

N° d'ordre : 18/2015-M/S.T

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene

**Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et
de l'Aménagement du Territoire**
FSTGAT



Mémoire

Présentée pour l'obtention du **diplôme de MAGISTER**

**EN : SCIENCES DE LA TERRE,
GEOGRAPHIE ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE**

Spécialité : GEOPHYSIQUE

Par : M^{me} LARBI CHERIF Bahia

Sujet

**ETUDE DU COMPORTEMENT DU BRUIT AMBIANT
ET COMPARAISON DES RAPPORTS SPECTRAUX H/V
SEISME ET BRUIT DE FOND**

Soutenue publiquement, le **16/12/2015**, devant le jury composé de :

M. HAMOUDI Mohamed.	Professeur	à l'USTHB	Président
M. DJEDDI Mohammad.	Professeur	à l'USTHB	Directeur de Mémoire
Mme. BENAÏSSA Zahia.	Professeur	à l'USTHB	Examinatrice
M. BOUNIF Mohand Abdellah.	Professeur	à l'USTHB	Examineur
M. BENSALÉM Rabah.	Maitre de Recherche	au CGS	Invité
Mme. BELANTEUR	Professeur	à l'USTHB	Invitée

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail

À la mémoire de mon père Allah yerah'mou,

À ma mère, une femme qui a tellement sacrifié pour ses enfants,

À mon époux et mes enfants,

À mes frères et sœurs,

À toute ma famille et ma belle famille,

À mes amis.

Remerciements

Avant tout, je remercie ALLAH le tout puissant, pour m'avoir permis de mener à terme ce modeste travail.

Mes sincères remerciements s'adressent à mon directeur de thèse, Dr. DJEDDI Mohamed, Professeur à la faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire de l'USTHB, qui a bien accepté de m'encadrer sur ce sujet et qui par ses orientations m'a permis de concrétiser ce travail.

Un grand merci à notre Professeur HAMOUDI Mohamed qui a bien accepté de présider mon jury. Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

Ma profonde reconnaissance va aussi à nos Professeurs, M^{me} BENAÏSSA Zahia et M. BOUNIF Mohand Abdellah, d'avoir accepté de consacrer de leur temps précieux à examiner mon travail. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Mes vifs remerciements s'adressent particulièrement au Dr. Rabah BENSALÉM, Chercheur au Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique CGS, pour ses conseils, sa disponibilité et son aide très précieuse à mon initiation au traitement de données. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Mes remerciements s'adresse aussi à M^{me} BELANTEUR Ouardia pour son aide et son soutien moral, son encouragement précieux en particulier dans les moments les plus difficiles et pour l'honneur qu'elle me fait en acceptant de faire partie de mon jury.

Je tiens à remercier également mes amis et camarades d'études M. CHIKH Moad et BOUZIANE Djilali Chercheurs au CGS ainsi que M. BENALI Hanafi et Mme Hakima de la Post Graduation /FSTGAT pour leurs précieuses aides et leurs encouragements.

Je remercie aussi Mme ABES Khadidja, M. OUBAICHE El-Hadi Chercheurs au CGS pour leur soutien moral.

Enfin, un grand merci à tout ceux que je n'ai pas cités et qui m'ont témoignés, de près ou de loin, aide et encouragement.

Résumé :

Dans ce travail on se propose d'étudier le comportement du bruit ambiant et de recenser les différences qui peuvent exister entre les rapports spectraux H/V, en comparant les enregistrements séisme et bruit ambiant obtenus sur les sites de FENDI à Beni Ounif, (wilaya de BECHAR), et ceux de Ouanougha (ONGH) et AGAR (AGRB) à BENI ILMANE (wilaya de M'SILA).

L'étude du comportement du bruit de fond sismique pour le cas de ces trois sites montre une bonne corroboration avec les résultats trouvés dans la littérature à savoir que les amplitudes spectrales du microtremor varient en fonction de l'activité humaine et montrent des variations journalières et hebdomadaires. Tandis qu'aux basses fréquences, les amplitudes spectrales sont sensibles aux variations météorologiques ou océaniques.

La comparaison des rapports spectraux H/V bruit, séisme et télé-séisme montre pour le cas du site de Fendi, des courbes d'amplification identique en terme de fréquence, tandis que les amplitudes des courbes séismes sont légèrement supérieures que celles du bruit ambiant.

Cependant pour le cas des deux stations ONGH et AGRB, on observe que les courbes H/V bruit ne montrent pas l'ensemble des pics qui sont mis en évidence par les rapports spectraux calculés pour le cas des séismes modérés.

Ce qui révèle que l'utilisation de la méthode des rapports spectraux H/V bruit de fond seul peut porter un grand préjudice dans les études de micro-zonage sismique, car on va implanter des bâtiments avec des fréquences propres différentes de celles du H/V bruit pour éviter le phénomène de résonance, mais en réalité on peut l'implanter sur une gamme de fréquence de résonance du sol qui n'est pas mise en évidence par le H/V bruit.

Par conséquent, dans les études de micro-zonage, il serait nécessaire de compléter les études H/V bruit par des enregistrements de séismes même s'ils sont modérés.

Mots clefs : Bruit d fond, H/V, Amplitude spectral, Effet de site, Téléséisme, Microzonage.

Summary:

In this work we propose to study the behavior of the ambient noise and to identify differences that existed between the spectral H/V ratios, comparing the earthquake and ambient noise recordings obtained FENDI sites in Beni Ounif, wilaya BECHAR, and those of Ouanougha (ONGH) and AGAR (AGRB) to Beni Ilmane, wilaya of M'SILA.

Studying the behavior of seismic noise in the case of these three sites showed good corroboration with the results found in the literature that the spectral microtremor amplitudes vary by human activity and show daily variations and weekly. Whereas at low frequencies, the spectral amplitudes are sensitive to weather and oceanic variations.

Comparison of spectral ratios H / V noise, earthquake and téléséisme shows for the case of identical Fendi site amplification curves in terms of frequency, while the magnitudes of earthquakes curves are slightly higher than the ambient noise.

This while for the case of two stations ONGH and AGRB, we observe that the H/V noise curves do not show all the peaks that are revealed by the spectral ratios calculated for the case of moderate earthquakes.

This reveals that the use of the method of spectral ratios H / V only background noise can have a material adverse in seismic microzonation studies, because we will implement buildings with natural frequencies different from those of H / V noise to avoid the resonance phenomenon, but in reality it can be implanted on a resonant frequency range of soil that is not revealed by the H/V noise.

Therefore, in the microzonation studies, it would be necessary to complete the studies H/V noise even earthquakes records if they are moderate.

Keywords : background of noise, H / V spectral amplitude, Site effect, Téléséime, Microzonation.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
------------------------------------	---

CHAPITRE I

LES DIFERENTES APPROCHES D'EVALUATION DES EFFESTS DE SITES

I- 1. Introduction.....	3
I- 2. La méthode des rapports spectraux avec station de référence.....	4
I- 3. La méthode des rapports spectraux sans station de référence.....	6
I- 3- 1. La méthode des fonctions récepteurs.....	6
I- 3- 2. La méthode H sur V (H/V) bruit de fond.....	7
I- 4. Bruit de fond sismique.....	8
I- 4- 1. Origine du bruit de fond.....	8
I- 4- 2. Nature du bruit de fond.....	8
I- 4- 3. Application de la méthode H/V.....	9
I- 4- 4. Le mode opératoire de la méthode H/V.....	11
I- 4- 5. Interprétation des résultats.....	12
I- 4- 6. Méthode H/V et les effets de site.....	13
I- 5. Méthodes indirectes de modélisation de la fonction d'amplification.....	16
I- 5- 1. Méthode des ondes de surface.....	16
I- 5- 2. Bruit de fond en réseau.....	18
I- 5- 3. Méthodes d'analyse et inversion des données réseau.....	19
I- 5- 3- 1. La méthode Spatial Autocorrelation (SPAC).....	20
I- 5- 3- 2. La méthode fréquence-nombre d'onde (FK).....	21
I- 5- 3- 3. Inversion des données réseau.....	22

CHAPITRE II

FONCTION D'AMPLIFICATION ET FREQUENCES DE VIBRATION D'UN PROFIL DE SOL

II- 1. Introduction.....	24
II- 2. Théorie de la fonction d'amplification.....	24
II- 2- 1. Cas d'un demi-espace infini.....	25
II- 2- 2. Cas d'un bicouche.....	26
II- 2- 3. Calcul de la fonction d'amplification.....	30
II- 2- 3- 1. Calcul de l'amplification F_1	31
II- 2- 3- 2. Calcul de l'amplification F_2	32

II- 2- 3- 3. Calcul de l'amplification F_3	34
II- 3. Etude paramétrique de la fonction d'amplification.....	35
II- 3- 1. Amplification en fonction de l'amortissement du sol.....	35
II- 3- 2. Amplification en fonction de l'épaisseur et de la vitesse.....	36

CHAPITRE III

ETUDE EXPERIMENTALE DU BRUIT DE FOND ET DES RAPPORT SPECTRAUX H/V BRUIT ET H/V SEISME EN SITES D'ETUDES

III- 1. Introduction.....	37
III- 2. Cas de la région Fendi dans la wilaya de Béchar.....	37
III- 2- 1. Variation temporelle de l'amplitude spectrale du bruit de fond.....	38
III- 2- 1- 1. Domaine basse fréquences (Microséismes).....	39
III- 2- 1- 2. Domaine hautes fréquences (Microtremors).....	41
III- 2- 2. Variation temporelle du rapport spectrale H/V Bruit de fond.....	43
III- 2- 3. Comparaison des rapports spectraux H/V bruit de fond et séisme dans la région fendi.....	45
III- 2- 3- 1. Cas des séismes locaux.....	47
III- 2- 3- 2. Cas du télé-séisme.....	49
III- 2- 3- 3. Conclusion.....	50
III- 3. Cas de la région de Beni Ilmane dans la wilaya de M'Sila.....	51
III- 3- 1. Variation temporelle de l'amplitude spectrale du bruit de fond pour les stations ONGH et AGRB.....	52
III- 3- 1- 1. Domaine basse fréquences (Microséismes).....	52
III- 3- 1- 2. Domaine hautes fréquences (Microtremors).....	56
III- 3- 2. Variation temporelle du rapport spectrale H/V Bruit de fond.....	59
III- 3- 3. Comparaison des rapports spectraux H/V bruit de fond et séisme.....	62
III- 3- 3- 1. La Station ONGH à Beni Ilmane	66
III- 3- 3- 2. La Station AGRB à Beni Ilmane.....	66
III- 3- 3- 3. Conclusion.....	67
CONCLUSION GENERALE.....	68
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	70

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Fig. n° I-1 : Représentation des différents phénomènes à prendre en compte lors d'un séisme.....	3
Fig. n° II-2 : Réflexion de l'onde SH à la surface libre (in Desai, 1977).....	25
Fig. n° II-2 : L'onde SH réfléchie et transmise pour une couche de sol surmontant un demi-espace représentant le rocher libre (in Desai, 1977).....	26
Fig. n° II-3 : Configuration des sols pour le calcul des fonctions d'amplifications.....	30
Fig. n° II-4 : Réponse de fonctions d'amplification d'une couche de sol surmontant un demi-espace.....	33
Fig. n° II-5 : l'amplification en fonction de l'amortissement.....	35
Fig. n° II-6 : Variation d'amplification d'une couche de sol en fonction (a) de l'épaisseur (b) de la vitesse.....	36
Fig. n° III-1 : Situation géographique de la région de beni Ounif.....	37
Fig. n° III-2 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station FENDI » (Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est)	40
Fig. n° III-3 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station FENDI » (Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est)	42
Fig. n° III-4 : Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V « Station FENDI ».....	44
Fig. n° III-5 : Carte épiscoptrale des séismes locaux enregistrés à la station Fendi du 23/04/2011 au 05/06/2011	45
Fig. n° III-6 : Les enregistrements des seismes locaux à FENDI entre le 23/04/2011 et 05/06/2011.....	47 & 48
Fig. n° III-7 : Rapport spectraux H/V Séisme (P, S, Coda & séisme total) et téléseisme avec Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station FENDI ».....	49
Fig. n° III-8 : Le téléseisme des Iles Solomono	50
Fig. n° III-9 : Situation géographique de la région de Beni Ilmane.....	51
Fig. n° III-10 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station AGRB à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est).....	54
Fig. n° III-11 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station ONGH à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est).....	55

Fig. n° III-12 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station ONGH à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droit : Verticale, Nord et Est).....	57
Fig. n° III-13 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station AGRB à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droit : Verticale, Nord et Est).....	58
Fig. n° III-14 : Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V « Station AGRB à BENI ILMANE ».....	60
Fig. n° III-15 : Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V « Station ONGH à BENI ILMANE ».....	61
Fig. n° III-16 : Carte épacentrale des séismes locaux aux stations AGRB et ONGH à BENI ILMANE».....	62
Fig. n° III-17 : L'enregistrement des séismes locaux par les deux stations ONGH et AGRB entre le 30/05/2010 et 21/06/2010.....	64 & 65
Fig. n° III-18 : Rapport spectraux H/V Séisme P, S, Coda & séisme total et Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station ONGH à BENI ILMANE».....	66
Fig. n° III-19 : Rapport spectraux H/V Séisme P, S, Coda & séisme total et Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station AGRB à BENI ILMANE».....	67
Tableau n° III-1 : Liste des séismes locaux et lointains enregistrés par la station FENDI, d'après International Seismological Centre (http://www.isc.ac.uk).....	46
Tableau n° III-2 : Liste des événements enregistrés à BENI ILMANE par les stations « ONGH » et « AGRB». D'après l'International Seismological Centre (http://www.isc.ac.uk), l'USGS et le CRAAG.....	63

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale :

On appelle effets de site les amplifications du mouvement sismique en surface, dues aux conditions géotechniques ou topographiques locales, d'un site donné par rapport au mouvement observé sur un site voisin correspondant à des conditions de référence (affleurement rocheux). On distingue les effets de site liés à la géologie locale (nature des sols) et ceux liés à la topographie.

On désigne par effets de sites lié, à la géologie locale, le piégeage des ondes émises dans le sous-sol lors d'un séisme. Ces ondes se réfléchissent aux différentes interfaces, mais si elles traversent des formations sédimentaires meubles surplombant une formation rigide, ces ondes elles seront piégées dans le niveau supérieur. Ce piégeage est à l'origine d'amplification des ondes et d'un allongement dans la durée des vibrations dans un bassin sédimentaire.

Ces effets sont maximaux à certaines fréquences qui dépendent de la vitesse des ondes de cisaillement dans les sédiments meubles et de leur épaisseur. Il en résulte que les mouvements sont amplifiés à la fréquence de résonance du sol et durent plus longtemps.

Les effets liés à la topographie sont traduits par la focalisation des ondes au niveau du sommet, où les ondes sont réfléchies et diffractées. Ainsi, la topographie ou la géométrie d'un bassin, engendrent une amplification du mouvement sismique. Des exemples des séismes montrent des dégâts plus importants au sommet des reliefs.

Afin de pallier aux effets de site, géologiques et/ou topographiques locales, qui peuvent provoquer des amplifications locales des mouvements du sol (amplification, contenu fréquentiel et la durée de la vibration), qui se manifestent par des modifications du mouvement sismique en surface, dues aux conditions géotechniques locales d'un site donné par rapport au mouvement observé sur un site voisin, pris pour référence. Aussi, l'évaluation des effets de site est devenue une exigence pour la réduction du risque sismique, car la plupart des grandes villes sont construites dans des zones à sismicité élevée ou modérée, et se trouvent généralement sur des dépôts sédimentaires qui sont un grand amplificateur des mouvements. Les meilleurs exemples des conditions locales de site, observés lors des séismes du Mexique en 1985, de la Californie en 1992 et de Boumerdes en 2003, qui ont causés des dégâts importants dans les zones urbaines.

Dans le but de quantifier l'amplification du site, deux méthodes d'analyse de ces effets ont été élaborées :

* Une méthode directe dont le principe consiste à comparer des enregistrements de séismes d'un site à l'autre.

* Une seconde méthode basée sur l'enregistrement de bruit de fond sismique dite la méthode H/V.

La méthode H/V a été proposée pour la première fois au Japon par Nogoshi et Igarashi en 1971, puis diffusée par Nakamura en 1989. Cette méthode a connue un grand succès surtout dans les études des effets de site et du microzonage sismique. Sa mise en œuvre est facile et sa source de bruit est abondante.

En effet cette technique a fait ses preuves dans le domaine des effets de site dus à la géologie locale, pour l'évaluation des effets topographiques, cependant, peu d'études ont été réalisées et présentent des divergences dans les résultats.

En Algérie, ce n'est qu'après le séisme de Boumerdes du mois de Mai 2003 que cette technique a été adoptée lors des études menées conjointement par le Centre National de Recherche Appliqué en Génie parasismique d'Alger (CGS) et le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonique. Grenoble (LGIT).

Dans ce travail, nous allons tenter d'étudier le comportement du bruit ambiant et de comparer les enregistrements, Séisme et Bruit Ambiant, obtenus sur différents sites ceci afin de mettre en évidence les différences qui peuvent exister entre les rapports spectraux H/V séismes et bruit de fond.

Pour mener à bien ce travail nous avons adopté le plan suivant :

- Poser la problématique sur les différentes approches d'évaluation des effets de sites.
- Voir l'aspect théorique de la fonction d'amplification et les fréquences de résonance d'un profil de sol.
- Etudier la variation de bruit ambiant pour chaque site d'étude.
- Etudier la variation du rapport spectral H/V bruit de fond pour chaque site.
- Traitement des enregistrements des séismes retenus.
- Comparer les différents résultats.
- Nous terminons par une conclusion.

CHAPITRE I :

LES DIFERENTES APPROCHES

D'EVALUATION DES EFFESTS DE SITES

I- 1. Introduction

Ce n'est pas toujours près de l'épicentre que les dégâts et les effets sur les constructions sont les plus importants. Le meilleur exemple est donné par le célèbre séisme de Michoacan au Mexique en 1985 pour lequel les dégâts les plus importants ont été localisés dans la ville de Mexico à environ 350 Km de l'épicentre.

Lors d'un séisme, le glissement sur la faille génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la Terre depuis le foyer du séisme jusqu'à la surface (Figure n° I-1). Au cours de ce trajet, ces ondes traversent des milieux géologiques aux propriétés mécaniques variées (densité, vitesse de propagation des ondes sismiques,...), ce qui perturbe leur propagation et accroît la complexité du signal sismique.

En particulier, les couches les plus superficielles sont en général plus meubles (la vitesse des ondes y est plus faible), ce qui modifie notablement leurs caractéristiques et leur comportement mécanique. L'effet de site est le terme utilisé pour décrire la modification de la secousse sismique induite par la géologie locale.

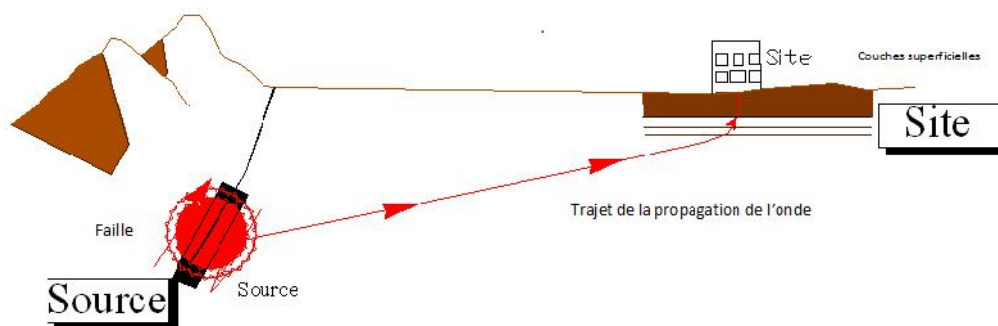


Fig. n° I-1 : Représentation des différents phénomènes à prendre en compte lors d'un séisme

L'expérience a aussi montré que dans certains cas de séismes modérés, les effets de sites sont à l'origine de dégâts importants sur les constructions. On sait aujourd'hui que ces phénomènes multiplient l'agressivité de nombreux séismes vis à vis des constructions et leur mise en évidence devient une priorité dans la prévention parasismique.

Il existe différentes techniques pour accéder aux effets de site :

- Les méthodes directes d'enregistrement de séismes ou de bruit ambiant, principalement utilisées pour la détermination de la fonction de transfert sont :
 - La méthode des rapports spectraux avec une station de référence dite Classical Spectral Ratio (CSR);
 - Les méthodes des rapports spectraux sans station de référence et qui utilisent deux techniques à savoir:
 - La technique des fonctions récepteurs dite Receiver Function Technical (RFT) pour les mesures des mouvements sismiques; et la technique dite H/V bruit ou de Nogoshi-Nakamura pour les mesures de bruit de fond.
- Les méthodes indirectes basées sur la modélisation numérique de l'amplification du mouvement sismique à partir d'un modèle de vitesse de cisaillement de la colonne du sol. La colonne du sol étant obtenue par différentes méthodes de prospection géophysique comme la sismique réfraction réflexion, sismique de puits, ou l'enregistrement de bruit de fond en réseau.

I- 2. La méthode des rapports spectraux avec station de référence :

La mesure de séismes étant l'approche privilégiée pour déterminer les effets de site ; c'est une méthode classique qui consiste à enregistrer des séismes sur différents sites représentatifs et à comparer les spectres en fréquence résultants avec ceux obtenus à une station de référence qui sera choisie idéalement sur le substratum horizontal. [Borcherdt, 70].

Chaque événement sismique enregistré sur un site résulte de différents facteurs dépendants de la réponse instrumentale, de la source du séisme, de la nature des terrains traversés en profondeur et enfin de l'effet de site. Les trois premiers facteurs peuvent être considérés comme identiques entre deux sites voisins.

Le rapport spectral entre un site quelconque et un site de référence proche (ne provoquant pas d'effet de site) permet de mettre en évidence la modification apportée par le site pour le séisme considéré.

Dans la pratique, on observe une dispersion notable de ce rapport spectral d'un séisme à l'autre. Pour pallier à cela il faut récolter un grand nombre de rapports et calculer un rapport moyen (la fonction de transfert du site) qui sera ensuite utilisée pour adapter le spectre de réponse du séisme de référence aux conditions locales.

Cette méthode, des rapports spectraux avec station de référence, est basée sur le principe selon lequel le sismogramme en temps est la convolution de plusieurs fonctions :

$$O_{i,j}(t) = I_j(t) * P_{i,j}(t) * S_i(t) * E_j(t) \quad (I-1)$$

Avec :

$O_{i,j}(t)$ sismogramme observé,

$I_j(t)$ fonction de transfert de l'instrument,

$P_{i,j}(t)$ fonction de propagation entre la source i et le site j ,

$S_i(t)$ fonction source,

$E_j(t)$ fonction de site.

La détermination de ces fonctions, est basée sur les trois hypothèses suivantes :

- La distance source-station est très supérieure à la distance entre la station de référence et la station étudiée. Field et Jacob (1995b) préconisent un rapport de dix (10) entre les deux distances et la fonction de propagation sera alors la même pour les deux stations.

- Dans le domaine du champ lointain, la fonction source est la même pour les deux stations et dans ce cas il ne faudra pas tenir compte des différences de radiation des ondes selon la direction d'étude.

- La déconvolution instrumentale est effectuée avant les calculs, ce qui élimine la fonction de transfert de l'instrument.

