 2015](#)).

2.1.2 Éléments de démonstration de la reconstruction de la fonction de Green par corrélation de bruit

Il existe plusieurs approches théoriques pour démontrer la reconstruction de la fonction de Green par l'opération de corrélation. Chacune de ces méthodes utilise des concepts et des hypothèses différentes à la fois sur les propriétés du champ d'onde considéré que sur le type de milieu de propagation. Dans cette section nous présenterons brièvement certains des concepts utilisés puis nous détaillerons l'approche par l'identité de Ward dans le cas 1D et ensuite l'analogie entre les corrélations et le Miroir à Retournement Temporel qui est basée sur l'utilisation du théorème de réciprocité.

[Weaver and Lobkis \(2001\)](#) utilisent le principe de l'équipartition pour exprimer un champ d'onde ultrasonore dans un milieu élastique fermé. Dans le cas de l'équipartition, tous les modes de propagation sont excités à un même niveau d'énergie, ce qui leur permet de démontrer la proportionnalité entre fonction de Green et corrélation. Toutefois, [Lobkis and Weaver \(2001\)](#) supposent un milieu fermé avec une distribution discrète des modes et sans atténuation. Leur démonstration n'est ainsi pas valide dans le cas d'un milieu ouvert, avec une distribution des modes continue, et en présence d'atténuation des ondes.

[Derode et al. \(2003a\)](#) se place dans le concept du retournement temporel pour interpréter physiquement la reconstruction de la fonction de Green par corrélations dans le cadre d'expériences ultrasonores. Cette approche sera détaillée ci-dessous. Par la suite, le

théorème de la phase stationnaire dans des milieu homogènes a également été utilisé pour expliquer la reconstruction de la fonction de Green par corrélation (Snieder, 2004; Roux et al., 2005b). Dans cette hypothèse, les sources dans l'alignement des capteurs sont les seules à contribuer à la reconstruction. Nous pouvons également citer les travaux de Wapenaar (2004) qui utilise le théorème de réciprocité pour obtenir l'expression de la fonction de Green entre deux points en fonction des termes de corrélation des champs observés en ces deux points.

Sanchez-Sesma and Campillo (2006) se sont concentrés sur le cas d'un milieu élastique et montrent que l'équipartition est une condition nécessaire pour reconstruire la fonction de Green exacte par corrélation. Enfin des approches mathématiques plus générales ont été proposées afin de démontrer la relation entre fonction de Green et corrélation dans des milieux plus complexes (Gouedard et al., 2008; ColindeVerdiere, 2009)

a Identité de Ward en 1D

L'identité de Ward permet d'obtenir une relation entre la fonction de Green et la corrélation de bruit. Cette démarche est valable pour un milieu homogène ou hétérogène. Celle-ci est basée sur un travail présenté par Maynard (2011) lors d'une école d'été, et est reprise en détail par Froment (2011). Ici, nous considérons un milieu de propagation 1D et supposons que la propagation d'ondes est décrite par une équation du type Langevin :

$$\frac{d^2u}{dt^2} + b\frac{du}{dt} + \omega_0^2u = F_{alatoire}(t) \quad (2.1)$$

avec u le déplacement, b l'atténuation et ω_0 la fréquence angulaire.

La fonction de Green G qui est alors la solution de cette équation si le milieu est soumis à une force impulsionnelle, c'est-à-dire que la F aléatoire est un Dirac $\delta(t)$:

$$\frac{d^2G}{dt^2} + b\frac{dG}{dt} + \omega_0^2G = \delta(t) \quad (2.2)$$

Passons maintenant dans le domaine de Fourier. Sachant que la Transformation de Fourier d'un Dirac est égale 1, cette équation devient :

$$-\omega^2\underline{G} - i\omega b\underline{G} + \omega_0^2\underline{G} = 1 \quad (2.3)$$

Ainsi :

$$\underline{G} = \frac{1}{\omega_0^2 - \omega^2 - i\omega b} \quad (2.4)$$

$$\underline{G} = (\omega_0^2 - \omega^2)\underline{G}G^* + (i\omega b)\underline{G}G^* \quad (2.5)$$

où $*$ correspond à l'opération de conjugaison. La partie imaginaire de cette fonction peut s'exprimer sous la forme :

$$Im(\underline{G}(\omega)) = \omega b \underline{G}(\omega) \underline{G}^*(\omega) \quad (2.6)$$

Cette expression est appelé Identité de Ward. Considérons un bruit blanc (un bruit blanc est un champ dont la valeur à un instant, une position et une direction donnés est

décorrélée des valeurs de ce champ à tous les autres instants, positions et directions) $F(t)$, alors le déplacement $u(t)$ peut s'écrire :

$$u(t) = G(t) \otimes F(t) \quad (2.7)$$

où \otimes est l'opérateur de la convolution (le déplacement étant le produit de la convolution de la fonction de Green et de la fonction source).

La Transformée de Fourier de la corrélation définie par :

$$C(\tau) = u(t)u(t + \tau) \quad (2.8)$$

s'écrit

$$\underline{C}(\omega) = \sigma^2 \underline{G}(\omega) \underline{G}^* + (i\omega b) \quad (2.9)$$

avec σ^2 l'intensité du bruit.

En combinant cette équation avec l'identité de Ward, nous pouvons écrire :

$$\underline{C}(\omega) = \frac{\sigma^2}{\omega b} \text{Im} \underline{G}(\omega) \quad (2.10)$$

Ainsi, l'utilisation de l'identité de Ward permet de montrer que la corrélation d'un bruit aléatoire est proportionnelle à la partie imaginaire de la fonction de Green. Autrement dit, la fonction de Green décrit le signal qui serait enregistré par le récepteur si la source était une impulsion delta. Cette étude dans le cas d'un milieu 1D peut aussi être généralisée dans un milieu 3D ([Froment, 2011](#)).

b Analogie entre les corrélations et le Miroir à Retournement Temporel

L'analogie entre la fonction de corrélation avec le Miroir à Retournement Temporel découle du théorème de réciprocité spatiale et d'invariance par retournement du temps entre deux points ([Derode et al., 2003b](#); [Fink, 1992](#)). Selon la réciprocité spatiale, le signal reçu à un récepteur B venant d'une source A serait identique au signal reçu en A venant de B (si on considère cette fois B comme la source et A, le récepteur).

Nous considérons un milieu ouvert, réciproque, avec deux récepteurs A et B et une source S (figure 2.1) qui émet un signal $e(t)$. Le déplacement (signal) enregistré entre une source et un récepteur correspond à la convolution du signal émis à la source, avec la fonction de Green du milieu entre les deux (source – récepteur). Ainsi l'enregistrement pour le récepteur A est $h_{AS}(t) \otimes e(t)$ et celui de B est $h_{BS}(t) \otimes e(t)$ et la corrélation des signaux enregistrés en A et en B s'écrit :

$$C_{AB} = e(t) \otimes h_{AS}(t) \otimes e(-t) \otimes h_{BS}(-t) \quad (2.11)$$

$$C_{AB} = h_{AS}(t) \otimes h_{BS}(-t) \otimes f(t) \quad (2.12)$$

Avec

$$f(t) = e(t) \otimes e(-t) \quad (2.13)$$

Si maintenant dans le cadre du retournement temporel, B émet une pulsation qui est enregistrée en S (qui joue ici le rôle de miroir) comme réponse à l'impulsion $h_{SB}(t)$. Le signal enregistré est renversé temporellement $h_{SB}(-t)$ puis réémis dans le milieu. A enregistre finalement le signal suivant : $h_{SB}(-t) \otimes h_{SA}(t)$

Imaginons maintenant ce même phénomène de retournement temporel dans le cas où, au lieu d'avoir une seule source S, nous avons plusieurs sources S_i distribuées de façon homogène autour des récepteurs A et B. A émet une impulsion qui se propage dans toutes les directions, aussi bien vers le récepteur B que vers les sources S_i . Le récepteur B enregistre un signal $h_{BA}(t)$ qui correspond à la fonction de Green entre A et B. L'ensemble de ces S_i sources qui enregistre un signal, le renverse en temps et le réémet dans le milieu. Dans l'hypothèse où les sources entourent de façon homogène la paire de récepteurs, il existera un signal renversé et réémis qui se propagera vers A en passant par B. En raison du théorème de réciprocité spatiale, les ondes se propagent exactement en sens inverse et B enregistrera alors $h_{AB}(-t)$. Ainsi l'expérience de retournement temporel correspond à la somme de la fonction de Green entre A et B dans les temps positifs et négatifs. Cette analogie permet d'appliquer les résultats du retournement temporel aux corrélations.

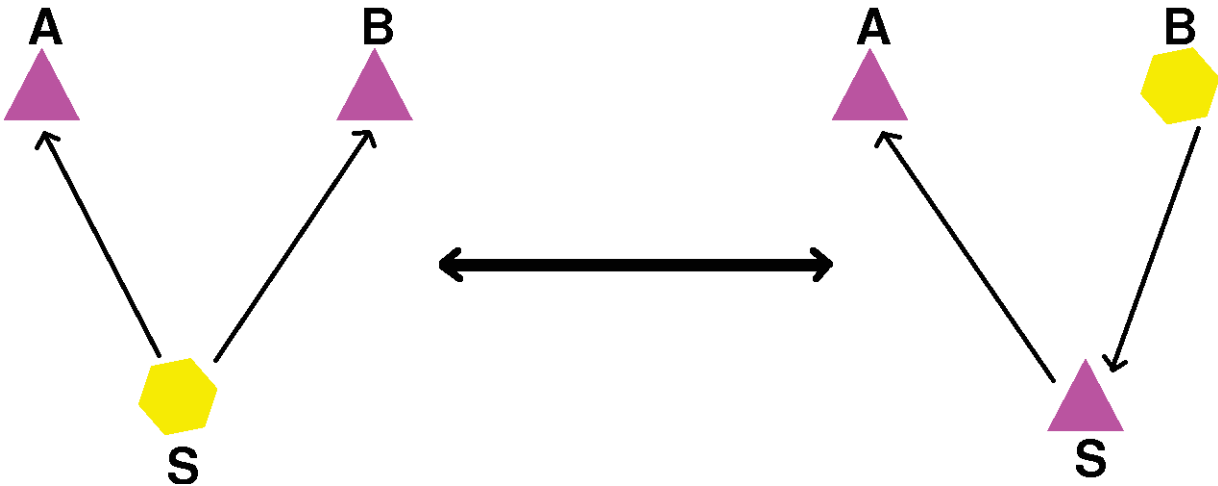


FIGURE 2.1 : Corrélation des signaux enregistrés en A et B issus d'une source S (à gauche), émission d'une pulsation en B, l'enregistrer en S, la retourner temporellement et réémettre pour l'enregistrer en A (à droite).

2.2 Impact de la distribution des sources de bruit sur la symétrie des corrélations

Nous avons vu que la corrélation de bruit entre deux stations converge vers la fonction de Green à condition que l'énergie du champ d'onde soit équilibrée. Dans cette conditions d'équipartition, le bruit sismique ambiant est composé de tous les modes propagation des ondes qui se propagent dans toutes les directions avec toutes les polarisations possibles (Papanicolaou et al., 1996). Cette équipartition existe lorsque l'on utilise les enregistrements des sources réparties de façon homogène autour d'une paire de stations, mais aussi lorsque les ondes sont diffusées de manière multiple par les hétérogénéités du milieu.

Sous cette condition d'équipartition, et dans le cas d'un milieu élastique dans lequel la propagation des ondes obéit au théorème de réciprocité, alors les fonctions de corrélations obtenues sont paires (symétriques) et chaque partie, positive (causale) ou négative (acausale), du signal est la fonction de Green. Dans ce cas les temps de propagation du signal sont identiques pour les parties causale et acausale avec pratiquement les mêmes amplitudes des formes d'ondes observées. Si par contre la répartition des sources de bruit est hétérogène, alors les corrélations obtenues sont dissymétriques (en temps d'arrivée observés ou en amplitude) (voir figure 2.2). Ainsi, il est possible d'utiliser la dissymétrie des fonctions de corrélation pour étudier la distribution et la localisation des sources de bruit microsismique.

En outre, si le bruit est dominé par une source dont la position est stable dans le temps et dans l'espace (Shapiro et al., 2006), alors le risque est grand de mesurer la vitesse apparente des ondes émises par cette source plutôt que la vitesse de propagation entre les deux stations. Cela pourrait entraîner une dissymétrie dans les temps d'arrivée observés correspondant à la vitesse apparente des ondes. Dans ce cas, l'utilisation du critère de symétrie des corrélations permet de supprimer les données biaisés.

Froment et al. (2011) montrent que reconstruire la fonction de corrélation de la coda de la fonction de Green obtenue par corrélation de bruit – méthode C^3 (re Corréler la Coda des Corrélations de bruit) – permet de pallier aux problèmes de la distribution des sources de bruit. Ces auteurs utilisent les données d'enregistrement en continu de 150 stations large-bande situées dans les Alpes où le bruit est dominé par la contribution de sources se trouvant dans l'Atlantique Nord ou le long de la côte d'Europe du nord. Ils obtiennent des fonctions de corrélation avec une symétrie, reflétant ainsi le caractère diffus des ondes reCorrélées par la méthode C^3 .

Cette même méthode C^3 a été utilisée par (Stehly et al., 2008) pour démontrer l'influence de la distribution des sources de bruit sur les fonctions de Green. Ces auteurs ont comparé les fonctions de Green obtenues à partir des corrélations du bruit sismique ambiant et celle extraites des corrélations de la coda des corrélations du bruit ambiant. Ils montrent que les formes d'ondes de la C^3 sont mieux réparties que les corrélations simples obtenues avec du bruit ambiant et contiennent des informations à la fois sur les ondes de surface reconstruites et sur des trajets plus complexes.

2.3 Prédominance des ondes de surface dans les corrélations de bruit

D'une manière générale, les corrélations de bruit ambiant sont dominées par les ondes de surface. Cela s'explique par le fait que les sources de bruit dominantes sont principalement localisées proche de la surface libre, à l'interface solide/fluide (eau ou air, voir chapitre 1). Cette position particulière favorise l'émergence d'ondes de surface. Par ailleurs, l'atténuation géométrique des ondes de volume étant plus important que celui des ondes de surface, ces dernières dominent le signal reconstruit par corrélation de bruit.

Toutefois, Roux et al. (2005a) démontrent la présence à la fois d'ondes Rayleigh mais aussi d'ondes P dans les corrélations de bruit enregistrées par des stations sismologiques spatialement proches (moins de 11 kilomètres de distance) en Californie. Par la suite,

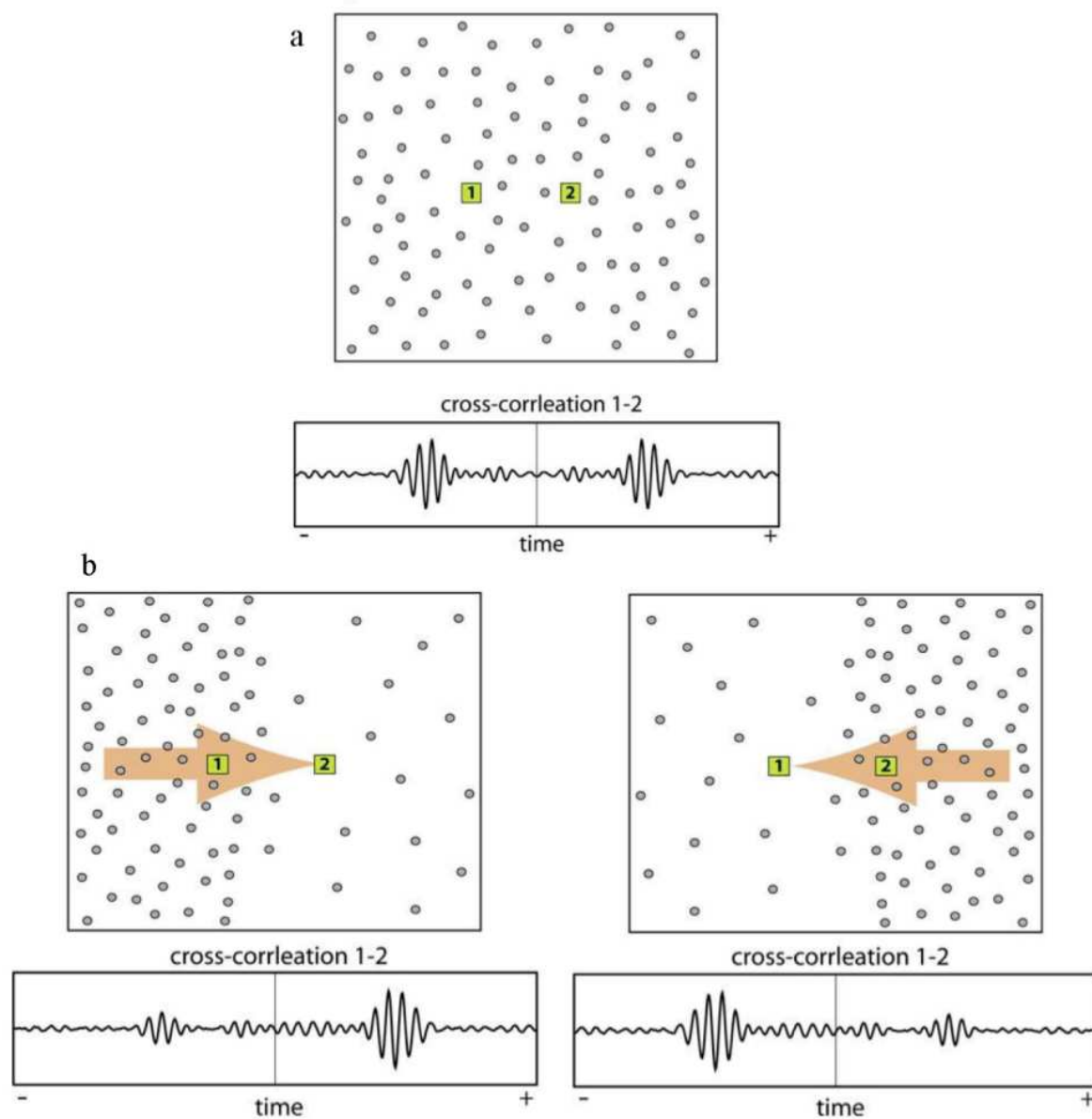


FIGURE 2.2 : Effet de la distribution des sources de bruit homogènes ou non sur le degré de symétrie de la corrélation. (a) Corrélation symétrique entre 1 et 2 obtenue lorsque les sources de bruit sont réparties uniformément. (b) Corrélation dissymétrique en amplitude (mais symétriques pour les temps d'arrivée) associée à une distribution hétérogène des sources (Stehly et al., 2006).

Boue et al. (2004) démontrent que la reconstruction des phases télésismiques, classiquement observées dans l'enregistrement des forts séismes, est possible par la corrélation d'enregistrements continus en utilisant une distribution globale de stations sismologiques. Les conditions de la reconstruction des phases télésismiques apparaissent différentes pour les différentes bandes de période considérées. A courtes périodes (5 à 10s) seules des ondes P sont observées. A plus longues périodes (25 à 100 s), toutes les phases présentes dans la réponse impulsionnelle naturelle de la terre sont reconstruites (figure 2.3). En revanche, certaines reconstructions révèlent des caractéristiques non-physiques : biais de polarisation, temps de trajet erroné, etc.

Poli et al. (2012) ont utilisé 42 stations sismologiques temporaires large bande à trois composantes situées dans une région du craton de l'Europe de l'Est, pour identifier les ondes de volume de haute fréquence (0,5-2 Hz) émergeant des corrélations de bruit pour des distances entre stations allant jusqu'à 550 km (figure 2.4). La comparaison de leur fonction de corrélation issue du bruit ambiant avec les données sismiques actives confirme que les ondes observées peuvent être interprétées comme des ondes P et S réfléchies sur le Moho (discontinuité entre la croûte et le manteau terrestre).

2.4 Applications en sismologie

2.4.1 La tomographie

L'utilisation des corrélations de bruit sismique ambiant pour reproduire des images tomographiques permet de s'affranchir des inconvénients associés à la distribution hétérogène des séismes et de la complexité des paramètres de leurs sources.

La corrélation des composantes ZZ, ZR, RZ, RR des sismogrammes permet d'extraire des ondes de Rayleigh et celles des composantes TT permet d'extraire des ondes de Love des fonctions de corrélations. On peut par la suite mesurer la dispersion de ces ondes de surface pour ensuite inverser des carte de vitesses de phase ou de vitesses de groupe entre toutes les paires de stations du réseau considéré.

La première application de la méthode de corrélation de bruit à un problème d'imagerie tomographique a été réalisée par Shapiro et al. (2005). Ces auteurs ont démontré que les mesures de dispersion réalisées sur les ondes de surface reconstruites à partir des corrélations de bruit sismique ambiant, permettaient de construire avec un problème inverse, des modèles de vitesse de groupe avec une très bonne résolution. Ces auteurs ont utilisé un mois de données en continu enregistrées par 62 stations du réseau USArray en Californie (Août - Septembre 2004) pour calculer les corrélations entre toutes les paires de stations et pour ensuite mesurer les courbes de dispersion. L'inversion des mesures de dispersion à chaque période leur ont permis d'obtenir des cartes de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre 7 et 20s (figure 2.5). Leurs images tomographiques présentaient une bonne corrélation avec les principales unités géologiques, avec des anomalies de faible vitesse correspondant aux principaux bassins sédimentaires et à des anomalies de vitesse élevée correspondant aux roches plutoniques des principales chaînes de montagnes. Cette méthode d'imagerie « passive » (sans séisme, ni source active), s'est ensuite largement développée dans l'étude des structures crustale et lithosphérique dans divers régions du globe (Bensen et al., 2007; Lin et al., 2007; Li et al., 2010; Yao et al., 2001; Zigone et al., 2015; Stehly et al., 2009).

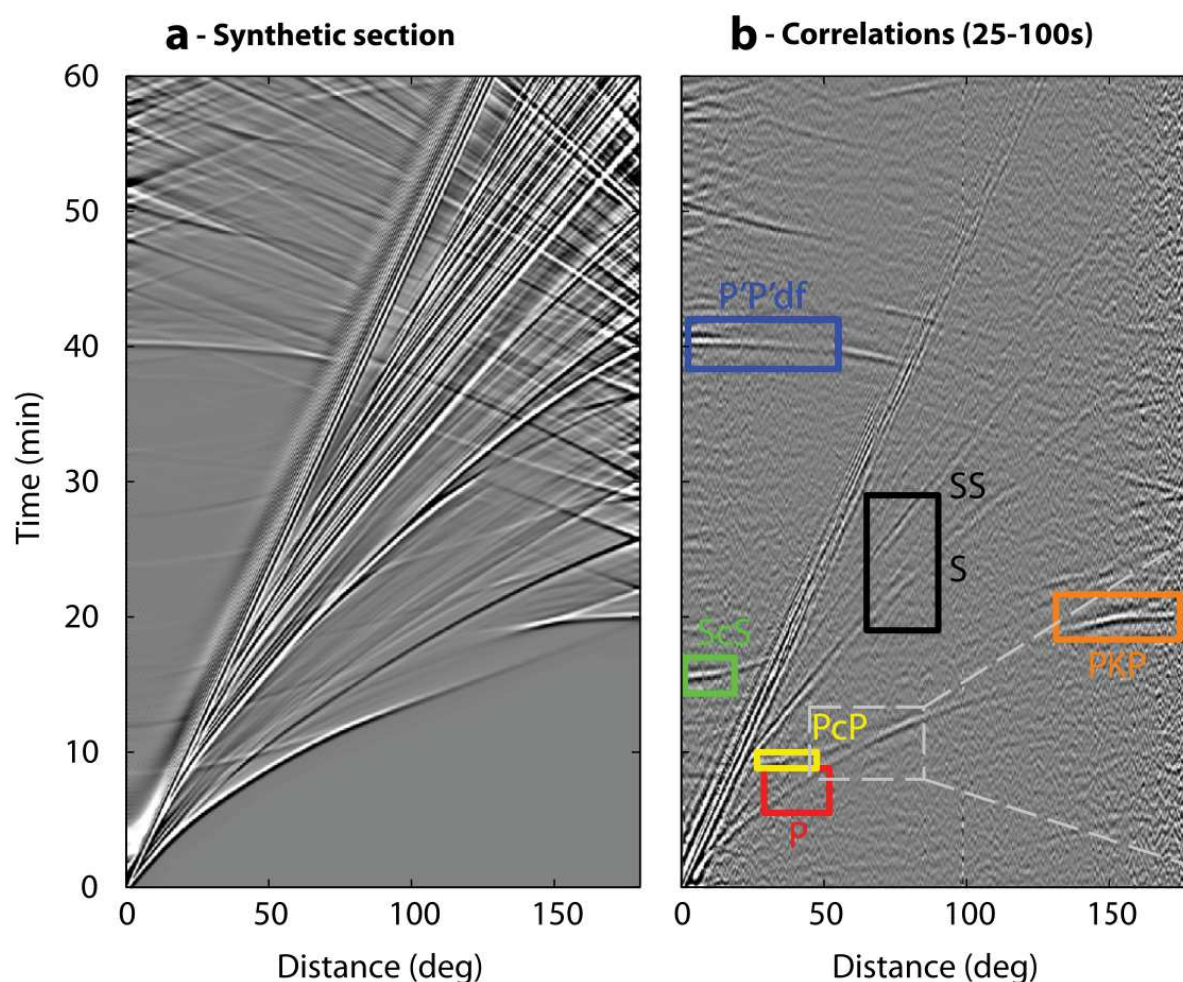


FIGURE 2.3 : Emergence des ondes de volume des fonctions de corrélation du bruit sismique ambiant. a), fonctions de Green synthétiques ; b), fonctions de corrélation sommées sur une année montrant que les ondes de volume peuvent être extraites du bruit ambiant. P : onde P directe, PcP : onde réfléchiée sur le noyau externe, PKP : onde P dans le noyau externe, S : onde S directe, ScS : onde S réfléchiée sur le noyau externe, SS : onde S réfléchiée à la surface, P'P'df : onde P diffractée (Boue et al., 2004).

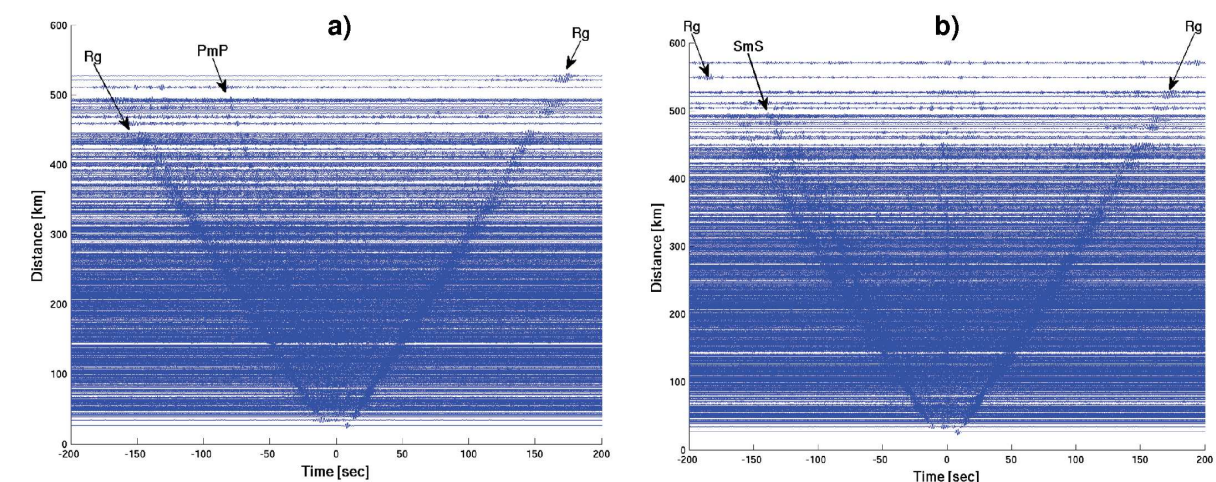


FIGURE 2.4 : a) corrélations des composantes radiales (RR) sommées sur un an (2008) représentées en fonction des distances entre les stations dans la bande de fréquences de 0,5 à 1 Hz. b) corrélations des composantes verticales (ZZ) pour la même période de temps et dans la même bande de fréquence. Rg indique les ondes de Rayleigh, PmP et SmS indiquent les ondes P et S respectivement réfléchies sur la discontinuité de Moho (Poli et al., 2012).

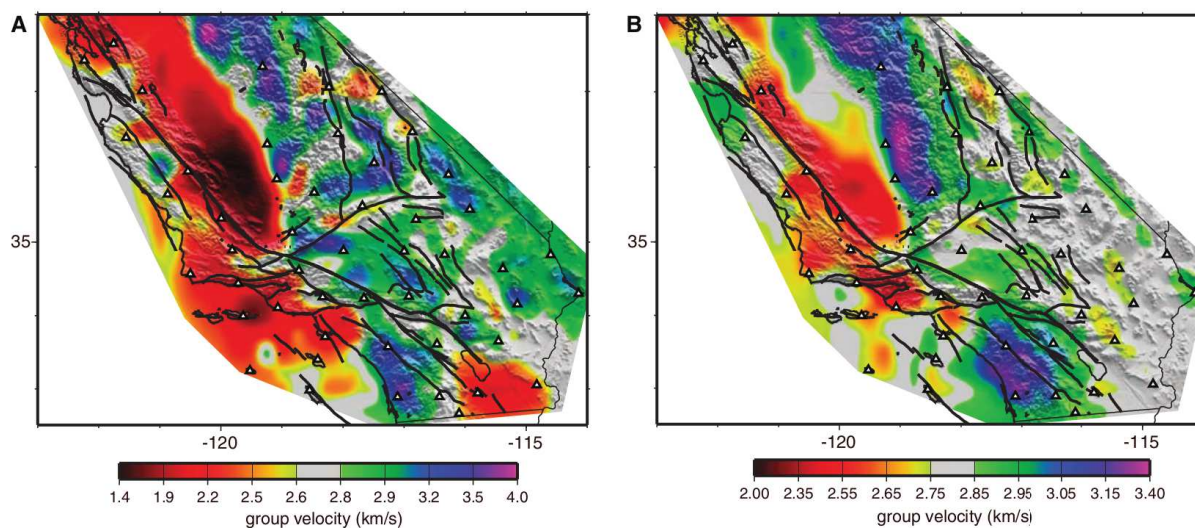


FIGURE 2.5 : Cartes de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh construites par cross-corrélation de 30 jours d'enregistrement de bruit ambiant. (A) 7,5 s et (B) 15 s de période. Les lignes pleines noires montrent les failles actives connues. Les triangles blancs indiquent les emplacements des stations d'après Shapiro et al. (2005).

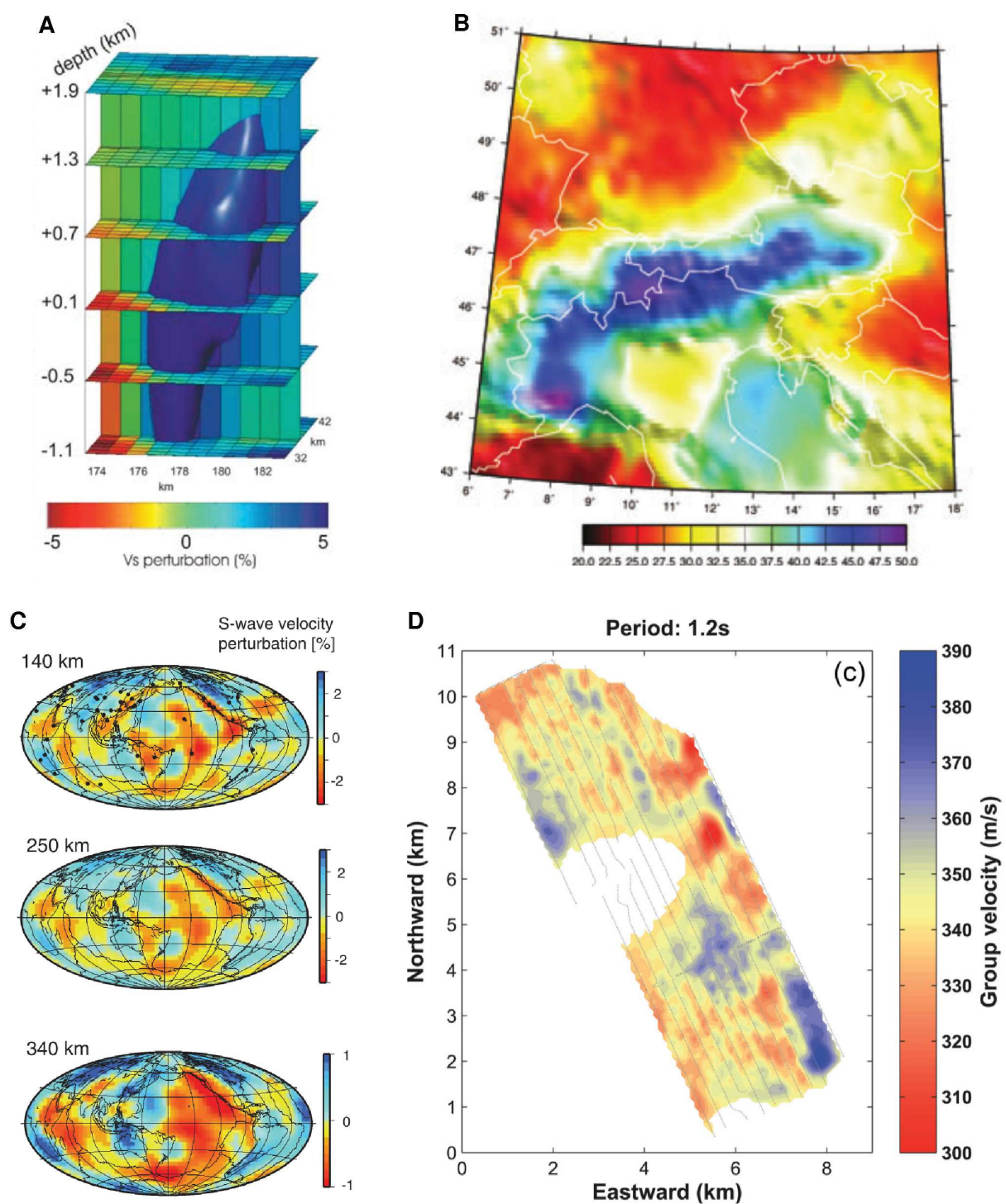


FIGURE 2.6 : Application de la méthode de corrélation du bruit sismique à différents échelles et contextes. A : modèle de vitesse 3D des ondes de cisaillement du volcan du Piton de la Fournaise (Brenguier et al., 2007). B : profondeur du Moho dans la région des Alpes et ses environs (Stehly et al., 2009), la barre de couleur est en Km. C : des modèles de vitesse 3D des ondes S à différentes profondeurs (Nishida et al., 2009). D : Carte de vitesse de groupe du champ pétrolier de Valhall (Mordret et al., 2013).

Les applications de méthodes tomographiques sur des ondes de surfaces extraites par corrélation de bruit a permis d'imager les structures de la croûte terrestre à différentes échelles. A l'échelle locale, [Brenguier et al. \(2007\)](#) ont par exemple obtenu un modèle de vitesse 3D des ondes de cisaillement du volcan du Piton de la Fournaise (figure 2.6A), après inversion des cartes de vitesse de groupe issues de la mesure de dispersion des ondes Rayleigh reconstruites à partir des corrélations de 18 mois d'enregistrement de bruit sismique ambiant. Le gain de résolution leur a permis de mettre en évidence les trajectoires préférentielles d'injections du magma associées aux zones de rifts ([Brenguier et al., 2007](#)).

[Mordret et al. \(2013\)](#) ont montré que la méthode de corrélation de bruit peut aussi être utilisée dans la prospection géophysique. En effet, ils réussissent à obtenir des cartes de vitesse de groupe de la sub-surface en corrélant 6h d'enregistrement de bruit sismique des composantes verticales de géophones du champ pétrolier de Valhall (figure 2.6D). Ces auteurs prouvent que leurs cartes de vitesse groupe présentent des similitudes avec les cartes obtenues à partir de l'inversion des formes d'ondes complètes des onde P en utilisant des données de sismique active.

A l'échelle régionale [Stehly et al. \(2009\)](#) ont déterminé la profondeur du Moho (limite entre la croûte et le manteau terrestre) dans la région des alpes et ses environs après inversion des cartes de vitesse de groupe des ondes Rayleigh (entre 5 et 80s de période) par corrélation d'un an de données de bruit enregistré par 150 stations large bande à trois composantes (figure 2.6B). Leurs résultats montrent un épaississement de la croûte sous les Alpes, mis en évidence par les résultats des nombreuses expériences entreprises dans la région et fournissent une image continue de la structure alpine.

Enfin, dans le cadre de la tomographie globale, [Nishida et al. \(2009\)](#) utilisent cette même méthode, mais cette fois pour des périodes beaucoup plus longues (100 à 400s), pour produire des modèles de vitesse 3D des ondes de cisaillement à différents profondeurs (figure 2.6 C).

2.4.2 Le suivi temporel

Un des avantages des méthode de corrélation de bruit est que la mesure peut être répétée à tout instant. Le bruit sismique ambiant est en effet un champ permanent qui éclaire les structures de la Terre solide à tout instant. L'utilisation de ce bruit permet ainsi de reconstruire la fonction de Green d'un milieu et ses évolutions au cours du temps, améliorant ainsi la résolution temporelle en comparaison de l'utilisation de sources sismiques actives comme les séismes. Ce suivi temporel "passif" ouvre la voie au suivi des structures géologiques potentiellement dangereuses tels que les édifices volcaniques, les zones de failles actives où peuvent se produisent de forts séismes, ou encore les zones d'exploitations du sol-sous (réservoirs d'hydrocarbures, stockage de CO₂).

La première application de cette méthode a été proposée par [Sens-Schonfelder and Wegler \(1950\)](#) pour suivre les variations de la vitesses des ondes sismiques au volcan Merapi en Indonésie. Les résultats obtenus indiquent une variation de vitesses d'environ 1% avec des évolutions saisonnières qui pourraient être liées aux conditions hydrologiques au niveau de l'édifice volcanique. Par la suite, [Wegler et al. \(2009\)](#) ont appliqué la méthode pour mettre en évidence une chute soudaine de la vitesse sismique coïncidant avec l'occurrence du séisme de Niigata en 2004 (M_w = 6.6). Après ces premières études, de nombreux autres travaux se sont intéressés aux variations de vitesse sismique dans la croûte associées

à des événements tectoniques comme les éruptions volcaniques (Brenquier et al., 2008b; Duputel et al., 2009; Mordret et al., 2010), les séismes (Brenquier et al., 2008a; Wegler and Sens-Schonfelder, 2007; Xu and Song, 2009) ou non tectoniques comme de la déformation thermo-élastique (Meier et al., 2010; Hillers et al., 2015).

Deuxième partie

Tomographie en ondes de Rayleigh de l'Afrique de l'Ouest

Chapitre 3

Contexte géodynamique et tectonique de l'Afrique de l'Ouest

Sommaire

3.1	Introduction	39
3.2	Craton Ouest Africain	40
3.3	Les zones mobiles d'Afrique de l'ouest	41
3.4	Les bassins sédimentaires	42
3.5	Tectonique de l'Afrique de l'Ouest	43
3.6	Sismicité de l'Afrique de l'Ouest	44
3.7	Conclusion	47

3.1 Introduction

Le continent Africain porte les empreintes des épisodes tectoniques qui se sont produits au cours des temps géologiques (Begg et al., 2009). Son histoire géologique s'échelonne depuis l'Archéen jusqu'à nos jours. Les noyaux archéens se sont stabilisés vers 2500 Ma. Cette stabilisation s'accompagne d'une individualisation des cratons stables qui s'agrandissent après l'orogénèse Kibarienne (1370- 1310 Ma) pour former les cratons du Kalahari, du Congo et de l'Afrique de l'Ouest (Djomani, 1993).

L'orogénèse panafricaine (600 Ma) a eu lieu après la cratonisation de l'Afrique. A la fin de cet épisode, le continent Africain est composé de cratons stables et froids à lithosphère épaisse, entourés de ceintures panafricaines souvent caractérisées par une croûte épaisse mais une lithosphère mince. Selon Black (1978), le Panafricain correspond à un événement majeur dans l'évolution terrestre qui marque la limite entre le Précambrien et le Phanérozoïque. L'évolution du Mésozoïque en Afrique est marquée par la formation de bassins et rifts remplis de sédiments lacustres et marins. Ce système de rifts intracontinentaux est très complexe et la plupart des grabens sont localisés le long d'anciennes failles panafricaines. Il est maintenant admis que les continents (Afrique et Amérique de

Sud) ont été soumis à une déformation intra-plaque au cours de leur rupture. Les études géologiques et géophysiques ont montré que les failles associées aux systèmes de rifts de l'Afrique occidentale et centrale s'organisent en deux séries de fractures qui émanent du golfe de Guinée et pénètrent profondément dans le continent africain (Binks and Fairhead, 1992).

3.2 Craton Ouest Africain

Un craton est défini comme une lithosphère continentale ancienne (précambrienne), possédant une topographie souvent peu élevée (quelques centaines de mètres), une croûte continentale épaisse (35-40 km) ainsi qu'une racine lithosphérique profonde (200 km). Le craton ouest-africain, (Figure 3.1) est stabilisé depuis la fin du Paléoprotérozoïque (1,7 Ga) (Dorbath et al., 1983). C'est l'un des trois grands cratons africains.

Le craton ouest-africain résulte de l'assemblage de socles archéen et paléoprotérozoïque qui affleurent en deux larges bandes (dorsales). Ce sont la dorsale Réguibat au Nord et la dorsale de Man-Leo au Sud. Les deux dorsales présentent beaucoup de similitudes tant du point de vue de la nature des formations géologiques que des âges (Naba, 2007). Ils sont séparés par le vaste bassin précambrien intracratonique de Taoudeni au sud-ouest duquel affleurent les «fenêtres» de Kédougou-Kéniéba et de Kayes, qui sont représentées par des formations du Birrimien (formations géologiques affectées par l'orogénèse Eburnéenne) (Dabo, 2011).

