

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PARTIE I : RAPPELS THEORIQUES

I. Notion de base en sismologie

I.1. La sismologie

I.1.1. Les séismes

I.1.1.1. Définition d'un séisme

I.1.1.2. Mécanisme des séismes

I.1.1.3. Caractéristiques d'un séisme

I.1.1.4. Le télé-séisme

I.1.1.5. Distance épacentrale

I.1.1.6. Les types d'événements sismiques

I.1.1.7. La magnitude

I.1.2. Le sismomètre et le sismogramme

I.1.2.1. Le sismomètre

I.1.2.2. Le sismogramme

I.1.3. Les ondes sismiques

I.1.3.1. Les ondes de volumes

I.1.3.1.a. Les ondes P

I.1.3.1.b. Les ondes S

I.1.3.2. Les ondes de surface

I.1.3.2.a. Les ondes de Love

I.1.3.2.b. Les ondes de Rayleigh

I.1.4. L'atténuation des ondes

I.1.4.1. L'atténuation des ondes de volume

I.1.4.2. L'atténuation des ondes de surface

I.1.5. La structure interne de la Terre

I.2. La théorie du Receiver Function (RF)

I.2.1. Le calcul des « receiver functions »

I.2.1.1. La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel

I.2.1.2. La méthode de déconvolution de « Water-level »

I.2.2. La théorie de l'inversion

I.2.3. La rotation

I.2.4. La déconvolution

I.2.4.1. Théorie de la déconvolution

I.2.5. La théorie du filtre de Gauss

I.3. Situation géographique de la zone d'étude

II. Matériels et méthodes

II.1. Matériels utilisés

II.2. Méthodes

Comme on l'a montré, beaucoup d'événements ont été enregistrés pendant le premier trimestre de l'année 2010. La plus grande partie de ces événements présentait énormément de bruit. De ce fait, on a dû faire une sélection afin de trouver lesquelles pourront donner des résultats satisfaisants.

II.2.1. Acquisition des données et identification des événements

Madagascar connaît un réseau sismique composé des stations courtes périodes et d'autres stations longues périodes. Le paragraphe suivant décrit en détail ces stations.

II.2.1.1. Réseau sismique malagasy

II.2.1.2. Cas de la station d'étude « VOI »

II.2.2. Préparation des données

II.2.3. Conversion des données du format MiniSeed au format SEISAN

II.2.4. Calcul de la réponse instrumentale

II.2.5. Correction instrumentale

II.2.6. Conversion des fichiers de format SEISAN au format SAC

II.2.7. Insertion des informations dans l'en-tête (le header)

II.2.8. Synchronisation et rotation

II.2.8.1. Synchronisation

II.2.8.2. Rotation

II.3. Calcul des « Receiver Functions » et inversion

II.3.1. Calcul des « Receiver Functions »

II.3.2. Inversion

PARTIE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS

III.1. Résultats

III.2. Interprétations et Discussions

III.2.1. Interprétations

III.2.2. Discussions

CONCLUSION

Annexe 1 : Receiver functions calculés

Annexe 2 : Les fonctions de transfert

Annexe 3 : Déconvolution

Annexe 4 : Le paramètre de rai

Annexe 5 : Le Header

Annexe 6 : L'intercorrélation et l'autocorrélation

TABLE DES FIGURES :

Figure 1 : La carte mondiale des plaques tectoniques [13].....	4
Figure 3 : Distance épacentrale [15].....	6
Figure 4 : Arrivée des ondes de volume [16].....	10
Figure 5: Les différents milieux de propagation des ondes sismiques [17].....	10
Figure 6: Comportement des ondes P [17].....	11
Figure 7: Comportement des ondes S [17].....	12
Figure 8: Comportement des ondes de Love [17].....	13
Figure 9: Comportement des ondes de Rayleigh [17].....	14
Figure 10: Géométrie de propagation des ondes de surface.....	14
Figure 11: Identification des ondes de surface	15
Figure 12: Géométrie de la propagation de l'onde de volume [17].....	15
Figure 13: Variation de l'énergie pour les ondes de surface [17].....	16
Figure 14: Comportement d'une onde sur une surface discontinue [17].....	17
Figure 15: Les couches concentriques à l'intérieur de la Terre [18].....	18
Figure 16 : Mise en évidence des couches et des discontinuités à l'intérieur de la Terre [18].....	19
Figure 17: Domaines de propagation des ondes P et S [18].....	20
Figure18 : Composante horizontale synthétique [4].....	23
Figure 19: Caractéristiques des pics présents dans les RF [4].....	24
Figure 20: Signal appliqué par une déconvolution de « water-level » [2]	25
Figure 21: Les systèmes de rotation.....	26
Figure 22: Rotation des composantes sismiques.....	27
Figure 23: Carte de localisation de la région d'Ambalavao [9].	30

Figure 24: Coupe géologique schématique à travers le Bassin d'Ambalavao [9].....	31
Figure 25: Carte de la structure géologique de la zone se trouvant la station VOI.....	32
Figure 26: Positions des événements par rapport à la station.....	38
Figure 27: a, b et c représentent les tracés après avoir mis toutes les informations.....	44
Figure 28: d, e et f représentent les tracés des sismogrammes après avoir fait la rotation.....	47
Figure 29 : Modèle initial.....	48
Figure 30 : Modèle de référence.....	49
Figure 31: « Receiver functions » observés et calculés des trois événements.....	50
Figure 32: Caractéristiques des vitesses de cisaillement des trois événements.....	51
Figure 33: La moyenne des vitesses de cisaillement des trois événements.....	52
Figure 34: Caractéristiques des vitesses de l'onde P des trois événements.....	53
Figure 35: La moyenne des vitesses de l'onde P des trois événements.....	54
Figure 36: Variations de la densité au dessous de la station VOI.....	55
Figure 37: La moyenne des densités des couches pour les trois événements.....	56

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Tableau donnant quelques valeurs de la largeur du filtre et celle de la pulsation.....	29
Tableau 2 : Les différentes roches existantes sur les cinq zones proches de la station VOI.....	32
Tableau 3 : Coordonnées des stations.....	35
Tableau 4 : Caractéristiques des trois événements.....	36
Tableau 5 : Valeurs du de rayon pour chaque événement.....	49
.....	56
Tableau 6 : Caractéristiques des couches se trouvant sous la station VOI.....	57
Tableau 7 : Modèle de vitesse de la partie centrale de Madagascar d’après RAMBOLAMANANA (1997)	58

LISTE DES ABREVIATIONS

SIAL: Silicium + aluminium

SIMA: Silicium + Magnésium

Moho: Mohorovicic

RF: Receiver function

ITDD: Iterative Time-domain Deconvolution

GSAC : Generic Seismic Application Coding

GMT : Generic Mapping Tool

CPS : Computer Programm in Seismology

SAC : Seismic Analysis Code

IOGA : Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarive

INTRODUCTION

Des événements télésismiques situés à des distances épicentrales allant de 4000 à 7000 kilomètres ont été enregistrés pendant le premier trimestre de l'année 2010 par des stations sismiques large bande installées à Madagascar, notamment FOMA, ABPO et VOI.

Ces événements sont des tremblements de terre produits dans différentes régions de l'océan indien et dans d'autres zones éloignées de la grande île.

Les ondes sismiques générées par ces tremblements de terre ont joué un rôle important pour étudier la structure en dessous de la station VOI. Cette station sismique se situe à Besoa, dans la région de la haute Matsiatra du district d'Ambalavao de la province de Fianarantsoa dans le sud-est de Madagascar.

Pour cela, nous avons effectué des études pour obtenir une large connaissance sur la structure se trouvant sous cette station en utilisant une méthode bien connue sous le nom de « receiver function Analysis ».

La caractérisation d'une structure détaillée en dessous de la station sismique est le but de cette étude dans laquelle cette nouvelle technique puissante cherche à obtenir des informations sur les discontinuités de la croûte et du manteau supérieur en dessous de la station sismique à trois composantes.

De ce fait, pour estimer un meilleur modèle, nous allons utiliser la technique de l'inversion des « receiver functions » en considérant les ondes de volume, en particulier les ondes P des événements télésismiques enregistrés par cette station large bande.

Les données sismiques enregistrées contiennent des informations relatives à la source, c'est-à-dire du séisme, à l'effet de la propagation des ondes à travers le manteau et à la structure locale en dessous du site d'enregistrement.

« Receiver function analysis » vise à enlever l'information relative à la source et celle liée à la propagation des ondes à travers le manteau afin que l'ensemble des données finales appelées « receiver function » contienne seulement les informations de la structure locale en dessous de la station considérée.

Ceci est réalisé par déconvolution de la composante verticale du sismogramme laquelle enlève les parties communes des composantes, à savoir les informations de la source et celles du trajet auquel les ondes ont traversé. Après cette déconvolution, les « receiver functions » sont simplifiées pour être une réponse impulsionnelle de la structure au dessous du récepteur, produite par l'onde P plane qui engendre des ondes P et S réfractées et réfléchies.

En sachant que la vitesse de l'onde S est plus sensible à la variation verticale à l'intérieur de la Terre, les « receiver functions » seront employées de façon extensive pour étudier la vitesse de l'onde S au niveau de la croûte et du manteau supérieur. Ceci nous donnera une bonne estimation sur la structure locale au dessous de la station sismique VOI, après avoir calculé les réponses instrumentales et effectué les

corrections instrumentales à partir du logiciel SEISAN et en faisant l'inversion sur ces formes d'ondes en utilisant le logiciel Computer Program in Seismology.

Cependant, pour la suite de notre étude, nous allons en premier temps montrer les rappels théoriques. Dans cette première partie, nous aurons les notions de base en sismologie, ensuite, nous verrons la théorie du « receiver function » et enfin la situation géographique de la zone d'étude.

Dans un deuxième temps, nous présenterons les traitements de données. Cette deuxième partie donnera les matériels utilisés ainsi que les méthodes effectuées afin de réaliser notre étude.

Enfin, la dernière partie nous fournira les résultats obtenus après notre étude ainsi que les interprétations nécessaires.

PARTIE I : RAPPELS THEORIQUES

I. Notion de base en sismologie

I.1. La sismologie

La sismologie est l'étude des séismes et, pour les plus forts d'entre eux, les tremblements de terre. Elle étudie généralement la propagation des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre. Ces ondes sismiques sont générées, soit par un tremblement de terre, soit par des événements provoqués (le cas d'une explosion). Ces ondes produites par les séismes sont enregistrées par des stations sismiques installées de part et d'autre de la planète.

L'analyse de cette propagation permet à la sismologie de déterminer la structure de l'intérieur de la Terre. Ces ondes sismiques portent des informations sur les séismes et sur les propriétés mécaniques de la structure terrestre, c'est-à-dire, les différents trajets auxquels ces ondes ont traversés, du foyer à la station. Ces ondes sont de deux types :

- les ondes de volume
- les ondes de surface

La combinaison des enregistrements des séismes, en de nombreux points de la planète, offre aujourd'hui une banque de données qui a permis non seulement de mieux comprendre les séismes, leurs conséquences et leurs origines, mais aussi de comprendre la structure interne de la planète afin d'établir un modèle de répartition interne de ces propriétés mécaniques, formant des couches concentriques.

I.1.1. Les séismes

I.1.1.1. Définition d'un séisme

Un séisme est une libération soudaine d'énergie qui se produit à l'intérieur de la terre et qui peut provoquer des dégâts considérables à cause des ondes élastiques qui se propagent depuis le foyer jusqu'à n'importe quel point de la surface.

I.1.1.2. Mécanisme des séismes

La croûte terrestre est formée par sept grandes plaques et d'autres plus petites. Ces plaques sont connues sous le nom de plaques tectoniques. Les plaques ne sont pas immobiles, elles se déplacent à des vitesses allant de 1-2 cm/an pour les plaques les plus lentes et jusqu'à 6-7 cm/an pour celles les plus rapides, et elles ne se déplacent pas toutes dans le même sens, sinon qu'elles peuvent le faire en sens opposés.

Le mouvement des plaques provoque des tensions, faisant que celles-ci s'accumulent jusqu'à un point où la résistance de la croûte ne peut plus supporter la tension et elle se casse.

Au moment où a lieu cette rupture, l'énergie qui s'était accumulée se libère soudainement sous forme d'ondes qui se propagent dans toutes les directions en produisant une secousse du terrain. La rupture se propage le long d'une faille dont les dimensions varient selon la magnitude du séisme. Les zones où se produisent le plus de séismes sont les limites de plaques voir figure 1.



Figure 1 : La carte mondiale des plaques tectoniques [13]

I.1.1.3. Caractéristiques d'un séisme

Les caractéristiques d'un séisme sont :

- Le foyer ou hypocentre : c'est le lieu où se produit la rupture et qui a créé la première onde sismique; en d'autre terme, c'est là où l'énergie se libère. Les foyers sont localisés dans la lithosphère, entre la surface et une profondeur de 700Km. Il est à noter que la localisation du foyer s'exprime par sa longitude, sa latitude et sa profondeur.
- L'épicentre : c'est le point situé en surface immédiatement au-dessus du foyer.
- La puissance : comme son nom l'indique, c'est la puissance du tremblement de terre et elle s'appelle la magnitude.

La figure 2 de la page suivante nous décrit les deux premières caractéristiques d'un séisme.

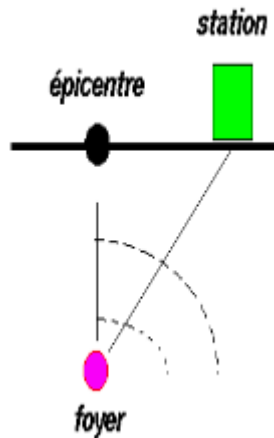


Figure 2: Position de l'épicentre par rapport au foyer [14]

Cependant, on peut distinguer quatre différents types de séisme :

- Les séismes tectoniques : ce sont les plus fréquents et les plus dévastateurs. Ces séismes se répartissent aux limites des plaques et se situent à des profondeurs égales en moyenne 300Km.
- Les séismes volcaniques : ils sont le résultat de l'accumulation du magma dans un volcan.
- Les séismes artificiels : ce sont les séismes provoqués par des activités humaines telles que l'extraction (ou l'injection) de fluide dans le sous-sol (le gaz ou le pétrole), l'exploitation de mines ou de carrières, l'affaissement des mines, la mise en eau d'un barrage ou encore une explosion nucléaire.
- Les séismes d'effondrement : Ces séismes sont très rares, ils se produisent lors de l'effondrement du plafond ou d'un « mur » d'une cavité souterraine. Leur puissance est très faible en comparaison à d'autres séismes tels que les tectoniques. Ce type de séismes peut se produire sur toute la surface du globe.

I.1.1.4. Le télé-séisme

C'est un séisme dont la distance épicentrale est supérieure à 30° environ, c'est-à-dire plus de 3000km

I.1.1.5. Distance épicentrale

C'est la distance séparant l'épicentre d'un séisme et la station à laquelle le séisme a été enregistré. Cette distance est donnée en degré dans le cas d'un séisme téléseismique. Ceci est illustré par la figure 3 suivante.

distance épicentrale- foyer, épicentre, réseau sismologique
exprimée en Km ou en ° (en surface 1°= 111,105 km)

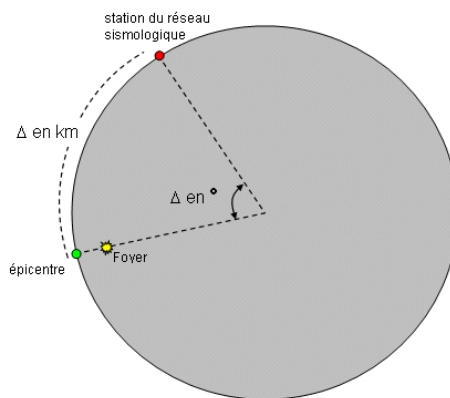


Figure 3 : Distance épicentrale [15]

Avec :

Δ : distance épicentrale exprimée en Km ou en degré.

I.1.1.6. Les types d'événements sismiques

En étude sismique, il existe trois types d'événement qui sont :

- Les événements locaux
- Les événements régionaux
- Les événements téléseismiques.

Ceux-ci sont caractérisés par des distances épicentrales beaucoup plus grandes. Et dans cette présente étude, on utilisera ces genres d'événement.

I.1.1.7. La magnitude

La magnitude d'un séisme est l'énergie emmagasinée puis relâchée au moment du séisme. Elle est calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer d'un tremblement de terre et de pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle de l'échelle de Richter.

Elle est donnée par la relation suivante:

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

Avec A , l'amplitude maximale mesurée sur un sismogramme enregistré par un sismographe.

$\log A_0$ est le logarithme d'amplitude de référence.

De plus, la magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. Par contre l'intensité d'un séisme, elle, est associée au lieu d'observation. C'est pour cela qu'on peut parler de deux types d'échelles les plus utilisées :

- L'échelle de Richter : elle donne l'énergie dégagée lors du séisme.
- L'échelle de Mercalli : elle est liée uniquement à l'intensité du séisme. Cette intensité est déterminée par l'ampleur des dégâts causés par le séisme et la perception qu'a eue la population au séisme.

La table de la page suivante nous donne la classification des séismes, l'intensité et ainsi que la magnitude enregistrée lors d'un séisme.

ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE MERCALLI	MAGNITUDE À L'ÉCHELLE RICHTER
I Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
II Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
VI Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	
VII La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
X Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	
XII Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	9

D'après le site <http://www.futura-sciences.com/>

I.1.2. Le sismomètre et le sismogramme

I.1.2.1. Le sismomètre

Le sismomètre appelé aussi sismographe est un appareil mesurant l'activité sismique du sol lors d'un tremblement de terre.

Il se compose en général de :

- Capteur
- Amplificateur
- Transducteur
- Enregistreur

Il existe donc deux types de sismomètres :

- Les sismomètres dits « longue période » ou large bande appelés aussi sismographe Broadband. Leur période propre est centrée sur 20 ou 30 secondes. Ils détectent des basses fréquences entre 0.03 à 0.1Hz qui se propagent sur de grandes distances et peuvent être détectées loin du centre d'émission.
- Les sismomètres dits « courte période » dont la période propre est centrée approximativement sur une seconde. Ils détectent des hautes fréquences supérieures à 1Hz et qui se propagent sur des distances beaucoup plus courtes.

I.1.2.2. Le sismogramme

Le sismogramme est l'enregistrement fait par le sismographe après un tremblement de terre. En d'autre terme, il est le tracé du séisme. C'est dans ce sismogramme où l'on trouve toutes les informations nécessaires concernant le séisme.

I.1.3. Les ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. Ces ondes peuvent traverser un milieu sans déformer constamment ce milieu. L'impulsion de départ va "propulser" des particules élémentaires, qui vont "propulser" d'autres particules et reprendre leur place. Ces nouvelles particules vont encore "propulser" les particules suivantes et reprendre encore leur place, ainsi le mouvement continue de cette manière jusqu'à ce que toute l'énergie de ces ondes soient atténuées. Les vibrations produites par un tremblement de terre se propagent dans toutes les directions. L'ensemble de ces ondes est enregistré par des sismomètres. Leurs amplitudes et leurs vitesses de propagation sont modifiées par les structures géologiques auxquelles ces ondes ont traversées ; ceci explique le fait que, les

enregistrements des signaux apportent des informations liées à la source, aux instruments de mesure et aux propriétés des milieux dans lesquels ces ondes ont traversés.

La vitesse de propagation des ondes P et des ondes S dépend des propriétés mécaniques de la matière traversée :

- Densité
- Température
- Etat (fluide ou solide)

La figure 4 suivante nous montre bien un sismogramme décrivant les arrivées des ondes P et des ondes S.

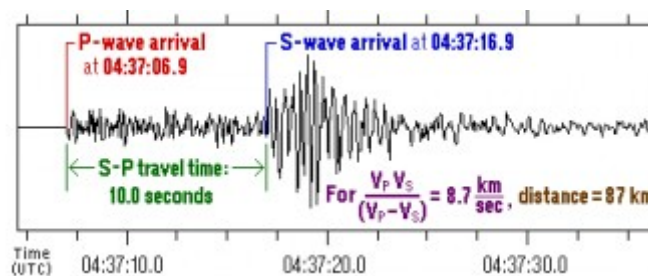


Figure 4 : Arrivée des ondes de volume [16]

A partir de cette figure on voit bien que la vitesse des ondes P est plus grande que celle des ondes S. Ceci s'explique au fait que ce sont les ondes P qui apparaissent en premier sur les sismogrammes.

Après un tremblement de terre, les agitations se déplaçant sous forme d'ondes, parcourent la Terre et fournissent des informations importantes sur sa structure. Les ondes de volume se répandent à l'intérieur du globe par contre les ondes de surface se propagent à la surface de la terre. Pour avoir une perception sur les différents trajets que ces ondes se propagent, observons la figure 5.

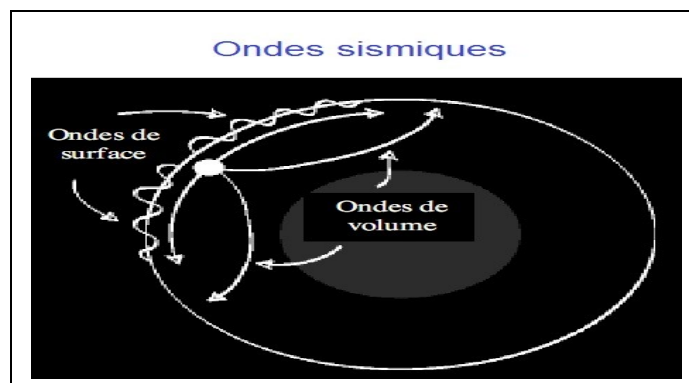


Figure 5: Les différents milieux de propagation des ondes sismiques [17]

I.1.3.1. Les ondes de volumes

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur.

Ces ondes sont composées par les ondes P et les ondes S. Ils ont comme vitesses :

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

Où λ et μ sont les paramètres élastiques. ρ est la masse volumique

I.1.3.1.a. Les ondes P

Les ondes P ou ondes primaires sont appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successive ce qui provoque un changement de volume et s'effectue parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides avec une vitesse environ 6 km/s près de la surface, et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre. Ce type d'onde comprime et étire alternativement les roches. On l'enregistre bien sur la composante verticale du sismomètre. La figure 6 suivante illustre bien la structure et le mode de déplacement de l'onde P.

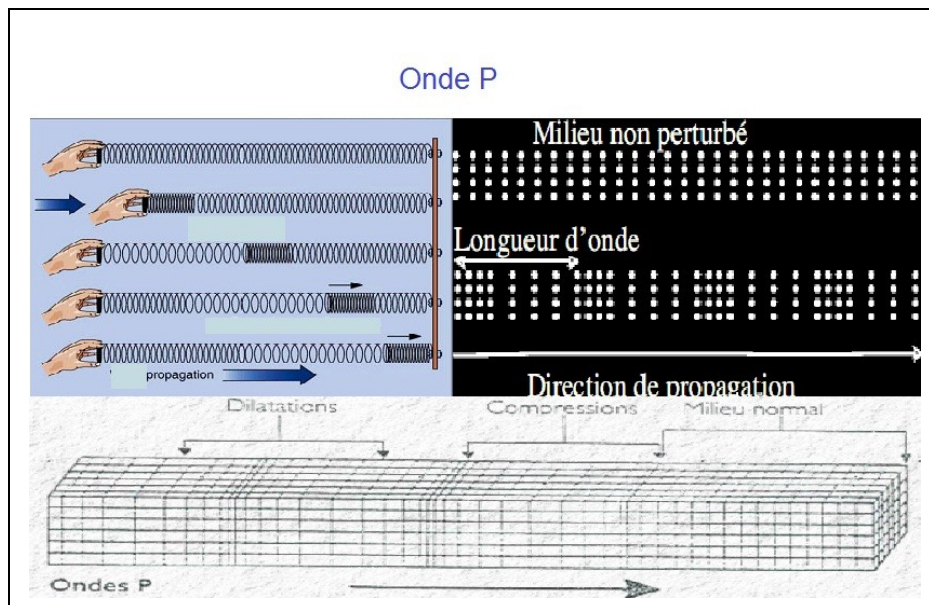


Figure 6: Comportement des ondes P [17]

I.1.3.1.b. Les ondes S

Les ondes S ou ondes secondaires sont aussi appelées ondes de cisaillement ou ondes transversales. La propagation se fait par cisaillement. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Ces ondes à la différence des ondes P, ne provoquent pas un changement de volume. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes. La figure 7 montre ce type d'onde.

