



Ecole Nationale Polytechnique

Département de Génie Civil

MEMOIRE DE MAGISTER

Option: structure

Présenté par

BELKHEIRI Nassira

Ingénieur d'Etat en Génie Civil

Thème

Analyse de la sensibilité du spectre de réponse aux effets de site

Soutenue publiquement le 15 avril 2010 devant le jury composé de:

B.TILIOUINE	Professeur	E.N.P	Président
M.K. BERRAH	Professeur	E.N.P	Rapporteur
M. HAMMOUTENE	Professeur	E.N.P	Examineur
S. BELKACEMI	Maître de conférence	E.N.P	Examineur

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

ملخص:

إن تغيرات الوسط (الجيولوجية و الطبوغرافية) تلعب دورا معتبرا في تحديد الإجابة الزلزالية للتربة و للأبنية، لهذا فانه من المهم أخذها بعين الاعتبار في حساب الإجابات الزلزالية. هذا العمل يقوم على تمثيل هذه التغيرات تمثيلا فيزيائيا من خلاله ندرس مدى تأثير هذه الاخيرة على اجابات الانظمة. يهدف دراسة تأثير التنبهات الغير منتظمة على اجابة الابنية التي تركز على عدة دعائم، نقوم بفرض هزاز بسيط يقوم على دعامتين احدهما تتواجد في وسط صخري والاخرى فوق طبقة من التربة. النتائج تكون على شكل معامل زلزالي فضائي للانتقال وللقوة من خلاله تتم دراسة مدى تأثير تغيرات الوسط في تحديد اجابة الأبنية.

كلمات مفاتيح: آثار الموقع، انتشار الأمواج، الإجابة الزلزالية، طيف الاستجابة، التغيرات الفضائية.

Résumé :

Les Effets de Site exercent une influence déterminante sur la réponse sismique des sols et des structures, et il est donc important d'en tenir compte dans les calculs de réponses sismiques des systèmes.

Le présent travail s'inscrit dans le cadre de l'analyse de la sensibilité du spectre de réponse aux variations en états locaux de sol.

En effet, un modèle analytique d'amplification de sol a été présenté. Ce modèle est basé sur une formulation de temps discrets de la propagation verticale des ondes SH, Une approche vibration aléatoire basée sur le spectre de réponse d'un oscillateur à 1ddl sur deux appuis, dont un est fondé sur la roche et l'autre sur une couche de sol, est présentée afin d'étudier l'influence des excitations non-uniformes sur des structures multisupport.

Les réponses sont formulées comme des coefficients sismiques spatiaux, commodes pour les analyses de sensibilité de spectre de réponse aux effets de site.

Mots clés : Effets de site, Amplification, Propagations d'ondes, Réponse sismique, Spectre de réponse, Variabilité Spatiale.

Abstract :

Site effects exert a determining influence on the seismic response of soils and structures. It is thus important to account for such effect in system responses computations.

This work handles the modelling of site effects by physical descriptions, and integrates these effects in a response spectrum based formulation.

The site effects are modelled by considering reflections and transmission of vertically propagating shear waves from bedrock to the surface through a soil layer.

A random vibration based response spectrum of a simple oscillator on two supports, one of which is founded on rock outcrop and the other on soil layer, is formulated in order to study the influence of non-uniform excitations on multi support structures.

The resulting response spectrum is formulated as displacement and force spatial seismic coefficients, convenient for sensitivity analysis.

Key words: Site effects, Amplification, wave propagation, seismic response, Response spectrum, Spatial Variability.

REMERCIEMENTS

Je remercie dieu le tout puissant de m'avoir donné le courage, la patience et la volonté pour réaliser ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier le professeur **Mounir Khaled BERRAH** de l'Ecole Nationale Polytechnique (Alger) pour avoir accepté de m'encadrer et pour m'avoir fourni de judicieux conseils, de part ses expériences et ses connaissances.

Je tiens également à remercier le professeur **B.TILIOUINE** de l'Ecole Nationale Polytechnique (Alger) d'avoir accepté de présider le jury de ce mémoire.

Je remercie tous les membres du jury de soutenance qui m'ont fait honneur de participer au jury et d'être les examinateurs de ce modeste travail.

Je voudrais aussi exprimer ma profonde gratitude envers Monsieur **SLIMANI Abdennaser** pour sa participation active dans ce travail, ses conseils éclairés, et sa disponibilité.

Enfin, je remercie chaleureusement **mes parents** pour l'attention, le soutien et la confiance qu'ils m'ont donnée au cours de ces longues années. Merci également à mes frères et mes sœurs pour ses encouragements. Un grand merci à ma **Grand-mère** pour ces précieuses prières. Enfin, un grand merci à toute ma famille et tous mes amis.

TABLE DE MATIERE

Résumé.....	2
Sommaire	3
Liste des figures.....	6
Introduction générale.....	8
1 Introduction	8
2 Objectifs de la thèse.....	9
3 Organisation de la thèse.....	10
Chapitre 1 : Etat de l'art sur l'effet de site.....	11
1.1 Introduction	11
1.2 Les modifications du mouvement	12
1.3 Les différentes méthodes pour estimer les effets de site	14
1.3.1 Les méthodes expérimentales	14
1.3.1.1 La méthode SSR	14
1.3.1.2 La méthode des fonctions récepteurs.....	15
1.3.1.2 La méthode de Nakamura.....	16
1.3.2 Méthodes numériques	16
1.3.2.1 La méthode des éléments finis MEF.....	16
1.3.2.2 La méthode d'élément de frontière BEM.....	17
1.3.3 Méthodes semi- analytiques	17
1.3.3.1 La méthode d'Aki-Iarner	17
1.3.3.2 La méthode des couches minces.....	17
1.3.4 Méthodes analytiques	18
1.3.4.1 La méthode matricielle de Thomson-Haskell	18
1.3.4.2 Les modèles sismologiques	18
1.4 Conclusion.....	19
Chapitre 2 : L'action sismique et la propagation des ondes	20
2.1 Introduction.....	20
2.2 Les différents types d'ondes.....	20
2.3 Propagation d'ondes dans un milieu élastique, isotrope.....	23
2.3.1 Equation de propagation.....	23
2.3.2 Onde monochromatique plane.....	24

2.4 Propagation d'ondes dans un milieu élastique semi- infini.....	25
2.5 La réflexion et la réfraction d'onde SH a une interface.....	26
2.6 Atténuation intrinsèque des ondes sismiques.....	28
2.7 Conclusion.....	29
Chapitre 3 : Notion de vibration aléatoire	30
3.1 Introduction	30
3.2 Processus aléatoires	30
3.2.1 Définition	30
3.2.2 Description probabiliste des processus aléatoires.....	30
3.2.3 Processus stochastique stationnaire	32
3.3 Analyse spectrale des processus stochastiques	33
3.3.1 Introduction	33
3.3.2 Fonction de densité spectrale de puissance.....	34
3.3.3 Fonction d'inter-correlation et d'inter densité spectrale.....	34
3.3.4 Fonction d'auto-correlation et de densité spectrale de processus dérivés.....	35
3.4 Analyse stochastique des systèmes linéaires	35
3.4.1 Réponse d'un système linéaire a un degré de liberté.....	35
3.4.2 Réponse d'un système linéaire a plusieurs degrés de liberté.....	37
3.5 Conclusion.....	38
Chapitre 4 : Le spectre de réponse et l'amplification de site	39
4.1 Introduction	39
4.2 Fonction de cohérence.....	40
4.2.1 Introduction.....	40
4.2.2 Modèle de Der Kiureghian.....	41
4.3 L'amplification de sol.....	43
4.3.1 Introduction	43
4.3.2 Modèle de Kanai-Tajimi.....	43
4.3.3 Modèle de Safak.....	44
4.4 Coefficient sismique spatial basé sur le spectre de réponse.....	52
4.5 Conclusion.....	56

Chapitre 5 : Investigation paramétrique des effets de site sur la réponse des

structures	57
5.1 Introduction	57
5.2 Les paramètres considérés dans l'étude paramétrique.....	58
5.3 Effet des paramètres du sol sur la densité spectrale du déplacement relatif et des forces.....	59
5.3.1 Exemple d'application.....	59
5.3.2 Influence de l'épaisseur ' h ' de la couche de sol.....	61
5.4 Effet des paramètres du sol sur la variance du déplacement relatif et des forces.....	65
5.4.1 Introduction.....	65
5.4.2 Exemple d'application.....	65
5.4.3 Influence de l'épaisseur ' h ' de la couche de sol.....	68
5.4.4 L'effet du facteur de qualité ' Q '.....	72
5.4.5 L'effet de la vitesse d'onde de cisaillement ' V_S '.....	74
5.4.6 L'effet du rapport d'impédance.....	75
5.5 Conclusion.....	78
Conclusions générales	80
Annexe.....	83
Références bibliographiques.....	85

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure 1.1: Quatre configurations souvent à l'origine d'effets de site.....	13
Figure 1.2: Propagation des ondes sismiques.....	15

Chapitre 2

Figure 2.1: Ondes de volume.....	22
Figure 2.2: Ondes de surface.....	22
Figure 2.3: La transmission et la réflexion des ondes SH.....	26

Chapitre 3

Figure 3.1: Système linéaire invariant dans le temps avec entrée unique et sortie unique.....	35
Figure 3.2: Système linéaire invariant dans le temps avec entrées et sorties multiples.....	37

Chapitre 4

Figure 4.1: Transformation du mouvement du substratum à la surface pour une couche de sol (côté droit) et un affleurement rocheux (côté gauche)	45
Figure 4.2: Module de fonction d'amplification de sol.....	50
Figure 4.3: Variation de la fonction de transfert avec τ , Q et r	50
Figure 4.4: Système dynamique 1ddl.....	53

Chapitre 5

Figure 5.1: la densité spectrale :(a) déplacement, (b) forces $\omega_0=2\pi$ rad/s, $\xi=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $v_R=1500\text{m/s}$, $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $v_S=750\text{m/s}$, $h=150\text{m}$, $Q=30$, $r=0.5$	60
Figure 5.2a: la densité spectrale : déplacement $\omega_0=2\pi$ rad/s, $\xi=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $v_R=1500\text{m/s}$, $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $v_S=750\text{m/s}$, $Q=30$, $r=0.5$, $h=50, 150$ et 500m ,.....	61
Figure 5.2b: la densité spectrale: forces $\omega_0=2\pi$ rad/s, $\xi=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $v_R=1500\text{m/s}$, $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $v_S=750\text{m/s}$, $Q=30$, $r=0.5$, $h=50, 150$ et 500m	62
Figure 5.3a: la densité spectrale en fonction de la profondeur pour $\omega_0=2\pi$	62
Figure 5.3b: la densité spectrale en fonction de la profondeur (a): $\omega_0=\pi$; (b): $\omega_0=4\pi$	63
Figure 5.3c: la densité spectrale en fonction de la profondeur.....	64
Figure 5.3d: la densité spectrale des forces en fonction de la profondeur.....	64
Figure 5.4a: RMS du déplacement relatif.....	66

Figure 5.4b: RMS déplacement normalisé par rapport à celui d'excitation uniforme.....	66
Figure 5.5a: RMS forces.....	67
Figure 5.5b: RMS forces normalisé avec celui d'excitation uniforme.....	68
Figure 5.6a: RMS déplacement pour $h=50m, 150m$ et $500m$	69
Figure 5.6b: RMS normalisé déplacement pour $h=50m, 150m$ et $500m$	70
Figure 5.6c: RMS déplacements en fonction de l'épaisseur de la couche de sol 'h' : Cas où $\omega_0=\pi, 2\pi$ et 4π	70
Figure 5.7a: RMS forces pour $h=50m, 150m$ et $500m$	71
Figure 5.7b: RMS normalisé des forces pour $h=50m, 150m$ et $500m$	71
Figure 5.7c: RMS forces en fonction de l'épaisseur de la couche de sol 'h' : Cas où $\omega_0=\pi, 2\pi$ et 4π	72
Figure 5.8a:l'effet du facteur de qualité 'Q' sur RMS normalisé déplacement.....	73
Figure 5.8b:l'effet du facteur de qualité 'Q' sur RMS forces.....	73
Figure 5.9a: RMS normalisé déplacement pour différentes V_S	74
Figure 5.9b: RMS forces pour différentes V_S	75
Figure 5.10a: RMS normalisé déplacement $V_S = 750 m / s$ et $\rho_S = 2$ et $3 g/cm^3$...	76
Figure 5.10b: RMS normalisé déplacement $V_S = 200 m / s$ et $\rho_S = 1.5$ et $2.5 g/cm^3$	76
Figure 5.10c: RMS force : $V_S = 750 m / s$ et $\rho_S = 2$ et $3 g/cm^3$	77
Figure 5.10d: RMS force : $V_S = 200 m / s$ et $\rho_S = 1.5$ et $2.5 g/cm^3$	77

INTRODUCTION GENERALE

1. INTRODUCTION:

L'analyse et le dimensionnement des structures requièrent des informations aussi précises que possible sur la nature et l'intensité des charges auxquelles elles sont soumises. Le chargement sismique représente l'une des sollicitations dynamiques les plus importantes auxquelles une structure est soumise pendant sa durée de vie.

L'énergie libérée par les séismes est transportée du foyer à la surface par des ondes sismiques et le mouvement induit en surface est alors gouverné non seulement par la source mais également par le trajet parcouru par ces ondes. Ainsi, les conditions géotechniques et topographiques locales d'un site peuvent modifier le mouvement de celui-ci. Cette modification correspond souvent à une amplification importante et à une prolongation notable de la durée du séisme. Cela signifie que les effets de site sont souvent défavorables et peuvent accroître considérablement l'impact d'un séisme.

Pour une structure étendue (par exemple un pont de longueur importante), les conditions locales de sol peuvent être différentes à différentes parties de la structure. Pour une structure à supports multiples, de telles variations significatives en états locaux de sol peuvent contribuer sensiblement aux effets sismiques spatiaux, produisant de différentes excitations sous différents appuis. Ce qui a été le cas lors du tremblement de terre de Loma Prieta en 1989 par exemple.

Par conséquent, l'analyse sismique des structures étendues ou à supports multiples doit prendre en charge cette variation car son effet se traduit par des forces différentielles potentiellement destructrices agissant en plus des forces inertielles.

2. OBJECTIFS:

L'amplification locale de sol peut entraîner l'augmentation de l'excitation sismique sur un site à hauteur de plusieurs fois l'excitation sur la roche ou sur la terre ferme. Le tremblement de terre de Mexico en 1985, avec son amplification de 5 fois, a démontré l'importance du phénomène [24].

Un grand nombre d'investigations théoriques et expérimentales, et de modèles analytiques et empiriques d'amplification de site sont disponibles dans la littérature [41].

Les modèles analytiques sont développés en étudiant la propagation d'ondes sismiques dans divers types de sol (par exemple, linéaire, non linéaire [55], homogène, bi et tridimensionnel, et aléatoire [68]). Les modèles empiriques sont développés en étudiant des rapports spectraux des mouvements enregistrés sur un site aux mouvements sur la roche, et en corrélant les rapports avec les caractéristiques physiques du sol. Plus récemment, les méthodes des éléments finis, différences finies, et éléments de frontière ont été suggérées pour étudier l'amplification de site.

Diverses simplifications sont souvent adoptées dans l'analyse de l'amplification de site, principalement en ramenant le problème à une combinaison des modèles unidimensionnels de propagation (1D) (par exemple Zerva et Harada [68], Der Kiureghian et al [15], Zembaty et Rutenberg [61]).

Dans ce travail on adoptera cette approche simplifiée dans laquelle on supposera que le changement des conditions géologiques entre deux sites peut être suffisamment bien modélisé par deux modèles de propagation 1D [63], en omettant la dispersion certaine des ondes à la zone d'interface entre les deux sites.

Le but de ce travail est d'étudier la sensibilité de la réponse structurale aux variations spatiales en états locaux de sol en utilisant un modèle simplifié, qui tient compte des paramètres essentiels représentant le mouvement du sol et de la structure. A cette fin, un modèle analytique d'amplification de sol proposé par Safak[42] basé sur la formulation des temps discrets de la propagation verticale des ondes de cisaillement, associé à un coefficient sismique spatial basé sur le spectre de réponse (Zembaty[60]), ainsi qu'à la fonction de cohérence spatiale de Der Kiureghian [15], sont intégrées dans le cadre d'une formulation en vibrations aléatoires.

3. ORGANISATION DU MEMOIRE :

Le premier chapitre de ce mémoire est consacré à un exposé de l'état de l'art en matière d'analyse des effets de site sur le mouvement sismique, et la description des diverses approches pour estimer ces effets.

Le deuxième chapitre donne un aperçu général de certaines notions de sismologie, qui sont la base de la description phénoménologique du processus de propagation des ondes sismiques.

Des notions sur la théorie des vibrations aléatoires sont présentées dans le troisième chapitre. L'analyse de structures soumises à des excitations aléatoires peut être menée à bien en utilisant ces notions.

Le quatrième chapitre traite de l'élaboration du modèle analytique d'amplification du sol. Il introduit le coefficient séismique spatial basé sur le spectre de réponse d'un système à 1ddl, ainsi que la fonction de cohérence spatiale de Der Kiureghian. Ce chapitre est donc consacré à la mise en place des éléments constitutifs du modèle simplifié permettant l'étude de la sensibilité de la réponse structurale aux variations en états locaux de sol.

Une investigation paramétrique est menée dans Le cinquième chapitre. A travers ce traitement numérique nous avons étudié la sensibilité de la réponse structurale aux changements des paramètres physiques de sol.

Notre travail se conclue par un récapitulatif des résultats obtenus accompagnés de quelques recommandations pour des études futures.

CHAPITRE 1

EFFETS DE CONDITIONS LOCALES DE SITE

1.1 INTRODUCTION:

L'événement sismique est un phénomène complexe, fortement destructeur devant être impérativement pris en compte dans le cadre de l'analyse et du dimensionnement de structures. Le comportement et la sécurité de ces structures en cas de chargement sismique peuvent être améliorés par une meilleure compréhension et représentation de ce chargement.

Il n'y a aucun doute que le mécanisme de source régit la manière dont l'énergie sismique libérée est rayonnée dans l'espace et dans le temps. Cependant, les ondes sismiques, une fois émises par la source, se propagent d'une manière dépendant des propriétés mécaniques des matériaux de la terre et des hétérogénéités rencontrées sur le chemin.

On appelle effet de site les modifications du mouvement sismique dues apparemment 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[9].

Les causes des effets de site :

- l'augmentation d'amplitude de l'onde réfractée par rapport à celle de l'onde incidente quand il y a un contraste d'impédance marqué entre les deux milieux.
- le piégeage des ondes par réflexions multiples à l'intérieur d'une couche ou d'un relief.

1.2 LES MODIFICATIONS DU MOUVEMENT :

Les conditions géologiques locales peuvent produire des amplifications significatives du mouvement au sol et des dommages concentrés pendant les tremblements de terre.

([17], [23], [31], [45], [57], [59])

Les modifications du mouvement provoquées par l'effet de site sont de différentes natures:

- Modification de l'amplitude du signal [5], le plus souvent sous la forme d'une amplification qui correspond assez couramment à un facteur de l'ordre de 2 à 3 mais peut atteindre des valeurs sensiblement plus élevées. Ce facteur d'amplification n'est pas nécessairement le même pour la vitesse et le déplacement que pour l'accélération; il peut dépendre du niveau de mouvement par suite de la manifestation d'effets non linéaires [9].
- Apparition d'une fréquence dominante dans le signal.
- Allongement de la durée du signal, particulièrement dans les grands bassins sédimentaires. ([9], [37], [48])

Il y a quatre configurations typiques pour lesquelles différentes formes de l'effet de site peuvent se manifester (Fig2.1):

- stratigraphie horizontale avec un fort contraste de raideur entre la couche superficielle et le substratum (bed-rock).
- contraste de raideur avec un relief souterrain accusé (vallée relativement étroite et profonde creusée dans le rocher).
- discontinuité dans le sens horizontal.
- relief accidenté (sommet de colline,...).

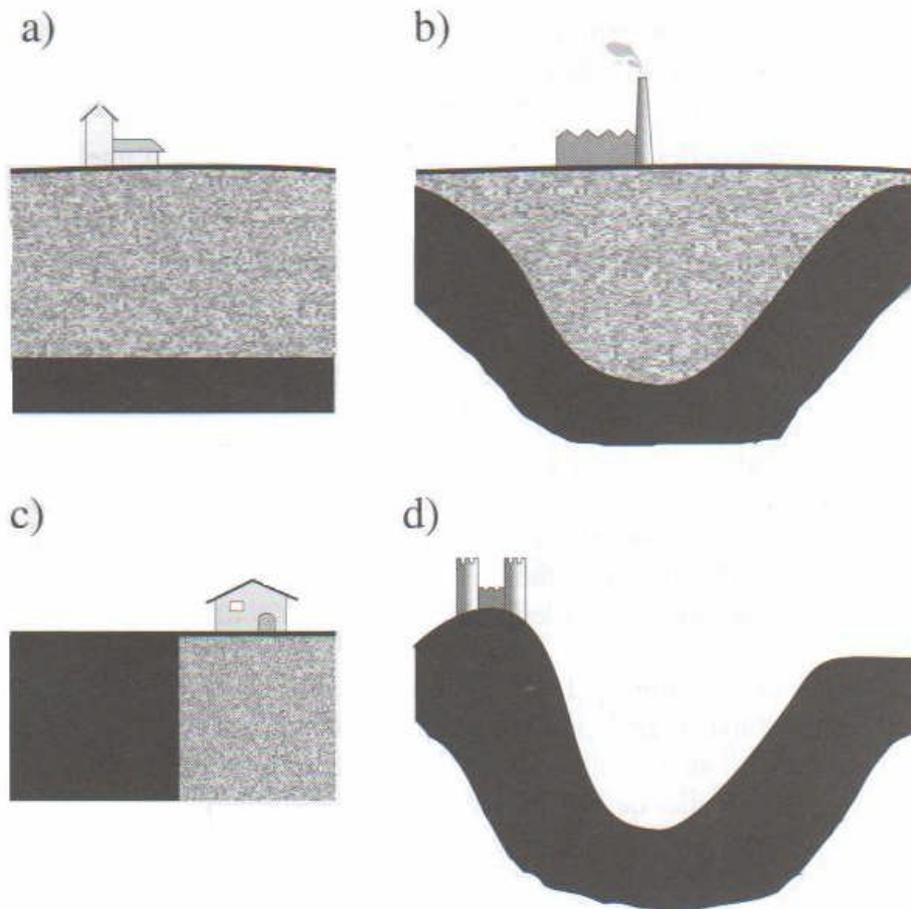


Fig2.1. Quatre configurations souvent à l'origine d'effets de site

Les cas a, b et c sont caractérisés par le contraste de raideur (ou d'impédance) entre un rocher et un sol relativement mou. Le cas a est le plus simple car il se prête à des modélisations unidimensionnelles pour des ondes à propagation verticale, qui constituent l'hypothèse habituelle pour la définition du mouvement sismique. En revanche, les cas b et c font intervenir des effets bi ou tridimensionnels.

Le cas d correspond à l'effet de site dit topographique suivant la terminologie consacrée par l'usage, bien que l'influence d'une topographie souterraine soit également présente dans le cas b.

1.3 LES DIFFERENTES METHODES POUR ESTIMER LES EFFETS DE SITE:

L'investigation des effets de site sur les caractéristiques du mouvement sismique est probablement un domaine de recherche aussi ancien que la discipline de géodynamique elle-même, notamment après l'observation de la distribution irrégulière des dommages générés par les tremblements de terre, où deux structures identiques localisées dans des sites différents connaissent des degrés de destruction différents [53].

Pour avoir une quantification de ces effets, différentes approches expérimentales ou numériques peuvent être employées. Dans le cas des approches expérimentales les amplifications ont été évaluées en utilisant les enregistrements des événements forts et faibles, ou des microtremors. Dans le cas des approches numériques, les modèles unidimensionnels (1D), bidimensionnels (2D) et tridimensionnels (3D) peuvent être employés [34].