Avec ces hypothèses, la fonction de transfert du site étudié est considérée comme le rapport entre les spectres de Fourier enregistrés à la station d'étude et à la station de référence.

Cette méthode a pour avantage l'affranchissement facile des effets de source et des effets dus à la propagation des ondes, lorsque la distance entre les deux stations est très inférieure à la distance de la source.

Cependant la grande difficulté le choix du site de référence qui diffère selon que l'on étudie, les effets topographiques ou les effets lithologiques, car il n'existe pas de méthode physique sûre pour valider le choix de site.

Pour Steidl et al. (1996) l'étude des effets topographiques, comme pour l'étude des effets lithologiques, la station de référence idéale doit être sous la structure.

I- 3. La méthode des rapports spectraux sans station de référence :

Cette technique, simple, est basée sur le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale du mouvement du sol. Elle est généralement appliquée pour deux types d'enregistrements.

Un premier type utilise les mesures des mouvements sismiques et qui est appelé méthode des fonctions récepteurs. Le second type appelé méthode H/V ou méthode de Nogoshi-Nakamura utilise les mesures du bruit de fond,

I- 3- 1. La méthode de fonction récepteur:

La méthode de fonction récepteur est une méthode qui nécessite uniquement les enregistrements de séismes avec un bon rapport signal sur bruit sans avoir besoin d'une station de référence.

Langston (1979) a introduit la notion de fonction récepteur (ou rapport H/V sur les ondes P) pour calculer la structure de vitesse dans la croûte et le manteau supérieur. Pour Cela il a utilisé des séismes lointains pour avoir des incidences quasi-verticales sous la station et éliminer l'effet de source contenu sur la composante verticale de l'onde P. L'auteur préconise de ne pas utiliser cette méthode avec les ondes S, car la fonction source n'est pas la même pour les ondes SV et SH.

La méthode a été testée par d'autres auteurs (e.g. Ammon. 1991; Mangino et al. 1993) pour estimer la structure en vitesse du manteau supérieur et de la croûte.

Par analogie, cette méthode a été utilisée sur les ondes S pour déterminer les effets de site à plus petites échelles (Lermo et Chavez Garcia 1993; Field et Jacob 1995b; Théodulidis et al.1996). Dans ce cas ils supposent, est que la composante verticale des ondes « S » est peu influencée par les sédiments comparativement à la composante horizontale.

Et donc une estimation de l'effet de site peut être obtenue en divisant les spectres des composantes horizontales par ceux des composantes verticales. Ceci est vrai pour la première arrivée de l'onde S mais lorsqu'on considère une fenêtre de signal plus longue cela devient délicat.

I- 3- 2. La méthode H sur V (H/V) bruit de fond :

La méthode du rapport H/V bruit de fond a été proposée pour la première fois en 1971 par Nogoshi et Igarashi, et utilisé plus tard par Nakamura en 1989 qui l'a fait connaître au monde. Par la suite, plusieurs auteurs ont publié des études de sites (microzonage) à l'aide de cette méthode dont le principe consiste à obtenir une estimation de la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport spectral des composantes horizontales de l'enregistrement de bruit de fond sismique sur la composante verticale (H/V).

Cette technique a fait ses preuves dans l'évaluation de réponses de sites à travers le monde, au Japon (Ohta et al., 1978), dans les vallées de San Fernando (Kagami et al., 1986), Douchanbé, au Tadjikistan (Zaslavsky, 1987), au Mexique (Lermo et Chavez-Garcia, 1993 ; Gutierrez et Singh, 1992), à New York (Field et al., 1990, 1992).

Plus fiable et plus facile à mettre en œuvre, la méthode de NAKAMURA (H/V ou HVB), consiste à calculer le rapport entre les spectres horizontal et vertical du mouvement en surface mesuré à la même station sur site, on utilisant les spectres provenant de l'enregistrement du bruit de fond.

Elle présente également l'avantage de la facilité de mise en œuvre et elle est la plus utilisée pour les microséismes.

Il n'en demeure pas moins qu'il reste plusieurs zones à éclairer dans la compréhension de ces rapports H/V et dans la fiabilité de ses résultats (méconnaissance de la composition du bruit de fond en terme d'ondes et la relation entre les rapports H/V et ces ondes).

Utilisée également pour étudier la corrélation entre les effets de site et les dégâts engendrés par un séisme (Guéguen et al., 1998 ; Fallahi, 2003 ; Gonzales et al., 2004 ; Panou et al., 2005 ; Teves Costa et al., 2007 ; Cara et al., 2008 ; Chatelain et al., 2008; Theodulidis et al., 2008 ; Hellel et al., 2010), la technique des rapports spectraux H/V bruit de fond a connu un grand succès pour l'évaluation de la réponse du site, mais il n'en reste pas moins que sa base théorique demeure encore mal connue.

I- 4. Bruit de fond sismique

I- 4- 1. Origine du bruit de fond :

On entend par bruit de fond tout ce qui est source bruit c'est-à-dire toute sollicitation à courte durée autre que les vibrations générées par un séisme dans le sol.

Les sources de bruit sont classées, selon leurs origine, à caractères naturel ou anthropique en :

- bruits d'origine naturelle générés par les marées, l'impact des vagues sur les rivages, l'écoulement de l'eau d'une rivière ou d'un torrent, le vent frappant le sol....etc.
- bruit d'origine anthropique générés par les machines de l'industrie, le roulement des trains, les pas et mouvements des hommes et des animauxetc.

Ce critère permet de distinguer entre microséisme (bruit d'origine naturelle) et le microtremor (bruit d'origine anthropique) (Bonnefoy, 2004).

Asten (1978) et Asten & Henstridge (1984) avaient établi la frontière qui distingue entre le bruit naturel et anthropique. Cette frontière se situe à une fréquence de 1Hz en moyenne, ils ont également établi une distinction entre les origines des bruits en fonction des limites de fréquences et ce comme suit :

- fréquence < 0.5 Hz : bruit dû aux conditions météorologiques et océaniques à grande échelle;
- fréquence ~ 1 Hz : bruit dû à l'effet du vent et aux conditions météorologiques régionales/locales ;
- fréquence > 1 Hz : dû à l'activité humaine.

I- 4- 2. Nature du bruit de fond :

Plusieurs études sur les enregistrements du bruit ambiant ont montré que le champ d'ondes est constitué d'ondes de volume et de surface (Nakamura, 2000 ; Bonnefoy, 2004). Cependant, il existe deux thèses concernant le type d'ondes qui contribuent au pic du rapport H/V.

Les études théoriques (Okada et al., 1990 ; Lachet et Bard, 1994 ; Konno et Ohmachi, 1998 ; Bard, 1999 ; Bonnefoy, 2004) suggèrent que le pic H/V est expliqué par le mode fondamental des ondes de Rayleigh, tandis que pour Nakamura (1989 ; 2000), le pic H/V est généré par les ondes de volume, et que les ondes de Rayleigh contenues dans les enregistrements du bruit ne sont que des parasites, éliminés dans le processus du calcul du rapport H/V.

Le champ d'onde étant un mélange d'ondes de volume et de surface, l'origine des pics de H/V est multiple : l'ellipticité de l'onde de Rayleigh, la phase Airy des ondes de Love, et la résonance des ondes de volume S et/ou P (SESAME, 2004).

I- 4- 3. Application de la méthode H/V :

Plus rapide et moins coûteuse, la méthode H/V basée sur le bruit ambiant apporte une information caractéristique sur le comportement des couches sédimentaires vis-à-vis des mouvements sismiques. Pour cette raison, elle est fréquemment utilisée dans les études de microzonage sismique. Sa pleine efficacité est assurée en présence de structures géologiques horizontalement stratifiées et d'un contraste d'impédance significatif entre les séries sédimentaires et le socle.

Par contre dans certains cas, la présence de configurations géologiques et géométriques particulières peuvent rendre difficile, voire erronée, l'interprétation des courbes H/V. C'est le cas notamment des structures complexes 2D/3D (variations latérales de faciès, ...) et de l'absence de contraste mécanique marqué à profondeur faible ou intermédiaire (jusqu'à une centaine de mètres).

En plus des moyens d'investigations géophysiques et géotechniques nécessaires à l'appréhension des caractéristiques mécaniques du proche sous-sol, il est également important de disposer de stations sismologiques implantées dans les régions exposées aux séismes et sur des sols de nature différente afin d'étudier leur réponse sous sollicitation sismique.

Pour les enregistrements de bruit de fond qui sollicitent de très faibles niveaux de déformation, il conviendrait de vérifier que ces terrains répondent bien de la même façon (absence / présence d'effet de site) lors des forts mouvements sismiques.

Cette méthode est basée sur l'enregistrement numérique du bruit de fond ambiant, engendré par des sources d'origine naturelle (houle, vent...) ou anthropique (trafic routier...) pendant quelques minutes sur plusieurs points du site à l'aide d'un sismomètre à trois composantes. Ensuite, le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale est calculé.

Dans le cas d'une couche sédimentaire sur un substratum et lorsque le contraste d'impédance est suffisamment fort (e.g. Bonnefoy-Claudet, 2004), le rapport spectral H/V exhibe un pic centré sur la fréquence de résonance f_0 de la colonne sédimentaire.

Dans un milieu 1D, la fréquence de résonance est liée à l'épaisseur H et à la vitesse des ondes de cisaillement V_s par l'équation :

$$f_0 = V_s / 4H \quad (I-2)$$

Connaissant V_s on peut calculer l'épaisseur H de la couche sédimentaire.

Par ailleurs, l'utilisation de la méthode H/V permet la détermination de la géométrie d'une couverture sédimentaire au dessus d'un substratum rocheux, à condition de connaître V_s . La difficulté d'utiliser l'équation (1-2) réside dans le fait que V_s n'est pas toujours disponible. Pour contourner cet obstacle, certains auteurs ont établi des relations empiriques entre l'épaisseur des sédiments et la fréquence de résonance du sol (e.g. Ibs-von Seht et Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000; Delgado et al., 2002; Parolai et al., 2002).

L'une des premières applications de la méthode H/V bruit de fond a été le microzonage sismique. De nombreuses études ont été menées à travers le monde (e.g. Fäh et al., 1997; Guéguen et al., 2000; Alfaro et al., 2001; Duval et al., 2001; Navarro et al., 2001; Panou et al., 2005). D'autres études ont porté sur la corrélation entre les dégâts provoqués par un séisme et la fréquence et l'amplitude des pics H/V (e.g. Fallahi, 2003; Gonzales et al., 2004; Panou et al., 2005 ; Teves-Costa et al., 2007; Cara et al., 2008 ; Chatelain et al., 2008b).

"Le rapport H/V bruit de fond" met clairement en évidence la réponse du sol aux sollicitations dynamiques: Des pics d'amplitude élevée sont visibles à certaines fréquences. Cornou et al. (2004) et Roten et al. (2004) ont montré récemment que dans certaines configurations, le pic H/V pouvait à la fois inclure des effets 1D de résonance, mais aussi 2D et même 3D. D'autre part, de nombreuses études récentes indiquent que le bruit de fond semble être un outil d'exploration géophysique, qui permettre de mettre en évidence les effets de la géologie superficielle d'un site sur sa réponse sismique (Delgado et al., 2000; Parolai et al., 2002).

I- 4- 4. Le mode opératoire de la méthode H/V :

Munie d'un capteur 3- composantes, il suffit d'effectuer un enregistrement de bruit de fond d'une dizaine de minute, de calculer le spectre des signaux et de faire le rapport entre les spectres des composantes horizontales (moyenne de deux directions) et le spectre de la composante verticale.

Les rapports H/V Bruit de fond et séismes ont été calculés avec le logiciel geopsy (www.geopsy.org) développé dans le cadre du projet SESAME (Site Effects assesment using Ambient Excitations) lancé en 2001 et achevé en 2004.

Ce logiciel est utilisé comme suit :

- Sélection des composantes V, est-ouest E, nord-sud N d'un signal de bruit de fond.
- Choisir la durée des fenêtres qui dépend de la fréquence du phénomène à observer.
- Sélection des fenêtres stable du signal à prendre en compte sur les trois composantes. Cette opération est effectuée à l'aide d'un anti-trigger STA/LTA, STA (short time average) et LTA (long time average) qui servent à établir ces fenêtres. STA est la moyenne des amplitudes de l'enregistrement sur une courte période (environs 0,5 seconde) tandis que LTA est la moyenne sur une période plus longue (environs 30 secondes).
- calcul des spectres d'amplitude de chaque composantes sur chaque fenêtres Ni à l'aide d'une FFT
- lissage des spectres pour chaque fenêtres Ni le plus couramment utilisés étant celui de Konno et Ohmachi, 1998 est pris égale à 40
- calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux lissés Sh(Ni) (composantes nord-sud et est-ouest) pour chaque fenêtre Ni :

$$Sh(Ni) = \sqrt{\frac{S_n(Ni)^2 + S_e(Ni)^2}{2}} \quad (1-3)$$

- calcul des rapports spectraux H/V(Ni) pour chaque fenêtre :

$$H / V (Ni) = \left(\frac{Sh(Ni)}{Sv(Ni)} \right) \quad (1-4)$$

- calcul de la moyenne géométrique de l'amplitude du rapport spectral H/V sur toutes les fenêtres

$$H/V = 10^{\frac{\sum \log_{10}(H/V(N_i))}{N_i}} \quad (1-5)$$

Et son écart-type :

$$H/V = \sqrt{\frac{\sum \log_{10}^2(H/V) - n_{\text{windows}} \times \log_{10}^2(H/V_{\text{moyenne}})}{n_{\text{windows}} - 1}} \quad (1-6)$$

- détermination des fréquences FH/V et les amplitudes des pics de courbe H/V directement.

I- 4- 5. Interprétation des résultats :

La particularité de la méthode H/V est sa stabilité dans le temps. On obtient le même résultat lorsque on recommence les mesures après une semaine (Volant *et al.*, 1998 ; Cara *et al.*, 2003), un mois (Mucciarelli et Monachesi, 1998 ; Guiller *et al.*, 2007), un an (Bour *et al.*, 1998 ; Mucciarelli *et al.*, 2003 ; Di Giacomo *et al.*, 2005) ou quelques années (7 ans) (Bensalem *et al.*, 2010).

Le projet Européen SESAME (2004), "Utilisation du bruit de fond sismique pour l'évaluation des effets de site", a traité la question de l'estimation des effets de site en particulier dans les zones urbaines.

Il s'est concentré sur deux techniques (rapport spectral H/V bruit et enregistrement du bruit de fond en réseau) utilisant le bruit de fond et s'est proposé de clarifier leur capacité à fournir des informations utiles, directes ou indirectes, pour l'estimation des amplifications locales.

Les recommandations du projet SESAME (2004) pour l'interprétation des résultats des courbes et des pics des rapports H/V de bruit de fond sont, en résumé :

- Les résultats sont clairs et simples en cas de structures horizontalement stratifiées ayant un fort contraste d'impédance (> 4-5) ;

- Les résultats deviennent de moins en moins nets pour des contrastes décroissants et pour des pentes croissantes des interfaces ;
- on devrait toujours recueillir l'information géologique et géotechnique disponible et des indications quant aux variations latérales des structures souterraines ;
- les pics basse fréquence (< 1 Hz) sont souvent moins faciles à détecter et à interpréter que les pics haute fréquence ;
- les mesures additionnelles à proximité des sites d'intérêt aident souvent à trouver un pic cohérent de H/V.

On doit également considérer que les enregistrements de vibrations ambiantes incluent également un certain nombre de "fausses" sources, telles que les machines industrielles, qui peuvent affecter l'évaluation de la courbe de H/V, et rendent l'interprétation plus difficile, en créant des pics artificiels. Ces pics artificiels peuvent être mis en évidence à l'aide d'un test sur l'amortissement de la fréquence du pic.

I- 4- 6. Méthode H/V et les effets de site :

« On appelle effet de site, les phénomènes conduisant à la modification des caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles du signal sismique en fonction des conditions géologiques et topographiques locales » (Bourdeau, 2005).

Deux types de structure sont susceptibles de donner lieu à des effets de site, il s'agit :

- De la topographie. On parle dans ce cas d'effet de site topographique.
- Des bassins sédimentaires. L'effet de site alors porte le nom d'effet de site lithologique ou géologique.

Effet de la topographie :

L'effet de site « topographiques » : la forme très prononcée de certains reliefs constitue un piège pour les ondes qui se focalisent sur certaines zones du relief et subissent des amplifications et un allongement notable du signal. Cet effet est l'un des principaux facteurs de l'amplification des mouvements du sol.

Actuellement, il est reconnu, expérimentalement et numériquement, que les dommages sur les constructions localisées sur un relief accidenté (sommet d'une colline, d'une montagne ou rebord de plateau) sont plus importants que sur celles situées au piémont. D'après Aki (1988), le facteur d'amplification de cet effet peut être estimé par $2 / \sin(\alpha)$, où α est l'angle que forme la topographie. Ainsi, si on prend une falaise avec un angle droit, le mouvement sera 4 fois plus important que le mouvement dans le sol.

Le mouvement sismique sur les flancs peut présenter des motifs complexes, alternant dé-amplifications et amplifications sur de courtes distances (Boore, 1972 ; Gaffet et Bouchon, 1989) ; les variations de ces mouvements augmentent avec la fréquence de l'onde incidente ou le ratio de forme (ratio hauteur / largeur) du relief (Nguyen et Gatmiri, 2007).

Les études des effets topographiques sont relativement peu nombreuses (Géli *et al.*, 1988 ; Chavez-Garcia *et al.*, 1996 ; Athanasopoulos *et al.*, 1999) car elles demandent beaucoup de moyens instrumentaux et nécessitent l'enregistrement de séismes, donc un temps considérable.

Très peu d'auteurs ont utilisé la technique H/V bruit ambiant pour la mise en évidence de ces effets topographiques : De manière complémentaire aux expérimentations, la simulation numérique de la propagation des ondes permet d'étudier les effets topographiques sur le mouvement sismique, entre autres sur des aspects difficiles à étudier expérimentalement.

Depuis les années 70, de nombreuses méthodes numériques ont été développées et employées:

- Duval (1994) a calculé le rapport H/V bruit sur les collines du château de Nice et la colline du Cimiez. Les fréquences de résonance sont obtenues entre 3 et 4 Hz. Dans le cas d'un profil topographique escarpé (Château de Piène), les rapports H/V bruit sont amplifiés à des fréquences qui correspondent aux fréquences de résonance de la structure topographique déterminées par Nechtschein *et al.* (1995) et Pedersen (1994). En revanche sur deux autres sites, à Monaco, les fréquences obtenues par les rapports H/V bruit n'ont pas été attribuées aux effets topographiques.
- Chavez-Garcia *et al.* (1996) ont comparé les rapports H/V bruit avec une étude théorique sur une topographie en Grèce, et ont trouvé que les fréquences théoriques et expérimentales étaient les mêmes.

Les études sur les effets topographiques par la méthode H/V bruit donnent des résultats très variables, et il n'est pas possible de donner une tendance car les topographies de même forme (cylindrique ou très escarpée) donnent des résultats très différents.

Effet des bassins sédimentaires

Les effets de site « lithologiques », pour lesquels un contraste d'impédance entre un substratum rigide et une couverture meuble provoque des réflexions multiples avec un piégeage des ondes dans la couche superficielle.

La méthode de Nogoshi-Nakamura ou H/V bruit de fond est couramment utilisée comme outil d'identification des zones amplifiant le mouvement sismique. Ces dernières sont en général caractérisées par la présence de remplissages sédimentaires particuliers.

Field, (1996), Guéguen et al. (1998, 2000) et Delgado et al. (2000a, 2002) ont observé que certains rapports spectraux possédaient plusieurs pics de résonance (deux pics dans la majorité des cas). Ces derniers ont été associés à la réponse de dépôts fluviaux (Guéguen et al., 1998) ou de remplissages anthropiques (Guéguen et al., 2000), de faibles épaisseurs (une dizaine de mètres) et caractérisés dans les deux cas par une impédance suffisamment faible par rapport à la formation sédimentaire sous-jacente.

Dans du bassin de Mexico la présence d'un contraste d'impédance très élevé, Fäh et al. (1994) ont analysé les effets d'une couche d'argile superficielle en utilisant la méthode spectrale classique et une méthode théorique avec un modèle 2D. Ils ont démontré la présence de deux pics dont celui correspondant à la fréquence la plus élevée est lié directement à la couche sédimentaire mince.

En d'autres termes, la fréquence de résonance d'un site est définie comme étant la fréquence la plus faible ou encore la fréquence du premier pic (Lachet et al., 1996). Elle représente la réponse de toute la couche sédimentaire, alors que la fréquence du second pic représente la fréquence fondamentale du remplissage sédimentaire superficiel.

Bard et al. (1997), à partir d'une comparaison des trois méthodes expérimentales sur plusieurs sites en France et en Grèce, ont abouti aux conclusions suivantes :

- la méthode H/V bruit permet de dire si un site peut ou non servir de site de référence ;

- la méthode H/V bruit et la méthode des rapports spectraux permettent toutes les deux de déterminer la fréquence de résonance d'un site, fréquence en dessous de laquelle il n'y a pas d'amplification ;
- l'amplitude à la fréquence de résonance déterminée par la méthode H/V bruit est inférieure ou égale à celle déterminée par les rapports spectraux.

I- 5. Méthodes indirectes de modélisation de la fonction d'amplification :

Les effets de site peuvent impliquer divers phénomènes complexes concernant le champ d'ondes incident (champ proche ou champ lointain, onde de volume ou onde de surface), la structure géologique locale (1D, 2D ou 3D, homogène ou hétérogène), le comportement du sol (élastique ou anélastique, linéaire ou non-linéaire, sec ou saturé, fissuré ou non,...).

Des modélisations théoriques ou numériques, plus ou moins sophistiquées, sont destinées à examiner quelques aspects des effets de site (aucun modèle n'est capable d'examiner simultanément tous ses aspects).

La modélisation numérique des effets de site donne de bons résultats, mais elle n'est applicable qu'avec un minimum de connaissance géophysique et géotechnique du milieu. Pour cela, une campagne de mesures géophysiques nécessite souvent des sondages carottés pour obtenir un profil fin des vitesses des ondes de cisaillement, ce qui est très difficile à obtenir en milieu urbain à cause du bruit ambiant élevé. C'est pourquoi des moyens expérimentaux "légers et pas chers" ont été mis en œuvre, comme l'utilisation du bruit de fond en réseau, permettant d'apprécier les paramètres physiques recherchés pour les inputs des modèles.

I- 5- 1. Méthode des ondes de surface :

Les ondes de Love et de Rayleigh ces ondes sont dites de surface parce qu'elles sont confinées près de la surface, et leur amplitude décroît rapidement avec la profondeur. Généralement, dans la sismique réflexion, les ondes de surface dégradent la qualité du signal, mais dans d'autres études l'analyse de leur dispersion permet d'évaluer l'évolution de la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur et de déterminer le module de cisaillement du sous-sol sans avoir recours à la réalisation des forages.

Dans un milieu stratifié la vitesse de propagation de l'onde Rayleigh varie en fonction de la fréquence. Cette variation de vitesse en fonction de la fréquence est appelée dispersion.