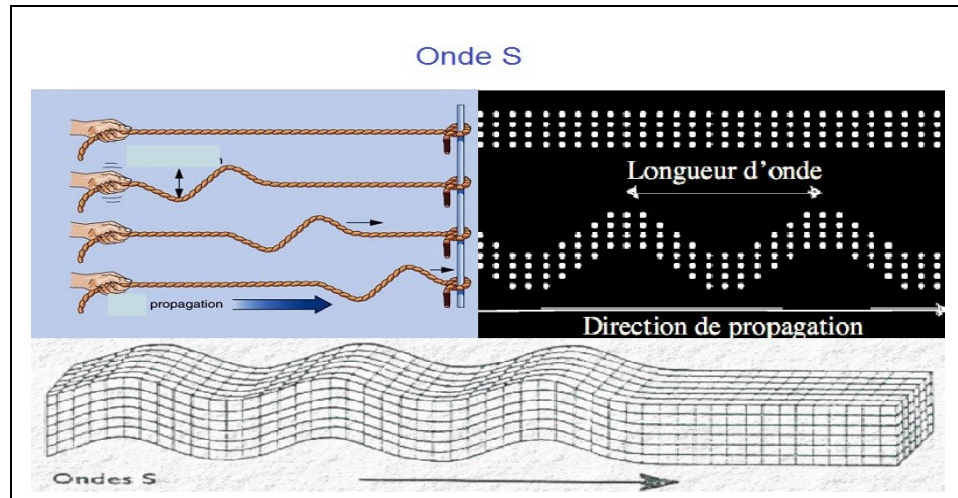


Figure 7: Comportement des ondes S [17]

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme. Les ondes de volume se propagent un peu comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau-noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

I.1.3.2. Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées au niveau de la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume P et S et leur amplitude est généralement plus forte. Les ondes de surface sont des ondes de périodes plus longues qui arrivent après les ondes de volume. Ces ondes se propagent le long de la surface dont leur énergie est concentrée près de la surface de la terre. Cette énergie se propage à deux dimensions et diminue avec la distance r de la source approximativement comme r^{-1} alors que l'énergie des ondes de volume se propagent à trois dimensions et se délabrent approximativement comme r^{-2} .

Ainsi, à des grandes distances de la source, les ondes de surface sont importantes dans le sismogramme. Ces ondes sont de deux types :

- les ondes de Love
- les ondes de Rayleigh.

I.1.3.2.a. Les ondes de Love

Les ondes de Love sont proches de l'onde S mais elles sont en surface et elles n'ont pas de composante verticale. Elles déplacent le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation. La figure 8 montre la structure et le mode de déplacement de l'onde de Love.

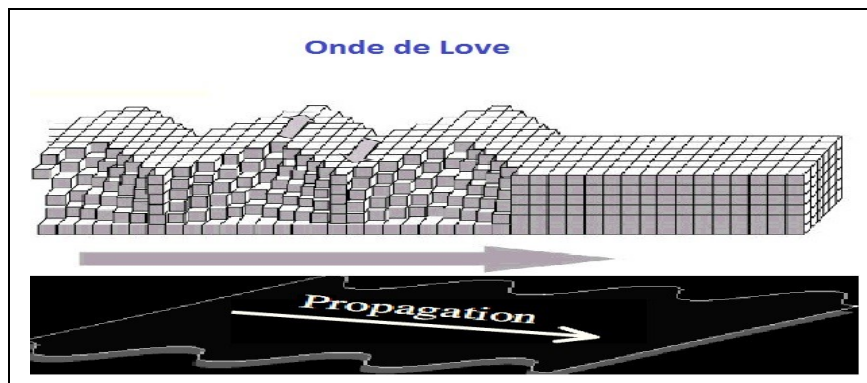


Figure 8: Comportement des ondes de Love [17]

Ces ondes existent à cause de l'interférence des ondes réfléchies aux interfaces entre les couches. Ce qui montre qu'une seule couche ne produit en aucun cas des ondes de Love.

I.1.3.2.b. Les ondes de Rayleigh

Les ondes de Rayleigh sont plus analogues aux vagues des océans. Les particules issues de ces ondes suivent des trajectoires elliptiques ce qui est montré dans la figure 9.

Le déplacement des particules est à la fois horizontal et vertical. Les vibrations engendrées par cette onde durent plusieurs minutes.

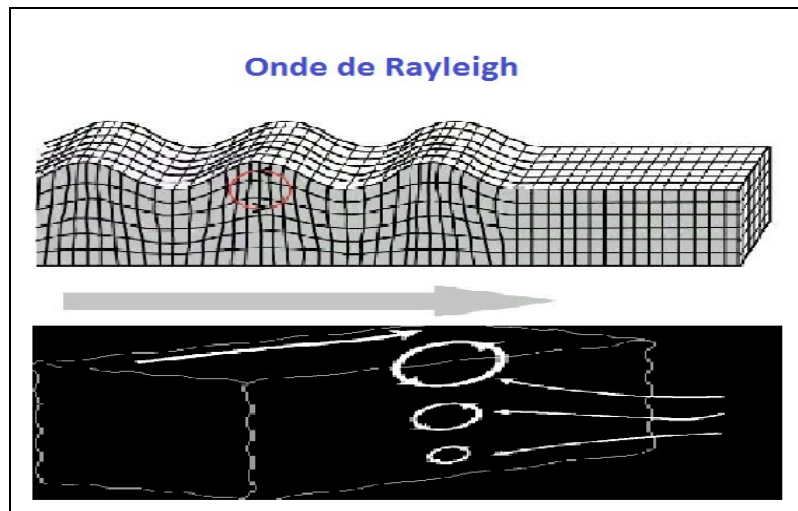


Figure 9: Comportement des ondes de Rayleigh [17]

Ces ondes existent à cause de la surface libre, même pour une seule couche. Elles sont la combinaison entre les ondes P et SV.

Les ondes de surface se propagent de la source au récepteur. Les ondes de Love arrivent au niveau de la composante transversale par contre celles de Rayleigh sont captées par les composantes radiale et verticale. Pour illustrer ceci, voyons la géométrie de propagation des ondes de surface de la source au récepteur figure 10.

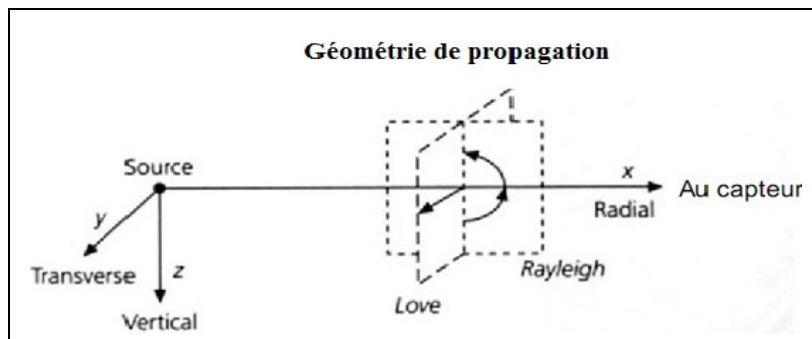


Figure 10: Géométrie de propagation des ondes de surface

Dans cette géométrie usuelle de la propagation des ondes de surfaces dans le plan x-z, le déplacement de l'onde de Rayleigh est dans ce plan et le déplacement de l'onde de Love est parallèle à l'axe y. De ce fait, observons la figure 11 pour voir comment les ondes de surfaces se présentent dans un sismogramme après enregistrement du séisme par une station sismique.

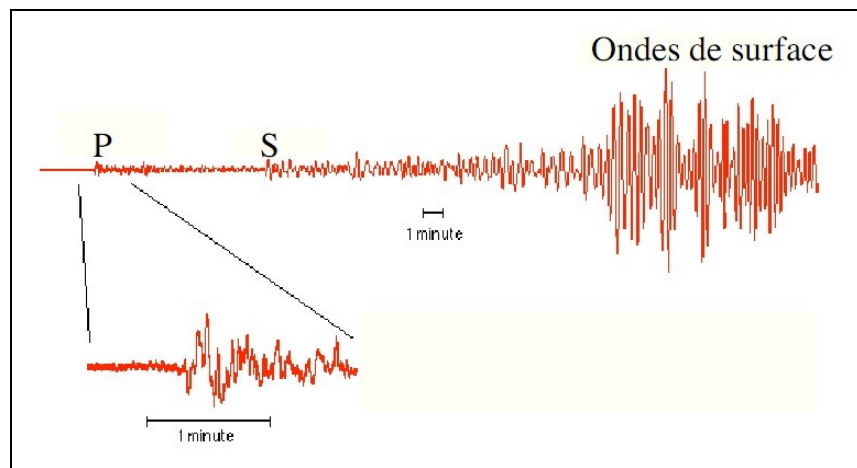


Figure 11: Identification des ondes de surface

Cet enregistrement a été fait à Boston Massachusetts

Une différence importante entre les ondes de surface et les ondes de volume est le degré d'atténuation. Les ondes de surface peuvent circuler le globe pendant beaucoup de temps après un tremblement de terre.

I.1.4. L'atténuation des ondes

I.1.4.1. L'atténuation des ondes de volume

Les ondes de volume se propagent avec un front d'onde sphérique. L'énergie se conserve. La surface mise en mouvement au front croît en r^2 avec r la distance de la source, comme montre le schéma ci-après. Donc l'énergie de l'onde décroît en r^{-2} .

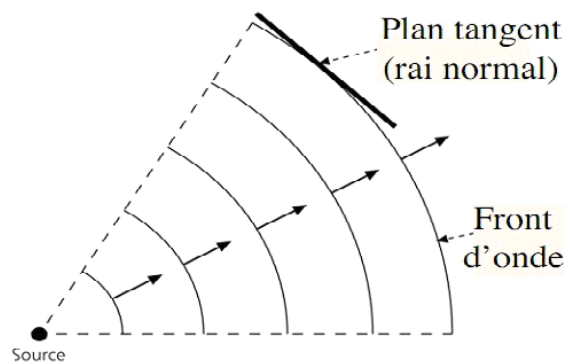


Figure 12: Géométrie de la propagation de l'onde de volume [17]

I.1.4.2. L'atténuation des ondes de surface

Cette atténuation est fonction de l'énergie. C'est-à-dire, si l'énergie des ondes s'atténue complètement, cela montre que toutes les ondes sont atténuées.

Le front d'onde est une ligne dont la longueur est proportionnelle à r . l'énergie varie donc en $1/r$. D'après la figure 13 suivante, on a la relation $r = a \sin \Delta$ (3)

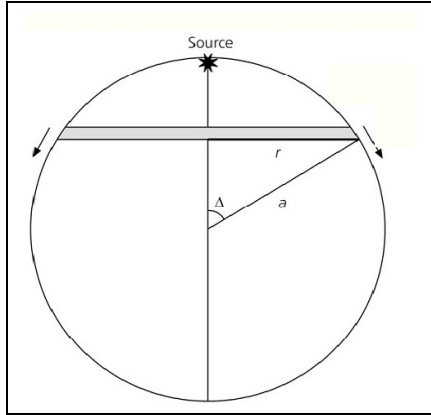


Figure 13: Variation de l'énergie pour les ondes de surface [17]

Ici on a moins d'atténuation que pour les ondes de volume qui sont les plus dangereuses.

Donc pour $\Delta = 90^\circ$, r est maximum et l'énergie est minimum.

Par contre, pour $\Delta = 0$ ou 180° , r est minimum et l'énergie est maximum.

I.1.5. La structure interne de la Terre

Lors d'un séisme, les ondes sismiques se propagent dans toutes les directions.

Quand une onde atteint une discontinuité, c'est-à-dire une frontière séparant deux milieux de propriétés physiques différentes, l'onde se réfracte ou se réfléchit.

Ces ondes fournissent des informations nécessaires pour la connaissance de la structure interne de la Terre. La figure 15 suivante décrit une onde sismique réfléchie ou réfractée lorsqu'elle heurte une discontinuité à l'intérieur de la Terre.

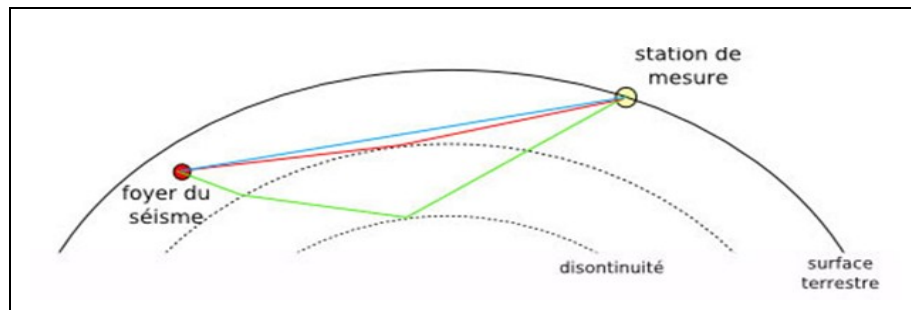


Figure 14: Comportement d'une onde sur une surface discontinue [17]

Les études faites après enregistrement de ces ondes par les sismographes mettent en évidence des différentes discontinuités à l'intérieur de la Terre. Elles montrent aussi que la Terre est formée de couches concentriques.

L'intérieur de la Terre est composé de trois grandes enveloppes :

- La croûte
- Le manteau
- Le noyau.

La croûte appelée aussi l'écorce représente 2% du volume et elle est solide. Cette couche est composée par la croûte continentale (SIAL c'est-à-dire silicium + aluminium) et la croûte océanique (SIMA, silicium + magnésium). La croûte continentale connaît une densité moyenne égale à 2.7gm/cm^3 . C'est ici où se forment les plaines continentales et les montagnes. Par contre la croûte océanique a une densité moyenne égale à 3.2gm/cm^3 .

Ensuite, vient le manteau qui représente le plus grand volume 81%. Ce manteau est constitué à son tour par le manteau inférieur solide et le manteau supérieur essentiellement en plastique mais dont la partie tout à fait supérieure est solide.

Enfin le noyau. Il se trouve au centre et occupe 17% du volume terrestre. Il est divisé en noyau interne solide et un noyau externe liquide. Ce noyau est constitué de fer et de nickel.

La figure 16 nous montre bien la disposition de ces couches de la surface de la Terre à l'intérieur.

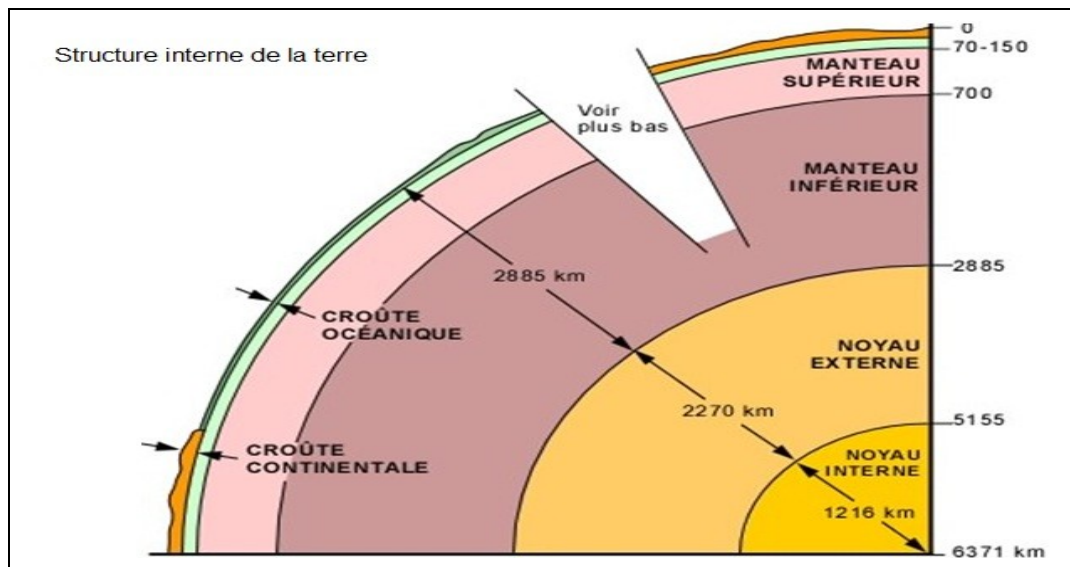


Figure 15: Les couches concentriques à l'intérieur de la Terre [18]

Deux discontinuités importantes séparent croûte, manteau et noyau: la discontinuité de Mohorovicic (Moho) qui marque un contraste de densité entre la croûte terrestre et le manteau, et la discontinuité de Gutenberg qui marque aussi un contraste important de densité entre le manteau et le noyau. Une troisième discontinuité sépare noyau interne et noyau externe, la discontinuité de Lehmann. Pour mettre en évidence les couches ainsi que leurs discontinuités, observons la figure 16 de la page suivante.

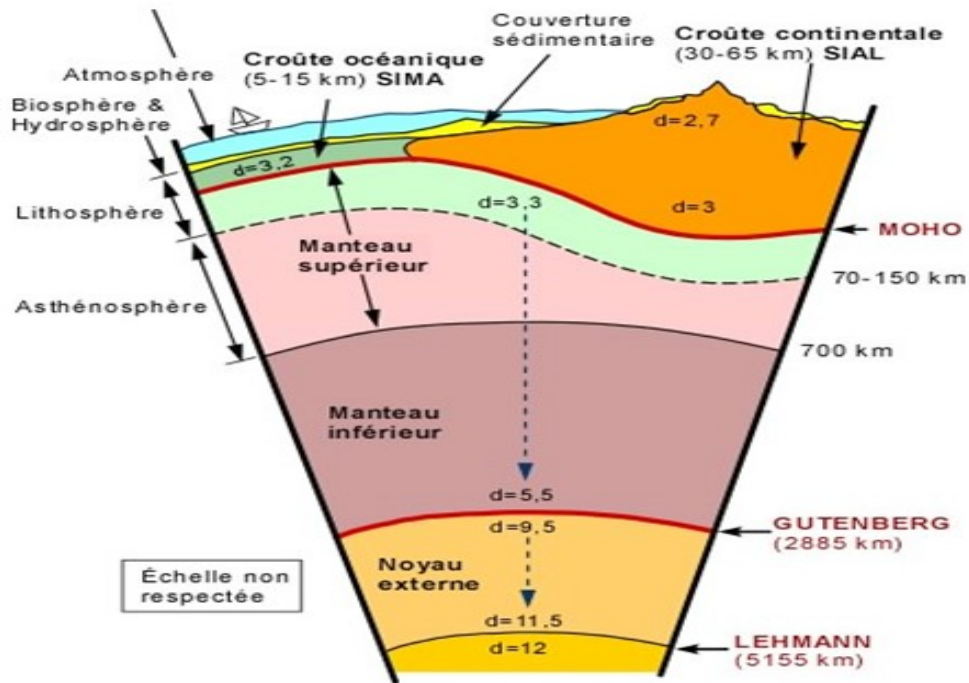


Figure 16 : Mise en évidence des couches et des discontinuités à l'intérieur de la Terre [18]

Il est à noter que la couche plastique du manteau supérieur est appelée asthénosphère, alors qu'ensemble, les deux couches solides qui la surmontent, soit la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre, forment la lithosphère.

La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont été déterminés à partir de l'étude du comportement des ondes sismiques après un séisme. Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides ainsi que les gaz. Par contre les ondes S se propagent seulement dans les solides. La figure 17 de la page suivante nous définit les domaines de propagation de chaque type d'onde.

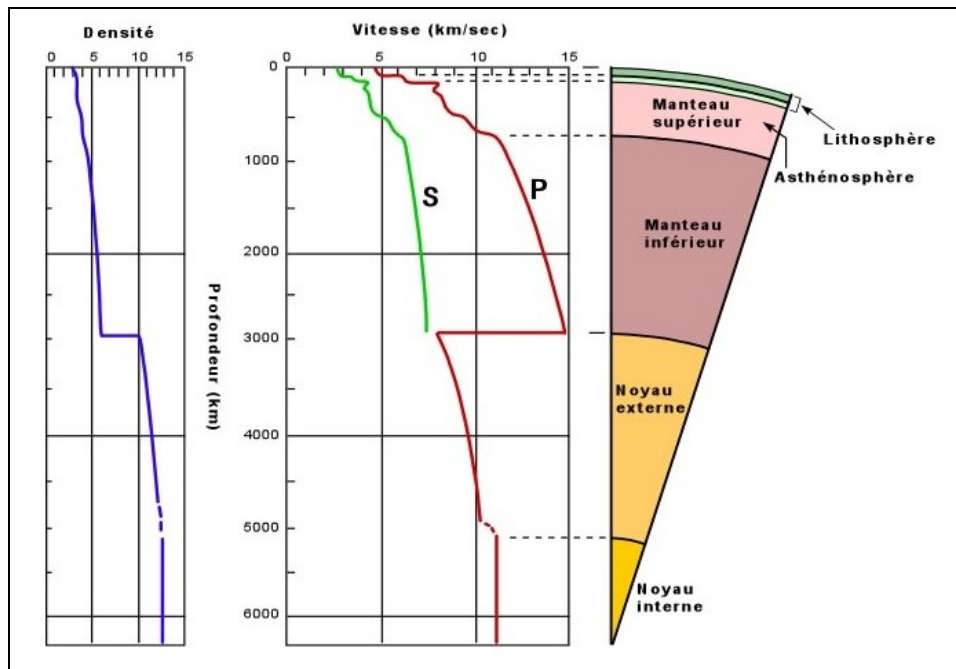


Figure 17: Domaines de propagation des ondes P et S [18]

Ces études montrent aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

La brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau montre qu'on passe d'un milieu solide, le manteau inférieur, à un milieu liquide qui est le noyau externe. L'augmentation régulière de la vitesse des ondes P et S dans le manteau signifie un accroissement de densité du matériel à mesure qu'on s'enfonce dans ce manteau. La baisse immédiate de la vitesse des ondes P au contact manteau-noyau est liée au changement d'état de la matière (du solide au liquide), mais les vitesses relatives continuent d'augmenter, indiquant une augmentation des densités. Plus en détail, au contact lithosphère-asthénosphère, on note une légère chute des vitesses de propagation des ondes P et S correspondant au passage d'un matériel solide (lithosphère) à un matériel plastique (asthénosphère).

I.2. La théorie du Receiver Function (RF)

Par définition les RF sont définies comme étant une série temporelle de mouvements de compression dans les limites de coda de l'onde P du séisme. La détermination d'une structure détaillée de la croûte et du manteau supérieur est parmi les objectifs du géophysicien. Le RF a pour but d'obtenir des informations sur les discontinuités dans la lithosphère c'est-à-dire le Moho et le manteau supérieur qui se situe à une très grande profondeur à partir des trois composantes d'une station sismique.

L'aspect fondamental de cette méthode est qu'une partie des ondes P incidentes à une discontinuité dans le manteau supérieur ou dans la croûte est convertie en onde S (Ps) qui arrive à la station après l'onde directe P. L'onde P incidente est enregistrée au niveau de la composante verticale alors que les ondes Ps sont enregistrées par la composante radiale.

De ce fait, cette méthode cherche à supprimer la phase de conversion de P en S se trouvant dans le coda de l'onde P afin de calculer le « receiver function ».

Donc pour enlever cette phase de conversion, chaque sismogramme doit subir une rotation. Ensuite, afin de calculer les « Receiver Functions », la déconvolution doit être parfaitement utilisée.

1.2.1. Le calcul des « receiver functions »

Pour le calcul des « receiver functions », plusieurs méthodes ont été considérées. Ces méthodes doivent utiliser des programmes de déconvolution. Ces derniers doivent être réalisés soit dans le domaine temporel, soit dans le domaine fréquentiel. Ici on a choisi le domaine temporel car celui-ci facilitera les applications dans le logiciel CPS. De ce fait, dans ce domaine temporel, on a utilisé la méthode de « iterative time-domain deconvolution ou ITDD » qui est la méthode itérative de déconvolution. Celle-ci est décrite dans le paragraphe suivant.

1.2.1.1. La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel

Cette méthode connue sous le nom de « iterative time-domain deconvolution ou ITDD » de Kikuchi et Kanamori (1982) [1] est utilisée pour évaluer les fonctions temporelles d'une source sismique se trouvant à une très grande distance de la station. Cette méthode du domaine temporel a plusieurs qualités désirables, telles que la contrainte sur la forme spectrale aux longues périodes. Ceci est fructueux pour l'analyse des « receiver functions », car cela vient d'une simplicité de l'information venant du signal original, qui rassemble toutes les caractéristiques les plus importantes, et qui fait l'extraction en détails (Ligorria et Ammon, 1999) [2]. Cette méthode conduit aussi à la formation de pics successifs en éliminant le problème des larges creux en utilisant la méthode de « water-level » du paragraphe suivant.

De ce fait, nous allons utiliser la procédure de l'égalisation de la source pour l'estimation des « receiver functions » qui a été proposée et discutée par Langston(1979) [3]. Dans cette procédure, les trois

composantes de la réponse sismique à une station réceptrice quelconque causée par l'incidence d'une onde plane P, $D(t)$, peuvent être théoriquement représentée dans le domaine temporel (« time domain ») par :

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t)*S(t)*E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t)*S(t)*E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t)*S(t)*E_T(t) \end{aligned} \quad (4)$$

Où les indices V, R et T indiquent respectivement les composantes verticale, radiale et transversale.

$I(t)$ décrit la réponse impulsionnelle de l'instrument d'enregistrement qui est le sismogramme.