1.3.1 Les méthodes expérimentales:

Elles se regroupent en trois méthodes : la méthode des rapports spectraux, celle des fonctions récepteurs et celle de Nakamura. Les deux dernières font également partie de la classe de méthodes dites H/V.

1.3.1.1 La méthode des rapports spectraux:

Introduite par Borchardt en 1970, elle consiste à évaluer la fonction de transfert du déplacement en surface en calculant le rapport du spectre de la réponse mesurée en un point du remplissage sur celui mesuré en un point du rocher affleurant (station de référence) à partir d'enregistrement d'événements sismiques. Cela revient en définitive à calculer l'amplification au point A par rapport au point B produite par la couche (Fig.2.2). Une telle hypothèse implique les restrictions suivantes dans le choix de la station de référence :

- Celle-ci doit être installée sur une roche saine, insensible aux effets de site, de manière à ce que la réponse y soit la même qu'en B.
- Elle ne doit cependant pas être trop éloignée de la station sur site (A) de manière à ce que les effets de source et de propagation soient identiques pour

les deux stations. « Pas trop éloignée » correspond généralement à une distance très inférieure à la distance hypocentrale.

La conjonction de ces deux conditions est en pratique très difficile à rencontrer. En général, on choisit plusieurs stations de référence afin de réduire la marge d'erreurs.

Un spectre moyen est finalement présenté pour un certain nombre d'événements. Afin d'augmenter l'intervalle de confiance des résultats, un minimum de 12 à 15 événements est en général recommandé [22].

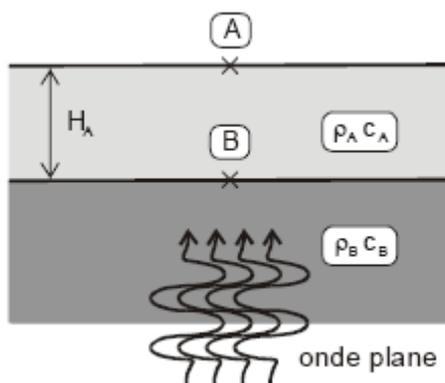


Fig2.2.Propagation des ondes sismiques

L'expérience montre que la méthode des rapports spectraux est sans doute la plus fiable, tant pour le niveau d'amplification que pour les valeurs de fréquence correspondantes. Néanmoins, le déploiement et l'entretien de stations permanentes se révèlent assez coûteux, en particulier dans les régions à sismicité faible ou modérée.

La méthode SSR dépend de la disponibilité de site proportionné de référence. Un tel site ne peut pas être toujours disponible, des techniques alternatives appelées les méthodes de site de non référence ont été appliquées aux études de réponse de site dans ces cas [4], [43], [58].

1.3.1.2 Méthode des fonctions récepteurs :

Cette méthode repose sur l'hypothèse que la composante verticale du déplacement n'est pas ou peu affectée par l'amplification locale. L'idée consiste alors à remplacer la réponse de la station de référence par le déplacement vertical mesuré à la même station sur site. Comme précédemment, la fonction de transfert du site est alors assimilée au rapport des spectres des déplacements horizontal et vertical mesurés à la même station, à partir d'enregistrements d'événements sismiques. Un grand nombre d'événements est également requis.

Cette méthode n'est pas toujours fiable : elle donne de bons résultats pour une géologie relativement simple, mais ne semble pas réellement valide pour une géologie plus complexe. Dans ce dernier cas, la composante verticale du déplacement est affectée par l'amplification locale (effets 2D). Cette amplification apparaît cependant à des fréquences plus élevées que pour la composante horizontale. Ainsi, en conclusion générale, cette méthode ne semble justifiée que pour évaluer la fréquence fondamentale (résonance) du bassin, lorsque celle-ci est basse. Toutefois le seuil de fréquence définissant son domaine de validité demeure incertain [22].

1.3.1.3 La méthode de Nakamura :

Aussi nommée H/V bruit de fond, elle consiste, comme celle des fonctions récepteurs, à calculer le rapport entre les spectres horizontal et vertical du mouvement en surface mesuré à la même station sur site. Mais contrairement à la méthode précédente, les spectres utilisés proviennent de l'enregistrement de bruit de fond [22].

Cette méthode était d'abord utilisée par Langston, et plus tard par Nakamura [32] qui a déterminé l'amplification d'emplacement à partir du bruit ambiant. La méthode fournit des évaluations généralement fiables de la fréquence de résonance, mais pas des amplitudes. L'exactitude dans les amplitudes pourrait être améliorée en employant différentes fenêtres glissantes pour disques horizontaux et verticaux [43] [51].

La méthode est relativement facile à mettre en oeuvre, puisqu'elle ne requiert qu'une station mobile. L'enregistrement dure en général 20 à 30 minutes.

1.3.2 Méthodes numériques:

1.3.2.1 La méthode des éléments finis (MEF):

Cette méthode a fait l'objet de plusieurs recherches dans le cadre des problèmes de dynamique des sols et de géotechnique. Elle est capable de prendre en charge les milieux géométriquement et rhéologiquement très complexes [34], [44].

1.3.2.2 La méthode des éléments de frontière (BEM):

L'avantage principal de cette méthode est qu'elle permet une description précise de la nature infinie du milieu. En outre, elle n'implique pas d'inconvénients tels que la dispersion numérique dans les méthodes des différences finies ou des éléments finis.

Par cette méthode numérique, les conditions de rayonnement des ondes sismiques à l'infini sont remplies. La solution de l'équation intégrale est obtenue par la discrétisation finie d'éléments de frontière et puis par la collocation, qui est l'application de l'équation intégrale à chaque noeud de la maille [47] [48].

Les méthodes d'éléments de frontière (BEM) ont gagné une popularité croissante. Les avantages identifiés par rapport aux approches de domaine sont la réduction de dimensionnalité, la réalisation relativement facile des états de rayonnement à l'infini et la qualité élevée des résultats [16] [29] [34] [44] [45].

1.3.3 Méthodes semi-analytiques:

1.3.3.1 La méthode d'Aki-larner:

Une technique puissante a été développée par Aki et Larner (1970) pour traiter la dispersion des ondes SH par les interfaces irrégulières. Dans la méthode d'Aki-Larner, le champ diffracté est représenté par la superposition des ondes planes. La solution générale est obtenue par intégration dans le domaine des nombres d'ondes. Cette technique peut être utilisée pour modéliser le mouvement du sol, la source, le chemin suivi et les conditions locales de site [57].

1.3.3.2 La méthode des couches minces:

On trouve aussi dans le cadre des méthodes semi-analytiques une méthodologie développée par Kausel et Roesset (1977) pour le traitement des problèmes de propagation d'ondes dans les milieux stratifiés, désignée par la méthode des couches minces.

Cette technique est fondée sur le concept des éléments finis. Elle consiste à discrétiser le milieu dans la direction des couches en couches minces à l'intérieur desquelles les déplacements sont approchés par des fonctions arbitraires dans la direction verticale et un champ analytique connu dans la direction horizontale [65].

1.3.4 Méthodes analytiques:

1.3.4.1 La méthode matricielle de Thomson-Haskell:

Cette méthode est basée sur une approche matricielle pour le calcul des coefficients de transfert dans le domaine des fréquences- nombre d'ondes. Cette méthode consiste à relier le mouvement au toit d'une couche à celui de la couche sous-jacente au moyen d'une matrice de transfert représentant une caractéristique intrinsèque de la couche considérée. L'étude a été menée pour tout type d'ondes susceptible d'être présent dans le spectre émis lors de la rupture d'une faille(ondes P,SH et SV) ou induit par les conditions du site (ondes de Rayleigh et Love)[52].

1.3.4.2 les modèles sismologiques:

Les sismologues ont développé des modèles basés sur les caractéristiques physiques de la source, de l'atténuation et du site (Hanks et McGuire[in 39], Boore [in 39], Safak [40]). Ces modèles, considèrent les divers paramètres physiques explicitement, contrairement à l'approche empirique, présentent une description plus précise du phénomène physique réel ayant lieu pendant un tremblement de terre.

Les modèles sismologiques ont plusieurs avantages en comparaison avec les modèles empiriques [39]:

- Ils aident une compréhension de la physique des sources de tremblement de terre et de la propagation des ondes.
- Ils peuvent être employés pour prévoir les mouvements au sol pour le futur tremblement de terre
- Ils peuvent être extrapolés aux cas où aucune donnée n'est disponible.
- Ils présentent également un outil commode pour le calcul direct de la réponse structurale sismique en utilisant la théorie des vibrations aléatoires.

Récemment, **Safak** a proposé un modèle sismologique d'amplification de sol basé sur l'analyse de temps discrets des réflexions de propagation verticale des ondes de cisaillement [42].

La formulation de temps discrets de la propagation des ondes est parmi les modèles analytiques simples pour l'amplification de site. En comparaison avec les précédents, ce modèle a des avantages importants [42]:

Il emploie les paramètres physiques de site, y compris l'atténuation (le facteur Q)

- Pour une seule couche de sol soumise à la propagation verticale des ondes, le modèle est exact et il emploie seulement trois paramètres (τ , r , Q);
- Les amplitudes aussi bien que les caractéristiques de phase de site sont expliquées dans le modèle;
- Le modèle peut incorporer des réflexions multiples des ondes dans la couche;

Le modèle de temps discrets fournit également un outil commode pour employer des techniques de vibrations aléatoires, pour étudier la sensibilité des spectres de réponse aux paramètres physiques de site. Dans le présent travail le modèle de Safak [42] sera utilisé.

1.4 CONCLUSION:

L'influence des irrégularités topographiques et géologiques sur le mouvement sismique du sol a été succinctement discutée et certaines des méthodes disponibles pour le traitement du problème ont été passées en revue dans ce chapitre.

CHAPITRE 2

L'ACTION SISMIQUE ET LA PROPAGATION DES ONDES

2.1 INTRODUCTION:

Les séismes représentent l'une des plus importantes sollicitations dynamiques auxquelles une structure est soumise durant sa durée de vie, il est donc important de connaître le mécanisme de génération d'un séisme ainsi que les caractéristiques du mouvement sismique.

2.2 LES DIFFERENTS TYPES D'ONDES:

2.2.1 Introduction:

L'énergie libérée lors d'un séisme se transmet en partie par la vibration du sol à partir du foyer. Les vibrations se propagent dans toutes les directions sous forme d'ondes sismiques de divers types. Compte tenu de l'hétérogénéité du milieu de propagation, elles engendrent à la surface du sol un mouvement complexe.

Du point de vue mathématique, une onde est une solution des équations de l'élastodynamique dont la dépendance vis-à-vis du temps t ne fait intervenir qu'une fonction $f(t \pm x/c)$, x étant une coordonnée d'espace (distance à un plan pour une onde plane, distance à un point pour une onde sphérique) et c une vitesse de propagation.

On démontre dans la théorie de l'élasticité que dans un matériau homogène et isotrope, il y a deux types d'ondes de volume, c'est-à-dire des ondes pouvant se propager dans la masse [9]:

2.2.2 Les ondes longitudinales ou ondes P:

Les ondes P produisent des compressions et dilatations alternées dans le sens de la propagation, avec changement de volume.

2.2.3 Les ondes transversales ou ondes S:

Les ondes S produisent une distorsion perpendiculaire à la direction de propagation, sans changement de volume.

Les vitesses de propagation de ces ondes jouent un rôle très important en sismologie et en dynamique des sols. Elle dépendent des constantes élastiques du milieu (coefficient λ et μ de lamé, module d'Young E et coefficient de poisson ν). Elles sont données par les formules suivantes:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\nu)E}{(1+\nu)(1-2\nu)\rho}} \quad (2.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2(1+\nu)\rho}} \quad (2.2)$$

ρ : la masse volumique.

Outre les ondes de volume, les équations de l'élasticité dynamique admettent d'autres solutions à caractère ondulatoire, il s'agit des ondes de surface, qui peuvent se manifester au voisinage des surfaces de discontinuité (surface libre ou interface entre des couches de matériaux différents); en génie parasismique, les deux types d'ondes de surface les plus notables sont les ondes de Love et de Rayleigh.

2.2.4 L'onde de Love:

Il s'agit d'une onde transversale (mouvement des particules perpendiculaire à la direction de propagation), comme l'onde de volume S mais à la différence de celle-ci, son amplitude n'est perceptible que près de la surface et s'atténue vite en profondeur. Elle ne peut exister que dans des milieux non homogènes et à un caractère dispersif, c'est-à-dire que sa vitesse de propagation dépend de sa fréquence.

2.2.5 L'onde de Rayleigh:

L'onde de Rayleigh est une sorte de houle, dans laquelle les particules ont deux composantes de mouvement, l'une verticale et l'autre horizontale (parallèle à la direction de propagation), dont la combinaison produit une trajectoire elliptique; comme pour l'onde de Love, l'amplitude du mouvement décroît en profondeur et la rapidité de cette décroissance est d'autant plus grande que la longueur d'onde est petite. L'onde de Rayleigh existe dans un milieu homogène, où sa vitesse de propagation est un peu inférieure à la vitesse des ondes S (elle varie de $0.874 V_s$ pour $\nu=0$ à $0.955 V_s$ pour $\nu=0.5$); elle est dispersive dans les milieux non homogènes.

Dans les calculs, les ondes sismiques de volume ou de surface sont représentées par des expressions sinusoïdales (ce qui permet par superposition, de produire une onde de forme quelconque) [9].

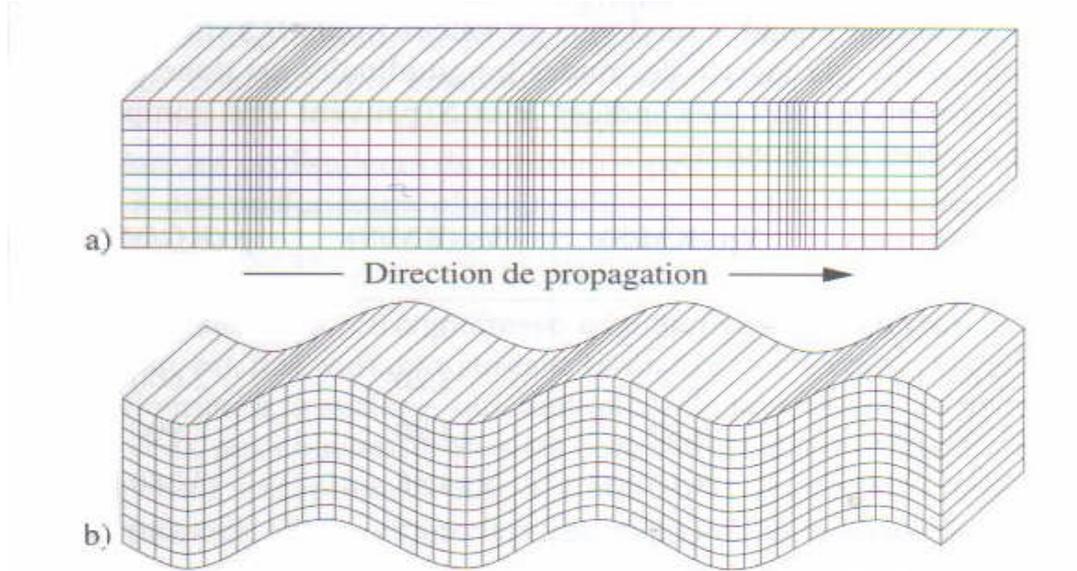


Fig 2.1. Ondes de volume: a) Onde longitudinale, b) Onde transversale

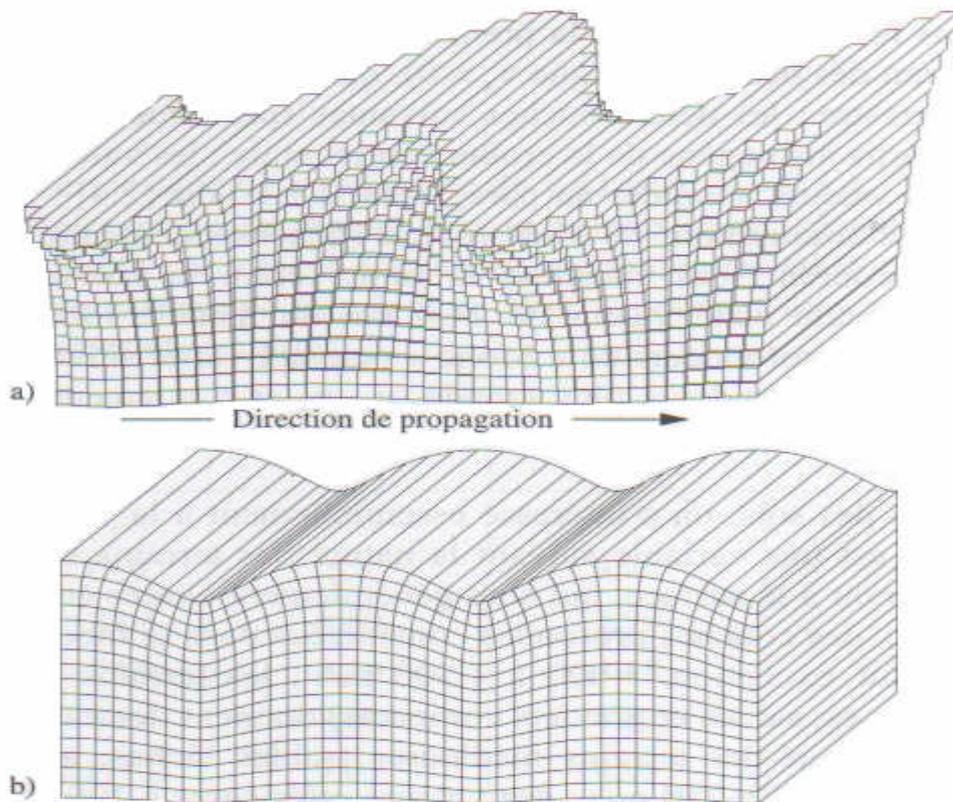


Fig 2.2. Ondes de surface: a) Onde de Love, b) Onde de Rayleigh

2.3 PROPAGATION D'ONDES DANS UN MILIEU ELASTIQUE, ISOTROPE:

2.3.1 Equation de propagation:

L'équation générale de l'équilibre s'écrit:

$$\text{div}\underline{\sigma} = \rho \frac{\partial^2 \underline{\chi}}{\partial t^2} \quad (2.3)$$

$\underline{\sigma}$: Le tenseur des contraintes.

ρ : La masse volumique du milieu.

$\underline{\chi}$: Le vecteur déplacement de composantes (u, v, w) .

Dans le cas d'un matériau isotrope, la loi de comportement ne fait intervenir que deux paramètres. En choisissant les coefficients de Lamé, λ et G , cette loi a pour expression:

$$\underline{\sigma} = \lambda(\text{trace}\underline{\varepsilon})\underline{1} + 2G\underline{\varepsilon} \quad (2.4)$$

Portant (2.4) dans (2.3), l'équation aux dérivées partielles ayant pour inconnue le déplacement $\underline{\chi}$ s'écrit:

$$(\lambda + G)\underline{\text{grad}}(\text{div}\underline{\chi}) + G\Delta\underline{\chi} - \rho \frac{\partial^2 \underline{\chi}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.5)$$

Où Δ désigne le Laplacien.

La solution générale de cette équation peut être obtenue en décomposant le déplacement en la somme:

D'un mouvement irrotationnel $\underline{\chi}_1$ dérivant d'un potentiel scalaire ϕ

$$\underline{\chi}_1 = \underline{\text{grad}}\phi \quad (2.6)$$

D'un mouvement rotationnel $\underline{\chi}_2$ dérivant d'un potentiel vecteur $\underline{\Omega}$

$$\underline{\chi}_2 = \underline{\text{rot}}\underline{\Omega} \quad (2.7)$$

$$\text{div}\underline{\Omega} = 0$$

L'équation du mouvement peut alors être formulée en deux équations aux dérivées partielles satisfaites par ϕ et $\underline{\Omega}$: ([13], [33], [36])

$$\Delta\phi - \frac{1}{V_P^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \quad (2.8)$$

$$\Delta\underline{\Omega} - \frac{1}{V_S^2} \frac{\partial^2 \underline{\Omega}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.9)$$

2.3.2 Onde monochromatique plane:

Pour une onde monochromatique plane, de pulsation ω , une solution générale des équations (2.8) et (2.9) est donnée par:

$$\phi = A \exp\left[\frac{i\omega}{V_P}(V_P t - l_x x - l_y y - l_z z)\right] \quad (2.10)$$

$$\underline{\Omega} = \underline{B} \exp\left[\frac{i\omega}{V_S}(V_S t - l_x x - l_y y - l_z z)\right] \quad (2.11)$$

Où: \underline{l} est un vecteur unitaire donnant la direction de propagation des ondes.

$$|\underline{l}| = 1 \text{ et } \underline{l} \cdot \underline{B} = 0$$

A partir des solutions (2.10) et (2.11) et des relations (2.6) et (2.7) on obtient les composantes du déplacement. Posant:

$$f_P = \exp\left[\frac{i\omega}{V_P}(V_P t - l_x x - l_y y - l_z z)\right] \quad (2.12a)$$

$$f_S = \exp\left[\frac{i\omega}{V_S}(V_S t - l_x x - l_y y - l_z z)\right] \quad (2.12b)$$

Ces composantes ont pour expression:

Ondes longitudinales:

$$\underline{\chi}_1 = -\frac{i\omega A}{V_P} f_P \underline{l} = A_P f_P \underline{l} \quad (2.13a)$$

Ondes transversales:

$$\underline{\chi}_2 = \frac{i\omega}{V_S} f_S \underline{B} \otimes \underline{l} \quad (2.13b)$$

⊗ désignant le produit vectoriel des deux vecteurs.

Les expressions ci-dessus montrent que, pour les ondes longitudinales, le déplacement a lieu dans le sens de la direction de propagation. Pour les ondes transversales, le mouvement prend place dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Mis à part le cas particulier où $l_x=l_y=0$ et $l_z=1$, c'est-à-dire où la direction de propagation coïncide avec l'axe oz , il est toujours possible de décomposer le mouvement engendré par les ondes de cisaillement en un mouvement dans un plan horizontal et en un mouvement dans un plan vertical, les ondes correspondant au mouvement dans un plan horizontal sont dites SH et celle correspondant au mouvement dans un plan verticale sont dites SV.

Les amplitudes du mouvement des ondes SH et SV:

$$A_{SH} = \frac{i\omega}{V_S} \frac{B_z}{\sqrt{l_x^2 + l_y^2}}, A_{SV} = \frac{i\omega}{V_S} \frac{l_x B_y - l_y B_x}{\sqrt{l_x^2 + l_y^2}} \quad (2.14)$$

On obtient:

$$u_{SH} = A_{SH} f_S, \quad u_{SV} = A_{SV} f_S \quad (2.15)$$

2.4 PROPAGATION D'ONDES DANS UN MILIEU ELASTIQUE SEMI- INFINI:

Le problème de la propagation d'ondes sismiques depuis une source est un problème essentiellement tridimensionnel. En considérant la source comme constituée d'une ligne (faille) et en se plaçant à une distance de celle-ci, le problème devient bidimensionnel, toutes les ondes se propagent parallèlement a un plan (xoz) et le mouvement est indépendant de la coordonnée y . la solution générale pour une onde stationnaire plane s'écrit alors ($l_y=0$):

$$\begin{aligned} u_x &= A_P f_P l_x + A_{SV} f_S l_z \\ u_y &= A_{SH} f_S \\ u_z &= A_P f_P l_z - A_{SV} f_S l_x \end{aligned} \quad (2.16)$$

Si l_x et l_z sont réels, inférieurs a 1, ils représentent les cosinus directeurs ($l_x=\sin\alpha$, $l_z=\cos\alpha$) de la direction de propagation. Les expressions de f_P et f_S sont obtenus à partir des équations (2.12) avec $l_y=0$.

Les équations (2.16) montrent que, dans le cas d'ondes planes, le déplacement suivant Oy est découplé des déplacements suivant Ox et Oz. Il ne résulte que de la propagation d'ondes SH alors que les déplacements suivant Ox et Oz sont fonctions des ondes P et SV. Les deux problèmes peuvent être étudiés séparément

2.5 LA REFLEXION ET LA REFRACTION D'ONDE SH:

Lorsqu'une onde heurte une discontinuité des caractéristiques mécaniques séparant deux milieux, il se produit des phénomènes de réflexion ou de réfraction semblables à ceux rencontrés en optique.