La relation entre la vitesse de propagation de l'onde de Rayleigh (V) et la vitesse des ondes de cisaillement (V_S) est donnée par l'équation suivante (in Mari *et al.*, 1998) :

$$V_R = C \cdot V \quad (1-7)$$

Où le coefficient C , qui dépend du coefficient de Poisson (ν), est donné par l'expression :

$$C^6 - 8C^4 + 8 \left(3 - \frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) C^2 - 16 \left(1 - \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} \right) = 0 \quad (1-8)$$

Cette constante est de 0.875 pour $\nu=0$; 0.919 pour $\nu = 0.25$; 0.955 pour $\nu=0.5$.

Cette variation entraîne une erreur inférieure à 10% sur la valeur de la vitesse de cisaillement lorsqu'on ne connaît pas le coefficient de Poisson.

La première méthode utilisée pour l'étude de ondes de surface est le **SSRM** (Steady State Rayleigh Method) son principe est la mise en vibration harmonique un massif posé sur le sol (Jones, 1958), avec un géophone vertical et on détermine R (longueur d'onde des ondes de Rayleigh par un massif à la fréquence f).

La vitesse de l'onde de Rayleigh est donnée par la formule:

$$V_R = R \cdot f \quad (1-9)$$

La répétition de cette opération permet de construire les courbes (V_R , R). Les courbes obtenus peuvent être comparées théoriques à l'aide d'un abaque, permettant ainsi de trouver la vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur d'investigation donné par une formule empirique

$$\left(\frac{R}{2} \right). \quad (1-10)$$

Cette méthode a connu quelques succès (e.g, Ballard, 1964 ; Guilleman et Gramsammer, 1971), puis abandonnée vu son côté économique très élevé et la présence de certaines limites dans l'interprétions (Abiss, 1981 ; Tokimatsu et al, 1991).

- **La SASW (Spectral Analysis of Surface Waves)** est une amélioration de SSRM, cette méthode fut développée grâce à l'amélioration de l'outil informatique et à l'apparition des enregistreurs numériques. Elle a été proposée par Heisey et al. (1982) et Nazarian and Sotokoe (1984).

La vitesse de phase est calculée en fonction de la fréquence d'émission en mesurant le temps réel (t) de déphasage (ϕ) entre deux capteurs espacés d'une distance (d), pour une fréquence (f).

$$V_R = \frac{d}{t} \quad (1-11)$$

$$t = \frac{\phi T}{2\pi} = \frac{\phi}{2\pi f} \quad (1-12)$$

On obtient la vitesse de l'onde de **Rayleigh** :

$$V_R = \frac{2\pi f d}{\phi} \quad (1-13)$$

- **La MASW (Multistation Analysis of Surface Waves)** est utilisée dans l'exploration de géophysique appliquée (McMechan et Yedlin, 1981 ; Gabriel et al., 1987)

La méthode des ondes de surface semble prometteuse et attractive par sa facilité de mise en œuvre et de plus elle est économique puisqu'elle n'exige pas la réalisation de forages.

I- 5- 2. Bruit de fond en réseau :

L'enregistrement du bruit ambiant en réseau est une technique de plus en plus utilisée en génie parasismique pour estimer le profil de vitesse des ondes de cisaillement. Cette méthode permet d'avoir un profil de vitesse des ondes de cisaillement de la colonne de sol du site étudié à partir d'un réseau de plusieurs enregistrements du bruit de fond simultanés et d'une technique d'inversion des courbes de dispersion.

Les hypothèses permettant d'utiliser le bruit de fond supposent que celui-ci est principalement composé d'ondes de surface et que le mode fondamental des ondes de Rayleigh domine la composante verticale.

La méthode en réseau nécessite un terrain assez spacieux car l'ouverture (ou dimension) du réseau conditionne la profondeur d'investigation. Plus les dimensions du réseau sont grandes, plus on est dans le domaine de grande longueur d'onde, et plus on obtient une grande profondeur d'investigation. Les bornes de l'intervalle de fréquence d'un réseau donné sont régies par les distances maximales et minimales séparant les capteurs du réseau.

La technique du bruit de fond en réseau est subdivisée en deux catégories de réseaux :

- Une configuration en 2D avec différentes géométries (circulaire, triangulaire, en croix...);
- ou une configuration en 1D avec des profils linéaires.

Un réseau 2D permet d'avoir une évaluation plus précise des vitesses au détriment de la difficulté de mise en œuvre du réseau sur le terrain, des conditions du site et de l'ouverture du réseau (Park *et al.*, 2004 ; 2005). Dans le cas des sites assez étroits, la mise en place de réseau de géométrie régulière devient difficile en zone urbaine.

D'après (Park et Miller, 2006), un réseau linéaire peut alors être utilisé, la précision est alors sacrifiée (généralement moins de 10%) de l'évaluation de Vs. Une des solutions à ce problème est proposée par Matthias Onrherberg [Ohrnberger et al., 2006] avec un système de réseau sans fil.

I- 5- 3. Méthodes d'analyse et inversion des données réseau :

Les méthodes d'analyse en réseaux de vibrations ambiantes sont apparues vers la fin des années 50 avec les travaux d'Aki (1957), qui a proposé d'analyser la corrélation spatiale du bruit de fond par la méthode d'Autocorrélation Spatiale (SPAC), et d'en tirer des informations sur la stratification du sous-sol à partir d'une interprétation en ondes de surface.

D'autres méthodes en réseau ont été développées par Capon (1969) et Lacoss *et al.* (1969) : la méthode fréquence-nombre d'onde ou FK qui n'ont cessé d'être développées.

Nous présentons un bref aperçu sur les deux méthodes les plus courantes permettant la mesure de courbes d'autocorrélation et de dispersion à partir du bruit de fond enregistré en réseau. Gouédard (2008) résume bien les deux techniques.

I- 5- 3- 1. La méthode Spatial Autocorrelation (SPAC)

Cette méthode présentée par Aki (1957) a été plusieurs fois révisée pour répondre à des problèmes pratiques, en particulier sur la régularité des réseaux déployés sur le terrain [Bettig, 2001].

Pour d'Aki (1957) il n'est pas nécessaire de connaître la source du bruit ambiant pour mesurer les temps de propagation entre les éléments d'un réseau. La fonction d'autocorrélation spatiale entre deux capteurs A et B séparés par une distance R est donnée par :

$$C(R) = \frac{1}{T} \int_0^T S_A(t) S_B(t) dt \quad (1-14)$$

Où S_A et S_B sont les signaux enregistrés pendant un temps T en A et B .

Lorsque les signaux sont filtrés dans une bande étroite autour de la pulsation ω , on peut définir le rapport d'autocorrélation par :

$$C(R, \omega) = C(R, \omega) / C(0, \omega) \quad (1-15)$$

Ce rapport est calculé pour toutes les paires d'un réseau de récepteurs. D'après Aki (1957) pour une distance R , la moyenne azimutale de $C(R, \omega)$ était proportionnelle à une fonction de Bessel d'ordre zéro :

$$C(R, \omega) = J_0(R / C(\omega)) = J_0(Rk) \quad (1-16)$$

où $C(\omega)$ est la vitesse de phase des ondes dans le milieu, avec une pulsation ω (*i.e.*, la courbe de dispersion), et k le nombre d'onde.

Cette méthode repose sur deux hypothèses :

- 1) les sources de bruit sont réparties de façon aléatoire,
- 2) il n'y a qu'une vitesse de phase par fréquence (*i.e.*, il n'y a qu'un seul mode de propagation).

La première de ces hypothèses est rarement vérifiée, mais reste cependant acceptable tant que le bruit sismique n'est pas très directif. Par ailleurs, cette méthode est performante dans la pratique tant que les sources de bruit sont nombreuses et localisées tout autour du réseau.

Les courbes d'autocorrélation obtenues sont en relation avec les courbes de dispersion des ondes de surface qui composent une majeure partie du bruit de fond sismique. Ces courbes offrent donc des informations sur les caractéristiques du sol. Après inversion, les courbes d'autocorrélation permettent d'obtenir les profils de vitesse des ondes P et S.

I- 5- 3- 2. La méthode fréquence-nombre d'onde (FK)

Une description un peu plus détaillée correspondant à l'origine de la méthode se trouve dans [Lacoss et al., 1969] et [Capon, 1969]. Des descriptions plus synthétiques sont aussi disponibles dans les rapports [SESAME, 2001-2004], et les thèses de [Wathelet, 2005] et [Bonney-Claudet, 2004], qui ont inspirés cette description.

L'idée de base est de sommer l'énergie se propageant suivant un nombre d'onde particulier k (direction et vitesse de phase), et de retenir les directions et vitesse correspondant aux énergies maximales. Cette approche explore donc la cohérence qui existe entre tous les capteurs et non pas pour chaque paire de capteurs comme dans la méthode SPAC.

Les méthodes fréquence-nombre d'onde (FK) sont basées sur une décomposition du champ en ondes planes. Une telle onde se propageant le long d'une droite d'abscisse curviligne r , peut être décrite à un terme d'amplitude près, dans le domaine de Fourier par :

$$(\omega, r) = \exp\left(i \frac{\omega r}{C_0(\omega)}\right) = \exp(i k_0(\omega) r). \quad (1-17)$$

où $C_0(\omega)$ est la vitesse de phase de cette onde pour la pulsation ω , et $k_0(\omega)$ le nombre d'onde associé.

La transformée de Fourier spatiale de ce signal s'écrit :

$$(\omega, k) = \int \exp(i k_0(\omega) r) \exp(-i k r) dr \quad (1-18)$$

$$(\omega, k) = \int \exp(i (k_0 - k) r) dr \quad (1-19)$$

(ω, k) est nulle pour tout k différent de k_0 . Son calcul pour tout k (à ω fixé) permet ainsi de retrouver le vecteur d'onde $k_0(\omega)$, et donc la vitesse de phase $C_0(\omega)$. On fait alors varier ω pour retrouver la courbe de dispersion complète.

I- 5- 3- 3. Inversion des données réseau :

L'inversion des données de bruit de fond en réseau constitue la dernière étape d'analyse pour obtenir le profil de vitesse à partir des courbes de dispersion. La définition du profil de vitesse à partir des courbes de dispersion n'offre pas une solution unique, car le système à inverser est sous-déterminé.

L'inversion se fait en tentant de minimiser l'écart entre la courbe de dispersion pointée et la courbe de dispersion synthétique issue du modèle.

Les algorithmes d'inversion sont souvent basés sur le calcul du problème direct dans un modèle initial que l'on fait évoluer de façon itérative afin de le faire correspondre aux courbes de dispersion mesurées. Le choix du modèle initial donne une direction de recherche des meilleurs modèles. Ce modèle a donc une influence sur les résultats des profils.

Les principaux paramètres du modèle initial sont : le nombre de couche et leur gamme d'épaisseurs, la gamme des valeurs de vitesse des ondes P et S par couche et leur densité. Ce processus aboutit à plusieurs solutions possibles, caractérisées par une valeur d'erreur, chacune d'elles s'approchant au mieux de la courbe de dispersion qu'on cherche à reproduire.

Le logiciel utilisé pour l'ensemble des analyses et traitements des données H/V et réseau est le programme open source geopsy (<http://www.geopsy.org/>).

Aussi, on peut conclure ce qui a été précédé, que l'analyse du bruit de fond en réseau comporte les étapes suivantes :

- 1- Enregistrement synchronique du bruit de fond avec plusieurs capteurs disposés selon une géométrie particulière ;
- 2- Analyse des enregistrements, pour laquelle deux techniques peuvent être utilisés :
 - L'autocorrélation spatiale (AKI, 1957) modifiée par Betting et *al.*(2001)
 - L'analyse dans le plan fréquence-nombre d'onde, qui permet d'obtenir une courbe de dispersion, F-K Haute résolution (Capon 1969) ;
- 3- Inversion de la courbe de dispersion ou bien les courbes d'autocorrélation obtenue lors du traitement pour l'obtention du profil de vitesse des ondes de compression et des ondes de cisaillement du site étudié.

CHAPITRE II :

FONCTION D'AMPLIFICATION ET FREQUENCES DE VIBRATION D'UN PROFIL DE SOL

II- 1. Introduction

L'effet des conditions locales du sol sur l'amplitude et le contenu fréquentiel du mouvement sismique présente un grand intérêt dans le domaine du génie parasismique.

Le problème est de prévoir les caractéristiques des mouvements sismiques auxquelles on pourrait s'attendre à la surface libre du sol (ou à n'importe quelle profondeur).

La résolution du problème est basée sur la théorie de la propagation d'onde dans un milieu continu. Si le milieu est linéairement élastique ou viscoélastique et sa géométrie est relativement simple, les solutions analytiques peuvent être obtenues pour n'importe quel type d'onde.

La connaissance de l'amplification et des fréquences de vibration et en particulier la fréquence fondamentale d'un profil de sol est importante pour la prédiction des effets de site. L'étude de la propagation des ondes nous permet donc de définir ces paramètres qui interviennent dans la réponse d'un profil de sol à une onde sismique incidente.

II- 2. Théorie de la fonction d'amplification

Soit $x(t)$ un signal émis de la base d'un rocher. au cours de son trajet il subit un filtrage $f(t)$ par la colonne de sol traversé pour donner naissance à la surface à un signal $y(t)$, exprimé par le produit de la convolution de $x(t)$ par $f(t)$:

$$y(t) = x(t) * f(t) \quad (1.1)$$

et dans le domaine fréquentiel

$$Y(\omega) = X(\omega) \times F(\omega) \quad (1.2)$$

Où $F(\omega)$ représente la fonction de transfert de la colonne de sol (sédiment) entre le rocher et la surface du sol dont le module est la fonction d'amplification.

Mais avant de faire le calcul de la fonction d'amplification, il est nécessaire de déterminer le mouvement de vibration du sol au point de mesure issu de l'onde incidente. Ce mouvement est déterminé dans le cas d'un demi-espace infini et dans le cas d'un bicouche.

II- 2- 1. Cas d'un demi espace infini

Considérant un demi-espace homogène (Fig. n°II-1), avec une surface libre en $z=0$ et deux trains d'ondes SH, l'un incident avec une amplitude A_{SH} et l'autre réfléchi avec une amplitude A'_{SH} (in Desai, 1977).

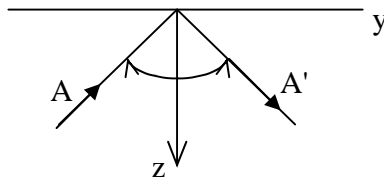


Fig. n°II-1 : Réflexion de l'onde SH à la surface libre (in Desai, 1977).

Les déplacements du mouvement du sol suivant x et z , à u_x et u_z , sont nuls dans le cas d'une onde SH, et suivant y , u_y , est égal à :

$$u_y = \left[A_{SH} \exp\left(\frac{i\check{S}}{V_s} z \cos \gamma\right) + A'_{SH} \exp\left(-\frac{i\check{S}}{V_s} z \cos \gamma\right) \right] f_s(x, t) \quad (2-1)$$

$$\text{Avec } f_s(x, t) = \exp\left[\frac{i\check{S}}{V_s} (V_s t - x \sin \gamma)\right]$$

Les conditions aux limites exigent que les contraintes de cisaillement soient nulles à la surface libre du sol ($z = 0$), d'où $\frac{\partial u_y}{\partial z} = 0$ et donc l'amplitude de l'onde incidente est égale à l'amplitude de l'onde réfléchie

$$A_{SH} = A'_{SH} \quad (2-2)$$

Le déplacement résultant de la propagation du train d'onde SH incident avec une amplitude A_{SH} et un angle d'incidence γ devient :

$$u_y = A_{SH} \left[\exp\left(\frac{i\check{S}}{V_s} z \cos \gamma\right) + \exp\left(-\frac{i\check{S}}{V_s} z \cos \gamma\right) \right] f_s(x, t) \quad (2-3)$$

Il devient à la surface du sol ($z = 0$) : $u_y = 2A_{SH} f_s(x, t)$

Si on considère que l'amortissement du sol est nul et que V_s est réelle, l'équation du mouvement devient :

$$u_y = 2A_{SH} \cos\left(\frac{z}{V_s} \cos \gamma\right) f_s(x, t) \quad (2-4)$$

II- 2- 2. Cas d'un bicouche

Considérons maintenant un cas d'une couche homogène d'épaisseur h surmontant un demi-espace représentant le rocher sous-jacent (Fig. n° II-2),

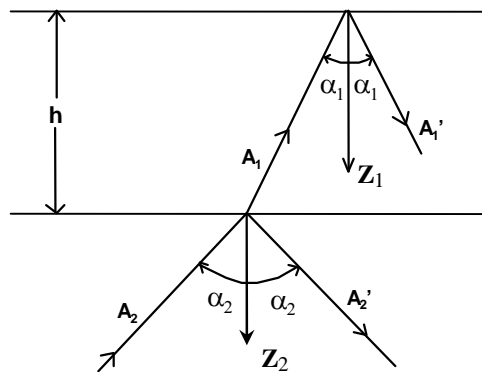


Fig. n° II-2 : L'onde SH réfléchi et transmise pour une couche de sol surmontant un demi-espace représentant le rocher libre (Desai, 1977).

On désigne par l'indice (1) les paramètres relatifs à la couche de sol et par l'indice (2) ceux relatifs au demi-espace, par A (respectivement A') les amplitudes des ondes se propageant dans le sens des $z < 0$ (respectivement $z > 0$) et en prenant des repères liés à chaque milieu ($z=0$ représentant le toit de la couche), le déplacement horizontal dans chaque couche s'écrit :

$$\mathbf{u}_{yn} = (A_n e^{ip_n z_n} + A'_n e^{-ip_n z_n}) f_{sn}(\mathbf{x}, t) \quad n = 1, 2 \quad (2-5)$$

$$\text{Avec } p_n = \frac{\check{S} \cos r_n}{V_{sn}} \quad (2-6)$$

$$\text{Et } f_{sn}(\mathbf{x}, t) = \exp(i\check{S}t) \exp\left(-\frac{i\check{S}}{V_{sn}} \mathbf{x} \sin r_n\right) \quad (2-7)$$

La condition de surface libre conduit à :

$$A_I = A'_I \quad (2-8)$$

Les conditions de continuité des déplacements et des contraintes à l'interface des deux milieux, qui doivent être vérifiées, s'écrivent :

$$\mathbf{u}_{y1}(\mathbf{h}) = \mathbf{u}_{y2}(\mathbf{0}) \quad (2-9)$$

$$\dagger_{yz1}(\mathbf{h}) = \dagger_{yz2}(\mathbf{0}) \quad (2-10)$$

L'égalité (2-9) conduit à :

$$A_1 (e^{ip_1 h} + e^{-ip_1 h}) f_{s1}(\mathbf{x}, t) = (A_2 + A'_2) f_{s2}(\mathbf{x}, t) \quad (2-11)$$

D'après la loi de Snell :

$$\frac{\sin \Gamma_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \Gamma_2}{V_{s2}} \quad (2-12)$$

$$\text{On a : } A_1(e^{ip_1h} + e^{-ip_1h}) = A_2 + A_2' \quad (2-13)$$

L'égalité (2-10) de la contrainte à l'interface des deux milieux peut s'écrire :

$$G_1 \frac{\partial u_1}{\partial z}(h) = G_2 \frac{\partial u_2}{\partial z}(0) \quad (2-14)$$

G_1 et G_2 représentent les modules de cisaillement des deux milieux.

Après avoir calculé les dérivés premiers des déplacements à l'interface des deux milieux, on a :

$$A_1 G_1 P_1 (e^{ip_1h} - e^{-ip_1h}) = G_2 P_2 (A_2 - A_2') \quad (2-15)$$

En posant :

$$q = \sqrt{\frac{\dots_1 G_1 \cos \Gamma_1}{\dots_2 G_2 \cos \Gamma_2}} \quad (2-16)$$

Les relations (2-13) et (2-15) permettent de déterminer les amplitudes A_2 et A_2' en fonction de A_1

$$A_2 = \frac{1}{2} A_1 [(1+q)e^{ip_1h} + (1-q)e^{-ip_1h}] \quad (2-17)$$

$$A_2' = \frac{1}{2} A_1 [(1-q)e^{ip_1h} + (1+q)e^{-ip_1h}] \quad (2-18)$$

Le rapport q de l'équation (2-16) est appelé le rapport d'admittance entre la couche de sol et le demi-espace; son inverse est le rapport d'impédance.

Pour un train d'onde S_H avec une amplitude A_{SH} se propageant vers le haut à partir de la base du rocher, les déplacements résultants sont :

$$u_{y1} = A_1 (e^{ip_1 z_1} + e^{-ip_1 z_1}) f_s(x, t) \quad (2-19)$$

$$u_{y2} = (A_{SH} e^{ip_2 z_2} + A'_{SH} e^{-ip_2 z_2}) f_s(x, t) \quad (2-20)$$

Avec

$$f_s(x, t) = \exp(i\check{S}t) \exp\left(-\frac{i\check{S}}{V_{s2}} x \sin \Gamma_2\right) \quad (2-21)$$

$$p_1 = \frac{\check{S} \cos \Gamma_1}{V_{s1}} \quad p_2 = \frac{\check{S} \cos \Gamma_2}{V_{s2}} \quad (2-22)$$

$$\frac{\sin \Gamma_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \Gamma_2}{V_{s2}} \quad (2-23)$$

L'amplitude du mouvement du sol en surface est donnée par l'expression suivante:

$$A_1 = \frac{2A_{SH}}{(1+q)e^{ip_1 h} + (1-q)e^{-ip_1 h}} \quad (2-24)$$

L'amplitude de l'onde réfléchie au toit du demi-espace en fonction de l'onde incidente est donnée par la relation suivante :

$$A'_{SH} = A_{SH} \frac{(1-q)e^{ip_1 h} + (1+q)e^{-ip_1 h}}{(1+q)e^{ip_1 h} + (1-q)e^{-ip_1 h}}, \quad \text{avec} \quad q = \sqrt{\frac{\dots_1 G_1 \cos \Gamma_1}{\dots_2 G_2 \cos \Gamma_2}} \quad (2-25)$$

II- 2- 3. Calcul de la fonction d'amplification

La fonction d'amplification (ou le module de la fonction de transfert) est obtenu en prenant le rapport entre l'amplitude du déplacement au point de mesure et de l'amplitude du mouvement au point d'incidence.

Dans le paragraphe qui suit, les fonctions de transfert sont établies d'une série successive de conditions géotechniques plus compliquées.

Les équations (2-22, 2-24 et 2-25) fournissent la solution complète pour un train d'onde SH incident. Donc à partir de ces expressions, on peut définir les fonctions d'amplification pour les cas représentés dans la Figure n° II-3.

On peut définir trois fonctions d'amplification :

1. F_1 représente le rapport de l'amplitude du mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point B (à l'interface entre le sol et le rocher) ; est appelé un mouvement en champ libre (free surface motion).
2. F_2 est le rapport de l'amplitude du mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point B comme s'il n'y avait aucun sol au dessus; le mouvement du substratum rocheux affleurant (bedrock motion).
3. F_3 est le rapport de l'amplitude de mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point C. Le point C est localisé sur un affleurement hypothétique rocheux. C'est le mouvement du substratum rocheux affleurant (bedrock outcropping motion).

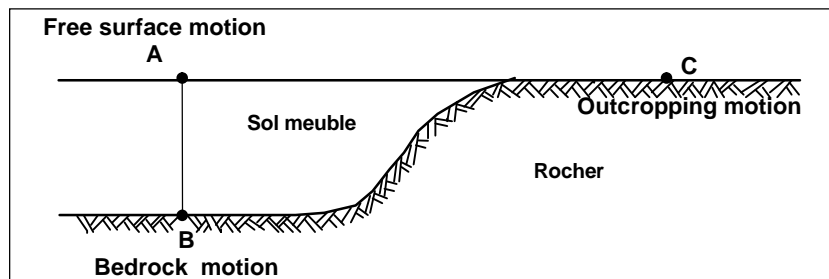


Fig. n° II-3 : Configuration des sols pour le calcul des fonctions d'amplifications.

