

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOULOU D MAMMERI DE TIZI-OUZOU
FACULTE DU GENIE DE CONSTRUCTION
DEPARTEMENT DE GENIE CIVIL



Mémoire de fin d'études en Génie Civil

Option : Géotechnique

Présenté par : BABOU Zedjiga

En vue de l'obtention du diplôme en Master II

Thème

Simulation numérique de la réponse sismique des profils de sols

La commission d'examen composée de

M ^{me} BELHASSANI Ouarda Maitre Assistance A	Présidente
M ^{me} LOUADJ Samia Maitre de conférences A	Promotrice
M ^{me} BAIDI Fawzia Maitre Assistance A	Examinatrice

Promotion 2018/2019

Remerciements

A Dieu, le tout puissant, nous rendons grâce de nous avoir donné la santé, la volonté pour réaliser ce travail.

Mes profonds remerciements s'adressent à ma promotrice Mme LOUADJ Samia, Maitre de Conférences au département de génie civil à L'UMMTO qui a fortement contribué à la réussite de ce travail par sa patience et ses conseils avisés.

Je tiens aussi à remercier vivement les membres de jury de me faire l'honneur d'évaluer le présent travail.

Par ailleurs, je remercie tous les enseignants du département Génie civil qu'ont contribué à ma formation.

A tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce modeste travail

Dédicaces

Je dédie ce travail

À mes chers parents qui m'ont toujours soutenu

durant toute ma vie.

À ma chère grande mère

À mes sœurs, mes frères, mes belles sœurs, mes

neveux et mes nièces et toute ma famille.

À mes chères collègues et amis qui

m'ont aidé et encouragé.

Chapitre I : Modèles de comportement des sols sous chargement cyclique

Figure I.1 : Courbe effort- déformations..... 4

Figure I.2 : Variation des paramètres cycliques G et D avec la distorsion γ_c 5

Figure I.3: Modèle élastique (les déformations proportionnelles aux contraintes)..... 6

Figure I.4 : Modèle de Kelvin-Voigt 6

Figure I.5 : Variation du module de cisaillement en fonction de la déformation en cisaillement pour les argiles (D'après Vucetic et Dobry 1991) 8

Figure I.6 : Variation du module de cisaillement et le taux d'amortissement en fonction de la déformation en cisaillement pour les sables (D'après Seed et Idriss 1970)..... 8

Figure I.7 : Illustration des paramètres de la loi Hardin et Drenvich 1972..... 9

Figure I.8 : Evaluation du module de cisaillement sécant (d'après Hardin et Drenvich 1972). 10

Figure I.9 : Courbes de réduction issues des expressions (16) et (17) qui englobent les résultats d'Ishibashi et Zhang (1993), Vucetic et Dobry (1991) (Santos et Gomes Carreira, 2000) 10

Figure I.10 : Modèle HMsmall (a) Description du module triaxial initial, (b) Définition des paramètres à très faibles déformations 11

Figure I.11 : Résultats d'un l'essai triaxial cyclique..... 12

Chapitre II : Le risque sismique en Algérie

Figure II-1: Quelques types de failles 16

Figure II-2: Schéma descriptif d'un mouvement sismique..... 16

Figure II-3 : Mouvement des plaques Eurasienne –Afrique..... 22

Figure II-4 : Schéma sismo-tectonique de la méditerranée 22

Figure II-5: Localisation du séisme d'El-Asnam du 10 octobre 1980..... 23

Figure II-6 : Vallée de l'Oued Chlef 23

Figure II-7 : Rupture de berges près d'Oued Chlef 23

Figure II-8 : Sites d'apparition de la liquéfaction et des glissements de terrains 24

Figure II-9 : Cratères de sable dus au phénomène de liquéfaction..... 24

Figure II-10 : Affaissements dans les rives de l'Oued Chlef..... 24

Figure II-11 : Effondrement des constructions durant le séisme de Boumerdes 2003 26

Figure II-12 : Rupture de berge 27

Figure II-13 : Mouvements au rocher du choc principal de Boumerdes le 21 mai 2003 :
a- Composante N-S, b- Composante E-W, c- Composante verticale..... 30

Figure II-14 : Spectres de Fourier des mouvements au rocher du choc principal de Boumerdes le 21 mai 2003 :	
a- Composante N-S, b- Composante E-W, c- Composante verticale.....	30
Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement	
Figure III-1 : Réflexion et réfraction à une interface	35
Figure III-2 : Réflexion et réfraction d'une onde SH dans une couche d'épaisseur limitée surmontant un semi-espace	36
Figure III-3 : Fonction de transfert - milieu élastique	39
Figure III- 4 : Fonction de transfert - milieu sol viscoélastique	39
Figure III-5 A : Exemple d'accélération d'un séisme	40
Figure III-5 B : Exemple du spectre de Fourier correspondant à ce séisme.....	40
Figure III-5 C : Fonction de transfert	40
Figure III-5D : Spectre de Fourier en surface	41
Figure III-5E : Accélération en fonction du temps à la surface	41
Figure III-6 : Enregistrement du séisme de Michoacan (1985) de la côte pacifique jusqu'à Mexico (Celebi et al 1987).....	42
Figure III-7 : Sous-parties du sol de Mexico City	42
Figure III-8 : Plan de rupture de la faille (Stewart. J, 1997).....	43
Figure III-9 : Baie de San Francisco (Stewart. J, 1997)	43
Figure III-10 : Rupture d'une faille (El Asnam en Algérie 1980 et Spitak en Arménie1988)...	44
Figure III-11 : Liquéfaction du sol séisme d'Adapazari en Turquie 1999	45
Figure III-12 : Glissement de terrain (séisme Niigata en Japon 2007).....	45
Figure III-13 : Arrivée du tsunami du 26 décembre 2004 à AoNang, en Thaïlande.....	46
Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base.....	48
Figure III-15 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche équivalente avec $\xi=0\%$	48
Figure III-16 : Fonction de transfert de la couche équivalente $\xi=0\%$	49
Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base.....	49
Figure III-17 : Accélération et Spectre de Fourier en surface du profil équivalent avec $\xi=5\%$	49
Figure III-18 : Fonction de transfert de la couche équivalente avec $\xi=5\%$	49

Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base.....	50
Figure III-19 : Accélération et Spectre de fourrier en surface du profil avec $\xi=0\%$	50
Figure III-20 : Fonction de transfert du profil avec $\xi=0\%$	50
Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base.....	51
Figure III-21 : Accélération et Spectre de Fourier en surface du profil en multicouches avec $\xi=5\%$	51
Figure III-22 : Fonction de transfert du profil avec $\xi=5\%$	52
 Chapitre IV : Effets des conditions locales sur la réponse du sol en surface	
Figure IV-1 : Modèle numérique utilisé dans la simulation	56
Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol.....	57
Figure IV-A1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile	57
Figure IV-A2 : Fonction de transfert de la couche de l'argile	57
Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol.....	58
Figure IV-A3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec	58
Figure IV-A4 : Fonction de transfert de la couche du sable sec.....	58
Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol.....	59
Figure IV-A5 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase.....	59
Figure IV-A6 : Fonction de transfert de la couche de la vase.....	59
Figure IV-B1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec $H=5\text{m}$ et $\xi=5\%$	61
Figure IV-B2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec $H=10\text{m}$ et $\xi=5\%$	61
Figure IV-B3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec $H=50\text{m}$ et $\xi=5\%$	62
Figure IV-B4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec $H=200\text{m}$ et $\xi=5\%$	62
Figure IV-C1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=5\text{m}$ et $\xi=5\%$	63
Figure IV-C2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=10\text{m}$ et $\xi=5\%$	63
Figure IV-C3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=50\text{m}$ et $\xi=5\%$	64

Figure IV-C4: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec H=200 m et $\xi=5\%$	64
Figure IV-D1: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec H=5m et $\xi=5\%$	65
Figure IV-D2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec H=10 m et $\xi=5\%$	65
Figure IV-D3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec H=50 m et $\xi=5\%$	66
Figure IV-D4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec H=200m et $\xi=5\%$	66
Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier introduit à la base de la couche de sol.....	68
Figure IV-E1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec $\xi=0\%$	69
Figure IV-E2: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec $\xi=5\%$	69
Figure IV-E3: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile ($\xi=0.5\%$).....	69
Figure IV-E4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec avec $\xi=0\%$	70
Figure IV-E5 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec avec $\xi=5\%$	70
Figure IV-E6: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable ($\xi=0.5\%$) .	70
Figure IV-E7: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $\xi=0\%$	71
Figure IV-E8: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $\xi=5\%$	71
Figure IV-E9: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase ($\xi=0.5\%$) ..	71

Chapitre II: Le risque sismique en Algérie

Tableau II-1 : Echelle d'intensité MSK.....	18
Tableau II-2 : Equivalence entre magnitude Richter et échelle MSK.....	19
Tableau II-3 : Séismes les plus importants en Algérie	21
Tableau II-4 : Quelques informations obtenues des enregistrements durant le séisme de Boumerdes	29

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement

Tableau III-1 : Caractéristiques des différentes couches constituant le profil de sol.....	46
---	----

Chapitre IV : Effets des conditions locales sur la réponse du sol en surface

Tableau IV-1 : Caractéristiques des différentes couches considérées dans les simulations.....	55
--	----

Chapitre I : Modèles de comportement des sols sous chargement cyclique

G_0 : Module tangent défini aux petites déformations

ρ : Masse volumique du sol

V_s : La vitesse des ondes de cisaillement de type SH

Δw : L'aire de la boucle d'hystérésis.

W : L'énergie de déformation emmagasinée durant le cycle ($w = \frac{1}{2} G \gamma_c^2$)

γ_c : Distorsion cyclique.

G : Module de cisaillement.

G_s : Module de cisaillement sécant.

D : Coefficient d'amortissement au cours d'un cycle.

η : Viscosité.

γ et $\dot{\gamma}$: sont la déformation et la vitesse de déformation respectivement.

τ : Contrainte de cisaillement.

ω : Pulsation.

G^* : Module de cisaillement complexe.

G_{\max} : Module de cisaillement maximum.

τ_{\max} : Résistance au cisaillement maximum.

P' : Contrainte moyenne effective.

c', ϕ' : Cohésion et angle de frottement interne.

γ_r : Déformation de cisaillement de référence.

E_{50} : Module de chargement à 50% du déviateur maximal.

E_u : Module de déchargement rechargement.

E_{oed} : Module œdométrique.

E : Module d'élasticité.

ε : Déformation axiale

ν : Coefficient de poisson.

Chapitre II: Le risque sismique en Algérie

V_p : Vitesse de l'onde P.

V_s : Vitesse de l'onde S.

K : Module de compressibilité.

G : Module de cisaillement.

ρ : Masse volumique.

M : Magnitude des séismes superficiels à partir des ondes de surfaces.

E : énergie libérée au foyer (hypocentre).

A : Amplitude (en microns)

T : Période (en seconde)

$F(\Delta)$: Terme empirique compensant l'amortissement sismique en fonction de la distance Δ et de la profondeur (en degré par exemple).

$\zeta = \frac{c_p}{2\sqrt{KM}}$: Coefficient d'amortissement critique. (Avec K est la rigidité, M est la masse et Cp coefficient d'amortissement).

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

σ : Le tenseur des contraintes.

ρ : La masse volumique du milieu.

\vec{X} : Le vecteur de déplacement de composantes (U, V, W).

δ_{ij} : Le symbole de Kronecker.

ε_v : La déformation volumique.

λ et μ : Coefficients de lamé.

Δ : Le Laplacien.

$\alpha, \alpha', \beta, \beta'$: Angles des directions de propagation des ondes transversales et longitudinales.

C : étant la vitesse apparente de propagation

$A_{1,2}$ et $A_{1,2}'$: Amplitudes des ondes se propageant respectivement dans le sens $Z < 0$ et $Z > 0$.

H : Epaisseur de la couche.

u_i et u_j : Déplacements

$T_{1,2}(\omega)$ et $T_{1,2}^*(\omega)$: Fonction de transfert.

ω_n : Pulsations propres.

G^* : Module de cisaillement complexe.

τ : Contrainte de cisaillement.

γ : Déformation de cisaillement.

f : Fréquence.

γ (KN/m³) : Poids volumique sec.

γ_s (KN/m³) : Poids volumique saturé.

V_s : Vitesse de l'onde SH.

G : Module de cisaillement.

E : Module d'élasticité.

ν : Coefficient de poisson.

K_x et K_y : Perméabilité.

γ_{eq} (KN/m³) : Poids volumique équivalent.

V_{eq} : Vitesse équivalente.

ξ : Coefficient d'amortissement.

α et β : Coefficient de Rayleigh.

Chapitre IV : Effets des conditions locales sur la réponse du sol en surface

H : Epaisseur de la couche.

γ (KN/m³) : Poids volumique sec.

γ_s (KN/m³) : Poids volumique saturé.

V_s : Vitesse de l'onde SH.

G : Module de cisaillement.

E : Module d'élasticité.

ν : Coefficient de poisson.

K_x et K_y : Perméabilité.

ξ : Coefficient d'amortissement.

α et β : Coefficient de Rayleigh.

A_{\max} : Accélération maximale.

Introduction générale

Introduction générale

Un séisme, ou tremblement de terre, se traduit en surface par des vibrations du sol. Il provient de la fracturation des roches en profondeur. Cette fracturation est due à une grande accumulation d'énergie qui se libère, en créant ou en faisant rejouer des failles, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint.

Les séismes ont un effet destructeur sur les sols et les structures et des conséquences néfastes sur les vies humaines.

En effet, une connaissance du comportement des sols sous chargement sismique, permet d'agir afin de minimiser les dégâts et préserver les vies humaines en cas d'un tremblement de terre.

L'évaluation de la réponse d'une couche de sol à une sollicitation sismique constitue un problème fondamental du génie parasismique. Il s'agit de déterminer les caractéristiques du mouvement sismique au voisinage de la surface du sol. Cette évaluation est indispensable à la résolution des problèmes ayant trait au comportement de sol de fondation (tassements, rupture par liquéfaction, elle constitue aussi une étape indispensable pour la résolution des problèmes d'interaction sol structure.

Les dommages occasionnés par les tremblements de terre peuvent être répercuté des vibrations venant directement du foyer, mais aussi des mouvements de terrain peuvent créer et occasionner d'autres types de dégâts matériels. L'un des facteurs destructeurs les plus importants est la durée des secousses. Celle-ci dépend de la constitution du sol et de son comportement.

Avant d'atteindre les structures, les ondes sismiques se propagent de la source du séisme vers la surface en traversant les couches géologiques. Le mouvement engendré à la surface est très complexe, en particulier si on doit tenir compte du comportement réel du sol étudié et de la dissipation d'énergie sismique lors de son trajet. Avec l'apparition de l'outil informatique, la résolution numérique s'est avérée comme un moyen incontournable pour les analyses sismiques. Elle constitue également un outil intéressant de simulation en vue de la prédiction de la réponse d'un profil de sol ou d'ouvrages en terre à des mouvements sismiques futurs. Le premier Modèle proposé par les chercheurs pour tenir compte des non linéarités des sols est le modèle viscoélastique linéaire équivalent proposé par Seed et Idriss au début des années 70 qui a été largement utilisée pour sa simplicité. Cette méthode présente toutefois des limitations importantes surtout lorsque le sol se caractérise par de fortes non linéarités. De ce fait, le recours aux méthodes non linéaires devient alors nécessaire. Plusieurs modèles sont depuis utilisés, dans le but de tenir compte du comportement non linéaire du sol.

Les ondes sismiques qui se propagent vers la surface sont un conducteur du signal sismique. La détermination des paramètres des mouvements du sol est très importante pour décrire les caractéristiques de ces mouvements, notamment lorsque ils sont forts. Ces paramètres sont généralement liés à la géologie du terrain ainsi que la topographie qui peuvent amplifier ou dés-amplifier les mouvements sismiques.

Lors des séismes forts, la propagation des ondes sismiques dans les sols met en jeu des non linéarités de comportement qui se manifestent différemment selon le niveau de sollicitation. Pour de faibles déformations (généralement $<10^{-6}$), une loi de comportement linéaire (le module et amortissement indépendants du niveau de sollicitation) permet de reproduire les observations expérimentales sur site. En revanche, pour des déformations plus élevées, une loi de comportement non linéaire hystérétique, viscoélastique, est nécessaire pour décrire l'évolution de la rigidité et des dissipations énergétiques au cours de la sollicitation sismique. De plus, comme les séismes forts sont caractérisés par des amplitudes et des durées plus importantes, le rôle de la pression interstitielle ne peut pas être négligé pour les sols saturés sous fortes sollicitations (mobilité cyclique et liquéfaction). Ces phénomènes peuvent conduire à l'annulation des contraintes effectives et devenir cause de dommages sévères pour les structures et les ouvrages.

La présente étude consiste d'abord en une modélisation rhéologique du matériau sol. Puis d'étudier le comportement de ce dernier, vis-à-vis de la sollicitation du séisme de Boumerdes en considérant des différents profils de sol en passant du sol ferme au sol mou, en tenant compte de trois comportements de sol, le modèle linéaire élastique, viscoélastique ainsi que le modèle Hardning Soil Small.

Le premier chapitre comporte la présentation du comportement linéaire élastique, c'est le domaine des petites déformations réversibles qui sont proportionnel aux contraintes appliquées. Aussi, le comportement viscoélastique linéaire équivalent qui peut être représenté par le modèle élémentaire de la viscoélasticité de Kelvin Voigt. Dont le comportement élastique est représenté par un ressort de rigidité G , et le comportement visqueux par un amortisseur de viscosité η ainsi que le modèle Hardning Soil Small fondé sur l'approche de Hardin – Drnevich.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des caractéristique du mouvement sismique en Algérie en particulier la région nord qui a connu des séismes très puissants notamment le Séisme du 10 octobre 1980 qui a affecté la région de Chlef ainsi que le séisme du 21 Mai 2003 qui a ému la région de Boumerdes.

Le troisième chapitre, comprend un rappel de certaines notions relatives à la propagation d'ondes dans un milieu élastique. On se limitera à la propagation des ondes planes harmoniques ainsi que l'amplification du mouvement sismique produit par le profil de sol et la détermination de l'accélération développée lors du passage des ondes de cisaillement SH dans une couche de sol.

Au quatrième chapitre une simulation de la réponse sismique des profils de sol a été accomplie en utilisant le logiciel de calcul Plaxis-2D et en appliquant l'accélération du séisme de Boumerdes à la base de chaque profil et ce dans le but d'étudier l'influence de la nature du sol, la hauteur de la couche de sol et du type d'amortissement sur la réponse sismique en surface du sol.

On termine par une conclusion générale donnant une synthèse de notre étude.

Chapitre I :

Modèles de comportement des sols sous chargement cyclique

Introduction

Le comportement dynamique du sol est complexe à analyser vu qu'il mobilise des forces d'inertie et provoque le phénomène de dissipation ou d'amortissement de l'énergie, aussi il est caractérisé par sa variation dans le temps, la dégradation de la rigidité du sol en fonction du niveau de déformations, ce qui produit la non linéarité matérielle du comportement du sol. De plus, les vibrations induisent le phénomène de fatigue conduisant à une chute des propriétés mécaniques au cours du chargement cyclique.

Ce chapitre consiste essentiellement à présenter les modèles de comportement du sol, notamment le modèle élastique linéaire, dans le cas des petites déformations, le modèle viscoélastique linéaire équivalent ainsi que le modèle Hardning Soil Small fondé sur l'approche de Hardin – Drnevich.

I.1 Comportement observé du sol sous chargement dynamique

Lorsque un sol est soumis à des sollicitations cycliques de cisaillement, son comportement se caractérise dans le plan effort-déformations par des boucles $\tau=f(\gamma)$ appelée boucle d'hystérétique. La figure I-1 schématise une boucle typique obtenue pour un cycle fermé. Les extrémités des boucles correspondant à des cycles d'amplitudes différentes sont situées sur la boucle de premier chargement passant par l'origine. Leur surface et inclinaison dépendent de l'amplitude de la distorsion au cours du cycle.

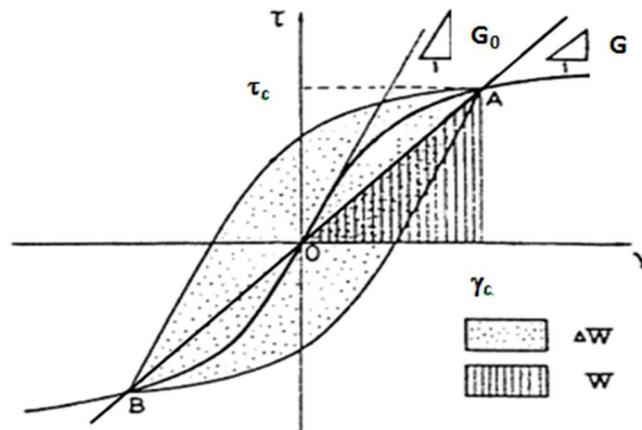


Figure I.1 : Courbe effort- déformations

Classiquement, on définit la boucle hystérétique par le module sécant G , qui est la pente de la droite joignant les extrémités de la boucle par le matériau au cours d'un cycle et le coefficient d'amortissement caractérisant l'énergie dissipée par le matériau au cours d'un cycle tel que :

$$G = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \text{ et } D = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W}{W}$$

Δw : est l'aire de la boucle d'hystérésis et w est l'énergie de déformation emmagasinée durant le cycle ($w = \frac{1}{2} G \gamma_c^2$)

G_0 (ou G_{max}) est le module à l'origine de la courbe de premier chargement. Il représente le module de cisaillement du sol pour les très faibles déformations et est défini par : $G_0 = \rho V_s^2$ (ρ est la masse volumique du sol et V_s est la vitesse des ondes de cisaillement).

Les paramètres cycliques G et D ainsi définis, dépendent de l'amplitude de la distorsion cyclique γ_c . Cette dépendance est illustrée par les courbes ($G/G_0 - \gamma_c$) et ($D - \gamma_c$) comme le montre la Figure I-2. Ces paramètres sont sans dimensions, ce qui permet d'établir des courbes spécifiques pour différents type de sols. G_0 peut être obtenu à partir des mesures de V_s in situ.

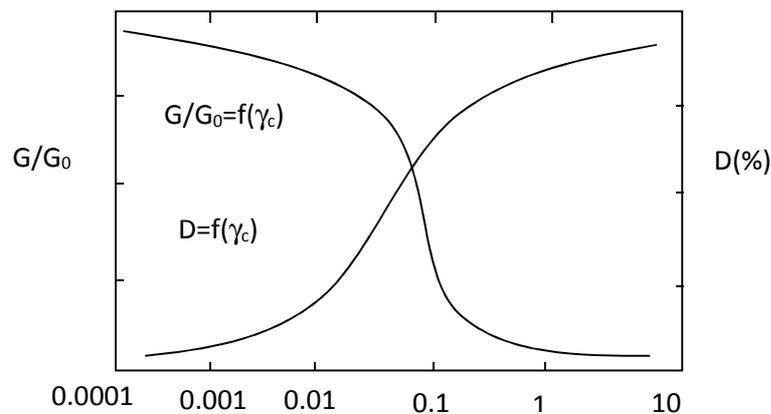


Figure I.2 : Variation des paramètres cycliques G et D avec la distorsion γ_c

I.2 modèles de comportement du sol

I.2.1 Modèle élastique linéaire

Dans le domaine des très petites déformations, le comportement du sol est raisonnablement élastique, c'est-à-dire que les déformations subies par le sol sont réversibles, le sol reprend son état initial lorsque l'effort ayant entraîné les déformations est cessé.

L'étude du comportement du sol à l'intérieur de son domaine élastique est très importante, par ce qu'il existe une gamme de problèmes pour les quels ce modèle est valable, c'est le cas des vibrations des massifs des machines bien conditionnés, des sollicitations sismiques à faible amplitude comme celles engendrées lors des essais géophysiques.

Dans le cas d'une sollicitation unidimensionnelle, la relation contrainte déformation se réduit à une relation de proportionnalité dont la constante est un module de déformation, pour la sollicitation de cisaillement simple, cette relation s'écrit :

$$\tau = G \times \gamma \tag{1.1}$$

G: est le module de cisaillement.

γ : est la distorsion

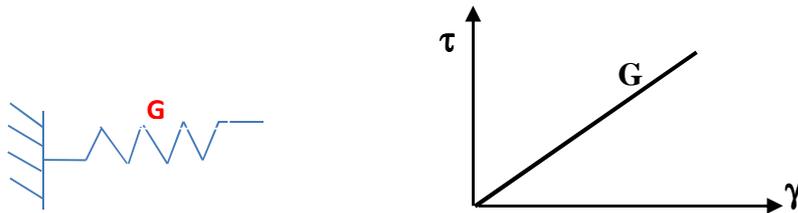


Figure I.3: Modèle élastique (les déformations proportionnelles aux contraintes)

I.2.2 Modèle Viscoélastique linéaire équivalent

Du point de vue rhéologique, le comportement viscoélastique peut être représenté par le modèle élémentaire de la viscoélasticité de Kelvin Voigt. Dans ce modèle, le comportement élastique est représenté par un ressort de rigidité G , et le comportement visqueux par un amortisseur de viscosité η .

Contrairement au milieu élastique, le milieu viscoélastique se mémorise des sollicitations qui lui ont été appliquées au cours du temps. La viscosité affecte d'une manière très significative la propagation d'ondes. En représentation unidimensionnelle, la déformation d'un matériau viscoélastique au cours d'un cisaillement est régie par la loi suivante

Pour un matériau viscoélastique, la contrainte de cisaillement s'exprime par :

$$\tau = G\gamma + \eta\dot{\gamma} \tag{1.2}$$

G: est le module de cisaillement.

η : est la viscosité du matériau (modèle de Kelvin-Voigt).

γ et $\dot{\gamma}$: sont la déformation et la vitesse de déformation respectivement.

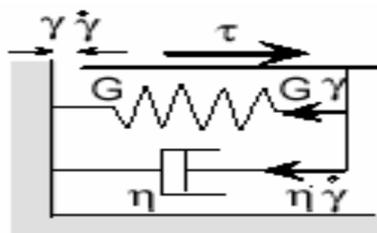


Figure I.4 : Modèle de Kelvin-Voigt

Pour une sollicitation harmonique de cisaillement d'amplitude γ_0 et la pulsation (ω), la distorsion est donnée par :

$$\gamma = \gamma_0 e^{i\omega t} \tag{1.3}$$

La contrainte correspondante de cisaillement est donnée par l'expression suivante:

$$\tau = (G + i\omega\eta)\gamma \quad (1.4)$$

Cette relation fait apparaître un module de cisaillement complexe en fonction de la fréquence:

$$G^* = (G + i\omega\eta) \quad (1.5)$$

Par conséquent, l'énergie dissipée au cours d'un cycle dépend de la fréquence de la sollicitation.

L'expérience montre que, pour les sols, l'énergie dissipée pendant le cisaillement est indépendante de la vitesse de la déformation (Hardin et Drnevich, 1972), l'amortissement résulte essentiellement de déformations plastiques irréversibles à l'échelle des grains de sol (Pecker, 1984), l'amortissement des sols est de nature plutôt hystérétique que visqueuse.

Pour avoir équivalence entre les énergies dissipées pour les deux systèmes, la partie imaginaire du module G^* doit être indépendante de la fréquence, soit $\omega\eta$ est une constante.

A cet effet, Jacobsen (1930) a introduit le pourcentage d'amortissement équivalent D tenant compte ainsi de la nature hystérétique des sols.

La viscosité peut être reliée à l'amortissement critique D du matériau par (Schnabel et al, 1972) : $\eta\omega = 2GD$ (1.6)

Ce qui donne pour le module de cisaillement complexe :

$$G^* = G(1 + 2iD) \quad (1.7)$$

Qui n'est autre que la raideur complexe, à la résonance, d'un oscillateur simple de raideur G et de pourcentage d'amortissement critique D . Dans la méthode de Seed et Idriss (1968), on utilise le module sécant G_s des courbes $(\tau-\gamma)$ comme module G . D'autres formules ont été proposées pour le module complexe G^* , on peut citer celle de Lysmer et al. (1975):

$$G^* = G_s(1 - 2D^2) + 2iD\sqrt{1 - D^2} \quad (1.8)$$

La loi de comportement s'écrit de façon identique au cas d'élasticité linéaire:

$$\tau = G^* \times \gamma \quad (1.9)$$

Des courbes expérimentales donnant des variations du module de cisaillement G et de l'amortissement D en fonction de la déformation cyclique de cisaillement $G(\gamma)$ et $D(\gamma)$ ont été établies pour différents sols (Hardin et Drnevich, 1972 ; Seed et al, 1986 ; Vucetic et Dobry, 1990).

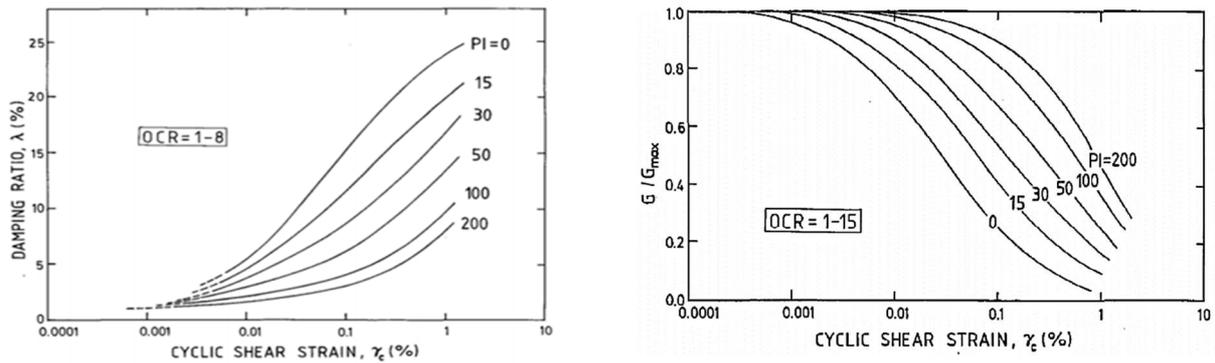


Figure I.5 : Variation du module de cisailment en fonction de la déformation en cisailment et le coefficient en condition de plasticité pour les argiles (D’après Vucetic et Dobry 1991)

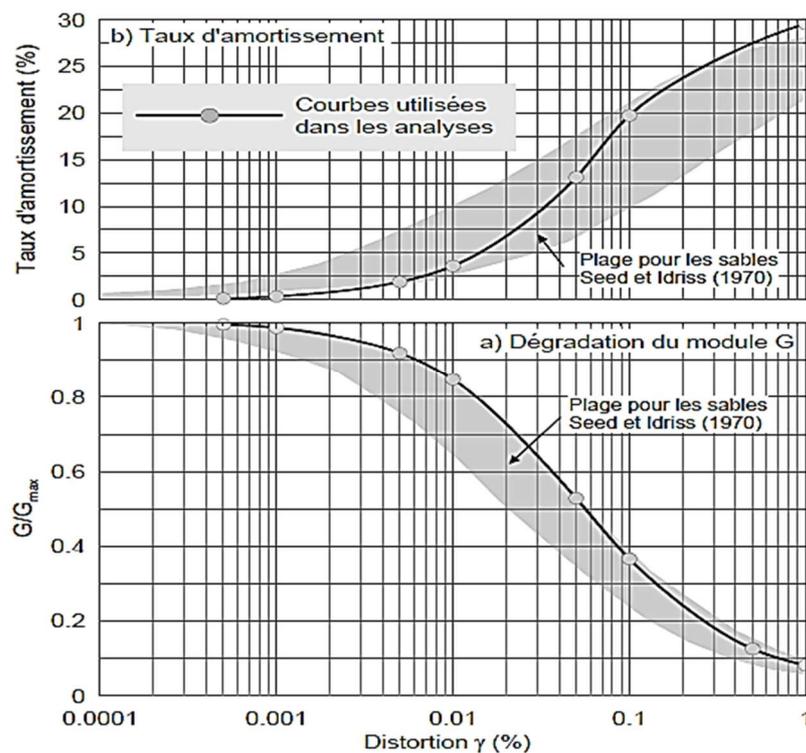


Figure I.6 : Variation du module de cisailment et le taux d’amortissement en fonction de la déformation en cisailment pour les sables (D’après Seed et Idriss 1970)

I.2.3 Approche de Hardin –Drnevich

Hardin et Drnevich (1972) ont construit leur modèle en mettant l’expression hyperbolique proposée par Kondner (1963) sous la forme d’une relation entre la contrainte de cisailment τ et la déformation de cisailment (γ) tel que:

$$\tau = \frac{\gamma}{\frac{1}{G_{max}} + \frac{\gamma}{\tau_{max}}} \tag{1.10}$$

avec :

G_{max} : module de cisaillement maximum,

τ_{max} : résistance au cisaillement maximum, exprimée par la formule suivante dans les conditions d'un essai triaxial :

$$\tau_{max} = \frac{3(p' \sin \phi' + c' \cos \phi')}{(3 - \sin \phi')} \quad (1.11)$$

P' : contrainte moyenne effective $p' = \frac{\sigma'_1 + 2\sigma'_3}{3}$

c' , ϕ' : cohésion et angle de frottement interne.

