

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE FERHAT ABBAS-SETIF
UFAS (ALGERIE)

MEMOIRE

Présenté à la Faculté des Sciences
Département de Physique
Pour l'Obtention du Diplôme de

MAGISTER

Option : Sismologie

Extraction de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh par
calcul de l'intercorrélogramme du bruit sismique

HICHEM BENDJAMA

Soutenu publiquement le :15/12/2007.

Devant la commission d'examen :

Dr. L. LOUAIL	Président	Professeur Université Ferhat Abbas Sétif
Dr. M. GRANET	Rapporteur	Professeur Université Louis Pasteur Strasbourg
Dr. A. YELLES	Examineur	Directeur de Recherche CRAAG Alger
Dr. A. COCHARD	Examineur	Maître de conférences Université Louis Pasteur Strasbourg.

Remerciements

Et voici venu le temps des remerciements...

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers Monsieur Michel GRANET, Physicien du Globe à l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre pour m'avoir offert cette opportunité de suivre ce stage au sein du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS). Je tiens également à le remercier pour son dévouement, son aide, ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail malgré son emploi du temps surchargé. Je tiens également à le remercier de m'avoir proposé de continuer à travailler en thèse de Doctorat.

Je remercie également Mr Mustapha MAAMACHE directeur de la Faculté des Sciences à l'Université Ferhat Abbas de Setif pour m'avoir offert l'opportunité d'effectuer ce stage au sein de l'EOST-IPGS.

Mes vifs remerciements vont particulièrement aux Professeurs Hacène HACHIMI et Halim HAROUN. je n'oublie pas leurs aides dans les moments difficiles.

Je remercie aussi Monsieur Layachi LOUAIL, Professeur au département de physique, Monsieur Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE, Directeur du CRAAG à Alger et Monsieur Alain COCHARD, Maître de conférence à l'université Louis Pasteur, Strasbourg, pour avoir accepté de présider et d'examiner ce travail.

Mes remerciements les plus sincères vont aussi à :

Christiane Nicoli, Technicienne au RéNaSS, pour l'aide précieuse apportée durant l'élaboration de ce travail ainsi que pour sa sympathie. Je tiens également à la remercier infiniment pour sa disponibilité, ses précieux conseils ainsi que son aide apportée pour régler certaines démarches administratives ;

Marc Grunberg, Informaticien au RéNass pour son dévouement et son aide pour résoudre les problèmes informatiques qui m'ont été d'une aide très précieuse et avec qui j'ai appris beaucoup de choses. Je n'oublierai pas aussi de le remercier pour son amitié et sa disponibilité ;

Je n'oublierai pas de remercier également les autres membre du RéNaSS : Rémi, hélène, Jacky pour leurs aides est amitiés.

Je remercie également Gérard Wittlinger, Luis Rivera, Jean Jacques Lévêque, Alessia Maggi et Christophe Zaroli pour l'aide et les discussions enrichissante que j'ai eu avec eux tout au long de ce travail.

Je remercie enfin mes collègues du Magister pour leur sympathie et spécialement Walid.

Introduction

La Terre est une planète active, dont l'intérieur garde de nombreux secrets. La sismologie globale étudie la structure de la Terre en utilisant les enregistrements des ondes générées par les séismes à de très grandes distances. Les ondes sismiques fournissent des informations précieuses sur la structure de la Terre, depuis la surface jusqu'à son centre. Pour déterminer les variations des vitesses sismiques, les sismologues ont développé la théorie des rais qui permet de calculer et de tracer la trajectoire des ondes dans des milieux complexes. Cette théorie a de nombreuses applications, telles que la recherche de gisements pétroliers et/ou la détermination des modèles de référence de la Terre. Les ondes primaire et secondaire (dites onde P et onde S) traversent la Terre et se réfléchissent sur les discontinuités majeures (interface noyau-manteau, Moho, surface de la terre). Chaque réflexion produit différentes phases et l'étude de leur temps de parcours entre la source et la station sismologique donne des informations sur la structure traversée. Par exemple, l'absence d'ondes de cisaillement (S) passant par le noyau externe a permis à Richard Dixon Oldham (1906) de conclure qu'il était liquide.

Les ondes de volume ne sont pas les seules à être sensibles à la structure physique, chimique et minéralogique du globe. Les ondes de surface servent aussi à la connaissance de la structure de la Terre dans les premières centaines de kilomètres. Lorsqu'on s'intéresse aux ondes de surface, une technique classique consiste à extraire une courbe de dispersion du sismogramme. Elle représente la variation des vitesses de groupe, ou de phase, de l'onde de surface en fonction de la période. Les ondes de grande longueur d'onde pénètrent plus profondément à l'intérieur du globe et sont donc capables d'imager la structure profonde. Les ondes de surface étant principalement sensibles à la vitesse des ondes S qui varie avec la température et la composition des roches terrestres, la cartographie des vitesses de groupe donne un accès indirect aux variations de température et de composition des roches de la lithosphère.

Cependant, les mesures faites à partir des ondes de surface ont plusieurs limitations, suivant les sources d'énergie utilisées. Pour les séismes (source naturelle), la propagation des ondes de surface est généralement étudiée entre l'épicentre du séisme et la station. Pour accéder à la structure moyenne de la Terre entre l'épicentre et la station, il faut connaître la source sismique (mécanisme au foyer, localisation). Les erreurs sur la source biaisent la détermination de la structure moyenne de la Terre entre l'épicentre et la station. Pour s'affranchir de ce problème, on réalise des mesures inter-stations. Ce type de mesures nécessite un séisme aligné le long du grand cercle passant par un couple de stations. En pratique, ceci limite fortement la couverture en trajets. Les sources provoquées, telles le camion vibreur et les grandes charges explosives, ont un pouvoir d'exploration limité. Par ailleurs, elles sont pas tolérées dans les zones urbaines.

Une nouvelle approche permet de s'affranchir du problème de la connaissance de la source et de la difficulté à trouver des séismes alignés le long du grand cercle passant par deux stations. Il s'agit d'une « synthèse empirique » totalement indépendante de modèles *a priori*. Basée sur l'exploitation de signaux considérés comme aléatoires, elle peut nous donner des informations déterministes sur la propagation des ondes, comme les temps de trajet. Ces signaux aléatoires composent la part principale du signal enregistré en continu par les stations sismologiques modernes. Utilisant la coda des sismogrammes, Campillo et Paul (2003) ont pu retrouver les fonctions de Green entre deux stations sismologiques, créant ainsi des « données secondaires » qui peuvent être utilisées pour l'imagerie de l'intérieur de la Terre. Le même concept a pu être appliqué au bruit sismique, qui correspond à l'agitation permanente de la surface du sol. Cette agitation trouve principalement son origine dans les mouvements de la houle océanique et de son couplage avec les masses continentales. Shapiro et Campillo (2004) ont montré que les courbes de dispersion du mode fondamental de Rayleigh pouvaient être obtenues par corrélation du bruit sismique entre deux stations en utilisant des durées de corrélation suffisamment longues. Comme le bruit se propage dans toutes les directions, il contient des informations sur tous les trajets possibles. On obtient dès lors une meilleure couverture horizontale, ce qui permet d'augmenter la résolution spatiale de l'imagerie de la croûte et du manteau supérieur par ondes de surface.

Dans ce travail de magister, j'ai appris cette méthode originale et nouvelle dans ses aspects théoriques et appliquées. Après m'être familiarisé avec le fonctionnement d'un observatoire sismologique et le signal sismologique, j'ai développé un code de calcul d'intercorrélogrammes du bruit sismique sous le logiciel Matlab, code qui intègre tous les aspects de traitement des données. Ce code a été testé sur des données de bruit sismique enregistrées en des stations large-bande. Afin de le valider, des enregistrements utilisés par d'autres auteurs sont utilisés. Après le calcul des intercorrélogrammes, il restera à mesurer les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh.

Table des matières

1	Imagerie par ondes de volume et ondes de surface	7
1.1	Imagerie par ondes de volume	7
1.1.1	Sismique réflexion	9
1.1.2	Sismique réfraction	9
1.1.3	Imagerie globale de la terre	9
1.2	Imagerie par ondes de surface	10
1.2.1	Ondes de surface	10
1.2.2	La dispersion	12
1.2.3	Courbe de dispersion et structure de la Terre	14
2	Extraction de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh à partir du bruit sismique	16
2.1	La fonction de Green	16
2.2	Fonction de Green et le champ d'onde aléatoire	16
2.3	Le bruit sismique	18
2.3.1	Sources du bruit de fond	18
2.3.2	La nature du bruit	18
2.4	Technique de l'extraction	19
2.4.1	Exemple 1	19
2.4.2	Exemple 2	20
2.5	Résultat de Shapiro et Campillo (2004)	22
2.6	Démonstration de la relation existante entre la fonction de Green et la fonction d'intercorrélation	23
2.7	Corrélation du bruit sismique en pratique	27
2.7.1	Estimation de la fonction de Green sans dérivation	27
3	Mise en oeuvre de la méthode	29
3.1	Les données	29
3.1.1	Sélection	29
3.1.2	Récupération des données	30
3.1.3	Conversion	30
3.1.4	Exemple de trace	31
3.2	Spectre du bruit sismique	31
3.3	Préparation des Données	31

3.3.1	Le filtrage	31
3.3.2	Concaténation des segments	32
3.3.3	Égalisation en amplitude	34
3.4	L'intercorrélacion	34
3.5	Repliement des parties causales sur les parties anti-causales	36
3.6	Vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh	36
3.7	Courbe de dispersion sans estimation de l'erreur de mesure	36
4	Application au craton Kaapvaal	44
4.1	Origine du bruit de fond dans les courtes périodes	45
4.2	Courbe de dispersion entre SA20 et SA48	45
A	Réseau National de Surveillance Sismique (France)	52
B	Type de requête	57
C	Structure d'un fichier SAC	58

Chapitre 1

Imagerie par ondes de volume et ondes de surface

1.1 Imagerie par ondes de volume

La sismologie et la sismique permettent notamment de déduire les structures superficielles et profondes de la Terre à partir de l'étude de la propagation des ondes de volume et/ou de surface. Quand il s'agit d'imager l'intérieur de la Terre, la différence entre sismologie et sismique est une question d'échelle, car les principes et les méthodes employés sont par ailleurs identiques. La vitesse de propagation des ondes sismiques est le paramètre principal qui permet de calculer des images des structures profondes. Ces vitesses sont reliées aux densités des milieux et permettent une identification grossière des roches constitutives de ces milieux. Pour calculer les variations des vitesses sismiques, les sismologues ont développé la théorie des rais qui permet de tracer la trajectoire des ondes dans des milieux complexes. Cette théorie a de nombreuses applications, telles que la recherche de gisements pétroliers et/ou la détermination de modèles de référence de la Terre qui permettent d'étudier la structure de la croûte, du manteau et du noyau.

Quand on dispose d'un réseau de stations suffisamment dense permettant de faire une localisation correcte des séismes, et que les sismogrammes sont rangés par distance épacentrale croissante, on voit alors apparaître des arrivées cohérentes d'ondes qui forment des branches complexes, appelées hodochrones (figure 1.1). Elles sont sources d'informations considérables sur la structure de la Terre.

On comprend la cause de ces arrivées multiples en imaginant ce qui se passe quand une onde P (ou S) rencontre une variation brutale de lithologie du milieu : une partie de l'onde est réfléchie, une autre est transmise au delà de cette discontinuité¹ (figure 1.2).

Si l'onde rencontre dans la Terre un nombre important de ces obstacles, chacun d'eux donne naissance à une onde transmise et une onde réfléchie, ajoutant à la complexité du champ d'ondes. Un autre élément de complexité vient du fait que les ondes P et S sont couplées et qu'une onde

¹Plusieurs termes tels que interface, réflecteur, discontinuité peuvent être employés pour désigner la limite de séparation de deux couches géologiques, lieu d'une discontinuité des vitesses sismiques et d'autres paramètres physiques.

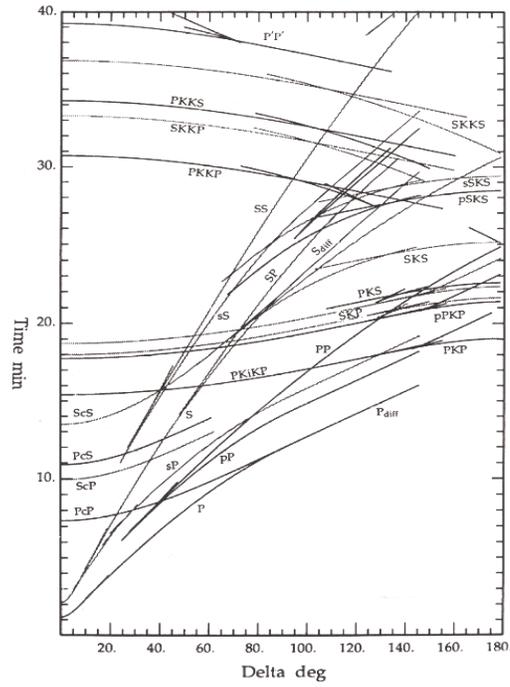


FIG. 1.1 – Hodochrones : courbes donnant le temps d'arrivée d'un type d'onde à une station sismologique en fonction de la distance épacentrale.

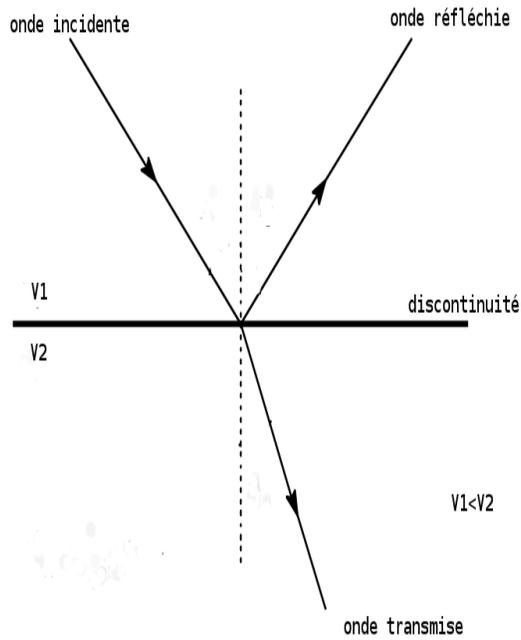


FIG. 1.2 – Réflexion et transmission.

P est réfléchi et transmise, à la fois, en ondes P et en ondes S. En revanche, toutes ces arrivées nous renseignent sur la structure profonde de la Terre. Examinons maintenant quelques méthodes d'exploitation du sous-sol basées sur la théorie des rais.

1.1.1 Sismique réflexion

En sismique réflexion, on utilise des ondes à incidence quasi-verticale. La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique dans laquelle une source d'énergie génère des ondes élastiques qui se propagent dans le sous-sol et se réfléchissent sur les interfaces séparant des milieux (par exemple des couches géologiques) caractérisés par des vitesses sismiques différentes. On enregistre les signaux réfléchis afin de déterminer la vitesse des ondes dans ces milieux ainsi que la géométrie des milieux traversés. La connaissance de la vitesse de propagation de l'onde sismique et le temps de parcours source-récepteur permettent de calculer la profondeur du réflecteur.

1.1.2 Sismique réfraction

La sismique réflexion ne permet d'étudier que les premiers kilomètres de la croûte. Pour étudier les structures plus profondes à partir de sources actives, on préfère utiliser la sismique réfraction. Pour la mettre en oeuvre, les sismologues utilisent des sources explosives de forte puissance et alignent des géophones (ou des sismomètres) sur des lignes dont la longueur peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres.

Cette méthode a mis notamment en évidence une différence fondamentale entre la croûte océanique (entre 5 et 10 km d'épaisseur) et la croûte continentale plus épaisse, très hétérogène, et dont l'épaisseur varie entre 20 et 70 km. Cette méthode est extrêmement utile pour obtenir des modèles réalistes de vitesse dans la Terre, sous la forme de superposition de couches caractérisées soit par des vitesses constantes, soit par des vitesses variant de façon linéaire.

1.1.3 Imagerie globale de la terre

Dans le paragraphe précédent, j'ai présenté une technique permettant d'imager les premiers kilomètres de la Terre. Mais comment connaître la structure et les paramètres physiques de l'intérieur de la Terre jusqu'à une profondeur de 6 370 kilomètres ? Comment avons-nous eu connaissance de l'existence du noyau, du manteau et de la croûte alors que le forage le plus profond jamais réalisé n'est que de 12 261 mètres dans la péninsule de Kola en Russie ? Comment le noyau, le manteau et la croûte ont-ils été découverts ? C'est la question que nous posa Michel Cara dans son cours de sismologie lors de mon stage à Strasbourg. La réponse vient des séismes qui, de par l'analyse de la propagation des ondes qu'ils génèrent à l'intérieur de la Terre, ont permis à l'Allemand Beno Gutenberg (1889-1960) de découvrir la discontinuité entre le manteau et le noyau. Une autre discontinuité a été localisée entre le noyau interne et le noyau externe par la Danoise Inge Lehmann (1936).

Lorsque nous souhaitons connaître la structure ou la composition des couches les plus profondes de la Terre, des méthodes actives comme la sismique réflexion ou la sismique réfraction

ne sont pas efficaces. Nous changeons en effet d'ordre de grandeur : les distances se comptent en milliers de kilomètres. Par ailleurs, le domaine de fréquence des ondes étudiées commence au mHz et dépasse rarement 1 Hz (en tout cas $< 10Hz$). De plus, l'énergie nécessaire à une source pour éclairer² la Terre entière est très grande : elle est donnée par des séismes dont la magnitude $Mw > 5$. Pour se donner un ordre de grandeur des énergies mises en jeu, on peut se reporter à la relation qui lie l'énergie d'un séisme en kilotonnes (KT) de TNT à sa magnitude de moment :

$$E(kT) = \frac{10^{1.5Mw-3}}{4}$$

soit 8 000 kilotonnes de TNT pour un séisme "modéré" de magnitude $Mw = 5$. Seules les bombes nucléaires sont capables de délivrer artificiellement une telle énergie à ces fréquences. L'information nécessaire à la sismologie globale est donc apportée par les tremblements de Terre et les réseaux de stations sismologiques. Plusieurs décennies « d'écoute » de la Terre ont permis de mettre en évidence les grandes structures internes (croûte, manteau, noyau, graine), de calculer un modèle de Terre (vitesses et densité). Ce modèle unidimensionnel est purement radial (à symétrie sphérique). Le plus connu est PREM (Preliminary Reference Earth Model) élaboré par Dziewonski and Anderson (1981) (figure 1.3).