$S(t)$ représente la fonction sismique de la source.

$E(t)$ est la réponse impulsionnelle de la structure locale de la terre.

Les astérisques représentent l'opérateur de convolution.

La réponse instrumentale est considérée comme étant la même pour les trois composantes.

La composante radiale de la réponse du sol, E_R contiendra toute l'énergie des conversions de P à S.

Quand à la composante tangentielle E_T , elle est une indication utile des déviations de l'horizontal, disposition de la croûte.

On peut ainsi dire que $E(t)$ représente le « receiver function », et on voit alors que pour l'obtenir complètement on doit enlever $I(t)$ et $S(t)$.

Alors pour obtenir le « receiver function », on doit d'abord enlever la réponse instrumentale dans les sismogrammes. Ensuite, enlever les effets de la source et des trajets des rais dans le sol. Et enfin, après avoir obtenu le « receiver function », on peut alors faire les inversions à l'aide d'un modèle original afin d'avoir le modèle de structure en dessous de la station d'enregistrement.

La méthode ITDD cherche à minimiser l'erreur entre le sismogramme horizontale observée et synthétique celle créée par la convolution des « receiver function » estimés et le sismogramme vertical, ainsi isolant les phases de conversions de P en S, en éliminant les bruits possibles.

Cette méthode utilise la méthode de cross-correlation appelée aussi intercorrélacion. C'est-à-dire, pour une onde P observée, en considérant que $z(t)$ est la composante verticale et $h(t)$ la composante horizontale, l'intercorrélacion entre les composantes horizontale et verticale est donnée par :

$$r_{zh}(t') = \int_0^{\infty} z(t)h(t+t')dt \quad (5)$$

Cette formule est utilisée pour estimer le premier et le plus large pic des « receiver functions ».

L'amplitude maximum de r_{zh} est équivalente au coefficient de conversion de Ps multipliée par l'amplitude de l'onde P direct au carré (P^2). Si la composante verticale est autocorrélée, un pic sera produit au temps zéro. L'autocorrélacion de la composante verticale est donnée par :

$$r_z(t') = \int_0^{\infty} z(t)z(t+t')dt \quad (6)$$

Après avoir effectué l'intercorrélation et l'autocorrélation, le filtre de Wiener est appliqué voir annexe 3. La valeur maximale de cette fonction $\max r_z$, est la valeur de l'amplitude de l'onde directe P au carré. Les équations (5) et (6), par conséquent fournissent la première approximation de la conversion Ps pour les pics successifs des « receiver functions » et peuvent être représentées par la fonction $r(t)$. L'intercorrélation est donc employée ici comme une méthode de déconvolution itérative pour déterminer les arrivées de Ps. La seconde conversion Ps est estimée en calculant d'abord une valeur pour la composante horizontale synthétique générée par le « receiver function » préalablement déterminé. Soit $h_s(t)$ la fonction qui représente la composante horizontale synthétique. Cependant, $h_s(t)$ est donnée par la fonction :

$$h_s(t) = z(t)*r(t) \quad (7)$$

où * est l'opérateur de déconvolution et $r(t)$ est la première estimation du « receiver function ».

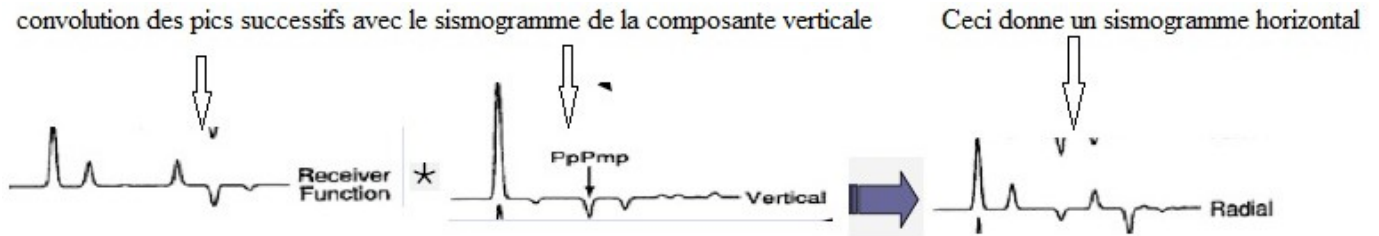


Figure18 : Composante horizontale synthétique [4]

La valeur synthétique pour la composante horizontale est soustraite de la composante horizontale de l'onde P pour supprimer le premier effet le plus significatif de la composante horizontale. La valeur différentielle pour la composante horizontale, $h_d(t)$ est obtenue. Ainsi,

$$h_d(t) = h(t) - h_s(t). \quad (8)$$

Cette valeur de $h_d(t)$ est substituée dans l'équation (5) de $h(t)$. Ce qui résulte est que, l'intercorrélation sera performée en utilisant la composante horizontale laquelle le premier effet significatif a été enlevé.

Ainsi, la plus grande valeur de la fonction intercorrélacion déterminera maintenant le deuxième effet signifiant, lequel correspond à l'estimation du second pic du « receiver function ». Cette procédure se répète, permettant des pics ultérieurs pour le « receiver function » d'être déterminés. Après avoir calculé tous les pics des « receiver functions » le produit final se présente comme montre la figure 19 (à droite) suivante.

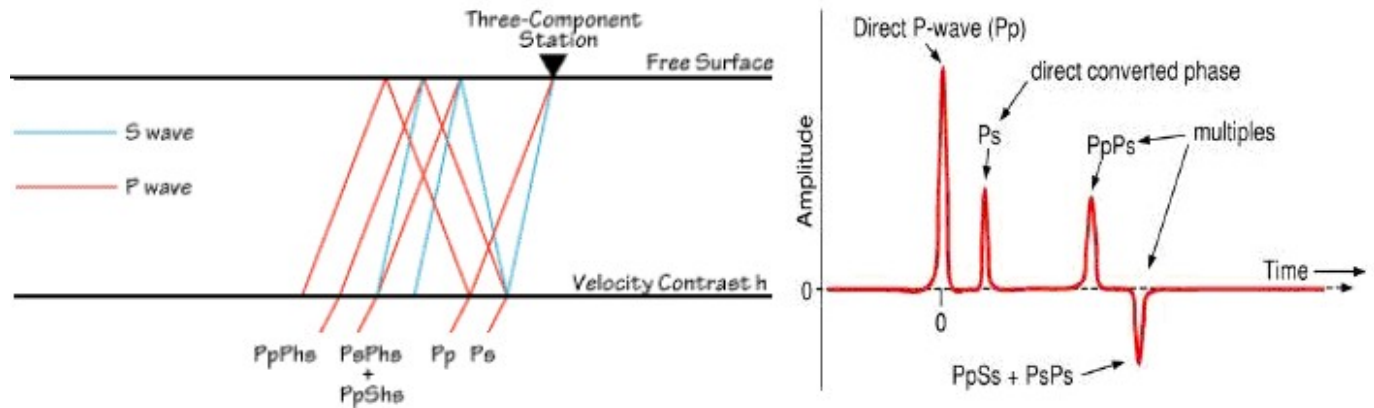


Figure 19: Caractéristiques des pics présents dans les RF [4]

I.2.1.2. La méthode de déconvolution de « Water-level »

Dans la déconvolution de « Water-level », la manière d'éviter la division par des petits nombres est de remplacer les petites valeurs du dénominateur par une fraction de valeur maximale (pour toutes les fréquences) du dénominateur. La fraction est appelée paramètre « water-level » (le « water-level » est la fraction multipliée par l'amplitude du dénominateur maximale), et est choisie par essais et erreurs. La conséquence de remplacer les petites valeurs par les plus grandes valeurs dans le dénominateur est une atténuation des fréquences pour lesquelles la composante verticale a une petite amplitude. Parfois, le « water-level » peut agir comme un passe-haut et un passe-bas. D'après Ammon, 1991 [5]

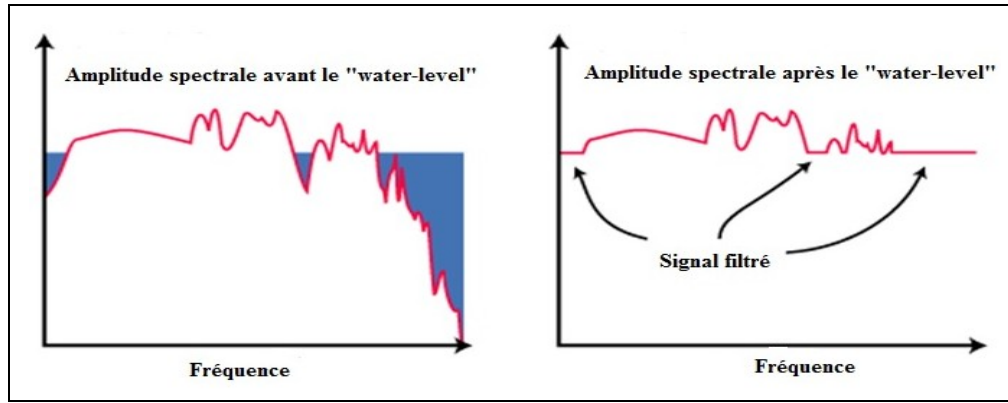


Figure 20: Signal appliqué par une déconvolution de « water-level » [2]

La fraction de «water-level» appropriée est contrôlée par le ratio signal-bruit et la nature de la composante verticale du sismogramme est choisie en examinant les résultats des différentes fractions d'essais du «water-level» et en choisissant le «water-level» le plus faible qui produit un niveau de bruit acceptable dans les « receiver functions » correspondants.

Les valeurs typiques du «water-level» qu'on peut utiliser lorsque le filtre «water-level» provoquent des distorsions sont 0.0001, 0.001, 0.01, et 0.1, ces valeurs ont été testées mais ça n'empêche d'explorer d'autres valeurs.

Habituellement la valeur est choisie en étudiant les effets sur la composante radiale et la même valeur est utilisée pour le « receiver function » tangentiel.

I.2.2. La théorie de l'inversion

Après le calcul des « receiver functions », ceux-ci doivent être inversés afin de trouver un modèle de vitesse de l'onde S qui va donner une estimation de la structure du terrain en dessous de la station à étudier. Cette procédure d'inversion a été présentée par Ammon et al. (1990) [6]. Pour cela, on doit considérer la relation non-linéaire entre la structure de la vitesse et la forme d'onde. Cette relation est approximée par le développement de la série de Taylor d'un model initial, $\mathbf{m}_0$, tel que :

$$d_j = F_j[\mathbf{m}] \approx F_j[\mathbf{m}_0] + (\mathbf{D}, \delta\mathbf{m})_j + 0 \|\delta\mathbf{m}^2\|, j = 1, 2, 3, \dots, N \quad (9)$$

Où d_j représente les données observées, $\mathbf{m}$ représente le vrai modèle, $\delta\mathbf{m}$ est le vecteur correction du modèle, et $\mathbf{D}$ est la matrice contenant les premières dérivées partielles de l'onde avec la prise de considération des changements des vitesses dans le modèle $\mathbf{m}_0$. $0 \|\delta\mathbf{m}^2\|$ est un terme complémentaire qui tend vers zéro. L'opérateur $\mathbf{F}$ représente la relation non-linéaire entre le modèle et le « receiver function », laquelle inclut le calcul du sismogramme synthétique de l'onde plane et la procédure de l'égalisation de la source.

En négligeant les termes d'ordre maximal l'équation précédente devient :

$$(D, \delta m)_j \approx F_j[m] - F_j[m_0] \quad (10)$$

Le terme qui est à droite de l'équation est le vecteur résiduel de l'onde et l'équation peut être résolue pour δm utilisant la technique standard des moindres carrés décrite par Aki et Richards (1980) [7]. Une petite modification de l'équation précédente permet une solution d'être obtenue directement à partir du vrai modèle $\mathbf{m}$: en additionnant le terme $(D, \mathbf{m}_0)_j$ dans chacun des termes de cette équation. Soit :

$$(D, m)_j \approx F_j[m] - F_j[m_0] + (D, m_0)_j \quad (11)$$

qui est une simple équation de matrice avec $\mathbf{m}$ la seule inconnue. L'importance de résoudre directement pour le modèle $\mathbf{m}$ est que les contraintes, par exemple, paramètre de lissage compromis, peuvent être appliquées au modèle au cours de la résolution de l'équation.

I.2.3. La rotation

Comme on l'a souligné dans le paragraphe I.2, la suppression des phases de conversion des ondes P en S, nécessite une rotation de chaque composante enregistrée par le sismographe.

Le système (Z, NS, EW) qui représente respectivement la composante suivant la verticale, la composante suivant la direction Nord-Sud et celle suivant la direction Est-Ouest, subit une rotation et devient un autre système (Z, R, T).

En effet, les données sismiques sont enregistrées suivant le système de coordonnées Z, NS, EW. Celles-ci représentent respectivement les composantes verticale, Nord-sud et Est-ouest.

Or, pendant la conversion de l'onde P en Ps, les phases de conversion sont enregistrées au niveau de la composante radiale et transversale. Par conséquent, la plus grande partie de l'énergie des ondes S se trouve dans la composante radiale et une autre partie de cette énergie se trouve dans la composante transversale. C'est la raison pour laquelle on est assujéti à faire la rotation du repère (Z, N, E) au repère (Z, R, T). La figure 21 suivante nous décrit ces repères.

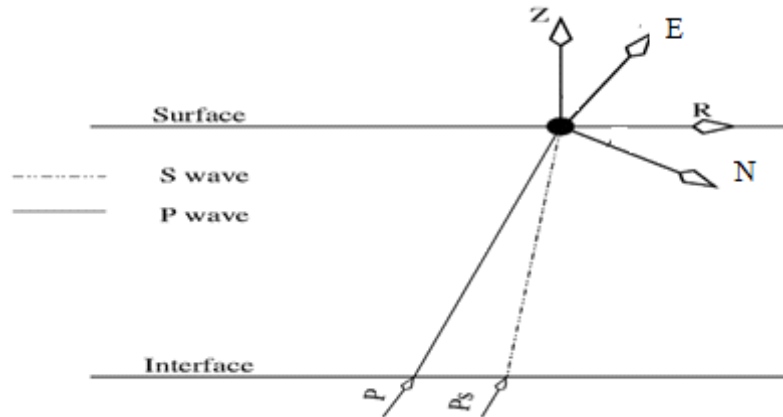


Figure 21: Les systèmes de rotation

La relation entre les coordonnées de ces deux repères est la suivante :

$$\begin{bmatrix} R \\ T \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta & 0 \\ -\sin\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E \\ N \\ Z \end{bmatrix} \text{ avec } \theta = \frac{3\pi}{2} - \varepsilon \text{ où } \theta \text{ est le back-azimuth.}$$

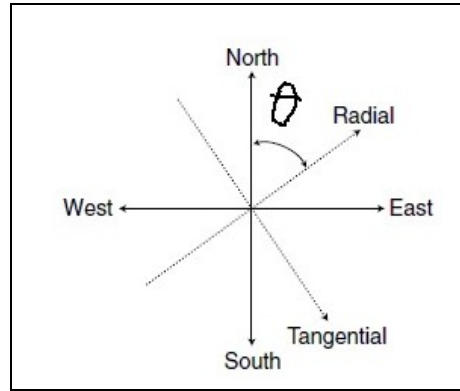


Figure 22: Rotation des composantes sismiques

Cette rotation est faite lorsqu'on connaît l'angle back-azimuth θ et l'angle incident de l'onde P.

Le back-azimuth est l'angle supplémentaire de l'azimuth. Celui-ci est l'angle formé par la direction de polarisation du mouvement des particules et l'axe vertical.

Ces deux angles peuvent être déterminés à partir de la connaissance des coordonnées de l'hypocentre du tremblement de terre et celles de la station.

I.2.4. La déconvolution

De même, il a été vu dans le paragraphe I.2 que pour calculer les « receiver functions », on a besoin de faire une déconvolution (Vinnick, 1977 ; Phinney, 1964) [8].

La déconvolution de la composante Z (qui détient l'information de l'onde S suivant la verticale) du signal P avec la composante R enlèvera les effets de la structure de la source et ceux dus au trajet auquel l'onde a traversé.

Le « receiver function résultant » va contenir seulement les informations sur les discontinuités en dessous de la station sismique d'enregistrement.

I.2.4.1. Théorie de la déconvolution

Le cas du système de composantes Z, R et T, les sismogrammes horizontaux Nord-sud, est-ouest ont subi une rotation dans les directions radiale et tangentielle (direction perpendiculaire à la radiale). Ceci implique qu'on peut travailler dans le repère contenant les composantes Z, R et T en considérant l'onde P incidente, d'où l'aptitude de faire la déconvolution en se basant au fait que le signal de l'onde P est toujours enregistré par la composante verticale Z. Donc cette composante subira une déconvolution avec les composantes R et T.

Il est à savoir que lorsqu'une onde de volume rencontre une interface entre deux milieux élastiques de vitesses de propagation différentes, elle produit quatre types d'ondes : une onde P transmise, une onde Sv transmise contenue dans le plan vertical (onde convertie Ps), une onde P réfléchie, et une onde Sv réfléchie.

Dans le cas de l'interface horizontale et les milieux isotropes, aucune onde Sh (contenue dans le plan horizontal) n'est produite lors de la conversion. Les seules enregistrées en surface sont l'onde P transmise et l'onde convertie Ps.

Pour déterminer la structure de vitesse en dessous de la station, il est important d'enlever les informations provenant de la structure du sous sol en traitant la composante verticale comme une fonction source, et en faisant la déconvolution avec les composantes horizontales car Celles-ci contiennent beaucoup d'énergie pour la conversion en onde S. Après la déconvolution, les « receiver functions » peuvent être calculés.

Les « receiver functions » contiennent en grande partie les informations de l'onde S relative à la conversion de P en S dans la croûte et dans le manteau supérieur en dessous de la station d'enregistrement. Le pic le plus large est considéré comme l'arrivée de l'onde P et le reste des pics sera calculé comme montré dans le paragraphe I.2.1.1. Comme on a déjà vu auparavant un sismogramme est la combinaison des signaux provenant de la source et de la structure du sous sol où il y a propagation d'ondes. Cette combinaison est due à la décomposition des signaux provenant des ondes harmoniques. Comme on l'a déjà souligné, pour l'étude du RF, la déconvolution peut se faire soit dans le domaine temporel soit dans le domaine fréquentiel ; dans le cas de cette étude on utilise la déconvolution dans le domaine temporel déjà expliqué dans le paragraphe I.2.1.1. Après cette déconvolution, on applique le filtrage de Gauss pour éliminer les bruits à haute fréquence.

I.2.5. La théorie du filtre de Gauss

Le filtre de Gauss à passe-bas est une fonction établie pour enlever les bruits d'un signal à haute fréquence pour les « receiver functions ».

Elle est définie comme : $G() = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right)$ (12),

avec la vitesse angulaire égale à $2\pi f$.

La fréquence contenue est contrôlée par le paramètre **a**, largeur du filtre de Gauss. Après mesure du filtre de Gauss par la fréquence à laquelle il a une valeur égale à 0.1, le tableau 1 suivant a été établi.

Tableau 1 : Tableau donnant quelques valeurs de la largeur du filtre et celle de la pulsation

Valeur de « a »	Fréquence (Hz) avec $G(f) = 0.1$	Largeur de la pulsation (s)
10	4.8	0.50
5	2.4	0.75
2.5	1.2	1.00
1.25	0.6	1.50
1.0	0.5	1.67 (5/3)
0.625	0.3	2.10
0.5	0.24	2.36
0.4	0.2	2.64
0.2	0.1	3.73

Dans le domaine temporel, la largeur de la pulsation est estimée par la relation : $\frac{5}{3 \sqrt{a}}$ (13)

On peut remarquer que pour un gain de filtre fixé à 0.1, la fréquence est approximativement égale à **a/2**.

I.3. Situation géographique de la zone d'étude

Comme on a déjà vu dans l'introduction, la station d'étude VOI se trouve à Besoa II dans la région de la Haute Matsiatra du district d'Ambalavao de la province de Fianarantsoa.

De ce fait, pour avoir une idée de la structure géologique de cette région, nous avons élargi nos recherches sur des études déjà effectuées dans cette zone. Celle-ci est montrée dans la figure 23 suivante, d'après Michel Portais, 1974[9] :

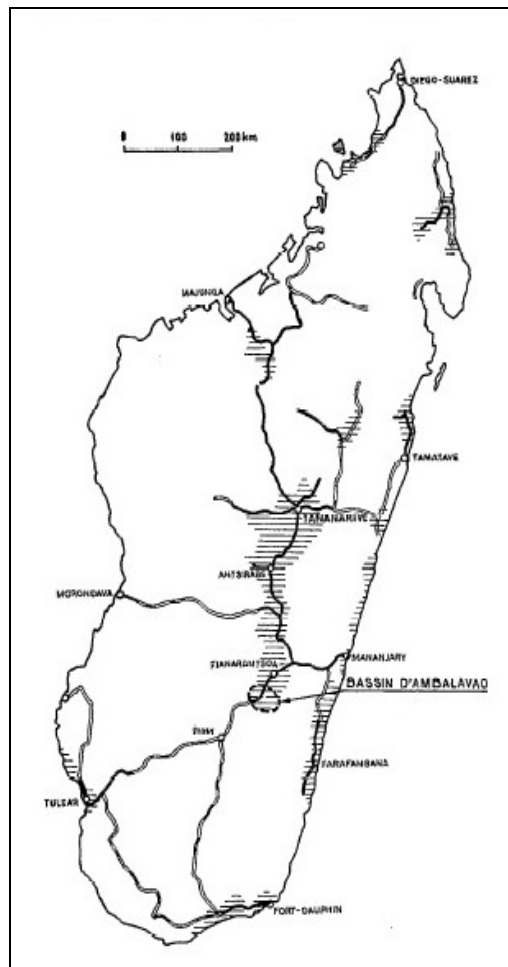


Figure 23: Carte de localisation de la région d'Ambalavao [9].

Afin de pouvoir faire une étude bien détaillée, SOUBIES F. (1969) [10] a réalisé une coupe géologique de cette zone. Cette coupe permet de mettre en évidence les différentes composantes géologiques existantes dans cette zone d'étude. Cette coupe géologique est donnée par la figure 24 de la page suivante :

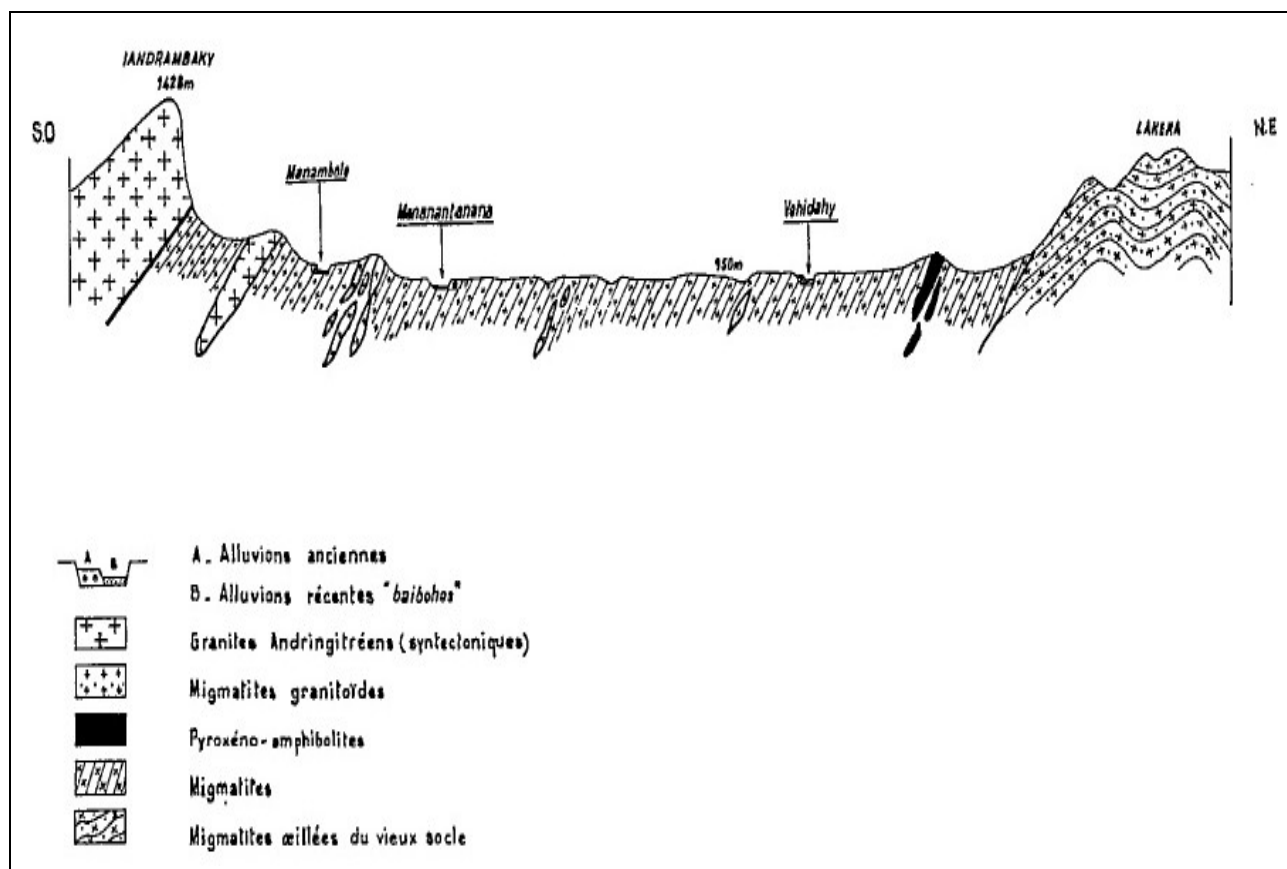


Figure 24: Coupe géologique schématique à travers le Bassin d'Ambalavao [9]

Cette coupe montre que cette région est caractérisée par une migmatisation et un important phénomène de granitisation. Les migmatites (mélange de roches de type granite et gneiss) emballent l'ensemble du relief et en constituent l'essentiel du matériel rocheux.

