

Université 20Aout 1955-Skikda

Faculté de Technologie

Département : Génie Civil

Ref : D 012120005 D



جامعة 20 أوت 1955 سكيكدة

كلية التكنولوجيا

قسم : الهندسة المدنية

المرجع: D 012120005 D

Thèse présentée en vue de l'obtention Du diplôme de

## Doctorat en L.M.D

En Génie Civil

Option : Ingénierie parasismiques des sols et structures

# Microzonage du Risque Sismique avec prise en compte de l'effet de site d'une Région du Nord-Est Algérien

Présentée par :

**BOUSBIA Badreddine**

Directeur de thèse :

**Pr. Sbartai Badreddine**

Soutenue publiquement le 07/07 /2020

**Devant le jury composé de :**

<b>Président</b>	MESSAST SALAH	Professeur	Université de Skikda
<b>Rapporteur</b>	SBARTAI BADREDDINE	Professeur	Université de Annaba
<b>Examineurs</b>	HIDJEB MUSTAPHA	M.C.A	Université de Skikda
<b>Examineurs</b>	MESSIOUD SALAH	M.C.A	Université de Jijel

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

## *Dédicace*

*Je dédie cette thèse :*

*A ceux qui m'ont donné la vie, symbole de beauté*

*De fierté et de patience*

*A ceux qui sont la source de mon inspiration et*

*De mon courage, à qui je dois amour et*

*Reconnaissance*

*Ma chère maman*

*Mon cher père*

*Mes frères*

*Ma famille et tous mes proches*

*A tous les gens que j'aime et qui m'ont aidé*

*à élaborer ce travail*

*Bousbia Badreddine*

## *Remerciement*

Avant tous, louange à "Allah", notre créateur et maître de l'univers, de toutes ses beautés, d'avoir envoyé à tous le prophète "Mohamed" (ﷺ) qui doit être notre éducateur, et puis de nous avoir donné tout ce courage pour terminer ce travail de recherche et permit d'arriver à ce niveau.

Mes remerciements vont également à :

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse, le Dr. Shartai Badreddine pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour ses multiples conseils et pour le temps qu'il a consacré à diriger cette recherche.

Je suis heureux de pouvoir exprimer ici mes remerciements à chacun des membres du jury qui ont bien accepté d'évaluer ce travail.

Je remercie donc tout d'abord Dr. Messast Salah, d'avoir accepté de présider le jury de thèse. Je tiens à l'assurer de ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'il porte à ce travail.

Je remercie le Dr. Hidjeb Mustapha, pour l'honneur qu'il m'a fait d'accepter d'être examinateur de mon travail, pour le temps consacré à la lecture de cette thèse.

Je tiens à remercier le Dr. Messoud Salah, pour l'honneur qu'il m'a fait pour sa participation à mon jury de thèse en qualité d'examineur et pour le temps qu'il a consacré à la lecture de cette thèse.

Je remercie mes parents et tous les membres de la famille pour leurs soutiens qui m'ont été bien utiles durant ma thèse.

Merci

*Bousbia Badreddine*

# Table des matières

Dédicace

Remerciements

Résumé /Abstract /ملخص

Liste des tableaux

Liste des figures

<b>Introduction générale</b> .....	<b>1</b>
<b>1. Étude bibliographique</b> .....	<b>4</b>
1.1. Introduction.....	4
1.2. Microzonage sismique.....	4
1.2.1. Définition de microzonage sismique.....	6
1.2.2. Principes de microzonage.....	7
1.3. Procédure générale pour le microzonage sismique.....	8
1.3.1 Rôle de la géotechnique et géophysique de microzonage.....	10
1.3.2. Différentes étapes de micro-zonage du risque sismique.....	11
1.3.3. Estimation des paramètres des mouvements du sol.....	13
1.3.3.1. Les effets de la magnitude et la distance.....	14
1.3.3.2. Développement des relations prédictives.....	15
1.3.3.3. Estimation des paramètres de l'amplitude.....	17
1.3.3.4. Estimation des paramètres de contenu fréquentiel.....	25
1.3.4. Caractérisation du site.....	27
1.3.5. L'effet de site local.....	28
1.3.6. Etude de la liquéfaction.....	28
1.3.7. Autres paramètres.....	28
1.5. Conclusion.....	29
<b>2. Caractérisation du site pour un microzonage sismique</b> .....	<b>30</b>
2.1. Introduction.....	30
2.2. Reconnaissance de site.....	31
2.3. Les testes dans-situ pour caractérisé le site.....	31
2.3.1. <i>Standard teste pénétration (SPT)</i> .....	31
2.3.2. <i>Cône teste pénétration (CPT)</i> .....	34
2.3.4. <i>Teste géophysique</i> .....	37

2.3.5. <i>L'analyse spectrale des ondes de surface (SASW)</i> .....	38
2.3.6. <i>L'analyse multi canal des ondes de surface (MASW)</i> .....	39
2.5. Méthode de caractérisation du site.....	43
2.6. Conclusion.....	47
<b>3. Effet de site local et l'analyse de la réponse de mouvement du sol</b> .....	<b>49</b>
3.1. Introduction.....	49
3.2. Approche par les fonctions d'amplification.....	50
3.3. Condition de l'effet de site local sur le mouvement du sol.....	50
3.3.1. <i>Effet topographique</i> .....	53
3.3.2. <i>Effet de substratum</i> .....	58
3.4. Méthodes d'estimation des effets locaux du site.....	58
3.4.1. <i>La méthode empirique</i> .....	58
3.4.2. <i>La méthode expérimentale</i> .....	64
3.4.3. <i>Méthodes numériques</i> .....	68
3.4.3. 1. <i>L'analyse unidimensionnelle de la réponse du site</i> .....	68
3.4.3. 1.1. <i>Approche linéaire</i> .....	69
3.4.3. 1.2. <i>Approche non linéaire</i> .....	77
3.4.3. 2. <i>L'analyse bidimensionnelle de la réponse du site</i> .....	78
3.4.3. 3. <i>L'analyse tridimensionnelle de la réponse du site</i> .....	78
3.5 Effets de la profondeur du sol.....	78
3.6 Analyse de la réponse au sol.....	80
3.6.1 <i>Analyse de la réponse du sol en utilisant SHAKE</i> .....	81
3.8 Conclusions.....	83
<b>4. L'analyse de la réponse sismique pour la ville de Mouhamadia_Alger</b> .....	<b>84</b>
4.1. Introduction.....	84
4.2. Méthodologie du microzonage.....	86
4.3. Géologie et géomorphologie de la zone d'étude.....	88
4.4. Hydrogéologie régionale.....	91
4.5. Caractéristiques de la sismicité d'Alger.....	92
4.6. Propriétés géotechniques des sols dans la région.....	93
4.6.1. <i>Détermination de la vitesse de l'onde de cisaillement (Vs)</i> .....	95
4.6.2. <i>Cartographie des valeurs <math>V_s^{30}</math></i> .....	96

4.7. Analyse de la réponse du site.....	97
4.8. Évaluation des résultats.....	100
4.9. Conclusions.....	104
<b>Conclusion générale</b> .....	<b>106</b>
<b>Références bibliographiques</b> .....	<b>108</b>

**Résumé :** Le but de cette thèse est de réaliser le microzonage sismique de la ville de Mohammadia-Alger qui est basé sur une modélisation détaillée des mouvements sismique du sol et ses caractéristiques géophysiques, géologiques et géotechniques. Ce microzonage va nous permettre de prédire la variabilité spatiale du mouvement sismique dans toute cette zone urbaine afin de comprendre le risque sismique, le type de dommages causés par un fort mouvement et pour planifier le développement urbain approprié dans le futur. Pour élaborer ce microzonage le séisme de Boumerdes (Algérie, 21 mai 2003, magnitude Mw = 6,5), qui a provoqué des dégâts considérables, a été utilisé. La réponse sismique est principalement décrite en termes d'accélération maximales du sol et d'amplification visualisée en utilisant des spectres de réponses. L'étude a été réalisée en deux étapes: - une cartographie détaillée des propriétés géologiques et géotechniques de la zone - une modélisation numérique des mouvements du sol attendus lors de séismes. Un microzonage sismique qualitative de la ville de Mohammadia-Alger sera présenté et discutée dans cette thèse en utilisant un système d'information géographique ArcGis.

**Mots clé :** Microzonage sismique, Système d'Information Géographique, analyse linéaire équivalente, sol, séisme.

**ملخص:** الهدف من هذه الأطروحة هو تنفيذ دراسة جزئية زلزالية لمدينة المحمدية بالجزائر العاصمة والتي تستند إلى نمذجة مفصلة للحركات الزلزالية للتربة وخصائصها الجيوفيزيائية والجيولوجية والجيوتقنية. سيتيح لنا هذا التحليل الجزئي بالتنبؤ بالتغير المكاني للحركة الزلزالية في جميع أنحاء هذه المنطقة الحضرية من أجل فهم المخاطر الزلزالية ونوع الضرر الناجم عن حركة قوية والتخطيط للتنمية الحضرية المناسبة في المستقبل. لتطوير هذا التقسيم الجزئي ، تم استخدام زلزال بومرداس (الجزائر ، 21 مايو 2003 ، بقوة  $wM = 6.5$ ) كزلزال مرجعي ، والذي تسببت في أضرار جسيمة. حيث توصف استجابة الزلازل من حيث أقصى تسارع الأرض وتصور التضخيم باستخدام أطياف الاستجابة. أجريت هذه الدراسة على مرحلتين: المرحلة الأولى والتي تشمل خريطة تفصيلية للخواص الجيولوجية والجيوتقنية للمنطقة ، المرحلة الثانية والتي تتمثل في نموذج رقمي للحركات الأرضية المتوقعة خلال الزلازل. حيث سيتم عرض ومناقشة موضوع البحث الزلزالي الدقيق لمدينة المحمدية-الجزائر في هذه الأطروحة باستخدام نظام ArcGis للمعلومات الجغرافية.

**الكلمات المفتاحية :** التحليل الزلزالي الدقيق ، نظام المعلومات الجغرافية ، التحليل الخطي المكافئ ،

التربة ، الزلازل

**Abstrac:** The goal of this thesis is to carry out seismic microzonation of the city of Mohammadia-Algiers which is based on a detailed modeling of the seismic movements of the soil and its geophysical, geological and geotechnical characteristics. This microzonation will allow us to predict the spatial variability of seismic movement throughout this urban area in order to understand the seismic risk, the type of damage caused by a strong movement and to plan appropriate urban development in the future. To develop this microzonation, the Boumerdes earthquake (Algeria, May 21, 2003, magnitude  $M_w = 6.5$ ), which caused considerable damage, was used. The seismic response is mainly described in terms of maximum ground acceleration and amplification visualized using response spectra. The study was carried out in two stages: - à detailed mapping of the geological and geotechnical properties of the area - a digital modeling of the ground movements expected during earthquakes. A qualitative seismic microzonation of the city of Mohammadia-Algiers will be presented and discussed in this thesis using an ArcGis geographic information system.

**Keywords:** Seismic microzonation, Geographic Information System, equivalent linear analysis, soil, earthquake.

## Liste des tableaux

Tableau 1.1- Approches globales sur le microzonage.....	7
Tableau 1.2- Définitions des catégories de sites pour la Relation d'atténuation de Boore et al. (1993).....	22
Tableau 1.3- Les coefficients de la relation d'atténuation de Boore et al. (1993).....	22
Tableau 1.4- Coefficients des relations d'atténuation de la vitesse maximale (Joyner et Boore., 1988).....	25
Tableau 2.1- Facteur correction ( $C_E$ ).....	33
Tableau 2.2- Correction du diamètre de forage ( $C_B$ ).....	33
Tableau 2.3- Correction de longueur des tiges ( $C_R$ ).....	34
Tableau 2.4- Facteur de correction de la forme du carottier ( $C_S$ ).....	34
Tableau 2.5- Les relations proposées pour calculer la vitesse de l'onde de cisaillement.....	42
Tableau 2.6: Classification du site selon le schéma NEHRP. (BSSC, 2003).....	45
Tableau 2.7: Classification des sites adoptée par l'Eurocode - 8 (2003).	46
Tableau 2.8: Classification basée sur les caractéristiques géotechniques (Rodriguez-Marek et al., 2001).....	47
Tableau 3.1- Incrément d'intensité pour chaque unité géologique (Medvedev, 1962).....	59
Tableau 3.2- Incrément d'intensité pour chaque unité géologique (Everden et Thompson, 1985).....	60
Tableau 3.3- Corrélations entre la géologie de surface et l'amplification relative (TC4- ISSMGE, 1999).....	61
Tableau 3.4- Corrélations entre la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement et la valeur relative Amplification (TC4- ISSMGE, 1999).....	62
Tableau 4.1- Liste des enregistrements d'accélération sismique utilisés pour l'analyse de la réponse du site.....	99

## Liste des figures

Figure 1.1- Méthodologie générale pour les études de microzonage sismique.....	11
Figure 1.2- Les accélérogrammes de six séismes au large de la côte Pacifique du Mexique. Chaque accélérogramme a été mesuré à peu près à la même distance de l'épicentre. (Anderson., 199).....	14
Figure 1.3- Différents mesures de la distance utilisée dans les relations prédictives des mouvements forts. (D'après Shakal et Bernreuter, 1981).....	15
Figure 1.4- L'accélération, la vitesse, et le déplacement en fonction du temps pour les enregistrements de mouvements forts des composantes.....	18
Figure 1.5- Les relations proposées entre PHA et MMI (Trifunac et Brady, 1975a).....	19
Figure 1.6- Variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance pour des séismes.....	24
Figure 1.7- Variation de la durée significative.....	26
Figure 2.1- les différents types de Cônes ont utilisé dans le test de CPT.....	35
Figure 2.2- La classification du sol basé sur la résistance de la pénétration (Robertson et Campanella, 1983).....	35
Figure 2.3- Cône test pénétration sismique.....	37
Figure 2.4- Dispositif MASW (à gauche : «flûte » de géophones, à droite: station d'acquisition). .....	40
Figure 2.5- Analyse de dispersion – Approche multicanal (Transformation de champ d'onde 2D).....	40
Figure 3.1- les fonctions d'amplifications des sites A et B.....	50
Figure 3.2- les phénomènes d'amplification et d'atténuation causés par les effets de site.....	51
Figure 3.3- Amplification du site au cours du tremblement de terre au Mexique (SCT - sol meuble et UNAM - site de roches) (Stone et al., 1987).....	52
Figure 3.4- Amplification du site lors du séisme de Loma Prieta (Seed et al., 1990).....	53
Figure 3.5- Formes hypothétiques de collines.....	56
Figure 3.6- Mise au point et défocalisation des ondes sismiques.....	57
Figure 4.7- Effet de la pente sur la réponse du site.....	57
Figure 3.8- Relation entre les niveaux d'accélération du niveau de la roche et de la surface (Idriss,1990).....	63
Figure 3.9- Les microtrémors sont placés sur un site alluvial, un site rocheux et au sommet d'une colline.....	66
Figure 2.10- L'onde incidente et ses composants réfléchis et réfractés dans deux milieux. (Les ondes transversales sont les ondes S et les ondes longitudinales les ondes P)....	67

Figure 3.11- Classification des types de microtremor (Kanai et al., 1966).....	<b>70</b>
Figure 3.12- Accélérations spectrales au site SCT (sol meuble) par rapport au site UNAM (roche) (Chen et Scawthorn, 2003).....	<b>71</b>
Figure 3.13- Courbes de réduction des modules disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.....	<b>73</b>
Figure 3.14- Courbes de taux d'amortissement disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.....	<b>74</b>
Figure 3.15- Variation de la réduction du module (Gred) et du taux d'amortissement ( $\xi$ ) souche de cisaillement (Robinson et al., 2006).....	<b>76</b>
Figure 3.16- Accélérations spectrales au site SCT (sol meuble) par rapport au site UNAM (roche) (Chen et Scawthorn, 2003).....	<b>79</b>
Figure 3.17- Courbes de réduction des modules disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.....	<b>82</b>
Figure 3.18- Courbes de taux d'amortissement disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.....	<b>83</b>
Figure 4.1- Image satellite (Google Earth) des lieux de la ville de Mohammadia.....	<b>86</b>
Figure 4.2- Méthodologie d'étude du microzonage sismique de la ville de Mohammadia.....	<b>88</b>
Figure 4.3- Extrait de la carte géologique D'Alger (A.Aymé, 1964 – 1 / 50 000).....	<b>90</b>
Figure 4.4- Un log stratigraphique synthétique montrant des formations quaternaires plus ou moins lâches. Ces lits d'épaisseurs variables reposant sur des formations solides à pliocène dur, pouvant représenter le substrat rocheux sismique.....	<b>91</b>
Figure 4.5- Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009 (catalogues du CRAAG).	<b>92</b>
Figure 4.6- Carte séismotectonique de l'Atlas Tell du centre-nord de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Les événements sismiques historiques indiqués dans les carrés proviennent de (Rothe, 1950). .....	<b>93</b>
Figure 4.7- Tests du SPT exécutés sur le site étudié de Mohammadia.....	<b>94</b>
Figure 4.8- Variation spatiale de $V_s^{30}$ dans la région de Mohammadia.....	<b>97</b>
Figure 4.9- Séisme de Boumerdes du 21 mai 2003, (a) Station Dar Baida, (b) Station Ain Defla, (c) Station Blida, (d) Station Hussein Day, (e) Station Tizi-Ouzou, (f) Station Qadara (1) Centrale électrique de Qaddara (2).....	<b>100</b>

Figure 4.10- Cartes de contours relatives aux accélérations spectrales moyennes $S_a$ (g) calculées par analyse de la réponse du site dans la ville de Mohammadia.....	<b>102</b>
Figure 4.11- Carte d'accélération spectrale à 1 Hz, analysée par la réponse du site dans la ville de Mohammadia.....	<b>102</b>
Figure 4.12- Carte d'accélération spectrale à 5 Hz fréquences par analyse de la réponse du site dans la ville de Mohammadia.....	<b>103</b>
Figure 4.13- Carte d'accélération spectrale à 10 Hz fréquences par analyse de la réponse de site dans la ville de Mohammadia.....	<b>103</b>
Figure 4.14- Carte de l'amplification moyenne calculée dans la ville de Mohammadia.....	<b>104</b>



### Introduction générale

L'Algérie du Nord est caractérisée par une sismicité qui est causée par l'affrontement des plaques africaine et eurasiatique : Cette sismicité se matérialise généralement par des séismes modérés à faibles, quoiqu'il arrive parfois des séismes violents puissent se produire. A cet effet, on rappelle les deux grands séismes majeurs, qui ont frappé la région d'El-Asnam le 10 octobre 1980, d'une magnitude de 7.3 et celui de Boumerdes le 21 mai 2003, d'une magnitude de 6.8. Les mouvements de terrain récents tels que les tremblements de terre dans plusieurs pays, démontrent la nécessité de prendre en compte les effets de la géologie du site et du comportement du sol non linéaire lors de l'analyse du risque sismique des structures. A l'instar de beaucoup d'autres pays, bien que ces soi-disant effets de site aient été acceptés et étudiés depuis plus de 30 ans par les communautés d'ingénierie et sismologie; dans les codes de construction modernes, ils ne sont abordés que par des facteurs d'amplification du site, en fonction de l'intensité du mouvement, de la période d'intérêt et de certaines informations relatives à ce gisement, souvent limitées à la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement dans les 30 mètres supérieurs ( $V_s^{30}$ ). Les équations de prédiction de mouvement sur le sol sont dérivées de la plupart des fonctions empiriques et représentent par conséquent un effet d'amplification de site moyen.

Le risque sismique et le microzonage des villes permettent de caractériser les zones sismiques à prendre en compte lors de la conception de nouvelles structures ou de la réhabilitation de celles déjà existantes. L'étude des risques sismiques et la préparation de cartes de microzonage constitueront une solution efficace pour la planification urbaine et contribueront à la conception de structures résistant aux tremblements de terre dans une zone. Le microzonage sismique est le nom générique utilisé pour subdiviser une région en secteurs relativement petits avec un comportement similaire de paramètres pertinents. Il s'agit de la procédure habituelle pour prendre en compte ces effets locaux dans l'ingénierie et l'aménagement du territoire. Le microzonage sismique est le processus d'estimation de la réponse des couches de sol sous l'excitation d'un séisme et donc de la variation des caractéristiques de mouvement du sol à la surface du sol. La caractérisation géotechnique du site et l'évaluation de la réponse du site lors de séismes constituent l'une des phases cruciales du microzonage sismique en ce qui concerne l'intensité des tremblements de terre, l'atténuation, l'indice d'amplification et la susceptibilité à la liquéfaction. La cartographie des risques sismiques par un microzonage peut être exprimée en termes relatifs ou absolus, sur une échelle urbaine, bloc par bloc, en fonction des conditions de

sol locales (telles que les types de sol) qui affectent les niveaux de tremblement de sol ou la vulnérabilité à la liquéfaction du sol. Ces cartes fourniraient des directives générales pour la planification intégrée des villes et le positionnement des types de nouvelles structures les mieux adaptées à une région, ainsi que des informations sur le potentiel de dommages relatifs des structures existantes dans une région.