La dorsale de Man-Leo marque la partie la plus méridionale d'Afrique occidentale se terminant sur le golfe de Guinée. Elle se divise en deux parties. La partie occidentale, appelée domaine Kénéma-Man, couvre le Libéria, une partie de la Côte d'Ivoire, de la Guinée et de la Sierra Leone (Jessell et al., 2016), où les formations géologiques sont d'âge Archéen (Kouamelan et al., 1997; Potrel et al., 1998; Soumaila and Konate, 2005; Villeneuve, 2005). Deux cycles orogéniques sont reconnus dans ce domaine : le cycle Léonien (3,3 - 3,2 Ga) et le cycle Libérien (2,8 - 2,7 Ga). La partie orientale, appelée domaine Baoulé-Mossi, couvre une partie du Burkina Faso, de la Côte d'Ivoire, du Ghana, de la Guinée, du Mali, du Niger et du Togo. Les formations géologiques, d'âge Paléoprotérozoïque (2,5 - 1,8 Ga), sont appelées formations Birimiennes (Bessoles, 1997), et sont affectées par l'orogénèse éburnéenne. Ces deux domaines de la dorsale Man-Leo, Kénéma-Man à l'Ouest et Baoulé-Mossi à l'Est, sont séparés par une zone de cisaillement majeure qui est la faille de Sassandra (Côte d'Ivoire), d'orientation sub-méridienne.

La dorsale Réguibat concerne le Sahara Occidental, le Nord de la Mauritanie et s'étend jusqu'en Algérie. Elle est composée aussi de deux parties : une partie archéenne à l'ouest et une partie éburnéenne à l'est. Dans la dorsale Réguibat, les formations archéennes à l'Ouest sont séparées des formations Protérozoïques à l'Est par la faille de Zednes (Mauritanie) (Attoh and Ekwueme, 1997). Deux bassins paléozoïques limitent la dorsale Réguibat : au Nord, le bassin de Tindouf et au Sud, celui de Taoudeni.

Le craton est limité à l'Est par les zones mobiles de l'Afrique Centrale composées, de la chaîne des Pharusides au Nord et de la chaîne des Dahoméyides au Sud. Ces deux chaînes panafricaines sont séparées par le bassin du Niger (Post-Hercynien). Du côté Ouest, il est limité du Nord au Sud par les Mauritanides qui sont des chaînes hercyniennes, les Bassarides et les Rockélide qui sont panafricaines (Villeneuve and Dallmeyer, 1987;

A l'Ouest, les chaînes des Bassarides (au Sénégal et en Guinée, structurée au cours de l'orogénèse du Panafricain I) et des Rokélides (en Guinée, Sierra Leone et Liberia, tectonisée au cours du Panafricain II) au Sud Ouest (Villeneuve, 1984). Bien que la chaîne des Bassarides n'apparaisse que sur une faible superficie elle constitue l'élément principal de toute la zone mobile ouest africaine car elle est à l'origine de son découpage en blocs (bloc des Rokélides et microplaque sénégalaise). Elle s'étendait vraisemblablement de la Mauritanie au Libéria et constituait au Panafricain I, un rift qui s'est refermé vers 660 Ma (Villeneuve et al., 1990)

La chaîne liée à l'orogénèse hercynienne est celle des Mauritanides qui forme sur la bordure occidentale du craton une bande sigmoïde, grossièrement allongée N-S depuis le Sud du Maroc jusqu'au Sénégal (Sougy, 1962; Villeneuve et al., 2006). Au Sénégal et en Mauritanie, la chaîne hercynienne remobilise fortement une partie des Bassarides qui constituaient, à cet endroit, son substratum anté-paléozoïque (Villeneuve et al., 2006)

3.4 Les bassins sédimentaires

L'évolution des bassins paléozoïques de l'Afrique de l'Ouest dépend fortement de la structuration des différentes ceintures orogéniques qui entourent le craton ouest-africain (Villeneuve, 2005). Le plus grand bassin du craton ouest africain est le bassin de Taoudenni, qui s'étend dans les limites du craton ouest-africain, sur une large partie de la Mauritanie (Trompette, 1973), du Mali, de la Guinée (Villeneuve, 1984) et sur un espace plus restreint du Burkina-Faso. Sur ces marges, des bassins plus modestes se sont développés tels que le bassin de Tindouf au nord de la dorsale Réguibat ou le bassin subsident du Gourma au sud-est (Reichelt, 1972) où s'accumulent des dépôts très épais (plus de 8 000 m).

Le bassin de Tindouf correspond à un creux asymétrique de tendance allongé WSW-ENE. Ses deux flancs sont exposés, mais sa partie centrale est cachée sous les formations d'âge méso-cénozoïque. A l'est et au sud du noyau Mossi, un autre petit bassin s'étale sur la dorsale de Léo, le bassin de la Volta. Ce bassin repose sur une discordance majeure du socle éburnéen de la dorsale de Man-Léo. Il correspond à l'avant-pays des Dahomeyides vers l'est où il disparaît en dessous de la ceinture de chevauchement des Dahomeyides (Deynoux et al., 2006).

Les bassins du Gourma et celui de la Volta présentent une plus grande profondeur due à une activité subsidente plus importante engendrant une épaisse séquence sédimentaire. Enfin, le bassin de Bowé en Guinée (Villeneuve, 1984) contient des sédiments paléozoïques masquant la continuité des orogènes de l'Afrique de l'Ouest entre le sud du Sénégal et la Sierra Leone. Le bassin de Bowé affleure principalement dans les montagnes du Fouta Djallon (Guinée). Il affleure également en Guinée-Bissau et dans le sud-est du Sénégal. Il est légèrement déformé au nord (au Sénégal et au nord de la Guinée Bissau) par l'orogénèse hercynienne des Mauritanides.

Parmi ces bassins, seuls deux sont remplis de sédiments protérozoïques et paléozoïques (les bassins de Taoudenni et de Volta), les autres sont remplis principalement de sédiments paléozoïques (Villeneuve, 2005). Mais, malheureusement, aucun événement tectonique ou climatique spécifique ne sépare le Protérozoïque du Paléozoïque en Afrique de l'Ouest. Ainsi, la limite entre eux est très débattue en raison du manque de fossiles et de la faible quantité de datations radiométriques.

3.5 Tectonique de l'Afrique de l'Ouest

Les événements tectono-métamorphiques anté-éburnéens (orogénèse anté-éburnéenne) sont reconnus et assez bien caractérisés en deux épisodes majeurs (Lompo, 1991) : l'événement Léonien, daté autour de 3125 Ma est caractérisé par des déformations suivant des directions Est-Ouest ; l'événement Libérien est daté autour de 2750 Ma et se caractérise par des déformations suivant des directions Nord-Sud. Ces événements tectoniques se sont réalisés dans un environnement métamorphique de fort degré (faciès granulitique) daté autour de 3125 Ma au SW de la Côte d'Ivoire, suivie d'une rétro-morphose dans le faciès amphibolite avec un régime cataclastique clôturant l'événement Léonien ; le Libérien serait polyphasé.

En ce qui concerne l'orogénèse Eburnéenne de façon générale en Afrique de l'Ouest, Hirdes and Davis (2002) proposent un modèle tectonique par accrétion et une mise en place diachronique des formations volcaniques et sédimentaires. Les événements tectono-métamorphiques éburnéens ont été accompagnés d'un métamorphisme de faible degré (faciès schiste vert) présentant souvent localement un métamorphisme plus fort parfois lié à des remontés diapiriques de granitoïdes comme le granite de Saraya (N'Diaye et al., 1989). D'importants phénomènes d'hydrothermalisme et de rétro-morphose ont également marqué ce cycle orogénique (Lompo, 1991).

Dans la dorsale de Man, sur la base de critères pétrographiques, structuraux et géochronologiques, Milesi et al. (1992) proposent de subdiviser le Birimien en deux grands ensembles structurellement distincts. Un Birimien Inférieur (B1) : essentiellement sédimentaire marqué par une tectonique tangentielle chevauchante d'âge entre 2112 Ma et 2100 Ma qui a provoqué un épaississement crustal majeur (Jessell et al., 2016). Et un Birimien Supérieur (B2) : essentiellement volcanique qui est affecté par une tectonique décrochante, avec un âge entre 2096 Ma et 2073 Ma a été responsable de la formation de zones de cisaillement et de failles transcurrentes à l'échelle régionale.

Les ceintures Bassarides-Mauritanides sont caractérisées par une extension post-collisionnelle de 650-500 Ma marquée par des failles normales, des détachements, des bassins sédimentaires et un événement tectono-thermique, tandis que la ceinture des Rokelides est caractérisée par des zones de cisaillement parallèle au craton (Culver et al., 1991)

L'ouverture en plusieurs étapes de l'océan Atlantique et les rifts associés en Afrique de l'Ouest et du Centre fournissent l'un des exemples les plus impressionnants d'interactions tectoniques océan-continent. Le début du rifting le long des marges de l'Atlantique est contemporain du rifting intra-continentale générant à la fois des bassins de décrochement et d'extension en Afrique de l'Ouest et du Centre (Binks and Fairhead, 1992). Ainsi les fractures océaniques orientées ENE-WSW (Saint-Paul, Romanche, Charcott et Chain), (Figure 3.2) qui affectent la ride médio-atlantique dans la zone équatoriale se prolongent vers l'Est dans le Golfe de Guinée et viennent prendre en écharpe le continent africain ; elles sont interprétées comme des failles transformantes liées à l'expansion des fonds océaniques et à la dérive continentale (Fail et al., 1970).

Pour Benkhelil et al. (1995), au cours du Mésozoïque, la région de l'Atlantique équatorial a agi comme une large bande de cisaillement où les segments marginaux ont connu un mouvement de transformation et des rifts associés. Ces auteurs distinguent plusieurs zones de cisaillement (Figure 3.2) : la zone Fracture Romanche, qui est la frontière de transformation majeure entre la plaque Afrique et Amérique du Sud ; les zones de fracture de Chain et de Charcot, dont la connexion « onshore » a les mêmes caractéristiques que

dans le fossé de la Bénoué; une troisième zone de cisaillement importante correspond à la marge sud de la Guinée liée à la zone de fracture de la Guinée.

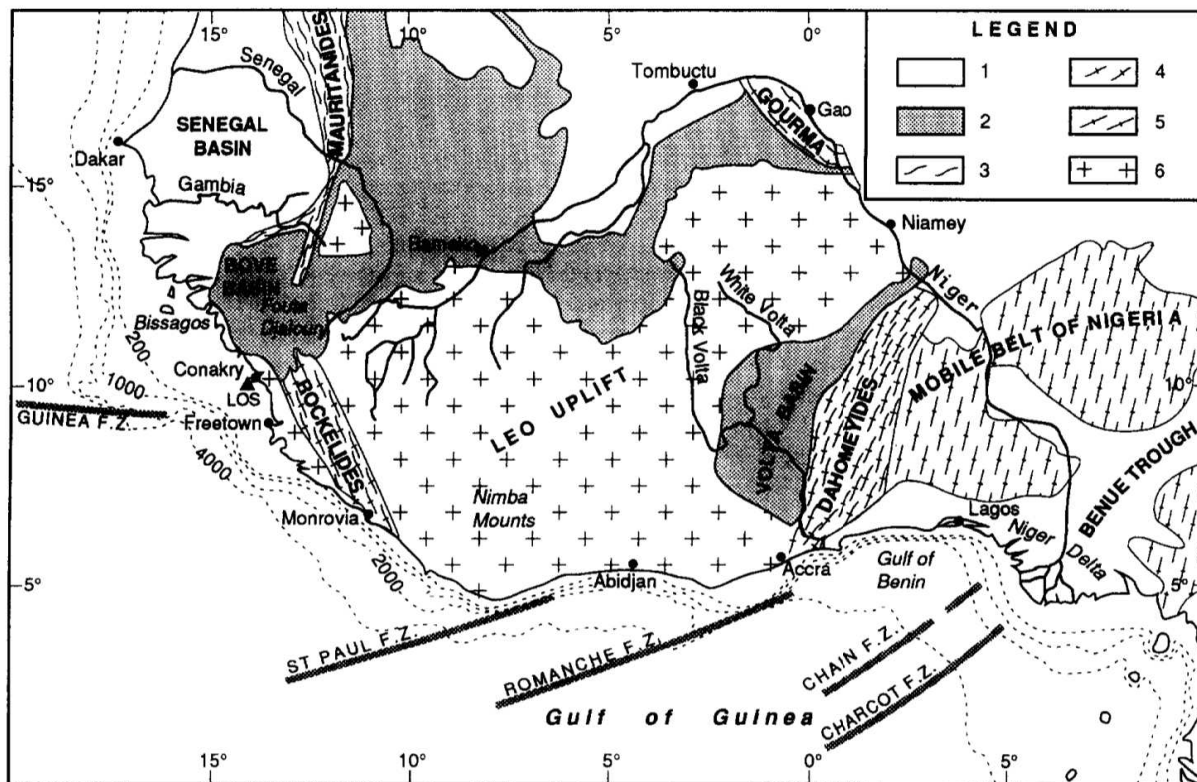


FIGURE 3.2 : Esquisse géologique de l'Afrique de l'Ouest montrant les fractures océaniques. 1 : Mésozoïque et Cénozoïque; 2 : Précambrien supérieur à Paléozoïque; 3 : Ceinture hercynienne (Mauritanides); 4 : Ceinture mobile panafricaine (Dahomeyides); 5 : Ceinture mobile panafricaine (Nigeria); 6 : Socle archéen et birrimien. D'après [Benkhelil et al. \(1995\)](#).

La marge de transformante de la Romanche, au large du Ghana est une frontière entre les roches paléoprotérozoïques (Birimien) du craton ouest-africain et la ceinture orogénique panafricaine ([Attoh et al., 2005](#)). Le long de cette frontière, les principaux éléments tectoniques comprennent des structures proéminentes de la chaîne des dahomeyides. Ces structures sont : (i) le front panafricain (PF), représentant la limite ouest de la déformation dans la zone externe, et (ii) la suture panafricaine (PS) représentée par une zone de cisaillement ductile. La zone de fracture romanche (RFZ) croise le littoral à l'est de la zone de suture et pénètre dans la zone de cisaillement dextre panafricaine Trans-saharienne (TSS) (figure 3.3).

3.6 Sismicité de l'Afrique de l'Ouest

La sismicité de l'Afrique de l'Ouest est essentiellement une sismicité intraplaque. Les séismes intraplaques se produisent par la réactivation de zone de faiblesse préexistante dans un régime de contrainte de compression qui est généralement orienté parallèlement à la direction absolue du mouvement de la plaque ([Talwani and Rajendran, 1991](#)), sur

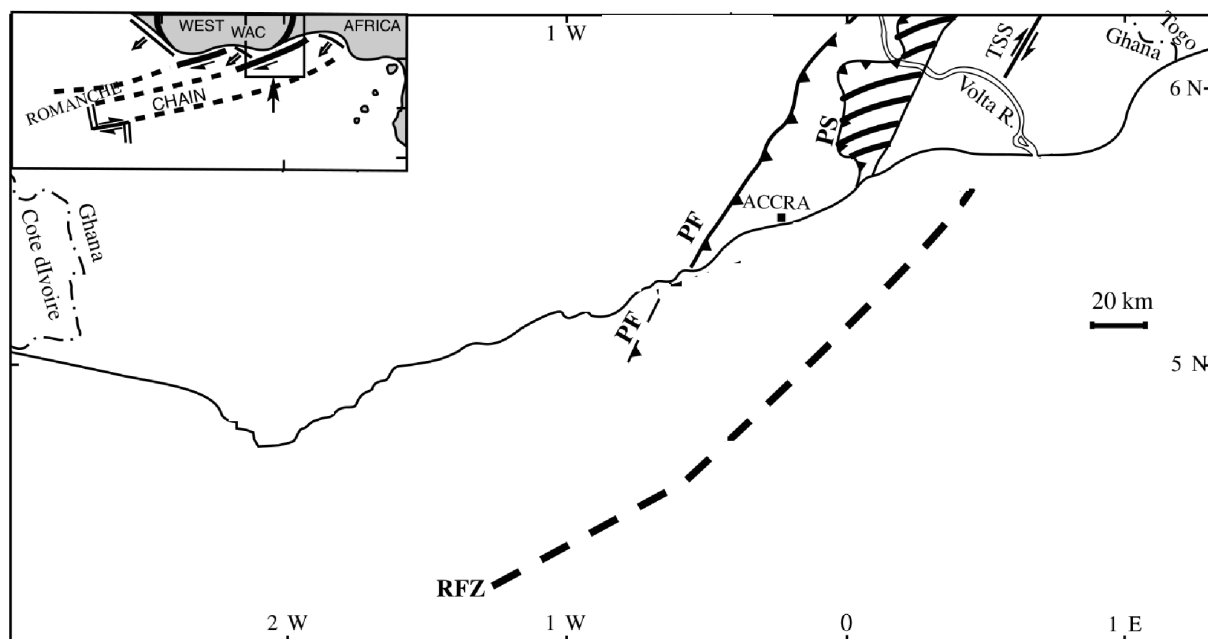


FIGURE 3.3 : La marge transformante de la Romanche, au large du Ghana, montrant les principaux éléments tectoniques de la géologie. PF : Front panafricain ; PS : Zone de suture panafricaine ; TSS : zone de cisaillement trans-saharienne ; RFZ = Zone de fracture Romanche. D'après (Attoh et al., 2005), modifié.

la base de l'étude de 29 séismes intraplaques de magnitude supérieure ou égale à 4.5). La déformation se produit par un mouvement de glissement sur des failles à forte inclinaison.

Sur le continent africain, on trouve des accidents d'origines très anciennes sur toute la largeur du continent (linéaments, failles, limites de craton avec les zones mobiles voisines) (Figure 3.4). Ces accidents sont des zones instables qui ont été réactivées plusieurs fois à différentes époques géologiques, provoquant ainsi des activités sismiques au niveau de ces accidents (Bertil, 1991).

Suleiman et al. (1993) ont réalisé une étude de modélisation de formes d'ondes de volume télésismiques de six événements sismiques de magnitude supérieure ou égale à 5.5 qui ont eu lieu en Afrique de l'Ouest afin de déterminer les mécanismes au foyer, les profondeurs et les moments sismiques. Bien que le flux de chaleur en Afrique de l'Ouest soit faible, suggérant qu'une rupture fragile pourrait se produire à des profondeurs de 20 km ou plus, à l'intérieur de la croûte, tous les séismes étudiés avaient des profondeurs entre 8 et 15 km. Cette étude montre que les quelques séismes qui ont lieu en Afrique de l'ouest sont superficiels.

Un exemple de séisme intraplaque est celui de Guinée en 1983 ($M_s=6.2$). Son épicerentre est situé dans une région bordant le Craton ouest-africain à l'extrémité sud de la ceinture mobile des Mauritanides en bordure du bassin de Bowé (Dorbath et al., 1984). Un large éventail de caractéristiques géologiques différentes affleure dans la région : Protérozoïque inférieur métamorphique de base granitique ; Protérozoïque supérieur à Dévonien avec des grès et mésozoïque volcanique. Les limites entre le craton et les ceintures de zones mobiles sont constituées par des zones de failles (couloirs de cisaillement, dont le méga-linéament guinéo-nubien). Ces bordures de craton correspondent à des rampes latérales qui favorisent les coulissages et pourraient jouer un rôle dans la sismicité modérée de la région (Dorbath

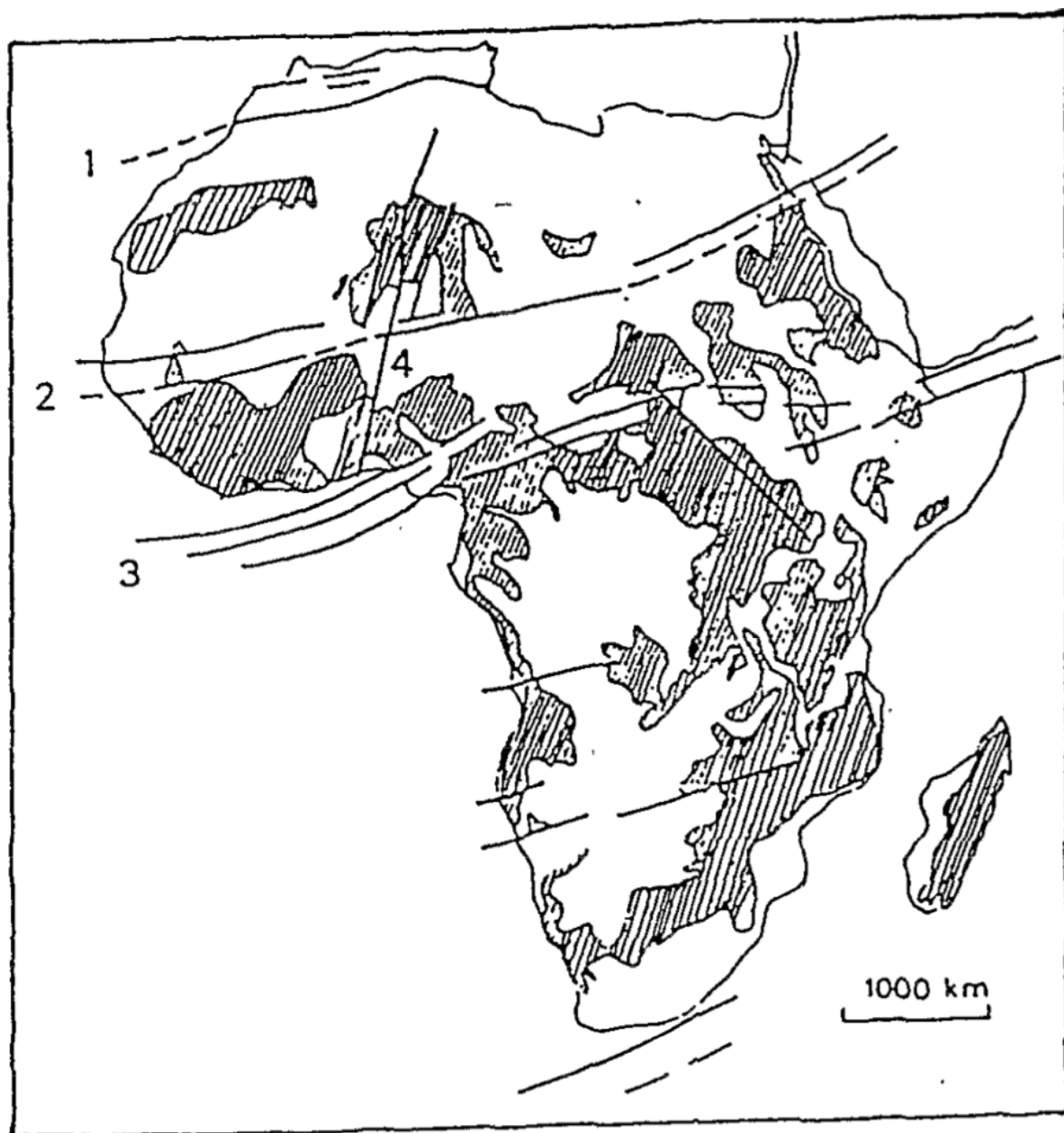


FIGURE 3.4 : Les couloirs linéamentaires en Afrique. 1 : Nord-Africain ; 2 : Guinéo-Nubien ; 3 : Centre-Africain ; 4 : zone de cisaillement Nord-Sud ([Guiraud et al., 1985](#))

et al., 1984; Koussoubé, 2010). Le craton ouest-africain n'est pas si stable que l'on a pensé jusqu'à récemment. Depuis le Maastrichtien, le craton a subi des mouvements liés à l'activité du grand linéament guinéo-nubien décrochant dextre (Sauvage and Sauvage, 1992).

L'essentiel de l'activité sismique au Ghana se situe le long de l'intersection de deux systèmes de failles majeures, la zone de faille d'Akwapim et une faille côtière, ce qui suggère que les failles sont actives (Amponsah, 2002). L'intersection est marquée par d'intenses cisaillements et fractures des roches. Des travaux sur l'inversion des formes d'ondes P télésismiques du tremblement de terre de 1939 à Accra, au Ghana ($M = 6,4$) suggèrent que le séisme était composé de deux événements : un plus petit événement ($M = 6,1$) survenant 9,5 s avant le début de l'événement majeur ($M = 6,4$) Yarwood and Doser (1990). Le mécanisme au foyer du plus petit événement suggère qu'il s'est produit immédiatement au nord de l'intersection de la faille d'Akwapim et de la faille côtière. Mais les résultats de leur inversion indiquent que l'événement le plus important semble s'être produit le long d'une faille de glissement parallèle à la ligne de la côte du Ghana. Ces résultats, ainsi que la tendance des tremblements de terre historiques, indiquent que les mouvements le long des zones de fracture de la Romanche ou de Chain ne sont pas tous transmis à l'intérieur des terres le long du système de failles d'Akwapim, mais que certains sont déviés tangentiellement le long d'une faille parallèle à la côte ghanéenne. Les corrélations entre les structures géologiques « onshore » et le regroupement des épicentres des séismes dans cette région lient clairement l'activité tectonique aux structures panafricaines. Les observations géologiques de la zone de faille suggèrent un mouvement de glissement en réponse à une tension régionale orientée est-sud-est.

3.7 Conclusion

Le craton ouest africain affleure en trois endroits de tailles inégales. Les deux zones d'affleurement majeures sont la Dorsale Réguibat au Nord et la Dorsale Man-Léo au Sud, d'âge archéen et paléoprotérozoïque. Ces deux ensembles sont séparés par le bassin précambrien intracratonique de Taoudéni dans lequel affleurent les “fenêtres” de Kayes et Kéniéba. Le craton est limité à l'Est et à l'Ouest par les zones de ceintures mobiles panafricaines et hercyniennes et au Nord par le domaine panafricain de l'Anti-Atlas marocain.

Même si le craton ouest africain s'est stabilisé il ya environ 1700 Ma, on observe des accidents tectoniques d'origines très anciennes (linéaments, failles, limites de craton avec les zones mobiles voisines). Ces accidents sont des zones instables qui ont été réactivées plusieurs fois à différentes époques géologiques, et provoquent une activité sismique.

La structure sismique de l'Afrique de l'Ouest reste encore peu étudiée, en grande partie à cause de la répartition éparse des stations sismiques et à l'existence de grandes zones “a-sismiques” dans la sous-région. Les connaissances sur la structure sismique de la lithosphère de cette région proviennent principalement des études de tomographie sismique à l'échelle globale et continentale.

Chapitre 4

Tomographie en ondes de Rayleigh de l'Afrique de l'Ouest : Données et méthode tomographique

Sommaire

4.1	Données	50
4.1.1	Séismes	50
a	Sélection des formes d'ondes sismiques	50
b	Mesure de la dispersion	51
4.1.2	Corrélation de bruit sismique ambiant	52
a	Traitement des données de bruit sismique ambiant	52
b	Corrélation, sommation, symétrisation des fonctions de Green et mesure de la dispersion	54
4.2	Méthode tomographique	56
4.2.1	Le problème direct	56
4.2.2	Le problème inverse	57
4.2.3	Différents schémas d'inversion linéaire : DLS versus SOLA	58
a	Biais tomographique	59
b	Deux paradigmes différents	59
c	Comparaison sur un problème tomographique synthétique	61
4.2.4	Application à l'Afrique de l'Ouest	64

Les ondes de Rayleigh sont souvent utilisées pour déterminer la structure sismique car elles se propagent entièrement dans la croûte et le manteau supérieur, ont de grandes amplitudes par rapport aux ondes de volume et sont généralement bien enregistrées à de grandes distances (> 3000 km) même lorsqu'elles sont générées par des tremblements de terre de magnitude modérée (Ritsema and van Heijst, 2000). De plus, la dispersion des ondes de Rayleigh, provoquée par le fait que les ondes de Rayleigh avec des fréquences

différentes se propagent à des vitesses différentes, fournit d'excellentes contraintes sur la variation de la vitesse sismique avec la profondeur.

Dans ce chapitre nous présenterons l'ensemble des données (séismes et corrélation de bruit sismique ambiant), la méthodologie adoptée pour mesurer la dispersion des ondes de surface et celles utilisées pour produire les cartes de vitesse de groupe.

4.1 Données

4.1.1 Séismes

a Sélection des formes d'ondes sismiques

Pour cette étude, nous avons utilisé les composantes verticales des sismogrammes de 342 séismes qui se sont produits entre 1994 et 2014 provenant des 12 stations sismologiques de 5 réseaux différents :

1. Geoscope : MBO, TAM ;
2. Global Seismograph Network GSN - IRIS/IDA : ASCN, CMLA, SACV, SHEL ;
3. Global Seismograph Network GSN - IRIS/USGS : KOWA, MSKU, TSUM ;
4. Global Telemetered Seismograph Network USAF/USGS : DBIC ;
5. Tunisia BB Network : TATN, THTN.

Les données sismologiques brutes utilisées dans notre étude sont issues du centre de données de l'institut américain IRIS-DMC (Incorporated Research Institutions for Seismology – Data Management Center). Nous nous sommes basés sur le catalogue Global CMT (Centroid Moment Tensor) pour recenser tous les événements sismiques dans la zone d'étude. Ce catalogue contient tous les paramètres de la source (la date, la localisation, l'heure d'origine, la profondeur et la magnitude) de chaque événement sismique. Pour le téléchargement des formes d'ondes de ces événements sismiques, nous avons choisi une fenêtre temporelle de 30 minutes ou 1 heure après le temps d'origine du séisme en fonction de sa localisation, afin de s'assurer qu'elles contiennent les ondes de surface aux différentes stations considérées. Les données initialement au format SEED (pour Standard for the Exchange of Earthquake Data) ont été converties au format SAC (Seismic Analysis Code), puis corrigées de la réponse instrumentale. Cette étape consiste à corriger les signaux enregistrés de la fonction de transfert du capteur et du système d'acquisition, ce qui permet de retrouver la véritable amplitude de l'onde sismique. Le programme SAC permet d'afficher les sismogrammes un à un ou bien tous les sismogrammes issus d'un même séisme enregistré par différentes stations (figure 4.1). Durant cette étape, nous avons inspecté visuellement chaque sismogramme, identifié les ondes de surface et supprimé des signaux de mauvaise qualité pour ne garder que les signaux d'ondes de surface de bonne qualité (c'est-à-dire avec un bon rapport signal/bruit) qui nous serviront pour la mesure de la dispersion.

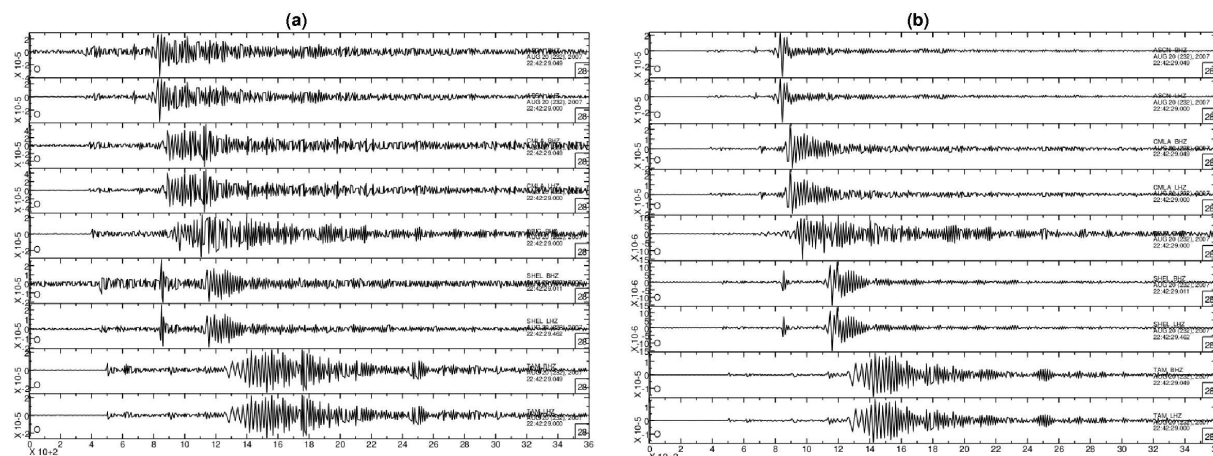


FIGURE 4.1 : Exemple de sismogrammes (a) brut, (b) filtré à 20s. Séisme du 20/08/2007 à 22 h 42 min 29 s. Latitude : 8.19 deg *N*, longitude : 39.17 deg *W*. L'axe des abscisses représente le temps en seconde, le temps 0 sur le sismogramme indique le temps d'origine du séisme. L'axe des ordonnées montre l'amplitude du signal.

b Mesure de la dispersion

Nous avons utilisé la technique d'analyse en filtrages multiples (Multiple Filter Technique, MFT), décrite dans [Dziewonski et al. \(1969\)](#) et [Hermann \(2013\)](#) pour déterminer la dispersion des ondes de Rayleigh. Comme présenté au chapitre 1 dans la section 1.3.2, cette méthode consiste à appliquer une séquence de filtres gaussiens au sismogramme sur une certaine bande de périodes et à calculer l'enveloppe du signal filtré pour créer un diagramme de vitesse de groupe en fonction de la période. Pour chaque signal filtré obtenu par MFT dans la bande de périodes entre 4 et 250 s (ou 0.004 à 0.25 Hz), nous avons pointé les temps d'arrivée du maximum d'amplitude de l'enveloppe de l'onde pour mesurer la vitesse de propagation de l'énergie associée à cette onde à chaque fréquence. L'ensemble de ces mesures constitue alors la courbe de dispersion de l'onde étudiée.

La difficulté de cette méthode réside dans l'identification et la séparation entre la dispersion du mode fondamentale, de la coda des ondes de surface et des harmoniques supérieures, puisqu'elle est faite manuellement et par conséquent nécessite du temps pour analyser une bonne quantité de données.

Le signal le plus énergétique de la fenêtre analysée est généralement le mode fondamental de l'onde de Rayleigh parce que la plupart des séismes utilisés dans le cadre de cette étude sont des événements superficiels, qui excitent moins les modes supérieures. En outre, nous avons adopté une bande de période (période min et période max) pour chaque sismogramme afin que les courbes de dispersion mesurées soient continues dans la bande de période choisie. En effet, il est nécessaire de s'assurer que les courbes de dispersion possèdent la qualité désirée, surtout à courte et longue période (diminution de l'énergie). Lors de l'analyse des diagrammes de dispersion, nous avons rejeté toutes les courbes de dispersion dont l'énergie était trop faible et aussi les parties des courbes de dispersion affectées par les ondes diffractées. La plage de période de chaque courbe de dispersion dépend de la magnitude du séisme, les périodes les plus grandes sont dues à des séismes de magnitude plus élevées.

A partir des courbes de dispersion des vitesses de groupe, une inversion tomographique

est réalisée pour obtenir des cartes de vitesses de groupe à différentes périodes (voir le chapitre 5 et 6).

4.1.2 Corrélation de bruit sismique ambiant

La corrélation du bruit sismique ambiant enregistré entre deux stations sismologiques sur une longue période de temps permet de reconstruire la fonction de Green des ondes de surface entre ces deux stations, c'est-à-dire la réponse impulsionnelle du milieu entre ces deux stations (voir chapitre 2). Cela revient à considérer l'une des stations comme la source et l'autre comme le récepteur.

La tomographie sismique par corrélation de bruit ambiant permet de s'affranchir des inconvénients associés à la distribution hétérogène des séismes et à la complexité de leurs sources. Elle nécessite des enregistrements continus du bruit ambiant par des stations sismologiques durant de longues périodes de temps (une à plusieurs années). Les fonctions de Green reconstruites par corrélation du bruit sismique fournissent des informations sur la propagation des ondes de surface entre les stations et donc sur les vitesses sismiques.

Nous avons utilisé les enregistrements continus du bruit sismique ambiant de 34 stations sismologiques large bande (en fonction de la disponibilité des données) de 1995 à 2015 (stations ayant fonctionné simultanément) provenant de divers réseaux, disponibles en Afrique et dans les régions environnantes, tels que Africa Array (AF), GEOSCOPE (G), Global Seismograph Network (GSN-IRIS/USGS), Global Telemetered Seismograph Network (GTSN-USA/USGS), Instituto Superior Tecnico Broadband Seismic Network (IP), IRIS PASSCAL Experiment Stations (XB), MEDNET Project (MN), Morocco-Muenster (3D) et Seismic Network of Tunisia.

a Traitement des données de bruit sismique ambiant

L'obtention d'images tomographiques par corrélation du bruit sismique ambiant, passe nécessairement par un traitement du signal station par station pour préparer les enregistrements de bruit en vue de leur corrélation. Les traitements sont faits dans le domaine temporel comme dans le domaine fréquentiel et ont un double objectif : (1) harmoniser le jeu de données en limitant l'impact de l'instrumentation et (2) améliorer la convergence des corrélations vers la fonction de Green en homogénéisant artificiellement les amplitudes du champ d'onde corrélé tout en conservant les phases des signaux et en supprimant les signaux de grandes amplitudes qui sont cohérents entre toutes les stations. En effet, ces traitements permettent de réduire l'effet des séismes, des irrégularités instrumentales et des sources de bruit stationnaires. Nous présenterons ici quelques éléments des différents traitements que nous avons appliqué sur notre jeu de données. Pour plus de détails sur les différentes méthodes de traitement du bruit sismique ambiant voir [Bensen et al. \(2007\)](#), [Groos et al. \(2012\)](#), [Seats et al. \(2012\)](#), [Poli et al. \(2012\)](#), [Zigone et al. \(2015\)](#).

1. **Déconvolution de la réponse instrumentale** : Cette première étape consiste à déconvoluer le signal enregistré de la réponse instrumentale liée au système d'acquisition afin d'obtenir le déplacement, la vitesse ou l'accélération du sol. Comme tous les systèmes d'acquisitions, le sismomètre perturbe les mesures réalisées. Cette perturbation se caractérise par l'existence d'une fonction de transfert du système

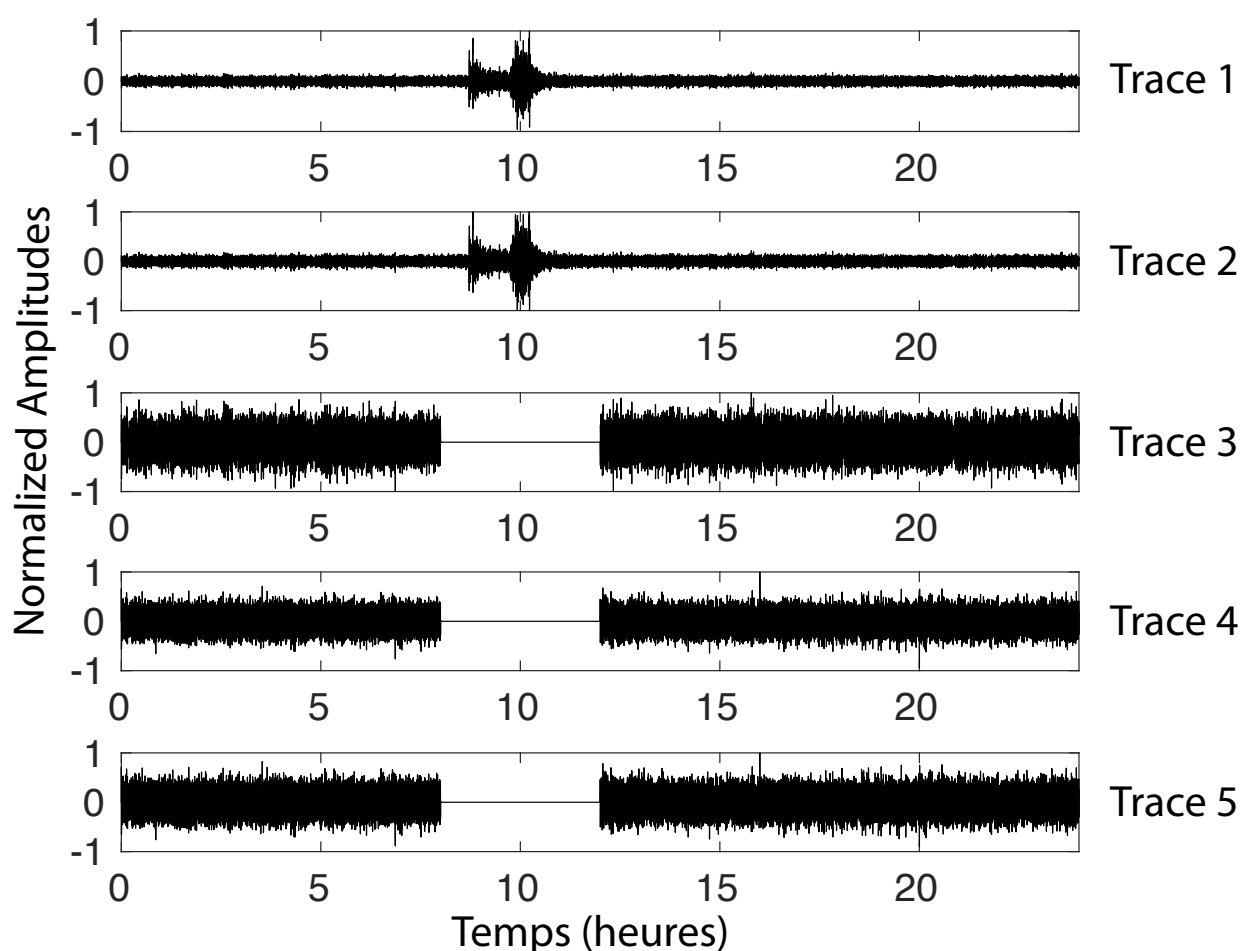


FIGURE 4.2 : Illustration des étapes de traitement (traces 1 à 5) sur un enregistrement du 19 mars 2008 à la station TAM du réseau GEOSCOPE (G). Cette journée a été choisie en raison de la présence d'un séisme. Trace 1 : déconvolution de la réponse instrumentale et filtrage entre 1s et 250s. Trace 2 : écrêtage à 15 écart-type. Trace 3 : segmentation de la trace journalière (ici en segment de 4h) et rejet des séismes. Trace 4 : blanchiment spectral des segments. Trace 5 : écrêtage à 4 écart-type.

qui se décompose en une réponse en gain et une réponse en phase. La correction de cette dernière est déterminante pour les méthodes de corrélation de bruit sismique. En effet, deux capteurs différents avec deux réponses en phases différentes vont directement engendrer un déphasage dans la corrélation des enregistrements de bruit. Ce déphasage, s'il n'est pas traité, induit une erreur dans la mesure des temps d'arrivées. La déconvolution de la réponse instrumentale est réalisée en domaine fréquentielle en divisant la transformée de Fourier du signal par la fonction de transfert du système d'enregistrement. Cette étape est généralement associée à un pré-filtrage des signaux. Dans notre étude, nous avons testé plusieurs filtres passe-haut avec différentes période de coupure avant d'opter pour un filtre passe-haut à 250 s (4 mHz) pour éliminer les artefacts à basse fréquence dus à la déconvolution de la réponse instrumentale. Enfin, nous avons sous-échantillonné les signaux à 1 s (1 Hz) pour avoir une base de données de bruit homogène. Cette étape est souvent nécessaire dans la mesure où les données utilisées proviennent de réseaux de stations sismologiques différents, ce qui implique une diversité des capteurs utilisés et du taux d'échantillonnage. Or le calcul de la corrélation entre deux signaux discrets nécessite que les fréquences d'échantillonnage soient identiques. La trace 1 de la figure 4.2 montre le résultat de cette étape du traitement.