Pour obtenir les vitesses définissant ce modèle, il a fallu observer la distribution des temps d'arrivée des ondes réfléchies sur des interfaces et mesurés sur des enregistrements collectés en des stations distribuées autour de la Terre. Pour un séisme donné, les stations sismologiques sont repérées par leur distance angulaire (de 0 à 180°) depuis la source (figure 1.2).

1.2 Imagerie par ondes de surface

1.2.1 Ondes de surface

Les ondes sismiques se propageant à l'intérieur de la Terre sont émises par les tremblements de Terre. Elles ne sont pas observables de manière directe, mais les vibrations du sol causées par le passage des ondes sont détectés par des sismomètres. Les ondes de surface sont étudiées depuis plus de 100 ans. C'est en 1830 que Poisson démontre qu'il existe des ondes de compression notées (P) et de cisaillement notées (S), regroupées sous le nom d'ondes de volume. On attendra 1887 et 1911 pour voir apparaître respectivement les ondes de Rayleigh et de Love, du nom des physiciens anglais qui les ont mises en évidence.

Les ondes de surface sont guidées et se propagent le long de la surface terrestre. Elle peuvent être très destructrices lorsqu'un séisme superficiel important se produit. Contrairement aux ondes de volume qui sont sensibles aux caractéristiques physiques du milieu échantillonné par le rayonnement sismique, les ondes de surface échantillonnent une épaisse couche du manteau supérieur. En revanche, les ondes P sont capables de traverser le noyau.

Les ondes de surface apparaissent en présence d'une surface libre où les forces de cisaillement s'annulent. Les ondes de Rayleigh sont la conséquence de l'interaction d'ondes P et S.

²générer des ondes qui vont se propager dans la Terre entière.

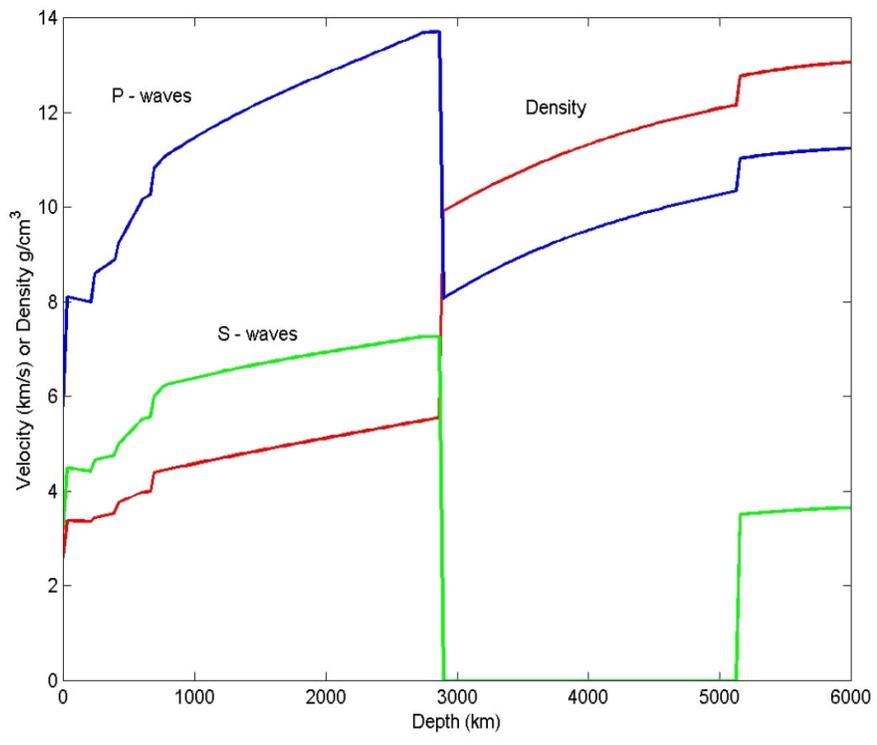


FIG. 1.3 – Modèle de Terre PREM (Preliminary Reference Earth Model), (Dziewonski and Anderson, 1981).

Interférant de manière constructive aux différentes interfaces des premières centaines de kilomètres de la Terre, les ondes de Love sont générées à partir des réflexions multiples d'onde S_H (figure 1.4).

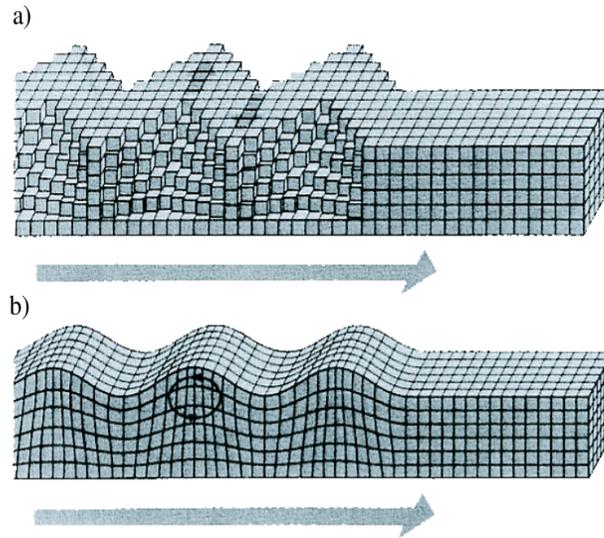


FIG. 1.4 – Mouvement des particules du sol lors d'un passage d'une onde de Love (a) et d'une onde Rayleigh (b). Les ondes se propagent de la gauche vers la droite (D'après Bolt, 1976).

La vitesse des ondes de surface est plus lente que celle des ondes de volume. Sur un sismogramme, les ondes de Rayleigh sont les dernières à arriver. Les ondes de Love se propagent à environ $4km/s$. Les mouvements de propagation des ondes de Rayleigh sont complexes : ce sont des mouvements elliptiques horizontaux et verticaux rétrogrades à faible profondeur, et progrades pour une profondeur supérieur au cinquième de la longueur d'onde.

1.2.2 La dispersion

Une propriété importante des ondes de surface est la dispersion. Si on regarde les enregistrements de la figure 1.5, on constate qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre, le signal s'étale dans le temps. Une analyse spectrale des ondes de surface montre que toutes les périodes présentes dans le signal ne se propagent pas à la même vitesse. C'est le phénomène de dispersion.

Les hétérogénéités de vitesse sismique en profondeur engendrent des ondes de surface se propageant à des vitesses variant avec la fréquence (courbe de dispersion). Les ondes de grande longueur d'onde pénètrent plus profondément à l'intérieur de la Terre et sont donc plus influencées par la structure profonde du manteau supérieur que les ondes de surface de courtes longueurs d'onde.

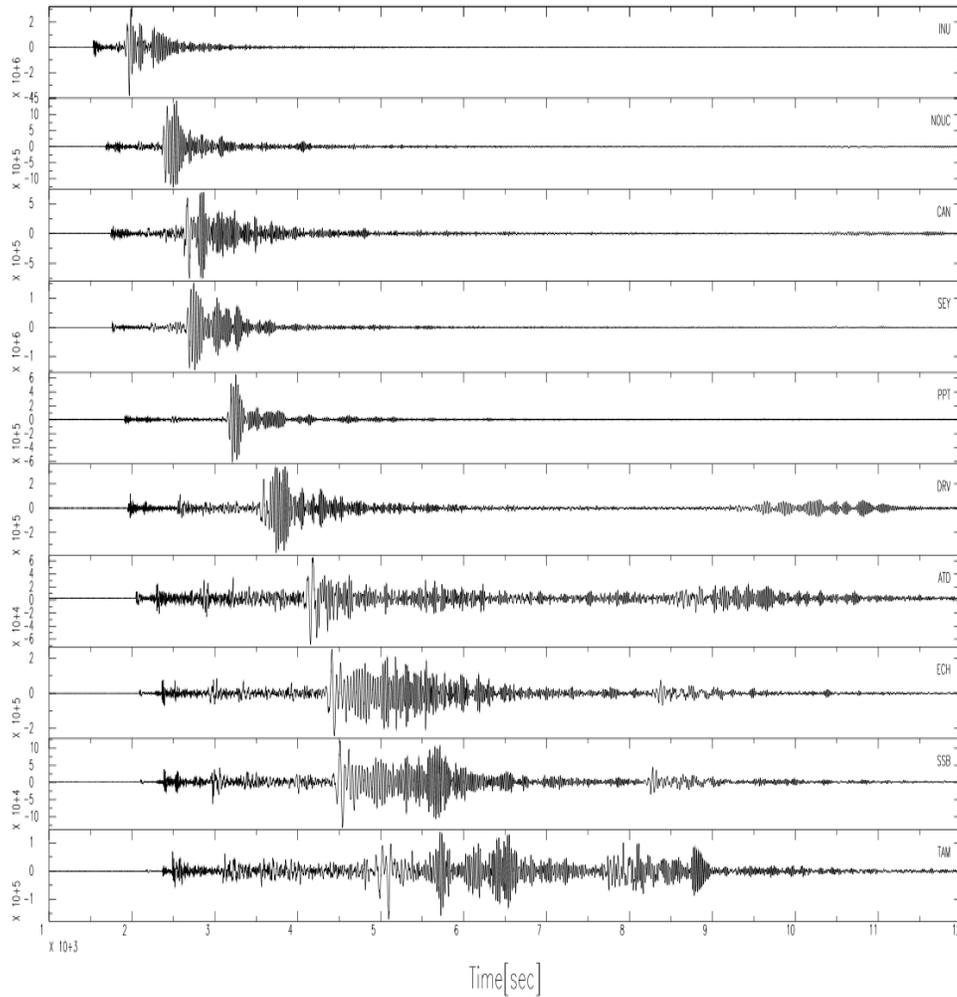


FIG. 1.5 – Sismogrammes enregistrés dans différentes stations du réseau GEOSCOPE pour le séisme du 8/8/1993 à 8h34, de magnitude $M_s = 8.1$, avec un épicentre localisé à 13.06° N et 145.31° E. Les distances épacentrales sont croissantes de haut en bas. On observe une diminution de l'amplitude des ondes de volume avec la distance et une plus lente décroissance de celles des ondes de surface. On notera augmentation de la durée du signal avec l'augmentation de la distance qui rend compte de la dispersion.

1.2.3 Courbe de dispersion et structure de la Terre

Nous avons vu comment définir un modèle de Terre de référence, à symétrie sphérique (les vitesses ne varient qu'avec la profondeur), en utilisant les temps de parcours des ondes sismiques. Mais la structure de la Terre ne se limite pas à ses seules propriétés radiales. A une profondeur donnée, elle est aussi caractérisée par des anomalies de température et de vitesse sismique qui sont des hétérogénéités latérales. Une façon de les mettre en évidence consiste à étudier des ondes se propageant en plusieurs trajectoire entre sources et stations. C'est ainsi que, depuis environ quarante ans, des différences régionales ont pu être mises en évidence en considérant différents trajets. Par exemple, la vitesse de phase des ondes de Rayleigh est été mesurée dans différentes provinces (Océans, Continents, Rifts, Boucliers...). Les ondes de surface (ondes de Rayleigh et Love) sont bien adaptées à ce genre d'études. Nous avons vu (section 2.1) qu'elles sont guidées par la surface de la Terre. Plus leur période est longue, plus elles sont sensibles à la structure profonde. Les périodes inférieures à 60 s sont sensibles à la croûte ; pour les périodes comprises entre 60 et 300s, elles sont sensibles au manteau (figure 1.6). Pour des périodes comprises entre 20 et 60s, les océans sont caractérisés par des vitesses plus élevées que dans les régions continentales, avec une valeur quasi constante de l'ordre de $4km/s$. Cependant, pour des trajectoires purement continentales, les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh diminuent de $4km/s$ à environ $3km/s$ pour une période de 10s. Ces écarts proviennent de la différence d'épaisseur entre la croûte continentale (Moho vers $30 - 40km$) et la croûte océanique (Moho vers $10 - 12km$) et de la présence de sédiments à faibles vitesses. On remarque aussi sur les courbes de dispersion une chute brutale de la vitesse des ondes de Rayleigh de courte période en domaine océanique, en raison de la couche d'eau. Pour les périodes supérieures à 100s, les courbes de dispersion moyennes sont similaires à cause de l'influence du manteau inférieur. Le minimum remarqué, à environ 200s, est causé par l'influence d'une couche à faible vitesse dans le manteau.

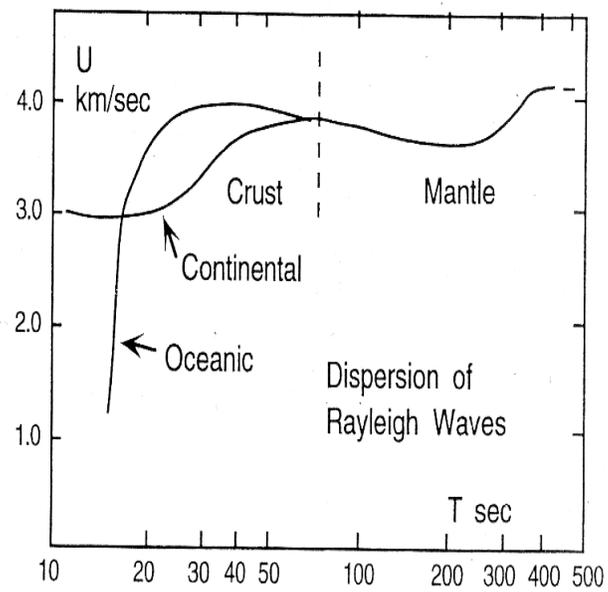


FIG. 1.6 – Comparaison des vitesses de groupe moyenne pour les ondes de Rayleigh se propageant dans les océans et les continents. (D'après Bath, 1979).

Chapitre 2

Extraction de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh à partir du bruit sismique

2.1 La fonction de Green

On appelle fonction de Green entre deux points A et B, la réponse du milieu en A à une force impulsionnelle en B. Il existe plusieurs fonctions de Green associées aux différentes ondes sismiques. Considérons ici la fonction de Green de l'onde de Rayleigh.

2.2 Fonction de Green et le champ d'onde aléatoire

Un champ d'onde aléatoire peut être décomposé en une somme d'ondes émises par des sources aléatoirement distribuées (Figure 2.1).

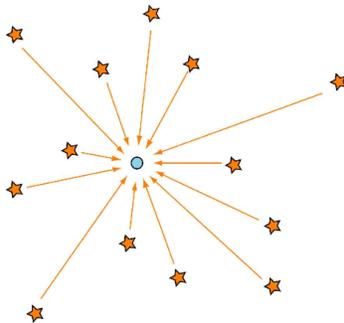


FIG. 2.1 – Champ d'onde aléatoire composé de sources aléatoirement distribuées (étoiles oranges) et enregistrées en une station (bleue).

L'extraction des fonctions de Green, à partir d'un champ d'onde aléatoire, a déjà été testée en hélio-sismologie [Duvall et al., 1993], en ultrasonique [Weaver et Lobkis, 2001 ; Derode et al., 2003], en acoustique marine [Roux et al., 2003], en exploration sismologique [Schuster et al., 2004 ; Wapenaar, 2004] et en sismologie [Campillo et Paul, 2003 ; Shapiro et Campillo, 2004].

En sismologie, deux types de signaux considérés comme des champ d'onde aléatoires sont utilisés pour extraire la fonction de Green : le bruit sismique ambiant et la coda (figure 2.2).

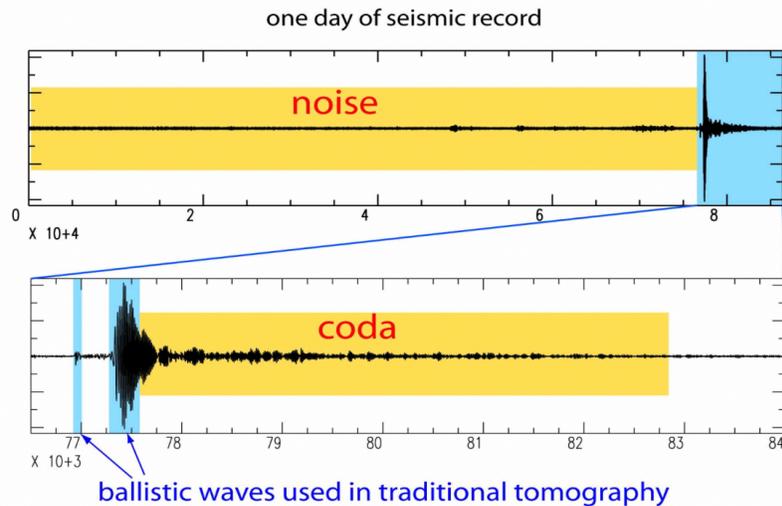


FIG. 2.2 – Une journée d'enregistrement sismologique contenant un séisme important (en bleu) avec les arrivées des ondes P et S (en orange), la coda et le bruit sismique ambiant.

La coda est constituée des longues vibrations résiduelles du sol qui suivent l'arrivée des ondes directes d'un séisme. La rupture à la source sismique ne dure en général que quelques secondes, alors que la coda peut durer plusieurs dizaines de minutes. Elle est engendrée par les hétérogénéités que rencontrent les ondes sismiques lors de leur propagation, en particulier dans la croûte terrestre (les 30 premiers kilomètres). Il a été récemment montré que des informations déterministes sur la propagation des ondes, comme les temps de trajet, pouvaient être extraites des signaux considérés comme aléatoires. En utilisant la coda des sismogrammes, Campillo et Paul (2003) ont pu retrouver les fonctions de Green entre des stations sismologiques, créant ainsi de nouveaux signaux pouvant être utilisés pour la tomographie.

Le bruit sismique est excité par des sources superficielles, telles l'agitation océanique [Freidrich, 1998] et les perturbations atmosphériques [Lognonne et al., 1998 ; Tanimoto et al., 1999]. Ce concept mis en oeuvre pour la coda des sismogrammes a pu être appliqué au bruit sismique dans la gamme de période 10-200s. Shapiro et Campillo (2004) ont montré que les courbes de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh pouvaient être obtenues par corrélation des enregistrements du bruit entre 2 stations en utilisant des durées de corrélation suffisamment

longues. Je me suis focalisé dans ce travail sur l'extraction de la fonction de Green par intercorrélation du bruit sismique enregistré en deux stations sismologiques durant de longues séries temporelles.