Diverses approches impliquant une certaine connaissance géologique et géotechnique de la zone d'étude sont généralement appliquées au microzonage. Différentes méthodes géophysiques ont été développées récemment et il a été démontré qu'elles étaient utiles, en particulier pour les zones urbaines. Des techniques expérimentales combinées à des approches théoriques faisant appel à la modélisation du mouvement du sol sous différentes hypothèses (linéaires équivalent et non linéaires) sont utilisées pour classer les zones urbaines dans différentes zones de réponses sismiques différentes. Certaines de ces techniques ont été appliquées localement à des zones spécifiques, produisant des résultats raisonnables. Plusieurs articles de synthèse sur les différentes méthodes utilisées pour un microzonage qui a caractérisé des sites ont été publiés ces dernières années (par exemple, Lee, 2015; Monaco et al., 2016; Liu, 2017; Güllü, 2018; Bekler, 2019, entre autres).

L'effet des conditions de site locales sur l'amplification des mouvements du sol est reconnu depuis longtemps (Seed et Idriss, 1982, par exemple). Alors que d'autres facteurs peuvent potentiellement causer des dommages (tels que des effets topographiques et de bassin, une liquéfaction, une défaillance du sol ou des défauts structurels).

Dans la présente étude, on a tenté de caractériser le site et d'étudier l'analyse des risques sismiques en tenant compte des effets du site local et d'élaborer des cartes de microzonage pour la ville de Mohamadia. L'analyse des risques sismiques pour le microzonage de Mohamadia sont abordés dans cette étude en trois parties: Dans la première partie, estimation du risque sismique à l'aide d'informations sismotectoniques et géologiques. La deuxième partie traite la caractérisation des sites à l'aide de techniques géotechniques et géophysiques peu profondes. Une zone de 2 km<sup>2</sup> englobant la municipalité de Mohamadia a été choisie comme zone d'étude dans cette partie de l'enquête. Dans la dernière partie, les effets de site locaux sont évalués en effectuant une analyse de réponse au sol unidimensionnelle (à l'aide du programme SHAKE 2000) en utilisant à la fois les données SPT de forage et les données d'enquête sur la vitesse des ondes de cisaillement dans une zone de 220 m<sup>2</sup>.

La même chose a été évaluée en utilisant une analyse de réponse au sol 1D sous forme des cartes de microzonage préparées pour la ville de Mohamadia, couvrant une superficie de 2 km<sup>2</sup>.

Les résultats sont destinés à être exploités pour l'élaboration d'un Plan de Prévention des Risques (P.P.R) de cette région, et pour une prise en compte effective du risque sismique dans les documents d'urbanisme et schémas d'aménagement urbains.

### **a) Organisation de la thèse**

Cette thèse est constituée de quatre grands chapitres, précédés d'une introduction générale en plus d'une conclusion générale.

Le premier chapitre dresse un état de l'art comportant une synthèse bibliographique sur la méthodologie générale pour un microzonage sismique, discutée en détail ici avec les différents aspects de microzonage sismique et les paramètres de mouvement de sol (Accélération, Vitesse, Déplacement ....etc.).

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation en détail des différents tests requis pour la caractérisation du site d'une façon générale et particulièrement en géotechnique.

Le troisième chapitre décrit l'évaluation des effets de site et l'importance particulière aux méthodes utilisées dans notre étude. C'est la théorie de l'analyse unidimensionnelle de la réponse sismique d'un profil de sol en utilisant différents modèles de comportement (linéaire, linéaire-équivalent, non linéaire).

Le quatrième chapitre constitue le noyau de cette thèse. C'est dans cette partie que nous avons exposé les résultats de microzonage sismique impliquant la génération des cartes de risques sismiques en fonction des caractéristiques de mouvement du sol, à la base d'une étude régionale de la ville de Mohamadia.



### 1.1. Introduction

Les catastrophes naturelles comme les tremblements de terre ne peuvent être ni prédit ni être évités. Cependant, la gravité des dommages peut être minimisé par la planification de l'infrastructure appropriée basée sur des études de microzonage et en suivant les procédures appropriées de conception des constructions résistants aux tremblements de terre. Les études de microzonage sismique fournissent les niveaux des secousses dans une région et les risques sismiques associés tels que la liquéfaction, l'épandage latéral, les glissements de terrain, les tsunamis, etc.

Le microzonage est la subdivision d'une région en un certain nombre des zones qui ont une exposition relativement similaire à divers effets liés aux séismes. Le microzonage devrait fournir des lignes directrices générales pour les types de nouvelles structures qui sont les plus adaptées à une zone, et il devrait également fournir des informations sur le potentiel de dommages relatifs aux structures existantes dans la région. L'analyse de la réponse au sol basé sur la méthode des éléments finis fournit une meilleure évaluation pour un microzonage.

Les paramètres de mouvement d'un sol sont essentiels pour décrire les caractéristiques importantes de mouvements forts du sol sous forme quantitative. De nombreux paramètres ont été proposés pour caractériser l'amplitude, le contenu fréquentiel et la durée des mouvements du sol, certains ne font que décrire une de ces caractéristiques, tandis que d'autres peuvent en refléter deux ou trois. En raison de la complexité des mouvements sismiques du sol, l'identification d'un seul paramètre qui décrit avec précision toutes les caractéristiques importantes du mouvement du sol est considérée comme impossible. (Jennings, 1985; Joyner et Boore, 1988).

Avant le processus d'enquêtes sur le terrain pour initier l'opération de microzonage sismique, il est nécessaire d'esquisser la planification des investigations géophysiques et géotechniques à effectuer. La planification des études de site dépend de la portée du microzonage sismique (par ex. son échelle, procédures adoptées, etc.). Une bonne planification d'étude de site est souvent nécessaire pour comprendre les principes sous-jacents de microzonage sismique et de sa méthodologie. Par conséquent, un aperçu du microzonage sismique et sa procédure est fourni ici, dans ce chapitre avec un accent sur les études géotechniques et géophysiques.

### 1.2. Microzonage sismique

Le risque sismique s'est manifesté comme une question importante et brûlante dans les centres urbains à haut risque à travers le monde. Un projet de microzonage s'étend du primaire aux données exhaustives, telles les analyses impliquant des aspects techniques innombrables sous-

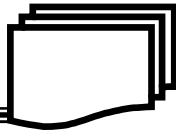


jacents à la base de connaissances de la diversité méthodologique, mais culminant finalement dans des recommandations définissant des contraintes sur les réglementations nationales et / ou mondiales avec les autorités locales.

La réponse à ces questions nous permet d'établir un microzonage incluant l'estimation de la distribution détaillée du mouvement de sol (**aléas**) et des dommages (**vulnérabilité**) qui en découlent, qui seront utilisés pour l'amélioration de la planification et la consolidation de la capacité de gestion des catastrophes sismiques.

La première tentative de microzonage sismique de toute zone urbaine ou un site industriel ainsi qu'un centre de population a été réalisée dans la ville de Yokohama, au Japon, en 1954, (Kanai et al., 1954) compte tenu de différentes zones, les conditions du sol et de conception pour différents coefficients sismiques correspondants aux types de structures situées dans différentes zones. Par la suite, en raison de l'immense utilité des études de microzonage, beaucoup d'études ont été menées dans quelques zones sujettes aux tremblements de terre à l'échelle mondiale (Fah et al., 1995; Marcellini et al., 1999; Chavez-Garcia et Cuenca., 1998; Lungu et al., 2000; Faccioli et Pessina, 1999; Fäh et al., 2001; Alfaro et al., 2002; Slob et al., 2002; Topal et al., 2003; Ansal et al., 2004, Anbazhagan., 2007; Nath., 2007; Rao et al, 2014; Rosset et al, 2015; Gautam et al, 2017; Aucelli et al, 2018 etc.).

Slob et al. (2002) ont présenté une technique de microzonage pour la ville de l'Arménie. Dans cette étude, ils ont utilisé un modèle de couche 3D dans les SIG (Système Information Géographique), combiné avec un le calcul de la réponse sismique unidimensionnelle 1D en utilisant SHAKE, pour obtenir la variation spatiale sismique de la réponse qui a été vérifiée par l'évaluation des dommages. Ils ont conclu que l'amplification a été élevée dans la gamme de fréquence de 5 Hz, il devient vrai après le tremblement de terre, durant le quel l'immeuble bas a connu plus de dégâts que le bâtiment de grande hauteur. (Topal et al., 2003) a examiné divers paramètres pour le microzonage comme les conditions géologiques, géotechniques, sismotectoniques et hydrogéologiques et sur la base de celles-ci, quatre zones différentes ont été proposé pour la zone urbaine de Yeneshir en Turquie. (Ansal et al., 2004) a adopté une approche probabiliste dans l'étude de microzonage pour la ville de Siliviri, en Turquie et l'estimation des conditions géologiques locales et géotechnique sur la base du résultat de test de données et de laboratoire effectués sous forme de forage. Pour la caractérisation du site de la vitesse moyenne des ondes de cisaillement ont été utilisé, qui a été déterminée à partir de tests de réfraction sismique.



### 1.2.1. Définition de microzonage sismique

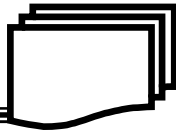
Le microzonage sismique est la première étape du risque sismique, l'étude de l'atténuation des risques exige une approche multidisciplinaire avec des contributions majeures dans les domaines de la géologie, la sismologie, la géophysique, la géotechnique et de l'ingénierie structurelle. C'est très important d'identifier les formations géologiques et tectoniques dans la zone d'étude, qui est essentiel pour déterminer les sources sismiques et aussi pour la création d'un aléa sismique réaliste comme modèles pour l'enquête.

La question très importante touchant à l'applicabilité et la faisabilité de toute étude de microzonage est la fiabilité des paramètres. Il est essentiellement basé sur les dégâts du tremblement de terre et les enregistrements de mouvements forts qui existent sous forme de nombreuses sources et les facteurs propres du site tels que, les effets de champ proche, la directivité, la durée, en se concentrant, sur la topographie du site, qui sont importants pour l'évaluation des caractéristiques des mouvements du sol. Les cartes nationales de zonage sismique qui sont préparées à des petites échelles, comme 1: 1,000,000 ou moins négligeant tous les facteurs cités ci-dessus et ils ne considèrent pas les conditions géologiques et géotechniques du site.

Le microzonage sismique peut être défini comme la subdivision d'une région qui est relativement exposé similairement à diverses activités, liées aux tremblements de terre ou à l'identification individuelle zone ayant un potentiel différent pour les effets du tremblement de terre. Les lieux très importants de préoccupation pour les quels le micro zonage sismique doit être réalisé dans une zone urbaine ou à venir qui tombe sous l'effet du risque sismique élevé.

Microzonage sismique implique une enquête très détaillée sur le terrain pour évaluer le danger. Il est très efficace pour délimiter les variations spatiales dans l'aléa sismique. Ils sont également utiles pour évaluer les scénarios de risque dans la zone d'étude. Cela a été la méthode la plus largement utilisée pour cartographier l'aléa sismique à des échelles locales, qui peuvent intégrer un large éventail d'informations, y compris la réponse sismique à la surface de différentes formations géologiques, le potentiel de liquéfaction, amplification sismique, les glissements de terrain, les tsunamis, etc.

Les cartes de microzonage sismique sont très utiles dans les zones urbaines à planifier parce qu'elles aident à prédire l'impact de futurs tremblements de terre et peuvent également être utilisé pour localiser des installations clés comme les hôpitaux, les casernes de pompiers, les centres d'opérations d'urgence, etc. les études de microzonage sont également très utiles pour sauver le patrimoine et les structures importantes en cas de tremblement de terre dans le futur.



### 1.2.2. Principes de microzonage

Le principe bien défini concernant l'atténuation et la gestion des risques sismiques et le microzonage comprennent :

- I. L'évaluation des risques sismiques.
- II. La normalisation d'une région urbaine de mise en œuvre pour faciliter les plans d'action uniformes vers une adaptation de la réglementation et les codes d'urbanisation, et des pratiques de conception et de construction.
- III. L'évaluation de la vulnérabilité sismique et le pronostic de risque qui permet de faire des mesures préventives contre le risque.

Le risque sismique définit le sol potentiellement dommageables en termes de secousses, l'accélération maximale du sol (**PGA**), la vitesse maximale au Sol (**PGV**), et le déplacement maximale du sol (**DPI**) à évalué à la fois par des approches déterministes (**DSHA**) et probabilistes (**PSHA**) (Sharma, 2006 ; Chávez-López et al., 2016 ; Akkar et al., 2017).

Une approche quasi-déterministe (**DSHA**) ou quasi-probabiliste (**PSHA**) utilise un sismologique, géologique, géomorphologique et géotechnique.

Dans les derniers temps, plusieurs projets de recherche sur le microzonage sismique ont été signalés à travers le monde. Il s'agit principalement d'une évaluation de la fréquence prédominante, la vitesse des ondes de cisaillement effectif ( $V_s^{30}$ ) et des scénarios sismiques déterministes tandis que l'analyse spécifique des risques probabiliste du site émerge. Ce sont des approches fondamentales dépendant de la disponibilité des données de la région d'étude/terrain à l'étude, et le choix de techniques. Quelques approches globales de scénarios sont citées dans le tableau 1.1.

**Tableau 1.1-** Approches globales sur le microzonage.

Approche	Exemple
Estimation de fréquence prédominante de l'étude du bruit ambiant.	Bam City (Motamed et al., 2007), Napoli(Nunziata, 2004), Greater Bangkok (Tuladhar et al., 2004)
Estimation de la réponse donnée de séisme.	Alaska (Nath et al. 2002a)
Modèle 1-D géotechnique qui prédominant en terme de la fréquence, et de l'amplification maximum du sol.	Bucharest City (Ehret et al. 2004), Yenisehir-Bursa (Topal et al. 2003)



Cartes du microzonage sismique probabilistes pour plusieurs périodes du retour.	Tashkent City (Sokolov and Chernov, 2001).
Fréquence prédominante et l'amplification de site de registres du tremblement de terre & étude du bruit ambiant	City of Thessaloniki (Lachet et al., 1996).
Spectres de la réponse des sismogrammes synthétiques	Santiago de Cuba (Alvarez et al., 2004), Beijing (Ding et al., 2004), Tehran (Hamzehloo et al., 2007).
Classifications de site au moyen de dimensionnement de la vitesse d'ondes de cisaillement $V_{s30}$ .	Las Vegas Valley (Scott et al., 2006), Linares (Montalvo-Arrieta et al. 2005).

### 1.3. Procédure générale pour un microzonage sismique

Les effets de site représentent un enjeu important dans la prévention parasismique, si l'on ne peut prédire quand aura lieu un séisme, il semble tout de même possible de prédire où et comment le signal sismique devrait être amplifié. Ainsi, l'objectif des microzonages est de délimiter sur des cartes des zones d'aléa homogène. Pour chaque zone, la fréquence fondamentale ( $F_0$ ) des sites doit être identifiée et la réponse spectrale des sites (leur fonction de transfert) doit être reconnue. La reconnaissance des sols et de leur réponse permet de définir des comportements types et d'adapter les spectres de dimensionnement des structures imposés par les réglementations parasismiques afin de prendre en compte les effets de site. En effet, les réglementations ne peuvent que donner des valeurs forfaitaires et simplifiées qui ne reflètent que rarement la réalité physique des terrains. L'enjeu consiste donc à comprendre les phénomènes et à mettre au point des méthodes fiables permettant d'affiner la réglementation soit au niveau national soit au niveau local (dans le cadre de Plan de Prévention des Risques).

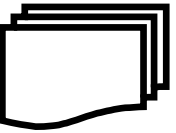
En substance, il est nécessaire d'estimer la réponse de couches de sol sous les excitations de séisme, et donc la variation des caractéristiques de mouvement au sol de tremblement de terre sur la surface du sol (Monaco et Sara, 2016 ; Motalleb et al., 2018). Une méthodologie générale à faire lors d'un microzonage sismique d'une région peut être divisé en quatre grandes rubriques suivantes (Mihalić et al., 2011 ; Shiuly et Narayan, 2012 ; Anbazhagan, 2013 ; Akin et al., 2013 ; Tan et al., 2014 ; Matassoni et al., 2015 ; Ahmad, 2016 ; Lee et al., 2017 ; Khan et Asif., 2018).



- 1- Estimation des paramètres de mouvement du sol à l'aide de la sismicité historique et données de mouvement de tremblement de terre enregistrée qui comprend l'emplacement des sources potentielles, l'ampleur, le mécanisme, les distances épicentre.
- 2- La caractérisation du site en utilisant les données géologiques, géomorphologiques, géophysiques et données géotechniques.
- 3- Évaluation des effets locaux de site qui comprennent l'amplification de site, la fréquence prédominante, le risque de liquéfaction, les glissements de terrain, les tsunamis, etc.
- 4- Préparation des cartes de microzonage sismique.

La méthodologie qui peut être adoptée dans la réalisation des études de recherche sur le microzonage sismique vise à atteindre et à assimiler les aspects suivants de microzonage détaillé dans une zone d'un centre urbain :

- i) Mettre en place les unités géologiques et géomorphologiques de la région et compris les caractéristiques lithologiques à différents endroits.
- ii) Identifier et caractériser les failles majeures / mineures, linéairement et les unités sismotectoniques qui sont sismiquement activées.
- iii) Caractériser les activités sismiques sur la base de la sismicité historique et l'enregistrement des données de mouvement.
- iv) Évaluer la variation spatiale de la vitesse des ondes de cisaillement (c'est-à-dire, en moyenne  $V_s^{30}$  profils) grâce à des levés géophysiques, diagraphie géotechnique, et la modélisation de H /V (Duval., 2001 ; Arai et al., 2004), de développer une base de données du sous-sol de la stratigraphie peu profonde.
- v) Évaluer la distribution spatiale de fréquence prédominante du sol grâce à la technique de Nakamura (Nakamura., 1989).
- vi) Établir la réponse sismique du sol d'après la modélisation théorique et numérique de la propagation des ondes pour identifier les effets d'amplification associés avec le sol près de la surface, avec des mouvements de dépôts alluviaux pendant un séisme, au cours duquel les installations critiques et les infrastructures restent opérationnelles.
- vii) Déterminer les paramètres de la distribution de mouvement du sol tels que l'accélération maximale du sol (PGA)/ vitesse à des endroits différents.
- viii) Déterminer le spectre de réponse du sol, sa durée et l'histoire temporelle des intrants du séisme.
- ix) Classification du site sur la base du modèle de vitesse des ondes de cisaillement, et les évaluations géotechniques.



- x) Évaluer le potentiel de la liquéfaction à partir des données de forage géotechnique détaillé et les profils de vitesse des ondes de cisaillement en utilisant des études de modèles appropriés. Identification de la distance épacentrale maximale et la profondeur basée sur des études de terrain et de laboratoire.
- xi) Analyse de l'aléa sismique probabiliste (PSHA) et déterministe (DSHA) spécifique local.
- xii) Générer des cartes de risque thématiques en termes de classification des sites, sur la base de la réponse du site, fréquence prédominante, spectres d'accélération / spectres de réponse, et l'accélération maximale du sol sur plate-forme SIG.
- xiii) Préparer l'inventaire pour les tendances démographiques, la typologie des bâtiments et l'utilisation des terres.
- xiv) Reconnaître les dangers de construction de phénomène de résonance sur la base prédominante de fréquence pour délimiter les zones à risque variable.
- xv) L'évaluation des risques à travers les zones urbaines pour identifier les niveaux de dommages.

### **1.3.1. Rôle de la géotechnique et géophysique dans le microzonage**

Dans le microzonage sismique de centres urbains, en dépit de l'incertitude inhérente et les risques, les études géotechniques/géophysiques constituent une étape importante. Les informations géotechniques deviennent une valeur inestimable dans l'évaluation des risques à la surface du sol, et l'effet de site local et la liquéfaction plus précise de l'exploration, de la plus grande liberté, le planificateur aura à fournir une estimation plus précise des risques. Un des aspects les plus difficiles et controversés de toute étude géotechnique / géophysique est de décider combien d'exploration à faire (Pitilakis., 1999). Cela est surtout un art ou au mieux une science inexacte. Une géologie défavorable pourrait exiger des enquêtes plus que la moyenne. Comme il n'existe pas de normes et pas de "solutions de manuel" à la quantité d'enquête qui devrait être faite. Dans ce document une tentative est faite de recommander le plan d'action pour déterminer tous les besoins de l'exploration géotechnique / géophysique. L'enquête couvre plus de plusieurs kilomètres carrés au morcellement des centaines de kilomètres carrés.