Le déplacement horizontal d'une onde SH incidente est donné par l'équation (2.16):

$$u_y = A_{SH} \exp\left[\frac{i\omega}{V_S}(V_S t - x \sin \alpha + z \cos \alpha)\right] \quad (2.17)$$

Dans notre travail on considèrera la propagation verticale d'onde SH seulement [2]:

$$u_y = A_{SH} \exp[i\omega t] \exp\left[i\frac{\omega}{V_2} z\right] \quad (2.18)$$

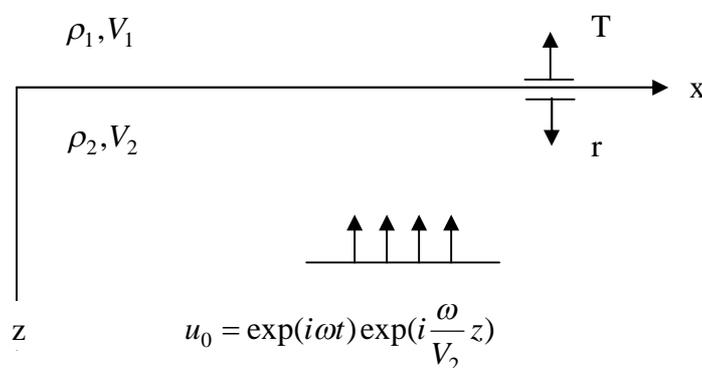


Fig2.3: La transmission et la réflexion des ondes SH

T: coefficient de transmission.

r: coefficient de réflexion.

Milieu 2:

En point quelconque du milieu 2, le déplacement est la somme des déplacements dus à l'onde incidente et à l'onde réfléchie.

$$u_2 = u_0 + r \exp[i\omega t] \exp\left[i \frac{\omega}{V_2} z\right] \quad (2.19)$$

$$u_2 = \exp[i\omega t] \exp\left[i \frac{\omega}{V_2} z\right] + r \exp[i\omega t] \exp\left[i \frac{\omega}{V_2} z\right] \quad (2.20)$$

Milieu 1:

Dans le milieu 1, le déplacement est dû à l'onde réfractée.

$$u_1 = T \exp[i\omega t] \exp\left[i \frac{\omega}{V_1} z\right] \quad (2.21)$$

On exprime:

➤ La continuité des déplacements à l'interface:

$$1 + r = T \quad (2.22)$$

➤ La continuité des contraintes de cisaillement:

$$\mu_2 \frac{\partial u_2}{\partial z} = \mu_2 \frac{i\omega}{V_2} (1 - r) \quad (2.23)$$

$$\mu_1 \frac{\partial u_1}{\partial z} = \mu_1 \frac{i\omega}{V_1} T \quad (2.24)$$

$$\mu_2 \frac{i\omega}{V_2} (1 - r) = \mu_1 \frac{i\omega}{V_1} T \quad (2.25)$$

$$\Rightarrow \frac{\mu_2}{V_2} (1 - r) = \frac{\mu_1}{V_1} T \quad (2.26)$$

$$\Rightarrow \rho_2 V_2 (1 - r) = \rho_1 V_1 T \quad (2.27)$$

Sachant que: $\mu = \rho V^2$

$$\left. \begin{array}{l} 1 + r = T \\ \rho_2 V_2 (1 - r) = \rho_1 V_1 T \end{array} \right\} \Rightarrow T = \frac{2}{1 + \frac{\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2}} \quad (2.28)$$

Et le coefficient de réflexion:

$$r = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad (2.29)$$

2.6 ATTENUATION INTRINSEQUE DES ONDES SISMIQUES:

L'atténuation des ondes représente un des plus importants phénomènes dans la propagation. Elle peut être générée par de multiples facteurs. De façon générale, deux types de définition de l'atténuation des ondes sont décrits par Aki et Richard [2]:

L'atténuation temporelle de l'amplitude de l'onde stationnaire pour un nombre d'onde donné, et l'atténuation spatiale à une fréquence donnée.

Dans le cas de l'atténuation temporelle, la viscosité du milieu matériel est considéré comme étant un facteur dominant. Pour le calcul des structures (fondations) étendues dans l'espace, la prise en compte de l'atténuation spatiale s'avère importante.

Récemment, l'effet de dispersion induit par les hétérogénéités du milieu a été noté comme étant un mécanisme important du phénomène d'atténuation des amplitudes des ondes sismiques.

Le processus d'atténuation est macroscopiquement représenté par la friction interne du milieu. Pour quantifier l'effet de cette friction interne du milieu, on définit un facteur adimensionnel dit facteur de qualité noté Q .

Pour exprimer la friction solide interne, on calcule la variation relative de l'énergie par cycle [2]:

$$Q^{-1} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (2.30)$$

Ou: ΔE : énergie dépensée par cycle.

E : énergie totale stockée par le solide.

Q : le facteur de qualité.

Dans la cas ou $Q \gg 1$, l'amplitude A est proportionnelle à $E^{1/2}$, d'où:

$$Q^{-1} = -\frac{\Delta A}{\pi A} \quad (2.31)$$

Dans le cas d'une atténuation temporelle, l'amplitude $A(t)$ sera donc donnée par:

$$A(t) = A_0 \exp(-\omega t / 2Q) \quad (2.32)$$

A_0 : amplitude initiale de l'onde.

Dans le cas d'une atténuation spatiale, l'amplitude $A(X)$ est donnée par:

$$A(X) = A_0 \exp(-\omega X / 2CQ) \quad (2.33)$$

C: vitesse de phase de l'onde.

Le taux d'amortissement ξ est souvent associé au facteur de qualité Q par la relation:

$$\xi = \frac{1}{2Q} \quad (2.34)$$

2.7 CONCLUSION:

Quelques notions de sismologie et d'élastodynamique ont été présentées dans ce chapitre. Ces notions ont été les outils de base qui nous ont permis de mener à bien notre étude.

L'essentiel de notre travail s'appuie sur l'effet induit par la propagation verticale des ondes SH.

CHAPITRE 3

NOTIONS DE VIBRATION ALEATOIRE

3.1 INTRODUCTION:

Les vibrations aléatoires constituent une discipline qui combine la théorie des processus aléatoires et la dynamique des structures. Le couplage de ces deux disciplines a été rendu nécessaire par l'existence de certaines classes de problèmes pour lesquels le problème de dynamique ne peut pas être formulé sous sa forme déterministe traditionnelle, par suite d'une connaissance imparfaite du système ou des forces qui lui sont appliquées. L'incertitude se répercute évidemment sur la réponse du système qui n'est plus connue qu'au travers de ses propriétés statistiques.

3.2 PROCESSUS ALEATOIRES:

3.2.1 Définition:

Si un phénomène physique est aléatoire alors chaque échantillon $X(t)$ de ce phénomène (enregistrement, histoire temporelle,...) est le résultat de circonstances uniques qui ne se répèteront pas à l'occasion d'autres mesures indépendantes du ce même phénomène [6].

3.2.2 Description probabiliste des processus aléatoires:

La caractérisation d'un processus aléatoire repose essentiellement sur deux paramètres: la fonction de densité de probabilité et les moments.

3.2.2.1 Fonction de densité de probabilité: (FDP)

Pour caractériser le processus aléatoire de façon complète dans le sens probabiliste, il est nécessaire d'établir la fonction de densité de probabilité multi variée

$P_X(x_1, x_2, \dots, x_n)$ Où: $x_i = X(t_i)$

Pour une grande classe de problèmes, il suffit d'établir les deux premières fonctions seulement:

$$P(x(t))$$

$$P(x(t_1), x(t_2))$$

3.2.2.2 Moments:

La moyenne et la moyenne de la valeur carrée, qui sont les moments les plus importantes du processus, ont les expressions suivantes:

$$m_x = E[X(t)] = \int_{-\infty}^{+\infty} X P(x) dx \quad (3.1)$$

$$E[X(t)^2] = \int_{-\infty}^{+\infty} X^2 P(x) dx \quad (3.2)$$

La fonction de corrélation:

$$R_{X_1 X_2}(t_1, t_2) = E[X(t_1).X(t_2)] \quad (3.3)$$

La fonction de covariance:

$$\Gamma_{X_1 X_2} = E[(X(t_1) - m_{x_1}).(X(t_2) - m_{x_2})] \quad (3.4)$$

A partir des fonctions définies ci-dessus on caractérise

La variance:

$$\sigma_x(t) = \sqrt{E[X(t) - m_x(t)]^2} \quad (3.5)$$

Le coefficient de corrélation:

$$\rho_{X_1 X_2} = \frac{\Gamma_{X_1 X_2}}{\sigma_{X_1} \sigma_{X_2}} \quad (3.6)$$

Les mêmes définitions précédentes pour le cas d'un processus aléatoire peuvent être étendues au cas de deux ou plusieurs processus aléatoires. On définit ainsi:

La fonction d'inter-correlation:

$$R_{XY}(t_1, t_2) = E[X(t_1).Y(t_2)] \quad (3.7)$$

La fonction d'inter-covariance:

$$\Gamma_{XY}(t_1, t_2) = E[(X(t_1) - m_X(t_1)).(Y(t_2) - m_Y(t_2))] \quad (3.8)$$

Les coefficients d'inter-correlation:

$$\rho_{XY}(t_1, t_2) = \frac{\Gamma_{XY}(t_1, t_2)}{\sigma_X(t_1) \cdot \sigma_Y(t_2)} \quad (3.9)$$

3.2.3 Processus stochastiques stationnaires:

Un processus stochastique $X(t)$ est dit strictement stationnaire si sa structure de probabilité est invariante vis-à-vis d'une translation dans le temps. Cela implique que la densité de probabilité du 1^{er} ordre est indépendante du temps et les densités d'ordres supérieurs ne sont fonctions que de la différence entre les instants considérés sans égard à l'origine du temps [28], [35], [56].

$$P(X(t)) \quad \forall t \quad \text{Indépendante du temps}$$

$$P(X(t), X(t + \tau)) \quad \forall(t, \tau) \quad \text{Indépendante de } t \text{ mais fonction de } \tau$$

La description ci-dessus est aussi compliquée que celle d'un processus stochastique ordinaire à un ordre supérieur, mais beaucoup plus simple au 1^{er} ou 2^{eme} ordres.

La stationnarité est une idéalisation. Pour être strictement stationnaire, un processus ne doit avoir ni début ni fin.

Fonction d'auto-correlation:

$$E[X(t) \cdot X(t + \tau)] = R_X(\tau) \quad \text{Indépendante de } t \quad (3.10)$$

Fonction d'auto-covariance:

$$E[(X(t) - m)(X(t + \tau) - m)] = \Gamma_X(\tau) \quad \text{Indépendante de } t \quad (3.11)$$

Propriété de $R_X(\tau)$ et $\Gamma_X(\tau)$:

$$R_X(0) = s \quad (3.12)$$

R_X Est une fonction paire: $R_X(-\tau) = R_X(\tau)$

$$\Gamma_X(0) = \sigma^2 \quad (3.13)$$

Γ_X Est une fonction paire: $\Gamma_X(-\tau) = \Gamma_X(\tau)$

$$\Gamma_X(\tau) = R_X(\tau) - m^2 \quad (3.14)$$

Les processus aléatoire utilisés en pratique ont toujours un début et une fin, et ne peuvent donc pas être vraiment stationnaire. Mais pour des considérations pratiques, il est très souvent convenable de supposer que le processus est stationnaires pour l'essentiel de la durée, ou qu'il peut être divisé en plusieurs périodes sur lesquelles il est approximativement stationnaire [49].

3.3 ANALYSE SPECTRALE DES PROCESSUS STOCHASTIQUES:

3.3.1 Introduction:

Il est d'une importance capitale pour un ingénieur de faire une analyse spectrale (décomposition fréquentielle), d'un processus aléatoire. La fonction d'une réalisation $x(t)$ peut être représentée par:

- Les séries de Fourier, si la fonction est périodique.

$$x(t) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} a_k \cos(2\pi kt / T) + b_k \sin(2\pi kt / T) \quad (3.15)$$

Où a_0, a_k et b_k sont les coefficients de Fourier.

- Transformée de Fourier, si la fonction n'est pas périodique.

Soit $x(t)$ une fonction réelle et définie pour $t \in]-\infty, +\infty[$. $X(t)$ est supposée

absolument intégrable, c'est-à-dire que $\int_{-\infty}^{+\infty} |x(t)| dt$ a une valeur finie. Il est alors

possible de définir $X(\omega)$ qui sera sa transformée de Fourier donnée par:

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.16)$$

De même, on définit la transformée inverse par:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(\omega) e^{i\omega t} dt \quad (3.17)$$

3.3.2 Fonction de densité spectrale de puissance: (D.S.P)

Il n'est pas possible de considérer la transformée de Fourier de $X(t)$ (échantillon d'un processus stochastique stationnaire) car la stationnarité fait que $X(t)$ n'est pas absolument intégrable, en effet:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |X(t)dt| \text{ n'est pas une valeur finie}$$

En conséquence, la transformation de Fourier est appliquée non pas au processus aléatoire $X(t)$ mais à la fonction d'autocorrelation $R_X(\tau)$, pour obtenir ainsi la fonction de densité spectrale de puissance (D.S.P)

$$S_X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} R_X(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (3.18)$$

$$R_X(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} S_X(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (3.19)$$

Ces relations sont les relations de "Wiener-Khintchine"[6].

Pour $\tau = 0$, l'équation (3.19) s'écrit donc:

$$R_X(0) = \int_{-\infty}^{+\infty} S_X(\omega) d\omega = E[X^2] \quad (3.20)$$

La fonction de densité spectrale de puissance est une mesure de la distribution dans le domaine des fréquences de la moyenne de la valeur carrée $E[X^2]$.

$S_X(\omega)$ donne une indication de la décomposition spectrale du signal :

$$S_X(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{E\left[\left|\overline{X}(\omega, t)\right|^2\right]}{4\pi T} \quad (3.21)$$

3.3.3 Fonction d'inter-correlation et inter-densité spectrale :

Soient $X(t)$ et $Y(t)$ deux processus stochastiques stationnaires réels:

$$E[X(t)Y(t+\tau)] = R_{XY}(\tau) \quad (3.22)$$

$$E[Y(t)X(t+\tau)] = R_{YX}(\tau) = R_{XY}(-\tau) \quad (3.23)$$

La fonction d'inter-densité spectrale est définie par:

$$S_{XY}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} R_{XY}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (3.24)$$

$$S_{YX}(\omega) = S_{XY}(-\omega) = S_{XY}^*(\omega) \quad (3.25)$$

3.3.4 Fonction d'auto-correlation et de densité spectrale de processus dérivés :

a) Fonction d'auto-correlation:

Les deux premières fonctions d'autocorrelation de processus dérivés sont caractérisées par [6]:

$$R_{\dot{X}}(\tau) = -\frac{d^2}{d\tau^2} R_X(\tau) \quad (3.26)$$

$$R_{\ddot{X}}(\tau) = \frac{d^4}{d\tau^4} R_X(\tau) \quad (3.27)$$

b) Fonction de densité spectrale de puissance:

$$S_{\dot{X}}(\omega) = \omega^2 S_X(\omega) \quad (3.28)$$

$$S_{\ddot{X}}(\omega) = \omega^4 S_X(\omega) \quad (3.29)$$

3.4 ANALYSE STOCHASTIQUE DES SYSTEMES LINEAIRES:

3.4.1 Réponse d'un système linéaire à un degré de liberté:

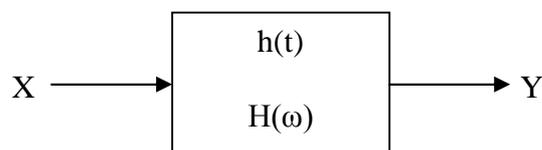


Fig.3.1: Système linéaire invariant dans le temps
avec entrée unique et sortie unique

3.4.1.1 Domaine temporel:

La réponse temporelle unitaire d'un système initialement au repos est la fonction impulsionnelle $h(t)$, causé par une impulsion de Dirac $\delta(t)$. A partir du principe de superposition, on définit la réponse $y(t)$ du système par un produit de convolution ou intégrale de Duhamel [35]:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(\tau).h(t-\tau)d\tau = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau).x(t-\tau)d\tau = h * x \quad (3.30)$$

D'après le principe de causalité on a $h(\tau)=0$ pour $\tau < 0$ soit:

$$y(t) = \int_{-\infty}^t x(\tau).h(t-\tau)d\tau = \int_0^{+\infty} h(\tau).x(t-\tau)d\tau \quad (3.31)$$

3.4.1.2 Domaine des fréquences:

De manière analogue, la réponse fréquentielle unitaire $H(\omega)$ $e^{i\omega t}$ de ce système s'exprime en terme de la fonction de transfert $H(\omega)$ causée par une excitation harmonique unitaire $e^{i\omega t}$. $H(\omega)$ est la transformée de Fourier à $(1/2\pi)$ près de la réponse impulsionnelle $h(t)$ soit:

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t)e^{-i\omega t} dt \quad (3.32)$$

la relation entrée-sortie du système, prend la forme d'une simple multiplication.

$$Y(\omega) = H(\omega).X(\omega) \quad (3.33)$$

3.4.1.3 Caractérisation d'une réponse aléatoire:

La réponse d'un système soumis à une excitation aléatoire stationnaire est stationnaire.

Les caractéristiques du processus de sortie sont déterminées par [35]:

➤ La Moyenne:

$$m_Y = H(0).m_X \quad (3.34)$$

- La fonction d'autocorrelation:

$$R_Y(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(\theta_1).h(\theta_2).R_X(\tau + \theta_1 - \theta_2)d\theta_1d\theta_2 \quad (3.35)$$

- La fonction de densité spectrale de puissance:

$$S_Y(\omega) = H(\omega).H^*(\omega).S_X(\omega) = |H(\omega)|^2 S_X(\omega) \quad (3.36)$$

3.4.2 Réponse d'un système linéaire à plusieurs degrés de liberté:

La réponse aléatoire des systèmes linéaires invariants dans le temps peut être évaluée que soit dans le domaine temporel ou fréquentiel.

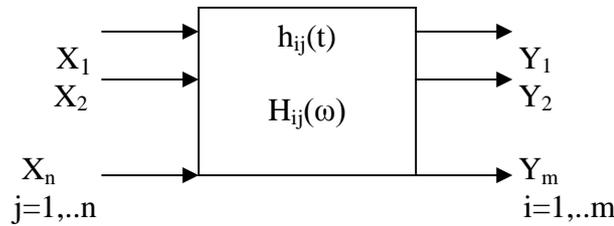


Fig.3.2: Système linéaire invariant dans le temps
avec entrées et sorties multiples

La réponse temporelle et fréquentielle d'un système linéaire à N degrés de liberté, soumis à M excitations aléatoires, est donnée par:

$$\begin{cases} z(t) = \Psi y(t) \\ Z(\omega) = \Psi Y(\omega) \end{cases} \quad (3.37)$$

Avec

$$\begin{cases} y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau).x(t - \tau)d\tau \\ Y(\omega) = H(\omega).X(\omega) \end{cases} \quad (3.38)$$

Et

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t).exp(-i\omega t)dt \quad (3.39)$$

$z(t)$ et $Z(\omega)$ sont, respectivement, les vecteurs réponses temporelle et fréquentielle du système.

$y(t)$ et $Y(\omega)$ sont, respectivement, les vecteurs réponses temporelle et fréquentielle du modales.

Ψ est une matrice ($N \cdot N$) dépendant des caractéristiques structurales.

$h(t)$ et $H(\omega)$ sont, respectivement, les matrices ($N \cdot M$) des réponses impulsionnelles et fréquentielle unitaires.

$x(t)$ et $X(\omega)$ sont, respectivement, les vecteurs excitation temporelle et fréquentielle.

Les relations entrées-sorties pour les moyennes, les fonctions d'inter-corrélation et les fonctions d'inter-densités spectrales prennent les formes suivantes:

- Le vecteur moyenne

$$m_z = \Psi.m_y = \Psi.H(0).m_x \quad (3.40)$$

- La matrice inter-corrélation

$$R_{zz} = [R_{z_i z_j}(\tau)] = \Psi.R_{yy}(\tau).\Psi^T \quad (3.41)$$

- La matrice inter-densité spectrale

$$S_{zz}(\omega) = \Psi.S_{yy}(\omega).\Psi^T \quad (3.42)$$

Avec

$$S_{yy}(\omega) = H^*(\omega).S_{xx}(\omega).H^T(\omega) \quad (3.43)$$

La matrice inter-densité spectrale des entrées $S_{xx}(\omega)$ est Hermitienne.

3.5 Conclusion:

Des notions sur les vibrations aléatoires sont présentées dans ce chapitre. L'analyse de structure soumise à des excitations aléatoires peut être menée à bien en utilisant ces notions.

CHAPITRE 4

LE SPECTRE DE REPONSE ET L'EFFET D'AMPLIFICATION DE SITE

4.1 INTRODUCTION:

La caractérisation des effets de site est essentielle dans la conduite des études de risque sismique puisqu'il apparaît que la plupart des villes importantes, situées dans des zones à sismicité élevée, sont construites en partie ou totalement sur des remplissages sédimentaires.

Des effets de site importants ont pu ainsi être observés lors des derniers grands séismes au Mexique (1985), en Californie (1994), en Japon (1995), en Turquie (1999) et au Salvador (2000).

Dans le présent chapitre, l'objectif est d'étudier la sensibilité de la réponse structurale aux variations spatiales en états locaux de sol en utilisant un modèle simplifié, qui tient compte des paramètres essentiels représentant le mouvement du sol et de la structure. A cette fin, un modèle d'amplification de sol proposé par Safak[42] basé sur la formulation de temps discrets de la propagation verticale des ondes de cisaillement, associé à un coefficient sismique spatial basé sur le spectre de réponse (Zembaty[61]), ainsi que la fonction de cohérence spatiale de Der Kiureghian [15], sont intégrés en utilisant une formulation en vibrations aléatoires.

4.2 MODELE DE FONCTION DE COHÉRENCE:

4.2.1 Introduction:

En fait, le signal sismique est soumis aux effets de réfractions, réflexions et diffractions du fait de la présence de couches de sols de caractéristiques différentes. De plus, l'effet de source influe sur les caractéristiques du signal sismique du fait que par exemple les sources sismiques étendues ou ponctuelles ne génèrent pas des mouvements identiques. Par conséquent, les signaux sismiques sont en amplitude et fréquence complètement différents et ce même sur des distances très petites. Il a été reconnu que quatre effets distincts sont à l'origine de la variabilité spatiale du signal sismique, il s'agit [15]:

- De la perte de cohérence des ondes sismiques due à la diffraction des ondes, définie comme étant *l'effet de l'incohérence*.
- Du décalage temporel dans l'arrivée du même signal sismique, dénommé *l'effet du passage d'ondes*
- Du changement des caractéristiques du profil de sol et l'effet qu'il a sur les caractéristiques du signal, dénommé *l'effet de site*.
- De la diminution graduelle de l'amplitude du signal avec la distance, définie par *l'effet de l'atténuation*.

Les multiples aspects liés à la variabilité du signal sismique ne sont pas, à ce jour, entièrement connus [66]. Cependant les travaux accomplis durant les deux dernières décennies ont permis de décrire les caractéristiques du signal sismique soumis à ce phénomène. En fait, le consensus existe uniquement autour de l'outil à utiliser pour modéliser ce phénomène. Il s'agit de la fonction de cohérence γ_{AB} définie par le rapport entre la fonction d'inter-densité spectrale du mouvement sismique $S_{AB}(\omega)$, entre deux points A et B et la racine carrée du produit des fonctions de densité spectrale (DSP) du mouvement sismique au niveau des points A et B c'est-à-dire $S_A(\omega)$ et $S_B(\omega)$.

$$\gamma_{AB} = \frac{S_{AB}(\omega)}{\sqrt{S_A(\omega)S_B(\omega)}} \quad (4.1)$$

La fonction de cohérence permet de mesurer le caractère dispersif du signal entre deux points séparés d'une distance. Ainsi, si les signaux sismiques enregistrés aux stations A et B sont identiques alors la fonction de cohérence est égale à 1. Par contre, un champ sismique incohérent induit une valeur de cette fonction proche de zéro.

