

Structure en vitesse de la croûte de l'Himalaya au centre Tibet par corrélation de bruit sismique

Alexandra Robert*

Résumé

Au cours de ce stage, la méthode récente de corrélation de bruit sismique a été appliquée pour mieux contraindre les vitesses sismiques le long d'une section allant de l'Himalaya au centre Tibet.

La corrélation de bruit sismique utilise des enregistrements continus de bruit ambiant sur de grandes périodes de temps (1 an minimum pour cette étude) afin de retrouver des courbes de dispersion d'ondes de surface. Cette nouvelle technique a été appliquée aux données du projet sismologique HiClimb (Himalayan Tibetan Continental Lithosphere during Mountain Building). La faible distance inter-stations a permis de calculer les courbes de dispersion jusqu'à des périodes de 60 secondes le long du profil.

Les fonctions récepteurs apportent des informations sur la profondeur des interfaces alors que les courbes de dispersions renseignent sur la vitesse absolue dans le milieu, ces deux outils sont donc complémentaires.

Les données de fonctions récepteurs ont été utilisées pour fixer la profondeur des interfaces et ainsi mieux contraindre les modèles crustaux pour créer des courbes de dispersion synthétiques qui seront comparées aux courbes de dispersion issues des corrélations de bruit sismique. Cette approche a permis de mettre en évidence la présence d'une croûte inférieure marquée sous le bloc Lhassa.

De plus, l'inversion conjointe des fonctions récepteurs et de courbes de dispersion a permis de mettre en évidence des zones à faible vitesse dans la croûte supérieure, similaires aux "bright spots" associés à la présence de fluides aqueux ou issus de la fusion partielle.

L'analyse comparée des courbes de dispersion des ondes de Love et de Rayleigh a permis d'aborder le problème de l'anisotropie dans la croûte moyenne au Tibet central.

*Stage de Master 2 Recherche effectué sous la direction de Jérôme Vergne, Ecole Normale Supérieure de Paris et en collaboration avec Nikolai Shapiro, Institut de physique du globe de Paris, de Février 2007 à Juin 2007.

Table des matières

1	Introduction	3
1.1	Contexte Géodynamique	3
1.2	Le projet HiClimb	4
2	Méthode de corrélation de bruit sismique	6
2.1	Extraction des fonctions de Green	6
2.1.1	Théorie	7
2.1.2	Traitement des données	8
2.2	Mesure des courbes de dispersion	12
2.2.1	Théorie	12
2.2.2	Analyse FTAN - Traitement des données	13
2.2.3	Contrôles de qualité	14
2.2.4	Inversion des courbes de dispersion	14
3	Résultats	16
3.1	Données Utilisées	16
3.1.1	Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh	16
3.1.2	Informations fournies par les fonctions récepteurs	20
3.1.3	Programmes utilisés	22
3.2	Courbes de dispersion moyennées par bloc des ondes de Rayleigh	22
3.2.1	Observation des courbes de dispersion moyennes	22
3.2.2	Problème direct et Interprétations	23
3.3	Inversion conjointe Fonctions Récepteurs/Courbes de Dispersion	24
3.4	Analyse des courbes de dispersion des ondes de Love	25
4	Conclusion	28
5	Remerciements	28
	Références	29

1 Introduction

Au cours de ce stage, la méthode récente de corrélation de bruit sismique a été appliquée aux données du projet *HiClimb* (Himalayan Tibetan Continental Lithosphere during Mountain Building) concernant la zone déformée Himalaya-Tibet, depuis le front Himalayen jusqu'au Nord de la suture de Bangong (figure 1).

De nombreux modèles géodynamiques proposent des scénarios sur la formation du plateau Tibétain. Dans ce contexte, la sismologie est un outil précieux car elle permet de mieux contraindre la structure lithosphérique.

L'avantage majeur de la méthode qui a été appliquée au cours de ce stage est qu'elle permet de réaliser une tomographie crustale de haute résolution.

Une fois les données traitées, les corrélations de bruit calculées et les courbes de dispersion réalisées, plusieurs applications ont été effectuées pour apporter quelques éléments de réponses à certains questionnements sur la structure crustale de la région Himalaya-Tibet :

- Des structures remarquables, comme des zones à faible vitesse, peuvent-elles être mises en évidence dans la croûte supérieure ?
- Est-il possible d'observer une anisotropie dans la croûte Tibétaine moyenne ?
- La croûte inférieure Tibétaine présente-t-elle des particularités comme de la fusion partielle ou une éclogitisation ?

1.1 Contexte Géodynamique

Formation du plateau tibétain

La chaîne de l'Himalaya et le plateau Tibétain font partie d'un vaste ensemble orogénique qui s'étend des Alpes à l'Indochine. L'histoire de la formation du plateau Tibétain est très complexe mais peut-être résumée comme une accréation séquentielle de micro-continentaux, de bassins océaniques et d'arcs insulaires.

Le plateau tibétain est formé de six blocs principaux (figure 1) séparés par des zones de sutures. La première collision a avoir eue lieu date de l'Anté-Dévonien et concerne les blocs Kunlun et Qilian. Cette collision est à l'origine d'une des premières sutures du plateau, dite suture Sud Qilian (Yin & Harrison, 2000). L'histoire Mézosoïque du plateau débute par la mise en place de la chaîne triassique Songpan-Ganzi. Cette région est caractérisée par une épaisse séquence déposée dans un bassin marin qui a été fermé suite à la subduction du bloc Qiangtang vers le Nord. Ce raccourcissement a cessé au début du Jurassique. La suture du Kunlun limite les blocs Kunlun et Songpan-Ganzi. Le bloc suivant à entrer en collision est le bloc Qiangtang qui s'est décroché du Gondwana au début de l'Ordovicien. Après la subduction vers le nord de l'océan Paléothétys, la collision continentale du bloc Qiangtang a eu lieu vers 180Ma, au niveau de la suture de Jinsha. De la même façon, la subduction sous le système de la Néothétys a conduit à la collision du bloc Lhassa vers la fin du Jurassique et à la formation de la suture de Bangong.

Le plateau tibétain est donc constitué d'une succession de blocs d'origines et de natures différentes, séparés par des sutures qui constituent des zones de faiblesse lithosphérique.

La collision Inde/Asie

La collision entre l'Eurasie et l'Inde est le dernier événement majeur qui est à l'origine des déformations importantes se traduisant notamment par l'Himalaya et le plateau tibétain.

La subduction de l'océan Téthys puis la collision de l'Inde se sont produites au niveau de la suture du Tsangpo. Le front de chevauchement a ensuite migré vers le Sud, au niveau du MCT (Main Central thrust) puis du MBT (Main Boundary Thrust) pour être actuellement localisé au niveau du MFT (Main Frontal Thrust).

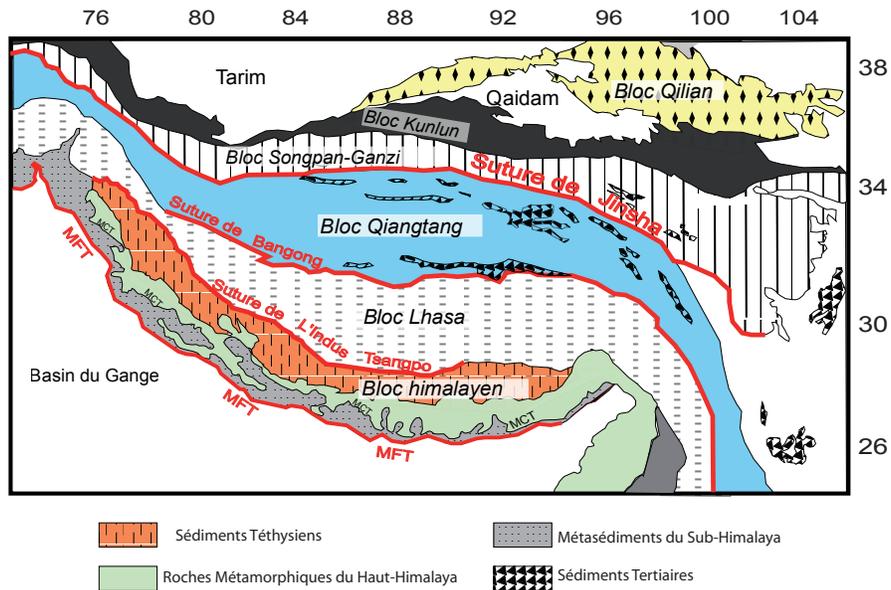


FIG. 1 – Carte Structurale de la zone de collision Inde/Asie d’après Lin et Harrisson,2000 ; modifiée. Les 6 grands blocs qui forment le plateau Tibétain sont indiqués.

Cependant, la zone de déformation liée à la collision n’est pas uniquement localisée au niveau du front Himalayen mais a aussi entraîné le soulèvement du plateau tibétain et l’extrusion de l’ensemble du plateau vers l’Est. De grands décrochements du Nord Tibet absorberait 50% de la déformation induite par la collision (Avouac & Tapponnier, 1993). Plusieurs grandes classes de modèles s’opposent pour expliquer les caractéristiques du plateau tibétain :

- La lithosphère indienne ou une partie de cette lithosphère subduiterait sous le plateau tibétain, augmentant ainsi l’épaisseur de la croûte sous le plateau (Zhao & Morgan, 1985).
- Les modèles de flux chenalisé qui expliquent l’épaississement de la croûte tibétaine par un flux de la croûte moyenne-inférieure sous le plateau tibétain (Beaumont et al., 2004).
- Les modèles d’épaississement-délamination qui expliqueraient l’altitude et la morphologie du plateau tibétain par raccourcissement et épaississement de la lithosphère tibétaine. Dans ces modèles, la racine lithosphérique tibétaine se serait détachée il y a 5-10Ma entraînant un rebond du plateau et la remontée d’un panache asthénosphérique (Dewey et al., 1988; Molnar, 1988).
- Les modèles d’extrusion-subduction continentale qui expliquent la topographie et l’extension du plateau avec un ensemble de subductions continentales initiées au niveau des sutures du plateau (Tapponnier et al., 1990).

Tous ces modèles impliquent des propriétés crustales et lithosphériques très différentes. La sismologie peut apporter des éléments de réponses à différents problèmes posés par ces modèles et c’est dans cet objectif que le projet HiClimb a été réalisé.

1.2 Le projet HiClimb

Le but principal du projet HiClimb est d’imager les structures crustales et mantelliques de la zone de collision Inde/Asie grâce à la sismologie.

