



Ecole Nationale Polytechnique
Département de Génie Civil
Laboratoire de Génie Sismique
et de Dynamique des Structures



Thèse de Doctorat en Sciences Génie Civil

Présentée par :

TOUAT- CHERID Djamila

Magister en Génie Civil, diplômée de l'ENP

Intitulée :

Effets de la Propagation Oblique des Mouvements Sismiques Anti-plans sur le Phénomène d'Amplification Locale de Site

Soutenue publiquement le 14/12/2017, devant le jury composé de:

M. BOUADALLAH	Professeur, ENP	Président
M. K. BERRAH	Professeur, ENP	Directeur de Thèse
M. HAMMOUTENE	Professeur, ENP	Co-Directeur de Thèse
Z. DERRICHE	Professeur, ENSTP	Examinatrice
M. ABED	Professeur, Université Saad Dahlab , Blida, USDB	Examineur
A. BOURZAM	M. C. A., USTHB	Examineur
B. TILIOUINE	Professeur, ENP	Invité

ENP – 2017



Ecole Nationale Polytechnique
Département de Génie Civil
Laboratoire de Génie Sismique
et de Dynamique des Structures



Thèse de Doctorat en Sciences Génie Civil

Présentée par :

TOUAT- CHERID Djamila

Magister en Génie Civil, diplômée de l'ENP

Intitulée :

Effets de la Propagation Oblique des Mouvements Sismiques Anti-plans sur le Phénomène d'Amplification Locale de Site

Soutenue publiquement le 14/12/2017, devant le jury composé de:

M. BOUADALLAH	Professeur, ENP	Président
M. K. BERRAH	Professeur, ENP	Directeur de Thèse
M. HAMMOUTENE	Professeur, ENP	Co-Directeur de Thèse
Z. DERRICHE	Professeur, ENSTP	Examinatrice
M. ABED	Professeur, Université Saad Dahlab , Blida, USDB	Examineur
A. BOURZAM	M. C. A., USTHB	Examineur
B. TILIOUINE	Professeur, ENP	Invité

ENP – 2017

DEDICACES

Je dédie ce travail à la mémoire de mon père qui s'est sacrifié pour que vive l'Algérie, à ma mère et à toute ma famille qui m'a soutenue durant toutes ces années

A ma sœur et amie de longue date Hafida qui a toujours été proche de moi.

A tous ceux qui ont cru en moi et qui le croient encore.

REMERCIEMENTS

Je commencerai d'abord par remercier le Grand et Puissant **DIEU** qui m'a donné la santé ; le courage et la patience durant toutes ces longues années d'élaboration de cette thèse.

La présente thèse de Doctorat en Sciences a été réalisée au Laboratoire de Génie Sismique et Dynamique des Structures de l'Ecole Nationale Polytechnique à El Harrach ; Alger, Algérie.

Dans ce cadre, je voudrais tout d'abord exprimer mes plus vifs remerciements et ma profonde gratitude à mes Directeurs de thèse les Professeurs **M. K. BERRAH** et **M. HAMMOUTENE** pour avoir bien voulu me proposer le présent sujet de recherche et m'encadrer pleinement durant toute la préparation de cette thèse. Ils m'ont guidée avec rigueur et fermeté.

Je voudrais aussi remercier le Professeur **B. TILIOUINE** pour ses conseils et sa participation active à l'aboutissement de cette thèse.

Mes remerciements vont également au Professeur **A. BOUABDELLAH**, Directeur de Laboratoire LGSDS de l'ENP qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury de cette thèse.

Je tiens également à remercier les Professeurs **Z. DERRICHE** de l'Ecole Nationale Supérieure des Travaux Publics ; **M. ABED** de l'Université Saad Dahlab de Blida ; **A. BOURZAM** de l'USTHB et **B. TILIOUINE** de l'ENP pour avoir accepté de faire partie du jury de ma thèse et d'en examiner tous les aspects scientifiques et techniques.

Enfin, dans le souci de n'oublier personne, que tous ceux qui m'ont aidée de près ou de loin, que ce soit par leurs amitiés ou leur soutien moral, trouvent ici dans ces quelques lignes l'expression de ma profonde gratitude.

ملخص:

تستعمل دراسات التضخيم الزلزالي للموقع بشكل عام لتقييم التأثيرات الجيولوجية المحلية وظروف وخصائص حركات الأرض. على الرغم من دراسات معمّقة حول ظاهرة التضخيم للموقع المتعلقة بتأثيرات الطبقات التي يمكن العثور عليها في البحوث المتخصصة غير انه ينبغي التأكيد على أن معظم التطبيقات العملية كانت محدودة لدراسة الإنتشار الشاقولي لموجات (SH). يعني مسألة التضخيم ذات البعد الواحد وعلاوة على ذلك قد خصص قليلا من الاهتمام لدراسة تأثيرات الإنتشار الغير الشاقولي لموجات القص الساقطة (SH) على آلات قياس التسارع السطحية وعلى الاستجابة الزلزالية للهياكل.

في هذا العمل الحالي تستخدم ستة أساليب تقريبية اقترحها مؤلفون مختلفون لتقدير الفترة الأساسية لسطح متعدد الطبقات. يتم تطبيق هذه الأساليب على موقع مدرسة أم درو (منطقة الشلف ، شمال غرب الجزائر) ويتم رسم وظائف النقل المتعلقة بملامح أحادية الطبقة المكافئة لهذا الموقع والتعليق عليها.

تم تمديد الدراسة الى التحقيق في تضخيم الموقع (2D) للموجات الزلزالية للقص (SH) الغير الشاقولية خلال كمّ ترابي مكون من عدة طبقات لزج-مرن. اجري تحليل لحساسية تأثيرات الحادث الغير الشاقولي على وظائف التضخيم للموقع على اساس معطيات الموقع بعد زلزال الأصنام في عام 1980.

تم نقاشا للنتائج التحليلية من حيث وظائف النقل للموقع والنسب الطيفية و الردود الطيفية للهياكل لقيم مختلفة لزاوية الموجة الساقطة.

تم دراسة حالتين: طبقة ترابية تعلو طبقة صخرية و نتوء صخري.

كلمات مفاتيح : موجات (SH) الغير الشاقولية ، سطح متعدد الطبقات لزج-مرن، وظائف النقل لموقع زلزالي ، طيف الرّد ، زلزال الأصنام.

Abstract

Seismic site amplification studies are generally used to assess the effects of local geology and soil conditions on ground motion characteristics. Although extensive reviews on site amplification phenomena associated to stratigraphic effects can be found in the specialized literature, it should be pointed out that most of the practical applications have been limited to the study of vertically propagating SH waves, i. e. to the 1-D soil amplification problem. Furthermore, little attention if any, has been devoted to the study of the effects of non vertically incident SH waves on the earthquake response of structures.

In the present work, six approximate methods proposed by various authors are used to estimate the fundamental period of a laminate soil profile. These methods are applied to the site of the Oum Drou School (Chlef region, northwestern Algeria) and the transfer functions relating to the equivalent monolayer profile of this site are plotted and commented.

The study is extended to an investigation of 2-D site amplification of non vertically propagating seismic shear waves in multilayered viscoelastic soil deposits. Sensitivity analyses of the effects of non vertical incidence on site amplification functions are performed based on site geotechnical data collected from post seismic investigations of the 1980 El-Asnam earthquake. Analytical results are discussed in terms of seismic site transfer

functions, spectral ratios and structural response spectra for different values of wave incidence angle. Both bedrock and rock outcropping cases are examined.

Keywords: Non vertical incident SH waves, Linear viscoelastic multilayered media, Seismic site transfer functions, Response spectra, 1980 El-Asnam Earthquake.

Résumé

Les études de l'amplification sismique de site sont généralement utilisées pour évaluer les effets de la géologie locale, les conditions et les caractéristiques des mouvements du sol.

Bien que des études approfondies sur le phénomène d'amplification de site lié aux effets de la stratigraphie peuvent être trouvés dans la littérature spécialisée. Il convient de souligner que la plupart des applications pratiques ont été limitées à l'étude de la propagation verticale des ondes SH, c'est-à-dire au problème d'amplification unidimensionnelle.

En outre, peu d'attention a été consacrée à l'étude des effets de propagation non verticale des ondes de cisaillement incidentes SH sur la réponse sismique des structures.

Dans le présent travail, six méthodes approximatives, proposées par divers auteurs sont utilisées pour estimer la période fondamentale d'un profil de sol stratifié. Ces méthodes sont appliquées au site de l'Ecole d'Oum Drou (Région de Chlef, Nord – Ouest algérien) et les fonctions de transfert relatives au profil monocouche équivalent de ce site sont tracées et commentées.

L'étude est étendue à une investigation sur l'amplification du site en 2D des ondes sismiques de cisaillement(SH) non verticales à travers un dépôt de sol multicouches à comportement viscoélastique.

L'analyse de la sensibilité des effets d'incidence non verticale sur les fonctions d'amplification de site a été effectuée sur la base des données géotechniques de site recueillies après le tremblement de terre d'El-Asnam 1980.

Les résultats analytiques sont discutés en termes de fonctions de transfert de site, de rapports spectraux et de réponses spectrales des structures pour différentes valeurs de l'angle d'incidence de l'onde.

Deux cas sont examinés : couche de sol surmontant un substratum rocheux et un affleurement rocheux.

Mots-clés : ondes SH non verticales, milieu multicouches linéaire viscoélastique, fonction de transfert de site sismique, spectre de réponse, séisme d'El-Asnam 1980.

Liste des tableaux	
Liste des figures	
Introduction générale	12
Chapitre 1 : Propagation des ondes sismiques dans un sol	
1.1. Introduction	19
1.2 Effets induits du séisme	21
1.3 Différents types d'onde sismique	22
1.3.1 Les ondes de volume :	22
1.3.2 Les ondes de surface	24
1.4 Signal sismique :	26
1.4.1 Equation d'onde	27
1.4.2 Ondes monochromatiques planes :	29
1.4.3 Propagation d'ondes planes en milieu élastique semi infini :	30
1.5 Conclusion	31
Chapitre 2 : Effet de site	
2.1 Introduction	34
2.2 Influence de l'effet de site sur le mouvement sismique	36
2.3 Les différentes approches de l'effet de site	37
2.3.1 Méthodes expérimentales	38
2.3.1.1 Méthode basée sur l'enregistrement de séismes	39
2.3.1.2 Méthode « H/V bruit de fond »	40
2.3.1.3 Méthode dite du « rapport spectral classique »	41
2.3.2 Approches empiriques	42
2.3.3 Approches numériques	43
2.3.3.1 Simulation unidimensionnelle :	44
2.3.3.2 Simulation bidimensionnelle (2D) :	45
2.3.3.3 Simulation tridimensionnelle (3D) :	45
2.3.3.4 Simulation 1D linéaire-équivalente :	45
2.3.3.5 Simulation 1D non linéaire :	45

Table de matière

2.4 Estimation de l'effet de site : cas de la propagation des ondes sismiques dans un milieu à 2D	46
2.4.1 Réflexion des ondes P à la surface libre (figure 2.5).....	47
2.4.2 Réflexion des ondes SV à la surface libre	48
2.4.3 Réflexion des ondes SH à la surface libre (figure 2.6).....	48
2.4.4 Réflexion et transmission d'ondes P et S à l'interface entre deux milieux	49
2.4.5 Méthode matricielle de Thomson-Haskell	50
2.5 Conclusion.....	51

Chapitre 3 : Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

3.1 Introduction	54
3.2 Equations de base	56
3.3 Méthodes approchées	57
3.4 Application au Cas de l'Ecole d' OUM DROU	62
3.4.1 Caractéristiques du site :.....	62
3.4.2 Calcul des Périodes.....	63
4.3 Fonction de transfert.....	64
3.5 Conclusion.....	65

Chapitre 4 : Amplification bidimensionnelle de site dans les sols multicouches soumis à des ondes incidentes non -verticales

4.1 Introduction	67
4.2 Méthode d'Amplification de site dans un milieu élastique	67
4.3 Amplification bidimensionnelle de site dans les sols multicouches élastiques soumis à des ondes incidentes SH non-verticales	71
4.3.1 Cas du substratum.....	74
4.3.2 Cas de l'affleurement rocheux.....	75
4.4 Amplification de site dans un milieu viscoélastique stratifié	76
4.4.1 Facteur de qualité Q.....	77
4.4.2 Amplification de site par rapport au mouvement du substratum	79
4.4.3 Amplification de site par rapport au mouvement de l'affleurement rocheux	79
4.4.4 Amortissement radiatif effectif.....	79
4.5 Conclusion.....	81

Chapitre 5 : Effets de l'angle d'incidence sur les fonctions de transfert et les rapports des pics spectraux

5.1 Introduction	84
5.2 Effets sur les fonctions de transfert	85
5.3 Effets sur les rapports spectraux des pics fondamentaux d'amplification du site d'affleurement rocheux	90
5.4 Conclusion.....	93

Chapitre 6 : Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

6.1 Introduction.	96
6.2 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique	97
6.2.1 Cas du Substratum.....	99
6.2.2 Cas de l'affleurement rocheux.....	102
6.3 Effets de l'angle d'incidence sur les spectres de réponse de structure	102
6.3.1 Cas de substratum.....	103
6.3.2 Cas de l'affleurement rocheux.....	103
6.4 Effets sur la propagation des ondes à travers les couches	104
6.5 Conclusion.....	104

Conclusion générale	106
----------------------------------	-----

Références	109
-------------------------	-----

Annexe : Analyse de Fourier

A.1 Introduction	115
A.2 Séries de Fourier	116
A.3 Forme Complexe de la Transformée de Fourier.....	120
A.4 Relations Excitations - Réponses pour les Systèmes Linéaires.....	121
A.5 Relation entre la réponse fréquentielle et la réponse impulsionnelle	121
A.6 Conclusion	126

Liste des tableaux

Tableau 3.1: Facteurs de réduction de la vitesse de l'onde de cisaillement mesurée à faible contrainte de cisaillement ($\leq 0,001\%$), du Conseil de la Technologie Appliquée (1978, p. 66). Ces valeurs sont représentatives de la région de la baie de San Francisco (Dowrick 2009)....	59
Tableau 3.2 : Résumé des méthodes approchées (Dobry, 1976).....	60
Tableau 3.3 : Calcul des Périodes fondamentales par les méthodes approchées du site de l'Ecole d'Oum Drou, El Asnam.	63
Tableau 5.1: Propriétés du sol en place (site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam).....	86
Tableau 5.2: Variations du décalage de fréquence par rapport à l'angle d'incidence de l'onde ($V_N = V_r = 1100$ m / s, du site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam).....	86
Tableau 5.3: Variations de l'amplitude spectrale par rapport à l'angle d'incidence de l'onde ($V_N=V_r = 1100$ m / s, site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam).....	88
Tableau 5.4: Rapport des pics spectraux $H_{Bmax}H_{Amax}$ ($V_N = V_r = 3000$ m/s, du site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam)	93
Tableau 6.1 : Valeurs du PGA (cm/s^2) du site de l'Ecole d'Oum Drou El-Asnam :.....	100

Liste des figures

Figure 1.1 Carte de la sismicité mondiale, pendant la période 1973-2012 (source National Earthquake Information Service –NEIS)	20
Figure 1.2 : Représentation des ondes de Compression P.....	22
Figure 1.3: Représentation des ondes de Cisaillement S	23
Figure 1.4 : Propagation des ondes sismiques à travers la terre.....	23
Figure 1.5: Représentation des ondes de Love.....	25
Figure 1.6: Représentation des ondes de Rayleigh	25
Figure 1.7: Décomposition du signal sismique	26
Figure 1.8 : Représentation des ondes planes	30
Figure 1.9 :Direction de propagation des ondes de compression et des ondes de cisaillement ..	31
Figure 2.1 : Schéma de la propagation des ondes sismiques depuis la source sismique où elles sont générées jusqu’au site considéré où elles sont observées [Kramer, 1996].	34
Figure 2.2 : Représentation de l’effet de site	35
Figure 2.3 : Schématisation de l’effet de site topographique (a) et effet de site lithologique : amplification de l’amplitude (b) et piégeage d’onde (c).	36
Figure 2.4 : Types d’ondes obtenus à partir d’ondes incidentes P, SV et SH.....	46
Figure 2.5 : Réflexion des ondes P.....	48
Figure 2.6 : Réflexion des ondes SH.....	49
Figure 2.7: Profil de sol multicouches	50
Figure 3.1: Dépôt de sol sur rocher rigide.....	56
Figure 3.2: Profil de sol stratifié (Dorby,1976).....	59
Figure 3.3: Période fondamentale d’un profil de sol à deux couches sur un substratum rocheux (T), (Dobry, 1976).	61
Figure 3.4 Fonctions de transfert pour différentes méthodes de période du site Ecole d’Oum Drou El Asnam	64
Figure 4.1 : Schématisation d’un sol multicouche	68
Figure 4.2 : Réflexion et réfraction d’une onde P	68
Figure 4.3 : Ondes Incidentes et réfléchies dans un sol multicouches viscoélastique recouvrant un socle rocheux.....	71

Liste des figures

Figure 4.4 :Représentation des vecteurs d'état S_n et S_{n+1} associés à la n-ième et (n+ 1)ième couches du système de sol élastique multicouches.	73
Figure 4.5 : Fonction de transfert pour différentes valeurs de l'amortissement Q	78
Figure 4.6 : Fonction de transfert pour différentes valeurs des angles d'incidence α_2 dans le rocher.....	80
Figure 5.1 : Profil de sol du site de l'Ecole d'Oum Drou El-Asnam.	85
Figure 5.2 Amplifications de site d'un sol stratifié viscoélastique par rapport au substratum rocheux (a) et à l'affleurement rocheux (b) pour différents angles d'incidence de l'ondes SH ($V_N = 1100$ m / s, Ecole d'Oum Drou situés dans la ville d'El-Asnam).....	87
Figure : 5.3 : Amplifications de site du sol pour un sol multicouches viscoélastique pour le cas d'un substratum (a) et un affleurement rocheux (b) pour différents angles d'incidence de l'onde SH ($V_N = 3000$ m / s, site de l'Ecole Oum Drou, ville d'El-Asnam).....	89
Figure 5.4 : Oscillateur à un degré de liberté	90
Figure 5.5 Construction du spectre de réponse élastique pour différent oscillateur.	91
Figure 6.1 : Etapes pour le calcul du spectre de réponse.	98
Figure 6.2 : Localisation de la réplique du 08 Novembre 1980 ($M_s = 5.3$) du séisme d'El-Asnam du 10 Octobre 1980 et du site de l'Ecole Oum Drou. Le tracé de la faille en surface est indiqué en trait fin noir.....	100
Figure 6.3 : Accélération en fonction du temps à la surface d'un sol multicouche viscoélastique pour: les mouvements d'entrée (a) pour le substratum et (b) pour l'affleurement rocheux pour différents angles d'incidence de l'onde SH ($V_2 = 3000$ m/s, du site de l'Ecole d'Oum Drou , ville d'El-Asnam).	101
Figure 6.4 : Spectres de réponse de l'accélération à la surface du sol multicouche viscoélastique, avec (a) au substratum et (b) l'affleurement rocheux pour différents angles d'incidence de l'onde SH et différents amortissements ($V_2 = 3000$ m / s, site de l'Ecole d'Oum Drou, ville d'El-Asnam).	103
Figure A.1 : Fonction arbitraire périodique du temps	115
Figure A.2: Descriptions temporelle et fréquentielle d'une sinusoïde.....	117
Figure A.3: Représentation graphique des coefficients de Fourier (Newland, 1993).....	118
Figure A.4: Réponse en fréquence d'un système linéaire	121
Figure A.5 : Réponse impulsionnelle d'un système linéaire.....	122

1. Problématique

Lors d'un séisme, le glissement des plaques tectoniques génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la Terre depuis le foyer du séisme jusqu'à la surface. Au cours de ce trajet, elles traversent des milieux géologiques aux propriétés mécaniques variées (densité, vitesse de propagation des ondes sismiques...), ce qui va perturber leur propagation et accroître la complexité du signal sismique.

En particulier, les couches les plus superficielles sont en général plus meubles (la vitesse des ondes y est plus faible), ce qui modifie notablement leurs caractéristiques et leur comportement mécanique par rapport aux couches en profondeur.

L'effet de site est le terme utilisé pour décrire la modification de la secousse sismique induite par la géologie locale. Il se traduit fréquemment par une augmentation de l'amplitude des enregistrements de la secousse sismique et de sa durée. Ce phénomène peut être illustré en comparant les secousses sismiques enregistrées sur un sol dur (substratum) et sur un sol mou à proximité.

Les effets de sites sont donc des phénomènes vibratoires spécifiques qui se développent en présence de formation géologique de caractéristiques mécaniques différentes. L'un des résultats de ce phénomène est l'amplification des mouvements sismiques.

Les études d'amplification de site sont généralement utilisées pour évaluer les effets de la géologie locale et les conditions de sol sur les caractéristiques des mouvements dans les dépôts de sol (Borcherdt 1970, Nakamura 1989, Idriss 1990, Quispes 2012).

Elles sont également importantes dans la modélisation et la simulation des tremblements de terre (Hammoutène et al. 1992, Stewart et al. 2012), la classification des sites est utilisée pour les études de microzonage sismique et le développement des codes de calcul des bâtiments (Zhao et al. 2006, Cadet et al. 2008).

L'amplification locale des sols peut être causée par divers phénomènes, notamment la résonance unidimensionnelle due au contraste d'impédance, la focalisation des ondes due à la nature des sols superficiels et enterrés, la résonance bidimensionnelle due à la géométrie des bassins alluvionnaires et à la topographie de surface (Bard and Bouchon 1985) et aux sommets des reliefs topographiques (Pagliaroli et al. 2011).

L'amplification du sol peut être analysée comme l'effet de la réponse linéaire ou non linéaire du sol. Les résultats des études expérimentales ainsi que numériques, menées par divers auteurs, pour les mouvements modérés à forts, (Dimitriou et al. 2000 and 2001, Rubinstein 2011, Ouanani and Tiliouine 2014, Suwal et al. 2015), ont souligné le rôle

important de la non-linéarité du sol pour réduire essentiellement les pics d'amplification spectrale et le décalage des fréquences de résonance du sol vers des valeurs inférieures.

Bien qu'il soit théoriquement possible de réaliser des vraies analyses incrémentales, dans lesquelles les propriétés du sol sont variables en fonction du chemin de charge et des niveaux instantanés de déformation, de telles procédures sont rarement utilisées dans la pratique. Au lieu de cela, des solutions linéaires approximatives sont souvent obtenues en utilisant une méthode itérative viscoélastique (Schnabel et al., 1972).

Sachant que l'application de la théorie linéaire et les solutions itératives peuvent être limitées, elles fournissent des résultats acceptables à des fins d'Ingénierie (par exemple pour la gamme de fréquences employée en Ingénierie) (Constantopoulos et al., 1973).

Plus récemment, en utilisant des rapports spectraux entre sites sédimentaires et sites rocheux pour les mouvements du sol forts et faibles, Hartzel (1998) a étudié la réponse de la variabilité non linéaire des sédiments au cours du Tremblement de terre de Northridge en Californie 1994 pour en déduire l'ampleur de la non linéarité de l'amplification de site. Il a montré la présence de la non-linéarité de l'amplification du site des sols mous lorsqu'ils sont soumis à des mouvements forts. Cependant, aucune non linéarité n'a été observée en dessous d'une accélération de crête d'environ 200 à 300 cm / s^2 , où d'un pic de vitesse de 20 à 30 cm/s .

En outre, sur la base des données du terrain au cours du même tremblement de terre, O'Connell (1999) a étudié la réplication de la réponse sismique non linéaire apparente avec des modèles de propagation d'ondes linéaires. Il a conclu que la propagation linéaire des ondes peut expliquer les réponses observées des sédiments apparemment non linéaires.

Enfin et non les derniers, Trifunac and Todorovska (2000), se sont basés sur des études détaillées des dommages et des distributions de rupture de pipeline lors du séisme de Northridge California en 1994 et sur les analyses des principaux enregistrements d'événements et de répliques. Ils ont observé lorsque la vitesse est inférieure à environ 30 cm/s , un modèle d'amplification linéaire du sol est susceptible d'être satisfaisant.

Les dernières observations couplées au faible niveau des deux PGA (accélération maximale du sol) et PGV (vitesse maximale du sol) mesurés en surface (respectivement de l'ordre de 200 cm/s^2 et 8 cm/s beaucoup moins de 30 cm/s) au cours des études post sismiques de plus de 400 répliques qui ont eu lieu après le choc principal non enregistré du tremblement de terre d'El-Asnam du 10 Octobre 1980. (Favier et al. 1981) suggèrent qu'aucune non linéarité n'a pu être observée lors de ces études et que les modèles linéaires de propagation des ondes viscoélastiques peuvent être utilisés dans la présente étude.

Différents modèles peuvent être utilisés pour étudier l'amplification sismique de site, partant des deux pionniers de l'Ingénierie qui sont à la base de travaux sur l'amplification locale de site (Kanai 1957, Tajimi 1960, Ruiz et Penzien 1969). Des études sismologiques fondées sur la réponse du sol sous la propagation des ondes sismiques de cisaillement inclinées (Bouchon 1973, Sills 1978, Sanchez-Sesma 1985), des modèles numériques les plus récents basés sur les éléments finis, les différences finies et les méthodes des éléments de frontières (Frankel 1986, Yasui et al. 1988, Bouchon et al. 1996, Verrucci et al. 2012) sont utilisés. Des analyses plus approfondies de l'amplification de site peuvent être trouvées dans la littérature (Joyner et Boore 1988, Erdik 2014).

Néanmoins, malgré les travaux de recherche abondants traitant le sujet, il convient de souligner que la plupart des applications pratiques d'Ingénierie ont été limitées à l'étude de la propagation verticale des ondes SH (le problème est unidimensionnel de l'amplification du sol) (Schnabel et al. 1972, Ordóñez 2010).

En outre, peu d'attention s'il y en a eu, a été consacrée à l'étude des effets d'incidence des ondes SH non verticales sur les accélérogrammes de surface et sur la réponse sismique des structures, ce qui a longtemps été une source de confusion pour un certain nombre d'utilisateurs de code : à savoir la spécification du mouvement d'entrée en tant que mouvement à la base du rocher ("le cas du substratum") ou mouvement de la roche affleurant ("cas de l'affleurement rocheux"). Pour une explication plus détaillée des mouvements d'entrée du substratum et de l'affleurement rocheux peuvent également être trouvés dans les travaux de (Kwok et al (2007)).

La prise en compte des caractéristiques mécaniques du sous-sol est indispensable à la mise en place et à la gestion des aménagements urbains et périurbains (périphérique) (implantation et maintenance des ouvrages du génie civil, enfouissement de déchets, prévention des risques naturels et des pollutions). Ces caractéristiques peuvent être déterminées in situ à partir de méthodes géophysiques (lorsque la caractérisation des sols par les méthodes géotechniques traditionnelles est très difficile, voire impossible, par la présence d'hétérogénéités, les méthodes géophysiques intégrant des informations sur un volume de sol important apparaissent comme une alternative aux essais géotechniques in-situ). La géophysique applique les moyens de la physique à l'étude de la structure des terrains. Grâce aux méthodes sismiques par exemple, il est possible d'obtenir des informations sur la vitesse de propagation des ondes de volume et donc sur les paramètres mécaniques des couches superficielles du sous-sol (modules de compression et de cisaillement). L'étude de la réfraction des ondes de compression (P) permet de caractériser très facilement la

géométrie et l'évaluation des vitesses de compression d'un milieu. La vitesse de propagation des ondes S est pourtant un paramètre très intéressant puisque directement relié au module de cisaillement, qui intervient notamment dans les études sur le risque sismique ou dans le dimensionnement des fondations d'ouvrages.

2. Objectifs

Les effets de site représentent un enjeu important dans la prévention parasismique : si l'on ne peut pas prédire quand un séisme aura lieu, il semble tout de même possible de prédire où et comment le signal sismique devrait être amplifié. Ainsi, l'objectif des microzonages est de délimiter sur des cartes des zones d'aléa homogènes. Pour chaque zone, la fréquence fondamentale (f_0) des sites doit être identifiée et la réponse spectrale des sites (leur fonction de transfert) doit être connue. La reconnaissance des sols et leur réponse permet de définir des comportements types et d'adapter des spectres de dimensionnement des structures imposés par les réglementations parasismiques afin de prendre en compte les effets de site. En effet, les réglementations ne peuvent que donner des valeurs forfaitaires et simplifiées qui ne reflètent que rarement la réalité physique des terrains.

L'enjeu consiste donc à comprendre les phénomènes et à mettre au point des méthodes fiables permettant d'affiner la réglementation.

Le travail de recherche s'inscrit précisément dans le cadre de cette double problématique. La présente recherche vise ainsi deux objectifs principaux :

Le premier objectif consiste à mieux comprendre la réponse sismique d'une couche de sol : la propagation des ondes SH dans un milieu élastique et viscoélastique pour différents angles d'incidence.

Le second objectif est de montrer l'influence majeure des effets de site sur la réponse des structures et vise à introduire les effets d'incidence des ondes de cisaillement SH non verticales sur les accélérogrammes de surface et sur la réponse sismique des structures.

A cet effet, dans un premier volet :

Dans le présent travail, l'étude consiste à l'étude de l'amplification de site bidimensionnelle des ondes de cisaillement sismiques se propageant non verticalement dans un sol multicouche élastique puis viscoélastique. L'importance des effets de l'atténuation Q et de l'amortissement radiatif efficace sur les fonctions de transfert sismiques de site sont ensuite discutées.

Dans un deuxième volet : des études de la sensibilité des effets de l'angle d'incidence sur les fonctions d'amplification ont été effectuées à l'aide d'un modèle simplifié, qui tient compte des paramètres essentiels représentant le sol et la structure : modèle analytique d'amplification de sol « Méthode matricielle de Thomson-Haskell ».

A cet effet, les analyses de sensibilité des effets de l'angle d'incidence sur les fonctions d'amplification de site ont été réalisées sur la base des données géotechniques pour le site de l'Ecole Oum Drou de la ville d'El - Asnam pour le mouvement du sol enregistré sur un site à proximité au cours de la plus forte réplique ($M_s = 5.3$) sachant que choc principal du séisme d'El Asnam 1980 n'a pas été enregistré.

Les résultats analytiques sont discutés en termes de fonctions de transfert de site, des rapports spectraux, de l'histoire de l'accélération à la surface et de réponse spectrale des structures pour différentes valeurs de l'angle d'incidence des ondes.

Deux cas d'études sont considérés : substratum rocheux et affleurement rocheux. Par ailleurs, des procédures approximatives analytiques, simples de calcul de la période fondamentale des profils de sol multicouches élastiques ont été examinées et appliquées au cas d'un site réel pour une propagation verticale des ondes de cisaillement. Ces périodes fondamentales évaluées par les six méthodes ont été comparées à la valeur exacte donnée par la méthode de Haskell.

3. Organisation de la thèse

Après une introduction qui présente l'énoncé du problème, les objectifs et l'organisation de cette thèse.

Le chapitre 1 sera un chapitre introductif permettant de fixer le cadre du travail en présentant quelques généralités sur la théorie de l'élasto-dynamique et de la propagation des ondes élastiques dont on identifiera les différents types et modes de propagation.

Le chapitre 2 fera l'objet d'un aperçu sur les effets de site. Un bilan des études existantes sur les effets de site sera effectué, autour des méthodes numériques et expérimentales qui peuvent être utilisées pour analyser les effets de site d'une part et montrer l'importance de la prise en compte de ces effets sur les caractéristiques dynamiques d'autre part.

Les Ingénieurs utilisent en général les analyses en fréquence ; pour cela ils doivent décomposer les signaux enregistrés en fonction du temps en fréquence.

A cet effet ; dans le chapitre 3, nous présenterons un bref rappel des notions d'analyse de Fourier.

Des méthodes analytiques approchées de calcul de la période fondamentale d'un profil de sol stratifiée et appliquées au cas réel du site de l'Ecole Oum Drou, El Asnam seront présentées dans le chapitre 4.

Le cinquième chapitre sera consacré à la formulation analytique bidimensionnelle de l'amplification de site dans les sols multicouches élastiques et viscoélastiques du substratum rocheux par rapport au substratum et à l'affleurement rocheux. Les caractéristiques particulières de l'amortissement dans les sols seront traitées.

Dans le sixième chapitre, les effets des angles d'incidence seront analysés, d'abord sur des fonctions d'amplification de site et de rapports spectraux des pics correspondant, puis sur la propagation des ondes à travers les couches constitutives du profil de sol étudié.

Le chapitre sept traitera des effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique en fonction du temps et sur les spectres de réponse de la structure.

Enfin, une conclusion générale et des recommandations pour des travaux futurs seront présentées.



CHAPITRE 1

1.1. Introduction

Séismes et leurs effets

Un séisme ou tremblement de terre est le résultat de la libération brusque d'énergie accumulée dans l'écorce terrestre en relation avec les contraintes exercées sur les roches. Le résultat de la rupture des roches en surface s'appelle une faille. Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple). Il se produit de très nombreux séismes tous les jours, mais la plupart ne sont pas ressentis par les humains. Environ cent mille séismes sont enregistrés chaque année sur la planète.

Le séisme est une catastrophe naturelle majeure qui cause chaque année de nombreuses pertes humaines et d'importants dégâts matériels. En général, les séismes se différencient par leur mécanisme au foyer, leur magnitude et leur intensité. Beaucoup de travaux de recherche ont concerné ce phénomène avec pour objectifs une meilleure compréhension des processus physiques, une meilleure connaissance de l'aléa et une meilleure gestion des risques.

Au niveau mondial, la sismicité se concentre essentiellement le long des frontières des plaques tectoniques. La Figure 1.1 présente la carte de la sismicité mondiale pendant la période de 1973 à 2012, dans laquelle chaque symbole correspond à un épicerentre. La taille et la couleur du symbole représentent la magnitude de l'événement. Sur la carte, on n'observe que deux séismes de magnitude égale ou supérieure à 9, ce sont : le séisme de Sumatra (Indonésie) en 2004 avec la magnitude de 9.2 et le séisme du Japon en 2011 avec la magnitude de 9.