2. **Ecrêtage (clipping)** : Les problèmes instrumentaux ou liés à la numérisation des données engendrent souvent des variations d'amplitude très élevés dans les traces sismologiques. Ces erreurs, souvent appelées "glitches" doivent être retirées des données avant de les corrélérer. On applique donc un écrêtage en remplaçant par zéro tout signal dont l'amplitude est supérieur à 15 fois l'écart-type de l'amplitude du signal pour la journée considérée. La trace 2 de la figure 4.2 illustre le résultat de ce premier écrêtage.
3. **Fenêtrage** : Cette étape consiste à segmenter les données journalières en plusieurs sous-traces d'égales durées (Groos et al., 2012; Seats et al., 2012). Dans ce cas, la corrélation entre deux traces d'une journée devient la moyenne des corrélations des différents segments composant la journée en question. L'objectif principale de ce fenêtrage est d'éliminer les segments qui contiennent des signaux de fortes amplitudes ou des trous, tout en conservant l'information des autres segments. Cela limite ainsi la quantité de données éliminées en comparaison du traitement sur 24h qui aurait impliqué la suppression de la journée entière. Ce type d'approche est nécessaire dans les régions à forte sismicité pour éviter la suppression d'un grand nombre de donnée (Zigone et al., 2015). La trace 3 de la figure 4.2 montre le découpage avec des fenêtres. On constate de que le séisme a bien été retiré (voir figure 4.2).
4. **Choix du nombre de sous-segments** : Selon Groos et al. (2012), la longueur de la fenêtre temporelle est un facteur important dans le traitement des traces journalières en vue de l'utilisation de méthodes de corrélations de bruit, car elle influence la normalisation et la sélection des données. Le choix nécessite ainsi des tests empiriques pour chaque jeu de données afin de trouver le nombre de segments qui maximise le rapport signal sur bruit. Dans cette étude, nous avons testé des fenêtres de 1h, 2h, 6h, 12h et 24h. Les tests ont été effectués sur un jeu de données de bruit enregistrées sur 7 stations (ASCN, DBIC, MACI, RTC, TAM, TSUM et WDD) pendant l'année 2011. La figure 4.3 montre le résultat de cette analyse pour la paire TAM-WDD. L'utilisation de fenêtres trop courtes empêche une bonne reconstruction des trajets

longs. A l'inverse, une fenêtre de trop longue (12h, 24h) fait baisser les SNR et engendre une convergence plus lente des corrélations vers la fonction de Green. La figure 4.3f montre l'évolution du SNR en fonction de la taille des segments pour la paire TAM-WWD. On constate que le SNR le plus fort est trouvé avec des segments de 4h. Ces différents tests nous ont amenés à choisir une fenêtre de 4h (c'est-à-dire 6 sous-segments). Cette durée est suffisante pour supprimer l'influence des signaux transitoires et permet la reconstruction des fonctions de corrélation avec un bon rapport signal sur bruit.

5. **Critères de suppression des segments** : Comme indiqué dans le point précédent, le but du fenêtrage est d'éliminer les segments contenant des fortes amplitude ou des problèmes d'acquisitions. Dans la pratique, les segments sont éliminés si ils contiennent plus de 10% de zéros et si l'énergie du signal est supérieur à un seuil en pourcentage de l'énergie moyenne de la journée. Dans le cadre de ce travail, nous avons testé plusieurs valeurs du seuil en énergie du signal : 20%, 30%, 40% ou 50% de l'énergie moyenne de la journée. Cela nous a permis de faire des comparaisons sur les pourcentages de sous-segments supprimés avec chaque subdivision et sur la rapport signal sur bruit des corrélations obtenues. Notre choix s'est porté vers un seuil à 30% de l'énergie moyenne de la journée.
6. **Blanchiment spectral** : Comme nous l'avons déjà souligné au chapitre 1, le spectre fréquentiel du bruit ambiant contient deux pics microsismiques de fortes amplitudes, à 14s et 7s respectivement. Ce spectre marqué signifie que certaines fréquences sont plus représentées que d'autres dans le signal enregistré. Pour diminuer cet effet, nous appliquons un blanchiment spectral qui va normaliser le spectre d'amplitude du signal sur une gamme de période choisie (dans notre cas entre 1s et 200s) dans le domaine de Fourier (Bensen et al., 2007). Le résultat est illustré sur la trace 4 de la figure 4.2. La normalisation spectrale permet d'égaliser l'influence des différentes sources de bruit, et ainsi d'éliminer l'effet des sources dont la position est stable dans le temps et dans l'espace comme le pic de 26 secondes dans le Golf de Guinée identifié par (Shapiro et al., 2006). Cette étape est donc primordiale pour notre étude sur l'Afrique de l'Ouest.
7. **Deuxième écrêtage** : Pour finir, nous appliquons un nouvel écrêtage à 4 fois l'écart-type du segment afin d'éliminer les derniers pics en amplitudes qui peuvent apparaître suite au blanchiment (voir trace 5 de la figure 4.2).
8. **Note sur le one-bit** : Le traitement one-bit supprime les grandes amplitudes du signal, mais conserve la phase du signal brut. Il consiste à mettre toutes les amplitudes positives du signal à +1 et toutes les amplitudes négatives à -1 (Bensen et al., 2007). Il s'agit donc d'un traitement facile à mettre en place qui supprime aussi l'influence des séismes. Toutefois, ce traitement n'est pas adapté à notre étude où les corrélations sont calculées sur une très large bande (entre 1s et 200s). Le one-bit nécessite en effet des analyses dans des bandes de fréquence plus restreintes afin d'éviter qu'il agisse comme un filtre passe-bas dans le cas où l'amplitude des hautes fréquences soit inférieure à celle des basses fréquences.

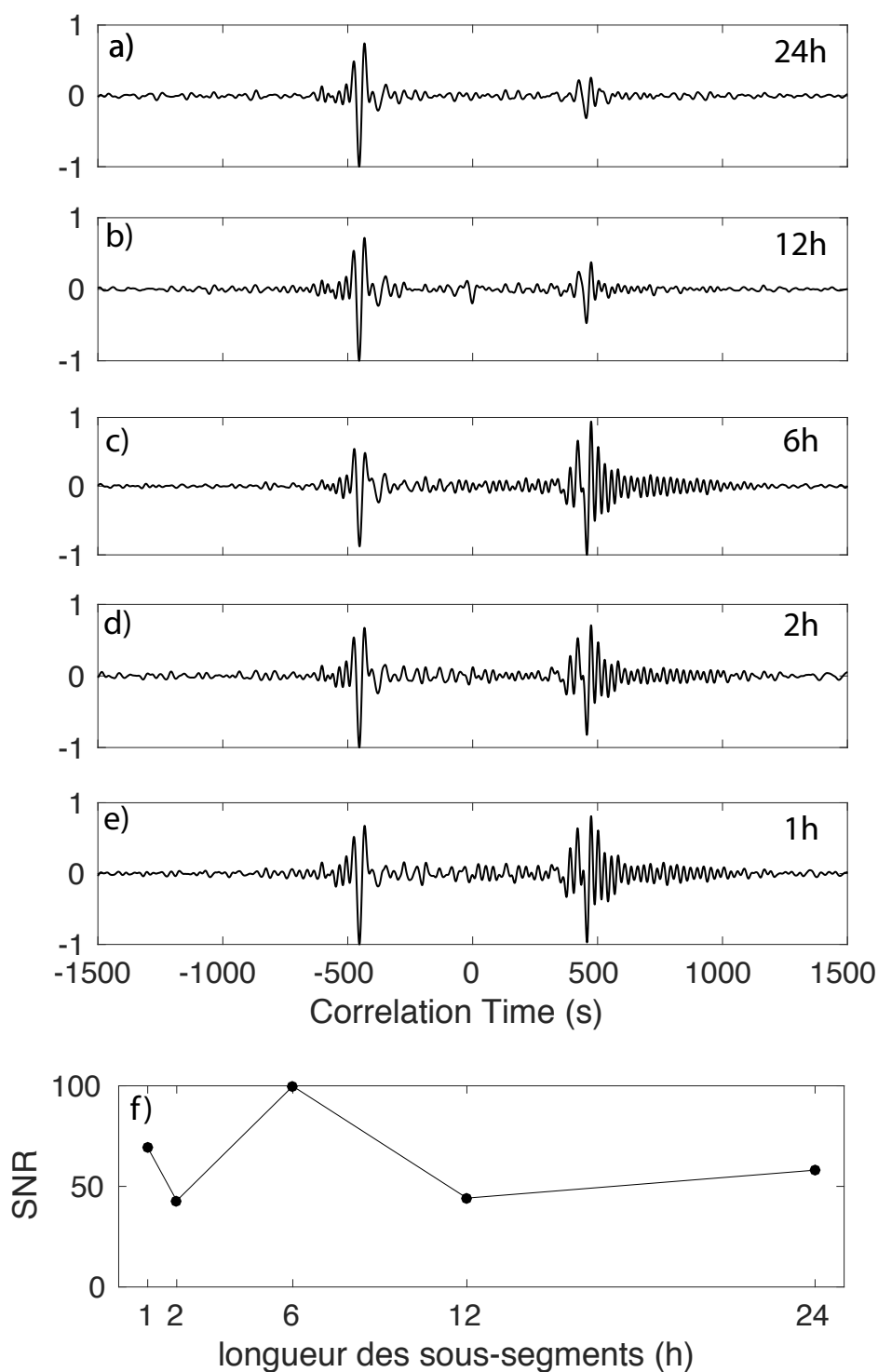


FIGURE 4.3 : Exemple de calcul des corrélations pour différentes durées des sous-segments : a) 24h, b) 12h, c) 6h, d) 2h et e) 1h . Les stations sont TAM et WDD et toutes les traces sont filtrées entre 20s et 100s de période. (f) SNR en fonction de la durée des segments. Le SNR est calculé pour chaque corrélation. La trace en c) est celle finalement retenue pour la suite de ce manuscrit.

b Corrélation, sommation, symétrisation des fonctions de Green et mesure de la dispersion

Après avoir appliqué ce schéma de traitement à toutes nos données, nous avons corrélé les formes d'onde résultantes pour toutes les paires de stations disponibles (Bensen et al., 2007) et sommé les fonctions de corrélation sur toute la période disponible. Lorsqu'elle est moyennée sur une période de temps suffisamment longue, la distribution spatio-temporelle des sources de bruit sismique tend à s'homogénéiser, ce qui permet d'obtenir des fonctions de corrélation avec une symétrie en temps d'arrivée et en amplitude pour les parties causale et acausale. La figure 4.4 illustre cette effet avec une bien meilleure symétrie de la fonction de corrélation obtenue lorsque l'on somme sur 11 ans (figure 4.4b) en comparaison du résultat après sommation sur 1 an seulement (figure 4.4a). En effet, comme nous l'avons vu au chapitre 1, les sources du bruit microsismique sont fortement contrôlées par les conditions climatiques et leur localisation est cyclique dans le temps. La distribution des sources a ainsi tendance à s'homogénéiser quand on la moyenne sur une période de temps suffisamment longue (un an ou plus). La symétrie des fonctions de corrélation du bruit sismique ambiant entre deux stations autour du temps zéro est le critère le plus simple pour évaluer la convergence des fonctions de corrélation vers les fonctions de Green du milieu.

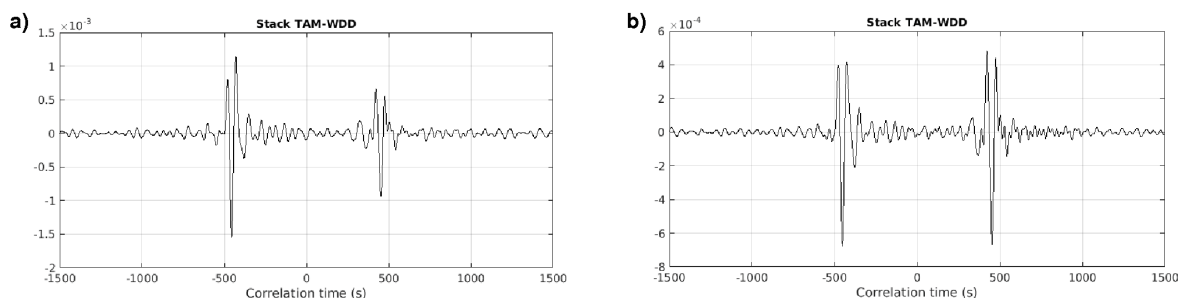


FIGURE 4.4 : Inter-corrélations de la paire de station TAM-WDD : a) corrélation sommée sur l'année 2011 et b) corrélation sommée de 2003 à 2014. On voit que les amplitudes des formes d'ondes sont plus stables et avec une meilleure symétrie dans les corrélations sur une longue période des temps.

Comme dans la plupart des études de tomographie utilisant la corrélation du bruit sismique, nous avons symétrisé toutes les fonctions de corrélations en calculant la somme des parties causale et acausale pour chaque paire de stations avant de mesurer la dispersion des ondes de surface (Shapiro and Campillo, 2004). La symétrisation des fonctions de corrélation permet de rendre l'amplitude spectrale du signal reconstruit plus homogène.

Comme pour la mesure des courbes de dispersion des ondes de surface issues des séismes, nous avons utilisé une implémentation automatique de la technique d'analyse MFT (Multiple Filter Technique), mais cette fois via un code de Pedersen et al. (2003). La dispersion sélectionnée correspond au maximum du diagramme période-vitesse de groupe. Pour éviter des mesures irréalistes (artéfacts) à courte et longue périodes, nous avons sélectionné pour chaque paire de stations une gamme de période qui semble raisonnable (énergie ou amplitude suffisamment grande pour mesurer la dispersion).

Pour évaluer la qualité de nos mesures, nous avons comparé les courbes de dispersion mesurées pour chaque couple de stations avec des courbes de dispersion synthétiques calculées pour une croûte continentale et océanique standard, et éliminé les couples pour

lesquels l'adéquation était mauvaise (Figure 4.5). Comme on peut le voir sur la Figure 4.5, on observe encore de la dispersion de l'ondes de surface jusqu'à 100s de période, mais on a décidé de limiter la mesure au voisinage de 80s. En effet, pour assurer un bon échantillonnage du milieu entre les paires de stations, nous avons exclu les mesures de vitesse de groupe pour lesquelles la distance inter-station était inférieure à 3 fois la longueur d'onde.

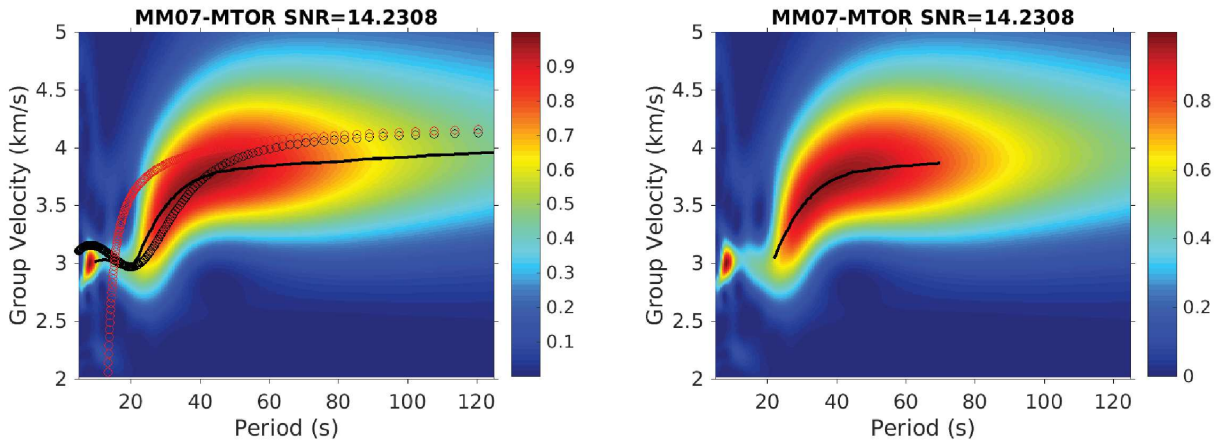


FIGURE 4.5 : Comparaison des courbes de dispersion mesurées et des courbes de dispersion synthétiques. A gauche, la courbe avec des cercles rouges représente la courbe de dispersion pour une croûte océanique et celle avec les cercles noirs celle d'une croûte continentale, la courbe en trait plein noir est la courbe de dispersion mesurée. A droite, courbe de dispersion mesurée pour cette paire de station dans la bande de période retenue pour l'inversion. Le jeu de couleur indique l'amplitude du signal, le rouge étant la plus forte amplitude.

Lorsque les ondes de surface se propagent entre une source et une station, elles traversent des zones de structures géologiques différentes. Pour obtenir les vitesses de groupes le long de chaque de trajet on procède à une régionalisation des courbes de dispersion. Le but de la régionalisation est de pouvoir retrouver les anomalies de vitesse dues aux structures locales. Ainsi, à partir de la courbe de dispersion le long de chaque trajet entre une source et un récepteur, nous effectuons une régionalisation qui permet de trouver les vitesses de groupe locales en chaque point du rai. Cette régionalisation consiste en une subdivision de la région d'étude en un nombre donné de cellules pour lesquelles on va essayer de retrouver un modèle de vitesse compatible avec les structures géologiques.

4.2 Méthode tomographique

Une *tomographie* – du grec *tomê* qui veut dire coupe et *graphien* qui veut dire dessiner – est l'inférence de la distribution géographique d'une propriété d'un milieu à partir d'observations intégrées le long de trajets à travers ce milieu. Dans cette thèse, nous nous intéressons à la structure sismique de la lithosphère de l'Afrique de l'Ouest, et les propriétés dont nous cherchons la distribution géographique sont les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh qui sont sensibles à cette structure sismique.

Un problème tomographique est souvent divisé en deux étapes : le problème direct, et le problème inverse avec son interprétation. Ci dessous une description de chacune de ces étapes dans le contexte de la tomographie de vitesse de groupe de l'Afrique de l'ouest.

4.2.1 Le problème direct

En tomographie sismique, le problème direct consiste à prédire les *données* ou *observations* (formes d'ondes ou encore les temps d'arrivées des phases sismiques) à partir d'un *modèle de Terre* donné. Dans notre cas, les observations sont les mesures des vitesses de dispersion d'ondes de Rayleigh générées par les séismes et par la corrélation de bruit.

Quelle est la relation entre ces mesures et la distribution géographique des vitesses de groupe ? Dans le cadre de la théorie des rais, sous laquelle la sensibilité est restreinte au voisinage immédiat du trajet parcouru par l'onde de surface, on peut écrire la relation suivante

$$\frac{L_i}{U_i(T)} = \sum_j \frac{L_{ij}}{U_j(T)}, \quad (4.1)$$

où $U_i(T)$ est la vitesse de groupe mesurée le long du trajet i à la période T , L_i est la longueur du trajet i , $U_j(T)$ est la vitesse de groupe dans la cellule j , et L_{ij} est la portion du trajet i qui traverse la cellule j . Cette équation dit simplement que le temps de trajet total est la somme des temps de trajets dans chaque morceau du trajet. Comparons maintenant cette équation à l'équation linéaire d'un problème direct tomographique,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \mathbf{n}. \quad (4.2)$$

Dans cette expression, le vecteur $\mathbf{d} = (d_i) 1 \leq i \leq N$ représente les N données et le vecteur $\mathbf{m} = (m_j) 1 \leq j \leq M$ représente les M paramètres du "vrai" modèle de Terre, qui dans notre cas est paramétré à l'aide de cellules de taille régulière de $2^\circ \times 2^\circ$. La matrice $\mathbf{G} = (G_{ij})$ de taille $N \times M$ est souvent appelée la *matrice de sensibilité* et représente la théorie physique qui relie les données aux paramètres du modèle. Le vecteur $\mathbf{n} = (n_i) 1 \leq i \leq N$ correspond au bruit (noise) dans les données (erreurs de mesure).

En comparant les équations (4.1) et (4.2), à chaque période T nous avons $d_i = 1/U_i$, $m_j = 1/U_j$ et $G_{ij} = L_{ij}/L_i$. Le problème tomographique est donc posé en termes de *lenteurs* (une lenteur est l'inverse d'une vitesse) et pas directement en termes de vitesses de groupe. Pour la suite de cette discussion, pour rester au plus proche des grandeurs physiques, nous allons continuer à nous référer aux mesures de vitesse de groupe comme des *données* et aux valeurs géographiques de vitesse de groupe comme des *paramètres du modèle*, même si l'inversion elle-même est faite dans le domaine des lenteurs.

Nous allons maintenant nous intéresser au problème inverse c'est-à-dire comment estimer les paramètres inconnus de \mathbf{m} connaissant les données \mathbf{d} .

4.2.2 Le problème inverse

L'utilisation des observations sismologiques pour retrouver les informations sur la structure interne de la Terre correspond à un problème inverse linéaire. A partir des courbes de dispersion, nous cherchons à estimer une solution du modèle qui peut être exprimée sous la forme d'une combinaison linéaire des données,

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{G}^\dagger \mathbf{d}, \quad (4.3)$$

où \mathbf{G}^\dagger est une matrice dite *inverse généralisée* et $\hat{\mathbf{m}}$ est le modèle estimé (Tarantola, 2005).

Si on substitue le problème direct (4.2) dans (4.3) on obtient la relation suivante entre le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}$ et le "vrai" modèle \mathbf{m} :

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{R}\mathbf{m} + \mathbf{G}^\dagger\mathbf{n}, \quad (4.4)$$

où $\mathbf{R} = \mathbf{G}^\dagger\mathbf{G}$ est la matrice de résolution. Le terme $\mathbf{R}\mathbf{m}$ représente le modèle vrai \mathbf{m} filtré par la résolution \mathbf{R} (on peut aussi l'interpréter comme une moyenne pondérée du vrai modèle). Dans le cas où \mathbf{R} est différent de la matrice identité, il sera impossible de décrire parfaitement le modèle réel, même si les données n'ont aucune incertitude. Le dernier terme de l'équation, $\mathbf{G}^\dagger\mathbf{n}$, décrit comment les erreurs se propagent des données vers le modèle estimé (Zaroli et al., 2017).

Pour interpréter correctement le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}$, il faudrait estimer et analyser à la fois la matrice de résolution \mathbf{R} et la matrice de covariance du modèle

$$\mathbf{C}_{\hat{\mathbf{m}}} = \mathbf{G}^\dagger\mathbf{C}_d(\mathbf{G}^\dagger)^T, \quad (4.5)$$

où T indique l'opération de transposition et \mathbf{C}_d est la matrice de covariance des données. Nous normalisons les données et la matrice de sensibilité par les erreurs sur les données et nous supposons que les erreurs sur les données sont indépendantes (non corrélées). Dans ce cas, les matrices de covariance \mathbf{C}_d et $\mathbf{C}_{\hat{\mathbf{m}}}$ deviennent toutes les deux diagonales et peuvent être représentées par des vecteurs. On dénote ces vecteurs σ_d et $\sigma_{\hat{\mathbf{m}}}$ respectivement.

Dans les inversions tomographiques linéaires, pour calculer le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}$, sa résolution \mathbf{R} et ses incertitudes $\sigma_{\hat{\mathbf{m}}}$, il faut la matrice inverse généralisée \mathbf{G}^\dagger . Tout l'enjeu des différentes méthodes d'inversion linéaire est d'obtenir cette matrice inverse généralisée.

4.2.3 Différents schémas d'inversion linéaire : DLS versus SOLA

Malgré le volume croissant de données disponibles, la méthodologie employée pour résoudre le problème inverse tomographique à grande échelle – nécessaire pour transformer les mesures sismiques en modèles de vitesse – est resté inchangée depuis environ 40 ans. Dans les problèmes tomographiques les paramètres inconnus sont souvent plus nombreux que les observations pertinentes, une situation qu'on appelle *sous-détermination*. La plupart des inversions tomographiques exploitent des variantes de l'approche des moindres carrés amortis « Damped Least Squares » (DLS) (e.g. Tarantola, 2005). Elle brise la non-unicité inhérente aux problèmes inverses sous-déterminés en ajoutant des contraintes de régularisation subjectives qui favorisent la simplicité du modèle. Ces contraintes conditionnent l'image tomographique résultante, sa résolution et ses incertitudes.

La résolution d'une image tomographique dépend principalement de la distribution des trajets (densité des rais, couverture azimutale, longueur moyenne des trajectoires localement) et des contraintes de régularisation appliquées pendant l'inversion (Vdovin et al., 1999). Dans les régions à faible couverture de trajets, la méthode DLS peut conduire à des solutions de modèles biaisées localement (les vitesses retrouvées peuvent être anormalement plus petites ou plus grandes que celles attendues), ce qui peut entraîner des interprétations erronées des modèles (Nolet, 2008; Zaroli et al., 2017).

En se démarquant complètement des méthodes DLS, un article récent de Zaroli (2016) a introduit une version numériquement avantageuse de la méthode d'inversion linéaire de

Backus-Gilbert appelée “Subtractive Optimally Localized Averages” (SOLA) capable de produire des modèles non biaisés avec des estimations fiables de résolution et d’incertitude. Cette approche a été utilisée par [Zaroli \(2016\)](#) pour analyser des données tomographiques (ondes de volume à fréquences finies) à l’échelle globale. Cette thèse représente la toute première application de la méthode SOLA Backus-Gilbert aux mesures des ondes de surface à l’échelle régionale.

Dans ce qui suit, on commencera par expliquer plus en détail le concept de biais dans un modèle tomographique, puis on décrira les différences entre les paradigmes d’inversion qui régissent les méthodes de la famille DLS et celles de la famille Backus-Gilbert, avec un minimum de formalisme mathématique. Pour un traitement plus complet, nous recommandons la lecture approfondie de [Tarantola \(2005\)](#), [Zaroli \(2016\)](#) et [Zaroli et al. \(2017\)](#).

a Biais tomographique

On a dit plus haut que les inversions SOLA Backus-Gilbert visent à produire des modèles estimés non biaisés. Mais que signifie le mot *biais* dans le contexte tomographique ? Si on ignore la propagation du bruit des données au modèle ou si on considère qu’on a des données parfaites, alors (4.4) devient

$$\hat{m}_k = \sum_j R_{kj} m_j, \quad (4.6)$$

qui dit que le k -ème paramètre du modèle estimé est une moyenne pondérée des vraies valeurs des paramètres du modèle m_k . Pour que cette moyenne pondérée soit non-biaisée, il faut que la somme des poids soit égale à 1 :

$$U_k = \sum_j R_{kj} = 1. \quad (4.7)$$

Si $U_k > 1$ pour une valeur de k , alors la valeur du paramètre correspondant \hat{m}_k sera surestimée ; si $U_k < 1$, alors la valeur du paramètre correspondant \hat{m}_k sera sous-estimée. Si $U_k \neq 1$ pour un paramètre du modèle, alors le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}$ sera localement biaisé.

On vient de voir que le biais du modèle dépend entièrement de la matrice de résolution. Pour qu’un modèle estimé soit non-biaisé, on n’a pas forcément besoin que la résolution soit idéale (que $\mathbf{R} = \mathbf{I}$), mais la somme de chaque ligne de la matrice de résolution doit être égale à 1.

La matrice de résolution \mathbf{R} dépend, elle, de la matrice de sensibilité \mathbf{G} qui est entièrement contrainte par la couverture des données, et de l’inverse généralisée \mathbf{G}^\dagger . Si on ne peut pas homogénéiser la couverture des trajets, la seule façon d’obtenir des images tomographiques non biaisées est de construire une inverse généralisée qui garantit $U_k = 1$ pour chaque paramètre k . C’est exactement ce que fait l’inversion SOLA Backus-Gilbert.

b Deux paradigmes différents

Dans les géosciences, on travaille tellement souvent avec les problèmes inverses qu’on a des grandes difficultés à s’abstraire de notre façon habituelle de penser. Le paradigme

traditionnel – sur lequel sont basées toutes les méthodes de type DLS, mais aussi les inversions non-linéaires Bayésiennes – stipule qu’il faut converger vers un modèle (c’est à dire les valeurs d’un certain nombre de paramètres \mathbf{m}) qui explique au mieux les données \mathbf{d} .

Pour l’expliquer simplement, on imagine créer un grand nombre de modèles, utiliser notre connaissance de la physique pour prédire les valeurs des données créées par chaque modèle, puis garder seulement les modèles dont les prédictions correspondent aux mesures réelles tout en tenant compte de leurs incertitudes. Vu qu’on a souvent plus de paramètres inconnues que de contraintes fournies par les mesures, on doit aussi ajouter des contraintes supplémentaires sur le modèle (souvent pour minimiser sa norme – régularisation Tikhonov d’ordre zéro – mais d’autres formulations sont possibles). On appelle ces contraintes *régularisation* ou *amortissement*. On minimise, donc, une *fonction coût* qui est la somme des écarts quadratiques entre les données prédites et les données mesurées et de quelque chose qui quantifie le respect de la contrainte de régularisation (on donne de la liberté aux paramètres du modèle, tout en limitant cette liberté par la régularisation). Si la physique qui amène du modèle aux données prédites est linéaire comme en (4.2), on peut écrire cette minimisation comme

$$\|\mathbf{d} - \mathbf{G}\hat{\mathbf{m}}\|^2 + \Theta^2\|\hat{\mathbf{m}}\|^2 = \mathbf{min} \quad (4.8)$$

avec Θ qui représente le paramètre de régularisation ; c’est la formulation par moindres carrés amortis ou DLS. Dans ce cas, la matrice inverse généralisée, celle qui nous permet de déduire l’estimation du modèle, sa résolution et sa covariance, est donnée par la formule suivante (Tarantola, 2005) :

$$\mathbf{G}_{DLS}^\dagger = \{\mathbf{G}^T\mathbf{G} + \Theta^2\mathbf{I}_M\}^{-1}\mathbf{G}^T \quad (4.9)$$

Quand le nombre de données et de paramètres devient grand, comme dans les problèmes tomographiques modernes, la matrice inverse généralisée \mathbf{G}_{DLS}^\dagger est souvent trop lourde à calculer numériquement. Dans ce cas, on estime directement le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}_{DLS}$ sans calculer d’abord le \mathbf{G}_{DLS}^\dagger , en utilisant des calculs itératifs tels que la méthode LSQR de Paige and Saunders (1982).

Le paradigme derrière les inversions SOLA Backus-Gilbert est différent. Il n’est applicable qu’aux problèmes inverses linéaires ou faiblement non-linéaires et linéarisables. Il stipule qu’il faut converger vers la matrice inverse généralisée en ajustant les valeurs de sa k -ème ligne pour minimiser les différences entre la résolution du k -ème paramètre du modèle estimé et une résolution-cible prédéfinie, tout en minimisant sa variance (incertitude) $\sigma_{\hat{m}_k}^2 = (\hat{\mathbf{G}}_k^\dagger\sigma_d)^2$ et tout en contraignant la résolution à être non-biaisée. Chaque ligne de l’inverse généralisé $\mathbf{G}_{SOLA}^\dagger$ est calculée individuellement (le calcul est facilement parallélisable) en résolvant le problème de minimisation suivant,

$$\sum_j \{\mathbf{R}_{kj} - \mathbf{T}(\mathbf{k})_j\}^2 + \eta_k^2\sigma_{\hat{m}_k}^2 = \mathbf{min}, \quad (4.10)$$

où $\mathbf{T}(\mathbf{k})$ est une résolution-cible (*target kernel*) centré sur la k -ème cellule et construite pour être non-biaisé ($\sum_j T_j^{(k)} = 1$), et η est un paramètre de trade-off qui contrôle l’importance relative des contraintes de résolution et d’incertitude dans la minimisation.

La figure 4.6 montre un résumé comparatif des deux paradigmes, tiré de Zoroli et al.

Table 1
A Brief Comparison of Linear Inversion Methods: DLS Versus SOLA

	DLS	SOLA
Minimization problem	$\min_{\tilde{\mathbf{m}}} \underbrace{\ \mathbf{d} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}\ ^2}_{\text{data misfit}} + \Theta^2 \underbrace{\ \tilde{\mathbf{m}}\ ^2}_{\text{model norm}}$	$\min_{\hat{\mathbf{G}}_k^\dagger} \underbrace{\sum_{j=1}^M (\hat{R}_{kj} - T_j^{(k)})^2}_{\text{resolution misfit}} + \eta_k^2 \underbrace{\sigma_{\hat{m}_k}^2}_{\text{model variance}}$
Generalized inverse	$\tilde{\mathbf{G}}^\dagger = \{\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \Theta^2 \mathbf{I}_M\}^{-1} \mathbf{G}^T$	$\hat{\mathbf{G}}^\dagger \leftarrow \hat{\mathbf{G}}_k^\dagger$ <p style="text-align: center;">loop over k (parallel computing)</p>
Averaging bias (k th parameter)	$\sum_{j=1}^M \tilde{R}_{kj}$ <p style="text-align: center;">< 1 $= 1$ > 1</p>	$\sum_{j=1}^M \hat{R}_{kj}$ <p style="text-align: center;">$= 1$</p>
Model estimate (k th parameter)	biased ^a unbiased ^b biased ^c	unbiased ^b

^aThe model estimate is biased toward lower amplitudes. ^bTo be fully unbiased, the resolving kernels should also be nonnegative. ^cThe model estimate is biased toward higher amplitudes.

FIGURE 4.6 : Résumé comparative des méthodes d'inversions linéaires : Damped Least Squares (DLS) et Subtractive Optimally Localized Averages (SOLA). Tiré de [Zaroli et al. \(2017\)](#).

(2017). Chacun des deux paradigmes demande des choix subjectifs à l'utilisateur. Le paradigme DLS demande de choisir la contrainte de régularisation (doit-on minimiser la norme du modèle, imposer un lissage, une longueur de corrélation... ?) et déterminer son importance vis à vis de l'ajustement des données via le paramètre Θ . Le paradigme SOLA Backus-Gilbert demande de choisir la résolution-cible non biaisée $T(k)$ et déterminer son importance vis à vis de la minimisation de l'incertitude du modèle via le paramètre η .

Dans le cas de problèmes inverses linéaires, la méthode SOLA présente trois grands avantages par rapport à la méthode DLS : d'abord elle garantit des modèles non-biaisés ; ensuite elle permet de calculer la matrice inverse généralisée \mathbf{G}^\dagger même pour des problèmes tomographiques avec un grand nombre de données et paramètres, et donc avoir accès à la matrice de résolution \mathbf{R} , car les lignes de \mathbf{G}^\dagger peuvent être trouvées en parallèle ; et finalement, elle permet de n'inverser que les paramètres situés à des endroits sélectionnés, là où les méthodes DLS doivent inverser pour tous les paramètres du modèle, même ceux qui ne peuvent pas être contraints par les données.

c Comparaison sur un problème tomographique synthétique

Pour bien comprendre les enjeux des deux paradigmes et les avantages de SOLA Backus-Gilbert, le plus simple est de comparer les deux inversions dans un cas synthétique bien construit mais pas trop grand. Nous allons pour cela analyser le cas synthétique présenté par [Zaroli et al. \(2017\)](#). Il s'agit d'une inversion tomographique 2D, assimilable aux inversions que nous allons faire pour les vitesses de groupe des ondes de surface. Les localisations des sources et récepteurs synthétiques (aucune différenciation entre les deux) et la densité des trajets qui en résulte sont montrées en figure 4.7a. On voit que l'espace échantillonné par les données se divise en deux parties : celle en haut à gauche est bien couverte par les trajets ; celle en bas à droite est mal couverte, avec une concentration de points rapprochés dans le coin.

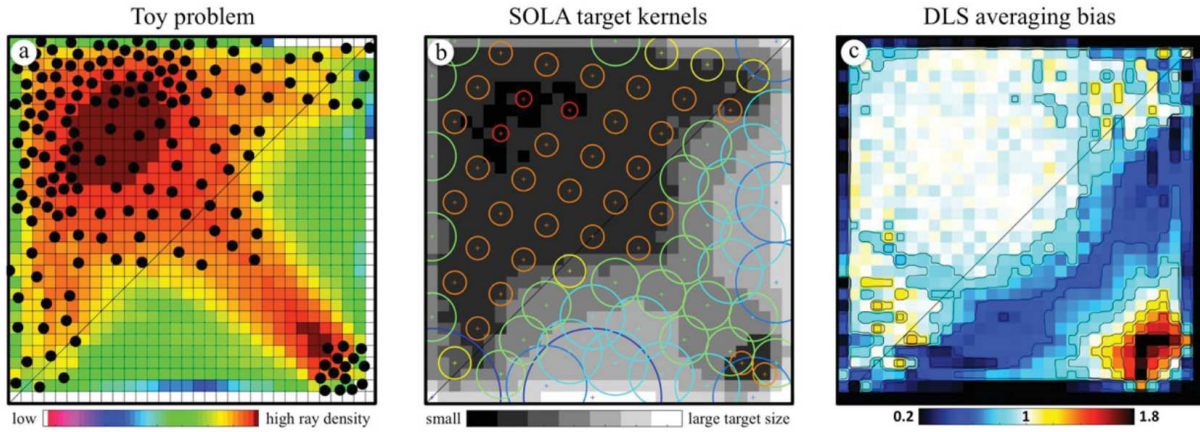


FIGURE 4.7 : “Toy problem” : (a) Couverture des données (densité des rais), (b) formes circulaires de certains noyaux de résolution cibles (target resolving kernels) utilisés dans l’inversion SOLA et (c) la quantité de biais moyenne introduite par l’inversion DLS. Dans le triangle supérieur gauche on a une bonne couverture de trajets (spatialement dense et isotrope) et dans le triangle inférieur droit la couverture est faible et anisotrope (Zaroli et al., 2017).

On va maintenant décrire les choix subjectifs faits pour résoudre le problème tomographique. Pour l’inversion DLS, Zaroli et al. (2017) ont choisi une régularisation qui minimise la norme du modèle et un paramètre de trade-off Θ tel que le chi-carré-réduit de l’inversion, χ_ν^2 , est égal à 1. Cette quantité représente l’écart quadratique entre les données “réelles” et celles produites par le modèle inversé, normalisées par les incertitudes sur les mesures et moyennées sur le nombre de degrés de liberté de l’inversion. Si χ_ν^2 est proche de 1, cela veut dire que les données sont ajustées correctement dans la limite de leurs incertitudes. Pour l’inversion SOLA Backus-Gilbert, Zaroli et al. (2017) ont choisi des résolutions-cibles $T(k)$ de forme circulaire, dont la taille varie inversement avec le logarithme de la densité de trajets (voir figure 4.7b). Dans les régions avec une bonne couverture des données, l’inversion va donc forcer la résolution à se concentrer à l’intérieur d’une petite surface. La valeur de η_k a été choisie pour que le modèle estimé soit cohérent (la valeur précise de η_k influence très peu le modèle); elle est la même pour tous les paramètres k .

Avec ces deux séries de choix subjectifs, on peut maintenant calculer \mathbf{G}_{DLS}^\dagger et $\mathbf{G}_{SOLA}^\dagger$ et leurs matrices de résolutions \mathbf{R} correspondantes, puis vérifier le biais des deux inversions (pour rappel, le biais $U_k = \sum_j R_{kj}$). Pour l’inversion SOLA, le biais est nul ($U_k = 1$ pour chaque k). Le biais de l’inversion DLS est montré en figure 4.7c : il est faible ($U_k \sim 1$) dans la région de couverture homogène (en haut à gauche); dans les régions en bas à droite où la couverture des trajets est faible, le biais est fortement négatif ($U_k \ll 1$) et on s’attend à ce que les valeurs de m_k correspondantes soient sous-estimées; dans le coin en bas à droite où il y a forte concentration de trajets, le biais est fortement positif ($U_k \gg 1$) et on s’attend à ce que les valeurs de m_k correspondantes soient sur-estimées.