Les deux campagnes de mesures de ce projet ont consisté en l'installation de 240 stations

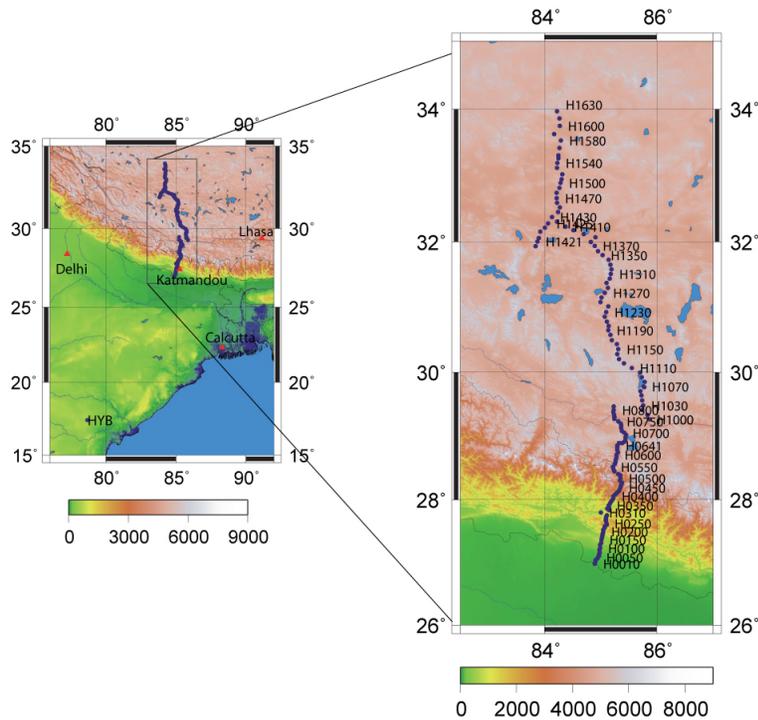


FIG. 2 – Carte topographique de la région Himalayenne et Sud Tibétaine. Les points bleux représentent les stations sismologiques utilisées lors de cette étude. Sur la carte de gauche, la station HYB (Hyderabad), du réseau géoscope est représentée. A droite, tous les noms des stations ne sont pas indiqués.

sismologiques (figure 2). La majorité de ces stations ont été placées le long d'un profil quasi Nord-Sud, ce qui a permis d'imager les structures le long d'une section qui traverse l'Himalaya et les blocs Lhasa et Qiangtang. Seules les données de ce profil ont été traitées au cours de ce stage.

La première phase, d'Octobre 2002 à Avril 2004, comprenait 84 sismomètres disposés tous les 3km du Terai au Sud de la suture de l'Indus Tsangpo. La seconde phase qui a eu lieu de Mai 2004 à Août 2005 s'étendait de la Suture de l'Indus Tsangpo jusqu'à environ 100km au Sud de la suture de Jinsha et comprenait 77 sismomètres espacés d'environ 8km.

La corrélation de bruit sismique utilise des enregistrements continus à des couples de stations ayant fonctionné en même temps. L'acquisition a eu lieu en deux phases, ce qui réduit la longueur entre les couples de stations qui est au plus de 780km (H0780-H1630).

Au cours de cette étude, les données de la station Géoscope HYB de type STS-1, située en Inde, à proximité d'Hyderabad ont également été utilisées. La station HYB est en place depuis 1989 avec des périodes de non-fonctionnement et nous avons utilisé les enregistrements disponibles pendant la période d'acquisition des données d'HiClimb. L'intérêt d'intégrer les données de la station HYB réside dans la possibilité d'augmenter la distance entre couples de stations (HYB-H1630=1850km) et donc la gamme de périodes pour la détermination des vitesses de groupe.

Cinq types de sismomètres ont été utilisés, un paramètre important lors des études de corrélation de bruit sismique est la période de coupure haute, indiquée dans le tableau suivant.

Type de Sismomètre	Période de coupure
STS-1	360s.
CMG-3T	120s.
STS-2	100s.
CMG-40T	30-60s.
CMG3ESP	30s.

2 Méthode de corrélation de bruit sismique

L'analyse des temps d'arrivées et des formes d'ondes des séismes est utilisée depuis longtemps pour connaître la structure du globe terrestre en terme de vitesses sismiques. La tomographie d'ondes de surface a apporté d'importantes informations sur la répartition des vitesses dans le manteau, à échelle globale comme à échelle régionale, à partir d'enregistrements de séismes.

La tomographie de bruit sismique utilise des enregistrements continus de bruit ambiant. Elle se distingue des autres types de tomographie car elle permet d'imager avec une meilleure résolution la croûte terrestre en s'affranchissant de certains problèmes comme la mauvaise répartition des tracés de rais sismiques ou le manque d'informations sur la source sismique (Yao et al., 2006).

Avant de développer cette technique pour la sismologie, la méthode de cross-corrélation entre des signaux issus de champs d'onde diffus a été appliquée en acoustique marine (Roux et al., 2003), ou concernant les ultrasons (Derode et al., 2003). Il a d'abord été montré que cette technique pouvait s'appliquer aux codas des sismogrammes de séismes régionaux (Campillo & Paul, 2003) puis (Shapiro & Campillo, 2004) ont prouvé que cette méthode de corrélation est également applicable au bruit sismique.

La tomographie de bruit sismique se développe rapidement et des applications récentes ont été effectuées dans plusieurs régions du monde comme à l'Est du Tibet (Yao et al., 2006), en Europe (Yang et al., 2007), en Nouvelle-Zélande (Lin et al., 2007) ou même sur la Lune (Larose et al., 2007). La plupart des études ont utilisé des périodes inférieures à 20 secondes mais des applications à plus longues périodes ont été réalisées (Bensen et al., 2007; Yao et al., 2006; Yang et al., 2007).

Les principales sources de bruit sismique sont caractérisées par leur émission dans un certain intervalle de fréquences (Gutenberg, 1958) :

- Les interactions océan/couche superficielle (0.05 à 0.2Hz)
- Les perturbations météorologiques (0.1 à 5 Hz)
- L'activité anthropique (1 à 100Hz)

2.1 Extraction des fonctions de Green

En sismologie, la fonction de Green d'un milieu peut-être vue comme un filtre caractérisant le milieu. Si la fonction source est un dirac, la fonction de Green décrit le signal enregistré par

un récepteur à un point donné. Cette fonction ne dépend que des caractères élastiques du milieu traversé.

Des études récentes montrent que la fonction de Green des ondes de surface entre deux sismogrammes peut-être estimée à partir des corrélations de bruit sismique (Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro & Ritzwoller, 2005; Sabra et al., 2005).

2.1.1 Théorie

Cette partie présente brièvement l'approche théorique acoustique en se basant sur les travaux de Roux et al. (2005).

Soit deux points, $A(\vec{r}_1)$ et $B(\vec{r}_2)$ dans un milieu homogène 3D sans atténuation de vitesse c , considérons une distribution spatio-temporelle aléatoire de sources de bruit $S(\vec{r}_s, t_s)$; le champ total enregistré au point A à un temps donné t est :

$$P(\vec{r}_s, t_s) = \int_{-\infty}^{\infty} d\vec{r}_s \int_{-\infty}^t dt_s S(\vec{r}_s, t_s) G(\vec{r}_1, t; \vec{r}_s, t_s) \quad (1)$$

où G est la fonction de Green du milieu.

Plusieurs hypothèses sont posées :

- les sources de bruit sont décorrélatées spatialement et temporellement.
- les sources sismiques ont un taux de création par unité de temps et de volume fixe.

La formule générale de la cross-corrélation des deux champs totaux enregistrés aux points A et B est :

$$C(\vec{r}_1, \vec{r}_2; t) = C_{1,2}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} P(\vec{r}_1, \tau) P(\vec{r}_2, t + \tau) d\tau \quad (2)$$

où τ est la longueur en temps du signal enregistré.

Considérons les points A et B tels que $\vec{r}_1 = \begin{pmatrix} a \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$ et $\vec{r}_2 = \begin{pmatrix} -a \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$, les sources de bruit

qui contribuent à la fonction de cross-corrélation à un temps donné sont localisées sur des hyperboles dont A et B sont les foyers.

Après paramétrisation de ces hyperboles, Roux et al. (2005) obtiennent une nouvelle écriture de la fonction de cross-corrélation moyenne qui dérivée temporellement est proportionnelle à la fonction de Green :

$$\frac{d}{dt} \langle C_{1,2}(t) \rangle \propto \left[\frac{1}{2a} \delta \left(t + \frac{2a}{c} \right) - \frac{1}{2a} \delta \left(t - \frac{2a}{c} \right) \right] \quad (3)$$

où $\delta \left(t + \frac{2a}{c} \right)$ est la partie causale de la fonction de Green et $\delta \left(t - \frac{2a}{c} \right)$, la partie anti-causale.

$\delta \left(t + \frac{2a}{c} \right)$ contient les informations de la propagation du point A au point B, ce qui revient à considérer A comme une source et B comme un récepteur. A l'inverse, $\delta \left(t - \frac{2a}{c} \right)$ correspond à la propagation du point B (source) vers le point A (récepteur).

Un test synthétique a été réalisé pour illustrer cette propriété. Considérons deux récepteurs

A $\begin{pmatrix} a \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$ et B $\begin{pmatrix} -a \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$ avec $a = 25\text{km}$ dans un espace carré de 100km de côté discrétisé en blocs de

1km^2 . La vitesse du milieu a été définie comme étant égale à 1km/s . Toutes les secondes, trois

sources localisées aléatoirement dans l'espace émettent un signal qui correspond à une Rickert d'ordre 5. Ces signaux se propagent dans l'espace et sont enregistrés aux points A et B. Les traces enregistrées sont représentées sur la figure 3 et ne semblent pas cohérentes.

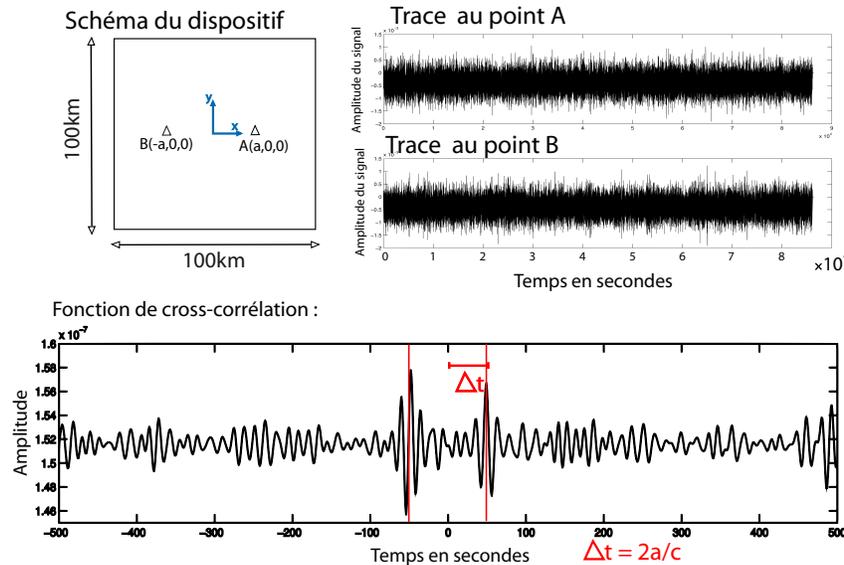


FIG. 3 – Test synthétique dans un milieu homogène. La fonction de cross-corrélation permet de retrouver la vitesse dans le milieu.

La fonction de cross-corrélation des deux signaux enregistrés aux récepteurs est représentée sur la figure 3. Elle présente deux pics à +50 et -50 secondes. Le pic à +50 secondes correspond au trajet de A vers B alors que le pic négatif est associé au trajet de B vers A. Le milieu est homogène, la fonction de cross-corrélation est donc symétrique et permet de retrouver la vitesse de propagation dans le milieu.

Shapiro and Campillo (2004) ont montré que cette technique de corrélation est également applicable au bruit sismique. Ainsi, en effectuant des cross-corrélations entre les enregistrements de bruit sismique à deux stations, il est possible d'extraire la fonction de Green du milieu.