L'installation du dense réseau d'accélérographes SMART-1 a permis aux chercheurs d'étudier et d'analyser le phénomène de la cohérence spatiale des ondes.

Plusieurs modèles empiriques et théoriques ont été développés par des chercheurs reconnus tels que : Der Kiureghian [15], Harichandran et Vanmarcke [18], Loh et Yeh [25], Luco et Wong [27], Somerville et al [50].

4.2.2 Modèle de Der Kiureghian:

Der Kiureghian [15] a proposé un modèle composé du produit de trois termes dont chacun est relatif à un phénomène donné, à savoir : l'effet d'incohérence, l'effet de passage d'onde et l'effet de la variation des conditions locales de site.

$$\gamma_{AB}(\omega) = \gamma_{AB}^{(i)}(\omega) \gamma_{AB}^{(w)}(\omega) \gamma_{AB}^{(S)}(\omega) \quad (4.2)$$

$$\gamma_{AB}(\omega) = \gamma_{AB}^{(i)}(\omega) \exp[i(\theta_{AB}^{(w)}(\omega) + \theta_{AB}^{(S)}(\omega))] \quad (4.3)$$

Où: $\gamma_{AB}^{(i)}$ est une mesure de l'incohérence entre les stations A et B.

$\gamma_{AB}^{(w)}$ est une mesure de l'effet de passage d'onde engendré par la différence dans les temps d'arrivée des ondes aux différentes locations.

$\gamma_{AB}^{(S)}$ représente l'effet de site.

Dans l'analyse qui suit, on supposera que tous les effets spatiaux résultent seulement des différences dans des effets de site

Les effets de sites sont modélisés par les fonctions de transfert de sol $H_A(\omega)$ et $H_B(\omega)$ aux deux stations. Ceci entraîne la relation suivante entre l'inter densité spectrale au niveau de la roche $S_{AB}^{(b)}(\omega)$ et l'inter densité spectrale extérieure $S_{AB}^{(r)}(\omega)$ (Fig4.1):

$$S_{AB}^{(r)} = H_A(\omega)H_B^*(\omega)S_{AB}^{(b)}(\omega) \quad (4.4)$$

Quand les deux sites A et B coïncident, au lieu de l'équation précédente on peut écrire deux équations pour les deux sites A et B, à savoir:

$$S_{AA}^{(r)} = |H_A|^2 S_{AA}^{(b)}(\omega) \quad S_{BB}^{(r)} = |H_B|^2 S_{BB}^{(b)}(\omega) \quad (4.5)$$

Quand seuls les effets de site sont considérés, la fonction de cohérence γ_{AB} se réduit à

$$\gamma_{AB} = \gamma_{AB}^{(S)}(\omega) = \exp(i\theta_{AB}^{(S)}(\omega)) \quad (4.6)$$

Avec la différence de phase $\theta_{AB}^{(S)}$ donné par [15]:

$$\theta_{AB}^{(S)}(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}[H_A(\omega)H_B^*(\omega)]}{\text{Re}[H_A(\omega)H_B^*(\omega)]} \quad (4.7)$$

4.3 MODÈLE D'AMPLIFICATION DE SOL:

4.3.1 Introduction:

Les amplitudes des ondes sismiques augmentent de manière significative pendant qu'elles traversent des couches molles de sol près de la surface de la terre. Ce phénomène est généralement connu sous le nom d'amplification de site.

L'amplification locale du sol peut entraîner l'augmentation de l'excitation sismique sur un site à hauteur de plusieurs fois l'excitation sur la roche ou sur la terre ferme. Le tremblement de terre de Mexico en 1985, avec son amplification de 5 fois, a démontré l'importance du phénomène [24].

Un grand nombre d'investigations théoriques et expérimentales, et de modèles analytiques et empiriques d'amplification de site sont disponibles dans la littérature [41]. Les modèles analytiques sont développés en étudiant la propagation d'ondes sismiques dans divers types de sol (par exemple, linéaire, non linéaire [55], homogène, bi et tridimensionnel, et aléatoire [68]). Les modèles empiriques sont développés en étudiant des rapports spectraux des mouvements enregistrés sur un site aux mouvements sur la roche, et en corrélant les rapports avec les caractéristiques physiques du sol. Plus récemment, les méthodes des éléments finis, différences finies, et les éléments de frontière ont été suggérées pour étudier l'amplification de site.

4.3.2 Modèle de KANAI-TAJIMI:

Pour modéliser les effets locaux des sites on peut commencer par la densité spectrale de **Kanai Tajimi** $S(\omega)$:

$$S(\omega) = \frac{\omega_g^4 + (2\xi_g \omega_g \omega)^2}{(\omega_g^2 - \omega^2)^2 + (2\xi_g \omega_g \omega)^2} S_0 \quad (4.8)$$

La fréquence ω_g et la constante d'amortissement ξ_g sont les propriétés du sol local et S_0 est un facteur d'intensité.

En termes de la théorie de vibrations aléatoires, le spectre de **Kanai-Tajimi** représente un effet de filtrage du dépôt de sol aux excitations de bruit blanc de la roche

Les valeurs du $\omega_g = 4\pi \text{ rad/s}$ et de $\xi_g = 0.6$ ont été traditionnellement assignées aux conditions de sol ferme.

En changeant ω_g et ξ_g on peut obtenir des valeurs représentant des effets désirés de filtrage du sol.

Les gammes typiques pour ces paramètres sont:

Pour ω_g : 2π à 6π rad/s

Pour ξ_g : 0,2 à 0,6

Le spectre de **Kanai-Tajimi** prend une valeur différente de zéro peu réaliste pour $\omega=0$.

Cet effet peu désiré a été corrigé en présentant un filtre passe-haut, comme proposé par Clough et Penzien [14], menant à la fonction de densité spectrale suivante :

$$S(\omega) = \frac{(\omega_g^4 + (2\xi_g \omega_g \omega)^2) \omega^4}{((\omega_g^2 - \omega^2)^2 + (2\xi_g \omega_g \omega)^2)((\omega_b^2 - \omega^2)^2 + (2\xi_b \omega_b \omega)^2)} S_0 \quad (4.9)$$

Dans laquelle $\omega_b = 1.636$ et $\xi_b = 0.619$ sont des constantes proposés par Clough et Penzien.

Le spectre de **Kanai-Tajimi**, quoique populaire parmi les ingénieurs, a été critiqué par des sismologues par manque de perspicacité physique pour les effets d'amplification de sol.

4.3.3 Modèle de SAFAK:

Récemment, **Safak** a proposé un modèle d'amplification de sol basé sur l'analyse de temps discrets des réflexions de propagation verticale des ondes de cisaillement.

A la différence du spectre de **Kanai-Tajimi**, ce modèle reflète correctement la physique de l'amplification de sol résultant de l'interférence et des réflexions des ondes.

La formulation de temps discret de la propagation des ondes est parmi les modèles analytiques simples pour l'amplification de site. En comparaison avec les précédents, ce modèle a des avantages importants [42]:

- Il emploie les paramètres physiques de site, y compris l'atténuation (le facteur Q)
- Pour une seule couche de sol soumise à la propagation verticale des ondes, le modèle est exact et il emploie seulement trois paramètres (τ, r, Q);

- Les amplitudes aussi bien que les caractéristiques de phase de site sont expliquées dans le modèle;
- Le modèle peut incorporer des réflexions multiples des ondes dans la couche;

Le modèle de temps discrets est commode pour l'utilisation des techniques de vibration aléatoires, pour étudier la sensibilité des spectres de réponse aux paramètres physiques de site.

On commence par la formulation de la propagation des ondes dans une seule couche au-dessus du substratum. Pour maintenir les équations relativement simples, nous considérons la propagation verticale des ondes SH seulement. La méthode peut facilement être étendue aux ondes SH suivant n'importe quel angle d'incidence en modifiant les densités et les coefficients de réflexion des ondes [21].

La méthode peut également être étendue aux ondes Pet SV en employant les coefficients de réflexion appropriés. Cependant, les équations seraient plus compliquées.

Nous présentons les équations en deux étapes: d'abord en ne supposant aucune atténuation dans le sol, puis en tenant compte de l'atténuation due au frottement interne (Le facteur Q).

4.3.3.1 Propagation d'ondes sans atténuation:

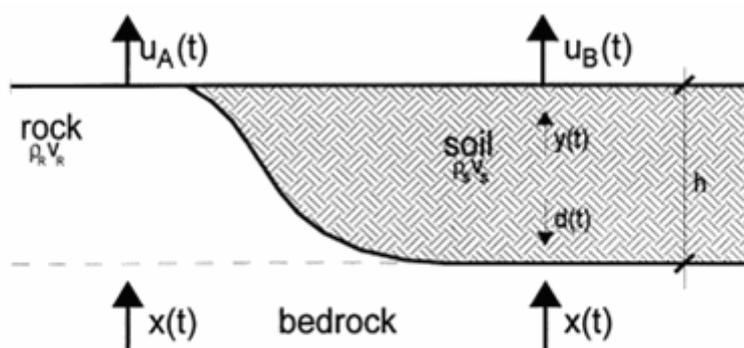


Fig. 4.1: Transformation du mouvement du substratum à la surface pour une couche de sol (côté droit) et un affleurement rocheux (côté gauche)

On considère une couche de sol surmontant un substratum du côté droit et un affleurement rocheux du côté gauche Fig.1.

Du côté droit, verticalement vers le haut des ondes incidentes SH de la roche sont filtrées par la couche de sol, transformant le mouvement de roche $x(t)$ en vibrations extérieures $u_B(t)$.

Du côté gauche, le même mouvement de roche atteint la surface de la roche en tant que $u_A(t)$, qui n'est modifié que par la surface libre de transmission

On Considère d'abord la transmission des ondes par la couche de sol (côté droit de la fig.4.1). Par l'application des règles de la transmission et de la réflexion de la propagation verticale des ondes, on peut écrire l'ensemble suivant d'équations liant le mouvement de la roche et les vibrations extérieures [42]:

La composante $d(t)$ représente le mouvement aller vers le bas.

La composante $y(t)$ représente le mouvement aller vers le haut.

$$\begin{aligned} y(t) &= -rd(t - \tau_s) + (1+r)x(t - \tau_s) \\ d(t) &= y(t - \tau_s) \\ u_B(t) &= 2y(t) \end{aligned} \quad (4.10)$$

$\tau_s = h/V_s$ est le temps de propagation dans le sol, r est le coefficient de réflexion des ondes, et $(1+r)$ est le coefficient de transmissions donnés par Aki et Richards [2]:

$$r = \frac{\rho_R V_R - \rho_S V_S}{\rho_R V_R + \rho_S V_S} \quad (4.11)$$

Et ρ_R, V_R et ρ_S, V_S sont les densités et vitesses des ondes de cisaillement pour la roche et le sol, respectivement.

$u_B(t)$ peut se réécrire après la substitution de $d(t)$ dans $y(t)$ et puis $y(t)$ dans $u_B(t)$ comme suit [42]:

$$u_B(t) = -ru_B(t - 2\tau_s) + 2(1+r)x(t - \tau_s) \quad (4.12)$$

Introduire la fonction excitation complexe unitaire $\exp(i\omega t)$ dans l'équation (4.12) mène à:

$$u_B(t) = -ru_B(t - 2\tau_s) + 2(1+r)\exp(i\omega(t - \tau_s)) \quad (4.13)$$

Dont la solution est de la forme:

$$u_B(t) = H_S(\omega)\exp(i\omega t) \quad (4.14)$$

Si on reporte l'Eq. (4.14) dans l'Eq. (4.13), on trouve que la fonction de transfert du sol sans atténuation prend la forme:

$$H_S(\omega) = \frac{2(1+r)\exp(-i\omega\tau_s)}{1+r\exp(-2i\omega\tau_s)} \quad (4.15)$$

$x(t)$ vers le haut, les ondes passant par l'affleurement rocheux sortent sur la surface, provoquant le mouvement $u_A(t)$.

Ce chemin de propagation est affecté par l'amplification extérieure libre de facteur 2 seulement, et par la phase retard en raison de la propagation dans la roche.

Ainsi, la fonction de transfert du mouvement au point A peut être donnée comme:

$$H_R(\omega) = 2\exp(-i\omega\tau_R) \quad (4.16)$$

Là où $\tau_R = h/V_R$ est le temps de propagation dans la roche.

4.3.3.2 Propagation d'ondes avec atténuation:

Safak [42] a proposé une méthode approximative pour intégrer l'atténuation des ondes dans la fonction de transfert du sol au moyen du facteur de qualité Q .

Ceci est fait en recalculant le temps de propagation de sol τ_s et le coefficient de réflexion r .

En utilisant la vitesse complexe dans le sol $V_s + i\omega$ avec $1/Q = 2\omega/v_s$ [42]:

$$\omega = \frac{V_s}{2Q} \quad (4.17)$$

Un nouveau coefficient de réflexion complexe est défini:

$$r' = \frac{\rho_R V_R - \rho_S (V_S + i\omega)}{\rho_R V_R + \rho_S (V_S + i\omega)} \quad (4.18)$$

$$\tau_s' = \frac{h}{V_S + i\omega} \quad (4.19)$$

On peut approcher les eqs. (4.16) et (4.17) comme suit:

$$r' = \frac{4Qr - i(1-r)}{4Qr + i(1-r)} \cong r - \frac{i}{4Q} \quad (4.20)$$

$$\tau_s' = \frac{2Q}{2Q+i} \tau_s \cong \left(1 - \frac{i}{2Q}\right) \tau_s \quad (4.21)$$

Les approximations (4.18) et (4.19) prise pour $|r| \leq 1$ et $Q \gg 1$ et ont été numériquement vérifiées par Safak [42].

La substitution de τ_s' et r' au lieu de τ_s et r dans l'eq. (4.15) donne, après quelques manipulations algébriques, la fonction de transfert suivante pour la couche de sol comprenant des effets d'atténuation:

$$H_s(\omega) = \frac{2 \left(1 + r - \frac{i}{4Q}\right) \exp[-i\omega\tau_s(1 - i/2Q)]}{1 + \left(r - \frac{i}{4Q}\right) \exp[-2i\omega\tau_s(1 - i/2Q)]} \quad (4.22)$$

Ce qui est exprimé encore en termes de r et τ_s à valeurs réelles.

La fonction de transfert pour la roche demeure sans changement [Eq (4.14)], car elle décrit seulement la transmission extérieure libre et la phase retard.

Le facteur " 2 " dans les équations (4.13), (4.14) et (4.20) relie les fonctions de transfert au mouvement de la roche. Il est plus commode de relier les fonctions de transfert directement au mouvement extérieur. Ainsi, en conclusion, les fonctions de transfert prennent la forme suivante:

$$H_R(\omega) = \exp(-i\omega\tau_R) \quad (4.23)$$

$$H_S(\omega) = \frac{\left(1 + r - \frac{i}{4Q}\right) \exp[-i\omega\tau_S(1 - i/2Q)]}{1 + \left(r - \frac{i}{4Q}\right) \exp[-2i\omega\tau_S(1 - i/2Q)]} \quad (4.24)$$

Le module de la fonction de transfert (4.22), $|H_S(\omega)|$, est tracé dans la Fig.4.2 pour $r=0.5$, $\tau_S = 0.2s$ et $Q = 30$.

La première période normale résonnante d'une couche de sol est égale approximativement à :

$$T_1 = \frac{4h}{V_S} \quad (4.25)$$

Dans laquelle h est la profondeur de la couche de sol et V_S est sa vitesse de propagation d'onde de cisaillement.

Quand cette valeur coïncide avec la période fondamentale de la structure une situation potentiellement dangereuse surgit.

Les crêtes de résonance se produisent aux fréquences [64]:

$$\omega_k = \pi \frac{kV_S}{2h}, \quad k = 1, 3, 5, \dots \quad (4.26)$$

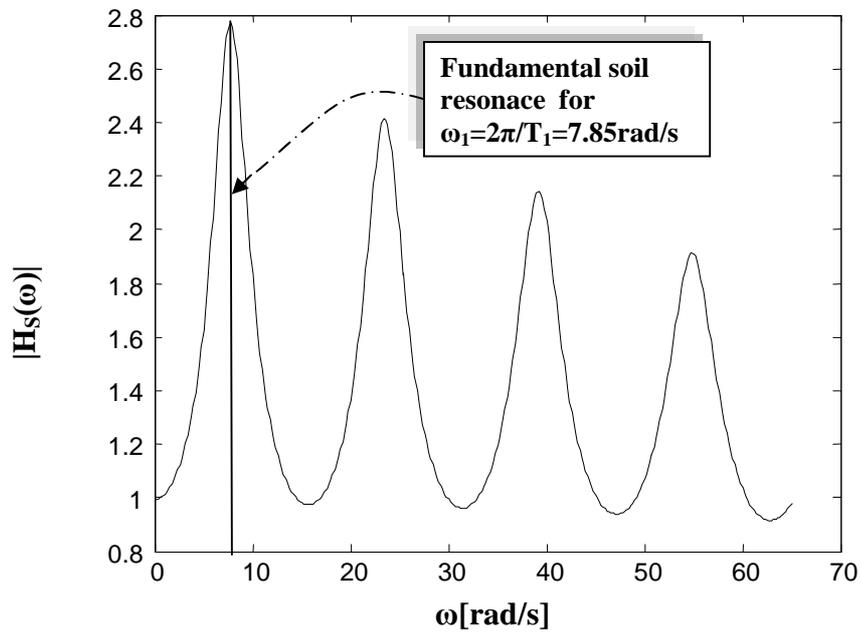


Fig. 4.2: Module de la fonction de transfert

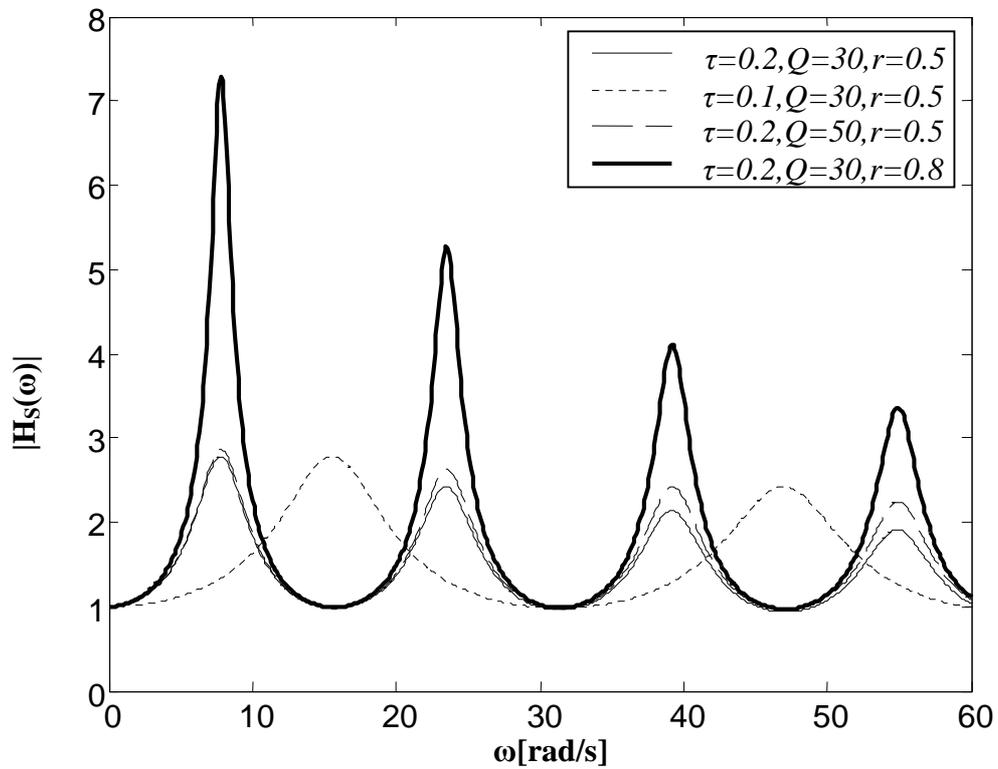


Fig. 4.3: Variation de la fonction de transfert avec τ , Q et r

La figure 4.3 montre la variation de la fonction de transfert avec τ , Q et r (coefficient de réflexion). Le paramètre τ détermine l'endroit des pics, tandis que les paramètres r et Q affectent les amplitudes des pics et leur affaiblissement avec l'augmentation de la fréquence.

Dans l'analyse de vibration aléatoire qui suit, le modèle de Safak est appliqué pour décrire les effets spatiaux simultanés entre deux sites: roche et sol.

4.4 COEFFICIENT SISMIQUE SPATIAL BASE SUR LE SPECTRE DE REPOSE :

4.4.1 Le système considéré:

On considère la réponse sismique d'un système dynamique à un degré de liberté (1ddl) sous l'effet de deux excitations différentes aux appuis A et B.

Le système présenté dans la Figure 4.4 a été déjà considéré lors d'analyses des effets sismiques spatiaux (Zembaty et Krenk [60], Zembaty [61], Zembaty et Rutenberg [63]).

L'équation du mouvement pour l'oscillateur simple de la figure 4.4:

$$\ddot{q} + 2\xi\omega_0\dot{q} + \omega_0^2q = -\frac{1}{2}[\ddot{u}_A(t) + \ddot{u}_B(t)] \quad (4.27)$$

Avec:

$\omega_0 = \sqrt{k/m}$ est la pulsation propre de l'oscillateur.

Et $\xi = c/2m\omega_0$ est le coefficient d'amortissement.

Le déplacement totale égal est à la somme des déplacements pseudo-statique q^p et dynamique q c à d:

$$q^t = q^p + q \quad (4.28)$$

Dans notre travail on considère:

$$q^p = (u_A + u_B)/2 \quad (4.29)$$

Les forces de cisaillement dans les colonnes:

$$f_A(t) = \frac{k}{2}(q^t - u_A) = \frac{k}{2}\left(\frac{u_B(t)}{2} - \frac{u_A(t)}{2} + q(t)\right) \quad (4.30a)$$

$$f_B(t) = \frac{k}{2}(q^t - u_B) = \frac{k}{2}\left(\frac{u_A(t)}{2} - \frac{u_B(t)}{2} + q(t)\right) \quad (4.30b)$$

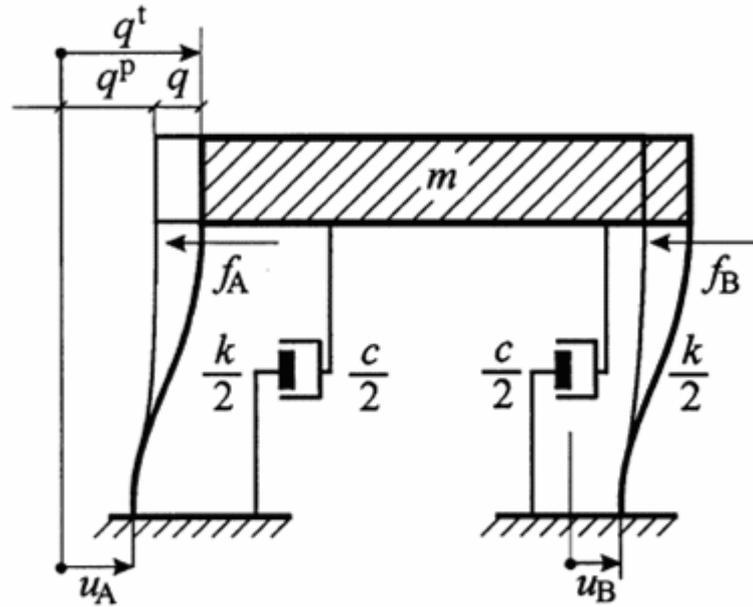


Fig. 4.4: Système dynamique 1ddl

En comparant (4.27) et (4.30), les conclusions suivantes peuvent être tirées:

- La réponse en déplacement d'un système SDOF soumis à des excitations différentes aux supports est juste une réponse à la moyenne simple des excitations.
- Cependant, la réponse en force est une combinaison des réponses dynamique et pseudo statique, et elle est donc plus influencée par le mouvement différentiel entre supports.