Regardons maintenant l’effet des deux opérateurs de résolution \mathbf{R}_{DLS} et \mathbf{R}_{SOLA} sur des modèles synthétiques (figure 4.8). En appliquant (4.4), on pré-multiplie les modèles synthétiques dans la première colonne de la figure par les deux matrices de résolution pour obtenir les modèles estimés pour DLS (deuxième colonne) et SOLA (troisième colonne). Là où la couverture des trajets est bonne et le biais faible (en haut à gauche

de chaque modèle), les deux méthodes retrouvent des structures similaires entre-elles et avec les modèles synthétiques. Aucune des deux méthodes n'arrive à retrouver les modèles synthétiques dans les régions sans couverture de données. Là où la couverture des trajets est étirée, les artefacts de type "smearing" sont plus forts pour le modèle DLS. Ce dernier produit aussi un biais très fort, appréciable surtout sur le dernier modèle synthétique (le modèle uniforme, dernière ligne de la figure 4.8), un artefact totalement absent du modèle SOLA.

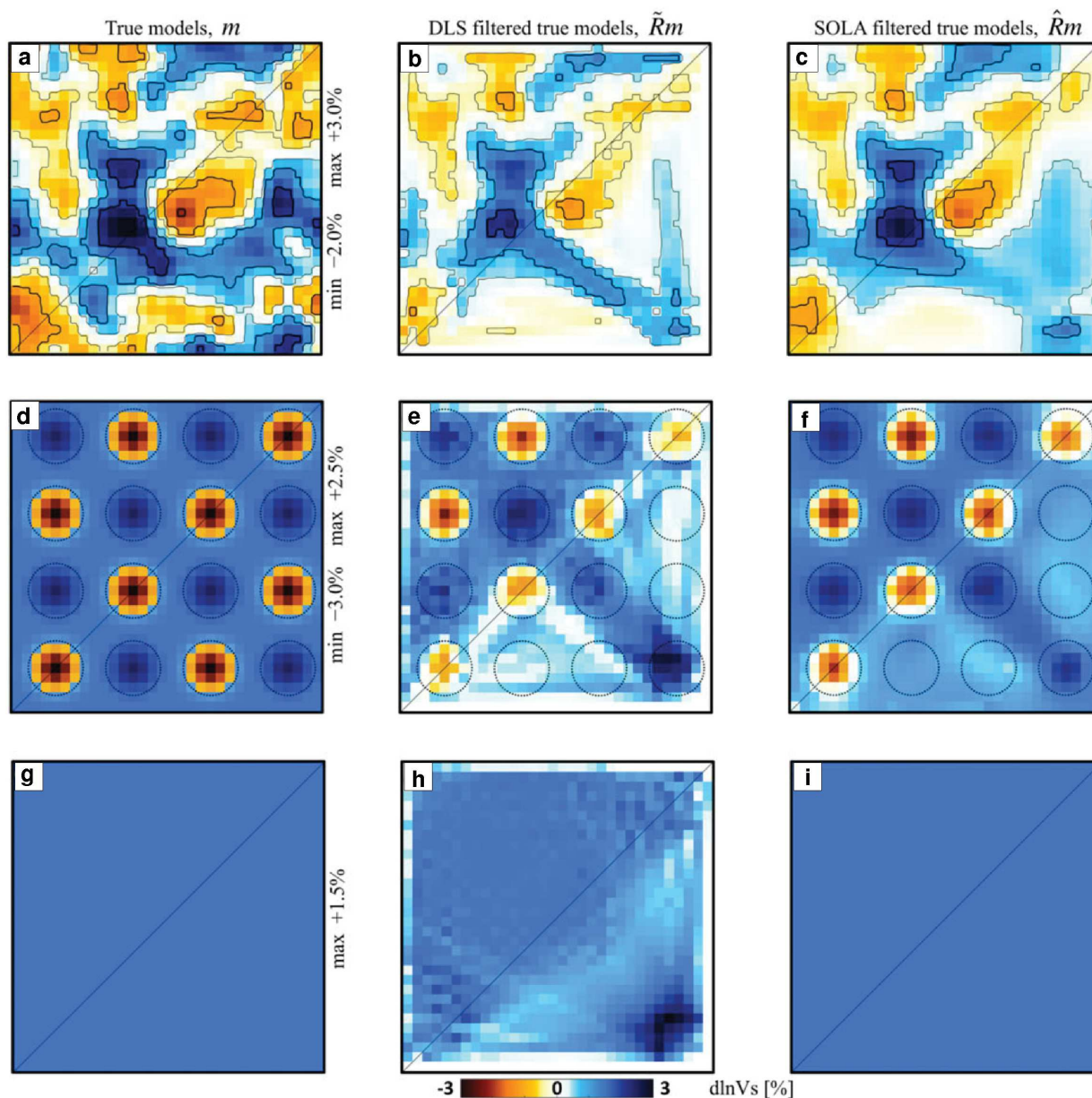


FIGURE 4.8 : Comparaison des méthodes DLS et SOLA. (a, d et g) représentent les vrais modèles ; (b, e et h) les modèles vrais filtrés par la matrice de résolution dans le cas DLS ; (c, f et i) dans le cas SOLA. Tiré de [Zaroli et al. \(2017\)](#).

4.2.4 Application à l’Afrique de l’Ouest

Après avoir assemblé le jeux de données de mesures de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh provenant de séismes régionaux et reconstruits à partir de corrélations de bruit, comme décrit dans la première partie de ce chapitre, nous avons procédé aux inversions tomographiques (régionalisations). Nous avons inversé les mesures à chaque période pour obtenir des images régionalisées des vitesses de groupe.

Nous avons exploité deux stratégies d’inversions tomographiques. La première est celle de [Debayle and Sambridge \(2004\)](#), une inversion de type DLS dans laquelle la contrainte supplémentaire imposée au modèle s’exprime comme une longueur de corrélation. Elle a donné lieu à un premier article accepté pour publication dans *Journal of Seismology* et présenté dans le chapitre 5. Le message central du papier concerne le jeu de données : si on procède avec attention, il est possible de combiner des mesures de dispersion tirées de séismes avec celles tirées de corrélations de bruit et, ainsi faisant, on améliore considérablement la couverture des trajets sur l’Afrique de l’Ouest.

Pour illustrer comment les deux jeux de données (séismes et corrélations de bruit) sont complémentaires, la figure 4.9 montre les trajets, les mesures le long des trajets et les modèles régionalisés avec la méthode de [Debayle and Sambridge \(2004\)](#) pour les vitesses de groupe à 20 s de période pour chaque jeux de données séparément. La couverture des trajets est très importante pour la résolution des images tomographiques car elle détermine les endroits où la géométrie des rais ne permet pas de retrouver des anomalies même si elles existent, ainsi que les zones où les modèles peuvent être biaisés. Il est nécessaire d’avoir une répartition azimutale homogène des trajets, afin d’avoir une bonne résolution sur toute la zone d’étude. Les zones les mieux contraintes sont celles où se croisent le maximum de trajets. Sur la figure 4.9, on voit qu’avec les séismes uniquement, la couverture des trajets est bonne seulement dans la partie ouest de la zone d’étude. Avec les données de corrélations de bruit, la densité des trajets est assez homogène sur le continent même si on a moins de trajets que dans le cas des séismes. Nous verrons dans le chapitre 5 que l’utilisation combinée de ces deux types données a permis d’avoir une couverture azimutale plus homogène des trajets et des modèles plus facilement interprétables.

La seconde stratégie est celle de SOLA. Elle est décrite dans le chapitre 6.

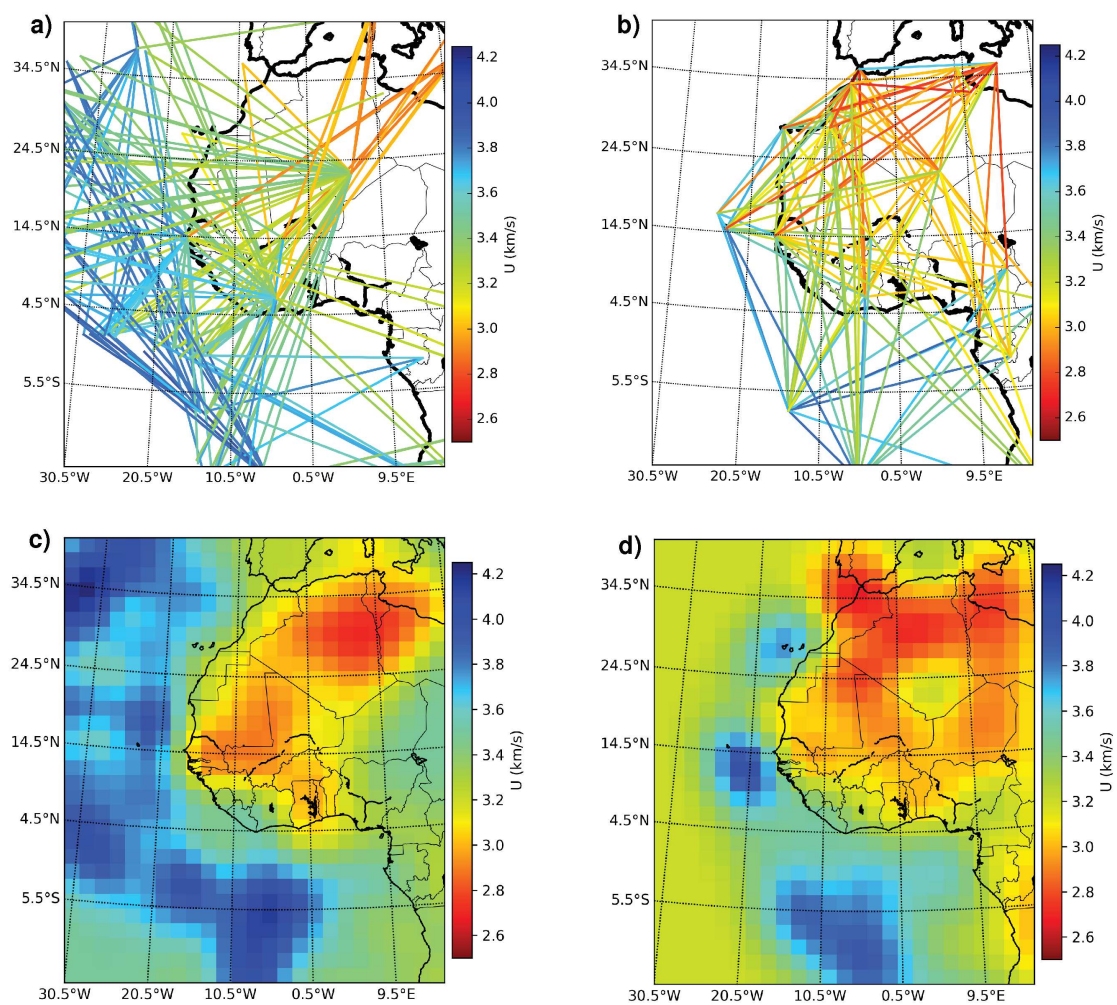


FIGURE 4.9 : Cartes de couverture de trajets à 20 s de période : a) séismes ; b) corrélation de bruit sismique ; c) et d) cartes de vitesse de groupe déduites de a) et b) respectivement.

Chapitre 5

Rayleigh wave group velocity dispersion tomography of West-Africa using regional earthquakes and ambient seismic noise

Yacouba Ouattara, Dimitri Zigone and Alessia Maggi

Article accepté par *Journal of Seismology* (2019)

Sommaire

5.1	Abstract	68
5.2	Introduction	68
5.3	Geological context of the West African craton	69
5.4	Data and methods	71
5.4.1	Earthquake data processing	73
5.4.2	Ambient noise processing and cross-correlations	74
5.4.3	Dispersion measurements and path selection	75
5.4.4	Regionalization of group velocity dispersion measurements	79
5.5	Results	80
5.6	Discussion	83
5.7	Conclusion	89

Introduction à l'article

Des mesures de dispersion des ondes de surface sont régulièrement obtenues jusqu'à des périodes inférieures à 10s (Shapiro et al., 2005; Lin et al., 2007; Liang and Langston, 2008;

Bensen et al., 2008; Li et al., 2010) en utilisant la technique de corrélation du bruit sismique ambiant et jusqu'à 200s ou plus (Hadiouche and Jobert, 1988; Levshin et al., 1992; Villasenor et al., 2001) à l'aide des événements sismiques. Dans le chapitre précédent, nous avons présenté l'ensemble des données utilisées dans cette étude, ainsi que la méthodologie adoptée depuis les données brutes jusqu'à l'obtention des cartes de vitesse de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh. La résolution des cartes de vitesse de groupe dans de grandes régions continentales diminue fortement en dessous de 20s et au-dessus de 150 à 200s pour les ondes de Rayleigh et de 100 à 125 s pour les ondes de Love (Ritzwoller and Levshin, 1998). Les cartes de vitesse de groupe des ondes de surface pour les périodes inférieure ou égale à 30s sont particulièrement importantes, car elles fournissent des contraintes importantes sur l'épaisseur de la croûte terrestre. Comme le contenu en fréquence des séismes et des données de bruit n'est pas forcément le même, l'utilisation combinée de ces deux types de données permet d'obtenir des cartes de vitesse de groupe de bonne résolution aussi bien à longue période qu'à courte période. Dans ce qui suit, nous avons utilisé les mesures de dispersion des ondes de Rayleigh pour produire des cartes de vitesse de groupe de la région ouest africaine.

5.1 Abstract

West Africa could teach us much about the early tectonic history of Earth, but current seismic models of the regional crustal and lithospheric structure lack the resolution required to answer all but the most basic research questions. We have improved the resolution of group-velocity maps of the West African craton by complementing the uneven path distribution of earthquake-generated surface-waves with surface-waves reconstructed from ambient noise cross-correlations. Our joint dataset provides good spatial coverage of group-velocity measurements from 20 to 100 s period, enabling us to reduce artefacts in our group-velocity maps and improve their resolution. Our maps correlate well with regional geological features. At short periods, they highlight differences in crustal thickness, recent tectonic activity, and thick sediments. At long periods, we found lower velocities due to hot, thin lithosphere under the Pan-African mobile belt and faster velocities due to cold, thick lithosphere under the Man-Leo and Reguibat shields. Our higher resolution maps advance us a step towards revealing the detailed lithospheric structure and tectonic processes of West Africa.

5.2 Introduction

Over the past 30 years, seismologists have exploited the frequency dependence of surface-wave velocities to investigate Earth structure and construct seismic velocity maps whose resolution improves as the quantity of data increases (Ritzwoller et al., 2001; Ritzwoller and Levshin, 1998; Romanowicz, 2003). These maps have helped us understand how the crust and the mantle interact (Yao et al., 2010; Shen et al., 2013; Yao et al., 2008), how tectonic processes and fault systems evolve over time (Ben-Zion, 2008; Becker, 2012; Shen and Ritzwoller, 2016), and even how the solid Earth reacts to changes in rainfall (Chanard et al., 2014; Craig et al., 2017).

For the West African craton, we only have moderate to low-resolution surface-wave velocity maps derived from global-scale studies, because large parts of the region are aseismic

and the distribution of broad-band seismic stations has long been sparse (Fairhead and Reeves, 1977; Hadiouche and Jobert, 1988; Hadiouche et al., 1989; Dorbath and Montagner, 1983; Ritsema and van Heijst, 2000; Hazler et al., 2001; Pasyanos et al., 2001; Sebai et al., 2006; Pasyanos and Nyblade, 2007; Gangopadhyay et al., 2007; Priestley et al., 2008). Despite their low resolution, these studies all show similar, robust features : fast velocities beneath the cratonic areas, slow velocities in active orogenic regions, rift systems, and large sedimentary basins. More recent surface wave global tomography studies show similar features with slightly higher resolution (Pasyanos et al., 2014; Ma et al., 2014) but only analyse periods longer than 30s, which limits their sensitivity to the upper crust.

Higher resolution seismic images of the West African craton would enable us to answer many pending research questions about the region. For example : How did the structures created by the earliest geological processes influence later plate tectonics (Binks and Fairhead, 1992) ? What lateral density and viscosity variations should we include in regional models of lithospheric rebound (Bills et al., 2007) ? Better models of the crust and upper mantle might also help us locate and discriminate small, local, or regional seismic events, whose travel times are affected by strong lateral heterogeneities (Villasenor et al., 2001).

We plan to improve the resolution of seismic models of the West African craton by increasing the density of surface-wave measurements within the region. In this paper, we complement the patchy and uneven path distribution that can be obtained from measurements of earthquake-generated surface-waves by making similar measurements on surface-waves reconstructed from ambient noise cross-correlations (e.g. Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Zigone et al., 2015). The correlation approach exploits the ubiquitous nature of ambient seismic noise and opens up low seismicity regions to tomographic imaging (e.g. Poli et al., 2012). Such combined earthquake and seismic noise approaches have been applied before (e.g. Yang et al., 2008a,b) but not, we believe, to the West African craton.

5.3 Geological context of the West African craton

The African continent bears imprints of tectonic episodes that occurred from the Archean to the present day. After the Archean nuclei stabilized around 2.5 Ga, the Kibarian orogenesis (1.37-1.31 Ga) separated the single, stable craton into the Kalahari, Congo and West Africa cratons (Djomani, 1993). At the end of the Pan-African orogenic episode, the African continent was composed of stable cratons with thick lithosphere surrounded by orogenic belts with thick crust but thin lithosphere with respect to the cratons.

Today, the geology of West Africa is dominated by the West African craton, which is largely covered by the Neoproterozoic to Paleozoic Taoudeni basin (Figure 5.1). Archean rocks are exposed in the Reguibat shield to the north and the Man-Leo shield to the south. Strong similarities between them suggest that the shields are part of a larger craton that underlies the Basin (Begg et al., 2009). A series of Pan-African and Hercynian belts rings the West African craton : the Pharusian and Dahomeyides belts are regions of nappes along the eastern margin of the craton ; the Rokellides and Mauritanides belts run along the western side ; and the Anti-Atlas belt is a typical foreland fold-thrust belt, developed by rifting, sedimentation, and volcanism along the northern margin. Such different tectonic environments can give rise to strong lateral and vertical variations in shear wave velocity structure.

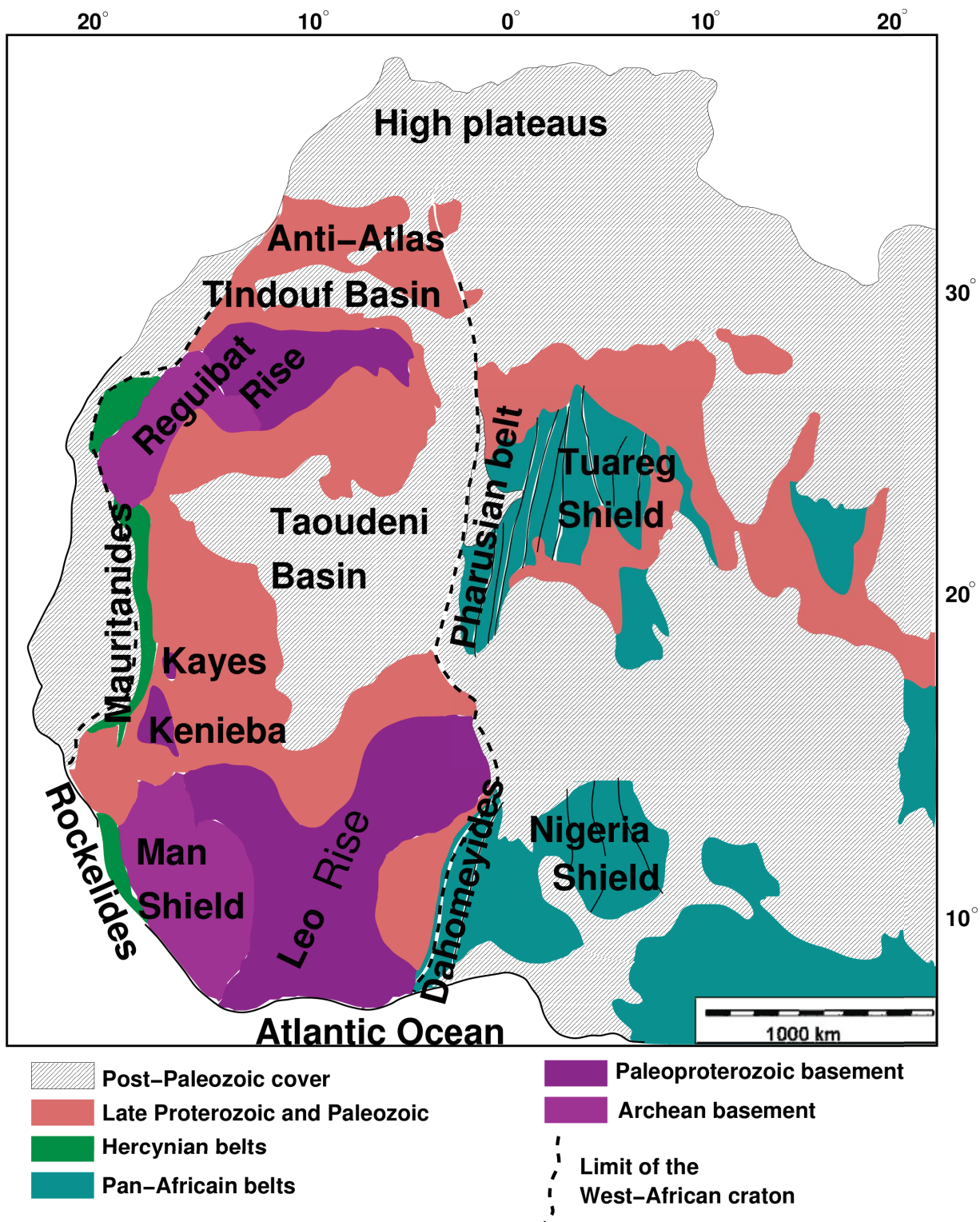


FIGURE 5.1 : Simplified geological map of West Africa, indicating the major geological features discussed in this paper.

5.4 Data and methods

For this tomographic study, we used earthquakes and seismic ambient noise data recorded at seismic stations in West Africa and the surrounding regions (Table 5.1 and Figure 5.2). We downloaded raw waveform data from the Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center (IRIS-DMC) and obtained earthquake source parameters from the Global Centroid Moment Tensor catalog (Global CMT). We deconvolved instrument responses from the seismic waveforms before any further analysis.

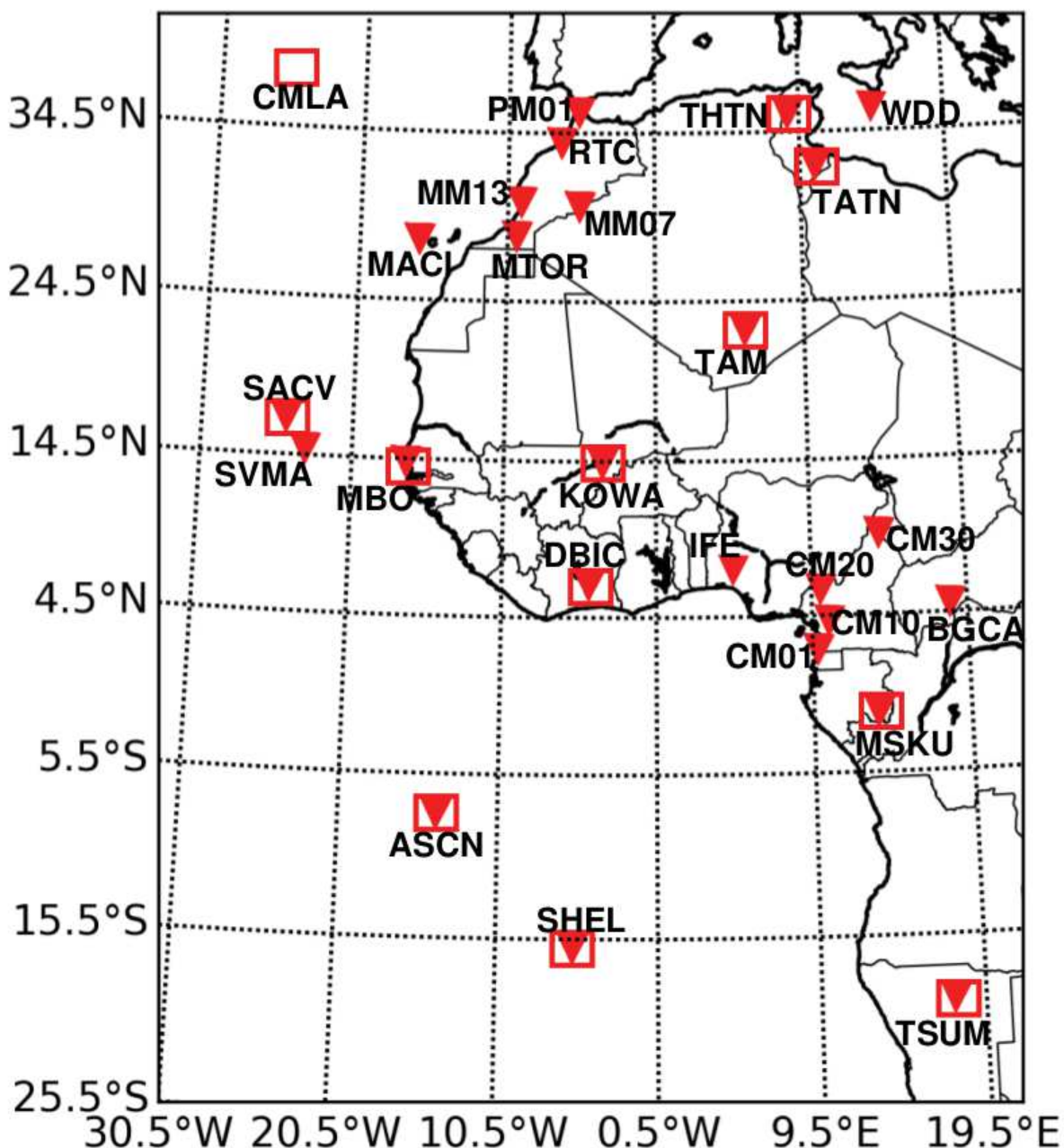


FIGURE 5.2 : Locations of stations used in this study. Squares indicate stations used for dispersion measurements using earthquake data ; triangles indicate stations used for cross-correlation analysis.

TABLE 5.1 : Seismic stations used. Stations indicated by * were used for dispersion measurements for both earthquake and seismic noise data; stations indicated by ** were used only for earthquakes; the others were used only for ambient noise cross-correlation. Network initials are as follows : Africa Array (AF), GEOSCOPE (G), Global Seismograph Network (GSN-IRIS/USGS), Global Telemetered Seismograph Network (GTSN-USAF/USGS), Instituto Superior Tecnico Broadband Seismic Network (IP), IRIS PASS-CAL Experiment Stations (XB), MEDNET Project (MN), Morocco-Muenster (3D), and Seismic Network of Tunisia (TT).

Station	Network	Latitude($^{\circ}N$)	Longitude($^{\circ}E$)	Instrument	Location ID
ASCN*	II	-7.9327	-14.3601	Trillium 120 BB	10
BGCA	GT	5.1763	18.4242	KS-54000	
CM01	XB	2.3890	9.8340	Guralp CMG3T	02
CM10	XB	4.2230	10.6190	Guralp CMG3T	02
CM20	XB	6.2250	10.0540	Guralp CMG3T	02
CM30	XB	9.7570	13.9500	Guralp CMG3T	02
CMLA**	II	37.7637	-25.5243	Streckeisen STS-2	10
DBIC*	GT	6.6701	-4.8565	KS-54000	00
IFE	AF	7.5466	4.4569	EP-105	
KOWA*	IU	14.4967	-4.0140	Trillium 240 BB	10
MACI	IU	28.2502	-16.5081	Streckeisen STS-1V/VBB	
MBO*	G	14.3920	-16.9554	Streckeisen STS-1	10
MM07	3D	30.2584	-5.6084	Trillium 120s	
MM13	3D	30.5392	-9.5835	Trillium 120s	
MSKU*	IU	-1.6557	13.6116	Streckeisen STS-1V/BB	00
MTOR	IP	28.4948	-9.8487	Streckeisen STS-2/120s	
PM01	XB	35.7016	-5.6543	Guralp CMG3T	
RTC	MN	33.9881	-6.8569	Streckeisen STS-1V/VBB	
SACV*	II	14.9702	-23.6085	Trillium 120 BB	10
SEHL*	II	-15.9588	-5.7457	Streckeisen STS-2	10
SVMA	AF	16.8440	-24.9250	Guralp CMG-3ESP/100s	
TAM*	G	22.7914	5.5283	Streckeisen STS-1	00
TATN*	TT	32.5787	10.5292	Streckeisen STS-2/120s	00
THTN*	TT	35.5616	8.6881	Streckeisen STS-2/G3	00
TSUM*	IU	-19.2022	17.5838	Streckeisen STS-1H/VBB	
WDD	MN	35.8373	14.5242	Streckeisen STS-2	

5.4.1 Earthquake data processing

We analyzed vertical component broad-band or long-period seismograms from 342 earthquakes that occurred between 1996 and 2014 recorded at 12 seismic stations. We selected earthquakes with magnitudes $M \geq 5$ whose epicenters lay between -30°N , $+30^\circ\text{N}$, -30°E and $+30^\circ\text{E}$, added some $M \geq 4.5$ events with clear surface waves, and included some seismic events beyond these coordinates to increase azimuthal coverage. Most of the seismic events in West Africa are shallow (Suleiman et al., 1993), leading to strong fundamental mode Rayleigh waves.

Before proceeding with the dispersion analysis, we decimated all the waveforms to 0.25 s (4 Hz), then visualized them and retained those with clear dispersed surface waves. Example waveforms corresponding to oceanic, ocean-continent, and continental paths are shown in Figure 5.3.

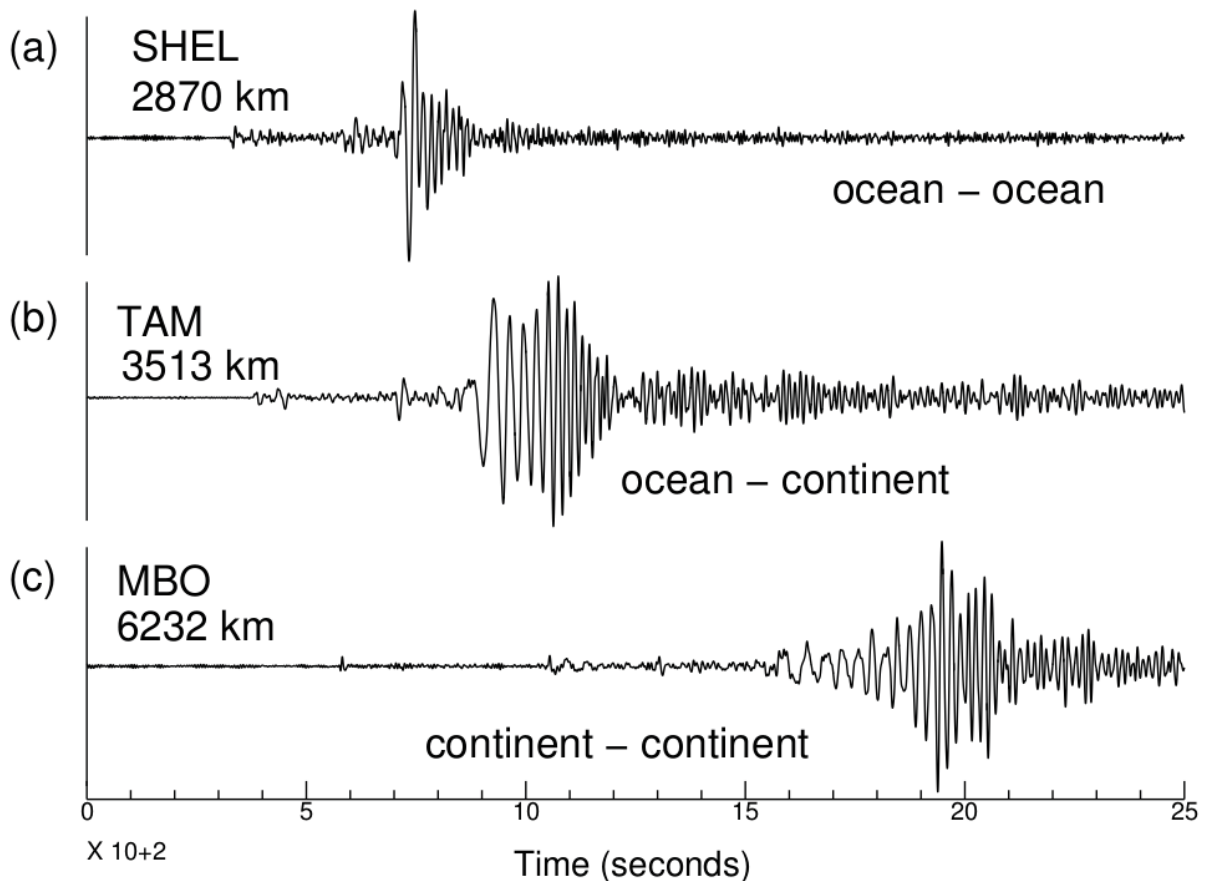


FIGURE 5.3 : Examples of vertical-component velocity seismograms used for dispersion measurements, filtered between 20 s and 100s. Station responses have been removed and amplitudes have been scaled. Station names and epicentral distances are shown. Events parameters from the Global CMT catalog : (a) 15/05/2011, M_s 6.1, depth 12.78 km (0.87°N , 25.62°W); (b) 29/11/2011, M_s 6.0, depth 12 km (1.28°S , 15.60°W); (c) 19/12/2009, M_s 6.0, depth 12 km (10.02°S , 33.93°E).

5.4.2 Ambient noise processing and cross-correlations

We downloaded vertical component data recorded between 1995 and 2015 by 34 broadband seismic stations and performed cross-correlations between every station-pair to estimate Rayleigh wave Green’s functions. Some stations recorded less than 2 years of data; others suffered interruptions of several months or years. The data availability shown in Figure 5.4 influenced the number of station pairs available for cross-correlation.

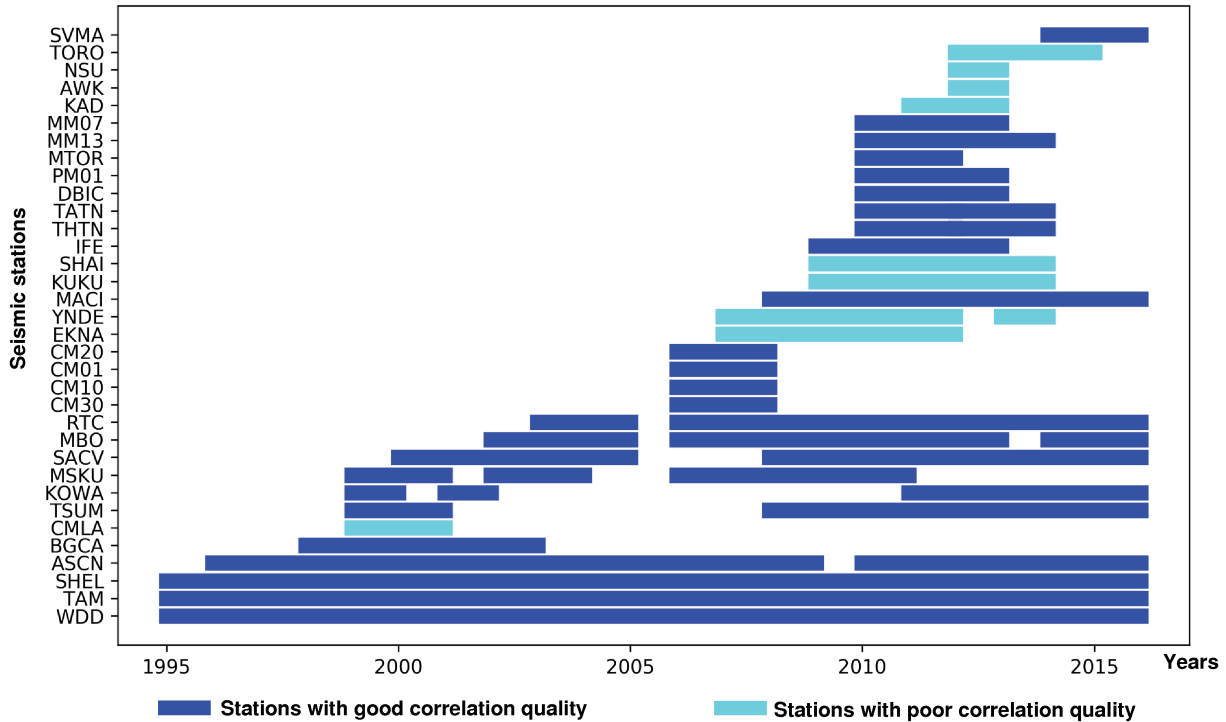


FIGURE 5.4 : Data availability for all stations used for cross-correlation analysis. Good quality stations (in dark blue) yielded cross-correlation functions with signal-to-noise ratios greater than 7. These were used to create group-velocity maps.

Imaging the subsurface structure using seismic noise tomography requires multiple analysis steps to increase the quality of the dispersion curves (Bensen et al., 2007; Lin et al., 2007; Poli et al., 2012). We processed the seismic waveforms station by station, following a procedure similar to that of Zigone et al. (2015) that aims to minimize the negative effects caused by earthquakes, temporally localized incoherent noise sources, and data irregularities. We performed a series of tests before converging on the following pre-processing scheme that maximized the cross-correlation’s signal-to-noise-ratio (defined here as the maximum amplitude divided by the root-mean-square of a noise window from the correlation function’s tail) : decimate the signal to 1 s (1 Hz) ; high-pass filter at 250 s (4 mHz) ; clip at 15 standard deviations to remove high amplitudes and glitches ; cut daily traces into 4-hour time windows ; remove strong impulsive signals by discarding windows whose energy exceeds the daily average by over 30% ; remove windows with gaps over 10% of the total duration ; apply spectral domain whitening between 1 and 200 s period (5 and 1000 mHz frequency).

After applying this scheme on all our data, we cross-correlated the resulting waveforms across all available station pairs and stacked the correlation functions over the fullest available time period (see for example Bensen et al., 2007). When averaged over a sufficiently

long period, the spatial distribution of seismic noise sources tends to homogenize, allowing us to relate the stacked correlation functions for a pair of stations to the Green's function along the path that joins them. Figure 5.5 shows correlation functions and their resulting stacks for two station pairs, one with 5 years and the other with 12 years of available data. The temporal stability of the correlation functions (Figure 5.5a,b) indicates that most of the transient sources were properly removed from the traces by the pre-processing. The signals at positive (causal) and negative (a-causal) lags represent waves travelling in opposite directions between the two stations of a pair. The arrival times of the surface-wave packets are symmetric between the causal and a-causal parts of the stacked correlation functions (Figure 5.5c,d) and increase for the more distant station pair. The amplitudes of the causal and a-causal parts are almost identical for the station-pair with 12 years of available data, indicating complete noise homogenization.

When ordered with increasing station-pair separation (Figure 5.6), the stacked correlation functions filtered between 30-100 s display clear signals that arrive at positive and negative lags with arrival times consistent with Rayleigh wave group velocities. Such simultaneity combined with only few cases of asymmetric amplitudes indicates that the overall noise field is close to being diffuse in this period range (near complete homogenization).

As in most tomography studies using seismic noise cross-correlation, we symmetrized the correlations by calculating the sum of the causal and a-causal parts for each pair of stations (Shapiro and Campillo, 2004). This process allowed us to take advantage of slight differences in frequency content in the two propagation directions.

5.4.3 Dispersion measurements and path selection

We computed the group-velocity dispersion curves for earthquakes and noise cross-correlations using equivalent implementations of the same approach : frequency time analysis (Dziwonski et al., 1969; Levshin et al., 1989, 1992; Ritzwoller and Levshin, 1998; Hermann, 2013), which applies a sequence of Gaussian filters at a discrete set of periods and computes the envelope of these filtered signals to create a period group-velocity diagram (see examples in Figures 5.7 and Figures 5.8). As the frequency contents of earthquake and noise data differ, we adapted the set of Gaussian filters to each dataset : from 4 to 250 s for earthquakes and from 4 to 120 s for noise correlations.

We measured the group-velocity by picking the maximum amplitude of the envelope function at each period and estimated the uncertainty of each measurement as the width of a Gaussian approximation to the envelope function. In order to keep only reliable measurements, we selected the period range on which the maximum of the dispersion diagram corresponded to the fundamental mode Rayleigh wave, while rejecting all parts of the dispersion curves affected by scattered waves, multi-pathing effects, or overlapping overtones. We paid particular attention to the ambient noise dispersion curves, as persistent noise sources - such as the 26 s signal identified by Shapiro et al. (2006) in the Gulf of Guinea - can distort them.