Au niveau de la zone source du séisme (le foyer), la brusque libération d'énergie se traduit par un mouvement de cisaillement le long d'un plan de faille. Les premiers mouvements enregistrés aux stations sismiques permettent de reconstituer le mécanisme au foyer. Il y a cependant non unicité de la solution, donc le retour aux données de terrain et au contexte tectonique régional est nécessaire pour identifier la faille active à l'origine du séisme avec ses caractéristiques de faille normale, faille inverse, faille en décrochement...).

L'énergie libérée au foyer d'un séisme peut être quantifiée par sa **Magnitude**, notion proposée par Richter et qui a beaucoup évolué depuis. La magnitude est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation ou des témoignages de la population. L'échelle de magnitude est logarithmique.

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objet, fissures...) ou qu'ils aient causé des dégâts plus ou moins importants aux constructions. On parle alors d'effets macrosismiques. L'intensité d'un séisme dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la structure géologique. Basées sur l'intensité de la secousse ressentie par les personnes dans la région proche de l'épicentre et sur les dégâts matériels, plusieurs échelles d'intensité macrosismique ont été proposées. Parmi elles, l'échelle de Mercalli, l'échelle MSK et l'échelle EMS98 sont les plus connues et les plus utilisées dans la bibliographie.

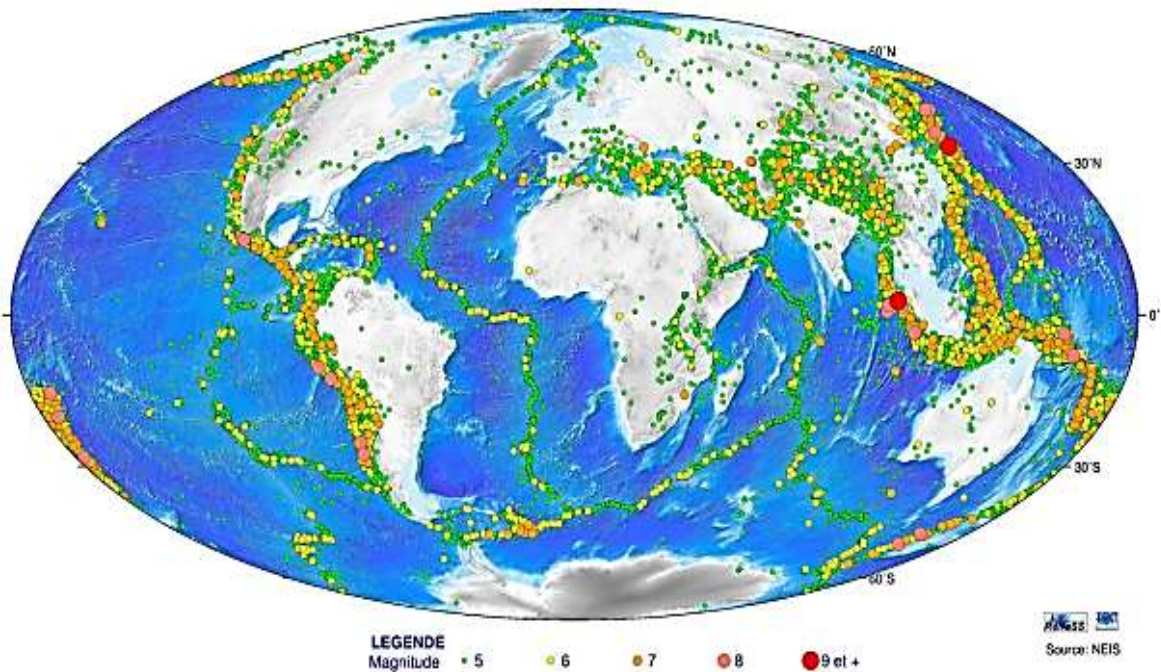


Figure 1.1 Carte de la sismicité mondiale, pendant la période 1973-2012 (source National Earthquake Information Service –NEIS)

Les ondes sismiques correspondent aux ondes élastiques qui se propagent à la surface et à l'intérieur de notre planète à la suite d'un séisme.

Elles apparaissent lorsqu'une impulsion de départ met en mouvement des particules, qui vont à leur tour faire bouger la matière à leur contact avant de revenir à leur place initiale. Le phénomène engendré peut alors se propager sur des dizaines, des centaines, voire des milliers de kilomètres. À noter que ces ondes peuvent être générées artificiellement dans le cadre d'études sismiques.

Comme toutes les ondes, elles peuvent être réfléchies ou réfractées lorsqu'elles passent d'un milieu à un autre.

Les vibrations engendrées par un séisme se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface.

Elles se succèdent et se superposent sur les enregistrements des sismomètres. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques traversées, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

L'analyse de la réponse d'un profil de sol sous un chargement sismique par la théorie de la propagation d'onde dans un milieu continu est présentée en détail dans ce chapitre.

1.2 Effets induits du séisme

Il existe une relation entre l'énergie dissipée au foyer et la taille de la surface entrée en rupture. Si cette rupture atteint la surface terrestre, elle peut engendrer des déplacements majeurs. Ces déplacements verticaux ou horizontaux de la surface terrestre peuvent aggraver les dommages aux structures présentes en surface, voire modifier fortement le paysage.

Dans le cas de grands séismes sous-marins, l'émergence d'une faille peut modifier de façon importante la topographie du fond marin. Il peut en résulter un déplacement brutal d'un grand volume d'eau qui engendre une onde dans l'océan. En domaine de grands fonds, cette onde a une amplitude faible, une grande longueur d'onde et une vitesse très grande, mais en approchant des terres, l'onde rencontre des fonds de plus en plus superficiels et l'amplitude de la vague augmente : le tsunami finit par inonder la côte.

Lorsque des ondes sismiques se propagent à travers une couche de sol saturé, elles vont faire augmenter la pression interstitielle. Par conséquent, la contrainte totale sera égale à la pression interstitielle, le sol se comporte comme un liquide qui ne pourra plus supporter les charges. Ce phénomène est appelé la liquéfaction. Les constructions dans cette zone sont alors déstabilisées et peuvent parfois littéralement s'enfoncer dans le sol.

Si les ondes sismiques se propagent à travers une région montagneuse, d'une part elles dégradent les qualités mécaniques des matériaux, et d'autre part elles peuvent être amplifiées en termes de durée et d'amplitude sous l'action des effets de site

topographiques. La combinaison de ces effets menace alors la stabilité des versants. Une fois que l'instabilité survient, surtout quand elle touche une zone urbanisée, les dégâts peuvent être dévastateurs. De tels mouvements peuvent entraîner une destruction totale d'une ville.

1.3 Différents types d'onde sismique

Ces ébranlements, qui se déplacent sous forme d'ondes, traversent le Globe et donnent des indications irremplaçables sur sa constitution.

On distingue :

1.3.1 Les ondes de volume :

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

Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km/s près de la surface, 13 km/s près du noyau de la terre) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme.

Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.

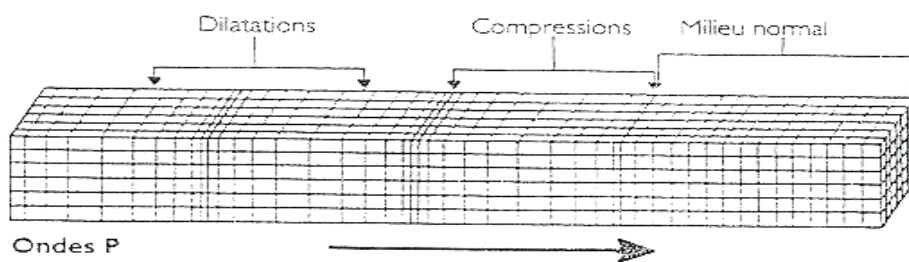


Figure 1.2 : Représentation des ondes de Compression P

Les ondes S ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales.

Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P.

L'onde S se propage en cisillant les roches latéralement à angle droit par rapport à sa direction de propagation. On l'enregistre bien sur les composantes horizontales du sismomètre.

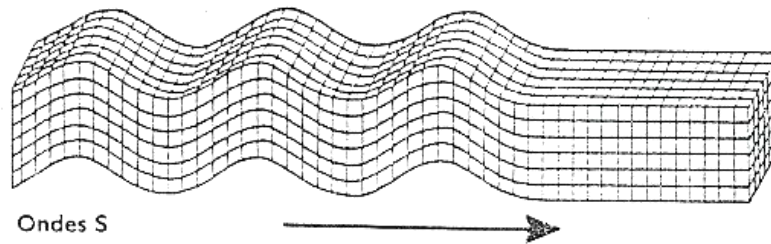


Figure 1.3: Représentation des ondes de Cisaillement S

Dans un corps anisotrope, l'onde S se partage en deux ondes avec une vitesse différente, l'onde S_H de polarisation horizontale et l'onde S_V de polarisation verticale.

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit et connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme.

Les ondes de volume se propagent un peu comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu (Lois de Descartes, Principe de Huygens...). Une onde P ou S peut générer des ondes P et S et donner des ondes PP PS SP SS... PKP SKS SKP ...). K (Kern=noyau) PKP: onde P qui a traversé le noyau externe.

Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

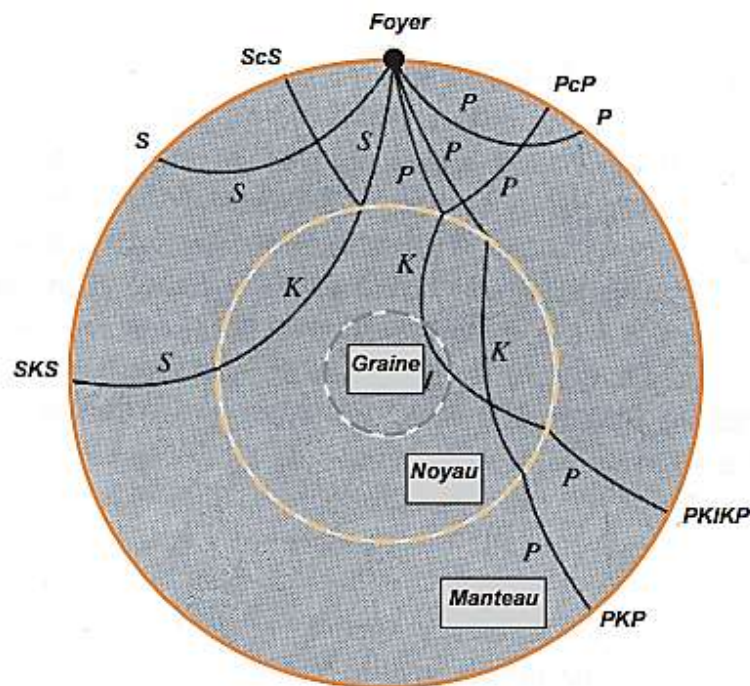


Figure 1.4 : Propagation des ondes sismiques à travers la Terre

Les vitesses de propagation de ces ondes jouent un rôle très important en sismologie et en dynamique des sols. Elles dépendent des constantes élastiques du milieu (λ et μ coefficients de Lamé, qui s'expriment en fonction du module de Young E , du coefficient de poisson ν et de la masse volumique ρ). Elles sont données par les formules suivantes :

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\nu)E}{(1+\nu)(1-2\nu)\rho}} \quad (1.1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2(1+\nu)\rho}} \quad (1.2)$$

V_P vitesse des ondes P et V_S vitesse des ondes S.

1.3.2 Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte. Ces ondes sont dispersives. L'omniprésence des ondes de surface dans les enregistrements, leur relation directe avec les propriétés mécaniques du milieu dans lequel elles se propagent et leur caractère dispersif les révéleront utiles à la détermination des caractéristiques de la Terre, des sols et des matériaux

On peut distinguer :

L'onde de Love L ou L_Q:

Elle déplace le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation. Le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical.

On l'enregistre uniquement sur les composantes horizontales du sismomètre. Elle résulte d'interférences constructives entre ondes P et S_H horizontales.

Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

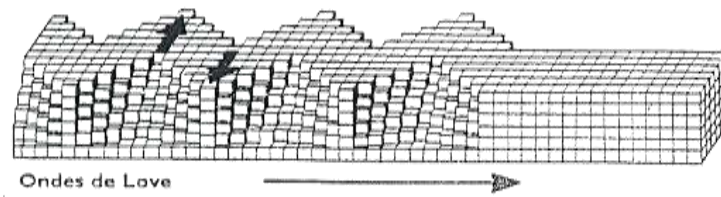


Figure 1.5: Représentation des ondes de Love

L'onde de Rayleigh ou L_R :

Le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, constituant un mouvement à la fois horizontal et vertical. Les vibrations engendrées par cette onde durent plusieurs minutes. Cette onde est enregistrée sur les trois composantes du sismomètre. Elle résulte d'interférences constructives entre ondes P et S_v verticales. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.

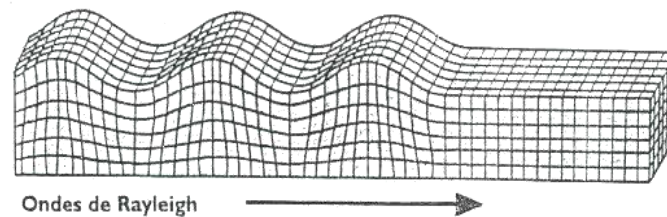


Figure 1.6: Représentation des ondes de Rayleigh

Les ondes de surface, et en particulier l'onde de Rayleigh sont des ondes très énergétiques se propageant à la surface des matériaux. Leur principale caractéristique est qu'elles sont dispersives, ce qui signifie que la vitesse dépend de la longueur d'onde, Ainsi si les caractéristiques mécaniques du milieu varient avec la profondeur, une variation de la vitesse des ondes de Rayleigh est observée en fonction de la fréquence. Cette variation, calculée à partir d'un sismogramme, est généralement appelé courbe de dispersion des vitesses de phases.

Dans un matériau donné, les vitesses de propagation des ondes de surface sont toujours inférieures à celles des ondes de volume. Ces ondes de surface sont très complexes et les vibrations des particules peuvent être diverses.

1.4 Signal sismique :

Un signal sismique est complexe et aléatoire. Il peut être représenté comme la superposition d'ondes (figure 1.7), de différents types, de fréquences variées dont l'amplitude est plus ou moins importante. Un certain nombre de paramètres, dépendant de la source et des sols traversés conditionnent la nature du signal sismique.

La théorie de l'élasticité et le principe fondamental de la dynamique, dévoilent que les ondes sismiques se propagent selon un train d'ondes dans le sous-sol de façons distinctes et fournissent de ce fait différents types d'ondes sismiques se propageant de manière indépendantes.

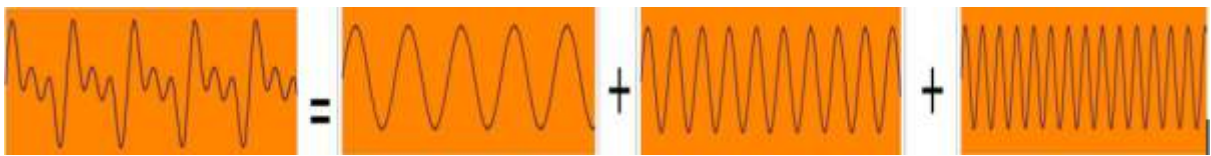


Figure1.7: Décomposition du signal sismique

Les différentes ondes sismiques ne se propagent pas de la même manière, ni à la même vitesse dans tous les milieux traversés. Cette propriété est utilisée entre autres pour comprendre la nature physique du globe et déterminer les épicentres des séismes

Plus on s'éloigne de l'épicentre, plus l'arrivée des ondes est tardive. Malgré l'atténuation du signal par la distance, ce sont les conditions de site qui vont modifier le signal. Ce phénomène est appelé « **Effet de site** ».

Dans un milieu élastique linéaire à une dimension, les ondes peuvent se propager indéfiniment sans changer d'amplitude. Les matériaux présents à la surface terrestre comportent des hétérogénéités engendrant une décroissance de l'amplitude des ondes avec la distance parcourue. Ces mécanismes d'atténuation des ondes sont de diverses natures : expansion du front d'onde, réflexion et/ou transmission des ondes, dissipation de l'énergie interne par les matériaux. La propagation de ces ondes dans les milieux géologiques conduit à un mouvement sismique complexe dont la durée va augmenter avec la distance.

Les ondes sismiques (dans un milieu isotrope, homogène et élastique), comme les ondes électromagnétiques, sont polarisées. Chaque type d'onde sismique possède une polarisation propre. Les matériaux homogènes, isotropes et élastiques soumis à de faibles contraintes subissent des déformations. Ils se comportent alors comme des matériaux élastiques et ils se

caractérisent par une relation linéaire entre le tenseur de contraintes et le tenseur de déformations.

1.4.1 Equation d'onde

L'équation d'onde est l'équation générale qui décrit la propagation d'une onde, qui peut être représentée par une grandeur scalaire ou vectorielle.

Désignant par σ le tenseur des contraintes, ρ (kg/m^3) la masse volumique du milieu et u le vecteur déplacement de composantes (u_1, u_2, u_3) et f représente les forces de volume. Suivant la deuxième loi de Newton, les équations d'équilibre dynamique s'écrivent :

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (1.3)$$

Dans le cadre de l'hypothèse des petits déplacements, on considère, un solide élastique, homogène et isotrope, la loi de comportement reliant les contraintes aux déformations, ne fait intervenir que deux paramètres λ et μ (N/m^2) qui sont les paramètres de Lamé, cette loi a pour expression :

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (1.4)$$

$$\delta_{ij} \text{ est le symbole de Kronecker et } \varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

En développant l'équation (1.4), on obtient 6 relations linéaires entre les contraintes et les déplacements :

$$\begin{aligned} \sigma_{ii} &= \lambda \operatorname{div} u + 2\mu \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \\ \sigma_{ij} &= \mu \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \end{aligned} \quad (1.5)$$

En remplaçant les équations (1.4) et (1.5) dans l'équation (1.3) on aboutit à l'équation générale de mouvement :

$$\frac{\partial}{\partial x_j} \left[\lambda \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right] + \left\{ \frac{\partial}{\partial x_j} \mu \left[\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right] \right\} + f_i = \rho \left(\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \right) \quad (1.6)$$

Si le milieu est homogène (λ et μ constants) l'équation (1.6) s'écrit :

$$\lambda \left(\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right) \right) + \mu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) + \mu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) + f_i = \rho \left(\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \right) \quad (1.7)$$

Ou en notation vectorielle :

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \mu \nabla \times (\nabla \times u) + f_i = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (1.7)$$

Où les opérations ∇u et $\nabla \times u$ représentent respectivement le gradient et le produit vectoriel du vecteur u .

La solution générale de cette équation peut être obtenue par le théorème de Lamé (Aki et Richards, 2002) qui permet d'utiliser la décomposition de HELMOLTZ, pour décomposer un champ de vecteurs u en la somme du gradient d'un potentiel scalaire ϕ et du rotationnel d'un potentiel vectoriel (ψ_1, ψ_2, ψ_3) :

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \psi \quad (1.8)$$

Soit en termes de composantes :

$$u_i = \frac{\partial \phi}{\partial x_i} + \frac{\partial \psi_k}{\partial x_j} - \frac{\partial \psi_j}{\partial x_k}$$

$i=1,3$ permutation circulaire i, j, k

L'examen de l'équation (1.8) montre que partant de trois inconnues, composantes du vecteur u , on a introduit par décomposition en potentiels quatre inconnues : le potentiel scalaire et les trois composantes du potentiel vectoriel. Il est donc nécessaire de spécifier une condition supplémentaire. Celle-ci est généralement obtenue en écrivant que la divergence du potentiel vectoriel ψ est nulle.

$$\nabla \cdot \psi = 0 \quad (1.9)$$

En reportant la relation (1.8) dans (1.7) en tenant compte de (1.9) et en négligeant les forces volumiques, vu qu'elles produisent un effet relativement insignifiant sur la propagation des ondes sismiques, on obtient l'équation suivante :

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot (\nabla\phi + \nabla \times \psi)) - \mu \nabla \times (\nabla \times (\nabla\phi + \nabla \times \psi)) = \rho \frac{\partial^2 (\nabla\phi + \nabla \times \psi)}{\partial t^2}$$

En séparant les potentiels on obtient :

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot (\nabla\phi)) - \mu \nabla \times (\nabla \times (\nabla\phi)) = \rho \frac{\partial^2 (\nabla\phi)}{\partial t^2}$$

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot (\nabla \times \psi)) - \mu \nabla \times (\nabla \times (\nabla \times \psi)) = \rho \frac{\partial^2 (\nabla \times \psi)}{\partial t^2}$$

D'où on obtient :

$$\Delta\phi - \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \quad (1.10)$$

$$\Delta\psi - \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (1.11)$$

avec Δ Laplacien du vecteur u , V_p et V_s sont les vitesses de compression et de cisaillement reliées aux constantes de Lamé (voir §1.3.1)

1.4.2 Ondes monochromatiques planes :

Une onde monochromatique, ou onde harmonique, est une onde qui peut être décrite par une fonction sinusoïdale du temps. Sa densité spectrale d'énergie ne présente qu'une seule fréquence, qu'une seule longueur d'onde (onde sinusoïdale).

L'expression des potentiels ϕ et ψ pour une onde monochromatique plane de pulsation ω , s'obtient comme solutions des équations (1.10) et (1.11) en recherchant des solutions de la forme $H(M) e^{i\omega t}$ sous la contrainte que le point M reste contenu dans un plan de direction fixe.

$$\phi = A e^{i\frac{\omega}{V_p}(-V_p t + l_1 x_1 + l_2 x_2 + l_3 x_3)} = A f_p \quad (1.12)$$

$$\psi = B e^{i\frac{\omega}{V_s}(-V_s t + l_1 x_1 + l_2 x_2 + l_3 x_3)} = B f_s \quad (1.13)$$

$$l_1^2 + l_2^2 + l_3^2 = 1 \quad \text{et} \quad l \cdot B = 0$$

Lorsque les composantes l_1, l_2 et l_3 du vecteur l sont toutes réelles, celui-ci représente le vecteur des cosinus directeurs de la direction de propagation des ondes de volume.

Lorsqu'une seule composante est imaginaire, les équations (1.12) et (1.13) représentent une onde de surface.

Dans le cas des ondes planes, on considère le plan (xoz) comme plan de référence ; à partir des solutions (1.12) et (1.13) et de la relation (1.8), on obtient les composantes des déplacements :

Pour les ondes longitudinales P :

$$u_p = \nabla\phi = \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_1}, 0, \frac{\partial\phi}{\partial x_3} \right) \quad (1.13)$$

Pour les ondes transversales :

$$u_{SV} = \nabla \times \psi = \left(-\frac{\partial \psi_2}{\partial x_3}, 0, \frac{\partial \psi_2}{\partial x_1} \right) \quad (1.14)$$

$$u_{SH} = \nabla \times \psi = \left(0, \frac{\partial \psi_1}{\partial x_3} - \frac{\partial \psi_3}{\partial x_1}, 0 \right) \quad (1.15)$$

1.4.3 Propagation d'ondes planes en milieu élastique semi infini :

Le problème de la propagation d'ondes sismiques depuis une source est un problème essentiellement tridimensionnel. En considérant la source ponctuelle, elle donnera naissance à des ondes à géométrie sphérique. En s'éloignant de la source, le front peut être assimilé à un plan tangent au front d'onde sphérique figure (1.8). Le problème devient alors bidimensionnel, toutes les ondes se propagent parallèlement à un plan (xoz) et le mouvement est indépendant de la coordonnée y.

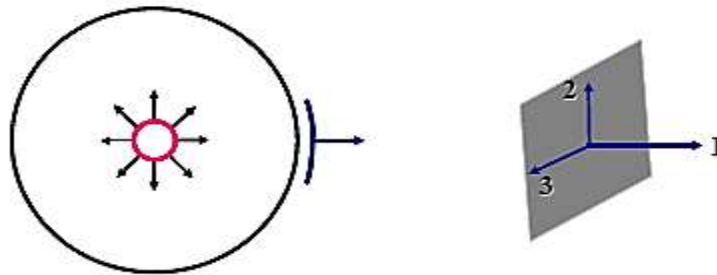


Figure 1.8 : Représentation des ondes planes

La solution générale pour une onde stationnaire plane s'écrit alors ($l_y=l_2=0$):

$$\begin{aligned} u_1 &= A_P f_P l_1 + A_{SV} f_S l_3 \\ u_2 &= A_{SH} f_S \end{aligned} \quad (1.16)$$

$$u_3 = A_P f_P l_3 - A_{SV} f_S l_1$$

Avec l_1 et l_3 les cosinus directeurs ($l_1=\sin\alpha$, $l_3=\cos\alpha$) de la direction de propagation et f_P et f_S sont obtenus à partir des équations (1.12) et (1.13) avec $l_2=0$.

A_{SH} et A_{SV} sont les amplitudes des déplacements correspondants résultant des équations (1.14) et (1.15) :

$$A_{SH} = \frac{i\omega}{V_s} \frac{B_3}{\sqrt{l_1^2 + l_2^2}} \quad \text{et} \quad A_{SV} = \frac{i\omega}{V_s} \frac{l_1 B_2 - l_2 B_1}{\sqrt{l_1^2 + l_2^2}} \quad (1.17)$$

Les expressions ci-dessus montrent que, les ondes P, de vitesse V_p , donnent naissance à un déplacement dans la direction de propagation l . Les ondes S, de vitesse V_s , donnent naissance à un déplacement dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation (figure 1.8). Ce dernier mouvement peut être décomposé en un mouvement contenu dans un plan horizontal et un mouvement contenu dans un plan vertical d'une part.

Les équations (1.16) montrent que, dans le cas des 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.

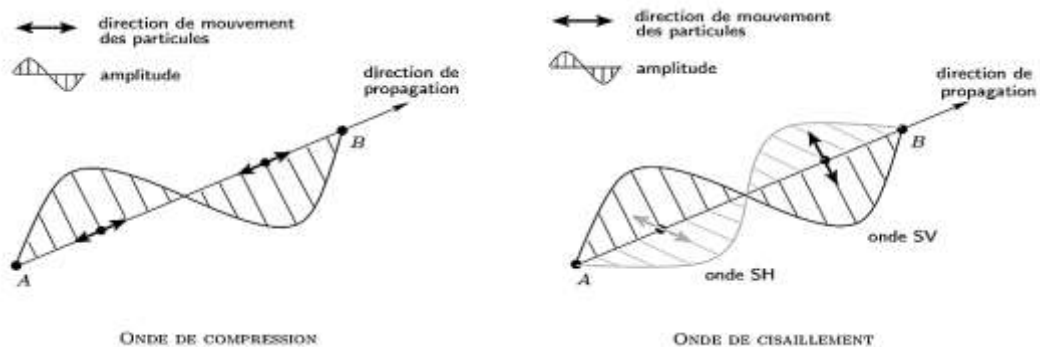


Figure 1.9 : Direction de propagation des ondes de compression et des ondes de cisaillement

1.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre est de présenter les notions de vibrations des sols avec une description du phénomène de propagation des ondes sismiques afin d'avoir une meilleure compréhension des différents paramètres affectant le mouvement sismique.

Nous avons exposé uniquement les équations d'ondes planes et du fait qu'en considérant la source comme constituée d'une ligne (faille) et en se plaçant à une distance de celle-ci, le problème devient plan.

L'énergie libérée lors d'un séisme se transmet en partie par la vibration de sol. A partir du foyer, les vibrations se propagent dans toutes les directions sous forme d'ondes sismiques engendrant des mouvements en surface.

Dans milieu isotrope, homogène et élastique, la propagation des ondes sismiques est le résultat de deux mécanismes différents qui donnent naissance à deux types d'ondes : les ondes de compression ou de dilatation et les ondes de cisaillement ou de distorsion. Sur leur trajet entre le foyer et le site, avant d'arriver à la surface, ces ondes rencontrent des hétérogénéités qui constituent des surfaces de discontinuité. Ces dernières ont pour effet de réfléchir, de réfracter, de polariser et de convertir en d'autres types d'ondes.

Notre étude s'est limitée au cas des ondes planes élastiques car dans la théorie linéaire, la propagation résultante d'une excitation impulsive, peut être représentée par une succession d'ondes sinusoïdales avec l'utilisation des séries ou des intégrales de Fourier.

Après l'introduction des notions de propagation des ondes sismiques élastiques et en présentant les aspects de la théorie de l'élastodynamique, nous allons décrire les effets de site et leur influence sur les mouvements sismiques dans le prochain chapitre.



CHAPITRE 2

2.1 Introduction

Lors d'un séisme, le glissement sur la faille génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la Terre depuis le foyer du séisme jusqu'à la surface (Figure 2.1). Au cours de ce trajet, elles traversent des milieux géologiques aux propriétés mécaniques variées (densité, vitesse de propagation des ondes sismiques, ...), ce qui va perturber leur propagation et accroître la complexité du signal sismique.

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

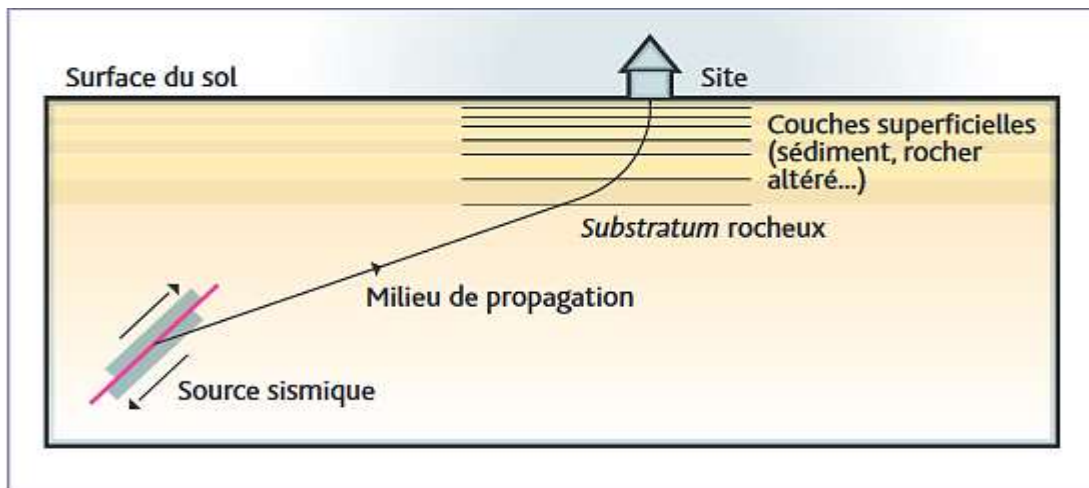


Figure 2.1 : Schéma de la propagation des ondes sismiques depuis la source sismique où elles sont générées jusqu'au site considéré où elles sont observées [Kramer 1996].

On appelle 'effet de site' les effets d'amplification des ondes sismiques qui se produisent principalement dans deux cas : au sommet des collines et des montagnes et lorsqu'une vallée a été l'objet d'une importante sédimentation peu consolidée (vallée remplie par des alluvions récentes) (voir figure 2.2). Dans les deux cas, les ondes sismiques se trouvent piégées dans la structure (dans la montagne, elles se réfléchissent d'un flanc à un autre ; dans la vallée, une fois qu'elles ont pénétré dans la zone d'alluvions meubles, elles ne peuvent s'en échapper et se réfléchissent sur les flancs et sur le fond de la vallée).

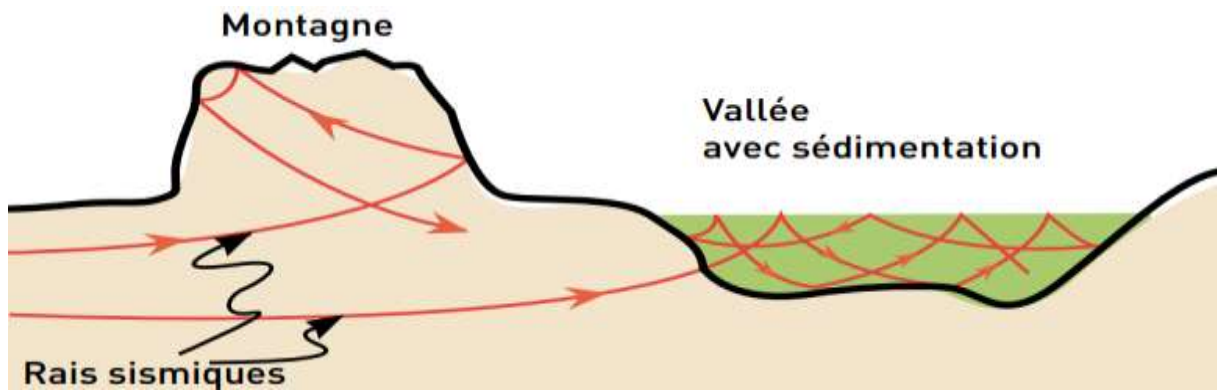


Figure 2.2 : Représentation de l'effet de site

L'effet de site est donc cette caractéristique qu'a chaque site géologique, selon sa composition physique et sa géométrie, de répondre différemment aux sollicitations produites par un séisme (accélération, déformations, contraintes...).

Un effet de site correspond à une modification du mouvement sismique produite par la géologie locale. L'étude des effets de site est aujourd'hui l'un des objectifs les plus importants du génie parasismique. L'analyse des enregistrements sismiques met en évidence le fait que la géologie locale a une influence forte sur la variation spatiale du mouvement sismique. Les dégâts matériels et les pertes humaines provoqués par les tremblements de terre sont fréquemment le résultat direct des effets de site locaux. Par conséquent, toute tentative de zonage sismique ou d'aléa sismique doit tenir compte des effets de site de manière approfondie.

Sans effet de site, seule la distance au séisme influencerait sur l'amplitude des vibrations du sol. Si l'on compare, exemple, les enregistrements faits au rocher, les ondes arrivent normalement plus tard et subissent une atténuation due à la distance. Par contre, pour une station posée sur un remplissage argileux, l'amplitude maximale est plus forte que celle mesurée au rocher. Le séisme sera amplifié par la couche d'argile. Ces phénomènes d'amplification des ondes s'accompagnent très souvent d'un allongement de la phase forte du signal, induisant ainsi la fatigue des matériaux composant les structures et provoquant parfois des dépassements de seuils de résistance. Sismologues et Ingénieurs se sont peu à peu penchés sur ces phénomènes dangereux et parfois très complexes (Aki 1993). Ils ont réussi à dégager deux grands types d'effet de site :

– Les effets de site « topographiques » : la forme très prononcée de certains reliefs constitue un piège pour les ondes qui se focalisent sur certaines zones du relief et subissent des amplifications et un allongement notable du signal (figure 1.3a).