Par conséquent, la prudence dans la planification du programme de tests est très essentielle, pour obtenir une représentation de site caractérisant avec le nombre minimal de tests. Ces données seront d'une très grande importance pour évaluer les effets du tremblement de terre induits tels que l'amplification de site, l'effet de site locaux, propension à la liquéfaction et la stabilité de la pente.

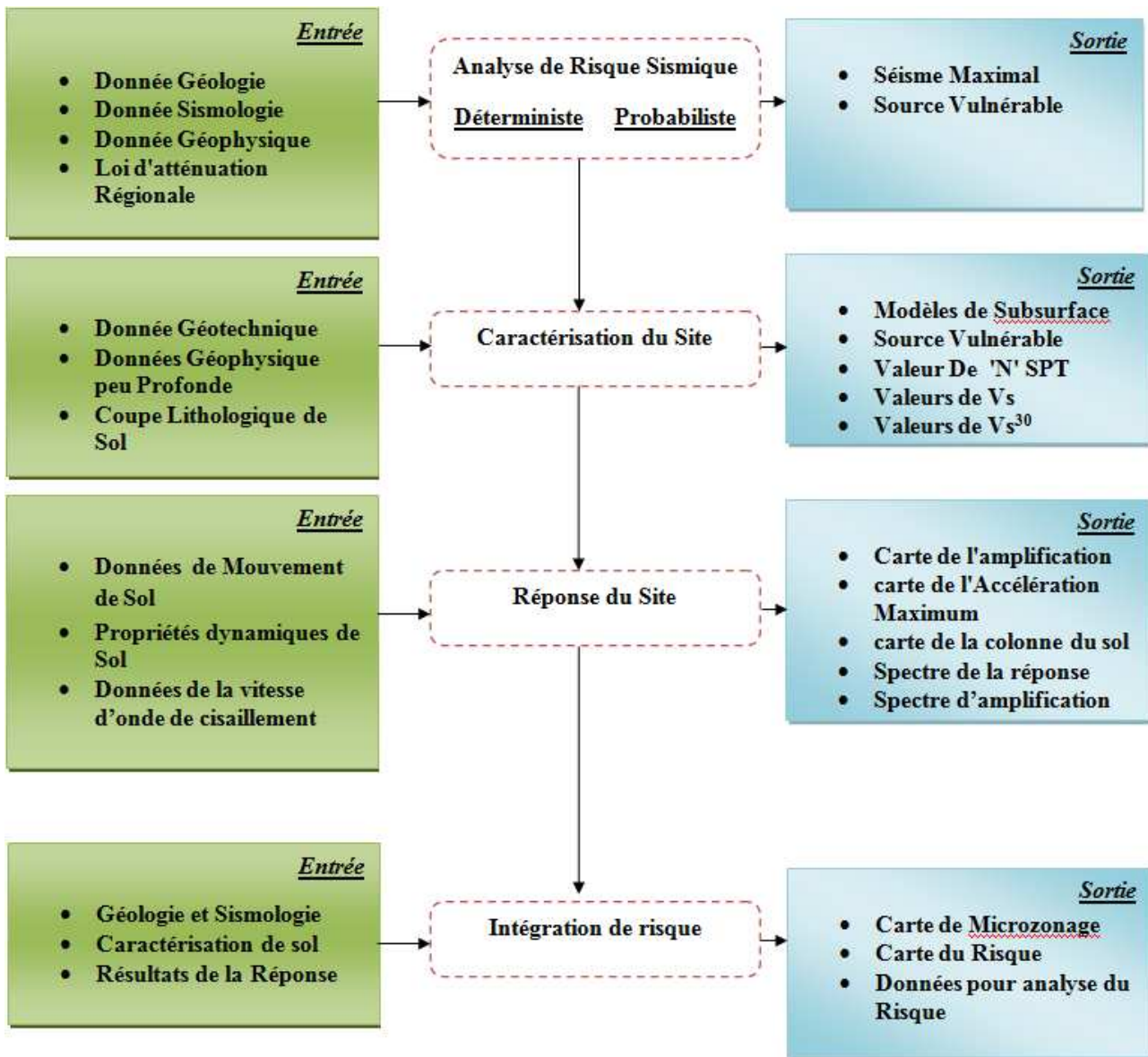


Figure 1.1- Méthodologie générale pour les études de microzonage sismique.

### 1.3.2. Différentes étapes de microzonage du risque sismique

Les effets de site locaux pendant les tremblements de terre sont liés à ces caractéristiques géotechniques telles que l'amplification, la liquéfaction, les glissements de terrain et coulées de boue. Pour évaluer ces caractéristiques géotechniques, trois catégories de méthodes de zonage ont été suggérées par **ISSMGE** (Comité technique pour la Géotechnique et Tremblement de terre) avec les échelles de cartographie. Plusieurs entrées concernant la sismicité, la géologie, et les caractéristiques géotechniques sont nécessaires pour faire un microzonage sismique d'une région urbaine.

Le comité technique **ISSMGE** pour la géotechnique (Correia et al., 2012 ; Van Dijk et Yetginer, 2015), de génie parasismique a classé les études de microzonage sismique en trois classes / niveaux. La sélection appropriée des microzonage sismique de qualité est très importante du point de vue de l'étude de microzonage la sismique. La sélection de la note de microzonage sismique dépend principalement de la sismicité de la région, l'étendue de la zone de couverture, et de la population densité / importance de l'étude. Les paragraphes suivants expliquent brièvement chacun de ces trois niveaux de zonage et fournit également des lignes directrices sur la sélection du niveau de zonage approprié dans le but d'un microzonage sismique de centres urbains.

### **Classes (étape) N°1**

Les procédures pour mener à bien le microzonage sismique à cette étape-1, est similaire à des études de macrozonage menées pour un zonage sismique régional. Les principaux intrants nécessaires sont les données sismologiques disponibles, relation d'atténuation régionale (si disponible, ou l'atténuation d'autre relation de régions similaires peut être utilisé), pour obtenir des mouvements socle / entrée. L'effet des mouvements du sol à la surface sont estimés généralement à partir des cartes géologiques et géomorphologiques disponibles. Rarement, les données géophysique et géotechnique réelles lors des enquêtes sont menées pour la comptabilisation des conditions réelles du site.

### **Classes (étape) N°2**

Les intrants nécessaires à ce niveau de microzonage sismique sont :

- ❖ Données et modèles sismologiques.
- ❖ Rapport d'atténuation spécifique et relation de récurrence.
- ❖ Données géotechniques et rapports des études géotechniques.
- ❖ Validation des données collectées et disponibles.
- ❖ Etudes en laboratoire.
- ❖ Etudes expérimentales.

Ce niveau de microzonage doit être adopté pour les régions ou danger élevé dans les zones sismiques (IV et V) avec moins de population. Pour les régions avec l'aléa sismique modéré (zone III), mais où la population dépasse 100 000 personnes, cette échelle peut être adoptée. L'échelle d'étude et de cartographie est plus grande que le précédent niveau de microzonage. L'échelle d'étude et de cartographie recommandée par d'étude de l'ISSMGE est de 1: 1,00000 à 1: 10.000.



### *Classes (étape) N°3*

Ce niveau de microzonage sismique est adopté pour les zones très vulnérables avec une forte densité de population. Ce niveau de microzonage exige des valeurs d'entrées assez rigoureuses et approfondies en termes de reconnaissances géotechniques et géophysiques. Les valeurs PHA doivent être évaluées en utilisant des méthodes probabilistes et l'analyse de la réponse du site s'effectuera en utilisant une analyse linéaire équivalente et l'analyse non linéaire. Une analyse détaillée des risques de liquéfaction sur la base déterministe et des méthodes probabilistes doit être menée. Tant l'analyse de la réponse du site et l'analyse des risques de liquéfaction à brivent utilisées les entrées des deux tests de terrain et en laboratoire. Le tsunami et l'analyse des glissements de terrain doit être fait dans ces régions qui sont sujettes à ces dangers.

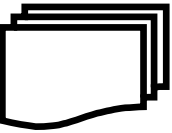
Les cartes de microzonage sorties de cette échelle comprendront :

- ❖ Cartes de classification du site.
- ❖ La variation spatiale du (PHA) et Sa valeurs du spectre d'accélération au niveau de la roche de fond.
- ❖ Cartes de risques de liquéfaction.
- ❖ Cartes de glissements de terrain et tsunamis.
- ❖ Carte complète de l'aléa sismique préparée en combinant toutes les cartes ci-dessus données (après avoir donné pondération appropriée pour chaque facteur).

### **1.3.3. Estimation des paramètres des mouvements du sol**

Les paramètres de mouvement d'un sol sont essentiels pour décrire les caractéristiques importantes de mouvements forts du sol sous forme quantitative. De nombreux paramètres ont été proposés pour caractériser l'amplitude, le contenu fréquentiel et la durée des mouvements du sol, certains ne font que décrire une de ces caractéristiques, tandis que d'autres peuvent en refléter deux ou trois. En raison de la complexité des mouvements sismiques du sol, l'identification d'un seul paramètre qui décrit avec précision toutes les caractéristiques importantes du mouvement du sol est considérée comme impossible. (Jennings., 1985; Joyner et Boore., 1988).

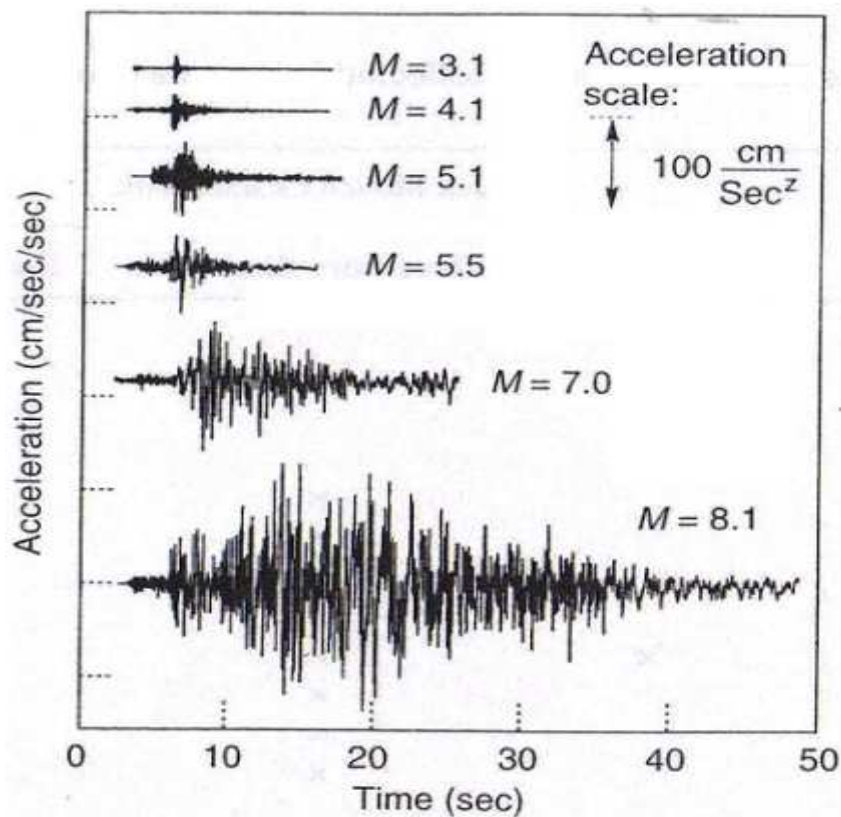
Les méthodes d'estimation de ces paramètres est donc nécessaire. Les relations prédictives, qui expriment un paramètre particulier du mouvement du sol en termes de quantités qui l'affectent le plus fortement, sont utilisées pour estimer les paramètres de mouvement du sol. Les relations prédictives jouent un rôle important dans les analyses des risques sismiques utilisées pour la conception parasismique.



### 1.3.3.1. Effets de la magnitude et de la distance

Une grande partie de l'énergie libérée par la rupture le long d'une faille prend la forme d'ondes élastiques. Puisque la quantité d'énergie libérée par un tremblement de terre est fortement liée à sa magnitude, les caractéristiques des ondes élastiques seront également fortement liées à la magnitude. La (figure 1.2) illustre l'influence de la magnitude des séismes sur les caractéristiques du mouvement du sol réel dans le domaine temporel : chacun de ces séismes provient essentiellement de la même source, et chaque accélérogramme mesuré à environ même distance de la source. Les variations d'amplitude, le contenu fréquentiel et la durée avec la magnitude sont évidents (Kramer., 1996).

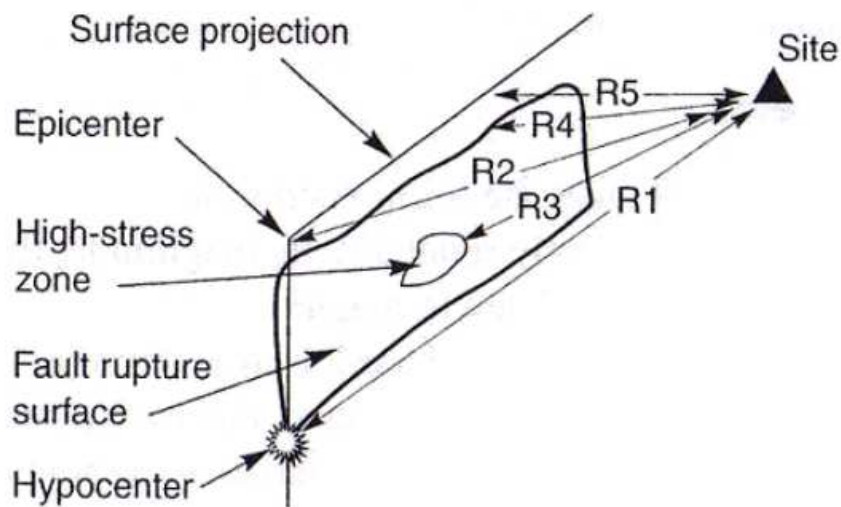
Comme les ondes élastiques se propagent loin de la source d'un séisme, elles se dispersent et sont partiellement absorbées par les milieux qu'elles traversent. En conséquence, l'énergie spécifique (énergie par unité de volume) diminue avec la distance de la source. Puisque les caractéristiques des ondes élastiques sont fortement liées à l'énergie spécifique, ils seront également fortement liés à la distance. La distance entre la source d'un séisme et un site particulier peut être définie de différentes manières.



**Figure 1.2-** Accélérogrammes de six séismes au large de la côte Pacifique du Mexique.



Chaque accélérogramme a été mesuré à peu près à la même distance de l'épicentre. (Anderson., 1998). La (figure 1.3) illustre certaines des mesures les plus couramment utilisées de la distance. R1 et R2 sont les distances hypocentrales et épacentrale, qui sont les distances les plus faciles à déterminer après un séisme. Toutefois, si la longueur de rupture de la faille est une fraction significative de la distance entre la faille et le site, l'énergie libérée peut être à proximité du site, et R1 et R2 ne peuvent pas représenter avec précision la " distance effective ". R3 est la distance à la zone de la plus grande énergie libérée. Puisque la rupture de cette zone est susceptible de produire des amplitudes maximales de mouvement du sol, R3 représente la meilleure mesure de la distance pour l'amplitude maximale des relations prédictives. Malheureusement, sa localisation est difficile à déterminer après un tremblement de terre et presque impossible à prévoir avant un séisme. R4 est la plus proche distance de la zone de rupture (à l'exclusion des sédiments recouvrant le substratum rocheux) et R5 est la plus proche distance à la surface de la projection de la faille de rupture. R4 et R5 ont toutes les deux été largement utilisés dans les relations prédictives.



**Figure 1.3-** Différents mesures de la distance utilisée dans les relations prédictives des mouvements forts. (Shakal et Bernreuter, 1981).

### 1.3.3.2. Développement des relations prédictives

Les relations prédictives expriment généralement des paramètres de mouvement du sol en fonction de la magnitude, la distance et, dans certains cas, d'autres variables, par exemple,



$$Y = f(M, R, P_i) \quad (1.1)$$

Où :

$Y$  est le paramètre de mouvement du sol d'intérêt,  $M$  la magnitude du séisme,  $R$  une mesure de la distance de la source vers le site à étudier, et  $P_i$  sont d'autres paramètres (qui peuvent être utilisés pour caractériser la source du tremblement de terre, le chemin de propagation des ondes et / ou les conditions locales du site).

Les relations prédictives sont développées par des analyses de régression des bases de données enregistrées de mouvements forts. A ce titre, elles changent avec le temps dès que d'autres données de mouvements forts deviennent disponibles. La plupart des relations prédictives sont mises à jour dans la littérature tous les 3 à 5 ans, ou après l'apparition de grands tremblements de terre dans des régions bien fournies en instruments de mesures de mouvement de sol.

La forme fonctionnelle de la relation prédictive est généralement choisie pour refléter le mécanisme du processus de mouvements du sol aussi fidèlement que possible. Cela permet de réduire le nombre de coefficients empiriques et permet une plus grande fiabilité dans l'application de la relation prédictive de certaines conditions (magnitudes et distances) qui sont mal représentées dans la base de données. Les formes habituelles pour les relations prédictives sont basées sur les observations suivantes:

- ❖ Les valeurs maximales des paramètres de mouvements forts ont approximativement une distribution lognormale (i.e., les logarithmes des paramètres sont à peu près normalement distribués). En conséquence, la régression est habituellement effectuée sur le logarithme de  $Y$  plutôt que sur  $Y$  lui-même.
- ❖ La magnitude d'un séisme est généralement définie comme le logarithme de certains paramètres de mouvement maximal. Par conséquent,  $\ln Y$  devrait être approximativement proportionnel à  $M$ .
- ❖ La diffusion des ondes élastiques qui se propagent loin de la source d'un séisme provoque des amplitudes d'ondes de volumes (Ondes P et S) qui diminuent en fonction de  $1/R$  et des amplitudes des ondes de surface [principalement les ondes de Rayleigh] qui diminuent en fonction de  $1/\sqrt{R}$ .
- ❖ La surface sur laquelle se produit la rupture de faille augmente quand la magnitude du
- ❖ séisme augmente. Par conséquent, une partie des ondes qui produisent des mouvements forts à un site arrivent d'une distance,  $R$  et certains arrivent de plus grandes



distances. Par conséquent, la distance efficace, est plus grande que  $R$  d'une quantité qui augmente avec l'augmentation de la magnitude.

- ❖ Une quantité de l'énergie transportée par les ondes élastiques est absorbée par les matériaux où elle se propage [matériau amortissant]. Ce matériau amortissant provoque des amplitudes des mouvements du sol qui diminuent de façon exponentielle avec  $R$ .
- ❖ Les paramètres de mouvement du sol peuvent être influencés par des caractéristiques de la source (genre de failles) ou les caractéristiques du site (roche, sol, etc...).