En plus de cette étude, à partir de la carte de la structure géologique de Madagascar, nous avons utilisé le logiciel ArcMap afin de donner une carte de la structure géologique de cette région d'étude. Cette carte est donnée par la figure 25 de la page suivante :

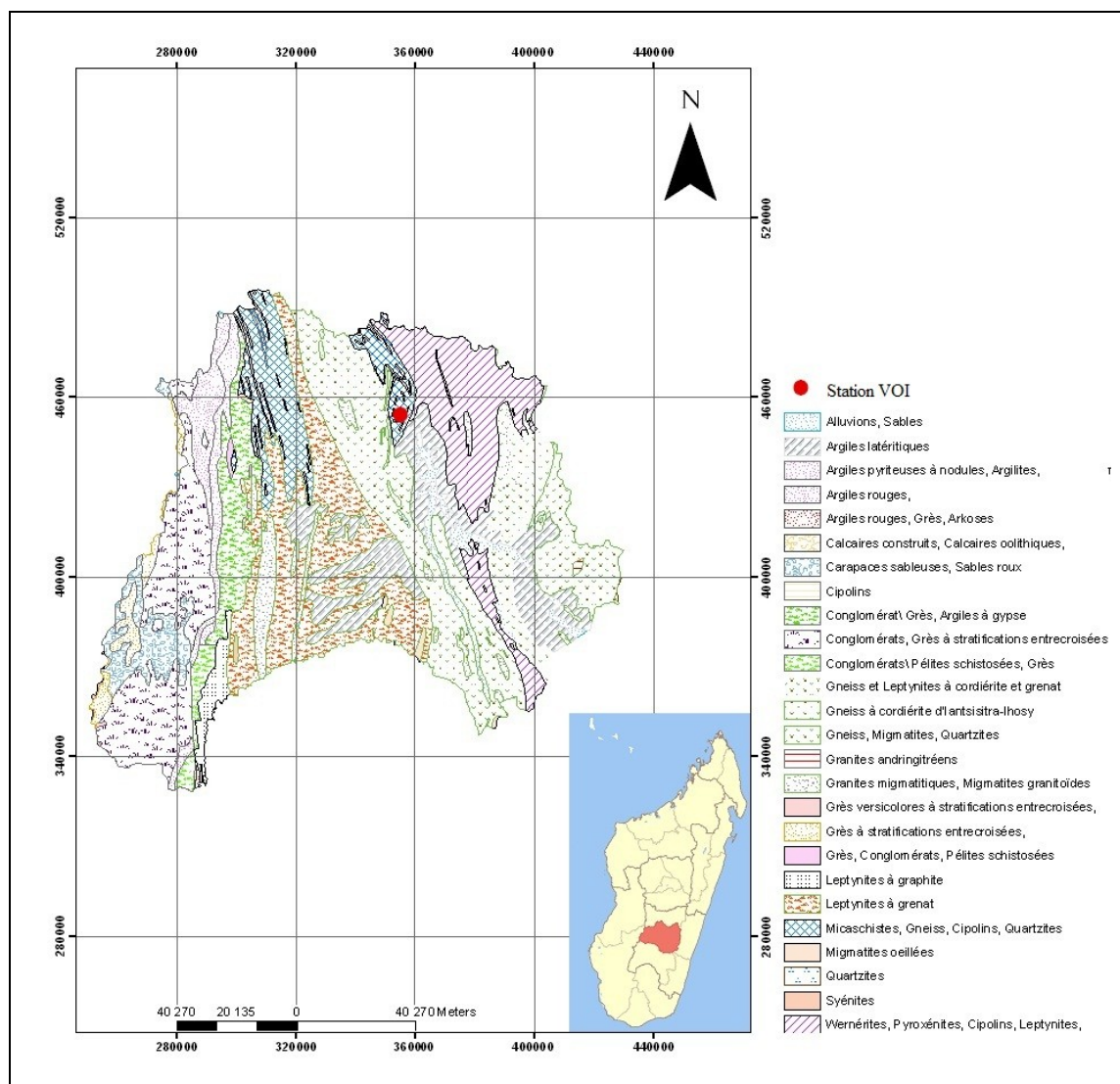


Figure 25: Carte de la structure géologique de la zone se trouvant la station VOI

Pour caractériser la partie où se localise la station, on a considéré les cinq zones proches de la région où se trouve cette station. Les caractéristiques de ces zones sont données par le tableau 2 suivant :

Tableau 2 : Les différentes roches existantes sur les cinq zones proches de la station VOI

Zone	Roches dominantes
1	Micaschistes, Gneiss, Cipolins, Quartzites
2	Wernérites, Pyroxénites, Cipolins, Léptynites
3	Gneiss, Migmatites, Quartzites
4	Argile latérite
5	Granite migmatite

PARTIE II : TRAITEMENT DES DONNEES

II. Matériels et méthodes

Pour pouvoir étudier la structure en dessous de la station, beaucoup de matériels nous ont été servis.

II.1. Matériels utilisés

Pour pouvoir réaliser notre étude, beaucoup de matériels nous ont servis à noter :

- La station sismique large bande VOI.
- Les stations ABPO et FOMA. On les a utilisées pour lire toutes les informations relatives des tremblements de terre afin de compléter celles manquantes dans les données enregistrées par VOI.
- Les données sismiques enregistrées par la station VOI. C'est à partir de ces données qu'on a effectué notre travail.
- Utilisation du logiciel SAC (*Seismic Analysis Code*). Ce logiciel a été développé par Lee Minner et Peter Goldstein (Goldstein 1999) dans le Laboratoire National de Lawrence Livermore. Les principales spécificités de ce logiciel entrent dans le cadre des opérations générales d'arithmétique, des transformées de Fourier, trois techniques d'estimation spectrale, des filtrages FIR et IIR, sélection de signal, interpolation, corrélation, les picages de phases sismiques. SAC comprend aussi une capacité extensive graphique.
- GSAC (Generic Seismic Application Coding) : ce logiciel fait partie de la famille du logiciel SAC. Mais en plus des fonctions de SAC, GSAC arrive à effectuer les rotations des composantes suivant la verticale, celle suivant la direction Nord-Sud et l'autre de la direction Est-Ouest.
- GMT (Generic Mapping Tool): celui-ci a été utilisé pour localiser les positions des événements par rapport à la station VOI.
- SEISAN : ce logiciel est un système d'analyse sismique. Il est un ensemble complet de programmes avec une base de données simple pour l'analyse des tremblements de terre sous forme de données analogiques ou digitales. Ce logiciel nous a permis de lire les données au format MiniSeed. On a effectué à partir de ce logiciel des conversions du format MiniSeed au Format SEISAN et du SEISAN au format SAC. On l'a aussi utilisé pour calculer la réponse instrumentale et aussi faire les corrections instrumentales.
- CPS (Computer Programm in Seismology) : ce logiciel a été employé pour faire l'inversion des « receiver functions » afin d'avoir un modèle final sur la structure de la croûte et du manteau en dessous de la station VOI.
- ArcMap : Celui-ci a été utilisé pour localiser la zone d'étude afin de mettre en évidence les différentes roches existantes dans cette région.

II.2. Méthodes

Comme on l'a montré, beaucoup d'événements ont été enregistrés pendant le premier trimestre de l'année 2010. La plus grande partie de ces événements présentait énormément de bruit. De ce fait, on a dû faire une sélection afin de trouver lesquelles pourront donner des résultats satisfaisants.

II.2.1. Acquisition des données et identification des événements

Madagascar connaît un réseau sismique composé des stations courtes périodes et d'autres stations longues périodes. Le paragraphe suivant décrit en détail ces stations.

II.2.1.1. Réseau sismique malagasy

La première station sismique malagasy connue sous le nom de TAN fut installée en 1898 par les missionnaires Jésuites à l'observatoire d'Antananarivo. A cause de l'insuffisance des stations pendant cette période, aucune localisation n'a été possible.

En 1924, le Révérend Père Poisson a commencé à étudier les séismes à Madagascar.

En Juin 1971, la station AVY (Angavokely) était installée dans la zone forestière d'Angavokely.

En 1972, deux autres stations sismiques ont été installées : VTY (Vatovaky) et FRR (Firariana).

Ces trois stations sismiques sont reliées à la station TAN.

En Novembre 1978, la station FRR a été déplacée et prenait le nom de OPO (Fihaonana). Cette date a été aussi marquée par l'installation d'une autre station dénommée OBY (Ambatonomby).

En Janvier 1982, la station ABM était créée à Ambohimiambe ;

A cause d'un manque de sécurité, OBY était abandonnée en Février 1991.

En 1993, AVY a été déplacée de quelques centaines de mètres pour qu'elle puisse servir de relais entre ABM et TAN.

En juin 1994, la station sismique ATG (Ambohiby) a vu le jour dans la région de Tsiroanomandidy.

Une autre station MDV (Ambatovoloina) était installée en Avril 1995, mais elle était abandonnée en Décembre 1995 à cause de l'existence de pillage de matériels. Cette station était déplacée à Mandiavato en Juillet 1996 et prenait le nom de MDSM.

En Décembre 1998, ATG était mise en arrêt à cause de l'insécurité.

L'année 2001 était marquée par la réouverture d'ATG et la mise en fonctionnement de FIRM (Firavahana) qui est à la fois une station et un relais entre ATG et CND d'une part et MDSM et CND d'autre part.

2002 Installation de la station large bande dans le cadre du CTBTO à OPO, la station AS61.

L'année 2007 a été marquée par l'installation de la première station à large bande et très large bande nommée ABPO (Ambohipanompo).

En 2008, la deuxième station à longue période FOMA a été installée à Nahampoana/Fort-Dauphin.

En 2009, SBV et VOI, deux stations de longue période ont été installées respectivement à Vohémar et Besoa, mais elles deviennent opérationnelles à partir du 11 novembre 2009.

Donc, actuellement le Laboratoire de sismologie possède 11 stations sismiques réparties sur le territoire malagasy y compris les quatre stations de large bande.

Le tableau suivant donne en général toutes les coordonnées des stations sismiques ayant déjà existé à Madagascar.

Tableau 3 : Coordonnées des stations

Nom de la station	Code	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Ambohiby	ATG	-18.878	46.187	1541
Ambohimiarambe	ABM	-19.783	47.365	1894
Angavokely	AVY	-18.928	47.738	1807
Fihaonana	OPO	-18.571	47.188	1463
Firavahana	FIRM	-18.700	46.879	1748
Mandiavato	MDSM	-19.088	47.028	1524
Vatovaky	VTY	-19.077	47.539	1453
Ambatonomby	OBY	-19.368	47.457	1624
Ambatovoloina	MDV	-19.061	46.353	
Antananarivo	TAN	-18.817	47.552	1350
Firariana	FRR			1554
Ambohimpanompo	ABPO	-19.0180	47.2290	1528
Nahampoana/Fort-Dauphin	FOMA	-24.9756	46.9788	26
Vohémar	SBV	-13.4584	49.9212	
Besoa	VOI	-22.0260	46.7059	
Fihaonana	AS61			

II.2.1.2. Cas de la station d'étude « VOI »

Les données qui nous ont permis d'effectuer notre étude sur la structure de la vitesse de l'onde S au dessous de la station VOI nous ont été procurées par le GFZ (Centre National de Recherches des Sciences de la Terre d'Allemagne). On a eu des données brutes au format MiniSeed dans lesquelles les

informations étaient incomplètes, notamment les coordonnées de la station, les coordonnées des événements, la magnitude et la profondeur de la source. Les données de ces événements étaient classées dans des dossiers qui portaient les noms suivants :

- Dossier BHE
- Dossier BHN
- Dossier BHZ

Les données contenues dans ces dossiers sont des données large Broadband, c'est-à-dire large bande.

Ces données étaient enregistrées pendant le premier trimestre de l'année 2010 lors des tremblements de terre qui se sont produits en dehors du territoire malgache à des distances épicentrales supérieures à 3000km.

Alors pour palier à ce problème afin de compléter ces informations, on a localisé tous les événements des tremblements de terre produits, proche de Madagascar, pendant ce trimestre, sur le site <http://www.iris.edu/wilber>. On a essayé de voir si d'autres stations sismiques Broadband installées à Madagascar ont pu enregistrer ces événements. Et parmi toutes les stations existantes sur ce site qui ont enregistré ces événements, il figurait deux stations malgaches à noter ABPO et FOMA.

Le tableau 3 nous a montré les coordonnées de ces stations ainsi que la station avec laquelle on a fait notre étude. Ces stations ont enregistré des données au format Seed. Après avoir localisé tous les tremblements de terre produits durant ce trimestre, on a noté quelques informations. En comparant les dates d'enregistrement entre les données enregistrées par les stations ABPO et FOMA avec celles procurées par GFZ, on a pu trier quelques événements qui ne faisaient que les mêmes. Par contre on a eu aussi d'autres événements mais comme ils se sont produits à des distances épicentrales beaucoup plus grandes, on ne les a pas considérés car il y'avait beaucoup de bruits. On peut encore souligner que le plus grand nombre des tremblements de terre qui sont enregistrés par cette station sont en majorité produits dans des zones loin de l'équateur dans la partie Nord. Le tableau 4 suivant donne les caractéristiques des événements considérés.

Tableau 4 : Caractéristiques des trois événements

Date et Heure	Région	Latitude	Longitude	Magnitude	Profondeur (Km)	Distance épicentrale (Km)
---------------------	--------	----------	-----------	-----------	--------------------	---------------------------------

27/02/2010 à 23 :21 :13.4	Hindu Kush (Région d'Afghanistan)	35.91	70.05	5.7	104.90	$6.867 \cdot 10^3$
05/03/2010 à 16 :06 :57.0	South West of Sumatra (Région d'Indonésie)	-4.03	100.81	6.5	22.0	$6.158 \cdot 10^3$
14/03/2010 à 20 :33 :10.9	South Indian Ocean	-2.76	83.68	6.0	10.00	$4.528 \cdot 10^3$

Pour mettre en évidence les régions où se sont produits les séismes par rapport à la station VOI, il serait intéressant de montrer sur la figure 26 les épicentres des séismes ainsi que la station à étudier.

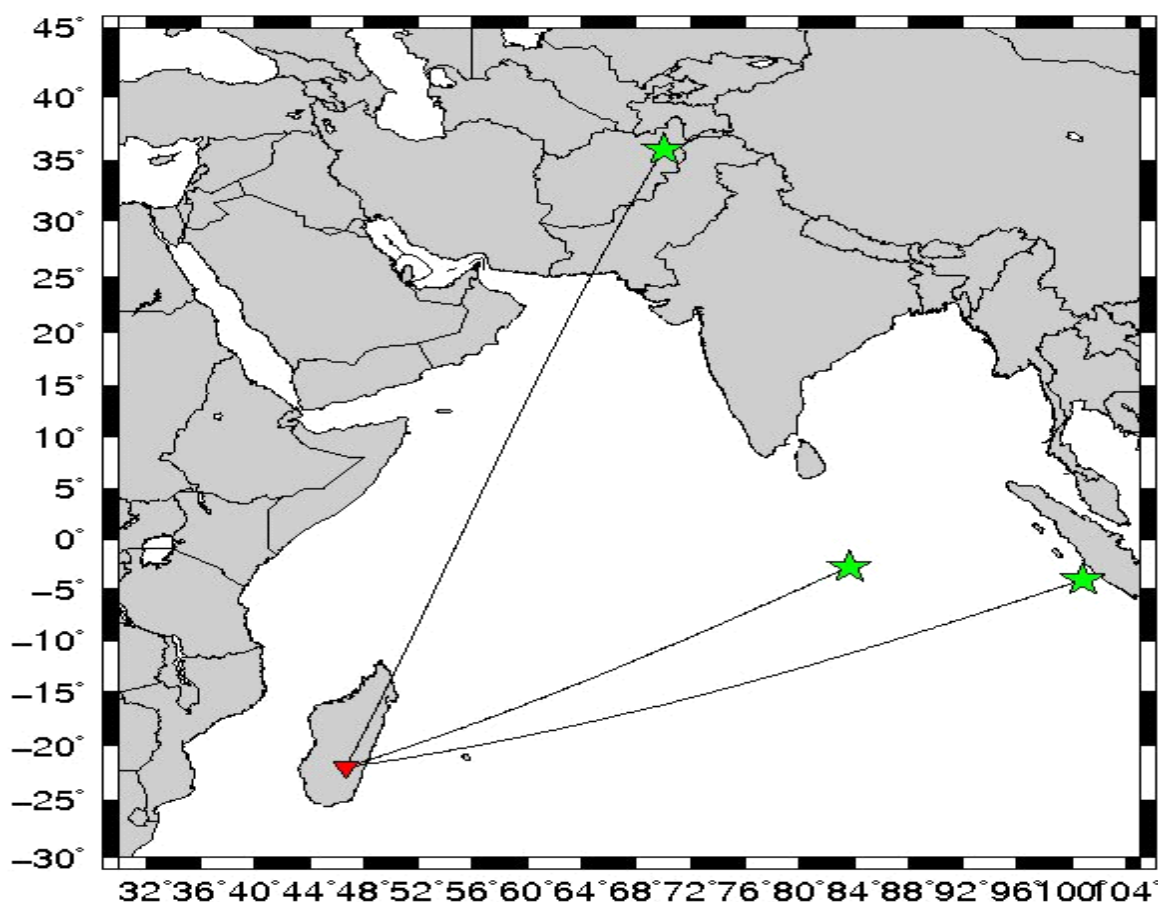


Figure 26: Positions des événements par rapport à la station

II.2.2. Préparation des données

Comme on a dit au paragraphe précédent, les données qu'on a eues étaient des données au format MiniSeed. Notre logiciel principal SAC n'arrivait pas à lire ce type de format. Pour cela on a élargie nos recherches afin de savoir quel genre de logiciel est capable de lire ce format. Et parmi les logiciels obtenus, on a choisi SEISAN.

Durant la préparation de ces données on a procédé ainsi:

Les données qu'on a traitées pour réaliser notre étude sont des données enregistrées par la station VOI et elles sont les suivantes:

GE.VOI.BHE.D.2010.058

GE.VOI.BHN.D.2010.058

GE.VOI.BHZ.D.2010.058



GE.VOI.BHE.D.2010.064

GE.VOI.BHN.D.2010.064

GE.VOI.BHZ.D.2010.064

GE.VOI.BHE.D.2010.073

GE.VOI.BHN.D.2010.073

GE.VOI.BHZ.D.2010.073

II.2.3. Conversion des données du format MiniSeed au format SEISAN

Ces données sont celles obtenues lors des trois tremblements de terre représentés dans le tableau 4. Elles sont au format MiniSeed. La conversion se fait de la façon suivante:

Les données sont séparées dans trois dossiers différents. Ces dossiers sont copiés dans le dossier WOR du logiciel SEISAN. On a fait la commande « dirf » pour créer un fichier contenant la liste numérotée des fichiers au format MiniSeed qu'on veut convertir. Ce fichier s'appelle « filenr.lis ». Ensuite on a utilisé le programme « wavetool »: ce programme permet de faire la conversion des fichiers du format MiniSeed au format SEISAN. Pendant l'exécution de ce programme, on a aussi fait le filtrage du sismogramme. Pendant ce filtrage, on a utilisé une bande de fréquence comprise entre 0.01 à 0.1Hz car les données présentaient beaucoup de bruit.

II.2.4. Calcul de la réponse instrumentale

Dans cette étape on a utilisé la commande « resp » dans le prompt de SEISAN pour faire le calcul de la réponse instrumentale de chaque composante de la station pour les trois événements considérés. En principe, puisqu'on traite les composantes d'une même station, on va trouver une réponse instrumentale identique pour toutes les composantes mais qui diffère de la notation. Pour faire cela, on a besoin de savoir les caractéristiques du sismomètre utilisées pour enregistrer les données. En effet, la réponse instrumentale caractérise le fonctionnement du sismomètre. Ce fonctionnement peut être caractérisé par la fonction de transfert du sismomètre et une façon de caractériser cette fonction de transfert est de calculer les pôles et les zéros de cette fonction. SEISAN peut faire cela si on arrive à trouver les valeurs suivantes caractérisant le sismomètre: la période naturelle du sismomètre, la sensibilité de l'appareil, qui a comme expression en anglais « the sensitivity », le « seismometer damping ratio », le « recording media gain » (s'il y en a un enregistreur qui travaille avec les sismomètres alors cette valeur doit être connue sinon on mettra la valeur 1), l'« amplifier gain » (pour nous, on mettra 0 pour cette valeur car il n'y a pas d'amplificateur). La station VOI utilise le sismomètre STS-2. Ce sismomètre a comme caractéristiques:

- Sensibilité de l'appareil (ou sensor loaded generator constant en V/m/s) = 1500
- recording media gain = 1.0 (car on n'a pas d'enregistreur)
- natural period = 1.0
- seismometer damping ration = 0.7
- amplifier gain = 0

Les réponses instrumentales ainsi calculées pour chaque composante sont les suivantes:

VOI__BH_E.2010-02-27-0000_SEI

VOI__BH_N.2010-02-27-0000_SEI

VOI__BH_Z.2010-02-27-0000_SEI

VOI__BH_E.2010-03-05-0000_SEI

VOI__BH_N.2010-03-05-0000_SEI

VOI__BH_Z.2010-03-05-0000_SEI

VOI__BH_E.2010-03-14-0000_SEI

VOI__BH_N.2010-03-14-0000_SEI

VOI__BH_Z.2010-03-14-0000_SEI

Après avoir fini de calculer la réponse instrumentale, celle-ci contiendra les pôles et les zéros caractérisant la réponse instrumentale du sismomètre. Ce programme va aussi sortir un autre fichier qui s'appelle « resp.out ». On devra enregistrer et copier tous les fichiers contenant la réponse instrumentale dans le dossier CAL afin de pouvoir faire la correction instrumentale du sismogramme.

II.2.5. Correction instrumentale

Pour faire la correction instrumentale on utilise la commande « mulplt ».

Cette commande permet de tracer les sismogrammes, de faire des picages.

Parmi les travaux qu'il peut effectuer, il ya la correction instrumentale des sismogrammes. Mais pour réaliser ceci, il faut d'abord calculer la réponse instrumentale du sismogramme et l'enregistré dans le dossier nommé CAL et le dossier où se trouve aussi le sismogramme en question. Mais pour lancer ce programme, on a crée la liste des fichiers qu'on a voulu traiter dans « mulplt ».

On a utilisé alors la commande « dirf » comme suit:

dirf 2010*.* va créer un fichier texte contenant la liste numérotée de tous les fichiers dont les noms commencent par 2010 (2010 représente le début des noms des fichiers qu'on a voulu faire la correction instrumentale).

Après on utilise le programme « mulplt », en écrivant ce nom sur la fenêtre de commandes et en validant. Ensuite on a entré le numéro de l'événement qui nous intéressait et on a validé. Ce qui a lancé le programme de tracé du sismogramme. Puis on a cliqué sur le bouton MENU dans la fenêtre qui affiche le sismogramme et on a pu voir toutes les fonctions qui peuvent être exécutées à l'aide de « mulplt ».

La fonction qui nous intéressait était la fonction « Groun » (qui signifie Ground motion, le déplacement du sol). On clique dessus et il nous est demandé de sélectionner un intervalle sur le sismogramme pour calculer la réponse instrumentale correspondante.

Dans cet intervalle, on a localisé celui contenant les arrivées des ondes de volume.

Ensuite un message s'affiche sur la fenêtre de commande en disant de choisir le type de réponse qu'on souhaite (déplacement, vitesse ou accélération). Dans notre cas on a choisit « vitesse ».

Après on a eu les sismogrammes avec la correction instrumentale de la zone sélectionnée précédemment. En cliquant sur « Out », on a pu sauvegarder la forme d'onde affichée sur la fenêtre de « mulplt ». Ce fichier va contenir la forme d'onde corrigée de la réponse instrumentale.