– Les effets de site « lithologiques », pour lesquels un contraste d'impédance entre un substratum rigide et une couverture meuble provoque des réflexions multiples puis un piégeage des ondes dans la couche superficielle (figure 2.3b). Une approximation de la fréquence de résonance fondamentale f_o est donnée par $f_o = V_s/(4H)$ où V_s est la vitesse moyenne des ondes de cisaillement S dans la couverture sédimentaire de hauteur H . Dans ce cas, le phénomène est modélisé à l'aide d'une simple colonne de sol. Mais, dans la réalité, les phénomènes sont souvent liés à des remplissages anthropiques ou alluviaux dans des vallées qui nécessitent des modèles de terrain en deux dimensions, voire à des formes de bassins beaucoup plus complexes et des modèles en trois dimensions.

Les effets de site représentent un enjeu important dans la prévention parasismique : si l'on ne peut prédire l'arrivée d'un tremblement de terre, il semble tout de même possible de prédire où et comment le signal sismique devrait être amplifié.

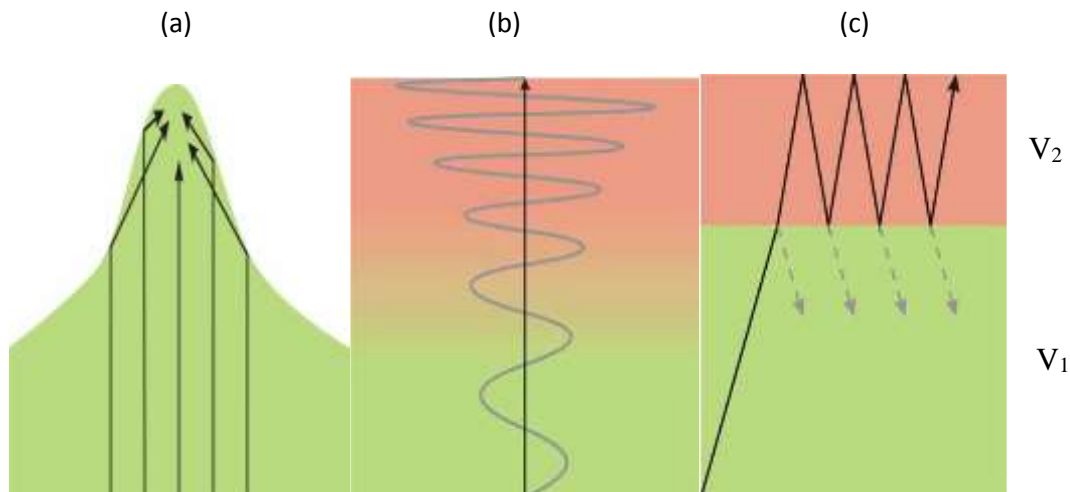


Figure 2.3 : Schématisation de l'effet de site topographique (a) et effet de site lithologique : amplification de l'amplitude (b) et piégeage d'onde (c).

Les valeurs caractérisant les effets de site qu'on cherche à déterminer sont la fréquence de résonance (f_o) des sites et l'amplitude correspondante provoquée par le site à cette fréquence (A_o). Pour être plus précis, on cherche également à déterminer la fonction de transfert du site donnant l'amplification attendue pour toutes les fréquences

2.2 Influence de l'effet de site sur le mouvement sismique

La topographie et la nature des couches de sol superficiel conditionnent fortement le mouvement sismique local (amplitude et domaine fréquentiel). La compréhension et la maîtrise des phénomènes au-delà de la stricte application des règles fait partie des objectifs de la conception parasismique qui vise à en minimiser les effets.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour analyser la réponse sismique du sol le long des pentes des collines, au sommet des crêtes et dans les cuvettes. Les techniques analytiques peuvent être appliquées seulement pour des géométries simples et des dépôts sédimentaires homogènes. Pour les modèles de cuvettes réalistes avec des formes irrégulières et des matériaux de remplissage hétérogènes, les méthodes numériques deviennent essentielles. L'effet de site est décrit, en général, par la fonction de transfert dans le domaine fréquentiel. Dans le domaine temporel, il se traduit par une augmentation de l'amplitude des signaux sismiques et de leur durée.

2.3 Les différentes approches de l'effet de site

On parle des effets de site car plusieurs processus entrent en jeu dans l'amplification des ondes. On distingue les effets à une dimension, à deux dimensions et à trois dimensions. Les premiers sont liés à la superposition des couches sédimentaires qui piègent horizontalement les ondes. Les effets à deux dimensions sont issus de la réverbération des ondes sur les bords de la vallée (piégeage latéral). Les effets 3 dimensions interviennent lorsque la forme de la vallée a une configuration particulière c'est-à-dire différente d'un couloir en U ou V.

La combinaison complexe de ces effets aboutit à une amplification qui varie au sein même du bassin sédimentaire : elle est plus forte au centre que sur les bords. Mais sous le terme d'effets de site se cachent aussi les effets dus à la topographie environnante et au comportement non linéaire du sous-sol soumis à un mouvement fort. Au niveau des sommets, les ondes sont focalisées (figure 1.3c) ; il y « en a plus sur une même surface » ce qui a tendance à augmenter les mouvements, tandis que dans les vallées, « on a moins d'ondes » et donc pas d'amplification causée par ce processus.

Le comportement est non-linéaire des sols lorsqu'ils sont soumis à un effort important : les ondes ne peuvent pas se propager à grande vitesse et perdent de leur énergie et les mouvements sont alors moins importants. Cependant cet effet dépend aussi de la fréquence et a tendance à décaler la fréquence de résonance des sols ce qui peut poser des problèmes sur les constructions.

L'effet de site présente donc l'intérêt d'être prévisible et peut être anticipé. Cependant, ce n'est que depuis une dizaine d'année avec le développement des techniques, des simulations numériques et du nombre croissant des stations sur le terrain que sa quantification s'est révélée possible.

Le choix de la méthode pour l'évaluation de l'effet de site dépend de l'importance du projet pour lequel cette méthode est nécessaire. Il existe différentes techniques pour accéder aux effets de site :

- les méthodes de prospection géophysique classique (sismique réflexion et réfraction, pénétrromètre, forage) suivies alors par une modélisation numérique directe ;
- les méthodes expérimentales basées sur l'analyse d'enregistrement de séismes au site considéré, par comparaison avec un site de référence, donnant une mesure directe des effets de site (quels que soient leurs origines) ;
- les méthodes basées sur des enregistrements de bruit de fond sismique (méthode des rapports spectraux H/V, analyses en réseau), donnant des informations sur la fréquence de résonance d'un site (H/V), ou sur la nature du sous-sol (réseau).

Le paragraphe suivant présente les diverses techniques qui peuvent être employées. Celles-ci peuvent être classées selon divers critères.

Une classification méthodologique qui distingue les approches numériques (simulation), expérimentales et empiriques (basées sur les mesures de séismes).

Différents modes de simulation de propagation des ondes ont ainsi été proposés, en une, deux, voire trois dimensions, en faisant l'hypothèse ou non de la linéarité du comportement des sols.

La fiabilité et la précision de ces méthodes ne cessent de s'améliorer, prenant mieux en compte la complexité physique des phénomènes comme cela est évoqué par Semblat et al. (2012). Cependant, la validité des résultats numériques dépend largement de la qualité et de la quantité des paramètres géophysiques utilisés. Cela implique une bonne connaissance de la géométrie des interfaces souterraines et des caractéristiques mécaniques de chaque formation. La marge d'incertitude liée à ces données, ainsi que leurs coûts d'acquisition, conduisent souvent à mettre en œuvre des méthodes expérimentales de détermination des effets de site.

2.3.1 Méthodes expérimentales

Les méthodes expérimentales se basent sur l'analyse des enregistrements des ondes générées par un faible ou fort séisme dans un site particulier. Le principe général de l'utilisation des enregistrements de séismes consiste à comparer le signal enregistré sur le rocher à celui enregistré dans le site (bassin). On peut alors déterminer le facteur d'amplification des ondes dans la couche de sol et la fréquence à laquelle cela se passe.

On peut aussi utiliser le bruit de fond généré par l'activité humaine surtout dans les régions à sismicité modérée. L'analyse de ces données constitue un domaine de recherche très actif et prometteur qui devrait permettre de caractériser les milieux géologiques et les effets de site associés. Ces techniques astucieuses devraient permettre, sous certaines conditions, de contourner la faible occurrence des séismes dans certaines régions.

Le principal problème de l'utilisation des mouvements faibles (petits séismes, bruit de fond sismique) est le comportement non linéaire des sols : la réaction du sol aux mouvements forts (dont on souhaite déterminer les effets) n'est pas toujours proportionnelle à celle des mouvements faibles. En particulier, les sols très mous amplifient moins les mouvements forts car ils se déforment de façon irréversible et amortissent l'onde qui s'y propage. La question est de déterminer jusqu'à quel niveau de sollicitation il est possible d'extrapoler les courbes d'amplification. Enfin, les méthodes expérimentales ne donnent aucune information sur la prolongation du signal lors de forts séismes due à l'effet de site, contrairement aux simulations numériques.

Dans l'effet de site, il y a deux phénomènes :

- Les sols "mous" absorbent plus les hautes fréquences que les basses fréquences (faible facteur de qualité voir chapitre 4),
- Les couches superficielles "molles" sont des résonateurs qui piègent les ondes sismiques et se comportent comme un résonateur équivalent d'un filtre passe-bande amplifiant les ondes à la fréquence de résonance (en général une "basse fréquence" du spectre sismique quand on compare au site au rocher).

2.3.1.1 Méthode basée sur l'enregistrement de séismes

La mesure de séismes est l'approche privilégiée pour déterminer les effets de site. La méthode classique consiste à enregistrer des séismes sur différents sites représentatifs et à comparer les résultats avec une station de référence (Duval 1996, Borchardt et Gibbs 1970). Cette dernière station sera choisie, idéalement, sur le substratum horizontal. Les données sismiques exploitées proviennent de l'enregistrement des vibrations du sol, au moyen de capteurs de vitesse de vibration ou de capteurs d'accélération. Chaque événement sismique enregistré sur un site résulte de différents facteurs. Le signal enregistré est traité numériquement par transformées de Fourier pour obtenir son spectre en fréquence.

Même si ce type d'opération d'enregistrement de la sismicité est toujours considéré comme le moyen le plus fiable physiquement de déterminer les effets de site, la réalisation concrète de ces nombreuses campagnes d'enregistrement de séismes en vue de microzonages et le traitement d'importants volumes de données possèdent de nombreuses contraintes qu'on doit prendre en compte.

Parmi ces contraintes on a :

- Le choix des sites (site de référence choisi) : un substratum affleurant horizontal et proche du réseau n'est pas toujours disponible.
- Dimension du réseau d'enregistrement : Pour que l'effet de la propagation puisse être considéré comme identique au droit de toutes les stations (grande distance entre la référence et un site ne permettra pas de prendre en compte des séismes très locaux)
- Dispersion des rapports spectraux : il est nécessaire de disposer des enregistrements dans un grand nombre de directions et d'un grand nombre de séismes pour établir une moyenne.
- Non linéarité de comportement des sols : prévoir un mouvement fort à partir des relations établies en mouvements faibles fait appel à une hypothèse de linéarité de comportement des sols qui est de plus en plus remise en cause.
- Enfin les derniers facteurs sont liés au coût de ces études : l'extension spatiale des résultats c'est-à-dire le zonage géotechnique doit être effectué pour délimiter des zones d'aléa homogène et désigner les sites à instrumenter d'une part. L'enregistrement continu pour obtenir un grand nombre d'enregistrements et disposer de dispositifs d'enregistrement très coûteux d'autre part.

Ces contraintes de mise en œuvre et d'exploitation de la méthode des fonctions de transfert ont conduit à d'autres méthodes telles que celle utilisant le bruit de fond sismique.

2.3.1.2 Méthode « H/V bruit de fond »

Ce sont des méthodes qui utilisent les propriétés du bruit urbain pour estimer les caractéristiques physiques des sols à un coût défiant toute concurrence. Du fait de ces avantages, la méthode des rapports spectraux H/V, ou méthode dite de 'Nakamura', est une des méthodes basées sur le bruit de fond les plus largement utilisées dans le monde pour la caractérisation des effets de site, et pour le microzonage sismique.

Les conclusions établies par les différents auteurs sur l'origine du bruit sont, pour la plupart, en accord les unes par rapport aux autres. Il a été montré que ce dernier peut être naturel (dû aux phénomènes océaniques et aux conditions météorologiques à grandes échelles) ou anthropique (dû à l'activité humaine).

Cette technique consiste à obtenir une estimation de la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport des amplitudes spectrales du bruit enregistré sur les composantes horizontales et la composante verticale. Proposé en 1971 par Nogoshi et Igarashi, la méthode H/V a été tout d'abord une utilisation limitée à la communauté Japonaise. Nakamura en 1989 a fait connaître cette technique au monde occidental. Dès lors, la facilité d'exécution et le faible coût de cette méthode ont séduit de plus en plus de personnes (Gauill et al. 1995, Fäh et al. 1996, Fäh 1997, Guéguen et al. 1998, Regnier et al. 2000).

La communauté scientifique parasismique reconnaît les potentialités de cette méthode pour estimer correctement la fréquence propre d'un site (Field et al. 1993, Lachet et al. 1994, Tokeshi et al. 1998), sans toutefois comprendre pourquoi. Se basant sur des explications plus qualitatives que quantitatives, Nakamura (1989), conclut que le rapport H/V serait dû aux ondes S. Malgré un manque de clarté dans sa démonstration, cette explication séduit un grand nombre de personnes parmi la communauté parasismique, notamment. Elle permet d'établir le rapport H/V comme une 'image' de la fonction de transfert en ondes S, et donne une estimation de l'amplification en plus de la fréquence de résonance.

Le mode de traitement consistait alors simplement à étudier le contenu spectral d'un enregistrement brut. La prise de conscience de l'importance des effets de site pour la prévention parasismique, le développement des outils de traitement informatique du signal et enfin la publication en 1989 de cette méthode ont abouti à son succès actuel. Les avantages de cette méthode sont très vite apparus : rapide et économique, elle permet de disposer pour de nombreux points de certaines caractéristiques de la réponse des sols aux séismes.

2.3.1.3 Méthode dite du « rapport spectral classique »

Il s'agit d'une méthode basée sur le calcul du rapport spectral entre les enregistrements simultanés d'un séisme sur le site à étudier et sur un site dit de « référence » situé sur un affleurement rocheux (Borcherdt, 1970).

Les hypothèses et conditions à respecter pour appliquer cette méthode sont : la proximité des deux stations, la qualité du rocher de la station de référence, l'utilisation de plusieurs enregistrements, un bon rapport signal/bruit. Du point de vue économique, cette méthode est

assez coûteuse, surtout dans les zones à faible sismicité. En revanche, elle peut être considérée comme la plus fiable des méthodes expérimentales.

Dans tous les cas, si des données d'enregistrements sismiques sont disponibles sur un secteur étudié, même en faible quantité, il est important de les utiliser à titre de comparaison et de validation des résultats obtenus par simulations numériques.

2.3.2 Approches empiriques

Particulièrement dans de grandes villes où le développement des projets est important, les détails des données géotechniques sont rassemblés en plus de l'information simple sur la géologie extérieure. Ceci a motivé des chercheurs, qui ont tenté de dériver quelques règles afin de relier les paramètres géotechniques avec l'amplification locale.

Le paramètre le plus important est la vitesse des ondes de cisaillement. Plusieurs auteurs ont proposé des relations entre la vitesse de cisaillement moyenne (dont certains ont ajouté la profondeur du profil sédimentaire) et l'amplification relative.

De nombreuses corrélations sont applicables aux sites pour lesquels on dispose à la fois de données sur la géologie de surface et d'enregistrements sismiques. Le problème est qu'il est souvent difficile de généraliser ces relations. L'emploi d'unités différentes complique parfois les comparaisons sur les effets de site. De plus, il est rare d'avoir autant d'informations sur un site donné.

La relation empirique entre le mouvement sismique, la distance épacentrale et la magnitude, appelée la loi d'atténuation, a été développée en utilisant les données d'observation enregistrées et proposées par nombreux chercheurs. Les lois d'atténuation du PGV (Peak Ground Velocity), des spectres de réponse et du PGA (Peak Ground Acceleration) sont proposées. Le mouvement du substratum peut être estimé en utilisant la loi d'atténuation développée par usage des données d'observation enregistrées sur le substratum ou le mouvement du substratum estimé par usage des données enregistrées de l'observation de surface. Le mouvement sismique est affecté par les caractéristiques des sources, les effets de trajectoire, la magnitude et la distance.

D'après (Bard et Riepl-Thomas, 2000), la description du site est souvent binaire : c'est une « roche » ou « pas une roche ». De plus, cette caractérisation repose souvent sur des estimations moyennes des paramètres du sol. Par conséquent, les lois d'atténuation tendent à sous-estimer l'effet de site pour les sites sensibles et à surestimer l'amplification pour les sites communs.

A partir des résultats d'un grand nombre de simulations, il est possible d'évaluer statistiquement l'efficacité de coefficients censés quantifier l'effet de site. (Lussou et al., (2000)) ont par exemple utilisé un modèle numérique unidimensionnel pour étudier l'influence de la non-linéarité du comportement du sol sur l'effet de site géologique. L'effet de site est paramétré par des indicateurs construits à partir des caractéristiques des fonctions de transfert.

2.3.3 Approches numériques

Les méthodes numériques sont en plein essor grâce notamment à la capacité de calculs toujours plus grande des ordinateurs.

Le choix de la méthode utilisée pour l'évaluation des effets de site dépend, d'un point de vue pratique, de plusieurs facteurs : l'ampleur de l'étude, l'importance des enjeux, les données disponibles et de leur degré de précision, la configuration du secteur étudié, etc.

Les différentes méthodes proposées peuvent parfois conduire à des résultats légèrement différents ou contradictoires. Il incombe donc au spécialiste de choisir la ou les méthodes les plus appropriées au cas considéré (en fonction des champs d'application et des limites associés à chacune d'entre elles) et de mener, dans la mesure du possible, une étude de sensibilité, le tout en fonction des contraintes budgétaires à respecter.

Dans la mesure où les caractéristiques géologiques et géotechniques du site étudié sont connues de manière exhaustive, l'ampleur des effets de site peut être évaluée par des modélisations numériques. Il existe de nombreuses méthodes, avec divers niveaux de sophistication.

Même si une étude complète de la non-linéarité ne s'avère pas nécessaire, ou n'est pas envisagée en raison du manque de données, il est recommandé, en revanche, d'évaluer l'influence de la non-linéarité par un calcul selon l'approximation linéaire-équivalente. Il est à noter ici que l'influence de la non-linéarité des matériaux reste un sujet encore très discuté entre certains sismologues et la communauté des géotechniciens.

Ces méthodes basent leurs calculs sur une représentation précise de la géométrie, des paramètres géophysiques et géotechniques du site étudié. Ainsi, pour simuler correctement la propagation des ondes dans un sol du site, il faut connaître le profil de vitesse des ondes S, la nature des matériaux, la profondeur des couches ou encore la taille du site étudié. Cela suppose donc des investigations géophysiques qui peuvent s'avérer très coûteuses en

particulier pour des forages profonds. Selon la complexité du site à étudier, la précision souhaitée, et la capacité de calcul dont on dispose, on va utiliser des modélisations 1D, 2D ou 3D.

Cependant les simulations 3D restent rares tant elles requièrent de grandes capacités de calcul. Elles permettent de mettre en évidence les effets de site et de mener des études spécifiques de scénario.

Le problème majeur des simulations réside dans les simplifications réalisées pour les codes de calculs dont on ne mesure pas encore très bien les effets. Pour y remédier, un même cas a été étudié par différentes équipes, de manière indépendante : d'une équipe à l'autre, les simplifications opérées ne sont pas forcément les mêmes, et la comparaison des résultats permet d'analyser et de corriger leurs effets.

Ces différentes méthodes rendent possible l'estimation de l'effet de site, mais comment peut-on utiliser cette connaissance pour diminuer le risque sismique, pour limiter les dégâts en cas de séismes ?

La procédure d'estimation de l'effet de site par une approche numérique se décompose en trois étapes (Laouami,1998) :

1. La première est la collecte de données sur le comportement mécanique des terrains formant le site.
2. La deuxième est la modélisation théorique de la structure étudiée.
3. La troisième consiste à transcrire numériquement le modèle et à résoudre le problème de la propagation d'onde dans le site.

Seule les deux dernières étapes font strictement partie du champ numérique. Cependant, il faut toujours garder à l'esprit que les données initiales jouent un rôle essentiel et que même si l'approche numérique est correcte, les résultats peuvent être totalement fausses par une erreur ou des imprécisions sur les paramètres mécaniques ou géométriques.

2.3.3.1 Simulation unidimensionnelle :

La modélisation unidimensionnelle (1D) constitue la méthode numérique la plus simple et la plus rudimentaire. De ce fait, elle n'est pas adaptée à tous les cas où la géométrie est complexe (vallées encaissées, bassins, etc.). Les modèles 1D sont représentés par des couches homogènes stratifiées horizontalement. La réponse de ce type de modèle est calculée pour un champ d'onde simple primaire (P) ou secondaire (S) à incidence verticale

ou oblique. Des modèles plus sophistiqués, tels que la méthode des nombres d'ondes discrets, permet d'inclure une excitation plus complexe.

2.3.3.2 Simulation bidimensionnelle (2D) :

Lorsque la géométrie du site est complexe, il convient de ne pas se limiter à des modélisations unidimensionnelles qui auraient tendance à conduire à une sous-estimation de l'amplification effective du site. Plusieurs méthodes permettent de prendre en compte les effets de diffraction et des multi-réflexions dans des géométries complexes. On peut citer par exemple la méthode de Aki-Larner (1970) ; la méthode de Thomson-Haskell, la méthode combinée de sommation de modes et différences finies proposées par Fäh et Suhadolc (1994) ainsi que la méthode en différences finies de Moczo et Bard (1993).

2.3.3.3 Simulation tridimensionnelle (3D) :

La modélisation du mouvement du sol dans des structures 3D, type bassin sédimentaire, est devenue possible grâce aux progrès des moyens informatiques de calcul. Cependant, leur application reste encore réservée à des projets de recherche, en raison de leur très grande exigence en mémoire vive et du manque de connaissance approfondie de l'hétérogénéité de la structure géologique 3D du site étudié.

A noter que l'approche numérique qui est maintenant souvent utilisée en Ingénierie, consiste à calculer la réponse d'une colonne de sol soumise à une onde SH d'incidence verticale. Cette méthode permet de prendre en compte des effets non linéaires. Nous allons donner certaines méthodes pour la prise en compte du comportement non linéaire.

2.3.3.4 Simulation 1D linéaire-équivalente :

Certains logiciels permettent de prendre en compte, de manière approximative, la non-linéarité du sol. Cela est fait par le biais de l'approximation linéaire-équivalente, qui se base sur une procédure itérative visant à adapter les paramètres du sol (rigidité et amortissement).

2.3.3.5 Simulation 1D non linéaire :

Dans certains cas, si les données géotechniques sont suffisamment précises, il convient de prendre en compte la non-linéarité complète du sol. Il est à noter que, dans la plupart des cas, l'insuffisance de données, géotechniques disponibles conduit à la nécessité de procéder à des sondages mécaniques et à des essais en laboratoire, qui sont relativement coûteux.

2.4 Estimation de l'effet de site : cas de la propagation des ondes sismiques dans un milieu à 2D

Dans ce qui suit, nous donnerons les outils mathématiques nécessaires pour les problèmes de propagation des ondes élastiques dans un milieu horizontal stratifié. Le problème est lié à la nature du mouvement incident et à la nature du milieu dans lequel il se propage.

Le profil de sol est schématisé par une superposition de couches de sol de propriétés différentes. On matérialise la séparation de deux milieux successifs par une surface fictive appelée interface, au niveau de laquelle on considère qu'il y a continuité des déplacements et des contraintes. La surface dont la position est variable avec le temps, qui est le lieu géométrique des points affectés à l'instant t , est appelée front d'onde.

Les trajectoires perpendiculaires aux fronts d'ondes sont appelées rais sismiques.

Quand une onde incidente arrive à l'interface entre deux milieux, une partie de son énergie est réfléchie dans le milieu d'origine tandis que l'autre est transmise dans le second milieu.

Pour les ondes P et SV, l'onde incidente réfléchie ou transmise subit des conversions de type d'ondes P en ondes SV et vice-versa. Par contre, l'onde SH réfléchie ou transmise ne subit pas de conversions de type (figure 2.4). C'est pourquoi elle est souvent considérée dans de nombreux problèmes ondulatoires, à cause des simplifications qu'elle permet.

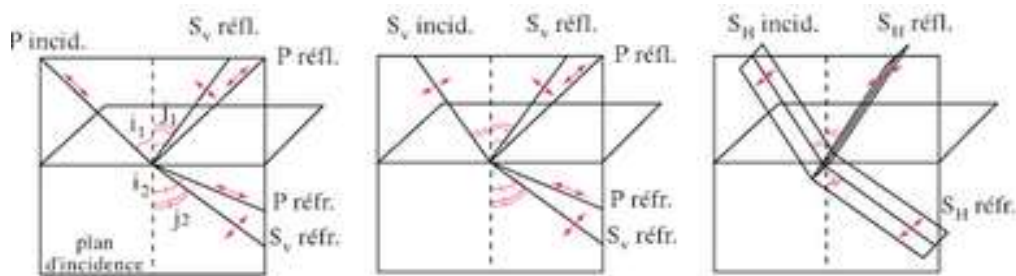


Figure 2.4 : Types d'ondes obtenus à partir d'ondes incidentes P, SV et SH

Les relations angulaires entre les rayons incidents, réfléchis et transmis dans les différents types d'ondes se déduisent du principe de Huygens et conduisent à la loi de Descartes généralisée :

$$\frac{v_{P1}}{\sin i_1} = \frac{v_{S1}}{\sin j_1} = \frac{v_{P2}}{\sin i'_1} = \frac{v_{S2}}{\sin j'_1} = p \quad (1.18)$$

où p : étant la vitesse apparente de propagation suivant la direction de la surface de séparation.

$V_{P1}, V_{S1}, V_{P2}, V_{S2}$ sont les vitesses de propagation des ondes longitudinales et transversales dans le milieu 1 et dans le milieu 2 respectivement.

i_1, j_1, i'_2, j'_2 Représentent les angles d'incidence, de réflexion et de transmission à travers l'interface comme indiqué sur la figure (2.4).

Pour un type donné d'onde incidente (P et S) se réfractant dans un milieu de vitesse V_2 plus élevée que celle du milieu de départ V_1 , la loi de Descartes indique l'existence d'un angle limite « i » tel que $\sin(i) = V_1/V_2$, on a une réflexion totale de l'onde.

Les hypothèses fondamentales sont :

- Le profil est supposé infini horizontalement
- Chaque couche est entièrement définie par son module de cisaillement ; sa masse volumique ; son épaisseur et son coefficient d'amortissement.

Selon la nature de l'onde considérée ; les ondes planes se propageant dans un demi-espace plan (x,z) .

$$\varphi = Ae^{i\omega(-t + p_1x + p_2z)}$$

L'amplitude, l'incidence et la nature des ondes réfléchies et réfractées s'obtiennent tout naturellement en écrivant la continuité du vecteur déplacement et du vecteur contrainte à l'interface, c'est-à-dire on doit satisfaire les conditions aux limites suivantes :

- La continuité du déplacement et des contraintes sur l'interface si les deux milieux sont solides ;
- L'annulation des contraintes si le second milieu est le vide

2.4.1 Réflexion des ondes P à la surface libre (figure 2.5)

Supposons qu'une onde plane P traverse une couche horizontale dans le sens des x . Ensuite, pour un potentiel ϕ , le déplacement de l'onde P est donné par $u = \left(\frac{\partial\phi}{\partial x}, 0, \frac{\partial\phi}{\partial z}\right)$ et le vecteur traction associée est :

$$T = (\tau_{zx}, \tau_{yz}, \tau_{zz}) = \left(2\mu \frac{\partial^2\phi}{\partial z \partial x}, 0, \lambda\Delta\phi + 2\mu \frac{\partial^2\phi}{\partial z \partial x}\right)$$

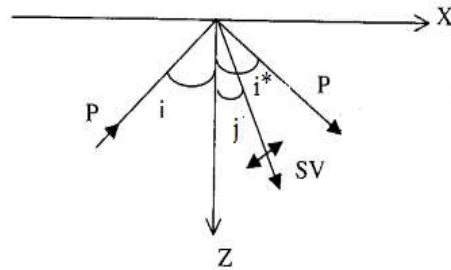


Figure 2.5 : Réflexion des ondes P

Les vecteurs directeurs de l'onde P incidente $(\sin i, 0, -\cos i)$

Le potentiel $\phi = \phi^{inc} + \phi^{refl}$

$$\phi^{inc} = A e^{i\omega \left(\frac{\sin i}{v_p} x - \frac{\cos i}{v_p} z - t \right)}$$

$$\phi^{refl} = B e^{i\omega \left(\frac{\sin i^*}{v_p} x + \frac{\cos i^*}{v_p} z - t \right)}$$

$$\psi^{refl} = C e^{i\omega \left(\frac{\sin j}{v_s} x + \frac{\cos j}{v_s} z - t \right)}$$

En écrivant que les contraintes sont nulles à la surface (τ_{zx} et τ_{zz}) on aura les rapports des amplitudes des potentiels réfléchis (B/A et C/A) en fonction de l'amplitude de l'onde incidente qu'on appelle coefficients de réflexion.

2.4.2 Réflexion des ondes SV à la surface libre

Pour les ondes SV ; le déplacement $u_{sv} = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial z}, 0, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)$ et la traction est :

$$T = (\tau_{zx}, \tau_{yz}, \tau_{zz}) = \left(\mu \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right), 0, 2\mu \frac{\partial^2 \psi}{\partial z \partial x} \right)$$

Pour les ondes SV, pareil que pour les ondes P, il suffit de remplacer le potentiel ϕ par ψ .

2.4.3 Réflexion des ondes SH à la surface libre (figure 2.6)

Pour les ondes SH, le déplacement est $u_{SH} = \left(0, \frac{\partial \psi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x}, 0 \right)$ et la traction est.

$$T = (\tau_{zx}, \tau_{yx}, \tau_{zz}) = \left(0, \mu \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} \right), 0 \right).$$

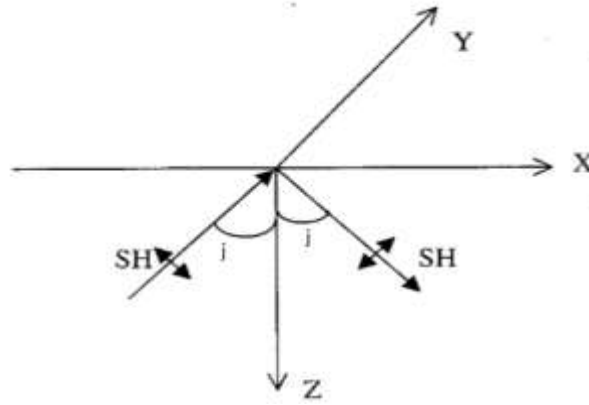


Figure 2.6 : Réflexion des ondes SH

Formulons le vecteur déplacement de l'onde plane SH incidente

$$\psi = \psi^{inc} + \psi^{refl}$$

$$\psi^{inc} = A_0 e^{i\omega\left(\frac{\sin j}{v_s}x - \frac{\cos j}{v_s}z - t\right)}$$

$$\psi^{refl} = A_1 e^{i\omega\left(\frac{\sin j}{v_s}x + \frac{\cos j}{v_s}z - t\right)}$$

$$\tau^{inc} = -\mu A_0 \frac{i\omega}{v_s} \cos j e^{i\omega\left(\frac{\sin j}{v_s}x - \frac{\cos j}{v_s}z - t\right)}$$

$$\tau^{refl} = \mu A_1 \frac{i\omega}{v_s} \cos j_1 e^{i\omega\left(\frac{\sin j_1}{v_s}x + \frac{\cos j_1}{v_s}z - t\right)}$$

$$\tau = \tau^{inc} + \tau^{refl}$$

En écrivant que la contrainte τ_{yz} est nulle à la surface on trouvera que l'amplitude de l'onde incidente est égale à l'amplitude de l'onde réfléchie $A_1 = A_0$ et $j_1 = j$

2.4.4 Réflexion et transmission d'ondes P et S à l'interface entre deux milieux

Considérons une onde plane incidente heurtant une interface séparant deux milieux de caractéristiques $(\lambda_1, \mu_1, \rho_1)$ et $(\lambda_2, \mu_2, \rho_2)$. Cette onde incidente va donner naissance à des ondes réfléchies se propageant dans le milieu dont est issue l'onde incidente, et à des ondes réfractées traversant l'interface et se propageant dans le deuxième milieu.

On montre qu'une onde incidente donne en général naissance à :

- deux ondes réfléchies,
- deux ondes réfractées.

L'amplitude, l'incidence et la nature des ondes réfléchies et réfractées s'obtiennent tout naturellement en écrivant la continuité du vecteur déplacement u et du vecteur contrainte à l'interface c'est-à-dire $u_x ; u_z ; \tau_{zx} , \tau_{zz}$.

On obtient ainsi quatre équations qu'on doit résoudre pour déterminer les coefficients de réflexions et de transmission.

Pour un monocouche, on a un système à 4 équations et pour n couches on aura un système à N équations. A cet effet et vu du travail fastidieux de la méthode nous allons dans la suite de notre étude utiliser la méthode de Thomson- Haskell : méthode des matrices.

2.4.5 Méthode matricielle de Thomson-Haskell

Thomson (1950) et Haskell (1953) ont établi le formalisme qui permet de trouver la solution de l'équation d'onde d'une couche à une autre, à partir de la solution du problème pour un milieu infini. En effet, l'idée est de supposer que la solution de l'équation pour un milieu infini est valide dans chaque couche, puis d'établir les conditions de continuité et les conditions aux limites qui doivent être satisfaites pour obtenir un résultat physique. La caractéristique fondamentale est que chacune des couches doit être homogène et isotrope.