Figure 5.7 shows an example of the group-velocity dispersion analysis for the seismogram from Figure 5.3b, performed using the Hermann (2013) implementation of the multiple filter technique. The Rayleigh wave is well dispersed and produces a simple period group-velocity diagram with a strong, continuous ridge line along which to measure group-velocity. The maximum energy occurs between 30 and 80 s period and depends on

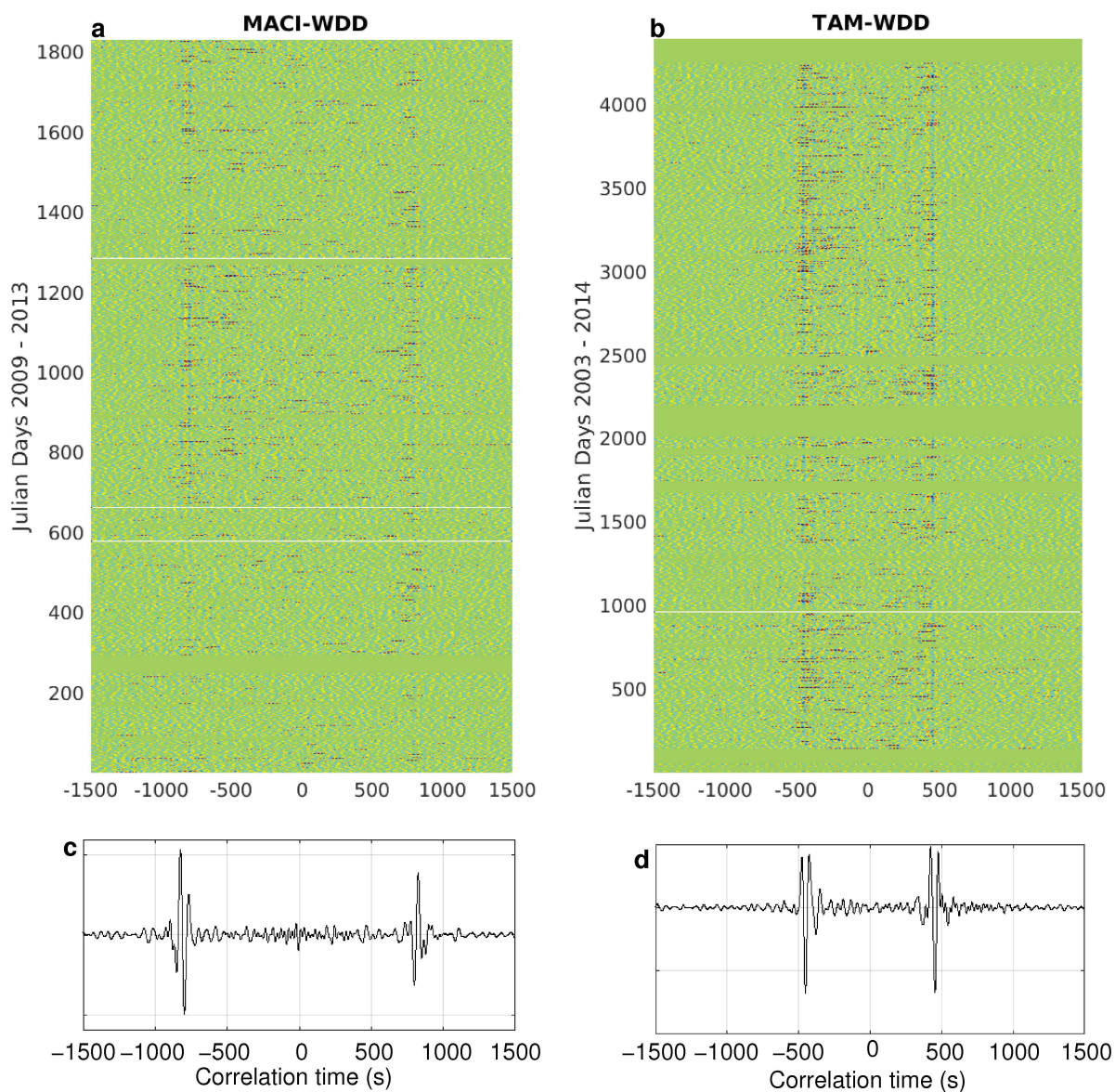


FIGURE 5.5 : Cross-correlograms (a, b) and stacks (c, d) filtered between 30 and 100 s for two station pairs. Panels (a) and (c) correspond to the station-pair MACI - WDD (3034 km distance) stacked from 2009 to 2013; pannels (b) and (d) correspond to station pair TAM - WDD (1687 km distance) stacked from 2003 to 2014.

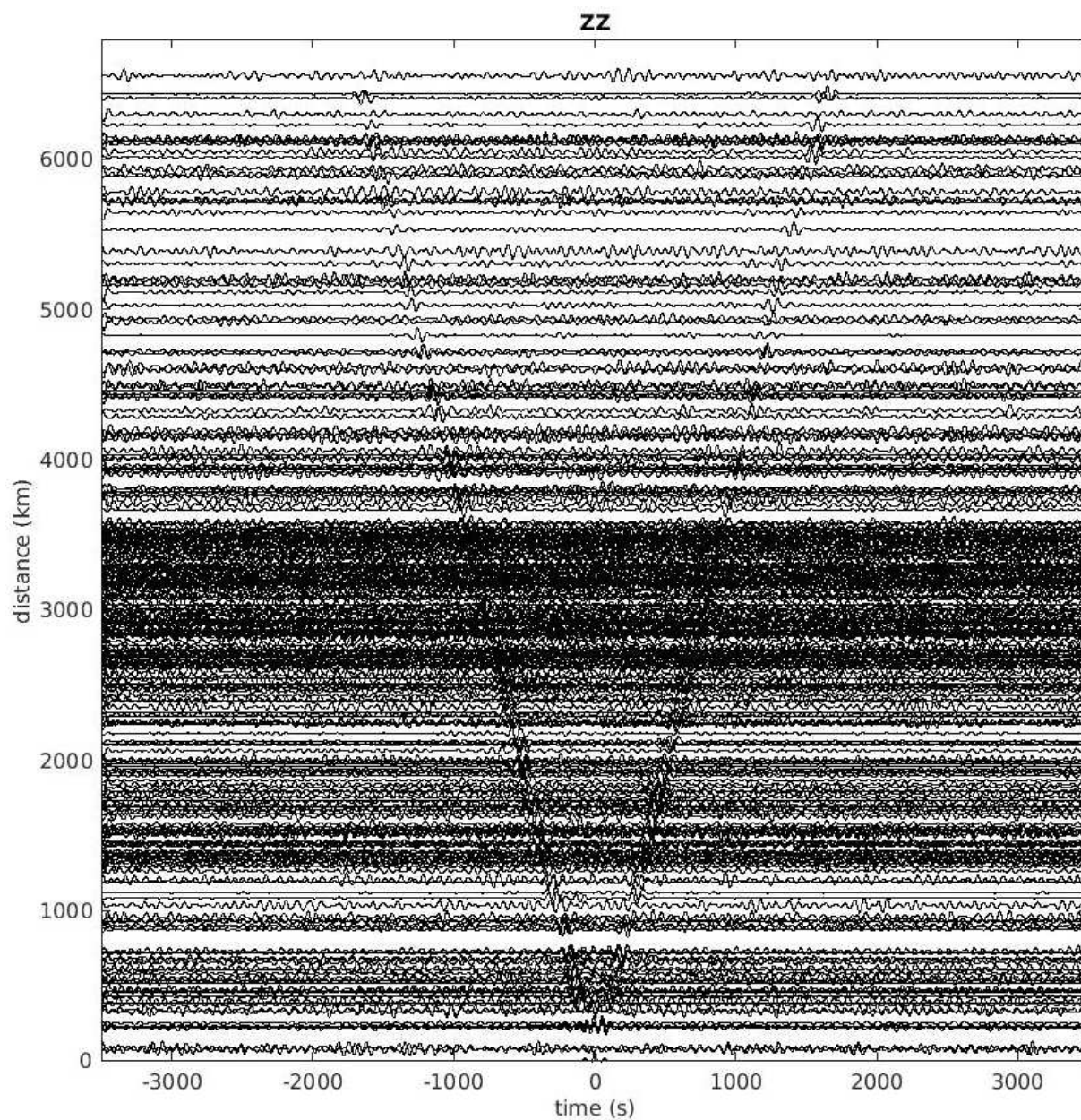


FIGURE 5.6 : Stacked vertical component cross-correlation functions filtered around 30 and 100 s and ordered with increasing station distance.

the magnitude of the earthquake (Ms 6.0). Figure 5.8 shows an equivalent analysis for the symmetrized versions of the noise cross-correlation pairs presented on Figure 5.5, exploiting the Pedersen et al. (2003) implementation of the same multiple filter technique. The maximum energy here occurs between 20 and 40 s period and depends on the excitation spectrum of microseismic noise.

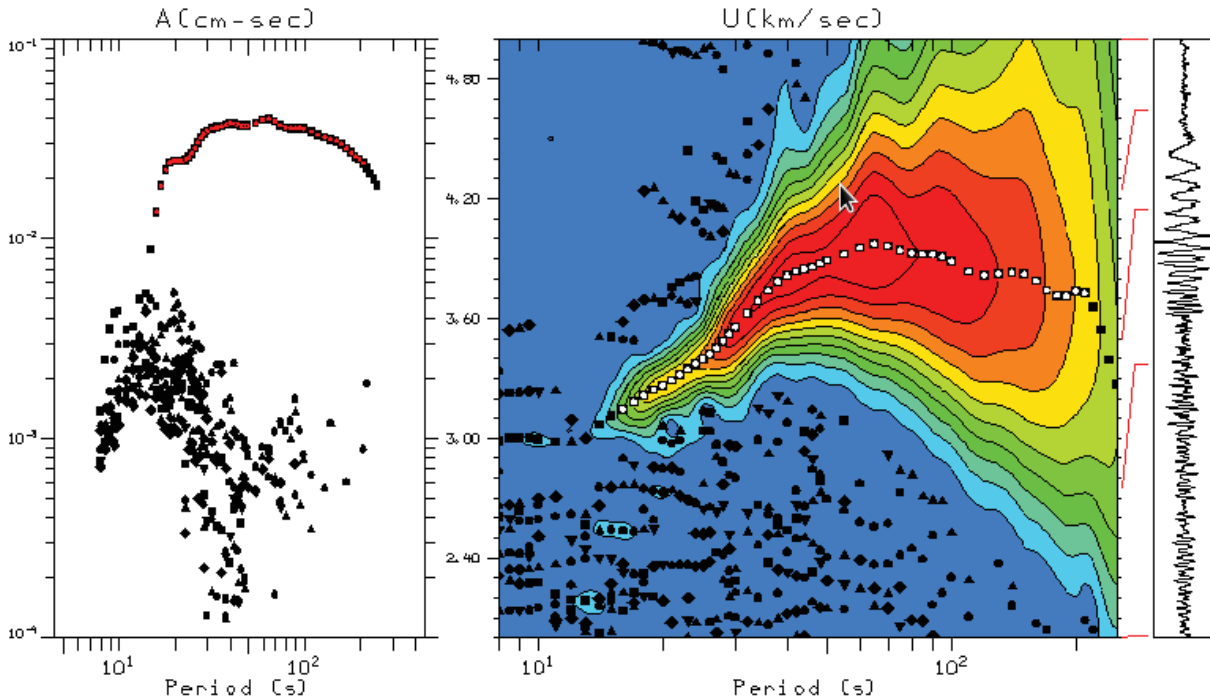


FIGURE 5.7 : Example of group velocity measurements using the Hermann (2013) implementation of the multiple filter technique on the seismogram from Figure 3b : The left panel shows the spectral amplitude as a function of period, the center panel shows the contours of the period group-velocity diagram that were used to make the dispersion measurement, and the right panel shows the waveform itself. The colors on the period group-velocity diagram indicate relative energy. The measured dispersion curve is indicated by red dots on the spectral amplitude plot and white dots on the period group-velocity diagram.

After measuring the dispersion curves, we used selection criteria specifically designed for each dataset to ensure good quality, coherent measurements.

For earthquake data, we followed the approach of Maggi et al. (2006) and Ritzwoller and Levshin (1998) and compared multiple dispersion measurements along repeatedly sampled propagation paths. This allowed us to identify artefacts such as earthquake source errors and to avoid oversampling of certain paths that could lead to bias in the tomographic models. We formed clusters by grouping all the paths whose starting and ending points occurred within 2° of the extremities of a reference path chosen randomly from the data set ; we also imposed that no path could belong to more than one cluster. We examined each cluster to identify outlier dispersion curves.

After outlier rejection, we selected a representative dispersion curve from each cluster. Not all dispersion curves were part of a cluster ; we analysed these single dispersion curves individually for artefacts. We retained 352 fundamental mode Rayleigh wave group-velocity dispersion curves from 147 earthquakes.

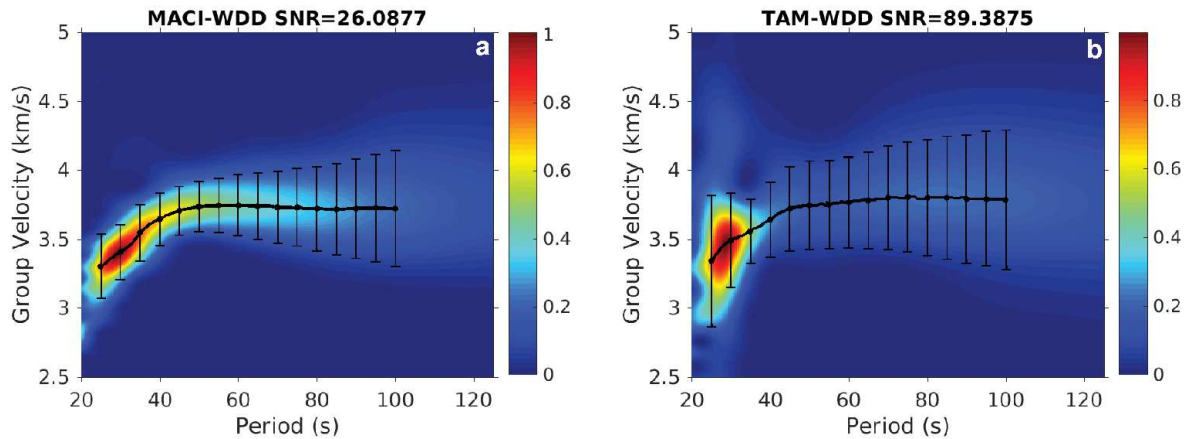


FIGURE 5.8 : Group velocity dispersion diagrams for symmetric component. The thick black curves indicate the measured Rayleigh wave dispersion curves ; the error-bars indicate $1\text{-}\sigma$ uncertainties ; the color scale indicates relative energy. The maximum energy is observed at short period.

For cross-correlation data, we excluded dispersion curves computed on cross-correlation functions whose signal-to-noise ratios were smaller than 7. To ensure good sampling of the medium between the two stations, we also excluded group-velocity measurements for which the inter-station distance was smaller than 3 wavelengths. We retained 25 stations to estimate inter-station group velocity dispersion curves Figure 5.4.

5.4.4 Regionalization of group velocity dispersion measurements

After the data processing and measurement steps described above, we obtained 4423 individual group velocity measurements between 20 and 100 s period : 3559 from the earthquake data and 864 from the noise cross-correlations.

To produce interpretable group velocity maps from these measurements, we solved the standard tomographic problem represented by the linear equation $\underline{d} = \underline{G} \underline{m}$, where $d_i = x_i/U_i$ is the epicentral distance divided by the group velocity for path i , $m_j = 1/U_j$ is the group slowness in cell j of some spatial discretization of the Earth's surface, and G_{ij} is the length of path i in cell j . We assumed great-circle paths, discretized the problem using a regular latitude/longitude grid, and used the regionalization method proposed by [Debayle and Sambridge \(2004\)](#).

This computationally efficient method takes into account the measurement uncertainties σ_d , constrains the lateral smoothness of the inverted model using a horizontal correlation length L_{corr} , and controls the amplitude of the perturbations in the inverted model using an a-priori model variance σ_m . As with all regularization parameters, the criteria for choosing the best combination of L_{corr} and σ_m are somewhat subjective, though they remain based on common sense and make use of a-priori knowledge of the region under study. After testing different discretization grids and values of the regularization parameters, we selected a combination that produced maps consistent with the geological features of the region (sedimentary basins, mobile belt zones, shields, etc.) : a $2^\circ \times 2^\circ$ regular grid and an a-priori model variance $\sigma_m = 0.05$ km/s. We selected the L_{corr} values for each period through a standard L-curve analysis ([Hansen and O'Leary, 1993](#)), and chose a value

near the maximum curvature of the L-curves. This analysis resulted in $L_{\text{corr}} = 300\text{km}$ for periods lower than 30s, $L_{\text{corr}} = 400\text{km}$ between 30s and 70s and $L_{\text{corr}} = 500\text{km}$ for periods longer than 70s. More information on the general effects of increasing or decreasing L_{corr} and σ_m can be found in Maggi et al. (2006), which uses the same inversion method on different data.

5.5 Results

Figure 5.9 shows the geographical distribution of dispersion measurements from our earthquake and ambient noise joint dataset at periods from 20 to 40 s. These measurements show coherent spatial structure, with slow group velocities for paths contained entirely within the continent, fast group velocities for paths contained entirely within the ocean, and intermediate velocities for paths crossing the ocean-continent boundary. The geographical distribution of measurements for periods between 70 and 100 s shows fewer systematic differences between oceanic and continental paths (Figure 5.11a,c,e).

After applying the Debayle and Sambridge (2004) tomographic inversion method, we obtained the group-velocity maps shown in Figures 10 and 11. The variances of these maps increase at shorter periods, indicating greater heterogeneity at shallow depths. At short periods (Figure 5.10a-c), we find faster group velocities in the oceanic regions (3.6 to 4 km/s) than in the continental regions (2.8 to 3.2 km/s), due to well-known differences in crustal composition and thickness. These velocities are consistent with crust over 35 km thick in the West African craton and between 9 and 12 km thick in the adjacent ocean, as found by Pasyanos et al. (2004) and Pasyanos and Nyblade (2007). The low group velocities under the Tindouf basin between 20 and 40 s period are consistent with its thick sedimentary cover. Those under the Anti-Atlas mountains at 20 and 25 s period are consistent with their recent tectonic history : their Triassic-Jurassic age normal faults reactivated following collision of Africa with Eurasia in the Cenozoic (Gomez et al., 2000). The low velocities under central Algeria between 20 and 40 s period are consistent with the 5 to 6 km thick sediments found in the region by Hadiouche and Jobert (1988).

At intermediate periods, despite less pronounced velocity contrasts, we can still distinguish the Pan-African mobile belt zones that form the eastern border of the craton (Figure 5.11b, also visible in Figure 5.10b). These zones contain several volcanic fields, have experienced tectono-thermal events within the past 650 Ma, and feature higher heat flow and possibly thinner lithosphere than the adjacent West African craton (Lesquer et al., 1989). The Taoudeni basin region shows lower group velocities up to 50 s period, consistent with the thick sedimentary layer found by Begg et al. (2009) (Figures 5.10 and Figure 5.11b). We also find slower group velocities in the Paleoproterozoic lithosphere of the Leo Rise compared to those in the adjacent Archean lithosphere of the Man shield at 50 s period (Figure 5.11b). The low velocity anomalies from 50 to 70 s period in North Africa visible in Figure 5.11b,d are consistent with the results of Hadiouche and Jobert (1988) who found lower group-velocities extending westward from northeast Africa and attributed them to subduction between the African and European plates.

At long periods (Figure 5.11d,f), our model displays fast group velocities under the Man-Leo and the Reguibat shields, indicating cold, thick lithospheric roots, and lower group velocities under the mobile belt zone, indicating thinner lithosphere also seen by Priestley et al. (2008). The high velocity root beneath the West African craton extends

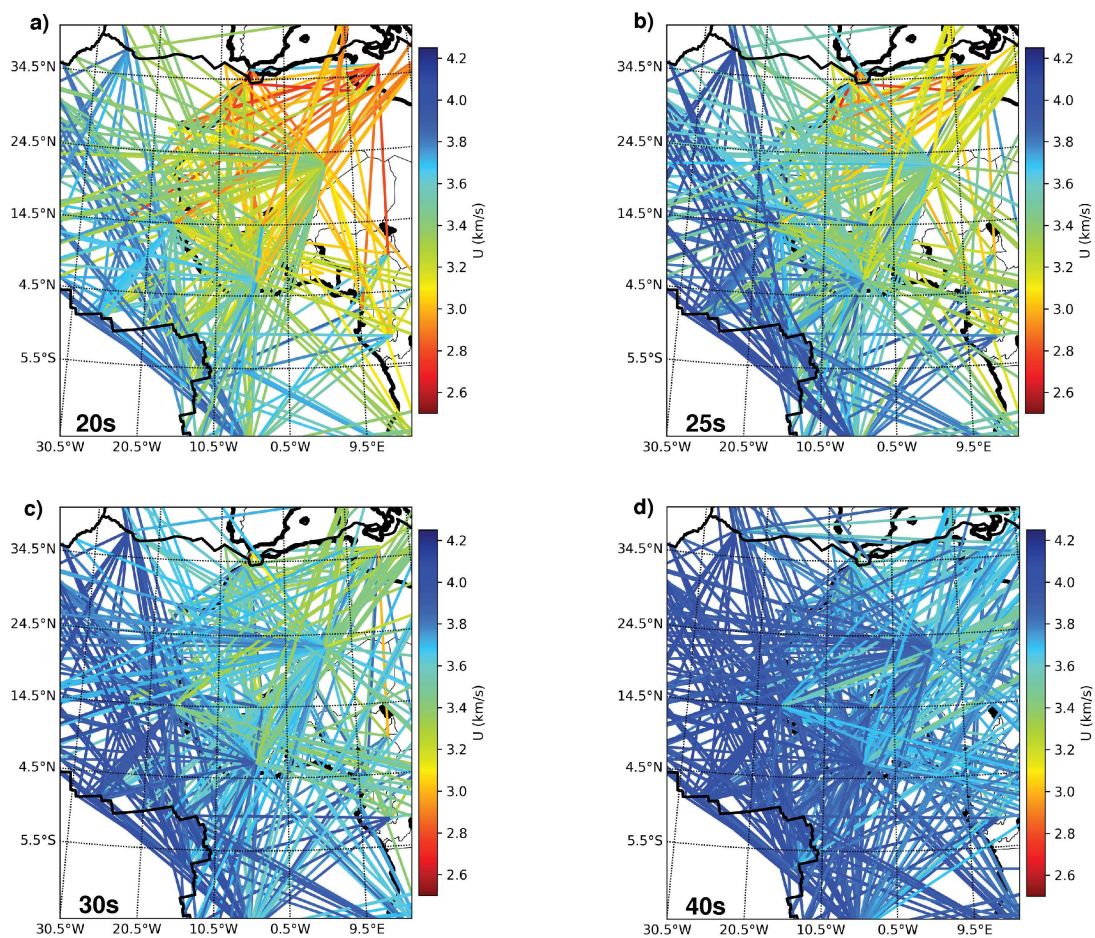


FIGURE 5.9 : Path coverage maps for group-velocity measurements at 20, 25, 30 and 40 s period. The color of each path is given by the corresponding group-velocity measurement.

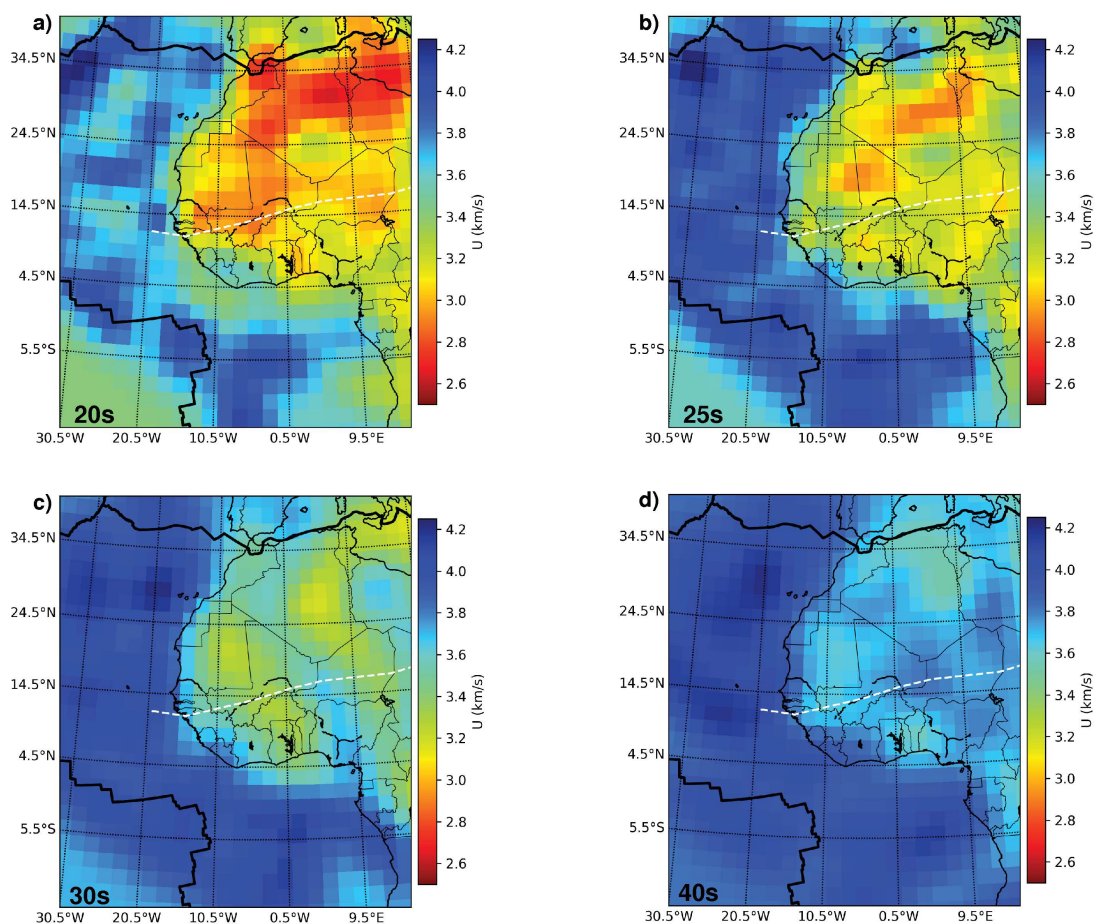


FIGURE 5.10 : Group-velocity maps for 20, 25, 30 and 40 s period, obtained by inverting the measurements shown in Figure 5.9. The colorscale indicates group-velocity. The white dashed line represents the Guinean-Nubian lineament (Guiraud et al., 2005). Black thick lines show the plate boundaries (Bird, 2003).

northward up to the Anti-Atlas in the [Priestley et al. \(2008\)](#) model, while in our model it stops at the southern edge of the Tindouf basin.

The roots under the Reguibat and Man-Leo shields seem to be separated by a region of lower group velocity that could correspond to the Guinean-Nubian lineament, a major fracture system that extends from the coast of Senegal to the Red Sea ([Wilson and Guiraud, 1992](#); [Guiraud et al., 2005](#)). However, the lower group velocities could also be an artefact caused by the thick sediments in the Taoudeni basin ([Begg et al., 2009](#)). In order to distinguish between these two interpretations, we would need to consider seismic observables with different vertical sensitivities, for example Rayleigh wave phase velocities, or Love wave phase or group velocities.

5.6 Discussion

We produced images of the seismic lithospheric structures of West Africa using group-velocity dispersion curves from both noise correlations and earthquakes. By combining these two sources, we increased the density of surface-wave measurements within this undersampled area and improved the resolution of our seismic models. The resulting Rayleigh-wave group-velocity maps correlate well with major tectonic features in the region. At short periods (Figure 5.10), our group-velocities highlight differences in crustal thickness : they are fast in the oceans and slow on the continents. The Tindouf basin and the Anti-Atlas are the slowest continental regions, indicating recent tectonic activity and/or thick sediments. We also observe slow group-velocities under the Taoudeni basin which likely reflects thick sediments ([Begg et al., 2009](#)). At an even finer scale, we believe we can see differences between the Paleoproterozoic basement (Leo Rise) and the Archean basement (Man shield), not mentioned in previous studies. At long periods (Figure 5.11), the fast velocities at the roots of the Man-Leo and the Reguibat shields indicate cold, thick lithosphere under the craton. Our high group velocity anomalies at 100s of period are consistent with estimated lithospheric thickness computed by [Pasyanos et al. \(2014\)](#) and [Priestley and Tilmann \(2009\)](#). Our results are also compatible with the global tomographic model obtained by [Ma et al. \(2014\)](#), which shows high group-velocity over the West African Craton at low-frequency. Our images show lower group-velocities under the Pan-African mobile belt zones, probably due to thinner lithosphere.

When creating tomographic images using ambient noise and earthquakes, we need to ensure that the empirical Green's functions we obtain from the noise cross-correlations are accurate enough for us to obtain dispersion measurements compatible with those obtained from earthquakes. We tested this in our own dataset by comparing waveforms and dispersion curves from both source types that sample the same region. Figure 5.12 shows such a comparison for the path between ASCN and TSUM, also sampled by an earthquake located near ASCN. The surface-waves resemble each other greatly, confirming that the cross-correlations do indeed provide an accurate approximation to the Rayleigh wave Green's function between the pair of stations (Figure 5.12b). The two dispersion diagrams also resemble each other between 10 and 50s (Figure 5.12c,d). At longer periods, there seems to be more energy in the cross-correlation than was generated by the moderate magnitude earthquake. Such comparisons convinced us that our earthquake and noise-based surface waves contained similar structural information, and that we could indeed measure and invert them together.

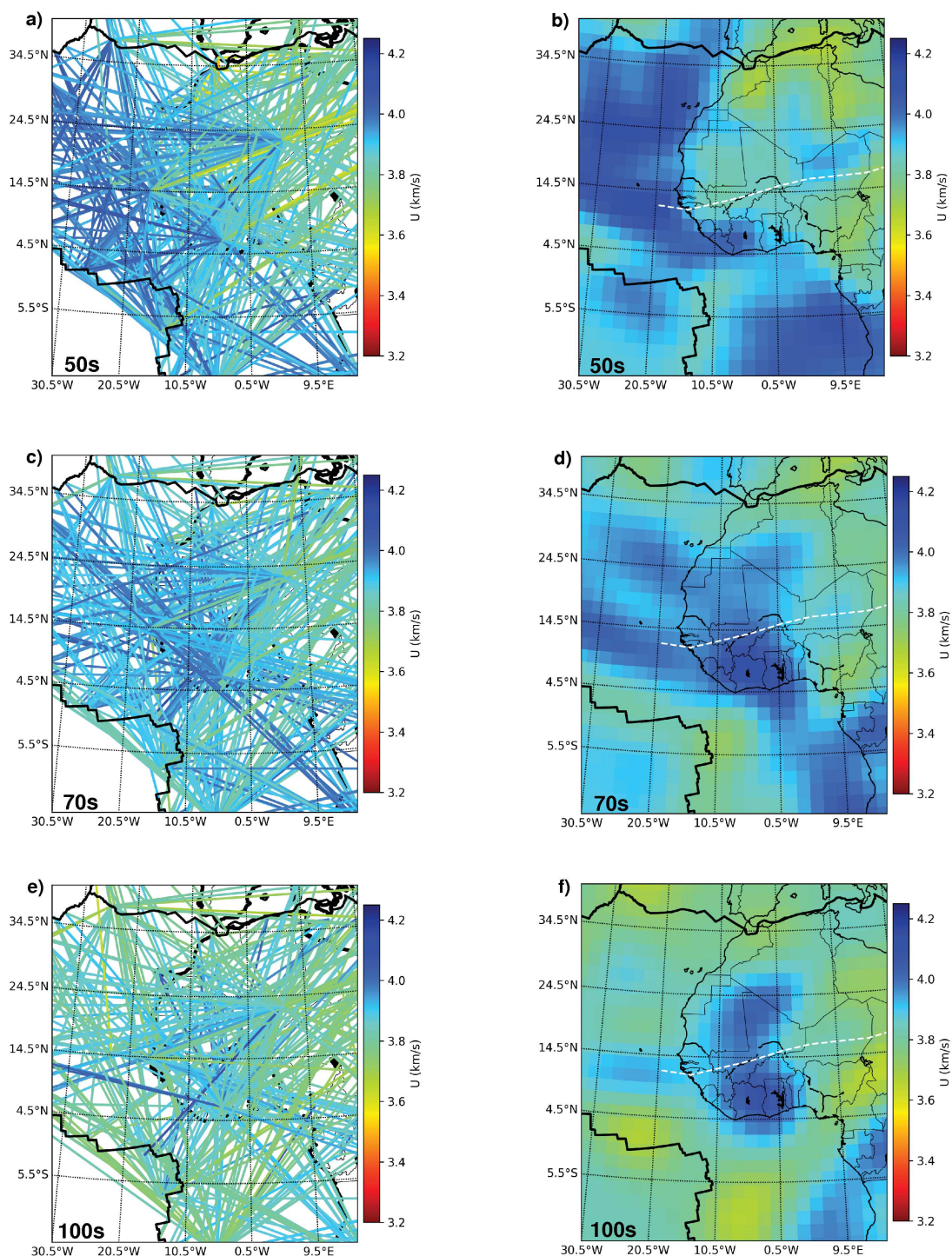


FIGURE 5.11 : Path coverage (a, c, e) and group-velocity maps (b, d, f) for 50, 70 and 100 s period. The colorscale indicates group-velocity. The white dashed line represents the Guinean-Nubian lineament (Guiraud et al., 2005). Black thick lines show the plate boundaries (Bird, 2003).

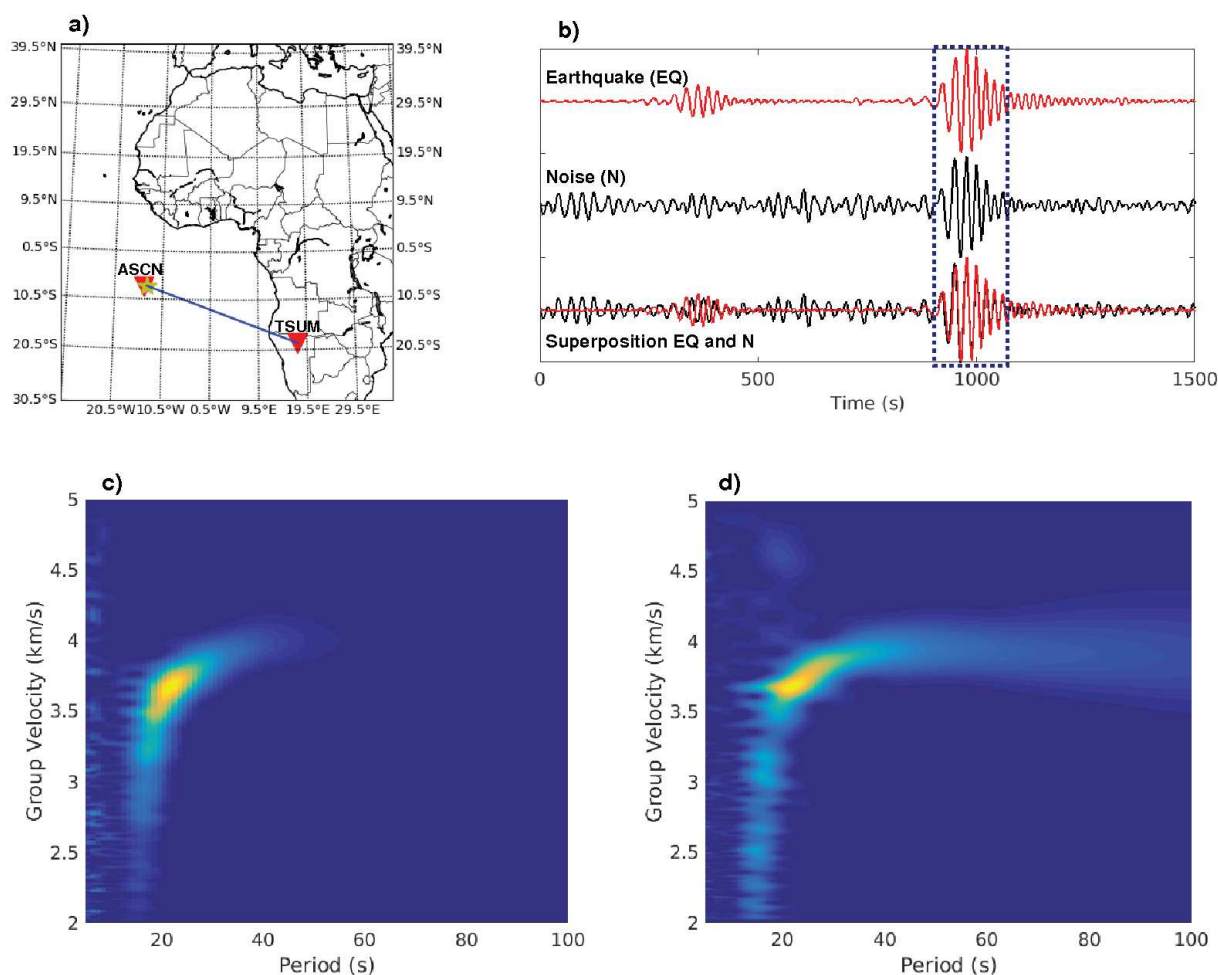


FIGURE 5.12 : Comparison of seismograms and dispersion curves from the 2000/06/16 Mw 5.0 earthquake (epicenter near ASCN station) recorded by TSUM station and the cross-correlation of seismic ambient noise between the station-pair ASCN-TSUM. The epicentral distance is 3609 km and inter-station distance is 3667 km; we corrected the earthquake waveform for the 58 km difference in distance assuming an average group velocity of 3.63 km/s and filtered the seismograms between 20 and 40 s. (a) Location of earthquake (yellow star) and stations (red triangles). (b) Filtered waveforms from the earthquake (red) and noise correlation (black); the blue rectangle indicates the surface wave packets. (c) and (d) Dispersion diagram of the earthquake and seismic ambient noise cross-correlation respectively.

Ambient noise and earthquakes provide measurements in complementary period bands. Strong interactions between ocean waves and the solid Earth generate most of the microseismic noise recorded by seismological stations and produce stable ambient noise correlation functions in the 1-30s period band (Longuet-Higgings, 1950; Hasselmann, 1963; Campillo and Roux, 2015). At longer periods, the energy of the available noise decreases, which means we need to stack over longer time periods to obtain stable cross-correlation functions (Shapiro and Campillo, 2004; Bensen et al., 2007). Figure 5.13a shows the number of measurements (paths) as a function of period for both ambient noise and earthquakes. For ambient noise, this number remains constant from 20 s to 40s then decreases rapidly after 50 seconds because we lack noise sources at longer periods. For earthquakes, the number of measurements increases progressively from 20 s to 40s to reach a maximum between 40s to 70s, because the energy provided by earthquakes increases in this period range. Although we obtained surface wave dispersions up to 200s for some large seismic events, these were too few to produce meaningful dispersion maps for periods above 150s, confirming what we have known for two decades now : the reliability of earthquake based Rayleigh-wave group-velocity maps across large continental regions degrades sharply at periods below 20 s and above 150-200s (Ritzwoller and Levshin, 1998).

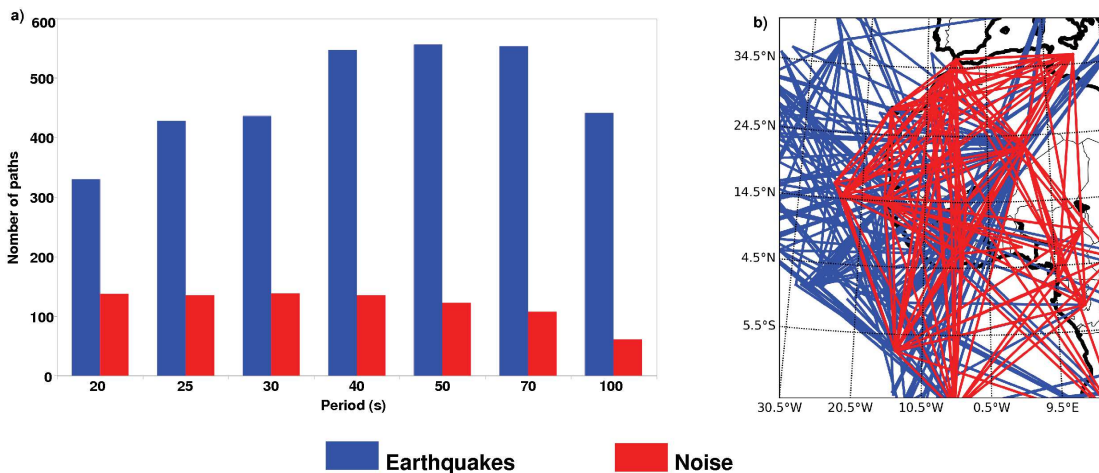


FIGURE 5.13 : (a) Number of group-velocity measurements at each period obtained from earthquakes (blue) and ambient noise correlations (red). (b) Path coverage at 20 s period.

Our joint dataset provides good spatial coverage from 20 to 100 s period. We obtained many more group-velocity measurements from earthquakes than from seismic noise, however the latter make up one-quarter to one-third of all measurements made below 35s period (see Figure 5.13a). Noise measurements are the only ones that provide coverage of the eastern part of the region; they also contribute key paths that improve the azimuthal coverage of the more densely sampled regions (see Figure 5.13b for a comparison of earthquake and noise-based paths at 20 s period). By combining noise and earthquake data, we increased the number of measurements at each period and improved their spatial coverage, both of which are necessary to reduce black smearing and bias in group-velocity maps and improve their resolution.

The quality of tomography models is controlled by the quantity and quality of the measurements, by the path distribution (density of paths, azimuthal coverage, average path length), and by the weighting and damping applied during inversion (e.g. Vdovin et al., 1999). We used standard checkerboard resolution tests with the same path distribution,

measurement uncertainties, correlation length and a-priori model variance as the real data to investigate the stability and lateral resolution of our group-velocity maps. We created synthetic datasets using checkerboard patterns of different sizes around a mean velocity of 3.7 km/s.

Figure 5.14 shows the synthetic pattern for a $10^\circ \times 10^\circ$ checkerboard test and the results of three inversions using path distributions and measurement uncertainties observed at 20 s period (note that this is not the period at which we have the densest coverage). Using only earthquake measurements (Figure 5.14b), we recovered the correct positions of the velocity anomalies in the center and west of the study area. The excessive amplitudes of both positive and negative anomalies in the central region indicate bias caused by paths radiating outwards with almost no crossing paths. Poor azimuthal coverage also caused smearing on the northern and eastern edges of the region. Using only noise measurements (Figure 5.14c), we recovered more velocity anomalies on the northern and eastern edges, with less bias and smearing thanks to a more balanced azimuthal distribution. By combining the two types of data (Figure 5.14d), we improved the resolution for the entire study area and reduced the bias in the central region. Eastern Niger and the subduction zone between North Africa and Europe remained poorly resolved due to low path coverage in these areas.