Les auteurs ont introduit la notion de déformation de cisaillement de référence γ_r :

$$\gamma_r = \frac{\tau_{max}}{G_{max}} \quad (1.12)$$

La relation (10) montre que le module de cisaillement sécant $G_s = \frac{\tau}{\gamma}$ est alors égal à :

$$G_s = \frac{G_{max}}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}} \quad (1.13)$$

Hardin et Drnevich (1972) ont proposé une expression similaire, mais plus complexe, pour le module de cisaillement sécant G_s tel que :

$$G_s = \frac{G_{max}}{1 + \gamma_h} \quad (1.14)$$

Avec : $\gamma_h = \frac{\gamma}{\gamma_r} \left[1 + a \exp \left(-b \frac{\gamma}{\gamma_r} \right) \right]$

où : a et b sont des paramètres déduits expérimentalement.

Le modèle de Hardin et Drnevich est illustré sur la figure (I-7) et la figure (I-8). L'expression (14) traduit une décroissance du module de cisaillement par rapport à la déformation de cisaillement.

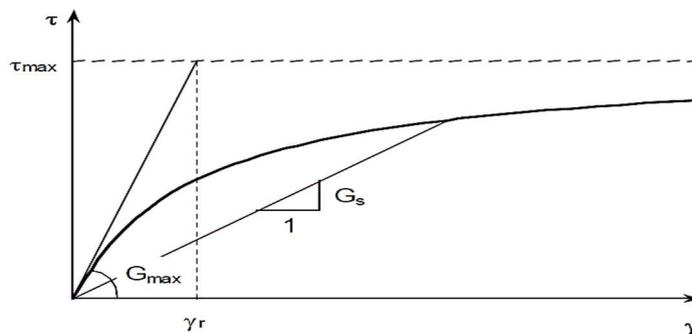


Figure I.7 : Illustration des paramètres de la loi Hardin et Drenvich 1972

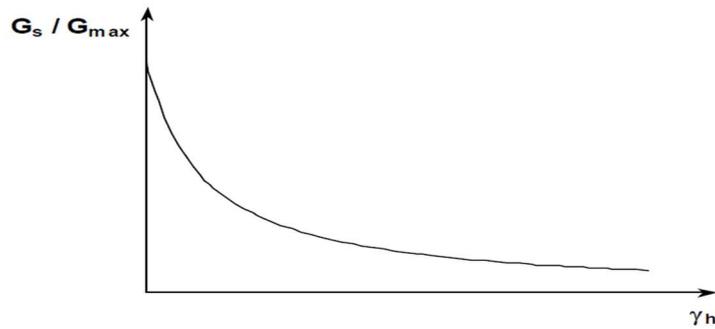


Figure I.8 : Evaluation du module de cisaillement sécant (d’après Hardin et Drenvich 1972)

Ce modèle a le mérite de pouvoir décrire le comportement non linéaire d’une variété de sols entre les faibles et les déformations moyennes, ce qui représente une grande avancée dans la caractérisation du comportement des sols. Néanmoins la connaissance des paramètres de rupture C' et ϕ' est nécessaire dans la détermination de τ_{max} .

I.2.4 Modèle de Hardning Soil Small (HSsmall)

Santos et Gomes Correia (2001) ont présenté une version modifiée de la relation de Hardin et Drenvich (1972) et exprimée par:

$$\frac{G}{G_{max}} = \frac{1}{1 + a \left(\frac{\gamma}{\gamma_{0.7}} \right)} \tag{1.15}$$

L’origine de cette formulation se trouve dans les travaux de Santos (1999) qui a proposé deux équations pour définir la limite supérieure et inférieure des valeurs de G/G_{max} en fonction de γ^* avec $\gamma^* = \frac{\gamma}{\gamma_{0.7}}$, pour $10^{-6} \leq \gamma \leq 10^{-2}$. La notion de $\gamma_{0.7}$ représente la déformation de cisaillement de référence et la valeur à laquelle le module de cisaillement s’est réduit approximativement à $0.7G_{max}$ (en réalité $0.722 G_{max}$).

La valeur du paramètre ‘a’ de l’équation (1.15) est définie par la méthode des moindres carrés sur l’ensemble des résultats obtenus dans leurs étude. Cette valeur est fixée à 0.385.

L’équation (1.15) permet de tracer la courbe de dégradation du module moyen. Les résultats obtenus Vucetic et Dobry (1991) et Ishibashi Zhang (1993) sont reportés sur la figure (I.9) avec les courbes proposées par Santos (1999).

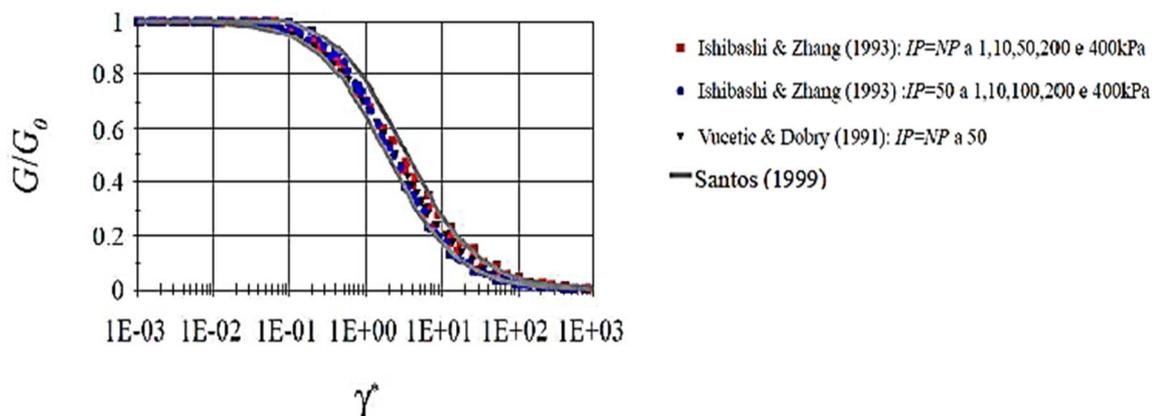


Figure I.9 : Courbes de réduction issues de l’expression 1.15 qui englobent les résultats d’Ishibashi et Zhang (1993), Vucetic et Dobry (1991) (Santos et Gomes Carreia, 2000)

L'équation (1.15) de Santos (1999) est utilisée dans le logiciel Plaxis afin de pouvoir modéliser le comportement des sols entre les faibles et les grandes déformations par l'utilisation d'un modèle élasto-plastique avec petites déformations (HSsmall) (Benz, 2007). La figure I.10 montre le module triaxial initial et définit les paramètres à des petites déformations.

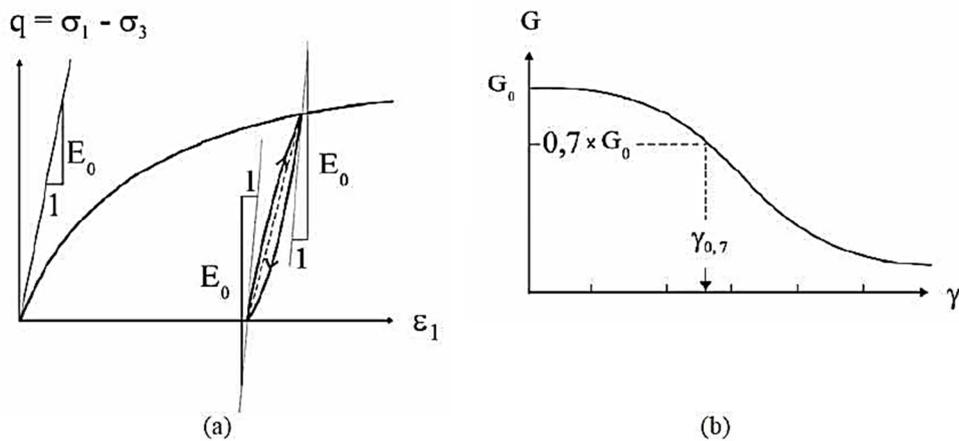


Figure I.10 : Modèle HSsmall (a)Description du module triaxial initial, (b) Définition des paramètres à très faibles déformations.

✓ Paramètres additionnels du Modèle HSsmall

Dans le Modèle HSsmall, intégré dans Plaxis, on définit trois modules d'élasticité :

-Un module de chargement E_{50} à 50% du déviateur maximal.

-Un module de déchargement en grande déformation, caractérisant le domaine élastique tel que : $E_u = 3E_{50}$.

-Un module œdométrique $E_{oed} = E_{50} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$

I.3 Calcul du module de cisaillement maximal des sols in situ

On peut déterminer la valeur maximale du module de cisaillement G_{max} , d'une couche de sol en mesurant la vitesse de propagation des ondes 'S'. Pour ce faire, on procède à des essais in situ. Dans un milieu élastique, les vitesses de propagation des ondes de volume sont reliées aux paramètres de la loi de comportement du milieu par la relation suivante :

$$G = \rho \times V_s^2 \tag{1.16}$$

G : étant le module de cisaillement, ρ la masse volumique.

V_s est la vitesse de propagation des ondes de cisaillement dans le sol et comprise entre 100m/s et 800m/s.

Pour effectuer les mesures, on crée par moyen mécanique une perturbation à l'intérieur du milieu, cette perturbation donne naissance à des ondes de volume dont on mesure le temps de propagation jusqu'à un autre point du milieu pour lequel la distance de la source est connue. Pratiquement les énergies mise en jeu dans ces essais sont faibles suffisamment pour avoir les déformations induites soient inférieures à 10^{-6} m pour que le sol reste dans un domaine quasiment élastique.

On peut classer les essais géophysique on deux catégories :

- Les essais réalisés à partir de la surface du sol : tels que les essais de sismique réfraction ou de vibration de massifs de fondation (ils présentent l'avantage essentiel d'être d'une grande facilité de mise en œuvre et un coût peu élevé)
- Les essais réalisés dans des forages ou entre forage tels que les essais down-hole, up-hole, cross hole. Ces essais sont délicats à réaliser et d'un coût plus élevé du fait qu'ils nécessitent la réalisation des forages mais qui fournissent des informations plus riches.

I.4 Détermination du module de cisaillement en laboratoire

I.4.1 Essais Triaxial cyclique

L'essai triaxial cyclique a été pour la première fois et utilisé par SEED et LEE (1966). Actuellement, c'est l'appareil de laboratoire le plus développée, en particulier pour l'évaluation des caractéristiques de résistance des sols sous chargement cyclique.

Pour les mesures des caractéristiques de déformation, les essais sont conduits à déformation contrôlée. Le module de Young est obtenu comme le rapport de la contrainte axial à la déformation axiale et on déduit le module de cisaillement (module sécant) et la déformation de cisaillement (γ) tel que :

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \tag{1.17}$$

$$\gamma = (1 + \nu)\varepsilon \tag{1.18}$$

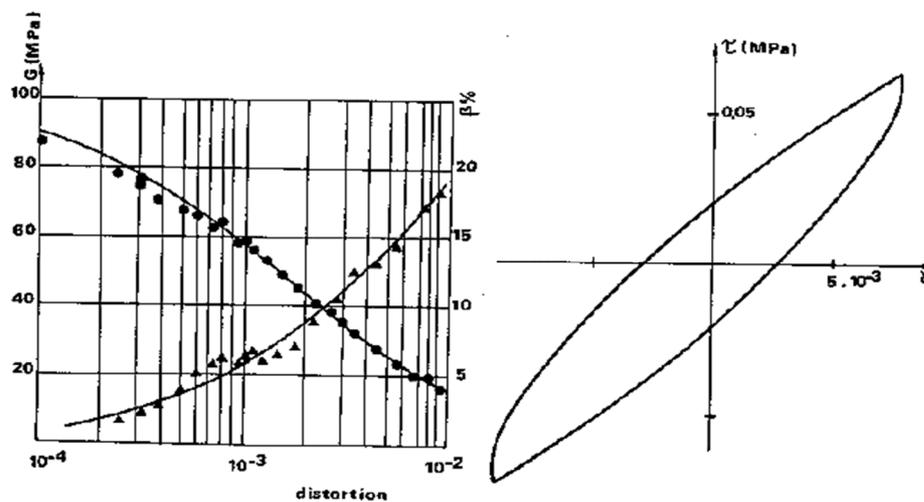


Figure I.11 : Résultats d'un l'essai triaxial cyclique.

I.5 Présentation de la méthode linéaire équivalente

La méthode dite équivalente développée par Seed et Idriss au début des années 70 et implantée depuis dans plusieurs codes de calcul (SHAKE, QUAD-4, FLUSH...), est une des plus utilisées dans l'analyse de profils de sols sous sollicitations dynamiques, constituées de couches horizontales soumises à un mouvement du sol dû à la propagation verticale d'ondes de cisaillement.

Elle rend compte de façon approchée des caractéristiques dissipatives fondamentales du comportement du sol sous sollicitations cycliques.

Dans cette méthode, on remplace le sol par un matériau linéaire avec un amortissement de telle sorte que la rigidité et l'énergie dissipée soient équivalentes à celles d'un matériau non linéaire. La linéarisation consiste à approcher le comportement du matériau non linéaire par un modèle linéaire équivalent dont les propriétés dissipatives sont équivalentes à celles du matériau réel.

On utilise le module sécant des courbes $\tau = f(\gamma)$, la loi de comportement s'écrit de façon identique au cas de l'élasticité linéaire :

$$\tau = G^* \gamma$$

Les non linéarités du sol ne sont prises en compte que de façon approchée à l'aide d'un processus itératif qui consiste à ajuster les caractéristiques G et D de chaque couche au niveau de la distorsion moyenne de la couche au cours de la sollicitation.

Le problème est résolu selon le processus itératif suivant :

- Les valeurs initiales de G et D sont estimées pour chaque couche constituant le profil de sol.
- On forme les modules complexes
- On résout le problème de propagation d'onde dans un milieu élastique et on évalue la déformation maximale de cisaillement au cours du chargement, puis la distorsion moyenne $\gamma_m = \alpha \gamma_{\max}$ ($\alpha = 50$ à 70%) dans chaque couche.
- A partir des courbes $G(\gamma)$ et $D(\gamma)$ de Seed ou des équations de Hardin par exemple, on détermine le module de cisaillement et l'amortissement correspondant à la distorsion moyenne calculée.
- Des itérations sont effectuées jusqu'à ce que les déformations calculées correspondent, avec une tolérance préalablement fixée, aux modules et amortissements estimés à l'étape précédente.
- On obtient à la fin des itérations, les caractéristiques G et D compatibles avec la déformation induite.

I.6 Conclusion

Ce chapitre a été consacré à la présentation des différents comportements du sol sous chargement sismique, ainsi que la méthode linéaire équivalente développée par Seed et Idriss pour la prise en compte des non linéarités des comportements des sols.

Ces modèles de comportement vont être utilisés pour investiguer les effets des conditions locales sur le comportement dynamique des profils de sols sous séismes et qui fera l'objet du quatrième chapitre.

Chapitre II:

Le risque sismique en Algérie

Introduction

Les tremblements de terre constituent de graves menaces sur les populations vivantes en zones sismique. Ils peuvent causer des destructions des habitations, des ponts, des barrages et des grands glissements de terrain. Dans le cas d'un séisme sous-marin, les rivages peuvent être affectés par un risque de formation de raz-de-marée. Il est provoqué par des ondes de choc qui se propagent à la surface des eaux marines et des véritables murs d'eau sont projetés le long des côtes avec une telle violence qui peut détruire des villes entières. Ces dégâts engendrent la mort des milliers de personnes. A titre d'exemples, le séisme de janvier 2004 en Iran (30 000 morts) et le séisme de Sumatra en Décembre 2004 qui a été suivi d'un tsunami d'une ampleur rarement observé. Ce dernier a engendré 200 000 morts. A cet effet, la prise en compte du risque sismique dans le dimensionnement de tous les ouvrages soit des habitations, ouvrages d'art et ouvrages stratégiques tels que les centrales nucléaires est une obligation absolue pour préserver les vies humaines.

Le nord de l'Algérie, où est concentré la majeure partie de la population et des infrastructures socio-industrielles, est caractérisé par un risque sismique relativement élevé du fait de l'occurrence de séismes majeurs ($M_s > 6$) avec un période de retour inférieure à 3 décennies.

La sismicité de l'Algérie du Nord est connue depuis 1365, date de séisme qui frappé la ville d'Alger. Le rapprochement des plaques Eurasiatique et Africaine entraine l'occurrence d'une activité sismique. Celle-ci est concentrée essentiellement dans la partie Nord du pays : La région tellienne est la plus active, dans cette région se produit la plus grande activité et les séismes les plus importants. La région des Hauts Plateaux est beaucoup moins active que la région Tellienne. Au niveau de l'Atlas Saharien seuls quelques événements se sont produits.

Dans ce chapitre on s'intéresse à exposer d'une manière générale les caractéristiques du mouvement sismique en Algérie et en particulier le mouvement fort durant le séisme du 21 Mai 2003 qui a touché la région de Boumerdes au nord algérien.

II-1 Généralités sur les tremblements de terre**II-1-1 Origine des tremblements de terre**

Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillements, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il atteint sa limite d'élasticité, il se rompra en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulée durant la déformation élastique. Au même que la lithosphère lorsque il est soumis à des contraintes. Sous l'effet de ces contraintes causées, le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule de l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une rupture qui se traduit par des failles. L'énergie brusquement dégagee le long ces failles cause des séismes.

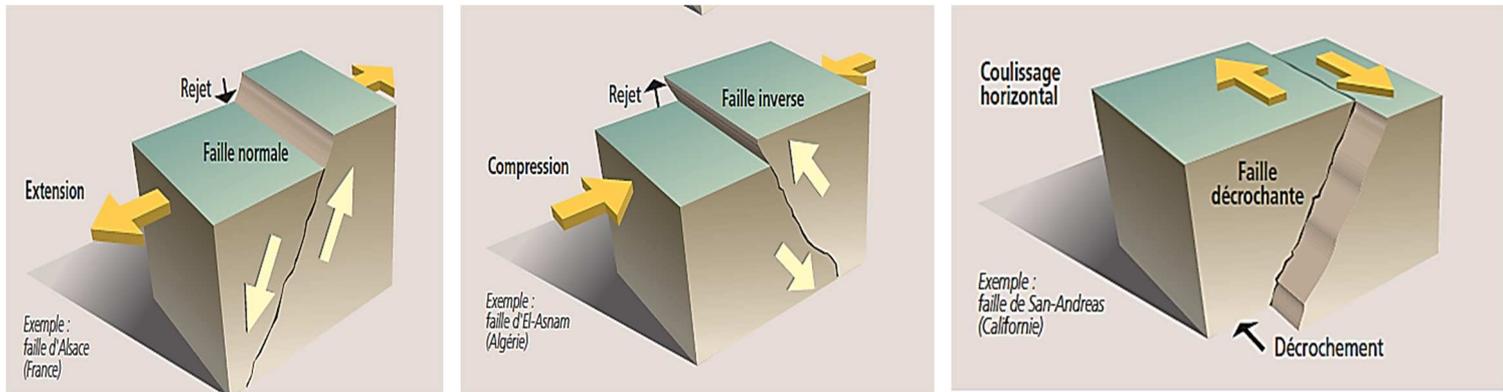


Figure II-1 : Types de failles

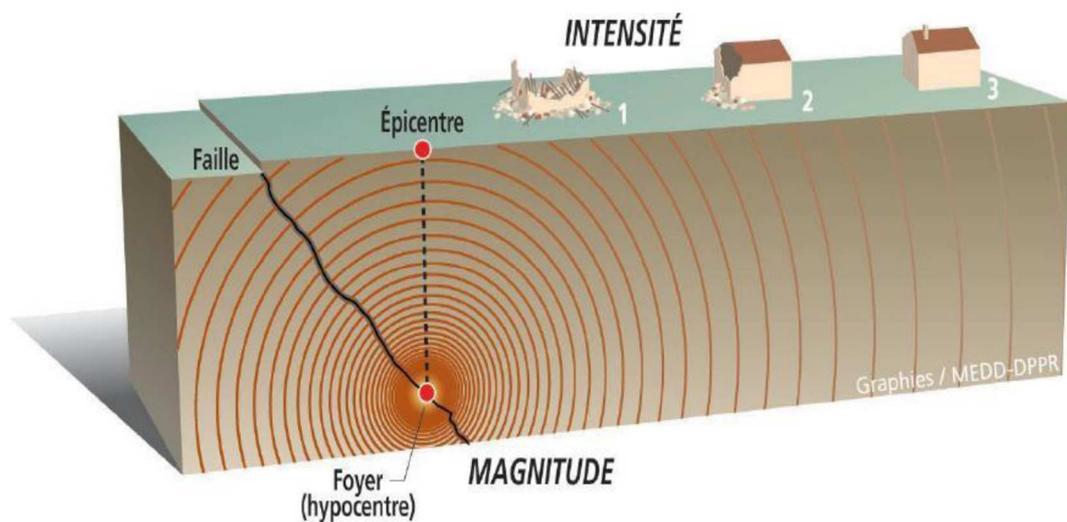


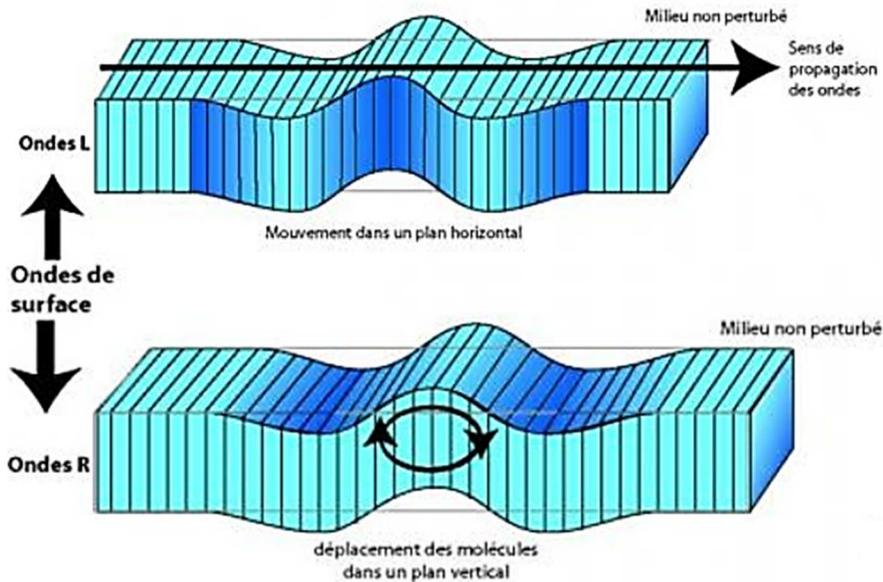
Figure II-2 : Schéma descriptif d'un mouvement sismique

II-1-2 Ondes sismiques

Les perturbations élastiques, qui se propagent sans déplacement de la matière, sont des ondes élastiques. Elles se propagent dans toutes les directions sans déformer durablement le milieu. On distingue deux types:

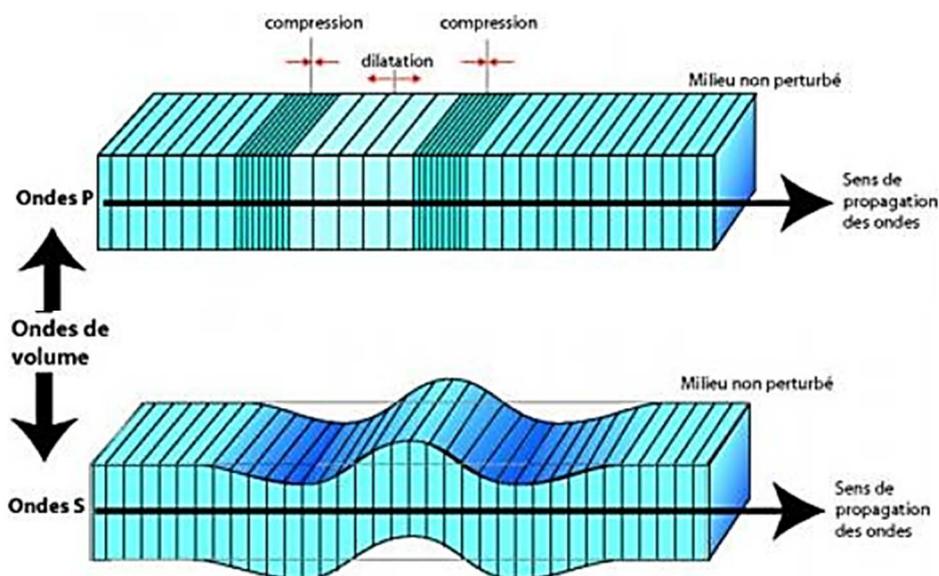
- Ondes de surface

Elles se propagent, guidées par la surface de la terre, et naissent à l'interférence des ondes de volume et sont plus lentes.



- Ondes de volume

Elles se propagent par tout à l'intérieur de la terre, ce sont les premières arrivées sur un sismogramme.



II-1-3 Les vitesses d'ondes

Les ondes sismiques sont très rapides, avec des vitesses de l'ordre de quelques kilomètres par seconde (ces vitesses dépendent du matériau traversé, de la pression et de la température).

La vitesse de l'onde P:
$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}$$

La vitesse de l'onde S:
$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Avec (K: Module de compressibilité, G: Module de cisaillement, ρ: Masse volumique)

II-2 Caractéristiques d'un séisme

II-2-1 L'énergie

Une formule linéaire est établie, pour relier la magnitude et l'énergie émise.

$$\log E_{\text{joules}} = 4.8 + 1.5M$$

Avec

M: Magnitude des séismes superficiels à partir des ondes de surfaces,

E: énergie libérée au foyer (hypocentre)).

II-2-2 L'intensité

L'intensité est estimée par la manière dont un séisme est ressenti par l'homme et son environnement (échelle MSK Medvedev-Sponheuer-Karnik). C'est l'importance des secousses perçues et des dégâts qui seront principalement en fonction de la distance par rapport à l'épicentre et de la profondeur du foyer, mais aussi de la vulnérabilité des constructions. Pour préciser la gravité d'un séisme en surface, l'échelle d'intensité MSK a été établie.

Degré	Dégâts observés
I	Seuls les sismographes très sensibles enregistrent les vibrations
II	Secousses à peine perceptives, quelques personnes au repos ressentent le séisme
III	Vibrations comparable à celles provoquées par le passage d'un camion
IV	Vibrations comparable à celles provoquées par le passage d'un gros camion
V	Séisme ressenti en pleine air, les dormeurs se réveillent
VI	Les meubles sont déplacés
VII	Quelques lézards apparaissent dans les édifices
VIII	Les cheminés des maisons tombes
IX	Les maisons s'écroulent, les canalisations souterraines sont cassées
X	Destruction des ponts et des digues, les rails de chemin de fer sont tordus
XI	Les constructions les plus solides sont détruites, grands éboulements
XII	Les villes sont rasées, bouleversements importants de la topographie

Tableau II-1 : Echelle d'intensité MSK

II-2-3 La Magnitude

La magnitude d'un séisme est liée à l'énergie émise. Elle a été définie par Richter (en 1935) pour les séismes locaux de Californie, à partir de l'amplitude maximale des ondes de volume qu'enregistrait un sismographe particulier situé à 100 km de l'épicentre tel que :

$$M = \log \frac{A}{T} + F(\Delta)$$

Avec:

A: Amplitude (en microns)

T : Période (en seconde)

F(Δ): Terme empirique compensant l'amortissement sismique en fonction de la distance Δ et de la profondeur (en degré par exemple).

Magnitude Richter	Echelle MSK
1 à 3	I à IV
3 à 4.75	V à VI
4.75 à 5.9	VII
5.9 à 6.5	VIII et IX
6.5 à 7.75	X
7.75 à 8.25	XI et XII

Tableau II-2 : Equivalence entre magnitude Richter et échelle MSK

II-2-4 Enregistrement du mouvement sismique

Les stations d'enregistrement mesurent, en général, un accélérogramme. Ce sismogramme donne la variation de l'accélération sismique en surface, selon une direction donnée, en fonction du temps. Les intégrations successives de ce signal fournissent les diagrammes de vitesse et de déplacement.

II-2-5 Spectre de réponse

Un séisme est souvent introduit dans les calculs sous forme d'un spectre de réponse. Celui-ci est un diagramme donnant la variation de la réponse maximale (en accélération, vitesse ou déplacement) d'une série d'oscillateurs simples sous l'effet du signal (accélérogramme) du séisme étudié. Le spectre de réponse est souvent donné en terme d'accélération maximale en fonction de la période propre T_0 ou de la fréquence fondamentale f_0 , pour une valeur donnée de coefficient d'amortissement (ou un % d'amortissement critique) ζ tel que :

$$\zeta = \frac{C_p}{2\sqrt{KM}}$$

Avec K est la rigidité, M est la masse et C_p coefficient d'amortissement

II-3 Sismicité en Algérie

Le bassin méditerranéen est le lieu de rencontre de deux grandes plaques continentales (Africaine et eurasiennne). Le nord de l'Algérie est localisé sur la frontière de ces deux plaques tectoniques avec une vitesse de raccourcissement de l'ordre de 5 à 6 mm/an dans la région d'Alger.

Les séismes induits sont généralement dus à un mécanisme de rupture de faille inverse. Compte tenu de sa localisation dans une zone de convergence de plaques, l'Algérie est une région à forte sismicité. Au cours de son histoire, elle a subi plusieurs séismes destructeurs qui sont résumés dans le tableau II-3.