Considérons le système stratifié illustré par la figure (2.7) et pour lequel ; des ondes incidentes se propagent dans le demi-espace. Les interfaces sont imposées par les discontinuités matérielles du système étudié.

Soit S_n le vecteur d'état correspondant à la couche de rang n . En passant du sommet (de cote $z=z_{n-1}$) de cette couche au sommet (de cote $z=z_n$) de la couche sous-jacente de rang $n+1$, on obtient les vecteurs S_n et S_{n+1} ; une relation linéaire définie par la matrice de transfert G_n (Coulomb et Jobert 1997).

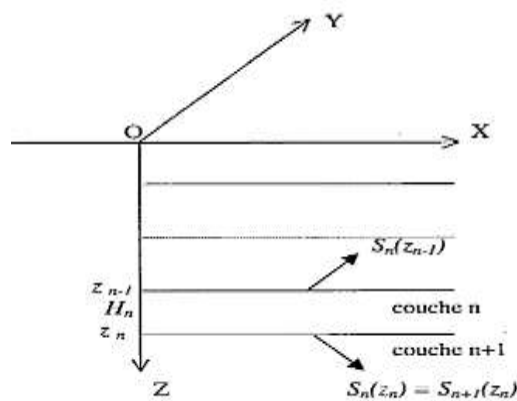


Figure 2.7: Profil de sol multicouches

$$S_{n+1}(z_n) = G_n S_n(z_{n-1})$$

Le détail de la méthode est donné dans le chapitre 4.

2.5 Conclusion

L'effet de site est un phénomène dont la puissance a été remarquée lors des grands séismes. L'amplification de site est potentiellement reproductible d'un séisme à l'autre, aussi la compréhension de ce phénomène dans les zones déjà touchées par le passé s'avère nécessaire.

Le présent chapitre décrit l'importance de l'effet de site sur l'estimation de l'aléa sismique. L'effet de site est représenté par la fonction de transfert du site qui définit l'amplification du signal sismique en fonction de la fréquence. Plusieurs méthodes existent pour caractériser la fonction de transfert d'un site.

La méthode du bruit ambiant est peu coûteuse mais n'est utilisée que pour l'obtention de la fréquence de résonance du site. Bien que cette information soit très utile, l'effet de site n'est cependant pas complètement caractérisé par cette méthode.

En revanche, bien que plus coûteuse, la méthode empirique sédiments/référence, qui repose sur le calcul de rapports spectraux de signaux enregistrés simultanément sur un site sédimentaire et un site rocheux, permet de déterminer entièrement la fonction de transfert. Cette deuxième méthode est néanmoins entachée d'une incertitude venant de l'effet combiné de la source sismique, de la propagation des ondes et de leur échantillonnage des couches supérieures de la croûte terrestre.

Les effets de site sont en partie inclus dans les équations empiriques de prédiction du mouvement sismique. Les termes qui les représentent correspondent à des valeurs moyennes d'amplification, compte tenu de la large variabilité des conditions géotechniques des sites utilisés pour l'obtention des équations.

Les méthodes de résolution analytiques ne peuvent être appliquées que pour des géométries simples et des dépôts sédimentaires homogènes. Il est indispensable d'utiliser des simulations numériques pour modéliser des sites de sol avec des formes irrégulières et des matériaux de remplissage hétérogènes.

Les observations expérimentales ont montré que les morphologies de type colline, bassin sédimentaire ou versant isolé peuvent causer des amplifications ou des atténuations du mouvement sismique. Généralement, les plus fortes amplifications se trouvent au voisinage de la crête et elles diminuent vers le bas de la pente (pour les collines et les versants isolés)

ou vers l'arrière de la crête (pour les versants isolés). De plus, l'effet de site est encore plus important quand on a une combinaison des effets topographique et lithologique ; car ils peuvent amplifier de manière considérable le signal sismique incident. Une omission ou une sous-estimation de ces effets peut entraîner des graves conséquences en cas de séisme. Pour cette raison, l'évaluation des effets de site ou plus concrètement l'estimation des amplifications maximales est une étape importante qui doit être réalisée avant la réalisation de toute construction dans la région.

Les études permettant de qualifier les effets de site possibles avant l'arrivée d'un séisme majeur passent par la définition de leurs caractéristiques géométriques, géomécaniques et géodynamiques. Elles ont pour but la production de « spectres de réponse » qui permettront à l'ingénieur d'identifier les structures plus vulnérables aux mouvements locaux et à l'ingénieur de calculer l'action sismique propre au « couple sol-structure ».

Ce que nous retenons est que l'étude des effets de site est indispensable dans toute tentative d'évaluation correcte de l'aléa sismique en un site donné (dimensionnement parasismique, notamment pour l'appréciation fine de ses variations locales (microzonage sismique) et pour l'estimation de nombreux paramètres sismologiques (caractéristiques de la source sismique).

La compréhension de ces effets et leur prédiction nécessite une bonne modélisation numérique. Cette modélisation doit tenir compte de la source sismique, de la dynamique des sols et de la propagation des ondes dans un milieu multidimensionnel.

Les méthodes de calcul de cette durée de vie ont traditionnellement été développées dans le domaine temporel ou fréquentiel. La représentation spectrale et temporelle donne les mêmes informations. La représentation spectrale représente un signal en fonction de la fréquence alors que la représentation temporelle représente le même signal en fonction du temps. La représentation spectrale donne l'amplitude de toutes les fréquences présentes dans le signal temporel.

A cet effet ; nous allons donner un bref rappel sur les séries et les transformées de Fourier dans le chapitre suivant ; puisque que le point de départ de l'analyse spectrale est l'analyse de Fourier.



CHAPITRE 3

3.1 Introduction

Le mouvement sismique du sol est évalué pour la conception des structures importantes telles que les bâtiments et infrastructures. La période naturelle d'un dépôt de sol, en un site donné, est un paramètre essentiel pour estimer les effets de site locaux sur les mouvements forts du sol.

Par exemple, la période naturelle est largement utilisée pour la classification des sites. Dans les normes de conception parasismique mondiales, les conditions de sol sont, généralement, classées en plusieurs groupes allant du sol rocheux au sol meuble.

De plus, les observations faites après des séismes destructeurs ont montré une corrélation entre les dommages et la géologie locale, avec un potentiel destructif en général plus grand pour les sols mous que pour les sols durs ou rocheux (Duke, 1958, Medvedev, 1965). En effet, bien qu'une partie de l'explication réside dans le tassement excessif, la liquéfaction ou d'autres phénomènes rupture se produisant dans les sédiments meubles ou lâches lors des tremblements de terre, il a été également mis en évidence que les caractéristiques du mouvement fort du sol peuvent être grandement modifiées par les conditions de sol locales (Ohsaki, 1969, Seed, 1969).

L'acquisition de plus en plus importante d'enregistrements de mouvements forts de sol a permis d'améliorer de manière significative les études statistiques des caractéristiques des mouvements horizontaux du sol, incluant l'effet de la géologie locale. Ainsi, ces études ont permis de mettre en évidence une corrélation entre le pic d'accélération du sol (PGA) et le type de sol [ex. Trifunac et Brady (1975)]. Il a été entre autre, mis en évidence qu'en moyenne, les valeurs du PGA sont quelque peu plus basses pour les sites alluvionnaires que pour les sites rocheux. D'autre part, les valeurs moyennes des pics en déplacement et en vitesse sont plus élevées pour les alluvions.

Par conséquent, les dommages observés et l'analyse statistique des enregistrements de mouvements sismiques de sol plaident favorablement pour la prise en compte de la rigidité et de la profondeur du sol dans la conception parasismique des structures, notamment dans la gamme des longues périodes. Ce qui est le cas des forts tremblements de terre (grandes valeurs des cycles de déformations) pour lesquels le module de cisaillement est plus faible. La plupart des règlements parasismiques ou codes de calcul des structures tiennent compte des conditions locales du sol d'une manière ou d'une autre.

L'expression contenue dans ces codes pour calculer la force de cisaillement à la base pour la conception des bâtiments est de la forme :

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

$$F = Z I K C S W \quad (3.1)$$

où

F = Cisaillement de base de conception

W = Poids du bâtiment

Z I K C = Coefficient sismique incluant l'effet de la sismicité régionale (Z); et de importance (I), du type (K) et de période (C) de la structure

S = Facteur de sol.

Le code 'Unified Building Code (UBC)' proposée en 1976, permet l'utilisation de l'analyse de la réponse du sol et aussi de procédures simplifiées pour estimer T_s . Une fois que T_s a été déterminé, des courbes de conception CS par rapport à la période structurelle peuvent être construites pour le site et le cisaillement à la base calculé au moyen de l'équation (3.1). Si aucune estimation de T n'est faite, la valeur (CS) max = 1,5 C doit être utilisée (SEAOC, 1974).

Ce chapitre étudie des procédures simplifiées pour calculer ou estimer la période fondamentale, T, d'un profil de sol linéaire ou équivalent linéaire de propriétés connues. Le dépôt de sol est modélisé comme une poutre unidimensionnelle élastique sur un socle rigide. Ces procédures peuvent être utilisées en connexion avec la détermination du facteur S et du produit CS proposé dans l'UBC. La valeur de la période de sol, T, déterminée par ces procédures peut être égal à T_s , si les modules de cisaillement, G ou vitesse d'onde de cisaillement, V, utilisés dans les calculs incorporent déjà une réduction appropriée pour les effets non linéaires, tels qu'obtenus dans les analyses de réponse de site en utilisant l'approche linéaire équivalente.

Si les valeurs de G ou V utilisées pour déterminer T correspondent à de petites déformations dans le sol, UBC spécifie l'utilisation d'un facteur R <1, et $T_s = T / R$. Les valeurs de R à utiliser dans différentes zones sismiques sont données (Dobry 1976) !

Zone sismique	coefficient R
1	0.9
2	0.8
3	0.67
4	0.67

Dans ce chapitre, nous allons présenter six méthodes approximatives analytiques pour estimer la période fondamentale, T, d'un profil de sol stratifié.

Ces méthodes, considèrent le profil de sol stratifié comme un profil monocouche équivalent. Ces méthodes simplifiées de calcul de la période fondamentale du dépôt de sol, ont été ensuite appliquées au site de l'Ecole d'Oum Drou (région d'El Asnam, nord-ouest algérien).

3.2 Equations de base

Les paramètres du sol nécessaires pour le calcul de la période fondamentale, T (sec) du profil sont : la densité de masse, la vitesse de l'onde de cisaillement, V, (ou bien le module de cisaillement $\mu = G = \rho V^2$) et l'épaisseur du dépôt, H. La densité de masse est définie comme suit : $\rho = \gamma/g$, où γ = poids unitaire totale du sol et g = accélération de la pesanteur. Ces paramètres varient en général avec la profondeur, z, comme le montre la figure 3.1

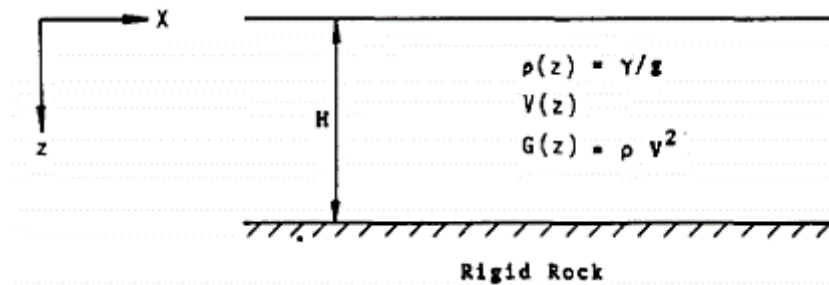


Figure 3.1: Dépôt de sol sur rocher rigide

L'équation de mouvement des ondes de cisaillement est :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(G \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

Où z = coordonnée verticale, t = temps et u = u (z, t) est le déplacement horizontal du sol. La solution générale de u (z, t) satisfaisant l'équation (3.2) est une série infinie. Si le sol vibre dans le premier mode à la fréquence fondamentale, ω (rad / s), seul le premier terme de la série doit être considéré. Dans ce cas, tous les points du sol vibrent en phase à la fréquence, ω et

$$u(z, t) = U(z) e^{i\omega t}$$

Où U(z) = première forme modale et $i^2 = -1$. Si cette expression pour u (z, t) est substituée dans l'équation (3.1), après une certaine algèbre, l'équation (3.2) peut être obtenue

$$\frac{d^2 u}{dz^2} + \frac{1}{G} \frac{dG}{dz} \frac{dU}{dz} + \frac{\rho \omega^2}{G} U \quad (3.3)$$

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

Deux conditions aux limites sont nécessaires pour résoudre l'équation (3.3); Elles correspondent à l'interface de la roche étant un plan de déplacement relatif nul et la surface du sol étant un plan de contrainte de cisaillement nulle :

$$U(H) = 0 \quad (3.4a)$$

$$\left(G \frac{dU}{dz}\right) = 0 \text{ ou } (dU/dz)_{z=0} = 0 \quad (3.4b)$$

La deuxième des équations (3.4b) est habituellement appropriée. Si $G = 0$ à la surface du sol, la première des équations (3.4) doit être utilisée. Dans les équations (3.2) et (3.3), la variable de temps n'apparaît pas, et la seule variable restante est la profondeur, z . Toutes les formes modales infinies et les fréquences modales correspondantes satisfont l'équation (3.3), mais nous nous intéressons seulement à la plus petite valeur de ω et à la forme de mode associée $U(z)$ qui satisfont les équations (3.3) et (3.4). Une fois la fréquence fondamentale ω obtenue, la période fondamentale T peut être calculée à partir de $T = 2\pi/\omega$. Pour la plupart des dépôts de sol, la densité, ρ , est approximativement constante avec la profondeur. Dans ce cas, l'équation (3.3) peut être exprimée plus facilement en termes de vitesse de l'onde de cisaillement, V .

3.3 Méthodes approchées

Les fréquences naturelles ou périodes de vibration de tout système dynamique comprennent un indicateur fondamental des caractéristiques de réponse dynamique du système.

Si nous considérons une couche d'épaisseur uniforme H , nous trouvons que la période de vibration T est une simple fonction de la raideur de la strate et des paramètres de densité

$$T_n = \frac{4H}{(2n-1)V} \quad (3.5)$$

Où n est un nombre entier, 1,2,3, ..., et V est la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement dans la couche qui est une fonction de la rigidité et de la densité (équation 3.5). La période fondamentale correspondant à $n = 1$ se produit lorsqu'une onde de cisaillement traverse une longueur $4H$ et est réfléchié dans la couche, tandis que les entiers $n = 2,3, \dots$, correspondent aux harmoniques supérieurs.

Lorsqu'un site est composé de plus d'une couche de sol, la période de sol peut être estimée en utilisant une valeur moyenne pondérée pour la vitesse de l'onde de cisaillement dans l'équation (3.6) de telle sorte que

$$V = \frac{\sum_{i=1}^n V_i H_i}{H} \quad (3.6)$$

En pratique, en essayant d'évaluer la période fondamentale T_1 d'un site donné, il est difficile d'obtenir une valeur à partir de l'équation (3.5) à moins que des périodes fiables de sites similaires soient disponibles pour confirmation. La difficulté principale consiste à calculer une valeur convenable pour la vitesse de l'onde de cisaillement, qui sera celle qui est liée au niveau de contrainte de cisaillement dans le sol, G , pendant le séisme de conception. La valeur de T pour le sol augmente avec la force de vibration (tout comme pour les structures soumises à des contraintes au-delà de l'état élastique), car G diminue. La vitesse de l'onde de cisaillement est mesurée à des faibles déformations (0,0001%) et pour convertir ces valeurs en valeurs correspondant à une forte secousse, elles peuvent être multipliées par les facteurs indiqués dans le tableau 3.1.

Les valeurs de T pour le sol, calculées à partir de l'équation (3.5) sont supérieures à la réalité, à moins de tenir compte des effets de rigidité des caractéristiques géométriques telles que la retenue imposée par les flancs des vallées sur les dépôts alluvionnaires et d'évaluer correctement la profondeur H appropriée au substrat rocheux.

Dans la zone lacustre de Mexico City, la profondeur de la couche de sol rigide qui constitue un substratum rocheux efficace peut atteindre 60 m et, à cet endroit, les argiles superficielles sont si flexibles que les périodes de site atteignent $T = 5$ s. Cela peut être considéré comme une limite supérieure mondiale pour les sites constructibles. En plus des méthodes de détermination de T ci-dessus, des mesures sur le terrain sont parfois effectuées ou bien la période du site peut être estimée à partir des propriétés du sol déterminées par les forages (Lam et Wilson, 1999).

Le calcul de la période fondamentale, T , d'un profil de sol stratifié nécessitera généralement un ordinateur. Des méthodes plus simples et approximatives ont été utilisées par différents auteurs pour estimer analytiquement la période d'un profil tel que celui représenté sur la figure 3.2; quelques-unes de ces méthodes sont décrites dans le tableau 3.2. Les six méthodes approximatives présentées dans le tableau 2 ont été choisies pour cette étude.

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

Tableau 3.1: Facteurs de réduction de la vitesse de l'onde de cisaillement mesurée à faible contrainte de cisaillement ($\leq 0,001\%$), du Conseil de la Technologie Appliquée (1978, p. 66). Ces valeurs sont représentatives de la région de la baie de San Francisco (Dowrick 2009).

Accélération de pointe effective	$\frac{V_s \text{ (contrainte élevée)}}{V_s \text{ (contrainte faible)}}$
$a_{max} \leq 0.1g$	0.9
$a_{max} = 0.15g$	0.8
$a_{max} = 0.2g$	0.7
$a_{max} \geq 0.3g$	0.65

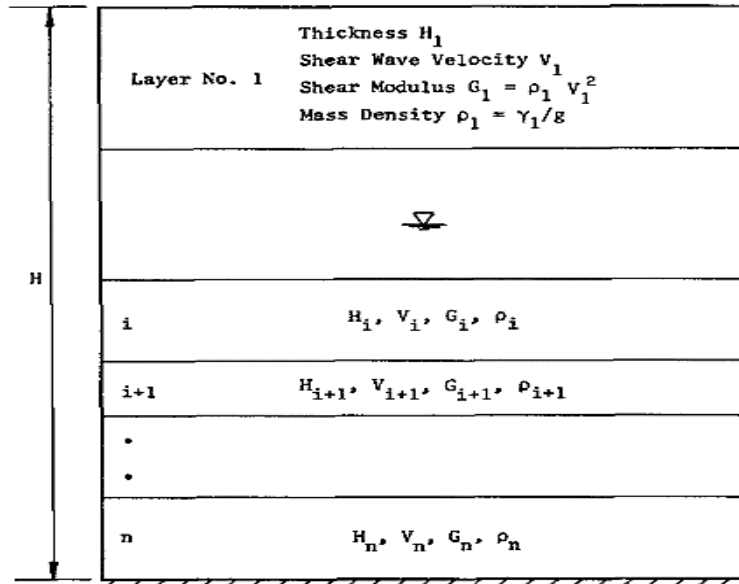


Figure 3.2: Profil de sol stratifié (Dobry, 1976).

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

Tableau 3.2 : Résumé des méthodes approchées (Dobry, 1976)

N° de la Méthode	Description	Procédure	Références
1	Moyenne pondérée des vitesses des couches	$\bar{V} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n V_i H_i$ $T \cong T_{(1)} = 4H/\bar{V}$	Madera (1970) Schnabel et al. (1972)
2	Moyenne pondérée des modules de couches	$\bar{\mu} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \mu_i H_i$ $\bar{\rho} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \rho_i H_i$ $T \cong T_{(2)} = 4H/\sqrt{\bar{\mu}/\bar{\rho}}$	Ambraseys (1959) Idriss (1966)
3	Somme des périodes des couches	$T \cong T_{(3)} = \sum_{i=1}^n 4H_i/V_i$	Shima (1962) Zeevaert (1972) Okamoto (1973)
4	Équation basée sur la forme du premier modèle linéaire	$\omega_{(5)}^2 = (3 \sum_{i=1}^n V_i^2)/H^3$ $T \cong T_{(5)} = 2\pi/\omega_{(5)}$	1 ^{ère} itération de la procédure de Rayleigh
5	Utilisation successive d'une solution à deux couches	Application successive de la méthode du bicouche $T_{\text{éq}}$.	Madera (1970) Chen (1974) Urzua (1974)
6	Version simplifiée de la procédure Rayleigh	$\omega^2 \cong \omega_6^2 = \frac{4 \sum_1^n \left(\frac{H-z_i}{v_i}\right)^2 H_i}{\sum_1^n (X_i + X_{i+1})^2 H_i}$ $X_{i+1} = X_i + \frac{H - z_{mi}}{V_i^2} H_i$ $T = T_{(6)} = 2\pi/\omega$	

Les méthodes 1 à 4 sont entièrement décrites dans le tableau 3.2, qui doivent être utilisées conjointement avec la figure 3.3. Cependant, certaines explications supplémentaires sont nécessaires pour les méthodes 5 et 6, et ces informations sont données ci-dessous.

▪ **Méthode 5 de Madera**

La méthode consiste à déterminer la période équivalente du premier mode de vibration d'un profil de sol multicouche. Cette période équivalente est calculée à partir de l'application successive de la méthode du bicouche. On commence par les deux couches supérieures et on descend successivement jusqu'à la dernière couche.

Cette méthode a été proposée par Dobry et Madera (Madera, 1970), elle est basée sur la solution de forme exacte pour un système à deux couches représenté sur la figure 3.3. La

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

densité est supposée constante pour toutes les couches. La procédure comprend les étapes suivantes pour estimer la période fondamentale du profil de sol stratifiés représenté dans la Figure 3.2.

(a) Les deux couches supérieures sont supposées reposer sur la roche et leur période T_{1-2} est déterminée par le graphe de la figure 3.3. Pour entrer dans le tableau, les valeurs suivantes sont utilisées pour le profil :

$$T_A = 4H_1/V_1; T_B = 4H_2/V_2 \text{ et } (\rho_A H_A)/(\rho_B H_B) = H_1/H_2.$$

(b) Les deux couches supérieures sont remplacées par une nouvelle couche supérieure, avec: $T_A = T_{1-2}$ obtenu à l'étape précédente et $H_A = H_1 + H_2$.

(c) L'interface de la roche est supposée sous la couche 3 du profil et la période T_{1-3} du nouveau système est estimée au moyen du graphique de la Figure 3.3. Les valeurs pour entrer dans le diagramme sont : $T_A = T_{1-2}$, $T_B = 4H_3/V_3$ et $(\rho_A H_A)/(\rho_B H) = (H_1 + H_2)/H_3$.

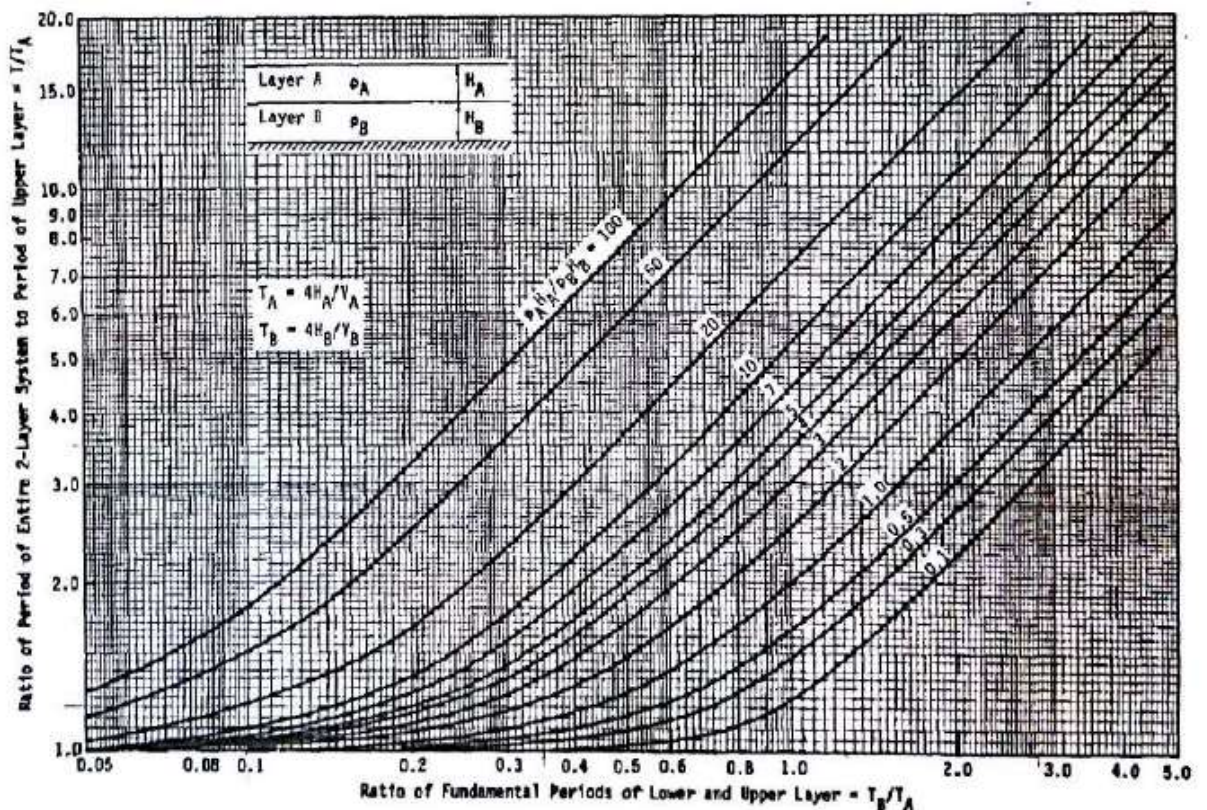


Figure 3.3: Période fondamentale d'un profil de sol à deux couches sur un substratum rocheux (T), (Dobry, 1976).

(d) Les trois couches supérieures sont remplacées par une nouvelle couche supérieure, avec $T_A = T_{1-3}$, obtenue à l'étape (c) et $H_A = H_1 + H_2 + H_3$, etc.

(e) Le processus est répété jusqu'à ce que la dernière couche soit considérée. La période estimée du profil est.

$$T \approx T_{(5)} = T_{n-1}$$

▪ **Méthode 6 de Rayleigh simplifiée**

Version simplifiée de la procédure Rayleigh, cette méthode fournit à la fois une estimation de la période fondamentale et de la première forme modale du profil stratifié. C'est une version simplifiée de la procédure exacte de Rayleigh. Sa caractéristique principale est qu'elle peut être adaptée à l'utilisation avec un ordinateur de bureau programmable.

Dans la procédure de Rayleigh, l'algorithme est basé sur l'équation donnant la pulsation :

$$\omega^2 = \frac{\int_0^H \rho v^2 \left(\frac{du}{dz}\right)^2 dz}{\int_0^H \rho u^2 dz} \tag{3.7}$$

Dans la procédure de Rayleigh simplifiée, l'équation se transforme donc comme suit :

$$\omega^2 = \frac{4 \sum_1^n \left(\frac{H-z_i}{v_i}\right)^2 H_i}{\sum_1^n (u_i + u_{i+1})^2 H_i} \tag{3.8}$$

Si on suppose la densité est constante $\rho(z) = \rho$, pour la première itération $j=1$, $U^{(j)} = U^{(1)} = 1$

$$U(z) \approx U^{(2)} = \int_0^z \frac{H-z_a}{v^2(z_a)} dz_a \tag{3.9}$$

Où $U(z)$ est une estimation de la forme du mode fondamental. Pour un système en couches, la valeur de U à la limite supérieure de la couche i , U_{i+1} peut être exprimée comme la valeur à la limite inférieure U_i plus un terme incrémental.

L'expression dérivée de l'équation (3.9) est

$$U_{i+1} = U_i + \frac{H-z_{mi}}{v_i^2} H_i \tag{3.10}$$

Où U_i, U_{i+1} modes fondamentaux estimés à la limite inférieure et supérieure de la couche i ; H_i = épaisseur de la couche i ; $(H - z_{mi})$ = profondeur du point milieu de la couche i . L'équation (3.10) peut être appliquée successivement, en commençant par le bas (où $U_i = 0$), pour estimer U sur toutes les interfaces entre les couches. Une fois que ces valeurs X_i ont été calculées, une version modifiée de l'équation (3.7) est utilisée pour estimer la fréquence fondamentale du profil, $\omega \approx \omega_6$. Les valeurs de U_i calculées à l'aide de l'équation (3.10).

3.4 Application au Cas de l'Ecole d' OUM DROU

3.4.1 Caractéristiques du site :

La première couche d'argile de hauteur 9 m, de vitesse $V=240\text{m/s}$, masse volumique $\rho = 17 \text{ kN/m}^3$ et le module de cisaillement $\mu_1 = \rho_1 * V_1^2 = 979200 \text{ kN/m}^2$

Chapitre 3 Méthodes Simplifiées d'Estimation de la Période Fondamentale d'un Profil de Sol

La deuxième couche argile limoneuse de hauteur 4 m, de vitesse $V=300\text{m/s}$, masse volumique $\rho =18 \text{ kN/m}^3$ et le module de cisaillement $\mu_2 =1620000\text{kN/m}^2$

La troisième couche gravier et sable de hauteur 20 m, de vitesse $V=450\text{m/s}$, masse volumique $\rho =20 \text{ kN/m}^3$ et le module de cisaillement $\mu_3 = 4050000\text{kN/m}^2$

La quatrième couche d'argile de hauteur 15 m, de vitesse $V=600\text{m/s}$, masse volumique $\rho=21 \text{ kN/m}^3$ et le module de cisaillement $\mu_1 = 7560000\text{kN/m}^2$

Le rocher de vitesse $V=1100 \text{ m/s}$ et masse volumique $\rho =24 \text{ kN/m}^3$

3.4.2 Calcul des Périodes

Les périodes ont été calculées par les six approches et les résultats sont donnés dans le tableau 3.3 ci-dessous.

Tableau 3.3 : Calcul des Périodes fondamentales par les méthodes approchées du site de l'Ecole d'Oum Drou, El Asnam.

Méthode	Période	% d'erreur /moyenne
1	$H= 9+4+20+15=48 \text{ m}$ $V_{eq}=(240*9+300*4+450*20+600*15)/48$ $V_{eq}= 445 \text{ m/s}$ $T_{(1)}=4*48/445=0.43 \text{ s}$	6%
2	$\rho_{eq}=(17*9+18*4+20*20+21*15)/48$ $\rho_{eq}= 19,58$ $\mu_{eq}=(9792*9+1620000*4+4050000*20+7560000*15)/48$ $\mu_{eq}= 4368600 \text{ kN/m}^2$ $T_{(2)}=4*48/\sqrt{4368600/19.58}= 0,41 \text{ s}$	2%
3	$T_{eq}=4(9/240+4/300+20/450+15/600)$ $T_{(3)}= 0.48\text{s}$	18%
4	$\omega_2=3(240*240*9+300*300*4+450*450*20+600*600*15)/48*48*48)$ $\omega^2= 280,17$ $T_{(4)}= 2*\pi/16,7= 0,37\text{s}$	9%
5	$T_{(5)}= 0,37\text{s}$	9%
6	$T_{(6)}= 0,37\text{s}$	9%

On constate que la moyenne des périodes fondamentales estimées, est $T_{\text{moy}} = 0.405 \text{ sec.}$, pour ce site. Ces périodes sont situées dans l'intervalle $[0.37 - 0.48]$.

Chaque méthode a donné, des erreurs de moins de 20% et le maximum d'erreur est donné par la méthode 3.

3.4.3 Fonction de transfert

Les fonctions de transfert pour le profil de sol de l'Ecole ont été tracées pour les six méthodes approchées.

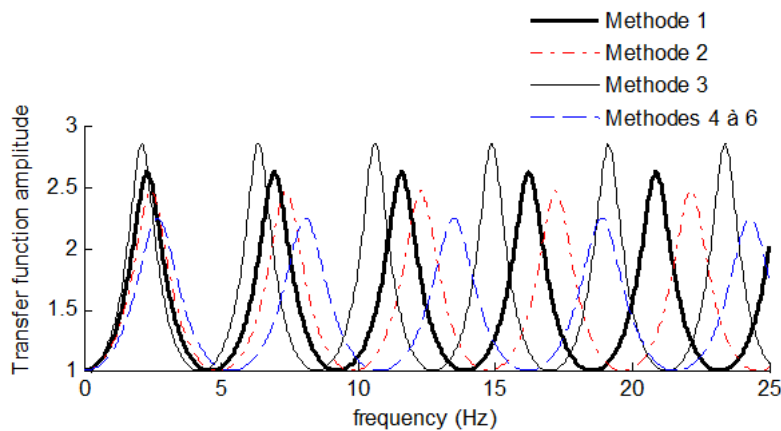


Figure 3.4 Fonctions de transfert pour différentes méthodes de période du site Ecole d'Oum Drou El Asnam

On note que les méthodes 4 à 6 donnent les mêmes fonctions car elles ont la même période équivalente $T_{\text{eq}} = 0.37 \text{ sec.}$ et donc des vitesses équivalentes égales et de valeur $V_{\text{eq}} = (4 \cdot H) / T_{\text{eq}} = 4 \cdot 48 / 0.37 = 518 \text{ m/s.}$

Les valeurs maximales des amplitudes des fonctions de transfert sont :

2.47 (pour la méthode 1)

2.47 (pour la méthode 2)

2.85 (pour la méthode 3)

2.25 (pour la méthode 4 à 6)

Les valeurs des pics d'amplitude de ces fonctions de transfert sont situées dans l'intervalle $[2.25 - 2.85]$ avec une valeur moyenne $A_{\text{moy}} = 2.45$.

3.5 Conclusion

Six méthodes approximatives proposées par divers auteurs ont été utilisées pour estimer la période fondamentale d'un profil de sol stratifié. Les méthodes sont résumées dans le tableau 3.2. Ces méthodes ont été appliquées au site de l'Ecole de Oum Drou (Région de Chlef, Nord – Ouest algérien) et les fonctions de transfert relatives au profil monocouche équivalent de ce site ont été tracées et commentées. Les périodes fondamentales estimées, de moyenne $T_{\text{moy}} = 0.405$ sec., pour ce site sont situées dans l'intervalle $[0.37 - 0.48]$. Les valeurs des pics d'amplitude de ces fonctions de transfert sont situés dans l'intervalle $[2.25 - 2.85]$ avec une valeur moyenne $A_{\text{moy}} = 2.45$.