4.4.2 La densité spectrale du déplacement dynamique et des forces:

On commence par la DSP du déplacement dynamique. Il s'agit d'un problème à input double et output simple (voir chapitre 3) donc :

$$S_q(\omega) = [H^*(\omega)] [S_u] [H(\omega)]^T \quad (4.31)$$

(1×2) (2×2) (2×1)

$H(\omega) = -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1}$ est la fonction de transfert de l'oscillateur.

$$[H(\omega)] = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \\ -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} H \\ H \end{bmatrix}$$

La matrice spectrale pour le vecteur $[\ddot{u}_A(t) \ \ddot{u}_B(t)]^T$ nécessaire au calcul de la densité spectrale des déplacements [Eq (4.1)]:

$$\begin{bmatrix} S_A & \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & S_B \end{bmatrix} \quad (4.32)$$

La densité spectrale pour le déplacement dynamiques $q(t)$ est donnée par:

$$S_q(\omega, \omega_0) = \frac{1}{2} |H|^2 \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} + |H_A| |H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) S \quad (4.33)$$

Où H_A et H_B : sont les fonctions de transfert pour la roche et la couche de sol respectivement [Eqs (4.23), (4.24)]

S : est la densité spectrale au niveau du substratum.

Et pour les forces:

$$S_f(\omega) = [H^*(\omega)] [S_{u'}] [H(\omega)]^T \quad (4.34)$$

(1×4) (4×4) (4×1)

$$[H(\omega)] = \frac{k}{4} \begin{bmatrix} -1 \\ 1 \\ -H \\ -H \end{bmatrix} \text{ est la matrice de transfert de l'oscillateur.}$$

La matrice spectrale pour le vecteur $[u_A(t) \ u_B(t) \ \ddot{u}_A(t) \ \ddot{u}_B(t)]^T$ nécessaire au calcul de la densité spectrale des forces:

$$\begin{bmatrix} \frac{1}{\omega^4} S_A & \frac{1}{\omega^4} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_A & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ \frac{1}{\omega^4} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & \frac{1}{\omega^4} S_B & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_B \\ -\frac{1}{\omega^2} S_A & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} & S_A & \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_B & \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & S_B \end{bmatrix} \quad (4.35)$$

Les densités spectrales pour les forces f_A et f_B :

$$S_{f_B^A}(\omega, \omega_0) = \frac{k^2}{8} \left\{ \frac{1}{\omega^4} \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} - |H_A||H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) \mp \frac{2}{\omega^2} \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} \operatorname{Re} H \right. \right. \\ \left. \left. + |H_A||H_B| \operatorname{Im} H \operatorname{Im} \gamma_{AB} \right) + |H|^2 \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} + |H_A||H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) \right\} S \quad (4.36)$$

Les trois termes de l'eq (5.36) représentent une composante dynamique (le troisième terme) et pseudo-statique (le premier terme), un terme représentant une combinaison des deux effets (deuxième terme). On note que les densités spectrales des forces f_A et f_B diffèrent au niveau du deuxième terme à travers le multiplicateur $2/\omega^2$.

4.4.3 Le coefficient sismique spatial basé sur le spectre de réponse:

L'intégration par rapport à la fréquence des densités spectrales données par les équations (4.33) et (4.36) mène à la variance (the mean square response spectrum)[61] :

$$\sigma^2(\omega_0) = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega, \omega_0) d\omega \quad (4.37)$$

La normalisation de l'écart type (RMS) (root mean square) obtenu à partir de l'eq. (4.37) par l'écart type calculée pour la roche (sol ferme) donne la réponse sous la forme du coefficient sismique spatial suivant basé sur le spectre de réponse [61],[64]:

$$\frac{\sigma}{\sigma_R} = \frac{\sqrt{\int_{-\infty}^{\infty} S(\omega, \omega_0) d\omega}}{\sqrt{\int_{-\infty}^{\infty} S_R(\omega, \omega_0) d\omega}} \quad (5.38)$$

Là où $S(\omega, \omega_0)$ dans le numérateur représente des densités spectrales des déplacements dynamiques [Eq. (4.33)] ou des forces [Eq. (4.36)], et la densité spectrale $S_R(\omega, \omega_0)$ dans le dénominateur fait référence à la réponse de la structure, en supposant que la structure est appuyée dans la roche en A et B (fig.4.4).

4.5 CONCLUSION:

Dans le cadre de ce chapitre, une analyse simplifiée des effets d'amplification de site sur la réponse sismique des structures multi-support est présentée. Les effets de sites sont modélisés en considérant des réflexions et des transmissions de la propagation verticale des ondes de cisaillement de la roche vers la surface par une couche de sol.

Une approche vibration aléatoire basée sur le spectre de réponse d'un oscillateur simple sur deux appuis, dont un est fondé sur la roche et l'autre sur la couche de sol, est formulée afin d'étudier l'influence des excitations non-uniformes sur des structures multisupport. Les spectres de réponse résultants sont formulés en déplacement et forces .

CHAPITRE 5

INVESTIGATION PARAMETRIQUE DES EFFETS DE SITE SUR LA REPOSE DES STRUCTURES

5.1 INTRODUCTION:

Dans le génie parasismique, la valeur maximale de la réponse des structures est l'une des caractéristiques les plus importantes pour l'analyse de la fiabilité des structures. Dans ce contexte, il est intéressant d'étudier l'influence de la variation des paramètres de sol sur la réponse maximale d'une structure modélisée en un oscillateur à un ddl.

5.2 LES PARAMETRES CONSIDERES DANS L'ETUDE PARAMETRIQUE:

On considère que le substratum rocheux est excité par un bruit blanc filtré par le modèle de **Kanai- Tajimi** modifié par Clough et Penzien [14] [eq. (4.9)].

Les mouvements au niveau de l'affleurement rocheux et à la surface du sol sont déduits directement des mouvements au niveau du substratum rocheux et des fonctions de transfert caractérisant le filtrage de la roche et du sol. Ces mouvements sont représentés par leur fonction d'inter et d'auto densité spectrale de puissance [eqs. (4.4) et (4.5)], avec les fonctions de transfert [eqs. (4.23) et (4.24)]

Les paramètres principaux à étudier sont les vitesses de l'onde de cisaillement dans le sol, V_S , et dans la roche, V_R , et les densités de masse du sol et de la roche ρ_S et ρ_R qui sont reliés par les expressions suivantes:

$$V_S = \sqrt{\frac{G_S}{\rho_S}} \quad , \quad V_R = \sqrt{\frac{G_R}{\rho_R}} \quad (5.1)$$

G_S et G_R sont des modules de cisaillement pour le sol et la roche, respectivement.

Les quatre paramètres principaux relatifs aux effets d'amplification du sol et de la roche peuvent être représentés par un coefficient simple défini comme le rapport d'impédance roche/sol:

$$I_{R/S} = \frac{\rho_R V_R}{\rho_S V_S} \quad (5.2)$$

Pour des raisons de commodité, on suppose que ces paramètres sont constants avec $\rho_R = 3g/cm^3$ et $V_R = 1500m/s$ pour la roche et $\rho_S = 1.5 - 2g/cm^3$ et $V_S = 100 - 750m/s$ pour la couche de sol.

Le rapport d'impédance roche/sol peut atteindre la valeur de 3 pour le sol dense à 30 pour les sols très mous.

Les valeurs respectives du coefficient de réflexion r (Eq. (4.11)) varient de 0.5 ($I_{R/S} = 3$) à 0.935 ($I_{R/S} = 30$).

Un autre paramètre du sol très important à considérer est le facteur de qualité Q , dont le choix est très délicat. Il est lié directement au taux d'amortissement visqueux critique du sol, ξ_{soil} , par $\xi_{soil} = 1/(2Q)$.

Dans le présent travail, on suppose que le facteur de qualité Q est égal à 30, mais les résultats sont également examinés pour la gamme $10 < Q < 100$, qui correspond respectivement à $0.05 > \xi_{soil} > 0.005$.

Le dernier paramètre de sol à étudier est l'épaisseur, h , de la couche de sol. En l'absence de la couche de sol dans le site B, le rapport d'impédance $I_{R/S}$ est égal à 1 ($r \rightarrow 0$), les propriétés du site B sont les mêmes que ceux du site A, et les deux appuis dans le système fig.4.4 sont soumis à une excitation uniforme.

5.3 EFFET DES PARAMETRES DU SOL SUR LA DENSITE SPECTRALE DU DEPLACEMENT RELATIF ET DES FORCES:

5.3.1 Exemple d'application:

On considère d'abord l'ensemble suivant des données pour le site B représentant la couche de sol: $\rho_s = 2 \text{ g/cm}^3$, $V_s = 750 \text{ m/s}$, $Q_s = 30$, $\xi_{soil} = 0.017$, $h = 150 \text{ m}$.

Pour ces paramètres, le coefficient de réflexion a pour valeur $r = 0.5$, le temps de la propagation de l'onde de cisaillement dans le sol et dans la roche sont respectivement $\tau_s = 0,2 \text{ s}$ et $\tau_R = 0,1 \text{ s}$, et les trois premières fréquences de résonance du sol sont 7.85, 23,6 et 39,3 rad/s.

La figure 5.1 montre l'allure des densités spectrales des déplacements dynamiques et des forces f_A et f_B pour les valeurs des paramètres de sol considérés et pour les paramètres d'oscillateur $\omega_0 = 2\pi \text{ rad/s}$ et $\zeta = 0,05$.

La densité spectrale de déplacement est celle d'une réponse typique d'oscillateur soumis à une excitation large bande, avec la majeure partie du spectre concentré autour de la fréquence de résonance $\omega_0 = 2\pi$.

La différence entre les densités spectrales des forces f_A et f_B est très faible pour les valeurs des paramètres de sol et d'oscillateur considérées.

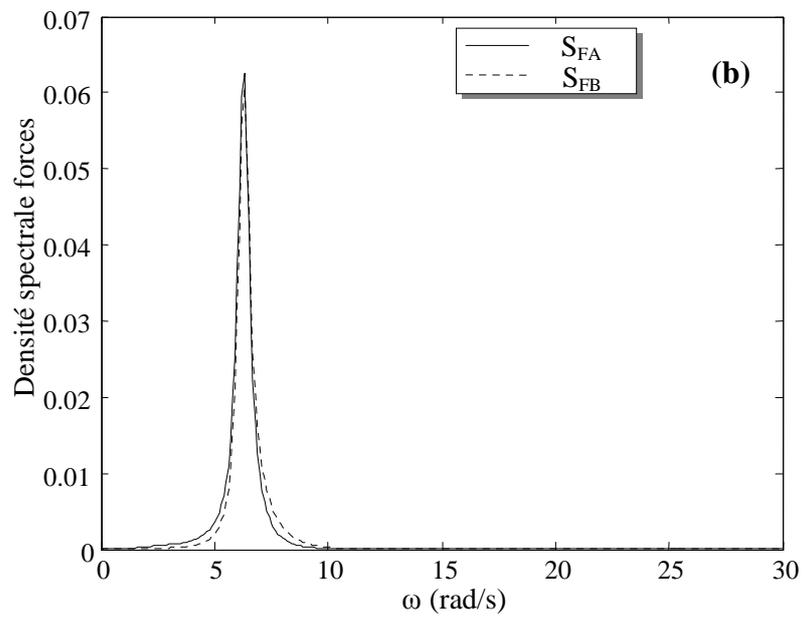
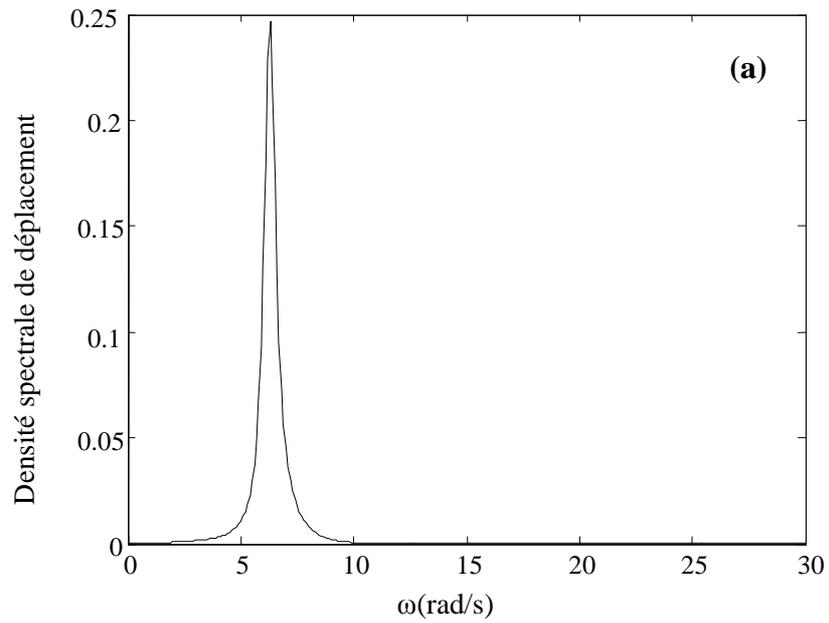


Fig.5.1: la densité spectrale :(a) déplacement, (b) forces
 $\omega_0=2\pi$ rad/s, $\xi=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $V_R=1500\text{m/s}$,
 $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $V_S=750\text{m/s}$, $h=150\text{m}$, $Q=30$, $r=0.5$.

5.3.2 Influence de l'épaisseur 'h' de la couche de sol:

Dans cette étude paramétrique, on considère trois (03) valeurs d'épaisseur de la couche du sol : $h=50\text{m}$, 150 m et 500 m (fig.5.2).

Les densités spectrales du déplacement relatif pour $h = 50\text{m}$ et 500m sont presque identiques, tandis que celle calculée pour une valeur intermédiaire $h = 150\text{ m}$ est largement supérieure et plus particulièrement pour la valeur de la fréquence coïncidant avec la fréquence de résonance de la structure ($\omega_0=2\pi\text{ rad/s}$).

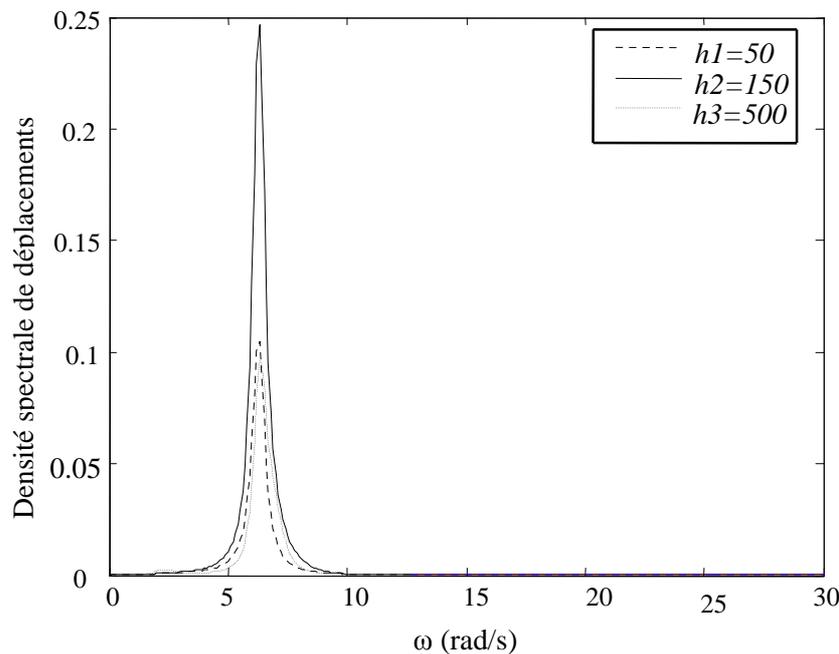


Fig.5.2a: la densité spectrale du déplacement relatif
 $\omega_0=2\pi\text{ rad/s}$, $\xi=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $V_R=1500\text{m/s}$,
 $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $V_S=750\text{m/s}$, $Q=30$, $r=0.5$, $h=50,150\text{ et }500\text{m}$.

L'allure des courbes de la densité spectrale des forces f_A et f_B est semblable à celle du déplacement relatif. Néanmoins, la courbe exhibe un deuxième pic à $\omega = 2.35\text{ rad/s}$, correspondant au mode fondamental du sol, dans le cas de l'épaisseur de la couche de sol $h=500\text{ m}$.

Dans ce contexte, on va étudier la variation du pic de la densité spectrale du déplacement et des forces ($\omega=2\pi$) en fonction de l'épaisseur de la couche de sol pour le cas d'une structure ayant une fréquence naturelle $\omega_0=2\pi$.

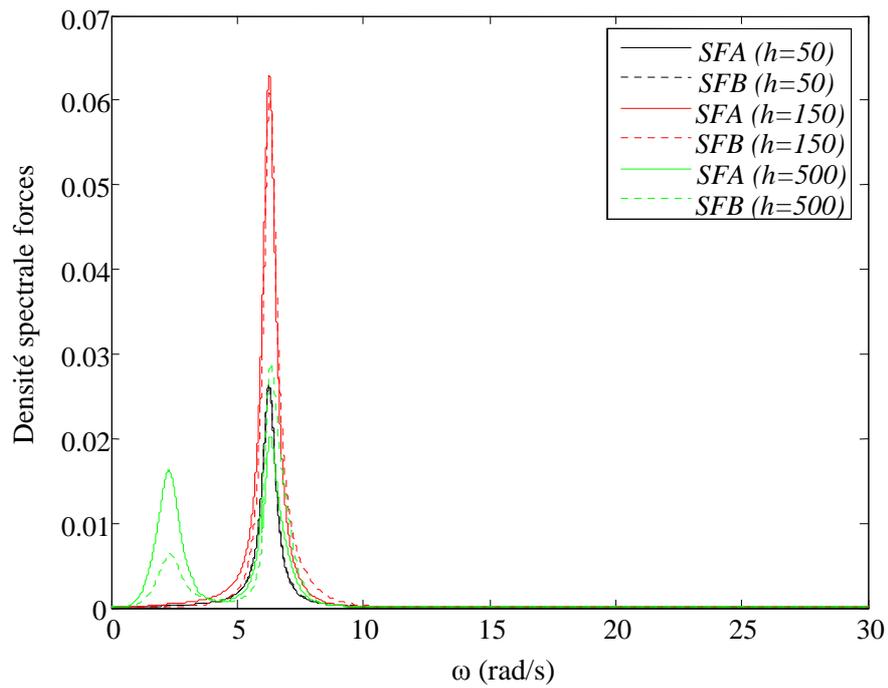


Fig.5.2b: la densité spectrale des forces
 $\omega_0=2\pi$ rad/s, $\xi_5=0.05$, $\rho_R=3\text{g/cm}^3$, $V_R = 1500\text{m/s}$,
 $\rho_S=2\text{g/cm}^3$, $V_S = 750\text{m/s}$, $Q=30$, $r=0.5$, $h=50, 150$ et 500m .

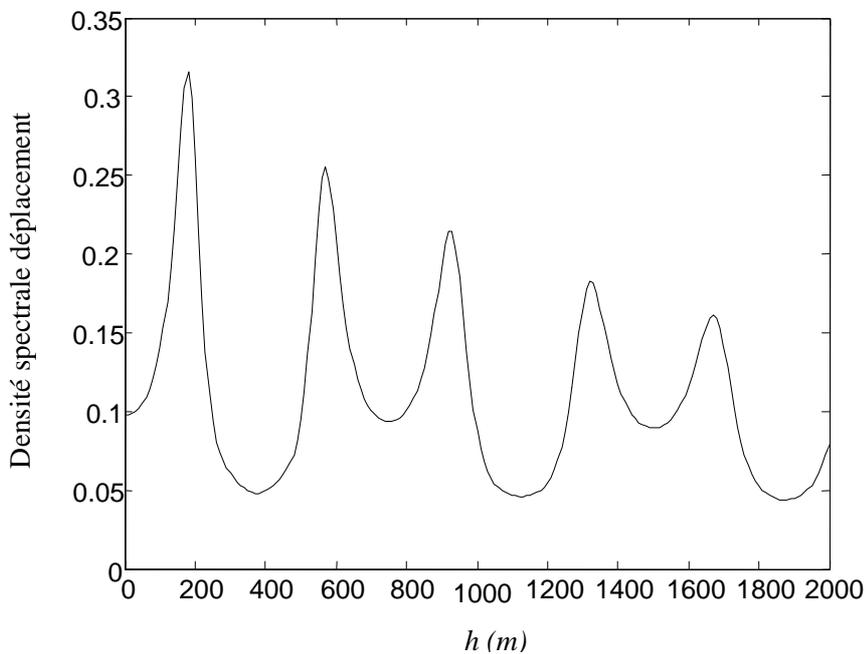


Fig.5.3a: la densité spectrale en fonction de la profondeur
 Pour $\omega_0=2\pi$

La figure 5.3a montre que la densité spectrale ne varie pas proportionnellement avec l'épaisseur h mais exhibe plusieurs maxima correspondant aux fréquences de résonance du sol coïncidant avec la fréquence naturelle de la structure $\omega_0=2\pi$.

On peut déduire directement la valeur de l'épaisseur h correspondant aux maxima de la courbe de la densité spectrale du déplacement. Elle est donnée par

$$\omega_0 = \omega_{k,sol} = 2\pi \frac{kv_s}{4h}, k = 1,3,5... \Rightarrow h = \frac{kv_s}{4}$$

Pour $k=1$: $h=187.5\text{m}$ (premier pic)

Pour $k=3$: $h=562.5\text{m}$ (deuxième pic)

Alors il est raisonnable de trouver la densité spectrale pour $h=150\text{m}$ supérieure à celle pour $h=500\text{m}$.

Les courbes, de la variation du pic de la densité spectrale du déplacement et des forces ($\omega=\omega_0$) en fonction de l'épaisseur de la couche de sol, sont tracées également pour les cas de structures ayant les fréquences naturelles $\omega_0=\pi, 4\pi$ (fig.5.3c et 5.3d). On peut remarquer que les densités spectrales du déplacement et des forces diminuent lorsque la fréquence naturelle de la structure augmente (fig. 5c).

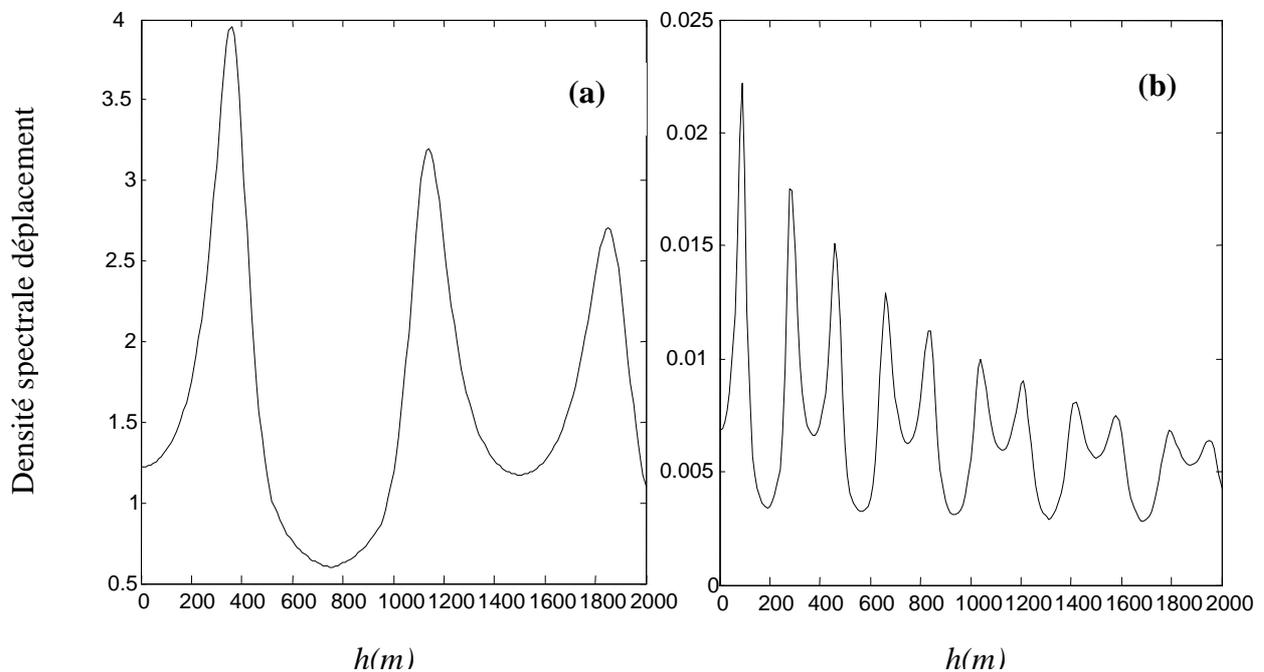


Fig.5.3b: la densité spectrale en fonction de la profondeur

(a): $\omega_0=\pi$; (b): $\omega_0=4\pi$.