II- 2- 3- 1. Calcul de l'amplification F_1

L'amplification $F_1(\xi)$ est donnée par le rapport de l'amplitude du mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point B (à l'interface entre le sol et le rocher). Alors,

$$F_1(\xi) = \frac{u_{y1}(0)}{u_{y1}(h)} = \frac{u_{y1}(0)}{u_{y2}(0)} = \frac{2A_1}{A_2 + A_2'} \quad \text{ou bien} \quad F_1 = \frac{2}{e^{ip_1h} + e^{-ip_1h}} \quad (2-26)$$

Si P_1 est réel (donc il n'y a aucun amortissement interne dans le sol),

$$F_1(\xi) = \frac{2}{2 \cos p_1h} = \frac{1}{\cos p_1h} \quad (2-27)$$

Et on remarque que cette expression devient infinie (condition de résonance) ce qui implique que l'amplification infinie ou la résonance auront lieu pour

$$\cos p_1h = 0 \quad \text{ou} \quad \xi_n = \frac{(2n-1)f}{2} \frac{V_{s1}}{h \cos \gamma_1} \quad n=1,2,\dots \quad (2-28)$$

Ceux-ci représentent les fréquences propres du système. En particulier si $\gamma_2 = 0$, $\gamma_1 = 0$ le problème est réduit à un cas unidimensionnel (des ondes se propageant verticalement).

$$\text{Donc } \xi_n = \frac{(2n-1)f}{2} \frac{V_{s1}}{h} \quad (2-29)$$

Ce sont les fréquences propres typiques d'une colonne de sol en fonction de la vitesse de cisaillement. On remarque bien que cette fonction d'amplification est très dépendante de la fréquence du mouvement de base, et que la fréquence à laquelle une forte amplification se produit dépend de la géométrie (épaisseur) et des propriétés des matériaux (vitesse des ondes de cisaillement) de la couche de sol. Elle correspond à l'hypothèse d'une assise infiniment rigide.

II- 2- 3- 2. Calcul de l'amplification F_2

La fonction d'amplification $F_2(\check{S})$ est le rapport de l'amplitude du mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point B comme s'il n'y avait aucun sol au dessus.

Le déplacement correspondant au point B serait alors $2A_{sh}$ et

$$F_2(\check{S}) = \frac{A_1}{A_{SH}} = \frac{2}{(1+q)e^{ip_1h} + (1-q)e^{-ip_1h}} \quad (2-30)$$

Si on néglige l'amortissement du sol, l'expression peut être réécrite comme

$$F_2(\check{S}) = \frac{2}{2\cos p_1h + 2iq\sin p_1h} = \frac{1}{\cos p_1h + iq\sin p_1h} \quad (2-31)$$

La fonction d'amplification AF_2 est un nombre complexe. Le module d'amplification est donné

$$\text{par } |F_2(\check{S})| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 p_1h + q^2 \sin^2 p_1h}} \quad (2-32)$$

On remarque que le dénominateur ne s'annule jamais, puisque il sera toujours supérieur à zéro, Donc la fonction ne devient jamais infinie même lorsqu'il n'y a aucun amortissement dans le sol.

Les valeurs stationnaires du module $|F_2|$ sont obtenues avec

$$(1-q^2)\sin 2p_1h = 0 \quad \text{Donc pour } \check{S}_n = \frac{nfV_{s1}}{2h\cos\Gamma_1} \quad (2-33)$$

Les valeurs de fréquence $\check{S}_n = \frac{(2n-1)f}{2} \frac{V_{s1}}{h\cos\Gamma_1}$ pour lesquelles le module $|F_2|$ est maximal.

Les maxima sont obtenus aux mêmes fréquences pour lesquelles, la fonction d'amplification du premier cas, F_1 , a atteint la résonance et ils ont tous la même valeur.

$$|F_2|_{\max} = \frac{1}{q} = \sqrt{\frac{\dots_2 G_2 \cos \gamma_2}{\dots_1 G_1 \cos \gamma_1}} \quad (2-34)$$

Cette seconde définition est usuellement appelée amplification élastique. Les valeurs d'amplification obtenues pour F_2 sont plus faibles que celles obtenues pour F_1 (Fig. II-4).

Un exemple de fonctions d'amplification F_1 et F_2 est donné sur la figure 5 bis dans le cas d'une couche de sol de 20 m d'épaisseur ($V_{s1} = 200$ m/s, $\gamma_1 = 2.0$ g/cm³) surmontant un demi-espace ($V_{s2} = 2000$ m/s, $\gamma_2 = 2.4$ g/cm³) avec un angle d'incidence nul.

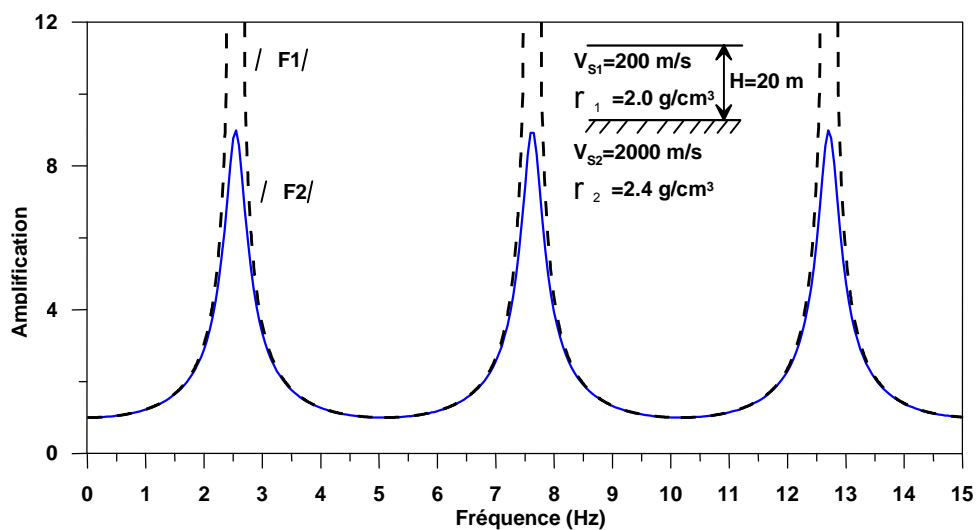


Fig. n° II-4 : Réponse de fonctions d'amplification d'une couche de sol surmontant un demi-espace.

L'effet d'un demi-espace est d'absorber l'énergie transportée par l'onde réfléchie A'_2 . Ce phénomène est appelé amortissement radiatif. Cet amortissement est différent de l'amortissement matériel; ce dernier étant lié au comportement du matériau par opposition au premier qui résulte de la propagation d'ondes à l'infini. Il est important de noter que l'amortissement radiatif existe même dans un matériau élastique linéaire qui ne présente pas l'amortissement matériel.

Lorsque le contraste entre les caractéristiques du demi-espace et des couches sus-jacentes augmente ($q \rightarrow 0$), l'onde réfléchie provenant de la couche de sol est moins absorbée dans le demi-espace; à la limite elle est totalement réfléchie sur cette frontière et l'énergie qu'elle transporte est piégée dans la couche de sol. Ceci contribue à augmenter la réponse dans la couche de sol.

La formulation précédente a été faite sans prendre en compte l'effet d'amortissement de la couche de sol. Pour ce faire, il suffit d'introduire un module de cisaillement complexe sous la forme:

$$G_n^* = G_n (1 + 2iS_n) \quad \text{et} \quad V_{Sn}^* = V_{Sn} \sqrt{1 + 2iS_n}$$

où S_n désigne le coefficient d'amortissement de la couche n. Toutes les équations précédentes restent valables à condition de remplacer G par G^* et V_S par V_S^* .

II- 2- 3- 3. Calcul de l'amplification F_3

Une troisième fonction d'amplification $F_3(\omega)$ pourrait être définie comme étant le rapport de l'amplitude de mouvement au point A (à la surface libre du sol) et de l'amplitude du mouvement au point C. Le point C est localisé sur un affleurement hypothétique rocheux à la même altitude que le point A, et que le point C est à une distance de A qui est un multiple de la longueur d'onde.

L'amplitude de la fonction d'amplification F_3 est égale à celle de F_2 lorsqu'il n'y a pas d'amortissement dans le rocher. Autrement il y aurait une petite différence due à l'amortissement au-dessus de l'épaisseur h .

II- 3. Etude paramétrique de la fonction d'amplification

Pour déterminer la réponse d'une couche sédimentaire soumise aux vibrations sismiques, donc étudier la variation de la fonction d'amplification, des exemples qui relient l'amplification à plusieurs paramètres sont présentés ci-dessous.

II- 3-1 Amplification en fonction de l'amortissement du sol :

Dans le cas d'une couche homogène d'épaisseur h surmontant un demi-espace infini de caractéristiques mécaniques homogènes. Avec par exemple une épaisseur $H=60\text{m}$, une vitesse de cisaillement $V_s = 300\text{ m/s}$ et une densité volumique $\rho = 2\text{ t/m}^3$ reposant sur un rocher rigide.

D'après la figure n° II-5, il apparaît que pour un amortissement nul, l'amplification tend vers l'infini, à chaque passage d'une fréquence propre du sol. De plus, on voit nettement que l'amplification est considérablement diminuée en fonction de l'importance de l'amortissement

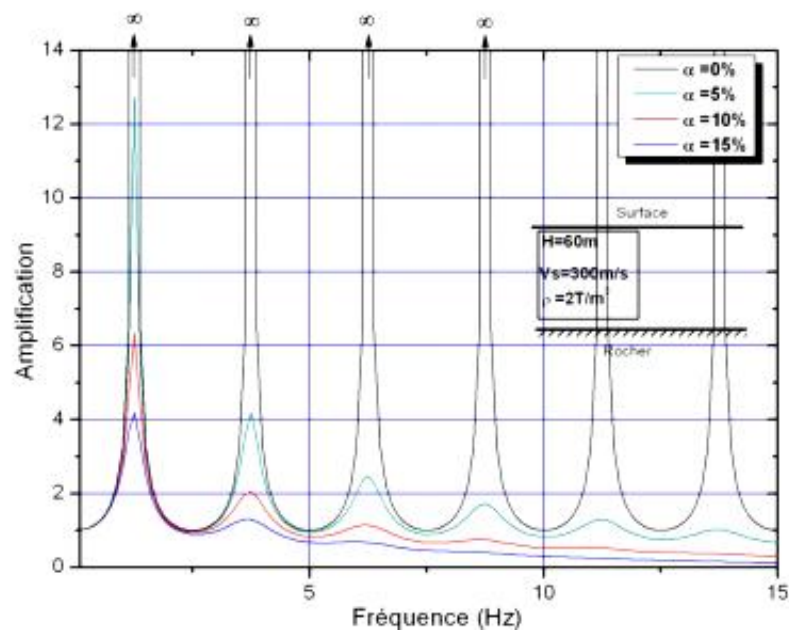


Fig. n° II-5 : l'amplification en fonction de l'amortissement.

II- 3- 2. Amplification en fonction de l'épaisseur et de la vitesse

Dans le cas d' une couche homogène d'épaisseur h surmontant un demi-espace infini de caractéristiques mécaniques homogènes. L'appliquant de l'équation 2-26 avec un coefficient d'amortissement $\gamma=0.50$. Nous donne les résultats suivants:

La figure n° II-6 (a) montre l'amplification en fonction de l'épaisseur h du profil de sol. On observe que l'épaisseur de la couche de sol augmente, avec sa fréquence fondamentale qui tend vers les basses fréquences. Donc les dépôts sédimentaires de grandes épaisseurs donneraient des amplifications du mouvement du sol dans la gamme des basses fréquences, et dans le cas des dépôts superficiels, de faible épaisseur, on aura des amplifications dans les hautes fréquences.

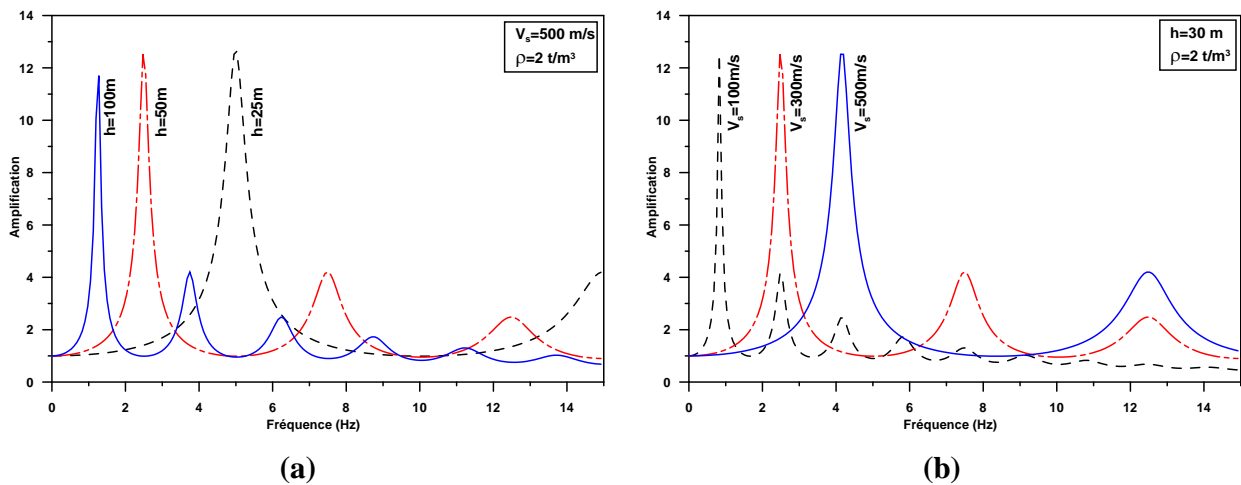


Fig. n° II-6 : Variation d'amplification d'une couche de sol en fonction de l'épaisseur (a) et en fonction de la vitesse (b).

L'amplification dans la figure n° II-6 (b) est déterminée en fonction de la vitesse de cisaillement du profil de sol. On remarque que plus le sol devient ferme (augmentation de la vitesse), plus sa fréquence fondamentale tend vers les hautes fréquences et inversement.

CHAPITRE III :

ETUDE EXPERIMENTALE DU BRUIT DE FOND ET DES RAPPORT SPECTRAUX H/V BRUIT ET H/V SEISME EN SITES D'ETUDES

La région d'étude FENDI est une localité de la commune de Beni Ounif de la Wilaya de Béchar qui fait partie de la plateforme saharienne .Sur le plan morphologique, le terrain d'assise présente une surface plane et non accidentée.

La wilaya de Béchar est représentée par des terrains allant du Carbonifère au Quaternaire. Le terrain est constitué de plusieurs ensembles de niveaux et de formations différentes. C'est sur le Quaternaire récent qui correspond aux dépôts alluvions, des terrasses alluviales et des sebkhas et de l'Albien continental que repose surtout l'agglomération de la région de Béni-Ounif. Le substratum de Béchar, est représenté par des terrains d'âge Westphalien supérieur représentés par des calcaires organo-détritiques à passées de calcaires argileux et de marnes.

La wilaya de BECHAR fait partie de la zone de **sismicité nulle (0)**, selon le RPA 99 version 2003 établi par le centre de recherche appliquée en génie parasismique en effet la fréquence des séismes et leurs intensité sont très faibles et ne présentent pas de risques pour la construction et l'urbanisation de la région.

La station Fendi est posée dans une zone pratiquement plane dans une petite localité, loin des centres urbains, la population de la région Fendi ne dépasse pas une cinquantaine d'habitat et l'agriculture est leurs représente leur activité principale.

Cette station a été installée dans le cadre du choix du site pour l'installation d'une station sismologique. Les coordonnées géographiques de la station Fendi sont:

Latitude : 31° 839. Longitude -1° 479.

III- 2- 1. Variation temporelle de l'amplitude spectrale du bruit de fond

Les études menées par un certain nombre de chercheur (eg. Kanai et Tanaka 1961, Haubrich et al. 1963, Akamatsu et al., 1992, Seo 1997 et Bensalem 2013), sur l'évolution du bruit, ont montré que les amplitudes spectrales du microtremor varient en fonction de l'activité humaine et montrent des variations journalières et hebdomadaires. Alors qu'aux très basses fréquences (< 0.5 Hz), les amplitudes spectrales du microséisme sont sensibles aux variations météorologiques ou océaniques.

Dans cette partie du travail nous avons étudié le comportement du bruit ambiant dans le domaine de basse fréquence et le domaine de haute fréquence pour la région Fendi.

III-2-1-1. Domaine basse fréquences (Microséismes)

Afin d'étudier le comportement du bruit ambiant sur le site de Fendi à Béchar et pour mettre en évidence la variabilité temporelle de son amplitude spectrale, des enregistrements en continu ont été réalisés entre le 23/04/2011 et le 05/06/2011.

Le calcul des amplitudes spectrales a été effectué sur des fenêtres stables de bruit d'une longueur de 50 secondes afin de garantir une bonne représentation des basses fréquences jusqu'à 0.2 Hz.

On remarque que le long de la période d'enregistrement, les deux composantes horizontales Nord et Est sont identiques avec des amplitudes relativement faibles par rapport à la composante verticale. Pour certains jours des pics sont obtenus avec de fortes amplitudes sont observés sur les trois composantes.

On remarque trois événements:

- Le premier localisé entre le premier et le deuxième jour (0-48 h) il apparait avec une fréquence 0.19 Hz;
- Un deuxième événement est localisé entre le 9ème et 10ème jour (216-240 h) il est caractérisé par une fréquence de 0.28 Hz;
- Le troisième qui représente le plus long événement entre 16ème et le 19ème jour (390-456 h) est obtenu avec une fréquence 0.15 Hz. (Voir figure n° III-2).

Ces trois événements montrent par leur fréquence que les sources sont probablement différentes et sont aussi probablement due aux conditions météorologiques.

Cependant, le manque de données météorologiques précises (quotidiennes et ponctuelles) pour le site étudié, ne nous a pas permis d'établir une comparaison réelle avec nos enregistrements de bruits.

Dans le domaine de basse fréquence, des pics d'amplitude se manifestent en fonction des conditions météorologique. Aussi pour les études de réponses de site dans le domaine basse fréquence il faut être très attentif et choisir judicieusement les moments d'enregistrement, quand les conditions climatiques sont favorables, afin d'assurer que les résultats représentent la réponse réelle du site et non celle induite par les conditions climatiques.

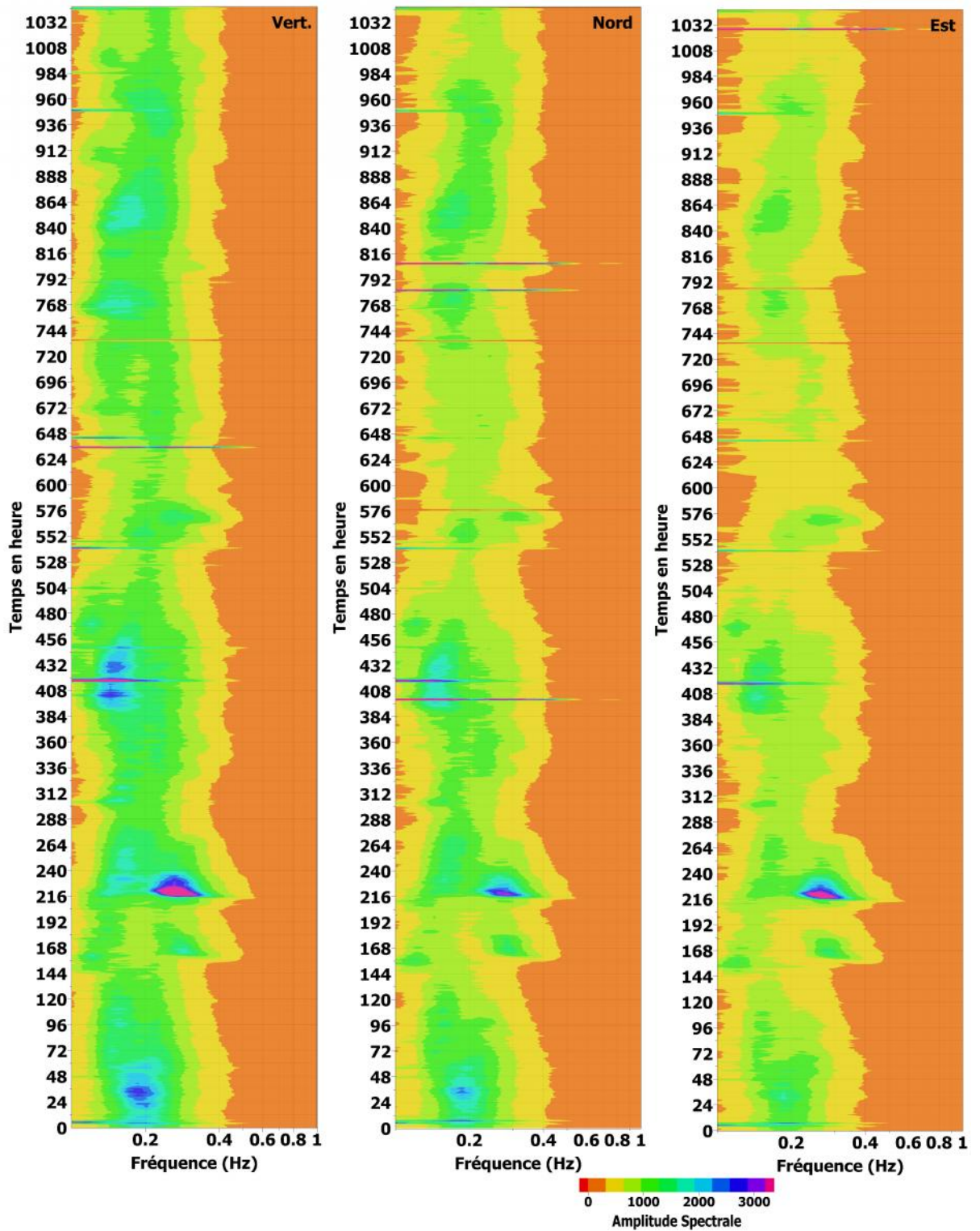


Fig. n° III-2 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station FENDI à BECHAR »
(Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est)

III- 2- 1- 2. Domaine hautes fréquences (Microtremors).

Dans ce domaine, la variation des amplitudes spectrales sur les enregistrements de bruit s'observe nettement entre le jour et la nuit. La composante verticale marque des amplitudes plus fortes que celles des deux autres composantes, contrairement aux résultats obtenus, par Cornou 2002, Bonnefoy 2004 et Bensalem et al; 2010, sur les enregistrements dans les zones urbaines, où les amplitudes spectrales sont plus fortes sur les composants horizontales que sur la composante verticale ceci est attribué à l'activité anthropique.

Cependant la station de Fendi est localisée dans un petit village, loin des centres urbains, qui ne dépasse pas une cinquantaine d'habitation et où l'agriculture représente leur activité principale. Ainsi, le site de Fendi représente une activité anthropique très faible ce que pourrait expliquer la présence des amplitudes maximum sur la composantes la verticale.