2.3 Le bruit sismique

Du point de vue du sismologue, le bruit sismique est l'ensemble des vibrations du sol, autres que celles provenant d'un séisme.

2.3.1 Sources du bruit de fond

Il existe différentes origines aux vibrations du sol autres que celles causées par les séismes : les marées, l'impact des vagues sur les rivages, la tempête, le bruit industriel, ... Gutenberg (1958) différencie les sources à partir des gammes de fréquence émises. Le tableau ci-dessous fait un résumé succinct [Bonnefoy-Claudet, 2004].

	Gutenberg (1958)
Vagues océaniques contre les côtes	0.05 – 0.1 Hz
Mousson / Perturbations météorologiques à grande échelle	0.1 – 0.25 Hz
Cyclones océaniques	0.3 – 1 Hz
Conditions météorologiques locales	1.4 – 5 Hz
Trémor volcanique	2 – 10 Hz
Activité humaine	1 – 100 Hz

Différentes études ont permis d'identifier deux catégories de source de bruit dans les données : les causes naturelles et les causes anthropiques. Aux basses fréquences (inférieures à environ 1 Hz), les sources sont naturelles ; à des fréquences intermédiaires (entre 1 et 5 Hz), les sources sont soit naturelles (conditions météorologiques locales), soit anthropiques ; à plus hautes fréquences (au delà de 5 Hz), les sources sont d'origine anthropiques.

2.3.2 La nature du bruit

Afin de bien caractériser le bruit sismique, il est important d'identifier la nature de l'onde constituant ce signal. Différents types d'ondes peuvent être considérés :

- les ondes de volume (P et S) ;
- les ondes de surface (Rayleigh et Love, mode fondamental et modes supérieurs).

Cependant, malgré le grand nombre d'études réalisées, la nature du bruit de fond reste mal connue. Je donne la conclusion de Bonnefoy-Claudet (2004) suite à une étude bibliographique :

« ... Il est difficile d'établir des conclusions univoques sur la composition du champ d'ondes constituant le bruit. A travers de cette synthèse bibliographique, nous n'avons pas apporté de réponse satisfaisante aux trois rapports qu'on cherche à estimer pour caractériser le bruit :

- le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface ;

- le rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love ;
- le rapport entre le mode fondamental des ondes de Rayleigh et les modes supérieurs.

Toutefois, sans apporter des réponses absolues, cette étude bibliographique montre les voies possibles à suivre pour caractériser le bruit :

- Pour estimer le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface, les mesures de bruit en forage semblent être bien appropriées ;
- Les mesures en réseau avec des capteurs 3 composantes semblent être une clef importante pour caractériser les types d'ondes de surface (Rayleigh et Love) ;
- L'importance de la simulation numérique pour analyser le champ d'ondes du bruit de fond sismique.»

2.4 Technique de l'extraction

Retrouver la fonction de Green à partir des fluctuations d'un champ n'est pas une découverte récente. En particulier, le Théorème de Fluctuation-Dissipation (FDT) relie de façon formelle les fluctuations d'un champ $\xi(r, t)$ [Kubo, 1966]. Ce théorème est également présent dans l'un des travaux d'Einstein [1905] sur le mouvement brownien¹.

On peut à partir des fluctuations dans un système thermique, par exemple, extraire la réponse entre deux points A et B, par intercorrélation des champs enregistrés en A et en B.

L'analogie avec le système Terre demeure. On considère des longues séries d'enregistrement du bruit sismique dans deux stations, pour lesquelles la distribution du champ d'ondes généré par des sources superficielles, telles que l'agitation océanique et les perturbations atmosphériques, devient aléatoire. Comme toutes les ondes sont présentes dans le champ d'ondes, il faut trouver une façon d'extraire ces ondes. C'est la technique de l'intercorrélation qui permet de récupérer l'information.

Le principe de l'intercorrélation est expliqué à partir de deux exemples.

2.4.1 Exemple 1

L'intercorrélation permet de calculer le délai temporel entre deux signaux. Considérons deux signaux, l'un décalé de τ par rapport à l'autre (figure 2.3).

La corrélation de deux signaux réels $x(t)$ et $y(t)$ est définie mathématiquement de la façon suivante :

¹Le mouvement brownien est une description mathématique du mouvement aléatoire d'une « grosse » particule immergée dans un fluide et qui n'est soumise à aucune autre interaction que des chocs avec les « petites » molécules du fluide environnant. Il en résulte un mouvement très irrégulier de la grosse particule, qui a été décrit pour la première fois en 1827 par le biologiste Robert Brown.

$$C_{x,y}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} x(s)y(s - \tau)ds$$

L'interprétation de cette formule est aisée : pour chaque valeur de τ , $C_{x,y}(\tau)$ représente le produit scalaire de la fonction x et de la fonction y translatée de τ selon l'axe des x . Ainsi, lorsque les fonctions $x(s)$ et $y(s - \tau)$ se ressemblent, $C_{x,y}(\tau)$ est maximal. Dans le cas contraire, $C_{x,y}(\tau)$ a une valeur proche de 0.

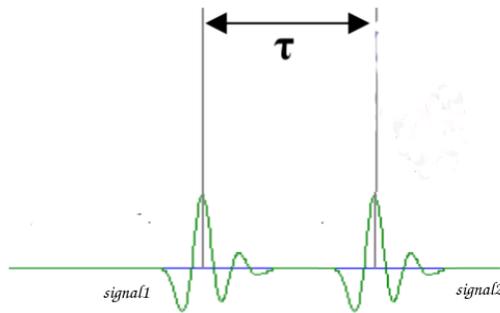


FIG. 2.3 – Représentation de deux signaux aléatoires décalés de τ .

Le calcul de l'intercorrélation donne l'intercorrélogramme représenté sur la figure 2.4. L'arrivée du maximum de l'intercorrélogramme correspond au décalage τ entre les deux signaux.

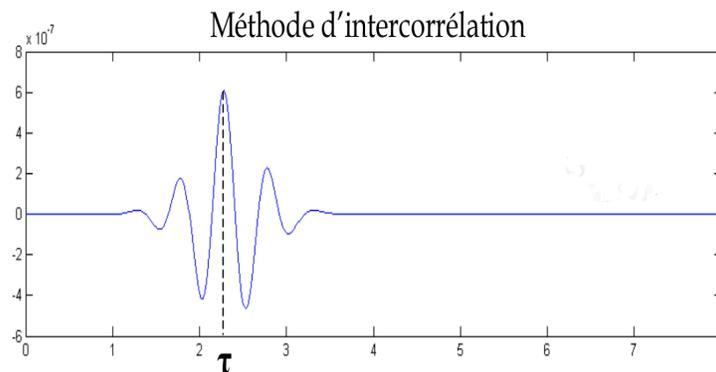


FIG. 2.4 – Fonction résultant du calcul de l'intercorrélation entre les signaux 1 et 2 représentés sur la figure 2.3.

2.4.2 Exemple 2

Considérons maintenant deux stations sismologiques et des sources de bruit distribuées autour d'elles (la source peut être une vraie source ou un diffracteur).

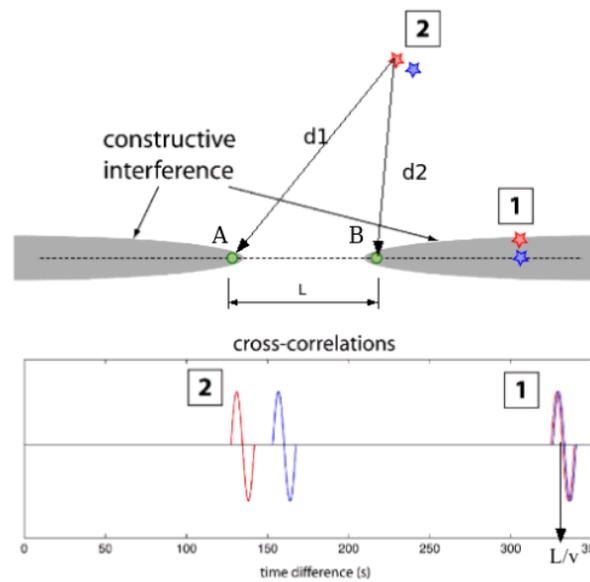


FIG. 2.5 – Haut : répartition des sources de bruit autour des stations *A* et *B* ; la zone grisée montre la position des sources (représentées par des étoiles) qui génèrent des interférences constructives dans l'intercorrélogramme. Bas : représentation des intercorrélogrammes calculés en fonction de la position des sources.

Mathématiquement, la source rouge localisée dans la position [2] (figure 2.5) donne le temps d'arrivée suivant :

- station A : $t1 = \frac{d1}{v}$,
- station B : $t2 = \frac{d2}{v}$, ou v est la vitesse de propagation des ondes dans le milieu.

Par intercorrélation, on calcule le décalage τ représenté par la courbe rouge [2] sur l'intercorrélogramme (figure 2.5).

$$\tau = \frac{|d1 - d2|}{v} \leq \frac{L}{v}$$

Si on change la position de la source (*rouge* \rightarrow *bleue* [2]), le temps relatif est modifié (phénomène non stationnaire). Sur l'intercorrélogramme, on obtient une courbe décalée (bleue).

La somme des intercorrélogrammes donne un résultat nul parce que les amplitudes positives et négatives se compensent entre elles. Le nom de ce phénomène est *interférence destructive*.

Les intercorrélogrammes vont interférer de manière *constructive* lorsqu'un grand nombre de sources fournit des temps de propagation identiques : $\tau = \frac{L}{v}$. On obtient ce résultat si les sources sont situées sur, ou à proximité de, la ligne reliant les deux stations (position [1]).

On espère ainsi extraire, par intercorrélation des enregistrements du bruit sismique en deux stations A et B, la fonction de Green associée à l'onde de Rayleigh se propageant entre ces deux stations. Nous voulons mesurer la vitesse de groupe moyenne de l'onde de Rayleigh entre A et B. Comme l'onde de Rayleigh est dispersive, on effectue la mesure du temps d'arrivée τ du maximum du paquet d'énergie de cette fonction de Green pour différentes périodes T_c . La vitesse de groupe est notée V_{T_c} . Nous la déduisons de la relation $V_{T_c} = \frac{L}{\tau}$, avec L distance inter-stations.

2.5 Résultat de Shapiro et Campillo (2004)

Les résultats obtenus par Shapiro et Campillo (2004) sont présentés ci-dessous. Ils ont calculé l'intercorrélogramme du bruit sismique entre deux stations localisées aux Etats-Unis, CCM et ANMO (figure 2.6).

La période retenue pour les enregistrements de bruit est du 01/01/2002 au 08/02/2002. C'est une période relativement calme, il n'y a pas de séisme de magnitude ≥ 7 . La figure 2.6 montre des arrivées cohérentes pour chaque bande de filtrage. De plus, le signal observé sur les intercorrélogrammes est dispersif, comme celui des ondes de Rayleigh se propageant à l'intérieur de la Terre. Les longues périodes arrivent avant les courtes périodes.

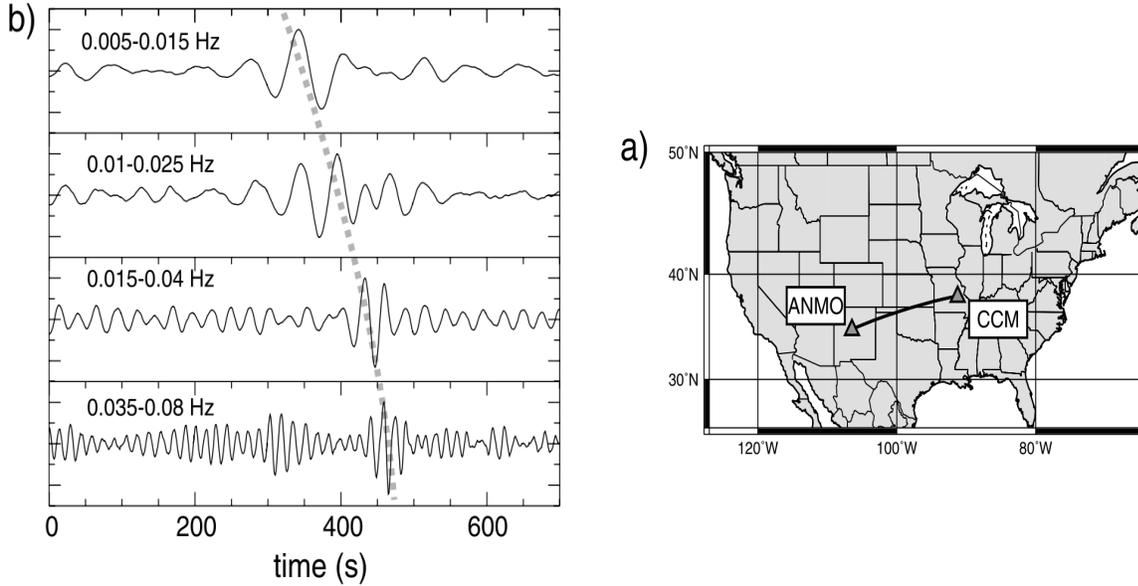


FIG. 2.6 – (a) Carte montrant la position des stations. (b) Intercorrélogrammes calculés pour différents filtres passe-bande dont les bornes sont indiquées dans le coin haut à gauche de chaque cadre. La ligne pointillée grise souligne la dispersion du signal.

2.6 Démonstration de la relation existante entre la fonction de Green et la fonction d'intercorrélation

Ce paragraphe 2.6 s'appuie sur des documents écrits de Roux et al. (2005) et un support de cours de Jérôme Vergne. Expérimentalement, on observe que la fonction de Green de l'onde de Rayleigh, entre deux points A et B , peut être extraite de la fonction d'intercorrélation du bruit sismique mesuré en A et en B [Campillo et Paul, 2003 ; Shapiro et Campillo, 2004]. On peut se demander quels sont les fondements théoriques qui expliquent cette observation ? Nous reprenons les principales étapes de Roux et al (2005), qui montrent comment extraire la fonction de Green en domaine temporel, entre deux points A et B , par calcul de l'intercorrélogramme bruit sismique enregistrés en A et B .

Considérons, pour simplifier les calculs, un espace libre 3D sans atténuation. On associe à cet espace un repère orthonormé (x, y, z) . Désignons par A et B deux points de cet espace, la fonction de Green de l'onde de Rayleigh entre les points A (en r_1) et B (en r_2) s'écrit :

$$G(B; A) = G(r_2, t; r_1, 0) = \frac{1}{|r_2 - r_1|} \cdot \delta\left(t - \frac{|r_2 - r_1|}{c}\right) \quad (2.1)$$

où c est la vitesse de propagation de l'onde élastique dans ce milieu et δ la fonction de Dirac. Considérons une distribution aléatoire de sources de bruit sismique dans l'espace et le temps. Une source est localisée à l'instant t_s par la position r_s et possède une amplitude $S(r_s; t_s)$. Le champ de bruit sismique total reçu en A à l'instant t est donné par la relation :

$$P(r_1; t) = \int_{-\infty}^{\infty} dr_s \int_{-\infty}^t dt_s \cdot S(r_s, t_s) \cdot G(r_1, t; r_s, t_s) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dr_s}{|r_1 - r_s|} \cdot S(r_s, t - \frac{|r_1 - r_s|}{c}) \quad (2.2)$$

L'intercorrélation des deux champs de bruit sismique enregistrés en A et B est donc, à l'instant t :

$$C(r_1, r_2; t) = C_{1,2}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} P(r_1; \tau) \cdot P(r_2, t + \tau) \cdot d\tau \quad (2.3)$$

En substituant dans l'équation 2.3 les champs de bruit enregistrés en A et B par leurs expressions données à l'équation 2.2, on obtient :

$$C_{1,2}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} dr_s \int_{-\infty}^{\infty} dr_{s'} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \cdot \frac{1}{|r_1 - r_s| \cdot |r_2 - r_{s'}|} \cdot S(r_s, \tau + t - \frac{|r_1 - r_s|}{c}) \cdot S(r_{s'}, \tau + t - \frac{|r_2 - r_{s'}|}{c}) \quad (2.4)$$

Notons que dans l'équation 2.4, à chaque temps τ correspond une nouvelle distribution de source de bruit. $C_{1,2}(t)$ correspond à une seule réalisation de la fonction d'intercorrélation du bruit sismique ambiant. Pour évaluer la moyenne statistique de $C_{1,2}(t)$ sur un ensemble de réalisations, on utilise l'indépendance spatiale et temporelle des sources d'une distribution aléatoire :

$$\langle S(r_s, t_s) \cdot S(r_{s'}, t_{s'}) \rangle = Q^2 \cdot \delta(t_s - t_{s'}) \cdot \delta(r_s - r_{s'}) \quad (2.5)$$

en désignant par $\langle X \rangle$ la moyenne d'ensemble de X et Q^2 la puissance des sources, supposée constante dans le temps et dans l'espace. Donc, l'intercorrélation moyenne entre A et B , après intégration sur $\vec{dr}_{s'}$, est :

$$\langle C_{1,2}(t) \rangle = Q^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} dr_s \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \frac{1}{|r_1 - r_s| \cdot |r_2 - r_s|} \cdot \delta(t + \frac{|r_1 - r_s|}{c} - \frac{|r_2 - r_s|}{c}) \quad (2.6)$$

L'intégration sur τ correspond à la somme des contributions de toutes les sources de bruit sur un temps infini (figure 2.7), comme nous l'avons vu dans l'équation 2.4. Toutes ces sources de bruit pourraient être excitées en un seul instant sans changer le résultat final de $\langle C_{1,2}(t) \rangle$. En fait, L'intégration sur τ diverge dans l'équation 2.6. Ceci est classique pour une fonction de corrélation sur un temps infini. Cependant, en pratique, l'enregistrement du bruit sismique en A et B se fait sur un intervalle de temps fini T avant corrélation. En supposant que le nombre et la répartition des sources de bruit aléatoires aient un "taux de création" ν par unité de temps et de volume, l'intégrale sur τ est changée en $T \cdot \nu$. L'accumulation totale des sources de bruit correspond ainsi à une augmentation de ν sur un intervalle de temps T plus court tel que $T \cdot \nu$ reste constant. En utilisant cette approche, l'équation 2.6 devient, après intégration sur une durée T finie avec un "taux de création" de source ν donné :