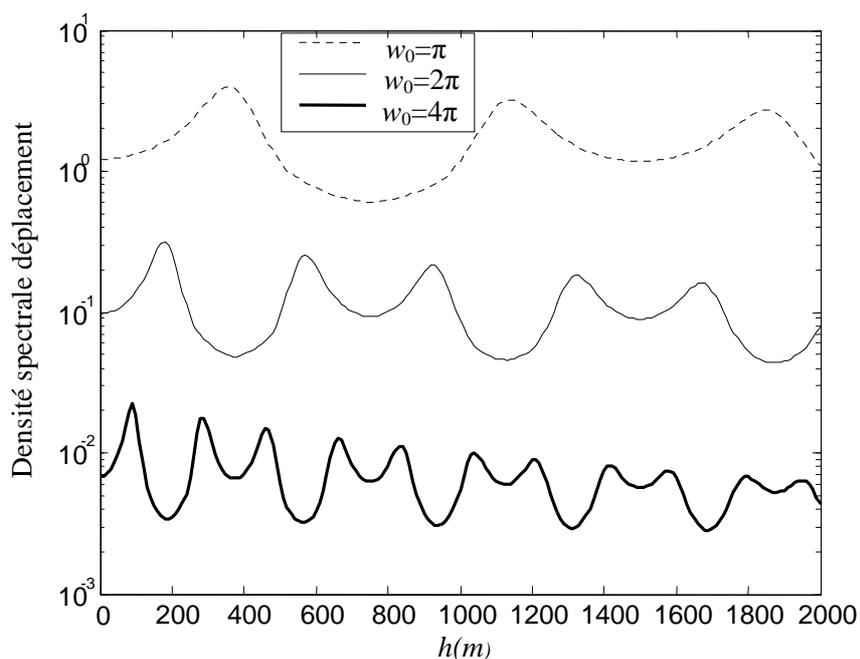


Fig.5.3c: la densité spectrale en fonction de la profondeur

Et pour les forces:

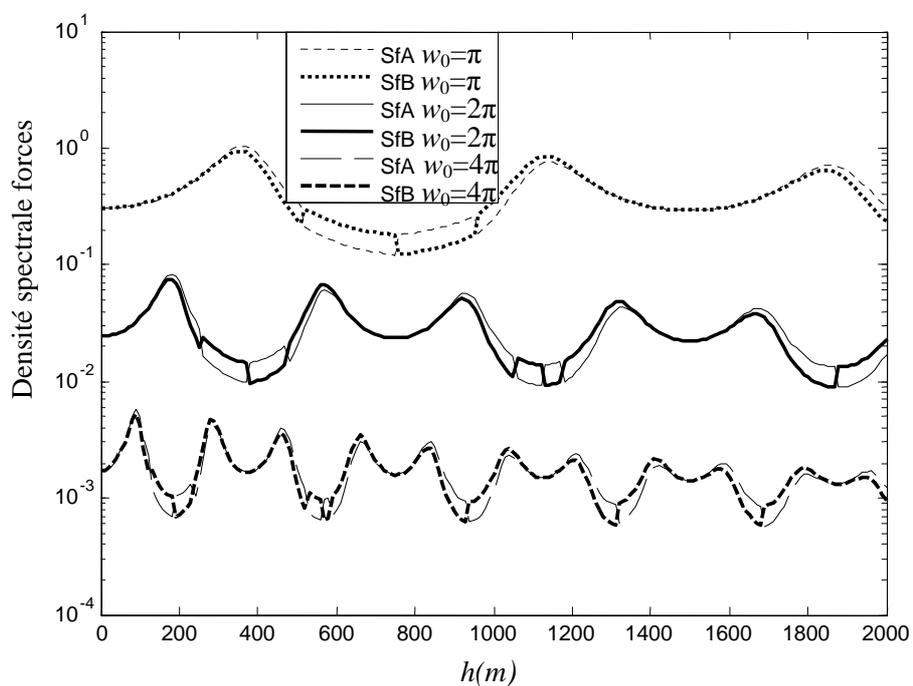


Fig.5.3d: la densité spectrale des forces en fonction de la profondeur

5.4 EFFET DES PARAMETRES DU SOL SUR L'ECART TYPE DU DEPLACEMENT RELATIF ET DES FORCES:

5.5.1. Introduction:

Après avoir étudié l'influence des paramètres du sol sur la densité spectrale du déplacement relatif d'une structure à 1ddl à deux supports et sur celle des forces (réactions aux deux appuis), il est important d'étudier son effet sur leur écart type RMS, et sur le coefficient sismique basé sur le spectre de réponse (RMS normalisé).

5.5.2. Exemple d'application:

On considère les mêmes valeurs des paramètres du substratum, du sol et de la structure utilisés dans l'exemple d'application (5.4.1) des densités spectrales du déplacement relatif et des forces.

La figure 5.4a montre la variation du RMS du déplacement relatif en fonction de la période naturelle de la structure dans le cas d'un mouvement uniforme et non uniforme. Il apparaît clairement que le RMS augmente en fonction de la flexibilité de la structure (lorsque T_0 augmente) jusqu'à une valeur de T_0 coïncidant approximativement avec la période du déplacement de l'input sismique (filtre de Clough et Penzien modifié : $T_b=2\pi/\omega_b=3.84s$) puis diminue. Les RMS dans les deux cas d'input sismique diffèrent. Pour visualiser l'amplification du RMS dans le cas d'un input non uniforme par rapport au cas uniforme, on a tracé le rapport des RMS des deux cas d'input (fig.5.4b). On peut remarquer que l'amplification du RMS est maximale pour une structure ayant une période naturelle proche de celle du sol (résonance structure-sol) et est de l'ordre de 70% pour le cas étudié.

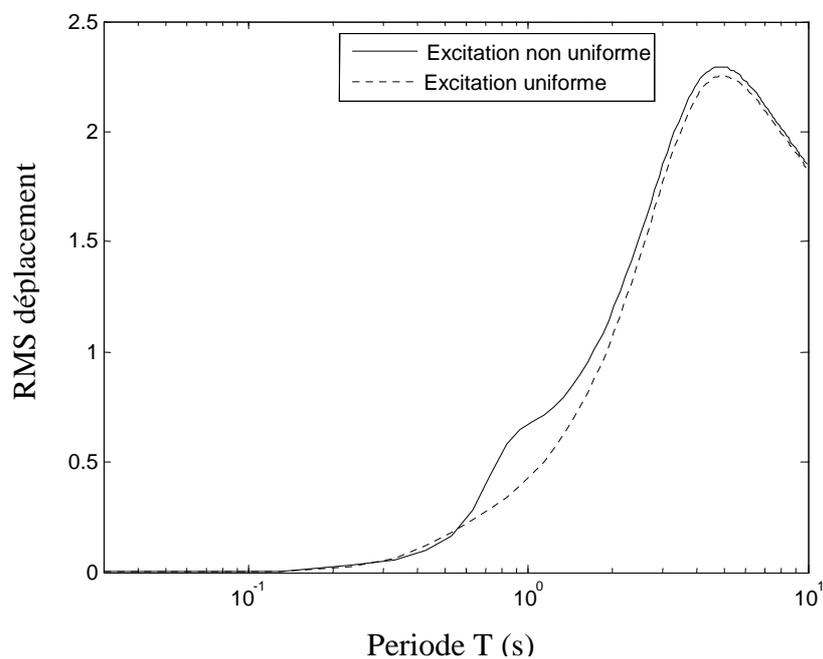


Fig.5.4a: RMS du déplacement relatif

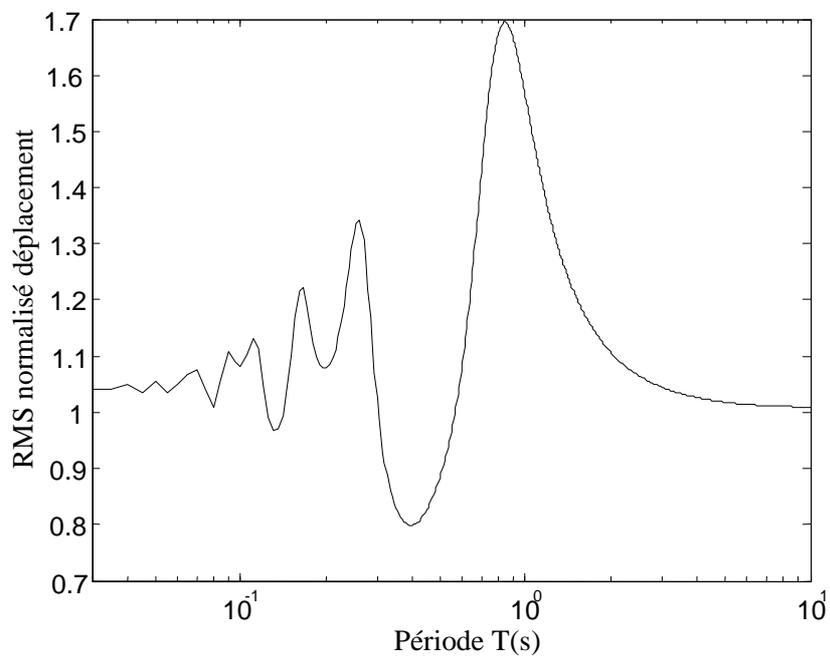


Fig.5.4b: RMS déplacement normalisé par rapport à celui de l'excitation uniforme

L'écart type est également calculée pour les forces f_A et f_B dans le deux cas d'input sismique (site B considéré rocher puis sol). Les résultats sont montrés dans les figures 5.5a et 5.5b. Comme pour le cas du déplacement, on a tracé le rapport des RMS des deux cas d'input (fig.5.5b). Les forces sont généralement plus importantes dans le cas où le site B est considéré non rocheux et plus particulièrement dans le cas de structures rigides (T_0 faible). Ceci est dû à la prédominance de l'effet pseudo-statique par rapport à l'effet dynamique et les forces deviennent proportionnelles au mouvement différentiel entre les deux supports dans le cas d'un mouvement non uniforme. Alors que dans le cas d'un mouvement sismique uniforme, les forces au niveau des supports de la structure ne reçoivent pas la contribution de la composante pseudo-statique.

Ainsi les RMS normalisés des forces ont des valeurs très importantes pour des valeurs très faibles de la période naturelle de la structure (fig.5.5b).

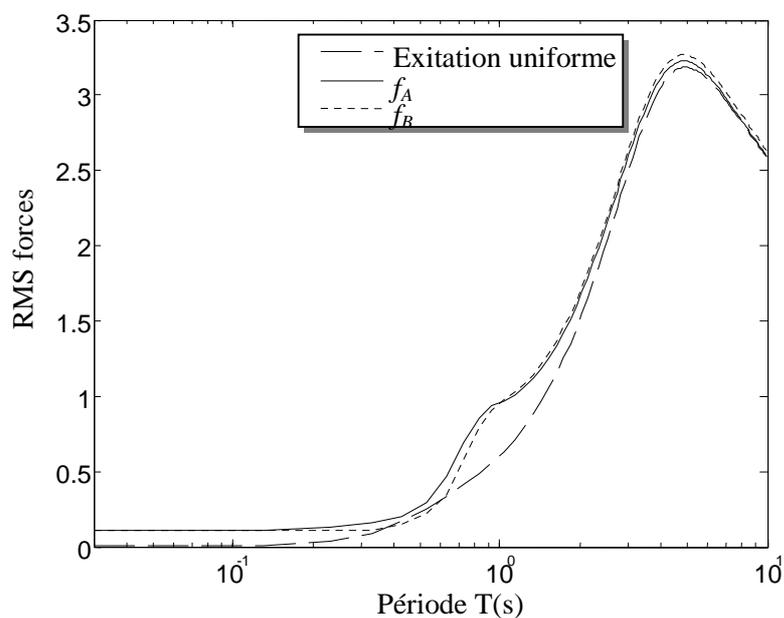


Fig.5.5a: RMS forces

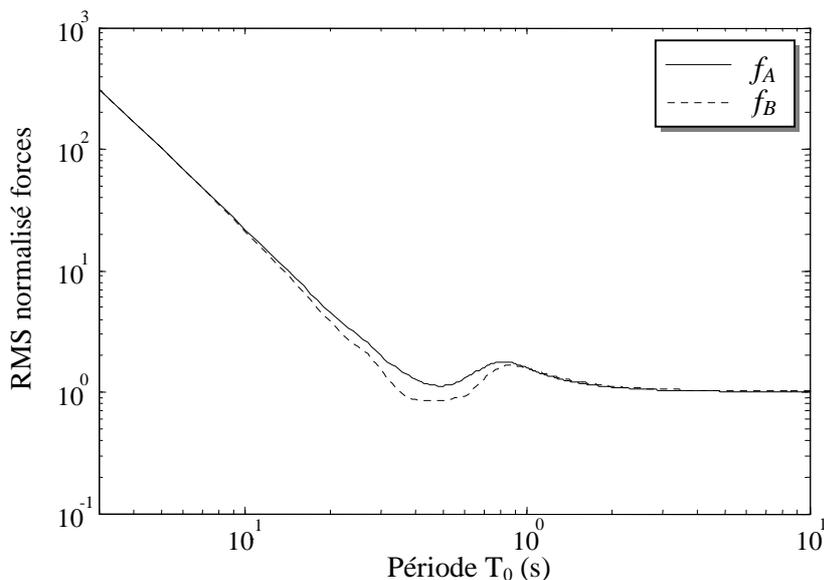


Fig.5.5b: RMS forces normalisé avec celui de l'excitation uniforme

5.4.3 Influence de l'épaisseur ' h ' de la couche de sol:

En premier lieu, pour étudier l'influence de l'épaisseur ' h ' sur la variation du RMS du déplacement relatif et des forces, on considère trois (03) valeurs d'épaisseur de la couche de sol : $h = 50\text{m}$, 150m et 500m (fig.5.6)..

Il apparaît clairement que le RMS augmente en fonction de la flexibilité de la structure (lorsque T_0 augmente) jusqu'à une valeur de T_0 proche de la période fondamentale du sol ($T_{1,\text{sol}}=2.67\text{s}$), ayant l'épaisseur $h=500\text{m}$, qui n'est pas loin de celle de l'input sismique au niveau du substratum ($T_b=2\pi/\omega_b=3.84\text{s}$), puis diminue (fig.5.6a). Le RMS du déplacement n'est pas proportionnel à l'épaisseur ' h ' mais reflète directement la résonance structure-sol. En d'autres termes, le RMS du déplacement relatif d'une structure est plus important lorsque celle-ci tombe en résonance avec le sol (fig.5.6b). Cette amplification du RMS augmente avec l'épaisseur ' h ' de la couche de sol et est de l'ordre de 70% pour le cas $h=150\text{m}$. Néanmoins, on peut remarquer une déamplification du RMS dans le cas d'un input sismique non uniforme par rapport au cas uniforme pour les structures de période naturelle proche de la moyenne des fréquences de deux modes de résonance successifs du sol (fig.5.6b et fig.5.6c).

L'écart type est également calculée pour les forces f_A et f_B dans le deux cas d'input sismique (site B considéré rocher puis sol). Les résultats sont montrés dans les figures 5.7a et 5.7b. Le RMS des forces n'est pas proportionnel à l'épaisseur ' h ' mais reflète directement la résonance structure-sol sur la gamme de fréquences des structures où l'effet dynamique est prédominant. Alors que sur la gamme de fréquences de structures où la prédominance revient à la composante pseudo-statique, le RMS est proportionnel à l'épaisseur de la couche de sol (figs.5.7a et 5.7b). Les forces sont généralement plus importantes dans le cas où le site B est considéré non rocheux et plus particulièrement dans le cas de structures de période naturelle faible (fig.5.7b).

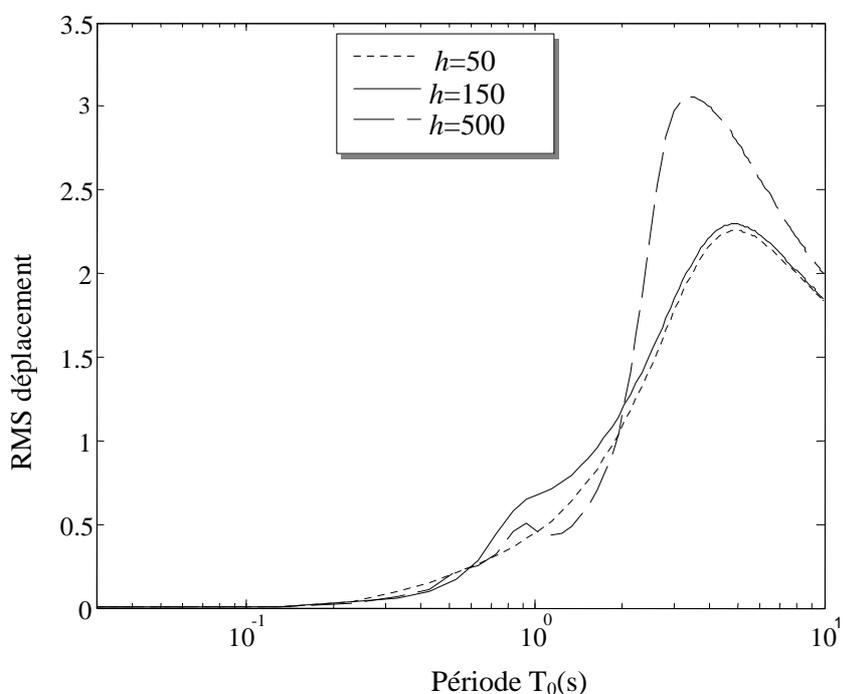


Fig.5.6a: RMS déplacement pour $h=50$ m, 150m et 500m

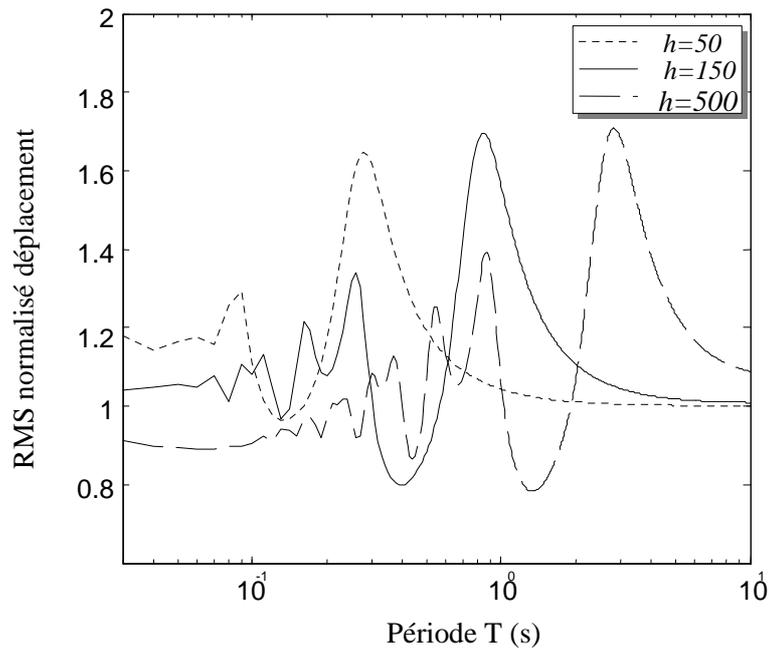


Fig.5.6b: RMS normalisé déplacement pour h=50m, 150m et 500m

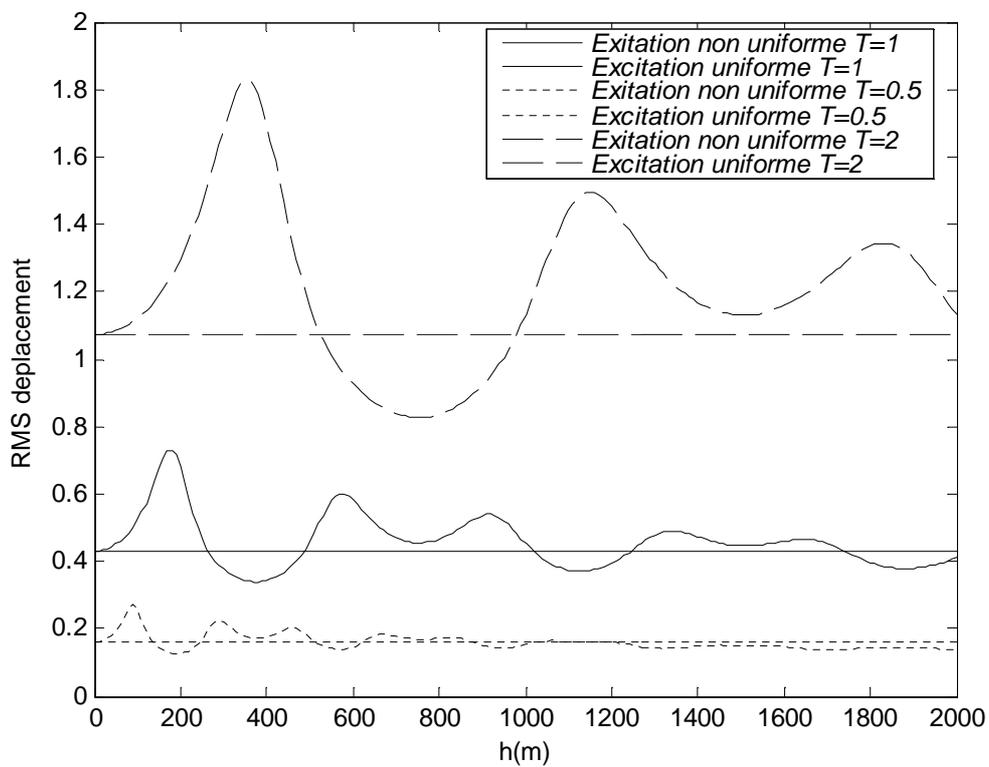


Fig.5.6c: RMS déplacements en fonction de l'épaisseur de la couche de sol 'h' :
Cas où $\omega_0 = \pi, 2\pi$ et 4π