La fréquence dominante sur la composante verticale est différente de celle obtenue sur les composantes horizontales. Cette fréquence est de l'ordre de 12 Hz. Cependant sur la composante Nord et Est respectivement est autour de 7.2Hz et de 10 Hz (voir figure n° III-3).

Les enregistrements du bruit ambiant en continu, sur une durée de six semaines , ont montré que le domaine de basse fréquence et le domaine de haute fréquence présentent un comportement différent.

Nos observations sont en accord avec les résultats des études effectuées dans le monde qui ont montré que les amplitudes spectrales de basses fréquences du bruit ambiant varient en fonction du temps sans présenter un caractère cyclique.

En revanche, dans le domaine haute fréquence (microtremor), les amplitudes spectrales varient en fonction de l'activité humaine, et présentent une variation cyclique journalière pendant la semaine et une variation diurne/nocturne pendant la journée.

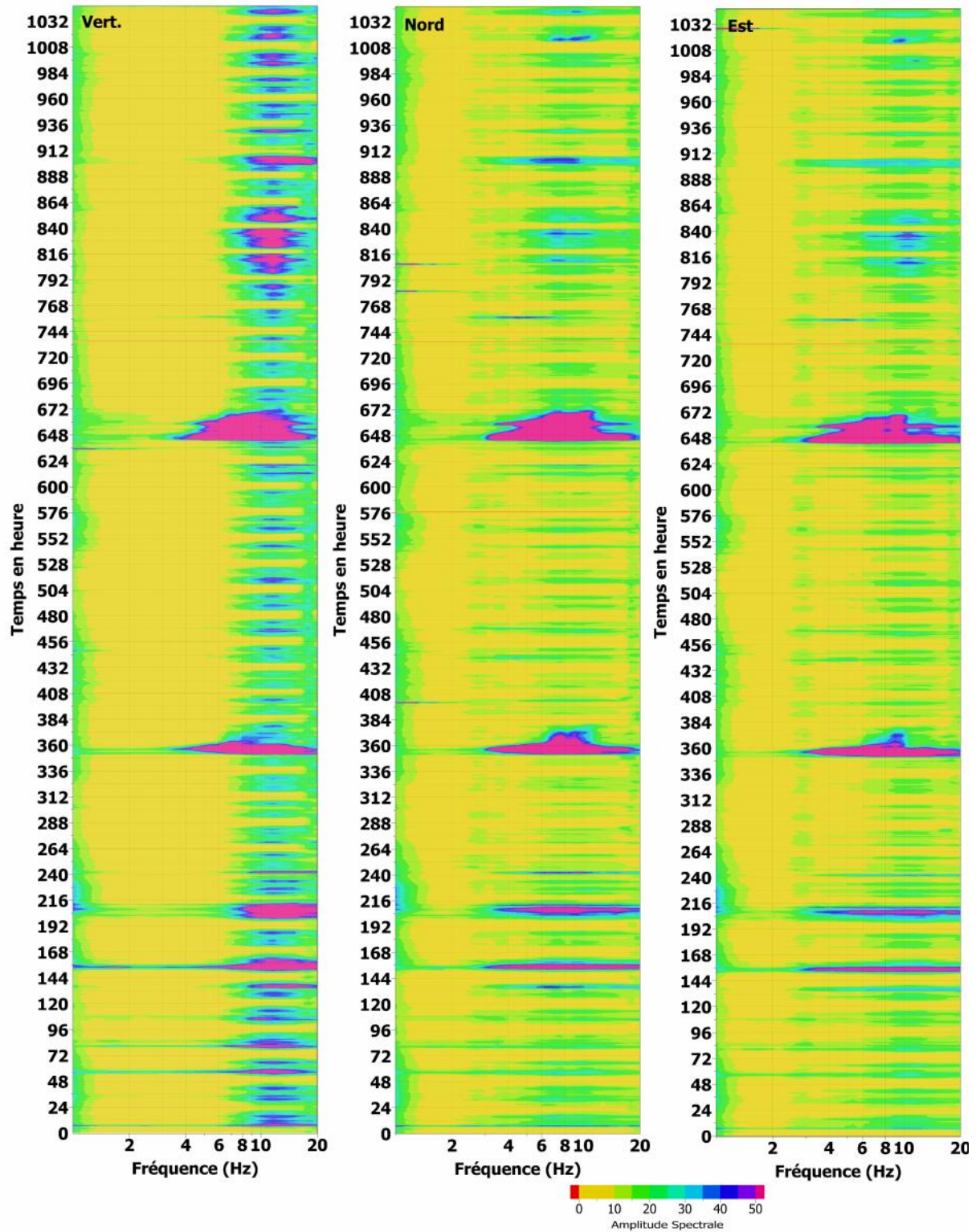


Fig. n° III-3 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station FENDI à BECHAR »
(Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est)

III- 2- 2. Variation temporelle du rapport spectrale H/V Bruit de fond :

Cette technique consiste à calculer le rapport de l'amplitude spectrale de la composante horizontale sur la composante verticale du bruit de fond afin d'estimer la fréquence propre du site.

Pour étudier la variation du rapport spectral H/V bruit dans le temps, on a calculé ces rapports le long de la période d'enregistrement comprise entre le 23/04/2011 et le 05/06/2011 sur le site de Fendi.

On remarque que l'allure des courbes H/V est quasi-identique et marquée par l'absence de pic. Cependant ces courbes sont caractérisées par la présence d'un bombement (Bump) avec un large intervalle de fréquence compris entre 3 et 7 Hz et une amplitude comprise entre 1,5 et 4. On observe une amplitude importante à mi journée du 10 mai 2011(432 heure), et deux autres le 19 mai (648 heure) le matin et à midi, ces fortes amplitudes peuvent être attribuées aux heures d'activité humaines (voir figure n° III-4).

Ceci montre bien que la fréquence obtenue par les rapports spectraux H/V, pour un site donné, est stable dans le temps, mais alors que son amplitude fluctue dans le temps. Ceci confirme l'hypothèse de Bonnefoy. Claudet, 2004. La fréquence de pic reste stable au cours du temps à un site donné d'une part et d'autre part que l'amplitude du pic dépend fortement de l'excitation du milieu aux fréquences d'amplification.

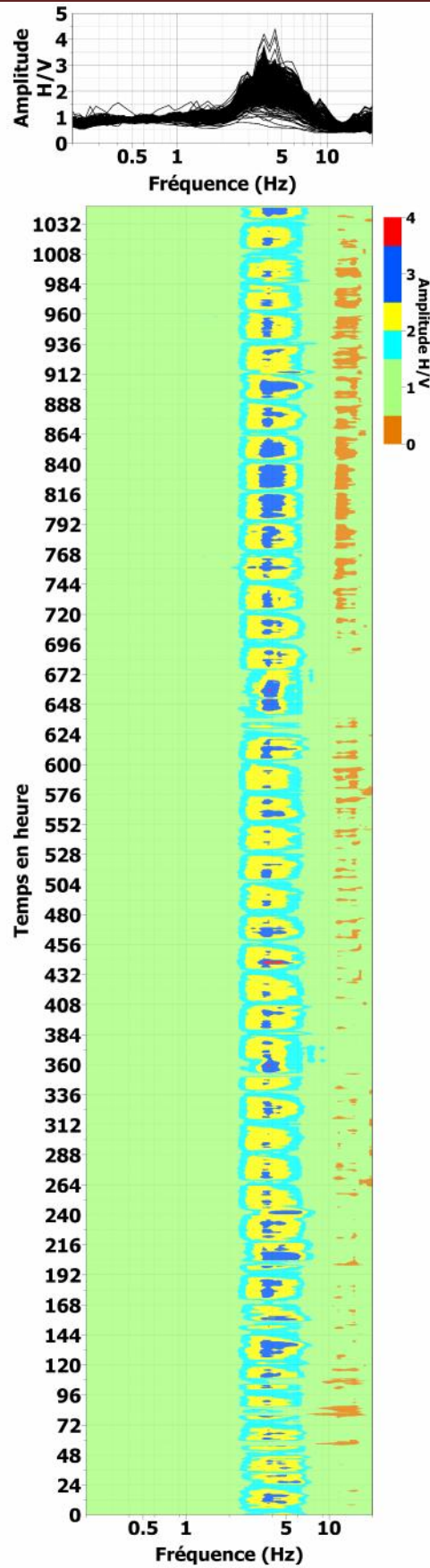


Fig. n° III-4 : Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V « Station FENDI à BECHAR »

III- 2- 3. Comparaison des rapports spectraux H/V bruit de fond et séisme région de Fendi à Béchar :

Les enregistrements de bruit de fond Séisme réalisés dans la région de FENDI, pour la période comprise entre du 23/04/2011 au 05/06/2011 où plusieurs séismes ont été enregistrés, nous avons pris pour notre étude sept séismes avec des magnitudes comprises entre 4.2 et 5.2. En plus de ces événements, nous avons complété cette étude avec un télé-séisme des îles de SOLOMON ISLAND dans le Pacifique de magnitude $M_b = 6.9$. (Voir tableau n° III-1).

La carte ci-dessous, Figure n° III-5, représente la répartition des séismes sélectionnés pour l'étude du de bruit de fond séisme dans la région d'étude FENDI.



Fig. n° III-5 : Carte épiscopentrale des séismes locaux enregistrés à la station Fendi du 23/04/2011 au 05/06/2011

La mise en pratique de la méthode du rapport spectral bruit de fond (H/V bruit) est examinée en comparant les enregistrements de bruit de fond avec des enregistrements de séismes de faible magnitude enregistrés sur le site de FENDI (entre 23/04/2011 et le 05/06/2011).

N	Date	Heure GMT	Latitude	Longitude	Magnitude Mb/MI	Profondeur Km	Source
1	28/04/2011	13:04:27	32.3189	-7.6877	4.3	26.9	MDD
2	30/04/2011	22:25:58	30.9649	-7.0522	4.3	16.2	ISC
3	01/05/2011	04:50:36	32.7206	-5.3896	4.3	6.3	ISC
4	11/05/2011	15 :05 :13	37.728	-1.7119	4.3	5.0	ISC
5	11/05/2011	16 :47 :26	37.6494	-1.6938	5.2	6.7	ISC
6	11/05/2011	20 :37 :44	37.735	-1.7156	4.0	5.7	ISC
7	24/05/2011	10 :44 :25	32.9607	-0.1489	4.2	10.0	ISC

Le télé-séisme

8	23/04/2011	04 :16 :57	10.35	161.23	6.9	100.0	--
---	------------	------------	-------	--------	-----	-------	----

Tableau n° III-1 : Liste des séismes locaux et lointains enregistrés par la station FENDI à BECHAR, d'après l'international Seismological Centre (<http://www.isc.ac.uk>)

Tout séisme engendre des ondes de volume « onde P de compression » et « onde S de cisaillement » ; ainsi que des ondes de surface « onde de Rayleigh » et « onde de Love » est enregistrés par des sismogrammes.

L'onde P est la première à arriver, suivis de l'onde S puis après d'un train d'onde appelé Coda. Cette dernière a pour origine la diffusion des ondes dans le sous sol (AKI, 1969 ; AKI and Chouet, 1975).

Car dans un milieu diffuseur, seule une fraction des ondes suit un trajet direct, le reste est diffracté avec les nombreux diffuseurs présents sur leurs chemin, donc ces ondes parcourent plus de distance avant d'arriver au récepteur ce qui explique la durée temporelle de la coda et l'allongement du temps d'enregistrement.

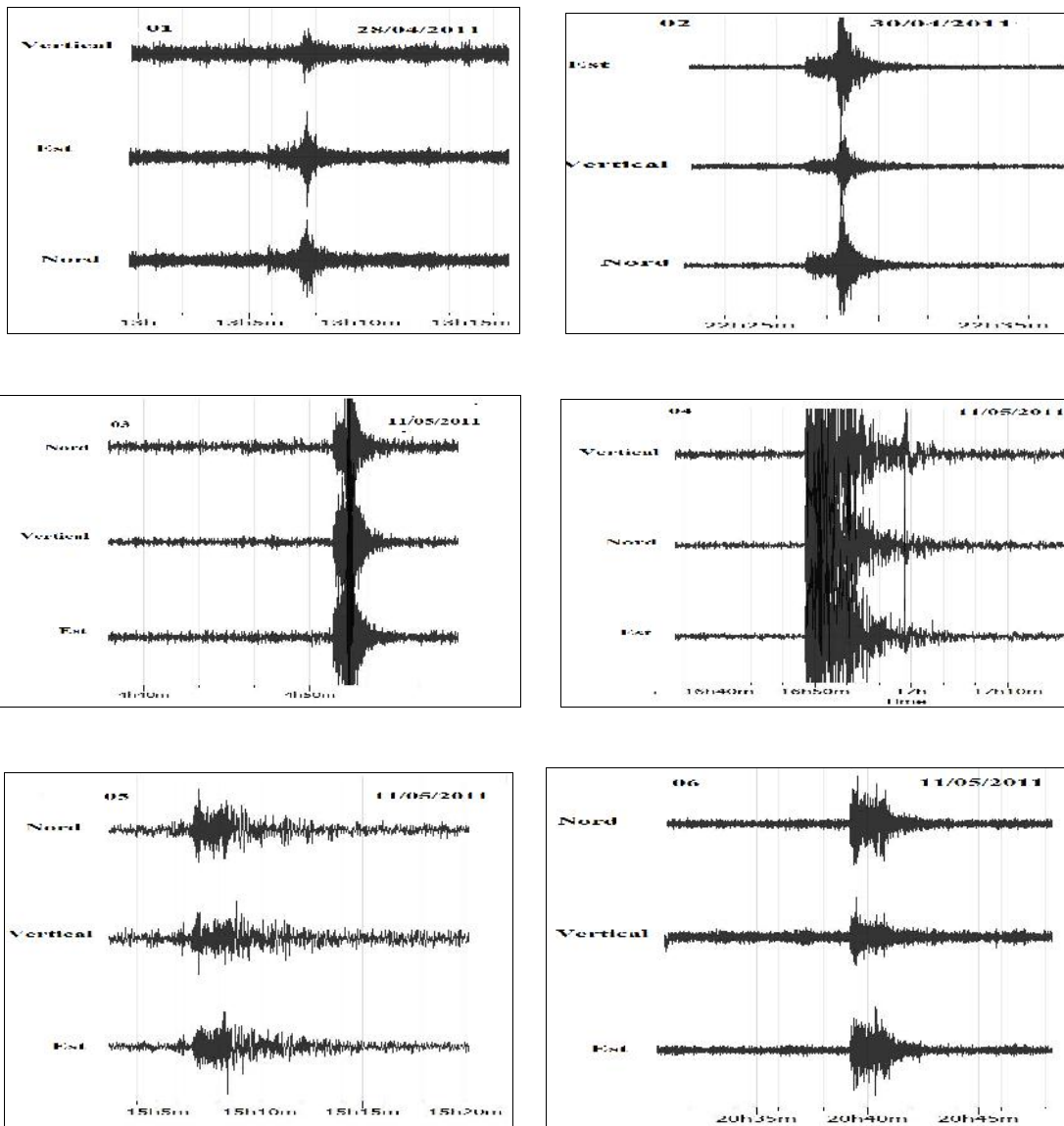
Chaque auteur définit un début pour la Coda, dans le cadre de ce travail on a pris la Coda juste après l'onde la plus énergétique (Gouedard, 2008).

Dans ce travail, Le calcul des rapports spectraux sur séisme a été effectué sur les ondes P et S ainsi que sur la partie Coda et en dernier sur le signal total du séisme.

III- 2- 3- 1. Cas des séismes locaux :

Afin de comparer la méthode H/V du rapport spectral bruit de fond avec les enregistrements de séisme, nous avons enregistré dans la région de Fendi plusieurs séismes, sur la période allant du 23/04/2011 au 05/06/2011.

Pour cette étude, nous avons sélectionné sept séismes de magnitudes comprises entre 4.2 et 5.2. (Voir Figure n° III-6)



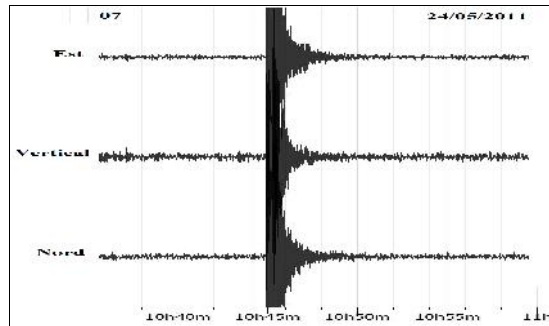


Fig. n° III-6 : **Les enregistrements des séismes locaux à FENDI**
entre le 23/04/2011 et 05/06/2011.

Une première comparaison que nous avons réalisé, concerne la comparaison des rapports spectraux H/V bruit avant le séisme avec, en premier, les courbes H/V juste après la fin du signal du séisme et, en second, avec les courbes H/V obtenues un peu plus loin de la fin du signal du séisme pour être loin de la coda. Il s'avère que l'allure des trois courbes H/V obtenus est approximativement identique.

La deuxième comparaison concerne la comparaison des rapports spectraux H/V bruit moyen avec celles des enregistrements de séismes.

Le calcul des rapports spectraux sur séisme a été effectué sur les ondes P et S ainsi que sur la partie Coda et en dernier sur le signal total du séisme.

Les résultats des courbes des rapports spectraux des séismes étudiés montrent une ressemblance entre les trois types d'ondes qui sont identiques à la courbe moyenne de H/V bruit de fond qui montre un bombement de fréquence comprise entre 3.0 et 7.0 Hz.

La courbe H/V bruit présente une amplitude légèrement inférieure par rapport aux ondes S, coda et le signal total. Excepté pour l'onde P où les amplitudes sont de même niveau. (Voir figure n° III-7).

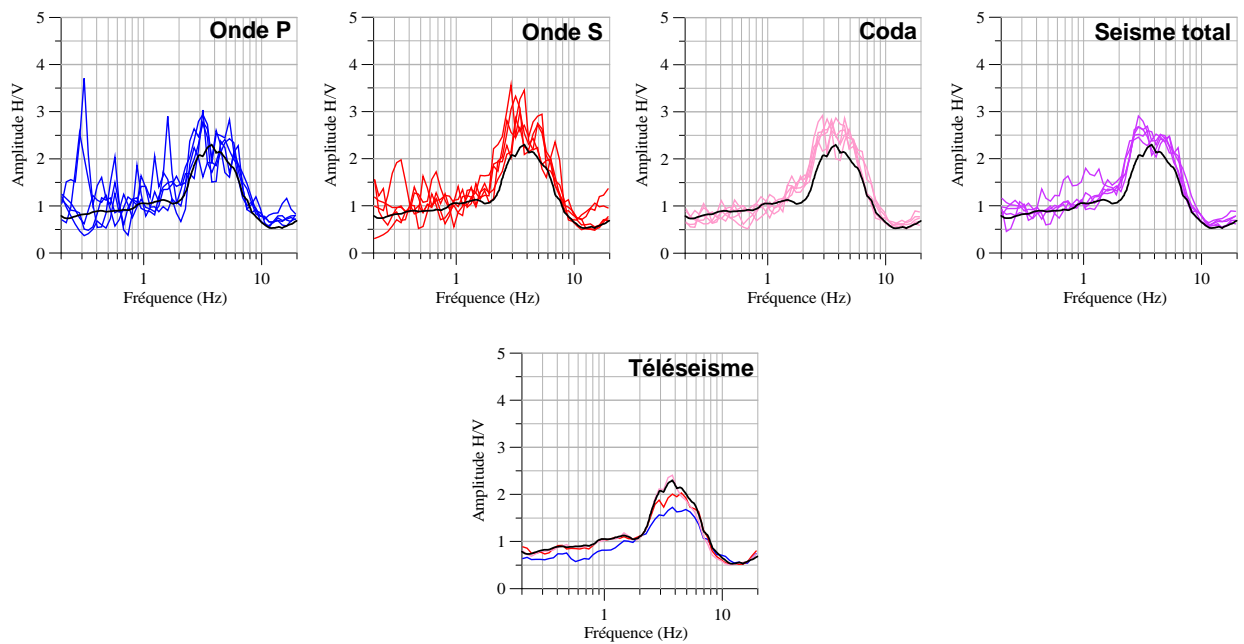


Fig. n° III-7 : Rapport spectraux H/V Séisme (P, S, Coda & séisme total) et téléseisme avec Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station FENDI à BECHAR »

III- 2- 3- 2. Cas du téléseisme :

En plus de ces événements locaux, la station FENDI a enregistré le téléseisme qui a eu lieu dans les îles de Solomon dans le Pacifique de magnitude ($M_w = 6.9$) le Samedi 23/04/2011 à 04h:16min:57s pendant 1h40.

Le signal total a été divisé en trois segments représentant les différentes phases d'arrivées du signal à la station. (Voir figure n° III-8).

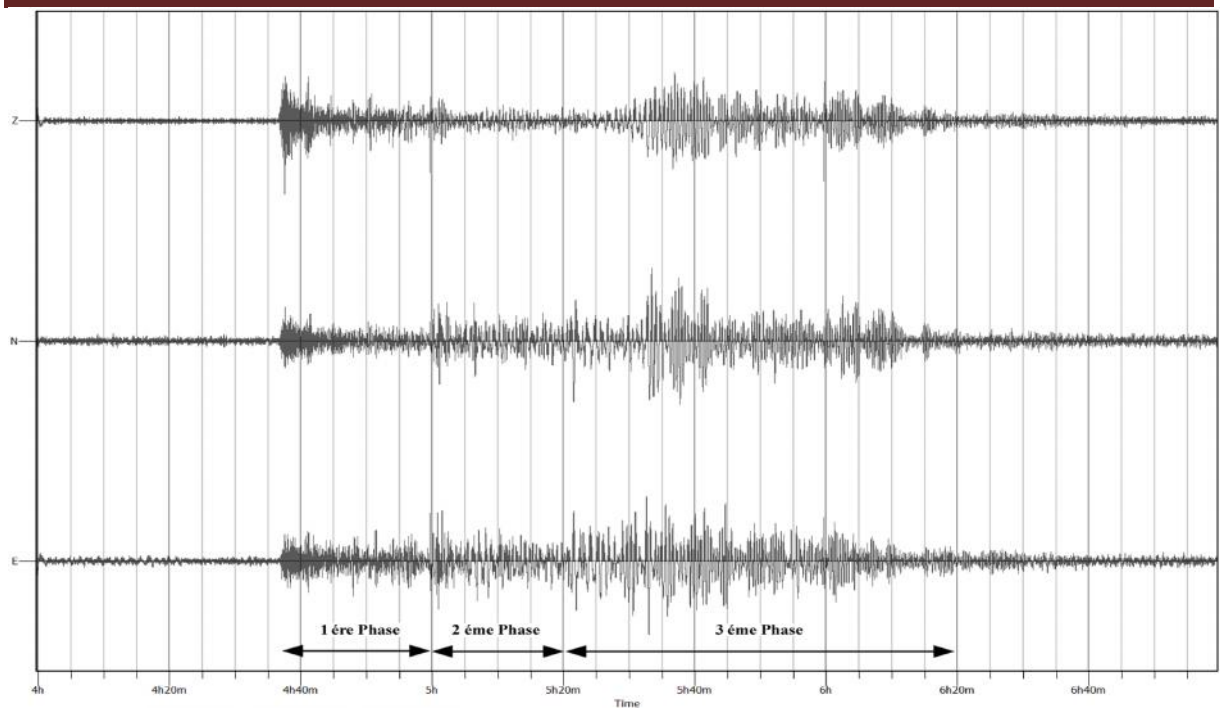


Fig. n° III-8 : Le télé-séisme des Iles Solomon.