Figure 5.15 shows results of checkerboard tests using the path distribution and measurement uncertainties of the combined dataset at 20 s period and checkerboard sizes of $9^\circ \times 9^\circ$ and $6^\circ \times 6^\circ$. We recovered correct velocity anomalies over most of the study area for the $9^\circ \times 9^\circ$ test (Figure 5.15b), and over the southern part of West Africa for the $6^\circ \times 6^\circ$ test (Figure 5.15d). We therefore conclude that our combined dataset allows us to achieve an approximate resolution of 6° in the southern part of West-Africa and 9° over the rest of the region, with poorer resolution and smearing confined to Eastern Niger and North Africa.

Comparing the resolution of different tomographic images can be delicate, as few authors publish comparable tests. Of the handful of surface-wave tomography studies that cover West Africa, Pasyanos et al. (2001) could not recover $8^\circ \times 8^\circ$ checkerboard anomalies in central and West Africa, and Priestley et al. (2008) recovered $10^\circ \times 10^\circ$ checkerboard anomalies in the same region but showed no results from smaller ones. The resolution of these studies corresponds to the one we obtained using only earthquake data (Figure 5.14b). We can therefore be confident that adding noise-derived group-velocity measurements to our dataset led to better resolution of West African structures than previous studies.

We purposely restricted this study to generating group-velocity maps, without attempting to invert either our original group-velocity dispersion measurements or our group-velocity maps to obtain path-wise or point-wise profiles of V_S as a function of depth. Group-velocity depth inversions are notoriously non-linear and unstable, and need to be combined with other information (e.g., group and phase velocities of both Rayleigh and Love waves, fundamental and higher modes) to produce $V_S(z)$ profiles usable for structural interpretation. As compiling that additional information may prove difficult with the data available in West Africa, we prefer an alternate strategy. We plan a two-pronged approach : first obtain unbiased group-velocity dispersion maps with full resolution and uncertainty information using the recently developed SOLA Backus-Gilbert inverse methods of Zaroли (2016) and Zaroли et al. (2017), then move away from dispersion measurements altogether and perform full-waveform inversion of our data-set using 3D surface-wave sensitivity

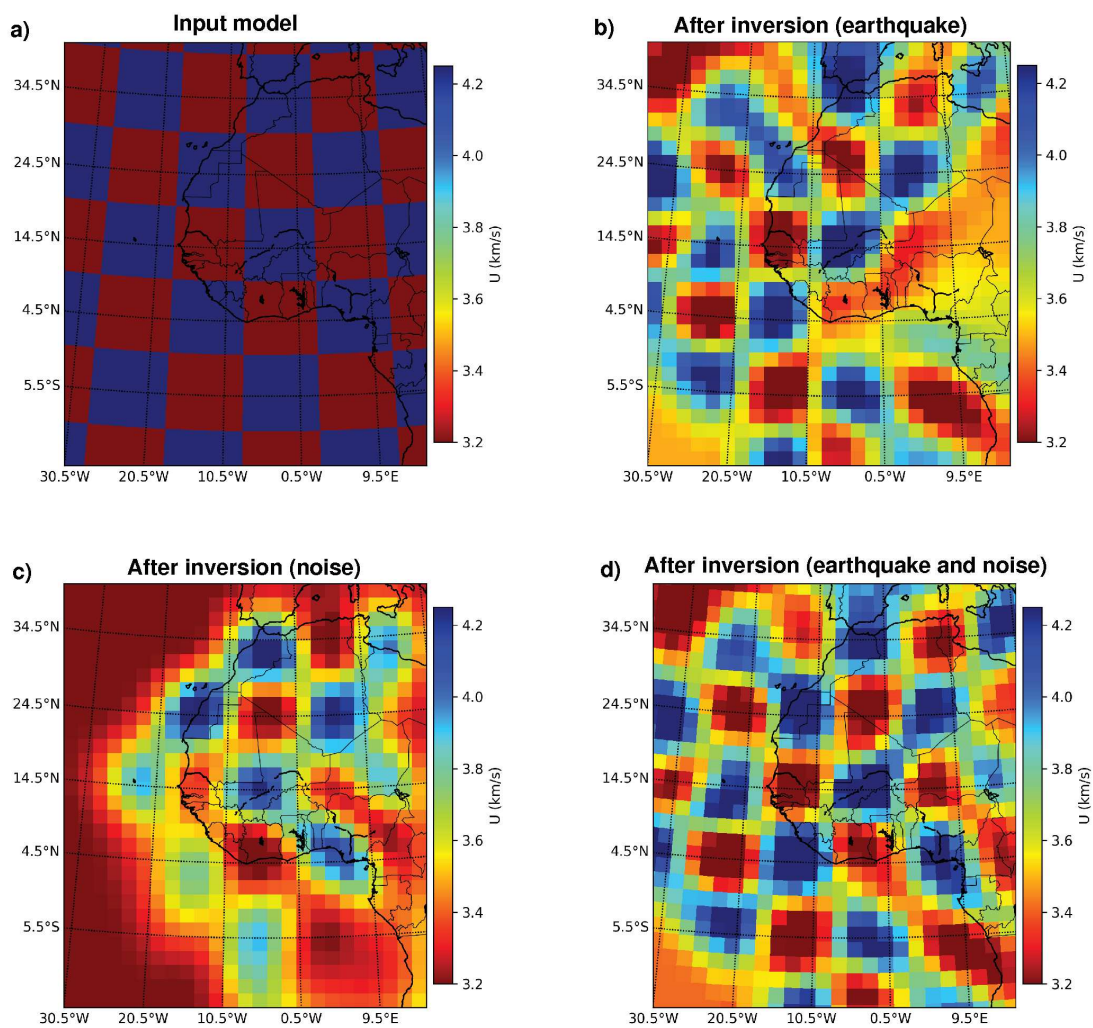


FIGURE 5.14 : Checkerboard tests for horizontal resolution with $10^\circ \times 10^\circ$ horizontal anomalies. (a) Input model. (b), (c), and (d) Models after inversion using : (b) only earthquake measurements ; (c) only noise measurements ; (d) both earthquake and noise measurements.

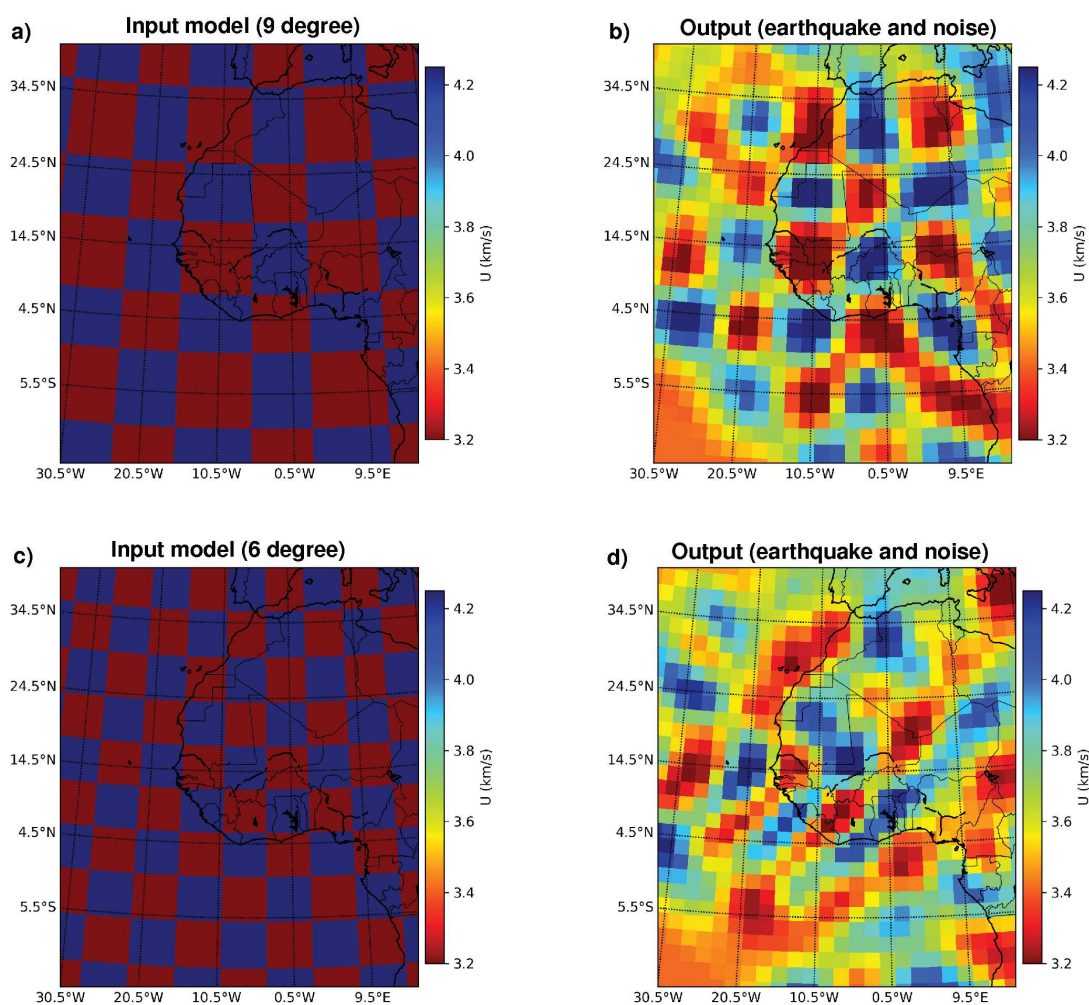


FIGURE 5.15 : Checkerboard tests for $9^\circ \times 9^\circ$ and $6^\circ \times 6^\circ$ using the full path distribution and measurement uncertainties at 20 s. (a) and (c) Synthetic input models for 9 degrees and 6 degrees. (b) and (d) Output models corresponding to (a) and (c).

kernels and the SOLA Backus-Gilbert approach to obtain a 3D V_S model.

5.7 Conclusion

We produced Rayleigh-wave group-velocity maps of west Africa from 20 to 100 s, using data from regional earthquakes and seismic ambient noise cross-correlation. By combining them, we increased the density and azimuthal coverage of our group-velocity measurements and improved the spatial resolution of our group-velocity maps.

At short periods, our Rayleigh-wave group-velocity maps highlight differences in crustal thickness (ocean and continent), recent tectonic activity (e.g. Anti-Atlas), and thick sediments (e.g. Tindouf and Taoudeni basins). At long periods, we found lower velocities due to hot, thin lithosphere under the Pan-African mobile belt and faster velocities due to cold, thick lithosphere under the Man-Leo and Reguibat shields.

West Africa can teach us much about the early tectonic history of Earth, if we are willing to listen. Our higher resolution group-velocity maps advance us a step towards answering questions regarding the detailed lithospheric structure and tectonic processes of West Africa; they will also help us generate improved models for locating and discriminating small local or regional seismic events. Achieving these goals in full will require adopting new inversion strategies that yield unbiased maps with full resolution and uncertainty information (e.g. SOLA Backus-Gilbert inversions), performing more complete measurements (e.g. surface waveform measurements with their corresponding finite-frequency sensitivity kernels), and, most importantly, acquiring more data by deploying seismic stations in strategic locations.

Chapitre 6

SOLA Backus-Gilbert Rayleigh wave group velocity tomography of West Africa

Sommaire

6.1	Introduction	92
6.2	The Study Area	93
6.3	Dispersion curve measurements	94
6.4	Tomographic inversion method	95
6.4.1	Beyond drawbacks of damped-least-squares inversions : the SOLA method	98
6.4.2	The SOLA method : key steps	99
6.5	Results	102
6.6	Discussion	106
6.6.1	Comparison between SOLA and DLS tomographic inversions	106
6.6.2	SOLA model uncertainty	106
6.6.3	SOLA resolution information	108
6.6.4	Synthetic tests	111
6.7	Conclusion	113

Dans le chapitre précédent, nous avons appliqué la procédure d'inversion par la méthode des moindres carrés aux courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh pour obtenir les cartes de vitesse de groupe. Dans ce chapitre nous parlerons de la nouvelle méthode d'inversion appelée SOLA-Backus-Gilbert, que nous avons adaptée pour la toute première fois aux données d'ondes de surface de l'Afrique de l'Ouest. Cette approche permet de construire des images tomographiques accompagnées des estimations fiables de leur résolution et des incertitudes, ce qui permet de faire une interprétation quantitative des cartes de vitesse de groupe. Une première explication de la méthode SOLA a été donnée dans le chapitre 4. Ici, on se concentre sur l'application de la méthode aux mesures de dispersion d'ondes de Rayleigh faites dans le cadre de cette thèse.

Ce chapitre a été rédigée sous la forme d'un article scientifique en vue d'une prochaine soumission à *Geophysical Journal International*. Pour que l'article soit compréhensible par un lecteur qui n'a pas lu l'article précédent, certains détails du traitement des données et de la méthode SOLA y sont répétés.

Dans la discussion de l'article, on traite du sujet des incertitudes des mesures de dispersion et de leur effet sur les estimations des incertitudes sur le modèle tomographique. Nous avons soulevé un problème dans l'estimation des incertitudes sur les courbes de dispersion qui n'est pas encore résolu (nous y travaillons encore en ce moment). Ce deuxième article sera soumis une fois que nous aurons convergé vers une meilleure stratégie d'estimations de ces incertitudes.

6.1 Introduction

Surface wave tomography has been very useful in imaging the crust and upper mantle on a regional and global scale across much of the globe (Bloch et al., 1969; Hazler et al., 2001; Shapiro and Ritzwoller, 2002; Maggi and Priestley, 2005; Lin et al., 2007; Li et al., 2010). To produce robust geological interpretations of such tomographic images we require accurate appraisals of the underlying local model resolution and uncertainty (covariance). However, for most studies, the resolution is only poorly assessed and there is little discussion of model uncertainties because the methods used to perform the tomographic inversions – mostly variants of the LSQR damped-least-squares algorithm of Paige and Saunders (1982) – do not generate full resolution and uncertainty information. Furthermore, the uneven earthquake distribution in many regions often leads to uneven path distributions and patchy tomographic images that may be locally biased (Vdovin et al., 1999; Nolet, 2008; Zaroli et al., 2017). Path coverages in regions of low to moderate seismic activity have been improved through virtual seismic sources created by cross-correlating passive ambient noise recordings between pairs of stations using the technique pioneered by Shapiro and Campillo (2004).

For the West African Craton in particular, despite its complex structure and long tectonic history, we only have low resolution surface-wave velocity maps derived from global-scale studies using earthquakes (Hazler et al., 2001; Pasyanos and Nyblade, 2007; Priestley et al., 2008; Ma et al., 2014), which lack the lateral resolution necessary for detailed analysis of the relationships between its structural features. In a previous work, Ouattara et al. (2019), we analysed the group velocity dispersion of Rayleigh waves generated by earthquakes and constructed by the correlation of seismic noise. We showed that combining these two datasets led to consistent measurements of group velocity and higher resolution tomographic images of West Africa that correlate well with its main tectonic features. However our previous work, like all earlier ones, was based on a tomographic inversion method that could not produce the full resolution and uncertainty information required for robust geological interpretation of the resulting images.

A new tomographic inversion method now exists that might alleviate these problems. Zaroli (2016) adapted a computationally efficient variant of the Backus and Gilbert (1967, 1968, 1970) inverse method – SOLA, first proposed by Pijpers and Thompson (1992) in helioseismology – to large-scale, linear, discrete tomographic problems, yielding unbiased tomographic images with meaningful estimates of their resolution and uncertainty. The SOLA approach has several advantages over the traditional approach based on variants of

the damped-least-squares method (DLS) : it efficiently computes the generalized inverse matrix required to infer the model estimate, resolution and covariance and it guarantees that the model estimates will be free from local bias (Zaroli et al., 2017).

The SOLA method has only been applied twice before, first to a global, finite-frequency S -wave tomography in the Zaroli (2016) proof-of-concept paper, and then to a two-dimensional synthetic tomography scenario by Zaroli et al. (2017). In this paper, we apply the SOLA Backus-Gilbert inversion scheme to a surface wave tomography problem, by re-inverting the group velocity dispersion measurements from Ouattara et al. (2019). We also explore how the unbiased tomographic images and robust estimates of resolution and uncertainty can improve the interpretation of the seismic features obtained from the inversion and point out some new issues raised by the SOLA method.

6.2 The Study Area

The West African Craton, one of three large cratons on the African continent, has been stable since the end of Paleoproterozoic (1.7 Ga, Dorbath and Montagner, 1983). It results from the assembly of Archean and Palaeoproterozoic bases which outcrop in two wide bands (shields). These are the Reguibat shield to the North and the Man-Leo shield to the South (Figure 6.1a). They are separated by the wide Precambrian intracratonic Taoudeni basin, to the south-west of which two Birrimimian formations outcrop : the Kédougou-Kéniéba and Kayes "windows" (Dabo, 2011).

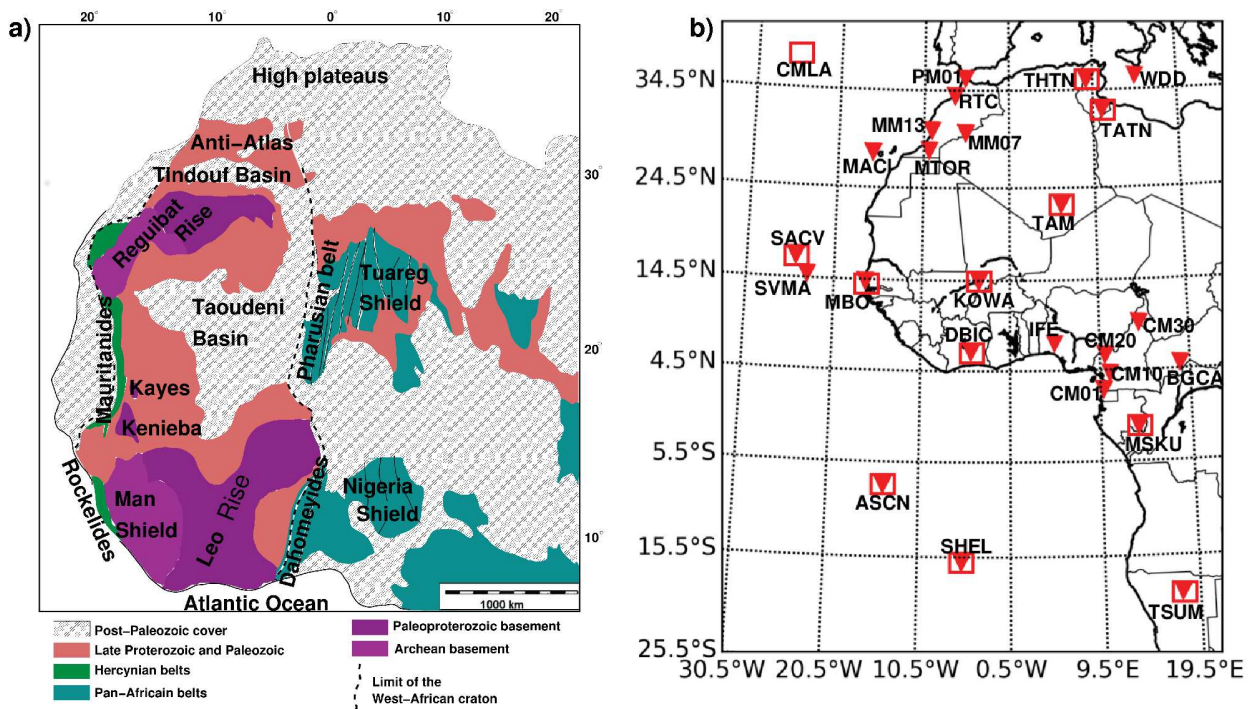


FIGURE 6.1 : (a) : Geological map of West Africa. (b) : Locations of stations used in this study. Squares indicate stations used for dispersion measurements using earthquake data ; triangles indicate stations used for seismic ambient noise cross-correlation analysis.

The Man-Leo shield, which marks the southernmost part of West Africa, is divided into two parts : a western part called the "Man domain" (Jessell et al., 2016), whose

geological structures are Archean in age (Kouamelan et al., 1997; Villeneuve, 2005) and an eastern part called the "Baoulé-Mossi domain" or Leo, whose Palaeoproterozoic geological structures are Birrimian formations. These two domains are separated by a major shear zone with submeridian orientation, the Sassandra Fault (Côte d'Ivoire). The Reguibat shield is also divided into two parts : an Archean part to the West and an Eburnean part to the East, separated by the Zednes Fault (Mauritania).

The West African Craton is delimited to the East by the mobile zone of Central Africa composed in its northern part by the Pharusides chain and in its southern part by the Dahomeyides chain. These two Pan-African chains are separated by the Post-Hercynian Niger Basin. On the western side, the craton is delimited by the Hercynian Mauritanides chain and the Pan-African Rockelide chain (Villeneuve and Dallmeyer, 1987; Villeneuve et al., 1990). On the northern side the craton is delimited by the Pan-African domain of the Moroccan Anti-Atlas.

Such different tectonic environments, with different ages and lithological compositions, can give strong lateral and vertical variations in the shear wave velocity structure.

There is little earthquake activity in West Africa as there are no active plate boundaries. Intraplate earthquakes in this region occur by the reactivating pre-existing areas of weakness in a compressive stress regime that is generally oriented parallel to the absolute direction of plate motion (Talwani and Rajendran, 1991). The African continent contains many old accidents (lineaments, faults, craton limits with the neighbouring mobile zones) that are unstable and have been seismically reactivated several times at different geological times (Bertil, 1991). The epicentre of the 1983 earthquake in Guinea ($M_s=6.2$) was located in one such region, at the southern end of the Mauritanides mobile belt and at the edge of the Bowe basin (Dorbath et al., 1984).

Given the low level of seismicity in West Africa, most of the earthquake-generated surface waves we analysed in this study were produced on the mid-Atlantic ridge.

6.3 Dispersion curve measurements

This paper exploits the set of Rayleigh wave group velocity dispersion curves we published in Ouattara et al. (2019). To obtain these dispersion curves, we used earthquakes and seismic ambient noise data records from multiple seismic networks deployed in West Africa and the surrounding areas (Figure 6.1b). We obtained raw seismic data from the Incorporated Research Institutions for Seismology - Data Management Center (IRIS - DMC) database and earthquake source parameters from the Global Centroid Moment Tensor catalog (Global CMT). The details of the data processing steps we used to construct Rayleigh wave Green's functions from ambient seismic noise and to measure the group velocity dispersion of these Green's functions and of recordings of regional earthquakes are presented in Ouattara et al. (2019). We have summarised the main steps below.

We analysed vertical component (broad-band and long-period) seismograms from 342 earthquakes that occurred in West Africa and the surrounding regions between 1996 and 2014 with sufficient magnitude to be well-recorded by stations in the region (see the squares in Figure 6.1b for station locations). We visualised all the records to retain those with good signal-to-noise ratio (clear dispersion of surface waves) for the dispersion measurement.

In order to obtain Rayleigh wave Green's functions from ambient seismic noise, we applied the following (now relatively standard) process (Bensen et al., 2007; Lin et al., 2007; Poli et al., 2012; Zigone et al., 2015), adapted to our dataset using a series of tests : we preprocessed the raw data, calculated the correlations between the noise recorded at pairs of stations, stacked these correlations over as long a time period as possible, and symmetrized the resulting waveforms. We applied this process to vertical component data recorded between 1995 and 2015 by 34 broad-band seismic stations (see the inverted triangles in Figure 6.1b for the station locations). The full processing scheme can be found in Ouattara et al. (2019). The details of the tests run to converge towards the processing scheme, and a discussion on the homogenization of the ambient noise sources can be found in the previous chapter.

We measured group velocity dispersion curves for the fundamental mode of Rayleigh waves following a traditional multiple-filter approach (Dziewonski et al., 1969; Levshin et al., 1989, 1992; Ritzwoller and Levshin, 1998; Hermann, 2013), which applies a sequence of Gaussian filters at a discrete set of periods and computes the envelope of these filtered signals to create a period group-velocity diagram. We applied two different implementations of the multiple filter technique. For the earthquake data, we used the method published and distributed by Hermann (2013), which allowed us to select the period range within which we manually picked the maximum amplitudes of the period group-velocity diagram, as shown in Figure 6.2. For the ambient seismic noise Green's functions, we applied the automated multiple filter technique of Pedersen et al. (2003) illustrated in Figure 6.3. We rejected all dispersion curves computed on cross-correlation functions whose signal-to-noise ratios were smaller than 7. We also excluded all paths with an inter-station distance smaller than 3 wavelengths to ensure a good sampling of the medium between the two stations.

6.4 Tomographic inversion method

To invert our Rayleigh-wave dispersion measurements to derive group velocity maps at periods from 20 to 100 s, a process that is also called *regionalisation*, we faced a linear inverse problem, which can be written as

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \mathbf{n}, \quad (6.1)$$

where $\mathbf{d} = (d_i)_{1 \leq i \leq N}$ denotes the data vector, $\mathbf{n} = (n_i)_{1 \leq i \leq N}$ the noise in the data, $\mathbf{m} = (m_j)_{1 \leq j \leq M}$ the "true-model" parameters, and $\mathbf{G} = (G_{ij} = \partial d_i / \partial m_j)$ the sensitivity matrix (size $N \times M$).

Our model parameters \mathbf{m} represented Rayleigh-wave group velocities in regular cells of size $2^\circ \times 2^\circ$ (i.e. a group velocity map), while the data \mathbf{d} were great-circle path-average Rayleigh-wave group velocities taken from the dispersion curves. Each period between 20 to 100 s had distinct \mathbf{d} and \mathbf{m} vectors. We assumed that the noise \mathbf{n} had zero mean and that the data covariance matrix could be expressed as $\mathbf{C}_d = \text{diag}(\sigma_{d_i}^2)_{1 \leq i \leq N}$. We normalised both the data and sensitivity matrix by the data errors (σ_{d_i}) , so that $\mathbf{C}_d = \mathbf{I}_N$.

Our aim was to find a model estimate, $\hat{\mathbf{m}}$, that could be expressed as a linear combination of the data, $\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{G}^\dagger \mathbf{d}$, where the matrix \mathbf{G}^\dagger denotes some generalized inverse matrix that depends on the inversion scheme. Such a model estimate can be decomposed

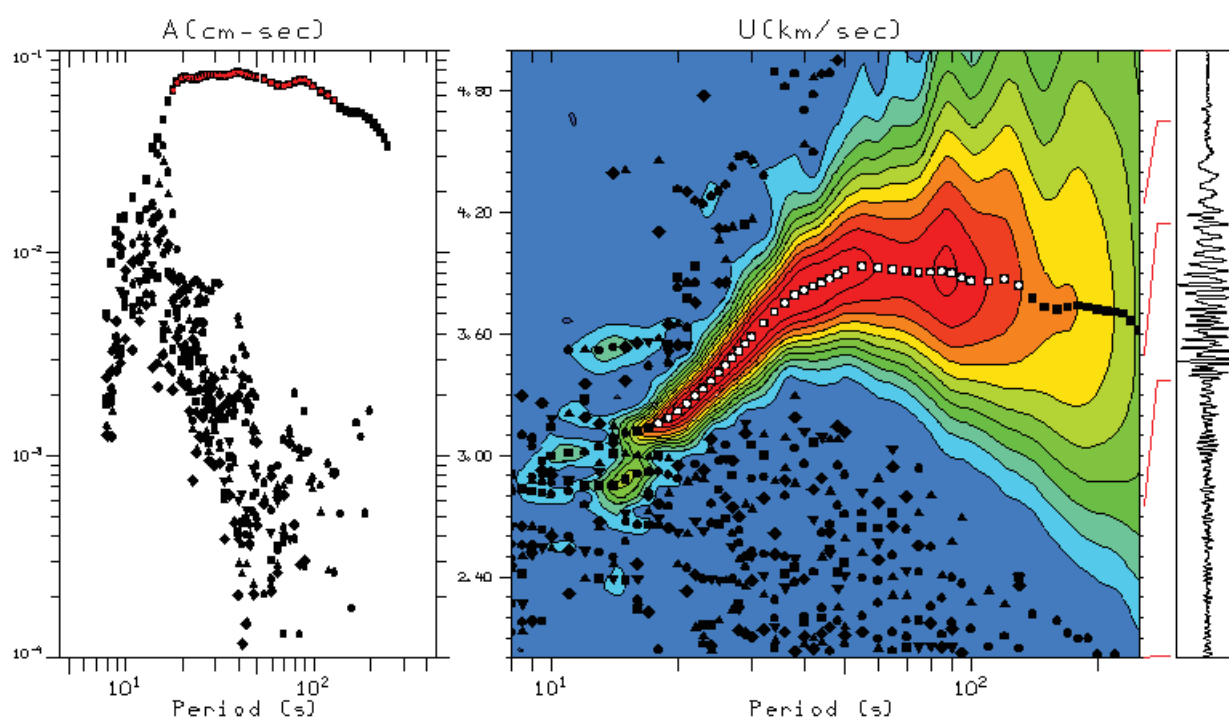


FIGURE 6.2 : Group velocity measurements : The left panel shows the spectral amplitude as a function of period, the center panel shows the contours of the period group-velocity diagram, and the right panel represents the waveform itself. The measured dispersion curve is indicated by red dots on the spectral amplitude plot and white dots on the period group-velocity diagram. Events parameters are : date, 15/05/2011 ; Ms 6.1, depth 12.78 km ; location (0.87° N, 25.62° W), recorded by the station TAM (LHZ component).

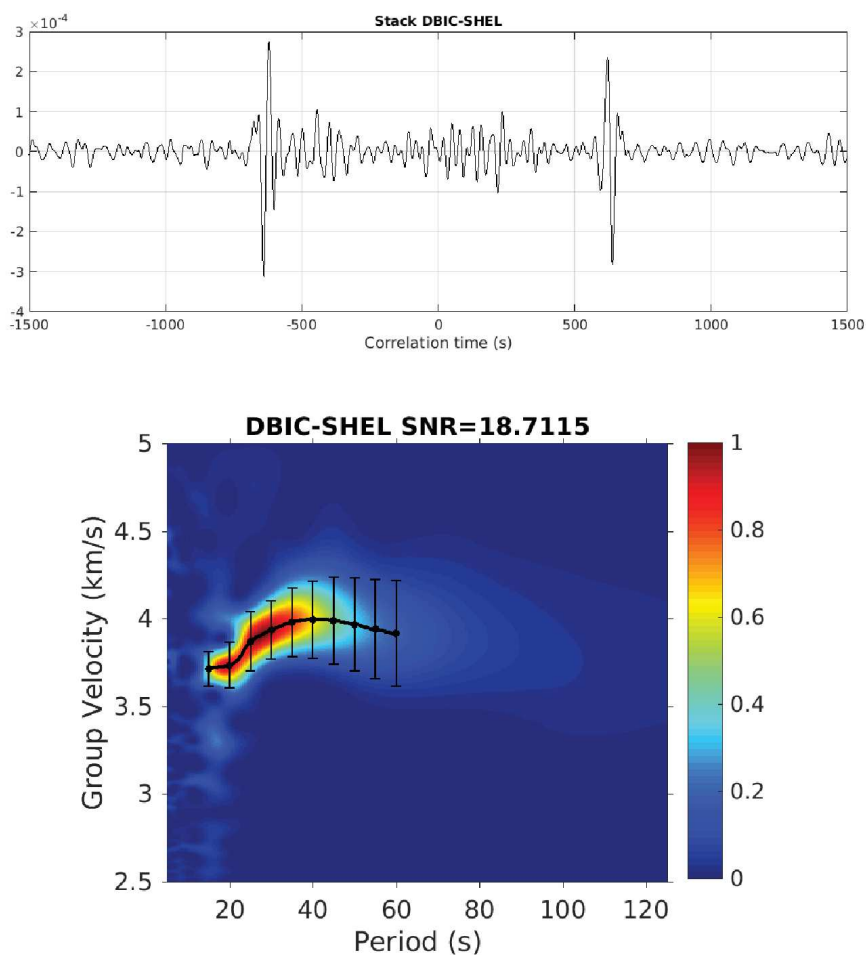


FIGURE 6.3 : Stacked cross-correlation on the top and period group-velocity diagram for symmetric component at the bottom. The thick black curve indicates the measured Rayleigh waves dispersion curve and the period range which is later used in the tomographic inversion. The uncertainties are estimated by fitting a Gaussian to the energy in the period group-velocity diagram at each period.

as follows :

$$\underbrace{\hat{\mathbf{m}}}_{\text{model estimate}} = \underbrace{\mathbf{R}\mathbf{m}}_{\text{filtered true model}} + \underbrace{\mathbf{G}^\dagger\mathbf{n}}_{\text{propagated noise}}, \quad (6.2)$$

where $\mathbf{R} = \mathbf{G}^\dagger\mathbf{G}$ is referred to as the model resolution matrix. Appraising a tomographic model, which is at least as important as estimating the model in the first place, requires computing and analysing the resolution matrix \mathbf{R} and the model covariance matrix, $\mathbf{C}_{\hat{\mathbf{m}}} = \mathbf{G}^\dagger\mathbf{C}_d(\mathbf{G}^\dagger)^\top$, where $(\cdot)^\top$ is the transpose. If we have the generalized inverse \mathbf{G}^\dagger , we can derive the model estimate $\hat{\mathbf{m}}$, its resolution \mathbf{R} , and its covariance $\mathbf{C}_{\hat{\mathbf{m}}}$ directly.

6.4.1 Beyond drawbacks of damped-least-squares inversions : the SOLA method

Most of large-scale, linear or linearized discrete tomographic inversions to date were carried out using some variation of a damped least-squares (DLS) approach to estimate the model parameters (Aster et al., 2012) and, if not ignored because of prohibitive computational costs (Rawlinson et al., 2010, 2014), their resolution and covariance matrices.

As quantitatively investigated by Zaroли et al. (2017), a major concern for such tomographic studies is that *"DLS models may be locally biased toward lower or higher amplitudes in regions of poor data illumination"*. This averaging bias effect is caused by adding some ad hoc regularization constraints on the estimated model – which are different from a priori physical constraints within some Bayesian formulation – in order to remove the non-uniqueness inherent to the least-squares solution (Voronin and Zaroли, 2018). Since uneven data coverage occurs often in local to global scale seismic tomography experiments, most DLS tomographic models are likely to be locally biased in regions with poor data coverage, potentially leading to physical model misinterpretations (Zaroли et al., 2017).

To improve the tomographic inverse problem, we need to solve for the image and its appraisal simultaneously, while controlling model resolution and covariance. Backus and Gilbert (1967, 1968, 1970) proposed the first theoretical solution to this linear inverse problem based on optimally localized averages. Many authors subsequently tried to apply it to tomographic problems but found it to be too computationally intensive as well as impractical in the presence of data errors (e.g. Menke, 1989; Parker, 1994; Trampert, 1998; Aster et al., 2012).

Zaroли (2016) followed the discrete Backus-Gilbert approach suggested by Nolet (1985), and adapted a computationally efficient variant of the Backus-Gilbert method – originally proposed by Pijpers and Thompson (1992) in helioseismology – to large-scale, linear, discrete tomographic problems in the presence of data errors. This variant is called SOLA, for Subtractive Optimized Local Averages. As highlighted by Zaroли et al. (2017), the SOLA Backus-Gilbert approach has several striking advantages over the traditional DLS one : *"SOLA models are explicitly constrained to be (unbiased) averages over the true-model parameters, [and] the extremely parallel SOLA scheme is more efficient for computing the generalized inverse (required to infer the model estimate, resolution and covariance)"*.

6.4.2 The SOLA method : key steps

This study is the first surface-wave tomographic study to exploit SOLA Backus-Gilbert inversion method. We now briefly describe the keys steps of the SOLA method as we applied them to our Rayleigh-wave group-velocity tomography of West Africa. For further details on the method itself, we refer the reader to [Zaroli \(2016\)](#) and [Zaroli et al. \(2017\)](#).

First of all, the aim of the Backus-Gilbert approaches is to obtain weighted averages over the continuous true-model properties that are spatially localized around a given location $\mathbf{r}^{(k)}$ (the centre of the k -th cell in our model parameterization), denoted as \hat{m}_k :

$$\hat{m}_k = \int A^{(k)}(\mathbf{r}) m(\mathbf{r}) d^3\mathbf{r} + \text{propagated noise}, \quad (6.3)$$

For this average \hat{m}_k to be unbiased, the *averaging kernel* $A^{(k)}$ must be constrained to satisfy to the unimodular condition :

$$\int A^{(k)}(\mathbf{r}) d^3\mathbf{r} = 1. \quad (6.4)$$

Averaging kernels are also expected to be non-negative, though in practice this may not always be honoured, depending on the data geometry. These averaging kernels, also named *resolving kernels*, represent the local resolution of tomographic images.

The original Backus-Gilbert scheme consists in constructing the resolving kernel that is most strongly peaked around each model parameter location, $\mathbf{r}^{(k)}$, while limiting as much as possible the noise that propagates into the model estimate (the model variance $\sigma_{\hat{m}_k}^2$). The key idea in the SOLA method is to specify an a priori "target form" for the resolving kernel at each point at which we want to compute the tomographic image. Those target resolving-kernels (hereafter, *target kernels*) need to be specified such that their spatial extent represents some a priori estimate of the spatial resolving-length at each parameter location.

Rather than minimizing the spread of each resolving kernel, as in the original Backus-Gilbert formulation, the SOLA approach minimizes the integrated squared difference between each resolving kernel and its associated target kernel. Each row of the SOLA generalized inverse matrix is individually computed by solving the following specific minimization problem (computation of all rows is straightforward to parallelize) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \underbrace{\int [A^{(k)}(\mathbf{r}) - T^{(k)}(\mathbf{r})]^2 d^3\mathbf{r}}_{\text{resolution misfit}} + \eta^2 \underbrace{\sigma_{\hat{m}_k}^2}_{\text{model variance}} = \min \\ \text{subject to } \int A^{(k)}(\mathbf{r}) d^3\mathbf{r} = 1, \end{array} \right. \quad (6.5)$$

where η is a trade-off parameter that we chose to be constant-valued, as suggested by [Zaroli \(2016\)](#) and [Zaroli et al. \(2017\)](#) when the size of target kernels varies spatially as a function of ray-density.

In this study, we chose the simplest possible target form that ensures isotropic resolving lengths : a circle. Each target kernel, denoted as $T^{(k)}$, is constant-valued inside such a circle centred in the centre of the k -th cell and zero outside. We scaled the target kernel radii between 300 km and 1500 km, inversely to the logarithm of the path density (see [Zaroli et al. \(2017\)](#) for the scaling expression). Figure 6.4a shows the path coverage for our joint

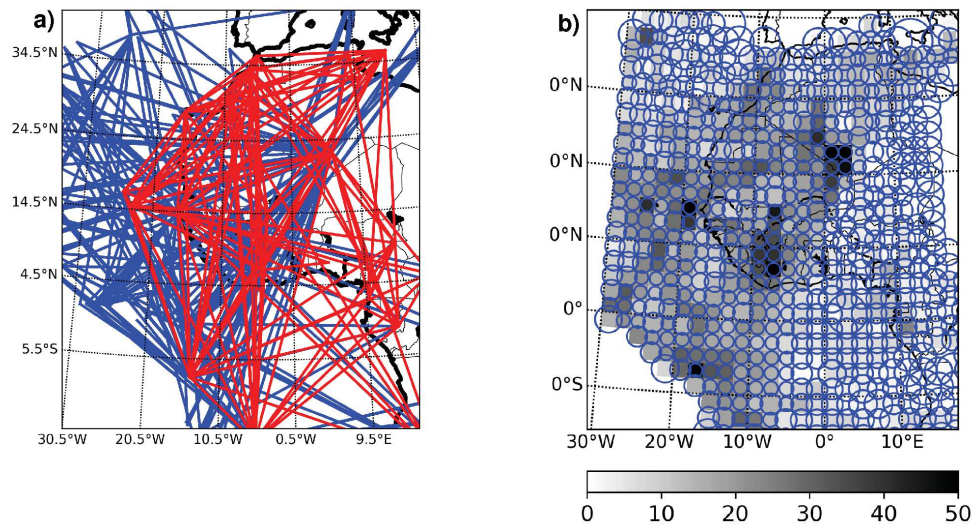


FIGURE 6.4 : (a) : Path coverage for earthquakes (blue) and ambient noise cross-correlations (red) at 20 s. (b) : Number of paths per cell (path density, greyscale) and target kernels whose size scales inversely to the path density (blue circles). The target kernels are represented at 25% of their real size.

earthquake and ambient noise group velocity measurements at 20 s periods, and Figure 6.4b shows the corresponding path density map and the size of the target kernels. The path densities and target kernels at other periods are shown in Figure 6.5. We evaluated the local resolution of our tomographic images using the averaging kernels $A^{(k)}$. We fitted each of them with a 2D ellipse, which allowed us to estimate a resolution length (given by the geometric mean of the ellipse's major and minor axes) and the anisotropy of the resolution (given by the difference between the ellipses major and minor axes and the orientation of its major axis).

Some important remarks before we examine the results of applying SOLA Backus-Gilbert tomography to our joint earthquake and ambient noise Rayleigh-wave group velocity dataset :

- Although we parameterized the whole of the Earth's surface with $2^\circ \times 2^\circ$ cells, we only needed to compute the SOLA Backus-Gilbert solution at cells of interest, where the data coverage was appropriate for West Africa imaging purposes. This led to a large increase in computational efficiency.
- For any desired query point k , the SOLA method efficiently computes the k -th row of a well behaved generalized inverse, yielding the unbiased model estimate \hat{m}_k with meaningful estimate of its resolution $A^{(k)}$ and uncertainty $\sigma_{\hat{m}_k}$, thereby overcoming all the drawbacks of damped-least-squares inversions.
- In order to compute meaningful model uncertainties $\sigma_{\hat{m}_k}$, it is crucial that data errors be reliable, at least statistically. This point will be discussed further in section 6.6.