Année	Lieu du séisme	Magnitude	Décès	Observation
1715	Alger	7.5	20 000 morts	
1856	Djidjel			Le port est détruit par un raz de marée avec des vagues de plusieurs mètres de hauteur.
1887	El-Kalaâ	7.5	20 morts	
1891	Gouraya (Cap Larrès)	7.5	38 morts.	
1910	Sour ElGhozlane (Aumale)	6.4	30 morts.	
1922	AïnElHassan	5.1	2 morts.	
1950	Béjaïa (Bougie)	5.6	264 morts	1 000 maisons détruites
1954	Chlef (Orléansville, EL Asnam):	6.7	1 243 morts	20 000 bâtiments détruits.
1960	M'sila	5.5	47 morts.	
1965	M'sila	5.5	5 morts	
1973	Mansourah	5.1	4 morts.	
1980	Chlef (Orléansville, EL Asnam)	7.2	2 633 morts.	
1985	Constantine	5.9	10 morts.	
1988	El-Affroun	5.4		
1989	Djebel Chenoua	6.2	22 morts.	
1994	Mascara	5.6		

1996	Alger	5.7.		
1999	AïnTémouchent	6.1		
2000	Béni Ourtilane	5.7	2 morts.	
2003	Boumerdès (algérois)	6.8	Plus 2 000 morts.	119 000 personnes sinistrés 10 261 blessés C'est le plus fort tremblement de terre enregistré et ressenti depuis le séisme d'Alger du 3 février 1716 Provoqué un raz de marée (mini tsunami) qui est arrivé jusqu'aux Baléares.
2006	Laâlam (Kherrata)	5.8	4 morts	68 blessés 140 habitations endommagées.
2007	Médéa	5.2		Sans gros dégâts.
2007	Mostaganem	5.1		Sans gros dégâts.
2007	Touggourt	5.1		Sans gros dégâts.
2010	Béni Ilmane (Sétif)	5.2		

Tableau II-3 : Séismes les plus importants en Algérie (Centre de recherche en Astronomie Astrophysique et géophysique (GRAAG) Route de l'observatoire B.p Bouzareah Alger)

II-3-1 Séisme de Chlef (Orléans ville, EL Asnam):

La région de Chlef située au nord de l'Algérie à environ 200 km à l'ouest de la capitale Alger, de par sa proximité du contact des plaques continentales eurasienne et africaine (Figure II-3), est une zone très instable et constamment soumise à une activité sismique intense. Elle a subi au cours des siècles derniers des séismes qui comptent parmi les plus destructeurs (ex Orléans ville, ex El-Asnam) en 1922, 1934 et 1954. Ce dernier séisme de magnitude 6.7 bien décrit par Rothé (1955), Thevenin (1955), McKenzie (1970) et McKenzie (1972), a causé la mort de 1340 personnes et d'importants dégâts sur les différents ouvrages et l'apparition des phénomènes de glissement et de liquéfaction des sols.



Figure II-3 : Mouvement des plaques Eurasiennne –Afrique

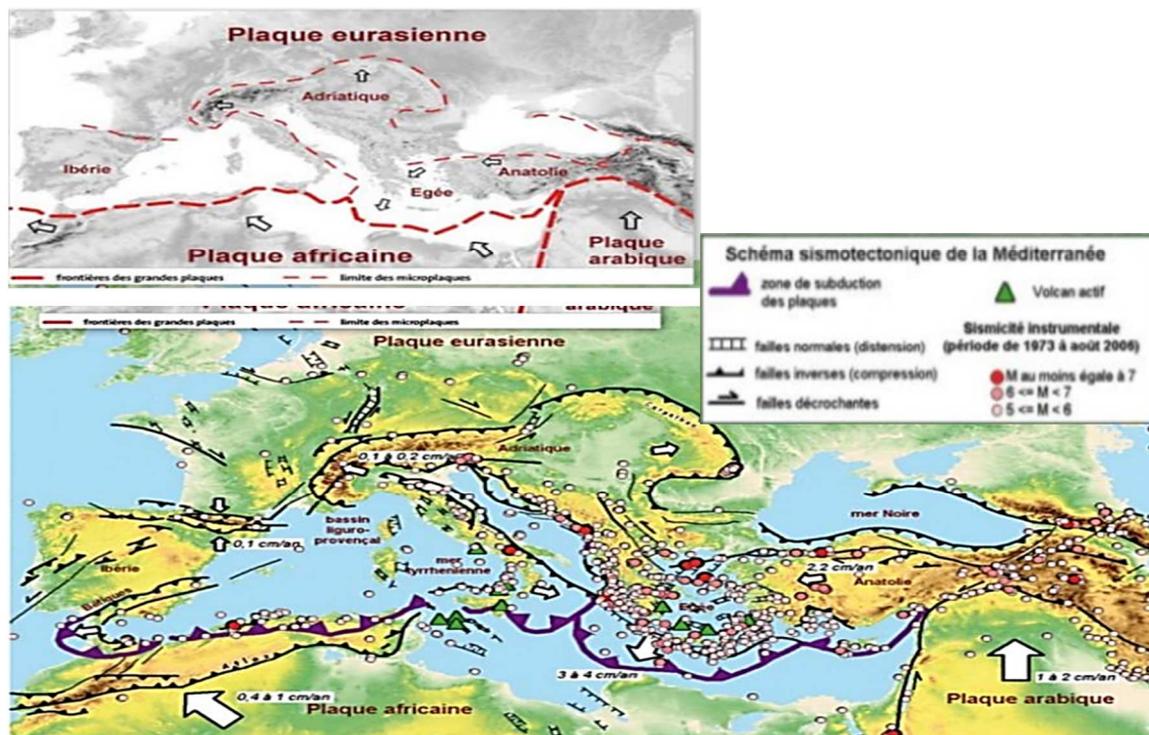


Figure II-4 : Schéma sismo-tectonique de la méditerranée

Le 10 octobre 1980 à 13h25 (heure locale), la région fut le théâtre d'un violent séisme de magnitude $M=7.3$ selon les calculs de Papastamatiou (1980), suivi de deux secousses importantes de magnitudes 6 et 6.1 à quelques heures d'intervalle. De nombreuses répliques se sont manifestées pendant plusieurs mois (Ouyed 1981). Le choc principal a généré une importante faille inverse d'environ 40 km de long, apparue en surface (Meghraoui 1982), (Meghraoui et al. 1981), (Ouyed et al. 1980), (Ambraseys 1981). L'épicentre de ce séisme fut localisé au nord d'El-Asnam aux environs du village de Beni Rached (Figure II-5)

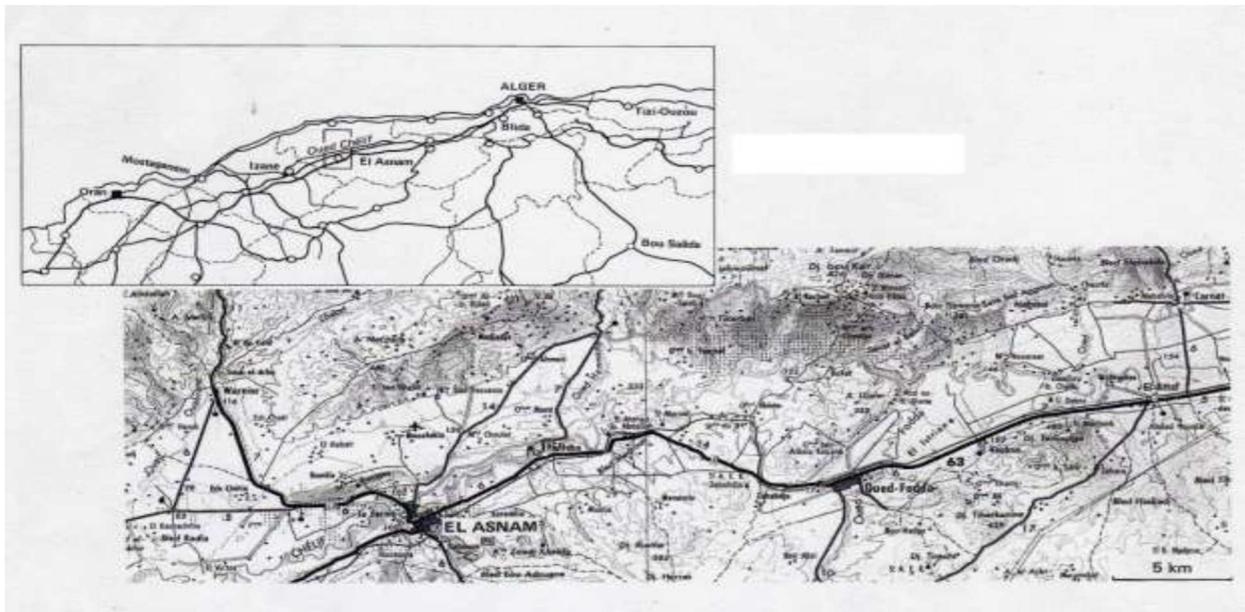


Figure II-5: Localisation du séisme d'El-Asnam du 10 octobre 1980

La catastrophe du 10 octobre 1980 a provoqué de nombreuses pertes en vies humaines (environ 3000 morts) des destructions d'habitations en grand nombre et des dommages importants à des infrastructures de liaison et à des équipements publics. Outre les manifestations purement tectoniques, telles que la spectaculaire faille apparue près d'El-Asnam, les vibrations sismiques ont engendré aussi un certain nombre de phénomènes géodynamiques à la surface du sol : mouvements de terrain de nature et d'ampleur variées et surtout la liquéfaction des sols sableux. Selon Durville et Méneroud (1982), le phénomène de liquéfaction est apparu sur une vaste vallée alluvionnaire traversée par l'Oued Chlef et à la zone de confluence de ce Oued avec l'Oued Fodda (Figures II-6 et II-7).

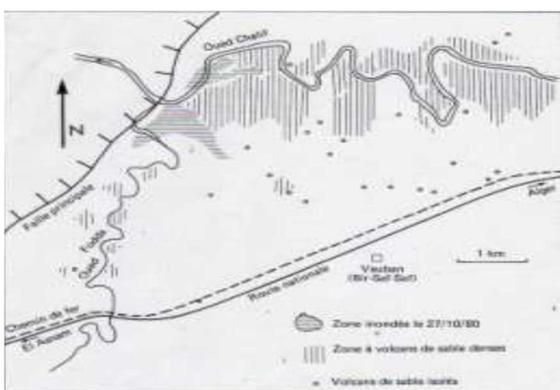


Figure II-6 : Vallée de l'Oued Chlef



Figure II-7 : Rupture de berges près d'Oued Chlef

Clough *et al.* (1981), après la visite de sept sites, ont localisé l'apparition de la liquéfaction dans la vallée de l'Oued Chlef, El-Asnam, Oued Fodda, El-Abadia, El-Attaf et Beni-Rached (figure II-8).

La liquéfaction dans ces régions est marquée par des cratères de sable, des déplacements latéraux de terrain et des affaissements (Figures II-8 et II-9).

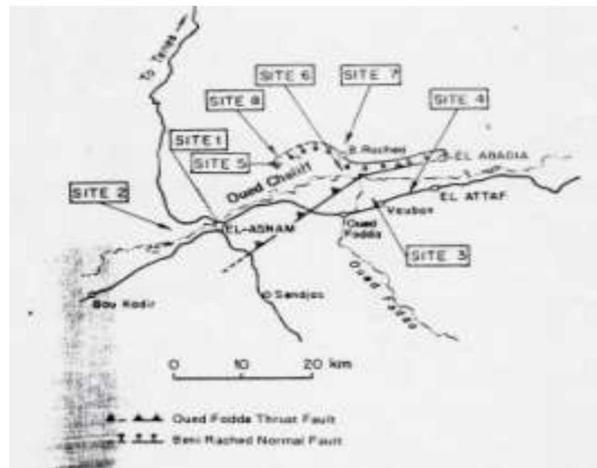


Figure II-8 : Sites d'apparition de la liquéfaction et des glissements de terrains

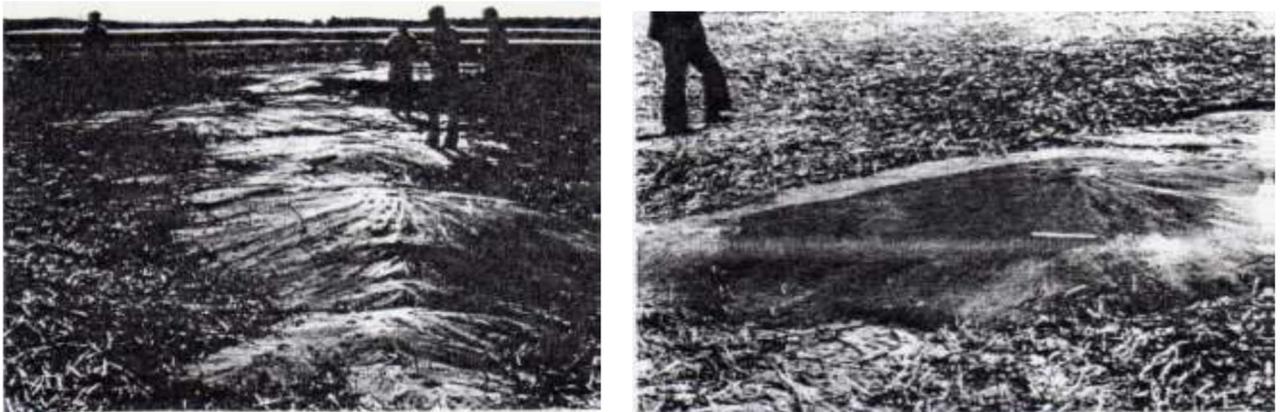


Figure II-9 : Cratères de sable dus au phénomène de liquéfaction



Figure II-10 : Affaissements dans les rives de l'Oued Chlef

II-3-2 Séisme de Boumerdes

Le 21 Mai 2003, à 19h44 (heure locale), la région de Boumerdes a été touchée par un important séisme qui a entraîné la mort de milliers de personnes (plus de 2000) et causé des dégâts extrêmement importants estimé à près de 3 Milliard de dollars. Les wilayas environnantes (Alger, Tizi-Ouzou) ont été également touchées. Bien que les dégâts aient été moindres, de nombreux morts et blessés sont à signaler.

Le séisme de Boumerdes est ainsi le plus important qu'a connu la région algéroise depuis plusieurs siècles et le second événement majeur ayant affecté l'Algérie du Nord après celui d'El Asnam du 10.10.1980.

Le séisme du 21 mai 2003 s'inscrit dans le cadre de l'affrontement des plaques tectoniques africaine et eurasiatique à raison de 0.6 cm par an, Cet affrontement est marqué en mer Méditerranée par une activité sismique importante qui se répartit sur tout le pourtour de la Méditerranée, touchant ainsi la chaîne tellienne du côté de la plaque africaine. Les Cordillères Bétiques en Espagne, la chaîne Alpine en France et en Italie, du côté de la région ouest de la plaque eurasiatique.

En Algérie du Nord, cette sismicité se concentre sur une large bande s'étirant d'Est en Ouest et de la région littorale vers la zone de l'Atlas Saharien. Dans cette région, la bordure littorale est la plus affectée puisque s'y produit les séismes les plus importants qu'a connus l'Algérie du Nord. Ce niveau de sismicité élevée s'explique par le fait que cette zone se situe dans la zone la plus septentrionale de la plaque africaine, et donc la plus concernée par la déformation continentale entre les deux plaques. La région de Boumerdes située au niveau de cette région littorale est donc soumise à cette déformation.

II-3-2-1 Dégâts occasionnés par le séisme de Boumerdes

Le choc principal de magnitude ($M_w=6.8$) s'est produit à 19h 44mn 36s dans la région de Zemmouri (Wilaya de Boumerdes), plus précisément en mer, à 7 Km au nord de cette localité ($36.91^\circ N$, $3.58^\circ E$).

Avec un foyer situé à environ 10 km de profondeur, ce séisme superficiel a donc affecté une large zone dans une direction s'étendant de Dellys à Alger. Dans cette zone épicerale, il y a eu le maximum de dégâts et le plus grand nombre de pertes en vies humaines. Des effets de surface furent également observés (liquéfaction, ruptures de berges d'oueds, petits glissements de terrain).

Dans la ville de Boumerdes, le complexe des 1200 logements a été celui qui a été le plus affecté. Des effondrements ainsi que des basculements d'immeubles de plusieurs étages ont été constatés. Dans cette cité, il est à relever un grand nombre de personnes décédées. A Alger, quelques immeubles se sont effondrés à la suite du choc principal. Des milliers d'édifices ont été également lézardés.

Ce séisme, d'intensité évaluée à X, selon l'échelle MSK déjà défini, dans la région épiscopentrale, a néanmoins montré des disparités dans les dégâts observés puisque selon la nature et la qualité des sols, le comportement des édifices n'a pas été le même. Dans un même secteur, selon la nature du sol, des immeubles ont subi des désordres différents.



Figure II-11 : Effondrement des constructions durant le séisme de Boumerdes 2003

II-3-2-2 La faille de ZEMMOURI

La faille qui est à l'origine du séisme était jusqu'à présent inconnue puisque se situant le long de la marge algérienne. De direction NE-SW ($N60^\circ$), celle-ci s'étend entre Dellys et Ain Taya sur une longueur de près de 50 Km. Cette nouvelle structure active révélée par la campagne marine Maradja, par la distribution spatiale des répliques enregistrées, par les mesures de déformation, présente un mécanisme au foyer de type inverse sans composante de décrochement. Ce mécanisme traduit dans la région de Boumerdes un régime compressif compatible avec un mouvement en faille à jeu inverse pur.

II-3-2-3 Les répliques

Suite au choc principal du 21 Mai 2003, plusieurs milliers de répliques ont été enregistrés entre la période du 21 Mai 2003 au 21 Mai 2004. Cette activité normale que l'on enregistre après un séisme, a permis la libération du reste de l'énergie emmagasinée par la faille. Parmi les répliques les plus importantes, on note celles qui se sont produites :

DATE	HH MN SS	LOCALISATION	M
21.05.2003	19 51 14	36.87 N 3.64 E	5.0
22.05.2003	04.14.02	36.98 N 3.64 E	5.3
27.05.2003	18.11.29	36.88 N 3.55 E	5.8
28.05.2003	07.58.39	36.03 N 3.32 E	5.2
29.05.2003	03.15.01	36.20 N 3.42 E	5.8

Suite au choc principal, il y a eu plusieurs dizaines de secousses de magnitude supérieure à 4, parfois ressentis de façon importante par la population. De nombreuses secousses de magnitude 3 à 3.9 ont été enregistrées et ressentis également par les populations surtout la nuit lorsque les personnes sont au repos. Mais un bon nombre de répliques ont des magnitudes inférieures à 3 et n'ont pas été ressentis par les personnes. Toutes ces répliques ont été localisées le long du plan de faille entre Dellys et Ain Taya.

II-3-2-4 Effets induits par le séisme

Dans la région épiscopentrale, de nombreuses traces de surface ont été observées à plusieurs endroits (Boudouaou, Zemmouri, Dellys). Ces traces sont en rapport avec la déformation de la couverture sédimentaire récente. Des phénomènes de rupture de berges ont été largement observés au niveau de l'oued Isser, Sebaou et dans la zone marécageuse de Ain Taya.

Un phénomène régional important s'est également produit suite au séisme. Il s'agit du relèvement de la côte de près de 60 cm en moyenne. Ce relèvement a pu être constaté sur tout le littoral compris entre Dellys et Bordj El Bahri. De nombreux rochers ont émergés suite au séisme.

Un autre phénomène s'est produit au moment du choc principal. Il s'agit comme en témoignent les habitants des localités côtières, d'un retrait de la mer d'une centaine de mètres. Au même moment, sur l'autre rive de la Méditerranée, le retrait de la mer près du littoral algérien, a provoqué un mouvement antagoniste donnant lieu à un petit tsunami qui a détruit près d'une centaine d'embarcations au niveau des îles Baléares. D'autres effets ont été constatés tels que liquéfaction, assèchement de source, ou création de source, échouage de cétacé marins.



Figure II-12 : Rupture de berge

II-4 Caractéristiques du mouvement fort durant le séisme de Boumerdes du 21 mai 2003

Dans cette partie, nous analysons des enregistrements effectués au rocher sur le site de Keddara durant le choc principal. Ces enregistrements constituent les informations sur les mouvements forts, recueillies au niveau des stations les plus proches de l'épicentre du séisme de Boumerdes. Le but est d'analyser ces mouvements forts et d'en dégager des informations sur ce séisme.

Les enregistrements des mouvements forts intéressent particulièrement les spécialistes des structures pour les amplitudes et les sismologues pour le mode de rupture au niveau de la faille. Cependant, les deux groupes ont tendance à regarder l'enregistrement différemment. Les spécialistes des structures, contrairement aux sismologues, ne se soucient pas du temps de début de la rupture. Ils ont comme souci de caractériser le mouvement fort du sol (amplitude, contenu en fréquence, durée...) pour bien dimensionner leurs structures.

Pour qu'un mouvement du sol puisse être appelé mouvement fort, son amplitude doit dépasser un certain seuil d'accélération, qu'il est difficile de définir aujourd'hui car les accéléromètres actuels sont sensibles à des accélérations de moins de 1 mm/s^2 . Notons que dans le monde, il a été mesuré des pics d'accélération allant jusqu'à $1g$ et $2g$ ($g=9.81 \text{ m/s}^2$) et généralement des dégâts sont observés à partir d'une accélération de $0.05g$ à $0.1g$.

II-4-1 Les données en champ intermédiaire

Durant un grand séisme, les mouvements forts du sol, proche de la source d'un séisme majeur, représentent les forces qui menacent les constructions et autres ouvrages, et les conséquences sont souvent lourdes lorsque le séisme se produit dans des villes à forte urbanisation comme c'était le cas pour le séisme de Boumerdes en 2003. Les enregistrements au rocher sur le site de Keddara, présentés sur la Figure (II-13), constituent les données fournies par les stations les plus proches de l'épicentre (distance épacentrale de 20 km) avec des pics d'accélération se situant entre $0.19g$ et $0.23g$. La limite entre champ proche et lointain reste arbitraire, elle est donnée par l'étude du rapport distance épacentrale sur longueur de faille. Pour le cas du site de Keddara, ces enregistrements peuvent être placés dans la catégorie des champs intermédiaires.

II-4-2 Que peut-on tirer comme information à partir d'un accélérogramme ?

Après un séisme, le mouvement du sol enregistré par une station accélérométrique est en général influencé par quatre facteurs : l'effet de la source (taille, mécanisme, directivité, nombre d'aspérités), l'effet de la propagation d'onde (impact de l'hétérogénéité de la croûte terrestre sur les ondes générées par la dislocation, et qui se propagent dans le volume entre la source et la station), l'effet des conditions de site local (les premières centaines de mètres du sol et/ou la topographie) et enfin l'effet de l'instrument lui-même.

Les données en champ proche (mouvements forts) sont peu contaminées par l'effet de propagation et sont plutôt dominées par l'effet de la source. Ces mouvements sont exploités sous forme d'enregistrements accélérométriques appelés accélérogrammes, récupérés au

niveau des stations d'enregistrement. Une fois traitées, les informations directes suivantes sont systématiquement lues sur un accélérogramme.

Le pic d'accélération : c'est la plus grande valeur (en absolue) de l'amplitude lue sur une des composantes horizontales d'un accélérogramme. Cette valeur est appelée le PHA (Peak horizontal acceleration). Le PHA est important pour les spécialistes des structures parce qu'il est utilisé dans les cartes d'aléa sismique probabiliste (Trifunac et Brady, 1975a).

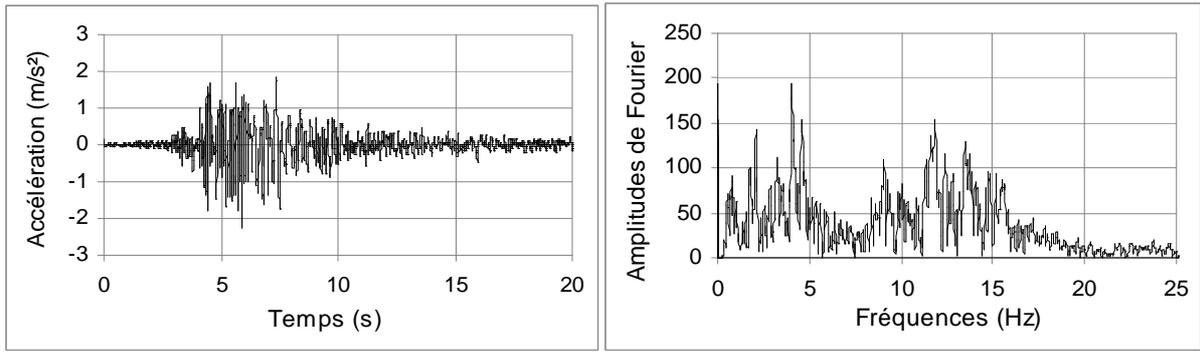
Durée des secousses : La durée de la secousse dépend du temps nécessaire à la rupture pour casser toutes les parties instables sur le plan de faille et de la propagation. Plus la surface de la faille est grande, plus la magnitude du séisme est grande et plus le temps de rupture est important. Le résultat est que la durée du mouvement fort augmente avec la magnitude du séisme.

Le contenu fréquentiel : la réponse dynamique d'une structure (bâtiment, pont...) est très sensible aux fréquences proches ou égales à sa fréquence propre. Le contenu fréquentiel montre comment l'amplitude du mouvement du sol est distribuée parmi les différentes fréquences. La bande fréquentielle dans un enregistrement de séisme est très variable. Puisque les effets (négatifs) d'un mouvement sismique dépendent fortement de son contenu fréquentiel, le paramètre "contenu fréquentiel" du mouvement sismique est très important.

Pour le cas de l'enregistrement des mouvements au rocher sur le site de Keddara lors du séisme principal de Boumerdes, les transformées de Fourier (FFT) de l'accélération dans les trois directions orthogonales, montrés sur la Figure II-11, indiquent que l'énergie se répartit sur une large bande de fréquences. Dans les directions horizontales, on notera la présence de deux trains d'ondes ; le premier à basse fréquence inférieur à 5 Hz, et un deuxième train qui s'enclenche pour les fréquences allant de 7.5 Hz jusqu'à 15 Hz. Dans la direction verticale, l'étalement de l'énergie est important. Certaines informations obtenues après traitements des enregistrements durant le choc principal sont présentées dans le tableau II-4.

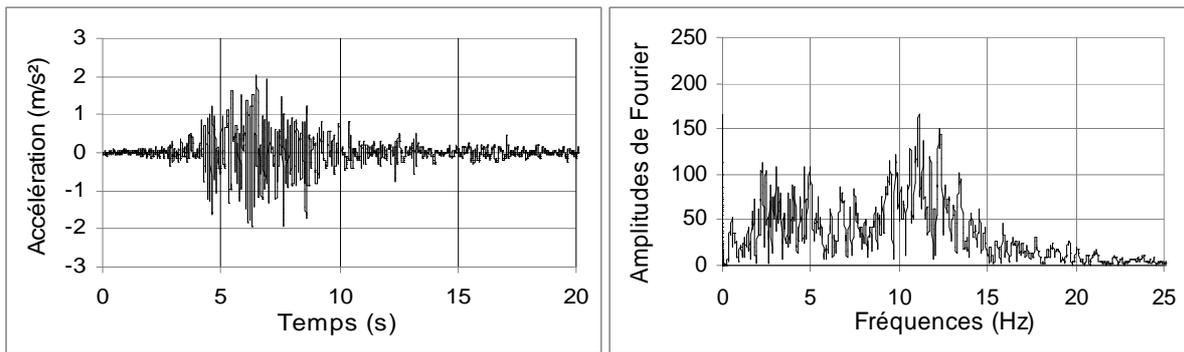
Site de Keddara durant le séisme de Boumerdes (mai 2003)			
Direction	EW	NS	V
Distance épacentrale	20 km	20 km	20 km
Magnitude	6.8	6.8	6.8
PGA	0.202g	0.228g	0.19g
Phase forte (s)	$t_{fort} = 7.84$	$t_{fort} = 7.65$	$t_{fort} = 6.13$

Tableau II- 4: Quelques informations obtenues des enregistrements durant le séisme de Boumerdes



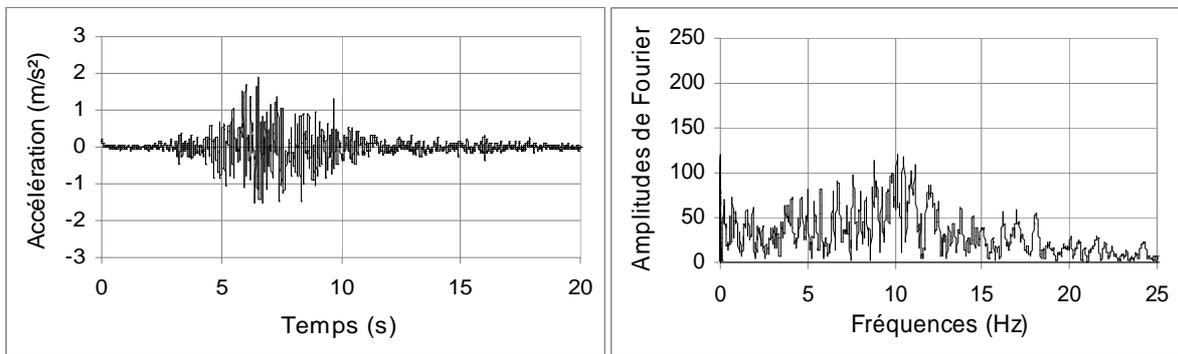
(a)

(a)



(b)

(b)



(c)

(c)

Figure II-13 : Mouvements au rocher du choc principal de Boumerdes le 21 mai 2003 : a- Composante N-S, b- Composante E-W, c- Composante verticale.

Figure II-14 : Spectres de Fourier des mouvements au rocher du choc principal de Boumerdes le 21 mai 2003 : a- Composante N-S, b- Composante E-W, c- Composante verticale.

II-5 Précautions du Règlement Parasismique Algérien

Le RPA (version 2003), préconise de se référer à une classification des sites, basée sur la connaissance d'au moins un paramètre de sol parmi les six sites ci-après. Cette classification, donne lieu à quatre catégories de sites:

- Site 1: site rocheux avec une vitesse d'onde cisaillement supérieure ou égale à 800m/s
- Site 2: site ferme avec une vitesse d'onde cisaillement supérieure ou égale à 200m/s et inférieure à 400 m/s
- Site 3: site meuble avec $V_s \geq 200$ m/s à partir de 10 m de profondeur.
- Site 4: site très meuble avec $V_s < 200$ m/s dans le 20 premiers mètres

Cette classification, certes importante mais surtout indispensable pour le choix de l'ingénieur sur le système de fondation d'un ouvrage donné, reste néanmoins incomplète, surtout en comparaison avec les règlements parasismiques des Etats Unis d'Amérique, du Japon ou même de l'Europe. Ces défaillances dues en particulier au manque de moyen matériel mis à la disposition des ingénieurs et des géotechniciens, restant dans le domaine de l'avancement en matière de micro zonage du pays, donne à notre classification une certaines insuffisances qu'il serait bon à combler.

Conclusion

Le séisme qui s'est produit dans la région de Boumerdes rappelle que la région d'Alger est sismique et que des séismes important peuvent s'y produire. La faille de Zemmouri indique que la région offshore est le siège d'une activité sismique et que des tsunamis modérés peuvent s'y produire. La prévention reste donc l'unique moyen de réduire le risque en Algérie.

Chapitre III :

Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement type SH

Introduction

L'énergie libérée par un séisme, faille sismique, se propage sous forme d'ondes élastiques. Au voisinage de la source, les ondes créées correspondent à des ondes de volume (ondes de compression ou des ondes de cisaillement). Ces ondes arrivent en surfaces et rencontrent des hétérogénéités, des surfaces de discontinuité ou surface libre. En heurtant ces surfaces, les ondes sont partiellement réfléchies et réfractées et donnent naissance à d'autres types d'ondes comme l'onde de Rayleigh ou Love.

La réponse sismique d'un sol dépend très fortement de la rigidité dynamique des différentes couches qui le constituent. La classification des sites selon le Règlement Parasismique Algérien (RPA99-2003) est basée sur des données géotechniques et géophysiques à travers les valeurs moyennes et spécialement la vitesse d'onde de cisaillement sur les premiers 20 m (Plus de 1000m/s pour la roche, de l'ordre de quelques centaines de m/s pour les alluvions, moins de 100m/s pour les dépôts d'argiles molles ou de vases).

Les précautions à prendre sont encore plus considérables quand il s'agit d'implanter des structures dans des zones de haute sismicité.

Trois paramètres sismiques importants contribuent à causer des dommages aux structures :

- L'amplitude du mouvement du sol qui s'exprime par l'accélération maximale ;
- Le contenu en fréquences de l'accélérogramme au sol qui est évalué en traçant le spectre de Fourier, représentant la distribution en fréquences, de l'énergie contenue dans l'accélérogramme ;
- La durée du séisme qui est décrite par la durée des vibrations à forte amplitude, c'est à dire la durée du segment central d'un séisme qui cause généralement des dommages structuraux.