Les rapports spectraux H/V calculés pour chaque segment du télé-séisme donnent relativement les mêmes courbes pour les trois segments. Ces courbes H/V (bruit et télé-séisme) montrent une très bonne similitude pour la fréquence comme pour l'amplitude. (Voir figure n° III-7).

III-2-3-3. Conclusion

L'analyse des courbes des rapports spectraux des séismes étudiés montrent une grande ressemblance entre les trois types d'ondes (P, S, la coda) et le séisme total. L'allure des ces courbes est identiques à la courbe moyenne de H/V bruit de fond qui montre un bombement de fréquence comprise entre 3.0 et 7.0 Hz.

Les rapports spectraux H/V calculés pour chaque segment du télé-séisme montrent pratiquement les mêmes courbes pour les trois segments, et correspondante aux courbes H/V bruit que se soit en fréquences ou en amplitudes.

III- 3. Cas de la région de BENI ILMANE dans la wilaya de M'SILA :

La région de Beni-Ilmane est située dans le nord ouest de la Wilaya de M'sila au nord-centre de l'Algérie (Voir figure n° III-9), avec une population de plus de 12000 habitants ; a été le siège d'une séquence de tremblement de terre le 14 mai 2010.

Cette séquence, qui a duré plusieurs mois, a été déclenchée par un conjugué E-W inverse et N -S failles dextre.

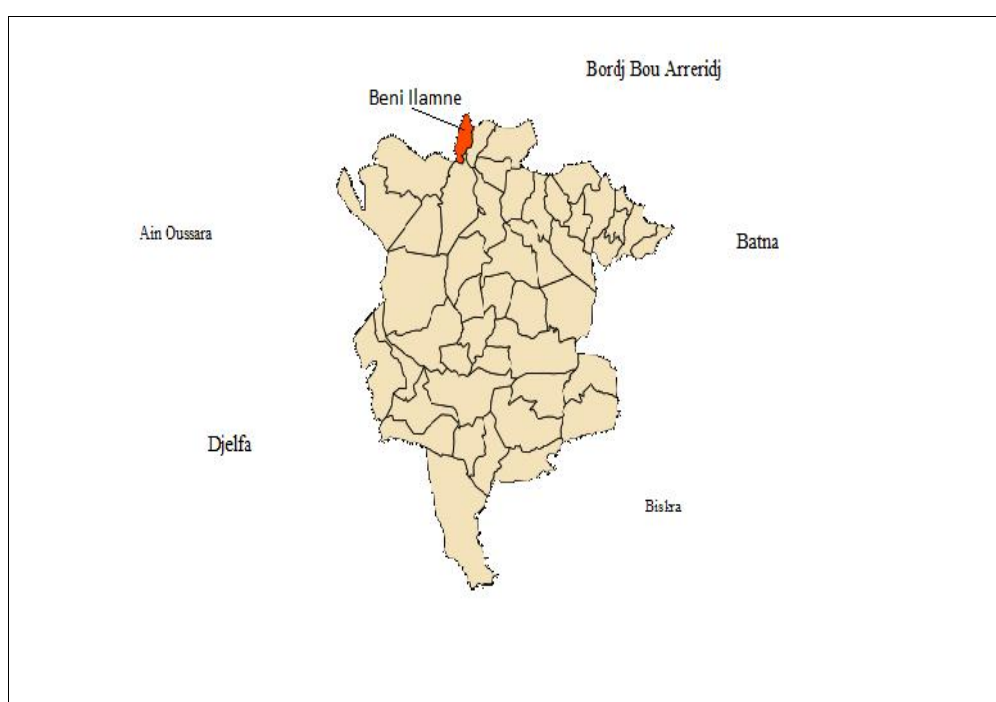


Fig. n° III-9 : **Situation géographique de la région de Beni Ilmane.**

Une séquence de tremblement de terre survenu dans la région de Beni-Ilmane (Yelles et al. 2013), un petit village situé dans la partie sud de l'Atlas tellien et à environ 200 km au sud d'Alger. Cette séquence de séisme a causé 3 décès et 170 personnes blessé, ce séisme a généré d'importants dommages à des maisons et de l'infrastructure locale dans la zone épiscopentrale.

Une séquence du tremblement de terre telle que la séquence Beni-Ilmane 2010 est rare en Algérie à plusieurs égards.

- En effet, la séquence est composée de trois principaux chocs de grandeurs très similaires ($5,0 < M_d < 5,2$) sur une période de neuf jours dans le même site.
- Par ailleurs, la séquence a été caractérisée par une activité de fortes répliques (plus de 24 000 événements ont été enregistrés par un réseau sismique temporaire au cours de la première semaine de la séquence) qui a duré plusieurs mois.
- Ce séisme est particulier par sa situation géologique. Il s'est produit entre deux zones de transition, à savoir les Bibans-Hodna Montagnes et la chaîne tellien Hauts Plateaux.

Dans le cadre de notre étude du comportement du bruit ambiant dans le site de BENI ILMENE à M'SILA et pour voir la variabilité temporelle de son amplitude spectrale, des enregistrements en continu dans deux stations « AGRB » et « ONGH » pour la période allant du 30/05/2010 au 21/06/2010.

III- 3- 1. Variation temporelle de l'amplitude spectrale du bruit de fond pour les stations ONGH et AGRB

Le calcul des amplitudes spectrales a été réalisé sur des fenêtres stables de 50 secondes afin de garantir une bonne représentation des fréquences jusqu'à 0.2 Hz.

Dans cette optique, on va étudier cette variation dans le domaine de basses fréquences et le domaine de hautes fréquences.

III- 3- 1- 1. Domaine basse fréquences (Microséismes) :

Dans ce domaine et durant la période d'enregistrement suscitée, il est à noter que l'amplitude spectrale des trois composantes (Verticale, Est et Nord) sont presque identiques au niveau des deux stations AGRB et ONGH.

Pour la station AGRB on remarque que la composante verticale est plus importante que les composantes horizontales (Nord et Est). Sur cette dernière on note 05 événements : (Voir figure n° III-10 et III-11).

- Le premier évènement est localisé entre (24 et 48) heure, il est centré sur la fréquence 0.2 Hz.
- Le 2^{ème} est localisé entre (48 et 72) heure centré sur la fréquence 0.23 Hz.
- Le 3^{ème} s'étale sur 72 heures (240 et 312) compris dans un intervalle de fréquence de 0.23-0.43 Hz, cet évènement est également observé sur les composantes horizontales.
- Le 4^{ème} localisé entre (372 et 384) heure centré sur la fréquence 0.45Hz. Il apparaît moins important ces les composantes horizontales.
- Le 5^{ème} évènement entre (514et 552) heure compris dans l'intervalle de fréquence 0.05 et 0.45 Hz. Apparaît également sur la composante Est.

Pour la station ONGH on observe des évènements d'aspect presque similaire sur les trois composantes. Par ailleurs, ces évènements sont aussi similaires à ceux observés par la station AGRB. Il est a noté que la variation des amplitudes spectrales dans le domaine de basse fréquence pour les deux stations ONGH et AGRB est presque similaire. Cette similitude est due probablement à l'influence des mêmes conditions météorologiques qui ont touchés la région.

Vu l'absence de données météorologiques très précises (données quotidiennes et ponctuelles) pour cette région, une comparaison réelle avec les enregistrements récoltés ne peut être réalisée.

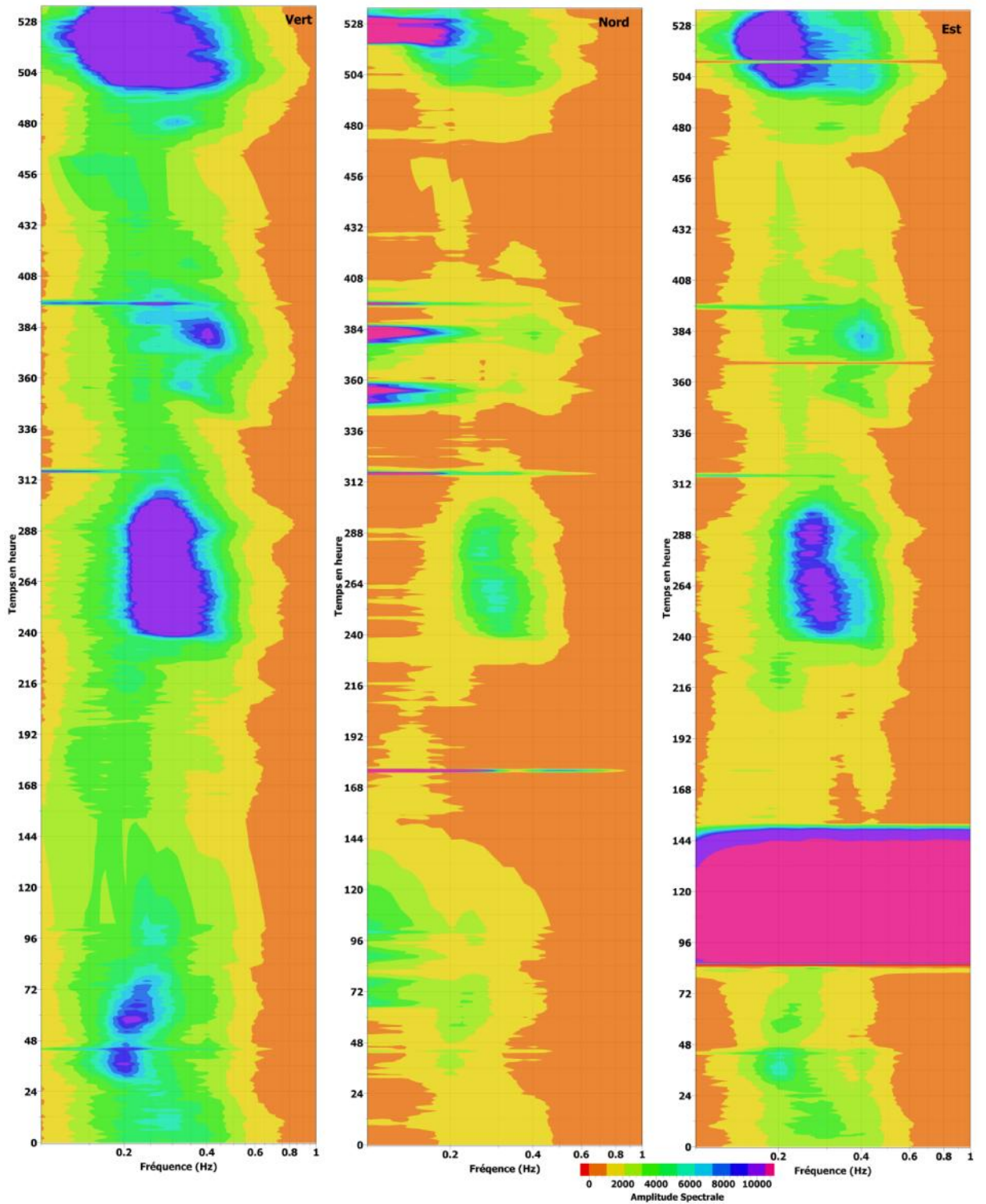


Fig. n° III-10 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station AGRB à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droite : Verticale, Nord et Est)

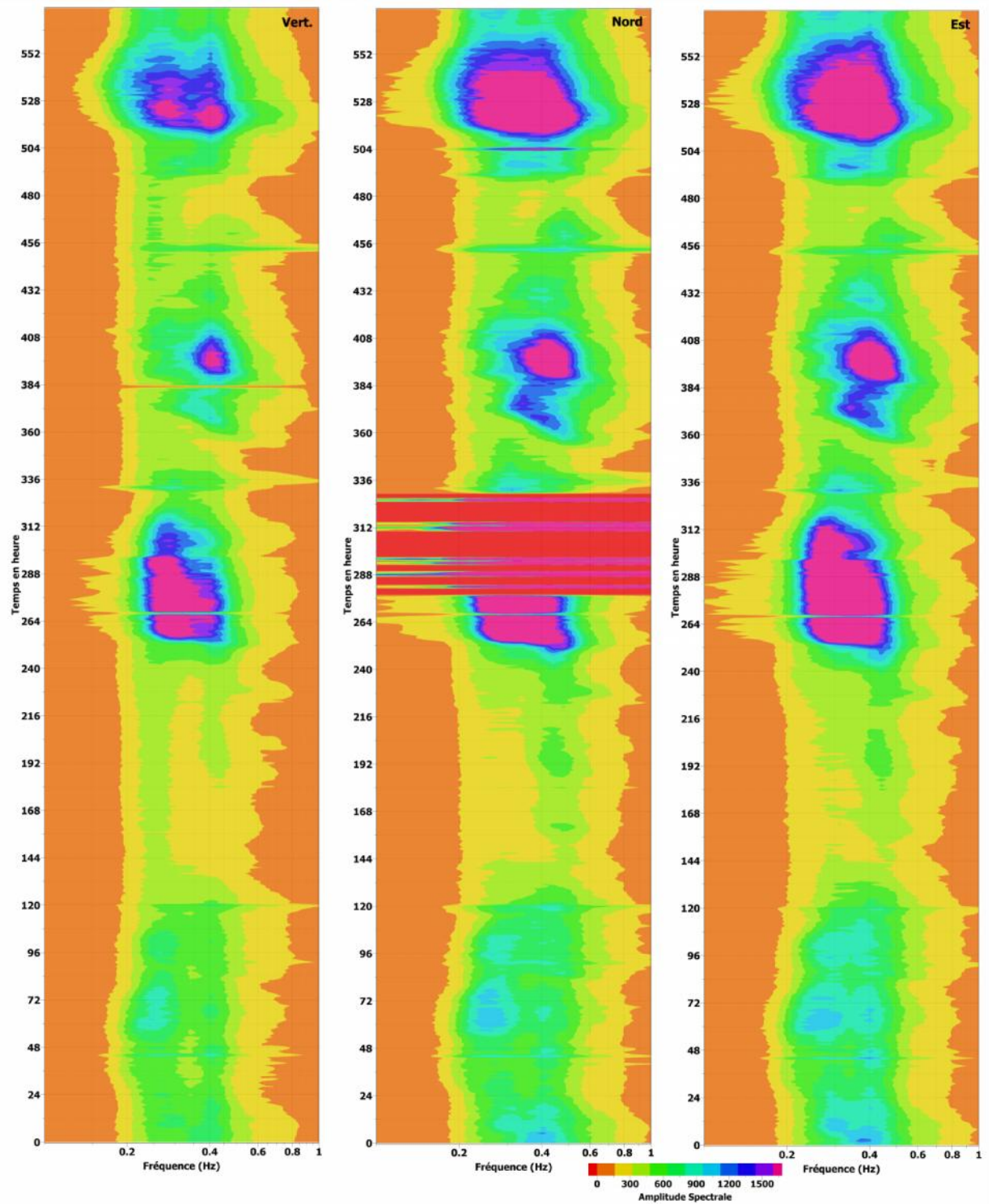


Fig. n° III-11 : Amplitude spectrale basse fréquence du bruit ambiant « Station ONGH à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droit : Verticale, Nord et Est)

III- 3- 1- 2. Domaine hautes fréquences (Microtremors) :

Dans ce domaine, une nette variation des enregistrements de bruit s'observe entre la période diurne et nocturne. Au cours de la durée d'enregistrement de la station «ONGH», l'amplitudes spectrales sur les deux composantes horizontales (Est et Nord) sont pratiquement identiques et importantes par rapport à la composante verticale.

Les fréquences mises en évidence sur les composantes horizontales sont différentes de celles obtenues sur la composante verticale. Sur cette dernière on remarque un pic autour de 10Hz. Les composantes horizontales présentent toutes deux un pic dont la fréquence est d'ordre de 5 Hz. Et un deuxième pic à 10 Hz, ces pics ont la même amplitude. (Voir figure n° III- 12).

Pour ce qui est du profil d'enregistrement de la station « AGRB ». On remarque sur La composante verticale un pic d'ordre de 15 Hz, les composantes horizontales présentent des pics à une fréquence autour de 9 Hz qui s'étale à 20 Hz pour certains jours. (Voir figure n° III-13).

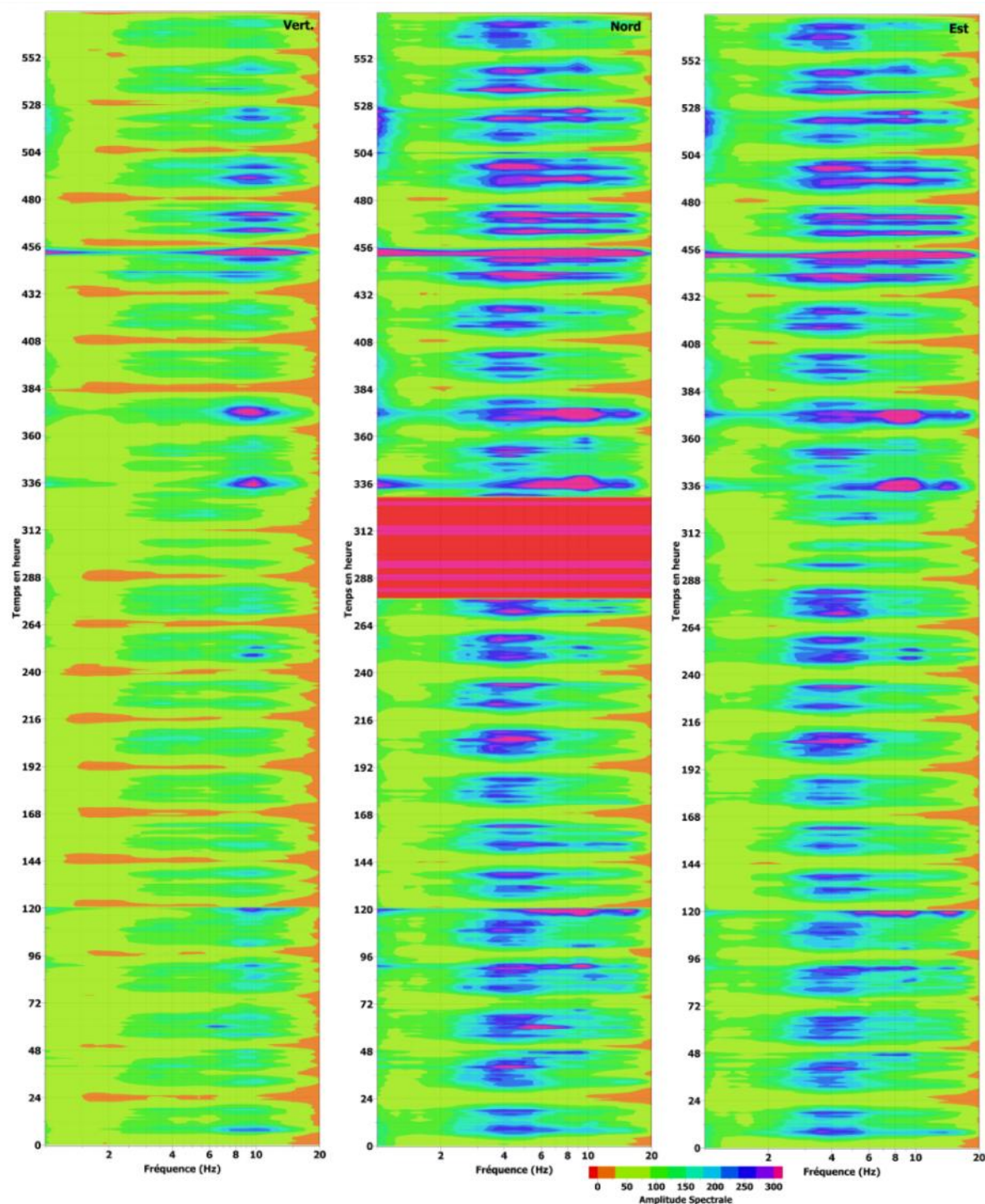


Fig. n° III-12 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station ONGH à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droit : Verticale, Nord et Est).

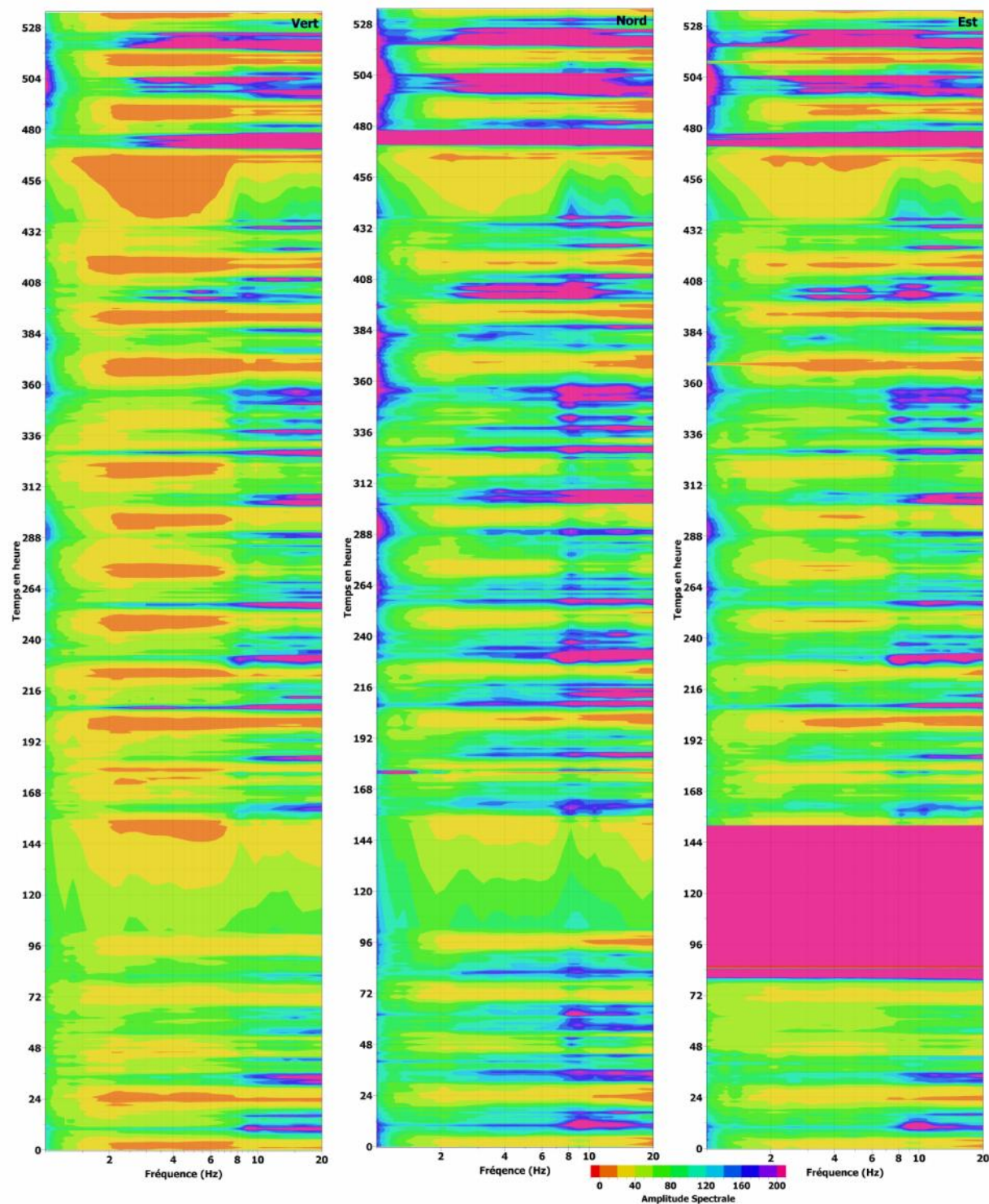


Fig. n° III-13 : Amplitude spectrale haute fréquence du bruit ambiant « Station AGRB à BENI ILMANE » (Les composantes de gauche à droit : Verticale, Nord et Est)

A cet effet et contrairement à la région de FENDI située dans une zone relativement calme, dont les résultats obtenus ont montrés que la composante verticale est plus importante par rapport aux composantes horizontales. On constate qu'au niveau des zones urbaines de BENI-ILMENE les composantes horizontales, sont plus importantes que la composante verticale.