2.1.2 Traitement des données

Les données continues ont été enregistrées par des sismomètres 3 composantes (Verticale, Nord et Est) et ont été échantillonnées à 1 point par seconde. Les données des 3 composantes pour les deux phases d'HiClimb sont au format mseed et occupent 22Go d'espace disque. Pour travailler avec les enregistrements horizontaux, il est important de définir une composante radiale et transverse. Pour chaque couple de stations, il faut donc effectuer une rotation des traces pour avoir les enregistrements sur la composante radiale (dans la direction de la droite reliant les deux stations) et sur la composante transverse (perpendiculaire à la composante radiale).

Avant d'effectuer les cross-corrélations, il est nécessaire de préparer les données à une station. J'ai écrit les codes de traitement des données en Matlab en utilisant les fonctions de base

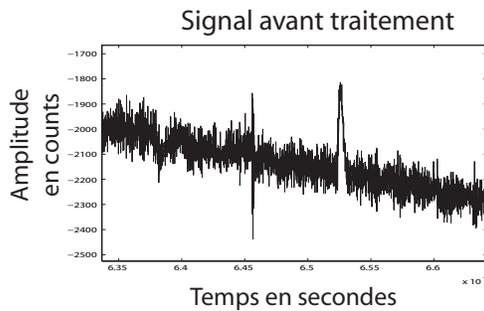


FIG. 4 – 4000 secondes d'enregistrement avant traitement (station H1180 de type STS-2)

de traitement du signal fournies par la Signal Toolbox.

Un inconvénient de Matlab est le temps de calcul, plus important que d'autres langages de programmation. Par exemple, le code qui permet de traiter les données met 5 jours pour préparer les données de l'ensemble du profil.

Préparation des données à une station

L'étape de préparation des données est effectuée pour atténuer les signaux qui pourraient perturber les fonctions de cross-corrélations, comme les séismes ou les irrégularités instrumentales.

La figure 2.1.2 représente un enregistrement avant tout traitement, présentant un séisme vers 64550 secondes et une irrégularité expérimentale vers 65200 secondes.

La préparation des données peut être organisée en différentes étapes principales :

– Déconvolution Instrumentale

Les sismomètres du projet HiClimb étaient de différents types et le contenu fréquentiel des signaux enregistrés varie suivant les stations. Il est donc important avant tout traitement de déconvoluer (supprimer la réponse instrumentale) les traces utilisées. Cependant, dans la suite du traitement des données, il faut faire attention aux périodes de coupure de chaque instrument pour ne pas interpréter des informations au-delà des données réelles.

– Découpage des signaux par jour et Vérifications de temps

Il est important d'organiser les enregistrements par jour. Pour que les cross-corrélations soient justes, il faut bien veiller à ce que le temps d'origine des deux signaux soit identique. Il est donc nécessaire de vérifier les dérives d'horloge à chaque station qui doivent être inférieures à 0.01sec

– Traitements des signaux

La moyenne du signal est soustraite pour ensuite pouvoir appliquer la normalisation temporelle expliquée dans le paragraphe suivant. La tendance linéaire du signal est supprimée car elle est liée à la dérive instrumentale. Une apodisation est également appliquée pour empêcher les effets de bord. Le signal a ensuite été filtré entre 5 et 150 secondes. Cette étape est importante pour supprimer le signal longue période qui pourrait perturber la normalisation temporelle. La figure 5 présente le résultat de ce traitement pour la même portion de signal que la figure 2.1.2.

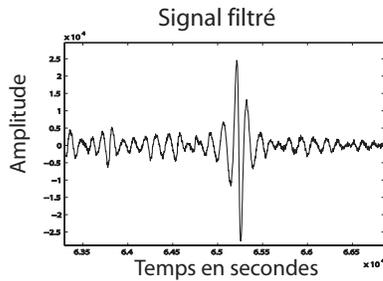


FIG. 5 – Enregistrement de la figure 4 après filtrage.

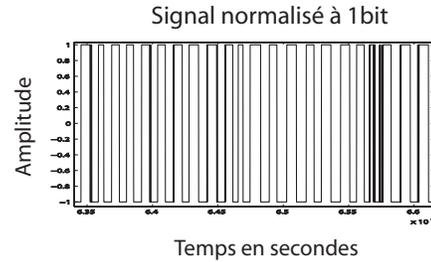


FIG. 6 – Signal après l'étape de normalisation temporelle 1 bit

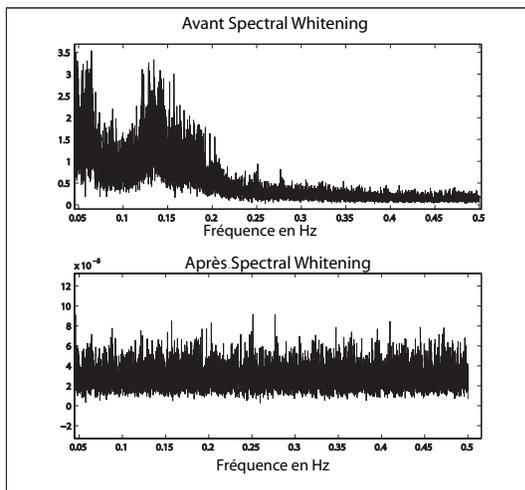


FIG. 7 – Spectres de l'enregistrement complet à la station H1180 avant et après le spectral whitening.

– *Normalisation temporelle*

Ensuite, une étape majeure de la préparation des données est la normalisation temporelle. Cette procédure permet de normaliser les traces entre elles pour pouvoir les corrélérer par couple de stations. Cette étape permet également de réduire les effets des séismes, des irrégularités instrumentales et des sources de bruit non stationnaires localisées à proximité des stations sur les cross-correlations (Bensen et al., 2007).

La méthode utilisée pendant cette étude est la normalisation à 1-bit qui ne retient que le signe du signal en remplaçant les amplitudes positives par 1 et les négatives par -1 ce qui enlève l'influence de l'amplitude pour ne conserver que l'information sur la phase du signal (Larose et al., 2004). La figure 6 illustre cette étape.

– *Blanchiment spectral*

Le spectre du bruit ambiant n'est pas plat, au contraire, il présente des pics qui traduisent des périodes pour lesquelles le bruit ambiant est plus énergétique. Pour que la cross-corrélation contienne des informations pour chaque période, il est nécessaire de normaliser le spectre du bruit (figure 2.1.2).

Cross corrélations et sommations

Une fois les données journalières préparées, l'étape suivante consiste à effectuer les cross-corrélations entre paires de stations et à les sommer.

Les cross-corrélations sont calculées pour chaque couple de stations, ce qui devrait correspondre à $\frac{n(n-1)}{2}$ couples possibles, où n est le nombre de stations. La longueur des signaux cross-corrélés est de 864000 secondes, ce qui correspond à une journée.

Bensen et al. (2007) préconisent une distance minimale entre stations pour corrélérer leurs enregistrements d'environ 3λ , ce qui équivaut à $3cT$ avec c la vitesse de groupe moyenne du milieu et T la période en secondes. Considérant une vitesse de groupe moyenne de $3,5\text{km.s}^{-1}$, pour une période de 10 secondes, la distance minimale est de 90km. Lors de cette étude, nous avons choisi une distance minimale de 100km.

Les cross-corrélations sont calculées par jour puis sont additionnées pour l'ensemble des données disponibles entre les deux stations.

Les fonctions de cross-corrélation calculées avec les données HiClimb ne sont pas symétriques, le signal émergent est plus important pour la partie positive, ce qui indique que le signal se propageant du Sud vers le Nord est plus énergétique. C'est une conséquence directe de la proximité de l'océan Indien, il y a donc plus de sources de bruit ambiant au Sud du profil. Seules les parties positives des cross-corrélations seront étudiées, du fait du signal émergent plus important (fig. 8).

Les cross-corrélations sont effectuées sur les données journalières et ensuite coupées entre -600 à 600 secondes pour les couples de stations du profil HiClimb. En effet, la distance interstation la plus élevée possible dans le cadre de couples de stations, en considérant les périodes de fonctionnement des stations est de 780km. Si on considère une vitesse de groupe des ondes de $3,5\text{km.s}^{-1}$, le temps de propagation de l'onde d'une station à l'autre sera de 223 secondes. Il est préférable de choisir une longueur de corrélation assez large, de 600 secondes. Pour la station HYB, la fenêtre temporelle doit être plus importante, du fait de la distance importante entre le profil HiClimb et la station HYB (jusqu'à 1850km), la longueur de corrélation conservée est de 1000 secondes.

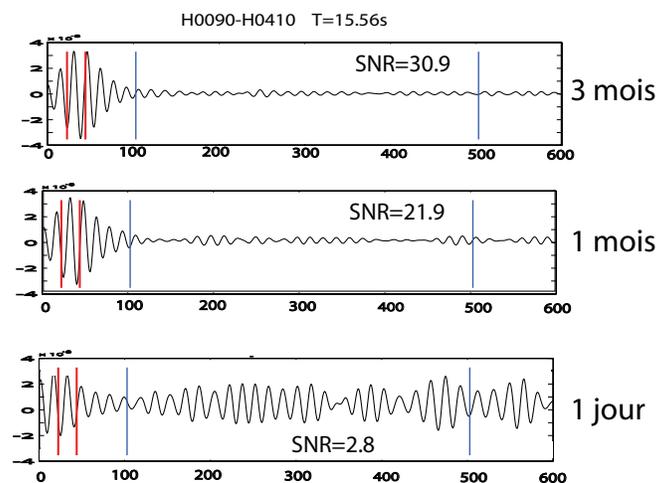


FIG. 8 – Fonction de cross-corrélation pour différentes périodes de temps : 3 mois, 1 mois et une journée.

Pour quantifier la qualité des cross-corrélations, un rapport "signal émergent sur bruit" est

calculé sur la fonction de cross-corrélation. Ce rapport consiste à diviser la valeur maximale de la fonction de cross-corrélation dans l'intervalle où le signal émergent est le plus probable, sur le maximum de la fonction de cross-corrélation dans un intervalle plus large où le signal émergent n'est pas attendu (figure 8).

Plus on somme sur des grandes périodes de temps et plus le rapport signal sur bruit sera important. Plusieurs périodes de sommations ont été utilisées et une période de 2 mois donne des fonctions de corrélation satisfaisantes.

La représentation des enveloppes des fonctions de corrélation d'une station (H0100) en fonction de la distance entre le couple de stations utilisé pour faire la cross-corrélation met en évidence la propagation d'une onde.