Des accélérogrammes sont enregistrés durant les séismes survenus dans le passé. De ce fait, il est question en premier lieu de choisir, lors du dimensionnement d'une structure donnée, quelques accélérogrammes qui peuvent caractériser le mouvement du sol attendu, et de voir par la suite comment ces derniers pourront être modifiés par les conditions locales du sol. Le profil de sol joue le rôle de filtre du mouvement, amplifiant ces amplitudes sur une certaine gamme de fréquences et les réduisant sur d'autres.

Il s'agit dans ce chapitre d'une part, de rappeler certaines notions relatives à la propagation d'ondes dans un milieu élastique. On se limitera dans cette étude à la propagation des ondes planes harmoniques. Les solutions des équations de propagation sont données sous forme d'ondes planes, vu qu'à une grande distance de la source ponctuelle, la courbure du front d'onde est suffisamment faible pour assimiler l'onde à une onde plane.

D'une autre part, de mettre en évidence l'amplification du mouvement sismique produite par le profil de sol et de déterminer, dans les couches de sol, l'accélération développée lors du passage des ondes de cisaillement SH.

III.1 Notions de propagation des ondes dans un milieu élastique

III.1.1 Equation de propagation d'onde

Désignant par (σ) le tenseur des contraintes, (ρ) la masse volumique du milieu et \vec{X} le vecteur de déplacement de composantes (U, V, W), l'équation indéfinie de l'équilibre s'écrit :

$$\text{div} \sigma = \rho \frac{\partial^2 \vec{X}}{\partial t^2} \quad (3.1)$$

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

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_v \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (3.2)$$

Le coefficient μ est lui-même le module G pour un milieu solide.

δ_{ij} est le symbole de Kronecker, égal à 1 si $i=j$ et à 0 si $i \neq j$

ε_v est la déformation volumique (variation relative d'un volume). Il est donné par l'invariant du tenseur de déformation $\varepsilon_v = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)$

$$\sigma = \lambda \text{trace}(\underline{\underline{\varepsilon}}) \underline{\underline{1}} + 2G \underline{\underline{\varepsilon}} \quad (3.3)$$

Portant (3.3) dans (3.1) on aura :

$$(\lambda + G) \overline{\text{grad}} \text{div} \vec{X} + G \Delta \vec{X} - \rho \frac{\partial^2 \vec{X}}{\partial t^2} = 0 \quad (3.4)$$

Où Δ désigne le Laplacien.

La solution générale de l'équation (3.4) peut être obtenue (théorème de poisson) en décomposant le déplacement \vec{X} en la somme :

- D'un mouvement irrotationnel \vec{X}_1 dérivant d'un potentiel scalaire ϕ

$$\vec{X}_1 = \overline{\text{grad}} \phi \quad (3.5)$$

- D'un mouvement rotationnel \vec{X}_2 dérivant d'un potentiel vecteur

$$\vec{X}_2 = \overline{\text{rot}} \vec{\Omega} \quad (3.6)$$

$$\text{Avec } \text{div} \vec{\Omega} = 0$$

En posant :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} \quad (3.7)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (3.8)$$

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

L'équation du mouvement (3.4) peut alors être fractionnée en deux équations aux dérivées partielles satisfaites par ϕ et Ω tel que :

$$\Delta \vec{\phi} - \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial t^2} = \mathbf{0} \quad (3.9)$$

$$\Delta \vec{\Omega} - \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \vec{\Omega}}{\partial t^2} = \mathbf{0} \quad (3.10)$$

L'équation (3.9) décrit la propagation des ondes dites primaires ou onde P d'une vitesse telle que :

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1-2\nu)(1+\nu)}} \quad (3.11)$$

D'une manière analogue, l'équation (3.10) décrit le type d'ondes dites secondaires ou ondes S, se propagent avec une vitesse telle que :

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (3.12)$$

III.1.2 Réflexion et réfraction des ondes à une interface

Lorsqu'une onde heurte une surface de discontinuité, il se produit le phénomène de réflexion ou réfraction semblables à ceux rencontrés en optique. De plus, il se produit des changements de mode. Une onde incidente donnant en général naissance à la fois à une onde longitudinale et à une onde de cisaillement s'appelle une onde convertible. Les ondes P et SV sont classées dans cette catégorie

La loi de SNELL nous permet de déterminer les angles des directions de propagation des ondes réfléchies et réfractées tel que (Figure III-1) :

$$\frac{V_{p1}}{\sin \alpha} = \frac{V_{s1}}{\sin \beta} = \frac{V_{p2}}{\sin \alpha'} = \frac{V_{s2}}{\sin \beta'} = C \quad (3.13)$$

C : étant la vitesse apparente de propagation suivant la direction de la surface de séparation

V_{p1} et V_{s1} : sont les vitesses de propagation des ondes longitudinales et transversales du milieu (1).

V_{p2} et V_{s2} : sont les vitesses de propagation de ces ondes dans le milieu (2)

$\alpha, \alpha', \beta, \beta'$: sont les angles des directions de propagation avec la surface de séparation des

deux milieux.

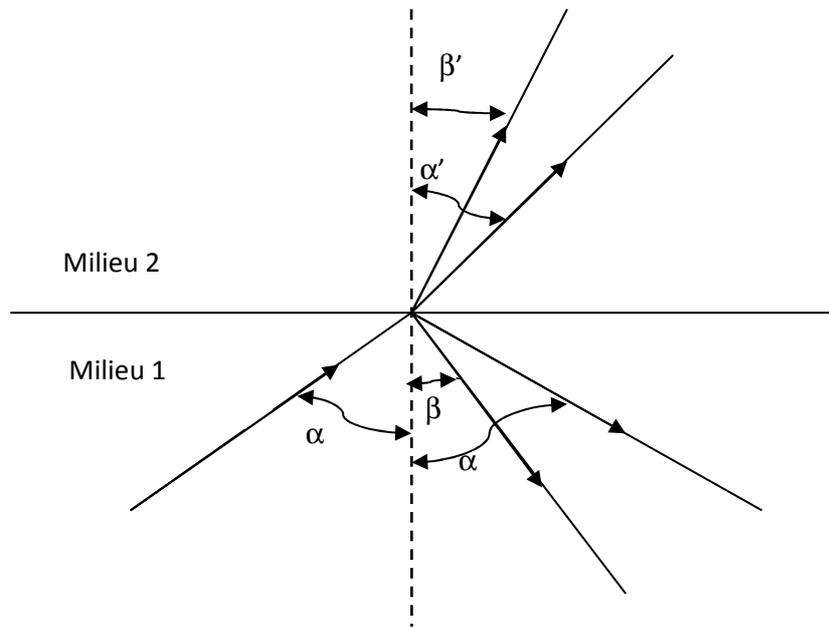


Figure III-1 : Réflexion et réfraction à une interface

III.2 Amplification du mouvement sismique par un profil de sol

L'estimation correcte des actions sismiques auxquelles les structures peuvent être soumises est une donnée essentielle dans tous les cas de projet de construction parasismique, d'évaluation de la vulnérabilité du bâti existant ou de définition de plans urbains d'exposition aux risques. L'expérience a montré que dans une zone donnée, les mouvements en des points distincts peuvent être extrêmement différents en termes d'amplitude, de durée et de contenu fréquentiel. Les signaux sont influencés par la distance épacentrale, par l'orientation par rapport au plan de rupture et par le chemin suivi par les ondes. Cependant, les éléments géométriques liés à la source ne sont pas suffisants pour expliquer les observations. Il est maintenant reconnu que les effets de conditions locales de site peuvent avoir une influence très forte sur les mouvements sismiques. Par définition, les effets de sites sont des phénomènes vibratoires spécifiques qui se développent en présence de formations géologiques de caractéristiques mécaniques différentes. Le résultat direct de ce phénomène est l'amplification des mouvements sismiques.

Il est apparu au cours des années que la nature des terrains soumis aux séismes a une influence certaine sur le comportement de ces séismes. Ainsi Mac Murdo (B.F Olivier, 2000) notait déjà, en 1824, que lors d'un tremblement de terre : "les édifices situés sur la roche étaient beaucoup moins affectés par les secousses que ceux dont les fondations n'atteignaient pas la couche inférieure du sol".

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

III.2.1 Notion de la fonction d'amplification (transfert)

Etant donné un site, sur lequel on voudrait construire un ouvrage qui devrait résister au niveau d'aléa sismique de la zone. Pour connaître d'une part les fréquences de vibration et plus précisément la fréquence fondamentale de la couche de sol servant d'assise à l'ouvrage, pour les comparer aux fréquences de vibration de l'ouvrage, et l'amplification sismique produite par la couche de sol d'autre part, nous utilisons la fonction d'amplification.

On appelle fonction d'amplification ou fonction de transfert entre deux couches i et j , la fonction reliant l'amplitude du déplacement u_i à la surface de la couche i à l'amplitude du déplacement u_j à la surface de la couche j telle que :

$$T_{(i,j)}(\omega) = \frac{u_i}{u_j}$$

III.2.2 Propagation d'onde SH dans un mono-couche surmontant un semi-espace

Considérant d'une couche de sol homogène d'épaisseur (h) surmontant un substratum semi-espace.

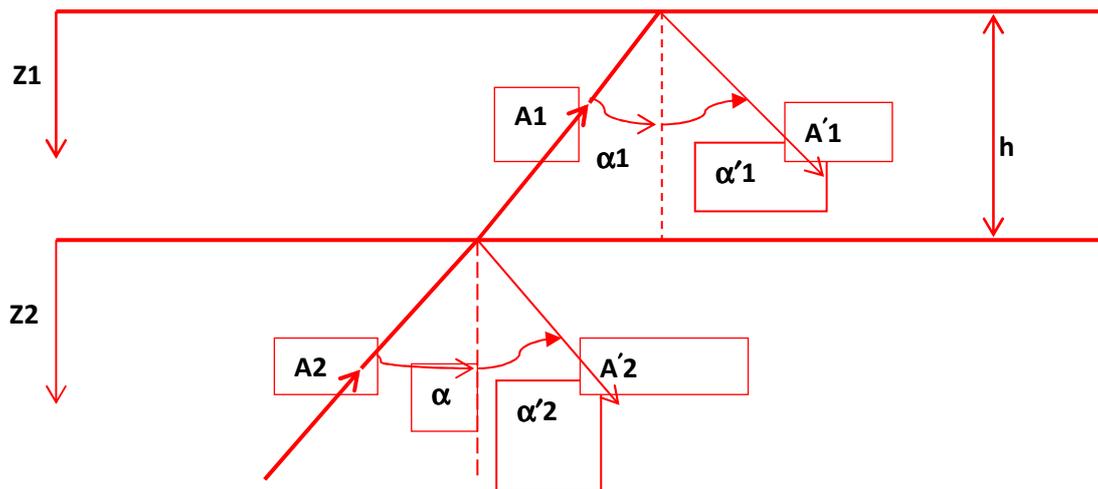


Figure III-2 : Réflexion et réfraction d'une onde SH dans une couche d'épaisseur limitée surmontant un semi-espace

L'indice 1 correspond à la couche de sol.

L'indice 2 correspond au semi-espace

$A_{1,2}$ et $A'_{1,2}$ correspondent aux amplitudes des ondes se propageant respectivement dans le sens $Z < 0$ et $Z > 0$

Le déplacement horizontal s'écrit par l'équation suivante:

$$U_n = [A_n \exp(iP_n Z_n) + A'_n \exp(iP_n Z_n)] f_n(x, t) \quad n = 1, 2 \quad (3.14)$$

Avec :

$$P_n = \frac{\omega \cos \alpha_n}{V_{sn}} \text{ et } f_n(x, t) = \exp \left[\frac{i\omega}{V_{sn}} (V_{sn} t - x \sin \alpha_n) \right]$$

La condition de surface libre conduit à : $A_1 = A'_1$

Les conditions de compatibilité à l'interface des deux milieux, qui doivent être vérifiées pour tout x et t , s'écrit:

$$U_1(h) = U_2(0) \tag{3.15}$$

$$\sigma_{YZ1}(h) = \sigma_{YZ2}(0) \tag{3.16}$$

$$\text{La relation (3.14) conduit à: } A_1(e^{ip_1h} + e^{-ip_1h})f_1(x, t) = (A_2 + A'_2)f_2(x, t) \tag{3.17}$$

$$\text{Soit: } \frac{\sin \alpha_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \alpha_2}{V_{s2}} ; \text{ qui n'est autre que la loi de Snell,} \tag{3.18}$$

$$\text{et } A_1(e^{ip_1h} + e^{-ip_1h}) = A_2 + A'_2 \tag{3.19}$$

$$\text{La relation (3.15) s'écrit: } G_1 \frac{\partial U_1}{\partial Z}(h) = G_2 \frac{\partial U_2}{\partial Z}(0) \tag{3.20}$$

$$\text{Soit : } A_1 p_1 G_1 (e^{ip_1h} - e^{-ip_1h}) = G_2 P_2 (A_2 - A'_2) \tag{3.21}$$

$$\text{En posant: } q = \sqrt{\frac{\rho_1 G_1 \cos \alpha_1}{\rho_2 G_2 \cos \alpha_2}} \tag{3.22}$$

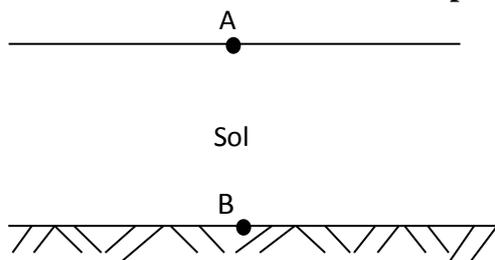
Les relations (3.19) et (3.21) permettent de déterminer les amplitudes A_2 et A'_2 en fonction de A_1 :

$$A_2 = \frac{1}{2} A_1 [(1 + q)e^{ip_1h} + (1 - q)e^{-ip_1h}] \tag{3.23}$$

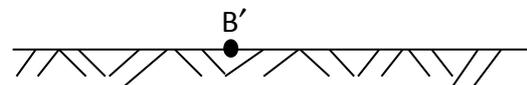
$$A'_2 = \frac{1}{2} A_1 [(1 - q)e^{ip_1h} + (1 + q)e^{-ip_1h}] \tag{3.24}$$

Le rapport 'q' de l'équation (3.22) est appelé le rapport d'admittance entre la couche du sol et le semi espace, son inverse est le rapport d'impédance.

III.2.3 Calcul de la fonction d'amplification dans un milieu élastique



Semi-espace



Semi-espace Affleurement

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

On appelle fonction de transfert la fonction reliant l'amplitude du déplacement à la surface de la couche du sol (point A) à l'amplitude du déplacement à l'interface (B), soit $T_{1,2}(\omega)$ cette fonction. Il est aussi possible de définir cette fonction de transfert entre les amplitudes de déplacements des points A et B' situé sur un affleurement hypothétique du demi espace, soit $T_{1,2}^*$. (Figures III-3 et Figure III-4 montrent cette fonction dans un milieu élastique et viscoélastique)

D'après les équations (3.14), (3.23) et (3.24), on aura :

$$T_{1,2}(\omega) = 2 \frac{A_1}{A_2 + A_2'} = \frac{1}{\cos p_1 h} \quad (3.25)$$

$$T_{1,2}^*(\omega) = \frac{2A_1}{2A_2} = \frac{1}{\cos p_1 h + i q \sin p_1 h} \quad (3.26)$$

$$|T_{1,2}^*(\omega)| = [\cos^2 p_1 h + q^2 \sin^2 p_1 h]^{-\frac{1}{2}} \quad (3.27)$$

La fonction de transfert $T(\omega)$ ne dépend pas des propriétés du semi espace sous adjacent, elle correspond à l'hypothèse d'une assise infiniment rigide où le déplacement est imposé (table vibrante). Cette fonction devient infinie pour les valeurs:

$$\omega_n = \frac{(2n-1)\pi}{2} \frac{V_{s1}}{h \cos \alpha_1} \quad (3.28)$$

C'est les pulsations propres du système.

La fonction $T^*(\omega)$ ne devient jamais infinie. Les pulsations pour les quelles est maximale sont données par l'équation (3.28).

$$|T_{1,2}^*(\omega)|_{\max} = \frac{1}{q} \quad (3.29)$$

Cette seconde définition correspond au cas demi-espace élastique, il conduit à des valeurs d'amplification plus faibles que $T(\omega)$. L'effet du demi-espace est d'absorber l'énergie transposée par l'onde réfléchie A_2' . Ce phénomène est appelé amortissement radiatif.

Il y a lieu de signaler que l'amortissement radiatif existe même dans un matériau élastique linéaire qui ne présente pas d'amortissement matériel.

Lorsque le contraste entre les caractéristiques du demi-espace et des couches sus-jacentes augmente ($q=0$, l'onde réfléchie provenant de la couche du sol est moins absorbé dans le demi-espace, à la limite elle est totalement réfléchie sur cette frontière et l'énergie qu'elle transporte est prisonnière dans la couche du sol (cas d'une table vibrante), ceci contribue à augmenter la réponse dans la couche du sol.

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

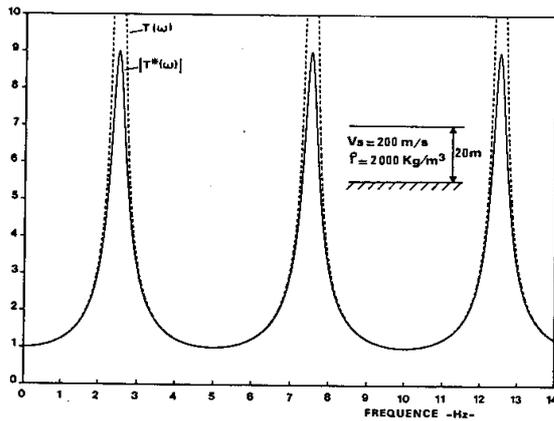


Figure III-3 : Fonction de transfert - milieu élastique

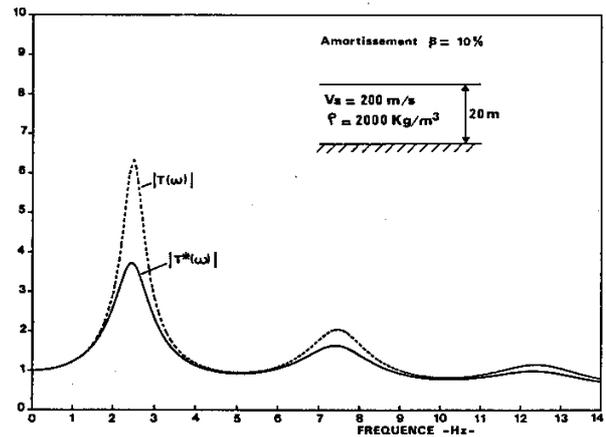


Figure III-4: Fonction de transfert - milieu sol viscoélastique

III.3 Réponse sismique d'un profil de sol à une onde de cisaillement type SH

Nous avons vu au premier chapitre la possibilité de rendre compte de façon approchée des caractéristiques fondamentales du comportement du sol sous sollicitation cyclique à l'aide du modèle viscoélastique linéaire équivalent. Dans le cas unidimensionnel, la loi de comportement sous sollicitation harmonique s'écrit :

$$\tau = G^* \gamma \quad (3.30)$$

G^* : Représente le module de cisaillement complexe faisant intervenir le module de cisaillement réel et le pourcentage l'amortissement critique équivalent. Formellement, cette loi est élastique linéaire. Les solutions à la réponse sismique du profil de sol peuvent être obtenues en considérant le milieu continu ou discrétisé.

D'une autre part, l'accélérogramme est un enregistrement de l'accélération du sol dans une direction donnée en fonction du temps, à partir duquel on peut déterminer l'accélération maximale et la durée du mouvement. Cependant, ces deux paramètres ne sont pas suffisants pour prédire le comportement sismique d'un ouvrage dont on connaît la fréquence de vibration prédominante au préalable, soumis à ce type d'accélérogrammes.

De ce fait, une représentation du mouvement du sol en domaine fréquentiel avec le spectre de Fourier est nécessaire pour la détermination de la fréquence prédominante de ce signal, ainsi que la gamme de fréquences pour laquelle les amplitudes sont amplifiées. Cette méthode suppose que l'on peut exprimer le chargement comme la somme d'une série harmonique. La réponse est évaluée pour chaque harmonique et les résultats individuels superposés pour obtenir la réponse globale. L'onde incidente est décomposée en ondes harmoniques à l'aide d'une transformée de Fourier.

La transformée de Fourier d'un séisme est donné par :

$$Y''(t) = \frac{1}{2\pi} \text{Re} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$

où Re : représente la partie réelle

La fonction $F(w)$ est complexe donnée par :

$$F(w) = \int_{-\infty}^{+\infty} y''(t) e^{-iwt} dt \quad (3.31)$$

La transformé de Fourier de la réponse en une couche (j) à la surface est donné par :

$$Y_j''(t) = \frac{1}{2\pi} \text{Re} \int_{-\infty}^{+\infty} F(w) T_{j,n+1}^*(w) e^{iwt} dw \quad (3.32)$$

Physiquement, $\frac{1}{2\pi} |F(w)| dw$ représente l'amplitude du mouvement attaché à la fréquence $f = \frac{w}{2\pi}$ et le module du produit de la fonction de transfert $T_{j,n+1}^*(w)$ par la transformé de Fourier donne alors l'amplitude du mouvement attaché à la fréquence f dans la couche j.

$F(w)T_{j,n+1}^*$ représente la transformé de Fourier de l'accélération à la surface de la couche j. L'accélération en fonction du temps, est obtenu par une transformé de Fourier inverse (Figures III-5- A. B. C. D. E).

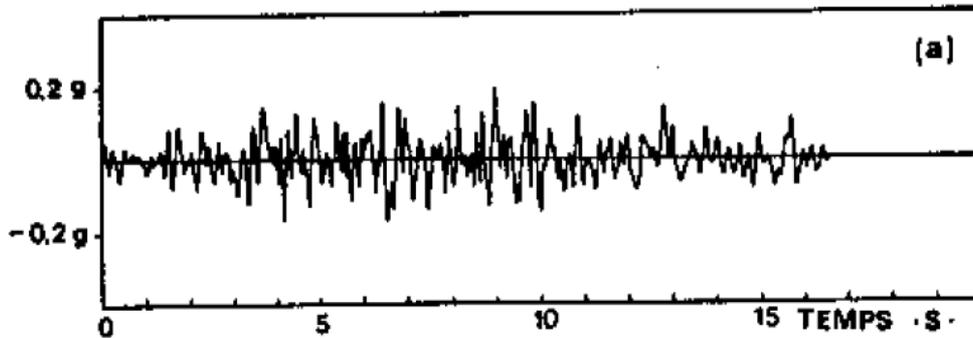


Figure III-5 A : Exemple d'accélération d'un séisme

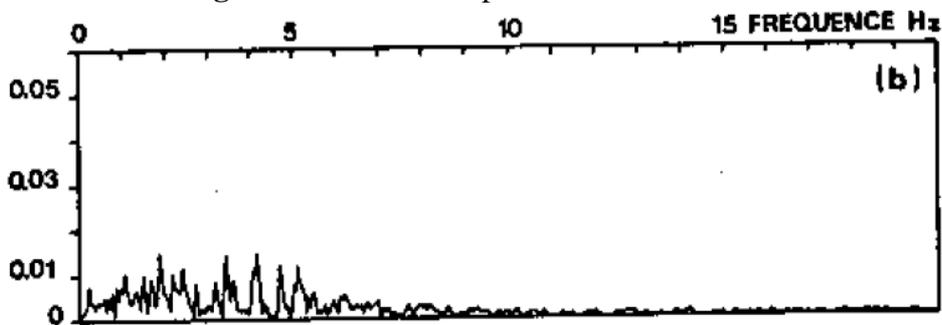


Figure III-5 B : Exemple du spectre de Fourier correspondant à ce séisme

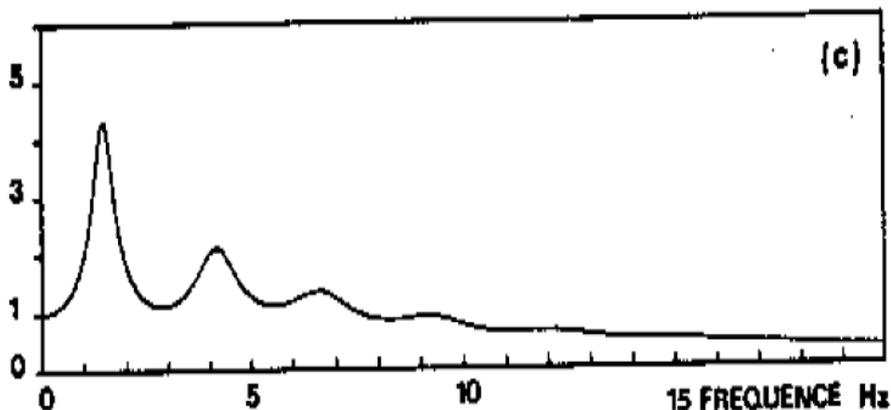


Figure III-5 C : Fonction de transfert

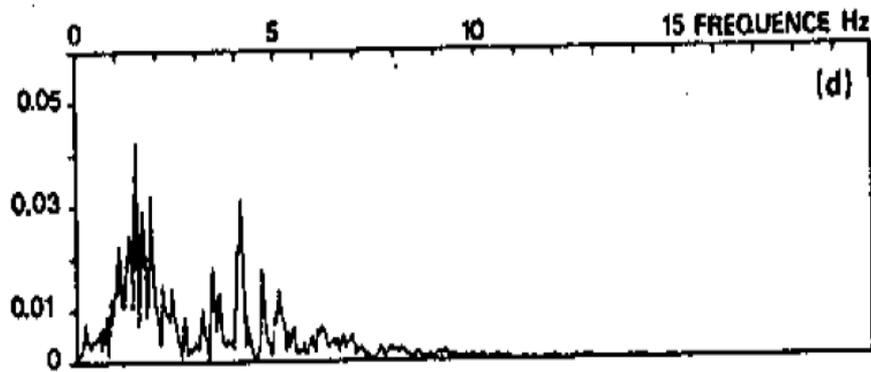


Figure III-5D : Spectre de Fourier en surface

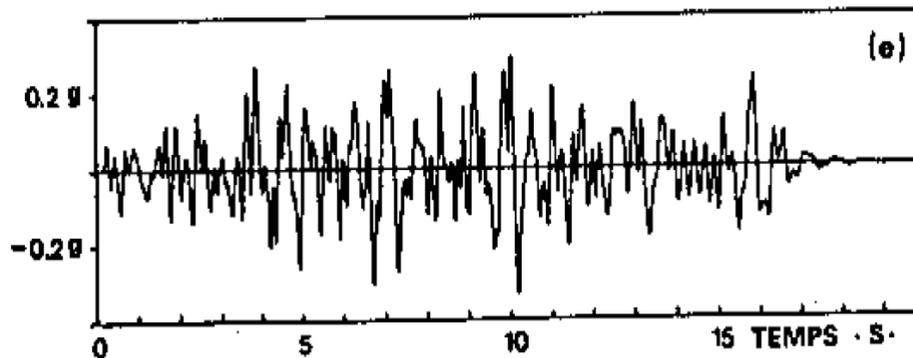


Figure III-5E : Accélération en fonction du temps à la surface

III.4 Faits marquants dans l'histoire de la prise en compte de l'effet de site

Parmi les faits marquants qui jalonnent la prise de conscience de l'importance des effets de site, quelques dates majeures sont citées:

✓ **Séisme de Guerrero-Michoacan du 19 septembre 1985** : La ville de Mexico, située à 300 km de l'épicentre du séisme, a subi de très forts dégâts à cause de la résonance du bassin sédimentaire sur lequel elle est construite, tandis qu'il ne causa que des dégâts modérés près de son épicentre. Ce constat donna à penser que l'effet de site au niveau de Mexico City avait joué un rôle important dans l'amplification des effets du séisme.

Le séisme de Michoacan étant situé assez loin de Mexico City, il n'a provoqué que de faibles accélérations au niveau de la HILLS Zone (HZ) (0,03g à 0,04g). Dans la Transition Zone (TZ), les accélérations ont été sensiblement identiques. Mais dans la Lake Zone, elles ont été jusqu'à 5 fois supérieures. D'où l'effet de résonance observé pour la Lake Zone(LZ), comme le montre l'enregistrement sur la figure III-6.

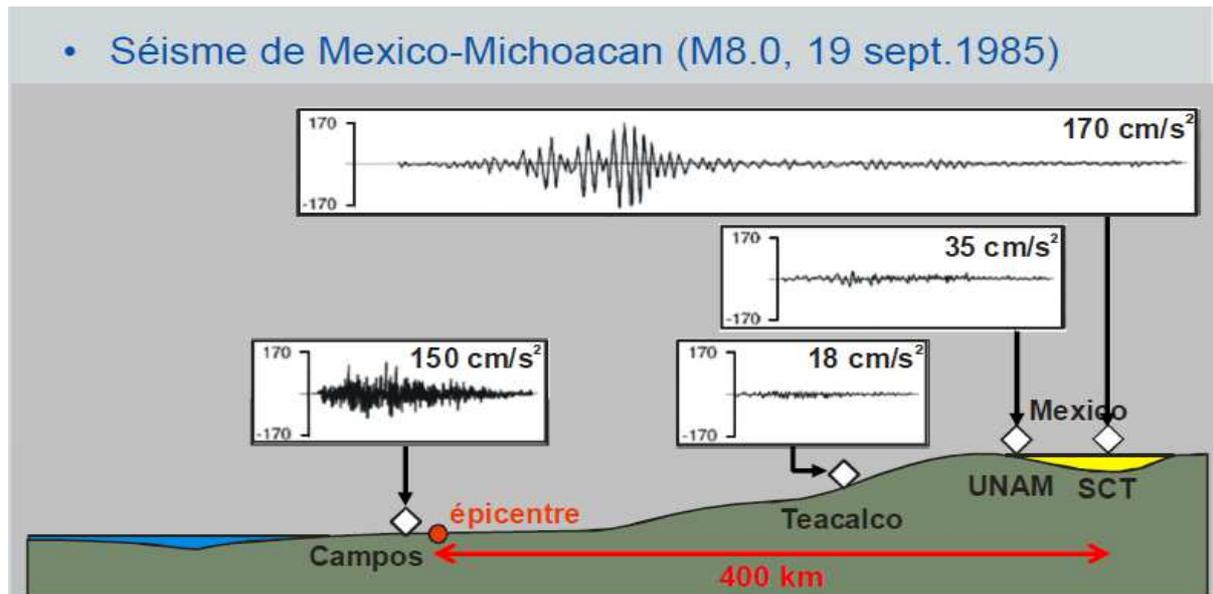


Figure III-6 : Enregistrement du séisme de Michoacan (1985) de la côte pacifique jusqu'à Mexico (Celebi et al 1987)

(UNAM = Universidad Nacional Autonoma de Mexico, SCT = Secretary of Communication and Transportation).

Le sol de Mexico City peut être divisé en trois sous-parties (figure III-7) :

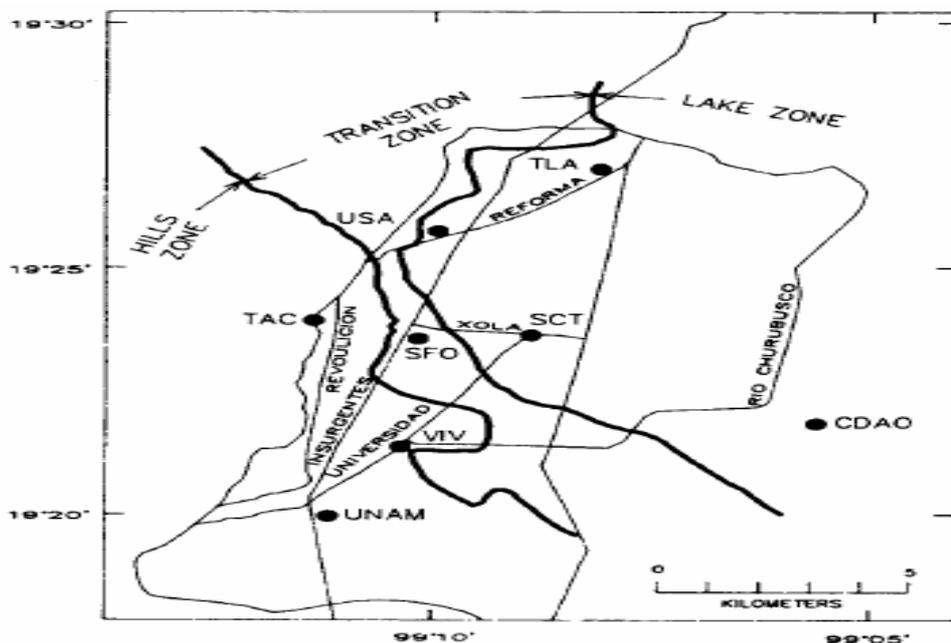


Figure III-7 : Sous-parties du sol de Mexico City

1. HILLS Zone (HZ) : Sol granulaire, basalte, située au sud-ouest de la ville.
2. Lake Zone (LZ) : D'épais dépôts de sols mous, constitués de limons, argile, cendres provenant des volcans alentour.