III- 3- 2. Variation temporelle du rapport spectrale H/V Bruit de fond :

Pour étudier la variation du H/V bruit dans le temps, on a élaboré des courbes de rapports spectraux au cour de la période d'enregistrement comprise entre le 30/05/2010 et le 21/06/2010 sur les deux stations du site de BENI ILMENE.

Concernant les enregistrements de la station « AGRB », montrent des courbes pratiquement similaires avec une amplitude maximale de 3 pour quelque unes. Ces courbes ne présentent pas de pics apparents, on remarque cependant un bombement qui s'étale sur une large bande de fréquence allant de 1.5 à 10 Hz. (voir figure n° III-14).Un maximum d'amplitude est observé le 480^{ème} heure et le 504^{ème} (entre le 18/05/2010 et 19/05/2010).

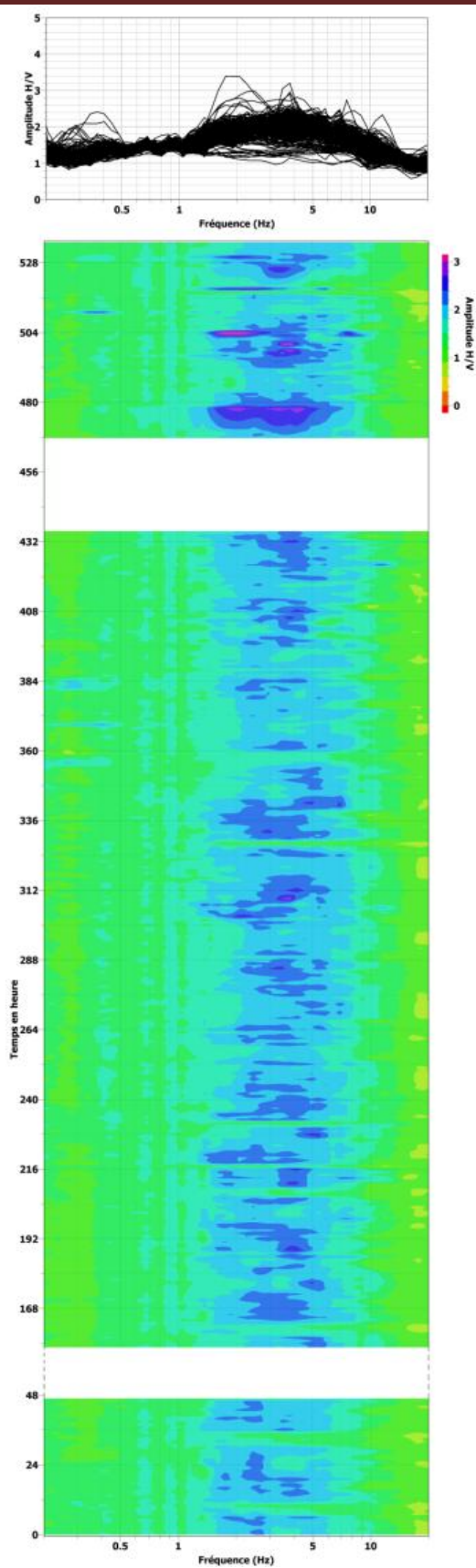


Fig. n° III-14: Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V
« Station AGRB à BENI ILMANE »

Les mêmes observations ont été réalisées sur les courbes de la station « ONGH », mais leurs amplitudes sont de 1.5 à 2.5 et comprise entre la plage de 4.5 à 6 Hz de fréquence. (Voir figure n° III-15).

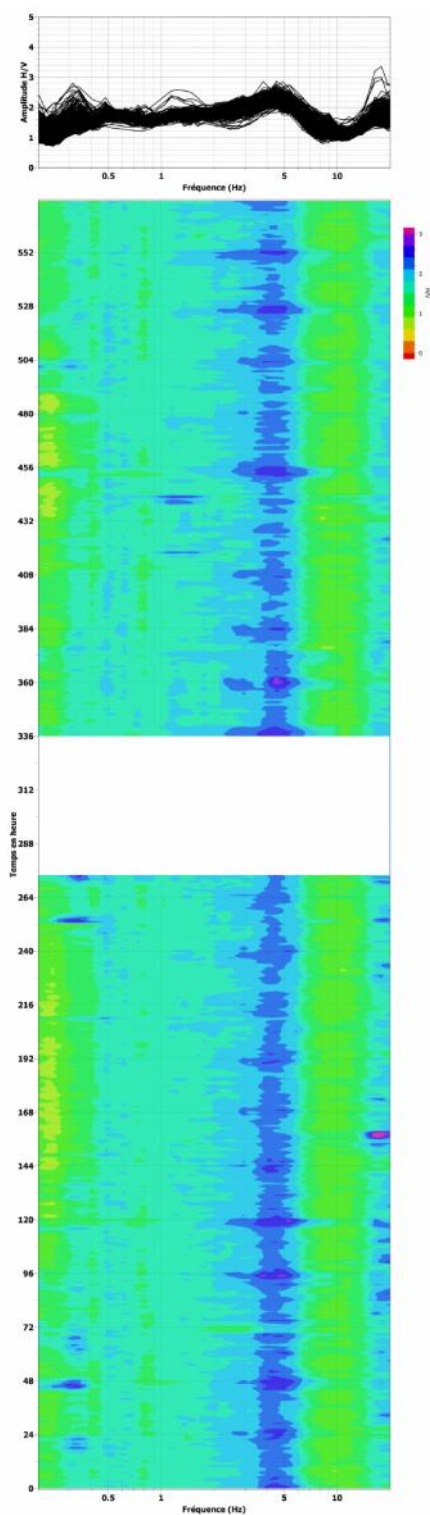


Fig. n° III-15 : Courbe H/V et variation temporelle du rapport H/V
« Station ONGH à BENI ILMANE »

III- 3- 3. Comparaison des rapports spectraux H/V bruit de fond et séisme :

le 14 mai 2010 à 12 h 29 min GMT, un séisme modéré de magnitude 5,2 a frappé la région de Beni-Ilmane, un petit village situé à environ 200 km au Sud-Est d'Alger le long du flanc Sud des monts Bibans. Deux stations « AGRB » et « ONGH » ont été placées pour l'enregistrement des répliques.

Afin de comparer la méthode H/V du rapport spectrale bruit de fond avec les enregistrements de bruit de fond Séisme réalisés dans cette région, pour la période comprise entre le 30/05/2010 et le 21/06/2010 où plusieurs répliques ont été enregistrées. (Voir figure n° III-16).

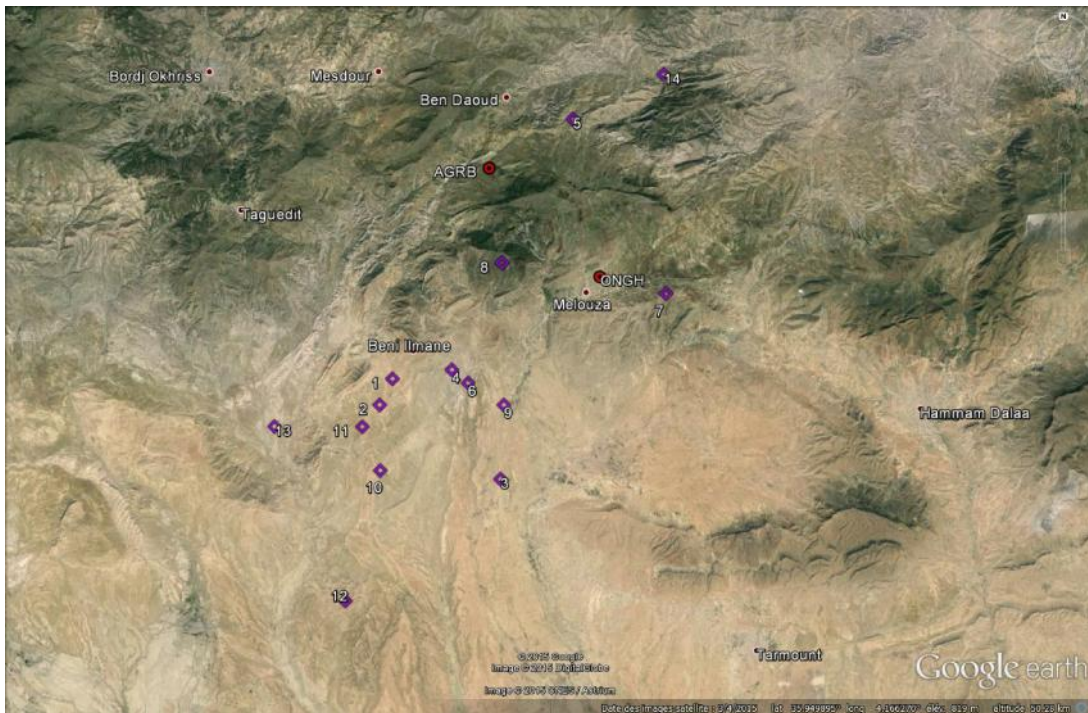
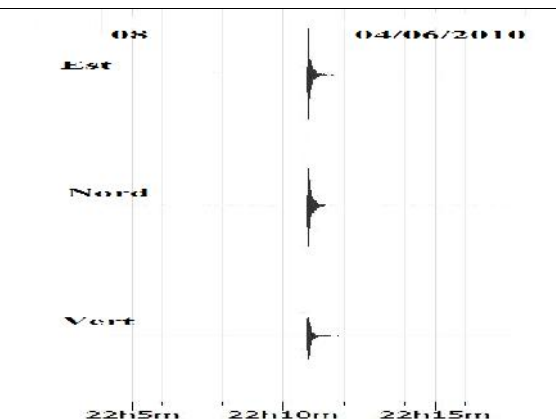
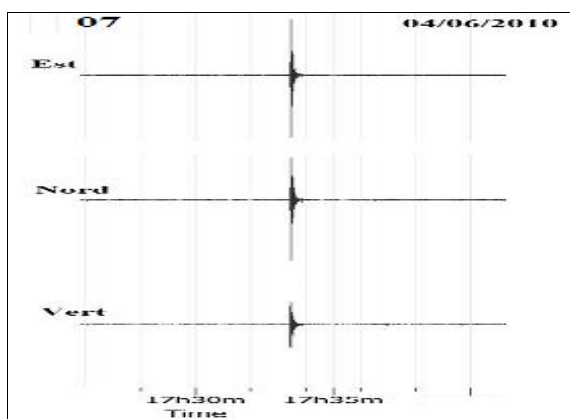
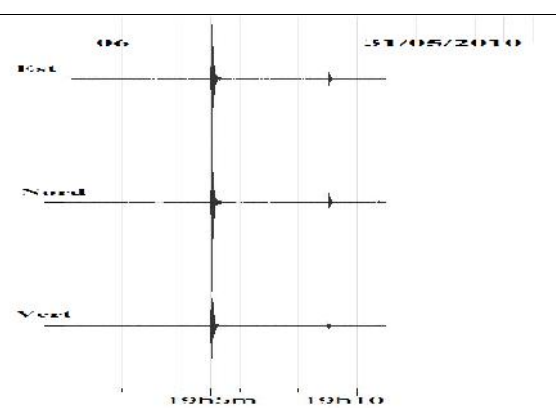
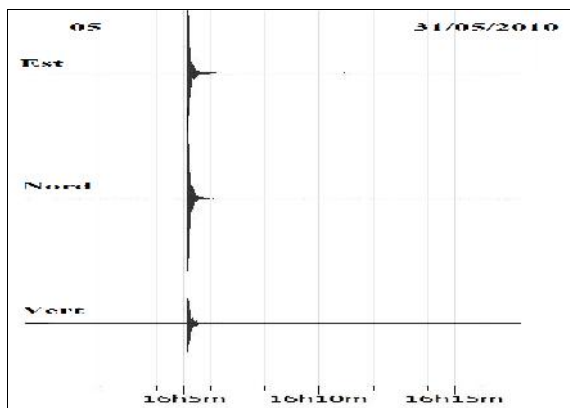
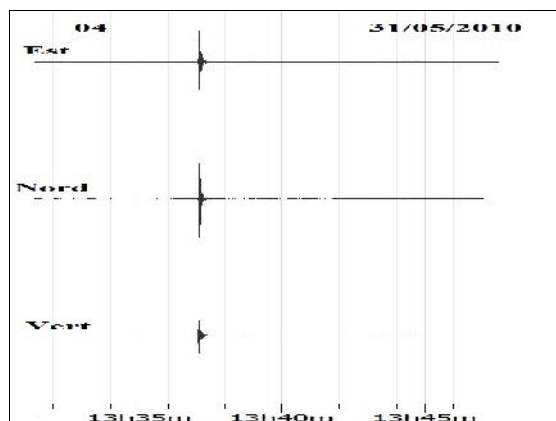
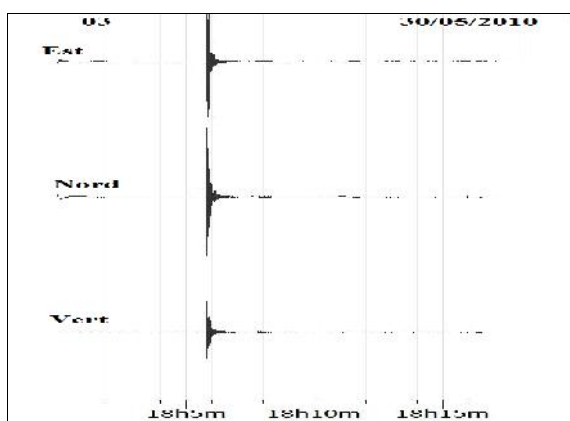
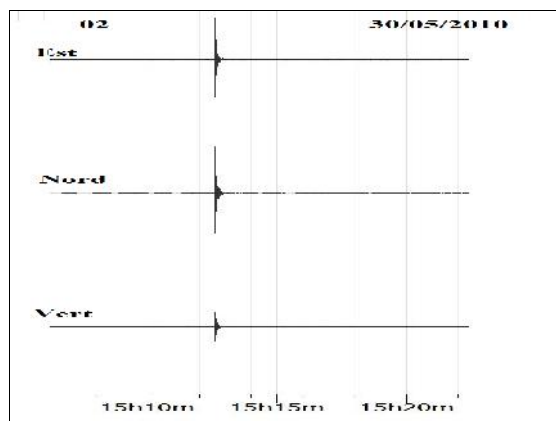
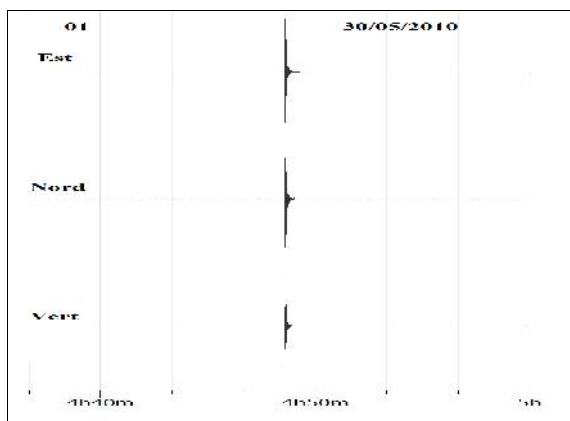


Fig. n° III-16 : Carte épiscopentrale des séismes locaux aux stations AGRB et ONGH à BENI ILMANE. (Google earth)

Pour cette étude, nous avons considérée quatorze événements avec des magnitudes comprises entre 1.7 et 3.6. (Voir tableau n° III-2 et figure n° III-17).

N°	Date	Heure GMT	Latitude	Longitude	Magnitude MI	Profondeur Km	Station d'enregistrement	Source
1	30/05/2010	04 :48 :31	35.941	4.077	3.4	6.2	ONGH/AGRB	CRAAG
2	30/05/2010	15 :12 :28	35.930	4.070	3.3	0.0	ONGH/AGRB	CRAAG
3	30/05/2010	18 :05 :41	35.896	4.138	3.1	0.0	ONGH/AGRB	CSEM
4	31/05/2010	13 :36 :59	35.946	4.111	3.5	0.0	ONGH/AGRB	CSEM
5	31/05/2010	16 :05 :03	36.057	4.178	3.4	3.3	ONGH/AGRB	ISC
6	31/05/2010	19 :04 :56	35.940	4.120	2.5	0.0	ONGH/AGRB	CRAAG
7	04/06/2010	17 :33 :22	35.980	4.230	3.0	--	ONGH	CRAAG
8	04/06/2010	22 :10 :42	35.993	4.139	3.6	5.0	ONGH	CRAAG
9	13/06/2010	02 :45 :38	35.930	4.140	1.7	--	ONGH/AGRB	CRAAG
10	13/06/2010	22 :17 :29	35.900	4.070	2.0	--	ONGH/AGRB	CRAAG
11	13/06/2010	22 :52 :51	35.920	4.060	2.0	--	ONGH/AGRB	CRAAG
12	15/06/2010	23 :09 :53	35.840	4.050	2.5	--	ONGH/AGRB	CRAAG
13	17/06/2010	11 :04 :43	35.920	4.010	3.5	--	ONGH/AGRB	CRAAG
14	19/06/2010	17 :22 :05	36.080	4.230	3.3	--	ONGH/AGRB	CRAAG

Tableau n° III-2 : Liste des événements enregistrés à BENI ILMANE par les stations « ONGH » et « AGRB » d'après l'International Seismological Centre (<http://www.isc.ac.uk>), l'USGS et le CRAAG



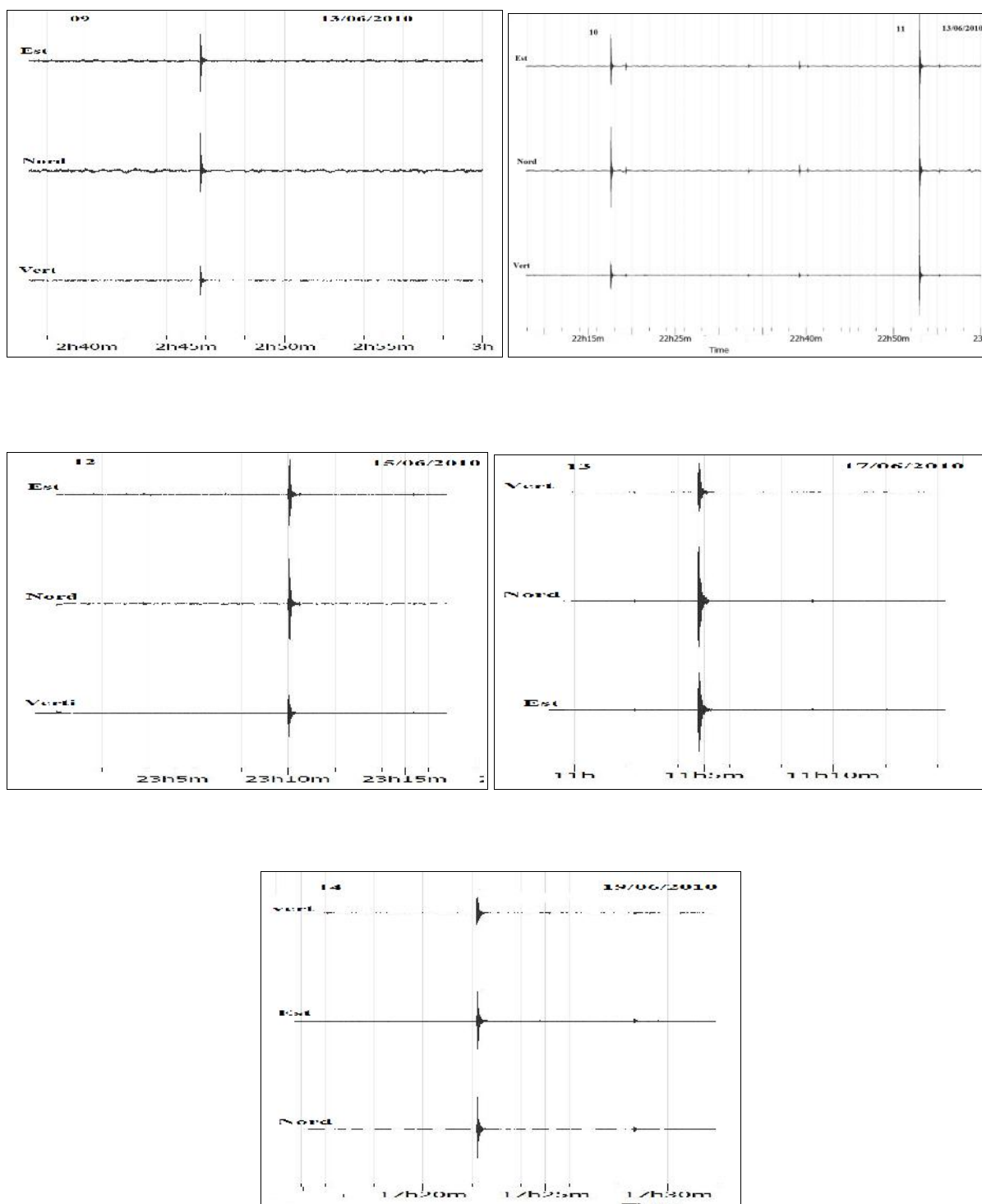


Fig. n° III-17: L'enregistrement des séismes locaux par les deux stations ONGH et AGRB entre 30/05/2010 et 21/06/2010.

III- 3- 3- 1. La Station ONGH à Beni Ilmane :

L'interprétation des enregistrements collectés à la station « ONGH » qui a suivi le calcul des courbes des rapports spectraux séisme a montré que ces courbes pour l'onde P sont presque identiques à la courbe moyenne H/V bruit de fond, mais semblent moins énergétiques.

Par contre les résultats des rapports spectraux séisme pour l'onde S laissent voir deux pics dont le premier à une fréquence de 1.5 Hz et d'amplitude comprise entre 4 et 8.5 et le second à une fréquence de 2.5 Hz et d'amplitude comprise entre 2 et 4. Avec la coda, ces deux pics apparaissent timidement.

Avec les courbes des résultats des rapports spectraux séisme total les deux pics s'observent nettement comme la montre la figure n° III-18.