Les méthodes 4 (Équation basée sur la forme du premier modèle linéaire), 5 (utilisation successive de la solution à deux couches) et 6 (version simplifiée de la procédure de Rayleigh) ont donné des erreurs inférieures à 10% pour la période pour le profil étudié. Les méthodes 1 à 3 ont donné des erreurs maximales d'environ 23%.

Afin de sélectionner la méthode la plus performante, les six méthodes approximatives seront par la suite comparées à la méthode matricielle de Thomson – Haskell utilisée dans le présent travail.



CHAPITRE 4

4.1 Introduction

Le mouvement sismique enregistré en surface peut être significativement modifié par les conditions locales de site et par la sollicitation sismique incidente.

Le problème de propagation des 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 certaine distance de celle-ci, le problème devient bidimensionnel, toutes les ondes se propagent parallèlement à un plan (xoz) et le mouvement est indépendant de la coordonnée y .

Dans ce qui suit, la formulation analytique de l'amplification du site 2-D soumis à la propagation non verticale des ondes de cisaillement sismiques est présentée pour le cas de dépôt de sol multicouches horizontal élastique et viscoélastique (Thomson 1950). Le cas du substratum et le cas de l'affleurement rocheux sont considérés.

4.2 Méthode d'Amplification de site dans un milieu élastique

En reprenant la figure illustrant le système stratifié composé d'un empilement de couches planes homogènes reposant sur un substratum rocheux, soumis à la propagation des ondes sismiques de volume P et S. Nous allons déterminer les différents coefficients afin de calculer les déplacements à la surface. Pour cela nous utiliserons l'approche de la matrice dans le domaine fréquences-nombre d'ondes.

Nous commencerons par la présentation du calcul des coefficients de transmission et de réflexion d'ondes de volume, en nous bornant au cas des ondes sinusoïdales ($f(z)=e^{ipz}$).

Cette méthode de Thomson-Haskell consiste à introduire un vecteur S ayant pour composantes toutes les quantités scalaires qui figurent dans les conditions de continuité : composantes du déplacement, composantes des contraintes qui s'exercent sur la frontière plane d'une couche. Soit S_n , le vecteur correspondant à la couche de rang n . En passant du sommet (de cote $z = z_{n-1}$) de cette couche au sommet (de cote $z = z_n$) de la couche sous-jacente, de rang $(n+1)$ (figure 4.1), on obtient pour les vecteurs S_n et S_{n+1} une relation linéaire définie par la matrice de transfert G_n :

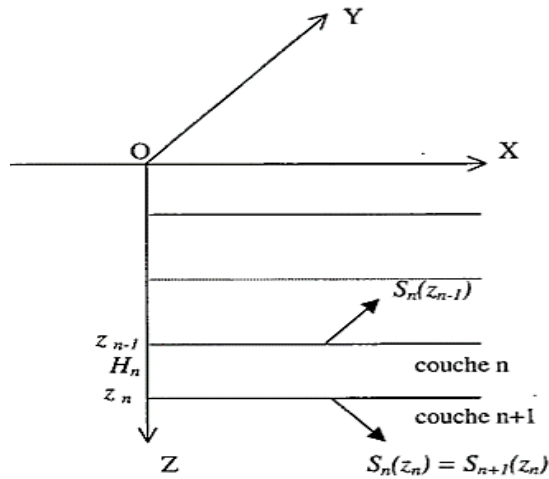


Figure 4.1 : Schématisation d'un sol multicouche

Profil de sol multicouche

$$\underline{S}_{n+1}(z_n) = G_n \underline{S}_n(z_{n-1}) \quad (4.1)$$

Nous verrons successivement le cas des ondes P et SV et ensuite celui des ondes SH. Nous désignerons par $H_n = z_n - z_{n-1}$, l'épaisseur de la couche de rang n.

Réflexion et réfraction des ondes P et SV :

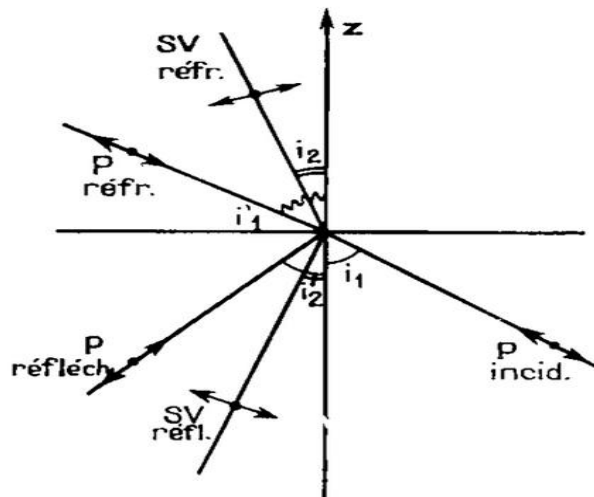


Figure 4.2 : Réflexion et réfraction d'une onde P

En prenant l'axe OY sur l'intersection du plan de stratification et du front d'onde, on peut mettre le déplacement U sous la forme :

$$U \begin{cases} u = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \\ w = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{cases} \quad (4.2)$$

Les différents potentiels étant de la forme :

$$\text{Pour les ondes P } \left\{ \begin{array}{l} \phi' = A' e^{i(fx - \omega t) + irz} \\ \phi'' = A'' e^{i(fx - \omega t) - irz} \end{array} \right\}$$

Avec

Où $r = \frac{\omega \cos \alpha}{V_p}$, $f = \frac{\omega \sin \alpha}{V}$ sont les nombres d'onde et A'' et A' sont les amplitudes de l'onde.

$$ir = \sqrt{f^2 - n_p^2 \omega^2} \text{ et } n_p^2 = 1/V_p^2$$

$$\text{Pour les ondes SV } \left\{ \begin{array}{l} \Psi' = B' e^{i(fx - \omega t) + isz} \\ \Psi'' = B'' e^{i(fx - \omega t) - isz} \end{array} \right\} \quad (4.3)$$

$$is = \sqrt{f^2 - n_s^2 \omega^2} \quad \text{et} \quad n_s^2 = 1/V_s^2$$

Dans la couche de rang n, introduisons le vecteur Φ_n de composantes $(\Phi_n', \Psi_n', \Phi_n'', \Psi_n'')$

Le vecteur S_n s'en déduit par : $S_n = T_n \cdot \Phi_n$

T_n Étant la matrice :

$$\begin{pmatrix} if & -is_n & if & is_n \\ ir_n & if & -ir_n & if \\ \mu_n q_n & -2\mu_n f s_n & \mu_n q_n & 2\mu_n f s_n \\ -2\mu_n f r_n & -\mu_n q_n & 2\mu_n f r_n & -\mu_n q_n \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

Avec

$$q_n = f^2 - s_n^2$$

Posons

$$k_n^2 = f^2 + s_n^2 = \frac{\omega^2}{V_{sn}^2}$$

On obtient en inversant T_n :

$$\Phi_n = T_n^{-1} S_n$$

$$2\mu_n r_n s_n k_n^2 T_n^{-1} = \begin{pmatrix} 2i\mu_n f r_n s_n & -i\mu_n q_n s_n & r_n s_n & f s_n \\ i\mu_n r_n q_n & 2if\mu_n r_n s_n & f r_n & -r_n s_n \\ 2if\mu_n r_n s_n & i\mu_n q_n s_n & r_n s_n & -f s_n \\ -i\mu_n r_n q_n & 2if\mu_n r_n s_n & -f r_n & -r_n s_n \end{pmatrix} \quad (4.5)$$

Lorsque, dans la couche de rang n, on passe de la profondeur z_{n-1} à la profondeur z_n on a :

$$\Phi_n(z_n) = E_n \Phi_n(z_{n-1}) \quad (4.6)$$

E_n Étant la matrice diagonale d'éléments

$$(\exp(ir_n H_n), \exp(is_n H_n), \exp(-ir_n H_n), \exp(-is_n H_n)).$$

On déduit la transformation permettant de passer d'une couche à la suivante :

$$S_{n+1}(z_n) = S_n(z_n) = T_n \Phi_n(z_n) = T_n E_n \Phi_n(z_{n-1}) = T_n E_n T_n^{-1} S_n(z_{n-1}) \quad (4.7)$$

D'où

$$G_n = T_n E_n T_n^{-1} \quad (4.8)$$

Nous ne ferons le calcul que pour une onde incident P arrivant sur la base d'un empilement de couches c'est pareil pour les ondes SV. A la surface libre le vecteur S_1 a pour composantes :

$$(u_1, w_1, 0, 0)$$

On a donc au sommet de la couche infinie de rang n :

$$z = z_{n-1} \quad S_n(z_{n-1}) = A \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix} \quad (4.9)$$

A désignant la matriciel produit

$$A = G_{n-1} \times G_{n-2} \times \dots \times G_1$$

De (4.9) on déduit:

$$\Phi_n = T_n^{-1} A \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix} = R \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix}$$

Avec

$$R = T_n^{-1} A = \begin{pmatrix} R_{11} & R_{12} & R_{13} & R_{14} \\ R_{21} & R_{22} & R_{23} & R_{24} \\ R_{31} & R_{32} & R_{33} & R_{34} \\ R_{41} & R_{42} & R_{43} & R_{44} \end{pmatrix}$$

Or par l'hypothèse, l'onde incidente est une onde P pur, donc $\Psi'' = 0$.

On obtient les relations :

$$\Phi'_n = R_{11}u_1 + R_{12}w_1$$

$$\Psi'_n = R_{21}u_1 + R_{22}w_1$$

$$\Phi'_n = R_{31}u_1 + R_{32}w_1$$

$$0 = R_{41}u_1 + R_{42}w_1$$

$$\text{Posons} \quad \Delta = R_{31}R_{42} + R_{41}R_{32}$$

On obtient :

- Pour le déplacement superficiel :

$$u_1 = R_{42}\Phi_n''/\Delta \quad w_1 = -R_{41}\Phi_n''/\Delta$$

Pour l'onde P réfléchi :

$$\Phi_n' = (R_{11}R_{42} - R_{12}R_{41})\Phi_n''/\Delta$$

Pour l'onde SV réfléchi

$$\Psi_n' = (R_{21}R_{42} - R_{22}R_{41})\Phi_n''/\Delta$$

La réflexion et transmission des ondes SH seront données dans le paragraphe suivant.

Dans la suite de la thèse, nous étudierons uniquement l'incidence des ondes SH parce que ce sont les ondes les plus souvent étudiées à cause de leur expression mathématique simple, puisque la réflexion et la diffraction des ondes SH en 2 dimensions ne conduisent pas à des conversions dans d'autres types d'onde et peuvent donc être analysées séparément des autres ondes de volume.

4.3 Amplification bidimensionnelle de site dans les sols multicouches élastiques soumis à des ondes incidentes SH non-verticales

Afin de clarifier les notations des paramètres du modèle proposé et des mouvements entrées -sorties, considérons un dépôt de sol multicouche, avec (N-1) couches infinies dans la direction horizontale, recouvrant sur le côté droit le substratum rocheux et un affleurement rocheux sur le côté gauche, schématisé sur la figure (4.3). Les paramètres ρ_n, V_n, Q_n et H_n ($n = 1, 2, \dots, (N-1)$), représentent respectivement la densité de masse, la vitesse des ondes de cisaillement, le facteur de qualité (voir paragraphe 4.4.1) et la hauteur de la n^{ième} couche délimitée par des interfaces horizontales au niveau supérieur z_{n-1} et niveau inférieur (la base) z_n .

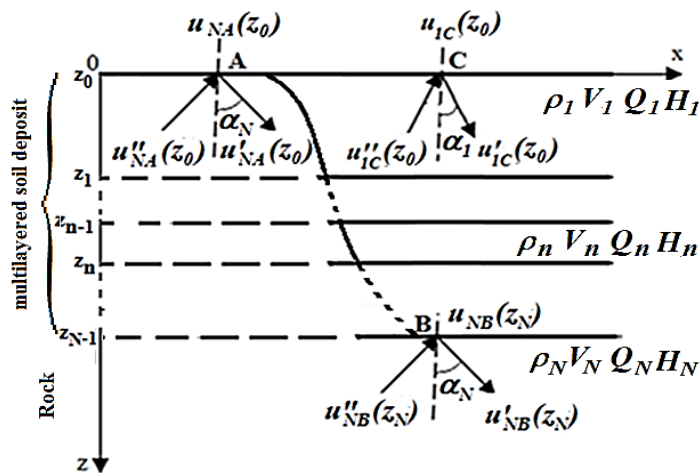


Figure 4.3 : Ondes Incidentes et réfléchies dans un sol multicouches viscoélastique recouvrant un socle rocheux

Sur le côté droit, les ondes SH montante obliquement, de l'interface sol-rocher avec un angle d'incidence α_N , sont filtrées par le sol de plusieurs couches, en transformant le mouvement au substratum $u_{NB}(z_N)$ en vibration de surface $u_{1C}(z_0)$. Sur le côté gauche, l'onde SH montante obliquement SH se propageant depuis la source atteint la surface de l'affleurement comme $u_{NA}(z_0)$, qui est modifié par la réflexion de la surface libre.

En se référant à la figure (4.3), la propagation des mouvements anti-plans dans la $n^{\text{ème}}$ couche d'un sol stratifié horizontalement dans des conditions de déformation plane, se caractérise par l'équation d'onde (avec $u_n \equiv u_{ny}$)

$$\frac{\partial^2 u_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_n}{\partial z^2} = \frac{1}{V_n^2} \frac{\partial^2 u_n}{\partial t^2}$$

Les solutions à cette équation pour l'état d'équilibre du mouvement harmonique représentent les ondes planes harmoniques SH et sont de la forme :

$$u_n = [A_n'' e^{-ip_n z} + A_n' e^{ip_n z}] e^{-ik_n x} e^{-i\omega t} \quad (4.10)$$

Où $p_n = \frac{\omega \cos \alpha_n}{V_n}$, $k_n = \frac{\omega \sin \alpha_n}{V_n}$ sont les nombres d'onde et A_n'' et A_n' sont les amplitudes de l'onde.

Comme, le facteur exponentiel ($k_n x$) est le même dans toutes les couches d'après la loi de Snell (il peut alors être mis en facteur), il en résulte que le terme entre parenthèses dans ($p_n z$) est identique à la solution du problème de la propagation des ondes en bidimensionnelle (2-D) avec une incidence non verticale qui peut être systématiquement effectuée en utilisant la méthode de la matrice de transfert telle que résumée ci-dessous et où le facteur $e^{-i\omega t}$ est omis dans un souci de commodité.

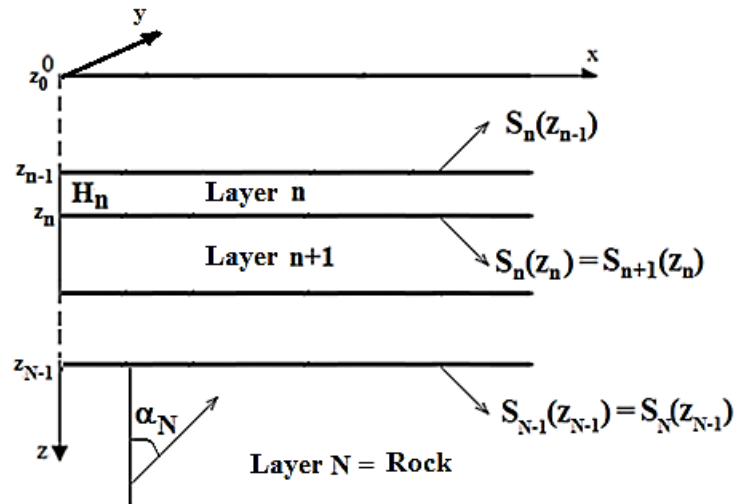


Figure 4.4 Représentation des vecteurs d'état S_n et S_{n+1} associés à la n -ième et $(n+1)$ ième couches du système de sol élastique multicouches.

En utilisant la solution entre parenthèses dans l'équation (4.10), on peut montrer que les vecteurs d'état S_n et S_{n+1} associés à la n -ième et $(n+1)$ ième couches du système de sol élastique multicouches (voir la figure 4.4) peuvent être facilement liés comme suit :

$$S_{n+1}(z_n) = G_n S_n(z_{n-1}) \quad (4.11)$$

où

$$S_n(z_{n-1}) = \begin{pmatrix} u_n \\ \mu_n \frac{\partial u_n}{i \partial z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u'_n + u''_n \\ \mu_n p_n (u'_n - u''_n) \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

S_n est le vecteur des déplacements et contraintes à l'interface n , dénommé le « vecteur d'état » et G_n est une matrice de transfert qui est une fonction uniquement des propriétés élastiques et géométriques de la $n^{\text{ième}}$ couche considérée, la fréquence d'excitation ω et les paramètres directionnels α_n de l'onde incidente.

La matrice de transfert G_n est exprimée comme suit

$$G_n = \begin{bmatrix} \cos(p_n H_n) & i(\mu_n p_n)^{-1} \sin(p_n H_n) \\ i\mu_n p_n \sin(p_n H_n) & \cos(p_n H_n) \end{bmatrix} e^{-ik_n \Delta x_n} \quad (4.13)$$

où H_n est la hauteur de la $n^{\text{ième}}$ couche et Δx_n la distance de passage de l'onde entre le haut et le bas de la $n^{\text{ième}}$ couche.

Dans le cas d'un système de sol multicouches avec $N-1$ couches au-dessus d'un point de contrôle (du substratum rocheux ou de l'affleurement rocheux), il résulte de l'équation (4.11) ce qui suit :

$$S_N(z_{N-1}) = G_{N-1} G_{N-2} \dots G_2 G_1 \begin{pmatrix} u_{1C}(z_0) \\ 0 \end{pmatrix} = A \begin{pmatrix} u_{1C}(z_0) \\ 0 \end{pmatrix} \quad (4.14)$$

Où

$$A = G_{N-1} G_{N-2} \dots G_2 G_1 = \begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} \\ A_{21} & A_{22} \end{bmatrix} e^{-ik_n \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} e^{-ik_n \Delta x_n} \quad (4.15)$$

4.3.1 Cas du substratum

Avant de commencer, nous donnerons la définition de la fonction de transfert entre deux points du système qui le rapport de l'amplitude des mouvements de ces deux points exprimée dans le domaine fréquentiel. Si l'un des points est choisi comme étant le point où le déplacement est connu, alors le produit de la fonction de transfert par la transformée de Fourier de ce déplacement représente la réponse fréquentielle au deuxième point; une transformation de Fourier inverse permet d'obtenir la réponse temporelle.

Le mouvement du substratum rocheux est défini comme étant le mouvement $u_{NB}(z_N)$

$$u_{NB}(z_N) = u'_{NB}(z_N) + u''_{NB}(z_N) \text{ à l'interface sol-roc } (z=z_N).$$

Pour obtenir la relation entre les mouvements au rocher et les mouvements $u_{1C}(z_0)$ à la surface du sol ($z=z_0$), les équations (4.13) et (4.14) peuvent être utilisées, ce qui conduit à:

$$u_{NB}(z_N) = A_{11} u_{1C}(z_0) \quad (4.16)$$

En supposant l'absence d'amortissement dans le sol et en prenant la Transformée de Fourier (voir le chapitre 3) ; des deux côtés de l'équation (4.16) et désignant les Transformées de Fourier de $u_{1C}(z_0)$ et $u_{NB}(z_N)$ par $U_{1C}(f)$ et $U_{NB}(f)$ respectivement, on obtiendra la fonction de transfert du sol $H_B(f)$ par rapport au socle:

$$H_B(f) = \frac{U_{1C}(f)}{U_{NB}(f)} = \frac{1}{A_{11}} e^{-ik_n \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (4.17)$$

$H_B(f)$ est la fonction de transfert qui relie dans le domaine fréquentiel, les mouvements de surface du sol multicouches aux mouvements à l'interface entre le dépôt de sol multicouches et le substratum rocheux pour le cas élastique.

Pour une seule couche de sol avec des caractéristiques ρ_1 , V_1 et H_1 sur un substratum rocheux de caractéristiques ρ_2 , V_2 , l'équation (4.17) peut être exprimée comme suit :

$$H_B(f) = \frac{1}{\cos(p_1 H_1)} e^{-ik_1 \Delta x_1} \quad (4.18)$$

L'amplitude de $H_B(f)$ est :

$$|H_B(f)| = \frac{1}{|\cos(p_1 H_1)|} \quad (4.19)$$

Les pics de résonance infinis sont obtenus lorsque $\cos(p_1 H_1) = 0$.

Ainsi, les fréquences de résonance sont $f_k = kV_1/(4H_1 \cos \alpha_1)$ où $k = 1, 3, 5, \dots$

4.3.2 Cas de l'affleurement rocheux

Sur la base des équations (4.14) et (4.15) et après un peu d'algèbre, la relation entre les Transformées de Fourier $U_{1C}(f)$ et $U_{NA}(f)$, du déplacement en champ libre $u_{1C}(z_0)$ et le déplacement à l'affleurement rocheux $u_{NA}(z_0)$ respectivement, peut être écrite comme:

$$H_A(f) = \frac{U_{1C}(f)}{U_{NA}(f)} = \frac{1}{A_{11} - A_{21} \frac{1}{\mu_N \rho_N}} e^{-ik_n \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (4.20)$$

$H_A(f)$ est la fonction de transfert qui relie dans le domaine fréquentiel, les mouvements en surface d'un sol multicouche aux mouvements à l'affleurement rocheux (en supposant qu'il n'y a pas d'amortissement dans le sol).

Pour un sol monocouche avec des caractéristiques ρ_1, V_1 et de hauteur H_1 reposant sur un substratum rocheux de caractéristiques ρ_2, V_2 . L'équation (4.17) peut être exprimée comme suit :

$$H_A(f) = \frac{1}{\sqrt{1 - \sin^2\left(\frac{2\pi f \cos \alpha_1}{V_1} H_1\right)(1 - R^2)}} \quad (4.21)$$

L'amplitude de $H_A(f)$ est:

$$|H_A(f)| = \frac{1}{\left| \sqrt{1 - \sin^2\left(\frac{2\pi f \cos \alpha_1}{V_1} H_1\right)(1 - R^2)} \right|} \quad (4.22)$$

Les fréquences de résonance peuvent être obtenues en prenant la dérivée de $|H_A(f)|$ par rapport à f et en égalant le résultat à zéro, ce qui conduit à $\sin^2\left(\frac{2\pi f \cos \alpha_1}{V_1} H_1\right) = 1$.

Ainsi, les fréquences de résonance sont $f_k = kV_1/(4H_1 \cos \alpha_1)$ où $k = 1, 3, 5, \dots$

En remplaçant f_k dans l'équation (4.20), on peut montrer que l'amplification maximale est égale au rapport de l'impédance du rocher $\rho_2 V_2$ sur l'impédance du sol $\rho_1 V_1$, c'est-à-dire ;

$$|H_A(f)|_{max} = \frac{1}{R} = \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1}.$$

4.4 Amplification de site dans un milieu viscoélastique stratifié

Dans un milieu élastique linéaire, les ondes peuvent se propager indéfiniment sans changer d'amplitude. Les matériaux présents à la surface terrestre comportent des hétérogénéités engendrant une décroissance de l'amplitude des ondes avec la distance parcourue.

Ces mécanismes d'atténuation des ondes sont de diverses natures : expansion du front d'onde, réflexion et/ou transmission des ondes, dissipation de l'énergie interne par les matériaux. La propagation de ces ondes dans les milieux géologiques conduit à un mouvement sismique complexe dont la durée va augmenter avec la distance.

➤ Atténuation géométrique : un tremblement de terre résulte d'une rupture anélastique de la roche avec un dégagement de l'énergie accumulée durant la déformation élastique. Une partie de cette énergie est radiée sous forme d'ondes qui vont être réparties sur une surface de plus en plus grande au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source. Ce phénomène est appelé atténuation géométrique.

➤ Atténuation anélastique : L'atténuation anélastique est liée aux différentes hétérogénéités composant les matériaux terrestres. Elle est caractérisée par le facteur de qualité (Q).

L'atténuation anélastique a deux sources principales : l'atténuation intrinsèque due à une dissipation de l'énergie. En effet, en vibrant sous l'action de l'onde, les particules subissent des frottements les unes sur les autres, produisant de la chaleur. Les résultats de laboratoire attestent que l'atténuation intrinsèque est indépendante de la fréquence, c'est-à-dire qu'elle est constante pour un matériau (Toksoz et al., 1979). La deuxième source d'atténuation anélastique est liée à la dispersion des ondes lorsqu'elles rencontrent une hétérogénéité (interface entre deux couches...). Cette dispersion est due à des phénomènes de réflexion au niveau de contrastes d'impédance et éventuellement de diffraction. La dispersion des ondes entraîne une augmentation de la durée avec la distance. Cette contribution est quant à elle dépendante de la fréquence.

La détermination des caractéristiques réelles d'amortissement des structures est très complexe et délicate à déterminer. Il est cependant d'usage courant d'exprimer l'amortissement de ces systèmes au moyen de facteurs d'amortissement visqueux équivalents qui présentent des caractéristiques de décroissance comparables dans le cas d'oscillations libres.

Pour tenir de ces facteurs d'amortissement, la formulation analytique de l'amplification bidimensionnelle de site des ondes sismiques de cisaillement se propageant non verticalement pour le cas d'un dépôt de sol élastique constitué de plusieurs couches horizontales (Thomson 1950) a été modifiée pour tenir compte des propriétés viscoélastiques du sol.

L'amplification de site y compris l'amortissement Q dû au frottement solide (friction) et l'amortissement radiatif efficace dû à la variation de l'angle d'incidence des ondes est considérée. Deux cas sont examinés : le substratum rocheux et l'affleurement rocheux.

4.4.1 Facteur de qualité Q

Lors du passage d'une onde de cisaillement à travers un dépôt de sol, les déformations sismiques d'un élément de sol sont caractérisées par une atténuation progressive en raison de l'amortissement intrinsèque du sol, qui peut être modélisé par un modèle de frottement solide défini par le paramètre sans dimension Q ou Q^{-1} connu comme étant le facteur de qualité (Knopoff 1964).

$$Q = 1 / (2\beta) \quad (4.22)$$

Q est une mesure de la perte d'énergie par cycle (β étant le taux d'amortissement visqueux égal au rapport entre l'énergie dissipée et l'énergie emmagasinée par cycle), en raison du frottement solide. Mathématiquement, le modèle de frottement solide est incorporé dans la formulation de l'amplification de site en remplaçant le module de cisaillement μ et la vitesse de cisaillement V_s par des valeurs complexes μ^* et V_s^* respectivement (Aki et Richards 2002..):

$$\mu^* = \mu(1 + 2i\beta) \quad (4.24)$$

$$V_s^* = \sqrt{\frac{\mu^*}{\rho}} = V_s(1 + i\beta) \quad (4.25)$$

Ce modèle peut être interprété comme une représentation équivalente du comportement dissipatif du modèle de Kelvin – Voigt. C'est une simplification du cas réel, mais il fournit un moyen simple et efficace pour simuler la perte d'énergie due à la dissipation interne (Kramer, 1996). Bien que le modèle de sol Kelvin-Voigt est fréquemment utilisé dans l'Ingénierie Géotechnique, essentiellement en raison de sa simplicité et sa commodité, il est à noter qu'il ne représente qu'un parmi plusieurs modèles rhéologiques existants (Wolf 1997).

Pour illustrer les effets de l'amortissement Q , les fonctions de transfert du site concernant le mouvement de l'affleurement d'une seule couche de sol amorti, sont calculées pour une valeur fixe de l'angle d'incidence $\alpha_2 = 0$ (propagation verticale), sont tracées sur la figure (4.5) pour quatre valeurs différentes du facteur de qualité Q correspondant respectivement aux valeurs d'amortissement $\beta = 0$ (cas élastique), 0,01, 0,02 et 0,05. Les caractéristiques de la couche sont : $H_1 = 11\text{m}$, $\rho_1 = 1.65\text{ g/cm}^3$ et $V_1 = 300\text{ m/s}$ pour la couche de sol et $\rho_2 = 2.40\text{ g/cm}^3$, $V_2 = 900\text{ m/s}$ pour le substratum rocheux.

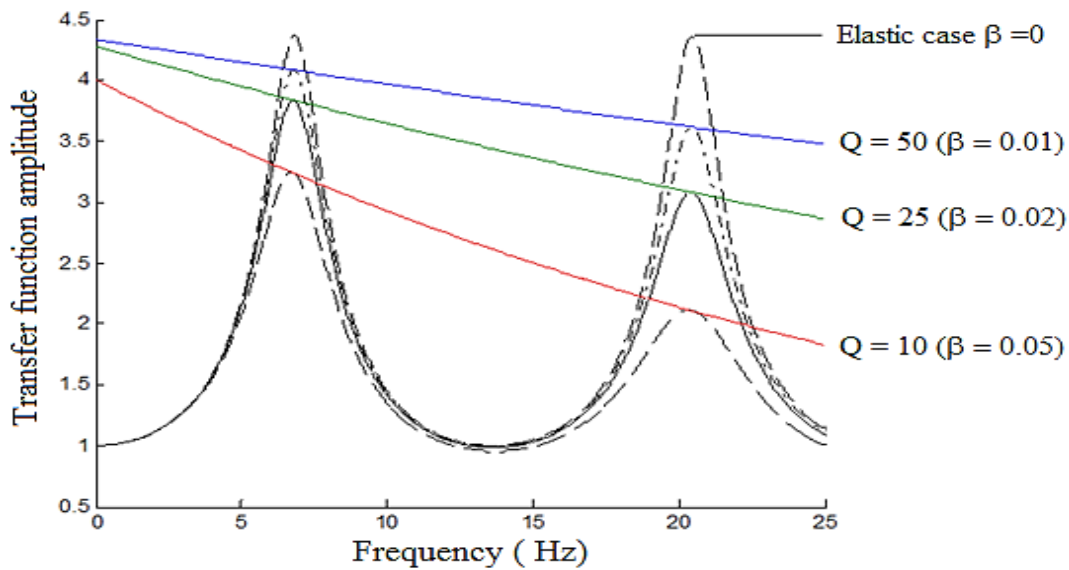


Figure 4.5 Fonction de transfert pour différentes valeurs de l'amortissement Q .

La figure (4.5) montre que les pics d'amplitude diminuent avec l'augmentation de la fréquence pour une valeur constante de Q . En fait, il peut être démontré que les amplitudes de la fonction de transfert décroissent exponentiellement en raison de l'amortissement. A noter également que les pics des amplitudes diminuent, pour une valeur de fréquence fixe, avec les valeurs décroissantes de Q .

Le décrétement logarithmique δ , le logarithme népérien du rapport des amplitudes de deux maxima successifs, est $\delta = \pi / Q$. En comparant δ au décrétement logarithme des vibrations visqueuses libres amorties avec un taux d'amortissement β , on peut facilement démontrer que $\beta = 1 / 2Q$.

Il existe essentiellement deux approches utilisées par les Sismologues et Ingénieurs parasismiques pour caractériser l'amplification du sol :

- Tout d'abord, en prenant le rapport du spectre d'amplitude de Fourier des mouvements de surface à celui des mouvements à l'interface sol-rocher.

- D'autre part, en prenant le rapport du spectre d'amplitude de Fourier des mouvements de surface à celui de l'affleurement rocheux.

4.4.2 Amplification de site par rapport au mouvement du substratum

En se référant au paragraphe précédent et en remplaçant dans les équations de (4.3) à (4.10), le module de cisaillement réel μ et la vitesse V_s des ondes SH par leurs valeurs similaires complexes μ^* (équation (4.16)) et V_s^* (équation 4.17)) respectivement, on aboutit à la fonction de transfert du sol ($H_B^Q(f)$) par rapport au mouvement du substratum, avec amortissement :

$$H_B^Q(f) = \frac{U_{1C}^Q(f)}{U_{NB}^Q(f)} = \frac{1}{A_{11}^Q} e^{-ik_n^* \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (4.26)$$

Où $k_n^* = \frac{\omega \sin \alpha_n}{V_n^*}$ désigne le nombre d'onde complexe associé à la $n^{i\text{ème}}$ couche dans la direction x , Δx_n la distance relative traversée par l'onde entre le haut et le bas de la $n^{i\text{ème}}$ couche et $H_B^Q(f)$ est la fonction de transfert qui permet d'estimer dans le domaine fréquentiel les mouvements à l'interface entre le dépôt de sol multicouches et le socle en supposant l'amortissement Q (équation. (4.23)).

4.4.3 Amplification de site par rapport au mouvement de l'affleurement rocheux

L'amplitude de la fonction de transfert, y compris l'amortissement dû au frottement solide, peut être écrite comme :

$$H_A^Q(f) = \frac{U_{1C}^Q(f)}{U_{NA}^Q(f)} = \frac{1}{A_{11}^Q - A_{21}^Q \frac{1}{\mu_N p_N}} e^{-ik_n^* \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (4.27)$$

Où $p_N = \frac{\omega \cos \alpha_N}{V_N}$ désigne le nombre d'onde complexe associé à l'affleurement rocheux élastique dans la direction z et $H_A^Q(f)$ est la fonction de transfert qui permet d'estimer les mouvements de surface des sols dans le domaine fréquentiel lorsqu'on a l'affleurement rocheux.

4.4.4 Amortissement radiatif effectif

Pour introduire la notion d'amortissement radiatif effectif, on prend en compte pour des raisons de clarté, le contraste d'impédance pour la couche de sol uniforme ($\rho_1 V_1$) reposant sur le rocher élastique (ρ_2, V_2) soumis à des ondes anti-plan SH se propageant dans le rocher avec un angle d'incidence α_2 par rapport à la verticale.

Il résulte des considérations élémentaires de la dynamique (Djabali 2017), que l'amortissement radiatif efficace peut être exprimé comme suit :

$$\beta_e = \frac{1}{2} \frac{R}{\cos \alpha_2} \quad (4.28)$$

Où $R = \frac{\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2}$ est la fonction d'admittance (i.e. inverse du contraste d'impédance). Cela montre clairement que l'amortissement efficace augmente avec l'augmentation des angles d'incidence. Les pics d'amplification par rapport à l'affleurement rocheux doivent ensuite diminuer d'environ un facteur $\cos \alpha_2$.