En combinant ces observations, une relation prédictive typique peut avoir la forme

$$\ln Y = C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4} + C_5 \ln[R + C_6 \exp(C_7 M)] + C_8 R + f(\text{source}) + f(\text{site}) \sigma_{\ln Y} = C_9 \quad (1.2)$$

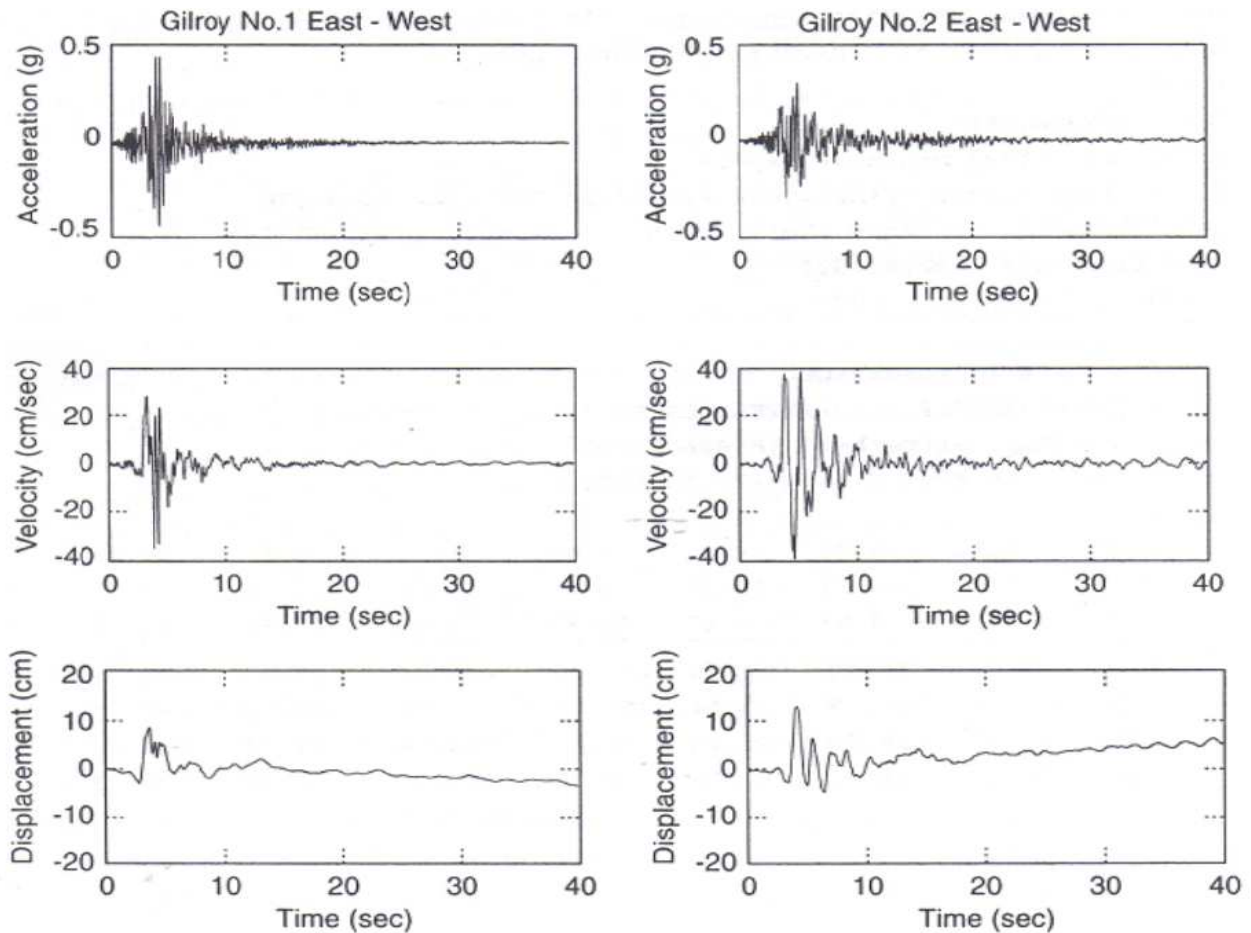
Où

Les chiffres encerclés indiquent les observations associées à chaque terme. Certaines relations prédictives utilisent tous ces termes (et certaines davantage) et d'autres pas.

Le terme  $\ln Y \sigma$  décrit l'incertitude de la valeur du paramètre de mouvements du sol donnée par la relation prédictive. Statistiquement, il représente une estimation de l'écart type de  $\ln y$  par la magnitude et la distance d'intérêt. Historiquement, la plupart des valeurs de  $\ln Y \sigma$  ont été constantes, mais plusieurs relations prédictives récentes indiquent que les valeurs de  $\ln Y \sigma$  varient en fonction de la magnitude. Par conséquent, à une magnitude donnée, la probabilité que le paramètre de mouvement du sol dépasse une valeur  $Y^*$  sera de  $1 - F_z(z^*)$  où  $F_z(z^*)$  est la valeur de la fonction standard de distribution cumulative à  $z^* = (\ln y^* - \ln Y) / \ln Y \sigma$ .

### 1.3.3.3. Estimation des paramètres de l'amplitude

Les paramètres de mouvement peuvent être comme l'accélération, la vitesse, ou le déplacement, ou tous les trois peuvent être décrits comme le montre la (figure 1.4) (Kramer., 1996). Généralement, une de ces quantités est mesurée directement avec les autres, calculée à partir de l'intégration et / ou de la dérivation. On doit noter les différentes fréquences prédominantes en fonction du temps de l'accélération, de la vitesse, et du déplacement. L'accélération en fonction du temps montre une proportion importante avec des fréquences relativement élevées.



**Figure 1.4-** Accélération, vitesse, et déplacement en fonction du temps pour les enregistrements de mouvements forts des composantes EO de Gilroy No.1 (rock) et Gilroy, No.2 (sol). On note que le site Gilroy No.1 (rock) a connu des accélérations plus élevées, mais le site Gilroy No.2 (sol) a connu des vitesses et des déplacements plus élevés (Kramer., 1996).

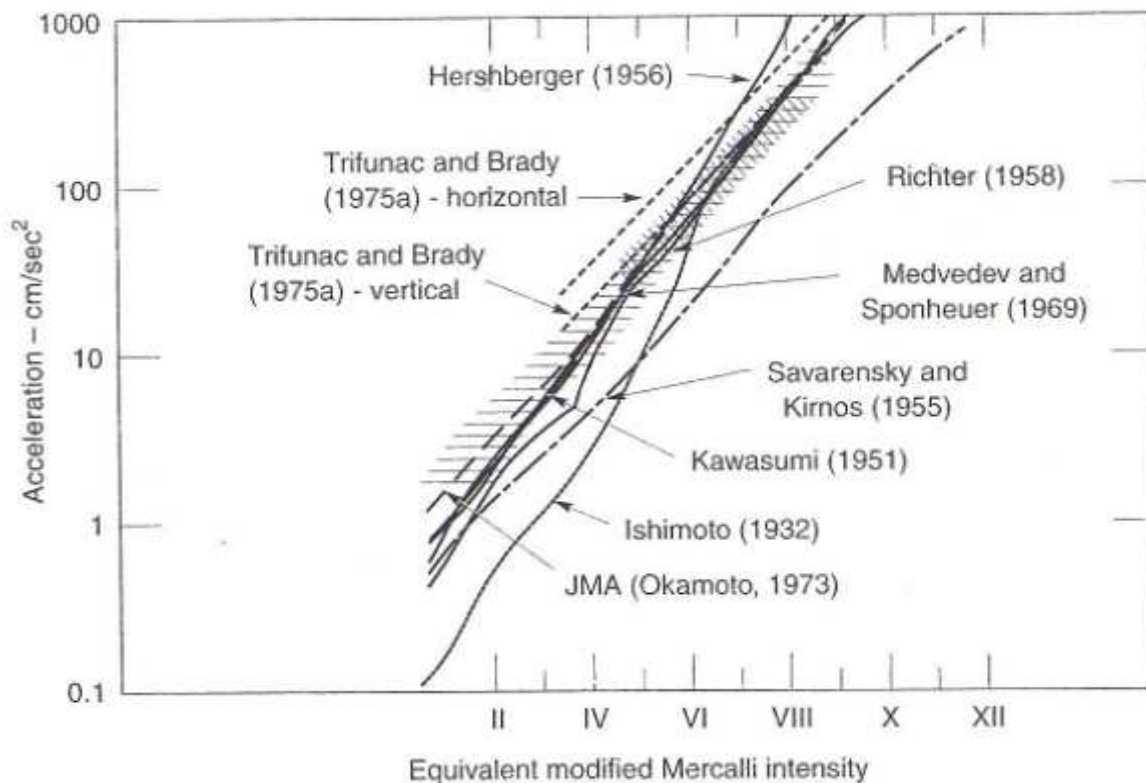
### 1.3.3.3. 1. Accélération maximale

La mesure la plus couramment utilisée pour l'amplitude d'un mouvement du sol particulier est l'accélération horizontale maximale (PHA : Peak Horizontal Acceleration). L'accélération horizontale maximale pour une composante donnée du mouvement est simplement la plus grande (en valeur absolue) valeur de l'accélération horizontale obtenue à partir de l'accélérogramme de cette composante. En prenant la somme vectorielle de deux composantes orthogonales, la résultante maximale de PHA (dont la direction généralement ne coïncide pas avec l'une des composantes mesurées) peut être obtenue.

Les accélérations horizontales sont couramment utilisées pour décrire les paramètres des mouvements du sol en raison de leur relation directe aux forces d'inertie: en effet, les plus grandes forces dynamiques induites dans certains types de structures sont étroitement liées à la PHA. La



PHA peut aussi être corrélée avec l'intensité du tremblement de terre par exemple (Trifunac et Brady., 1975a; Murphy et O'Brien., 1977; Krinitsky et Chang., 1987). Bien que cette corrélation est loin d'être précise, elle peut être très utile pour l'estimation de la PHA lorsque seulement l'information de l'intensité est disponible, comme dans le cas de tremblements de terre qui se sont produits avant que les instruments de mouvements forts ne soient disponibles. Un certain nombre de relations intensité – accélération ont été proposées, dont plusieurs sont présentés dans la (figure 1.5)



**Figure 1.5-** Relations proposées entre PHA et MMI (Trifunac et Brady, 1975a).

Les accélérations verticales ont reçu moins d'attention dans le génie parasismique que les accélérations horizontales, principalement parce que les marges de sécurité contre les forces de gravité statiques verticales induites dans les travaux de construction habituellement offrent une résistance suffisante aux forces dynamiques induites par les accélérations verticales lors des séismes. A des fins de calcul, l'accélération verticale maximale (PVA : Peak Vertical Acceleration) est souvent égale à deux tiers de la PHA (Newmark et Hall, 1982). Cependant, on a récemment constaté que le rapport PVA / PHA est très variable : il est généralement supérieur à deux tiers à proximité de la source des séismes modérés à fort, et moins de deux tiers, à de grandes distances. (Campbell., 1985; Abrahamson et Litehiser., 1989). Les accélérations verticales maximales peuvent être assez grandes, une PVA de 1.74g a été mesurée entre les failles d'Impérial et de Brawley durant le séisme d'Imperial Valley en 1979.



Les mouvements du sol avec des accélérations maximales élevées sont habituellement, mais pas toujours, plus destructeurs que les mouvements avec des accélérations maximales faibles.

Les accélérations maximales très élevées de très courte durée peuvent causer peu de dommages à de nombreux types de structures. Un certain nombre de tremblements de terre ont produit des accélérations maximales supérieures à 0,5 g, mais n'ont pas causé de dommages importants à des structures, car les accélérations maximales ont été atteintes à de très hautes fréquences et la durée du tremblement de terre n'a pas été longue. Bien que l'accélération maximale soit un paramètre très utile, elle ne fournit aucune information sur le contenu fréquentiel ou la durée du mouvement, par conséquent, elle doit être complétée par des informations supplémentaires pour caractériser un mouvement du sol avec précision.

L'accélération maximale est le paramètre le plus couramment utilisé des mouvements du sol, de nombreuses relations d'atténuation d'accélérations maximales ont été développées.

Elles s'adaptent mieux, dans des conditions similaires à celles des bases de données à partir desquelles elles ont été développées. Comme d'autres données de mouvements forts sont devenues disponibles, les relations d'atténuation sont devenues plus raffinées. Considérons, deux relations d'atténuation développées dans un intervalle de temps de 13 ans.

(Campbell, 1981) a utilisé des données universelles pour développer une relation d'atténuation pour la PHA moyenne pour des sites à moins de 50 km de la rupture de faille avec des magnitudes de séismes de 5,0 à 7,7:

$$\ln \text{PHA (g)} = -4.141 + 0.868M - 1.09 \ln[R + 0.0606 \exp(0.7M)] \sigma_{\ln \text{PHA}} = 0.37 \quad (1.3)$$

Où

**M** est la magnitude locale ou l'amplitude des ondes de surface pour des magnitudes inférieures ou supérieures à 6, respectivement, et **R** est la distance minimale à la rupture de faille en kilomètres.

Dans cette relation d'atténuation relativement simple, qui représentait l'état de l'art en 1981, l'accélération maximale a été prise en fonction de **M** et **R** seulement et  $\sigma_{\ln \text{PHA}}$  était constante.

(Campbell et Bozorgnia., 1994) ont utilisé des accélérogrammes partout dans le monde de séismes de magnitude allant de 4,7 à 8,1 pour développer les relations d'atténuation.



$$\ln PHA (gals) = -3.512M_w - 1.328 \ln \sqrt{R^2 + [0.419 \exp(0.647M_w)]^2} + (1.125 - 0.112 \ln R - 0.0957M_w)F + (0.440 - 0.17 \ln R)S_{SR} + (0.405 - 0.222 \ln R)S_{HR} \quad (1.4)$$

$$\sigma_{\ln PHA} = \begin{matrix} 0.889 - 0.0691 & \text{Pour } M \leq 7.4 \\ 0.38 & \text{Pour } M > 7.4 \end{matrix}$$

Où :

**R** est la plus proche distance (<60 km) à la rupture sismique en kilomètres (avec des valeurs minimales de 7,3, 5,8, 3,5 et 3,0 km pour les magnitudes de 5.0, 5.5, 6.0 et 6.5, respectivement); le terme source, **F**, prend les valeurs de 0 pour failles normales et d'extension, et **1** pour les failles inverses ou chevauchantes et les failles coulissantes ou de glissement latéral; **S<sub>SR</sub>=1** pour les sites de roches molles (les dépôts sédimentaires d'âge tertiaire), **S<sub>HR</sub>= 1** pour sites de sol rigide (principalement les plus âgés des dépôts sédimentaires, les roches métamorphiques, les roche cristallines), et **S<sub>SR</sub>= S<sub>HR</sub> =0** pour les sites alluvionnaires. La relation de 1994, qui est basée sur plus de données, est nettement plus précise (et plus compliquée) que la relation de 1981. L'incorporation de termes supplémentaires reflétant la source et les caractéristiques du site est typique pour l'affinement des relations prédictives qui ont eu lieu ces dernières années.

(Boore et al., 1993) ont utilisé les données des séismes du Nord ouest de l'Amérique de magnitudes de 5,0 à 7,7, à des distances à moins de 100 km de la projection en surface de la faille pour développer la relation prédictive:

$$\log PHA(g) = b_1 + b_2(M_w - 6) + b_3(M_w - 6)^2 + b_4R + b_5 \log R + b_6G_B + b_7G_C \quad (1.5)$$

Où

$$R = \sqrt{d^2 + h^2}$$

**d** est la plus proche distance de la projection en surface de la faille en kilomètres, et

$$G_B = \begin{matrix} 0 \text{ pour site classe A} \\ 1 \text{ pour site classe B} \\ 0 \text{ pour site classe C} \end{matrix} \quad G_C = \begin{matrix} 0 \text{ pour site classe A} \\ 0 \text{ pour site classe B} \\ 1 \text{ pour site classe C} \end{matrix}$$



On remarque que la relation d'atténuation de (Boore et al., 1993) est exprimée en fonction du logarithme décimal (base 10) au lieu du logarithme népérien. Les catégories du site sont définies sur la base de la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement dans la partie supérieure de 30 m (100 ft) (Tableau 1-2). Les coefficients de la relation d'atténuation de (Boore et al., 1993) ont été élaborés pour deux mesures de l'accélération maximale: la composante orientée de façon aléatoire et la composante horizontale la plus grande (la première considère deux enregistrements orthogonaux horizontaux à un site particulier comme des événements distincts et la deuxième ne considère que la plus grande des deux).

Les coefficients sont donnés dans le (tableau 1.3).

**Tableau 1.2-** Définitions des catégories de sites pour la Relation d'atténuation de Boore et al. (1993).

Catégories de site	$V_s$ dans les 30 mètres supérieurs (100ft)
A	> 750 m/sec (2500ft/sec)
B	360 -750 m/sec (1200 - 2500ft/sec)
C	180 - 360 m/sec (600 - 1200ft/sec)

**Tableau 1.3-** Coefficients de la relation d'atténuation de Boore et al. (1993).

	Coefficients								
	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$b_4$	$b_5$	$b_6$	$b_7$	h	$O_{\log PHA}$
<b>Aléatoire</b>	-0.105	0.229	0.0	0.0	-0.778	0.162	0.251	5.57	0.230
<b>La plus grande composante</b>	-0.038	0.216	0.0	0.0	-0.777	0.158	0.254	5.48	0.205

Puisque la croûte continentale du Nord - Est de l'Amérique est plus consistante et plus intacte que la croûte du Nord - Ouest de l'Amérique, les accélérations maximales ont tendance à être plus élevées. Pour la partie mi-continentale de du Nord-Est de l'Amérique, Toro et al. (1995) ont développés une relation d'atténuation pour les accélérations horizontales maximales de la roche:

$$\ln PHA (g) = 2.20 + 0.81(M_W - 6) - 1.27 \ln R_m + 0.11 \max\left(\frac{R_m}{100}, 0\right) - 0.0021 R_m \quad (1.6)$$

$$\sigma_{\ln PHA} = \sqrt{\sigma_M^2 + \sigma_R^2}$$

$$R_m = \sqrt{R^2 + 9.3^2}$$



Où :  $R$  est la plus proche distance horizontale à la rupture sismique (en km).

$$\sigma_M = 0.36 + 0.07(M_W - 6)$$

Et

$$\sigma_R = \begin{matrix} 0.54 & \text{Pour } R < 5 \text{ KM} \\ 0.54 - 0.0227 (R-5) & \text{Pour } 5 \text{ KM} \leq R \leq 20 \text{ KM} \\ 0.20 & \text{Pour } R > 20 \text{ KM} \end{matrix}$$

Les tremblements de terre de la zone de subduction se produisent généralement à de grandes profondeurs hypocentrales que les séismes qui se produisent sur des failles transformâtes. Par conséquent, les ondes sismiques qui proviennent de la zone de subduction de tremblements de terre suivent différents chemins de ceux des failles transformâtes. Youngs et al. (1988) ont utilisé des mesures de mouvements forts obtenues sur la roche de 60 séismes et, des simulations numériques pour des séismes de  $M_w > 8$  pour développer une relation d'atténuation de la zone de subduction:

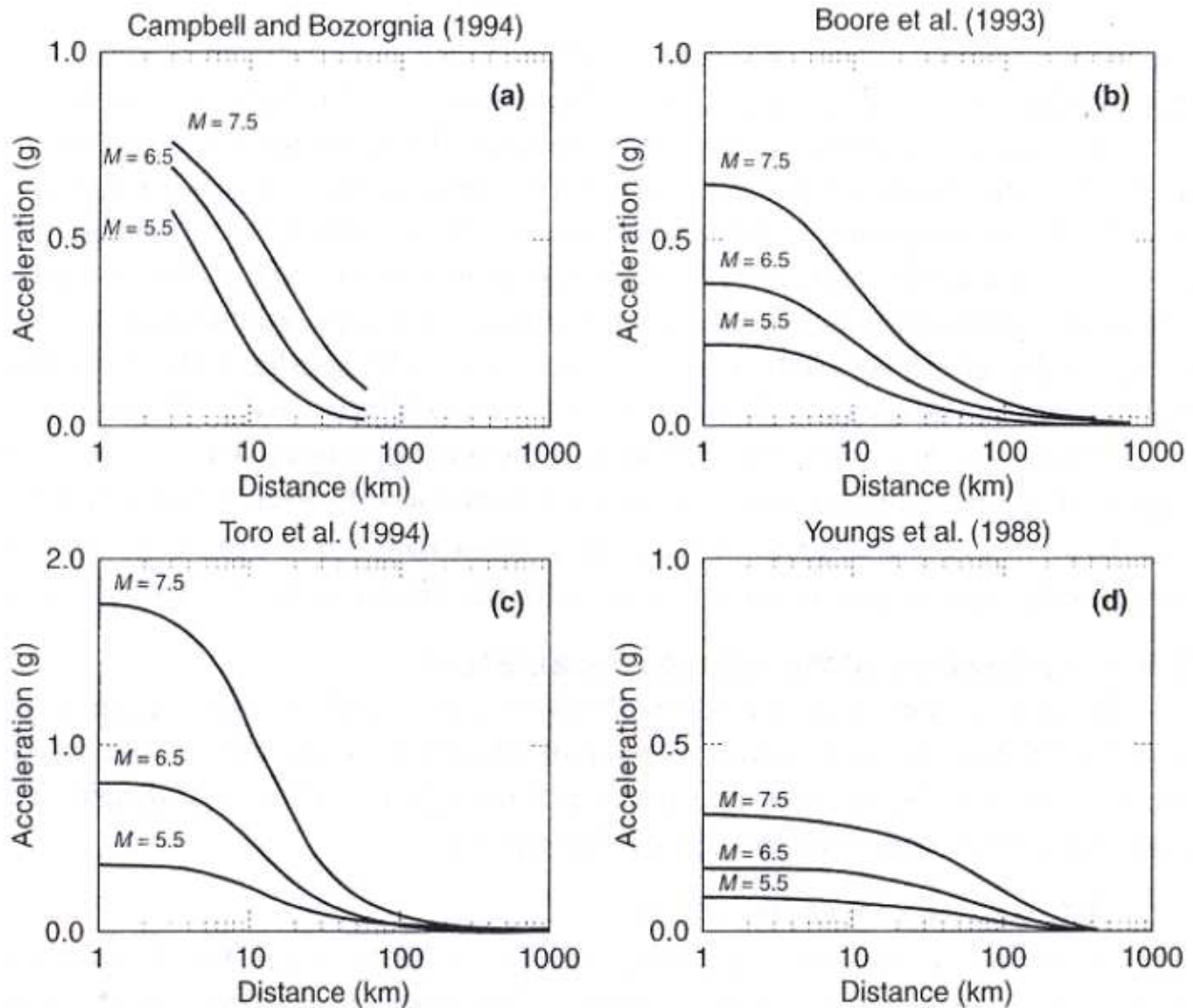
$$\ln PHA(g) = 19.16 + 1.045M_W - 4.738 \ln[R + 205.5 \exp(0.0968) M_W] + 0.54Z_t \quad (1.7)$$

$$\sigma_{\ln PHA} = 1.55 - 0.125M_w$$

Où :

$R$  est la plus proche distance de la zone de rupture en kilomètres et  $Z$ , est 0 pour les événements d'interface.