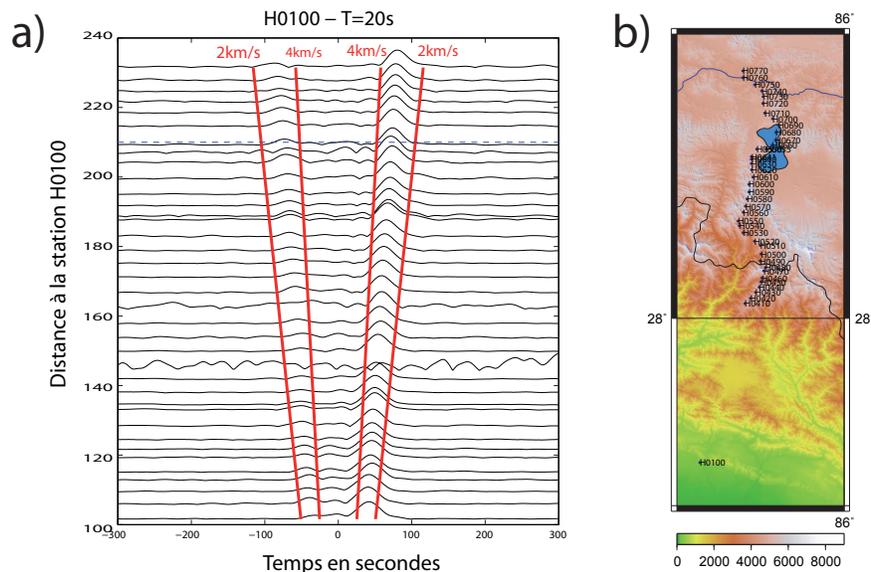


FIG. 9 – Représentation des enveloppes des fonctions de cross-corrélation filtrées (gaussienne de largeur 20 secondes) de la station H0100 avec les autres stations de la phase 1 situées plus au Nord. a) Les traits rouges représentent des ondes se propageant à des vitesses de 2 et 4 km/s. b) Carte topographique et localisation de la station H0100 ainsi que les stations avec lesquelles ont été calculées les cross-corrélations.

2.2 Mesure des courbes de dispersion

2.2.1 Théorie

Les ondes de surface sont créées par les interférences constructives des ondes compressives et cisailantes qui arrivent sur une surface libre (surface de la Terre) ou sur des discontinuités. Ces ondes sont guidées par la surface et décroissent en amplitude avec la profondeur.

Parmi les ondes de surface, deux grands groupes sont distingués : les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. Théoriquement, dans un milieu isotrope, les ondes de Rayleigh seront observées sur la composante verticale alors que les ondes de Love seront sur la composante transverse.

Une particularité fondamentale de ces ondes est qu'elles sont dispersives, ce qui signifie que leur vitesse dépend de la fréquence de l'onde.

Deux types de vitesses sont distinguées pour ces ondes, la vitesse de propagation de l'énergie de l'onde qui est la vitesse de groupe $U(\omega)$ et la vitesse d'une phase de l'onde, la vitesse de phase $c(\omega)$. Le champ de déplacement d'une onde de surface est :

$$u(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(\omega) \exp i[\vec{\omega}t - k(\vec{\omega})x + \Phi_i(\omega)] d\omega \quad (4)$$

avec $k(\omega)$ le nombre d'onde.

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad \text{avec} \quad k(\omega) = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (5)$$

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = c(\omega) + k \frac{dc(\omega)}{dk} \quad (6)$$

Il est possible d'obtenir une courbe de dispersion (vitesse de groupe à chaque période) et ensuite, par inversion, de retrouver le profil de vitesse du milieu traversé par l'onde.

2.2.2 Analyse FTAN - Traitement des données

Une fois les cross-corrélations journalières calculées et sommées, la forme d'onde résultante est une estimation de la fonction de Green. L'analyse FTAN permet d'obtenir des courbes de dispersion à partir des fonctions de cross-corrélation. En effet, Shapiro and Ritzwoller (2005) ont montré que le signal émergent d'une fonction de cross-corrélations était dominé par des ondes de surface. La méthode utilisée est basée sur l'analyse traditionnelle fréquence/temps qui permet d'obtenir des mesures à partir d'une seule forme d'onde (Levshin et al., 1989; Ritzwoller & Levshin, 1998; Bensen et al., 2007).

Les mesures de dispersion sont obtenues en considérant le signal analytique :

$$S_a(t) = s(t) + iH(s(t)) = |A(t)| \exp(i\Phi t) \quad (7)$$

avec $H(s(t))$ la transformée d'Hilbert de la fonction de corrélation $s(t)$, $\Phi(t)$ la phase du signal analytique et $A(t)$ son amplitude.

Une image FTAN (frequence-time analysis) est produite en répétant ces deux opérations pour toutes les périodes centrales de la gaussienne passe-bande. Le signal est filtré par une gaussienne de petite largeur autour d'une période centrale donnée T_0 puis l'enveloppe de la cross-corrélation filtrée autour de T_0 est calculée, c'est en fait égal à $\log |A(t, T_0)|^2$.

La vitesse de groupe pour chaque période centrale T_0 du filtre Gaussien est facilement calculable, elle correspond à la distance interstation divisée par le temps correspondant au maximum de l'enveloppe $|A(t, T_0)|^2$.

Un diagramme 2D qui représente l'amplitude de l'enveloppe de la cross-corrélation en fonction du temps et de la fréquence autour de laquelle a été filtrée la cross-corrélation est réalisé pour illustrer les mesures de vitesse de groupe (figure 10a). La courbe de dispersion suit les maximums de ce diagramme.

D'après Bensen et al. (2007), cette approche est suffisante pour de nombreuses applications. Cependant, il est préférable de remplacer la période centrale du filtre par la période dite instantannée. Cette période instantannée T est définie par la formule suivante :

$$T = \frac{2\pi}{\left| \frac{d\Phi(t, T_0)}{dt} \right|_{t=\tau(T_0)}} \quad (8)$$

où Φ est la phase du signal analytique, T_0 est la période centrale du filtre appliqué et $\tau(T_0)$ est le temps correspondant au maximum de l'enveloppe du signal.

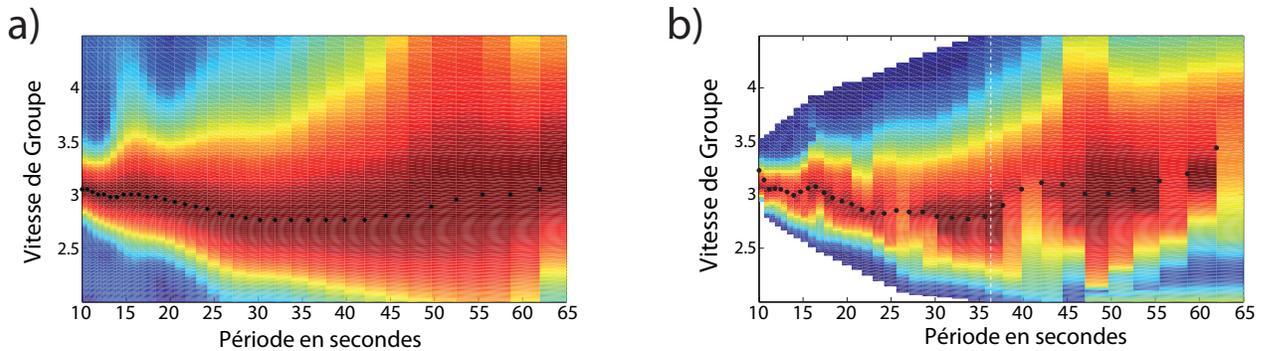


FIG. 10 – Diagrammes FTAN donnant l'amplitude de l'enveloppe du signal filtré en fonction de la vitesse de groupe et de la période autour de laquelle le signal a été filtré. a) Sans prendre en compte la période instantannée b) En prenant en compte de la période instantannée. Les cercles indiquent les maximums de l'enveloppe et correspondent à la courbe de dispersion

2.2.3 Contrôles de qualité

Dans la pratique, les courbes de dispersion ne sont pas toujours exploitables, notamment à cause de corrélations trop altérées à certaines périodes. Plusieurs tris sont donc effectués sur les courbes de dispersion.

Un rapport signal sur bruit minimal de 6 est imposé, ce qui permet de sélectionner les courbes de dispersion issues de fonctions de cross-corrélations de bonne qualité.

Ensuite, les vitesses de groupe des courbes de dispersion doivent être comprises entre 2 et 4.6 km.s^{-1} , valeurs probables de vitesse de groupe pour les périodes étudiées.

Les cross-corrélations ont été calculées pour des périodes de 2 mois. Ensuite, la courbe de dispersion moyenne est calculée et toutes les vitesses de groupes variant de plus de 0.1 km.s^{-1} de la courbe moyenne ne sont pas considérées. Une courbe de dispersion moyenne est recalculée et l'écart-type de cette courbe est considéré comme l'incertitude sur les données (Bensen et al., 2007) (figure 11).

2.2.4 Inversion des courbes de dispersion

La courbe de dispersion pour un couple de stations donne la vitesse de groupe moyenne le long du trajet entre les stations. L'objectif de cette inversion est d'obtenir les courbes de dispersion le long du profil.

Pour chaque période, le milieu est discrétisé en rectangles de 2km de large (axe NS) et de longueur infinie (axe EW) le long d'un profil orienté Nord-Sud. Pour que l'inversion soit

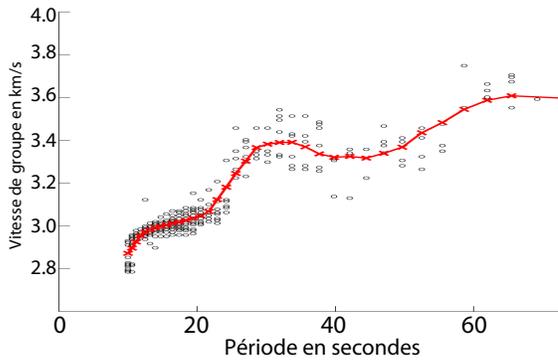


FIG. 11 – Variations des données de vitesses de groupes en fonctions des périodes de 2 mois utilisées pour faire la fonction de cross-corrélation. La courbe rouge représente la courbe de dispersion moyenne et les points noirs sont les points des courbes de dispersion calculés pour des cross-corrélations de 2 mois. (Couple HYB-H0020)

linéaire, il est nécessaire de travailler en lenteur.

Soit N le nombre de blocs entre les deux stations, la relation qui relie la lenteur moyenne le long du trajet entre les deux stations $\bar{n}_{a,b}$ et la lenteur de chaque bloc i s'écrit :

$$\bar{n}_{a,b} = \sum_{i=1}^N \frac{l_i^{a,b} n_i}{L} \quad (9)$$

avec $l_i^{a,b}$ la longueur traversée par l'onde dans chaque bloc et L la distance entre les deux stations.

Cette relation s'écrit matriciellement :

$$d = Gm \quad (10)$$

d sont les lenteurs moyennes entre chaque couple de stations, m est le modèle à postériori qui donne la lenteur de chaque cellule et G est la matrice reliant m et d .

Nous avons utilisé une inversion généralisée de formule :

$$m_{post} = m_0 + C_m G'_g \left(G_g C_m G'_g + C_d \right)^{-1} (d - G_g m_0) \quad (11)$$

où m_{post} est le modèle estimé à postériori, m_0 est le modèle à priori (modèle de lenteurs moyennes), C_m est la matrice de covariance à priori du modèle à priori, C_d est la matrice de covariance sur les données et d_0 sont les données, ce sont les lenteurs moyennes sur les trajets entre les couples de stations. La matrice de covariance à postériori est :

$$C_{m_{post}} = C_m - C_m G'_g \left(G_g C_m G'_g + C_d \right)^{-1} G_g C_m \quad (12)$$

La diagonale de la matrice $C_{m_{post}}$ correspond au carré de l'erreur à postériori sur les lenteurs. L'erreur sur les vitesses de groupe à postériori est donc donnée par la racine carrée de chaque terme diagonal de $C_{m_{post}}$ divisé par la lenteur au carré.

Après cette inversion, il est possible d'avoir la vitesse de groupe et son incertitude dans chaque bloc du milieu discrétisé.