Pour donner un exemple illustrant ces points, les fonctions de transfert du site de la seule couche précédente, amortie (Cf. paragraphe 4.4.1) sont représentées sur la figure (4.6), pour une valeur fixe de l'amortisseur Q ($\beta = 0$, cas élastique) et cinq valeurs différentes de l'angle d'incidence $\alpha = 0^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$.

La figure (4.6) montre que les effets de l'amortissement radiatif efficace sur la sensibilité des fonctions de transfert sont illustrés par les pics d'amplitude décroissants lorsque l'angle d'incidence croît (i. e. Augmentation de l'amortissement radiatif efficace).

Notez que les pics d'amplification maximale de la fonction de transfert sont obtenus pour une incidence verticale ($\alpha_2 = 0^\circ$) contrairement aux pics d'amplification pour $\alpha_2 = 90^\circ$, qui sont totalement amortis, étant donné que dans ce cas, $\beta_e \rightarrow \infty$.

Il est très important de noter que les pics d'amplification pour une incidence non verticale mettent en évidence un décalage vers les fréquences les plus élevées. Ce déplacement vers les hautes fréquences est mis en évidence par les valeurs croissantes de fréquence de chaque pic de résonance avec les valeurs croissantes de l'angle d'incidence α_2 . Il est plus prononcé pour les pics d'ordre supérieur.

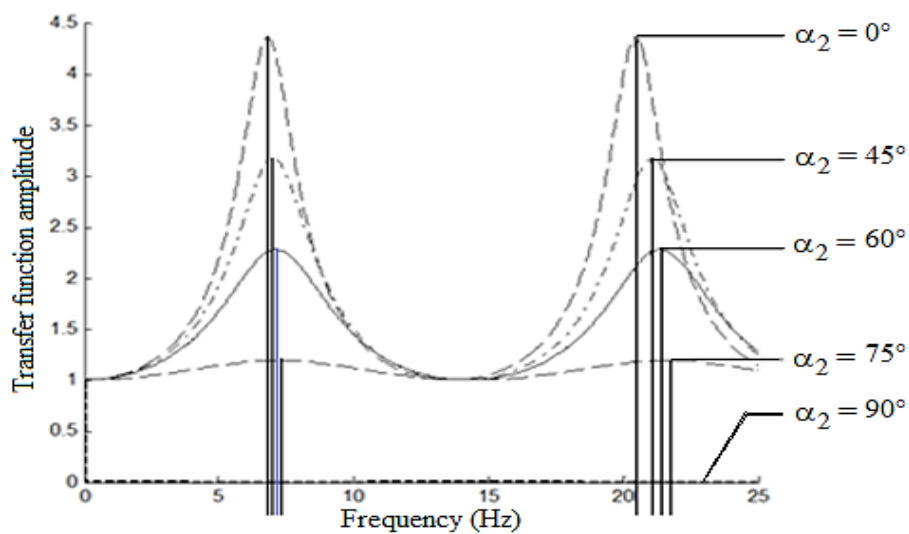


Figure 4.6 : Fonction de transfert pour différentes valeurs des angles d'incidence α_2 dans le rocher.

En outre, l'équation (4.28) montre que dans le cas d'un substratum (à savoir un sol reposant sur une base rigide, caractérisé par une vitesse infinie V_2), l'amortissement radiatif efficace $\beta_e \rightarrow 0$, ce qui conduit à des pics d'amplification de site comparables pour tout angle d'incidence des valeurs $\alpha_2 < \alpha_U = 75^\circ$. La valeur d'angle α_U désigne la limite supérieure de l'angle d'incidence pour lequel la première amplitude de pic dominant est égale à 1.

A l'inverse, pour le système de base élastique, le cas de sol affleurant (à savoir un dépôt reposant sur un substrat rocheux caractérisé par V_2 finie), β_e utilisé, augmente lorsque l'angle d'incidence augmente. Les pics d'amplification doivent ensuite diminuer d'un facteur de $\cos\alpha_2$.

Si une base rigide est utilisée, les effets d'amplification sont beaucoup plus élevés que pour le schéma de base élastique, car aucun amortissement radiatif ne devrait exister comme dans un test de table vibrante (voir par exemple l'amplification de site d'un sol par rapport au cas de l'affleurement sur les figures(4.2b) et (4.3b) présentées dans le chapitre 5.

Il convient également de souligner que dans le cas des sols viscoélastiques l'équation (4.28) doit être formulée en utilisant les expressions correspondantes des vitesses des ondes de cisaillement complexes et, par conséquent, β_e inclut implicitement le taux d'amortissement $\beta = 1 / 2Q$.

4.5 Conclusion

Le modèle utilisé pour l'amplification de site d'un multicouches viscoélastique est une représentation équivalente du comportement dissipatif du modèle de Kelvin – Voigt (ressort et amortisseur placés en parallèle). Il fournit un moyen efficace pour simuler la perte d'énergie due à la dissipation interne et il est souvent utilisé dans l'Ingénierie Géotechnique. Son utilisation a conduit aux conclusions suivantes :

- ✓ L'amortissement efficace augmente avec l'augmentation des angles d'incidence.
- ✓ Les pics des amplitudes diminuent avec l'augmentation de la fréquence pour une valeur constante de Q .
- ✓ Les pics des amplitudes diminuent, pour une valeur de fréquence fixe, avec les valeurs décroissantes de Q .
- ✓ Les pics d'amplitude des fonctions de transfert décroissants lorsque l'angle d'incidence croissant (effets de l'amortissement efficace radiatif).

- ✓ Les pics d'amplification maximale de la fonction de transfert sont obtenus pour une incidence verticale ($\alpha_2 = 0^\circ$) contrairement aux pics d'amplification pour $\alpha_2 = 90^\circ$, qui sont totalement amortie.
- ✓ Décalage vers les fréquences plus élevées des pics d'amplification pour l'incidence non verticale.
- ✓ β_e Augmente lorsque l'angle d'incidence augmente pour le cas de sol affleurant.
- ✓ Effets d'amplification sont plus élevés pour une base rigide que pour une base souple (élastique).

Avec cette formulation analytique bidimensionnelle de l'amplification de site dans les sols multicouches viscoélastiques, nous avons montré qu'elle fournit une méthode simple pour simuler les mouvements spécifiques du site, et pour déterminer les fonctions de transfert de l'amplification du site. Ces équations peuvent également être utilisées pour diverses autres applications en étudiant les mouvements sismiques et la réponse structurelle.

Maintenant, nous allons passer dans le prochain chapitre à l'analyse des effets des angles d'incidence, d'abord sur les fonctions d'amplification de site, sur les rapports spectraux des pics correspondant et ensuite sur la propagation des ondes à travers les couches constitutives du profil de sol étudié.



CHAPITRE 5

5.1 Introduction

L'analyse des structures des ouvrages sous l'action des séismes consiste à déterminer les forces maximales et surtout les déformations maximales qu'elles peuvent subir. Ces informations permettent de les dimensionner afin de résister aux séismes.

La majorité des codes parasismiques dans le monde permettent d'effectuer le calcul dynamique pour l'analyse sismique des structures avec l'utilisation d'accélérogrammes comme excitations.

Nous connaissons que pour décrire les systèmes physiques on doit étudier les réponses qu'ils produisent à des excitations.

Le spectre de réponse et le spectre d'amplitude de Fourier sont utilisés dans l'étude de la réponse dynamique des sols et de la conception des structures. Les spectres de réponse des tremblements de terre sont considérés comme un outil de conception important, en particulier par les Ingénieurs structurels. Par conséquent, le rapport spectral de Fourier entre le mouvement de la surface et le mouvement au niveau du substratum rocheux est un outil couramment utilisé pour calculer la réponse d'un site.

Après ; la présentation de la formulation analytique bidimensionnelle de l'amplification de site dans les sols multicouches élastiques et viscoélastiques par rapport au substratum rocheux et par rapport à l'affleurement rocheux dans le chapitre 4 et un rappel sur les notions de base de l'analyse de Fourier, nous allons dans ce chapitre, analyser les effets des angles d'incidence, d'abord sur les fonctions de transfert , sur les rapports spectraux des pics correspondant et ensuite sur la propagation des ondes à travers les couches constitutives du profil de sol du site de l'Ecole d' Oum Drou El Asnam lors du tremblement de terre de 1980.

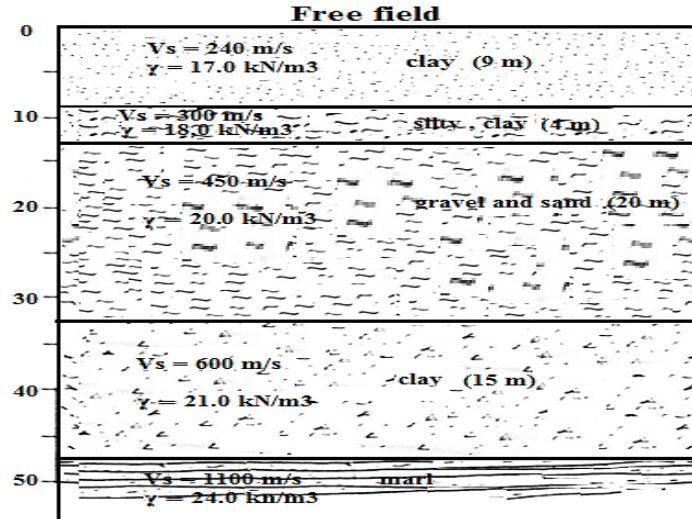


Figure 5.1 : Profil de sol du site de l'Ecole d'Oum Drou El-Asnam

5.2 Effets sur les fonctions de transfert

Comme dans le chapitre 4, nous avons donné la définition, la fonction de transfert et que c'est elle qui nous permettra de déterminer les déplacements, alors le produit de la fonction de transfert par la transformée de Fourier de ce déplacement représente la réponse fréquentielle ; ensuite ; une transformation de Fourier inverse permet d'obtenir la réponse temporelle.

La réponse ainsi obtenue sera le rapport de l'amplitude des mouvements entre les deux points considérés (affleurement rocheux- sol ou sol en surface- substratum rocheux) et sera exprimée en général dans le domaine fréquentiel.

Pour illustrer les effets de l'angle d'incidence sur l'amplification sismique de site pour les dépôts de sol multicouches viscoélastique, nous avons considéré le modèle de profil de sol de quatre couches du site d'Oum Drou El - Asnam, Nord - Ouest de l'Algérie, dont les propriétés sont indiquées sur la figure 5.1 et rapportées dans le tableau (5.1) ci-dessous (Milutinovic et Petrovski 1981). Ces propriétés du sol sont basées sur les données géotechniques du site recueillies après la survenue de la plus forte réplique ($M_s = 5.3$) du choc principal non enregistrée du tremblement de terre d'El - Asnam Octobre 1980.

Chapitre 5 Effets de l'angle d'incidence sur les fonctions de transfert et les rapports des pics spectraux

Tableau 5.1: Propriétés du sol en place (site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam)

Couche	Epaisseur (m)	Masse volumique (g/cm ³)	vitesse des ondes SH (m/s)	facteur de qualité
1	9.0	1.7	240	12
2	4.0	1.8	300	14
3	20	2.0	450	15
4	15	2.1	600	17
Rocher	—	2.4	1100	—

Les figures (5.2a) et (5.2b) représentent les fonctions d'amplification évaluées pour les cas du substratum et de l'affleurement rocheux du modèle de sol stratifié de quatre couches et pour différentes valeurs des angles d'incidence de l'onde SH allant de 0° à α_U .

α_U désigne la limite supérieure de l'angle d'incidence pour laquelle le premier pic d'amplitude dominant est égal à 1. Ce qui peut être clairement formulé sous forme d'un problème d'optimisation non linéaire de deux variables f et α_u variant respectivement dans les gammes [0 - 25Hz] et [0°-90 °].

Tableau 5.2: Variations du décalage de fréquence par rapport à l'angle d'incidence de l'onde ($V_N = V_r = 1100$ m / s, du site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam)

	Fréquences de résonance pour $\alpha_N = 0^\circ$	Décalage des Fréquences Δf (Hz) pour		
		$\alpha_N = 45^\circ$	$\alpha_N = 65^\circ$	$\alpha_N = \alpha_U = 86.5^\circ$
Cas de Substratum				
f_1	2.70	0.04	0.12	0.14
f_2	6.22	0.19	0.36	0.43
f_3	10.34	0.48	0.90	1.04
f_4	14.54	0.53	1.00	1.14
f_5	18.49	0.75	1.41	1.63
Cas de l'affleurement rocheux				
f_1	2.80	0.26	1.83	1.87
f_2	6.17	0.17	1.90	2.26
f_3	10.10	0.39	3.85	3.87
f_4	14.44	0.41	3.48	3.61
f_5	18.34	0.61	4.44	4.48

Les pics d'amplification pour une incidence non verticale mettent en évidence de plus grands changements vers les plus hautes fréquences en raison des effets cumulatifs des changements de fréquence des couches constitutives du dépôt de sol (voir le tableau (5.2)).

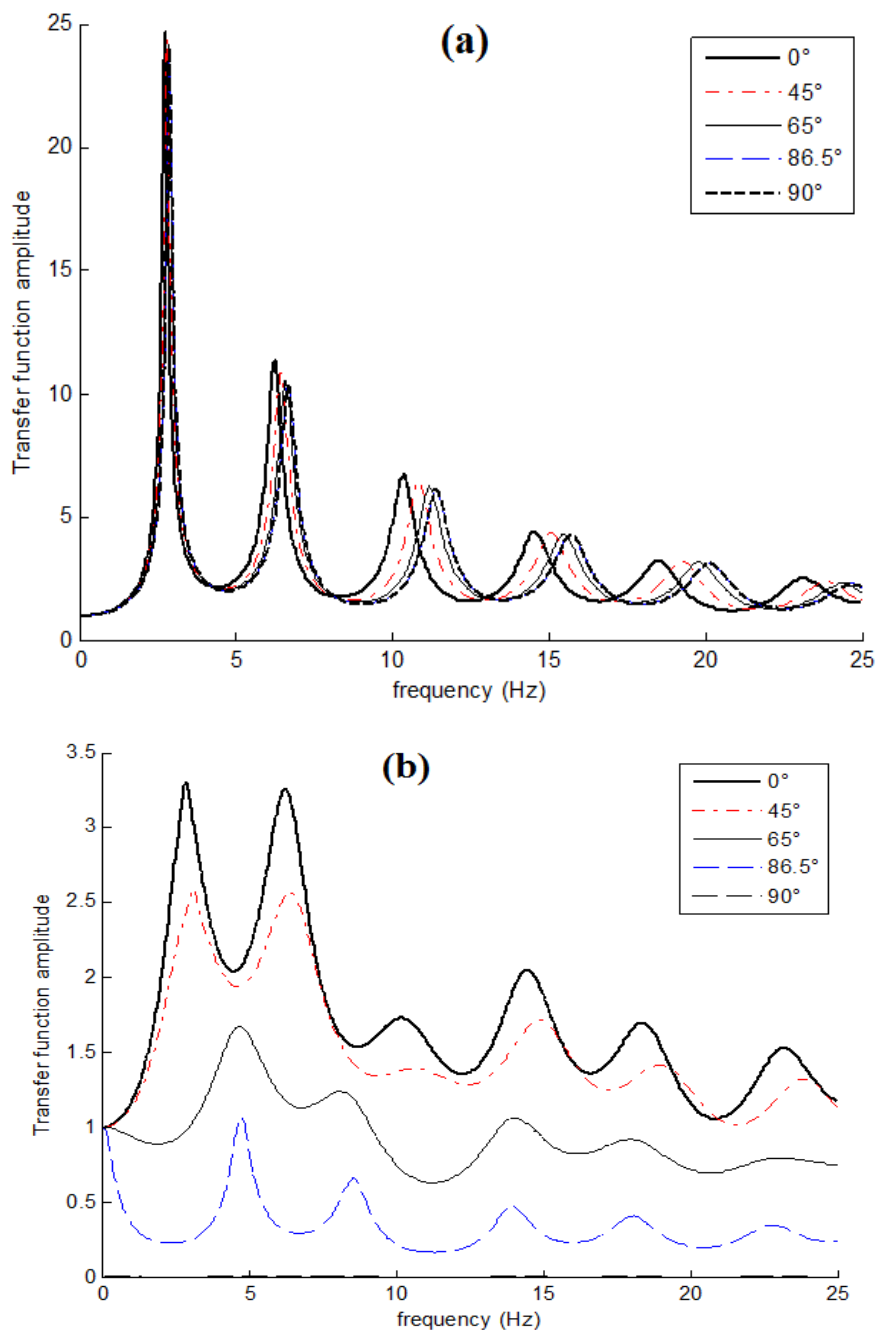


Figure : 5.2 Amplifications de site d'un sol stratifié viscoélastique par rapport au substratum rocheux (a) et à l'affleurement rocheux (b) pour différents angles d'incidence de l'ondes SH ($V_N = 1100$ m / s, Ecole d'Oum Drou situés dans la ville d'El-Asnam).

Chapitre 5 Effets de l'angle d'incidence sur les fonctions de transfert et les rapports des pics spectraux

A noter que le décalage de fréquence est maintenant beaucoup plus marqué pour les pics d'ordre supérieur de la fonction de transfert que pour le premier pic dominant comme le montre les figures (5.2a) et (5.2b).

Dans le cas du substratum (figure 5.2a), les pics d'amplification sont pratiquement indépendants de l'angle d'incidence (le cas du substratum dans le tableau 5.3).

Au contraire, dans le cas de l'affleurement rocheux (Figure 5.2b), les effets de l'angle d'incidence peuvent être assimilés à des effets d'amortissement, les pics d'amplification diminuant fortement avec l'augmentation des angles d'incidence (voir l'affleurement rocheux dans le tableau 5.3).

Il est très important de noter que pour un grand contraste d'impédance entre les couches de sol et la roche sous-jacente (par exemple $V_N = 3000 \text{ m/s}$), le déplacement des fréquences devient très faible (effet de groupe) pour le cas de substratum et le cas de l'affleurement rocheux (voir figure 5.3).

Tableau 5.3: Variations de l'amplitude spectrale par rapport à l'angle d'incidence de l'onde ($V_N = V_r = 1100 \text{ m/s}$, site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam).

	Amplitude Spectrale pour $\alpha_N = 0^\circ$	Amplitude Spectrale pour:		
		$\alpha_N = 45^\circ$	$\alpha_N = 65^\circ$	$\alpha_N = \alpha_U = 86,5^\circ$
Cas Substratum				
$ H_B ^1_{max}$	24.66	23.40	23.99	24.01
$ H_B ^2_{max}$	11.36	10.87	10.46	10.34
$ H_B ^3_{max}$	6.72	6.44	6.18	6.10
$ H_B ^4_{max}$	4.42	4.37	4.30	4.28
$ H_B ^5_{max}$	3.25	3.2	3.16	3.14
Cas de l'affleurement rocheux				
$ H_A ^1_{max}$	3.30	2.59	1.67	1
$ H_A ^2_{max}$	3.25	2.56	1.23	0.65
$ H_A ^3_{max}$	1.73	1.38	1.06	0.47
$ H_A ^4_{max}$	2.05	1.71	0.92	0.4
$ H_A ^5_{max}$	1.69	1.41	0.79	0.34

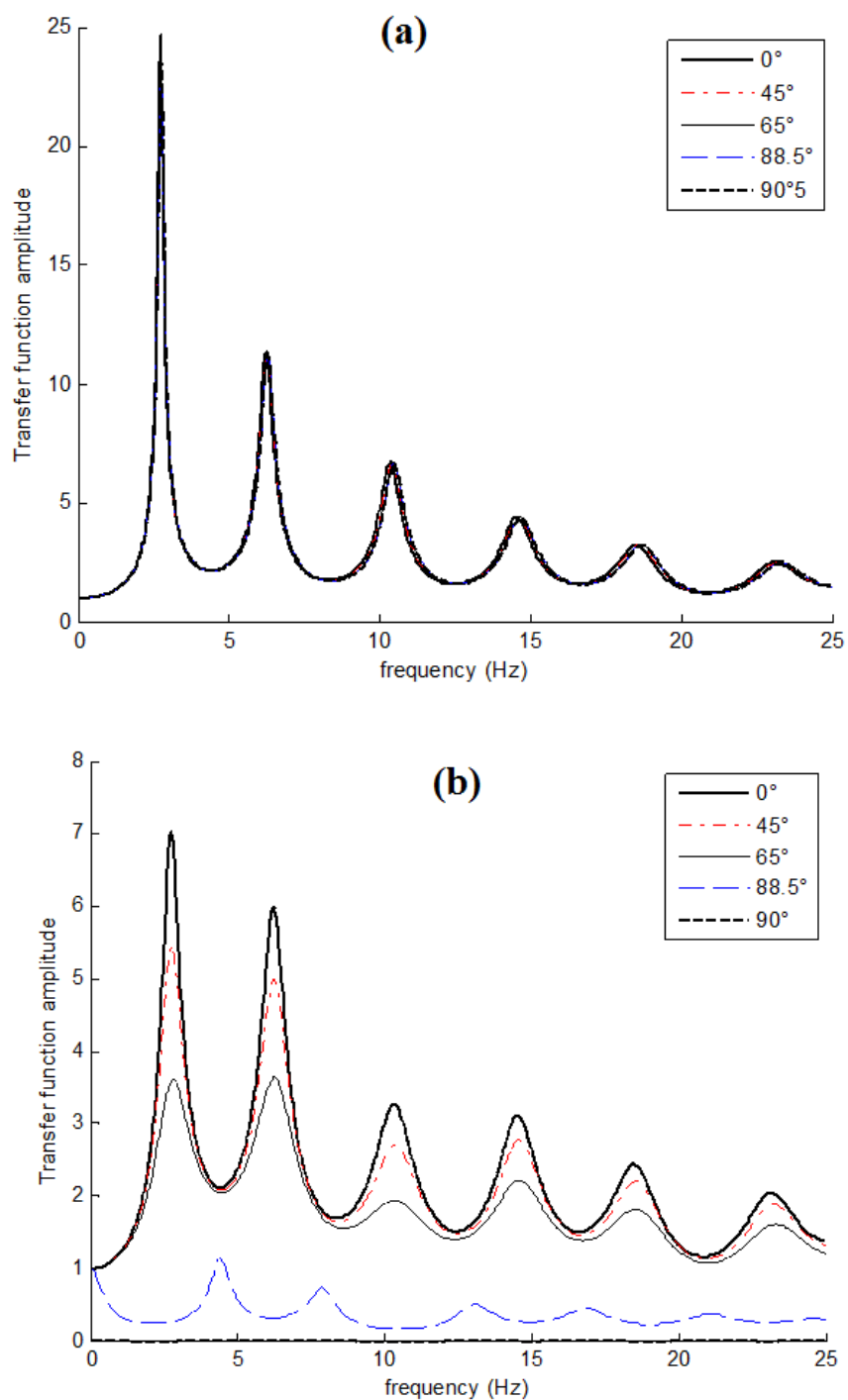


Figure : 5.3 : Amplifications de site du sol pour un sol multicouche viscoélastique pour le cas d'un substratum (a) et un affleurement rocheux (b) pour différents angles d'incidence de l'onde SH ($V_N = 3000$ m / s, site de l'Ecole Oum Drou, ville d'El-Asnam).

Dans ce qui suit, et afin de mieux montrer les effets de l'angle d'incidence sur toutes les grandeurs d'intérêt, on prendra dans tous les calculs qui seront effectués une vitesse de l'onde de cisaillement de la roche égale $V_N = 3000$ m / s.

5.3 Effets sur les rapports spectraux des pics fondamentaux d'amplification du site d'affleurement rocheux

Avant d'étudier les effets de sensibilité des angle d'incidence sur les rapports spectraux, nous allons d'abord donner la définition de l'analyse spectrale, qui est l'opération qui consiste à déterminer les signaux sinusoïdaux composant un signal donné ; et le spectres de réponse qui est un outil majeur en ingénierie parasismique car, en première approximation, les structures simples peuvent être assimilées à un oscillateur à un degré de liberté dont la fréquence propre et l'amortissement sont à peu près connus. Ces mouvements sont caractérisés par sa masse m , sa constante de raideur ou rigidité k et une constante d'amortissement visqueux c (Figure: 5.4)

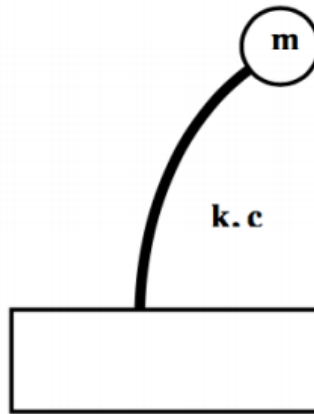


Figure 5.4 : Oscillateur à un degré de liberté

La représentation graphique d'un spectre de réponse est construite point par point en faisant varier la fréquence d'un oscillateur à un degré de liberté et en reportant cette fréquence en abscisse et le maximum temporel de la réponse à une sollicitation sismique en ordonnée. On obtient ainsi un spectre de réponse pour un amortissement fixé (Figure : 5.5).

Le spectre de réponse fournit donc, pour un accélérogramme donnée, la réponse maximale d'un ensemble quelconque de modes propres, d'où l'on peut déduire facilement une estimation de la réponse maximale d'une structure quelconque. Ce sont des fonctions de la pulsation propre ω de l'oscillateur, de son taux d'amortissement ξ et de la nature du sol sur lequel l'oscillateur repose. Ces spectres sont donnés sous la forme de déplacements (allongements maximaux moyens $D(\omega, \xi)$ d'oscillateurs, de pseudo-vitesses $V(\omega, \xi) = \omega D(\omega, \xi)$ ou de pseudo-accélération $A(\omega, \xi) = \omega^2 D(\omega, \xi)$

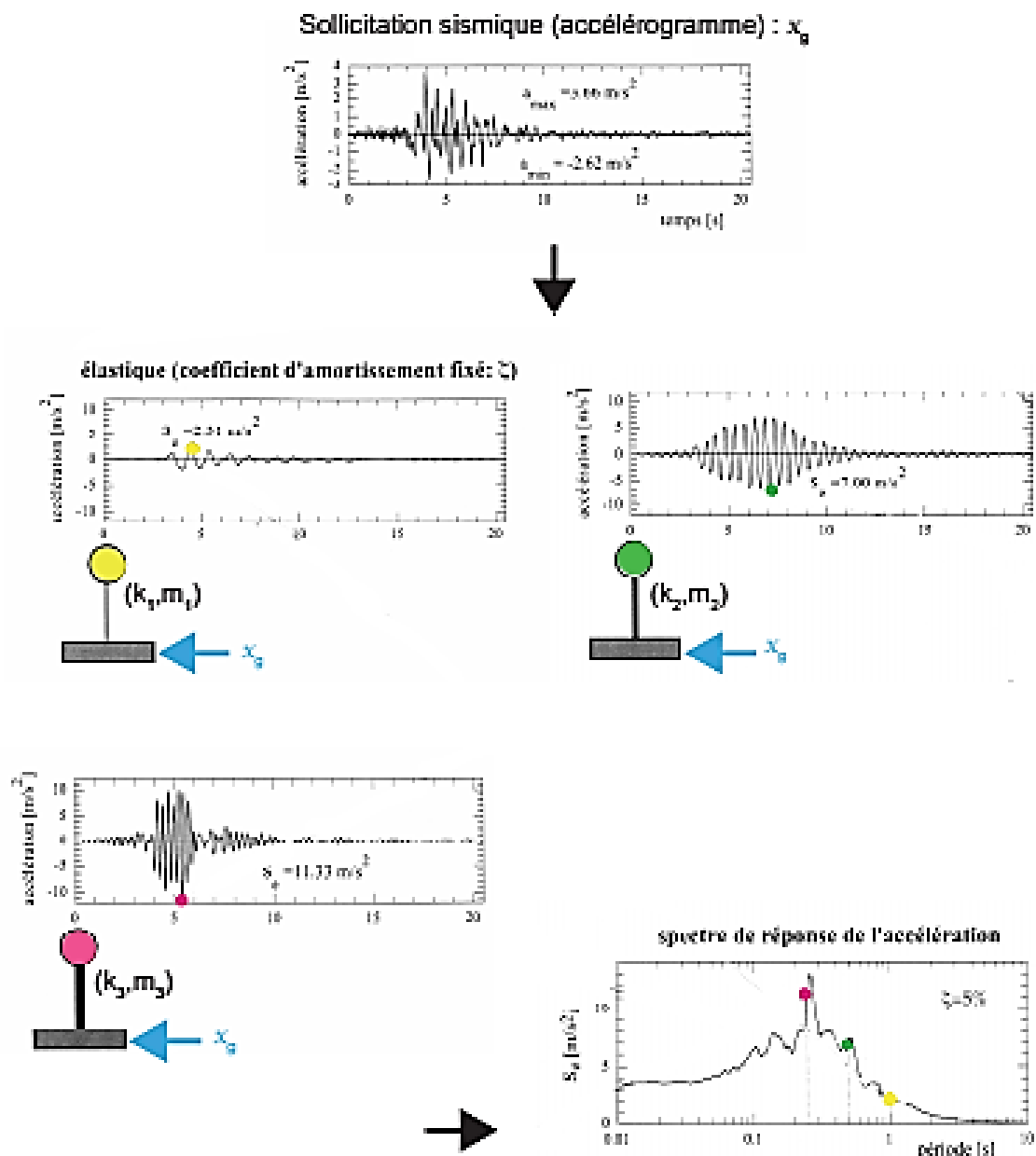


Figure 5.5 Construction du spectre de réponse élastique pour différent oscillateur.

Pour les Ingénieurs, l'évaluation des effets du site en raison de la géologie locale ou de la topographie est devenue une exigence standard dans les études de microzonation ou l'évaluation du site pour les installations importantes. L'une des techniques les plus populaires pour estimer les effets sur le site dans les régions de sismicité modérée à élevée est d'utiliser les rapports spectraux des enregistrements sismiques. Le rapport spectral est calculé en prenant le rapport du spectre d'amplitude de Fourier d'un enregistrement de site de sol à celui d'un enregistrement de site de référence (c'est-à-dire un site rocheux). Les enregistrements devraient provenir du même tremblement de terre. La méthode n'est valable

que si la distance entre les deux sites est beaucoup plus petite que leurs distances épacentrales (c'est-à-dire que les effets de la source et du chemin dans les enregistrements sont identiques) et, par conséquent, les différences dans les enregistrements sont uniquement dues aux effets du site.

Comme ce qui a été mentionné dans le chapitre 2, Les méthodes couramment utilisées pour évaluer les effets de site sont : la méthode S/R (Site/Référence) qui compare une grandeur mesurée ou calculée sur le site d'étude avec celle sur un site de référence, la méthode H/V (Horizontal/Vertical) qui fait le rapport des spectres entre les composantes horizontale et verticale du signal mesuré ou calculé. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé la méthode S/R. Le principe général est de faire le rapport des mesures du site étudié où il y a les effets de site avec celles du site de référence qui ne présente pas d'effet de site. Le rapport peut être réalisé dans le domaine temporel ou fréquentiel :

Méthode temporelle : le facteur d'amplification est déterminé par le rapport entre la mesure maximale du mouvement sismique (en accélération, en vitesse ou en déplacement) du site étudié et la mesure maximale du mouvement sismique enregistré au site de référence.

- Méthode fréquentielle : les spectres de fréquence des enregistrements du site étudié et du site référence sont d'abord calculés par transformée de Fourier. Ensuite, le rapport de ces deux spectres permet de déduire la fonction de transfert qui représente les valeurs de l'amplification en fonction de la fréquence. Finalement, le facteur d'amplification (appelée amplification spectrale) est le pic maximal de la fonction de transfert dans la bande des fréquences observés pour des séismes (généralement de 1 à 10 Hz).

En général ; le mouvement sismique de référence correspondrait à un mouvement sismique caractérisé par une fonction de transfert égale à 1. Dans la nature, un mouvement sismique de référence « parfait » n'existe pas du fait de la présence d'hétérogénéités et/ou de l'absence de milieu fini. Pour cela, les mouvements sismiques enregistrés à la base des couches de sol ou les mouvements enregistrés au rocher affleurant peuvent constituer de bons mouvements de référence.

Pour le cas particulier de l'analyse des effets de l'angle d'incidence sur les rapports spectraux du substratum à l'affleurement rocheux, les pics prédominants de l'amplification par rapport au substratum sont jugés négligeables comme le montre la Figure : (5.3a), alors que, l'amplification par rapport au cas de l'affleurement rocheux ne l'est pas (figure(5.3b)).

Ces observations sont confirmées par les valeurs calculées de la fonction d'amplification des pics $|H_B^Q|_{max}$ et $|H_A^Q|_{max}$ données dans le tableau 5.4.

Il est à noter, que les rapports de pics d'amplification pour le cas de l'affleurement rocheux par rapport au cas du substratum, une diminution importante de la valeur maximale de 0,13 obtenue pour $\alpha_N=0^\circ$ à 0.04, calculée pour $\alpha_N=\alpha_U=86.5^\circ$).

Tableau 5.4: Rapport des pics spectraux $\frac{|H_B|_{max}}{|H_A|_{max}}$ ($V_N=V_r=3000$ m/s, du site de l'Ecole Oum Drou El-Asnam)

α_N	0 °	45°	65°	86.5
$ H_B _{max}$	24.66	23.40	23.99	24.01
$ H_A _{max}$	3.30	2.59	1.67	1.00
$\frac{ H_A _{max}}{ H_B _{max}}$	0.13	0.11	0.07	0.04

5.4 Conclusion

L'analyse des effets des angles d'incidence sur les fonctions d'amplification de site et sur les rapports spectraux des pics correspondant a abouti aux conclusions suivantes :

- ✓ Les pics d'amplification pour une incidence non verticale sont maximaux pour les plus hautes fréquences.
- ✓ Le décalage de fréquence est plus marqué pour les pics d'ordre supérieur de la fonction de transfert que pour le premier pic dominant.
- ✓ Les pics d'amplification sont indépendants de l'angle d'incidence dans le cas du substratum.
- ✓ Pour le cas de l'affleurement rocheux, on a de forte diminution des pics d'amplification avec l'augmentation des angles d'incidence.
- ✓ Pour un grand contraste d'impédance entre les couches de sol et la roche sous-jacent, pour le changement de fréquences, on a un faible changement de fréquences pour les

cas de substratum et de l'affleurement rocheux avec l'augmentation de l'angle d'incidence.