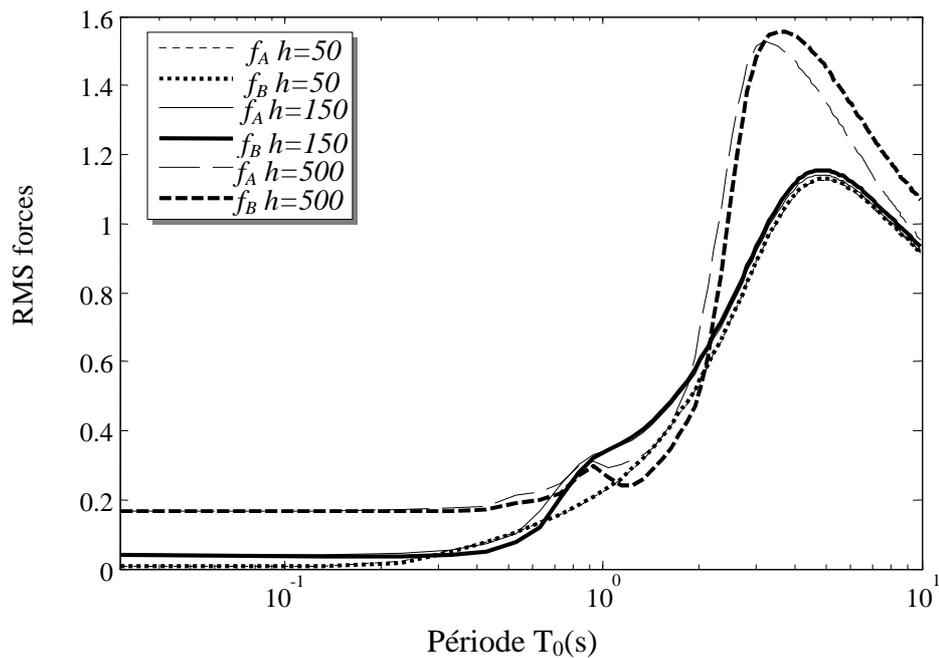


Fig.5.7a: RMS forces pour $h=50$ m, 150m et 500m

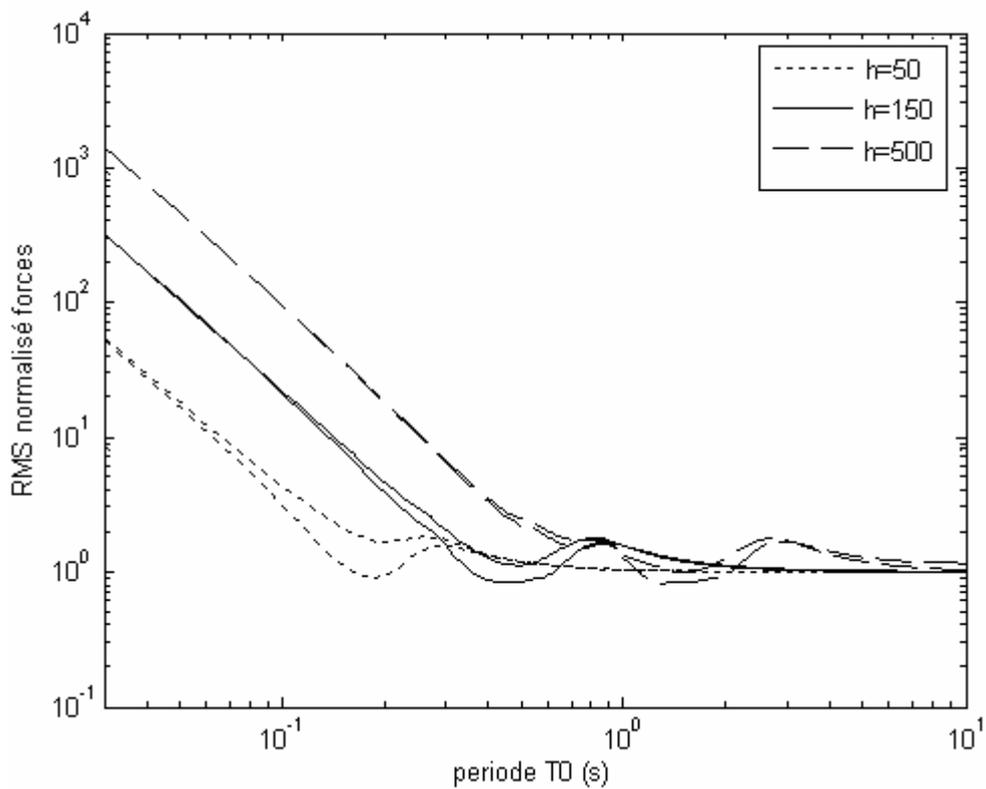


Fig.5.7b: RMS normalisé des forces pour $h=50$ m, 150m et 500m

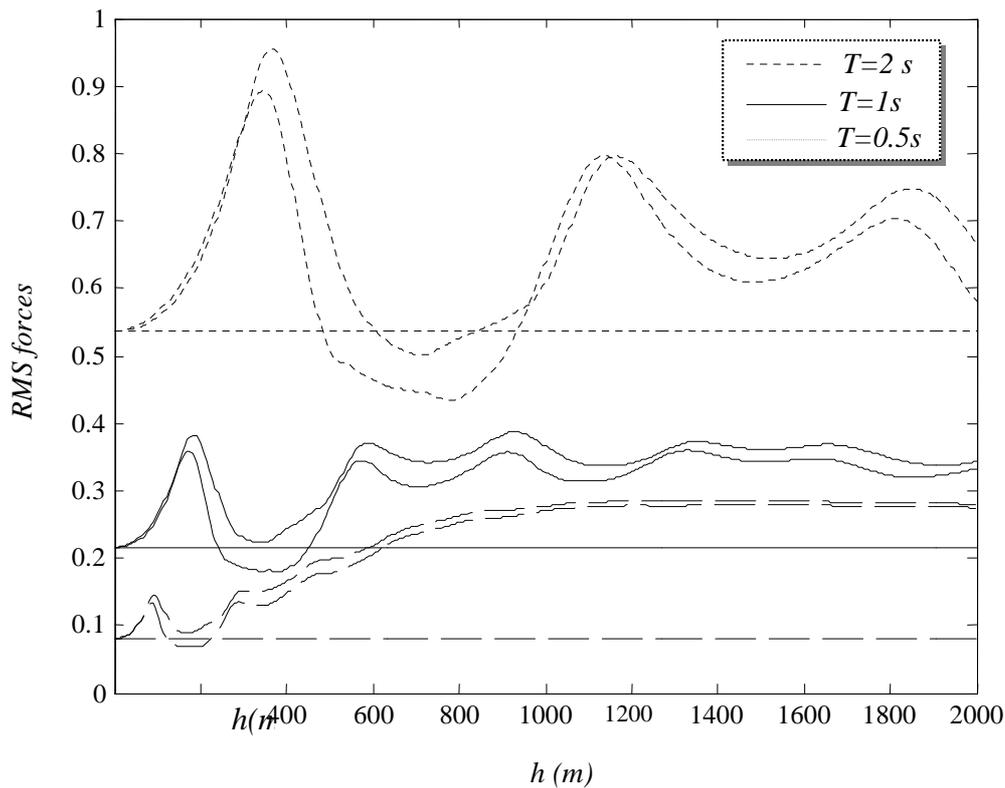


Fig.5.7c: RMS forces en fonction de l'épaisseur de la couche de sol 'h' :
Cas où $\omega_0 = \pi, 2\pi$ et 4π

5.4.4 L'effet du facteur de qualité Q :

Dans cette partie, il est intéressant d'étudier l'influence du facteur de qualité Q sur le déplacement et les forces de la structure. On considère les quatre valeurs du facteur de qualité : $Q=10, 30, 50$ et 100 .

En traçant le RMS normalisé du déplacement (fig.11a), on peut observer que avec l'augmentation de Q l'amplification augmente. La variation maximale de la réponse est atteinte à T_0 très faible. Avec l'augmentation de la période naturelle de la structure, l'effet de Q devient très négligeable, et est pratiquement nul à $T_0 = 10$ s.

En ce qui concerne les forces, elles sont affectées légèrement par la variation de Q sur la gamme intermédiaire de T_0 (fig.11b). La variation induite est négligeable comparée à celle des déplacements.

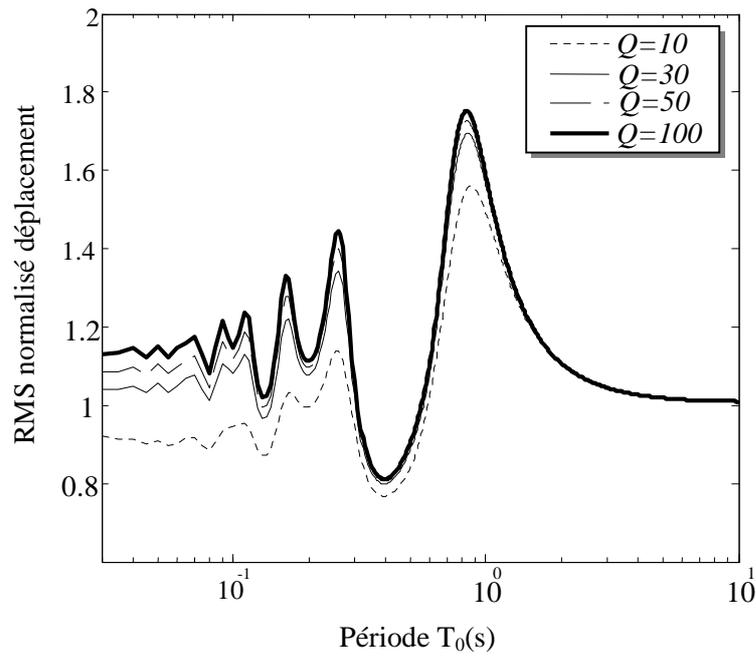


Fig.5.8a:l'effet du facteur de qualité 'Q' sur RMS normalisé déplacement

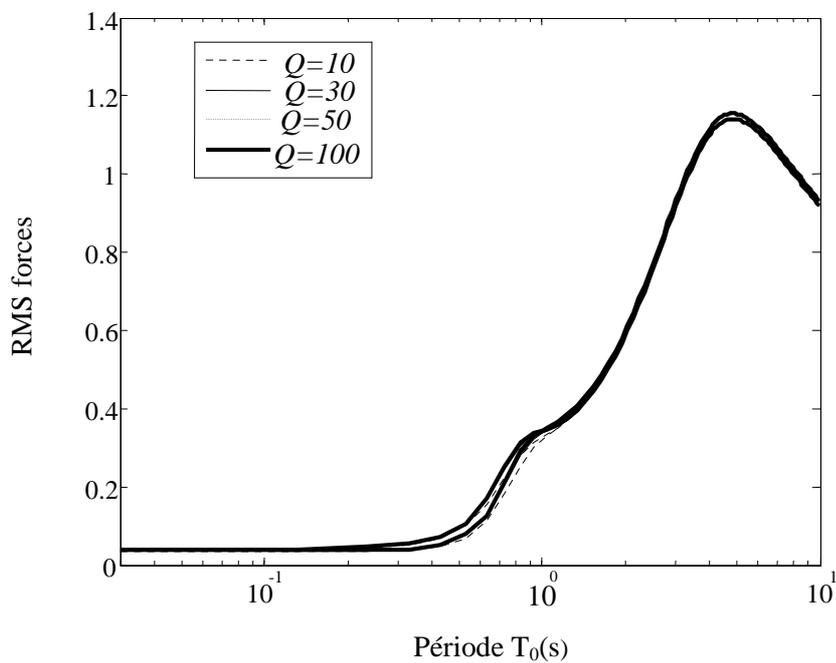


Fig.5.8b:l'effet du facteur de qualité 'Q' sur RMS forces

5.4.5 L'effet de la vitesse d'onde de cisaillement ' V_S ' :

Les effets de la vitesse d'onde de cisaillement V_S sur le RMS normalisé de déplacement et de force de la structure sont présentés dans les figures. 5.9a et b, respectivement. On considère les quatre valeurs de la vitesse d'onde de cisaillement facteur de qualité : $V_S = 100, 200, 400$ et 750 .

On peut remarquer dans la figure (5.9) que les augmentations d'amplification se manifestent avec la diminution de V_S . L'effet de V_S est particulièrement évident pour la gamme de basses fréquences du RMS normalisé (grandes valeurs de T_0), l'amplification atteint un facteur de 5 pour $V_S = 100$ m/s

La figure montre également que les différences entre les RMS de forces f_A et f_B sont évidentes pour de petites valeurs de V_S et de grandes valeurs de T_0 .

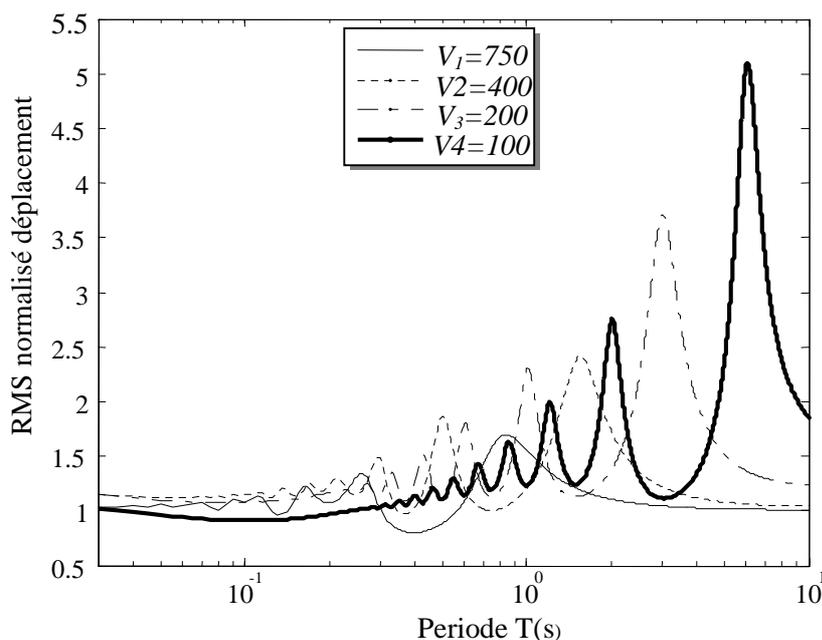
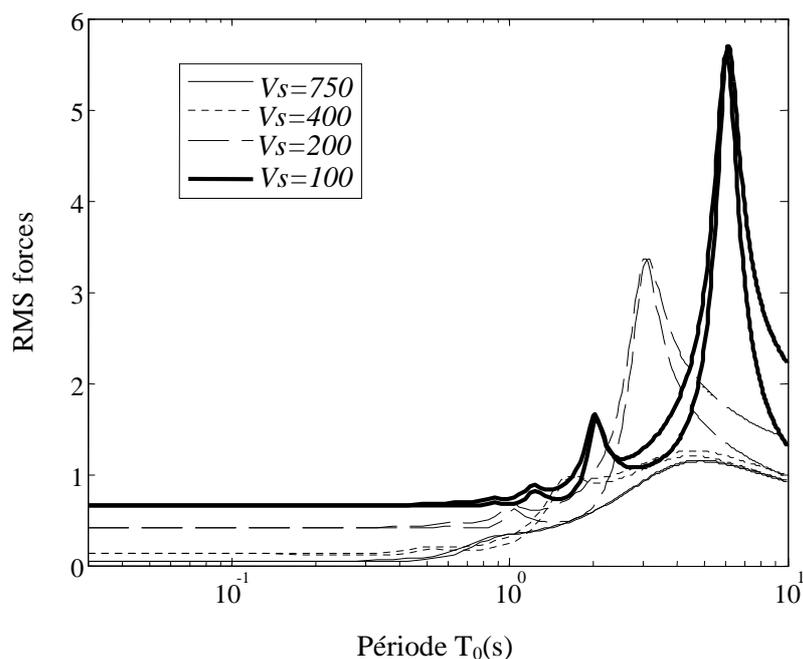


Fig.5.9a: RMS normalisé déplacement
Pour différentes V_S

Fig.5.9b: RMS forces pour différentes V_S

5.4.6 L'effet du rapport d'impédance:

Dans la figure 5.10, les valeurs normalisées de RMS sont montrées pour $V_S = 750$ m/s et $\rho_S = 2$ et 3 g/cm³ (fig.5.10a, c), aussi bien que pour $V_S = 200$ m/s et $\rho_S = 1,5$ et $2,5$ g/cm³ (fig.5.10b, d).

Ces deux valeurs de V_S représentent les sols fermes et très mous, respectivement.

La gamme de ρ_S représente des variations des propriétés de sol qui sont susceptibles d'être rencontrées dans la pratique.

Les variations correspondantes de la gamme de rapport d'impédance de roche/sol de 2 à 3 pour $V_S = 750$ m / s, et de 9 à 15 pour $V_S = 200$ m / s.

On peut observer que ces variations des propriétés de sol entraînent une amplification plus grande pour $V_S = 200$ m/s en comparaison avec $V_S = 750$ m/s. On peut remarquer aussi que cette amplification est maximale pour la crête de résonance à $T_0 = 3$ s.

Pour les RMS normalisés de force et $V_S = 200$ m/s on peut observer un décalage des premiers pics de résonance des forces f_A et f_B .

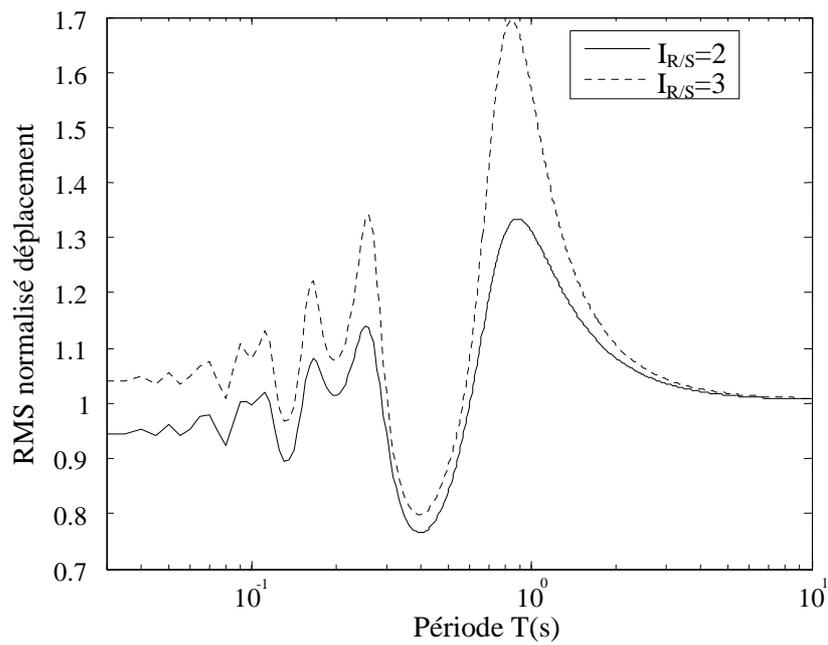


Fig.5.10a: RMS normalisé déplacement
 $V_S = 750 \text{ m / s}$ et $\rho_S = 2$ et 3 g/cm^3

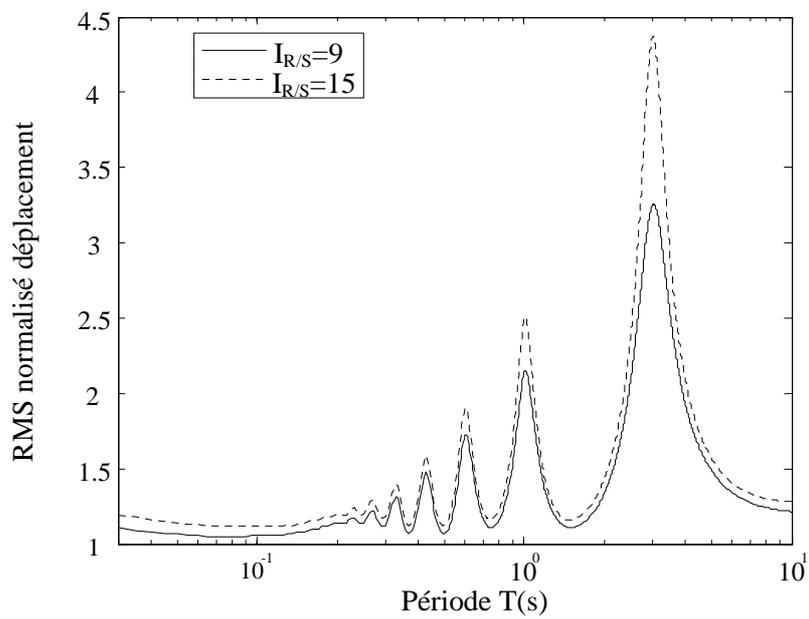


Fig.5.10b: RMS normalisé déplacement
 $V_S = 200 \text{ m / s}$ et $\rho_S = 1.5$ et 2.5 g/cm^3

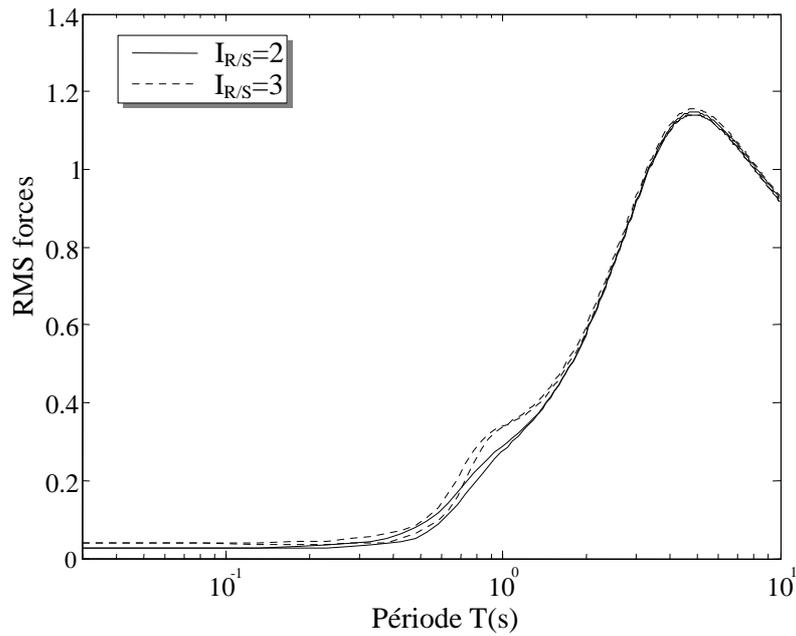


Fig.5.10c: RMS force : $V_S = 750$ m / s et $\rho_S = 2$ et 3 g/cm³

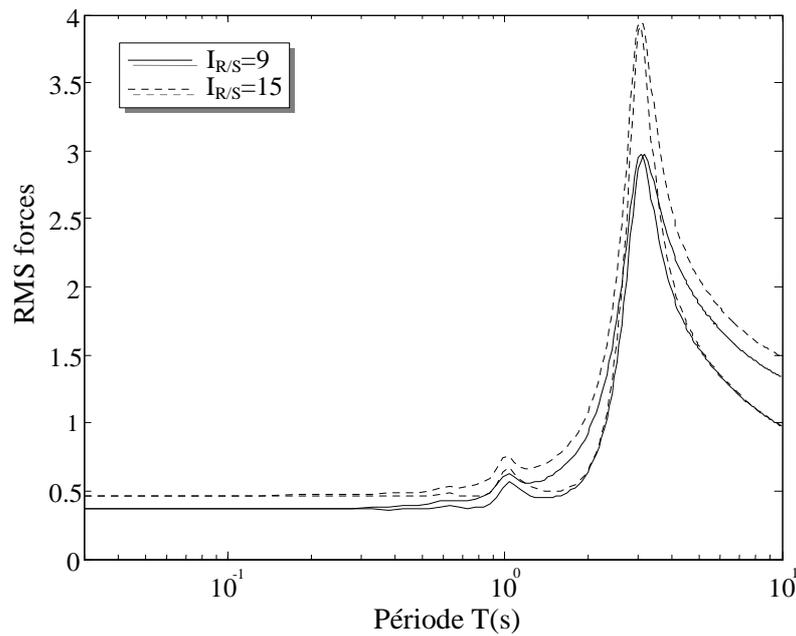


Fig.5.10d: RMS force : $V_S = 200$ m / s et $\rho_S = 1.5$ et 2.5 g/cm³

5.5 CONCLUSION :

Une investigation paramétrique des effets de site sur la réponse des structures a été menée et a porté sur l'effet de quatre paramètres : la profondeur de la couche de sol " h ", le facteur de qualité " Q ", la vitesse d'onde de cisaillement " V_S " et enfin l'effet du rapport d'impédance entre la couche et la roche " $I_{s/r}$ ".