Les quatre relations d'atténuation précédentes sont présentées graphiquement pour des tremblements de terre de magnitude 5.5, 6.5, et 7.5 dans la (figure 1.6). Les formes des relations d'atténuation sont similaires, malgré le fait qu'elles représentent différentes régions géographiques et des mécanismes de source différents et utilisent différentes mesures de la distance.



**Figure 1.6-** Variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance pour des séismes de  $M = 5,5$ ,  $M = 6,5$  et  $M = 7,5$  en fonction de différentes relations d'atténuation: (a) Campbell et Bozorgnia (1994). Sites de roche molle et des failles d'extension, (b) Boore et al. (1993), site de catégorie B; (c) Toro et al. (1994), et (d) Youngs et al. (1988), événement intraslab.

### 1.3.3.3.2. Vitesse maximale

La vitesse horizontale maximale (PHV) est un autre paramètre utile pour la caractérisation de l'amplitude de mouvement du sol. Puisque la vitesse est moins sensible à la plus haute fréquence des composantes du mouvement du sol, la PHV est plus probable que la PHA à caractériser l'amplitude des mouvements du sol avec précision à des fréquences intermédiaires. Pour les structures ou des installations qui sont sensibles à la charge dans cette gamme de fréquence intermédiaire (par exemple, bâtiments, ponts grands ou flexibles, etc.), la PHV peut fournir une indication beaucoup plus précise du potentiel de dommages que la PHA. La PHV a également été



corrélée à l'intensité du tremblement de terre, par exemple (Trifunac et Bray., 1975a ; Krinitzsky et Chang., 1987).

L'analyse de régression des données de PHV a fourni un certain nombre de relations utiles décrivant l'atténuation de ce paramètre. Par exemple (Joyner et Boore., 1988), ont utilisé les enregistrements de mouvements forts de magnitude entre 5,0 et 7,7 pour développer les relations d'atténuation.

$$\ln PHV(cm/sec) = j_1 + j_2(M - 6) + j_3(M - 6)^2 + j_4 \log R + j_5 R + j_6 \quad (1.8)$$

$$R = \sqrt{r_0^2 + j_7^2}$$

Où : la PHV peut être choisie comme ayant une orientation aléatoire ou la plus grande composante horizontale, et  $r_0$  est la plus courte distance (en kilomètres) à partir du site à la projection verticale de la rupture de la faille sur la surface de la terre. Les coefficients pour la relation d'atténuation sont présentés au (tableau 1.3) (Joyner et Boore., 1988).

**Tableau 1.4-** Coefficients des relations d'atténuation de la vitesse maximale (Joyner et Boore., 1988).

	Coefficients							$\dot{O}_{\log PHA}$
	$j_1$	$j_2$	$j_3$	$j_4$	$j_5$	$j_6$	$j_7$	
<b>Aléatoire</b>	2.09	0.49	0.0	-1.0	-0.0026	0.17	4.0	0.33
<b>La plus grande composante</b>	2.17	0.49	0.0	-1.0	-0.0026	0.17	4.0	0.33

### 1.3.3.3.2. Déplacement maximal

Les déplacements maximaux sont généralement associés à la faible fréquence des composantes du mouvement sismique. Ils sont cependant souvent difficiles à déterminer avec précision, en raison d'erreurs de traitement du signal dans le filtrage et l'intégration des accélérogrammes et en raison de la longue période de bruit. En conséquence, le déplacement maximal est moins couramment utilisé comme mesure des mouvements du sol (Campbell., 1985; Joyner et Boore., 1988).

### 1.3.3.4. Estimation des paramètres de contenu fréquentiel

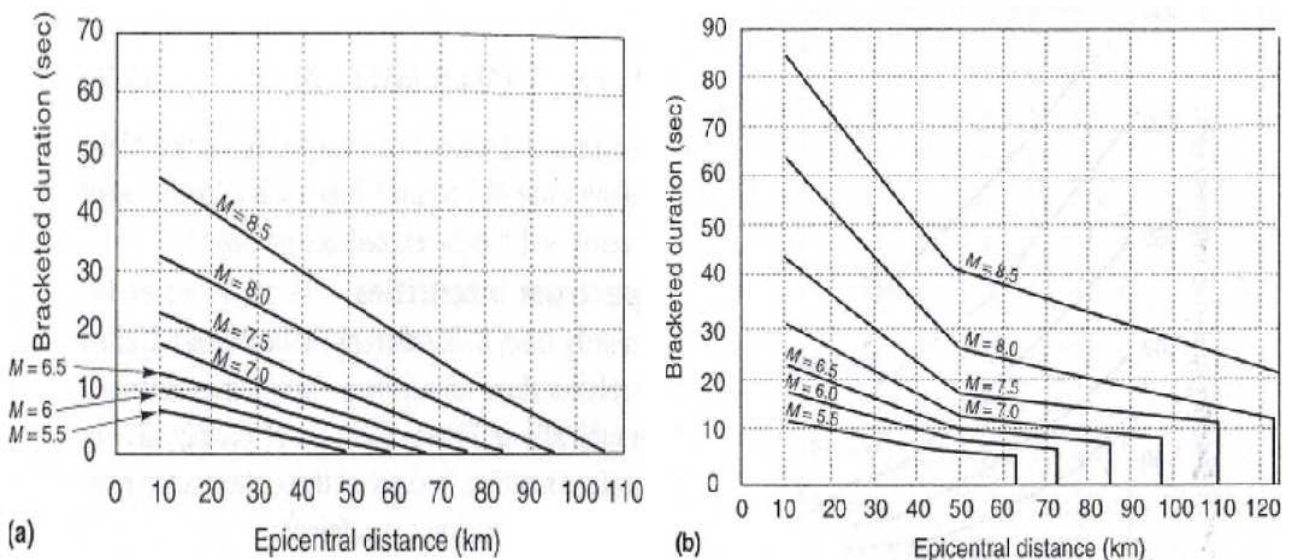
Seules les analyses simples sont nécessaires pour montrer que la réponse dynamique des structures conformes, qu'il s'agisse de bâtiments, de ponts, de pentes ou de dépôts du sol, est très sensible à la fréquence à laquelle ils sont chargés. Les tremblements de terre produisent un



chargement compliqué avec des composantes de mouvement qui couvrent un large intervalle de fréquences. Le contenu fréquentiel décrit la façon dont l'amplitude d'un mouvement du sol est répartie entre différentes fréquences. Puisque le contenu fréquentiel d'un mouvement sismique influencera fortement les effets de ce mouvement, la caractérisation de mouvement ne peut être complète sans tenir compte de son contenu fréquentiel. (Kramer., 1996)

### 1.3.3.5. Estimation de la durée

La durée des mouvements forts de sol augmente avec l'augmentation de la magnitude du séisme. Cependant, la manière dont la durée de mouvements forts varie avec la distance dépend de la façon dont elle est définie. Dès que les amplitudes de l'accélération diminuent avec la distance, les durées basées sur des niveaux d'accélérations absolues, comme la durée significative, on pourrait s'attendre qu'elles diminuent avec la distance ; à certaine distance, toutes les accélérations tomberont en- dessous du seuil d'accélération et la durée significative sera de zéro. (Chang et Krinitzsky.,1977) confirment cela, comme le montre la (figure 1.7).Les durées basées sur des niveaux d'accélérations relatives, par exemple, (Trifunac et Brady., 1975; Dobry et al., 1978) augmentent avec l'augmentation de la distance et peuvent avoir de longues durées même si les amplitudes d'accélération sont très faibles. A des fins d'ingénierie, la durée significative apparaît pour fournir l'indication la plus raisonnable de l'influence de la durée sur le potentiel des dommages.



**Figure 1.7-**Variation de la durée significative (seuil de 0.05g) avec la magnitude et la distance de l'épicentre: (a) sites rocheux, (b) sites de sol. (D'après Chang et Krinitzsky, 1977).



### 1.3.4. Caractérisation du site

Les conditions géologiques locales ont des effets considérables sur le mouvement du sol à un site donné. Lorsqu'il est soumis à des mouvements du sol de tremblement de terre de la réponse des différents types de sols. Habituellement, l'amplificateur du mouvement de sol le plus jeune douce par rapport aux sols plus âgés, plus compacts ou le substratum. L'amplification locale du sol est souvent contrôlée par la couche de surface molle, ce qui conduit à la capture de l'énergie sismique, en raison du contraste de l'impédance entre les sols de surface doux et le socle sous-jacent. La fréquence naturelle de chaque couche de sol dépend des propriétés physiques du sol et la profondeur de la roche-mère. L'objectif principal de l'étude de la réponse du site est d'évaluer l'amplification du mouvement du sol et de la détermination de la fréquence de résonance naturelle du sol. La caractérisation de site doit être faite sur la base des entrées géotechniques, géophysiques et sismologiques.

#### a) Les études géotechniques

- ❖ La caractérisation géotechnique du site doit être faite sur la base de SPT, CPT et de cisaillement, des mesures de vitesse de l'onde de MASW ou de tests de SASW. Cependant, le choix des classes de site doivent être faites sur la base de la vitesse des ondes de cisaillement moyenne obtenue à partir de mesures in situ. Si les données sont obtenues en convertissant les données SPT ou CPT, l'erreur impliquée dans ces relations peut détériorée la qualité des valeurs moyennes de vitesse d'ondes de cisaillement et cela aura une incidence sur l'exactitude des résultats.
- ❖ La détermination du module de déformation dépendante et l'amortissement qui sont des paramètres caractérisant les propriétés du sol de tout site à l'examen, peut également être effectué.
- ❖ Le modèle linéaire équivalent en utilisant la colonne de sol et un lit de roche entrée motion devrait être utilisée pour l'estimation de effet de site.
- ❖ Facteur d'amplification ressortant des études géotechniques doit être utilisé judicieusement conjointement avec les données du tremblement de terre entraînée place amplification.
- ❖ des paramètres important à prendre en considération dans les études géotechniques est l'ampleur de la collecte de données géotechniques. Il varie de 0,5 km x 0,5 km à un maximum de 5 km x 5 km. Détails de la sélection des échelles appropriées pour les études géotechniques sont longuement discutés.



### 1.3.5. Effet de site local

- ❖ Niveau de la surface des paramètres de mouvement du sol, de préférence la valeur de l'accélération maximale du sol (PGA) doivent être évaluées en tenant compte des effets de site locaux.
- ❖ les effets topographiques doivent être considérés.
- ❖ les spectres de réponse de calcul lissés doivent être élaborés sur la base de la classe de site.
- ❖ Le développement des spectres de réponse peut être fait sur la base de dispositions codifiées.

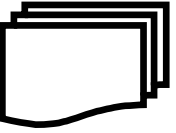
### 1.3.6. Etude de la liquéfaction

- ❖ Le coefficient de sécurité tenant compte de la liquéfaction peut être évalué sur la base de données géotechnique obtenue sur le terrain.
- ❖ L'évaluation du potentiel de liquéfaction peut être fait sur la base des méthodes déterministe ou probabiliste.
- ❖ Le potentiel de liquéfaction peut être rapporté en termes des valeurs requises SPT et CPT pour empêcher la liquéfaction , peut également être développé (si nécessaire).
- ❖ Facteur de sécurité vis-à-vis de la liquéfaction évalué en fonction des données géotechniques disponibles en utilisant des techniques probabilistes peut ensuite être utilisé pour l'évaluation des risques de liquéfaction.

### 1.3.7. Autres paramètres

- ❖ En terrain accidenté, les zones à risque pour les glissements de terrain en vue de l'élaboration de cartes de Map selon les directives du centre de recherche.
- ❖ Dans les zones côtières, la possibilité d'un tsunami doit être envisagée. Les effets des tsunamis seraient des inondations de grande surface, ce qui rend le sol complètement saturé.
- ❖ Dans les régions de modérée à forte sismicité, la surveillance sismique devrait être faite à travers un réseau de mouvement fort.

Tous les aspects ci-dessus cités formeront les couches vectorielles sur la plateforme SIG en échelle 1: 25.000 ou plus. Et par conséquent en raison des poids et des rangs devraient être attribués pour chaque couche / paramètre en fonction des conditions locales.



### **1.4. Conclusion**

Dans ce chapitre, nous avons présenté un aperçu sur la méthodologie générale utilisée pour l'établissement d'un microzonage sismique et ses différents aspects. Nous avons traité le problème de modification du mouvement sismique par les conditions géomecaniques et géomorphologique locales via la cartographie des effets de site. Nous avons aussi évalué et cartographié les phénomènes induits, pour les quelles les sollicitations sismiques agissent comme facteur déclenchant : liquéfaction, tassement et mouvement de terrain

Différents niveaux de microzonage sismique et leurs intrants nécessaires ont été discutés. Des lignes directrices ont été fournies pour la sélection du degré approprié de microzonage sismique. L'accent a été donné pour spécifier les différentes échelles requises pour les études géotechniques et de microzonage.



## 2.1. Introduction

L'analyse chronologique des séismes passés montre clairement que les dommages dus à un tremblement de terre et leur gravité sont contrôlés principalement par trois facteurs importants, à savoir, la source du tremblement de terre et ses chemins caractéristiques, les caractéristiques géologiques et géotechniques locales, la conception structurelle et les caractéristiques de construction des structures. La réponse sismique du sol à un site est fortement influencée par les conditions géologiques et pédologiques locales. Les détails exacts des données géologiques, géomorphologiques, géotechniques, sismotectonique et sismicité locale sont nécessaires pour évaluer la réponse du sol et les effets de site. Le motif des dommages pendant un tremblement de terre dépend des caractéristiques du sol à un site et il peut avoir un effet important sur le niveau des secousses. Ce point met en évidence l'importance de la caractérisation du site dans les études de microzonage. Les cartes tectoniques régionales ainsi que des cartes de géologie de surface et des profils géologiques verticaux seraient les ingrédients essentiels pour l'étude de microzonage sismique. Les caractéristiques et l'épaisseur des couches du sol de sites doivent être identifiés sur la base de sondages tests géophysiques et géotechniques, in-situ. Les bases de données géologiques, géomorphologiques et géotechniques sont nécessaires pour évaluer les effets de site local pour le site amplification ainsi que pour la liquéfaction et la susceptibilité aux glissements de terrain.

La géométrie de la structure du sous-sol, les types de sols et de la variation de leurs propriétés avec la profondeur, les discontinuités latérales et l'influence de la topographie de la surface de l'amplification du mouvement du sol influent sur l'intensité des dommages lors de séismes destructeurs. Pour cela, la connaissance précise de la géologie, géomorphologie, les données géophysiques et géotechniques sont les paramètres clés contrôlant la gravité des dommages lors d'un séisme.

Le microzonage sismique joue un rôle important dans l'évaluation efficace du risque sismique et à cet effet, C'est une subdivision d'une région en de plus petites zones qui dépendent de la réponse sismique du site. Quand la division est faite en considérant tous les critères en rapport avec les tremblements de terre, comme l'intensité sismique, les dégâts sur les constructions, possibilité de la liquéfaction, qu'il est appelé un microzonage sismique. Le microzotation sismique exige que la compétence multi disciplinaire évalue le risque à la surface du sol. Il exige aussi une compréhension complète de l'effet de séisme sur les structures artificielles, les inclinaisons et les sites du sol. Il peut être considéré comme le processus estimant la réponse de couches du sol sous excitations du tremblement de terre.



La caractérisation de site est l'étape importante d'une microzonation sismique. L'exactitude de niveaux attendus à la surface secouée, associé aux risques du tremblement de terre compte sur l'exactitude de la détermination des caractéristiques de site. Il existe un grand nombre de méthodes fournissant des résultats sur des sites étudiés qui sont disponibles pour la caractérisation de site. Chacune de ces méthodes a des avantages et des limitations sur d'autres méthodes. D'où, sélection de la méthode adéquate qui exige de comprendre la méthode de microzonage sismique. À part la sélection, c'est aussi important de décider sur le nombre d'épreuves à exiger. Dans le microzonage sismique, l'ampleur de région sous enquête est très vaste. Elle couvre plusieurs kilomètres carrés pour couvrir certaines centaines de carrés kilomètres.

Ce chapitre discute au sujet de ces questions qui sont exigées pour l'organisation adéquate de sites enquêtés.

## **2.2. Reconnaissance de site**

### **2.3. Les tests dans-situ pour caractériser le site**

Il existe différents tests sur le terrain disponibles pour la caractérisation du site, qui sont discutés dans les sous-sections suivantes. Les tests les plus courants sur le terrain menés pour la caractérisation du site sont : (SPT) Standard Test de pénétration, (CPT) Cône Test de Pénétration (Robertson, 2010), (SCPT) Cône teste pénétration sismique, (SASW) L'analyse spectrale des ondes de surface (Laird et Stokoe, 1993 ; Foti, 2000 ; Kumar et Rakaraddi, 2013) et (MASW) l'analyse multi canal des ondes de surface (Park et al, 1999). La méthode largement acceptée pour la caractérisation de site est basée sur la valeur de  $V_s^{30}$ . Dans l'absence de mesure de la vitesse d'onde de cisaillement directe, ces valeurs peuvent être déduites des tests SPT et CPT, évalués et afin d'être utilisés pour la caractérisation de site.

#### **2.3.1. Standard teste pénétration (SPT)**

Le test de pénétration standard (SPT) est effectué à l'aide d'un échantillonneur dans un trou de forage/tarière. Cet échantillonneur est composé d'un patin d'entraînement, une fraction du cylindre est de section circulaire (longitudinalement divisé en deux parties) et d'un accouplement. La procédure standard pour la réalisation du test de pénétration standard est donnée ci-dessous (Robertson, 2010).

- ❖ Un forage est effectué à la profondeur voulue et le fond du trou est nettoyé.
- ❖ L'échantillonneur, attaché aux tiges de forage d'une longueur requise est descendu dans le trou de forage et est tendu au fond.



- ❖ L'échantillonneur est alors entraîné à une distance de 450 mm à trois intervalles de 150 mm .Ceci est fait en laissant tomber un marteau de 63,5 kg d'une hauteur de 762mm (BIS: 2131, 1981). Le nombre de coups nécessaires pour pénétrer dans le sol est de 300mm, ce qui est enregistré comme la valeur (N). Le nombre de coups nécessaires pour pénétrer l'échantillonneur à travers les premiers 150 mm est appelée lecteur de sièges. Elle est ignorée ceci est du au fait que le sol pendant les premiers 150 mm est perturbé, donc n'est pas efficace pour la valeur N-SPT.
- ❖ L'échantillonneur est ensuite retiré et, est détaché des tiges de forage. L'échantillon de sol, situé à l'intérieur du cylindre fendu, est recueilli en prenant toutes les précautions pour ne pas perturber le degré d'humidité et est ensuite transporté au laboratoire, pour les essais. Parfois, un revêtement mince est placé à l'intérieur du canon de scission. Ceci permet de collecter l'échantillon de sol, à l'intérieur de la chemise, en fermant les deux extrémités de la chemise avec de la cire fondue, puis en prenant pour critère d'éloigner l'échantillon de la terre contenues au laboratoire.
- ❖ Le test de pénétration standard est effectué à tous les 0,75 m d'intervalle dans un trou de forage. Si la profondeur du trou de forage est plus grande, alors l'intervalle peut être pris égal à 1,50 m.

Dans le cas, où le sol à étudier se compose de roches ou des rochers, la valeur N-SPT peut être enregistrée pour les premiers 300 mm. Le test est arrêté si:

- ❖ 50 coups sont nécessaires pour toute pénétration de 150 mm.
- ❖ 100 coups sont nécessaires pour tout 300 mm de pénétration.
- ❖ 10 coups consécutifs sont produits, sans aucune avancée.

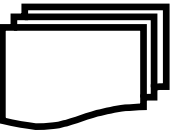
Toute fois, il convient de noter que la valeur N-SPT obtenue à partir de l'ensemble des procédures ci-dessus doit être corrigée avant de pouvoir utilisée des relations empiriques.