Les sismogrammes ainsi sorties après avoir effectué la correction instrumentale portent les notations suivantes:

2010-02-27-0000-06S.VOI__001BH_E

2010-02-27-0000-10S.VOI__001BH_Z

2010-02-27-0000-16S.VOI__001BH_N

2010-03-05-0000-10S.VOI__001BH_E

2010-03-05-0000-10S.VOI__001BH_Z

2010-03-05-0000-12S.VOI__001BH_N

2010-03-14-0000-14S.VOI__001BH_Z

2010-03-14-0000-17S.VOI__001BH_E

2010-03-14-0000-19S.VOI__001BH_N

Il est à noter que ces fichiers sont toujours au format SEISAN pourtant on cherche à trouver des fichiers au format SAC afin de pouvoir continuer notre travail dans le logiciel SAC. Pour cela on devrait reconvertir ces fichiers pour avoir des fichiers de sortie portant l'extension .SAC.

II.2.6. Conversion des fichiers de format SEISAN au format SAC

Pour faire cette conversion, on a refait la même procédure en utilisant le programme « wavetool » déjà expliquée dans le paragraphe II.2.3 et en choisissant comme extension de sortie, l'extension .SAC

Les fichiers de sortie sont les suivants:

2010-02-27-0646-59S.VOI__001BH_E_VOI__BH_E.SAC

2010-02-27-0646-59S.VOI__001BH_N_VOI__BH_N.SAC

2010-02-27-0646-59S.VOI__001BH_Z_VOI__BH_Z.SAC

2010-03-05-0009-58S.VOI__001BH_E_VOI__BH_E.SAC

2010-03-05-0014-57S.VOI__001BH_N_VOI__BH_N.SAC

2010-03-05-0014-58S.VOI__001BH_Z_VOI__BH_Z.SAC

2010-03-14-0109-58S.VOI__001BH_E_VOI__BH_E.SAC

2010-03-14-0109-58S.VOI__001BH_N_VOI__BH_N.SAC

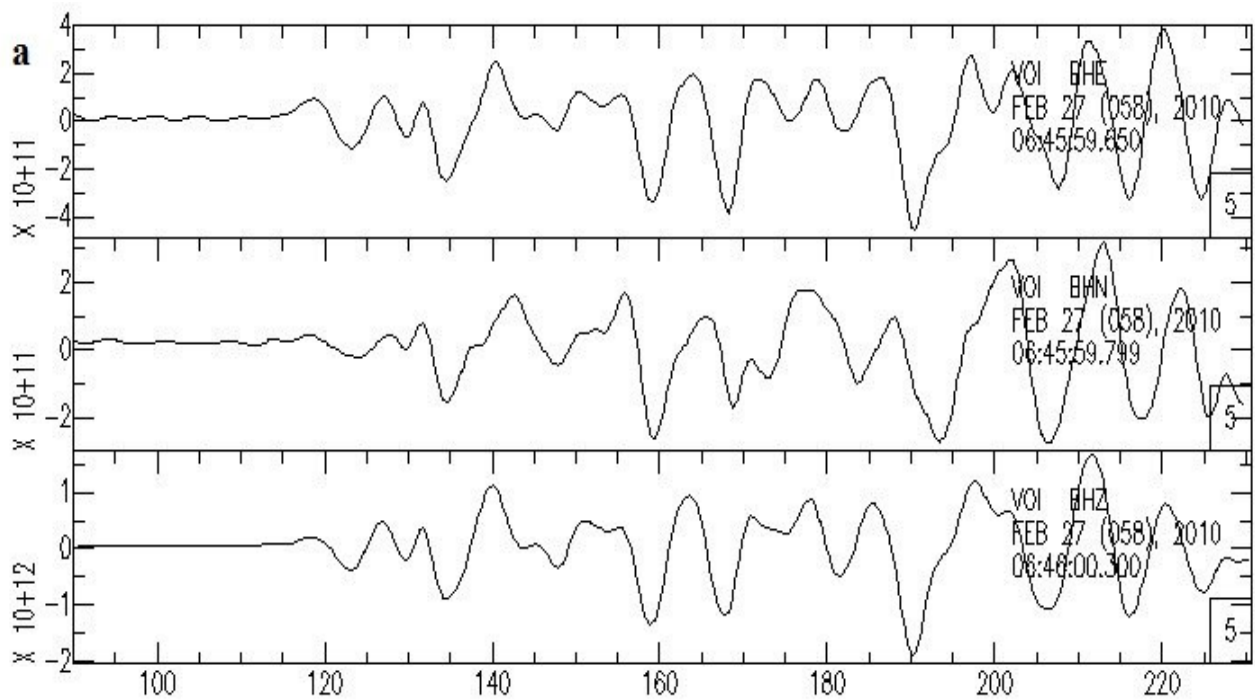
2010-03-14-0109-59S.VOI__001BH_Z_VOI__BH_Z.SAC

II.2.7. Insertion des informations dans l'en-tête (le header)

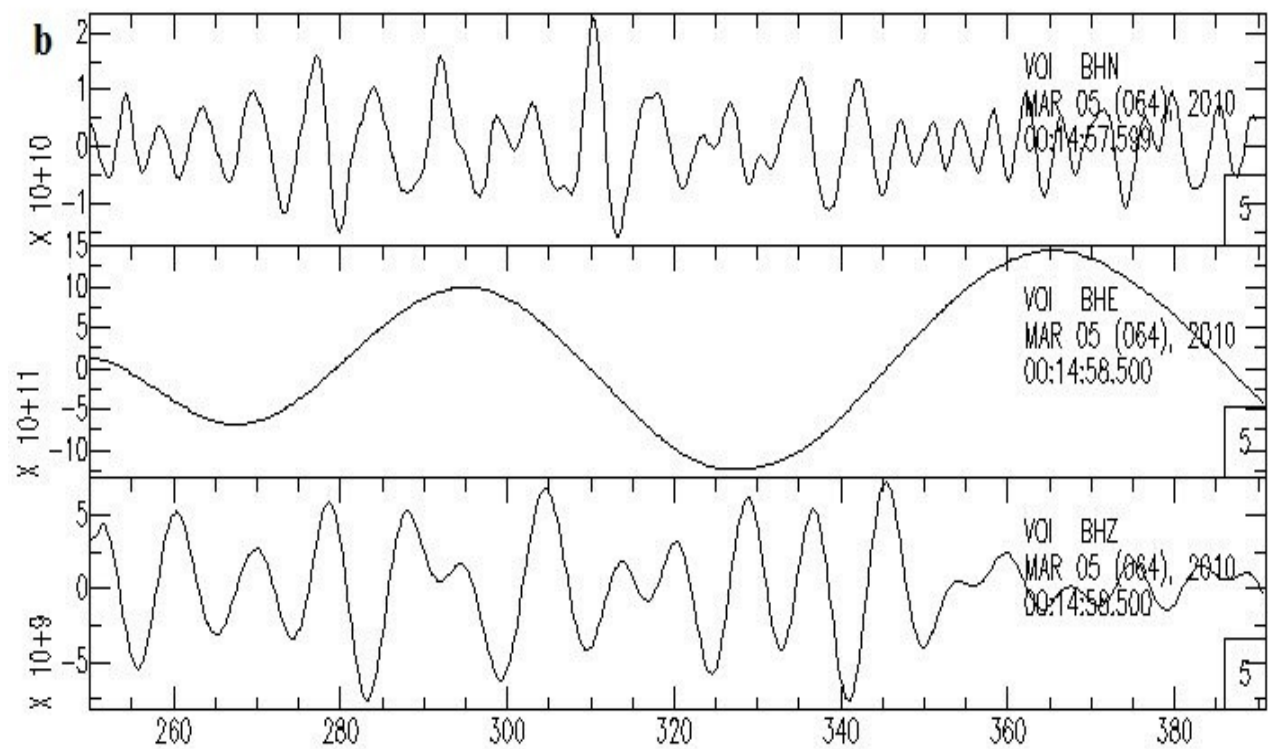
Après avoir fait la correction instrumentale on a pu insérer les informations manquantes en utilisant le logiciel SAC. Ces informations sont les coordonnées du foyer, la profondeur, la magnitude, les coordonnées de la station, le nom de la station et le nom des composantes c'est-à-dire BHE, BHN et BHZ qui sont respectivement les composantes Est-Ouest, Nord-Sud et verticale.

Les tracés obtenus sont représentés à la page suivante :

- Pour l'événement n°1 du 27/02/2010 on a :



- Pour l'événement n°2 du 05/03/2010 on a :



- Pour l'événement n°3 du 14/03/2010 on a :

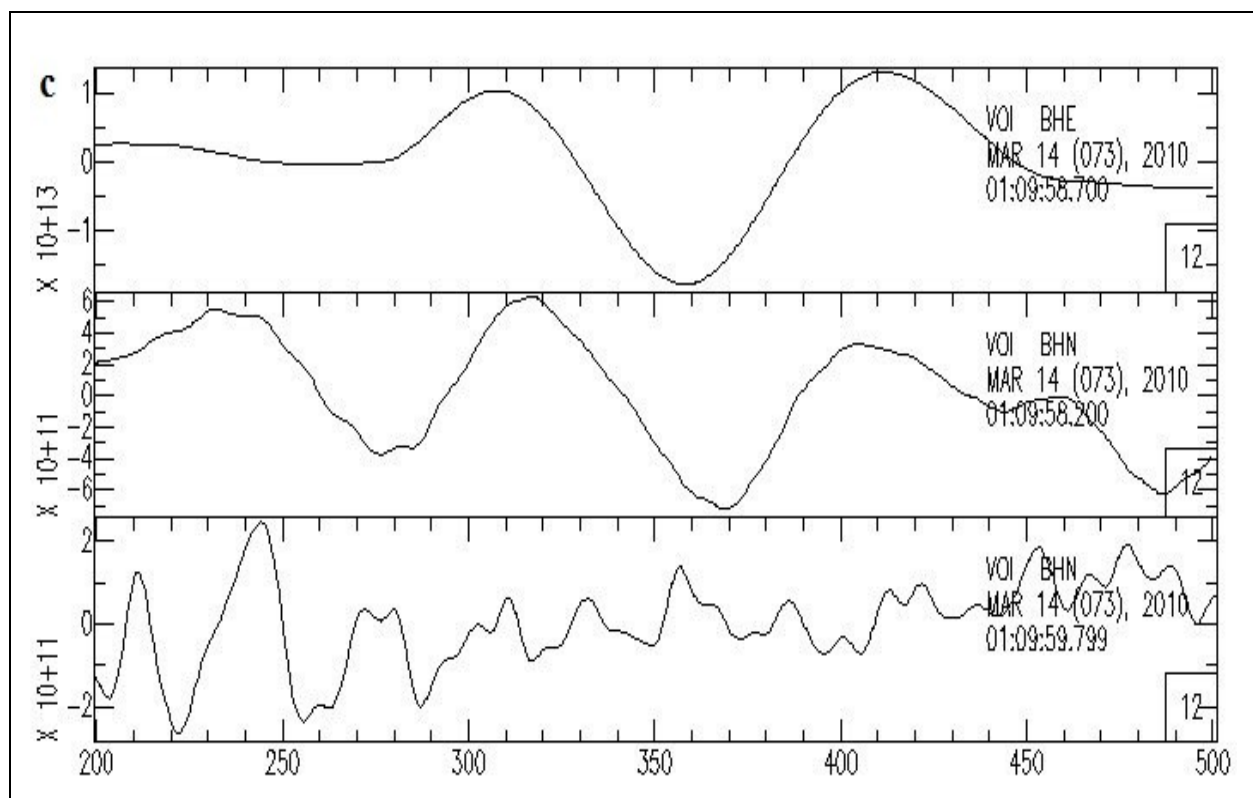


Figure 27: a, b et c représentent les tracés après avoir mis toutes les informations

II.2.8. Synchronisation et rotation

II.2.8.1. Synchronisation

Avant de faire la rotation, il est nécessaire de faire une synchronisation.

En effet, pendant l'étape de la correction instrumentale, lors de la sélection des intervalles pour toutes les composantes de chaque événement, cette sélection a été faite manuellement. Cela a comme conséquence, les tracés pour chaque événement n'ont pas exactement la même origine de temps. La sélection, pour la méthode des « receiver function » doit avoir un intervalle de temps compris environ entre deux à quatre minutes. C'est la raison pour laquelle on a fait notre sélection sur les intervalles suivants :

- Pour l'événement n°1, on a choisit un intervalle entre 90 à 230 secondes
- Pour l'événement n°2, cet intervalle est entre 250 à 390 secondes
- Pour l'événement n°3, cet on a pris comme intervalle 200 à 500 secondes.

Ce qui montre que les deux premiers événements ont même intervalles de temps égal 140 secondes équivalent à deux minutes et vingt secondes. Par contre, pour le troisième événement, on a choisit un intervalle de temps égal à six minutes car pour une durée inférieure à celle-ci, les résultats n'étaient pas satisfaisants. Ceci est dû à la qualité des données qui n'était pas assez bonne.

Il se trouve que, dans le logiciel de travail « SAC », il y a un programme pour cette synchronisation. Ce programme s'appelle « SYNCHRONIZE ».

Ce programme a pour but d'initialiser tous les temps des trois composantes afin que ces dernières aient la même origine. Pour cela, le programme lit tous les temps initiaux de chaque composante et identifie celui qui est le plus en retard par rapport aux autres. Celui-là sera choisi comme origine des temps. Et ensuite il va recalculer des nouvelles valeurs du header comme B, E, A signifiant respectivement le temps origine, le temps final et le premier temps d'arrivé.

II.2.8.2. Rotation

Cette étape a pour objectif de faire la rotation des composantes du système de coordonnées Z, N, E vers l'autre système de coordonnées Z, R, T.

En effet, l'enregistrement se fait au niveau de la composante verticale et des deux composantes horizontales du repère Z, N, E, c'est-à-dire du système du rai P émergent. Pour cela, il faut transformer ce repère afin d'avoir les composantes Z, R, T suivant la verticale, la radiale et la transversale. Ceci permet d'isoler complètement l'onde P car la composante Z est dominée par l'onde P pendant que les composantes R et T sont dominés par l'énergie des ondes converties.

Pour faire cette rotation, il est nécessaire d'avoir les valeurs de l'azimuth et du back azimuth car cette rotation sera faite par rapport au grand cercle. Parmi les buts de la rotation, c'est d'avoir les composantes radiale et transversale du déplacement du sol.

Ceci est réalisable grâce aux deux valeurs CMPINC et CMPAZ contenues dans le header et qui caractérisent le sens du déplacement du sol.

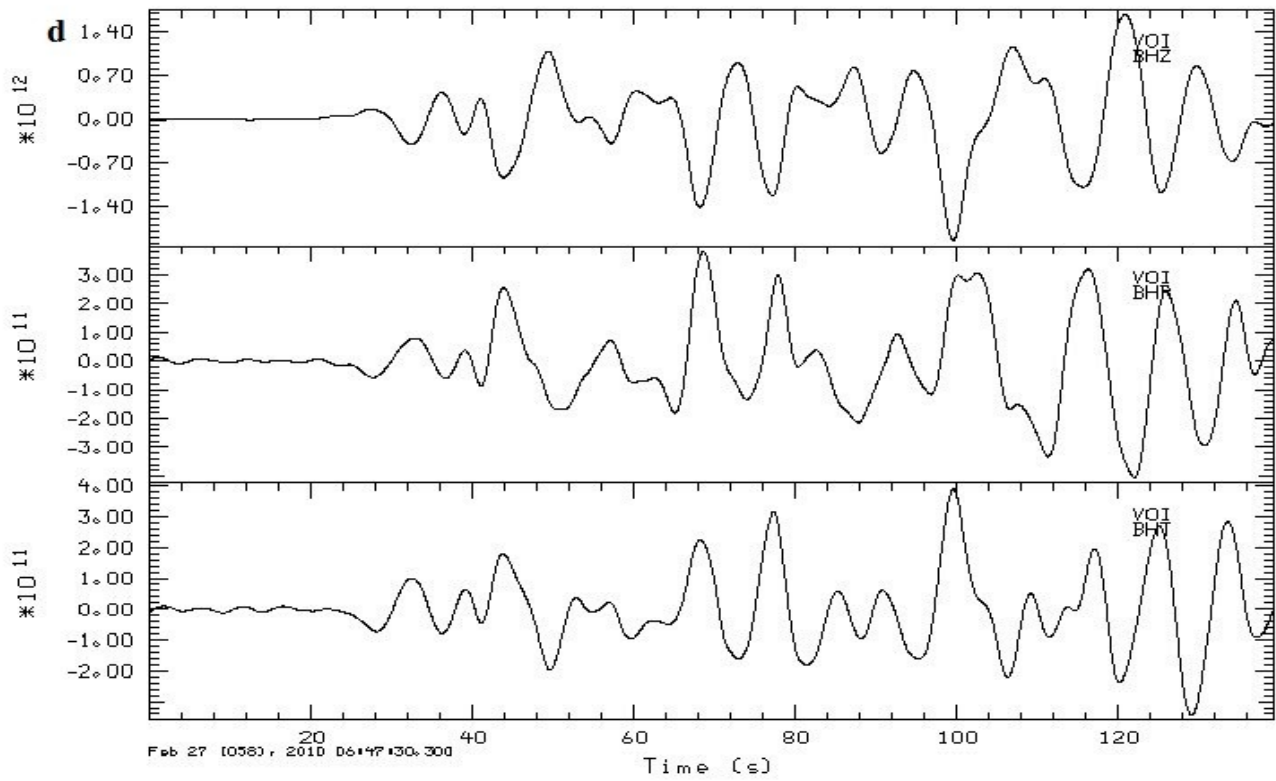
- CMPINC = 0 montre que le mouvement du sol se fait vers le haut
- CMPINC = 90 montre que le déplacement du sol se fait suivant la direction horizontale.
- CMPAZ = 0 signifie que le mouvement se fait suivant le Nord
- CMPAZ = 90 correspond un mouvement vers l'Est.

Pour effectuer donc cette rotation, on a utilisé le logiciel GSAC.

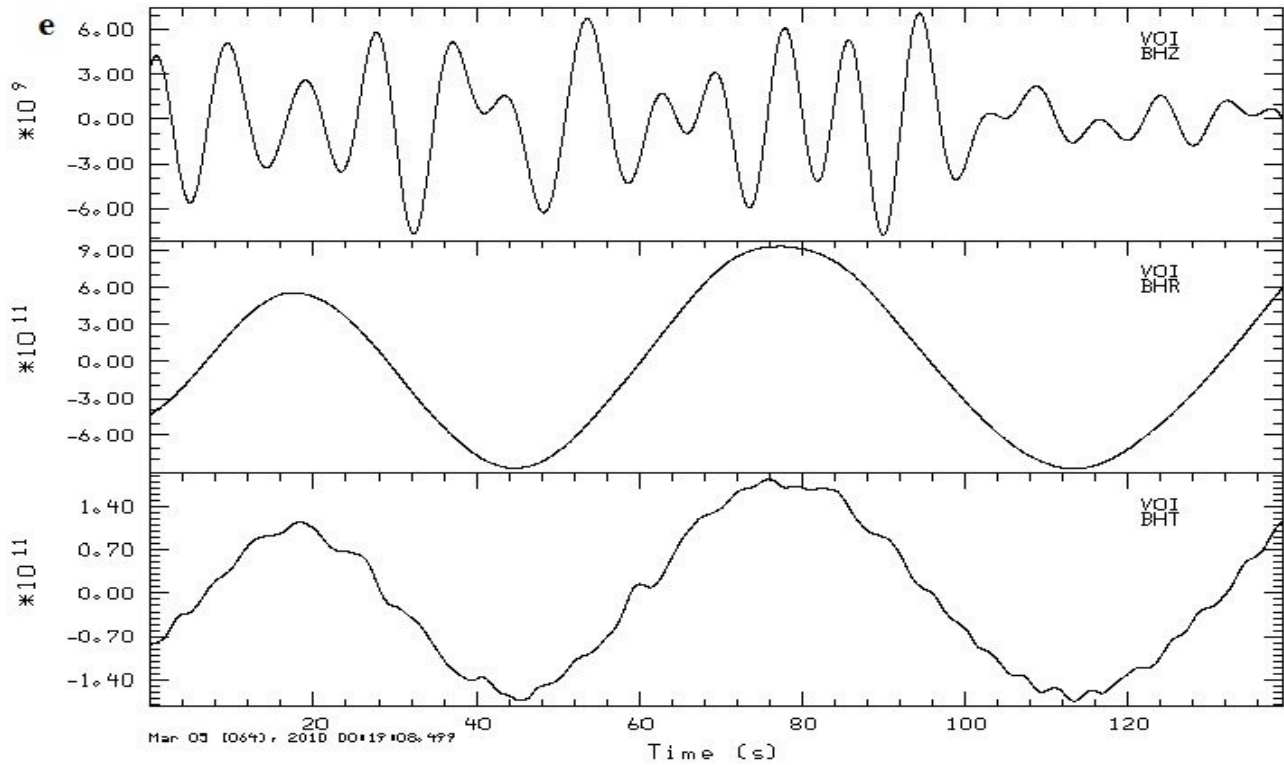
Après la rotation, les fichiers de sortie porteront les noms fileR, fileT et fileZ signifiant respectivement les composantes radiale, tangentielle et suivant Z.

Voir les sismogrammes sorties après la rotation dans la page suivante :

- Pour l'événement n°1 du 27/02/2010 on a :



- Pour l'événement n°2 du 05/03/2010 on a :



- Pour l'événement n°3 du 14/03/2010 on a :

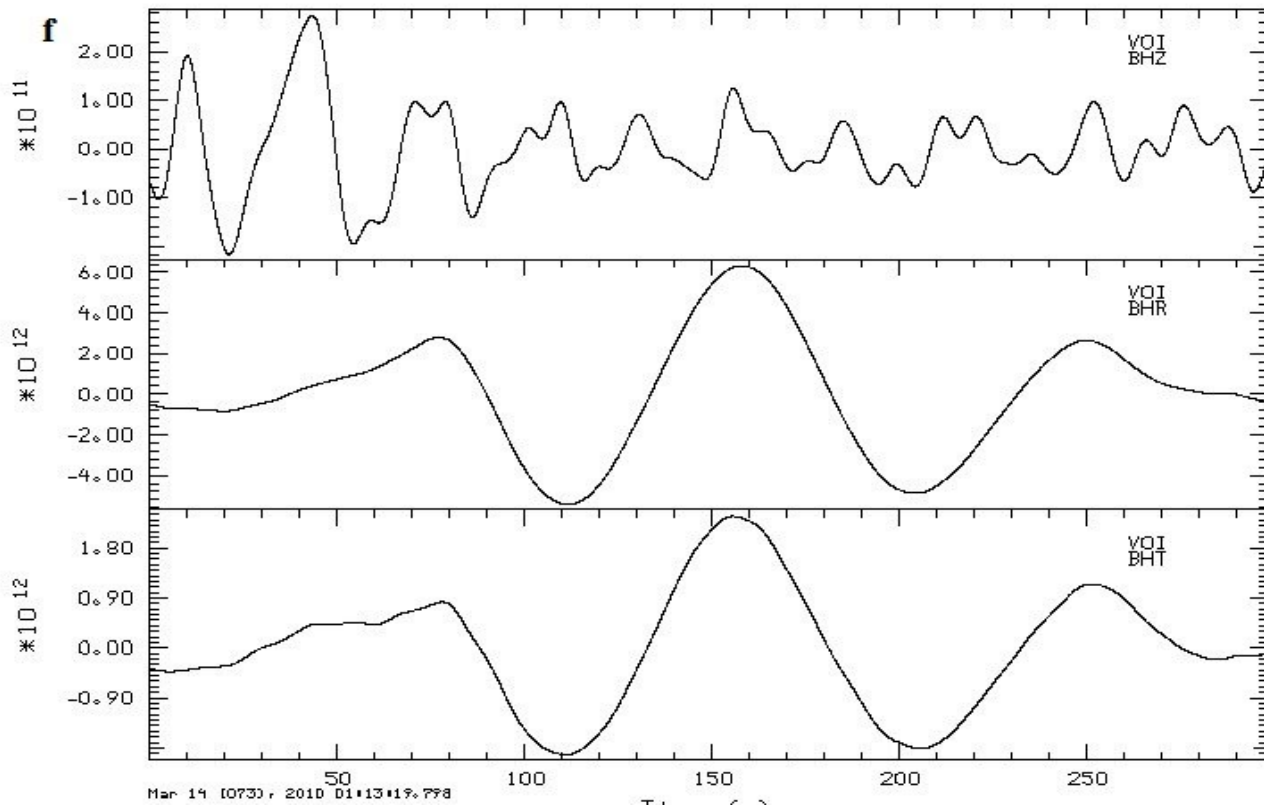


Figure 28: d, e et f représentent les tracés des sismogrammes après avoir fait la rotation

II.3. Calcul des « Receiver Functions » et inversion

II.3.1. Calcul des « Receiver Functions »

La détermination de la structure de vitesse de la croûte et du manteau supérieur en dessous de l'unique station sismique VOI a été faite en utilisant les « receiver functions » télésismiques.