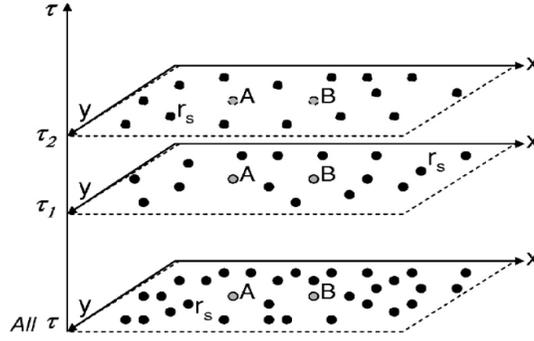


FIG. 2.7 – Représentation des capteurs en A et B et des sources de bruit (en r_s) dans le plan xy . Chaque plan correspond à une nouvelle distribution de sources dans le temps τ . L'intégrale sur τ dans l'équation 2.6 correspond à la somme des contributions de toutes les sources de bruit (plan inférieur). (Roux et al., 2005).

$$\langle C_{1,2}(t) \rangle = Q^2 \cdot T \cdot \nu \int_{-\infty}^{\infty} dr_s \frac{1}{|r_1 - r_s| \cdot |r_2 - r_s|} \cdot \delta\left(t + \frac{|r_1 - r_s|}{c} - \frac{|r_2 - r_s|}{c}\right) \quad (2.7)$$

L'équation 2.7 montre que la fonction de corrélation moyenne $\langle C_{1,2}(t) \rangle$, dans un espace libre, se réduit au calcul d'une intégrale dans l'espace sur les localisations des sources de bruit. Pour évaluer $\langle C_{1,2}(t) \rangle$ dans un espace 3D, définissons dans cet espace un système de coordonnées cartésiennes :

$$A(r_1) = (a, 0, 0); B(r_2) = (-a, 0, 0); r_s = (x, y, z).$$

La fonction δ apporte une contribution à la corrélation au temps t si et seulement si r_s est tel que : $|r_2 - r_s| - |r_1 - r_s| = c \cdot t$. Ainsi, pour un temps t satisfaisant la condition $-2a < c \cdot t < 2a$, les sources de bruit doivent se situer sur un hyperboloïde (figure 2.8) défini par l'équation 2.8 :

$$y^2 + z^2 - x^2 \cdot \left(\frac{4a^2}{c^2 t^2} - 1\right) = a^2 \left(1 - \frac{c^2 t^2}{4a^2}\right) \text{ si } c \cdot t \neq 0 \text{ et } x = 0 \text{ si } c \cdot t = 0 \quad (2.8)$$

En 3 dimensions, cette hyperboloïde peut être paramétrisée par :

$$\begin{cases} x = a \cdot \sin \theta \cosh \varphi & (\varphi \in \mathfrak{R}^+) \\ y = a \cdot \cos \theta \sinh \varphi \cos \psi & (\theta \in [-\frac{\pi}{2}, \frac{\pi}{2}]) \\ z = a \cdot \cos \theta \sinh \varphi \sin \psi & (\psi \in [0, 2\pi]) \end{cases} \quad (2.9)$$

D'où la nouvelle écriture de l'équation 2.7, après intégration sur ψ :

$$\langle C_{1,2}(t) \rangle = 2\pi \cdot a \cdot Q^2 \cdot T \cdot \nu \int_0^{\infty} \sinh(\varphi) d\varphi \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \cos(\theta) \cdot \delta\left(t + \frac{2a \cdot \sin(\theta)}{c}\right) \cdot d\theta \quad (2.10)$$

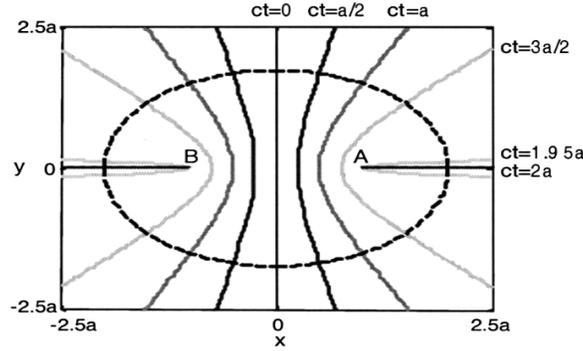


FIG. 2.8 – Représentation en 2D dans le plan xy de l'hyperbole (trait plein) qui contribue à la fonction de corrélation du bruit au temps t donné. Sur chaque hyperbole, les sources de bruit satisfont $|r_2 - r_s| - |r_1 - r_s| = c \cdot t$. L'ellipse (trait pointillé) représente les sources de bruit qui satisfont $|r_2 - r_s| + |r_1 - r_s| = c \cdot t$. Les récepteurs sont localisés en $A(a, 0)$ et $B(-a, 0)$. (D'après Roux et al. (2005)).

Effectuons le changement de variable : $x = a \cdot \sin(\theta)$:

$$\langle C_{1,2}(t) \rangle = 2\pi \cdot Q^2 \cdot T \cdot \nu \int_0^\infty \sinh(\varphi) d\varphi \int_{-a}^{+a} \delta(t + \frac{2x}{c}) dx \quad (2.11)$$

Puisque l'intégrale de la fonction δ est la fonction de Heaviside H , la seconde intégrale de l'équation 2.11 donne une fonction "porte" :

$$\Pi(t) = H(t + \frac{2a}{c}) - H(t - \frac{2a}{c}) \quad (2.12)$$

Avant de calculer l'intégrale sur $\varphi \in \mathfrak{R}^+$, nous devons étudier ses bornes d'intégration pour l'empêcher de diverger. En fait, φ est la coordonnée curviligne le long de chaque hyperbole. Sur la figure 2.8, $\varphi = 0$ correspond à l'intersection d'une hyperbole avec l'axe x . De plus, les branches asymétriques d'une hyperbole correspondent à $\varphi \rightarrow \infty$. Intégrer entre φ et φ_0 revient donc à mesurer la longueur de chaque hyperbole. Sur la figure 2.8, les points vérifiant $\varphi = \varphi_0$ décrivent une ellipse qui est orthogonale à chaque hyperbole. Il est intéressant de remarquer que cette ellipse, ou ellipsoïde en 3D, est telle que $|r_2 - r_s| + |r_1 - r_s| = c \cdot t$, ce qui signifie que $\overline{AB} + \overline{SB} = c \cdot t = cste$, avec S une source située sur cette ellipse. En définissant l'ellipsoïde $\varphi = \varphi_0$ (i.e. l'ellipse en pointillé de la figure 2.8) comme le support compact 3D sur lequel on calcule l'intégration sur φ dans l'équation 2.10, on obtient l'expression suivante de la moyenne de la corrélation temporelle entre A et B :

$$\langle C_{1,2}(t) \rangle = 2\pi \cdot Q^2 \cdot T \cdot \nu [\cosh(\varphi_0) - 1] \cdot \Pi(t) \quad (2.13)$$

On constate que l'équation 2.13 ne fait pas apparaître la fonction de Green. Par contre, en effectuant la dérivée temporelle de $\langle C_{1,2}(t) \rangle$, on obtient la fonction de Green cherchée. En effet, la dérivée temporelle de la fonction de corrélation moyenne $\langle C_{1,2}(t) \rangle$ est :

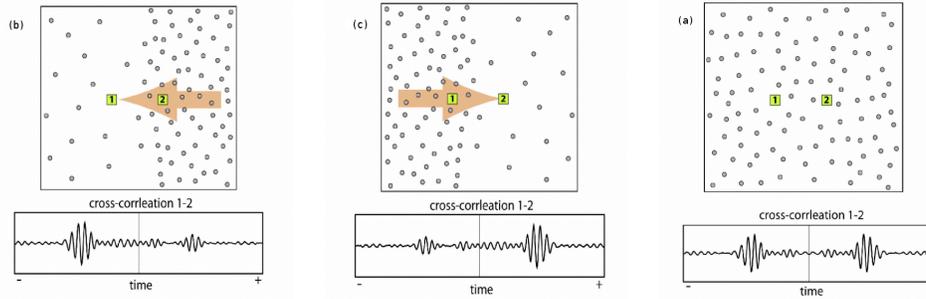


FIG. 2.9 – Distribution des sources de bruit sismique autour des récepteurs (1) et (2) et fonctions d’intercorrélacion correspondantes. (a) distribution isotrope des sources : intercorrélacion symétrique ; (b) et (c) distribution anisotrope des sources : intercorrélacion asymétrique. *Note : la fonction de Green est assimilée à la fonction de corrélation et non à sa dérivée* (d’après le séminaire de Shapiro).

$$\frac{d}{dt}\langle C_{1,2}(t) \rangle = 2\pi \cdot Q^2 \cdot T \cdot \nu [\cosh(\varphi_0) - 1] \cdot \left[\frac{1}{2a} \delta\left(t + \frac{2a}{c}\right) - \frac{1}{2a} \delta\left(t - \frac{2a}{c}\right) \right] \quad (2.14)$$

Les fonctions $\frac{1}{2a} \delta\left(t + \frac{2a}{c}\right)$ et $\frac{1}{2a} \delta\left(t - \frac{2a}{c}\right)$ de l’équation 2.14 représentent les fonctions de Green causales et anti-causales de A vers B , et de B vers A . Il est normal d’obtenir une expression anti-causale de la fonction de Green, car une fonction de corrélation est définie pour des temps positifs et négatifs. Physiquement, la symétrie en temps de l’équation 2.14 vient de l’hypothèse faite d’une distribution de bruit sismique spatialement uniforme (figure 2.9.a), pour laquelle la fonction de corrélation contient de manière identique les deux informations de propagation, de A vers B , et de B vers A . Mais, dans la nature, il est aussi possible d’avoir une distribution de bruit qui ne soit plus uniformément répartie autour des récepteurs (figure 2.9.b et 2.9.c). Dans ce cas, les fonctions de Green causales et anti-causales diffèrent par leurs amplitudes. L’amplitude des fonctions de Green étant liée à la puissance d’excitation du bruit et à la surface du support compact ellipsoïal (ellipsoïde $\varphi = \varphi_0$) sur laquelle sont prises les sources de bruit.

2.7 Corrélation du bruit sismique en pratique

2.7.1 Estimation de la fonction de Green sans dérivation

Dans la littérature, la plupart des résultats expérimentaux ont été obtenus en utilisant la fonction de corrélation du bruit (et non sa dérivée) comme une estimation proche de la fonction de Green. En géophysique notamment, la fonction de corrélation est préférée à sa dérivée comme approximation de la fonction de Green [Shapiro et Campillo, 2004]. En effet, une dérivée temporelle sur des données expérimentales peut être à l’origine d’un fort bruit indésirable. Cependant,

la démonstration mathématique précédente montre clairement que c'est la dérivée de la fonction de corrélation du bruit qui converge vers la fonction de Green. On peut donc se demander s'il est raisonnable de négliger cette dérivation temporelle. Un élément de réponse est donné sur la figure 2.10.

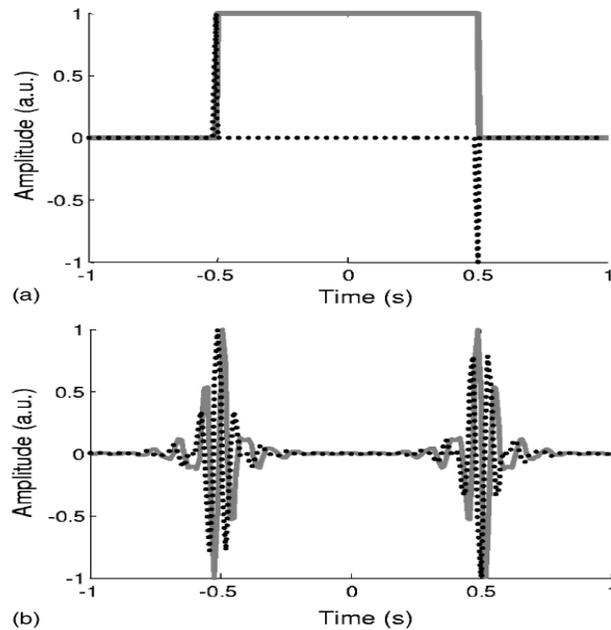


FIG. 2.10 – Représentation de la fonction d'intercorrélation (gris) et de sa dérivée temporelle (pointillé) : (a) source à contenu fréquentiel infini, avec $a=0.25\text{m}$ et $c=1\text{m/s}$; (b) source à contenu fréquentiel fini [10-20 Hz] avec les mêmes paramètres.

Les deux fonctions (l'intercorrélation et sa dérivée) apparaissent très différentes dans le cas de la source à contenu fréquentiel infini (surtout, car la fréquence nulle crée le plateau de la fonction de corrélation). Dans le cas de la source à contenu fréquentiel fini, les deux fonctions apparaissent très similaires. La principale différence est un déphasage de $\pi/2$, qui affecte peu l'enveloppe du signal. Lorsqu'on s'intéresse à la vitesse de groupe de l'onde considérée, en pointant le temps d'arrivée du maximum de l'enveloppe du signal filtré à différentes périodes, on se limite à la fonction d'intercorrélation uniquement. Ce choix permet de construire des intercorrélogrammes moins bruités, au prix de l'introduction d'une erreur sur la mesure de la vitesse de groupe. Cette erreur reste dans la plupart des cas faible par rapport aux autres erreurs de mesure.

Chapitre 3

Mise en oeuvre de la méthode

Ce stage s'est effectué au sein d'un service d'observatoire sismologique (Réseau National de Surveillance Sismique) de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST, ULP). J'ai développé un code Matlab dont le but est l'extraction, à partir des enregistrements continus du bruit sismique dans des paires de stations sismologiques, de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh se propageant entre les stations. La fonction de Green est déduite de l'intercorrélogramme des signaux de bruit.

3.1 Les données

3.1.1 Sélection

Le code de calcul a été testé sur un mois d'enregistrement continu, et sur la même période de temps, du bruit sismique en deux stations LSA¹ et KMI² (figure 3.1). Je compare mes résultats avec ceux obtenus par M.H. Ritzwoller et *al.* (2005).

Les données sont des signaux de bruit enregistrés sur la composante verticale, car, sur cette composante, l'onde de Rayleigh présente généralement le meilleur rapport signal sur bruit. Ces enregistrements sont disponibles avec différents pas d'échantillonnages :

- V : 0,1 point par seconde
- L : 1 point par seconde
- B : 20 point par seconde

J'ai choisi de traiter les données échantillonnées à 1 point par seconde, le même que celui utilisé par Ritzwoller et *al.* (2005). Le pas d'échantillonnage étant de 1 point par seconde la fréquence de coupure du spectre du signal est de 0.5 Hz (fréquence de Nyquist). Le bruit généré par la houle océanique est compris entre 0.05 et 0.1 Hz [Bonney-Claudet, 2004]. Pour cela, le bruit sismique est généralement analysé à des périodes supérieures à 5 s. De plus, pour des

¹LSA : Lhassa, Tibet ; Latitude 29, 70° ; Longitude 91, 15° ; Elévation 3789 m ; en fonctionnement depuis le 03 Août 1995.

²KMI : Kunming, Yunan ; Latitude 25, 12° ; Longitude 102, 74° ; Elevation 1975 m ; en fonctionnement depuis le 27 Avril 1996.

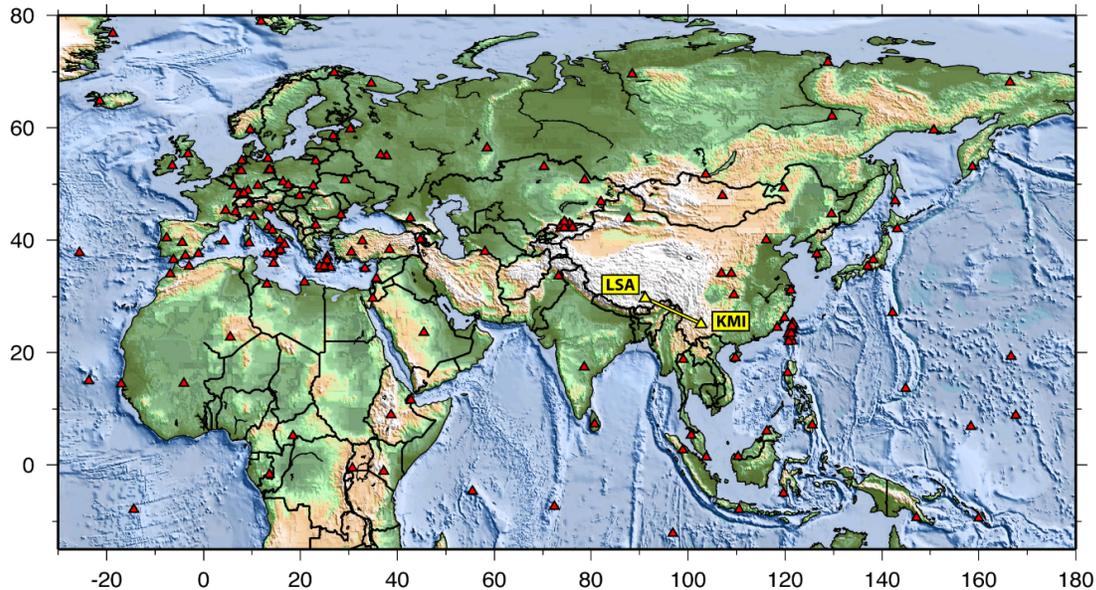


FIG. 3.1 – Position des stations LSA et KMI.

périodes inférieures à la seconde, le bruit ne se propage pas à de longues distances. Il constitue un bruit local qui peut être incohérent entre LSA et KMI.

3.1.2 Récupération des données

Les données relatives aux deux stations LSA et KMI sont disponibles via le Consortium "Incorporated Research Institutions for Seismology" (IRIS), "Data Management Center" (DMC). Dans l'onglet GSN ("Global Seismographic Network"), on trouve un ensemble de stations réparties sur la Terre (triangles rouges sur la figure 3.1). Ces stations sont regroupées en réseaux virtuels, chacun étant caractérisé par un code. Dans notre cas, LSA et KMI appartiennent au réseau virtuel IC pour "New China Seismograph Network", qui regroupe 10 stations installées en 1992. Pour obtenir ces données, il suffit d'adresser une requête par courriel dans un format spécifique (Annexe B). Les demandes sont ensuite traitées de façon automatique et les données, une fois mises à disposition, sont récupérées dans une adresse ftp précisée par IRIS DMC.