3 Résultats

L'inversion décrite dans la partie précédente (2.2.4) a permis d'obtenir les courbes de dispersions pour chaque bloc du milieu discrétisé. Ces courbes de dispersion correspondent aux données issues de la corrélation de bruit sismique.

La complémentarité des informations fournies par les fonctions récepteurs et les courbes de dispersion nous a permis d'effectuer plusieurs études.

Dans un premier temps, les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh peuvent apporter des informations de premier ordre sur la structure crustale. En tenant compte des profondeurs des interfaces fournies par les RF, des courbes de dispersion synthétiques ont été réalisées puis comparées aux données.

Ensuite, l'inversion conjointe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et des fonctions récepteurs a permis d'étudier précisément certaines particularités observées dans la croûte supérieure. Cette approche conjointe permet de mieux stabiliser l'inversion et d'accéder à des profils de vitesses absolues. (Julia et al., 2000)

Enfin, les cross-corrélations des enregistrements transverses ont permis d'obtenir des courbes de dispersion des ondes de Love. La présence d'une anisotropie peut être mise en évidence en étudiant conjointement ces courbes de dispersion et celles de Rayleigh (Shapiro et al., 2004).

3.1 Données Utilisées

3.1.1 Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh

Les images présentées dans cette partie sont obtenues après inversion des courbes de dispersion pour chaque couple de stations.

Trois images sont représentées sur chaque figure. La première image en vitesse de groupe, représente les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh obtenues pour chaque bloc du milieu discrétisé le long du profil, c'est en fait le modèle à posteriori. La seconde image correspond aux erreurs à posteriori sur le modèle de vitesse de groupe. Pour chaque courbe de dispersion entre couple de stations, une vitesse moyenne est attribuée aux blocs situés entre les deux stations. La représentation du nombre de données recense le nombre de vitesses moyennes attribuée à chaque bloc.

Phase 1

La première inversion utilise les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh entre les stations de la première phase d'HiClimb et la station HYB. Le résultat de cette inversion est représenté sur la figure 12.

Le nombre de données par bloc indique une bonne résolution jusqu'à environ 25 secondes. Pour de plus longues périodes, le manque de données fait que les vitesses de groupe indiquées par le modèle à posteriori sont moyennées sur la longueur du profil.

L'erreur à posteriori reste toujours inférieure à 0.11 km.s^{-1} .

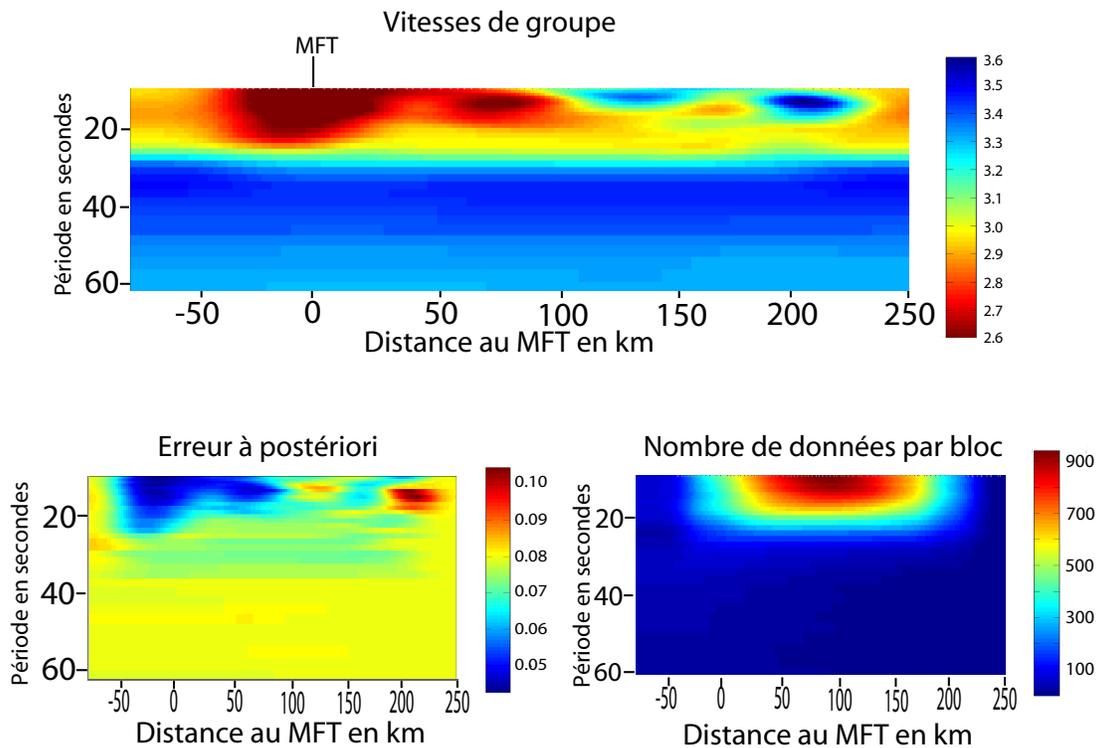


FIG. 12 – Courbes de dispersion obtenues par inversion des données de la phase 1 et de HYB, Erreur à postériori et Nombre de données par bloc du milieu discrétisé.

La répartition des vitesses de groupe indique :

- une zone présentant des vitesses de groupe lentes jusqu'à des périodes de 23 secondes de la première station du profil (30km au Sud de MFT) jusqu'à 20km au Nord de MFT.
- La présence d'une anomalie de faible vitesse à l'aplomb du moyen-pays himalayen jusqu'à des périodes d'environ 20 secondes.
- Deux anomalies positives à 130 et 210km au Nord du MFT.

L'anomalie faible vitesse sous le MFT est probablement due au bassin du Gange, rempli de 5km de sédiments à faible vitesse (Hetenyi et al., n.d.).

L'inversion conjointe des courbes de dispersion et des fonctions récepteurs permettra une interprétation de la zone à faible vitesse de groupe observée sous le moyen-pays.

Phase 2

Pour la phase 2, en utilisant les mêmes paramètres d'inversion, l'image obtenue est représentée sur la figure 13. Le nombre de données indique une bonne couverture jusqu'à environ 50 secondes. De plus, l'erreur à postériori est toujours inférieure à $0.09\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$

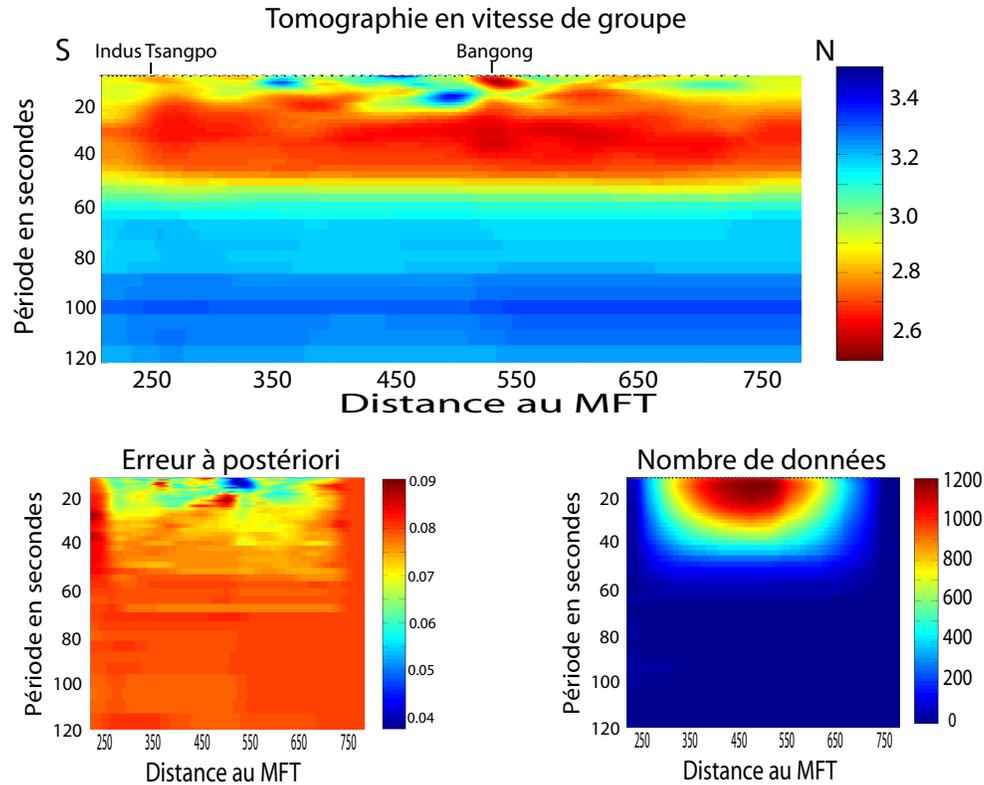


FIG. 13 – Courbes de dispersion obtenues par inversion des données de la phase 2 et de HYB, Erreur à postériori et Nombre de données par bloc du milieu discrétisé.

Plusieurs points ressortent de cette tomographie :

- Pour des courtes périodes, des anomalies de vitesses de groupe positives disposées en “patch” sont observées. Certaines de ces anomalies correspondent aux réflecteurs pentés observés sur les données du profil HiClimb. Une inversion conjointe sera effectuée pour préciser la structure en vitesse de ces anomalies positives.
- La suture de Bangong se traduit par une vitesse lente en surface
- Plusieurs anomalies de vitesse de groupe positive sont observées entre les sutures de l’Indus Tsangpo et de Bangong.

Phase 1 et 2

Une dernière image tomographique a été réalisée en considérant les données de la phase 1, de la phase 2 et de HYB (figure 14).

A partir de cette figure, les observations complémentaires aux deux autres profils tomographiques sont :

- La présence d’une zone à faible vitesse de groupe sous les stations de la phase 1 entre 35 et 60 secondes.

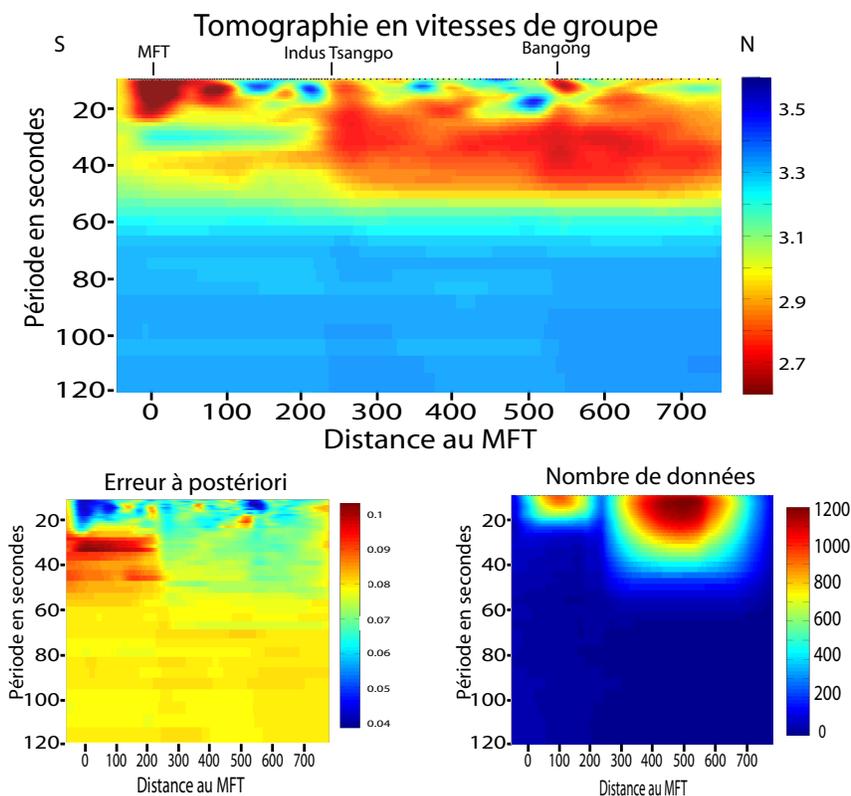


FIG. 14 – Courbes de dispersion obtenues par inversion des données des phases 1 et 2 ainsi que de HYB, Erreur à postériori et Nombre de données par bloc du milieu discrétisé.