### 2.3.1.1. Corrections nécessaires appliquées pour les valeurs SPT

Les résultats du SPT sont exprimés en nombre de coups  $N_m$  pour un enfoncement de 0,3m. Ce nombre de coups enregistrés est ensuite corrigé par des facteurs qui tiennent compte des conditions d'exécution de l'essai, et qui sont normalisés à une contrainte de 100 kPa, et une énergie de marteau de 60% .Il est à noter que  $(N_1)_{60}$  est donné par la formule (Toprak et al, 1999).

La valeur N-SPT est corrigée comme suit :

$$(N_1)_{60} = N_m \cdot C_N \cdot C_R \cdot C_S \cdot C_B \cdot C_E \quad (2.1)$$



Où

$N_m$  : Nombre de coups enregistrés pour une pénétration de 0.3m.

$C_N$  : Facteur correcteur de la contrainte verticale. Il est calculé par la formule :

$$C_N = \left( \frac{Pa}{\sigma'_{v0}} \right)^{0.5} \quad (2.2)$$

Avec :

$Pa$  : Pression atmosphérique,  $Pa = 100 \text{ kPa} = 2.089 \text{ Psf}$ .

$\sigma'_{v0}$  : Contrainte effective verticale des terrains de couverture à la profondeur considérée.

$C_E$  : Facteur correcteur qui normalise le nombre de coups à une énergie du marteau de 60%.

$C_B$  : Facteur correcteur tenant compte du diamètre de forage.

$C_R$  : Facteur correcteur tenant compte de la longueur de la tige.

$C_S$  : Facteur correcteur tenant compte de la forme du carottier.

La correction pour être appliquée, et les valeurs des facteurs correcteurs sont données dans les tableaux suivants (2.1-2.4).

**Tableau 2.1-** Facteur correction ( $C_E$ ).

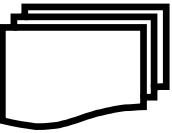
Facteur	Caractérisation de l'équipement	Terme	Correction
Taux d'énergie	Donut Hammer		0.5 à 1.0
	Safety Hammer	$C_E$	0.7 à 1.2
	Automatic-trip		0.8 à 1.3

La formule de la correction de facteur de taux d'énergie du marteau de 60% ( $C_E$ ) est:

$$C_E = \frac{ER}{60\%} \quad (2.3)$$

**Tableau 2.2-** Correction du diamètre de forage ( $C_B$ ).

Facteur	Caractérisation de l'équipement	Terme	Correction
Diamètre de forage	65 à 115 mm		1.00
	150 mm	$C_B$	1.05
	200 mm		1.15

**Tableau 2.3-** Correction de longueur des tiges ( $C_R$ ).

Facteur	Caractérisation de l'équipement	Terme	Correction
Longueur des tiges	3 à 4 m	$C_R$	0.75
	4 à 6 m		0.85
	6-10 m		0.95
	10-30 m		1.00

**Tableau 2.4-** Facteur de correction de la forme du carottier ( $C_S$ ).

Facteur	Caractérisation de l'équipement	Terme	Correction
Méthode de carottage	Carottier Standard	$C_S$	1.0
	Carottier sans liners		1.2

#### a- Avantages et inconvénients de l'essai SPT

Le principal avantage de l'essai SPT est qu'il est l'essai le plus largement utilisé in situ, et beaucoup de corrélations sont disponibles pour évaluer les différentes propriétés du sol. Le test SPT n'est pas possible dans le sable dense avec des rochers. Il ya beaucoup de variabilité dans les résultats et les résultats dépendront du type d'exécution également. En plus de cela, le SPT est effectué uniquement grâce à des incréments discrets et ne fournit pas de profil continu du sol. En plus de cela le grand nombre de corrections, qui sont à être appliquée aux valeurs SPT, ajoute beaucoup d'incertitude sur les résultats.

#### 2.3.2. Cône test de pénétration (CPT)

Cône Test de Pénétration (CPT) est un test in-situ fait pour déterminer les propriétés du sol et pour obtenir la stratigraphie du sol. Ce test été initialement développé par le laboratoire hollandais de mécanique des sols en 1955 et par conséquent, il est parfois connu comme le test de cône hollandaise sur une grande échelle. Le test du CPT peut être divisé en deux : Parties statique ; Cône Test de Pénétration statique (BIS: 4968, Partie-3, 1976) et Cône test de pénétration dynamique.

##### a- Cône test de pénétration statique

Le cône a un angle au sommet de  $60^\circ$  et une zone d'extrémité de  $10\text{cm}^2$  sera poussé à travers le sol à une vitesse contrôlée ( $2\text{ cm}^2/\text{sec}$ ) (Figure 2.1) .Dans l'essai statique, le cône est enfoncé dans le sol et non entraîné. Au cours de la pénétration du cône pénétromètre à travers la surface du sol, les forces sur la pointe de cône ( $q_c$ ) et le frottement du manche ( $F_s$ ) sont mesurées. Les mesures sont



effectuées en utilisant le transfert électronique et l'enregistrement de données, avec une fréquence de mesure qui peut sécuriser les données détaillées sur le contenu du sol et ses caractéristiques. Le module de Frottement ( $FR = f_s/q_c$ ), varie selon les types de sols et est un paramètre important.

Même si l'essai CPT ne fournit aucun des échantillons de sol pour la classification directe du sol, il est possible d'obtenir une classification des sols approximative en utilisant la corrélation développée par (Robertson et Campanella, 1983). Classification du sol sur la base de la résistance à la pénétration de cône est représentée sur la (Figure 2.2).

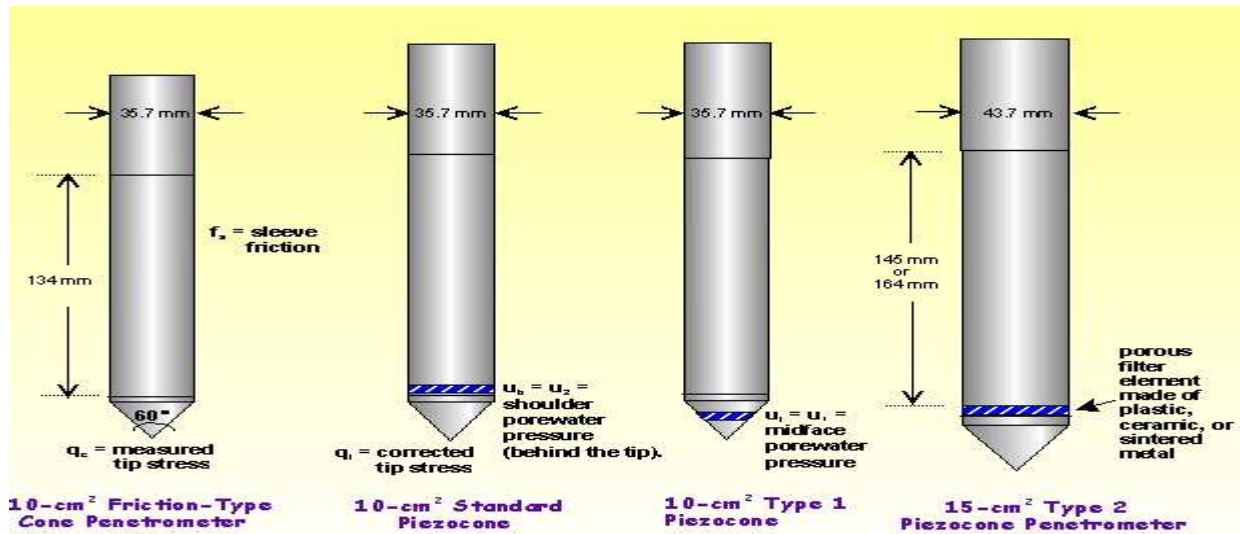


Figure 2.1- les différents types de Cônes ont utilisé dans le test de CPT.

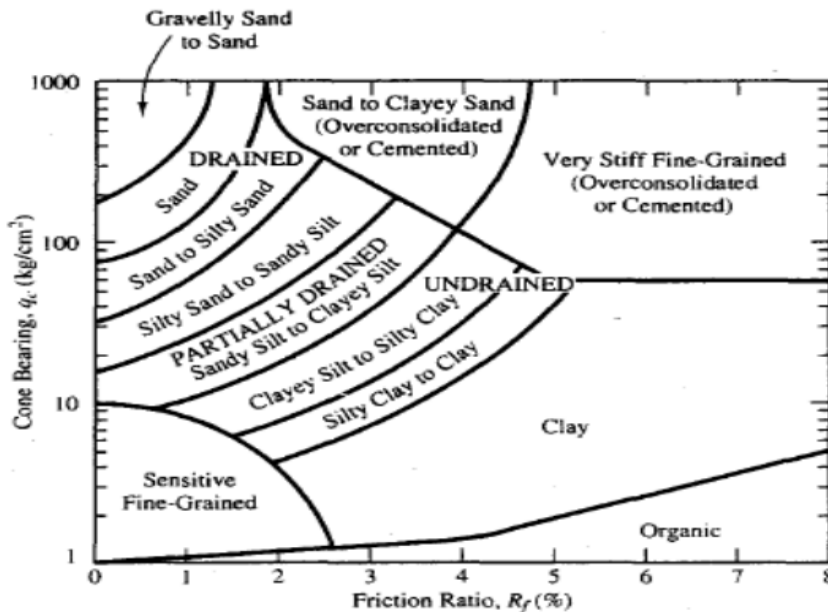


Figure 2.2- La classification du sol basé sur la résistance de la pénétration (Robertson et Campanella, 1983).



### b- Correction de la valeur CPT

La résistance du cône mesurée, à besoin d'être corrigée et normalisée pour une surcharge de la pression est notée par la formule :

$$q_{c1} = (q_c / p_{a2}) C_Q \quad (2.4)$$

Avec :

$q_c$  : La résistance de la pointe du cône mesurée.

$C_Q$  : Facteur correcteur de la contrainte vertical. Il est calculé par la formule :

$$C_Q = \left( \frac{P_a}{\sigma'_{v0}} \right)^n \quad (2.5)$$

Avec :

- $P_a, P_{a2}$  : Pression atmosphérique,  $P_a = P_{a2} = 0.1 \text{ MPa} = 100 \text{ kPa} = 2.089 \text{ psf}$ .
- $\sigma'_{v0}$  : Contrainte effective verticale des terrains de couverture à la profondeur considérée kPa.
- La valeur de (**n**) varie avec le type du sol, (0.5) pour le sable à (1.0) pour l'argile (Olsen, 1997).

$q_{c1}$  Les valeurs corrigées pour QC1 pourcentage de fines est donnée à (Andrus et al., 2004).

$$(qc1)_{cs} = K_c q_{c1} \quad (2.6)$$

La valeur de  $K_c$  est calculée en utilisant les relations suivantes :

$$K_c = 1.0 \text{ pour } I_c \leq 1.64$$

$$K_c = -0.403 I_c + 5.581 I_c - 21.63 I_c + 33.75 I_c - 17.88 I_c \geq 1.64$$

$I_c$  : C'est l'indice de comportement du sol (Andrus et al., 2004).

### c- Cône test de pénétration dynamique

L'essai dynamique est mené par le cône d'entraînement à coups de marteau. La résistance du cône dynamique est estimée en mesurant le nombre de coups requis pour l'entraînement du cône pour une distance spécifiée. Habituellement, cet essai est réalisé avec un cône de 50 mm ou à l'aide d'un cône de 65 mm. Le marteau pèse 65 kg et la hauteur de chute est de 75cm. Le test est effectué dans un puits de forage tubé pour éliminer le frottement de la peau. Il y a beaucoup de corrélations disponibles pour évaluer les propriétés du sol sur la base de la valeur de l'essai (statique ou dynamique).

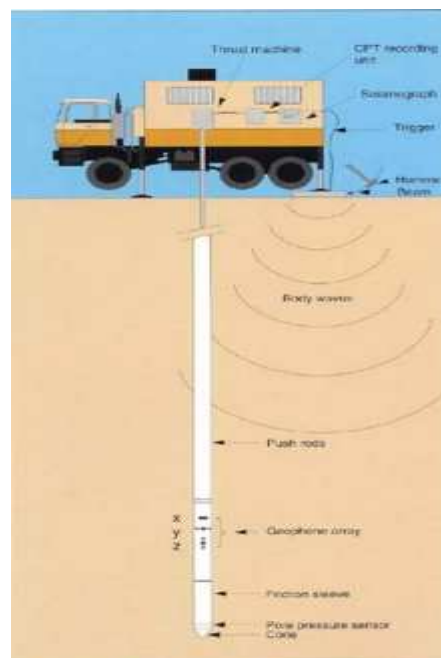


### 2.3.3. Cône test de pénétration sismique (SCPT)

Le test de pénétration de cône sismique utilise un pénétromètre standard avec deux géophones. Un ensemble de géophones est situé derrière le manchon de friction et l'autre ensemble est situé à un mètre au-dessus du premier ensemble (Figure 2.3). Il peut également être équipé d'un géophone ou un accéléromètre monté au-dessus de la douille de friction.

La méthode d'essai consiste à mesurer le temps de voyage des ondes sismiques se propageant entre une source d'ondes et la surface du sol (Casey et al., 1999). Ces ondes comprennent des ondes de cisaillement (ondes S) et des ondes de compression ou primaires (ondes P). La vitesse des ondes sismiques en donnera les propriétés comme le rapport entre le module de cisaillement et le module de poisson du profil du sol (Williams, 2000).

L'essai CPT est très rapide et diverses corrélations sont disponibles pour obtenir différentes propriétés du sol (Bowles, 1997). Cependant CPT peut être utilisé seulement dans un milieu de terre raide sans rochers.



**Figure 2.3-** Cône test pénétration sismique.

### 2.3.4. Test géophysique

Études géotechniques générales impliquent le forage de trous dans le sol, l'échantillonnage des points discrets, et des essais in situ ou en laboratoire. Cette méthodologie convient pour l'exploration du plus petit volume de sol et de roche. Cependant, pour le microzonage sismique, il faut effectuer des explorations sur des volumes plus importants. Les méthodes géophysiques



surmontent cet inconvénient et d'autres problèmes inhérents à des techniques classiques d'investigation géotechnique. Il existe de nombreuses méthodes géophysiques disponibles aujourd'hui. La plupart des méthodes peuvent fournir les profils de sections continues.

Certaines des techniques peuvent également apporter des propriétés de rigidité du terrain, qui sont utiles pour un microzonage sismique. Les techniques géophysiques aident également à localiser les cavités, les puits de mine remblayés et souterraines, et certaines caractéristiques géologiques telles que les failles et discontinuités.

Dans le microzonage sismique, il est nécessaire d'obtenir le profil de subsurface détaillée sur la région d'intérêt. Il est difficile de mener des explorations géotechniques conventionnelles sur un site d'une telle grande région. En outre, la réalisation d'explorations site géotechniques sur une grande surface est très coûteuse. Les méthodes géophysiques sont la seule alternative pour éviter ces difficultés. Ces méthodes fournissent une variabilité latérale des matériaux proches de la surface sous un site.

### **2.3.5. L'analyse spectrale des ondes de surface (SASW)**

Cette méthode est utilisée pour mesurer d'ondes de cisaillement des profils du sol. Cette méthode dépend des caractéristiques dispersives des ondes de Rayleigh qui traversent le milieu de sol stratifié. Une source dynamique est utilisée pour créer des ondes à la surface avec des différentes fréquences celles-ci sont surveillées par deux récepteurs à une distance connue. En utilisant les méthodes SASW (Motaleb et al., 2018), une grande surface peut être couverte et le profil du sol peut être obtenu.

La méthode d'analyse spectrale de l'onde de surface (SASW) (Foti, 2000) et la méthode d'analyse multicanale de surface (MASW) (Park et al., 1999; Xia et al., 2002). Profil de la vitesse des ondes à partir de l'énergie des ondes de surface. Les méthodes d'ondes de surface sont des essais non invasifs qui sont exécutés à partir de la surface du sol sans forer aucun trou de forage. Les méthodes d'ondes de surface sont de plus en plus utilisées dans les applications de génie civil pour évaluer le module de cisaillement du sol avec la profondeur (O'Neill et al., 2003). Cette approche présente des avantages par rapport aux mesures de subsurface invasives (Xia et al., 2002), car elle peut être facilement mise en œuvre le long de sections linéaires pour obtenir un profil de vitesse bidimensionnelle des ondes de cisaillement (Lin et al., 2004; , 2004). Il peut être utilisé comme outil d'imagerie de l'hétérogénéité du sous-sol (Shtivelman, 2002).

Le nombre d'applications de profilage d'ondes de surface augmente, mais des questions se posent quant aux limites expérimentales et théoriques (O'Neill, 2004). Ils comprennent la réfraction

sismique, la réflexion sismique et les méthodes d'ondes de surface. Les méthodes de réfraction sismique et de réflexion sont basées sur l'analyse de la propagation des ondes corporelles et en considérant les ondes P ou S. La réfraction des ondes P est utilisée pour localiser les formations rocheuses sous-jacentes et la réfraction des ondes S peut être utilisée pour obtenir les profils de rigidité des petites contraintes.

La vitesse de l'onde de cisaillement est un paramètre important dans l'ingénierie sismique géotechnique et son utilisation devient très courante ces dernières années (Foti et Butcher, 2004, Socco et Strobbia, 2004, Xia et al., 2004 ; Murvosh et al., 2013 ; Lu et al., 2015 ). Même si le profil de vitesse des ondes de cisaillement peut être obtenu à la fois par SASW et MASW, MASW est préféré à SASW car il est très fastidieux d'effectuer un test (SASW) qui ne dépend que de deux géophones pour les explorations.

### **2.3.6. L'analyse multi canal des ondes de surface (MASW)**

La vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) est un paramètre essentiel pour évaluer les propriétés dynamiques de sol en surface. Un certain nombre de méthodes géophysique sont été proposées pour la caractérisation près de la surface et la mesure de la vitesse des ondes de cisaillement en utilisant une grande variété de configurations de test, des techniques de transformation et des algorithmes d'inversion. La technique la plus largement utilisée est l'analyse multi canal des ondes de surface(MASW), qui a été introduit en géophysique par (Park et al.1999).

Cette méthode est basée sur la dispersion des ondes de surface pour la détermination des vitesses des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) dans les premières dizaines de mètres du sous-sol. Elle permet d'obtenir un profil de vitesse, en plusieurs points, pour un coût largement inférieur aux méthodes destructives habituellement utilisées en géotechnique (cross Hole). La vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) intervient dans l'évaluation des modifications du signal sismique à la surface par rapport au mouvement au rocher (effets de site) (Stephenson et al., 2005 ; Boominathan et al., 2008 ; Cox et al., 2011 ; Muzli et al., 2012 ; Tan et al., 2014 ; Zainorabidin et Said, 2016 ). C'est donc un paramètre déterminant dans une étude d'aléa sismique local ou de microzonage sismique.

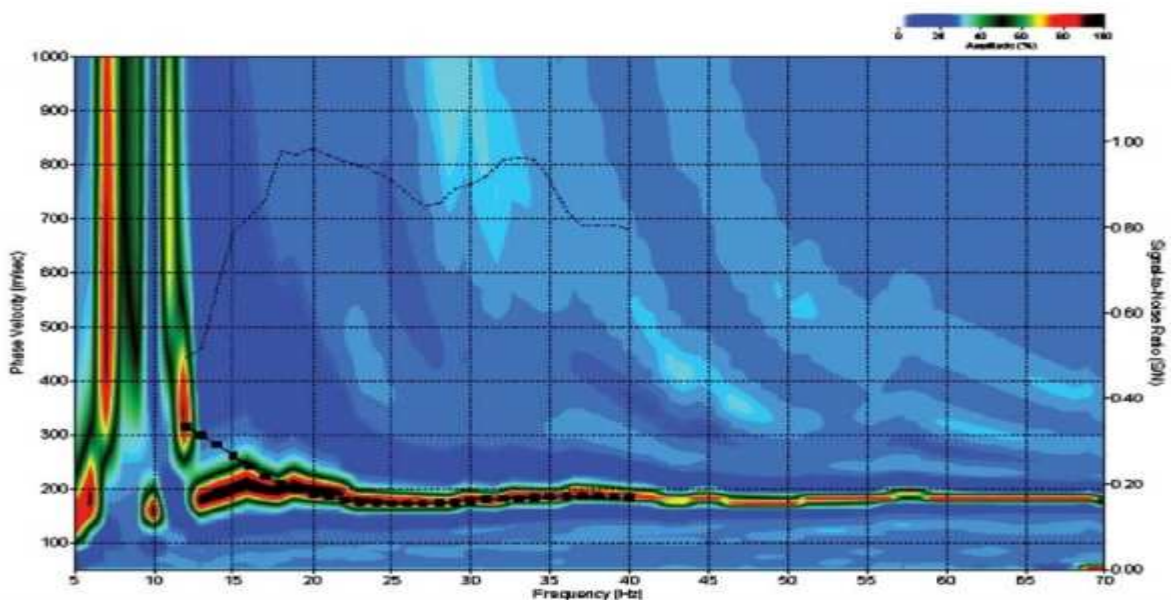
Le matériel nécessaire pour effectuer des mesures sismiques des ondes de surface est composé d'une centrale d'acquisition sismique, de géophones (Figure 2.4) et d'une source d'impulsion (ici une chute de marteau).