3.1.3 Conversion

Les données sont récupérées en format SEED "Standard for the Exchange of Earthquake Data", format utilisé par les sismologues car il permet d'intégrer de nombreuses informations sur le séisme, le signal sismique et sur les caractéristiques de son enregistrement. Afin de pouvoir lire ces enregistrements sous Matlab, logiciel sous lequel j'ai travaillé, il a donc fallu les convertir. Tout d'abord, ces données sont transformées en fichiers sous format SAC "Seismic Analysis Code" grâce au programme RDSEED. Les informations sur les réponses instrumen-

tales du sismomètre sont aussi insérées dans des fichiers RESP. Ces fichiers sont différents pour chaque station. Les fichiers SAC créés sont alors lisibles sous Matlab grâce à la routine *read-sac.m*. L'explication des différents champs est donnée dans l'Annexe C. Un mois de données est récupéré de façon segmentée. En effet, sans cette segmentation, la taille des fichiers rendrait impossible un transfert par ftp.

3.1.4 Exemple de trace

Les données sont lues par une routine *readsac.m* et tracées par la routine *plots.m* (figure 3.2).

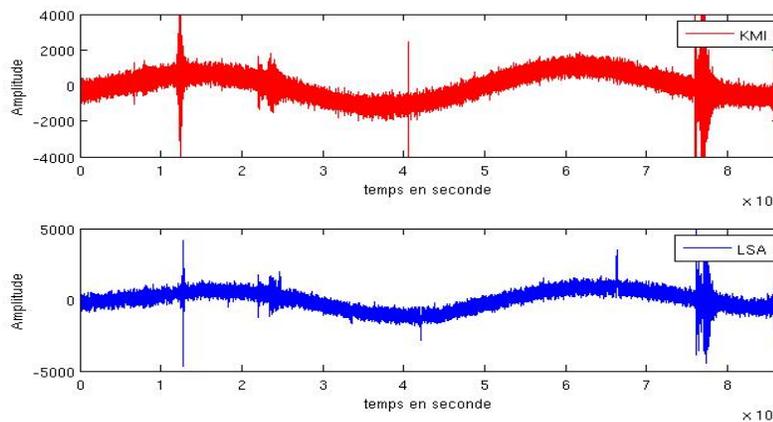


FIG. 3.2 – Trace d'une journée d'enregistrement sur les stations KMI et LSA.

3.2 Spectre du bruit sismique

La période principale de la houle océanique est autour de 15 s (0.06 Hz). L'interférence entre les vagues incidentes et celles réfléchies par la côte génère une onde de période moitié, c'est-à-dire de 7,5 s (Campillo, séminaire). Afin de mieux voir ces deux périodes, j'ai calculé le spectre de Fourier d'un enregistrement à la station LSA (figure 3.3).

3.3 Préparation des Données

3.3.1 Le filtrage

Le bruit sismique varie selon la bande de fréquence considérée Bonnefoy-Claudet, (2004) et figure 3.3. Il faut donc pouvoir étudier séparément la bande pertinente pour ce travail. Pour cela, j'ai appliqué un filtrage passe-bande [5-150 s] de type Butterworth sur les enregistrements de

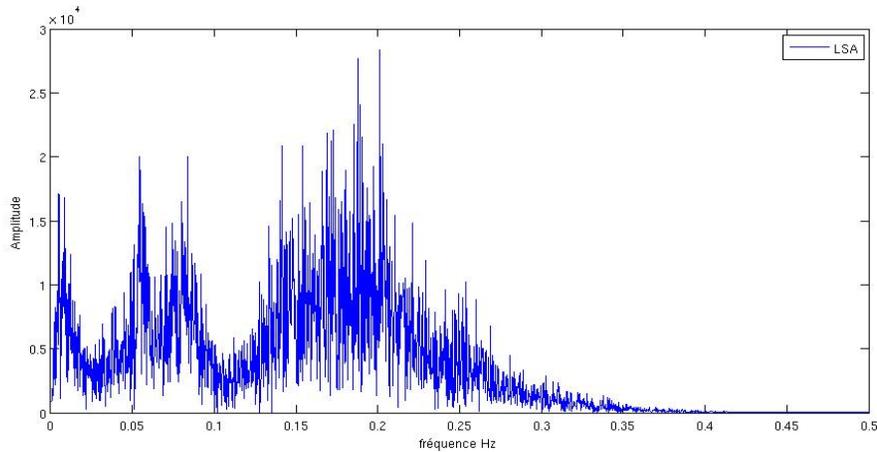


FIG. 3.3 – Spectre en fréquence du bruit sismique à la station LSA calculé sur $N=4096$ points.

un mois. Le rejet des périodes inférieures à 5 s permet d'éviter d'introduire un bruit incohérent entre stations (bruit local). La période maximale de l'onde de Rayleigh que l'on puisse observer dans l'intercorrélogramme est donnée par : $T_{max} = \frac{\Delta}{3 \cdot c}$, où Δ est la distance épacentrale (1252 km) et c la vitesse de propagation moyenne des ondes de Rayleigh dans la croûte continentale (3km/s). Donc T_{max} est égale à 140 s.

Le filtrage est appliqué deux fois, dans le sens des temps positifs, puis dans le sens des temps négatifs. Cela permet un filtrage symétrique sans déphasage. Le filtre a été réalisé à partir d'une fonction prédéfinie sur Matlab *filtfilt.m*.

3.3.2 Concaténation des segments

Le serveur de données IRIS fournit des segments de données. Avant la concaténation, j'ai traité les problèmes de chevauchements et de lacunes dans les données. Les lacunes sont comblées par des zéros pour conserver un signal continu. Dans l'exemple représenté sur la figure 3.4, je montre l'efficacité du programme sur un enregistrement de un mois de données (c'était la requête sur la station CCM³). Après concaténation, nous observons un trou dans les données. Cela peut s'expliquer par une interruption du fonctionnement de la station pendant un certain temps (figure 3.4).

Pour les deux stations tests, LSA et KMI, j'ai fait débuté toute la séquence au même instant aux 2 stations. Après concaténation, les deux signaux sont limités à la même longueur (figure 3.5).

³CCM : Cathedral Cave, Missouri ; Latitude $38,06^\circ$; Longitude $-91,24^\circ$; Elévation 222 m ; en fonctionnement depuis le 07 juin 1996.

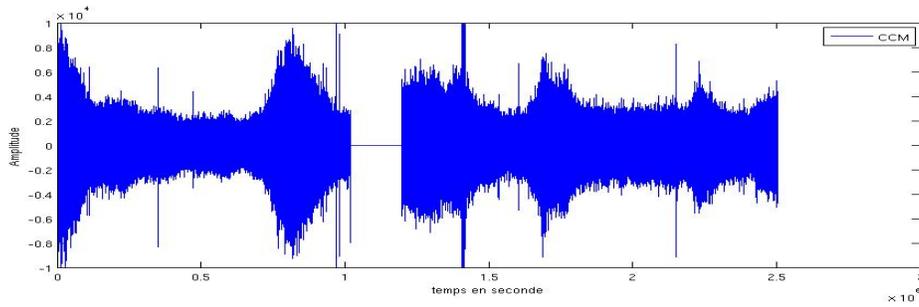


FIG. 3.4 – Un mois de données de bruit sismique enregistré à la station CCM après concaténation des différents segments. Nous observons une lacune dans le signal, qui a été complétée par des zéros.

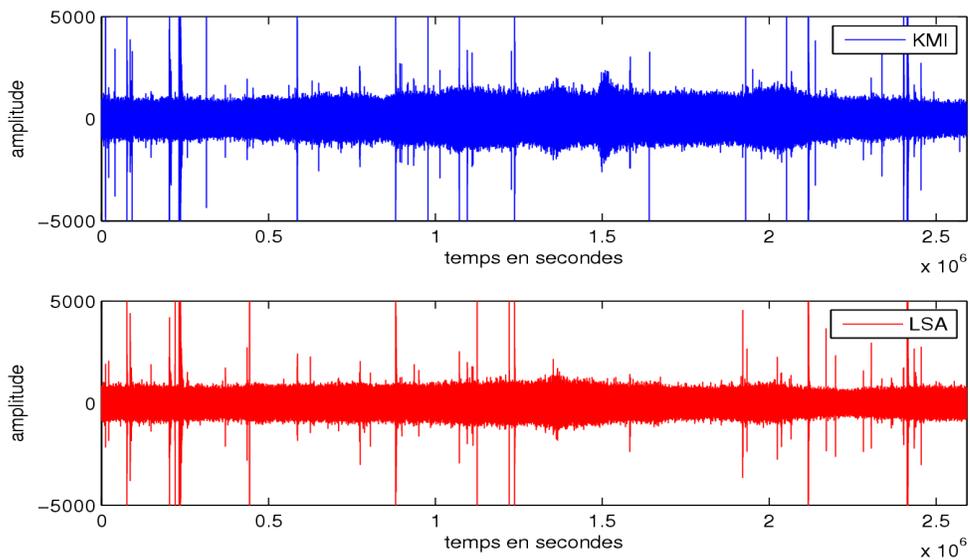


FIG. 3.5 – Représentation d'un mois de données de bruit sismique enregistré à la station KMI (en bleu) et à la station LSA (en rouge). Les données ont subi un filtrage entre 5 et 150 s.

3.3.3 Égalisation en amplitude

Une étape importante dans la préparation des données pour chaque station s'appelle *la normalisation temporelle*. Pratiquement, il faut ramener le signal à des variations binaires +1 et -1, afin de réduire l'effet des arrivées d'énergie telles que les séismes ou les irrégularités instrumentales sur l'intercorrélogramme. Campillo et Paul (2003) proposent de s'affranchir entièrement de l'amplitude et de ne conserver que la phase. Cette opération s'effectue sous Matlab grâce à la fonction *signe.m*.

3.4 L'intercorrélolation

Tous les traitements ayant été effectués (filtrage, concaténation, égalisation), il est alors possible de calculer l'intercorrélogramme des deux signaux enregistrés aux stations LSA et KMI. Ce calcul est réalisé pour plusieurs périodes de filtrage. Nous obtenons ainsi une fonction d'intercorrélolation entre LSA et KMI, qui correspond en première approximation à la fonction de Green de l'onde de Rayleigh se propageant entre les deux stations.

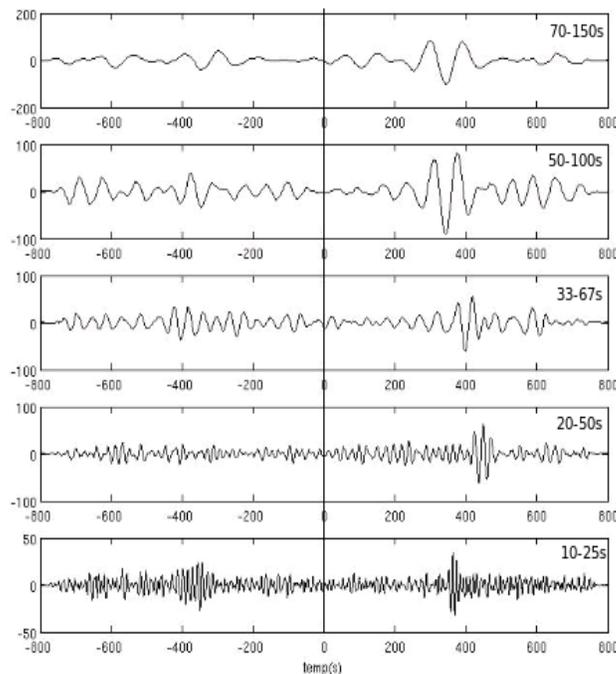


FIG. 3.6 – Intercorrélation d'un mois d'enregistrement de bruit sismique janvier 2004 aux stations LSA et KMI. La partie positive de l'intercorrélogramme correspond aux ondes se propageant de KMI à LSA et la partie négative correspond aux ondes se propageant dans l'autre sens, de LSA vers KMI. Les différentes bandes de fréquence utilisées sont indiquées sur la figure.

Les résultats obtenus par Ritzwoller *et al.* (2005) sont présentés sur la figure 3.7. En théorie, on s'attend à ce que les parties causales et anti-causales de la fonction d'intercorrélation soient parfaitement symétriques par rapport au point milieu de l'intercorrélogramme (équation 2.14). Mais, sur des données réelles, ceci n'est pas toujours vérifié. La figure 3.6 montre les fonctions d'intercorrélation, pour chacune des bandes passantes considérées, obtenues dans le cas des signaux correspondant à un mois de données pour les stations LSA et KMI. Nous constatons que les intercorrélogrammes ne sont pas symétriques en amplitude. La station KMI est très proche du Pacifique (figure 3.1), donc plus proche des sources du bruit d'origine océanique que la station LSA. Les intercorrélogrammes sont non symétriques en amplitude, mais il doivent cependant avoir leurs parties causales et anti-causales symétriques en phase. En effet, si l'amplitude de la fonction de Green dépend fortement de l'énergie et du nombre de sources présentes de chaque côté de la station, la phase dépend uniquement du trajet et donc de la structure traversée par les ondes entre les deux stations. La vérification de cette hypothèse est réalisée dans la section qui suit.

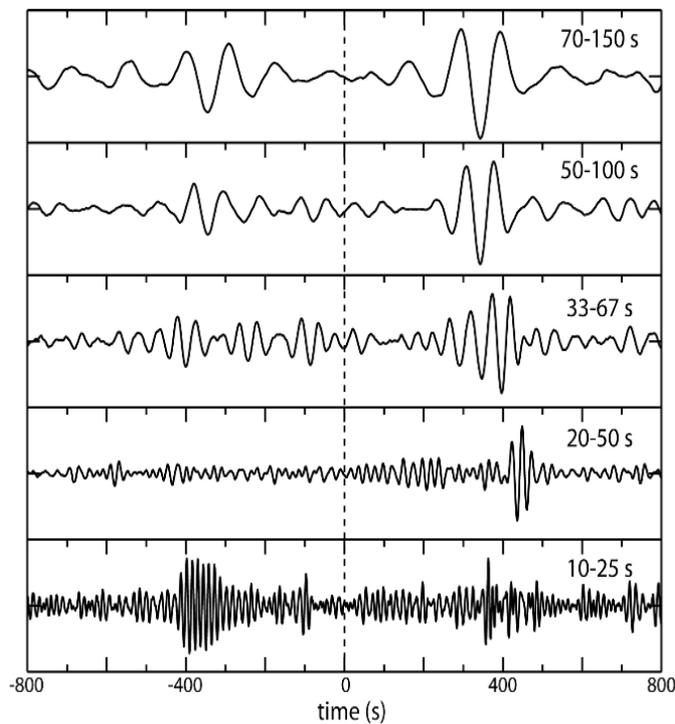


FIG. 3.7 – Broad-band cross-correlation between two Asian GSN stations : LSA (Lhasa, Tibet) and KMI (Kunming, China). The cross-correlation are for 1 month of data from january, 2004. The time axis is the cross-correlation lag(in sec). In this case, positive lag corresponds to waves traveling from KMI to LSA and negative lag to waves from LSA to KMI. Each pass-band is indicated (From Ritzwoller *et al.*, 2005).

3.5 Repliement des parties causales sur les parties anti-causales

Les intercorrélogrammes sont non symétriques en amplitude. Sur les figures 3.8, 3.9, 3.10, 3.11 et 3.12, il est montré, pour chaque bande passante, que les parties causales et anti-causales sont en phase. Les intercorrélogrammes ont été normalisés afin de mieux observer la phase. On constate qu'il y a un bon accord entre les parties causales et anti-causales. C'est pourquoi, pour chaque bande passante, on somme les parties causales et anti-causales de l'intercorrélogramme pour le calcul de la moyenne, mais sans normalisation afin de ne pas fausser la distribution réelle des sources de bruit et, donc, la fonction de Green résultante. Nous obtenons alors la fonction de Green moyenne de l'onde de Rayleigh sur le trajet entre les stations LSA et KMI. De plus, la sommation permet d'augmenter généralement le rapport signal sur bruit de la fonction de Green de l'onde de Rayleigh.

3.6 Vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh

On peut à présent déterminer dans chaque bande passante la vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh à partir de la fonction de Green moyenne (figure 3.13). Pour cela, on calcule l'enveloppe de la fonction de Green, puis le temps t_r correspondant à l'arrivée du maximum de cette enveloppe est mesuré. On considère que les vitesses de l'onde de Rayleigh varient entre 2.5 et 4.5 km/s dans les continents. La vitesse de groupe est donné par :

$$V_r(T_c) = \frac{D}{t_r(T_c)}$$

T_c : moyenne de la passe bande

D : distance inter-stations

Remarquons (figure 3.13) qu'il y a un problème dans le calcul de la vitesse pour les courtes périodes. Aux très longues distances, le signal courte période peut être touché par une forte atténuation (Shapiro et Campillo, 2004).

3.7 Courbe de dispersion sans estimation de l'erreur de mesure

(figure 3.14).

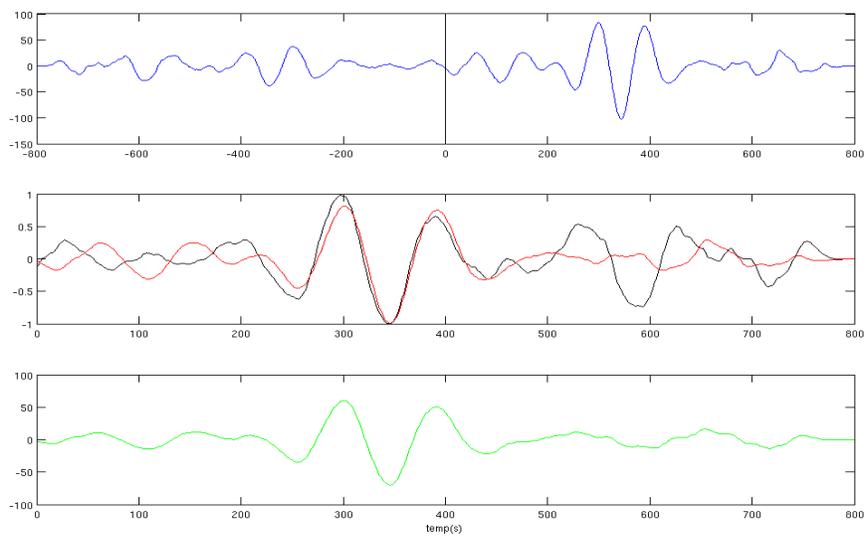


FIG. 3.8 – Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 70-150s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.