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

3. Transition Zone (TZ) : Située entre les deux précédentes, où les deux types de sols précédents se chevauchent.

✓ **Séisme de Loma Prieta du 17 octobre 1989 à San Francisco** : Loma Prieta, située à 100 km au sud de San Francisco (figure III-8) a subi un séisme de magnitude $M_s=7$ et d'une profondeur de 18.5Km.

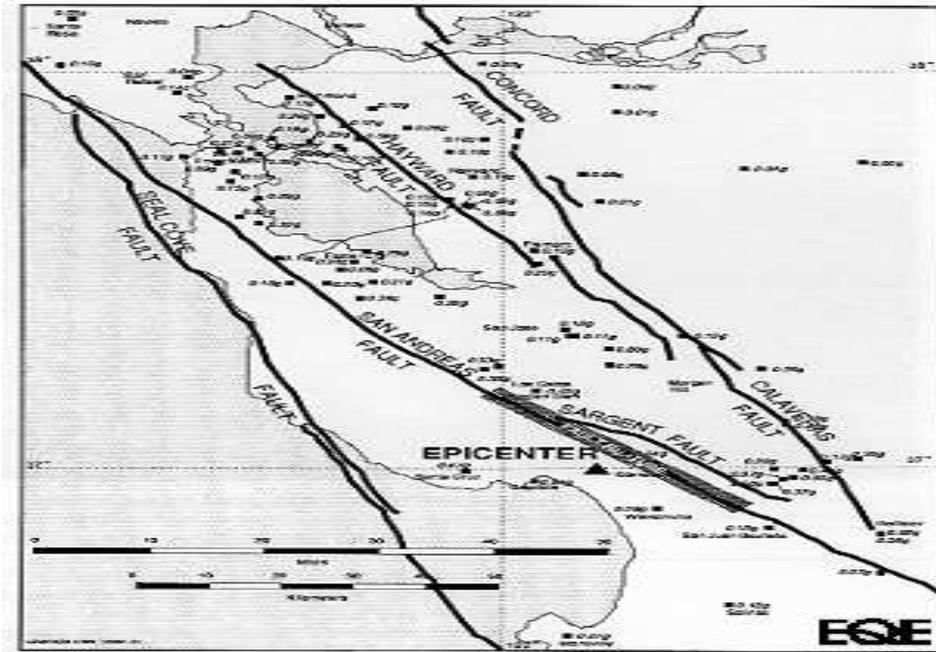


Figure III-8 : Plan de rupture de la faille (Stewart. J, 1997)

L'ampleur des dommages est liée aux conditions locales de la géologie. Son intensité a été, là encore, plus forte à San Francisco qu'à l'épicentre. De plus, le fait que ce séisme ait provoqué des dégâts importants dans certaines régions de la ville, et pas dans d'autres, laissait supposer que l'effet de site avait eu un rôle important.

Dans la baie de San Francisco, le sol est essentiellement composé d'alluvions, et ceux-ci ont dans certains cas été sur-consolidés, et dans d'autres cas non. Il en résulte que cette baie peut être divisée en trois régions, l'une de boue de San Francisco (argile limoneuse normalement consolidée), une autre d'alluvions, et la dernière de roche (figure III-9).



Figure III-9 : Baie de San Francisco (Stewart. J, 1997)

III.5 Effets du séisme :

Un séisme produit des déformations du sol (mouvement de faille) et surtout un ébranlement du sol caractérisé par un mouvement désordonné. Cet ébranlement peut déclencher des mouvements de terrain, des éboulements, la liquéfaction de certains sols sableux saturés d'eau, des tsunamis (improprement appelés raz de marée). Ces derniers sont produits par de grands séismes sous la mer provoquant de gigantesques vagues qui traversent les océans à une vitesse pouvant atteindre 800 km/h et produisent des effets dévastateurs sur les côtes.

Les ondes sismiques se propagent dans le sol. Les dégâts provoqués par les séismes ne sont donc pas limités au voisinage immédiat de la faille responsable, mais heureusement, ces ondes s'atténuent lors de la propagation à travers les différentes couches de la terre. Ces ondes peuvent endommager ou détruire des installations de toute nature : bâtiments, ouvrages d'art, réseaux. Les séismes sont dangereux pour les vies humaines surtout par l'effondrement des constructions qu'ils entraînent (90% des victimes).

La topographie du site et la structure géologique superficielle du sol ont une grande importance (Effets de site). Les mouvements sismiques enregistrés au sommet des reliefs sont systématiquement d'amplitude plus grande que ceux enregistrés au pied de ces reliefs. Sur un sol meuble, sur des alluvions, les dommages sont systématiquement plus élevés que sur les affleurements rocheux. Les effets du séisme peuvent être classés comme suit:

III.5.1 Effets directs

- Vibration du sol (atténuation ou amplification).
- Rupture éventuelle d'une faille en surface, cas du séisme El Asnam en Algérie (1980) et de Spitak en Arménie (1988).

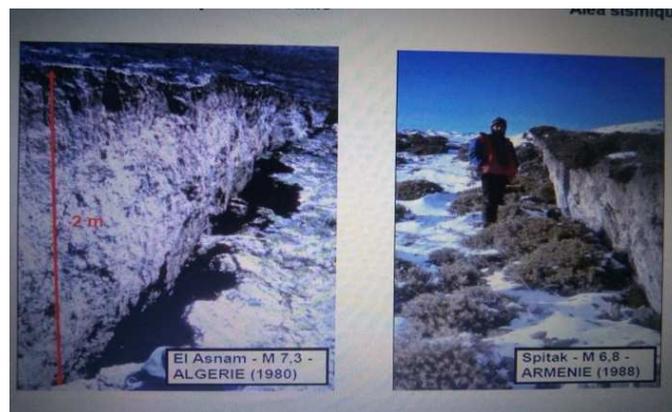


Figure III-10 : Rupture d'une faille (El Asnam en Algérie 1980 et Spitak en Arménie 1988)

III.5.2 Effets induits

➤ La liquéfaction

Dans certaines conditions de sollicitations dynamiques, certains sols, notamment des sables fins gorgés d'eau peuvent perdre toute portance (principe des sables mouvants). Les bâtiments fondés sur ces sols peuvent alors subir des tassements importants et des basculements.



Figure III-11 : Liquéfaction du sol séisme d'Adapazari en Turquie 1999

➤ Mouvements de terrain

Les séismes peuvent provoquer des glissements, des chutes de blocs par modification des conditions de l'équilibre géotechnique, des éboulements (le facteur aggravant talus avec pendage) et des coulées de boue.



Figure III-12 : Glissement de terrain (séisme Niigata en Japon 2007)

➤ Tsunami

Les séismes, s'ils se produisent dans la mer ou à proximité de la côte, peuvent être à l'origine de raz-de-marée ou tsunamis. La plus importante caractéristique d'un tsunami est sa capacité à se propager à travers un océan entier. Des côtes situées à des milliers de kilomètres de l'épicentre peuvent être frappées, et de manière très meurtrière et dévastatrice.



Figure III-13 : Arrivée du tsunami du 26 décembre 2004 à AoNang, en Thaïlande

III.6 Exemple de calcul de la réponse sismique d'un profil de sol à une onde SH avec le modèle élastique linéaire et le modèle viscoélastique linéaire

Nous considérons un profil de sol de la région d'El Asnam, constitué par une couche de sable emprisonnée entre deux couches d'argiles, reposant sur un substratum rocheux. La réponse à la surface libre du sol, soumise à sa base au signal d'entrée donné dans la figure (III-14), est estimée selon le modèle élastique linéaire en considérant une couche équivalente au profil de sol, de caractéristiques moyennes ayant une hauteur totale de 35 m dans un premier cas et en considérant le profil en multicouche de comportement élastique dans un deuxième cas. En fin cette réponse est évaluée pour un cas plus réaliste en considérant le comportement viscoélastique linéaire.

Concernant le mouvement appliqué à la base, il correspond au mouvement enregistré au rocher sur le site du barrage de Keddara durant le choc principal du séisme de Boumerdes et présenté au chapitre II.

Les caractéristiques du profil de sol ainsi que les propriétés du rocher sont données dans le tableau III-1.

Tableau III-1 : Caractéristiques des différentes couches constituant le profil de sol

Paramètres du substratum rocheux
$V_s = 1100 \text{ m/s}$ $\gamma = 24 \text{ KN/m}^3$
Paramètres de la première couche (argile 1)
Hauteur = 08 m $V_s = 500 \text{ m/s}$ $\gamma = 20 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 22 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-9} \text{ m/s}$ $\nu = 0.25$ $G = \rho V_s^2 = 500\,000 \text{ KN/m}^2$ $E = 2 \times G (1 + \nu) = 1\,250\,000 \text{ KN/m}^2$

Paramètres de la deuxième couche (Sable sec)
<p>Hauteur = 12 m $V_s = 450 \text{ m/s}$ $\gamma = 18 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 20 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-4} \text{ m/s}$ $\nu = 0.30$ $G = \rho V_s^2 = 384\,750 \text{ KN/m}^2$ $E = 2 \times G (1 + \nu) = 1\,000\,350 \text{ KN/m}^2$</p>
Paramètres de la troisième couche (argile 2)
<p>Hauteur = 15 m $V_s = 350 \text{ m/s}$ $\gamma = 20 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 22 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-9} \text{ m/s}$ $\nu = 0.25$ $G = \rho V_s^2 = 122\,500 \text{ KN/m}^2$ $E = 2 \times G (1 + \nu) = 612\,000 \text{ KN/m}^2$</p>

➤ **Caractéristiques du profil de sol équivalent :**

Les caractéristiques moyennes du profil équivalent au profil de sol multitouches sont calculées comme suit :

✓ **La hauteur moyenne est donné par :**

$$H = \sum_{i=1}^{i=3} h_i$$

✓ **Le poids volumique est donné par :**

$$\gamma_{eq} = \frac{\sum_{i=1}^{i=3} \gamma_i h_i}{\sum_{i=1}^{i=3} h_i}$$

✓ **La vitesse de propagation des ondes de cisaillement est donné par :**

$$V_{eq} = \frac{\sum_{i=1}^{i=3} V_i h_i}{\sum_{i=1}^{i=3} h_i}$$

Caractéristiques du profil équivalent		
$\gamma_{eq} = 19.31 \text{ KN/m}^3$		
$V_{eq} = 418.57 \text{ m/s}$		
$G = \rho V_s^2 = 338\,312.83 \text{ KN/m}^2$		
$E = 2 \times G (1 + \nu) = 845\,782.078 \text{ KN/m}^2$		
Pour $\zeta=0 \%$	$\alpha= 0$	$\beta=0$
Pour $\zeta=5 \%$	$\alpha= 1.408$	$\beta=0.00133$

➤ Résultats obtenus en surface du profil équivalent avec le modèle élastique

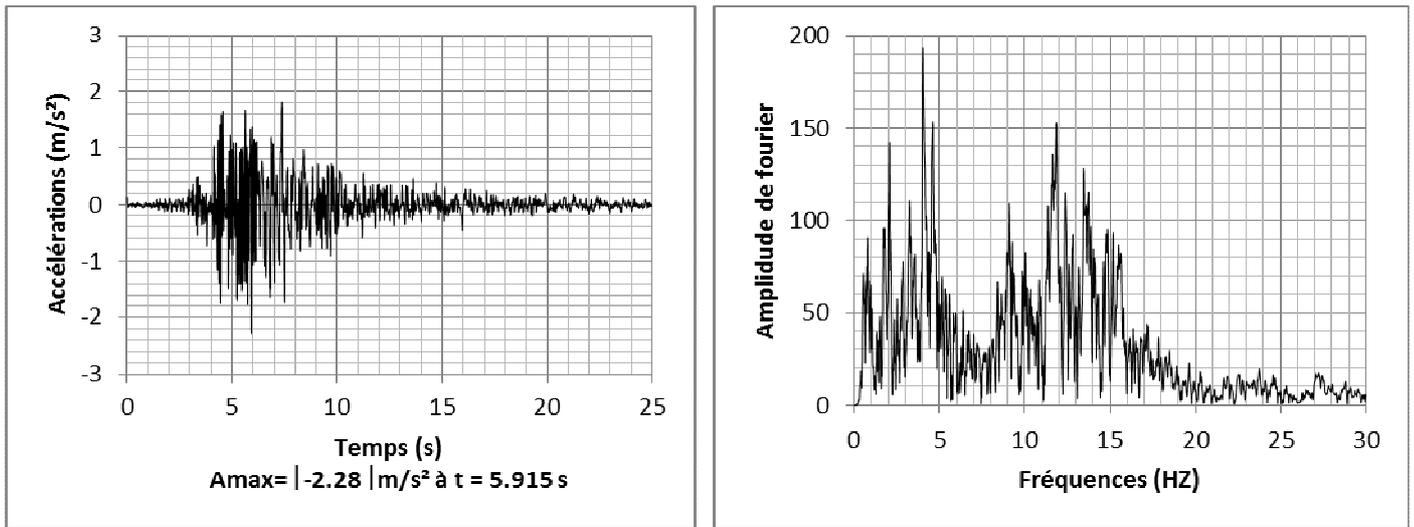


Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base

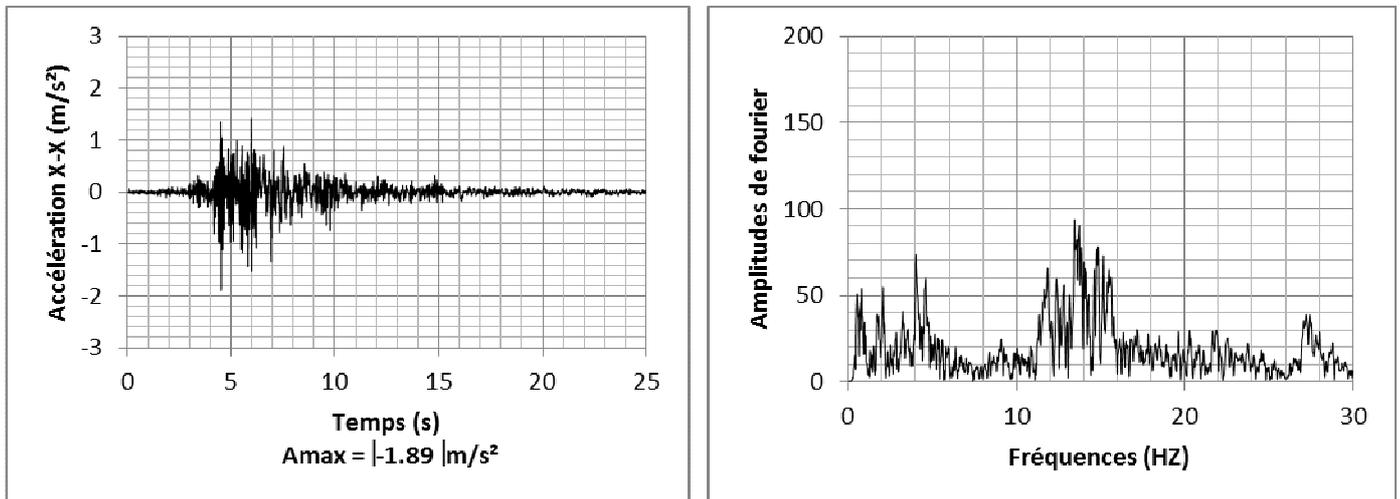


Figure III-15 : Accélération et Spectre de fourier en surface de la couche équivalente avec $\xi=0\%$.

➤ Résultats de la couche équivalente avec le modèle viscoélastique

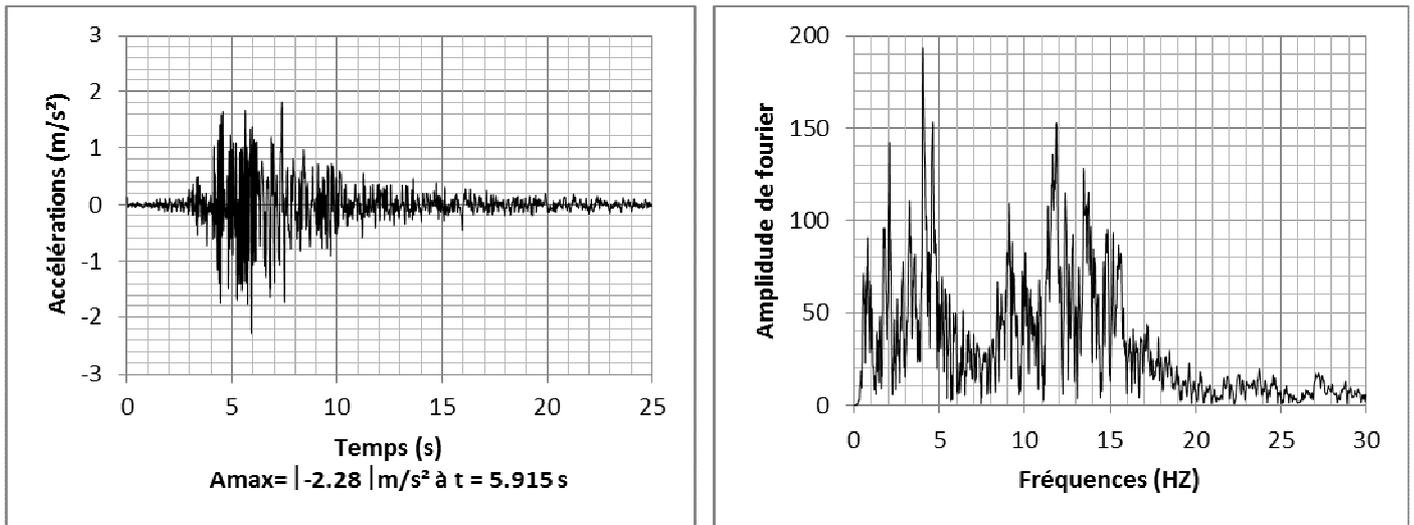


Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base

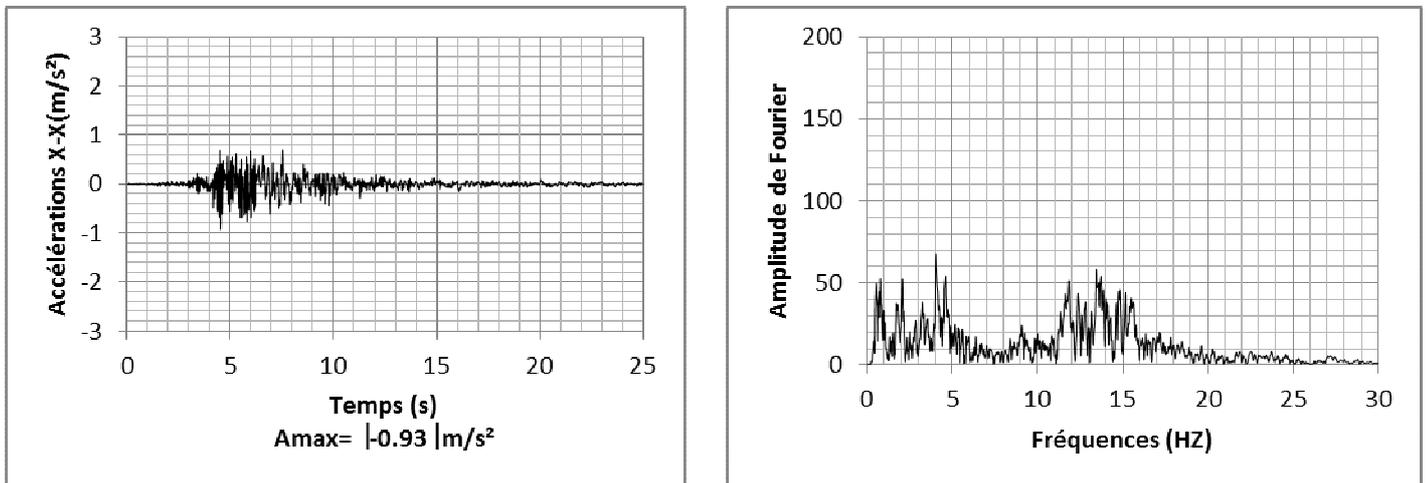


Figure III-17 Accélération et Spectre de fourrier en surface du profil équivalent avec $\xi=5\%$.

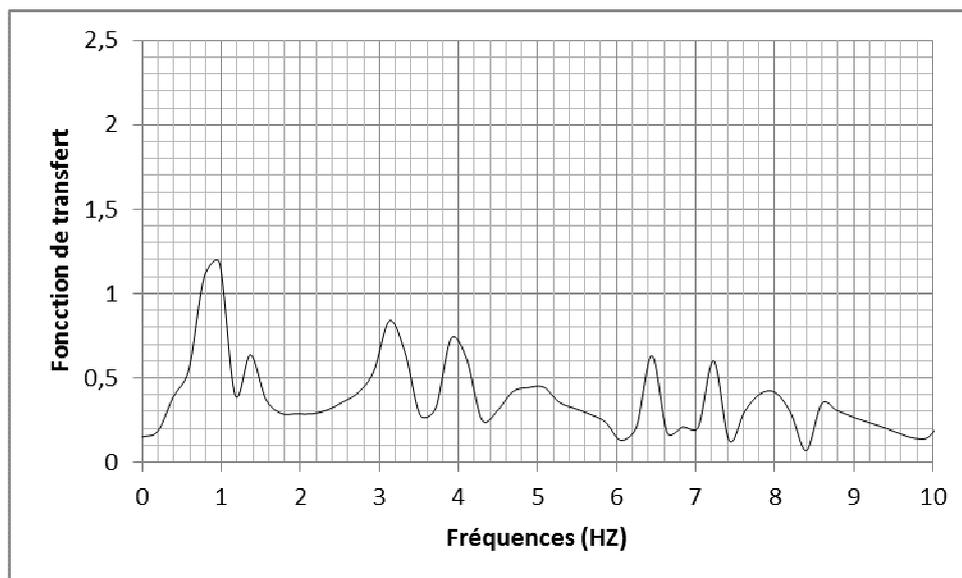


Figure III-18 : Fonction de transfert de la couche équivalente avec $\xi=5\%$.

➤ Résultats obtenus en surface du profil en multicouches avec le modèle élastique

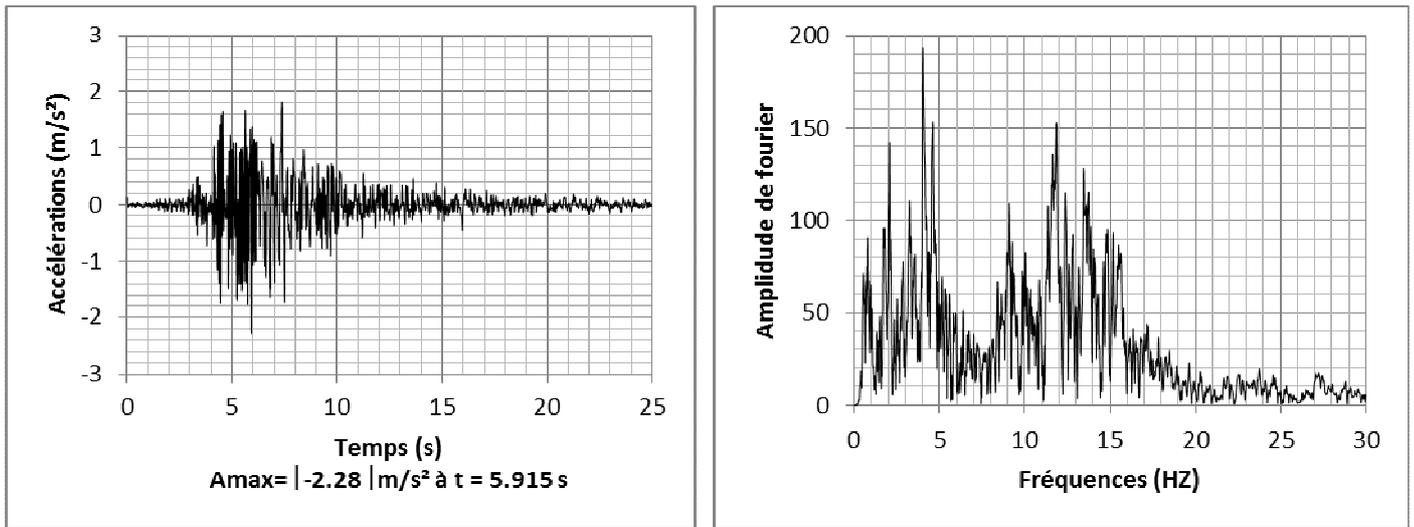


Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base

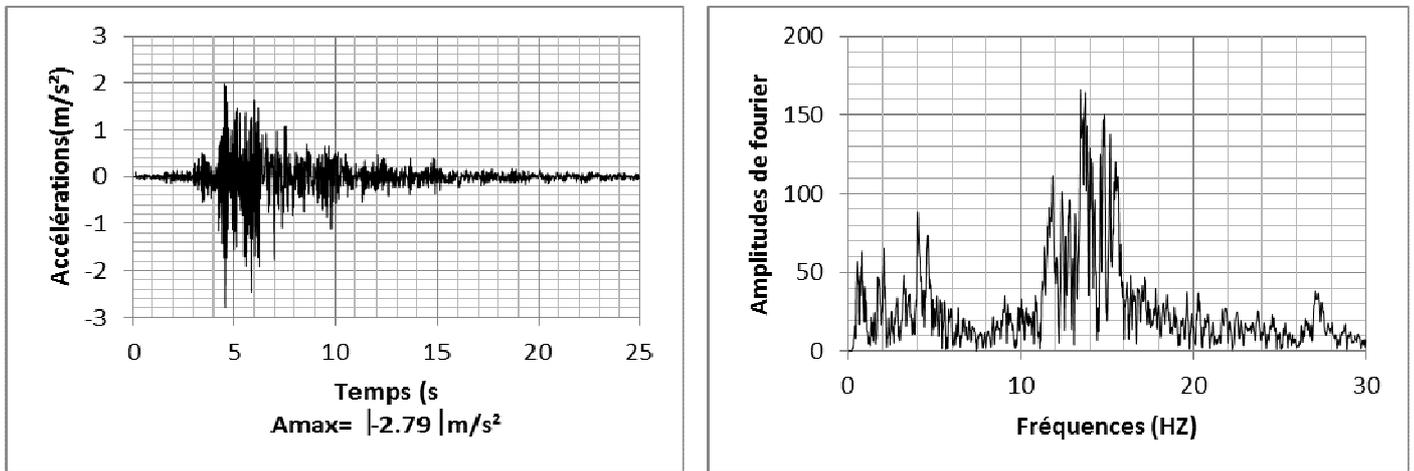


Figure III-19 : Accélération et Spectre de Fourier en surface du profil avec $\xi=0\%$.

- Résultats obtenus en surface du profil en multicouches avec le modèle Viscoélastique

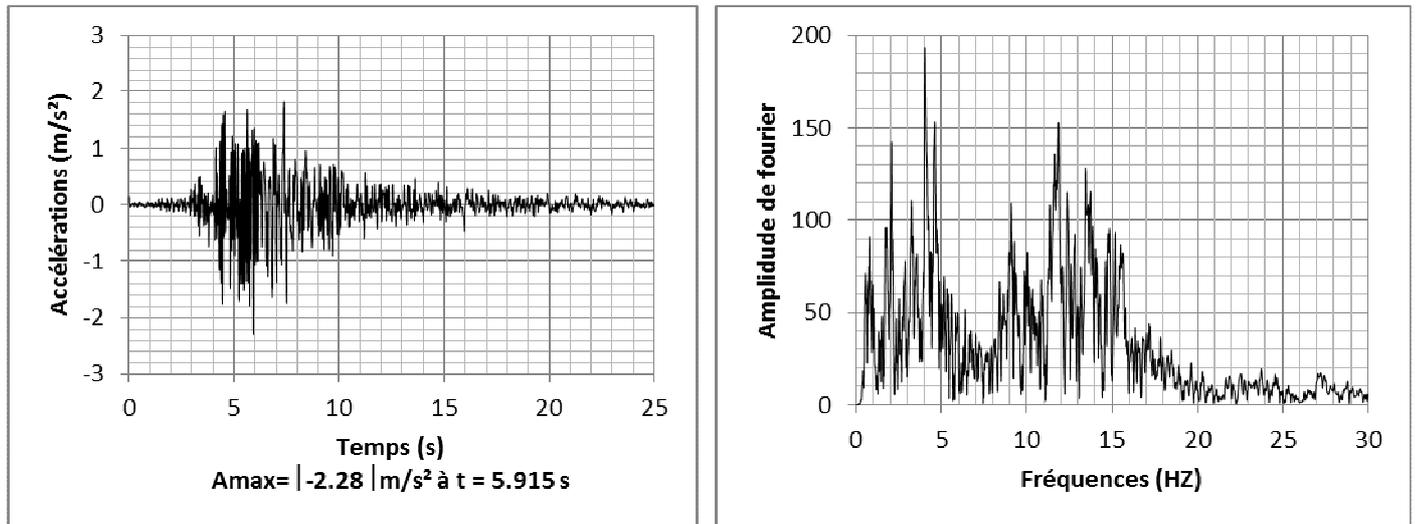


Figure III-14 : Accélération et Spectre de Fourier du mouvement appliqué à la base

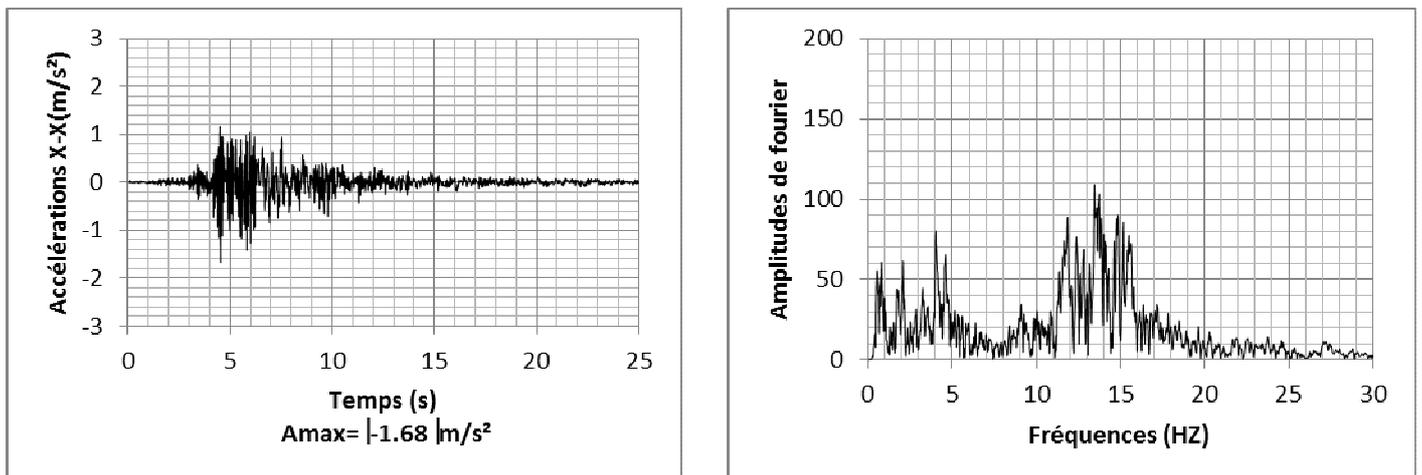


Figure III-21 : Accélération et Spectre de Fourier en surface du profil en multicouches avec $\xi=5\%$.