**Figure 2.4-** Dispositif MASW (à gauche : «flûte» de géophones, à droite: station d'acquisition).

Le système de MASW se compose d'un certain nombre de géophones (généralement plus de douze) disposés à des intervalles égaux. Les ondes sismiques sont créés par une source impulsive et capturés par les géophones / récepteurs. L'onde de Rayleigh capturé est en outre analysée en utilisant un logiciel approprié pour générer les données de Vs.

La génération d'une courbe de dispersion est une étape critique dans le procédé de MASW. Une courbe de dispersion (figure 2.5) est généralement affichée en fonction de la vitesse de phase en fonction de la fréquence. La vitesse de phase peut être calculée à partir de la pente linéaire pour chaque composant sur l'enregistrement de fréquence.



**Figure 2.5-** Analyse de dispersion – Approche multicanal (Transformation de champ d'onde 2D).



Les tests MASW sont très rapides et économiques. Dans la méthode SASW, la courbe de dispersion est obtenue en utilisant une configuration de test à deux récepteurs. Mais dans MASW, l'enregistrement multi-stations permet un relevé unique d'une large gamme de profondeurs et des niveaux élevés de redondance avec une seule configuration de champ. La méthode MASW surmonte les inconvénients associés à la méthode SASW. (Wills, 1998 et Boore et Brown., 1998) ont donné la fiabilité des vitesses d'ondes de cisaillement mesurées à l'aide de différentes techniques. (Hunter et al., 2002) ont comparé la vitesse de l'onde de cisaillement mesurée par la méthode du forage et la technique MASW pour plusieurs sites, ont trouvé que la différence entre les résultats n'était que de 9%. Dans des conditions normales, MASW peut fournir le profil jusqu'à 30 à 80m. Cependant, avec des équipements spéciaux, il peut aller jusqu'à 250-300m, car la profondeur de la profondeur du profil dépend principalement de l'énergie de la source et de l'espacement des géophones. Ces tests sont très utiles lorsque la profondeur de la roche est supérieure à 30 m. Cependant l'interprétation des résultats nécessite de l'expérience et un logiciel spécial. Plus sur le profil de sol obtenu doit être croisée avec le profil obtenu à partir des données de forage à des points sélectionnés.

### 2.3.6.1. Correction de pression de surcharge pour $V_S$

La valeur  $V_S$  corrigée pour la pression de couverture,  $V_{S1}$ , est calculée comme suit:

$$V_{S1} = V_S \left( \frac{Pa}{\sigma'_{v0}} \right)^{0.25} \quad (2.7)$$

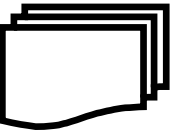
Où

$Pa$  : Pression atmosphérique (approximée à 100 kPa).

$\sigma'_{v0}$  : Contrainte de surcharge effective initiale en kPa.

### 2.3.6.2. Avantages et inconvénients des mesures $V_S$

Les mesures de la vitesse de cisaillement  $V_S$  sont possibles dans des sols très rigides et graveleux. Les valeurs  $V_S$  peuvent être obtenues dans des sites où les forages ne sont pas autorisés. La vitesse de l'onde de cisaillement est directement liée à la propriété mécanique du sol et elle est liée au module de cisaillement à faible contrainte  $G_{max}$ . Aucun échantillon de sol n'est obtenu lors de l'essai et, par conséquent, l'inspection visuelle des sols peut ne pas être possible. Une couche très mince de couches de sol meuble peut passer inaperçue lors de l'essai. Divers modèles sont supposés pour l'interprétation des résultats et les résultats peuvent être influencés par les conditions de l'eau souterraine, la présence d'argile. La mesure  $V_S$  est un test de faible déformation et l'augmentation de



la pression interstitielle et l'initiation de la liquéfaction sont des comportements de déformation élevés. Par conséquent, les corrélations disponibles entre les valeurs  $V_s$  et la susceptibilité à la liquéfaction sont relativement moindres. Des relations empiriques ont été proposées pour corrélérer les résultats des tests de pénétration entre CPT et SPT (Robertson et al., 1983) ainsi qu'avec les vitesses des ondes de cisaillement (Ohta et Goto, 1978, Mayne et Rix, 1995). Une liste de certaines des relations proposées pour calculer la vitesse de l'onde de cisaillement en termes de valeur SPT-N est donnée dans le tableau 2.5.

**Tableau 2.5-** Les relations proposées pour calculer la vitesse de l'onde de cisaillement.

Type du sol	$V_s$ (m/sec)	Auteur	Region (Pays)
<b>Argile</b>	$V_s=5.3 N+134$	Fumal and Tinsley (1985)	USA
	$V_s=114.4 N^{0.31}$	Lee (1990)	USA
	$V_s=165.7 N^{0.19}$	Pitilakis et al. (1992)	Grèce
	$V_s=105.7 N^{0.33}$	Raptakis et al.(1995)	Grèce
	$V_s=184.2 N^{0.17}$	Raptakis et al.(1995)	Grèce
	$V_s=27.0 N^{0.73}$	Jafari et al.(2002)	South of Tehran
	$V_s=80.2 N^{0.292}$	Imai (1981)	Japan
	$V_s=97.9 N^{0.269}$	Hasancebi and Ulusay (2007)	Turkey
	$V_s=132(N60)^{0.178}$	Pitilakis et al.(1999)	Greece
	$V_s=80(N)^{0.33}$	Anbazhagan and Sitharam (2010)	Bangalore, India
	$V_s=89.31 N^{0.35}$	Maheswari et al.(2010)	Chennai, India
	$V_s=44 N^{0.48}$	Dikmen (2009)	Western Taiwan
$V_s=100.0 N_{0.33}$	Jafari et al.(2002)	Japan	

Type du sol	$V_s$ (m/sec)	Auteur	Region (Pays)
<b>Sable</b>	$V_s=57.4 N^{0.49}$	Lee (1990)	USA
	$V_s=56.4 N^{0.50}$	Seed et al.(1983)	USA
	$V_s=162.0 N^{0.17}$	Pitilakis et al.(1992)	Grèce
	$V_s=100.0 N^{0.24}$	Raptakis et al.(1995)	Grèce
	$V_s=123.4 N^{0.29}$	Raptakis et al.(1995)	Grèce
	$V_s=27.0 N^{0.73}$	Jafari et al.(2002)	South of Tehran
	$V_s=80.6 N^{0.331}$	Imai (1981)	Japan
	$V_s=90.8 N^{0.319}$	Hasancebi and Ulusay (2007)	Turkey

$V_s=79.0 N^{0.434}$	Hanumantharao and Ramana (2008)	Delhi
$V_s=32 N^{0.5}$	Shibata (1970)	Japan
$V_s=87 N^{0.36}$	Ohta et al.(1972)	Japan
$V_s=145(N_{60})^{0.17}$	Pitilakis et al.(1999)	Greece
$V_s=57((N1)_{60cs})^{0.4}$	Anbazhagan and Sitharam (2010)	Bangalore, India
$V_s=100.53 N^{0.265}$	Maheswari et al.(2010)	Chennai, India
$V_s=5.1 N+152$	Fumal and Tinsley (1985)	USA
$V_s= 88.0 N^{0.34}$	Ohta and Goto (1978)	Japan
$V_s= 73 N^{0.33}$	Dikmen (2009)	Western Taiwan
$V_s= 80.0 N^{0.33}$	Jafari et al.(2002)	Japan

## 2.5 Méthode de caractérisation du site

L'estimation des caractérisations du site c'est à partir des études géotechniques de la réponse du site implique la combinaison de l'onde basée sur la théorie de la propagation des ondes avec les propriétés des matériaux et les mouvements du sol calculé sur le site d'intérêt. Plusieurs algorithmes sont disponibles pour l'analyse de la réponse sismique du sol pour les dépôts en couches horizontale, le comportement du sol circulaire peuvent être simulés en utilisant le modèle linéaire équivalent d'un phénomène non linéaire (Kramer, 1996). Techniques largement utilisées pour quantifier la réponse du site à partir de données de forme d'onde comprennent le rapport spectral standard, rapport verticale et horizontale spectrale (Field et Jacob, 1993).

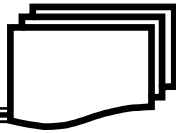
La caractérisation du sol d'un terrain comprendra les éléments suivants:

### a) attributs géo risques

- ❖ Caractéristiques (y compris de secours) géomorphologiques.
- ❖ L'utilisation des terres modèles.
- ❖ Près de la surface de la structure lithologique.
- ❖ Organisation tectonique et structurelle.

### b) paramètres géotechniques

- ❖ Propriétés géo-hydrologiques.
- ❖ La valeur de Test de Pénétration N (SPT).
- ❖ Coefficient de sécurité contre la liquéfaction des sols.
- ❖ Densité.
- ❖ Vitesse de l'onde.



$V_S^{10}$ ,  $V_S^{30}$ ,  $V_S^{50}$  et  $V_{Moy}$  distributions correspondant à l'onde de cisaillement moyenne la vitesse de la surface du sol à des profondeurs de 10m, 30m, 50m et le sous-sol.

### c) Réponse de site

- ❖ Courbes de réponse ou des fonctions de transfert.
- ❖ Spectres de réponse.
- ❖ Interprétation de la répartition thématique du:
  - Fréquence prédominante( $F_0$ ).
  - L'amplification( $A_0$ ) à la fréquence prédominante.

### 2.5.3 Les donne géophysiques

Les tests sismiques sont classés en sondages (invasifs) et en surface (non invasifs). Ils sont basés sur la propagation des ondes de corps et des ondes de surface, qui sont associée à une très faible contrainte (<0,001%). La vitesse de l'onde de cisaillement ( $V_s$ ) c'est une propriété du sol à utilisée pour déterminer le module de cisaillement ( $G$ ) du sol comme ci-dessous:

$$G = \rho V_s^2 \quad (2.8)$$

Des tests sismiques sont également utilisés pour déterminer le taux d'amortissement du matériau en mesurant l'atténuation spatiale des ondes de surface ou de corps.

$$D_o = \alpha V / 2\pi f (D_o < 10\%) \quad (2.9)$$

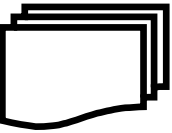
Où,

$D_o$  : Coefficient d'amortissement faible,  $\alpha$  : Coefficient d'atténuation;

$V$  : Vitesse respectivement d'ondes P, S ou R;  $f$  : fréquence.

Les méthodes de forage les plus utilisées sont la diagraphie P-S, la diagraphie à trous croisés (Raptakis et al., 1994). Dans la diagraphie en fond de trou, le temps de parcours utilisé par la propagation verticale des ondes de cisaillement d'une source sur la surface à un récepteur souterrain le long d'un forage est mesuré. La diagraphie à trous croisés est basée sur des mesures souterraines dans lesquelles le temps de déplacement est mesuré horizontalement propageant les ondes de cisaillement de l'intérieur d'un trou de forage vers les forages voisins (Hall et Bodare, 2000). La diagraphie à trous croisés présente également l'avantage d'identifier les propriétés du dépôt de sol entre les forages.

Récemment, la plupart des codes comme Eurocode-8 (2003), NEHRP (BSSC, 2003), International Building Code (IBC, 2009), etc., spécifie la classification du site basée sur les valeurs moyennes de la vitesse de l'onde de cisaillement dans les 30 premiers mètres ( $V_s^{30}$ ). L'amplification



des ondes de cisaillement dépend principalement de la densité et de la vitesse de l'onde de cisaillement de la couche de sol sus-jacente. Puisque la variation de la densité du sol est comparativement moindre, l'amplification dépend fortement de la vitesse de l'onde de cisaillement près de la surface de la terre. Il existe deux méthodes pour désigner la vitesse de l'onde de cisaillement ( $V_s$ ) de surface proche - la profondeur correspondant à une longueur d'un quart d'onde de la période d'intérêt et la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement dans les 30 m supérieurs. Le principal inconvénient avec le quart de longueur d'onde  $V_s$  est que les profondeurs associées à ceci seront très profondes. Par conséquent, la classification basée sur  $V_{s30}$  est utilisée plus couramment pendant quelques jours.

### 2.5.3 Eurocode-8 et NEHRP

Burckhardt (1994) a proposé un système de classification des sites basé sur les valeurs de  $V_s^{30}$  et un programme similaire a été adopté par le Programme national de réduction des risques sismiques (NEHRP). Le schéma de classification des sites du NEHRP (BSSC, 2003) est présenté au tableau 2.6. L'Eurocode-8 (2003) a également classé le site en fonction des valeurs de  $V_{s30}$ , de test de pénétration standard (SPT) et de test de pénétration au cône (CPT). La classification donnée par l'Eurocode-8 est donnée dans le Tableau 2.7. Même si les deux schémas utilisent des méthodes similaires pour identifier les classes de site, la plage de valeurs  $V_s^{30}$  spécifiée pour chaque classe de site est différente dans les deux méthodes.

**Tableau 2.6:** Classification du site selon le schéma NEHRP. (BSSC, 2003).

Classe de site selon (NEHRP)	Description	$V_s^{30}$
A	Rocher dur	> 1500 m/s
B	Rocher ferme et dur	760 – 1500 m/s
C	Sol dense	360 – 760 m/s
D	Sol dur	180 – 360 m/s
E	Argile douce Sol sableux	<180 m/s
F	Argile douce > 36m	

**Tableau 2.7:** Classification des sites adoptée par l'Eurocode - 8 (2003).

Type de sol	Description du profil stratigraphique	Paramètres		
		$V_s^{30}$	SPT	Cu
<b>A</b>	Rocher ou autre formation géologique semblable à la roche, y compris ou plus de 5m à la surface.	>800 m/s		
<b>B</b>	Dépôts de sable très dense, de gravier ou d'argile, avec plusieurs variations d'épaisseurs, caractérisé par une augmentation progressive des propriétés mécanique en profondeur.	360 – 800 m/s	>50	>250
<b>C</b>	Dépôts profonds de gravier et de sable dense ou moyennement dense ou d'argile rigide.	180 – 360 m/s	15-50	70- 250
<b>D</b>	Dépôts de sol meuble à moyen sans cohésion (avec ou sans quelque couches cohésion molles), ou de sol cohésif principalement doux à ferme.	<180 m/s	<15	<70
<b>E</b>	Profile de sol se compose d'une couche d'alluvions a la surface avec des valeurs de type C reposant sur un matériau plus rigide avec $V_s^{30} > 800 \text{ m/s}$ .			
<b>S1</b>	Dépôts constitués une couche d'où moins de 10m d'épaisseur d'argile/ limon mous à indice de plasticité ( $IP > 40$ ) élevé et à forte teneur en eau.	<100 m/s		10-20
<b>S2</b>	Dépôts de sol liquéfiable, d'argile sensible ou de tout autre profile de sol non compris dans les types A-E ou S1			

Un système de classification de site modifié basé sur des données géotechniques a été proposé par Rodriguez-Marek et al. (2001). Dans ce système, la rigidité du sol a également été prise en compte dans la classification du site. Ce système est présenté dans le tableau 2.8. Le principal avantage de ce système est qu'il corrèle les valeurs  $V_s^{30}$  avec les caractéristiques géotechniques et géologiques de surface.



**Tableau 2.8:** Classification basée sur les caractéristiques géotechniques (Rodriguez-Marek et al., 2001).

Site	Description	Commentaires
A	Rocher dur	Substrateme rocheux ; $V_s^{30} \geq 1500$ m/s.
B	Substrateme rocheux	$V_s^{30} > 600$ m/s ou $< 600$ m/s du sole.
C1	Roche altérée	$V_s^{30} \sim 300$ m/s Agmente à $> 600$ m/s, zone alternée $> 6$ m et $< 30$ m
C2	Sol rigide en profond	Profondeur du sol $> 6$ m et $< 30$ m
C3	Sol rigide de profondeur intermédiaire	Profondeur du sol $> 30$ m et $< 60$ m
D1	Sol holocène rigide	Profondeur du sol $> 60$ m et $< 200$ m
D2	Sol pléistocène rigide	Profondeur du sol $> 60$ m et $< 200$ m
D3	Sol très profond et rigide	Profondeur du sol $> 200$ m
E1	Argile molle d'épaisseur moyenne	Epaisseur de couche d'argile 3-12 m
E2	Argile profonde	Epaisseur de couche d'argile $> 12$ m
F	Sable potentiellement liquéfiable	Sable meuble avec nappe phréatique en haute, $Z_w \leq 6$ m

## 2.6 Conclusions

Ce chapitre traite en détail des différents tests requis pour la caractérisation du site. Les méthodologies de caractérisation de sites basées sur des méthodes géologiques, géotechniques et géophysiques sont discutées en détail. Même si les valeurs moyennes de la vitesse de l'onde de cisaillement ne sont pas disponibles, une bonne estimation de ces valeurs peut être obtenue à partir de la géologie locale et les méthodes pour les obtenir sont discutées dans ce chapitre. Les principales recommandations du chapitre sont données ci-dessous.

- L'exploration du site par forages donne les meilleurs détails de la stratification du sol, mais le principal inconvénient est qu'il est plus long et coûteux.
- Le test de pénétration standard, même s'il présente certains inconvénients, est la technique la plus largement utilisée.
- Le test de pénétration de cône est idéal pour les sols mous et il est moins cher. Le cône piézo test de pénétration avec des mesures de pression interstitielle sera utile pour identifier les couches non drainées et drainées.

- Les techniques géophysiques sont plus rapides et pratiques pour obtenir le profil du sol. Il sera extrêmement utile pour obtenir le profil du sol dans le cas de dépôts de sol profonds, où la profondeur du lit rocheux est de plus de 30 m.
- Les résultats obtenus à l'issue du test cross-hole sont plus précis que ceux du MASW mais le coût est élevé. Par conséquent, il est recommandé dans les zones critiques.
- En l'absence de valeurs de vitesse d'onde de cisaillement, ces valeurs peuvent être obtenues en utilisant les corrélations entre SPT et CPT. Cependant, tout en utilisant ces corrélations, il est conseillé d'utiliser la relation développée pour des régions similaires.



### 3.1. Introduction

Les effets de site représentent un enjeu important dans la prévention parasismique : si on ne peut prédire quand aura lieu un séisme, il semble tout de même possible de prédire où et comment le signal sismique devrait être amplifié. Les réglementations nationales, même si elles évoluent sous la poussée des sismologues en ce sens, ne peuvent fournir que des valeurs forfaitaires qui reflètent peu la réalité physique des phénomènes locaux. L'objectif des microzonages est de délimiter des zones d'aléa homogène. Pour chaque zone, la réponse aux séismes est caractérisée, au moins qualitativement sinon quantitativement, en proposant une fonction d'amplification des sols sur tout le spectre ou en indiquant la fréquence de résonance des sols  $F_0$  et éventuellement le niveau d'amplification associé.

Il a été évident à partir des événements sismiques passés partout dans le monde que l'amplification du mouvement du sol est fortement dépendante de la géologie locale, la topographie et les conditions géotechniques. De nombreux chercheurs ont travaillé sur l'estimation des effets de site locaux (Wills et Siliva, 1998; Semblat et al., 2000; Slob et al., 2002; Stewart et al., 2003; Topal et al, 2003; Pitilakis, 2004 ; Navarro et al., 2008 ; Navarro et al., 2014 ; Tavakoli et al., 2016).

On observe qu'une grande concentration de dommages dans des zones spécifiques lors d'un tremblement de terre est due à des facteurs dépendants du site, liés à la surface des conditions géologiques et du sol local altérant, le mouvement sismique. Après le tremblement de terre de (Kanto, 1923). Il est très clair que d'importants dommages sismiques ont été contrôlés par la géologie locale. Il est bien connu que chaque type de sol réagit différemment, lorsqu'ils sont soumis à des mouvements du sol, imposé en raison de la charge sismique.

En général, les couches de sol sur la roche ferme peuvent atténuer ou amplifier le mouvement de tremblement de terre de roche de lit en fonction des caractéristiques géotechniques, leur profondeur et la disposition des couches de sol. Habituellement, les sols plus jeunes doux amplifient les mouvements du sol par rapport aux sols plus anciens et plus compétents ou le substratum rocheux. L'amplification locale du sol est souvent contrôlée par la couche de surface molle, ce qui conduit au piégeage de l'énergie sismique, en raison du contraste de l'impédance entre les sols de surface molle et la roche sous-jacente. Diverses études ont démontré la capacité des conditions géologiques et géotechniques dans l'évolution du mouvement sismique. Il a été rapporté que les effets néfastes associés à ces dépôts mous, peuvent conduire à des augmentations d'intensité locales aussi grands que 2 à 3 degrés dans l'échelle MM (Aki et Irikura, 1991; Finn, 1991). Les conditions locales du sol ont un rôle important sur l'amplification des ondes sismiques, et d'être

connu dans le passé des tremblements de terre (Slob et al, 2002; et Ansal et al., 2004). La nature et la profondeur des couches de sol ont une grande influence sur l'intensité au niveau du sol.