Ces RF utilisent les phases converties des sismogrammes horizontales (Burdick et Langston, 1977) [11].

Après avoir fait la rotation, on a eu les composantes radiale et transversale. Comme le calcul des RF se fait en utilisant la méthode de déconvolution dans le domaine temporel, cette méthode est donc faisable. On va donc faire la déconvolution de la composante verticale représentée par le fichier fileZ avec les composantes radiale et transversale qui sont respectivement fileR et fileT car ces deux composantes contiennent les informations de la structure sous cette station.

Pour réaliser cette déconvolution, on utilise un programme appelé «DORFTN».

Ce programme va donner la liste des RF.

Pendant l'exécution du programme, il va créer deux paramètres importants :

- Paramètre de rai (ray rameter). Ce paramètre est utilisé pour l'étape de l'inversion pour trouver le modèle de vitesse de la structure sous la station. Pour le calcul de ce paramètre, on utilise une

commande appelée `udtdd`. Cette commande fait le calcul à partir des valeurs du GCARC et de l'EVDP se trouvant dans le header. Après le calcul, cette valeur est affectée au champ `USER4`.

- Paramètre du filtre de Gauss α . La valeur de ce paramètre se trouve dans le champ `USER0` dans le header. Il prend en général une valeur très proche de 0.5. c'est pourquoi le modèle considéré après inversion est celui avec α est égale à 0.5.

II.3.2. Inversion

Avant de faire l'inversion, on a inséré un modèle initial arbitraire (figure 29), et un modèle de référence (figure 30), modèle établi par RAZAFINDRAKOTO Hoby et Pr RAMBOLAMANANA Gérard, avec une valeur des ondes S égale à 3.5Km/s.

Ce modèle de référence de départ est fondé sur une certaine connaissance de la surface et de la moyenne des vitesses de la croûte de Madagascar. Le modèle initial est donné par la figure 29 suivante :

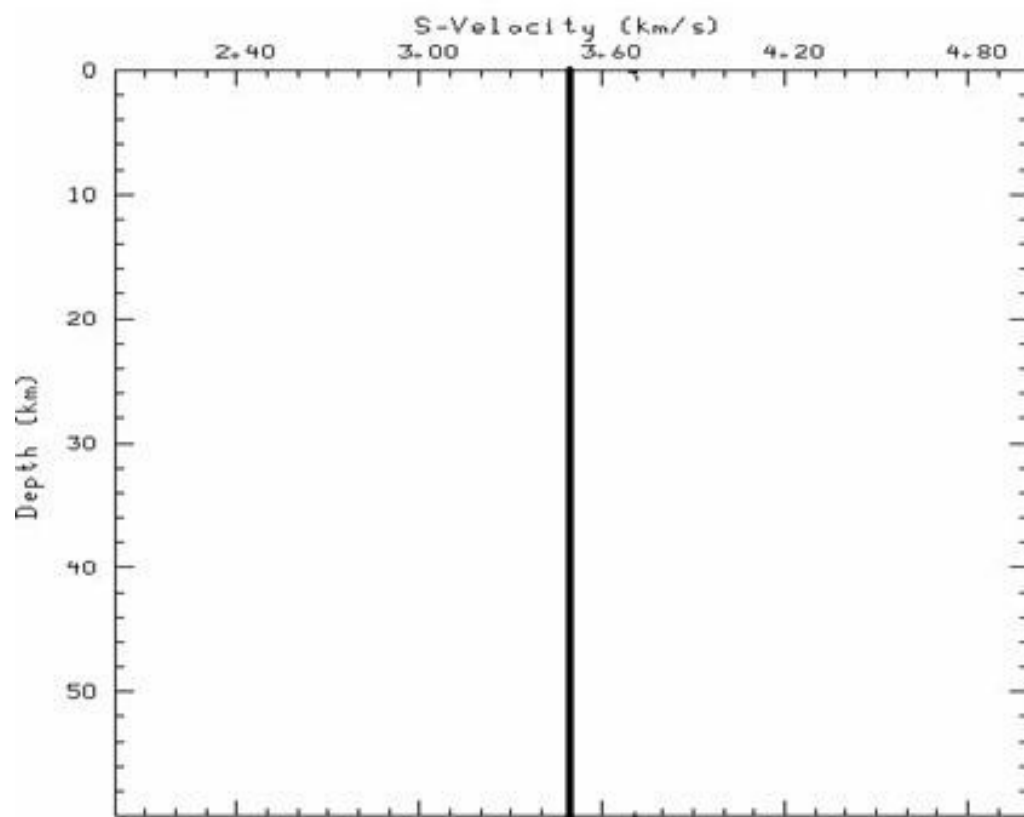


Figure 29 : Modèle initial

Le modèle de référence est le suivant :

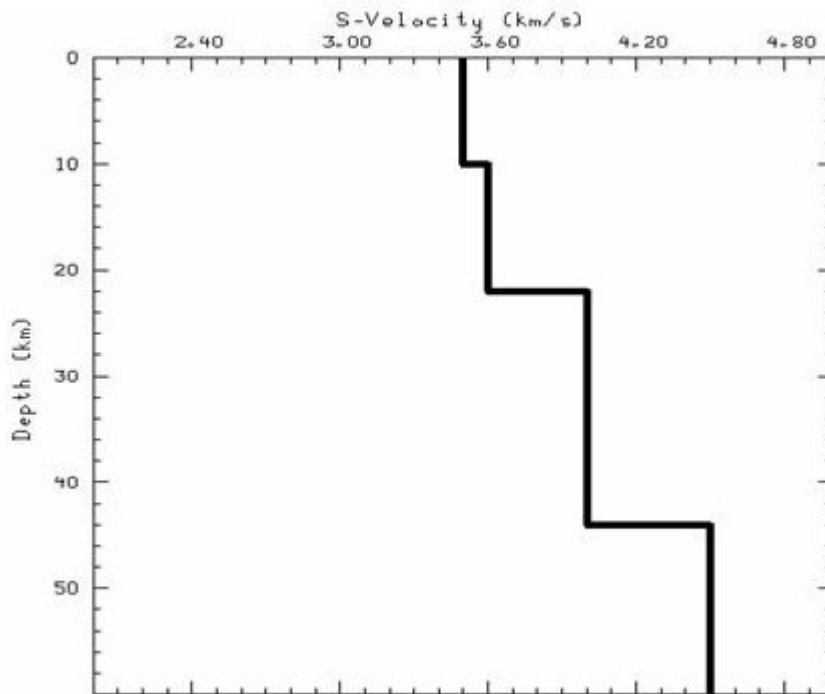


Figure 30 : Modèle de référence

Cette inversion se fait au niveau des « receiver functions » radial et transversal.

Ceci a été réalisé grâce à la liste des « receiver functions » déjà établie pendant l'étape du calcul des RF. Pour faire cette inversion on a besoin des valeurs du paramètre de rai pour les données des trois événements considérés ainsi que les valeurs d'alpha, paramètre du filtre de Gauss. Les paramètres de rai sont donnés par le tableau 5 suivant :

Tableau 5 : Valeurs du de rayon pour chaque événement

N° d'événement	Valeur du paramètre de rayon
1	0.060
2	0.065
3	0.074

Après avoir effectué cette inversion, on a eu en sortie les fichiers 05.rfn, 10.rfn, 25.rfn et 50.rfn.

C'est à partir de ces fichiers qu'on va pouvoir sortir le modèle de vitesse.

PARTIE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS

III.1. Résultats

Après calcul des « receiver functions », on a eu comme résultats ceux données par l'annexe 1.

Pour voir les caractéristiques de ces « Receiver Functions », voyons les graphes suivants :

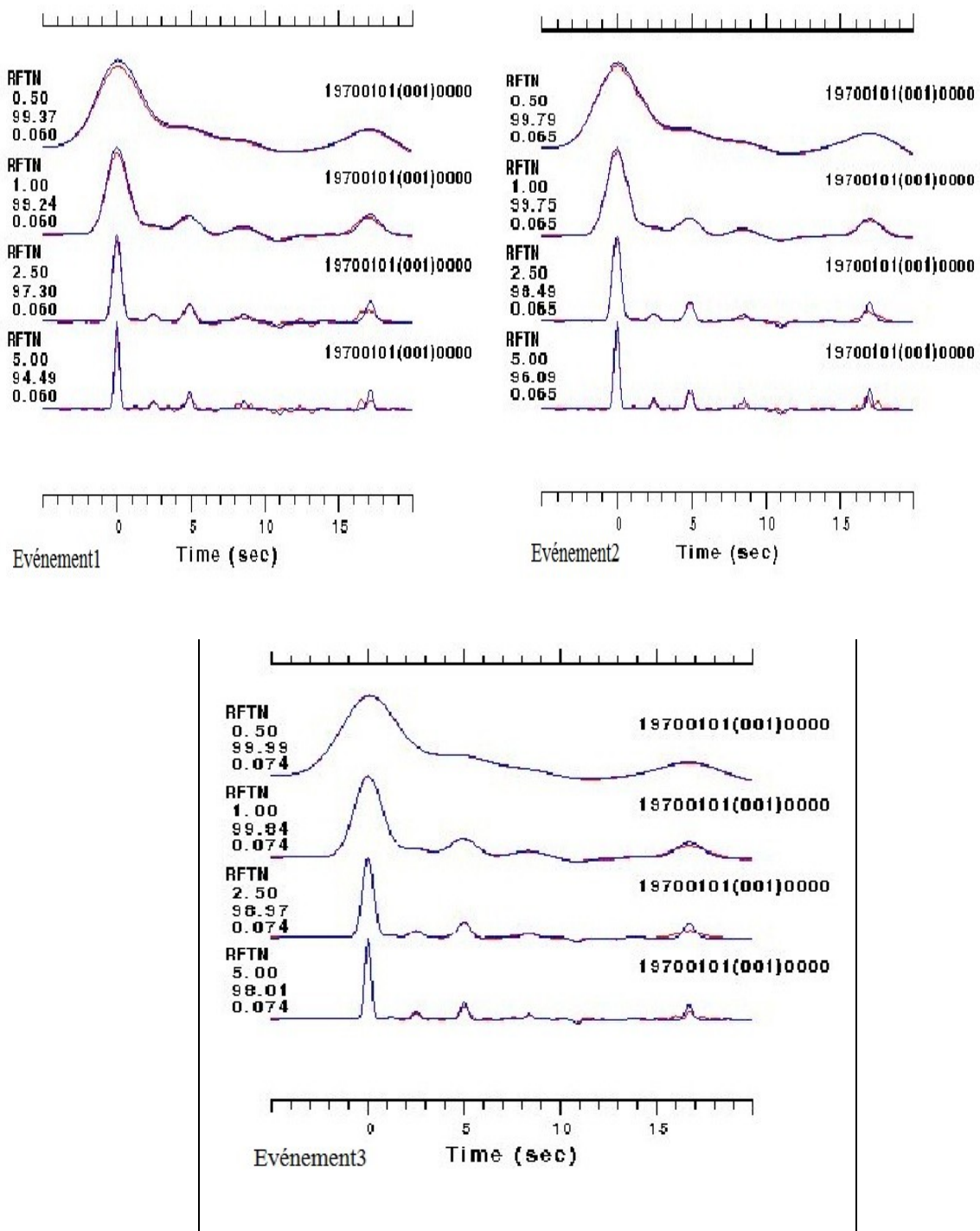


Figure 31: « Receiver functions » observés et calculés des trois événements

Ces graphes nous montrent les courbes observées et calculées des « receiver functions » des trois événements considérés. A partir de ces « receiver functions », il est possible de déterminer directement toutes les informations en dessous de la station. Mais il n'est pas aussi évident car c'est une démarche qui n'est pas encore facile. C'est la raison pour laquelle on a dû faire l'étape de l'inversion afin de mettre en

évidence les modèles de vitesse des ondes de cisaillement en dessous de la station en fonction de la profondeur voir figure suivante :

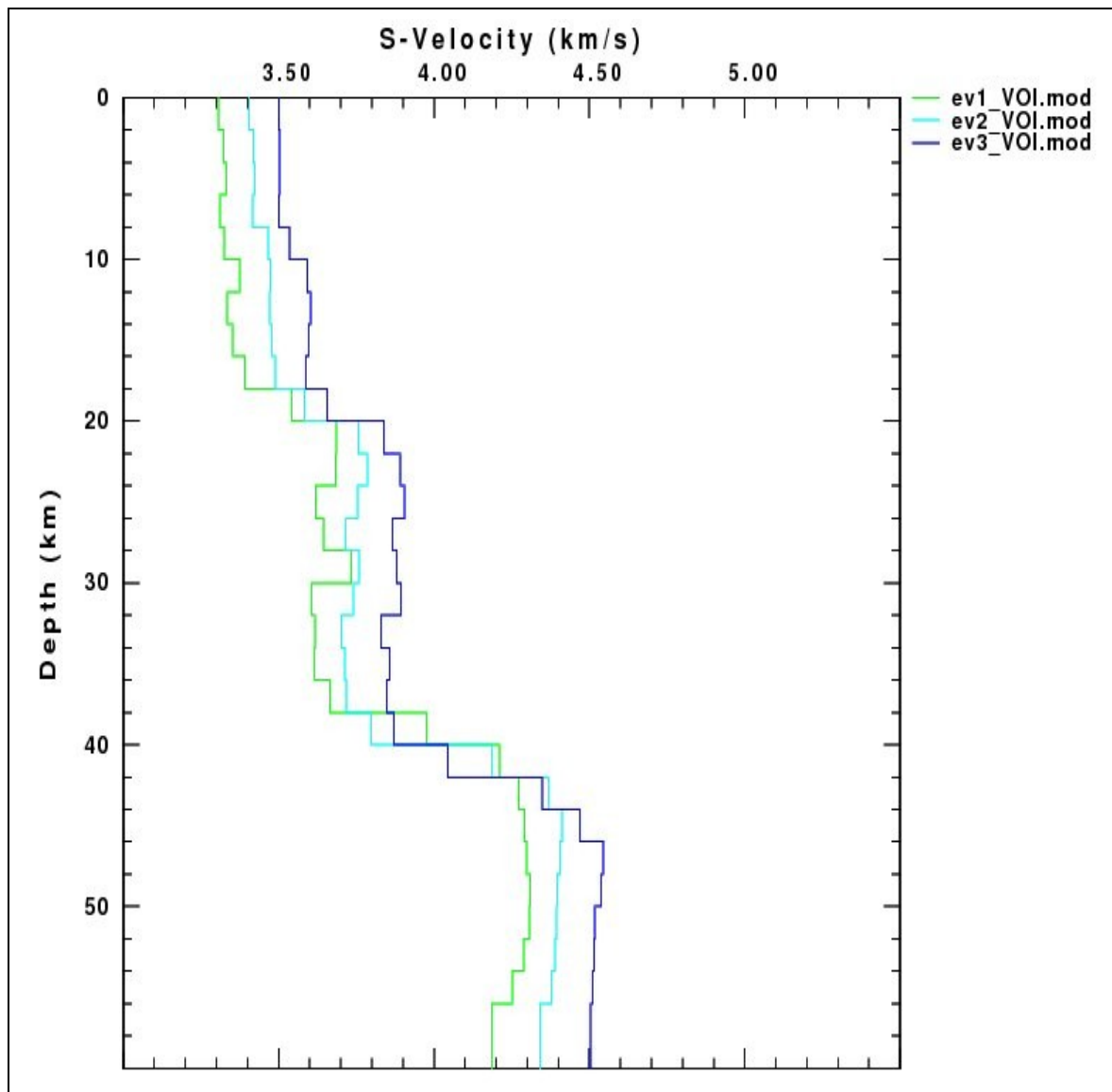


Figure 32: Caractéristiques des vitesses de cisaillement des trois événements

Donc pour chaque événement on a pu représenter la structure de la vitesse de cisaillements au dessous de la station VOI.

A partir de ces représentations, nous nous permettons de donner une moyenne des vitesses pour chaque couche afin de pouvoir faciliter nos interprétations.

Cette moyenne des vitesses de cisaillement est donnée par la figure 33 suivante :

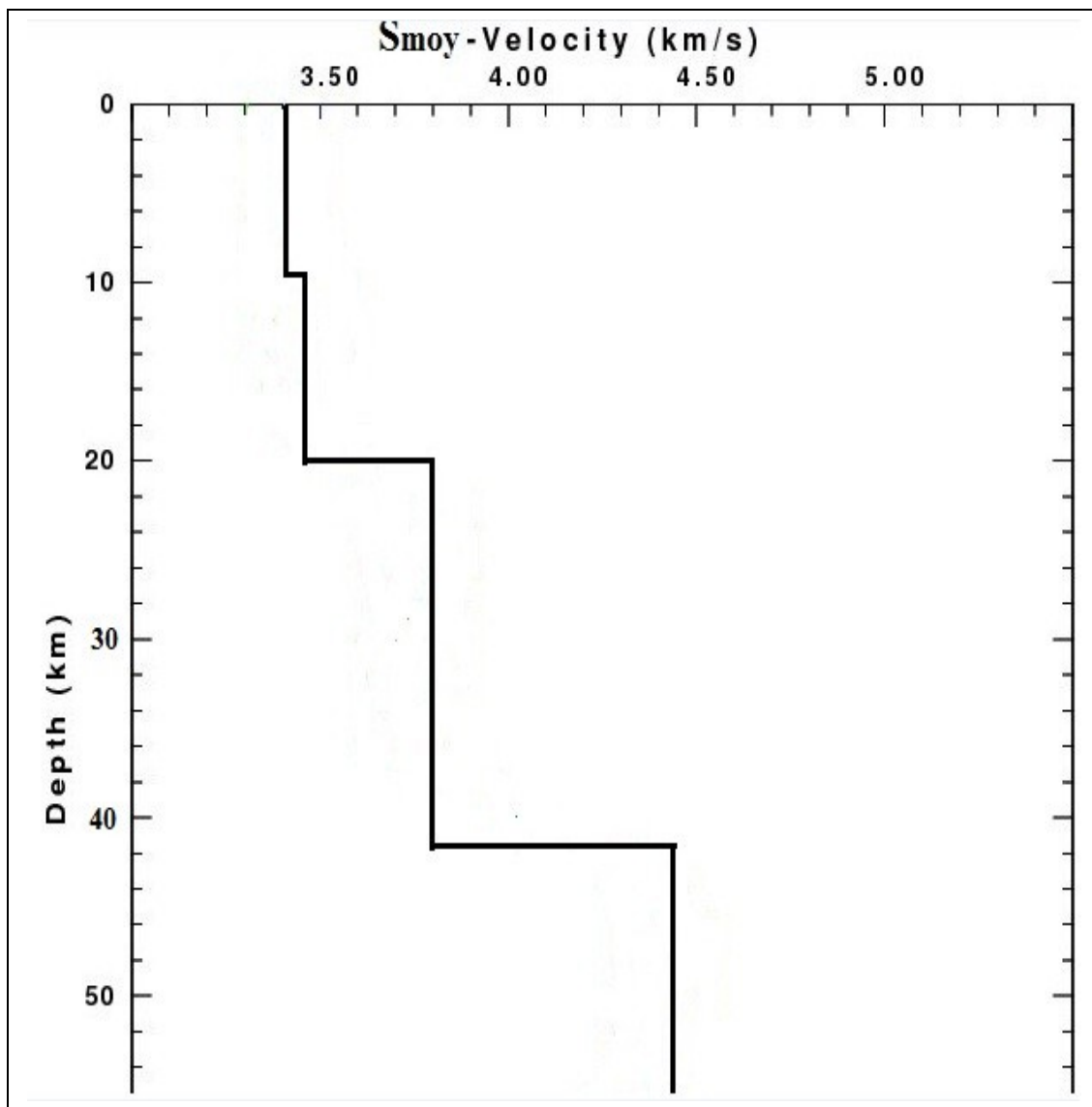


Figure 33: La moyenne des vitesses de cisaillement des trois événements

De même, comme le sous sol est aussi traversé par les ondes P, on peut de même montrer les caractéristiques des vitesses de ces ondes pour les trois événements en fonction de la profondeur. Leurs variations sont montrées par la figure 34 suivante :

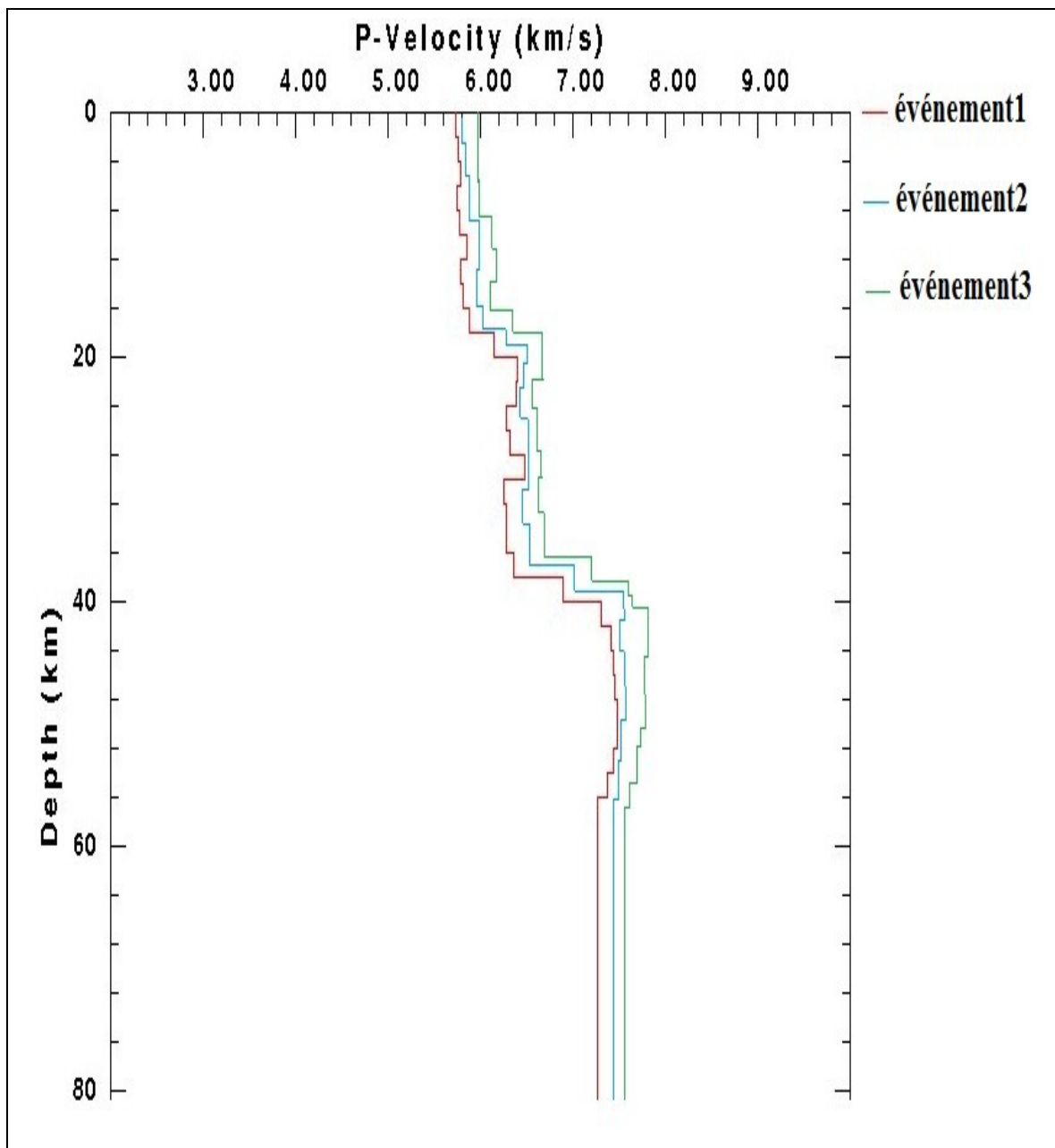


Figure 34: Caractéristiques des vitesses de l'onde P des trois événements

Aussi, la moyenne de ces vitesses est donnée par la figure 35 de la page suivante :

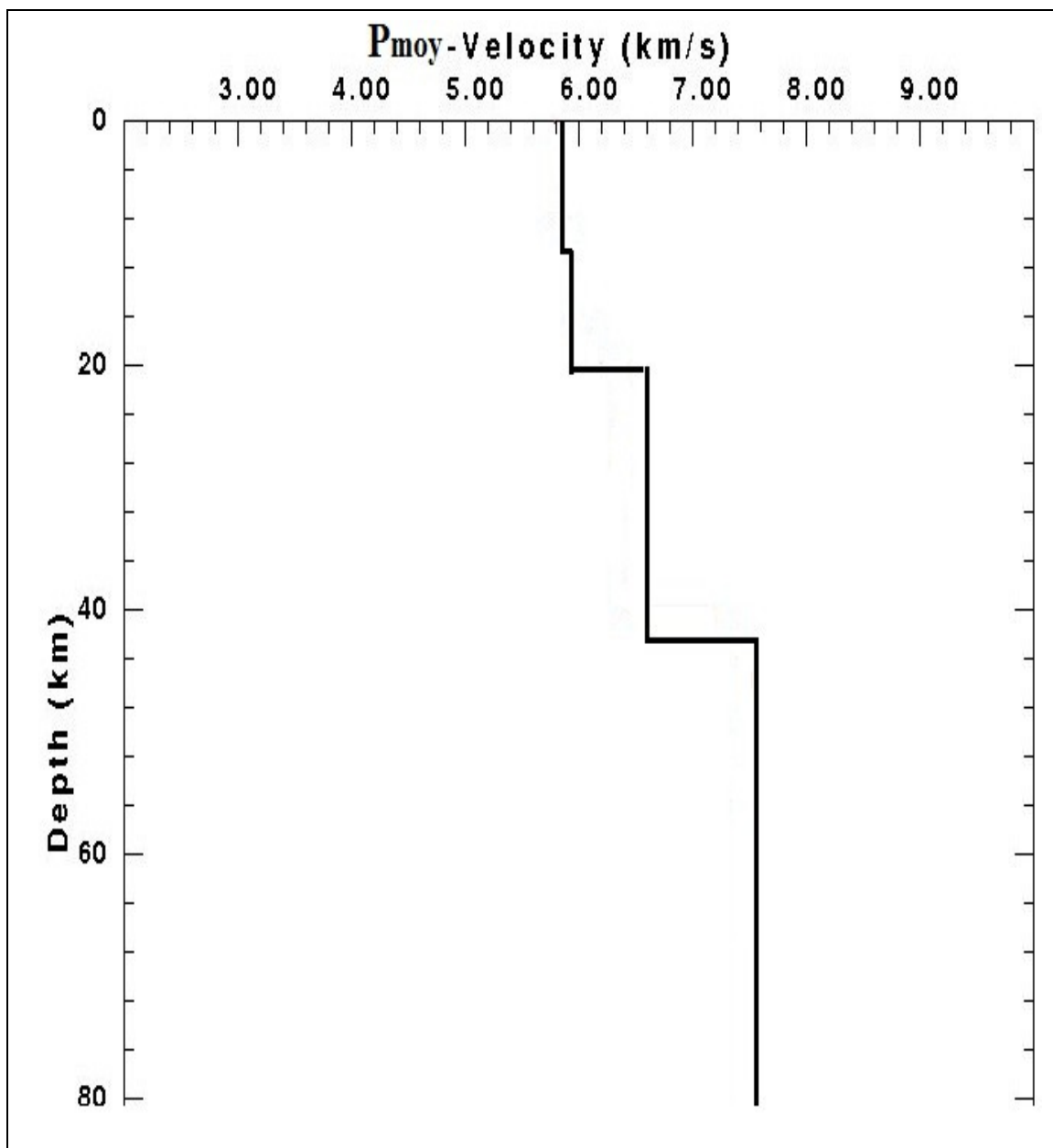


Figure 35: La moyenne des vitesses de l'onde P des trois événements

Ainsi, parmi les caractéristiques de la structure de la Terre, il y'a la densité. Chaque couche est définie par une densité moyenne. Ceci nous a permis aussi de présenter la variation de cette densité en dessous de la station en fonction de la profondeur, voir la figure de la page suivante.