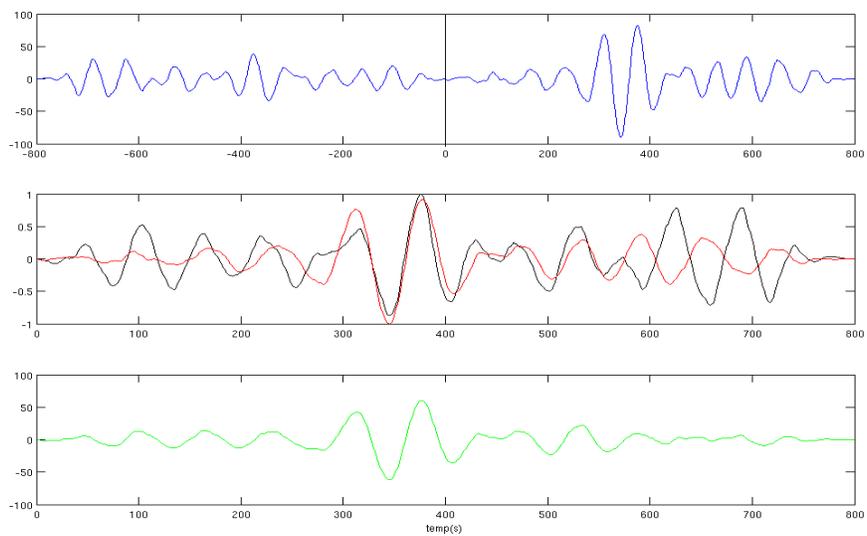


FIG. 3.9 – Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 50-100s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.

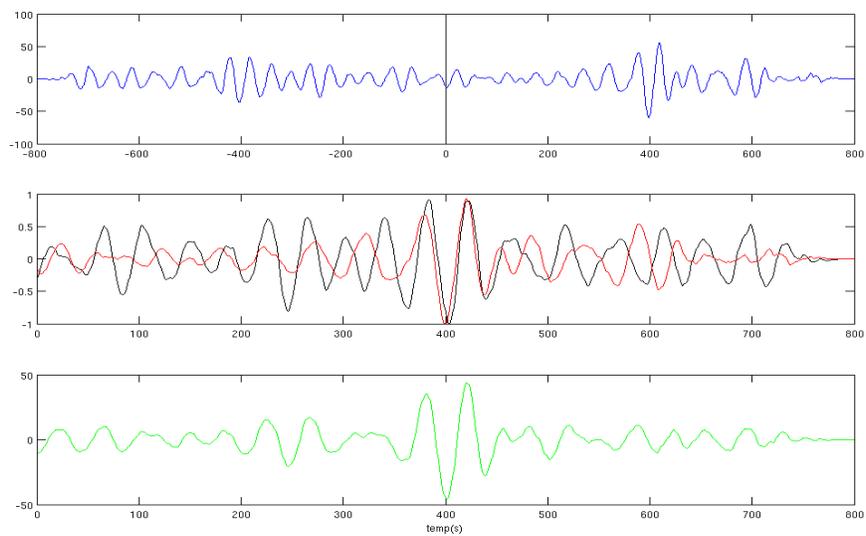


FIG. 3.10 – Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 33-67s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.

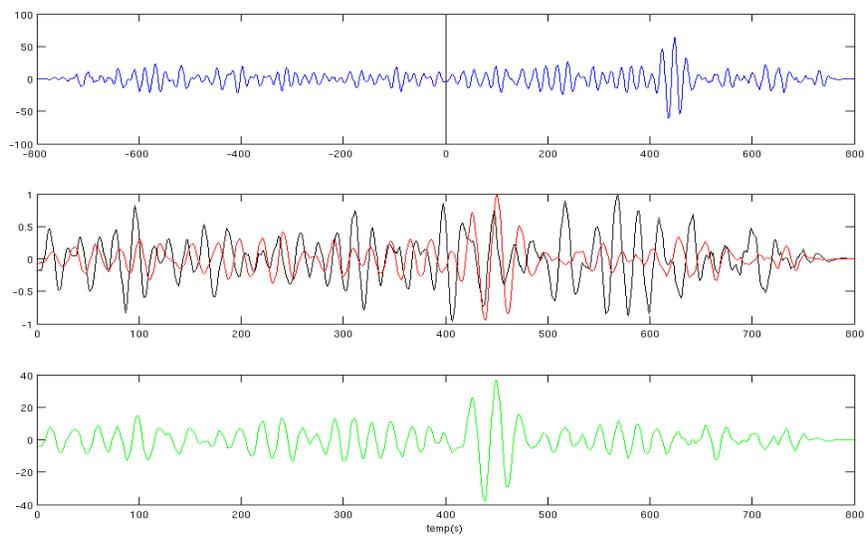


FIG. 3.11 – Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 20-50s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.

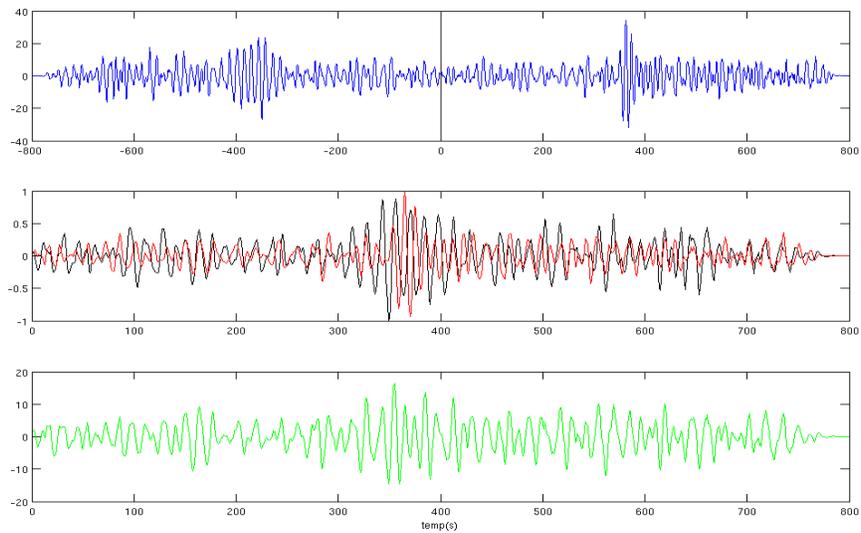


FIG. 3.12 – Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 10-25s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.

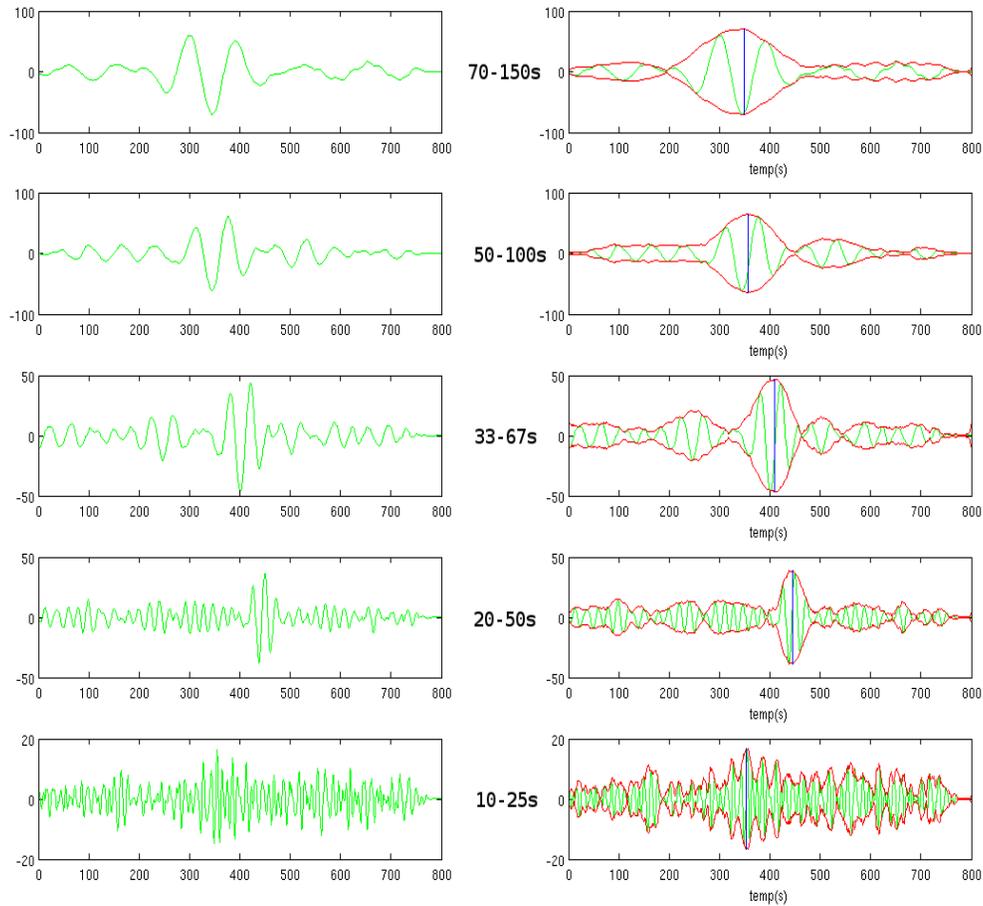


FIG. 3.13 – Gauche : Onde de Rayleigh moyenne filtrée sur différentes bandes passantes ; Droite : enveloppe de la fonction de Green moyenne et temps d'arrivée t_r de l'onde de Rayleigh se propageant entre les stations LSA et KMI. La distance inter-station est de 1252 km.

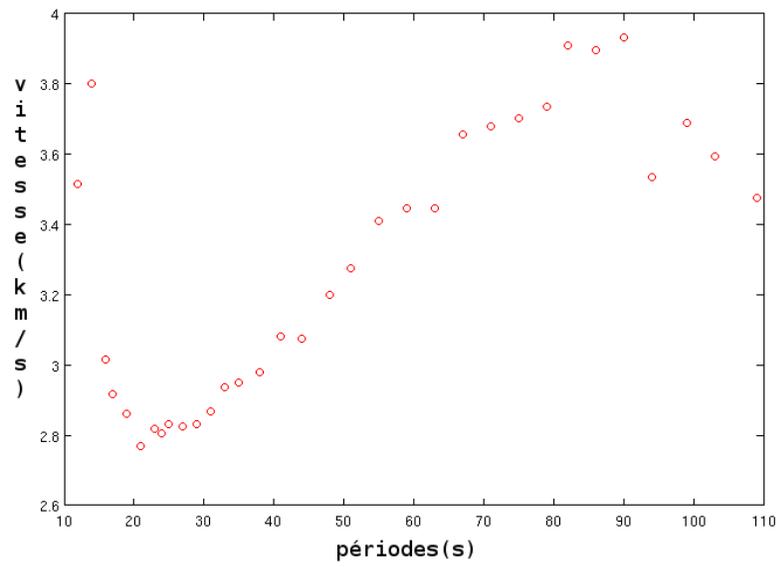


FIG. 3.14 – Estimation de la courbe de dispersion, sans indication de l’erreur de mesure, entre LSA et KMI.

Chapitre 4

Application au craton Kaapvaal

La méthode a été appliquée sur des enregistrements de bruit sismique en des stations localisées sur le craton Kaapvaal (Afrique du sud) dont l'âge de la croûte est estimée entre 2.7 et 3.6 milliards d'années. Le Kaapvaal est sur le plan géologique une structure assez uniforme et d'une complexité limitée. Cette région, entourée d'océans à l'Ouest, au Sud et à l'Est, est bien située pour cette application, car la source dominante du bruit sismique est généralement océanique. Les périodes proches de 8 secondes, qui interviennent dans la composition du champ à courtes périodes, sont principalement dues à des couplages Océan-Continent. La station SA20 (figure 4.1) est entourée par 3 sources de bruit océaniques importantes. Par contre, les sources de bruit océaniques sont principalement localisées à l'Est de la station SA48 (figure 4.1).

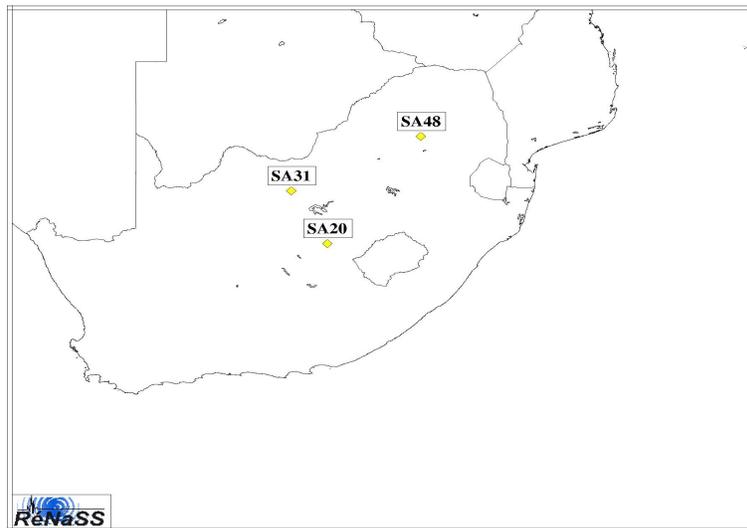


FIG. 4.1 – position des stations SA20, SA31 et SA48.

4.1 Origine du bruit de fond dans les courtes périodes

La distribution des sources de bruit est donc anisotrope à des périodes proches de 8s pour le couple de stations SA20-SA48. Il en résulte un intercorrélogramme à 7.9s non symétrique, où tout le signal provient des sources distribuées autour de SA20 (figure 4.2).

Afin de vérifier que les sources de bruit à courtes périodes (entre 5 et 10 secondes) [Freidrich et al., 1998] sont du à la houle océanique, j'ai calculé le spectre de Fourier de la partie causale et anticausale de l'intercorrélogramme des stations SA20 et SA48 (figure 4.3).

Cependant pour la période 11.9s (figure 4.4) la distribution des sources de bruit autour de SA20 et SA48 est isotrope. Ainsi, le craton Kaapvaal est entouré d'une distribution de sources de bruit importantes, mais variables selon les périodes considérées.

4.2 Courbe de dispersion entre SA20 et SA48

Les vitesses de groupes calculées (figure 4.5) correspondent à celles d'un craton ($\leq 3km/s$). on constate une forte diminution de la vitesse de groupe entre les périodes 15 et 30s. Puis, on observe une augmentation continue entre 30 et 60s. Pour les périodes $\leq 60s$, on ne s'attend pas à une diminution, Afin de vérifier il faut faire des mesures pour plusieurs couples de stations et comme la structure du craton Kaapvaal est assez uniforme, la courbe de dispersion résultante peut être moyennée. Cette étape n'a pas pu être menée à son terme par insuffisance de temps.

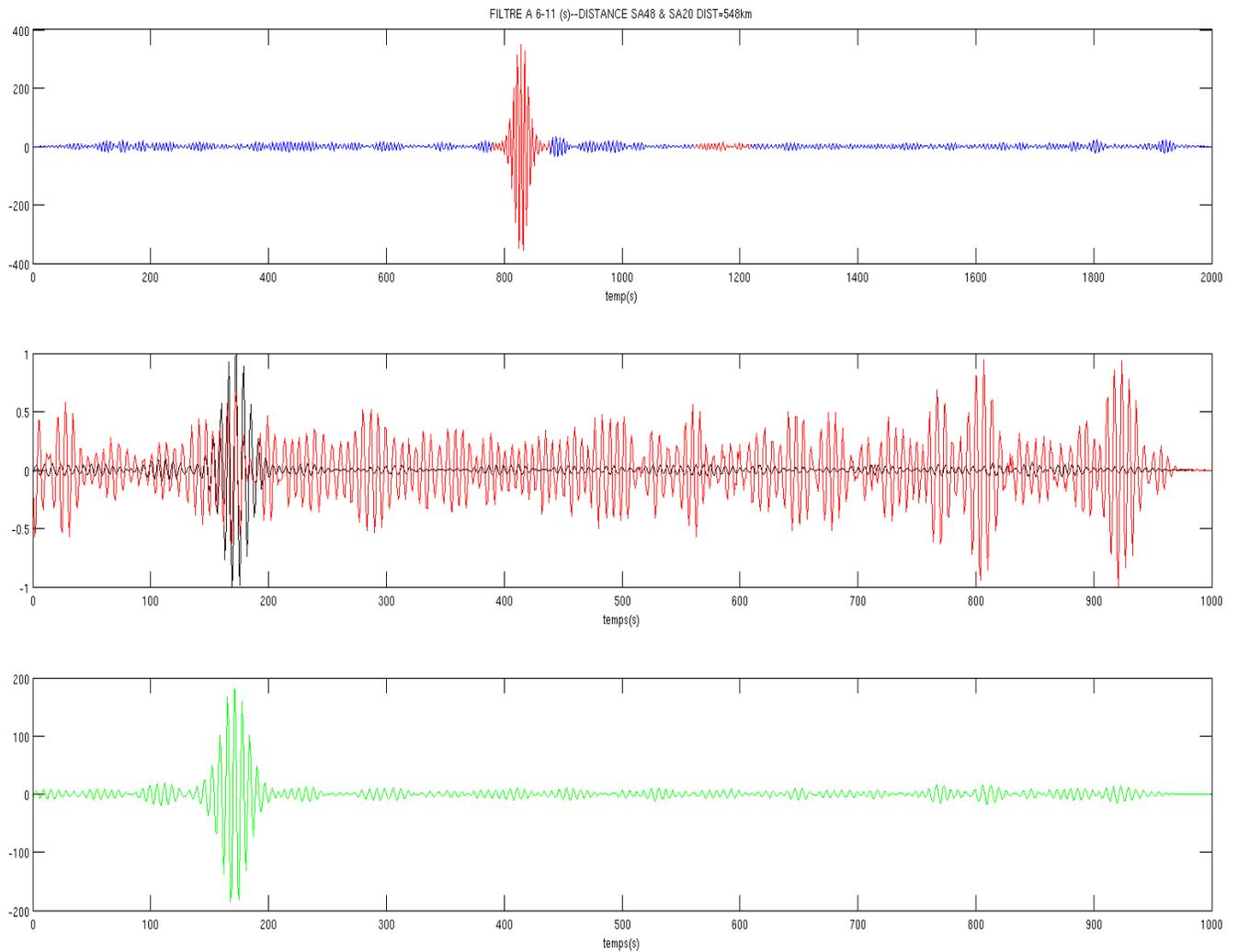


FIG. 4.2 – (haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 7.9s ; l'arrivée énergétique rouge correspond aux ondes Rayleigh se propageant de SA20 vers SA48 ; (milieu) repliement de la partie causale sur la partie anticausale ; (bas) Fonction de Green moyenne.