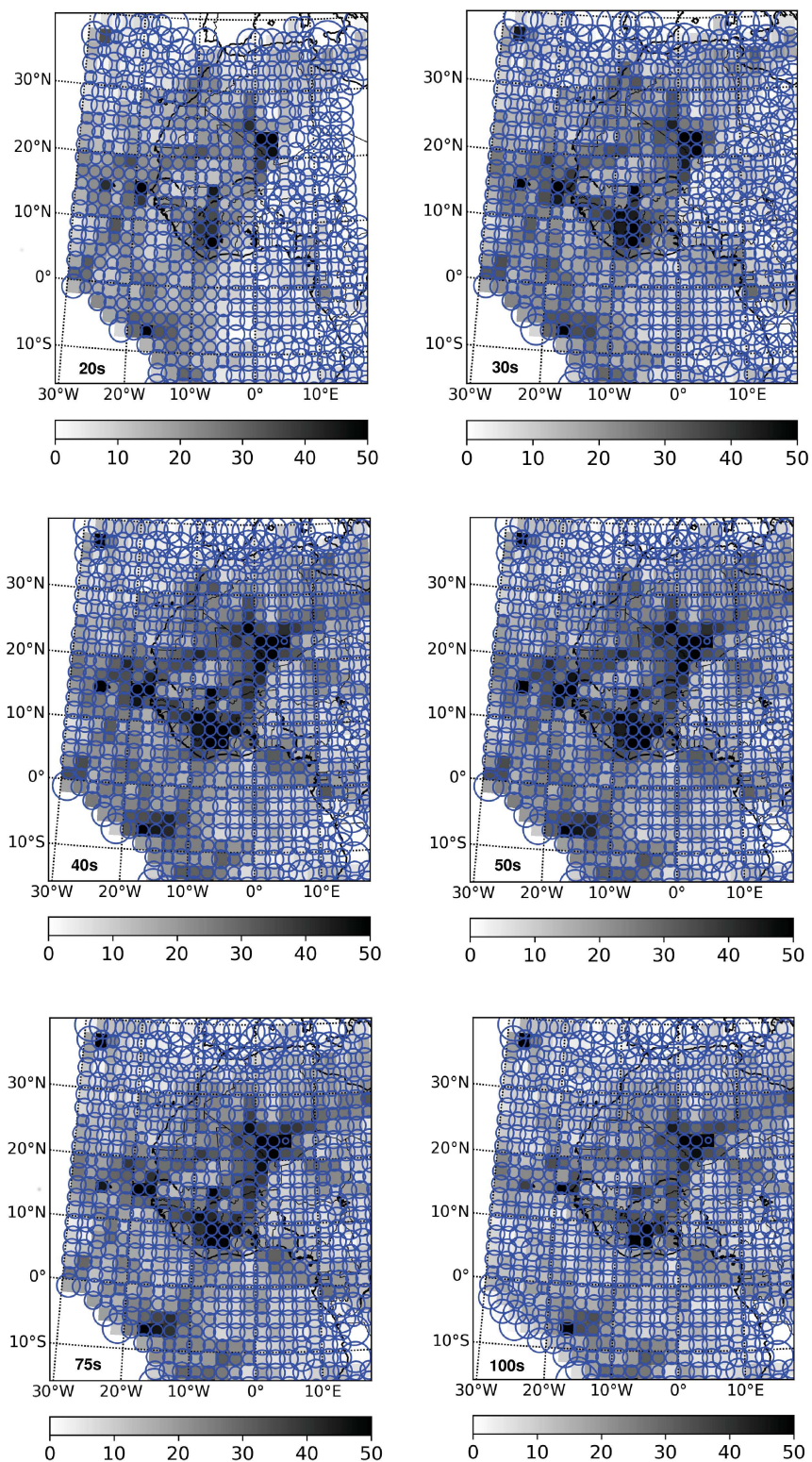


FIGURE 6.5 : Ray densities for different periods (greyscale) and target kernels whose size scales inversely to the path density (blue circles). The target kernels are represented at 25% of their real size.

6.5 Results

Figure 6.6 shows the group velocity maps, model uncertainties and resolution lengths we obtained using SOLA Backus-Gilbert tomographic approaches on our full group-velocity dataset. We will present the group velocity results below, and discuss the significance of the model uncertainty and resolution in the discussion section.

At shorter periods (20 s), sensitive to crustal structure, the group velocity map shows strong group velocity contrasts, with faster group velocities in the oceanic regions than in the continental regions, as expected for shallow oceanic versus continental lithosphere (Figure 6.6, top row). The slowest velocities occur in North-West Africa and are consistent with its recent tectonic history : this part of the continent contains a system of failed rift basins and deformable zones associated with the early Mesozoic opening of the central Atlantic and Neo-Tethys oceans (Gomez et al., 2000). The High Atlas Mountains of North Africa were formed over a major intracontinental rift system that had extended from what is now the Atlantic margin of Morocco to the Mediterranean coast of Tunisia, and the inversion phase of the Atlas rift system began in the Early Cretaceous and extended into the present (Beauchamp et al., 1999). The major uplift phase occurred between 30 and 20 Ma (Oligocene- Miocene) and corresponds to the Alpine orogenic event. The uplift and inversion of the Atlas rift system resulted in a shortening of the rift basin by a minimum of 36 km. This geological description is characterized on our group velocity maps by low velocity anomalies.

At intermediate periods (50 s), sensitive to shallow lithospheric structure, the group velocity map shows a wide, high group-velocity band ($\approx 3.9\text{km/s}$) oriented substantially NW-SE that extends from the Canary Islands inland towards Niger (Figure 6.6, middle row). This zone is limited to the North and South by zones of lower group-velocities ($\approx 3.7\text{km/s}$), and appears connect the Reguibat and the Tuareg shields. The Tuareg Shield, comprising the Hoggar domains, includes Archean, Paleoproterozoic, and Neoproterozoic terranes, possibly amalgamated during the Eburnian Orogeny and intruded by 640 - 580 Ma Pan-African granites (Begg et al., 2009). Its Pan-African collision with the West African Craton and Benin-Nigeria blocks is recorded in the strongly deformed Pharusian and Dahomeyan Belts which are characterized by low velocities. We also observe slower group velocities in the paleoproterozoic lithosphere of the Leo Rise compared to those in the adjacent Archean lithosphere of the Man Shield.

At long periods (100 s), sensitive to deeper lithospheric structure, the model shows fast group velocities under the Man-Leo and the Reguibat shields, indicating cold, thick lithospheric roots, and lower group velocities under the mobile belt zone, indicating thinner lithosphere (Figure 6.6, bottom row). We also see low group velocities beneath the Cameroon Volcanic Line which lies between the northern edge of the deeply rooted Congo craton and the Benue trough, a highly extended Cretaceous rift system that connected to basins in eastern Sudan and Kenya (Ebinger et al., 2017). Marzoli et al. (2015) described the Cameroon Volcanic Line as a 1600 km long chain of volcanic and sub-volcanic complexes that straddles the continent-ocean boundary and extends from the Gulf of Guinea to the interior of the African continent.

The SOLA Backus-Gilbert group velocity maps at 30, 40, 60 and 75 s period and their uncertainties are shown in Figure 6.7, while their associated resolution lengths are shown in Figure 6.8.

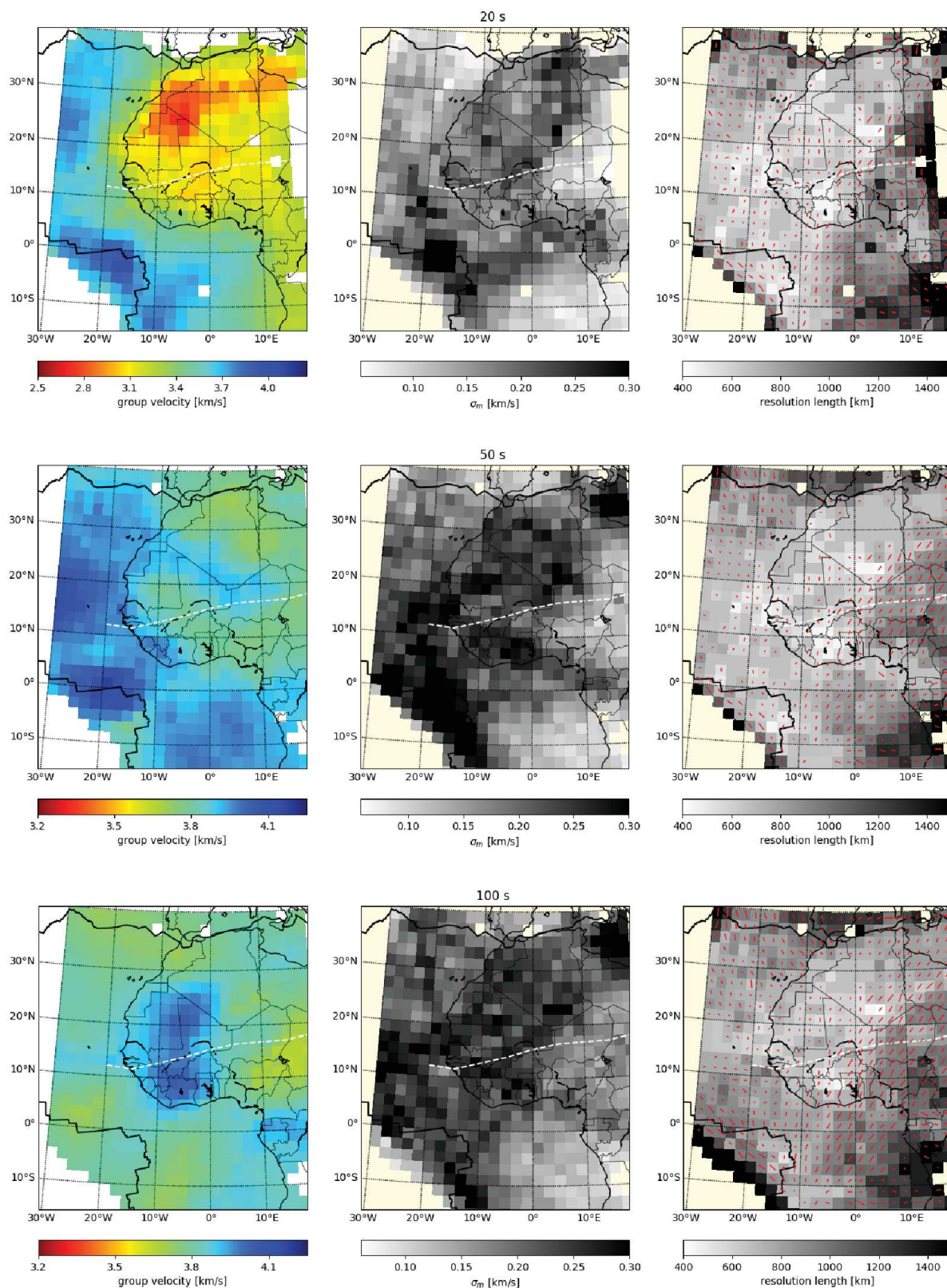


FIGURE 6.6 : Tomographic results using SOLA Backus-Gilbert inversions. Left column : group velocity maps at 20, 50, and 100 s period. Center column : model uncertainties for the same periods. Right column : resolution lengths (greyscale) and anisotropy (red lines). The thick black line shows the plate boundaries and the white dashed line indicates the Guinea-Nubian lineament discussed in the text.

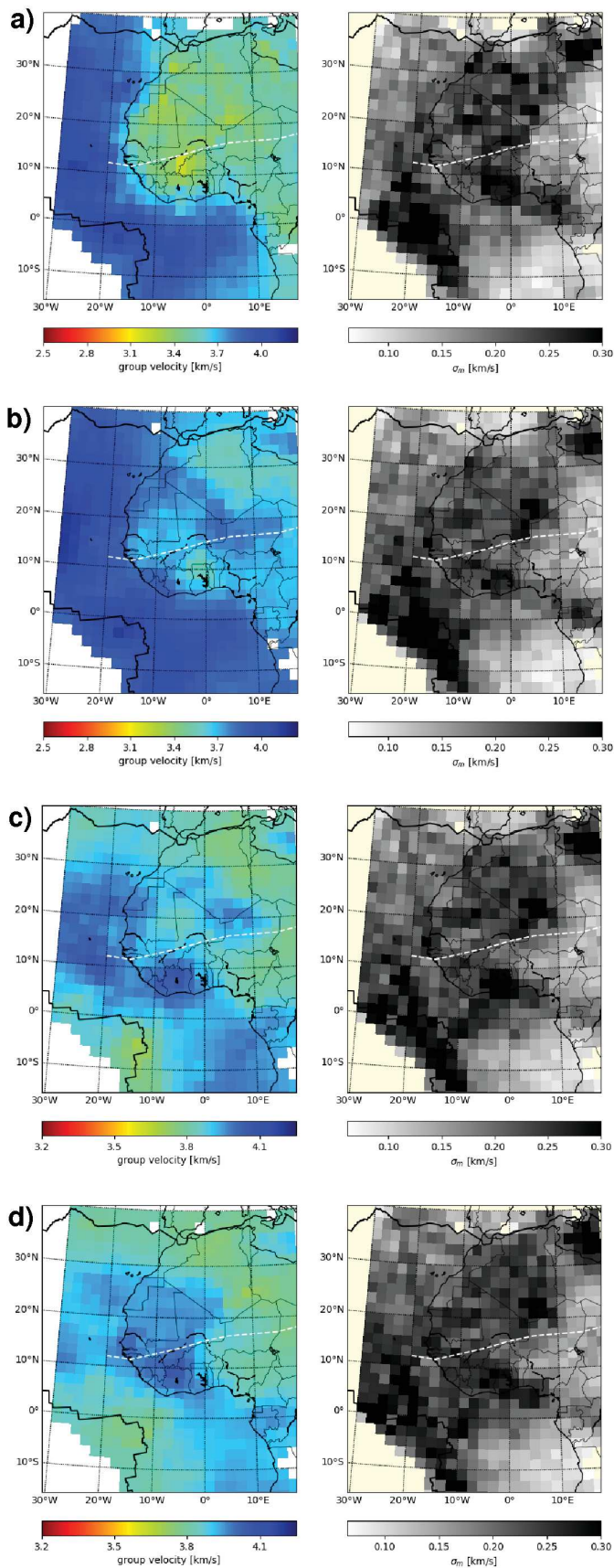


FIGURE 6.7 : SOLA Backus-Gilbert group velocities maps at (a) :30s; (b) :40s; (c) :60s; and (d) :75s; with their uncertainties.

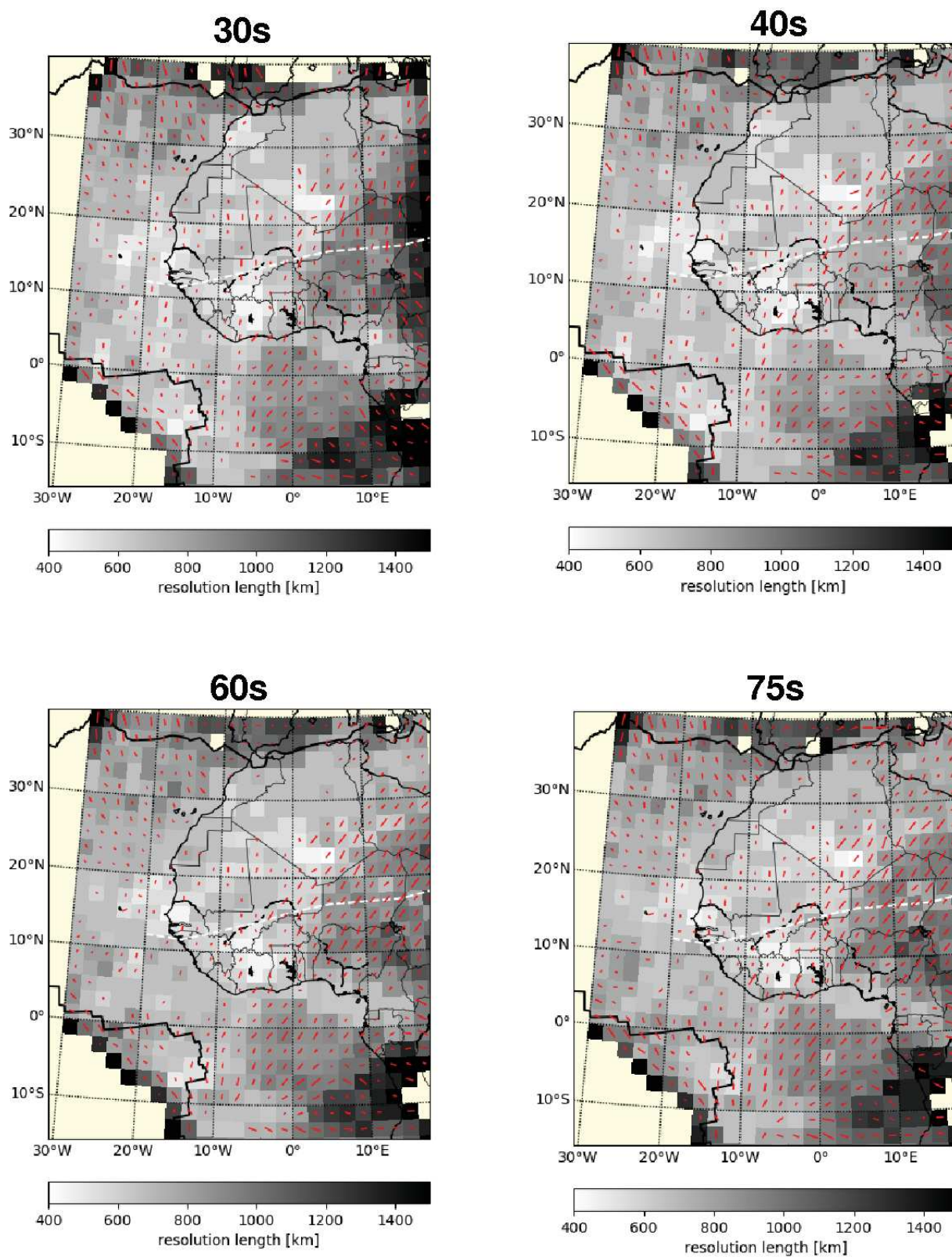


FIGURE 6.8 : Resolution length for different periods. The gray scale indicates resolution length, the color bar is expressed in km and indicates the lateral resolution length. The red lines represent the shape of the ellipse (orientation = azimuth of the ellipse). The cells without red lines correspond to ellipses of circular shapes.

6.6 Discussion

We successfully produced group velocity maps of West Africa using the SOLA Backus-Gilbert inversion scheme, which does not explicitly attempt to fit the measurements but concerns itself only with optimizing local averages. The group velocity maps produced seem consistent with our knowledge of the structure and tectonics of the region. Let's compare these results with those we obtained previously using the same dataset and a damped-least-squares (DLS) inversion (Ouattara et al., 2019). The comparison between the two sets of group velocity maps is shown in Figure 6.9.

6.6.1 Comparison between SOLA and DLS tomographic inversions

At shorter periods (20 s, Figure 6.9 top row) both methods yield similar group-velocities in most parts of the study area, with the exception of the northern part. In this region, the DLS inversion produces slower group-velocities that extend from the Tindouf basin over the Anti-Atlas, the high plateaus, and up to the south of the Mediterranean, whereas the SOLA inversion produces slower group-velocities that are limited only to the Tindouf basin and the Anti-Atlas. At intermediate periods (50 s, Figure 6.9 middle row), the region of higher group velocities that seems to interconnect the Reguibat and the Tuareg shields on the SOLA map is difficult to distinguish on the DLS map. At long periods (100 s, Figure 6.9 bottom row), both tomographic images show fast group velocities under the Man-Leo and the Reguibat shields, indicating cold, thick lithospheric roots, and lower group velocities under the mobile belt zone, indicating thinner lithosphere. However, the DLS model shows stronger smearing of high velocities both towards the West and the south-West.

In order to properly compare two tomographic images, we should appraise simultaneously the differences between the images using the uncertainty and resolution of each image. Unfortunately, due to the high cost of computing the generalized inverse in DLS problems, the Debayle and Sambridge (2004) inversion method we used in our previous study (Ouattara et al., 2019) estimates the geographical distribution of the group velocities by an iterative LSQR method without calculating the generalized inverse, so we do not have uncertainty and resolution information for the DSL model. For the same reason, we cannot evaluate the local bias in the DLS images though we suspect it exists. The only comparison we can make between the two models is between the group velocities themselves, and the only way we can indicate a preference between them is by comparing the group-velocity images to our knowledge of the regional structure and tectonics, which is also imperfect.

6.6.2 SOLA model uncertainty

For the SOLA inversion, we have the uncertainty and resolution information, so let's at least discuss them. At all periods, we found very strong model uncertainties (on average about 0.2 km/s over West Africa at 20 s period, and about 0.25 km/s over the same region at 50 and 100 s period, Figure 6.6 center column). These values are of the same order or greater than the lateral variations of group velocities themselves, however we have seen

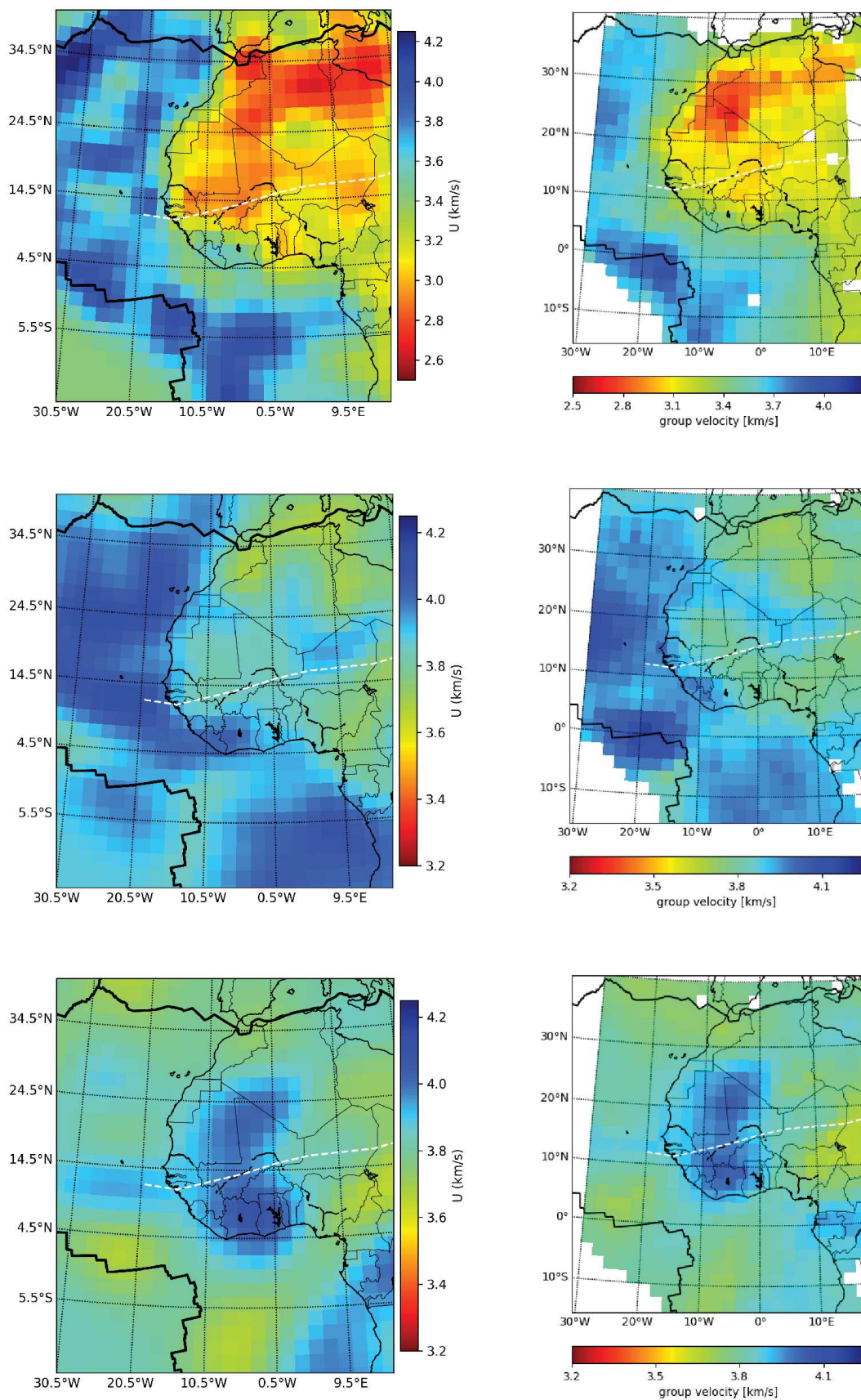


FIGURE 6.9 : Group velocity maps for 20, 50 et 100s period (from top to bottom respectively) using DLS (left column) and SOLA-BG (right column) inversion.

that the group velocity maps display internal coherence and are consistent with what we know of the structure and tectonics of the region. Then why are the uncertainties so high?

We have seen in Section 6.4 and Chapter 4 that the uncertainties in the model parameters are given by linear combinations of the uncertainties in the data propagated by the generalized inverse matrix. Could the data uncertainties be over-estimated? We have started to look into this question.

The [Hermann \(2013\)](#) multiple filter technique we used to measure the group-velocity dispersion for the earthquake data sets the uncertainties using an ad-hoc formula that depends on the frequency range. The [Pedersen et al. \(2003\)](#) multiple filter technique we used for the cross-correlation data only creates the period group-velocity diagrams. We used the strategy from [Zigone et al. \(2015\)](#) to obtain the group-velocity curves from these diagrams by fitting a Gaussian to the energy in the diagram at each period, picking the maximum of the fitted Gaussian as the group-velocity and using a 2σ estimation for the uncertainty. Neither approach seems satisfactory. The first produces ad-hoc uncertainties that are independent of the energy distribution in the period group-velocity diagrams; the second assumes the energy at each period is distributed as a Gaussian, and some preliminary checks we have carried out show the energy distributions are systematically sharper than Gaussian distributions. At least for the noise-based group velocity measurements, the data uncertainties used to generate the plots in Figure 6.6 were probably over-estimated.

Although we are still working on a method to estimate group-velocity measurements more accurately, we can already draw one important conclusion. The seismological community has for a long time been able to use very imprecise estimates of data uncertainties in tomographic inversions, as their influence on the models was difficult (if not impossible) to quantify. Using methods such as SOLA that generate the full generalized inverse matrix and hence can quantify the model uncertainties by propagating the data uncertainties, we have to pay much more attention to how we estimate data uncertainties.

6.6.3 SOLA resolution information

Let's now move on to the horizontal resolution estimates obtained using the SOLA method. The resolution lengths and orientations shown in Figure 6.6 (right column) and Figure 6.8 vary strongly with position. They are mostly constrained by the sizes of the target kernels from Figure 6.4 and Figure 6.5, which were modulated by the path density. This is the same kind of modulation that is done when creating an irregular parameterisation for a tomographic inversion: where there is more information in the form of a greater number of paths, we use small cells; where there is less information, we use large cells. The resolution lengths can be used to determine whether large anomalies, such as the slow anomaly at 20 s period in Figure 6.6, are large because the local resolution length is also large, or because they reflect some large physical structure (in the case of the slow anomaly at 20 s period, the anomaly has an extent of ~ 11000 km, where the resolution length is of the order of 500 km, so it is probably well resolved). It can also be used to determine if small anomalies are worth interpreting.

Although the resolution length plots in Figure 6.6 and Figure 6.8 contain useful information, they are themselves only proxies to the full resolution information contained in the averaging kernels $A^{(k)}$. We have plotted a few of these in Figure 6.10 and Figure 6.11. The averaging kernels are often quite complex, and highlight that the value of the group

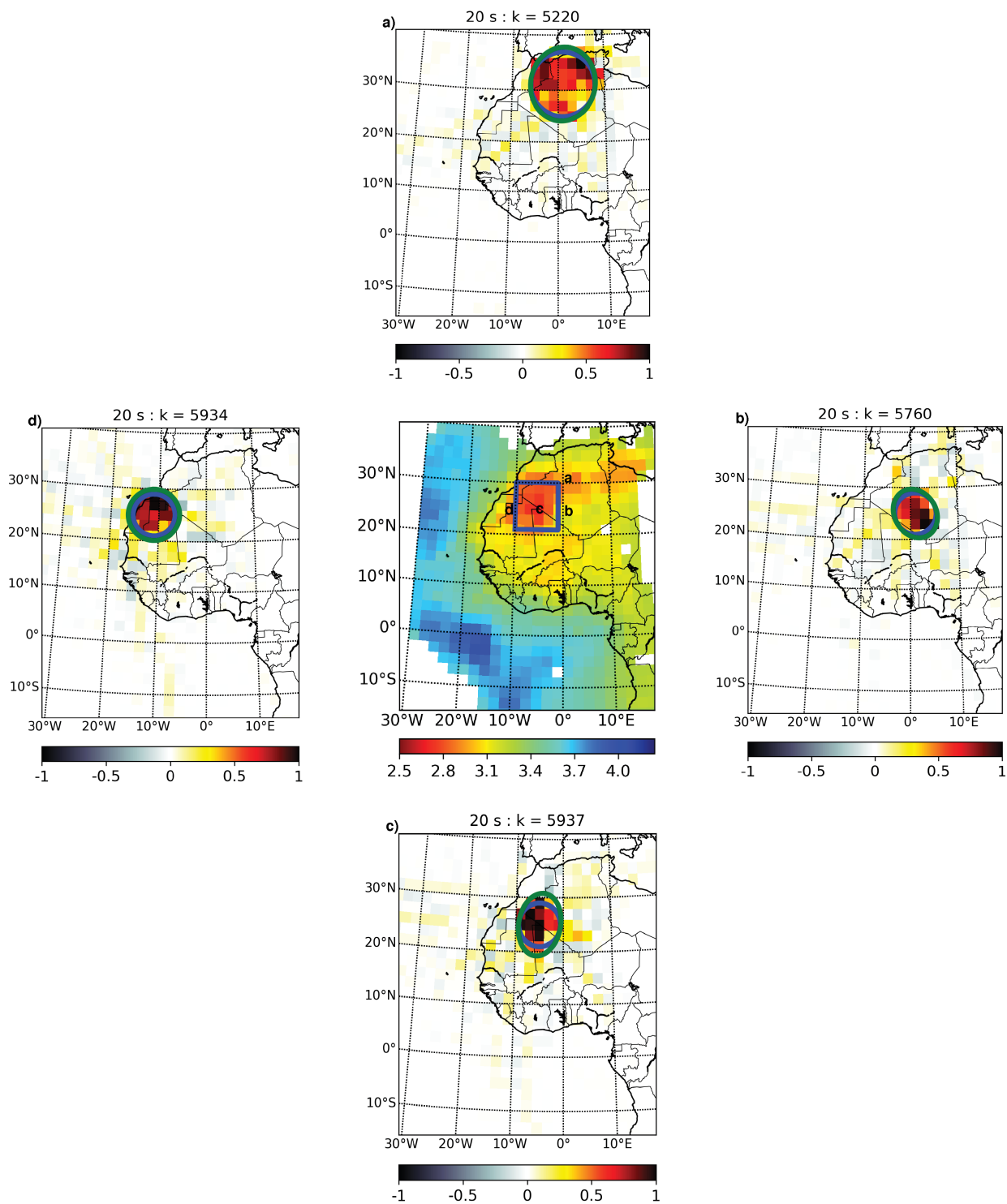


FIGURE 6.10 : Averaging kernels for a selection of points at 20 s period. Each averaging kernel is normalised to a maximum value of 1 for ease of comparison. Also shown are the shapes of the target kernels (blue circle) and of the ellipse that best approximates the averaging kernel (green ellipse).

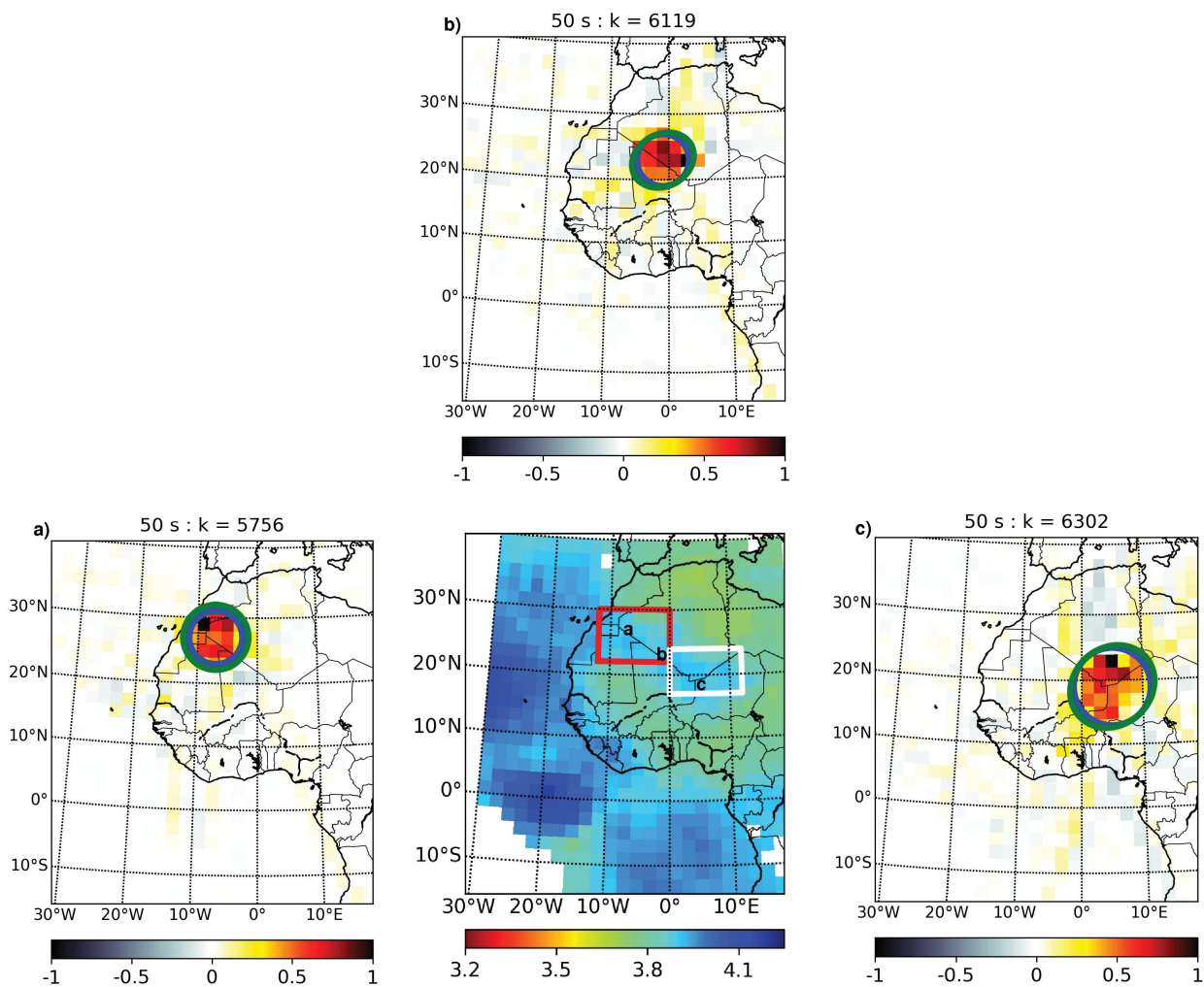


FIGURE 6.11 : Averaging kernels for a selection of points at 50 s period. Each averaging kernel is normalised to a maximum value of 1 for ease of comparison. Also shown are the shapes of the target kernels (blue circle) and of the ellipse that best approximates the averaging kernel (green ellipse).

velocity we see at any point in the group-velocity maps is actually a weighted average over the "true" group velocities at many different points. The averaging kernels are a graphical representation of the "filtered true model" from equation (6.2). We can use them to understand how sharp boundaries will be softened by the tomographic process, and how the shapes of structures might be deformed.

6.6.4 Synthetic tests

The averaging kernels also allow us to perform synthetic tomographic tests very quickly, simply by pre-multiplying some synthetic model \mathbf{m} by the resolution matrix \mathbf{R} , whose rows are simply the averaging kernels $A^{(k)}$. As an illustration, Figure 6.12 shows a checkerboard test performed at 50 s period, using a checkerboard size of 10, for both the DLS and SOLA methods. To perform the DLS checkerboard test, we generated synthetic group-velocity data that we then inverted using the same correlation length as in (Ouattara et al., 2019). To perform the SOLA test, we simply pre-multiplied the synthetic model by the resolution matrix. We expect a test with such a large size to be well resolved by both methods. At first glance, the DLS method seems to do better than the SOLA method, but we must remember that the data errors are probably overestimated in the SOLA inversion, and may degrade the true resolution. A closer look shows that the DLS method seems to be affected by bias (some of the high velocity anomalies are stronger in the output model than in the input model) and smearing at the edges of the model, whereas the SOLA model has no bias and does not create artefacts in regions of poor data coverage.

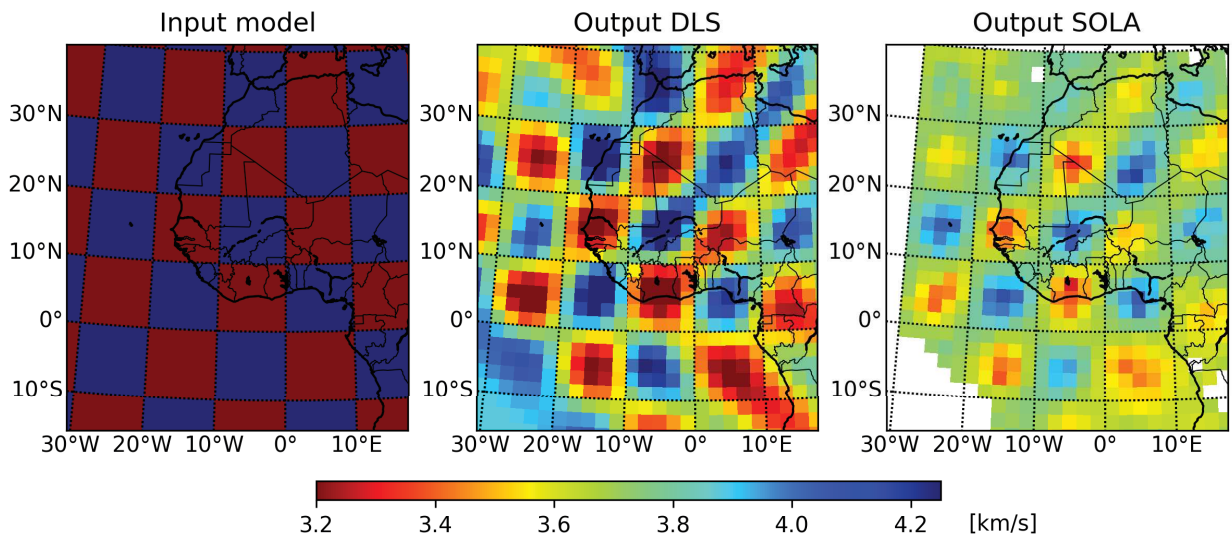


FIGURE 6.12 : Checkerboard test at 50 s period comparing the outputs of the DLS inversion from Ouattara et al. (2019) to the SOLA inversion from this study.

Another use of synthetic tests is to verify certain interpretations of the tomographic models. For example, let's take the model at 100 s period (Figure 6.6, bottom row). We interpreted the large, low velocity anomaly as being, in fact, the signature of two cratonic shields with cold, thick lithospheric roots (the Requibat and Man-Leo shields) separated by a mobile belt zone, the Guinean-Nubian lineament. This interpretation was based on the

slightly lower group velocities along the lineament compared to the faster group velocities to the North and South. Is this interpretation reliable, or is the apparent dip in group velocity just an artefact of the inversion?

One answer could come from the uncertainties in the estimated group velocities, but we have seen these uncertainties are probably overestimated in our case. Another comes from creating a synthetic model with a single, undivided craton such as that in Figure 6.13, then filtering it with the SOLA resolution operator. If the resulting estimated model shows a dip in velocity, that would tend to discredit the two-shield hypothesis. The test shows no dip appearing along the Guinean-Nubian lineament. Although this test does not definitely prove that the Requibat and Man-Leo shields are indeed separate at deep lithospheric depths, it does strengthen the two-shield hypothesis a little more.

Figure 6.13 also shows the averaging kernels at three points in the region : one on each shield and one on the lineament. The averaging kernel on the lineament is strongly anisotropic and tends to average the group velocities of the two shields, which means it will tend to fill in any dip in velocity. This is a second argument in favour of the two-shield hypothesis. As discussed in [Ouattara et al. \(2019\)](#), however, it is still possible that the group velocity data at 100 s period that we regionalised were affected by the low-velocities in the Taoudeni sedimentary basin, and that the dip in velocity seen between the two shields at 100 s period could be an artefact caused by the non-zero sensitivity of 100 s Rayleigh waves to the upper crust.

SOLA Backus-Gilbert is a very recent development in seismic tomography, and we have barely scratched the surface in terms of understanding its power and its limitations. We have rarely ever had as much appraisal information as SOLA can give us, and never with the assurance of an un-biased model. We still have much to learn about how to use this appraisal information to distinguish between alternative interpretations of tomographic models.

6.7 Conclusion

We successfully applied the SOLA Backus-Gilbert inversion scheme pioneered in seismic tomography by [Zaroli \(2016\)](#) to a regional-scale surface-wave tomography of West Africa that used a combined dataset of surface-wave and ambient noise. Our unbiased images of Rayleigh wave group-velocity images correlate well with the known geological structure and tectonic history of the region and differ in some important details from a previous inversion of the same dataset using a traditional damped-least-squares based tomographic inversion ([Ouattara et al., 2019](#)).