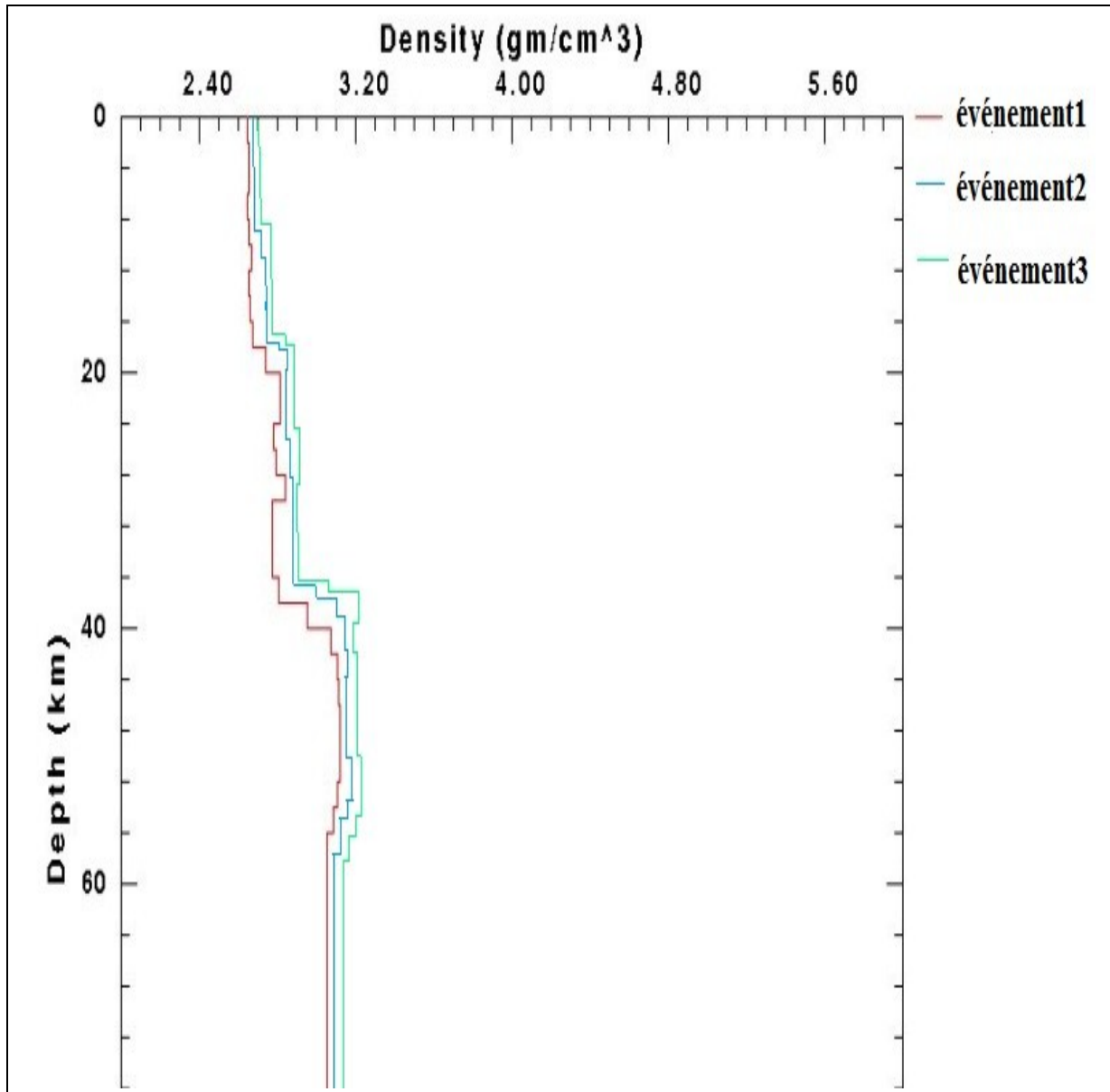


Figure 36: Variations de la densité au dessous de la station VOI

On peut également fournir une représentation unique de ces variations en donnant la moyenne de densité pour chaque couche. Cette moyenne est montrée par la figure 37 de la page suivante.

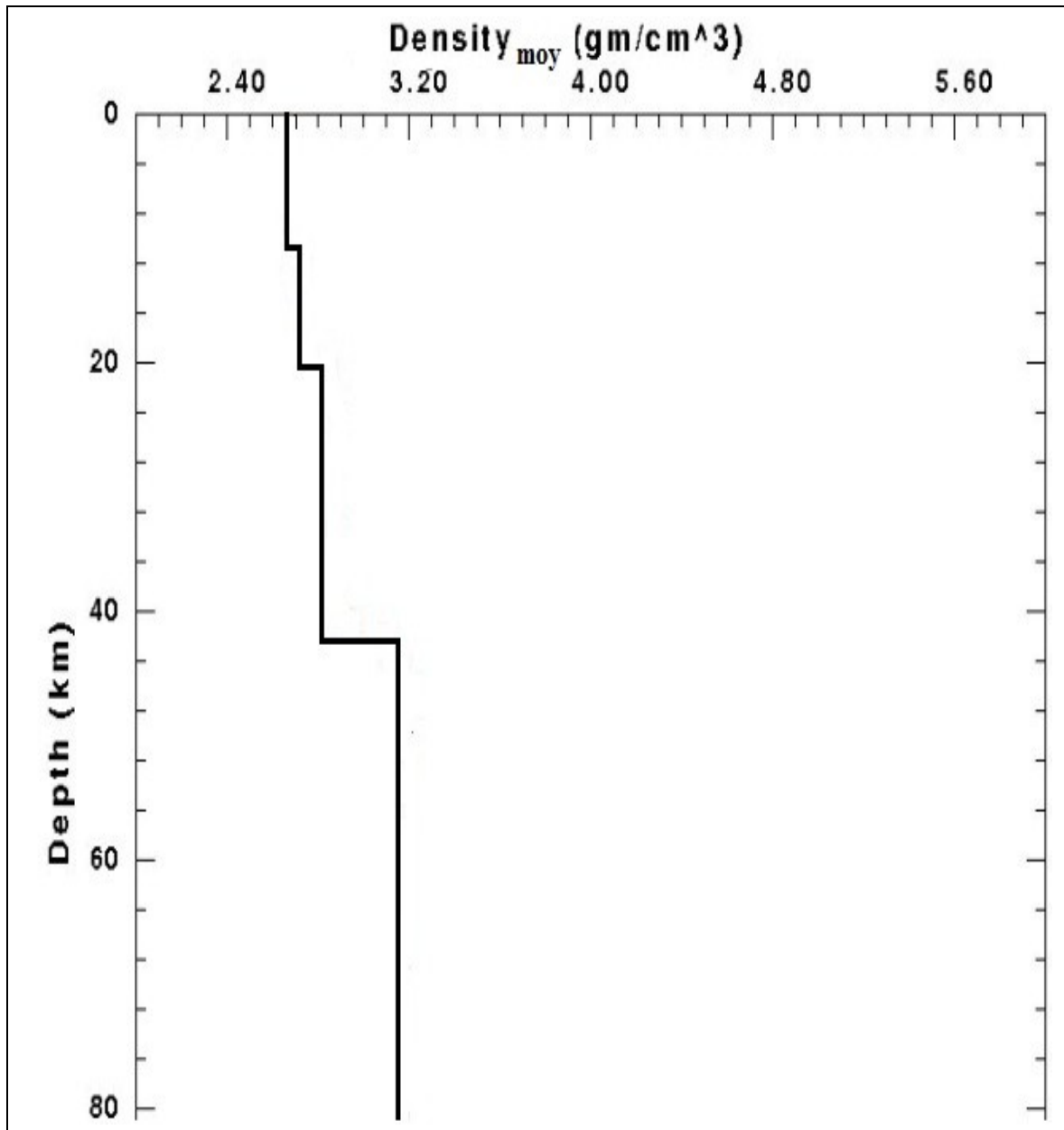


Figure 37: La moyenne des densités des couches pour les trois événements

III.2. Interprétations et Discussions

III.2.1. Interprétations

La structure en dessous de la station VOI est répartie en couches successives.

Pour repérer ces couches, on a utilisé les ondes sismiques et une loi :

« Dès que la vitesse des ondes sismiques changent brusquement et de façon importante, c'est qu'il y'a changement de milieu, donc de couche ».

En observant les résultats ainsi présentés dans le paragraphe précédent, en particulier celui de la moyenne des vitesses des ondes de cisaillement des trois événements, on remarque qu'il existe trois discontinuités au niveau des profondeurs 10Km, 20Km et 42Km.

Elles sont aussi mises en évidence par les figures 35 et 37 qui représentent respectivement la moyenne des variations des vitesses des ondes P et la moyenne des variations des densités des trois événements considérés. Chaque figure expose les mêmes discontinuités. Ceci s'explique au fait que, plus on descend à l'intérieur de la Terre, plus la vitesse des ondes P, $V_p = 1.7 \times V_s$, augmente avec la densité.

En commençant du bas vers le haut, on a pu situer la discontinuité de Mohorovicic, le Moho, à une profondeur égale à 42Km. Cette discontinuité sépare deux milieux de caractéristiques différentes à savoir, le manteau et la croûte continentale.

Le manteau est la partie qui se situe au dessous de cette discontinuité par contre la croûte continentale est l'autre partie qui se trouve au dessus du Moho. Grâce aux ondes sismiques étudiées, on a pu mettre en évidence une autre discontinuité au sein de la croûte continentale à une profondeur égale à 20Km. Cette discontinuité, de Conrad, indique une différence de composition entre deux ensembles qui sont la croûte supérieure et la croûte inférieure. La croûte supérieure est à son tour subdivisée en deux parties par une discontinuité peu remarquable qui se situe à une profondeur de 10Km. Ces deux parties sont une zone A au dessus de la discontinuité c'est-à-dire entre 0Km à 10Km qui est la partie la plus superficielle et une autre zone B qui est entre la discontinuité de profondeur égale à 10Km et celle qui se situe à 20Km.

Donc pour voir les caractéristiques de ces couches voyons le tableau 6 de la page suivante :

Tableau 6 : Caractéristiques des couches se trouvant sous la station VOI

	Epaisseur	Domaine de	Moyenne	Vp (Km/s)	Densité
--	-----------	------------	---------	-----------	---------

			(Km)	variation de Vs (Km/s)	Vs (Km/s)		(g/cm ³)
Croûte	Croûte supérieur	Zone A	10	3.30 – 3.50	3.40	5.81	2.67
		Zone B	10	3.48 – 3.54	3.49	5.96	2.71
	Croûte inférieur		22	3.70 – 3.90	3.80	6.46	2.80
Manteau					4.42	7.53	3.13

Ces couches sont aussi mises en évidences par des travaux de recherches réalisées par le Pr. RAMBOLAMANANA Gérard (1997) [12]. Le tableau suivant donne les résultats de son travail.

Tableau 7 : Modèle de vitesse de la partie centrale de Madagascar d'après RAMBOLAMANANA (1997)

Numéro de la couche	Vitesse des ondes P (Km/s)	Epaisseur de la couche (Km)
1	5.9	10
2	6.1	10
3	6.7	22
4	8.1	26

III.2.2. Discussions

D'après le tableau 6, on remarque que plus la profondeur augmente, plus la vitesse des ondes sismiques augmente ainsi que la densité. La vitesse de ces ondes connaît des brusques variations au niveau des discontinuités en particulier les deux dernières. Voir partie III.1. Ceci nous montre que ces trois discontinuités séparent quatre milieux de caractéristiques différentes à savoir, la croûte supérieure composée d'une zone A et d'une zone B, la croûte inférieure et le manteau supérieur.

Dans la première couche, dans la zone A, la vitesse des ondes S varie entre 3.30 à 3.50 Km/s, ce qui donne une moyenne égale à 3.40 Km/s avec une densité moyenne égale à 2.67 g/cm³. Pour la zone B, cette vitesse varie entre 3.48 à 3.54 Km/s avec une moyenne égale à 3.49 Km/s et une densité égale à 2.71 g/cm³. Par contre la croûte inférieure, la vitesse des ondes S varie entre 3.70 à 3.80 Km/s et présente une moyenne de vitesse égale à 3.80 Km/s pour les ondes S avec une densité égale à 2.80 g/cm³. Quand au manteau, la vitesse des ondes S vaut 4.42 Km/s et présente une densité égale à 3.13g/cm³.

CONCLUSION

L'étude de la structure en dessous de la station VOI a mis en évidence quatre couches à savoir : une première couche, zone A comprise entre 0 à 10 Km est caractérisée par une densité moyenne égale à

2.67 g/cm³ et une moyenne des vitesses des ondes S égale à 3.40 Km/s. Cette couche est suivie d'une couche zone B se situant entre 10 Km et 20 Km caractérisée par une densité moyenne égale à 2.71 g/cm³ et une moyenne des vitesses des ondes S égale à 3.49Km/s. Ensuite, vient une troisième couche localisée entre 20Km et 42 Km de caractéristiques : une densité moyenne égale à 2.80 g/cm³ et une vitesse moyenne des ondes S égale à 3.80 Km/s. Enfin la quatrième couche qui se trouve sous la station est le manteau supérieur caractérisé par une densité égale à 3.13 g/cm³ et une vitesse des ondes S égale à 4.42 Km/s.

Annexe 1 : Receiver functions calculés

Après avoir calculé des « Receiver Function », on a eu les résultats suivants :

- Evénement n°1 :

R.VOIBHZ2010058064559.0.5

R.VOIBHZ2010058064559.1.0

R.VOIBHZ2010058064559.2.5

R.VOIBHZ2010058064559.5.0

T.VOIBHZ2010058064559.0.5

T.VOIBHZ2010058064559.1.0

T.VOIBHZ2010058064559.2.5

T.VOIBHZ2010058064559.5.0

- Evénement n°2 :

R.VOIBHZ2010064001457.0.5

R.VOIBHZ2010064001457.1.0

R.VOIBHZ2010064001457.2.5

R.VOIBHZ2010064001457.5.0

T.VOIBHZ2010064001457.0.5

T.VOIBHZ2010064001457.1.0

T.VOIBHZ2010064001457.2.5

T.VOIBHZ2010064001457.5.0

- Evénement n°3 :

R.VOIBHZ2010073010958.0.5

R.VOIBHZ2010073010958.1.0

R.VOIBHZ2010073010958.2.5

R.VOIBHZ2010073010958.5.0

T.VOIBHZ2010073010958.0.5

T.VOIBHZ2010073010958.1.0

T.VOIBHZ2010073010958.2.5

T.VOIBHZ2010073010958.5.0

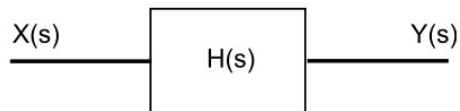
Annexe 2 : Les fonctions de transfert

1. Introduction

Une fonction de transfert est le ratio de la sortie d'un système à l'entrée d'un système linéaire invariant, dans le domaine de Laplace, compte tenu de sa situation initiale égale à zéro. Si nous avons une fonction d'entrée de $X(s)$, et une fonction de sortie $Y(s)$, nous définissons la fonction de transfert $H(s)$ à :

$$H(s) = \frac{Y(s)}{X(s)}$$

On peut aussi définir la fonction de transfert comme étant la transformée de Laplace de la réponse impulsionnelle. Celle-ci est alors la sortie du système en réponse à cette impulsion.



2. La transformée de Laplace

La transformée de Laplace de la réponse impulsionnelle $Y(s)$ est définie comme suit :

$$\mathcal{L} Y(s) = \int_0^{+\infty} Y(t) e^{-st} dt$$

avec s , la variable complexe de Laplace : $s = x + iy$

3. La réponse impulsionnelle

Nous allons examiner l'équivalent dans le domaine temporel à l'entrée ci-dessus relation entrée/sortie. Dans le domaine temporel, nous avons généralement désigné l'entrée d'un système sous la forme $x(t)$, et la sortie du système $y(t)$. La relation entre l'entrée et la sortie est appelée la **réponse impulsionnelle** $h(t)$. Comme on a vu dans le paragraphe précédent, Nous définissons la réponse impulsionnelle comme étant la relation entre la sortie du système à son entrée. Nous pouvons utiliser l'équation suivante pour définir la réponse impulsionnelle:

$$h(t) = \frac{y(t)}{x(t)}$$

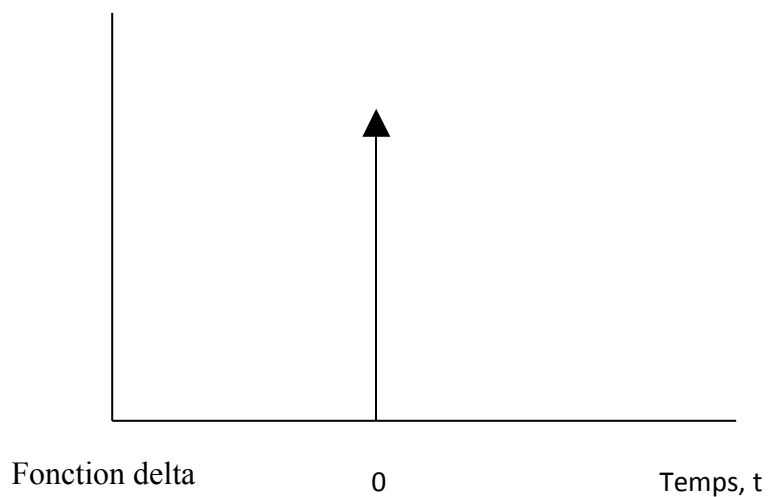
Ceci nous conduit à définir la fonction impulsion.

4. Fonction impulsion

La fonction impulsion, notée $\delta(t)$, est une fonction spéciale définie par morceaux comme suit :

$$\delta(t) = \begin{cases} 0, & t < 0 \\ \text{indéfini}, & t = 0 \\ 0, & t > 0 \end{cases}$$

La fonction impulsion est également connue comme la fonction delta notée avec la lettre grecque cas δ -bas. La fonction delta est généralement représentée graphiquement par une flèche vers l'infini, comme indiquée ci-dessous:



Annexe 3 : Déconvolution

La déconvolution est le problème qui consiste à restituer au mieux (selon un critère choisi) un signal inconnu, à partir de sa version dégradée par convolution et bruitée. Ce problème est important en traitement du signal et d'image et se rencontre dans divers domaines de la physique notamment la sismologie.

1. Le sismogramme

On peut considérer un enregistrement sismique $x(t)$ comme la sortie d'une série de filtres linéaires en cascade, chacun considéré invariant dans le temps. Un modèle simple :

$$x(t) = \omega(t) * e(t) + n(t), \quad (1)$$

Où

- $\omega(t)$ est l'onde sismique ;
- $e(t)$ est la réponse impulsionnelle du sol incluant le modèle de réflectivité et de l'atténuation ;
- $*$ est l'opérateur de convolution
- $n(t)$ est le bruit

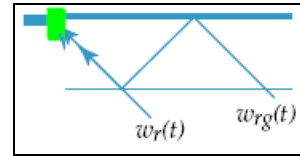
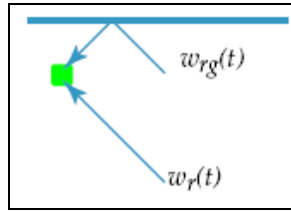
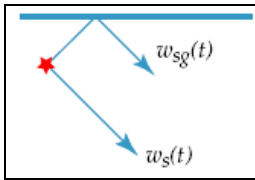
Le but de cette déconvolution est de récupérer $e(t)$.

Notons que l'onde sismique peut également être vue comme la sortie d'une série de filtres, qui peuvent varier d'une trace à l'autre :

$$\omega(t) = \omega_s(t) * \omega_{sg}(t) * \omega_r(t) * \omega_{rg}(t) * \omega_i(t) \quad (2)$$

Où

- $\omega_s(t)$ est le signal de la source ;
- $\omega_{sg}(t)$ est un fantôme de la source (réflexion en surface) ;
- $\omega_r(t)$ est la réponse du géophone ;
- $\omega_{rg}(t)$ est un fantôme du géophone ;
- $\omega_i(t)$ le système de réponse d'acquisition.



1. L'opérateur de convolution

Soient deux signaux réels discrets a et b :

- a contient m coefficients ;
- b contient n coefficients ;
- les coefficients de la convolution $c(t) = a(t) * b(t)$ sont

$$c_k = \sum_{j=0}^n a_{k-j} b_j, k = 0, 1, 2, \dots, m + n - 1, \quad (3)$$

- La convolution est entre autres commutative, associative et distributive.

2. L'opérateur d'intercorrélation

Soient deux signaux réels discrets e et b :

- a contient m coefficients ;
- b contient n coefficients ;
- les coefficients d'intercorrélation $c(t) = a(t) \boxed{\cdot} b(t)$ sont

$$c_k = \sum_{j=0}^n a_j b_{k+j}, k = 0, 1, 2, \dots, m, \quad (4)$$

- l'intercorrélation n'est pas commutative ;
- la relation entre convolution et intercorrélation :

$$a(t) * b(t) = a(-t) * b(t). \quad (5)$$

3. Déconvolution déterministe

Partant du modèle $x(t) = \omega(t) * e(t) + n(t)$, si l'on pose que le bruit $n(t)$ est négligeable et l'on connaît l'onde sismique $\omega(t)$, alors il y a une seule inconnue au système : $e(t)$, et la solution est dite déterministe.

Si $\omega(t)$ n'est pas connu (le cas le plus fréquent), la solution est dite statistique.