Les résultats ont révélé les points suivants:

- Le RMS de déplacement augmente en fonction de la flexibilité de la structure (lorsque T_0 augmente) jusqu'à une valeur de T_0 coïncidant approximativement avec la période du déplacement de l'input sismique puis diminue. Pour visualiser l'amplification du RMS dans le cas d'un input non uniforme par rapport au cas uniforme, on a tracé le rapport des RMS des deux cas d'input. On a remarqué que l'amplification du RMS est maximale pour une structure ayant une période naturelle proche de celle du sol (résonance structure-sol).
- Le RMS normalisé du déplacement n'est pas proportionnel à l'épaisseur ' h ' mais reflète directement la résonance structure-sol. En d'autres termes, le RMS normalisé du déplacement relatif d'une structure est plus important lorsque celle-ci tombe en résonance avec le sol. Néanmoins, on peut remarquer une déamplification du RMS dans le cas d'un input sismique non uniforme par rapport au cas uniforme pour les structures de période naturelle proche de la moyenne des fréquences de deux modes de résonance successifs du sol.
- Le RMS des forces n'est pas proportionnel à l'épaisseur ' h ' mais reflète directement la résonance structure-sol sur la gamme de fréquences des structures où l'effet dynamique est prédominant. Alors que sur la gamme de fréquences de structures où la prédominance revient à la composante pseudo-statique, le RMS est proportionnel à l'épaisseur de la couche de sol. Les forces sont généralement plus importantes dans le cas où le site B est considéré non rocheux et plus particulièrement dans le cas de structures de période naturelle faible.
- Les augmentations d'amplification se manifestent avec la diminution de V_S . L'effet de V_S est particulièrement évident pour la gamme de basses fréquences du RMS normalisé (grandes valeurs de T_0). Les différences entre les RMS de

forces augmentent avec la diminution de la vitesse V_S et l'augmentation de la période T_0 .

- Pour le facteur de qualité, on a observé qu'avec l'augmentation de la période naturelle de la structure, l'effet de Q devient très négligeable, et est pratiquement nul à $T_0=10s$. En ce qui concerne les forces, elles sont affectées légèrement par la variation de Q sur la gamme intermédiaire de T_0 . La variation induite est négligeable comparée à celle des déplacements.

CONCLUSION GENERALE

L'événement sismique est l'un des chargements les plus importants auquel une structure est soumise durant sa durée de vie. La définition et la quantification du mouvement sismique représentent une des tâches les plus ardues auxquelles l'ingénieur est confronté lors d'une conception parasismique. En effet, un certain nombre de paramètres ont une influence certaine sur la variation du signal sismique et induisent une grande variabilité spatiale de l'excitation et ce même sur des points d'observation peu séparés.

Tous les séismes récents ont, souvent dramatiquement, rappelé l'existence et l'importance de la variabilité spatiale liée à la géologie de surface. Celle-ci est classiquement appelée "effets de site", qui contrôlent partiellement (comme à Kobé en 1995) ou totalement (Mexico en 1985) la répartition spatiale des dommages.

Le présent travail s'inscrit dans le cadre de l'analyse de la sensibilité du spectre de réponse aux variations en états locaux de sol.

En effet, un modèle analytique d'amplification de sol a été présenté. Ce modèle est basé sur une formulation de temps discrets de la propagation verticale des ondes SH. Une approche vibration aléatoire basée sur le spectre de réponse d'un oscillateur à 1ddl sur deux appuis, dont un est fondé sur la roche et l'autre sur la couche de sol, est formulée afin d'étudier l'influence des excitations non-uniformes sur des structures à supports multiples.

Cette étude a montré que la présence d'une couche de sol au-dessous d'un appui de la structure et une roche sous les autres entraîne deux effets principaux: La modification en phase dans les deux signaux sismiques atteignant la surface au sol aussi bien que différents effets d'amplification.

La différence de phase est semblable à l'effet spatial d'une onde se propageant entre les stations A et B avec une certaine vitesse apparente. Cependant, à la différence des effets de propagation d'ondes, observés habituellement à des distances au moins de

plusieurs centaines de mètres [61], l'hétérogénéité de sol peut générer des effets à des distances beaucoup plus petites.

D'autre part, les effets d'amplification de site modifient le signal sismique d'une manière liée aux propriétés locales de sol. En conséquence, les deux appuis de la structure sont excités différemment.

Les résultats obtenus montrent que les différents états de site peuvent induire des amplifications importantes dans le spectre de réponse. Une structure peut subir des endommagements si sa période naturelle est proche des périodes de résonance du sol. Par conséquent, les conditions locales de site deviennent importantes dans l'analyse de mouvement du sol et dans les conceptions parasismiques des structures.

Une investigation paramétrique des effets de site sur la réponse des structures a été menée et a porté sur l'effet de quatre paramètres : la profondeur de la couche de sol " h ", le facteur de qualité " Q ", la vitesse d'onde de cisaillement " V_s " et enfin l'effet du rapport d'impédance entre la couche et la roche " $I_{s/r}$ ".

Les résultats ont révélé les points suivants:

- Le RMS normalisé du déplacement relatif et des forces (partie dynamique) d'une structure est plus important lorsque celle-ci tombe en résonance avec le sol et l'amplification est de l'ordre de 70% pour le cas d'un sol très ferme (V_s important) et peut dépasser les 500% pour le cas d'un sol très mou (V_s faible).
- Le RMS du déplacement relatif et des forces n'est pas proportionnel à l'épaisseur ' h ' mais reflète directement la résonance structure-sol sur la gamme de fréquences des structures où l'effet dynamique est prédominant. Alors que sur la gamme de fréquences de structures où la prédominance revient à la composante pseudo-statique, le RMS des forces est proportionnel à l'épaisseur de la couche de sol.
- On peut remarquer aussi que, pour un sol ayant une vitesse d'onde de cisaillement donnée, l'amplification du RMS du déplacement relatif et des forces (partie dynamique) des structures en résonance avec le sol reste sensiblement invariante vis-à-vis de la variation de l'épaisseur de la couche de sol et plus particulièrement pour le cas de sols de moyenne consistance à ferme.

- Les forces dans les structures de période naturelle faible par rapport à celle du sol reçoivent une contribution prédominante de la partie pseudo statique et deviennent en conséquence plus importantes lorsque le sol est mou.
- Les conditions géologiques différentes au niveau des supports peuvent induire une variabilité spatiale de la force (effort tranchant) pour les structures qui ne sont pas en résonance avec le sol et ceci est dû à la contribution de la réponse dynamo-statique.
- Pour le facteur de qualité, on a observé qu'avec l'augmentation de Q l'amplification de RMS normalisée de déplacement augmente (sol rocheux avec $Q=100$, l'amplification peut atteindre 80%), et on a observé également qu'avec l'augmentation de la période naturelle de la structure, l'effet de Q devient très négligeable. En ce qui concerne les forces, elles sont affectées légèrement par la variation de Q . La variation induite est négligeable comparée à celle des déplacements.

Recommandations pour travaux futurs:

A l'issue de ces travaux, de nouvelles perspectives de recherche sont envisagées et qui constituent une continuité ou une amélioration de ce qui a été effectué dans ce mémoire, nous citons:

- Extension de l'étude pour plusieurs couches de sol surmontant le substratum.
- Considération d'une variation des vitesses de propagation avec la fréquence.
- La réelle représentation du mouvement sismique par la combinaison des divers types d'ondes de volume et de surface.

LA DENSITE SPECTRALE DE PUISSANCE

1. LA DENSITE SPECTRALE DU DEPLACEMENT DYNAMIQUE:

Il s'agit d'un problème à input double et output simple donc :

$$S_q(\omega) = \begin{bmatrix} H^*(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_{\ddot{u}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H(\omega) \end{bmatrix}^T \quad (\text{A. 1})$$

(1×2) (2×2) (2×1)

1.1. La fonction de transfert:

$$\ddot{q} + 2\xi\omega_0\dot{q} + \omega_0^2 q = -\frac{1}{2}[\ddot{u}_A(t) + \ddot{u}_B(t)] \quad (\text{A. 2})$$

On pose que $\ddot{u}_A(t) = e^{i\omega t}$, $q = H_1(\omega)e^{i\omega t}$ et on tire H_1 avec $\ddot{u}_B(t) = 0$

On trouve que :

$$H_1(\omega) = -\frac{1}{2}(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \quad (\text{A. 3})$$

Et pour H_2 On pose que $\ddot{u}_B(t) = e^{i\omega t}$, $q = H_2(\omega)e^{i\omega t}$ et $\ddot{u}_A(t) = 0$

On trouve que :

$$H_2(\omega) = -\frac{1}{2}(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \quad (\text{A. 4})$$

On suppose que $H(\omega) = -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1}$ donc :

$$H_1(\omega) = H_2(\omega) = \frac{1}{2}H(\omega) \quad (\text{A. 5})$$

$$[H(\omega)] = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \\ -(\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\xi\omega_0\omega)^{-1} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} H \\ H \end{bmatrix} \quad (\text{A. 6})$$

1.2. La matrice spectrale de l'input:

La matrice spectrale pour le vecteur $[\ddot{u}_A(t) \ \ddot{u}_B(t)]^T$ nécessaire au calcul de la densité spectrale des déplacements:

$$\begin{bmatrix} S_A & S_{AB} \\ S_{AB}^* & S_B \end{bmatrix} \quad (\text{A.7})$$

$$S_{AB} = \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \quad (\text{A.8})$$

γ_{AB} : La fonction de cohérence de Der Kiureghian.

$$\begin{bmatrix} S_A & \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & S_B \end{bmatrix} \quad (\text{A.9})$$

1.3. La matrice spectrale de déplacement dynamique:

$$S_q = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} H^* \\ H^* \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_A & \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & S_B \end{bmatrix} \frac{1}{2} \begin{bmatrix} H & H \end{bmatrix} \quad (\text{A.10})$$

$$S_q(\omega, \omega_0) = \frac{1}{2} |H|^2 \left(\frac{S_A + S_B}{2} + \sqrt{S_A S_B} \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) \quad (\text{A.11})$$

$$S_A = |H_A|^2 S \quad \text{et} \quad S_B = |H_B|^2 S \quad (\text{A.12})$$

Où H_A et H_B : sont les fonctions de transfert pour la roche et la couche de sol respectivement.

S : est la densité spectrale au niveau du substratum.

La densité spectrale pour le déplacement dynamiques $q(t)$ est donnée par:

$$S_q(\omega, \omega_0) = \frac{1}{2} |H|^2 \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} + |H_A| |H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) S \quad (\text{A.13})$$

2. LA DENSITE SPECTRALE DES FORCES:

$$f_A(t) = \frac{k}{2}(q^t - u_A) = \frac{k}{2}\left(\frac{u_B(t)}{2} - \frac{u_A(t)}{2} + q(t)\right) \quad (\text{A.14})$$

$$f_B(t) = \frac{k}{2}(q^t - u_B) = \frac{k}{2}\left(\frac{u_A(t)}{2} - \frac{u_B(t)}{2} + q(t)\right) \quad (\text{A.15})$$

$$S_f(\omega) = [H^*(\omega)] [S_{\ddot{u}}] [H(\omega)]^T \quad (\text{A.16})$$

(1×4) (4×4) (4×1)

La matrice de transfert :

$$[H(\omega)] = \frac{k}{4} \begin{bmatrix} -1 \\ 1 \\ H \\ H \end{bmatrix} \quad (\text{A.17})$$

La matrice spectrale pour le vecteur $[u_A(t) \ u_B(t) \ \ddot{u}_A(t) \ \ddot{u}_B(t)]^T$ nécessaire au calcul de la densité spectrale des forces:

$$\begin{bmatrix} \frac{1}{\omega^4} S_A & \frac{1}{\omega^4} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_A & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ \frac{1}{\omega^4} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & \frac{1}{\omega^4} S_B & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_B \\ -\frac{1}{\omega^2} S_A & -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} & S_A & \gamma_{AB} \sqrt{S_A S_B} \\ -\frac{1}{\omega^2} \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & -\frac{1}{\omega^2} S_B & \gamma_{AB}^* \sqrt{S_A S_B} & S_B \end{bmatrix} \quad (\text{A.18})$$

Les densités spectrales pour les forces f_A et f_B :

$$S_{f_B^A}(\omega, \omega_0) = \frac{k^2}{8} \left\{ \frac{1}{\omega^4} \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} - |H_A| |H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) \mp \frac{2}{\omega^2} \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} \operatorname{Re} H \right. \right. \\ \left. \left. + |H_A| |H_B| \operatorname{Im} H \operatorname{Im} \gamma_{AB} \right) + |H|^2 \left(\frac{|H_A|^2 + |H_B|^2}{2} + |H_A| |H_B| \operatorname{Re} \gamma_{AB} \right) \right\} S \quad (\text{A.19})$$

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Abbiss, C.P., 1989: "Seismic Amplification. Mexico City". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 17, pp.79-88.
- [2] Aki, K. and Richards, P.G., 1980:"Quantitative Seismology", Vol.II, W.H. freeman and Co., San Francisco.USA.
- [3] Aki, K., 1993: "Local site effects on weak and strong ground motion". Tectonophysics, Vol. 218, pp. 93-111.
- [4] Akyol, N., Aybige, A. and Haluk, E., 2002: "Site amplification of S-waves in Bursa City and its vicinity, Northwestern Turkey: comparison of different approaches". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, pp.579-587
- [5] Assimaki, D., Kausel, E. and Gazetas, G., 2005: "Wave propagation and soil-structure interaction on a cliff crest during the 1999 Athens Earthquake". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.25, PP 513-527.
- [6] Berrah, M.K., 2006-2007:"Cours des Vibrations aléatoires".Ecole Nationale polytechnique.
- [7] Berrah, M.K., 1992:"Response Spectrum Analysis of Structures Subjected to Spatially Varying Motions". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 21, No. 6, 461-470.
- [8] Berrah, M.K., 1993:"A modal Combination Rule for Spatially Varying Seismic Motions". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 22, No. 9, 791-800.
- [9] Betbeder-Matibet, J., 2003: "phénomènes sismiques", LAVOISIER, Paris.
- [10] Bonilla, LF., Steidl, JH., Lindley, GT., Tumarkin, AG. and Archuleta RJ., 1997: "Site amplification in the Fernando valley, California: variability of site effect estimation using the S-wave, Coda, and H/V methods". Bulletin of seismological society of America, Vol.87, No.3, pp.710-730.
- [11] Chavez-Garcia, F. J. and Bard, P.Y., 1994: "Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquake". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 13 pp. 229-247
- [12] Chavez-Garcia, F.J., Rodriguez, M., Field, EH. and Hatzfeld, D.,1997: Topographic site effects a comparison of two non reference methods. Bulletin of seismological society of America, Vol.87, No.6, pp. 1667-1673.

- [13] Chen, J.C., 1980:"Analysis of local variations in free field seismic ground motion" .PhD thesis. University of California, Berkeley.
- [14] Clough RW, Penzien J., 1975: "Dynamics of Structures". McGraw-Hill Book Co., New York, NY., USA.
- [15] Der Kiureghian A.1996: "A coherency model for spatially varying ground motions". Earthquake Eng. Struct. Dyn, Vol.25, pp.99–111.
- [16] Fishman, K.L. and Ahmed, S., 1995: "Seismic response for alluvial valleys subjected to SH, P and SV waves". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 14, pp. 249-258.
- [17] Gil-Zepeda, S.A., Montalvo-Arrieta, J.C., Vai, R. and Sanchez-Sesma, F.J., 2003: "A hybrid indirect boundary element—discrete wave number method applied to simulate the seismic response of stratified alluvial valleys". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 23, pp. 77–86.
- [18] Harichandran, S.R. and Vanmarcke, E., 1986:"Stochastic Variation of Earthquake Ground Motion in Space and Time". Journal of Engineering Mechanics, Vol.112,pp. 1526-1541.
- [19] Harmson, S.C.,1997: "Determination of site amplification in the Los Angeles Area from inversion of strong motion records". Bulletin of Seismological Society of America, Vol.87, No.4, pp.866-887.
- [20] Huerta-Lopez, C., Pulliam, Jay. and Nakamura, Y.,2001: "In-situ evaluation of shear wave velocities in seafloor sediments with a broadband ocean bottom seismograph" Submitted to the Bulletin of the Seismological Society of America.
- [21] Kausel, E. and Roesset, J.M., 1984: " Soil amplification: some refinements". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 3, No. 3, pp. 116-123.
- [22] Kham, M., 2004 : "propagation d'ondes sismiques dans les bassins sédimentaires: des effets de site a l'interaction site-ville" thèse de doctorat, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées.
- [23] Lee, C.T., Cheng, C.T., Liao, C.W. and Tsai, Y.B., 2001: "Site Classification of Taiwan Free-field Strong-Motion Stations". Bulletin of seismological society of America, Vol.91, No.5, pp.1283-1297.
- [24] Lermo, J. and Chfivez-Garcia, F. J., 1994: "Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 13, pp. 413-423.
- [25] Loh, C.H. and Yeh, Y., 1988: "Spatial variation and stochastic modeling of seismic differential ground movement". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.16, pp.583–596.

- [26] Lokmer, I., Herak, M., Panza, G.F., Vaccari, F., 2002: "Amplification of strong ground motion in the city of Zagreb, Croaria, estimated by computation of synthetic seismograms". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 22, pp. 105-113.
- [27] Luco, J.E. and Wong, H.L., 1986: "Response of a rigid foundation to spatially random ground motion". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.14, pp.891–908.
- [28] Lutes, loren d.shahram sarkani., 2004: "Random vibrations: analysis of structural and mechanical systems". ELSEVIER, Amsterdam.
- [29] Makra, k., Cha´vez-Garci´a, F.J., Raptakis, D. and Pitilakis, K., 2005: "Pac analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications for code implementations of complex site effects". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 25, pp. 303–315.
- [30] Marzorati, S., Luzi, L., Petrini, V., Meroni, F. and Pergalani. F., 2003: "Detection of local site effects through the estimation of building damages". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 23, pp. 497–511.
- [31] Matsunami, K., Zhang, W., Irikura, Kojiro. and Xie, L.,2003: " Estimation of Seismic Site Response in the Tangshan Area, China, Using Deep Underground Records". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 3, pp. 1065–1078.
- [32] Nakamura, Y., 1989:" A method for dynamic characteristivs estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR° RTR1,1, February, 1989.
- [33] Pecker, A., 1984:"Dynamique des sols". Presse de l'Ecole Nationale des ponts et chaussées.
- [34] Pergalani, F., Compagnoni, M.and Petrini, V., 2003: "Evaluation of site effects in some localities of ‘Alta Val Tiberina Umbra’ (Italy) by numerical analysis". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 23, pp. 85–105.
- [35] Preumont, A., 1990:" Vibrations aléatoires et analyse spectrale". Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, CH-1015 Lausanne.
- [36] Richart, F.E., Woodes, R.D. and Hall, J.R., 1969:"Vibrations of soils and foundations". Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- [37] Riepl, J., Oliveira, C.S. and Bard, P.Y., 1997: "Spatial coherence of seismic wave fields across an alluvial valley (weak motion)". *Journal of Seismology* 1: 253–268, 1997.

- [38] Riepl, J., Zahradnik, J., Plicka, V. and Bard, P-Y., 2000: "About the Efficiency of Numerical 1-D and 2-D Modelling of Site Effects in Basin Structures". *Pure and applied geophysics*. 157 (2000) 319–342. 2000(0.60.....81)
- [39] Safak, E., 1988:" Analytical approach to calculation of response spectra from seismological models of ground motion". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.16, pp. 121–134.
- [40] Safak, E., Mueller, C. and Boatwright, J., 1988:"A simple model for strong motions and response spectra". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.16, pp. 203–215.
- [41] Safak, E., 1989:" Optimal-adaptive filters for modeling spectral shape, site amplification, and source scaling". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 8, No. 2, pp. 75-95.
- [42] Safak, E., 1995: "Discrete-time analysis of seismic site amplification". *J. Eng. Mech., ASCE*, Vol.121 (7), pp. 801–9.
- [43] Safak, E., 2001: "Local site effects and dynamic soil behavior". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 21, pp. 453-458.
- [44] Sanchez-Sesma, F.J., 1987: "Site effects on strong ground motion". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 6, No. 2, pp. 124-132.
- [45] Sanchez-Sesma, F.J., Alvarez-Rubio, S., Benito, J.J. and Enrique Alarcon, E., 2004: "The direct boundary element method: 2D site effects assessment on laterally varying layered media (methodology)". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol, 24, pp. 167–180.
- [46] Savin, E., 1999:" Influence de la variabilité spatiale en interaction sismique sol-structure". Thèse de doctorat. Ecole Centrale PARIS.
- [47] Semblat J.F, Dangla, P., Kham, M. and Duval, A.M., 2002: "Seismic site effects for shallow and deep alluvial basins: in-depth motion and focusing effect". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 22, pp. 849–854.
- [48] Semblat J.F, Khamb, M., Parara, E., Bard, P.Y., Pitilakisc, K., Makrad, K. and Raptakis, D., "(2004) Seismic wave amplification: Basin geometry vs. soil layering". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 25, pp. 529–538.
- [49] Silimani, A., 1997:"Analyse dynamique de structures étendues soumises a l'effet de la variabilité spatiale de l'action sismique". Thèse de magister. Ecole Nationale Polytechniques.

- [50] Somerville, PG., McLaren, JP., Sen, MK. and Helmberger, DV.,1993: "The influence of site conditions on the spatial incoherence of ground motion". Structural Safety, Vol.10, pp. 1–13.
- [51] Teves-Costa, P., Matias,L. and Bard,P.Y., 1996: "Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 15, pp. 201-209.
- [52] Tounsi, K., 2002:"Analyse de La propagation des Ondes Sismiques:Effet des Ondes de Surface". Thèse de magister. Ecole Nationale Polytechniques.
- [53] Trifunac, MD., 1990: "How to model amplification of strong earthquake motions by local soil and geologic site conditions?". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.19, pp. 833–46.
- [54] Trifunac, MD. and Todorovska, MI., 1997: "Response spectra for differential motion of columns". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 26, pp. 251–68.
- [55] Trifunac, MD. And Todorovska, MI., 2000: "Can aftershock studies predict site amplification factors. Northridge CA earthquake of 17 January 1994". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 19, pp. 233–51.
- [56] Urkowitz, H., 1993: "Signal theory and random processes". Artech House, Washington.
- [57] Wang, S.and Hao, H., 2002: "Effects of random variations of soil properties on site amplification of seismic ground motions". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, pp. 551–564.
- [58] Wen, K.L. and Peng, H.Y., 1998:"Site Effect Analysis in the Taipei Basin: Results from TSMIP Network Data. TAO, Vol. 9, No. 4, 691-704.
- [59] Wen, Z.P., Hu, Y.X. and Chau, K.T., 2002: "Site effect on vulnerability of high-rise shear wall buildings under near and far field earthquakes". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, pp. 1175–1182.
- [60] Zembaty, Z. and Krenk, S., 1993:"Spatial seismic excitations and response spectra". Journal of Engineering Mechanics, Vol. 119, No. 12, pp. 2449-2460.
- [61] Zembaty, Z., 1996:"Spatial seismic coefficients, some sensitivity resultants". Journal of Engineering Mechanics, Vol. 122, No. 4, pp. 379-382.
- [62] Zembaty, Z., 1997: "Vibrations of bridge structure under kinematic wave excitations". J. Struct. Eng., ASCE, Vol.123 (4), pp. 479–88.
- [63] Zembaty, Z. and Rutenberg, A., 1998: "On the sensitivity of bridge seismic response with local soil amplification". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 27, pp. 1095–9.

- [64] Zembaty, Z. and Rutenberg, A., 2002:"Spatial response spectra and site amplification effects". Engineering structures, Vol. 24, pp. 1485-1496.
- [65] Zendagui, D., 1996:"Contribution a l'étude de la deconvolution stochastique des ondes sismiques ". Thèse de magister. Ecole Nationale Polytechniques.
- [66] Zendagui, D., 2006:" Elaboration D'un Modèle Analytique D'analyse De La Variabilité Spatiale Du Signal Sismique ". Thèse de doctorat. Ecole Nationale Polytechniques.
- [67] Zerva, A., 1991: "Effect of spatial variability and propagation of seismic ground motions on the response of multiply supported structures". Probabilistic Eng. Mech. Vol. 6, pp. 212–21.
- [68] Zerva, A. and Harada, T., 1997:"Effect of surface layer stochasticity on seismic ground motion coherence and strain estimates". Soil Dynamics and Earthquake engineering, Vol. 16, pp. 445-457.
- [69] Zerva, A. and Zervas, V., 2002: "Spatial variation of seismic ground motions: An overview". Appl Mech Rev, vol. 55, no 3, pp. 271-297.