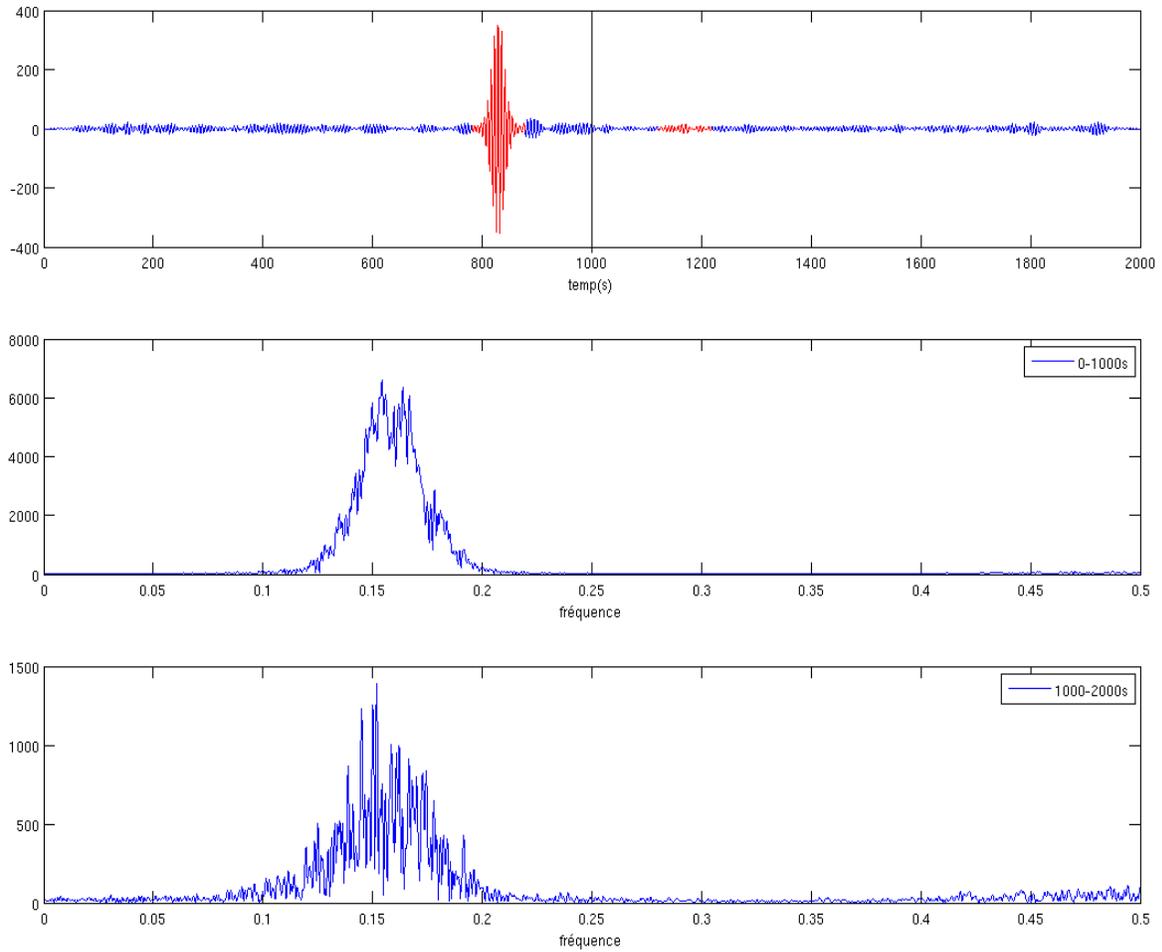


FIG. 4.3 – (haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 7.9s ; (milieu) spectre de Fourier entre 0 et 1000s, de SA20 vers SA48 ; (bas) spectre de Fourier entre 1000 et 2000s de SA48 vers SA20.

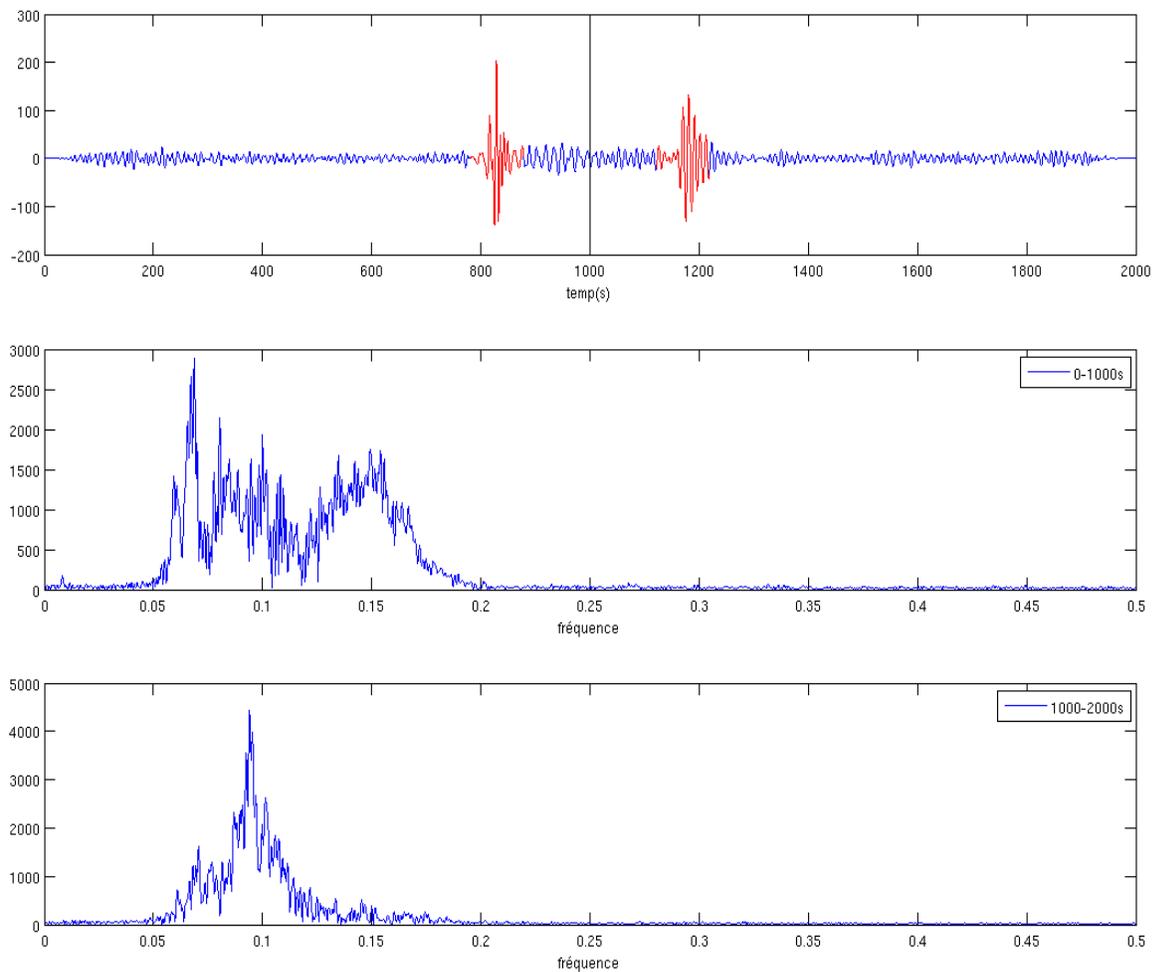


FIG. 4.4 – (haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 11.9s ; (milieu) spectre de Fourier entre 0 et 1000s, de SA20 vers SA48 ; (bas) spectre de Fourier entre 1000 et 2000s de SA48 vers SA20.

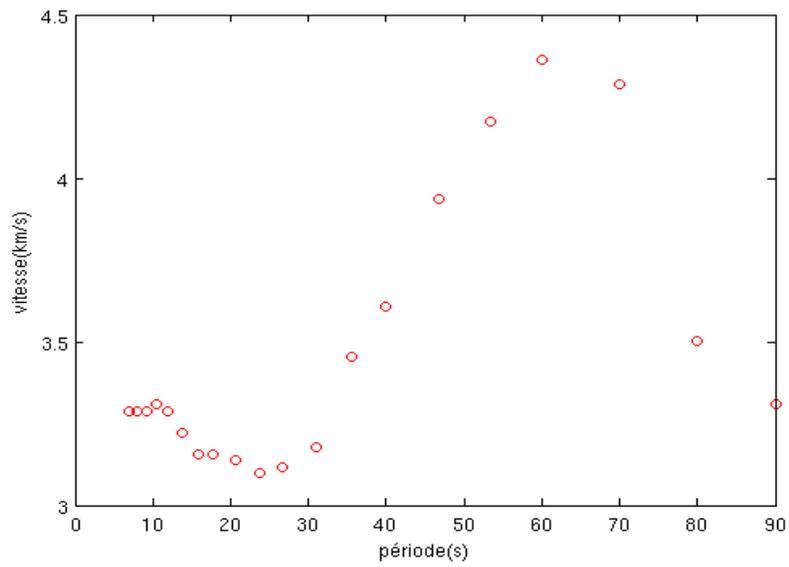


FIG. 4.5 – Estimation de la courbe de dispersion, sans indication de l'erreur de mesure, entre SA20 et SA48.

Conclusion

L'utilisation du bruit sismique pour calculer des images tridimensionnelles de l'intérieur de la Terre est un domaine de recherche en pleine expansion. Une méthode consiste à « intercorrélérer » le bruit sismique enregistré en deux stations sismologiques pour extraire la partie de la fonction de Green concernant les ondes de Rayleigh et calculer la courbe de dispersion correspondante. Dans ce travail, j'ai développé cette méthode à travers un code de calcul Matlab avec l'objectif, à partir des enregistrements du bruit sismique, de calculer des courbes de dispersion entre des paires de stations sismologiques. Afin de tester et valider les codes, j'ai cherché à retrouver les résultats obtenus par Ritzwoller et al., (2005). Sur le même ensemble de données, les résultats obtenus sont comparables. Comme l'information sur la structure traversée par l'onde de Rayleigh est portée par la phase et non par l'amplitude de l'intercorrélogramme, le repliement des parties causales sur les parties anti-causales confirme la validité du code de calcul avec des résultats satisfaisants. La difficulté observée lors du calcul de la courbe de dispersion aux courtes périodes s'explique par une forte atténuation, due à la grande distance entre les stations et l'hétérogénéité du sous-sol, où les hautes fréquences sont obscurcies (Shapiro and Campillo, 2004). Une autre application de cette méthode à partir du code développé a été réalisée sur des données de bruit sismique enregistrées en des stations localisées sur le craton Kaapvaal (Afrique du sud). Cette région est entourée d'océans à l'Ouest, au Sud et à l'Est. Elle est donc bien située pour une étude du bruit. Afin de vérifier les sources de bruit aux courtes périodes, j'ai calculé le spectre de Fourier pour les parties causale et anti-causale de l'intercorrélogramme entre 5 et 10s j'ai trouvé le résultat rapporté dans la littérature (Freidrich et al., 1998). Travailler avec le bruit de fond plutôt qu'avec des séismes présente de nombreux avantages. En particulier, cette méthode peut être employée dans les zones non-sismique. Les mesures inter-stations donne une meilleure couverture latérale, augmentant ainsi la résolution par rapport aux méthodes classiques. Le code Matlab et les routines de calcul développés nécessitent encore des améliorations dans plusieurs directions :

- "nettoyer" les données : il s'agit principalement, d'enlever les séismes de magnitude supérieur à 6 de l'enregistrement du bruit ; la liste de ces séismes est extraite des catalogues mondiaux, par exemple, celui du NEIC ;
- mesurer les vitesses de groupe (pour une tomographie de la région étudiée) nécessite l'implantation d'un code pour l'analyse fréquence-temps FTAN (Frequency Time-ANalyses) utilisée par les sismologues ;
- vérifier la stabilité des mesures : par exemple, prendre en considération les variations saisonnières du bruit sismique.

Une suite du travail consistera à mesurer précisément les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh sur les intercorrélogrammes, sur les bandes passantes 5-10 s et 10-20 s, afin de réaliser une tomographie de la croûte dans des régions tectoniquement actives.

Cette méthode sera appliquée en Algérie dans la région de Constantine. Ce sera l'une des parties de mon travail de thèse de doctorat intitulée "Etude sismotectonique et caractérisation du risque sismique dans la région de Constantine (Atlas Tellien)".

Annexe A

Réseau National de Surveillance Sismique (France)

Le RéNaSS est la fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique placés sous la responsabilité des Observatoire des Sciences de l'Univers et de laboratoires CNRS-Universités.

Objectifs et missions

- **Observer** la sismicité française (et mondiale)
- **Déterminer** et diffuser les paramètres sources des séismes du territoire métropolitain français et des zones frontalières
- **Centraliser** et **Archiver** les données sismologiques à des fins de recherche en Sciences de la Terre.

Attendus scientifiques

- Contribution à la connaissance de **l'aléa sismique**
- Contribution à la connaissance des mouvements sismotectoniques
- Contribution à l'étude des structures profondes de la planète.

Attendus contractuels

- **Informier** : Protection Civile, Préfectures, Communauté Scientifique, Collectivités locales, médias, etc.

Partenaires principaux

- INSU-CNRS
- Observatoires des Sciences de l'Univers : Strasbourg (EOST), Toulouse (OMP), Clermont-Ferrand (OPGC), Grenoble (OSUG)
- Universités : Paris (IPGP), Nice Sophia-Antipolis, La Rochelle, Aix-Marseille
- Collectivités locales : Alpes Maritimes, Isère, Pyrénées Atlantique, Vendée, Bas-Rhin BRGM, CEA (CSEM, LDG), ISC, ORFEUS, GEOSCOPE, NEIS.
- Ministère de l'intérieur.

Organisation du RéNaSS

Un site central localisé à Strasbourg, chargé de la :

- **détermination** rapide des paramètres des séismes (lieu, heure, magnitude)
- **diffusion** des informations 24h/24
- **collecte, archivage** et mise à disposition des sismogrammes et des données paramétriques
- **coordination nationale.**

Des sites régionaux

- responsables sur les plans scientifique et technique du réseau local ; ils sont les partenaires privilégiés des collectivités locales.

Un Comité scientifique

- prospective et orientation scientifique.

Un Comité technique

- coordination technique et opérationnelle au niveau national.

les moyens techniques

- 107 stations de surveillance en métropole regroupées en 7 réseaux régionaux, implantés dans les régions sismiquement actives.
- 1 réseau métropolitain de 15 stations sismologiques à large-bande passante.

Les produits du RénaSS

La surveillance temps réel (astreinte 24h/24) est basée sur :

- les outils électronique et informatique du RéNaSS
- l'analyse en continue des signaux : détection et localisation automatiques (figure A.1)
- la présence d'opérateurs au site central 15 à 30 mn après un séisme majeur :
 - contrôle et validation de l'information automatisée
 - récupération de l'ensemble des données des réseaux
- la diffusion d'un message "d'alerte" : E-mail, télécopie et téléphone
- un contrôle de l'information par les messages électroniques automatisés des organismes internationaux : NEIS (USA), ING (Rome), LDG (Bruyères-le-chatel), LED (Freiburg-im-Breisgau), IGN (Madrid)

Exploitation des données

- plus de 3000 séismes sont localisés chaque année
- publication de bulletins réguliers et particuliers (à la demande)
- traitement personnalisé des requêtes (services civils, scientifiques, experts, medias, particuliers,...)

Centre d'archivage et de distribution des données

- archivage sous forme numérique des :
 - paramètres des séismes depuis janvier 1980
 - sismogrammes depuis novembre 1987.

- accès aux archives informatisées
 - WEB :<http://renass.u-strasbg.fr>
 - E-mail :info@renass.u-strasbg.fr

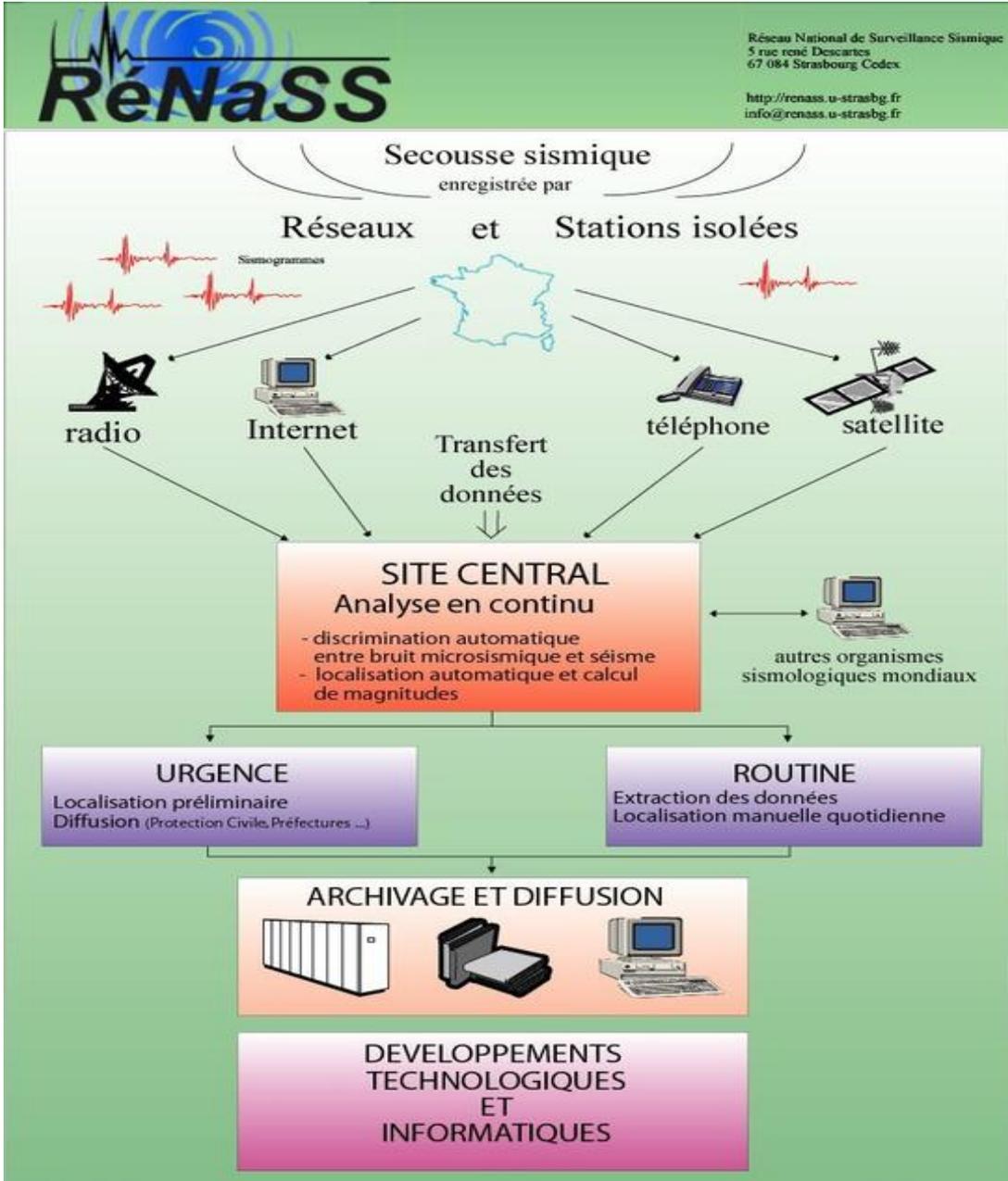


FIG. A.1 – Schéma de fonctionnement du RéNaSS.