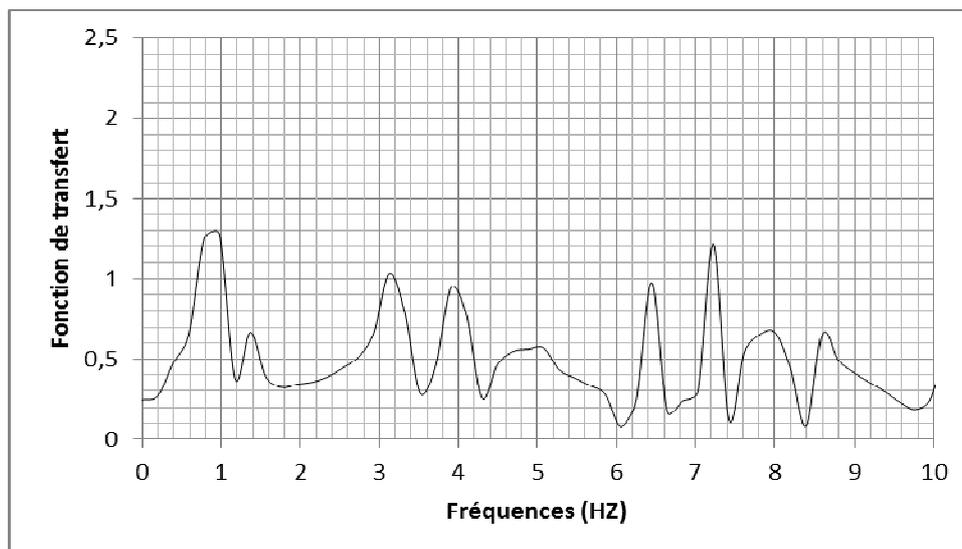


Figure III-22 : Fonction de transfert du profil avec $\xi=5\%$.

➤ *Discussion des résultats*

Les accélérations et les spectres de Fourier calculés à la surface libre sont présentés sur les figures (III-15), (III-16) pour le profil de sol équivalent et sur les figures (III-19), (III-21) pour le profil de sol en multicouches.

Dans le domaine temporel, en considérant le comportement élastique linéaire du profil de sols multicouches, nous constatons que l'accélération a été amplifiée relativement au mouvement appliqué à la base. Cette accélération se trouve désamplifiée en considérant le profil équivalent.

En considérant les résultats donnés par le calcul viscoélastique linéaire, les mouvements sont suffisamment amortis. Toutefois, il y a lieu de souligner que la réponse donnée par le profil équivalent reste nettement inférieure à celle donnée par le profil en multicouches.

Dans le domaine des fréquences, en comparant les spectres de Fourier, on constate que le profil équivalent répond aux deux trains d'ondes avec une désamplification aussi bien avec le modèle élastique qu'avec le modèle viscoélastique linéaire.

En considérant le profil de sols en multicouches, au comportement élastique, les sols ont répondu avec amplification du deuxième train d'ondes à hautes fréquences allant de 10 Hz à 20 Hz, et une désamplification du premier train d'ondes à basses fréquences inférieures à 10 Hz. Avec le modèle viscoélastique linéaire, la réponse du multicouches correspond à une désamplification des deux trains d'ondes.

Les fonctions d'amplification sont montrées respectivement sur les Figures (III-18) et (III-22). Pour la fonction de transfert de couche équivalente représenté avec le modèle viscoélastique, trois modes dominants sont visibles aux fréquences 0.976 Hz, 3.125 Hz et 3.906 Hz. Par ailleurs, cette fonction montre des modes secondaires à hautes fréquences au-delà de 5 Hz. Pour fonction de transfert du profil multicouche représenté aussi avec le modèle viscoélastique, exhibe trois pics aux mêmes fréquences précédemment citées et deux pics à hautes fréquences 6.445 Hz et 7.227 Hz en plus de plusieurs autres pics secondaires moins bien définissables.

A travers ces résultats, nous pouvons constater que pour avoir la réponse sismique d'un profil de sol, il est nécessaire de modéliser les différentes couches constituant ce profil.

Conclusion

Une bonne conception parasismique des structures et des installations nécessite l'estimation du niveau de l'excitation du sol à laquelle elles seront soumises. Le niveau d'excitation est plus commodément décrit en termes de paramètres de mouvement du sol, accélérations en fonction du temps, amplitudes de Fourier en fonction des fréquences. Ces paramètres jouent un rôle important dans les analyses des risques sismiques utilisées pour la conception parasismique.

La fonction d'amplification nous permet d'avoir une présentation graphique claire et des informations qualitatives concernant l'effet du profil de sol. Un simple coup d'œil sur cette

Chapitre III : Réponse sismique des Profils de sol aux ondes de cisaillement de type SH

courbe est suffisant pour déterminer dans quel champ de fréquence le sol peut avoir des conséquences néfastes sur les ouvrages érigés en surface.

Nous avons présenté les résultats de l'amplification sismique due à l'onde de cisaillement SH, dans un profil de sol considéré comme élastique dans un premier temps et viscoélastique linéaire dans un deuxième temps.

L'analyse des résultats obtenus a montré que les propriétés du sol ont une influence directe sur la valeur du facteur d'amplification ainsi que sur les fréquences amplifiées. Le mouvement en surface libre est grandement modifié par le filtre traversé. Le caractère dissipatif du sol est pris en compte à travers la loi de comportement viscoélastique linéaire. La simplicité conceptuelle de l'approche linéaire équivalente nous sera particulièrement utile pour mener l'analyse qui fait l'objet du prochain chapitre.

Chapitre IV :

**Effets des conditions locales sur la réponse du sol en
surface**

Introduction

Il n'est pas facile de savoir qui des rochers ou des sédiments sont les sols les plus critiques vis-à-vis du séisme. Certains reliefs rocheux montrent des amplifications inquiétantes tout comme certains remplissages sédimentaires : c'est la nature des formations géologiques mais aussi la géométrie des reliefs et des bassins qui provoquent les plus fortes amplifications du mouvement sismique, avec des conséquences directes pour la résistance des structures. Il faut donc pouvoir les évaluer afin de s'en prémunir. Lors des grands séismes historiques, l'analyse des intensités a amené les scientifiques à attribuer au sol des effets sur la distribution des dommages. Différents types de sol modulent en effet la sévérité des ondes sismiques et en conséquence la distribution des dommages. En général, on distingue les effets de site liés à la nature des sols de ceux liés à la topographie.

Les effets de site de nature géologique ont bénéficié d'un grand nombre d'observations systématiques. La plupart des villes exposées aux séismes dans le monde ont présenté des dommages variables en fonction de la nature du sol, d'autant plus qu'elles sont quasi systématiquement fondées sur des remplissages alluvionnaires.

En général, on distingue trois observations caractérisant la présence d'effets de site: l'amplification du mouvement du sol dans les couches molles généralement situées en surface, la résonance fréquentielle au sein de ces couches, et l'allongement du mouvement sismique.

L'objet dans ce chapitre est de réaliser une simulation de la réponse sismique des profils de sol moyennant le logiciel de calcul Plaxis-2D durant le séisme de Boumerdes et ce dans le but de ressortir l'influence de la nature du sol, la hauteur de la couche de sol et du type d'amortissement sur la réponse sismique en surface du sol. Les calculs sont effectués sur des couches de sol et les résultats obtenus sont montrés en termes d'accélération dans le domaine temporel et fréquentiel.

IV.1. Influence de la nature du sol sur la réponse sismique en surface

La première partie du travail a pour objet d'identifier l'effet du type de sol (nature des matériaux), en passant du sol ferme au sol mou, sur la réponse sismique en surface, ainsi que l'influence des conditions locales. Les sites considérés sont schématisés par un profil transversal (couche de sol surmontant un substratum rocheux) tel que montré sur la figure (IV-1). Les calculs sont réalisés en tenant compte des nonlinéarités des propriétés du sol à travers le modèle viscoélastique linéaire équivalent présenté au chapitre un.

Une étude comparative est effectuée sur les résultats obtenus à la surface libre pour un accélérogrammes imposés à la base rocheuse.

Les caractéristiques des couches de sol utilisées ainsi que les propriétés du rocher sont données dans le tableau ci-après.

Tableau IV-1 : Caractéristiques des différentes couches considérées dans les simulations

<i>Couche d'argile de la région d'el Asnam</i>
$V_s = 350 \text{ m/s}$ $\gamma = 20 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 22 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-9} \text{ m/s}$ $\nu = 0.25$ $G = \rho V_s^2 = 245\,000 \text{ KN/m}^2$ $E = G \times 2(1 + \nu) = 612\,500 \text{ KN/m}^2$ H=5m Cette couche surmonte un demi espace tel que : $V_s = 1500 \text{ m/s}$ $\gamma = 24 \text{ KN/m}^3$
<i>Couche de vase</i>
$V_s = 100 \text{ m/s}$ $\gamma = 17 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 21 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-8} \text{ m/s}$ $\nu = 0.20$ $G = \rho V_s^2 = 17000 \text{ KN/m}^2$ $E = G \times 2(1 + \nu) = 42500 \text{ KN/m}^2$ H=5m Cette couche surmonte un demi espace tel que : $V_s = 1500 \text{ m/s}$ $\gamma = 24 \text{ KN/m}^3$
<i>Couche de sable sec</i>
$V_s = 450 \text{ m/s}$ $\gamma = 19 \text{ KN/m}^3$ $\gamma_s = 22 \text{ KN/m}^3$ $K_x = K_y = 10^{-4} \text{ m/s}$ $\nu = 0.30$ $G = \rho V_s^2 = 384\,750 \text{ KN/m}^2$ $E = G \times 2(1 + \nu) = 1\,000\,350 \text{ KN/m}^2$ H=5m Cette couche surmonte un demi espace tel que : $V_s = 1500 \text{ m/s}$ $\gamma = 24 \text{ KN/m}^3$

- *Modélisation avec Plaxis-2D d'une couche de sol d'une hauteur $H=5m$ et un amortissement visqueux $\xi=5\%$*

Le modèle numérique utilisé consiste en une couche de sol d'une largeur de 30m et d'une hauteur $H=5m$ qui surmonte un substratum rocheux tel que montré en figure (IV-1). Pour l'étude de la stabilité statique du modèle, des conditions aux limites sont appliquées de manière à empêcher les déplacements horizontaux et verticaux à la base du modèle et les déplacements horizontaux au niveau des frontières latérales.

Pour calculer la réponse sismique des différentes couches au comportement viscoélastique, et avant d'appliquer la sollicitation sismique, des frontières absorbantes sont appliquées pour minimiser les réflexions des ondes au niveau des frontières latérales. Les couches de sols prises en considération sont soumises à l'enregistrement au rocher obtenu sur le site du barrage de Keddera durant le choc principal du séisme de Boumerdes du 21mai 2003 et montré en figure (IV-2).

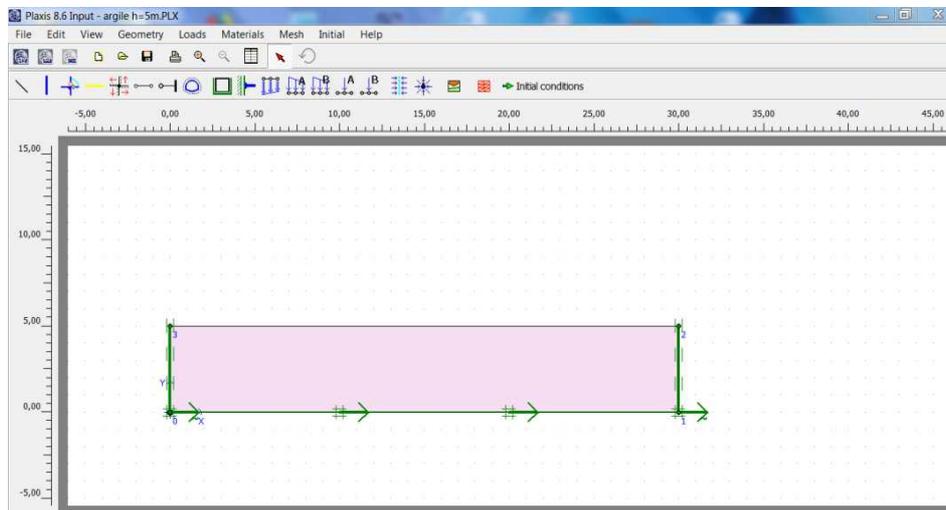


Figure IV-1 : Modèle numérique utilisé dans la simulation

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile avec 5% d'amortissement visqueux

✓ $\alpha = 08.248$ $\beta = 0.000227$

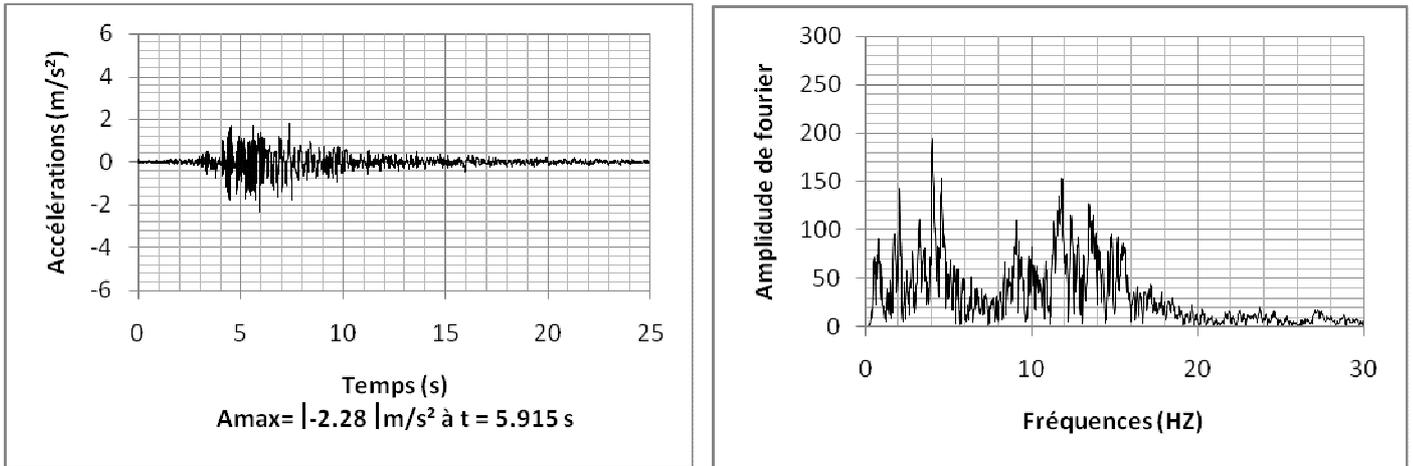


Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol

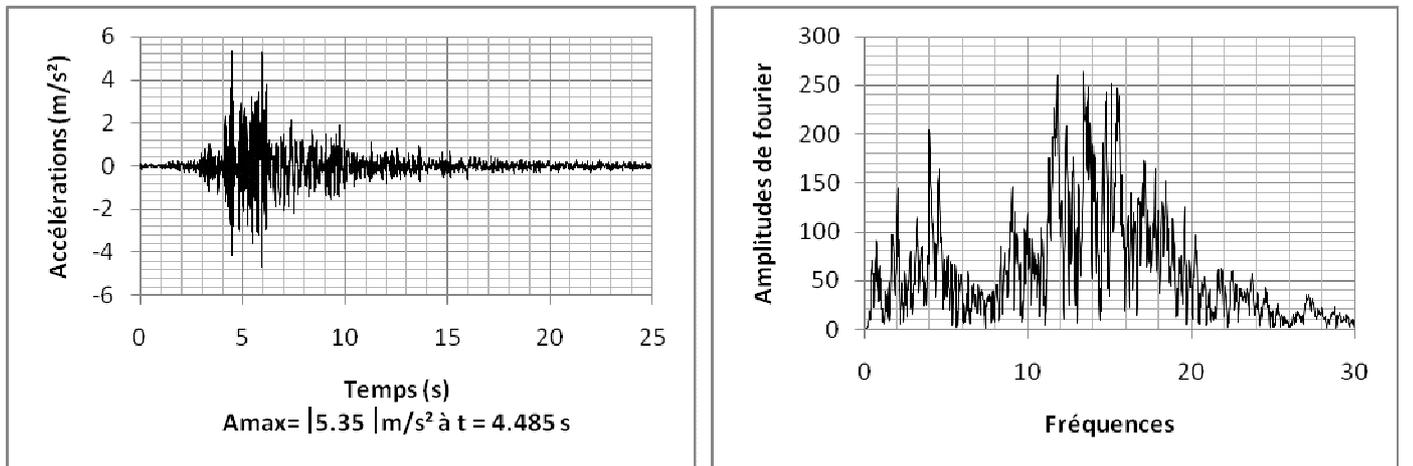


Figure IV-A1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile

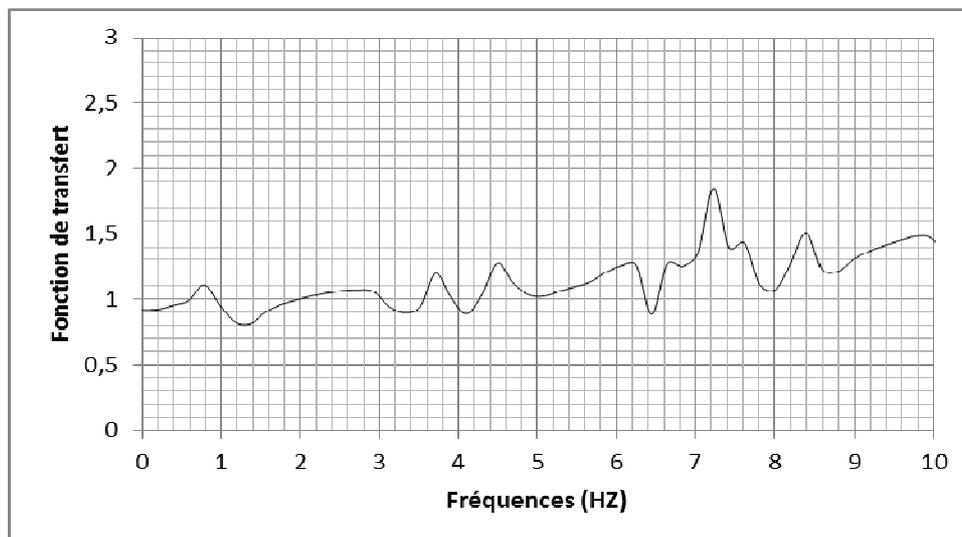


Figure IV-A2 : Fonction de transfert de la couche de l'argile

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec 5% d'amortissement visqueux

✓ $\alpha = 10.598$, $\beta = 0.0001769$

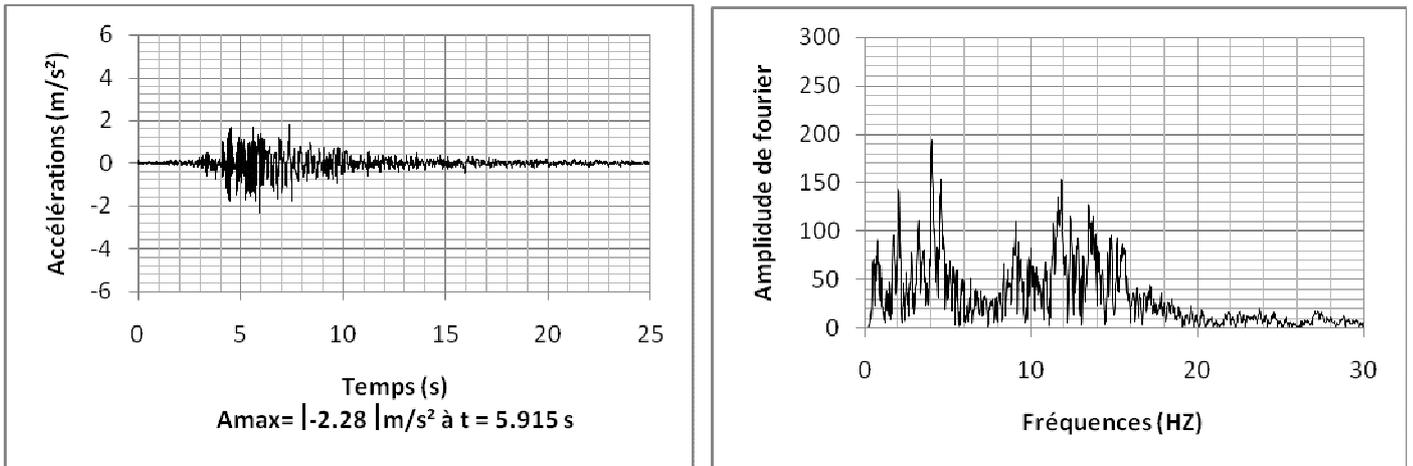


Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol

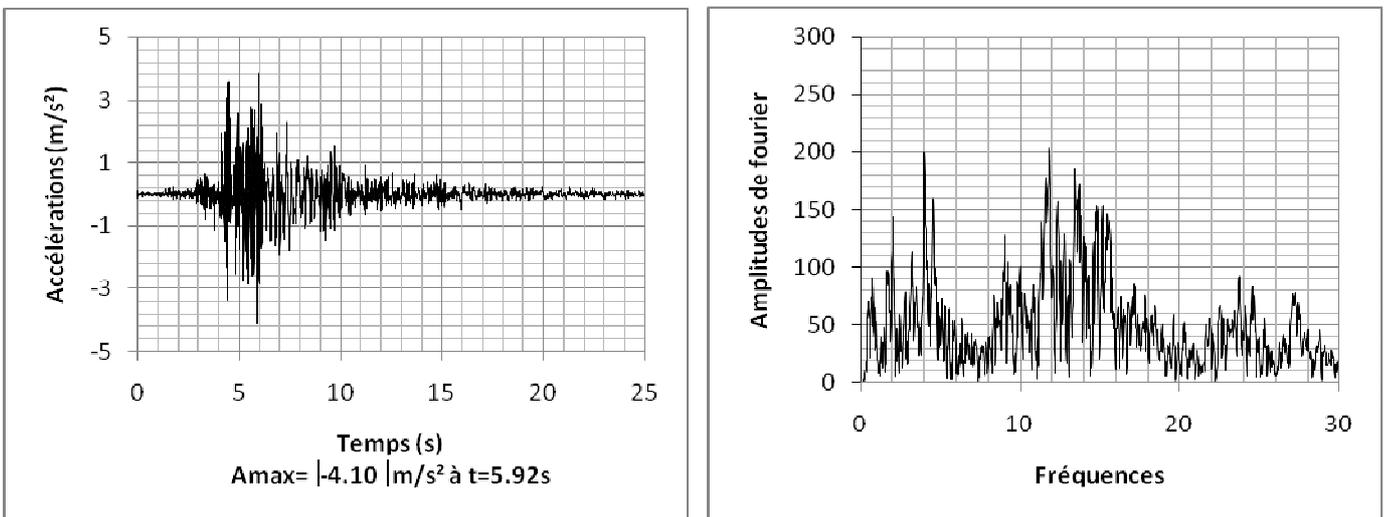


Figure IV-A3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec

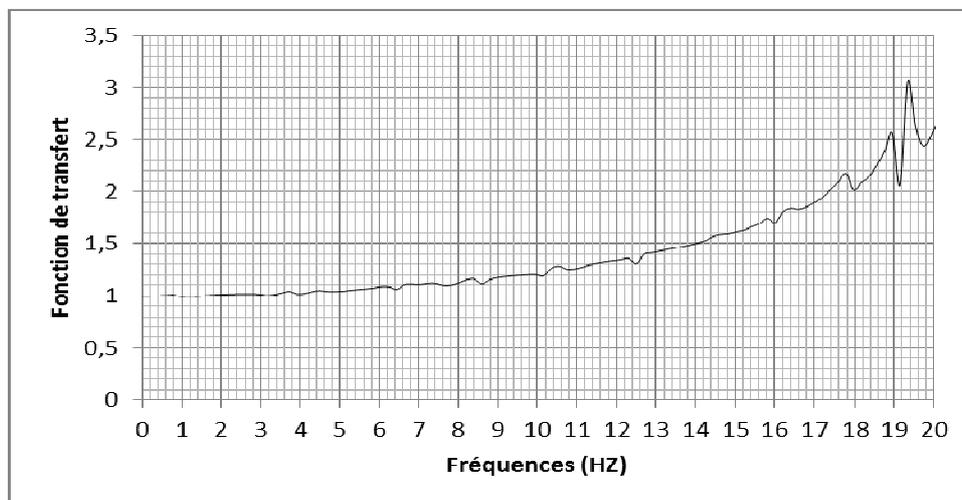


Figure IV-A4 : Fonction de transfert de la couche du sable

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec 5% d'amortissement visqueux

✓ $\alpha = 2.355$, $\beta = 0.000796$

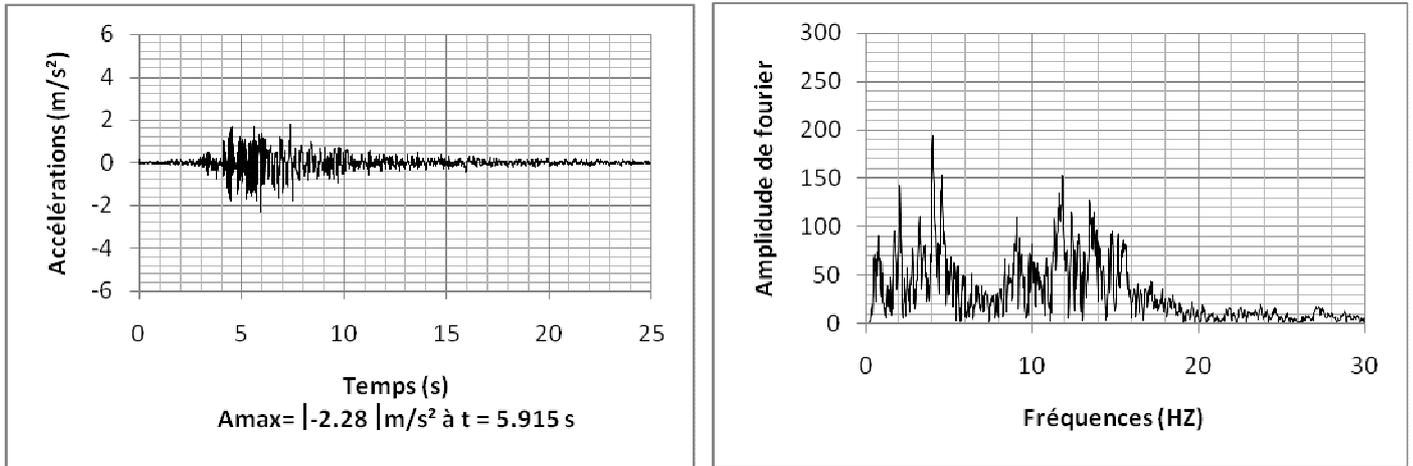


Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier appliqué à la base de la couche de sol

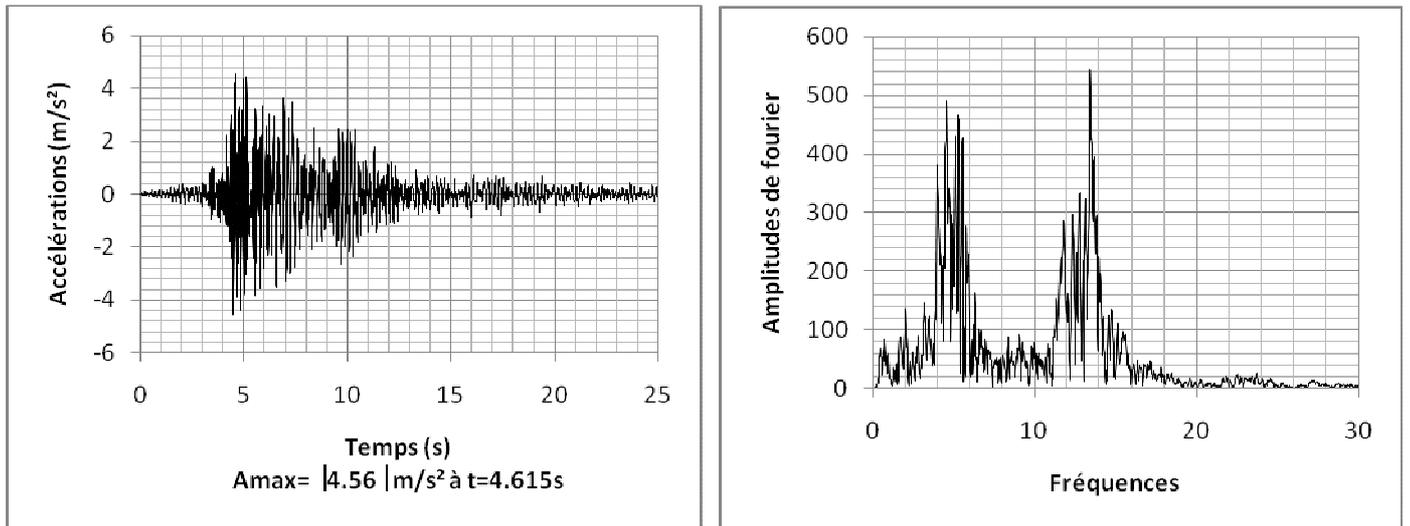


Figure IV-A5: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase

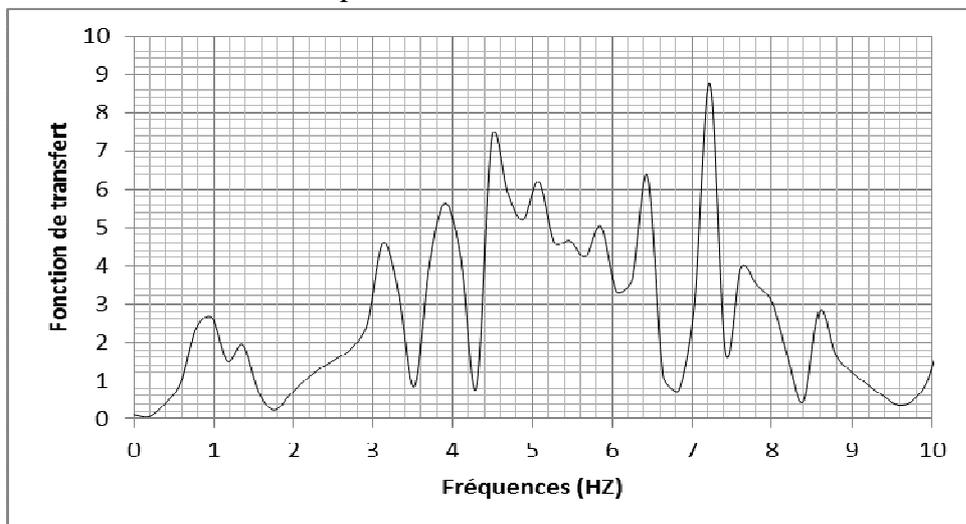


Figure IV-A6 : Fonction de transfert de la couche de la vase

➤ *Discussion des résultats*

Les figures (IV-A1, A3, A5) mettent en relief les amplifications sismiques obtenues en passant du sol ferme au sol mou, respectivement.

Les réponses de ces couches de sol au choc principal du séisme de Boumerdes, fournies par les accélérogrammes et leurs spectres de Fourier respectifs, indiquent une amplification en surface des mouvements introduits à la base.

Par ailleurs, l'analyse du spectre de Fourier (FFT) du mouvement au rocher déjà effectuée dans le deuxième chapitre, a montré que l'énergie sismique est concentrée sur une gamme de fréquences inférieure à 20 Hz et nous avons déjà mentionné l'existence de deux trains d'ondes.