The SOLA scheme also provided us with estimates of the uncertainties in the group velocity maps and full resolution information. Thanks to the uncertainty information we were able to highlight an issue related to the uncertainties in the group velocity dispersion measurements themselves. As SOLA fully propagates the uncertainties in the measurements to uncertainties in the tomographic model, we have to pay closer attention to how we estimate measurement uncertainties in tomographic problems. The wealth of resolution information contained in the SOLA averaging kernels allowed us to estimate spatially varying resolution lengths and give an indication of the spatially varying anisotropy of the resolution. Having the full resolution information turned creating synthetic tomography tests into a trivial process and improved the way we interpreted them.

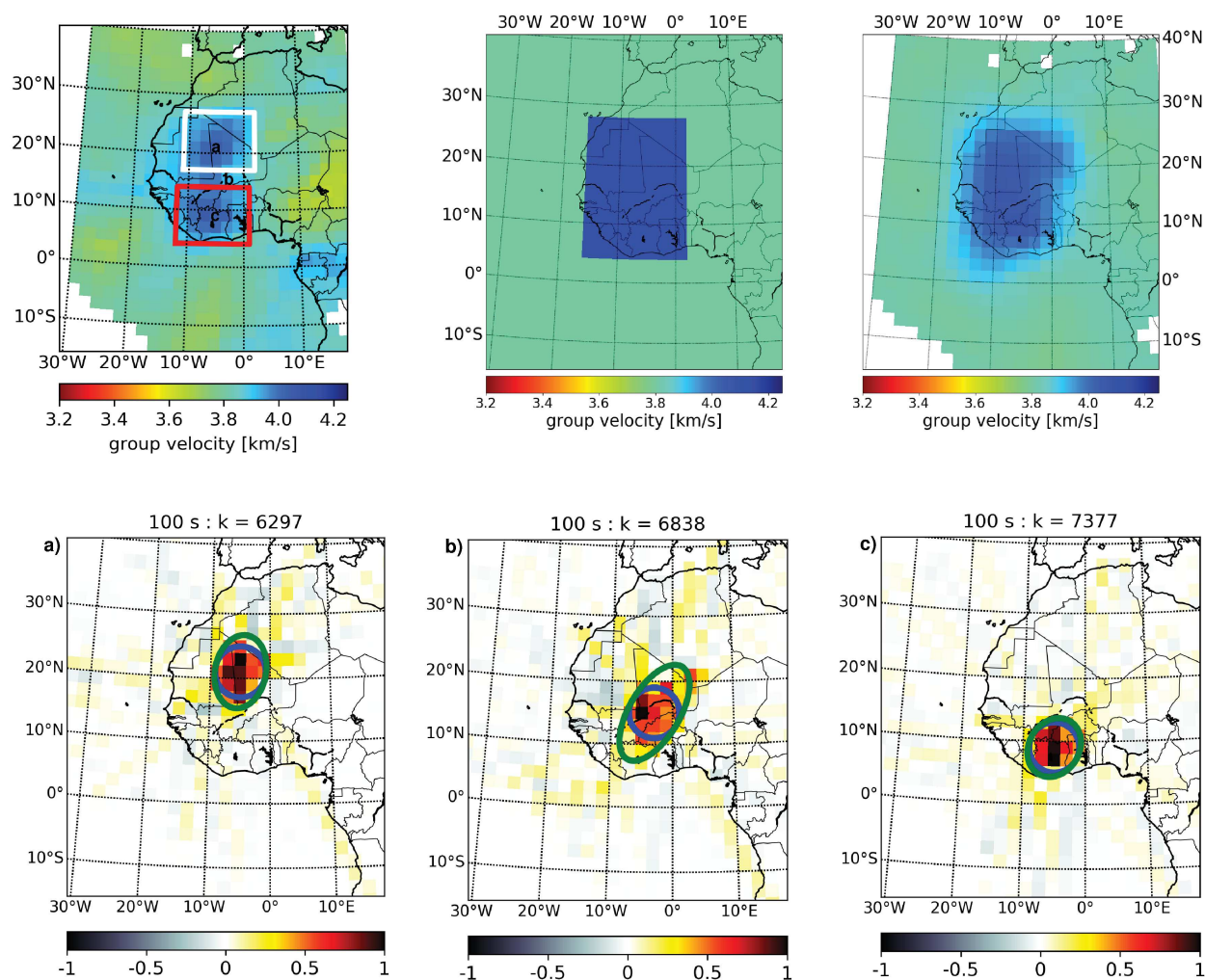


FIGURE 6.13 : Target kernel (blue circle) and resolution length (green ellipse) for 100 second at the bottom (same as figure 8). Top left represent the group velocity map; middle and right, synthetic test; middle (input model) and right (output model).

We believe that the SOLA Bakcus-Gilbert inversion scheme represents a great step forward in how we apply linear inverse theory to seismic tomography problems. We have only scratched the surface in terms of understanding its power and its limitations, and believe there is still much to learn about how to exploit the full potential of the appraisal information it provides.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

Cette étude nous a permis de produire des cartes de vitesse de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh de 20 à 100s de période, en utilisant la tomographie d'ondes de surface de l'Afrique de l'Ouest. Pour se faire nous avons utilisé, à la fois les séismes et les corrélations du bruit sismique ambiant. La résolution des images tomographiques dépend de la couverture azimutale des trajets. En combinant ces deux types de données, nous avons obtenu une meilleure résolution pour l'ensemble de la zone d'étude. L'un des principaux objectifs de la tomographie par corrélation du bruit sismique ambiant est que les fonctions de Green extraites des corrélations du bruit ambiant peuvent être utilisées de manière significative pour obtenir des mesures de dispersion des ondes de surface tout comme celles obtenues avec les ondes résultant des tremblements de terre. Afin de montrer la compatibilité de ces deux ensembles de données, nous avons comparé les sismogrammes et les diagrammes de dispersion résultant d'un séisme dont l'épicentre est situé à proximité d'une station sismique et enregistré à une autre station avec ceux de la corrélation du bruit ambiant entre cette paire de stations. La similarité des sismogrammes et des courbes de dispersion montre qu'on pouvait inverser conjointement ces deux jeux de données pour retrouver la structure du milieu traversé. Pour éliminer les erreurs potentielles dans le processus de mesure de la vitesse de groupe, seuls les temps de trajet des courbes de dispersion relativement continues et de bonne qualité ont été utilisés.

Dans cette étude, en plus de la méthode conventionnelle (méthode des moindres carrés amortis), largement utilisée pour résoudre les problèmes inverses tomographiques, nous avons adapté pour la toute première fois la nouvelle méthode d'inversion appelée SOLA-Backus-Gilbert aux données d'ondes de surface en Afrique de l'Ouest. Cela nous a permis de comparer la pertinence de ces deux méthodes, ainsi que leurs qualités de résolution. En outre, nous avons effectué des tests de résolution synthétiques pour étudier la résolution spatiale et la stabilité de l'inversion avec la même distribution de trajets que les données réelles.

Les cartes de vitesse de groupe à différentes périodes montrent de très bonnes corrélations entre les anomalies de vitesse et les caractéristiques tectoniques de l'Afrique de l'Ouest. À courte période, les vitesses du groupe des ondes de Rayleigh sont sensibles à des structures peu profondes et présentent des vitesses rapides pour la croûte océanique et des vitesses lentes pour la croûte continentale associées aux différences d'épaisseur et de composition lithologique entre les deux croûtes. En effet la croûte océanique mince présente des vitesses dans l'ordre de 3,6 à 4 km/s comparativement à l'épaisse croûte continentale (2,8 à 3,2 Km/s). Les vitesses lentes observées sur les cartes de vitesse de groupe dans le nord de l'Afrique témoignent l'histoire tectonique récente de cette région (zone de subduction

entre la plaque africaine et la plaque eurasienne).

Pour les périodes intermédiaires, le contraste de vitesse est moins prononcé. Cependant, la limite entre le craton ouest africain et les ceintures orogéniques panafricaines à l'Est semble bien définie. Le bassin de Taoudeni se caractérise par de faibles vitesses par rapport au reste du craton ouest africain en raison de la forte épaisseur de la couche sédimentaire. Nous avons également observé des vitesses de groupe plus lentes dans la lithosphère paléoprotérozoïque dans la dorsale Léo par rapport à celles de la lithosphère archéenne adjacente de la dorsale de Man.

A longue période, les racines des dorsales Man-Leo et Reguibat sont caractérisées par des vitesses rapides, montrant une lithosphère froide et épaisse sous le craton, tandis que nous avons trouvé des vitesses de groupe lentes sous les zones de ceinture mobile panafricaine indiquant une lithosphère mince. La ligne volcanique du Cameroun, décrite comme une chaîne complexe volcanique qui s'étend du golfe de Guinée à l'intérieur du continent africain chevauchant la frontière continent-océan se caractérise par des anomalies de faibles vitesses.

Perspectives

Dans le but de faire la discrimination des vitesses associées à la croûte et celles du manteau, il serait intéressant par la suite de procéder à l'inversion des cartes de vitesse de groupe pour obtenir un modèle 3 D de la vitesse des ondes cisaillement.

Sur les cartes de vitesse de groupe à longues périodes, nous remarquons une zone faible entre la dorsale Man-Léo et la dorsale Réguibat, qui pourrait correspondre aux linéaments Guinéo-Nubien (un système de fracture majeur qui s'étend depuis les côtes sénégalaises jusqu'à la mer rouge). Cette zone pourrait aussi être associée à l'épaisseur des couches sédimentaires dans le bassin de Taoudeni. Pour faire la différence entre ces deux interprétations, il serait intéressant d'avoir plusieurs observables sismiques avec différentes sensibilités de profondeur, par exemple les cartes de vitesse de phase des ondes Rayleigh ou des cartes de vitesse de phases et/ou de groupe des ondes de Love.

Les variations de vitesses d'ondes sismiques sont causées non seulement par les anomalies de température ou de composition lithologique, mais aussi par l'anisotropie sismique. Par conséquent, à la suite de cette étude tomographique, une étude d'anisotropie en Afrique de l'Ouest serait intéressante pour confirmer nos résultats.

La nouvelle approche tomographique SOLA Backus-Gilbert pourrait fortement contribuer à la communauté scientifique, car elle présente des opportunités pour l'inversion de nombreuses bases de données d'ondes de surface (et/ou de volume) existantes afin de mieux évaluer la résolution et les incertitudes des cartes de vitesse.

Bibliographie

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., and Albarède, F. (1990). A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95 :17605–17629.
- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74 :615–618.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). Origin of coda waves : Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80 :3322–3342.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. University Science Books, 2 edition.
- Amponsah, P. E. (2002). Seismic activity in relation to fault systems in southern Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 35 :227–234. doi : 10.1016/S0899-5362(02)00100-8.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. (2012). Parameter estimation and inverse problems (2nd ed.). *Oxford, UK : Elsevier*.
- Attoh, K., Brown, L., and Haenlein, J. (2005). The role of Pan-African structures in intraplate seismicity near the termination of the Romanche fracture zone, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43 :549–555. doi : 10.1016/j.jafrearsci.2005.09.006.
- Attoh, K. and Ekwueme, B. N. (1997). The West African Shield. In : de Wit, M. and Ashwal, L.D. (eds.) Greenstone belts. *Oxford University Press*, pages 517–528.
- Backus, G. and Gilbert, J. F. (1967). Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 13 :247–176.
- Backus, G. and Gilbert, J. F. (1968). The resolving power of gross Earth data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 16 :169–205.
- Backus, G. and Gilbert, J. F. (1970). Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 266 :123–192.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R., Barazangi, M., Demnati, A., Alji, M. E., and Dahmani, . (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18 :163–184.
- Becker, T. W. (2012). On recent seismic tomography for the western United States. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 13. doi :10.1029/2011GC003977.

- Begg, G. C., Griffin, W. L., Natapov, L. M., O'Reilly, S. Y., Grand, S. P., O'Neill, C. J., Hronsky, J. M. A., Djomani, Y. P., Swain, C. J., Deen, T., and Bowden, P. (2009). The lithospheric architecture of Africa : Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5 :23–50. doi : 10.1130/GES00179.1.
- Beller, S. (2017). Imagerie lithosphérique par inversion de formes d'ondes télésismiques – Application aux Alpes Occidentales. *Thèse de Doctorat, Université Côte d'Azur*, page 271.
- Ben-Zion, Y. (2008). Collective behavior of earthquakes and faults : Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics*, 46. doi :0.1029/2008RG000260.
- Benkhelil, J., Mascle, J., and Tricart, P. (1995). The Guinea continental margin : an example of a structurally complex transform margin. *Tectonophysics*, 248 :117–137.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169 :1239–1260. doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., and Shapiro, N. M. (2008). Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States. *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2007JB005248.
- Bertil, D. (1991). Etude de la sismicité intraplaque en Afrique de l'Ouest (1967-1991) à partir du réseau de stations sismologiques de Lamto-Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat, Université PARIS 6, Spécialité : Sciences de la Terre*, page 117.
- Bertrand, J. M. and Caby, R. (1977). Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the hopper shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch*, 67, (2), 357-388. In : Dallmeyer R .D., Lécorché J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, pages 65–82.
- Bessoles, B. (1997). Géologie de l'Afrique : le craton Ouest Africain. *Mém. B.R.G.M., Orléans*, 88 :403.
- Bills, B. G., Adams, K. D., and Wesnousky, S. G. (2007). Cosity structure of the crust and upper mantle in western Nevada from isostatic rebound patterns of the late Pleistocene Lake Lahontan high shoreline. *J. Geophys. Res.*, 112. doi :10.1029/2005JB003941.
- Binks, R. M. and Fairhead, J. D. (1992). A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa. *Tectonophysics*, 213 :141–151.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4. doi :10.1029/2001GC000252.
- Black, R. (1978). Propos sur le Pan-Africain. *Bulle Soc. Géol.*, 71 :843–850.
- Bloch, S., Hales, A. L., and Landisman, M. (1969). Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multi-mode surface wave dispersion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59 :1599–1629.

- Bodet, L. (2005). Limites theoriques et experimentales de l'interprétation de la dispersion des ondes de Rayleigh : Apport de la modélisation numérique et physique. *Thèse de Doctorat, Université de Nantes*, page 170.
- Boue, P., Poli, P., Camillo, M., and Roux, P. (2004). Reverberations, coda waves and ambient noise : Correlations at the global scale and retrieval of the deep phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 391 :137–145. doi : 10.1016/j.epsl.2014.01.047.
- Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N. M., Nadeau, R. M., and Larose, E. (2008a). Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science*, 321 :1478–1481. doi : 10.1126/science.1160943.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., and Duputel, V. F., Coutant, O., and Nercessian, A. (2008b). . *Nature Geosciences*, 1(2) :126–1130. doi : 10.1038/ngeo104.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., and Ferrazzini, V. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34. doi : 10.1029/2006GL028586.
- Campillo, M. and Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299 :547–559.
- Campillo, M. and Roux, P. (2015). Crust and Lithospheric Structure - Seismic Imaging and Monitoring with Ambient Noise Correlations. In *Treatise on Geophysics*, pages 391–417. Elsevier.
- Chanard, K., Avouac, J., Ramillien, G., and Genrich, J. (2014). Modeling deformation induced by seasonal variations of continental water in the Himalaya region : Sensitivity to Earth elastic structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119 :5097–5113.
- ColindeVerdiere, Y. (2009). Semiclassical analysis and passive imaging. *Nonlinearity*, 22(6).
- Craig, T. J., Chanard, K., and Calais, E. (2017). Hydrologically-driven crustal stresses and seismicity in the New Madrid Seismic Zone. *Nature Communications*, 8 :2143. doi :10.1038/s41467-017-01696-w.
- Culver, S. J., Williams, H. R., and Venkatakrishnan, R. (1991). The Rokelide orogen. In : Doblas M., Lopez-Ruiz J., Cebria J-M., Youbi N., Degroote E., 2002. Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian-Cambrian transition. *Geology*, 30 :839–842.
- Dabo, M. (2011). Tectonique et minéralisations aurifères dans les formations birimiennes de Frandi-Boboti, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal. *Thèse de Doctorat, Université de Université Rennes 1, Spécialité : Sciences de la Terre*, page 217.
- Debayle, E. and Sambridge, M. (2004). Inversion of massive surface wave data sets : Model construction and resolution assessment. *J. Geophys. Res.*, 109. doi :10.1029/2003JB002652.

- Derode, A., Larose, E., Campillo, M., and Fink, M. (2003a). How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*, 83(15) :3054–3056.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., DeRosny, J., Tourim, A., Campillo, M., and Fink, M. (2003b). Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L). *J. Acoust. Soc. Am.*, 113 :2973–2976. doi : 10.1121/1.1570436.
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., and Villeneuve, M. (2006). Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 46 :397–426. doi : 10.1016/j.jafrearsci.2006.08.005.
- Djomani, Y. H. P. (1993). Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques : Etude d'un bombement intraplaque : Le massif de l'Adamaoua (Cameroun). *Thèse de Doctorat, Université PARIS XI ORSAY, Spécialité : Géophysique*, page 229.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Gaulon, R., George, T., Mourgue, P., Ramdani, M., Robineau, B., and Tadili, E. (1984). Seismotectonics of the Guinean earthquake of december 22, 1983. *Geophysical Research Letters*, 11 :971–974.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Page, A. L., and Gaulon, R. (1983). The West African craton margin in eastern Senegal : a seismological study. *Annales Geophysicae*, 1 :25–36.
- Dorbath, L. and Montagner, J. P. (1983). Upper mantle heterogeneities in Africa deduced from Rayleigh wave dispersion. *Physics of the Earth and Planetary Interieur*, 32 :218–225.
- Duputel, Z., Ferrazzini, V., Brenguier, F., Shapiro, N. M., and an A. Nercessian, M. C. (2009). Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184 :164–173. doi : 10.1016/j.jvolgeores.2008.11.024.
- Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W., and Pomerantz, M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362 :430–432.
- Dziewonski, A., Bloch, S., and Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. seis. Soc. Am.*, 59 :427–444.
- Ebinger, C. J., Keir, D., Bastow, I. D., Whaler, K., Hammond, J. O. S., Ayele, A., Miller, M. S., Tiberi, C., and Hautot, S. (2017). Crustal structure of active deformation zones in Africa : Implications for global crustal processes. *Tectonics*, 36 :3298–3332. doi : doi.org/10.1002/2017TC004526.
- Fail, J. P., Montadert, L., Delteil, J. R., Patriat, P., and Schlich, R. (1970). Prolongation des zones de fractures de l'océan Atlantique dans le golfe Guinée. *Earth and Planetary Science Letters*, 7 :413–419.
- Fairhead, J. D. and Reeves, C. V. (1977). Teleseismic delay times, bouguer anomalies and inferred thickness of the african lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 36 :63–76.

- Fink, M. (1992). Time reversal of ultrasonic field - Part I : Basic principles. *IEEE Transactions on Ultrasonic, Ferroelectrics and Frequency Control*, 39(5) :555–566.
- Froment, B. (2011). Utilisation du bruit sismique ambiant dans le suivi temporel de structures géologiques. *Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, Spécialité : Terre Solide*, page 206.
- Froment, B., Campillo, M., and Roux, P. (2011). Reconstructing the Green's function through iteration of correletions. *C. R. Geosciences*, 343 :623–632. doi : 10.1016/j.crte.2001.03.001.
- Gabriels, P., Snieder, R., and Nolet, G. (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophys. Prosp.*, 35 :187–196.
- Gangopadhyay, A., Pulliam, J., and Sen, M. K. (2007). Waveform modelling of teleseismic S, Sp, SsPmP, and shear-coupled PL waves for crust- and upper-mantle velocity structure beneath Africa. *Geophys. J. Int.*, 170 :1210–1226. doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03470.x.
- Giles, P. M., Duvall, T. L., Scherrer, P. H., and Bogart, R. S. (1997). A subsurface flow of material from the sun's equator to its poles. *Nature*, 390 :0828–0836.
- Gomez, F., Beauchamp, W., and Barazangi, M. (2000). Role of the Atlas Mountains (Northwest Africa) within the African-Eurasian Plate-Boundary Zone. *Geology*, 28(9) :775–778. doi : doi.org/10.1130/0091-7613.
- Gouedard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., ColindeVerdiere, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sanchez-Sesma, F. J., Shapiro, N. M., and Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random field : mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56(3) :375–393.
- Groos, J. C., Bussat, S., and Ritter, J. R. R. (2012). Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations. *Geophys.J.Int.*, 188 :498–512. doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05288.x.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., and Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa : An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43 :83–143.
- Guiraud, R., Issawi, B., and Bellion, Y. (1985). Les linéaments guinéo-nubiens : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque Africaine. *C. R. Acad. Sci Paris*, 1 :17–20.
- Hadiouche, O. and Jobert, N. (1988). Geographical distribution of surface-wave velocities and 3-D upper-mantle structure in Africa. *Geophysical Journal*, 95 :87–109.
- Hadiouche, O., Jobert, N., and Montagner, J. P. (1989). Anisotropy of the African continent inferred from surface waves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 58 :61–89.
- Hansen, P. C. and O'Leary, D. P. (1993). The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems. *SIAM J. Sci. Comp.*, 14(6) :1487–1503.
- Hasselmann, K. (1963). A Statistical Analysis of the Generation of Microseisms. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1 :177–210.

- Hazler, S. E., Sheean, A. F., McNamara, D. E., and Walter, W. R. (2001). One-dimensional Shear Velocity Structure of Northern Africa from Rayleigh Wave Group Velocity Dispersion. *Pure appl. Geophys.*, 158 :1475–1493.
- Hermann, R. B. (2013). Computer programs in seismology : An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84 :1081–1088. doi : 10.1785/0220110096.
- Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M., and Zigone, D. (2015). Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 202 :920–932. doi : 10.1093/gji/ggv151.
- Hirdes, W. and Davis, D. W. (2002). U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa : evidence for diachronous accretionary development of the eburnean province. *Precamb. Res.*, 118 :83–99.
- Jessell, M. W., Begg, G. C., and Miller, M. S. (2016). The geophysical signatures of the West African Craton. *Precambrian Research*, 274 :3–24.
- Kedar, S. and Weeb, F. (2005). The ocean's seismic hum. *Science*, 307 :682–683. doi : 10.1126/science.1108380.
- Korostelev, F. (2015). La lithosphère du point triple Aden - Afar - sud mer Rouge et du golfe d'Aden : magmatisme et rupture continentale. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Spécialité : Géophysique*, page 208.
- Kouamelan, A. N. (1996). Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. *Thèse de Doctorat, Université de Renne I, Spécialité : Géosciences*, page 273.
- Kouamelan, A. N., Peucat, J. J., and Delor, C. (1997). Reliques archéennes (3,5 Ga) au sein du magmatisme birimien (2,1Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 324 :719–727.
- Koussoube, Y. (2010). Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) - Burkina Faso / Mali. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Spécialité : Hydrogéologie*, page 264.
- Landes, M., Hubans, F., Paul, N. M. S. A., and Campillo, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 115. doi : 10.1029/2009JB006918.
- Leblanc, M. (1976). A Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. *Nature*, 206 :34–35.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., Ly, S., and Dautria, J. (1989). First heat flow determination from the central Sahara : relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *Journal of African Earth Sciences*, 9 :41–48.
- Levshin, A., Ratnikova, L., and Berger, J. (1992). Peculiarities of surface wave propagation across central Eurasia. *Bull. seism. Soc. Am.*, 82 :2464–2493.

- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., and Its, E. N. (1989). *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwer, Dordrecht.
- Li, H., Bernardi, F., and Michelini, A. (2010). Surface wave dispersion measurements from ambient seismic noise analysis in Italy. *Geophys.J.Int.*, 180 :1242–1252. doi : 10.1111/j.1365-246X.2009.04476.x.
- Liang, C. and Langston, C. A. (2008). Ambient seismic noise tomography and structure of eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2007JB005350.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Bannister, S., and Savage, M. K. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophys.J.Int.*, 170 :649–666. doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x.
- Lobkis, O. I. and Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green’s function in the correlations of a diffuse field. *Journal Acoustical Society America*, 110(6) :3011–3017.
- Lompo, M. (1991). Etude géologique et structurale des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l’Ouest (Evolution et contrôle structural des minéralisations sulfurées et aurifères pendant l’Eburnéen). *Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, Spécialité : Géologie Structurale*, page 190.
- Longuet-Higgins, M. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A243(857) :1–35.
- Ma, Z., Masters, G., Laske, G., and Pasyanos, M. (2014). A comprehensive dispersion model of surface wave phase and group velocity for the globe. *Geophys. J. Int.*, 199 :113–135. doi : 10.1093/gji/ggu246.
- Maggi, A., Debayle, E., Priestley, K., and Barruol, G. (2006). Multimode surface waveform tomography of the Pacific Ocean : a closer look at the lithospheric cooling signature. *Geophys.J.Int.*, 166 :1384–1397. doi : 10.1111/j.1365-246X.2006.03037.x.
- Maggi, A. and Priestley, K. (2005). Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau. *Geophys.J.Int.*, 160 :1068–1080. doi : 10.1111/j.1365-246X.2005.02505.x.
- Margerin, L., Campillo, M., Shapiro, N. M., and van Tiggelen, B. A. (1999). Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda Q : application to seismograms recorded in Mexico. *Geophysical Journal International*, 138 :343–352.
- Margerin, L., Campillo, M., and van Tiggelen, B. A. (2000). Monte Carlo simulation of multiple scattering of elastic waves. *Journal Geophysical Research*, 105 :7873–7892.
- Margerin, L. and Nolet, G. (2003). Multiple scattering of high-frequency seismic waves in the deep Earth : Modeling and numerical examples. *J. Geophys. Res.*, 108. doi :10.1029/2002JB001974.
- Mars, J., Amblard, P. O., Pedersen, H., and Bard, A. L. (1999). Réallocation énergétique pour l’analyse par filtrage multiple : Application à la mesure de courbes de dispersion de séismes. *Dix-septième colloque GRETSI, Vannes*, pages 13–17.

- Marzoli, A., Aka, F. T., Merle, R., Callegaro, S., and N'ni, J. (2015). Deep to shallow crustal differentiation of within-plate alkaline magmatism at Mt. Bambouto volcano, Cameroon Line. *Lithos*, pages 272–288. doi : doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.005.
- Maynard, R. (2011). Wave correlation : basic features, Workshop on Passive Imaging in wave physics. *from seismological to ultrasound*.
- Meier, U., Shapiro, N. M., and Brenguier, F. (2010). Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 181 :985–996. doi : 0.1111/j.1365-246X.2010.04550.x.
- Menke, W. (1989). Geophysical data analysis : Discrete inverse theory (3rd ed.). *San Diego, CA : Academic Press*.
- Milesi, J. P., Ledru, P., Feybesse, J. L., Dommange, A., and Marcoux, E. (1992). Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Pre-cambrian Research*, 58 :305–344.
- Montagner, J. P. (1998). Where Can Seismic Anisotropy Be Detected in the Earth's Mantle? In *Boundary Layers. Pure appl. geophys.*, 151 :223–256.
- Mordret, A., Jolly, A., Duputel, Z., and Fournier, N. (2010). Monitoring of phreatic eruptions using Interferometry on Retrieved Cross-Correlation Function from Ambient Seismic Noise : Results from Mt. Ruapehu, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191. doi :10.1016/j.jvolgeores.2010.01.010.
- Mordret, A., Landes, M., Shapiro, N. M., Singh, S., and Barkved, O. (2013). Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193 :1627–1643. doi : 10.1093/gji/ggt061.
- Naba, S. (2007). Propriétés magnétiques et caractères structuraux des granites du Burkina Faso oriental (Craton Ouest Africain, 2,2 – 2,0 Ga) : implications géodynamiques. *Thèse de Doctorat, Université Toulouse, Spécialité : Géologie Structurale, Pétrophysique*, page 144.
- N'Diaye, P. M., Robineau, B., and Moreau, C. (1989). Métamorphisme et déformation des formations birimiennes en relation avec la mise en place du Granite de Saraya (Sénégal Oriental). *Bull. Soc. Geol.*, 3 :619–625.
- Nishida, K., Montagner, J. P., and Kawakatsu, H. (2009). Surface Wave Tomography Using Seismic Hum. *Science*, 326. doi : 10.1126/science.1176389.
- Nolet, G. (1985). Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems. *J. Comput. Phys.*, 61 :463–482.
- Nolet, G. (2008). *A breviary of seismic tomography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ouattara, Y., Zigone, D., and Maggi, A. (2019). Rayleigh wave group velocity dispersion tomography of West-Africa using regional earthquakes and ambient seismic noise. *Journal of Seismology*. under review.

- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982). LSQR : An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Software*, 8 :43–71.
- Papanicolaou, G. C., Ryzhik, L. V., and Keller, J. B. (1996). Stability of the P to S energy ratio in the diffusive regime. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86.
- Parker, R. L. (1994). Geophysical Inverse Theory. *Princeton Univ. Press*.
- Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G., and Ma, Z. (2014). LITHO1.0 : An updated crust and lithospheric model of the Earth. *Earth, J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119 :2153–2173. doi :10.1002/2013JB010626.
- Pasyanos, M. E. and Nyblade, A. A. (2007). A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia. *Tectonophysics*, 444 :27–44. doi :10.1016/j.tecto.2007.07.008.
- Pasyanos, M. E., Walter, W. R., Flanagan, M. P., Goldstein, P., and Bhattacharyya, J. (2004). Building and Testing an a priori Geophysical Model for Western Eurasia and North Africa. *Pure Appl. Geophys.*, 161 :235–181. doi : 10.1007/s00024-003-2438-5.
- Pasyanos, M. E., Walter, W. R., and Hazler, S. E. (2001). A Surface Wave Dispersion Study of the Middle East and North Africa for Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. *Pure and Applied Geophysics*, 158 :1445–1474.
- Pedersen, H., Mars, J., and Amblard, P. (2003). Improving group velocity measurements by energy reassignment. *Geophysics*, 68 :677–684.
- Pijpers, F. and Thompson, M. (1992). Faster formulations of the optimally localized averages method for helioseismic inversions. *Astronomy and Astrophysics*, 262 :L33–L36.
- Poli, P., Pedersen, H. A., Campillo, M., and the POLENET/LAPNET Working Group (2012). Noise directivity and group velocity tomography in a region with small velocity contrasts : the northern Baltic Shield. *Geophys.J.Int.*, 192 :413–424. doi : 10.1093/gji/ggs034.
- Potrel, A., Peucat, J. J., and Faning, C. M. (1998). Archean crustal evolution of the West African Craton : example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, 90 :107–117.
- Priestley, K., McKenzie, D., Debayle, E., and Pilidou, S. (2008). The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology. *Geophys. J. Int.*, 175 :1108–1126. doi : 10.1111/j.1365-246X.2008.03951.x.
- Priestley, K. and Tilmann, F. (2009). Relationship between the upper mantle high velocity seismic lid and the continental lithosphere. *Lithos*, 109. doi :10.1016/j.lithos.2008.10.
- Rawlinson, N., Fichtner, A., Sambridge, M., and Young, M. K. (2014). Seismic tomography and the assessment of uncertainty. *Advances in Geophysics*, 55 :1–76.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., and Fishwick, S. (2010). Seismic tomography : A window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178 :101–135. doi :10.1016/j.pepi.2009.10.002.

- R.Caby (1978). Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bull. Soc. Géol.*, 20 :857–861.
- Reichert, R. (1972). Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mém. BRGM*, 53 :213.
- Ritsema, J. and van Heijst, H. (2000). New seismic model of the upper mantle beneath Africa. *Geology*, 28 :63–66.
- Ritzwoller, M. H. and Levshin, A. L. (1998). Eurasian surface wave tomography : Group velocities. *Journal of Geophysical Research*, 103 :4839–4878.
- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Levshin, A. L., and Leahy, G. M. (2001). Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research*, 106 :30645–30670.
- Romanowicz, B. (2003). Global Mantle Tomography : Progress Status in the Past 10 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31 :303–328. doi :10.1146/annurev.earth.31.091602.113555.
- Romanowicz, B. (2014). Seismo 3 : Surface waves and normal modes. *Institut de Physique du Globe de Paris, Univ. of California, Berkeley. Les Houches*.
- Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W. A., and Fehler, M. C. (2005a). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32. doi :10.1029/2005GL023803.
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A., and Roux, A. (2005b). Ambient noise cross correlation in free space : theoretical approach. *Journal Acoustical Society America*, 117(1) :79–84.
- Ryzhik, L. V., Papanicolaou, G. C., and Keller, J. B. (1996). Transport equations for elastic and other waves in random media. *Wave Motion*, 24 :327–370.
- Sanchez-Sesma, F. J. and Campillo, M. (2006). Retrieval of the Green's function from correlation : the canonical elastic problem. *Bulletin Seismological Society America*, 96(3) :1182–1191.
- Sauvage, J. F. and Sauvage, M. (1992). Tectonique, néotectonique et phénomènes ignés à l'extrémité est du fossé de Nara (Mali) : Daounas et lac Faguibine. *Journal of African Earth Sciences*, 15 :11–33.
- Seats, K. J., Lawrence, J. F., and Prieto, G. A. (2012). Improved ambient noise correlation functions using Welch's method. *Geophysical Journal International*, 188(2) :513–523.
- 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 :48–62. doi :10.1016/j.pepi.2005.09.009.
- Sens-Schonfelder, C. and Wegler, U. (1950). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21). doi :10.1029/2006GL027797.

- Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett*, 31. doi :10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. (2005). High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307 :1615–1618.
- Shapiro, N. M., Gorbatov, A. V., Gordeev, E., and Dominguez, J. (2000). Average shear-wave velocity structure of the Kamchatka peninsula from the dispersion of surface waves. *Earth Planets Space*, 52 :573–577.
- Shapiro, N. M. and Ritzwoller, M. H. (2002). Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle. *Geophys. J. Int.*, 51 :88–105.
- Shapiro, N. M., Ritzwoller, M. H., and Bensen, G. D. (2006). Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett*, 33. doi :10.1029/2006GL027010.
- Shen, W. and Ritzwoller, M. H. (2016). Crustal and uppermost mantle structure beneath the United States. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121 :4306–4342. doi :10.1002/2016JB012887.
- Shen, W., Ritzwoller, M. H., and Schulte-Pelkum, V. (2013). A 3-D model of the crust and uppermost mantle beneath the Central and Western US by joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118 :262–176. doi :10.1029/2012JB009602.
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green’s function from the correlation of coda wave : a derivation based on stationary phase. *Physical Review*, 69(4).
- Sougy, J. (1962). West African Fold Belt. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73 :871–876.
- Soumaila, A. and Konate, M. (2005). Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l’Ouest). *Africa Geoscience Review*, 12 :161–178.
- Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., and Weaver, R. L. (2008). Reconstructing Green’s function by correlation of the coda of the correlation (C^3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113. doi :10.1029/2008JB005693.
- Stehly, L., Campillo, M., and Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *J. Geophys. Res.*, 111. doi :10.1029/2005JB004237.
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N. M., Guilbert, J., Boschi, L., and Giardini, D. (2009). Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J. Int.*, 178 :338–350. doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Suleiman, A. S., Doser, D. I., and Yarwood, D. R. (1993). Source parameters of earthquakes along the coastal margin of West Africa and comparisons with earthquakes in other coastal margin settings. *Tectonophysics*, 222 :79–91.

- Talwani, P. and Rajendran, K. (1991). Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186 :19–41.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM), Philadelphia (PA).
- Trampert, J. (1998). Global seismic tomography : the inverse problem and beyond. *Inverse Probl*, 14 :371–385.
- Trompette, R. (1973). Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Étude stratigraphique et sédimentologique. *Thèse de Doctorat, Univ. Aix-Marseille III, Fr., Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille*, page 702.
- Vdovin, O., Rial, J. A., Levshin, A. L., and Ritzwoller, M. H. (1999). Group-velocity tomography of South America and the surrounding oceans. *Geophys. J. Int.*, 136 :324–340.
- Villasenor, A., Ritzwoller, M., Levshin, A., Barmin, M., Engdahl, E., Spakman, W., and Trampert, J. (2001). Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 123 :169–184.
- Villeneuve, M. (1984). Etude géologique sur la bordure sud-ouest du Craton Ouest africain. La suture panafricaine et évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent du Gondwana. Thèse Doctorat d'État Université Aix-Marseille III, Marseille, 552 pages. In : Dallmeyer R. D., Lécorché J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, pages 65–82.
- Villeneuve, M. (2005). Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences*, 43 :166–195.
- Villeneuve, M., Bellon, H., Archi, A. E., Sahabi, M., Rehault, J. P., Olivet, J. L., and Agh-zer, A. M. (2006). Événements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). *C. R. Geoscience*, 338 :359–367.
- Villeneuve, M., Bonvalot, S., and Albouy, Y. (1990). L'agencement des chaînes (panafricaines et hercynienne) sur la bordure occidentale du craton ouest africain. *C. R. Acad. Sci.*, 310 :955–962.
- Villeneuve, M. and Dallmeyer, R. D. (1987). Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride, and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Res.*, 37 :19–28.
- Voronin, S. and Zaroli, C. (2018). *Survey of Computational Methods for Inverse Problems*, pages 50–74. IntechOpen. <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.73332>.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93. doi : 10.1103/PhysRevLett.93.254301.
- Weaver, R. L. (1982). On diffuse waves in solid media. *Journal Acoustical Society America*, 71. doi : org/10.1121/1.387816.

- Weaver, R. L. (1990). Diffusivity of ultrasound in polycrystals. *Journal Mechanics Physics Solids*, 38 :55–86. doi : 10.1016/0022-5096(90)90021.
- Weaver, R. L. and Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source : Thermal fluctuation correlations at mhz frequencies. *Physical Review Letters*, 87. doi : 10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Wegler, U., Nakahara, H., Sens-Schonfelder, C., Korn, M., and Shiomi, K. (2009). Sudden drop of seismic velocity after the 2004 Mw 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with Passive Image Interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 114. doi :10.1029/2008JB005869.
- Wegler, U. and Sens-Schonfelder, C. (2007). Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophysical Journal International*, 168(3) :1029–1033. doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x.
- Wilson, M. and Guiraud, R. (1992). Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times. *Tectonophysics*, 213 :203–225.
- Xu, Z. Y. and Song, X. (2009). Temporal changes of surface wave velocity associated with major Sumatra earthquakes from ambient noise correlation. *Proceeding of the National Academy of Sciences*, 106(34) :14207–14212. doi :10.1073/pnas.0901164106.
- Yang, Y., Li, A., and Ritzwoller, M. H. (2008a). Crustal and uppermost mantle structure in southern Africa revealed from ambient noise and teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 174 :235–248. doi : 10.1111/j.1365-246X.2008.03779.x.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., and Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.*, 168 :259–274. doi : 0.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Lin, F. C., Moschetti, M. P., and Shapiro, N. M. (2008b). Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western United States revealed by ambient noise and earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 113. doi :10.1029/2008JB005833.
- Yao, H., Beghein, C., and vanderHilst, R. D. (2008). Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophys. J. Int.*, 173 :205–219. doi :10.1111/j.1365-246X.2007.03696.x.
- Yao, H., Gouedard, P., Collins, J. A., McGuire, J. J., and van der Hilst, R. D. (2001). Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental-and higher-mode Scholte-Rayleigh waves. *Comptes Rendus Geoscience*, 343 :571–583. doi : 10.1016/j.crte.2011.04.004.
- Yao, H., vanderHilst, R. D., and Montagner, J. P. (2010). Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. *J. Geophys. Res.*, 115. doi :10.1029/2009JB007142.
- Yarwood, D. R. and Doser, D. I. (1990). Deflection of oceanic transform motion at a continental margin as deduced from waveform inversion of the 1939 Accra, Ghana earthquake. *Tectonophysics*, 172 :341–349.

- Zaroli, C. (2016). Global seismic tomography using Backus–Gilbert inversion. *Geophys. J. Int.*, 207 :876–888. doi :10.1093/gji/ggw315.
- Zaroli, C., Koelemeijer, P., and Lambotte, S. (2017). Toward Seeing the Earth’s Interior Through Unbiased Tomographic Lenses. *Geophysical Research Letters*, 44. doi :10.1002/2017GL074996.
- Zigone, D., Ben-Zion, Y., Campillo, M., and Roux, P. (2015). Seismic Tomography of the Southern California Plate Boundary Region from Noise-Based Rayleigh and Love Waves. *Pure and Applied Geophysics*, 172 :1007–1032. doi :10.1007/s00024-014-0872-1.

RÉSUMÉ

Cette thèse nous a permis de produire des cartes de vitesse de groupe du mode fondamental des ondes de Rayleigh de 20 à 100s de période, en utilisant à la fois avec les séismes et les corrélations du bruit sismique ambiant. Ce qui nous permis de réduire les artefacts dans nos cartes de vitesse de groupe afin d'améliorer leur résolution. Dans cette étude, en plus de la méthode inverse conventionnelle (méthode des moindres carrées), utilisée pour résoudre les problèmes tomographiques, nous avons adapté pour la toute la première fois une nouvelle méthode d'inversion, appelée SOLA-Backus-Gilbert dans un contexte régional. Nos cartes correspondent bien aux caractéristiques géologiques du craton ouest africain. À courte période, les vitesses du groupe des ondes de Rayleigh sont sensibles à des structures peu profondes et présentent des vitesses rapides pour la croûte océanique et des vitesses lentes pour la croûte continentale. Pour les périodes intermédiaires, la limite entre le craton ouest africain et les ceintures orogéniques panafricaines à l'Est semble bien définie. Le bassin de Taoudeni se caractérise par de faibles vitesses par rapport au reste du craton ouest africain en raison de l'épaisseur de la couche sédimentaire. Nous avons également observé des vitesses de groupe plus lentes dans la lithosphère paléoprotérozoïque dans la dorsale Léo par rapport à celles de la lithosphère archéenne adjacente de la dorsale de Man. A longue périodes, les racines des dorsales Man-Leo et Reguibat sont caractérisées par des vitesses rapides, montrant une lithosphère froide et épaisse sous le craton, tandis que nous avons trouvé des vitesses de groupe lentes sous les zones de ceinture mobile panafricaine indiquant une lithosphère mince.

Mots-Clés : Cartes de vitesse de groupe, ondes de Rayleigh, corrélations du bruit, SOLA-Backus-Gilbert, craton ouest africain.