Tests Synthétiques

Un test du damier a été réalisé pour illustrer la résolution de l'inversion. Un modèle synthétique de vitesse de groupe en fonction de la période le long du profil a été inversé (figure 15).

Le modèle initial est retrouvé jusqu'à des périodes de 45 secondes sous la phase 2 et 30 secondes sous la phase 1. En effet, les stations de la phase 2 sont installées sur un profil plus long (530km), ce qui permet d'avoir des données pour de vitesse de groupe pour des périodes plus élevées que pour la phase 1 (longueur de 250km). Pour les périodes plus élevées, les valeurs sont moyennées sur tout le profil.

Le modèle initial est retrouvé jusqu'à des périodes de 45 secondes sous la phase 2 et 30 secondes sous la phase 1. Pour de plus grandes périodes que celles indiquées, les valeurs indiquées sont moyennées. La longueur du profil de la phase 2 permet une meilleure pénétration en profondeur.

En comparant les figures 12 et 14 on peut remarquer la présence d'une zone de diminution de la vitesse de groupe entre 37 et 55 secondes qui apparaît sur la figure prenant en compte les données des deux phases.

Un second test synthétique a été réalisé pour tenter d'expliquer cette observation. Un modèle synthétique comme représenté sur la figure 16 a été inversé et cette zone plus faible vitesse sous les stations de la phase 1 est bien retrouvée.

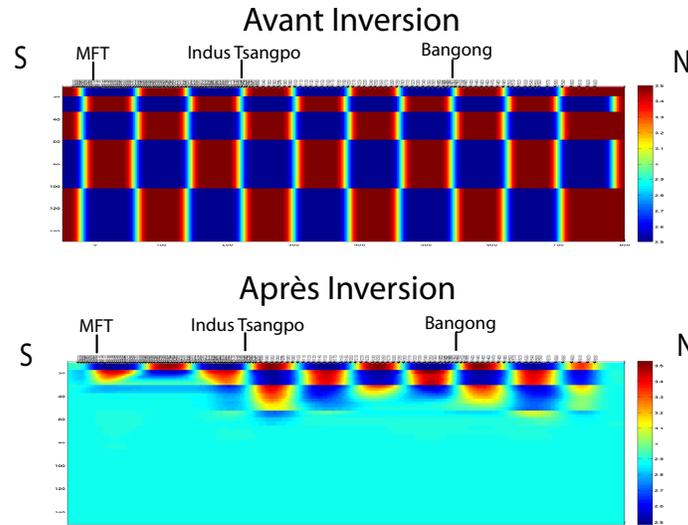


FIG. 15 – Résultat du test du damier. En haut le modèle initial et en bas le résultat de l'inversion.

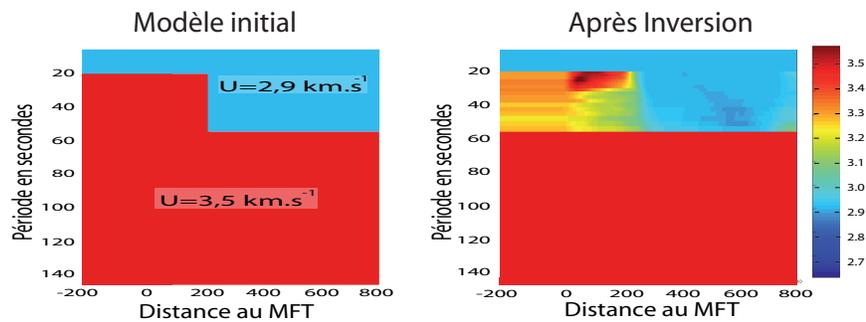


FIG. 16 – Test synthétique pour expliquer les vitesses lentes observées sous la phase 1 lors de l'inversion de la totalité des données.

Pour la phase 1, le profil est assez court et il y a peu de données disponibles au delà de 40 secondes. Lors de l'inversion des données de la station HYB avec les stations de la phase 2, une valeur moyenne de vitesse de groupe est attribuée aux blocs se situant sous la phase 1. Les vitesses de groupe sous la phase 1 entre 37 et 55 secondes sont donc moyennées avec les données des corrélations entre HYB et les stations de la phase 2, qui sont plus lentes. Ce test synthétique a mis en évidence une sous-estimation des vitesses de groupe sous la phase 1 lorsque l'ensemble des stations est pris en compte.

3.1.2 Informations fournies par les fonctions récepteurs

L'étude des fonctions récepteurs le long du profil HiClimb a permis de connaître la profondeur des principales interfaces crustales à $\pm 2\text{km}$ (Hetényi, 2007). Cependant, la méthode des fonctions récepteurs ne permet pas de déterminer les vitesses dans la croûte. L'intérêt de la tomographie de bruit sismique est de contraîndre ces vitesses absolues. Chacune de ces deux

techniques sont donc complémentaires et permettent une étude précise des structures crustales.

Le principe des fonctions récepteurs consiste à extraire du signal enregistré par des sismomètres 3 composantes les conversions d'ondes P en S qui ont lieu lorsque l'onde P est incidente sur une interface présentant une variation d'impédance (figure 17). A partir des différents temps d'arrivée des ondes PS et des multiples (PSS et PPS), il est possible de retrouver la profondeur de l'interface et d'estimer le saut de vitesse au niveau de cette interface. Cependant, les estimations de saut de vitesse se font à partir des amplitudes des pics de la fonction récepteur, ce qui ne permet pas une grande précision.

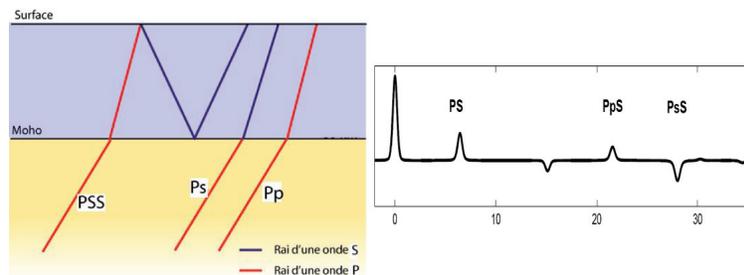


FIG. 17 – Schématisation des réflexions au Moho et exemple d'une fonction récepteur théorique

Une partie de l'image obtenue par la méthode des fonctions récepteurs est représentée sur la figure 18.¹

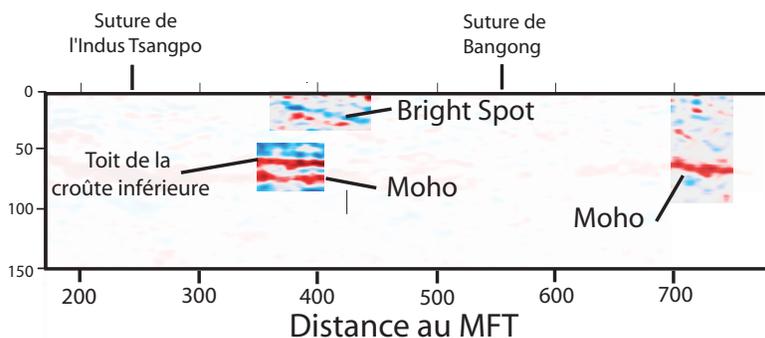


FIG. 18 – Coupe verticale de la lithosphère vue par les fonctions récepteurs le long d'un profil quasi Nord-Sud. Les interfaces rouges indiquent que le milieu sous l'interface est plus rapide que le milieu au dessus de l'interface et inversement pour les interfaces indiquées en bleu.

Les résultats de l'image issue des fonctions récepteurs sont :

- Sous la région himalayenne : Moho à 40 ± 2 km de profondeur.
- Sous le bloc Lhassa : Moho à 75 ± 2 km de profondeur, toit de la croûte inférieure bien visible à 60 ± 2 km et observation de "bright-spots" dans la croûte supérieure.
- Sous le bloc Qiangtang : Moho à 65 ± 2 km, pas d'observation du toit de la croûte inférieure et présence de "bright-spots" en croûte supérieure.

Les "bright-spots" ont déjà été observés par sismique réflexion le long du profil Indepth, situé à 400 km plus à l'est d'HiClimb (Nelson & al., 1996). Ces structures correspondent à des diminutions de vitesses dans la croûte supérieure et sont interprétées comme des zones riches en fluides.

¹L'ensemble du profil obtenu n'étant pas publié, seules certaines structures sont indiquées sur la figure 18

3.1.3 Programmes utilisés

Les courbes de dispersion peuvent être utilisées pour mieux contraindre la structure au premier ordre en vitesses absolues de la croûte en se basant sur la profondeur des interfaces vues par les fonctions récepteurs.

L'ensemble de programmes "*Computer Programs in Seismology*" développés par R. B. Herrmann a été utilisé pour modéliser et inverser les courbes de dispersions et les données de fonctions récepteurs (Herrmann, 2007).

Deux programmes ont été utilisés :

- **Surf96** qui permet de réaliser des courbes de dispersions synthétiques en entrant un modèle initial (V_p , V_s et ρ) en fonction de la profondeur.
- **Joint96** qui permet de faire une inversion conjointe des courbes de dispersion et des fonctions récepteurs. La méthode itérative d'inversion conjointe aux moindres carrés utilisée est décrite par Herrmann and Ammon (2002).

3.2 Courbes de dispersion moyennées par bloc des ondes de Rayleigh

3.2.1 Observation des courbes de dispersion moyennes

Pour chacun des trois grands blocs : Himalaya, Lhasa et Qiangtang, les courbes de dispersion moyennes ont été extraites à partir des tomographies en vitesses de groupe présentées dans la partie 3.1.1. .

Les courbes de dispersion de chaque bloc du milieu discrétisé ont été moyennées. De la même façon, les erreurs sur ces courbes ont été calculées en moyennant l'erreur à posteriori sur les tomographies en vitesse de groupe.

Ces courbes de dispersion moyennes permettent de comparer les particularités majeurs de ces blocs (figure 19).