Définissons un filtre $f(t)$ tel que :

$$e(t) = f(t) * x(t), \quad (6)$$

et insérons (6) dans (1) et nous obtenons :

$$x(t) = \omega(t) * f(t) * x(t).$$

En éliminant $x(t)$ (qui est un processus aléatoire), on trouve

$$\delta(t) = \omega(t) * f(t) \quad \Leftrightarrow \quad f(t) = \delta(t) * \frac{1}{\omega(t)}, \quad (7)$$

Où $\delta(t)$ est le symbole de Kronecker.

Pour trouver $f(t)$, on peut travailler avec la transformée en Z.

- soit une onde à deux coefficients $\omega(t)$: (1, -1/2). La T.Z. de cette onde est

$$W(z) = \frac{1}{\omega(t)},$$

Grâce aux propriétés de la T.Z., on a :

$$F(z) = \frac{1}{\omega(t)} = \frac{1}{1 - \frac{1}{2}z} = 1 + \frac{1}{2}z + \frac{1}{4}z^2 + \dots$$

- Le filtre $f(t)$ a un nombre infini de coefficients qui décroissent rapidement : on peut tronquer la série.

Si les coefficients de l'onde $\omega(t)$ sont : $(-1/2, 1)$, la T.Z. de son inverse est

$$F(z) = \frac{1}{\omega(t)} = \frac{1}{-\frac{1}{2} + z} = -2 - 4z - 8z^2 + \dots$$

- En tronquant cette série, la solution se détériore car les coefficients augmentent en fonction de t .

4. Déconvolution statistique

Filtre de Wiener :

Définition : le filtre de Wiener a de longueur n est obtenu en solutionnant

$$\begin{vmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{vmatrix} \quad (8)$$

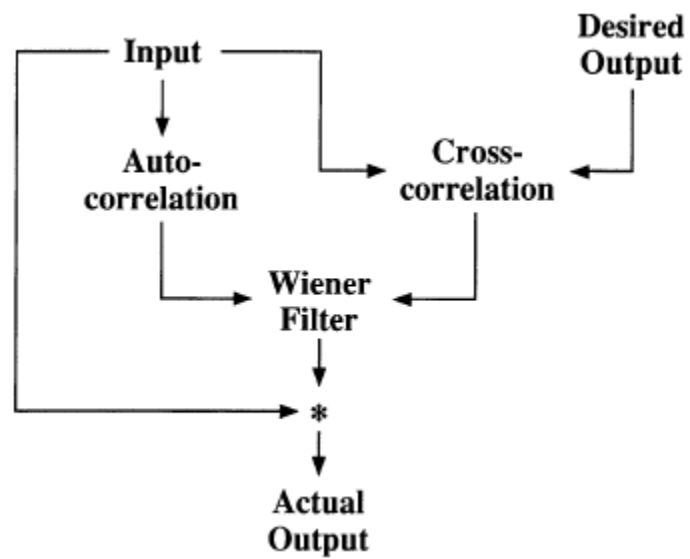
- Les coefficients r_i sont l'autocorrélation de l'onde $\omega(t)$;
- Les coefficients g_i sont l'intercorrélation entre la sortie désirée et l'onde $\omega(t)$.

Notes :

La matrice d'autocorrélation est symétrique (matrice de Toeplitz, solution rapide).

On ajoute un bruit blanc pour stabiliser la solution (diagonale multipliée par $\beta = 1 + \varepsilon$, ε étant le bruit ;

- Le filter de Weiner est optimal au sens des moindres carrés
- La sortie désirée peut avoir une forme arbitraire



Annexe 4 : Le paramètre de rai

Le paramètre de rai p est une quantité observée, laquelle joue un rôle important dans l'exploration et dans la sismologie globale. La constance du paramètre de rai contribue à des méthodes pratiques pour le traçage des rayons et de l'imagerie. La forme standard de p dans un milieu homogène isotrope est :

$$p = \frac{\sin \theta}{v} \quad (13)$$

Où θ est l'angle mesuré à partir de la normale à l'interface entre deux milieux et v est la vitesse.

Le paramètre de rai p est une quantité observée, laquelle (suit le principe de Fermat) peut être observée comme l'intégrale première de l'équation d'Euler-Lagrange (Epstein et Slawinski, 1999).

Il convient de noter que l'équation (1) n'assume aucune variations latérales de vitesse, c'est-à-dire $v = v(z)$, où z désigne l'axe verticale (profondeur)

L'intérêt accru pour les caractéristiques anisotropes des roches sédimentaires qui a motivé cette courte note, qui donne une forme exacte du paramètre de rayons en fonction de l'angle de groupe et la vitesse de groupe, à la verticale, les médias inhomogène et anisotrope. Nous utilisons les outils fournis par le calcul mathématique des variations, en particulier l'équation de Euler-Lagrange avec ses intégrales premières, pour arriver à la forme ci-dessus mentionnée, du paramètre de rai.

Les quantités conservées, ce qui équivaut au paramètre de rai, existent pour la vitesse complexe se sent. Pour l'exploration sismologique dans les bassins sédimentaires, une forme pertinente expliquerait le manque d'homogénéité verticale et anisotropie. Dans un tel cas, l'expression pour le paramètre rai ressemble à l'équation (1) avec un terme additionnel dû à l'anisotropie.

Les résultats permettent pour la modélisation de pratiques et raytracing; paramètres de rai de faciliter les enquêtes de l'influence de l'anisotropie du rayonnement sur les trajectoires et les temps de trajet. En outre, les résultats présentés dans cette note à court pourraient être incorporés dans les applications de traitement de données. Le temps de trajet, t , entre deux points, A et B, qui pourrait représenter une source et un récepteur, ou de deux points sur la trajectoire des rayons, peut être exprimé comme :

$$t = \int_A^B \frac{dS}{v(z)} \quad (2)$$

Où dS désigne l'élément de distance et de $v(z)$ est la grandeur de la vitesse sur cette distance infinitésimale. Le Principe de Fermat des temps fixes implique une valeur fixe pour l'intégrale définie ci-dessus, qui peut être déterminé en utilisant le calcul des variations.

En deux dimensions, pour les médias verticalement inhomogène et anisotrope, équation (2) peut être écrite comme

$$t = \int_{A_x}^{B_x} \frac{\sqrt{1 + (z')^2}}{v(z, z')} dx \quad (3)$$

Où x indique l'axe horizontal, v est la vitesse de groupe et $z' \equiv dz/dx$ représente une dépendance anisotrope, alors :

$$z' = \cot \theta \quad (4)$$

Avec θ étant l'angle de groupe. L'expression de l'anisotropie en fonction de z' donne une forme qui convient à être utilisé plus tard dans l'équation (8). Afin d'obtenir la trajectoire des rayons tel que t est stationnaire, on peut invoquer l'identité de Beltrami de l'équation d'Euler-Lagrange nommée :

$$\frac{\partial F}{\partial x} - \frac{d}{dx} \left(z' \frac{\partial F}{\partial z'} - F \right) = 0 \quad (5)$$

Où F désigne la fonction à intégrer dans l'expression (3).

De l'équation (3) nous pouvons voir que la fonction à intégrer est explicitement indépendante de x c'est à dire :

$$F = F(z, z') = \frac{\sqrt{1 + (z')^2}}{v(z, z')} \quad (6)$$

qui à son tour, implique une forme plus simple pour l'équation(5) nommée :

$$\frac{d}{dx}(z' \frac{\partial F}{\partial z'} - F) = 0 \quad (7)$$

Par conséquent, à partir des propriétés du calcul différentiel

$$z' \frac{\partial L}{\partial z'} - F = -p \quad (8)$$

Où p est une constante. Il s'agit de la quantité conservée d'une importance fondamentale dans des considérations physiques qui, dans un contexte sismologique, représente le paramètre de rai. Dans la section suivante, nous appliquons l'équation (8) à l'équation (6) et, en utilisant l'équation (4), arriver à une forme exacte du paramètre de rai en termes de $v(z, \theta)$.

Dérivation mathématique :

En insérant l'équation (8) dans (6) :

$$z' \frac{\partial (\frac{\sqrt{1+(z')^2}}{v(z, z')})}{\partial z'} - \frac{\sqrt{1+(z')^2}}{v(z, z')} = -p \quad (9)$$

Nous obtenons

$$\frac{1}{v \sqrt{1+(z')^2}} + \frac{v' z' \sqrt{1+(z')^2}}{v^2} = p \quad (10)$$

Où, pour la commodité de l'expression, $v \equiv v(z, z')$ et $v' \equiv \frac{\partial v}{\partial z'}$

en notant que

$$\frac{v'}{v^2} = - \frac{\partial}{\partial z'} \left(\frac{1}{v} \right) \quad (11)$$

L'équation (10) devient

$$\frac{1}{v \sqrt{1+(z')^2}} - \frac{\partial}{\partial z'} \left(\frac{1}{v} \right) z' \sqrt{1+(z')^2} = p \quad (12)$$

L'expression (12) est la quantité conservée pour un rayon d'une moyenne verticale inhomogène et anisotrope

Pour l'expression (12) d'une manière plus familière avec l'angle de propagation, θ , nous utilisons l'équation (4). On peut voir que :

$$\sqrt{1 + (z')^2} = \csc \theta \quad (13)$$

et en utilisant la règle de la chaîne, l'opérateur différentiel devient

$$\frac{\partial}{\partial z'} \equiv -\sin^2 \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \quad (14)$$

En utilisant l'équation (13) et (14), l'équation (12) peut être exprimée comme

$$p = \frac{\sin \theta}{v} + \cos \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{1}{v} \right) \quad (15)$$

L'équation (15) est le paramètre ray pour une moyenne verticale hétérogène et anisotrope en fonction de l'angle de groupe et de la vitesse de groupe. Le second terme sur le côté droit correspond à la contribution des propriétés anisotropes du milieu. Si le milieu est isotrope, c'est à dire $v(z, \theta) = v(z)$, alors l'équation (15) se réduit à l'expression standard (1). L'équation (15) résulte du principe de Fermat et est intimement lié à la trajectoire des rayons.

La continuité des composantes horizontales de l'onde pour la moyenne verticale hétérogène et anisotrope conduit également à $p = \sin(\psi / v) p$, en terme de déphasage, ψ , et de la vitesse de phase, v p. Cette expression est utile dans la détermination de coefficients de réflexion et de transmission à l'interface horizontale entre deux milieux anisotropes. En outre, pour un rayon donné, les valeurs de la forme du groupe et de la forme de la phase du paramètre de rayon doivent être les mêmes. La seule valeur constante pour la phase et expressions correspondants sous forme de groupe est une conséquence du théorème de Noether (A. Hanyga, pers,comm, 1999)

Annexe 5 : Le Header

Pour chaque événement, le header se présente comme suit :

```
% sac                                # commande lançant SAC
SAC> r GE.SBV..BHE.D.2010.036.SAC    # lit les données SAC
SAC> lh                                # liste les headers SAC
FILE: GE.SBV..BHE.D.2010.036.SAC - 1
-----

      NPTS = 2409                      # nombre de points de données
      B = -9.992996e+00                # temps initial
      E = 1.408700e+01                # temps final
      IFTYPE = TIME SERIES FILE        # type de fichier
      LEVEN = TRUE                     # séries chronologiques uniformément échantillonnées
      DELTA = 1.000000e-02             # incrémentation du temps
      IDEP = VELOCITY (NM/SEC)         # unité physique des données
      DEPMIN = -2.073471e+04           # amplitude minimale
      DEPMAX = 1.584818e+04           # amplitude maximale
      DEPMEN = 5.137106e+01           # amplitude moyenne
      OMARKER = 0                     # marqueur de l'origine de l'évènement
      AMARKER = 1.848                 # marqueur de la première arrivée de l'onde P
      TOMARKER = 3.192                # jusqu'au marqueur de l'onde (S)
      KZDATE = NOV 20 (324), 1999     # date de référence
      KZTIME = 00:12:55.840           # heure de référence
      IZTYPE = GMT DAY                 # type de référence temporelle
      KSTNM = BV                      # nom de la station
      CMPAZ = 0.000000e+00            # composante azimutale relative au nord
      CMPINC = 0.000000e+00           # composante de l'angle incidence relative à la
                                     # verticale
      STLA = 4.075520e+01             # latitude de la station sismique
      STLO = 3.101490e+01             # longitude de la station sismique
      STEL = 2.470000e+02             # élévation de la station
      STDP = 0.000000e+00             # dénivellation de la station en dessous de la surface
                                     # (en mètre)
      EVLA = 4.079930e+01             # latitude de l'évènement
      EVLO = 3.100330e+01             # longitude de l'évènement
      EVDP = 8.150000e+00             # profondeur de l'évènement
      DIST = 4.994444e+00             # distance entre la source et le récepteur
      AZ = 1.686886e+02               # azimut
      BAZ = 3.486961e+02              # back azimut
      GCARC = 4.492941e-02            # distance orthodromique
      LOVROK = TRUE                   # TRUE = possibilité de modifier ce fichier
      USER7 = 0.000000e+00           # pics temporels définis par l'utilisateur
```

```

USER8 = 0.000000e+00      # pics temporels définis par l'utilisateur
NVHDR = 6                  # Numéro de la version du header
SCALE = 1.000000e+00      # Facteur d'échelle multiplicatif pour la variable
                           # dépendante
NORID = 0                  # ID de l'origine (CSS 3.0)
NEVID = 0                  # ID de l'évènement CSS 3.0)
NWFID = 2                  # ID de la forme d'onde (CSS 3.0)
LPSPOL = FALSE            # TRUE si les composantes de la station ont une
                           # polarité positive
LCALDA = TRUE              # TRUE si DIST, AZ, BAZ, et GCARC doivent être
calculés à partir des coordonnées de la station
KCOMPNM = EPZ_01          # Nom de la composante
    MAG = 2.310000e+00     # Magnitude de l'évènement

```

Annexe 6 : L'intercorrélation et l'autocorrélation

1. L'intercorrélation

L'intercorrélation est utilisée en statistique et en traitement de signal.

Dans notre cas, on est confronté à une intercorrélation en traitement de signal en particulier, dans le domaine temporel.

Soient deux signaux réels $x(t)$ et $y(t)$.

L'intercorrélation $\varphi(\tau)$ est un produit scalaire avec un décalage de temps τ , pour toutes les valeurs de τ possibles.

$$\varphi(\tau) = x(t) \otimes y(t) = \langle x(t), y(t - \tau) \rangle = \langle x(t + \tau), y(t) \rangle$$

Ce qui donne

$$\varphi(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)y(t - \tau)dt = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t + \tau)y(t)dt$$

N.B :

La convolution est une intercorrélation dans laquelle, un des signaux est renversé dans le temps. C'est-à-dire :

$$(t + \tau) \rightarrow (-t + \tau) = (\tau - t)$$

Soit :

$$x(t) * y(t) = \langle x(t), y(t) \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} x(\tau - t)y(t)dt = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)y(\tau - t)dt$$

2. l'autocorrélation

L'autocorrélation est un outil mathématique souvent utilisé en traitement du signal. C'est l'intercorrélacion d'un signal par lui-même. L'autocorrélation permet de détecter des régularités, des profils répétés dans un signal comme un signal périodique perturbé par beaucoup de bruit, ou bien une fréquence fondamentale d'un signal qui ne contient pas effectivement cette fondamentale, mais l'implique avec plusieurs de ses harmoniques.

En traitement du signal, pour un signal donné $y(t)$, l'autocorrélation continue $R_f(\tau)$ est la corrélation croisée continue de $y(t)$ avec elle-même, à l'intervalle de temps τ , et est définie comme :

$$R_f(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(t + \tau) y^*(t) dt = \int_{-\infty}^{+\infty} y(t) y^*(t - \tau) dt$$

où y^* représente le conjugué complexe et l'astérisque représente l'opération de convolution. Pour une fonction réelle, $f^* = f$ ce qui donne :

$$R_f(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(t) y(t + \tau) dt$$

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES:

- [1] Kikuchi M., and Kanamori H., 1982. Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 491-506.
- [2] Ligorria J. P. and Ammon C. J., 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seism. Soc. Am* 89: 1395-1400.
- [3] Langston C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- [4] Andresen, 1974, On the calculation of filter for maximum entropy spectral analysis, *geophys*, 39, 69-72.
- [5] Ammon C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2504–2510.
- [6] Ammon C.G., Randall, G.E. and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.* 5, 303–318.
- [7] Aki K., Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. Freeman, San Fransisco, California, 932pp.
- [8] Vinnik L. P., 1977, Detection of waves converted from *P* to *SV* in the mantle, *Phys. Earth Planet. Int.*, 15, 294–303. Phinney, R.A., 1964, Structure of the Earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.* 69, 2,997–3,107.
- [9] Michel P., 1974, Le bassin d'Ambalavao, influence urbaine et évolution des campagnes, Tananarive : O.R.S.T.O.M, n°33: viii.
- [10] Soubies F., 1969. Sols et pédogenèse dans la cuvette d'Ambalavao, Tananarive. O.R.S.T.O.M. 1969.
- [11] Burdick L. J. and C. A. Langston 1977. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67: 677-692.
- [12] Rambolamanana G. et al. Simultaneous inversion of hypocentral parameters and structure velocity of the Central Region of Madagascar as a premise for mitigation of seismic hazard in Antananarivo.

WEBOGRAPHIE

- [13] : <http://nieblog.projo.com/>, Février-Août 2010
- [14] : <http://www.tamarris.cea.fr/html/notion/seisme/php>, Février-Août 2010
- [15] : http://svt.ac-dijon.fr/schemassvt/article.php3?id_article=873, Février-Août 2010
- [16] : <http://www.mssmat.ecp.fr/les-ondes-sismiques,501>, Février-Août 2010
- [17] : <http://step.ipgp.jussieu.fr>, Février-Août 2010
- [18] : www.jaquesfortier.com/TerrePleine.htm, Février-Août 2010
- <http://www.iris.edu/wilber>, Février-Août 2010
- Wikipédia, Février-Août 2010
- <http://www.geoscope.ipgp.fr/index.php/fr>, Février-Août 2010

INTRODUCTION	1
PARTIE I : RAPPELS THEORIQUES.....	2
I. Notion de base en sismologie	3
I.1. La sismologie	3
I.1.1. Les séismes	3
I.1.1.1. Définition d'un séisme.....	3
I.1.1.2. Mécanisme des séismes.....	3
I.1.1.3. Caractéristiques d'un séisme	4
I.1.1.4. Le télé-séisme	5
I.1.1.5. Distance épacentrale	5
I.1.1.6. Les types d'événements sismiques.....	6
I.1.1.7. La magnitude.....	6
I.1.2. Le sismomètre et le sismogramme	8
I.1.2.1. Le sismomètre	9
I.1.2.2. Le sismogramme	9
I.1.3. Les ondes sismiques	9
I.1.3.1. Les ondes de volumes	10
I.1.3.1.a. Les ondes P.....	11
I.1.3.1.b. Les ondes S.....	11
I.1.3.2. Les ondes de surface	12
I.1.3.2.a. Les ondes de Love	13
I.1.3.2.b. Les ondes de Rayleigh.....	13
I.1.4. L'atténuation des ondes.....	15
I.1.4.1. L'atténuation des ondes de volume	15
I.1.4.2. L'atténuation des ondes de surface.....	15
I.1.5. La structure interne de la Terre	16

I.2. La théorie du Receiver Function (RF)	20
I.2.1. Le calcul des « receiver functions »	21
I.2.1.1. La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel	21
I.2.1.2. La méthode de déconvolution de « Water-level »	24
I.2.2. La théorie de l'inversion	25
I.2.3. La rotation	26
I.2.4. La déconvolution	27
I.2.4.1. Théorie de la déconvolution	27
I.2.5. La théorie du filtre de Gauss.....	28
I.3. Situation géographique de la zone d'étude	29
II. Matériels et méthodes	32
II.1. Matériels utilisés.....	33
II.2. Méthodes	33
Comme on l'a montré, beaucoup d'événements ont été enregistrés pendant le premier trimestre de l'année 2010. La plus grande partie de ces événements présentait énormément de bruit. De ce fait, on a dû faire une sélection afin de trouver lesquelles pourront donner des résultats satisfaisants.....	34
II.2.1. Acquisition des données et identification des événements.....	34
Madagascar connaît un réseau sismique composé des stations courtes périodes et d'autres stations longues périodes. Le paragraphe suivant décrit en détail ces stations.	34
II.2.1.1. Réseau sismique malagasy	34
II.2.1.2. Cas de la station d'étude « VOI ».....	35
II.2.2. Préparation des données.....	38
II.2.3. Conversion des données du format MiniSeed au format SEISAN	39
II.2.4. Calcul de la réponse instrumentale.....	39
II.2.5. Correction instrumentale	40
II.2.6. Conversion des fichiers de format SEISAN au format SAC	41
II.2.7. Insertion des informations dans l'en-tête (le header)	42
II.2.8. Synchronisation et rotation	44

II.2.8.1. Synchronisation	44
II.2.8.2. Rotation	45
II.3.Calcul des « Receiver Functions » et inversion	47
II.3.1. Calcul des « Receiver Functions »	47
II.3.2. Inversion	48
PARTIE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	49
III.1. Résultats	49
III.2. Interprétations et Discussions	56
III.2.1. Interprétations	57
III.2.2. Discussions.....	58
CONCLUSION.....	58
Annexe 1 : Receiver functions calculés.....	I
Annexe 2 : Les fonctions de transfert.....	II
Annexe 3 : Déconvolution.....	IV
Annexe 4 : Le paramètre de rai.....	IX
Annexe 5 : Le Header.....	XIII
Annexe 6 : L'intercorrélation et l'autocorrélation.....	XV

Titre de mémoire :

**ETUDE DE LA STRUCTURE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU
SUPERIEUR EN DESSOUS DE LA STATION MALGACHE « VOI » PAR
LA METHODE DES RECEIVER FUNCTIONS**

RESUME

Ce présent travail étudie structure de la croûte et du manteau supérieur en dessous de la station malgache « VOI » située à Besoa II dans la région de Fianarantsoa au sud-est de Madagascar. Après avoir considéré les ondes de volume enregistrées lors des tremblements de terre produits à des distances épicentrales allant de 4000 à 7000 Km, on a pu extraire les informations relatives à la structure en dessous de la station en utilisant la méthode d'« inversion des Receiver Functions ». Cette méthode a pour but de mettre en évidence les différentes discontinuités sous la station. Les résultats ont permis de localiser une première discontinuité peu remarquable située à une profondeur égale à 10 Km séparant la première couche de densité moyenne égale à 2.67g/cm^3 et une vitesse moyenne des ondes S égale à 3.40Km/s , et la deuxième couche caractérisée par une densité moyenne égale à 2.71 g/cm^3 et une moyenne des vitesses des ondes S égale à 4.49Km/s . Une deuxième discontinuité, celle de Conrad est observée à une profondeur environ égale à 20 Km. Celle-ci sépare la deuxième couche et la troisième couche. Cette dernière présente une densité moyenne égale à 2.80 g/cm^3 et une moyenne des vitesses des ondes S égale à 3.80Km/s . La troisième discontinuité qui est le Moho est localisée à une profondeur égale à 42 Km. Cette discontinuité limite la troisième couche et le manteau supérieur. Celui-ci présente une densité égale à 3.13 g/cm^3 et une valeur de la vitesse des ondes S égale à 4.42Km/s .

Mots clés : croûte, manteau supérieur, inversion des receiver functions, vitesse des ondes.

ABSTRACT

This work studies the structure of the crust and upper mantle beneath the station « VOI ». This station is in Beso II in the region of Fianarantsoa in south-eastern of Madagascar. After considering the volume waves recorded during earthquakes with epicentral distances between 4000 and 7000 km, we extracted informations about the structure below the station using the method of "Receiver Functions Analysis". This method is intended to highlight the various discontinuities beneath the station. The results allowed to locate a first unremarkable discontinuity at a depth of 10 km separating the first layer with density equal to 2.67g/cm^3 and a S waves velocity equal to $3.40\text{Km} / \text{s}$, and the second layer characterized by an average density equal to 2.71 g/cm^3 and an average S-wave velocity equal to $4.49\text{Km} / \text{s}$. A second discontinuity, the Conrad's discontinuity is observed at a depth approximately equal to 20 Km This discontinuity separates the second and third layer. This has an average density equal to 2.80 g/cm^3 and an average S-wave velocity equal to $3.80\text{Km} / \text{s}$. The third is the Moho discontinuity. It is located at a depth equal to 42 km. This discontinuity limits the third layer and the upper mantle. This upper mantle has a density equal to 3.13 g/cm^3 and a value of the S-wave velocity equal to $4.42\text{Km} / \text{s}$.

Keywords: crust, upper mantle, inversion of receiver function, S-wave velocity

Encadreur:

Pr. RAMBOLAMANANA Gérard

Impétrant :

Nom : MOHAMED CHAHEIRE

Prénom : Mohamed Chamassi

Adresse : Lot IIIX 307D Manarintsoa Est Tana 101

Tel : 00261341762519

Email : chaheire@yahoo.fr