Par ailleurs, l'analyse des effets des angles d'incidence sur la propagation des ondes à travers les couches constitutives du profil de sol étudié a montré que pour la limite supérieure de l'angle d'incidence, l'angle d'incidence au niveau de la couche de surface est vertical.

Les résultats des périodes du mode fondamental déterminées par les méthodes approximatives 4,5 et 6 donnent des résultats analogues à la valeur donnée par la méthode Thomson-Haskell

Dans ce qui suit, les effets de l'angle d'incidence seront analysés sur l'évolution de l'accélération sismique en fonction du temps et les spectres de réponse de la structure associée (chapitre 6).



CHAPITRE 6

6.1 Introduction.

L'essentiel des dommages lors de séismes sont dus aux mouvements du sol qui font vibrer une structure. Ces mouvements sont enregistrés notamment par des accéléromètres, sous forme de série temporelle retraçant l'histoire de l'accélération subie par le sol, et donc par les ouvrages, au cours de la durée du phénomène vibratoire (de quelques secondes à quelques dizaines de secondes). Malgré la très grande variabilité de ces accélérogrammes d'un événement à l'autre, ou d'un site à l'autre, il est indispensable de résumer l'information qu'ils contiennent en un petit nombre de paramètres les plus significatifs possibles quant à leur potentiel destructeur.

L'un des paramètres le plus utilisés à l'heure actuelle pour le dimensionnement des ouvrages est l'accélération maximale (souvent notée PGA pour : Peak Ground Acceleration). Cette quantité correspond à la valeur maximale de l'accélération du sol atteinte, en un site donné, au cours du séisme.

Cette quantité est généralisée en étudiant les spectres de réponses, correspondant à l'amplitude maximale de la réponse d'un oscillateur à un seul degré de liberté de période T et d'un amortissement ξ . Lorsque l'on fait varier la période T de l'oscillateur, on associe à l'accélérogramme $a(t)$ une courbe spectrale $S(T, \xi)$: le spectre de réponse à la période T pour un amortissement ξ . Son intérêt principal vient de ce qu'en première approximation, un ouvrage peut être assimilé à un oscillateur à un seul degré de liberté. La seule connaissance de sa période propre T (reliée au type de structure, à la taille et aux propriétés du matériau constitutif), de son amortissement (relié aux matériaux et aux dispositions constructives) va donc permettre d'accéder aux accélérations, vitesses et déplacements maximaux subis par le centre de gravité de l'ouvrage, et par voie de conséquence aux forces et contraintes à l'intérieur de la structure.

Une des approches, communément utilisée par les Ingénieurs, consiste à représenter ces mouvements sismiques par un spectre de réponse en accélération. Comme, nous l'avons déjà donné, le spectre de réponse permet de caractériser une excitation. Il consiste en la détermination de la réponse maximale (déplacement, vitesse ou accélération) d'une série d'oscillateurs de différentes fréquences propres, soumis à cette même excitation. Le spectre de réponse résultant permet alors l'évaluation de la réponse de n'importe quel système linéaire, à partir de sa fréquence propre. L'utilisation principale est donc l'évaluation de la réponse maximale des structures lors de tremblements de terre, en supposant que la réponse

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

est dominée par un mode unique, ce qui est vrai dans la majorité des cas où le mode fondamental de la structure est prédominant.

Sachant que le contenu fréquentiel d'un signal sismique peut être décrit soit par son spectre de Fourier ou par son spectre de réponse.

Les spectres linéaires donnent la réponse maximale moyenne (parfois augmentée d'un écart type) d'oscillateurs linéaires élastiques soumis à une excitation de type sismique. Ce sont des fonctions de la pulsation propre ω de l'oscillateur, de son ratio d'amortissement ξ et de la nature du sol sur lequel l'oscillateur repose.

En théorie, ils sont obtenus en prenant la moyenne sur un ensemble de réponses d'oscillateurs soumis à des séismes qu'on peut attendre sur une configuration géotechnique donnée. Dans la pratique, ces spectres sont lissés et simplifiés de façon à couvrir de façon conservative une large gamme de séismes. Ils sont donnés sous la forme de déplacements (allongements i maximaux moyens $D(\omega, \xi)$ d'oscillateurs, de pseudo-vitesses $V(\omega, \xi) = \omega D(u), 0$ ou de pseudo-accélération $A(\omega, \xi) = \omega^2 D(\omega, \xi)$

En supposant que l'input consiste en des ondes SH, nous aurons un mouvement anti-plan sur la surface du sol est estimé. Toutes les propriétés du sol sont considérées comme déterministes ici et égales à leurs valeurs moyennes. Le mouvement du sol de surface est obtenu en résolvant une matrice telle qu'elle est décrite dans le chapitre 4. Lorsque l'onde SH se propage avec une variation de l'angle d'incidence, la variation de l'accélération dans le temps sera montrée dans la première partie de ce chapitre.

Les spectres d'amplification seront ainsi obtenus en divisant le spectre de Fourier du mouvement de surface par celui du mouvement de base d'incident.

Dans le présent chapitre, on va étudier l'impact de la variation des angles des ondes incidentes sur d'abord l'évolution de l'accélération en fonction du temps puis sur la réponse spectrale d'une structure.

6.2 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique

Avant de commencer notre étude de sensibilité, on va d'abord définir le pic d'amplitude d'accélération du sol ou PGA qui est le plus souvent utilisé. Il est très facilement accessible puisqu'il correspond à l'amplitude maximale du signal accélérométrique.

Le PGA donne accès à la force inertielle imposée aux structures et donc au potentiel destructeur du séisme. Comme, le PGA constitue un des paramètres utilisés pour le dimensionnement des ouvrages parasismiques. Pour déterminer le PGA, se sera le spectre

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

de réponse correspondant au substratum rocheux (spectre "input rocher") multiplié par les fonctions d'amplification afin d'obtenir les spectres de réponse en surface, comme indiqué sur le schéma de la figure 7.1.

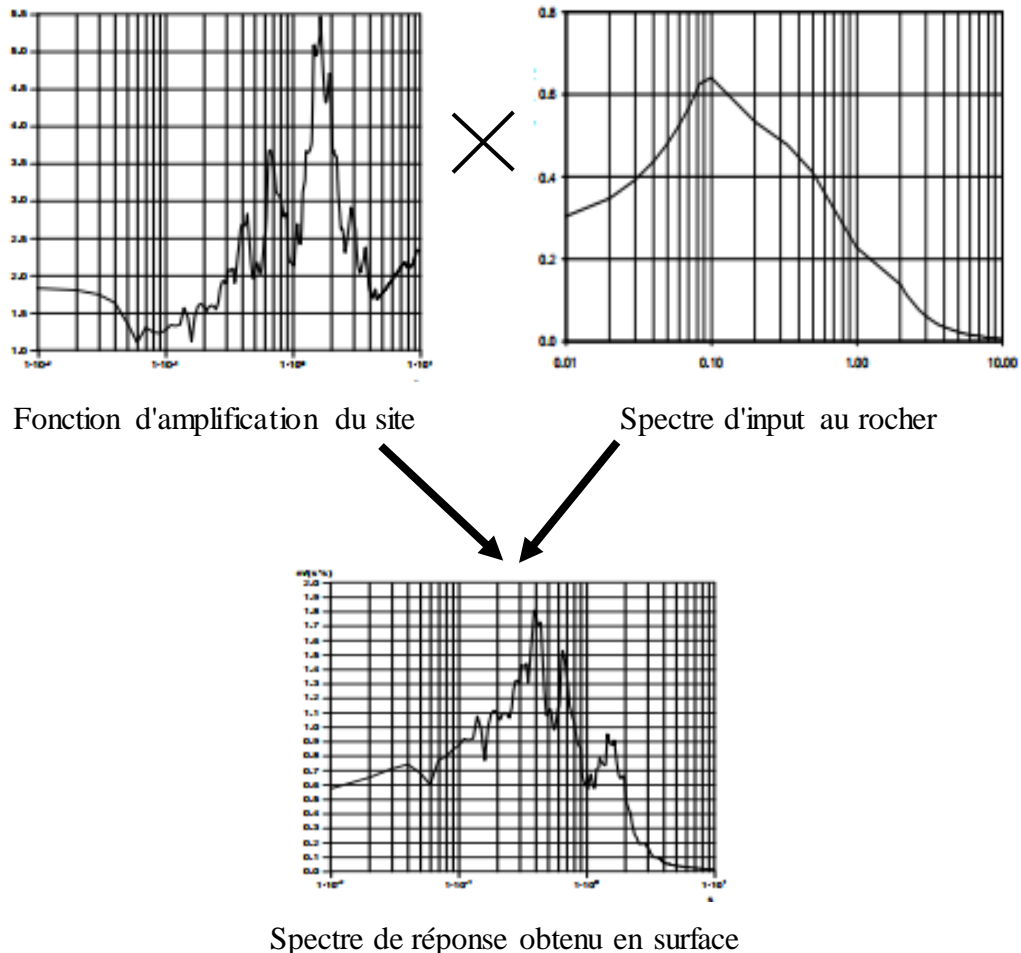


Figure : 6.1 Etapes pour le calcul du spectre de réponse.

Dans le but d'examiner les effets de l'angle d'incidence sur les mouvements du sol lors d'un tremblement de terre, la transformée de Fourier $U_s(f)$ de l'accélération du sol en fonction du temps, $u_s(t)$, est d'abord liée à celle du substratum rocheux (ou de l'affleurement rocheux) $U_r(f)$ comme suit :

$$U_s(f) = U_r(f)H(f) \tag{6.1}$$

Où $H(f)$ représente la fonction de transfert de site, $H_B^Q(f)$ (fonction de transfert sol - substratum rocheux) ou $H_A^Q(f)$ (fonction de transfert sol-affleurement rocheux) données respectivement par les équations (6.2) et (6.3) selon que nous sommes nous intéressons au

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

cas du substratum ou au cas de l'affleurement rocheux (les détails sont donnés dans le chapitre 4).

$$H_B^Q(f) = \frac{U_{1C}^Q(f)}{U_{NB}^Q(f)} = \frac{1}{A_{11}^Q} e^{-ik_n^* \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (6.2)$$

$$H_A^Q(f) = \frac{U_{1C}^Q(f)}{U_{NA}^Q(f)} = \frac{1}{A_{11}^Q - A_{21}^Q \frac{1}{\mu_N p_N}} e^{-ik_n^* \sum_{n=1}^{N-1} \Delta x_n} \quad (6.3)$$

Où $k_n^* = \frac{\omega \sin \alpha_n}{v_n^*}$ désigne le nombre d'onde complexe associé à la $n^{\text{ième}}$ couche dans la direction x , Δx_n la distance relative traversée par l'onde entre le haut et le bas de la $n^{\text{ième}}$ couche et $p_N = \frac{\omega \cos \alpha_N}{v_N}$ désigne le nombre d'onde complexe associé à l'affleurement rocheux dans la direction z .

La variation temporelle $u_s(t)$ est alors obtenue de manière directe en calculant la transformée de Fourier inverse $U_s(f)$.

Pour le modèle de profil de sol viscoélastique, l'évolution de l'accélération du sol en fonction du temps est calculée au niveau de la surface du sol en tenant compte des différentes valeurs des angles d'incidence pour le cas du substratum et le cas de l'affleurement rocheux. Comme précédemment, les mêmes valeurs d'angle d'incidence $0^\circ \leq \alpha \leq \alpha_U = 88.5^\circ$ sont considérées.

Les résultats numériques sont représentés graphiquement sur la figure (6.3) et les PGA et les temps de l'évènement correspondants sont rapportés dans le tableau (6.1) pour les deux cas substratum et affleurement rocheux correspondant.

6.2.1 Cas du Substratum

Étant donné qu'aucun accélérogramme en surface n'a été enregistré sur le site étudié, l'histoire de l'accélération en fonction du temps au niveau de la base (voir la figure (6.3a)) a été obtenue par la déconvolution de la composante libre de surface Nord Sud enregistrée sur le site de la Sogedia à proximité (voir la carte figure (6.2)) au cours de la plus forte réplique du choc principal enregistrée lors du séisme d'El Asnam le 10 Octobre 1980 (tremblement de terre d'El-Asnam $M_S = 7,2$) dans la région d'El-Cheliff (Nord-ouest de l'Algérie).

Comme on peut le voir sur la figure (6.3a) et le tableau (6.2), les valeurs du PGA dans le cas du substratum (c'est-à-dire l'input appliqué étant le mouvement à l'interface dépôt de sol-substrat rocheux) sont pratiquement constantes lorsque l'angle d'incidence augmente à partir de $\alpha_N = 0^\circ$ à $\alpha_N = \alpha_U = 88.5^\circ$.

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

Tableau 6.1 : Valeurs du PGA (cm/s^2) du site de l'Ecole d'Oum Drou El-Asnam :

α_2		0°	45°	65°	88.5°
Substrat rocheux	PGA	147.64	143.94	141.87	140.86
Affleurement rocheux	PGA	125.04	117.68	112.58	63.61

On compare les PGA à la surface du sol par rapport au substratum rocheux en (a) et par rapport à l'affleurement rocheux (b) pour différentes valeurs de l'angle d'incidence.

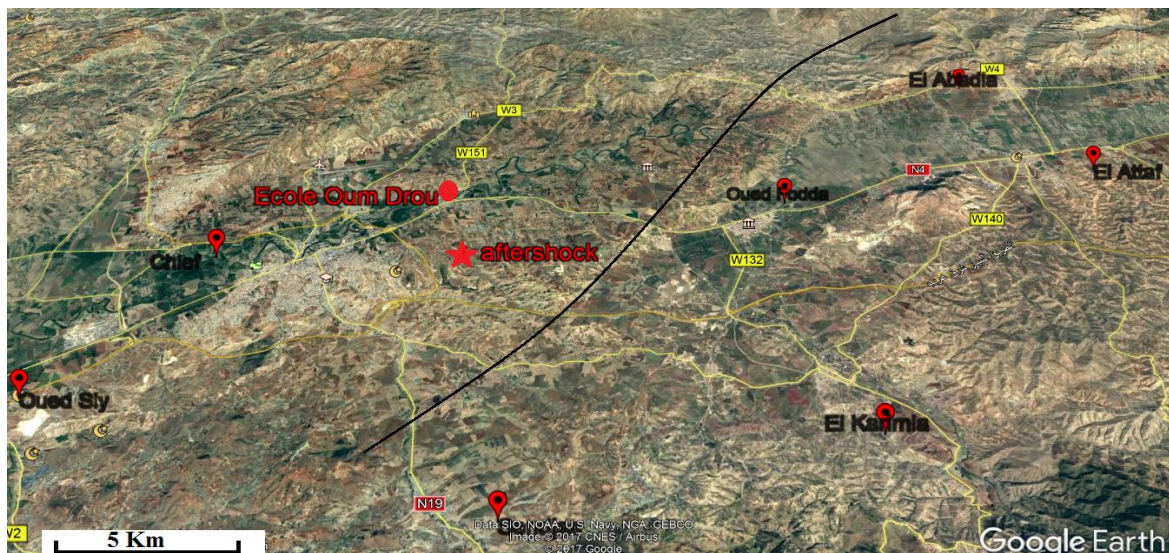


Figure :6.2 Localisation de la réplique du 08 Novembre 1980 ($M_s = 5.3$) du séisme d'El-Asnam du 10 Octobre 1980 et du site de l'Ecole Oum Drou. Le tracé de la faille en surface est indiqué en trait fin noir.

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

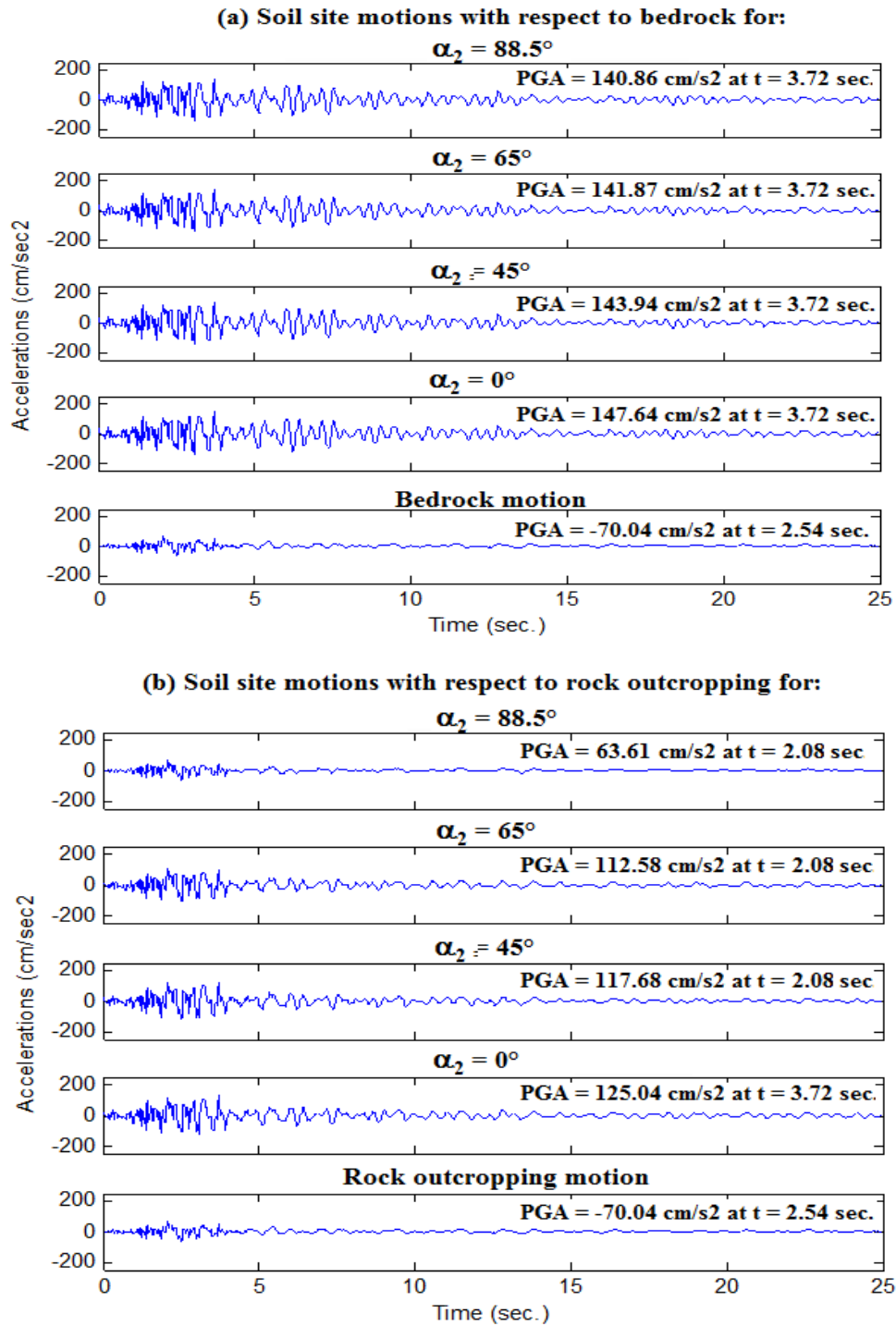


Figure 6.3 : Accélération en fonction du temps à la surface d'un sol multicouche viscoélastique pour: les mouvements d'entrée (a) pour le substratum et (b) pour l'affleurement rocheux pour différents angles d'incidence de l'onde SH ($V_2 = 3000$ m/s, du site de l'Ecole d'Oum Drou , ville d'El-Asnam).

6.2.2 Cas de l'affleurement rocheux

Contrairement, la figure (6.3b) et le tableau (6.1) montrent que les valeurs du PGA dans le cas de l'affleurement rocheux (c'est-à-dire les données des mouvements appliqués comme le mouvement à l'affleurement), diminuent de $125,04 \text{ cm} / \text{s}^2$ à $63,61 \text{ cm} / \text{s}^2$ pour des valeurs croissantes de l'angle d'incidence.

6.3 Effets de l'angle d'incidence sur les spectres de réponse de structure

Pour étudier davantage les effets de l'angle d'incidence sur les spectres de réponse structurelle, considérant maintenant un oscillateur à un seul degré de liberté (SDOF), avec l'amortissement visqueux ξ et la période T , soumis à l'accélération du sol en fonction du temps, le déplacement $u_s(t)$ du sol à la surface du site et calculer son pseudo spectre de réponse en accélération $S_a(T, \xi) = \omega^2 S_d(T, \xi)$ pour les cas du substratum et de l'affleurement rocheux.

La réponse spectrale en déplacement $S_d(T, \xi)$ est la valeur absolue maximale du déplacement relatif du système à un degré de liberté (SDOF) lorsqu'il est soumis à une accélération à sa base $u_s(t)$.

Le modèle de profil de sol viscoélastique de l'Ecole Oum Drou est à nouveau considéré et les réponses spectrales en pseudo-accélération sont calculées au niveau de la surface du sol en tenant compte des différentes valeurs de l'angle d'incidence. Comme précédemment, les mêmes valeurs d'angle d'incidence $0^\circ \leq \alpha \leq \alpha_U = 88.5^\circ$ sont considérées. Les résultats numériques sont représentés graphiquement sur la Figure (6.4) pour le cas du substratum et le cas de l'affleurement rocheux.

En général, et comme représenté sur la Figure (6.4), l'oscillateur agit comme un filtre additionnel à celui du profil de sol, amplifiant considérablement la réponse en mouvements des structures avec des périodes naturelles proches du premier pic de résonance du profil du sol considéré. Cette amplification est plus importante pour les structures de faibles valeurs d'amortissement.

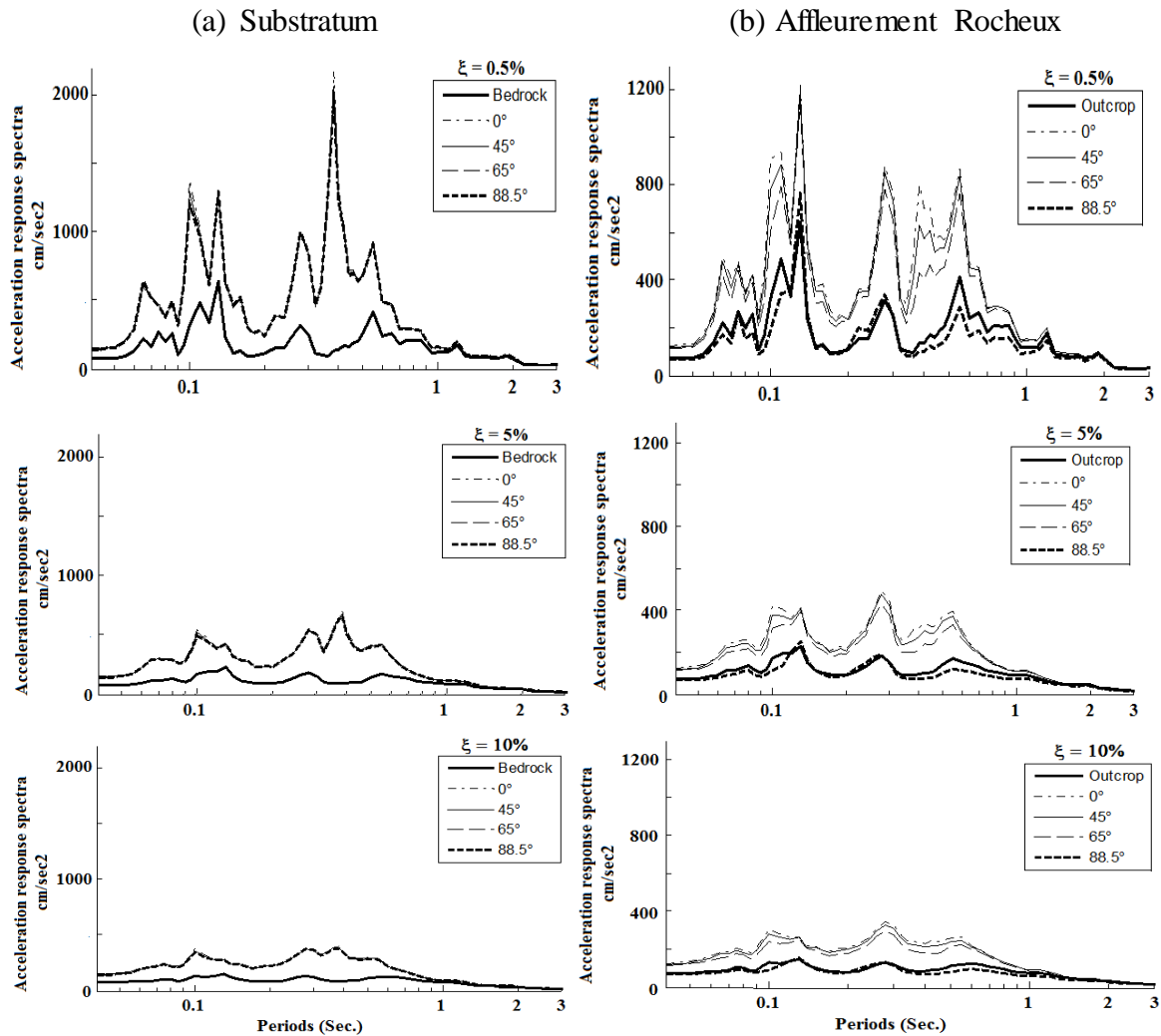


Figure 6.4 : Spectres de réponse de l'accélération à la surface du sol multicouche viscoélastique, avec (a) au substratum et (b) l'affleurement rocheux pour différents angles d'incidence de l'onde SH et différents amortissements ($V_2 = 3000$ m / s, site de l'Ecole d'Oum Drou, ville d'El-Asnam).

6.3.1 Cas de substratum

De même que pour les observations mentionnées pour les fonctions de transfert (voir chapitre 5) et comme on peut le voir sur la figure (6.4a), aucun décalage de fréquence et aucune variation des pics d'amplification de la réponse spectrale ne sont observés indépendamment de l'angle d'incidence et des valeurs de l'amortissement (effets de clustering : effets de groupe).

6.3.2 Cas de l'affleurement rocheux

Contrairement au cas de substratum, comme le montre la figure (6.4b), des distorsions substantielles des amplitudes et des décalages de fréquence, vers les périodes inférieures,

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

provoquées par les variations de l'angle d'incidence, sont clairement observées (notamment pour les structures faiblement amorties avec des périodes naturelles proches de la fréquence prédominante du profil du sol). L'effet maximum est obtenu pour une incidence verticale ($\alpha_N = 0^\circ$) indépendamment des valeurs de l'amortissement de la structure.

Il est également important de noter que les pics spectraux de la réponse pour le cas de substratum sont nettement plus élevés par rapport aux pics spectraux de la réponse pour le cas de l'affleurement rocheux, en particulier pour des valeurs croissantes de l'angle d'incidence.

6.4 Effets sur la propagation des ondes à travers les couches

Une autre caractéristique intéressante des effets de la variation de l'angle d'incidence peut être observée à partir du tableau 6.1 qui montre l'angle d'incidence des ondes dans les différentes couches calculé en utilisant la loi de Snell pour divers angles d'incidence dans le rocher.

Il est intéressant de noter que même pour le cas extrême de la limite supérieure de l'angle d'incidence $\alpha_U = 88.5^\circ$, l'angle d'incidence dans la couche supérieure est d'environ 4° (à savoir presque une incidence verticale au niveau de la surface ce qui est une conclusion intéressante du point de vue de la conception des fondations).

6.5 Conclusion

Pour le modèle de profil de sol viscoélastique, l'étude de l'évolution de l'accélération en fonction du temps au niveau de la surface du sol pour différentes valeurs des angles d'incidence des deux cas substratum et affleurement rocheux a montré que :

- ✓ Les valeurs du PGA dans le cas du substratum sont constantes lorsque l'angle d'incidence augmente.
- ✓ Les valeurs du PGA dans le cas de l'affleurement rocheux diminuent pour des valeurs croissantes de l'angle d'incidence.

L'analyse des effets de l'angle d'incidence sur les spectres de réponse d'une structure a été faite on note que :

- ✓ Pour le cas du substratum, il n'y a aucun décalage de fréquence et aucune variation des pics d'amplification de la réponse spectrale quel que soit les valeurs de l'angle d'incidence et les valeurs de l'amortissement structural.
- ✓ Dans le cas de l'affleurement rocheux, des distorsions importantes des amplitudes et des décalages de fréquence vers les périodes inférieures sont observées.

Chapitre 6 Effets de l'angle d'incidence sur l'évolution de l'accélération sismique et sur les spectres de réponse de structure

- ✓ L'effet maximum est obtenu pour une incidence verticale indépendamment des valeurs de l'amortissement de la structure.
- ✓ Les pics spectraux de la réponse pour le cas du substratum sont nettement plus élevés par rapport aux pics spectraux de la réponse pour le cas de l'affleurement rocheux, en particulier pour des valeurs croissantes de l'angle d'incidence.

Les résultats montrent que l'angle d'incidence influence de manière significative l'amplification du site du mouvement sismique. Cela affecte à la fois les amplitudes et le contenu en fréquence du mouvement de surface anti plan. Ces observations sont conformes aux résultats rapportés par Wolf J. P (1997).

L'objet essentiel des études sur les effets de site, est de mieux orienter la conception parasismique des ouvrages devant être implantés sur un site donné, ou même, lorsqu'il s'agit de microzonage sismique, de donner quelques contraintes sur un schéma d'aménagement ou un plan d'occupation. La période naturelle d'un dépôt de sol, en un site donné, est un paramètre essentiel pour estimer ces effets de site locaux sur les mouvements forts du sol.

A cet effet ; six méthodes approximatives proposées par divers auteurs ont été utilisées pour estimer la période fondamentale d'un profil de sol stratifié. En suite ; ces méthodes ont appliqué au site de l'Ecole d'Oum Drou (Région de Chlef, Nord – Ouest algérien) et les fonctions de transfert relatives au profil monocouche équivalent de ce site ont tracées et commentées.

Les périodes fondamentales estimées, de moyenne $T_{moy} = 0.405$ sec., pour ce site sont situées dans l'intervalle $[0.37 - 0.48]$. Les valeurs des pics d'amplitude de ces fonctions de transfert sont situées dans l'intervalle $[2.25 - 2.85]$ avec une valeur moyenne $A_{moy} = 2.45$. Ces périodes calculées par les méthodes 4, 5 et 6 sont égales à celle donnée par la méthode matricielle de Thomson – Haskell.

Les effets de site se traduisent par une amplification des mouvements sismiques, ils ont fait l'objet de cette thèse. Pour cela, la formulation analytique de l'amplification du site 2-D soumis à la propagation non verticale des ondes de cisaillement sismiques a été utilisée pour le cas de dépôt de sol multicouches horizontal élastique et viscoélastique. Deux cas d'étude ont été étudiés: cas du rocher à intérieur (substratum rocheux) et le cas de l'affleurement rocheux.

Les fonctions de transfert résultantes de l'amplification sismique de sol, à partir des données obtenues d'une étude de cas réel, sont ensuite utilisées pour déterminer l'accélération en fonction du temps en surface et les spectres de réponse associés au site étudié.

L'accent est mis sur l'importance des effets des angles d'incidence sur les fonctions d'amplification de site par rapport à la fois au substratum et à affleurements rocheux.

Des analyses de sensibilité sont effectuées pour le modèle de profil du site de l'Ecole Oum Drou , dans le El - région d'El Asnam (Nord - Ouest de l'Algérie), formulée sur la base des essais sur le terrain et des analyses au laboratoire.

Les résultats numériques sont présentés et discutés en termes de fonctions d'amplification de site, de rapports de pics spectraux, de l'accélération en surface en fonction du temps et des spectres de réponse associés.

La formulation de la propagation des ondes utilisées dans cette présente étude de l'amplification sismique en bidimensionnel (2-D) pour des mouvements anti-plans dans des dépôts de sol multicouches viscoélastique, a des avantages importants :

- i) Elle requière comme données, seulement la profondeur en tant que paramètre géométrique et trois paramètres physiques : la vitesse des ondes de cisaillement, la masse volumique et l'atténuation Q (c'est à dire amortissement dû aux frottements solides) pour toutes les couches de sol, ainsi que les mouvements au niveau du substratum pour une incidence oblique.
- ii) Elle prend explicitement en compte les angles d'incidence dans les différentes couches des dépôts de sol.
- iii) Il est pris en considération deux formes différentes d'amortissement qu'il ne faut pas confondre : Q -amortissement (dû à la dissipation interne) et l'amortissement effectif (causé par les effets combinés de la variation de l'angle d'incidence et du contraste d'impédance).
- iv) Il peut être avantageusement de l'utiliser pour générer les mouvements du sol spécifiques et les spectres de réponse structuraux,
- v) Il est simple et exact pour les sites multicouches horizontalement et conduit facilement à la mise en œuvre numérique des études d'amplification sismique de site bidimensionnelle et à la réponse d'un milieu multicouche viscoélastique.

Son extension aux ondes P-SV et sa mise en œuvre numérique dans un programme informatique, peut être réalisé en utilisant uniquement des efforts de programmation mineurs.

Les fonctions de transfert pour le profil de sol de l'Ecole ont été tracées par les six méthodes approchées et nous avons les mêmes conclusions que les périodes fondamentales.

Pour pouvoir recommander une période par rapport à une autre, il faudra prendre un grand nombre de site avec ses caractéristiques.

Par ailleurs, en raison du faible niveau des mouvements sismiques enregistrés au cours de l'enquête post-sismique du tremblement de terre du 10 Octobre 1980 d'El - Asnam, les principaux résultats concernant notamment l'amortissement, l'amplitude de l'amplification de pointe et le décalage spectral ne devraient pas être les

mêmes en cas de mouvement fort. Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour étudier les effets de la non linéarité de l'amplification du site local dans le cas de mouvements forts de sol lors d'un tremblement de terre.