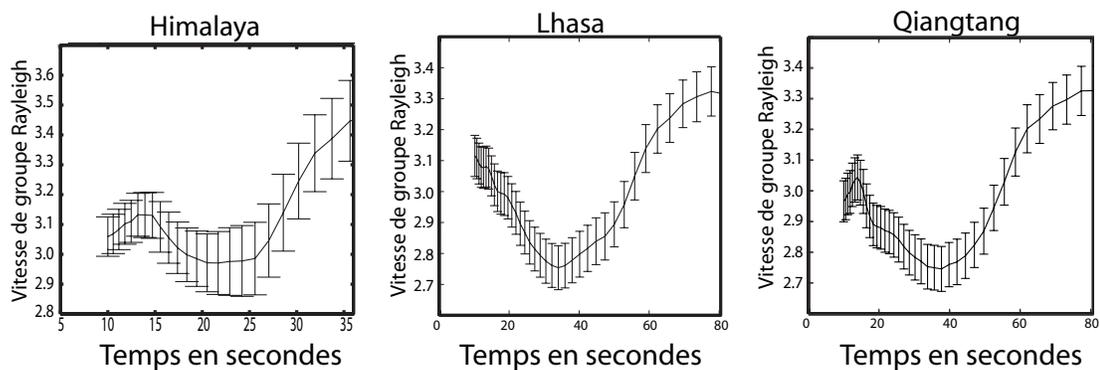


FIG. 19 – Courbes de dispersion pour les trois blocs avec les barres d'erreurs. Les échelles varient entre les figures.

Plus la période considérée est grande, plus les vitesses de groupe sont sensibles à la structure à grande profondeur. Les vitesses de groupe les plus élevées s'observent donc à longues périodes, lorsque les ondes pénètrent dans le manteau.

Le minimum observé sur la courbe de dispersion est une conséquence de la phase d'Airy. Plus la croûte est épaisse, plus la période où se situe le minimum est élevée.

Au premier ordre, la courbe de dispersion du bloc Himalayen diffère beaucoup des deux autres courbes. Pour le bloc Himalayen, le minimum de la courbe est à 22 secondes alors qu'il est entre 32 et 36 secondes pour les deux autres blocs.

L'observation au premier ordre des courbes de dispersion suggère donc une croûte plus épaisse au Tibet qu'en Himalaya.

A courtes périodes, les vitesses de groupe sous l'avant-pays himalayen diminuent fortement, c'est la signature du bassin du Gange de 5km de profondeur et de vitesse des ondes S moyenne de $1,8 - 2\text{km/sec}$ (Hetényi et al., 2006).

3.2.2 Problème direct et Interprétations

L'utilisation du programme **surf96** a permis la modélisation directe à l'aide des courbes de dispersion synthétiques calculées pour des modèles de croûte simplifiée.

Himalaya

Pour l'Himalaya, une croûte d'environ 38km d'épaisseur, avec $V_s = 3,55\text{km/s}$ dans la croûte et $V_s = 4,5\text{km/s}$ dans le manteau correspond le mieux à la courbe de dispersion moyenne (figure 20).

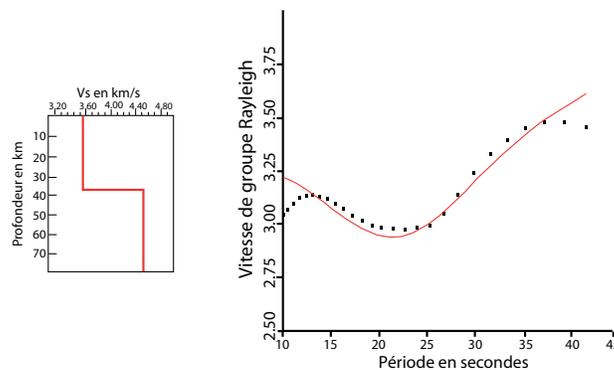


FIG. 20 – Comparaison entre une courbe de dispersion synthétique réalisée avec le modèle de vitesse indiqué et les données pour le bloc Himalayen

Blocs Qiangtang et Lhasa

Pour les blocs Qiangtang et Lhasa, un premier modèle une couche a été testé, utilisant les profondeurs des interfaces données par les fonctions récepteurs. Ce modèle explique assez bien l'allure de la courbe de dispersion pour le bloc Qiangtang mais pas du bloc Lhasa. Nous avons donc testé des modèles de vitesses 2 couches, avec une croûte inférieure de 15km, comme indiqué par les fonctions récepteurs.

La présence d'une croûte inférieure n'est pas en accord avec les données du bloc Qiangtang. A l'inverse, les courbes de dispersion du bloc Lhasa sont mieux approximées avec une croûte inférieure de 15km d'épaisseur et une vitesse des ondes S de 4.2km.s^{-1} .

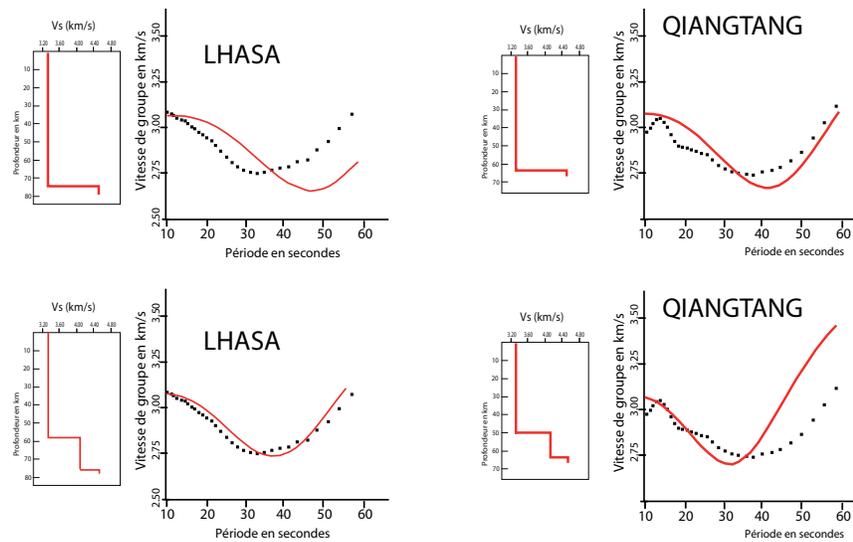


FIG. 21 – Comparaison entre une courbe de dispersion synthétique et réelles pour les blocs Qiangtang et Lhasa

3.3 Inversion conjointe Fonctions Récepteurs/Courbes de Dispersion

L'inversion des fonctions récepteurs seules est difficile car elle est peu sensible aux vitesses absolues. Cependant, les fonctions récepteurs permettent de localiser à $\pm 2km$ les contrastes d'impédance, c'est à dire les interfaces correspondant à des sauts de vitesses. A l'inverse, l'inversion des courbes de dispersion est sensible aux vitesses absolues, mais ne permet pas de localiser les interfaces. Les deux approches sont donc complémentaires (Herrmann & Ammon, 2002; Julia et al., 2000).

L'inversion conjointe pour chacun des trois grands blocs a été testée mais il est difficile d'obtenir une fonction récepteur moyenne pour chaque bloc. En effet, moyenniser les fonctions récepteurs entre elles entraîne une diminution de l'amplitude des phases converties, ce qui pose problème lors de l'inversion.

L'inversion conjointe a donc été testée pour des enregistrements de courbes de dispersion et de fonctions récepteurs sous 2 stations situées à l'aplomb des zones à faible vitesse de groupe localisée dans la croûte supérieure.

Plusieurs modèles de vitesse initiaux ont été testés, l'inversion tend toujours vers cette solution. Dans les figures présentées, un modèle initial de vitesse linéaire a été utilisé.

La première inversion conjointe est localisée sous le moyen-pays himalayen, au niveau de la station H0350, à l'aplomb d'une zone faible vitesse observée sur l'image de tomographie de bruit sismique, entre 10 et 25 secondes.

Les fonctions récepteurs et la courbe de dispersion synthétiques sont en accord avec les données, l'inversion est donc satisfaisante.

L'inversion conjointe permet de localiser une zone à faible vitesse entre 10 et 18km de profondeur, avec des vitesses diminuant jusqu'à $2.8km.s^{-1}$. Compte tenu de la profondeur de cette zone à faible vitesse et du champ de température locale, l'explication la plus probable est la présence de fluides aqueux dans cette zone à faible vitesse, comme proposé précédemment par (Vergé & Nabelek, 2005).

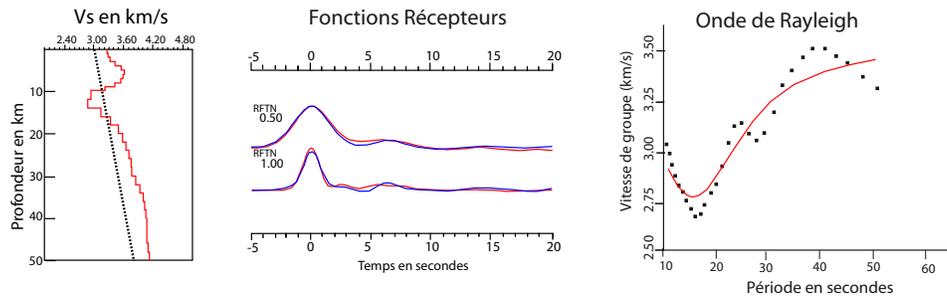


FIG. 22 – Mise en évidence d’une zone à faible vitesse dans la croûte supérieure Himalayenne par inversion conjointe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et des fonctions récepteurs.

La seconde zone étudiée est localisée à l’aplomb d’un “bright spot” vu par les fonctions récepteurs, au niveau de la station H1460, dans le bloc Qiangtang (figure 23). L’inversion conjointe met en évidence une zone à faible vitesse entre 18 et 35km de profondeur. Elle pourrait être due à la présence de fluides aqueux (Makovsky & Klemperer, 1999) ou bien à des zones de fusion partielle (Nelson & al., 1996).

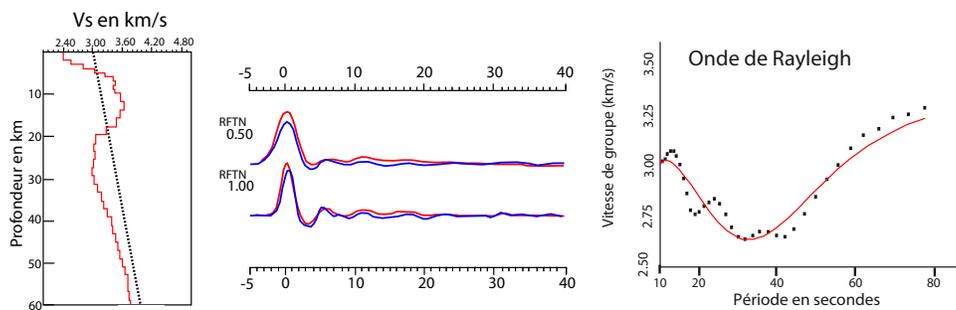


FIG. 23 – Mise en évidence d’une zone à faible vitesse dans la croûte supérieure tibétaine par inversion conjointe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et des fonctions récepteurs.

3.4 Analyse des courbes de dispersion des ondes de Love

Des études précédentes ont montré qu’il était possible d’utiliser les composantes transverses des enregistrements continus pour déterminer des vitesses de groupe des ondes de Love (Cho et al., 2007).

J’ai effectué les corrélations avec les enregistrements continus des composantes transverses et cette étude a mis en évidence la présence d’ondes de Love sur les cross-corrélations. La polarisation des ondes de Love est horizontale alors que les ondes de Rayleigh sont polarisées

verticalement. Les ondes de Love sont donc sensibles à la vitesse des ondes S dans le plan horizontal (V_{sh}) alors que les ondes de Rayleigh sont sensibles à la vitesse des ondes S dans le plan vertical (V_{sv}). Dans un milieu isotrope, la vitesse des ondes S est égale quelque soit la direction de propagation : $S_v = S_h$. Des différences entre ces deux vitesses sont observées dans un milieu anisotrope.