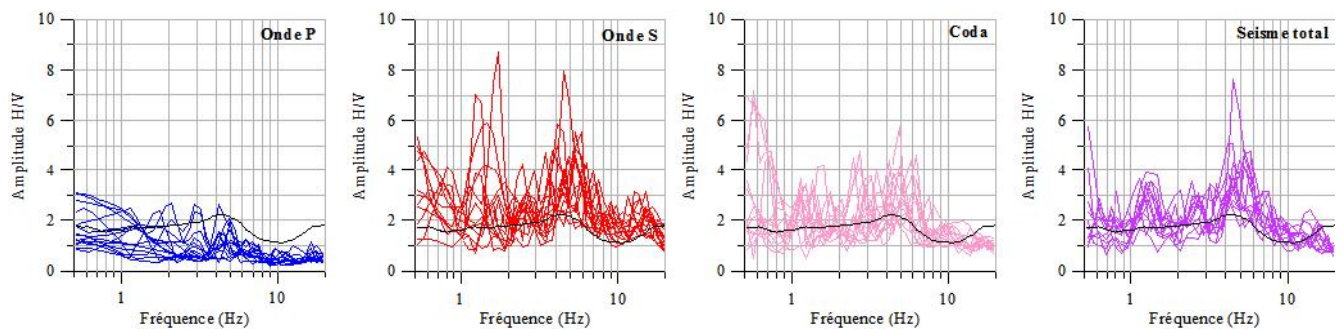


Fig. III-18 : Rapport spectraux H/V Séisme P, S, Coda & séisme total et Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station ONGH à BENI ILMANE»

III- 3- 3- 2. La Station AGRB à Beni Ilmane :

Pour la station « AGRB » les courbes des rapports spectraux séisme montrent que ces courbes pour l'onde P sont presque identiques à la courbe moyenne H/V bruit de fond, sauf qu'elles sont moins énergétiques.

Par contre les résultats des rapports spectraux séisme pour l'onde S sont caractérisés par la présence d'un seul pic dont la fréquence est de 2 Hz et l'amplitude comprise entre 6 et 8. La coda montre un pic, d'amplitude comprise entre 4 et 6, qui apparait timidement.

Les courbes représentatives des résultats des rapports spectraux séisme total, il y a apparition de deux pics. L'un d'une fréquence de 1 Hz et une amplitude comprise entre 4 et 4.5 et l'autre d'une fréquence de 2 Hz et une amplitude comprise entre 4 et 6. (Voir figure n° III-19)

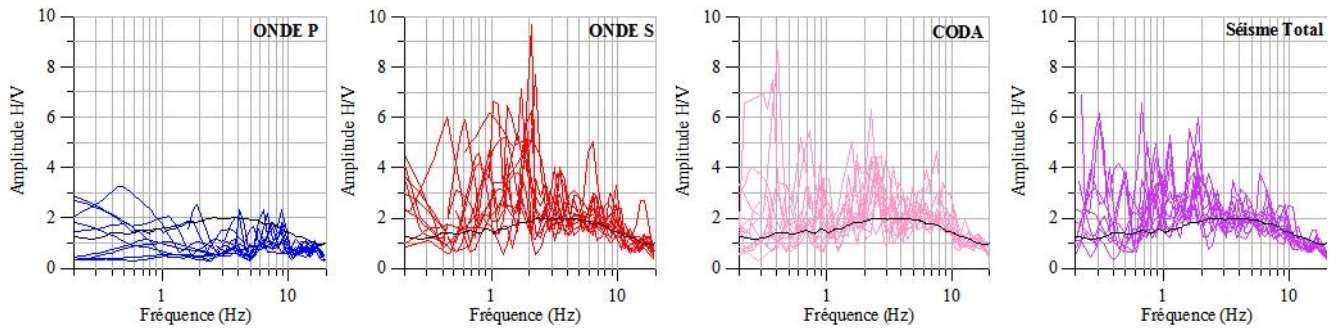


Fig. n° III-19 : Rapport spectraux H/V Séisme P, S, Coda & séisme total et Courbe moyenne H/V bruit de fond (en trait noir) « Station AGRB à BENI ILMANE»

III- 3- 3- 3. Conclusion :

D'après ce qu'on a vu précédemment, on peut conclure qu'il ya une divergence de résultats entre les rapports spectraux H/V Séisme P, S, Coda & séisme total et Courbe moyenne H/V bruit de fond pour les deux stations ONGH et AGRB de Beni Ilmane.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale :

Ce travail porte essentiellement sur l'étude des apports de la méthode H/V bruit de fond pour la détermination de divers paramètres du sol, telle que la fonction d'amplification, la fréquence de résonance d'une manière générale. Pour cela, nous avons réalisé une étude expérimentale, à travers laquelle des études de comportement du bruit ambiant ainsi que le recensement des différences qui peuvent exister entre les rapports spectraux H/V, en comparant les enregistrements séisme et bruit ambiant obtenus sur les sites de Fendi, (daïra de Beni-Ounif, wilaya de Bechar), et ceux de Ouanougha et AGAR, localisés à la daïra de Béni-Ilmane, (wilaya de M'Sila).

L'expérimentation menée pour le cas de ces trois sites pour le comportement du bruit de fond sismique montre une bonne corroboration avec les résultats trouvés dans la littérature à savoir que les amplitudes spectrales du microtremor varient en fonction de l'activité humaine et montrent des variations journalières et hebdomadaires. Tandis qu'aux basses fréquences, les amplitudes spectrales sont sensibles aux variations météorologiques ou océaniques.

Dans le domaine des basses fréquences nous avons observé des événements sur certaines journées, mais malheureusement, nous n'avons pas pu faire l'identification de ces sources à cause de la non-disponibilité de données météorologiques. Dans le domaine de haute fréquence les amplitudes spectrales des composantes horizontales (Nord et Est) sont supérieures en amplitude par rapport à la composante verticale pour les deux stations de M'Sila.

Cependant contrairement à ce que nous avons observé pour le cas de Fendi, l'amplitude des composantes horizontales est nettement inférieure à la composante verticale. Ceci peut être attribué à l'activité anthropique qui est plus importante sur les deux stations qui sont implantées près de la ville de Melouza pour ONGH et de la ville de Ben Daoud pour la station AGRB. Tandis que la station de Fendi était localisée dans une petite localité, loin des centres urbains, où l'activité anthropique est très faible et probablement de ce fait que les amplitudes des composantes horizontales sont moins énergétiques que la verticale.

Les rapports spectraux H/V bruit obtenu pour les trois sites montrent une stabilité en fréquence des courbes H/V dans le temps, mais leur l'amplitude qui fluctue dans le temps.

Les courbes H/V bruit n'ont pas permis de mettre en évidence un pic de fréquence net, mais elles ont mis en relief un bombement avec un large intervalle de fréquence pour les trois sites. Ceci nous renseigne sur l'état des formations du sous sol qui peuvent présenter une augmentation de la vitesse en fonction de la profondeur, ou à la présence d'un substratum en pente.

Les rapports spectraux H/V bruit calculés avant le séisme, juste après la fin du signal du séisme et au-delà de la fin du signal du séisme pour être loin de la coda, montrent une grande similitude des trois courbes H/V obtenues.

La comparaison des rapports spectraux H/V bruit, séisme et télé-séisme montre pour le cas du site de Fendi des courbes d'amplification identique en terme de fréquence, tandis que les amplitudes des courbes séismes sont légèrement supérieures que celles du bruit ambiant. Ce pendant pour le cas des deux stations ONGH et AGRB, on observe que les courbes H/V bruit ne montrent pas l'ensemble des pics mis en évidence par les rapports spectraux calculés pour le cas des séismes modérés dont les magnitudes sont comprise entre 1.7 et 3.5.

Ainsi l'application de la méthode des rapports spectraux H/V bruit de fond seule peut porter un grand préjudice dans les études de microzonage sismique, car on va implanter des bâtiments avec des fréquences propres différentes de celles du H/V bruit pour éviter le phénomène de résonance, mais en réalité on peut l'implanter sur une gamme de fréquence de résonance du sol qui n'est pas mise en évidence par le H/V bruit.

Aussi dans les études de microzonage, il est indispensable de compléter les études H/V bruit par des enregistrements de séismes même modérés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbiss, C.P.(1981). Deformation of landfill from measurements of shear wave velocity and damping. *Géotechnique* 31(1),91-104.
- Akamatsu J., M. Fujita et K. Nishimura (1992). Vibrational characteristics of microseisms and their applicability to microzoning. *Journal of Physics of the Earth*, 40, pp.137-150.
- Akamatsu, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo*, 35, pp.415-457.
- Aki, K., (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74, pp.615–618.
- Aki, K. and B. Chouet (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects, *Journal of Geophysical Research*, 80 (9), 3322–3342.
- Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Proceedings, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent advances in Ground Motion Evaluation, ASCE, Geotechnical Special Publication N°. 20*, pp. 103-155.
- Alfaro, A., L. Pujades, X. Goula, T. Susagna, B. M. Navarro, F. J. Sanchez, and J. A. Cañas (2001). Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using microtremors. *Pure and Applied Geophysics*, 158 (12), pp.2499-2511.
- Ammon, C.J. (1991). The isolation of receivers effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, pp.2504-2510.
- Asten, M. W. (1978). Geological control of the three-component spectra of rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68 (6), pp.1623-1636.
- Asten, M. W., and J. D. Henstridge (1984). Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49-11, 1828-1837.
- Athanasopoulos, G. A., P. C. Pelekis, and E. A. Leonidou (1999). Effects of surfacetopography on seismic ground response in the Egion (Greece) 15 June 1995 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 18, 135–149.
- Ballard, R.F. (1964). Determination of soil shears moduli at depth by situ vibratory techniques. *Waterways experiment station, Miscellaneous paper, Decembre 4,691*.
- Bard, P.-Y., (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, *State-of-the art paper. Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion, Yokohama, December 1-3, 1998, Irikura K., H. Kudo, Okada & T. Sasatani, (Editors), Balkema, 3*, pp.1251-1279.
- Belvaux. M., Roullé. A., Auclair. S., Vanoudheusden. E., Barras A-V.(2012). *Limites Des Méthodes De Caractérisation Des Effets De Site Dans Les Microzonages Sismiques. Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2012–Bordeaux 4-6 juillet 2012*.
- Bensalem, R., (2013). *Utilisation des vibrations ambiantes (bruit de fond) en Algérie; Alea local - Effets de site - Effets topographiques – Vulnérabilité -Microzonage - Nanozonage. Thèse de doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 184pp*.
- Bensalem. R, (2006). *Investigations Expérimentale Et Numérique Des Effets De Site, Mémoire de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 184pp*.
- Bensalem, R., J.-L. Chatelain, D. Machane, E.-H. Oubaiche, M. Hellel, B. Guillier, M. Djeddi, and L. Djadia (2010). *Ambient vibration techniques applied to explain heavy*

- damages caused in corso (Algeria) by the 2003 Boumerdes earthquake: Understanding seismic amplification due to gentle slopes. *Seismological Research Letters*, 81 (6), pp.928-940 ; doi: 10.1785/gssrl.81.6.928.
- Bettig B., Bard P-Y., Scherbaum F., Riel J., Cotton F., Cornou C., and Hatzfeld D, (2001). Analysis of dense array noise measurement using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area, *Bolletín di geofisica teorica ed application*, 42-3-4, 281-304.
- Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., and Archuleta, R.J., (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, Coda and H/V methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No. 3, pp. 710-730.
- Bonilla ,L.F. , Nechtschein, S., Gelis, C., Bonnefoy-Claudet., S., Baumont D., (2008). Effets de La géologie locale sur les mouvements sismiques : Estimation site-spécifique de l'aléa sismique, *Rapport scientifique et technique – IRSN*.
- Bonnefoy-Claudet S., (2004). Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. *Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier*, 241pp.
- Boore, D. M. (1972). A note on the effect of simple topography on seismic SH waves *Bulletin of the Seismological Society of America* 62, 275–284.
- Borcherdt, R. D., and J.F. Gibbs (1970). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and intensities of the 1906 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, pp. 467-500.
- Bouchelouh, A., (2011). Effet de sites sur la baie d'Alger : bruit de fond sismique, rapports spectraux sur séismes et comparaison avec des profils de vitesse en ondes S. *Thèse de magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger*, 93pp.
- Bour M., D. Fouissac, P. Dominique, and C. Martin (1998). On the use of microtremor recordings in seismic Microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, pp.465-474.
- Cadet, H.(2007). Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique. *Thèse Docteur de l'université Joseph Fourier - Grenoble I Spécialité : Science de la Terre, de l'Univers et de l'environnement*
- Capon, J.(1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings of the IEEE*, 57 (8), pp.1408–1418.
- Cara, F., G. Di Giulio, and A. Rovelli (2003). A study on seismic noise variations at Colfiorito, Central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophysics Research Letters*, 30 (18), 1972; doi:10.1029/2003GL017807.
- Cara, F., G. Cultrera, R. M. Azzara, V. De Rubeis, G. Di Giulio, M. S. Giammarinaro, P. Tosi, P. Vallone, and A. Rovelli (2008). Microtremor measurements in the city of Palermo, Italy: Analysis of the correlation with local geology and damage. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (1), pp.354-1,372; doi:10.1785/0120060260.
- Chatelain, J-L., B. Guillier, I.A. Parvez (2008). False Site Effects: The Anjar case, following the 2001 Bhuj (India) Earthquake. *Seismological Research Letters*. 79, pp.816-819; doi : 10.1785/gssrl.79.6.816.
- Chávez-García F.J., L.R. Sanchez, and D. Hatzfeld (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bulletin of the Seismologica Society of America*, 86 (5), pp.1559-1573.

- Cornou C.,(2002). Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site. Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 260pp.
- Delgado, J., C. Lopez Casado, A.C. Estevez, J. Giner, A. Cuenca, and S. Molina (2000a). Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45, pp.19-32.
- Delgado, J., C. Lopez Casado, A.C. Estevez, J. Giner, A. Cuenca, and S. Molina (2000b). Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp.1445–1462.
- Di Giacomo, D., Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., Parolai, S. and S. M. Richwalski (2005). Analysis and modeling of HVSR in the presence of a velocity inversion: The case of Venosa, Italy. *Bulletin of Seismological Society of America*, 95 (6), pp.2364–2372; doi:10.1785/0120040242.
- Dubos Noalwenn, (2003). Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales. Thèse de doctorat de L'université Toulouse III,142pp.
- Dunand. F., Carbon.D., Martin.C. (2010). Contribution des microzonages par la méthode H/V Bruit de fond pour la caractérisation de l'alea Sismique .Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2010 -Grenoble 7-9 juillet 2010.
- Duval, A. M., (1994). Détermination de la réponse d'un site au séisme à l'aide du bruit de fond : Evaluation expérimentale. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris. France. 264pp.
- Duval, A. M., Bard P.-Y, Lebrun. B, Lacave-Lachet .C, Riepl .J and Hatzfeld. D.(2001). H/V technique for site response analysis Synthesis of data from various surveys. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* Vol. 42, n. 3-4, pp. 267-280; sep.-dec. 2001.
- Duval. A.M, Bertrand. E, Vidal. S, Delgado. J. (2013). Détection des effets de site sismiques : Mise au point de méthodes expérimentales et application à Nice. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 2013, pp 3-20.
- Fäh, D., E. Rüttener, T. Noack, and P. Kruspan (1997). Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology*, 1, pp.87-102.
- Fallahi, A. (2003). Microtremor Measurements and Building Damage during the Changureh-Avaj, Iran Earthquake of June 2002. *Journal of Natural Disaster Science*.5, 37-46.
- Field, E. H., and K. H. Jakob, (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bulletin of the Seismological Society of America*,85, pp.1127-1143.
- Gabriels, P. R. Snieder, et G. Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher mode Rayleigh waves, *Geophys.Prosp.*35,187-196.
- Géli, L., P.-Y. Bard, and B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 42–63.
- Gonzales, J., M. Schmitz, F. Audemard, R. Contreras, A. Mocquet, J. Delgado, F. De Santis (2004). Site effects of the 1997 Cariaco, Venezuela earthquake. *Engineering Geology*. 72. pp.143-177.

- Gouédard, P., (2008). Techniques de corrélation: aspects méthodologiques et applications à la sub-surface. Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier-grenoble-France. 189 pp.
- Guéguen P., J.-L. Chatelain, B. Guillier, H. Yepes and J. Egred (1998). Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 March 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, pp.329-334.
- Guéguen, P., J.-L. Chatelain, B. Guillier, and H. Yepes (2000). An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using H/V spectral ratio. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, pp.127-133.
- Gutierrez, C. and S. K. Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, pp.642-659.
- Haubrich R. A., W. H. Munk and F. E. Snodgrass (1963). Comparative spectra of microseisms and swell. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53 (1), pp.27-37.
- Haghshenas, E., (2005). Conditions géotechniques et aléa sismique local à Téhéran. Thèse de doctorat, Observatoire de Grenoble et Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique. Université Joseph Fourier - Grenoble I. France. 271pp.
- Heisey, J.S., K. H. S. II, et A. H. Meyer (1982). Moduli pavements systems from spectra analysis of surface waves *Transp. Res. Rec.* 852, 22-31
- Hellel, M., (2010). Utilisation du bruit de fond pour l'évaluation de la structure géologique 3D : application à trois sites en contexte de forte sismicité. Thèse de doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 184pp.
- Hellel, M., J.-L. Chatelain, B. Guillier, D. Machane, R. Bensalem, E. H. Oubaiche, and H. Haddoum (2010). Heavier damages without site effects and site effects with lighter damages: Boumerdes City (Algeria) after the May 2003 Earthquake. *Seismological Research Letters*, 8, 1, 37-43; doi: 10.1785/gssrl.81.1.37. 176
- Ibs-von Seht M., and J. Wohlenberg (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, pp.250-259.
- Jongmans, D. Les phénomènes d'amplification d'ondes sismiques dus à des structures géologiques Déc 1990. *Annales de la société géologique de Belgique*, Tome 112(fascicule2)-1989, pp 369-379.
- Jones, R. B (1958) In situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. *Geotechnique* 8,1-21.
- Kagami, H., S. Okada, K. Shiono, M. Oner, M. Dravinski, and A. K. Mal (1986). Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two dimensional study of site effects in the San Fernando Valley. , *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, pp.1801-1812.
- Kanai K. et T. Tanaka (1961). On microtremors. VIII. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 39, pp.97-114. Tokyo University.
- Konno K. et T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (1). pp. 228-241.
- Kramer. Steven L. *Geotechnical Earthquake Engineering*

- Lachet, C., and P.-Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *Journal of Physics of the Earth*, 42, pp.377-397.
- Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, N. Theodulis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): comparison of different approaches, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1692-1703.
- Lacoss R.T., E. J. Kelly. and M. N. Toksöz (1969). Estimation of seismic noise structure using array, *Geophysical Journal International*. vol. 163, pp.169-182
- Lermo, J., and F. J. Chavez-Garcia (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1574-1594.
- Mameri A.(2009). Effet de site. Mémoire de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger.
- Mangino, S.G., G. Zandt, and C.J. Ammon, (1993). The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, pp. 542-569.
- Mari, J.-L., G. Arens, D. Chapellier, P. Gaudiani (1998). Géophysique de gisement et de génie civil. Edition Technip. ISBN 2-7108-0727-0.
- Masanori, H., Boming, Z, and Hiroshi, K, Déc (2001). Comparison of Site Response Characteristics Inferred from Microtremors and Earthquake Shear Waves *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 6, pp. 1526–1536.
- McMechan, G. A, et M. J. Yedlin (1981). Analysis of dispersive wave by field transformation wave. *Geophysics* 46-869-874.
- Molnar, S. and J. F.Cassidy.(2006). A Comparison of Site Response Techniques Using Weak-Motion Earthquakes and Microtremors. *Earthquake Engineering Research Institute Earthquake Spectra*, Volume 22, No. 1, pages 169–188, February 2006; © 2005,
- Mucciarelli M. and G. Monachesi (1998). A quick survey of local amplifications and their correlation with damage observed during the Umbro-Marchesan (Italy) earthquake of September 26, 1997. *Journal of the Earthquake Engineering*, 2, pp.1-13.
- Mucciarelli, M., M. R. Gallipoli, and M. Arcieri (2003). The stability of the horizontal-to-vertical spectral ratio of triggered noise and earthquake recordings. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, (3), 1407–1412.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*, 30, 1, 2 -30.
- Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. In: *Proc. 12th World Conf. on Earthq. Eng.*, New Zeland, 8 pp.
- Nazarian, S, et K. H stoke II (1984).In situ shear waves velocity from spectral analysis of surface waves. *Proc. 8 th conf. Pn Earthquake Eng*, S. Fransico,31-38.
- Nguyen, K. V., and B. Gatmiri (2007). Evaluation of seismic ground motion induced by topographic irregularity. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 27, 183–188.
- Nechtschein S., P.Y. Bard, J.C. Gariel, J.P. Meneroud, P. Dervin, M. Cushing C. Gaubert, S. Vidal and A.M. Duval (1995). A topographic effect study in the Nice region, *Proceedings of the fifth international conference on seismic zonation*, Nice, October 1995. vol. 2, pp.1067-1074.

- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1971). On the propagation characteristics of microtremors. *Journal of the Seismological Society., Japan*, 23, pp. 264-280.
- Ohta, Y., H. Kagami, N. Goto, and K. Kudo (1978). Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquakes engineering. Part 1: Comparison of long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, pp.767-779.
- Okada, H., T. Matsushima, T. Moriya, and T. Sasatani (1990). An exploration technique using long-frequency microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas, *Butsuri-Tansa* 43, 402-417.
- Oubaiche. H. (2011). Les méthodes de prospection sismique dans la caractérisation dynamique des sols en génie parasismique. Mémoire de Magister Université de M'HAMED BOUGERA-BOUMERDES.
- Park, C. B., R. D. Miller, J. Xia, and J. Ivanov (2004). Imaging dispersion curves of passive surface waves: SEG Expanded Abstracts: Society of Exploration Geophysics, (NSG 1.6), Proceedings.
- Park, C. B., R. D. Miller, N. Ryden, J. Xia, and J. Ivanov (2005). Combined use of active and passive surface waves: *Journal of Engineering and Environmental Geophysics (JEEG)*, 10, (3), pp.323-334.
- Park, C. B., and R. D. Miller. (2006). Roadside passive MASW. In *Proceedings of the SAGEEP (Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems)*, April 2-6, 2006, Seattle, Washington.
- Parolai S., P. Bormann et C. Milkereit (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (6), 2521-2527.
- Renalier, F., (2010). Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles. Thèse de doctorat, Observatoire de Grenoble et Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique. Université Joseph Fourier - Grenoble I. France. 223pp.
- Satoh, T., Kawas, H., and Matsushima, S., (2001). Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves, and codas .*Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 2, pp. 313-334.
- SESAME European research project, (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME. <http://sesame-fp5.obs.ujfgrenoble.fr>
- Teves-Costa, P., C. S. Oliveira, and M. L. Senos (2007). Effects of local site and building parameters on damage distribution in Angra do Heroísmo - Azores. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, 986-999; doi:10.1016/j.soildyn.2007.03.006.
- Theodulidis, N., G. Cultrera, V. De Rubeis, F. Cara, A. Panou, M. Pagani, and P. Teves-Costa(2008). Correlation between damage distribution and ambient noise H/V spectral ratio: theSESAME project results, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6, 109-140, doi:10.1007/s10518-008-9060-y.
- Tokimatsu, K., S. Kuwayama, S. Tamura, et Y. Miyadera (1991). Vs determination steady state Rayleigh wave method. *Soils and Foundations* 31(2),1529-1543.
- Volant P., F. Cotton and J.-C. Gariel (1998). Estimation of site response using the H/V method. Applicability and limits of this technique on Garner Valley downhole array

dataset California. Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering. Paris.

Yelles-Chaouche, A.K., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H., and Djellit, H., (2013). The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake sequence of May 2010. Pure and Applied Geophysics-Springer.