En effet, la couche d'argile et la couche de sable ont principalement répondu avec une amplification en surface au deuxième train qui correspond à un contenu fréquentiel entre 10 Hz et 20 Hz tel que montré sur les Figures (IV-A1, A3).

Pour la vase, on enregistre aussi une amplification du mouvement en surface. Cette amplification concernent par contre les deux trains d'ondes qui correspondent aux contenus à basses fréquences inférieures à 10 Hz et à hautes fréquences allant de 10 Hz jusqu'à 20 Hz tel que montré sur la figure (IV-A5).

L'analyse des contenus fréquentiels a fait ressortir des hautes fréquences dominantes qui n'ont pas excité les fréquences naturelles de la couche d'argile et de la couche de sable. Les fonctions d'amplification obtenues pour ces deux sols sont difficiles à exploiter.

Pour la fonction de transfert de la couche de vase, elle exhibe trois pics dominants à basses fréquences 3.125 Hz, 3.906 Hz et 4.492 Hz, deux pics à hautes fréquences 6.445 Hz et 7.226 Hz en plus de plusieurs autres pics secondaires moins bien définissables.

Conclusion partielles

Dans cette partie du travail, on a présenté les résultats relatifs à l'histoire de l'accélération en champ libre qui nous indique l'endroit où est concentrée la masse spectrale le long de l'axe des fréquences.

La nature des matériaux constituant le dépôt de sol influence deux paramètres importants:

- elle change le contenu en fréquence de l'accélérogramme ;
- Le dépôt de sol peut amplifier l'accélérogramme mais cette amplification est directement conditionnée par la couche de sol surmontant le substratum rocheux.

IV.2. Influence de la hauteur de la couche de sol sur la réponse en surface

Cette partie du travail est consacrée à identifier l'influence de l'épaisseur de la couche de sol au dessus du substratum rocheux sur la réponse en champ libre, qui peut influencer considérablement l'amplification ou la désamplification du mouvement en surface.

On a considéré les trois types de sols déjà exploités dans la partie précédente et dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau (IV-1). Quatre hauteurs ont été prévues pour cette application, notamment H=5m, H=10m, H=50m, H=200m.

Les résultats de la réponse à la surface libre dans le domaine temporel et le domaine fréquentiel sont obtenus pour les sols fermes et le sol mou soumis à l'action de l'accélérogramme à la base présenté et utilisé dans la partie précédente, et ce en tenant compte des non linéarités du sol à travers le modèles viscoélastique linéaire équivalent présenté au chapitre un.

➤ *Résultats obtenus pour la couche d'argile : H=5m*

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 08.248$ $\beta=0.000227$)

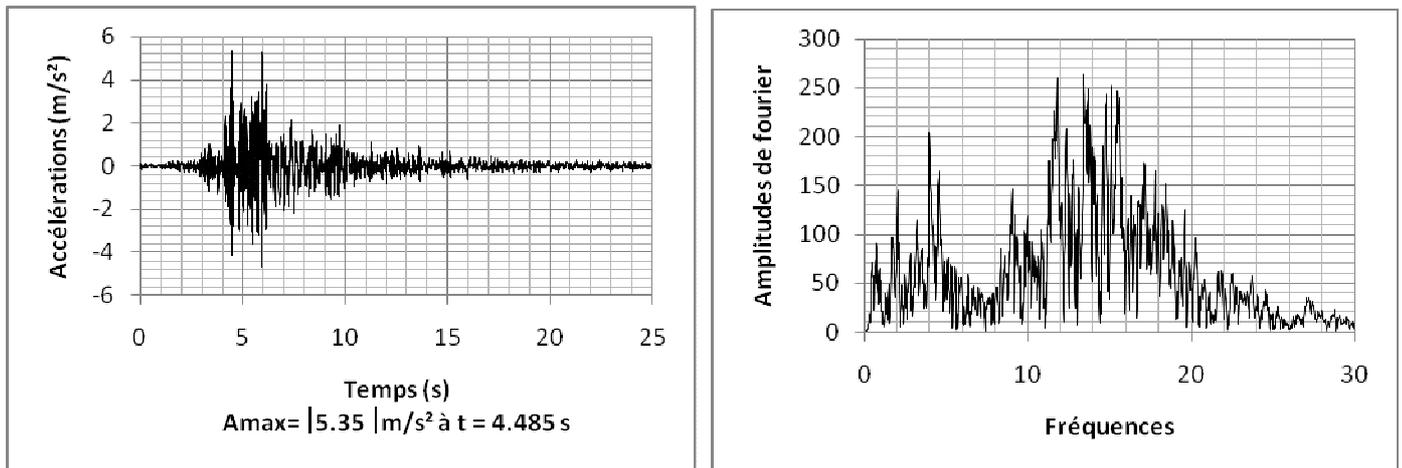


Figure IV-B1: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec H=5m et $\xi=5\%$

➤ *Résultats obtenus pour la couche d'argile avec H=10m*

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 4.121$, $\beta=0.000455$)

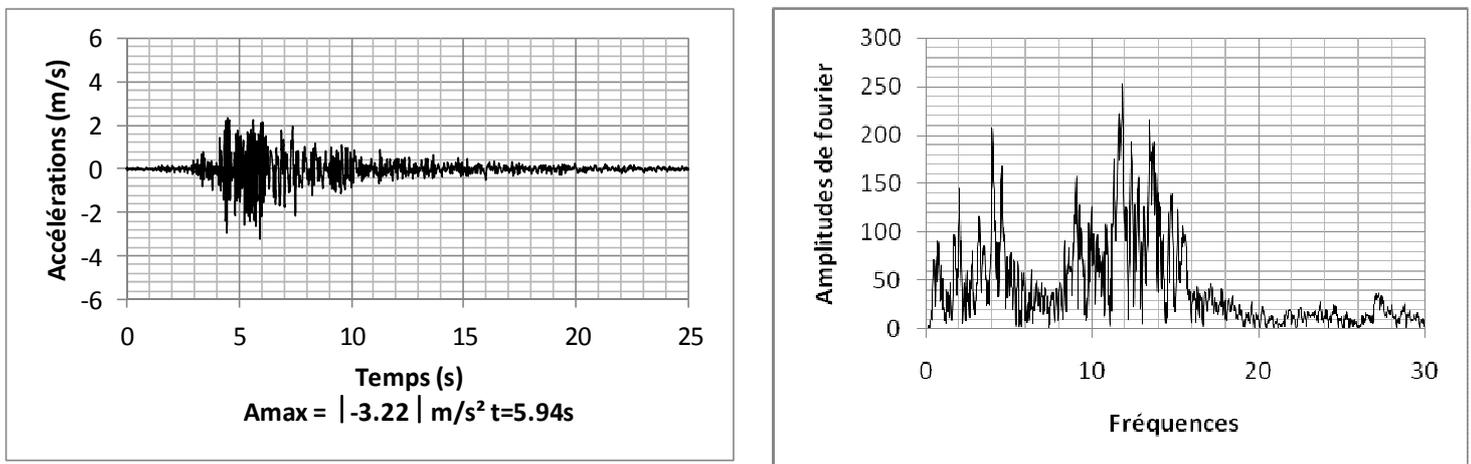


Figure IV-B2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec H=10 m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile avec $H=50m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 0.824$, $\beta=0.00227$)

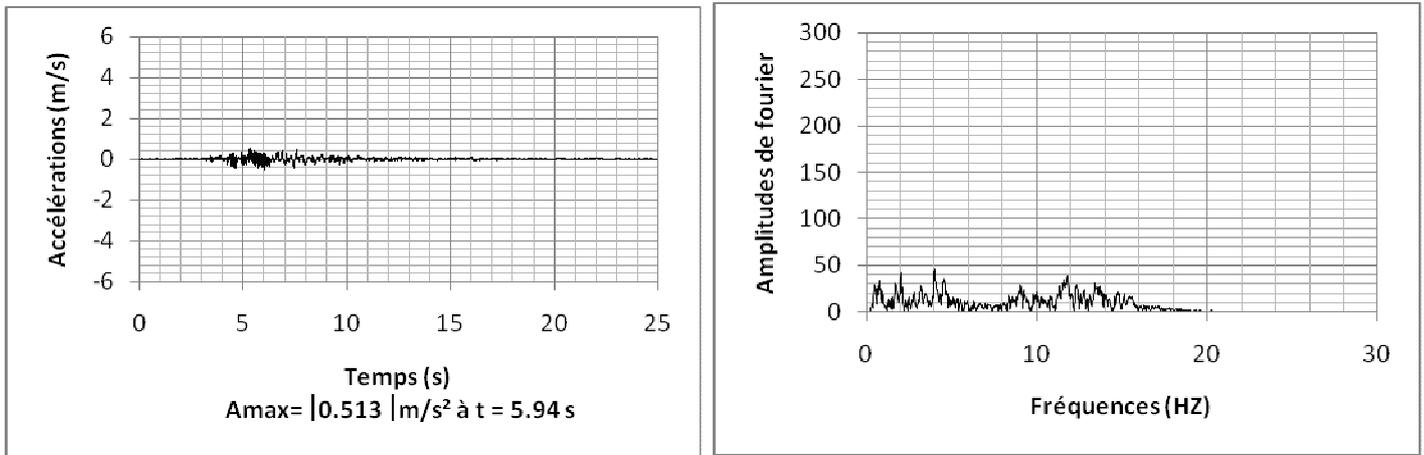


Figure IV-B3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec $H=50$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile avec $H=200m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 0.206$, $\beta=0.00909$)

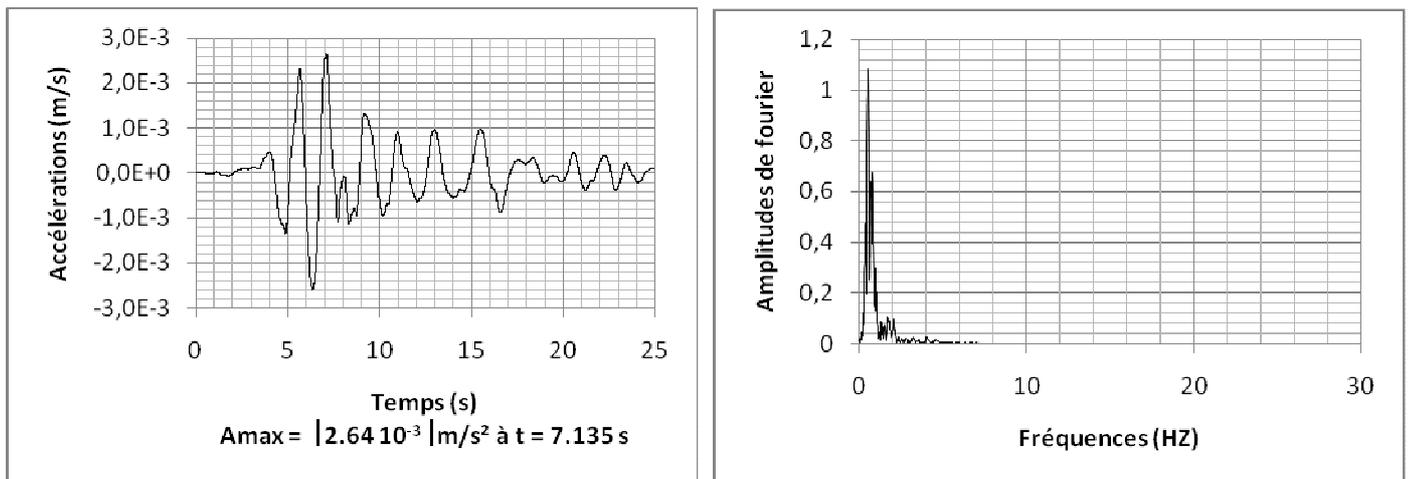


Figure IV-B4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec $H=200$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec $H=5m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 2.355$, $\beta=0.000796$)

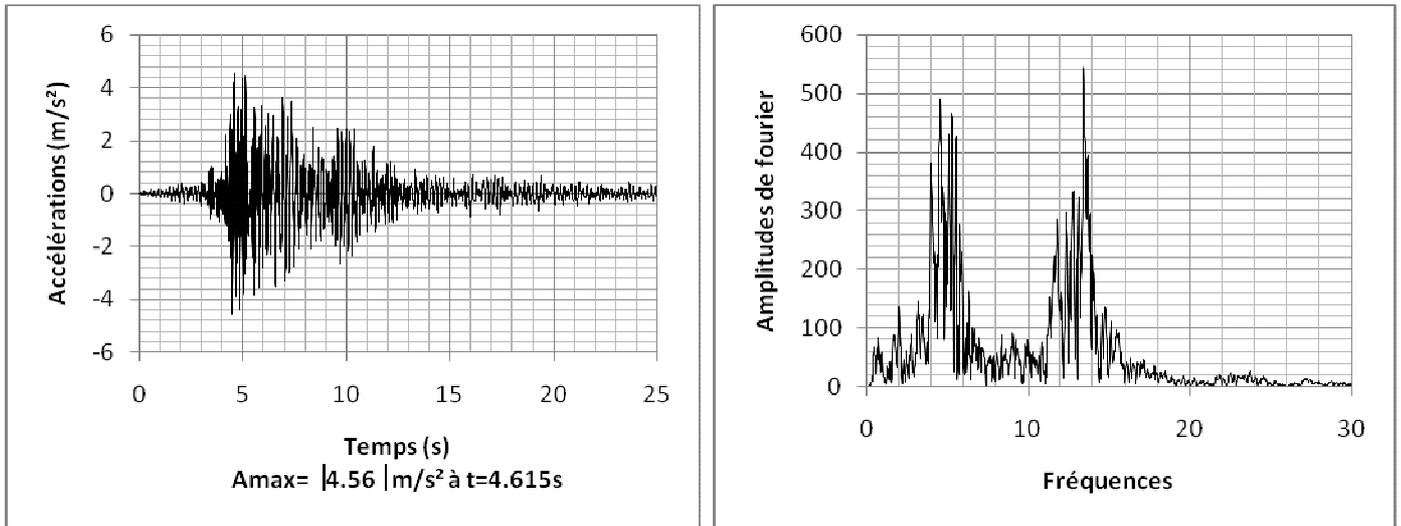


Figure IV-C1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=5$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec $H=10m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 1.117$, $\beta=0.0016$)

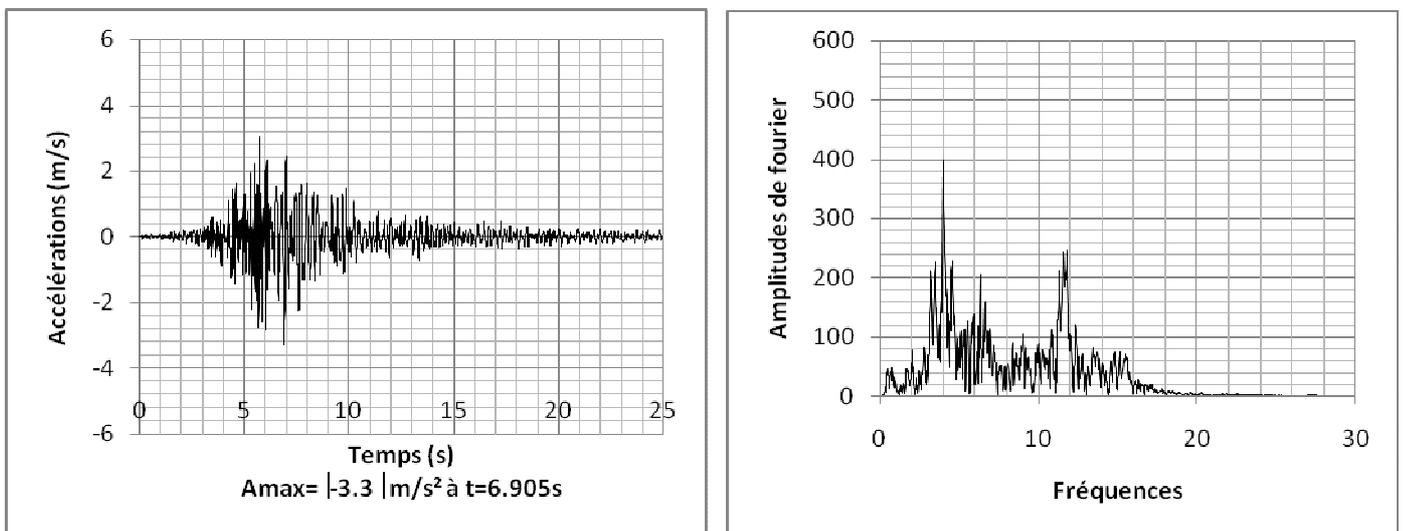


Figure IV-C2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=10$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec $H=50m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 0.235$, $\beta=0.007962$)

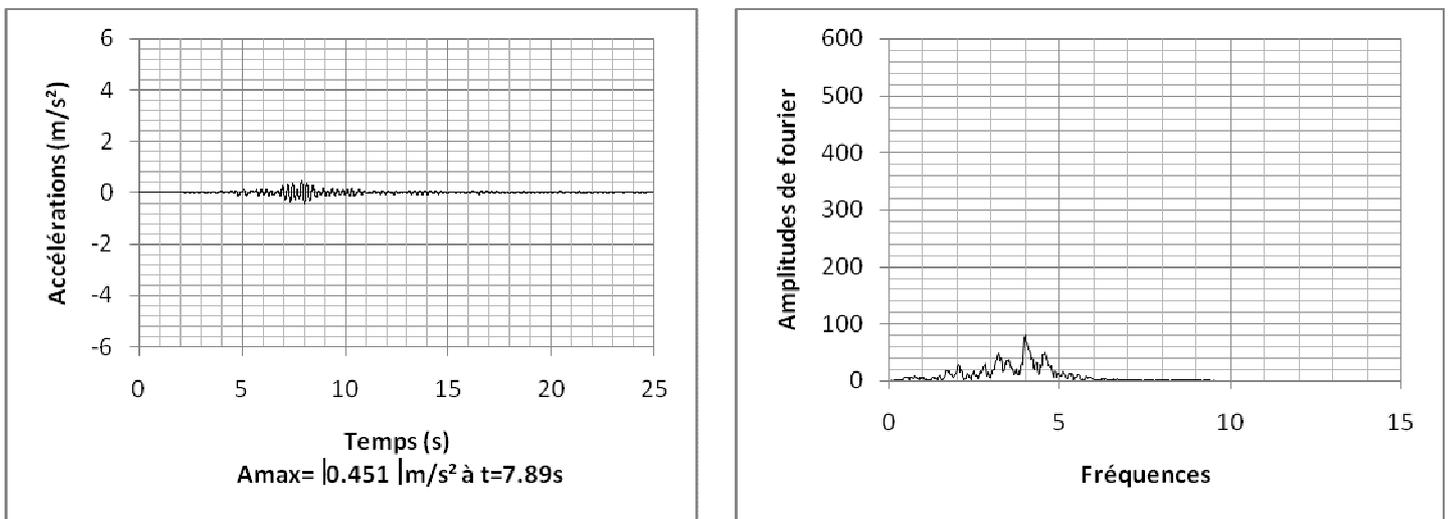


Figure IV-C3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=50$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec $H=200m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 0.058$ $\beta=0.0318$)

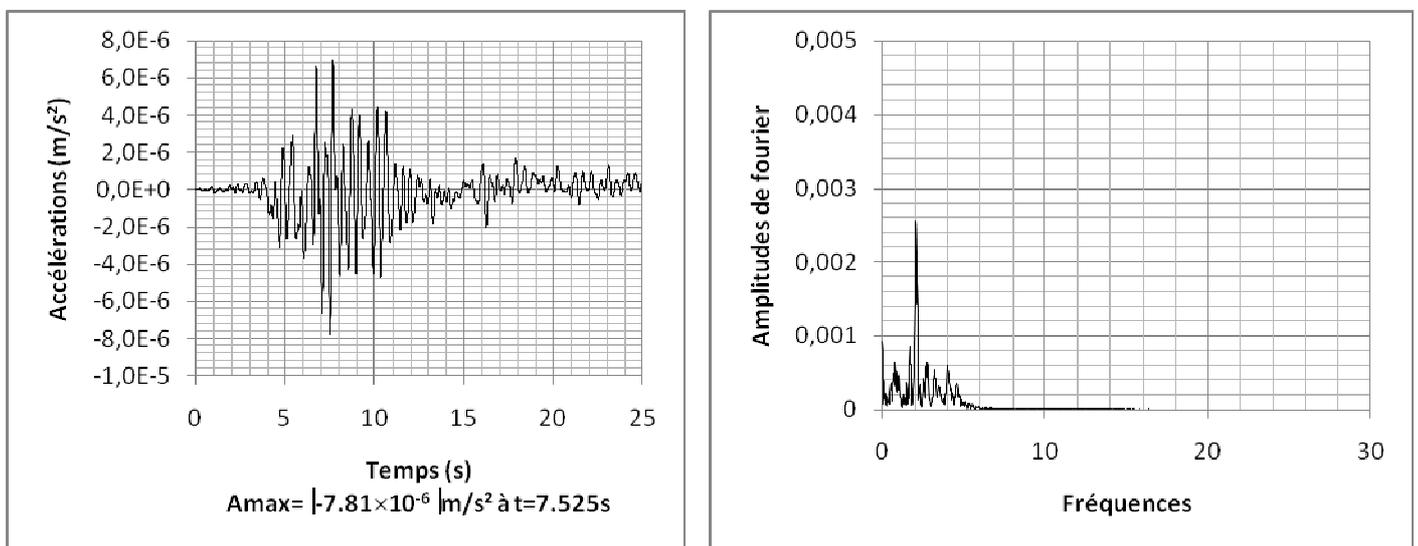


Figure IV-C4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $H=200$ m et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec $H=5m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 10.598$, $\beta=0.0001769$)

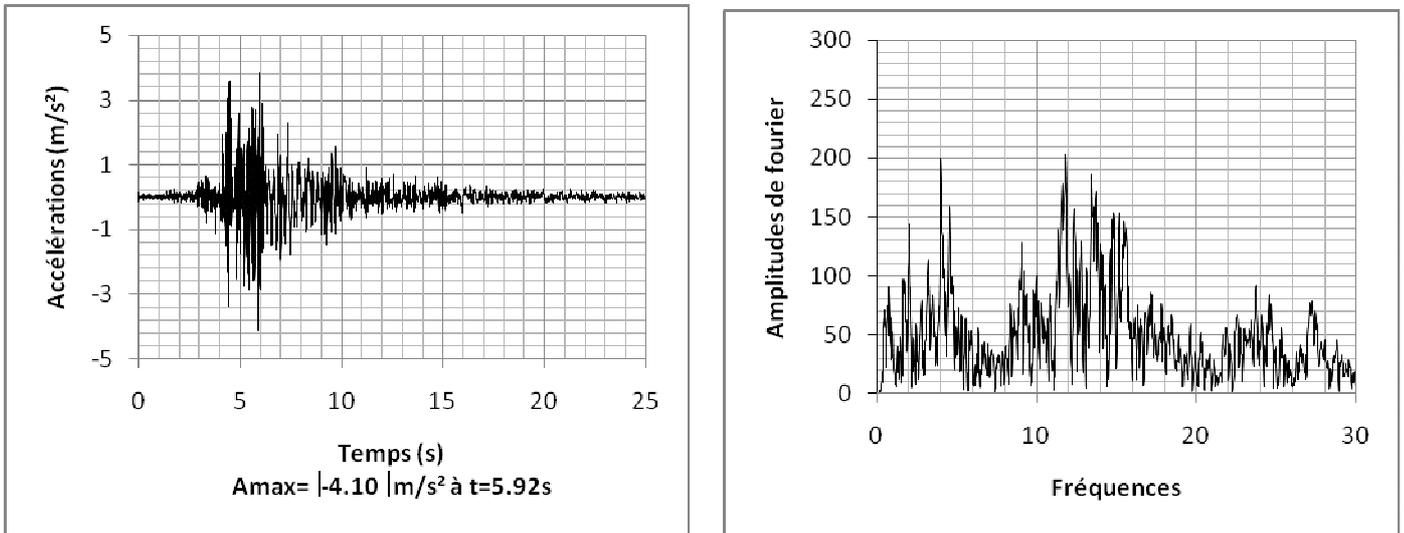


Figure IV-D1: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec $H=5m$ et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec $H=10m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 5.299$, $\beta=0.000354$)

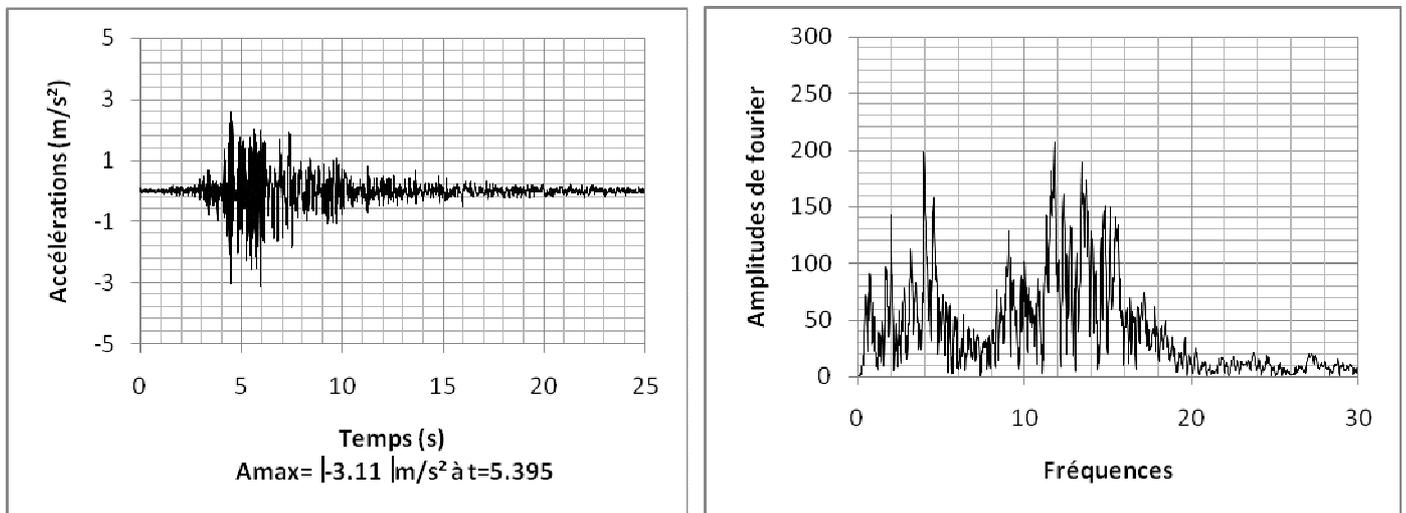


Figure IV-D2 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec $H=10 m$ et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec $H=50m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 1.06$, $\beta=0.001769$)

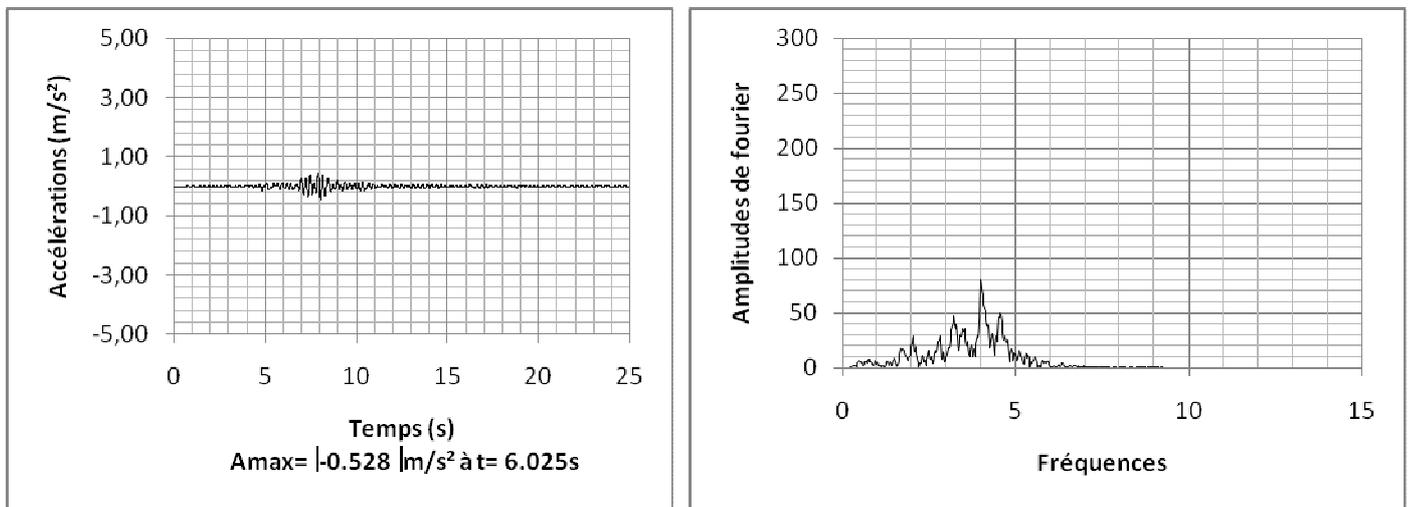


Figure IV-D3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec $H=50\text{ m}$ et $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec $H=200m$

✓ $\xi=5\%$ ($\alpha= 0.265$, $\beta=0.007077$)

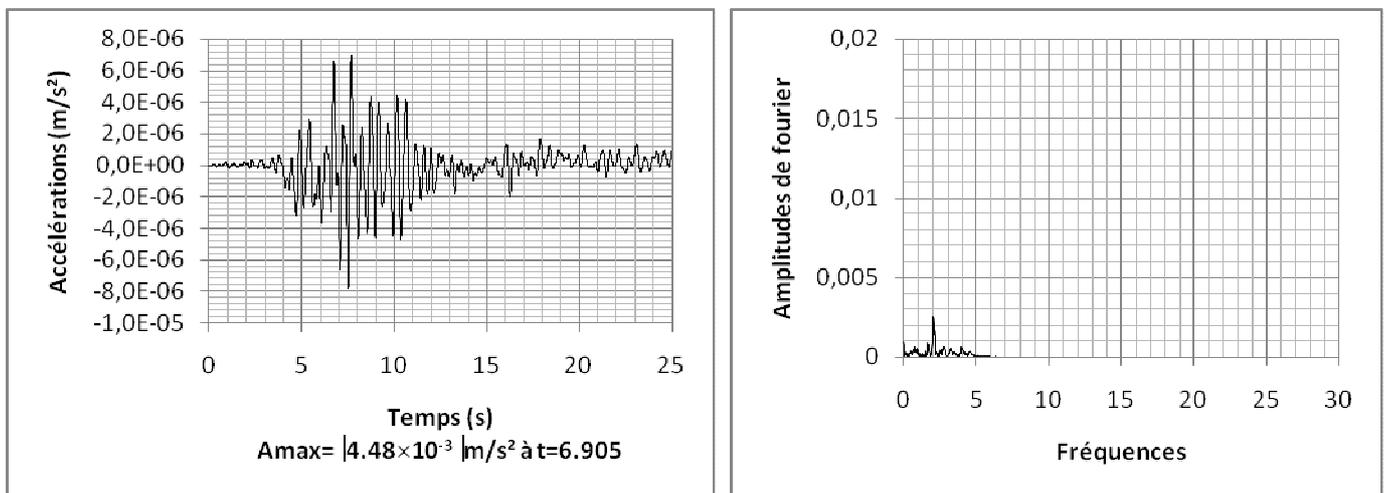


Figure IV-D4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable avec $H=200m$ et $\xi=5\%$

➤ *Discussion des résultats*

Les résultats de l'étude dans le domaine temporel de la stabilité de l'accélération par rapport à l'épaisseur des couches de sols, prises en considération dans le cadre de ce travail, sont illustrés dans les figures (IV-B1,B2,B3,B4), (IV-C1,C2,C3,C4), et (IV-D1,D2,D3,D4) pour le cas du signal appliqué à la base et qui correspond au choc principal enregistré durant le séisme de Boumerdes.