Dans un premier temps, nous avons testé les modèles de vitesses trouvés par modélisation directe pour les courbes de dispersion des ondes de Love pour le bloc Lhassa (figure 24).

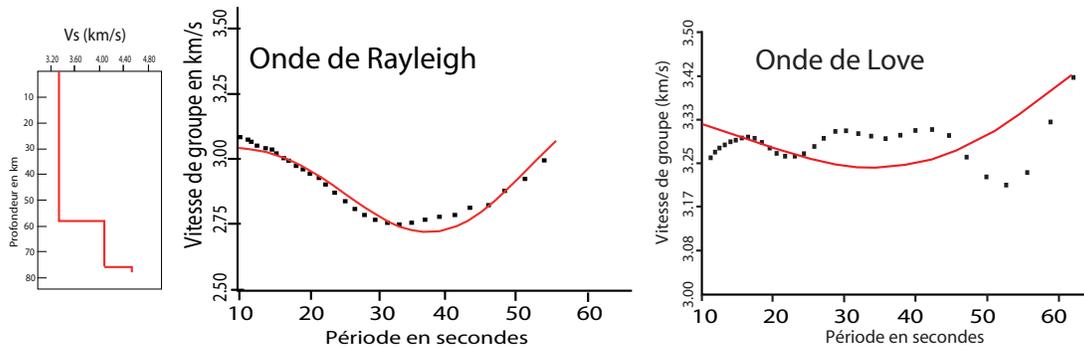


FIG. 24 – Modélisation directe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love pour le bloc Lhassa

Il y a concordance avec les courbes de dispersion des ondes de Love, ce qui indique qu'il n'y a pas d'anisotropie dans la croûte du bloc Lhassa (figure 25).

La même approche a été appliquée aux données du bloc Qiangtang. Le modèle à 1 couche trouvé lors de la modélisation directe n'est pas en accord avec les données de la courbe de dispersion des ondes de Love dans le bloc Qiangtang, il faut augmenter V_{sh} à partir de 20 km et ce jusqu'au Moho.

Ces résultats sont en accord avec l'étude précédente sur l'ensemble du plateau Tibétain (Shapiro et al., 2004).

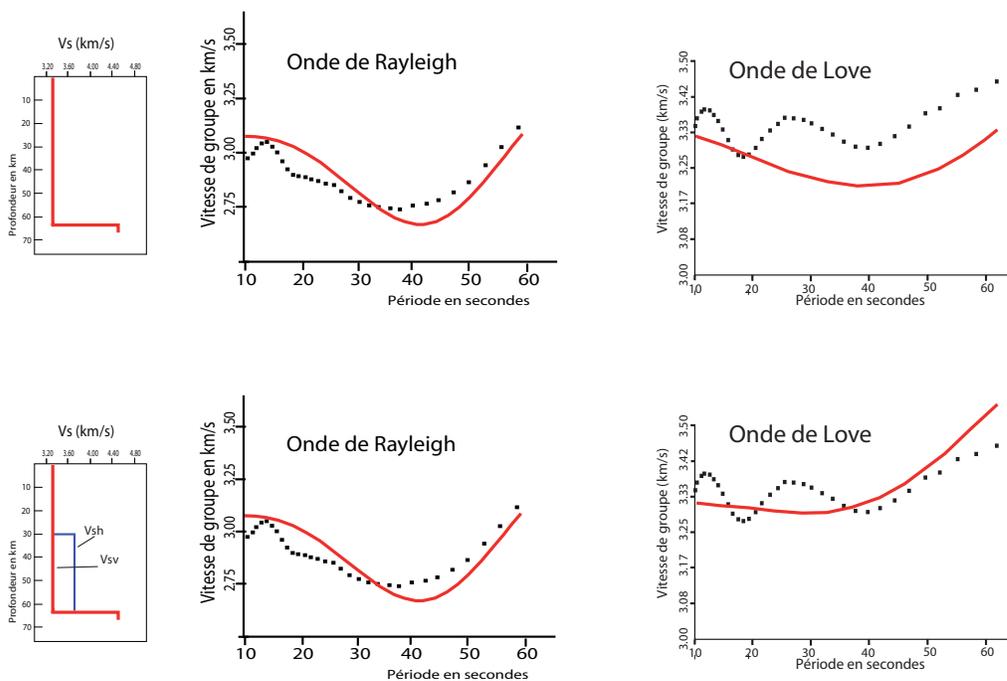


FIG. 25 – Modélisation directe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love pour le bloc Qiangtang : Mise en évidence d’une anisotropie

4 Conclusion

L'étude des courbes de dispersion calculées à partir des cross-corrélations d'enregistrements de bruit sismique a permis de préciser la structure crustale au Sud et Centre Tibet.

La modélisation directe en considérant les données de profondeur des interfaces indiquées par les fonctions récepteurs a permis de mettre en évidence une croûte inférieure plus marquée sous le bloc Lhassa que sous le bloc Qiangtang.

L'inversion conjointe des courbes de dispersion et des fonctions récepteurs a révélé des "bright spots" (zones à faible vitesse) en croûte supérieure. Ces structures peuvent être la conséquence de la présence de fluides aqueux ou de zones de fusion partielle.

Enfin, le bloc Qiangtang présente une anisotropie qui semble localisée en croûte moyenne, ce qui est en accord avec les résultats précédents de Shapiro et al. (2004).

L'étude du rapport V_p/V_s au niveau des "bright spots" pourrait permettre une détermination du type de phénomène à l'origine de ces zones à faible vitesse.

Un autre aspect intéressant serait de pouvoir obtenir une fonction récepteur moyenne sous chacun des grands blocs pour obtenir un modèle de vitesses absolues avec les interfaces profondes pour chacun de ces blocs.

Une validation de ce travail pourrait être réalisée en utilisant les données des ondes de surface créées par les séismes. Cette étude permettrait par la même occasion, d'étudier le signal à de plus grandes périodes et ainsi d'imager la lithosphère entière.

5 Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Jérôme Vergne d'avoir encadré ce stage et de l'avoir rendu encore plus passionnant. Je remercie Nikolai Shapiro d'avoir accepté de me co-encadrer et d'avoir soumis des idées enrichissantes pour ce stage. Un grand merci à John Nabelek qui m'a autorisé à travailler sur les données HiClimb. Merci à l'équipe de Géodynamique et au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure pour l'accueil chaleureux que j'ai reçu. Merci à Georges pour avoir accepté de me transmettre ses résultats d'imagerie aux fonctions récepteurs, ainsi que d'être si disponible, Merci à Arnaud pour sa disponibilité lors des problèmes informatiques et sa grande connaissance de Matlab. Merci à mes collègues de bureau, de couloir, de quartiers, pour tous les bons moments passés ensemble. Enfin, Merci à ma Maman, Aurélie, Emilie et Emilie pour leur soutien si important pour moi.

Références

- Avouac, J., & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895-898.
- Beaumont, C., Jamieson, R., Nguyen, M., & Medvedev, S. (2004). Crustal channel flows : 1. numerical models with applications to the tectonics of the himalayan-tibetan orogen. *J. Geophys. Res.*, 109.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., et al. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. (*Geophys. J. Int.*)
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299, 547-549.
- Cho, K. H., Herrmann, R. B., Ammon, C. J., & Lee, K. (2007). Imaging the upper crust of the korean peninsula by surface-wave tomography. *Bull. Seism. Soc. of America*, 97(1B), 198-207.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., Rosny, J. D., Tourin, A., Campillo, M., et al. (2003). Recovering the green's function from field-field correlation in an open scattered medium. *J. Acous. Soc. Am.*, 113, 2973-2976.
- Dewey, J., Shackleton, R., Chang, C., & Sun, Y. (1988). The tectonic evolution of the tibetan plateau. *Phil. Trans. Soc. Lon.*, 327A, 379-413.
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advan. Geophys.*, 5, 53-92.
- Herrmann, R. (2007). www.eas.slu.edu/people/rbherrmann/computerprograms.html; Q
- Herrmann, R., & Ammon, C. (2002). *Computer programs in seismology - 3.30 : surface waves, receiver functions and crustal structure*.
- Hetényi, G., Cattin, R., Vergne, J., Nabelek, J., & Pandey, M. (n.d.). The shape of the ganges basin and its implication for the effective elastic thickness of the india plate.
- Hetényi, G. (2007). *Imagerie et modélisation de la collision inde-asie*. Unpublished doctoral dissertation, Ecole Normale Supérieure de Paris.
- Hetényi, G., Cattin, R., Vergne, J., & Nabelek, J. (2006). The effective elastic thickness of the india plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modeling. *Geophys. J. Int.*, 167, 1106-1118.
- Julia, J., Ammon, C., Herrmann, R., & Correig, A. (2000). Joint inversion of receivers function and surface waves dispersion observations. *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., & Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse fields. *Appl. Phys. Lett.*, 95.
- Larose, E., Khan, A., Nakamura, Y., & Campillo, M. (2007). Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise. *Poster A.G.U.*
- Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Buchin, B., Barmin, M., Ratnikova, L., et al. (1989). *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth* (N. M. Edited by V.I. Keilis-Borok Kluwer, Ed.).
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M., Townend, J., Savage, M., & Bannister, S. (2007). Ambient noise rayleigh wave tomography of new zealand. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Makovsky, Y., & Klemperer, S. (1999). Measuring the seismic properties of tibetan bright spots : Evidence for free aqueous fluids in the tibetan middle crust. *J. Geophys. Res.*
- Molnar, P. (1988). A review of geophysical constraints on the deep structure of the tibetan plateau, the himalaya and the karakoram, and their tectonic implications. *Phil. Trans. Soc. Lon.*, 326A, 33-87.
- Nelson, K., & al. (1996). Partially molten middle crust beneath southern tibet : Synthesis of project indepth results. *Science*, 274, 1684-1688.

- Ritzwoller, M., & Levshin, A. (1998). Surface wave tomography of Eurasia : group velocities. *J. Geophys. Res.*, 103, 4839-4878.
- Roux, P., Sabra, K., & Kuperman, W. (2005). Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 79-84.
- Roux, P., Song, H., & Kuperman, A. (2003). Time-reversal using ambient noise as a probe source. *J. Acoust. Soc. Am.*, 113.
- Sabra, K., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W., & Fehler, M. (2005). Surface wave tomography from microseism in southern California. *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- Shapiro, N., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- Shapiro, N., & Ritzwoller, M. (2005). High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615-1618.
- Shapiro, N., Ritzwoller, M., Molnar, P., & Levin, V. (2004). Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, 305.
- Tapponnier, P., Meyer, B., Avouac, J., Peltzer, G., Gaudemer, Y., Guo, S., et al. (1990). Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, 382-403.
- Vergne, J., & Nabelek, J. (2005). *Geometry and characteristics of the main Himalayan thrust revealed by the Hi-Climb seismological experiment.*
- Yang, Y., Ritzwoller, M., Levshin, A., & Shapiro, N. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.*, 168, 259-274.
- Yao, H., Hilst, R. van der, & Hoop, M. de. (2006). Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two station analysis : I. - phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, 166, 732-744.
- Yin, A., & Harrison, M. (2000). Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28, 211-280.
- Zhao, W., & Morgan, J. (1985). Uplift of Tibetan plateau. *Tectonics*, 4, 359-365.