Références

- [1] Aki, K. and Larner, K.L. (1970) Surface motion of a layered medium having irregular interface due to incident plane SH waves. *J. Geophys. Res.*, 75, 933–954.
- [2] Aki, K. (1993) Local site effects on weak and strong ground motion, *Tectono physics*, 218, 93–111.
- [3] Aki K, Richards PG, (2002) *Quantitative Seismology*. University. 2nd edn. Science Books, Sausalito, CA
- [4] Bard PY and Bouchon M., (1985) The 2D resonance of sediment filled valleys. *Bulletin of Seismological Society of America* 75:519-541
- [5] Bard, Riepl-Thomas (2000) « Chapter 2: Wave Propagation in Complex Geological Structures and theirs Effects on Strong Ground Motion », in *Wave Motion in Earthquake Engineering*, WIT Press,p. 37 – 95
- [6] Borchardt, RD (1970) Effets of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of Seismological Society of America* 60(1):29-61
- [7] Bouchon M, Schultz CA, Toksöz MN (1996) Effect of three-dimensional topography on seismic motion”, *Journal of Geophysical Research (JGR)*101 (B3):5835-5846. doi:10.1029/95JB02629
- [8] Bouchon M (1973) Effect of topography on surface motion”, *Bulletin of Seismological Society of America* 63(2), 615-632
- [9] Cadet H, Bard PY, Duval AM (2008) A new proposal for site classification based on ambient vibration measurement and the Kik-net strong motion data set. 14th World Conference on Earthquake Engineering paper N°03-01-0036, Beijing, China.
- [10] Coulomb, J. and Jobert, G. 1973 *Traité de Géophysique Interne. Sismologie et Pesanteur*, Ed. Masson et Cie ; Paris, France.
- [11] Constantopoulos IV, Roësset JM, Christian JT (1973) A comparison of linear and exact nonlinear analysis of soil amplification. *Proc.Of the 5thWorld Conf. on Earthquake Eng.* 1806-1815, Rome, Italy
- [12] Dowrick D. (2009) *Earthquake Resistant Design and Risk Réduction* , Tauranga, New Zealand, A John Wiley and Sons, Ltd., Publication.
- [13]Dimitriu P, TheodulidisN, Bard PY(2000) Evidence of nonlinear site response in HVSR from SMART1 (Taiwan) data. *Soil Dyn. And Earthq.Engrg.*, Vol. 20 (1-4), 155-165.
- [14]Dimitriu P, Anastasiadis A, Theodulidis N and Klimis N, (2001) Nonlinear site response during the 7 September 1999 Athens Greece Earthquake (Mw = 5.9). 4th Intern. Conf. on Recent Advances in Geotechnical ,Sandiego, California.

Références

- [15] Djabali-Mohabeddine H, Tiliouine B., Hammoutene, M., Berrah M. K. (2017), Seismic site amplification in multilayer soil under obliquely incident SH waves, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Volume 95, Pages 1-188.
- [16] Dobry R. (1976). Simplified Procedures for Estimating the fundamental period of a soil profil, *Bull. Seism. Soc .Am* 66,1293 to 1321.
- [17] Duke, C. M. (1958). Effects of ground on destructiveness of large earthquakes, *J. Soil Mech. Found. Div., ASCE* 84, 1730-1 to 1730-23
- [18] Duval A.-M. (1996). Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond - Évaluation expérimentale. LCPC, Études et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n°GT62, 264 pages.
- [19] Erdik MÖ, Toksöz MN (2014) *Strong Ground Motion Seismology*, Volume 204 de *Nato Science Series C*, Springer Netherlands
- [20] Fäh D., T. Noack, P. Kruspan et E. Rüttener, (1996), Microzonation of the city of Basel (Switzerland) based on numerical simulations and in-situ measurements. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- [21] Fäh D., (1997), Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology*, 1-1, 87-102.
- [22] Favier E, Ferrieux H, Goula Y, Mohammadioun B. Mohammadioun G. Hellal, Messon N and Oudahman S (1981) Etude des répliques du séisme du 10 Octobre 1980 à El-Asnam. *Actes des Journées Scientifiques sur les Seisme d'El-Asnam du 10-08-80*, Algiers, Algeria
- [23] Field E. et K. Jacob, (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 20-24, 2925-2928.
- [24] Frankel A, Clayton RW (1986) Finite difference simulation of seismic scattering: implication for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *Journal of Geophysical Research* 91 (B6):6465-6489
- [25] Gaull B. A., H. Kagami, M. EERI et H. Taniguchi, (1995), The microzonation of Perth, western Australia, using microtremor spectral ratio. *Earthquake Spectra*, 11-2, 173-191.
- [26] Guéguen P., J.-L. Chatelain, B. Guillier, H. Yepes et J. Egred, (1998). Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 march 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17-5, 329-334.

Références

- [27] Hammoutène M, Tiliouine B and Bard PY (1992) A two dimensional nonstationary optimized accelerogram scaled for magnitude, distance and soil conditions. Proceedings of the 10th World Conference on Earthquake Engineering, Madrid, Spain
- [28] Hartzell S (1998) Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88 (6), 1426-1437.
- [29] Idriss IM (1990) Influence of local soil conditions on earthquake ground motions. Proc. of the 4th US National Conference on Earthquake Engineering 55-57, Palm Springs, Calif.
- [30] Joyner WB, Boore DM (1988) Measurement, Characterization, and Prediction of Strong Ground Motion. Von Thun JL Ed. Earthquake Engineering and Soil Dynamics. II-Recent Advances in Ground Evaluation: NW. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Proc. Of the Specialty Conf. Geotechnical Special Publication 20:43-103. Park City, Utah
- [31] Kanai K (1957) Semi-empiric formula for the seismic characteristic of the ground. Bull. Earthq. Res. Inst. :625-660, Tokyo
- [32] Knopoff L (1964) Q. Review of Geophysics 2 (4):625-660
- [33] Kramer SL (1996) Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Mechanics, W. J. Hall, Editor
- [34] Kwok AOL, Stewart JP, Hashash YMA, Matasovic N, Pyke R, Wang Z and Yang Z (2007) Use of Exact Solutions of Wave Propagation Problems to Guide Implementation of Nonlinear Seismic Ground Response Analysis Procedures. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 133, No. 11, 1385-1398.
- [35] Lachet C. et P.-Y. Bard, (1994), Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. Journal of Physics of the Earth, 42-4, 377-397.
- [36] Lam N. et Wilson J., (1999), Estimation of site natural period from a borehole record, Australian J Struc Eng. SEI(3) : 179-199.
- [37] Laouami, N. (1998). "Éléments de compression des effets de site amplification du mouvement sismique par une couche de sol". Séminaire sur : Construction parasismique urbanisme, architecture et aménagement en zone sismique, centre national de recherche appliquée en génie-parasismique, C.G.S.
- [38] Lussou, Bard, Modaressi, Gariel (2000) « Quantification of Soil Non-Linearity based on Simulation », Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20 : 509 – 516

Références

- [39] Medvedev, S. V. (1965). Engineering Seismology, U.S. Dept. of Commerce (translated from Russian).
- [40] Milutinovic Z, Petrovski J (1981) Deconvolution analysis of surface accelerogram records in El-Asnam région. Actes des Journées Scientifiques sur le Séisme d'El-Asnam du 10-08-80, Algiers, Algeria
- [41] Moczo, P. and Bard, P.Y. (1993): Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities. Bull. Seism. Soc. Am., 83, 85–106.
- [42] Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR Railway Technical Research Institute 30(1):25-33
- [43] Newland D. E. (1993) An Introduction to Random Vibrations, Spectral Wavelet Analysis ,Third Edition.
- [44] Nogoshi M. et T. Igarashi, (1971), On the amplitude characteristics of microtremor (part 2) (in japanese with english abstract). Journal of Seismological Society of Japan, 24, 26-40.
- [45] O'Connell DRH (1999) Replication of apparent nonlinear seismic response with linear wave propagation models. Science 283(5410):2045-2050.
- [46] Ohsaki, Y. (1969). Effects of local soil conditions up on earthquake damage, Proc. Soil Dynamics Specialty Session, Intern. Conll Soil Mech. Found. Eng., 7th, Mexico City, 3-32
- [47] Ordonez GA (2010) SHAKE 2000-A Computer Program for the 1-D Analysis of Geotechnical Earthquake Engineering Problems, User's Manual. Geomotions, LLC (www.geomotions.com), Lacey, Washington
- [48] Ouanani M and Tiliouine B (2014) Effects of foundation soil stiffness on the 3-D modal characteristics and seismic response of a highway bridge. KSCE Journal of Civil Engineering, Volume 19, Issue 4, pp 1009-1023.
- [49] Pagliaroli A., Lanzo G., D'Elia B., (2011) Numerical evaluation of topographic effects at the Nicastro ridge in southern Italy. Journal of Earthquake Engineering, 15(3), 404-432
- [50] Pecker, A. (1984) Dynamique des Sols, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées

Références

- [51] Quispe S, Aguilar Z, Lazares F, Yamanaka H, Yamazaki F (2012) Evaluation of local site effects in Lima city, Peru from ground motion data. 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisboa, Portugal.
- [52] Regnier M., S. Moris, A. Shapira, A. Malitzky et G. Shorten, (2000), Microzonation of the expected seismic site effects across Port Vila, Vanuatu. *Journal of Earthquake Engineering*, 4-2, 215-232.
- [53] Rubinstein JL (2011), Nonlinear Site Response in Medium Magnitude Earthquakes near Parkfield, Parkfield, California. *Bull. of the Seism. Soc. of America*, Vol. (1), 275-586.
- [54] Ruiz PT, Penzien J (1969) Probabilistic Study of the Behavior of Structures during Earthquakes. Report UCB/EERC-69/03, University of California, Berkeley, U.S.A
- [55] Sanchez-Sesma FJ (1985) Diffraction of elastic SH waves by wedges. *Bulletin of Seismological Society of America* 75, 1435-1446.
- [56] Schnabel PB, Lysmer J, Seed HB (1972) SHAKE, A computer program for earthquake response analysis of horizontal layered sites. Report EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- [57] Seed, H. B. (1969). The influence of local soil conditions on earthquake damage, Proc. Soil Dynamics Specialty Session, Intern. Conf Soil Mech. Found. Eng., 7th, Mexico City, 33-66.
- [58] Semblat J.F., Kham M., Paolucci R., Duval A.-M., Bard P.-Y. (2012). Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*
- [59] Sills LB (1978), Scattering of horizontally-polarized shear waves by surface irregularities. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 54, 319-348
- [60] Stewart JP, Boore DM, Campbell KW, Erdik M, Silva WJ (2012) Site effects in parametric ground motion models. Report to GEM. PEER Center, UC Berkeley, CA.
- [61] Suwal S., Pagliaroli A., Lanzo G., (2015) Numerical modeling of site response at the LSST downhole array in Lotung. *SECED 2015 Conference: Earthquake Risk and Engineering towards a Resilient World*, Cambridge (UK).
- [62] Tajimi H (1960) A statistical method of determining the maximum response of a building structure during an earthquake. *Proceedings of 2nd World Conference on Earthquake Engineering*, Vol. 2: 781-798, Tokyo, Japan
- [63] Thomson WT (1950) Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *J. Appl. Phys.* 21(2):89-93. [64] Tokeshi J. C. et Y. Sugimura, (1998), On the estimation

Références

- of the natural period of the ground using simulated microtremors. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan. 2 651-664.
- [65] Trifunac, M. D. and A. G. Brady (1975). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion, Bull. Seism. Soc. Am. 65, 139 162.
- [62]Trifunac MD, Todorovska MI (2000) Can aftershock studies predict site amplification factors? Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994. Soil Dyn. Earthquake Eng. 19(4):233-251.
- [63] Verrucci L, Lanzo G, Pagliaroli A, Sano T., (2012), Effects of cavities on seismic ground response. 2nd Intern. Conf. on Performance-based Desig in Earthq. Geotech. Eng. Taormina, Patron Editor, CD ROM, paper 1.15.
- [63] Wolf JP. (1997), Spring-Dashpot-Mass Models for Foundation Vibrations. Earthquake Engineering & Structural Dynamics. VOL. 26, 931—949 (1997)
- [64] Yasui Y, Takano S, Takeda T, Kurimoto O, Ishikuwa R (1988) Finite element method for obliquely incident seismic wave problems, Proceedings of the 9th World Conference on Earthquake Engineering, Technical C05-01, Tokyo, Japan.

A.1 Introduction

Une façon naturelle de connaître un signal est d'observer son allure en fonction du temps : c'est la représentation temporelle, donnée par un oscillogramme ou accélérogramme.

Les oscillogrammes nous renseignent sur l'amplitude, la valeur crête, la valeur moyenne, etc... mais pas sur les fréquences contenues dans le signal. En outre, tous ces signaux à part le bruit peuvent être échantillonnés en vue d'un traitement numérique ultérieur, et cette opération modifie de façon profonde l'aspect temporel du signal ainsi que son contenu fréquentiel.

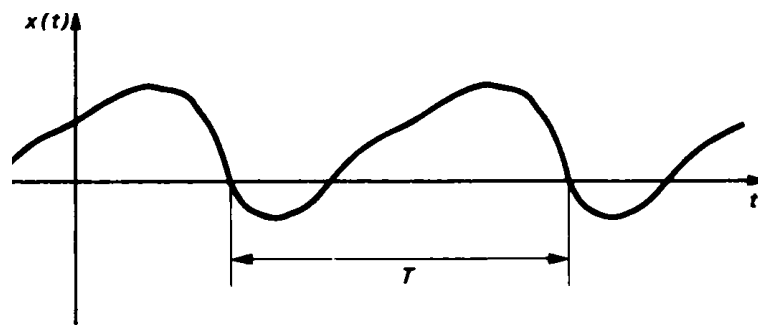


Figure A.1 : Fonction arbitraire périodique du temps

On retient que le temps et la fréquence sont deux bases servant à la description des signaux. Ce sont deux points de vue différents d'une même réalité ; ils sont complémentaires. Il est important de bien comprendre les relations qui existent entre ces deux bases ; c'est le but de ce chapitre. Une grandeur sinusoïdale est décrite par l'équation :

$$x(t) = A \cos\left(\frac{2\pi t}{T} + \alpha\right)$$

Son évolution temporelle est contenue dans le mot cos ; dès lors, on sait que le signal $x(t)$ ondule avec une forme précise fixée par la fonction cosinus. Cependant, des informations supplémentaires sont données : l'amplitude A , la phase α et la fréquence f_0 . Ce sont ces informations qui sont fournies par la représentation fréquentielle ou spectrale. Comme le temps et la fréquence sont les deux composantes de la description d'un même signal, une sinusoïde devrait être représentée dans un espace à trois dimensions (fig. A.1). Une telle représentation étant mal pratique, on la remplace par ses projections sur les plans temporel et fréquentiel.

Dans la projection sur l'axe du temps, on retrouve le dessin bien connu d'une sinusoïde, alors que la projection sur l'axe des fréquences conduit à une raie située en $f = f_0$ et de hauteur A . Comme cette projection ne fournit que l'amplitude A , il est nécessaire, pour la fréquence considérée, de donner également la phase α . Ces deux diagrammes portent le nom de spectres d'amplitudes et de phases (voir figure A.2).

La plupart des Ingénieurs sont familiers avec l'idée d'analyse en fréquence pour laquelle une fonction périodique peut être décomposée en ses composantes harmoniques et accepter facilement qu'une fonction périodique peut être synthétisée en ajoutant ensemble ses composantes harmoniques. Par ailleurs, pendant de nombreuses années, les mathématiciens n'étaient pas d'accord et il est dit que des gens célèbres comme Euler, D'Alembert et Lagrange soutiennent que des fonctions arbitraires ne peuvent être représentées par des séries trigonométriques.

Cependant, il est certainement maintenant convenu que si $x(t)$ est une fonction périodique du temps t , de période T , comme le montre la figure (A.2), nous pouvons toujours exprimer $x(t)$ comme une série trigonométrique infinie : une série de Fourier.

A.2 Séries de Fourier

L'élément fondamental de l'analyse de Fourier est constitué par le fait qu'un signal périodique peut être décomposé en une somme d'ondes sinusoïdales. Les termes des séries de Fourier sont des fonctions sinusoïdales et cosinusoïdales. A nouveau, on aperçoit l'importance de l'analyse harmonique des systèmes, puisque la pertinence de ces décompositions est garantie pour tout système linéaire (principe de superposition).

La transformation de Fourier est un cas particulier mathématique de la transformation de Laplace. Elle est très employée dans toutes les branches techniques avec des implications vastes et diverses : des relations d'incertitudes en physique ; aux espaces réciproques en cristallographie, en passant bien sûr par l'électricité.

Soit $x(t)$ un signal de forme quelconque, mais périodique de période T_0 . Le mathématicien Fourier a démontré que la fonction $x(t)$ peut s'écrire sous la forme suivante :

$$x(t) = X_0 + X_1 \sin\left(\frac{2\pi t}{T} + \phi_1\right) + X_2 \sin\left(2\frac{2\pi t}{T} + \phi_2\right) + X_3 \sin\left(3\frac{2\pi t}{T} + \phi_3\right) + \dots + X_n \sin\left(n\frac{2\pi t}{T} + \phi_n\right) \quad (\text{A.1})$$

avec

X_0 = valeur moyenne du signal

X_1 = amplitude du fondamental

X_2 = amplitude de l'harmonique 2

X_n = amplitude de l'harmonique n

On peut remarquer qu'il n'existe pas d'harmonique 1 (on l'appelle le fondamental) et que l'harmonique n est à la fréquence $n\omega_0 = \frac{2n\pi}{T}$

$$x(t) = A \cos\left(\frac{2\pi t}{T} + \alpha\right)$$

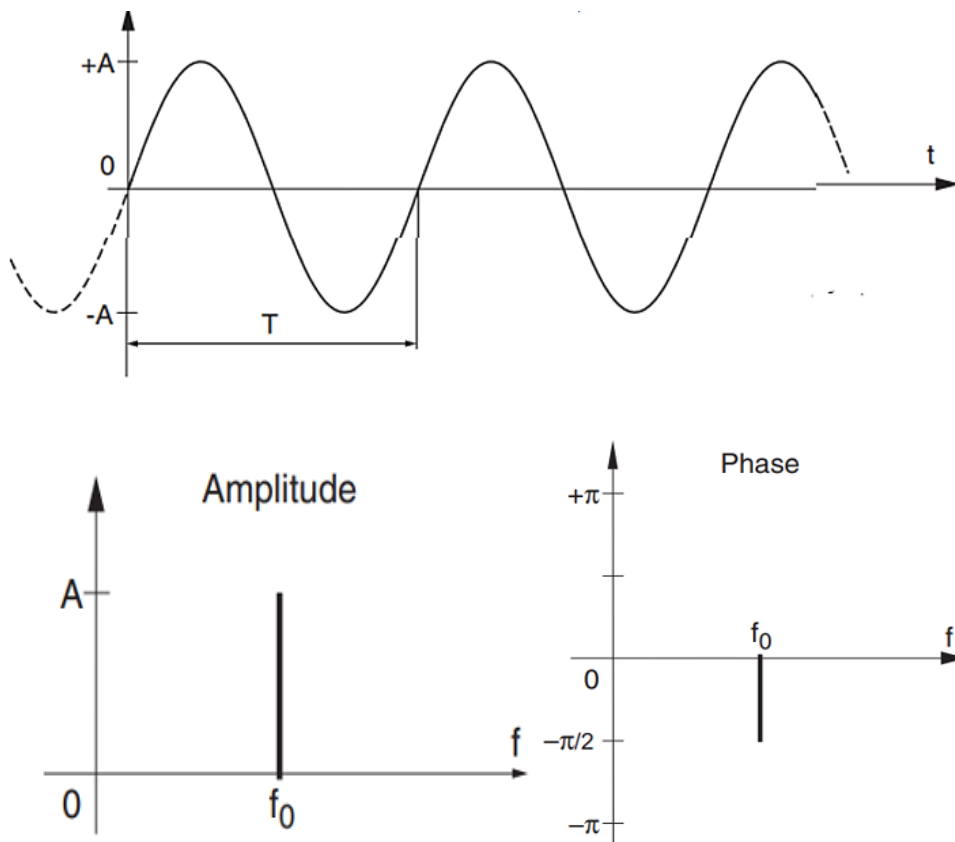


Figure A.2: Descriptions temporelle et fréquentielle d'une sinusoïde

Cette décomposition peut aussi s'écrire de la façon suivante :

$$x(t) = a_0 + a_1 \cos(\omega_0 t) + b_1 \sin(\omega_0 t) + a_2 \cos(2\omega_0 t) + b_2 \sin(2\omega_0 t) \dots + a_n \cos(n\omega_0 t) + b_n \sin(n\omega_0 t) \dots$$

Ou encore

$$x(t) = a_0 + a_1 \cos \frac{2\pi t}{T} + a_2 \cos \frac{4\pi t}{T} + \dots + b_1 \sin \frac{2\pi t}{T} + b_2 \sin \frac{4\pi t}{T} + \dots$$

Ou, dans une notation plus compacte,

$$x(t) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} \left(a_k \cos \frac{2\pi kt}{T} + b_k \sin \frac{2\pi kt}{T} \right) \quad (A.2)$$

Où a_0 , a_k et b_k sont les constantes de Fourier données par :

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) dt$$

$$a_k = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) \cos \frac{2\pi kt}{T} dt \quad (A.A)$$

$$b_k = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) \sin \frac{2\pi kt}{T} dt$$

Avec $k \geq 1$

Les conditions mathématiques pour la convergence de l'équation (A.2) sont extrêmement générales et couvrent pratiquement toutes les situations d'ingénierie concevables.

Supposons que la position de l'axe t de la figure (A.1) soit telle que la valeur moyenne de $x(t)$ soit égale à zéro. Alors, selon le premier terme de l'équation (A.3), le coefficient a_0 étant la moyenne, il sera nul. Les coefficients restants a_k et b_k seront en général tous différents et leurs valeurs peuvent être illustrées graphiquement comme indiquées dans la figure (A.3).

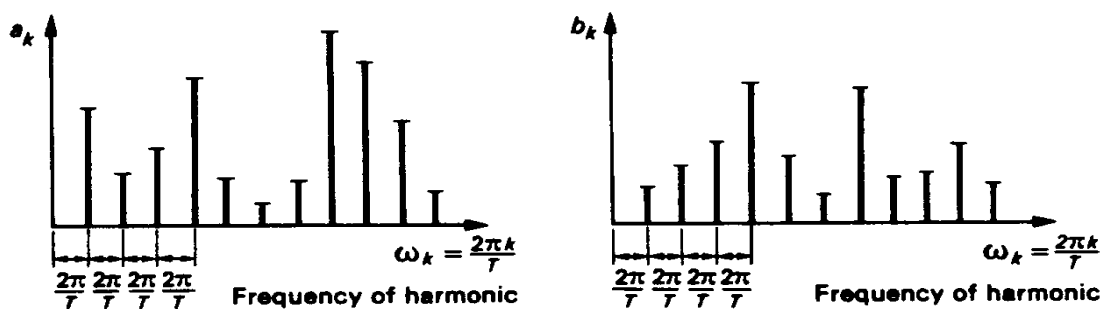


Figure A.3: Représentation graphique des coefficients de Fourier (Newland, 1993).

L'axe horizontal de la figure (A.3) est choisi pour représenter la fréquence et l'emplacement du $k^{\text{ème}}$ coefficient est :

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{T} \quad (\text{A.4})$$

Qui est la fréquence du $k^{\text{ème}}$ harmonique. L'espacement entre les harmoniques adjacents :

$$\Delta\omega_k = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{A.5})$$

On voit que, lorsque la période T devient importante, l'espacement des fréquences devient petit et les coefficients de Fourier deviennent corrélativement serrés dans la figure (A.3).

Dans la limite où $T \rightarrow \infty$, ils seront en fait réellement fusionnés ensemble. Puisque dans ce cas $x(t)$ ne représente plus un phénomène périodique, nous ne pouvons plus l'analyser en composantes de fréquence discrètes.

Nous retenons qu'une fonction périodique est donc totalement caractérisée par les jeux de coefficients (a_n) et (b_n) pour n allant de 0 à ∞ . On les représente graphiquement par deux graphes Amplitude/fréquence. Ces graphes sont discrets pour une fonction périodique (des valeurs non nulles n'apparaissent que pour les fréquences multiples de ω_k). L'écart minimal entre deux harmoniques donne le mode fondamental (c'est à dire la fréquence ω_0). On a donc deux modes possibles (et duaux) de représentation d'une fonction périodique quelconque : le domaine temporel (ou spatial) et le domaine fréquentiel. On pourra utiliser l'un ou l'autre en fonction du problème à traiter.

Sous réserve de certaines conditions, nous pouvons néanmoins suivre la même ligne de pensée, sauf que les séries de Fourier (équation (A.2)) se transforme en une intégrale de Fourier et les coefficients de Fourier (équation (A.3)) changent en fonctions continues de fréquence appelées Transformées Fourier. On montre que la Transformée de Fourier peut s'écrire sous forme intégrale comme suit :

$$x(t) = 2 \int_0^{\infty} A(\omega) \cos\omega t d\omega + 2 \int_0^{\infty} B(\omega) \sin\omega t d\omega \quad (\text{A.6})$$

Avec

$$A(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos \omega t dt$$

$$B(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \sin \omega t dt \quad (A.7)$$

Les termes $A(\omega)$ et $B(\omega)$ définis par l'équation (A.7) sont les composantes de la transformée de Fourier de $x(t)$ et l'équation (A.6) est la représentation de $x(t)$ par une Intégrale de Fourier ou Transformée Inverse de Fourier.

A.3 Forme Complexe de la Transformée de Fourier

Il est devenu courant dans la théorie de la vibration aléatoire d'écrire les équations (A.6) et (A.7) sous une forme complexe, en utilisant le résultat qui est :

$$e^{i\theta} = \cos \theta + i \sin \theta \quad (A.8)$$

Définissons $X(\omega)$ comme

$$X(\omega) = A(\omega) - iB(\omega) \quad (A.9)$$

L'équation (A.6) peut être combinée pour donner :

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) (\cos \omega t - i \sin \omega t) dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (A.10)$$

De l'équation (A.8), la dernière équation est la définition formelle de $X(\omega)$ qui est appelée la transformée de Fourier de $x(t)$.

On montre que la transformée de Fourier inverse s'écrit :

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \{A(\omega) - iB(\omega)\} \{\cos \omega t + i \sin \omega t\} d\omega$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (A.11)$$

Les deux équations (A.6) et (A.7) qui se répètent ensemble sont appelées paires de Transformées de Fourier. $X(\omega)$ est la Transformée de Fourier Complexe de $x(t)$,

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (A.12)$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (A.13)$$

Ce qui peut être récupéré de $X(\omega)$ par l'équation intégrale de Fourier inverse (équation (A.13)). Les auteurs diffèrent sur la position du facteur $1/2\pi$ qui apparaît dans cette équation. Certains incluent le $1/2\pi$ dans l'équation de la transformée inverse (équation (A.13)), tandis que d'autres incluent un facteur de $1/\sqrt{2\pi}$ dans les deux équations (A.12) et (A.13) cependant la définition de $X(\omega)$ donnée ici est celle qui est populairement utilisée dans la théorie des vibrations aléatoires.

A.4 Relations Excitations - Réponses pour les Systèmes Linéaires

On peut décrire les systèmes physiques en étudiant les réponses qu'ils produisent à des excitations. Dans le cadre de cette thèse, on se limitera aux systèmes linéaires.

Pour un système linéaire une réponse $Y(\omega, t)$ est liée à une excitation harmonique d'amplitude constante $x(t) = X(\omega) e^{i\omega t}$, la réponse (figure (A.8)) s'écrit :

$$y(t) = Y(\omega) e^{i\omega t} = H(\omega) X(\omega) e^{i\omega t},$$

où $H(\omega)$ est la réponse en fréquence complexe évaluée à la pulsation ω . On retiendra la relation :

$$Y(\omega) = H(\omega) X(\omega)$$

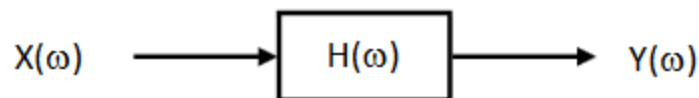


Figure A.4: Réponse en fréquence d'un système linéaire

A.5 Relation entre la réponse fréquentielle et la réponse impulsionnelle

Etant donné que des informations complètes sur la fonction de réponse en fréquence ou la fonction de réponse impulsionnelle définissent complètement les caractéristiques dynamiques d'un système, il s'ensuit que nous devrions pouvoir dériver l'un de l'autre et vice versa.

La méthode de la Transformée de Fourier pour décomposer une fonction aperiodique dont son spectre de fréquence fournit la liaison nécessaire. Comme nous nous occupons de

systèmes stables qui sont au repos avant d'être excités et pour lesquels le mouvement s'éteint après une impulsion, nous savons que :

$$\int_{-\infty}^{\infty} |h(t)| dt < \infty \quad (\text{A.14})$$

On peut donc prendre des transformées de Fourier à la fois : à l'entrée une impulsion $x(t)=\delta(t)$ et à la sortie un output transitoire $y(t) = h(t)$. Si nous faisons cela, nous obtenons:

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) e^{-i\omega t} dt \quad (\text{A.15})$$

Et

$$Y(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{-i\omega t} dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-i\omega t} dt \quad (\text{A.16})$$

La première de ces équations peut être simplifiée en développant l'exponentielle complexe pour obtenir :

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) \cos \omega t dt - i \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) \sin \omega t dt$$

Avec δ la fonction de Dirac, qui est une fonction qui prend une « valeur » infinie en 0, et la valeur zéro partout ailleurs, et dont l'intégrale sur \mathbb{R} est égale à 1.

Et puis en utilisant la propriété d'une fonction delta pour montrer que la première intégrale est unité et que le second membre est nul (puisque $\sin \omega t = 0$ à $t = 0$) pour obtenir :

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \quad (\text{A.17})$$

Nous avons donc obtenu les transformées de Fourier d'une impulsion en entrée $x(t) = \delta(t)$ dans l'équation (A.17) et de la réponse impulsionnelle $y(t)=h(t)$ correspondante dans l'équation (A.16).

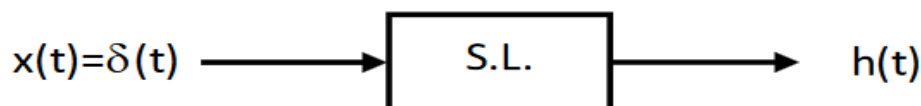


Figure A. 5 : Réponse impulsionnelle d'un système linéaire

En outre, ces transformées de Fourier sont liées selon la fonction de réponse en fréquence $H(\omega)$. La nature de cette relation peut être vue par l'argument suivant. Nous savons que lorsqu'un système linéaire est soumis à une excitation harmonique en régime permanent à la fréquence ω , il répond avec une sortie harmonique stable à la même fréquence. Il semble donc raisonnable de s'attendre à ce que, pour un signal d'entrée aperiodique, les composantes de fréquence $X(\omega) d\omega$ dans la bande de fréquence ω à $\omega + d\omega$ dans l'input correspondent aux composantes $Y(\omega) d\omega$ dans la même bande de fréquences dans l'output. Dans ce cas, si nous avons une entrée harmonique de la forme :

$$x(t) = X(\omega) d\omega e^{i\omega t}$$

(Où "la partie réelle" ou "la partie imaginaire" est comprise), l'output harmonique correspondant serait donné par :

$$y(t) = Y(\omega) d\omega e^{i\omega t}$$

Mais, pour un input harmonique d'amplitude constant $x(t) = x_0 e^{i\omega t}$ pour un système linéaire, l'output $y(t) = H(\omega) x_0 e^{i\omega t}$, nous savons aussi que :

$$y(t) = H(\omega) X(\omega) d\omega e^{i\omega t}$$

Ainsi, en comparant ces deux expressions pour $y(t)$, on obtient

$$Y(\omega) = H(\omega) X(\omega)$$

Ce qui est une relation très importante entre les transformées de Fourier de l'entrée et de la sortie, $X(\omega)$ et $Y(\omega)$, et la fonction de réponse en fréquence $H(\omega)$.

A.6 Conclusion

L'analyse sismique de structures requiert le développement de méthodes adaptées. L'analyse temporelle, c'est-à-dire l'intégration des équations du mouvement, donne les résultats exacts durant toute la durée du séisme. Mais en général, la connaissance des valeurs maximales des contraintes ou des déformations subies par la structure est suffisante pour son dimensionnement.

Ainsi les méthodes modales spectrales, qui consistent à décomposer les équations du mouvement de la structure en un système d'équations découplées, puis à utiliser les spectres

de réponse d'oscillateurs, permettent d'obtenir une estimation du maxima de la réponse avec des temps de calcul raisonnables.

Nous retenons que l'analyse de Fourier est entièrement basée sur la possibilité de superposer plusieurs fonctions sinusoïdales pour produire une onde plus complexe. Nous avons déjà abordé ce sujet dans le premier chapitre consacré aux rappels sur la propagation des ondes. Rappelons de quoi il s'agit : l'équation d'onde de d'Alembert est l'équation différentielle qui régit la propagation des ondes mécaniques et électromagnétiques. C'est une équation linéaire. Cela signifie, entre autre, que si S_1 et S_2 sont deux solutions de cette équation, leur combinaison linéaire $\alpha S_1 + \beta S_2$ est aussi une solution de l'équation. Il en découle immédiatement que la somme de plusieurs ondes est une onde.

Au cours de ce chapitre, nous avons étudié les différentes notions sur l'analyse de Fourier, on a vu la décomposition d'un signal en séries de Fourier, le passage du domaine temporel au domaine fréquentiel.

L'analyse de Fourier permet d'approximer n'importe quelle fonction en une somme de sinus ou de cosinus affectés de coefficients adéquates. La fréquence de chacune de ces fonctions trigonométriques élémentaires correspond à une composante fréquentielle de la fonction approximée. Cette composante est plus ou moins importante selon le coefficient affecté à la fonction élémentaire. Pour cela, tracer le spectre d'une fonction, en faire son analyse spectrale, c'est donc identifier chacune de ses composantes fréquentielles et leur importance respective. Ce qu'on appelle "importance" correspond en fait à la quantité d'énergie (ou de puissance) que chaque composante fréquentielle transporte.

Après ces notions de base sur l'analyse de Fourier, nous allons passer à la formulation analytique bidimensionnelle de l'amplification de site dans les sols multicouches élastiques et viscoélastiques.