On remarque pour les trois types de sol, quand on introduit le caractère dissipatif par un amortissement initial de 5%, on constate que l'accélération est amplifiée pour les hauteurs de 5m et 10m, alors qu'on enregistre une désamplification très importante pour $H=50m$ et $H=200m$.

Ces constatations sont valables aussi bien dans le domaine temporelle que dans le domaine fréquentiel.

Conclusion Partielle

Dans cette partie, on a discuté l'influence de l'épaisseur de la couche de sol sur la réponse en champ libre pour trois types de sol, allant du sol ferme au sol mou. Les résultats obtenus nous font remarquer que la hauteur du dépôt a son effet sur l'amplification de l'accélérogramme mais cette amplification n'est cependant pas linéaire, lorsqu'on introduit les nonlinéarités, plus l'épaisseur de la couche augmente plus l'amplification diminue considérablement.

IV.3. Influence de l'amortissement sur le comportement sismique du sol

Cette partie du travail est consacrée à identifier l'influence de l'amortissement introduit dans la couche de sol au dessus du substratum rocheux sur la réponse en champ libre, qui peut influencer considérablement l'amplification ou la désamplification du mouvement en surface.

On a considéré les trois types de sols déjà exploités dans la partie précédente et dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau (IV-1). La hauteur des couches considérées est fixée à 20 m.

Les résultats de la réponse à la surface libre dans le domaine temporel et le domaine fréquentiel sont présentés pour les sols fermes et le sol mou soumis à l'action de l'accélérogramme à la base présenté et utilisé dans les parties précédentes. Les calculs sont effectués en considérant un comportement élastique linéaire dans un premier temps et en introduisant un amortissement de type visqueux et hystérétique dans un deuxième temps et ce dans le but de ressortir l'importance de la nature de l'amortissement introduit sur la réponse dynamique en surface.

➤ Réponses obtenues à la surface des différents sols

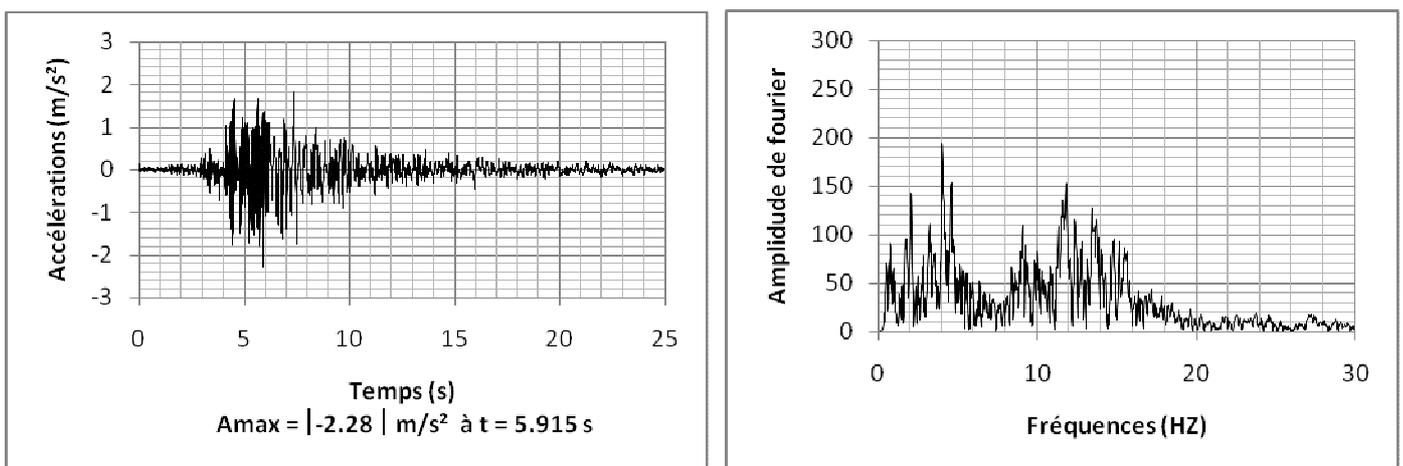


Figure IV-2 : Accélération et Spectre de Fourier introduit à la base de la couche de sol

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile au comportement élastique

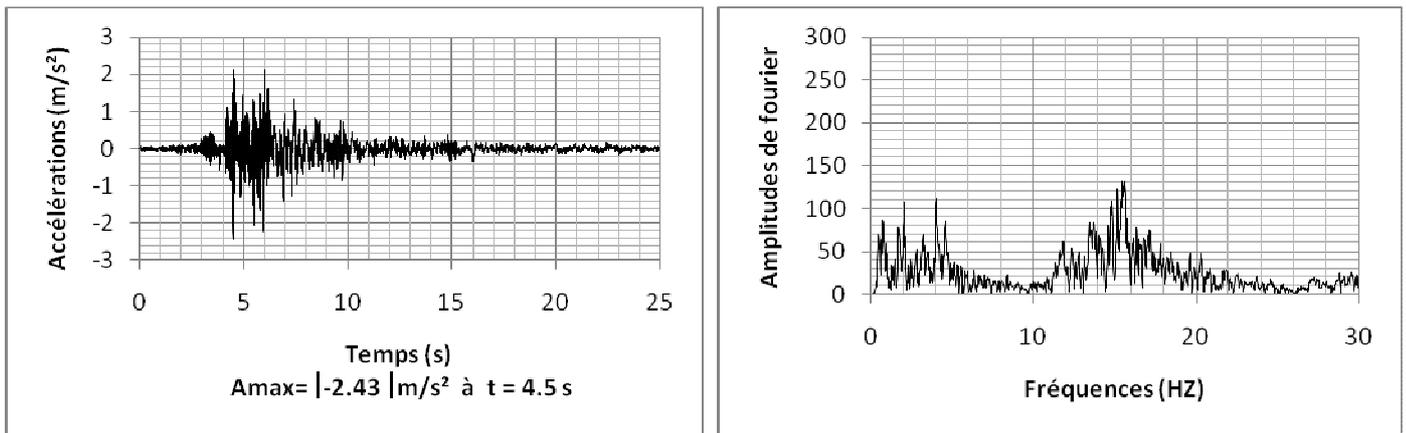


Figure IV-E1 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche d'argile avec $\xi=0\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile avec 5% d'amortissement visqueux:

✓ $\alpha= 2.06$ $\beta=0.00096$

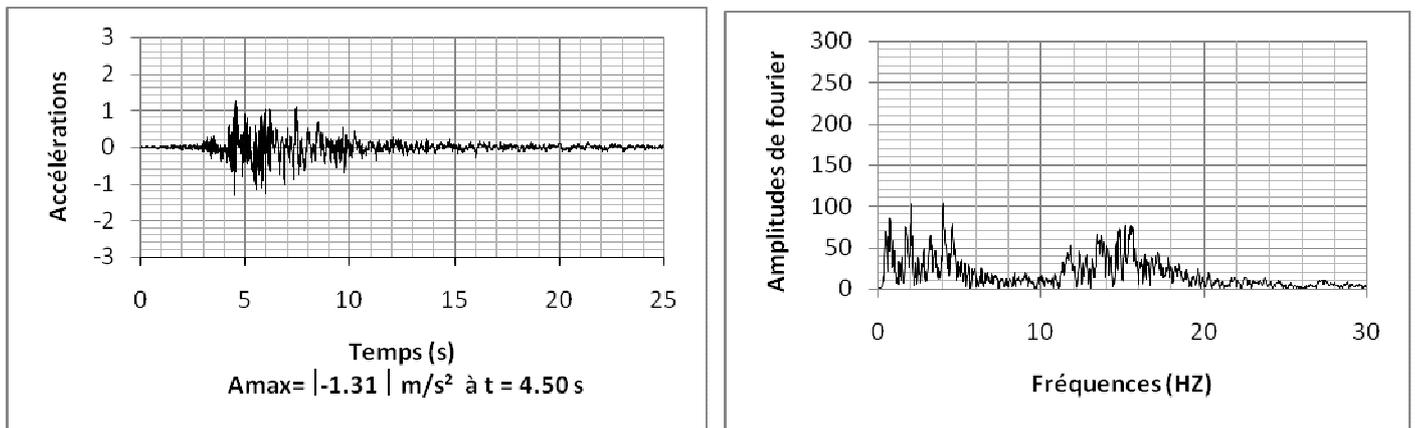


Figure IV-E2: Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile avec $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche d'argile avec le modèle Hardning Soil Small associé à 0.5% d'amortissement visqueux:

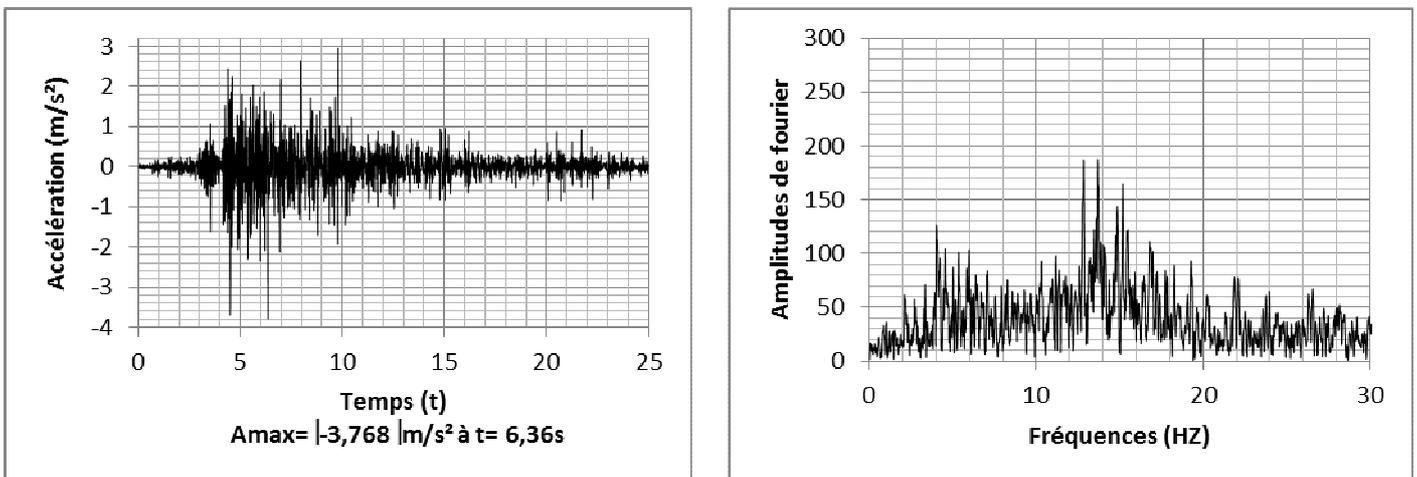


Figure IV-E3 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de l'argile ($\xi=0.5\%$)

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec au comportement élastique

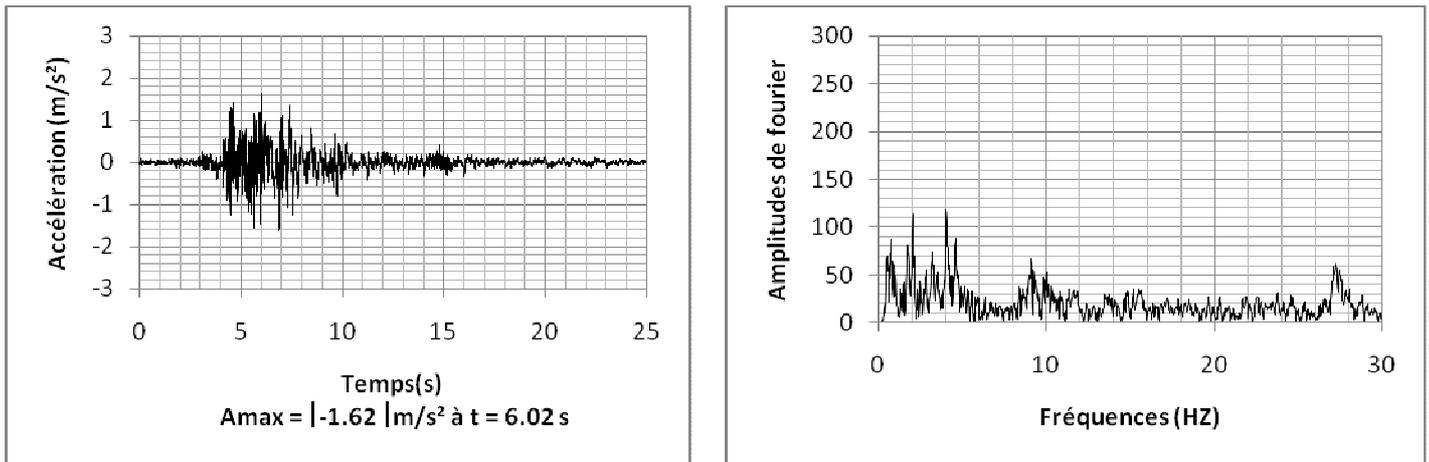


Figure IV-E4 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec avec $\xi=0\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec 5% d'amortissement visqueux:

✓ $\zeta=5\%$ $\alpha= 2.649$ $\beta=0.000707$

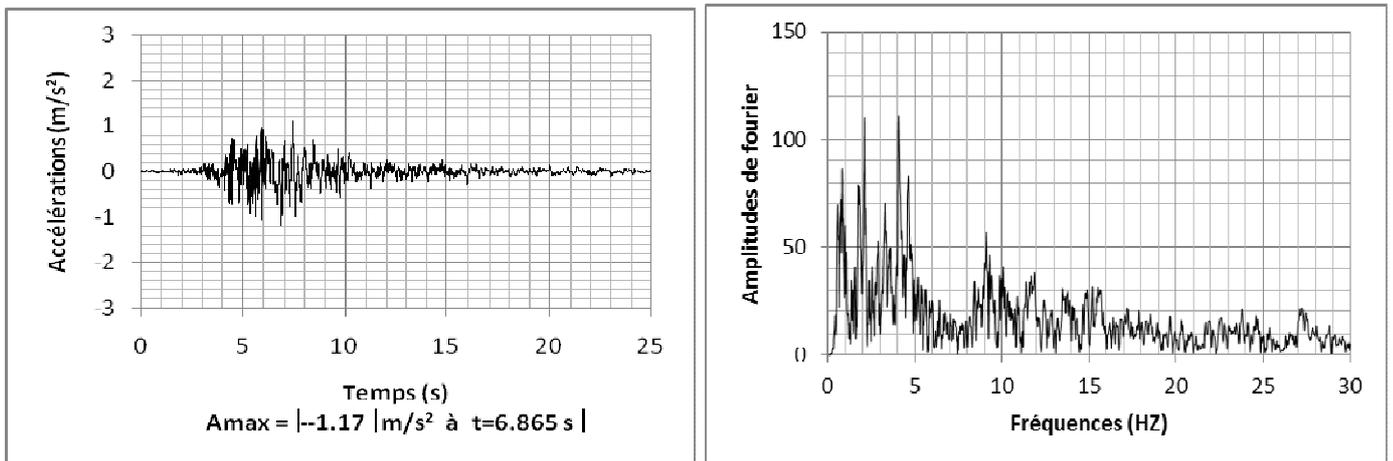


Figure IV-E5 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable sec avec $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de sable sec avec le modèle Hardning Soil Small associé à 0.5% d'amortissement visqueux:

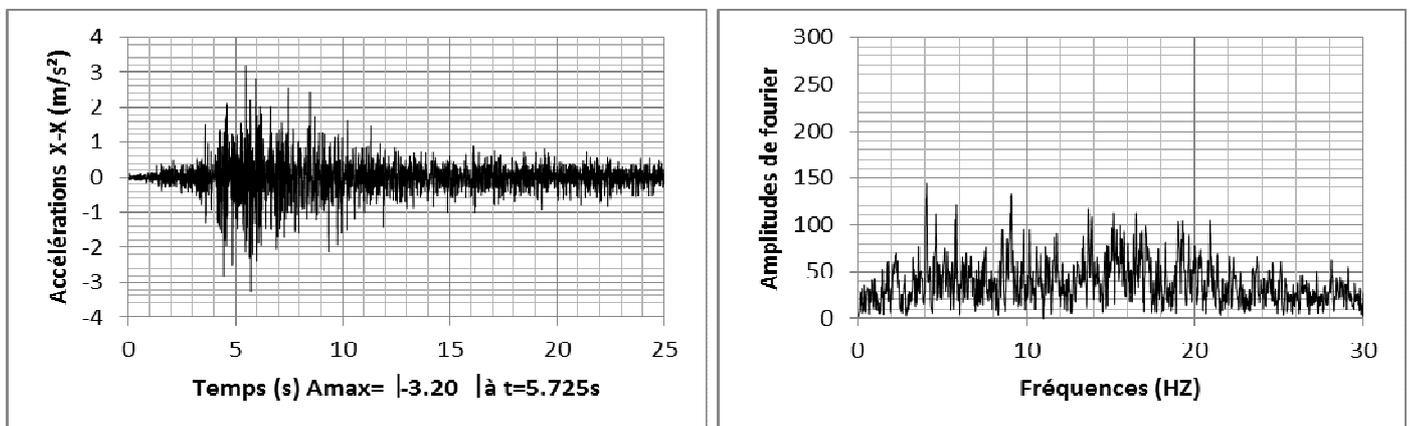


Figure IV-E6 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de sable ($\xi=0.5\%$)

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase au comportement élastique

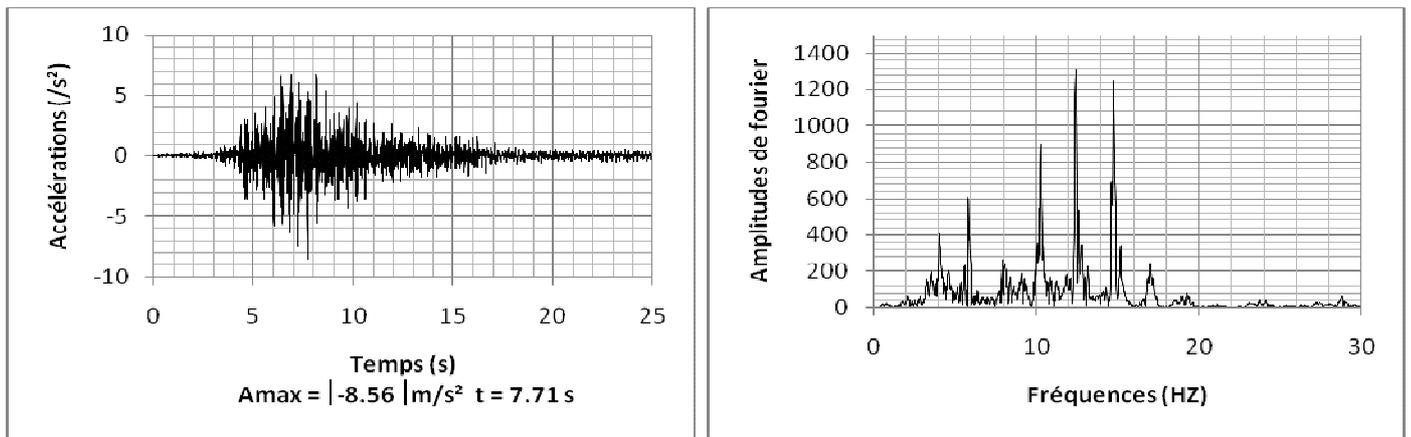


Figure IV-E7 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $\xi=0\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec 5% d'amortissement visqueux:

✓ $\alpha= 0.588$ $\beta=0.00318$

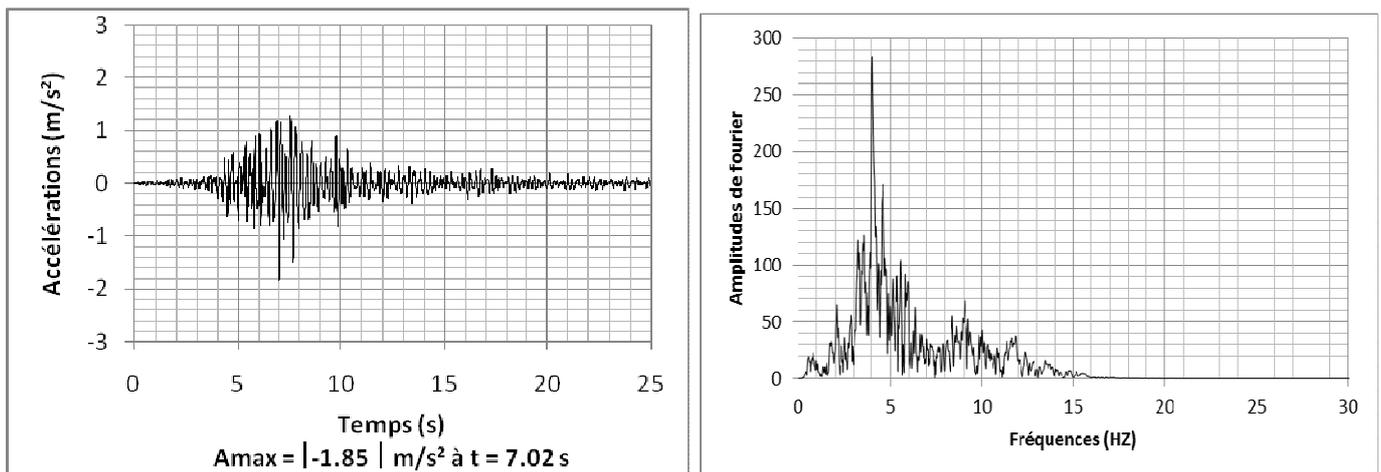


Figure IV-E8 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase avec $\xi=5\%$

➤ Résultats obtenus pour la couche de vase avec le modèle Hardning Soil Small associé à 0.5% d'amortissement visqueux:

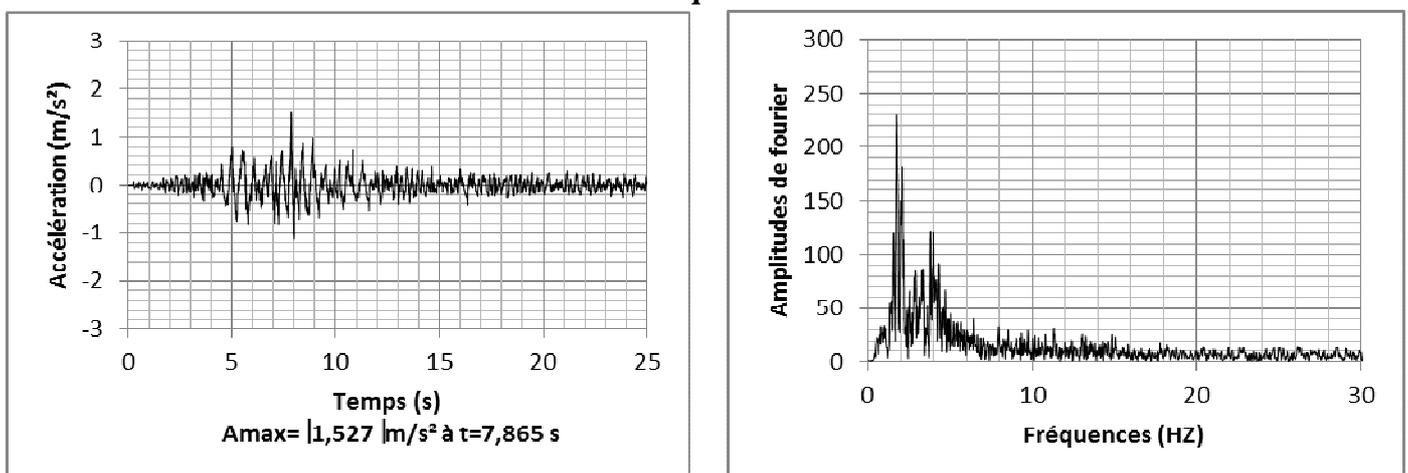


Figure IV-E9 : Accélération et Spectre de Fourier en surface de la couche de vase ($\xi=0.5\%$)

➤ *Discussion des résultats*

Les figures (IV-E1, E2, E3), (IV-E4, E5, E6) et (IV-E7, E8, E9) mettent en relief les réponses sismiques du sol obtenues en passant du sol ferme au sol mou, respectivement et en considérant le comportement élastique, viscoélastique et hystérétique du sol.

Les réponses de ces couches de sol au choc principal du séisme de Boumerdes, fournies par les accélérogrammes et leurs spectres de Fourier respectifs, indiquent que pour les sols fermes, les mouvements sont nettement désamplifiés aussi bien dans le domaine temporel que dans le domaine fréquentiel en utilisant la loi de comportement viscoélastique tel que mis en évidence dans les figures (IV-E2,E5). En considérant le comportement hystérétique des sols, nous enregistrons une amplification importante dans le domaine temporel et une modification du contenu fréquentiel du mouvement appliqué à la base tout en amplifiant les mouvements sur les fréquences situées entre 10 Hz et 20 Hz tel que montré sur les figures (IV-E3, E6).

Pour la couche de vase au comportement élastique, on enregistre une amplification très importante du mouvement en surface aussi bien dans le domaine temporel que dans le domaine fréquentiel mais avec une nette modification du contenu fréquentiel des basses et hautes fréquences tel que montré sur la figure (IV-E7).

En modélisant cette couche avec le modèle viscoélastique et le modèle hystérétique, nous remarquons que le sol a répondu avec une désamplification des mouvements appliqués à la base tout en filtrant les hautes fréquences dans le domaine temporel tel que montré sur les figures IV- E8, E9. Ceci est aussi mis en évidence dans les spectres de Fourier où l'on constate que le sol a répondu aux basses fréquences inférieures à 10 Hz. Notons aussi que les mouvements sont plus amortis en utilisant l'amortissement hystérétique.

Conclusion partielle

Dans cette partie du travail, on a présenté les résultats relatifs à l'histoire de l'accélération en champ libre qui nous indique l'endroit où est concentrée la masse spectrale le long de l'axe des fréquences. Les résultats de calculs, il en ressort que :

- ✓ L'utilisation de l'amortissement de type hystérétique, qui représente un des paramètres qui conditionnent le comportement réel des matériaux constituant le dépôt de sol sous chargement cyclique, change le contenu en fréquence de l'accélérogramme;
- ✓ Le dépôt de sol peut amplifier l'accélérogramme mais cette amplification est directement conditionnée par le type de l'amortissement affecté à la couche de sol surmontant le substratum rocheux.

Conclusion générale

Conclusion générale

Pour un séisme de magnitude donnée, le mouvement du sol est généralement maximal à l'aplomb de la faille et décroît avec la distance. Cependant, le mouvement sismique peut varier localement (augmentation ou réduction) en raison de la topographie ou de la constitution du sous-sol. Ainsi que les reliefs et les alluvions accumulés sur de grandes épaisseurs (plaines alluviales) enregistrent généralement des désordres supérieurs par effet d'amplification.

L'objectif de présent travail est de connaître le comportement des profils de sols sous sollicitation sismique, ainsi que la nature des sols qui peuvent produire les amplifications du mouvement sismique en champ libre, ce qui nous a mené à mettre en évidence d'étude de l'influence de la nature du sol, la hauteur de la couche de sol et le type d'amortissement sur la réponse sismique en surface.

En effet, dans notre travail nous avons opté pour trois cas d'étude:

Le premier cas concerne l'identification de l'effet du type de sol sur la réponse sismique en surface. On a considéré trois profils de sol (Argile, Sable sec et vase), en utilisant le modèle viscoélastique afin de tenir compte de la nonlinéarité.

Le deuxième cas d'étude met en relief l'influence de l'épaisseur de la couche de sol au-dessus du substratum rocheux sur la réponse sismique en champ libre. Nous avons varié la hauteur des couches des trois profils de sol sus cités, en considérant $H=5m$, $H=10$, $H=50$ et $H=200m$, avec le modèle viscoélastique.

Le troisième cas d'étude évoque l'identification de l'influence du type d'amortissement sur la réponse sismique en surface, en appliquant le modèle Hardning soil small (amortissement hystérétique) sur les trois couches de sol.

Après analyse et exploitation des résultats, nous avons constaté ce qui suit :

- La nature des matériaux constituant le dépôt de sol influence deux paramètres importants:
 - Elle change le contenu en fréquence de l'accélérogramme;
 - Le dépôt de sol peut amplifier l'accélérogramme mais cette amplification est directement conditionnée par la couche de sol surmontant le substratum rocheux.
- L'épaisseur de la couche du sol diminue considérablement l'amplification du mouvement sismique.
- L'utilisation de l'amortissement de type hystérétique, qui représente un des paramètres conditionnels du comportement réel des sols sous chargement cyclique, change le contenu en fréquence de l'accélérogramme.

Le dépôt de sol peut amplifier l'accélérogramme mais cette amplification est directement conditionnée par le type de l'amortissement affecté à la couche de sol surmontant le substratum rocheux.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Aissa MELLAL. Analyse des effets du comportement nonlinéarité des sols sur le mouvement sismique. Ecole centrale de Paris 1997.
- Alain PECKER (1984). Dynamique des sols, éditions presses de l'ENPC, 259p.
- Ali BOUAFIA (2010). Tome (1) Introduction à la dynamique des sols (principe de base).office des publications universitaires. Édition N° 5103.
- Ali BOUAFIA (2010). Tome (2) Introduction à la dynamique des sols (calcul dynamique des ouvrages géotechnique). Office des publications universitaires. Édition N° 5103.
- Centre de recherche en Astronomie Astrophysique et géophysique (GRAAG) Route de l'observatoire B.p Bouzareah Alger (Tel : 0 23 18 90 98/99) www.craag.dz.
- DERRAS Boumédiène. Estimation du risque lie à l'effet de site et génération d'un spectre de réponse à la surface libre. Université Abou Bekr Belkaid-Tlemcen. 2004.
- Kamal FILALI. Modélisation de la réponse sismique d'un sol et évaluation des effets induits. Skikda. 2008.
- Kastriot ÇAMI. Imagerie du module de cisaillement in situ du sol par méthodes d'ondes de surface et essais géotechniques : caractérisation des petites aux grandes déformations. Mécanique [physics]. Université Paris Est. 2017.
- L. DOMIEUX. Determination of dynamic characteristics of a soil based on a cyclic pressuremeter test. Ecole nationale des ponts et des chaussées, CERMES. Rev. Fronc. géotech. N°46, p.p.31.41 (Janvier 1989).
- M. D. Rhab. Effet des paramètres de source sur le mouvement sismique cas du séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003. Alger. 2005.
- N. DELLA, A. ARAB, M. BELKHATIR. H. MISSOUM. Article Effet de la Structure Initiale sur le Comportement non Drainé d'un Sable. Alger. Département de Génie Civil Université Hassiba Benbouali de Chlef BP 151 02000 Chlef – Algérie. Département de génie civil Université de Mostaganem Site 1, route de Belahcel BP 300, Mostaganem 27 000 – Algérie.
- Remi DELUZARCHE¹, Cristina NOGUE-SANCHEZ², VINCENT SAVATIER³. Modélisation des déformations d'une fouille à proximité immédiate d'un tunnel et de bâtiments: Journées nationales de géotechnique et de la géologie de l'ingénieur –champs- sur-Marne. 2018.
 - 1- EGIS géotechnique, agence de Balma, France, cristina.nogue-sanchez @ egis.fr.
 - 2- EGIS géotechnique, agence de Balma, France, remi,deluzarche @ egis.fr.

- 3- EGIS géotechnique, agence de Balma, France, vincent.savatier @ egis.fr.
- Saddika MAHAMADI. Mémoire de magistère influence de l'effet de site sur les paramètres du mouvement du sol. Université M'hamed Bougarra Boumerdes.
 - Sophie COQUILLAY. Prise en compte de la non linéarité du comportement des sols soumis à des petites déformations pour le calcul des ouvrages géotechniques. Ecole national des ponts et des chaussées Paris. 2005.
 - YEDJOUR Khaled. Modélisation numérique de la liquéfaction des sols sableux. Génie Civil et Hydraulique. Université Mohamed Khider – Biskra, Faculté des Sciences et de la technologie. 2012.