Annexe B

Type de requête

Les demandes de données concernant les stations du réseau FDSN¹ sont à envoyer à IRIS² à l'adresse `BREQ_FAST@iris.washington.edu`. Etant traitées de façon automatique, elles doivent respecter une syntaxe particulière présentée ci-dessous :

```
.NAME hichem_bendjama
.INST EOST_Strasbourg
.EMAIL bendjama_2006@yahoo.fr
.PHONE +33 390 240 057
.FAX +33 390 240 101
.MEDIA: electronic(ftp)
.ALTERNATE MEDIA:dvd
.ALTERNATE MEDIA:dat
.LABEL CCM_HRV
.END
CCM IU 2003 11 01 00 00 00.0 2003 11 30 00 00 00.0 1 LHZ 00
HRV IU 2003 11 01 00 00 00.0 2003 11 30 00 00 00.0 1 LHZ --
```

¹Fédération of Digital Seismograph Networks

²IRIS est un consortium d'établissements universitaires et de recherche, dont le but est de contribuer à la connaissance de la structure interne de la terre à partir de données sismologiques. IRIS collecte et distribue ces données. Les programmes de IRIS contribuent à la recherche universitaire, à l'éducation scientifique, à la prévention du risque sismique et à la surveillance de l'application du traité de non prolifération des armes nucléaires. Les soutiens de IRIS viennent de la (NSF) (National Science Foundation), d'autres agences fédérales américaines et de fondations privées.

Annexe C

Structure d'un fichier SAC

Description des champs principaux :

```
h1: [70x1 double]
h2: [40x1 double]      % Les entêtes
h3: [192x1 double]
delta: 1                % Temps d'échantillonnage
b: 0                    % Début du signal
e: 643                  % Fin du signal en seconde
stla: 29.7000           % Station latitude
stlo: 91.1500           % Station longitude
stel: 3774              % Station Elevation
an: 2004                % Année GMT
jr: 23                  % Jour calendaire GMT
hr: 5                   % Heure GMT
mn: 32                  % Minute GMT
sec: 29.5480           % seconde GMT
nzmsec: 548             % Milli-seconde GMT
nvhdr: 6                % Numéro de la version d'entêtes
norid: 0
nevid: 0
npts: 644              % Nombre de points pour chaque composante
kstnm: 'LSA'           % Nom de la station
khole: '00'            % Identification d'un evenement nucleaire
kcmpnm: 'LHZ'          % L:1 point/seconde HZ:la composante Z
knetwk: 'IC'           % Nom du réseau
kinst: '-12345'        % Nom de l'instrument
trace: [644x1 double] % La trace
```

Table des figures

1.1	Hodochrones : courbes donnant le temps d'arrivée d'un type d'onde à une station sismologique en fonction de la distance épacentrale.	8
1.2	Réflexion et transmission.	8
1.3	Modèle de Terre PREM (Preliminary Reference Earth Model), (Dziewonski and Anderson, 1981).	11
1.4	Mouvement des particules du sol lors d'un passage d'une onde de Love (a) et d'une onde Rayleigh (b). Les ondes se propagent de la gauche vers la droite (D'après Bolt, 1976).	12
1.5	Sismogrammes enregistrés dans différentes stations du réseau GEOSCOPE pour le séisme du 8/8/1993 à 8h34, de magnitude $M_s = 8.1$, avec un épacentre localisé à 13.06° N et 145.31° E. Les distances épacentrales sont croissantes de haut en bas. On observe une diminution de l'amplitude des ondes de volume avec la distance et une plus lente décroissance de celles des ondes de surface. On notera augmentation de la durée du signal avec l'augmentation de la distance qui rend compte de la dispersion.	13
1.6	Comparaison des vitesses de groupe moyenne pour les ondes de Rayleigh se propageant dans les océans et les continents. (D'après Bath, 1979).	15
2.1	Champ d'onde aléatoire composé de sources aléatoirement distribuées (étoiles oranges) et enregistrées en une station (bleue).	16
2.2	Une journée d'enregistrement sismologique contenant un séisme important (en bleu) avec les arrivées des ondes P et S (en orange), la coda et le bruit sismique ambiant.	17
2.3	Représentation de deux signaux aléatoires décalés de τ	20
2.4	Fonction résultant du calcul de l'intercorrélacion entre les signaux 1 et 2 représentés sur la figure 2.3.	20
2.5	Haut : répartition des sources de bruit autour des stations A et B ; la zone grisée montre la position des sources (représentées par des étoiles) qui génèrent des interférences constructives dans l'intercorrélogramme. Bas : représentation des intercorrélogrammes calculés en fonction de la position des sources.	21
2.6	(a) Carte montrant la position des stations. (b) Intercorrélogrammes calculés pour différents filtres passe-bande dont les bornes sont indiquées dans le coin haut à gauche de chaque cadre. La ligne pointillée grise souligne la dispersion du signal.	23

2.7	Représentation des capteurs en A et B et des sources de bruit (en r_s) dans le plan xy. Chaque plan correspond à une nouvelle distribution de sources dans le temps τ . L'intégrale sur τ dans l'équation 2.6 correspond à la somme des contributions de toutes les sources de bruit (plan inférieur). (Roux et al., 2005).	25
2.8	Représentation en 2D dans le plan xy de l'hyperbole (trait plein) qui contribue à la fonction de corrélation du bruit au temps t donné. Sur chaque hyperbole, les sources de bruit satisfont $ r_2 - r_s - r_1 - r_s = c \cdot t$. L'ellipse (trait pointillé) représente les sources de bruit qui satisfont $ r_2 - r_s + r_1 - r_s = c \cdot t$. Les récepteurs sont localisés en A(a, 0) et B(-a, 0). (D'après Roux et al. (2005)).	26
2.9	Distribution des sources de bruit sismique autour des récepteurs (1) et (2) et fonctions d'intercorrélation correspondantes. (a) distribution isotrope des sources : intercorrélation symétrique ; (b) et (c) distribution anisotrope des sources : intercorrélation asymétrique. <i>Note : la fonction de Green est assimilée à la fonction de corrélation et non à sa dérivée</i> (d'après le séminaire de Shapiro).	27
2.10	Représentation de la fonction d'intercorrélation (gris) et de sa dérivée temporelle (pointillé) : (a) source à contenu fréquentiel infini, avec $a=0.25\text{m}$ et $c=1\text{m/s}$; (b) source à contenu fréquentiel fini [10-20 Hz] avec les mêmes paramètres.	28
3.1	Position des stations LSA et KMI.	30
3.2	Trace d'une journée d'enregistrement sur les stations KMI et LSA.	31
3.3	Spectre en fréquence du bruit sismique à la station LSA calculé sur $N=4096$ points.	32
3.4	Un mois de données de bruit sismique enregistré à la station CCM après concaténation des différents segments. Nous observons une lacune dans le signal, qui a été complétée par des zéros.	33
3.5	Représentation d'un mois de données de bruit sismique enregistré à la station KMI (en bleu) et à la station LSA (en rouge). Les données ont subi un filtrage entre 5 et 150 s.	33
3.6	Intercorrélation d'un mois d'enregistrement de bruit sismique janvier 2004 aux stations LSA et KMI. La partie positive de l'intercorrélogramme correspond aux ondes se propageant de KMI à LSA et la partie négative correspond aux ondes se propageant dans l'autre sens, de LSA vers KMI. Les différentes bandes de fréquence utilisées sont indiquées sur la figure.	34
3.7	Broad-band cross-correlation between two Asian GSN stations : LSA (Lhasa, Tibet) and KMI (Kunming, China). The cross-correlation are for 1 month of data from January, 2004. The time axis is the cross-correlation lag(in sec). In this case, positive lag corresponds to waves traveling from KMI to LSA and negative lag to waves from LSA to KMI. Each pass-band is indicated (From Ritzwoller et al., 2005).	35
3.8	Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 70-150s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.	37

3.9	Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 50-100s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.	38
3.10	Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 33-67s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.	39
3.11	Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 20-50s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.	40
3.12	Fonction bleue (haut) : intercorrélogramme calculé pour la bande passante 10-25s ; fonctions rouge et noir (milieu) : normalisation et repliement de la partie causale sur la partie anti-causale ; fonction verte (bas) : onde de Rayleigh moyenne.	41
3.13	Gauche : Onde de Rayleigh moyenne filtrée sur différentes bandes passantes ; Droite : enveloppe de la fonction de Green moyenne et temps d'arrivée t_r de l'onde de Rayleigh se propageant entre les stations LSA et KMI. La distance inter-station est de 1252 km.	42
3.14	Estimation de la courbe de dispersion, sans indication de l'erreur de mesure, entre LSA et KMI.	43
4.1	position des stations SA20, SA31 et SA48.	44
4.2	(haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 7.9s ; l'arrivée énergétique rouge correspond aux ondes Rayleigh se propageant de SA20 vers SA48 ; (milieu) repliement de la partie causale sur la partie anticausale ; (bas) Fonction de Green moyenne.	46
4.3	(haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 7.9s ; (milieu) spectre de Fourier entre 0 et 1000s, de SA20 vers SA48 ; (bas) spectre de Fourier entre 1000 et 2000s de SA48 vers SA20.	47
4.4	(haut) : Intercorrélogramme calculé pour la période 11.9s ; (milieu) spectre de Fourier entre 0 et 1000s, de SA20 vers SA48 ; (bas) spectre de Fourier entre 1000 et 2000s de SA48 vers SA20.	48
4.5	Estimation de la courbe de dispersion, sans indication de l'erreur de mesure, entre SA20 et SA48.	49
A.1	Shéma de fonctionnement du RéNaSS.	56

Bibliographie

- G. D. Bensen, M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, M. P. Moschetti F. Lin, N. M. Shapiro, and Y. Yang. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 166 :03374.x, 2007.
- S. Boonefoy-Claudet, F. Cotton, and P. Y. Bard. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies a literature review. *Earth-Science Reviews.*, 79 :205–227, 2006.
- F. Brenguier, N. M. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian, and V. Ferrazzini. 3-d surface wave tomography of the piton de la fournaise vocano using seismic noise correlations. *Geophys. Res. Lett.*, 34 :L02305, 2007.
- M. Campillo and A. Paul. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299 : 547–549, 2003.
- K. H. Cho, R. B. Herrmann, C. J. Ammon, and K. Lee. Imaging the upper crust of korean peninsula by surface-wave tomograhly. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97 :198–207, 2007.
- A. Derode, E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, and M. fink. Recovering the green’s function from field-field correlations in an open scattering medium. *J. Acoust. Soc. Am.*, 113 :2973–2976, 2003.
- J. Dubois. and M. Diament. *Géophysique*. Masson, Paris, 1997.
- L. T. Duvall, S. M. Jefferies, J. W. Harvey, and M. A. Pomerantz. Time-distance helioseismology. *Nature*, 362 :430–432, 1993.
- A. Dziewonski, J. Mills, and S. Bloch. Residual dispersion measurement- a new method of surface wave analyses. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62 :129–139, 1972.
- A. Freidrich, F. Kruger, and K. Klinge. Ocean-generated microseismic noise located with the grafenberg array. *J. Seismol.*, 2 :47–64, 1998.
- R. Hennino, N. Tregoures, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, and R. L. Weaver. Observation of equipartition of seismic waves. *phys. Res. Lett.*, 113 :3447–3450, 2001.

- k. Aki and B. Chouet. Origin of coda waves : Source, attenuation, et scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80 :3322–3342, 1975.
- R. Kubo. The fluctuation-dissipation theorem. *Rep.Prog.Phys.*, 29 :255–284, 1966.
- M. Campillo L. Stehly and N. M. Shapiro. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *J. Geophys. Res.*, 111 :B10306, 2006.
- É. Larose. *Diffusion multiple des ondes sismiques et expériences analogiques en Ultrasons*. PhD thesis, Observatoire de Grenoble, LGIT, Grenoble, 2005.
- J. J. Leveque. *Etude du manteau superieur de la Terre par inversion anisotrope des ondes de surface et de leurs harmoniques*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe-laboratoire de sismologie, Strasbourg, 1987.
- P. Lognonne, E. Clevede, and H. Kanamori. Computation of seismograms et atmospheric oscillations by normal-mode summation fo a spherical earth model with realistic atmosphere. *Geophys. J. Int.*, 135 :388–406, 1998.
- A. E. Malcolm, J. A. Scales, and B. A. van Tiggelen. Extracting the green function from diffuse, equipartitioned waves. *Phys. Rev. E*, 70 :015601, 2004.
- J. P. Montagner. *Sismologie la musique de la Terre*. Hachette, 1997.
- M. H. Ritzwoller, N. M. Shapiro, M. E. Pasyanos, G. D. Bensen, and Y. Yang. Short period surface wave dispersion measurements from ambient seismic noise in north africa, the middel east, and central asia. *Seismic. Res. Rev.*, 31 :1–4, 2004.
- C. Rolland. *LATEX par la pratique*. Éditions O'Reilly, paris, 1999.
- P. Roux, K. G. Sabra, P. Gerstoft, W. A. Kuperman, and M. C. Fehler. P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32 :L19303, 2005a.
- P. Roux, K. G. Sabra, W. A. Kuperman, and A. Roux. Ambient noise cross-correlation in free space : theoretical approach. *J. Acoust. Soc. Am.*, 117 :79–84, 2005b.
- K. G. Sabra, P. Gerstoft, W. A. Kuperman P. Roux, and M. C. Fehler. Surface wave tomography from microseisms in southern california. *Geophys. Res. Lett.*, 32 :L14311, 2005a.
- K. G. Sabra, P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, and M. C. Fehler. Extracting time-domain green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32 :L03310, 2005b.
- N. M. Shapiro and M. Campillo. Emergence of broadband rayleigh waves from correlation of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31 :L07614, 2004.
- N. M. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller. High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307 :1615–1617, 2005.

- E. Stutzmann, G. Roult, and L. Astiz. Geoscope station noise levels. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90 :690–701, 2000.
- T. Tanimoto. Excitation of normal modes by non-linear interaction of ocean waves. *Geophys. J. Int.*, 2006.
- A. Udias. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press, 1999.
- K. Wapenaar. Retrieving the elastodynamisue green’s function of arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Phys. Rev. Lett.*, 93 :254301, 2004.
- R. L. Weaver and O. I. Lobkis. Ultrasonic without a source : Thermal fluctuation correlations at mhz frequencies. *Phys. Rev. Lett.*, 87 :134301, 2001a.
- R. L. Weaver and O. I. Lobkis. On the emergence of the green’s function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110 :3011–3017, 2001b.
- H. Yao, R. D. van der Hilst, and M. V. de Hoop. Surface-wave array tomography in se tibet from ambient seismic noise and two-station analyses-i.phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, 166 : 732–744, 2006.

تتنوع طرق المسح الزلزالي للأرض بيه التي تعتمد على تسجيلات الأمواج الزلزالية الطبيعية والتي تعتمد على ردود الأفعال الزلزالية أو التأثيرات المرشحة المتولدة بعد إهتزازات مفتعلة (كالتفجيرات و غيرها). إستخدام هذه الطرق محدود من جهة توزيع الزلازل الغير متجانس على سطح الأرض ومن جهة أخرى عمراه المناطق المدروسة والعمق المراد إستكشافه. نطبق في هذا العمل طريقة جديدة تعتمد فقط على تسجيل الضجيج الإهتزازي الطبيعي القادم من باطن الأرض و الذي يسمح لنا بحساب منحنيات الإنتشار للأمواج ريلاي بيه إزوييه لاقطيه من آلات رصد الزلازل. تعتمد الطريقة على إخضاع تسجيلاته إلى عدة عمليات رياضية أهمها تداخل الإشارات، المسجلة لفتات طويلة (شهر أو أكثر) على مستوى لاقطيه لرصد الزلازل.

لدينا هدفان من التبرص: من جهة تعلم طريقة المسح الجديدة في مركز لرصد الزلازل و من جهة أخرى تطوير برنامج مائلا قادر من خلال تسجيلات الضجيج الزلزالي على حساب منحنيات الإنتشار بيه لاقطيه دائم لرصد الزلازل، حيث المعطيات يتحصل عليها من طريق الشبكة العنكبوتية. البرنامج المطور تم تجريبه على معطيات تم إستعمالها لنفس الغرض من قبل باحثيه آخرين. كذلك تم تطبيق الطريقة بمعطيات تم تسجيلها على أجهزة رصد في جنوب إفريقيا

Methods of Earth imaging are based on either passive sources (earthquakes) or active sources (seismic refraction or reflexion). The use of these various methods is limited, on one hand by the non homogeneous distribution of earthquakes over the Earth and, on the other hand, by the urban context of studied areas as well as by the investigating depth. In this work we apply a new approach using only records of seismic noise, which allow to calculate the dispersion curves of Rayleigh waves propagating between pair of seismic stations. This method consists in cross-correlating records of seismic noise collected on long enough time durations (1 month or more) in two stations. The objective of this research training course was two fold ; on one hand, to learn this method of imaging the Earth in the framework of an seismological observatory, on the other hand, to Write a Matlab software capable, from records of seismic noise, to calculate the dispersion curves between permanent seismic stations whose data are accessible by the Internet network. The software is tested and validated on data already used by previous studies. The results are satisfactory. Also, an application of the method and of the software was made for data collected on seismic stations located on the Kaapvaal craton.