### 3.2. Approche par les fonctions d'amplification

On peut aussi comprendre l'importance de l'effet de site en considérant le site comme un quadripôle, auquel on applique en entrée un signal (le séisme considéré), et qui produit en sortie les mouvements du sol (déformations, accélérations...) (Bard, 2000).

Il est ainsi très utile d'établir le rapport d'amplification en fréquence, ou en amplitude, d'un séisme, pour s'apercevoir que toutes les fréquences ne sont pas traitées de la même façon, comme le montre la figure suivante, sur laquelle figurent les réponses des deux sites précédents au même signal :

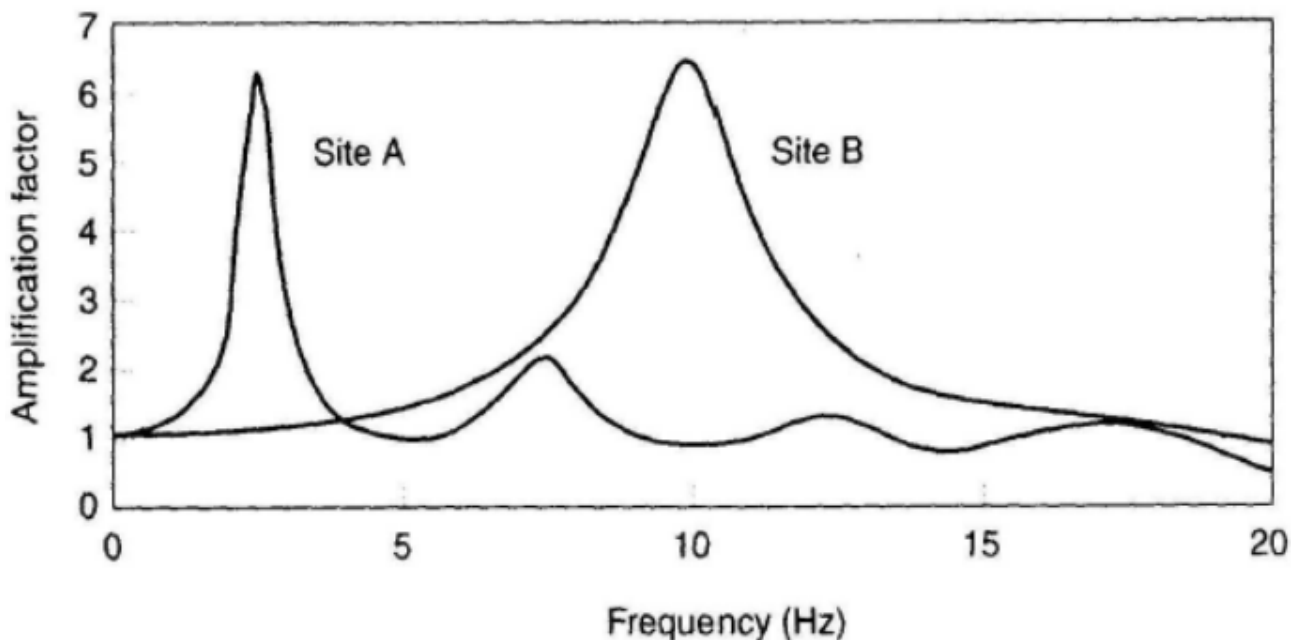
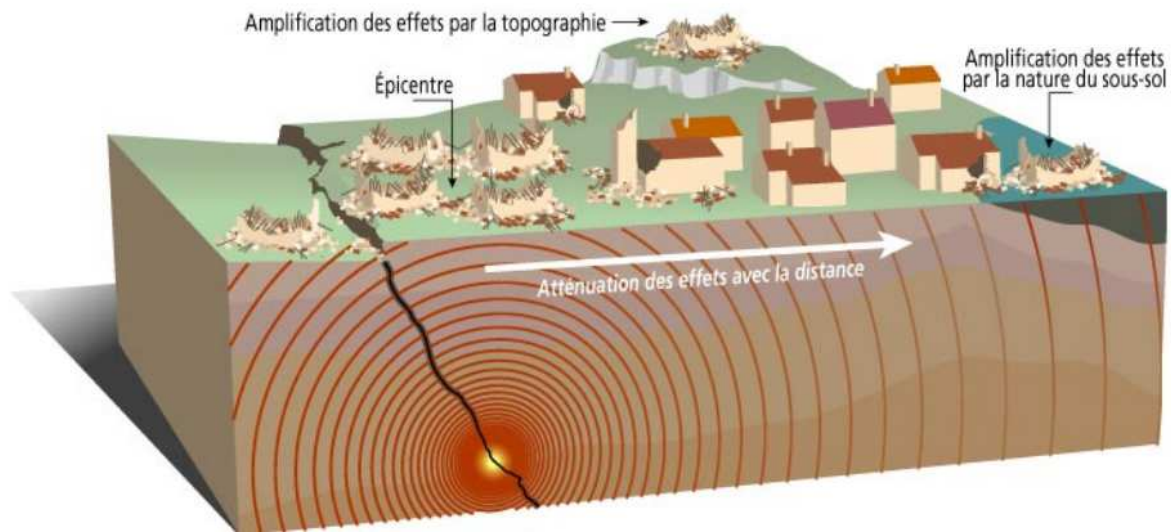


Figure 3.1- Fonctions d'amplifications des sites A et B.

### 3.3. Condition de l'effet de site local sur le mouvement du sol

Les conditions locales du site peuvent influencer profondément toutes les caractéristiques importantes: l'amplitude dépend de la géométrie et des propriétés des matériaux du sous-sol, de la topographie du site, ainsi que des caractéristiques du signal sismique. La nature des effets de site local peut être illustrée de plusieurs façons ; soit par de simples analyses théoriques de la réponse du sol, soit par des mesures des mouvements de la surface et de sous-sol du même site, et par des mesures de mouvements en surface dans des sites présentant des conditions différentes du sous-sol. (Kramer., 1996)



**Figure 3.2-** Phénomènes d'amplification et d'atténuation causés par les effets de site.

### Théorie

La théorie elle-même nous indique que la structure d'un sol va influencer sur le comportement d'un séisme le traversant.

Ainsi de manière générale, la densité et la vitesse de propagation des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) sont plus faibles qu'en profondeur. Or en négligeant certains effets d'atténuation, le flux d'énergie doit lui, être constant. Il vaut

$$\rho v_s \dot{U}^2 \tag{3.1}$$

Donc en surface, du fait de la différence de densité entre autre, la vitesse des particules,  $u$ , doit forcément augmenter.

Ceci n'est qu'un exemple parmi tant d'autres. Considérons par exemple une couche de sable de 100 m de profondeur, avec une vitesse de cisaillement de 1000m/s, et une seconde couche de sable, de même profondeur, mais avec cette fois une vitesse de cisaillement de 500 m/s. Ces deux milieux possèdent chacun une période propre (du fait des conditions aux limites qui imposent certaines contraintes, si l'on veut que les ondes incidentes et réfléchies soient en interférence constructive) qui vaut

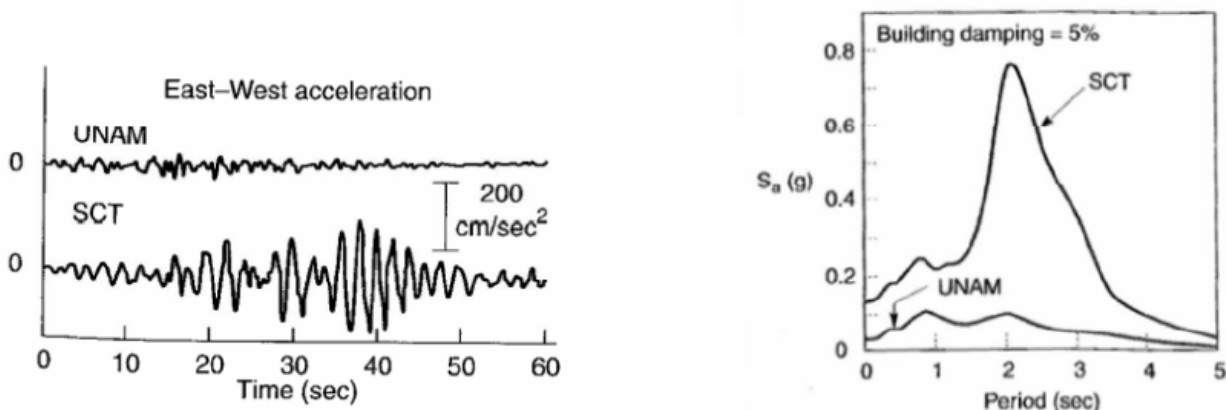
$$T_s = 4H/V_s \tag{3.2}$$



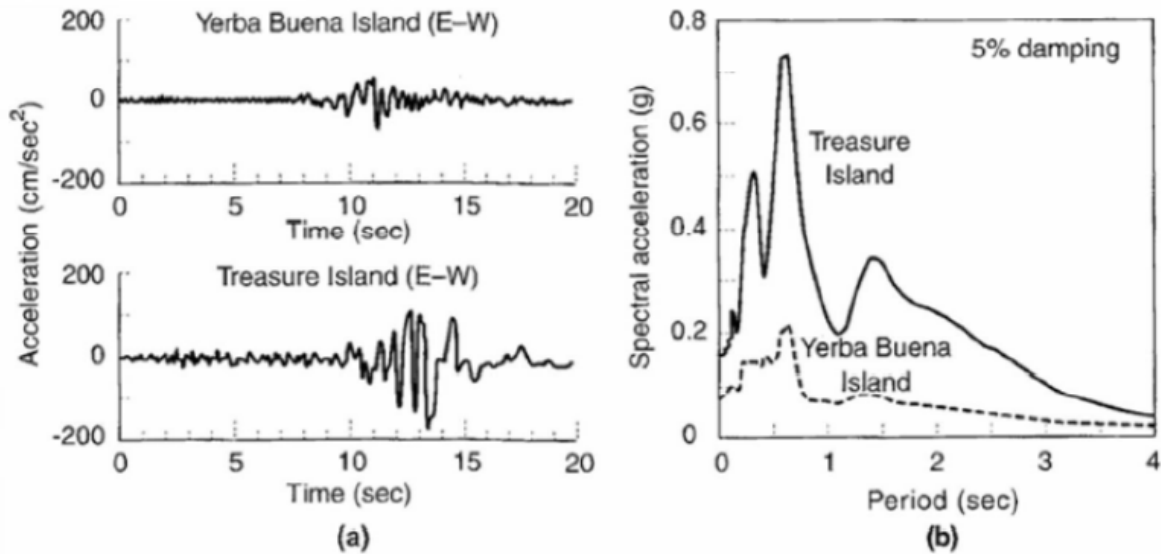
Où  $H$  est la profondeur. Ainsi, lors de l'excitation de ces deux milieux par un même séisme, qui est en fait composé d'une superposition de fréquences différentes, certaines fréquences seront amplifiées par un site, et pas par l'autre (Bard, 2000).

De nombreuses preuves historiques de l'influence des caractéristiques géologiques locales sur l'intensité du tremblement de terre et les dommages causés par un tremblement de terre sont trouvées. Les données remontant à environ 200 ans soutiennent cette affirmation. Cependant, ce n'est qu'au début des années 1970, que les conditions locales ont été incluses dans les codes et les dispositions du bâtiment. Les preuves de l'existence d'effets sur les sites locaux sont assez impressionnantes. En plus des preuves théoriques, les fonctions d'amplification développées à partir des mesures des mouvements de surface et du substrat rocheux au même endroit et les comparaisons des caractéristiques de mouvement de surface des sites voisins avec des conditions souterraines différentes confirment les effets des mouvements du sol.

Les effets de l'amplification du site étaient évidents à certains endroits au cours des tremblements de terre de Mexico (1985) et de Loma Prieta (1989). L'historique temporel des spectres d'accélération et de réponse obtenus à partir des enregistrements de mouvements forts (UNAM - site rocheux, SCT - site de sol meuble) des tremblements de terre au Mexique est présenté sur la (Figure 3.3). Cela montre clairement l'amplification due au sol souple sus-jacent. Dans le cas de Loma Prieta également, les effets d'amplification du site étaient significativement élevés dans la région centrale de la baie de San Francisco (Figure 3.4). Dans cette zone, les sites reposent sur d'épais dépôts de sols argileux mous.



**Figure 3.3-** Amplification du site au cours du tremblement de terre au Mexique (SCT - sol meuble et UNAM - site de roches) (Stone et al., 1987).



**Figure 3.4-** Amplification du site lors du séisme de Loma Prieta (Seed et al., 1990).

Les deux exemples ci-dessus soulignent clairement la nécessité d'une évaluation correcte des valeurs d'amplification du site. Pour une certaine fréquence, le mouvement du sol est amplifié par quatre fois, par rapport au niveau de la roche. Les conditions locales du site peuvent influencer l'amplitude, le contenu fréquentiel et la durée du mouvement. Les principaux facteurs qui influenceront les effets du site sont discutés dans les sections suivantes.

### 3.3.1. Effet topographique

Les effets locaux du site produisent des amplifications significatives du mouvement du sol pendant un tremblement de terre. L'un des effets importants du site local est dû à l'effet de la topographie.

Une topographie irrégulière peut affecter sensiblement les caractéristiques d'amplitude et de fréquence du mouvement sismique. Les observations sismiques macroscopiques des tremblements de terre destructeurs montrent souvent une intensité de dommages plus élevée au sommet des collines, des crêtes et des canyons qu'à des altitudes plus basses et sur des zones plates.

Deux types généraux de topographie doivent être distingués :

- Topographie de surface, caractérisée principalement par des caractéristiques montagneuses, telles que présence de crêtes rocheuses ou de pentes abruptes du sol.

- Topographie souterraine (ou sous-sol), soit causée par des hétérogénéités latérales des couches du sous-sol ou par la géométrie aigüe du bassin (Fah et al., 1995; Mayer-Rosa & Jimenez, 1999).

La courbure d'une structure de bassin rempli de sédiments en particulier peut capturer le corps des ondes de surface se propageant à travers les alluvions sous forme d'ondes de surface résultant en des effets de secousses plus forts et une plus longue durée de mouvement du sol (Kramer, 1996). L'effet de la topographie sur l'amplification a été étudié. Trifunac et Hudson (1971), Davis et West (1973) ont enregistré des amplifications significatives. Mais les amplifications enregistrées étaient beaucoup plus élevées que celles prédites par les modèles théoriques. Le principal problème a été le développement de modèles de sols adéquats qui peuvent représenter suffisamment les incertitudes impliquées dans la géologie et les propriétés géotechniques de la zone (Bard et Tucker, 1985, Geli et al., 1988). Aki (1988) a souligné qu'il existe des corrélations significatives entre les caractéristiques d'amplification, géologiques et géotechniques. Aki a également proposé que ces relations complexes puissent être représentées par les cartes de microzonation sismique.

Pedersen et al. (1994) ont trouvé que les ondes diffractées trouvées à la station de référence pouvaient expliquer l'amplification des rapports spectraux. La valeur quantitative du mouvement du sol sur un site particulier dépend de la source des ondes sismiques.

Les principaux effets de la topographie soulignés par Brune (1984) et Sanchez-Sesma (1983, 1985) sont:

- Amplification des ondes  $S_H$  près des crêtes des canyons.
- La présence d'une résonance fondamentale de cisaillement dans une bande de fréquence de 3-5 Hz.
- Dépendance du champ d'onde de rayonnement, de l'angle d'incidence et des dimensions du canyon.

Contrairement à la topographie du sous-sol, c'est la topographie de surface qui cause des effets plus graves. Selon de nombreuses études de reconnaissance après de forts séismes, une augmentation des dommages aux bâtiments peut être observée sur les situations de forte pente qui s'étendent vers le plateau. Des événements dommageables comme le tremblement de terre de Bingol du 1er mai 2003 en Turquie et le tremblement de terre du nord de l'Algérie du 21 mai 2003 ont montré de fortes concentrations de dommages le long des pentes abruptes. Selon différents groupes scientifiques

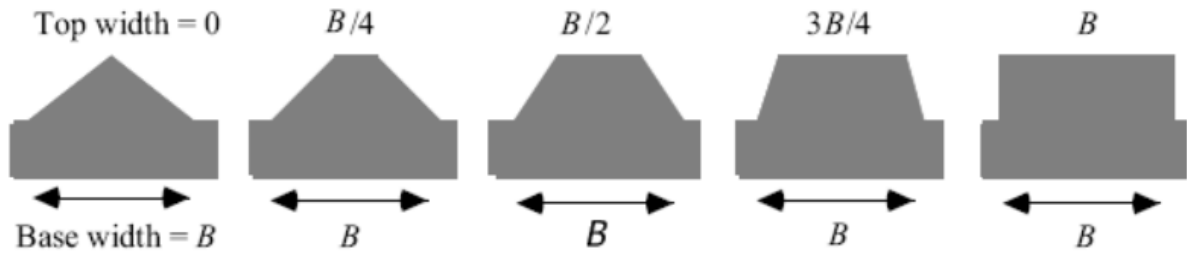


(Aki, 1988, Bard, 1995, 1997, Geli et al., 1988) qui traitent des études instrumentales et théoriques de la topographie de surface sur les caractéristiques du mouvement du sol, voici ce qui suit:

- Sommets de montagnes ou de crêtes, et plus généralement des topographies convexes (telles que bordures de falaise), conduisent à une amplification du mouvement du sol sismique, tandis que les vallées ou les contreforts (topographies concaves) ont tendance à atténuer les signaux sismiques.
- Les effets de la topographie de surface sont plus importants sur les composantes horizontales que sur celles verticales, indiquant ainsi que le mouvement de l'onde S est plus affecté par la topographie de la surface que le mouvement de l'onde P.
- L'influence de la topographie de surface sur le mouvement du sol est directement liée à la netteté de la topographie. Selon ce modèle théorique, l'amplification des ondes sismiques entrantes augmentent à mesure que l'angle de coin devient plus net.
- Amplification et atténuation du mouvement sismique du sol sur les caractéristiques topographiques dépendent à la fois de la fréquence et de la bande: les effets maximum peuvent être observé pour les longueurs d'onde qui correspondent à peu près à la dimension horizontale de la forme topographique.

Shuo Ma et al. (2008) ont étudié l'effet des montagnes de San Gabriel qui sont délimitées par le segment Mojave de la faille de San Andreas au nord et par le bassin de L.A au sud. Il a été observé que l'effet de la topographie des montagnes réduit la valeur du mouvement du sol pour certaines zones du bassin. La topographie des montagnes disperse les ondes de surface générées par la rupture sur la faille de San Andreas, conduisant à une excitation insuffisante des ondes générées par le bassin et des résonances naturelles dans le bassin de Los Angeles.

Lorsque la largeur supérieure de la formation géologique est plus courte que la largeur de base (Figure 3.5), l'amplification produite sera supérieure à un (1) (Towhata, 2012). Le facteur d'amplification peut être calculé en prenant le rapport de l'amplitude au sommet de la colline et à la surface (base). Il est clair à partir de la figure ci-dessus qu'une colline triangulaire avec une largeur supérieure nulle atteint la plus grande amplification et la largeur supérieure ou égale à B est égale à l'amplification de l'une ou toutes les fréquences.



**Figure 3.5-** Formes hypothétiques de collines.

Il est très important de comprendre les conditions géotechniques et géologiques locales lors de l'exécution d'études de microzonage sismique. La classification des sites peut être effectuée en fonction des unités géologiques (Nath et al., 1997). Mais dans le microzonage, une étude plus détaillée des variations des unités géologiques est nécessaire. Wills & Silva (1998) ont suggéré l'utilisation de la vitesse moyenne des ondes de cisaillement dans les 30 m supérieurs pour caractériser les unités géologiques en admettant l'importance d'autres facteurs tels que le contraste d'impédance, les effets topographiques et de bassin tridimensionnel et les effets de source tels que la directivité de rupture sur les caractéristiques du mouvement du sol. Ainsi, l'influence de la stratification locale des sols sur les caractéristiques des tremblements de terre est l'un des principaux facteurs d'évaluation des forces sismiques et donc de la réponse structurelle. Les conditions locales du sol peuvent amplifier ou atténuer les forces sismiques dans différentes régions. Parfois, une simplification appropriée peut être nécessaire pour refléter les caractéristiques de stratification complexes dans la description des phénomènes d'amplification du sol.

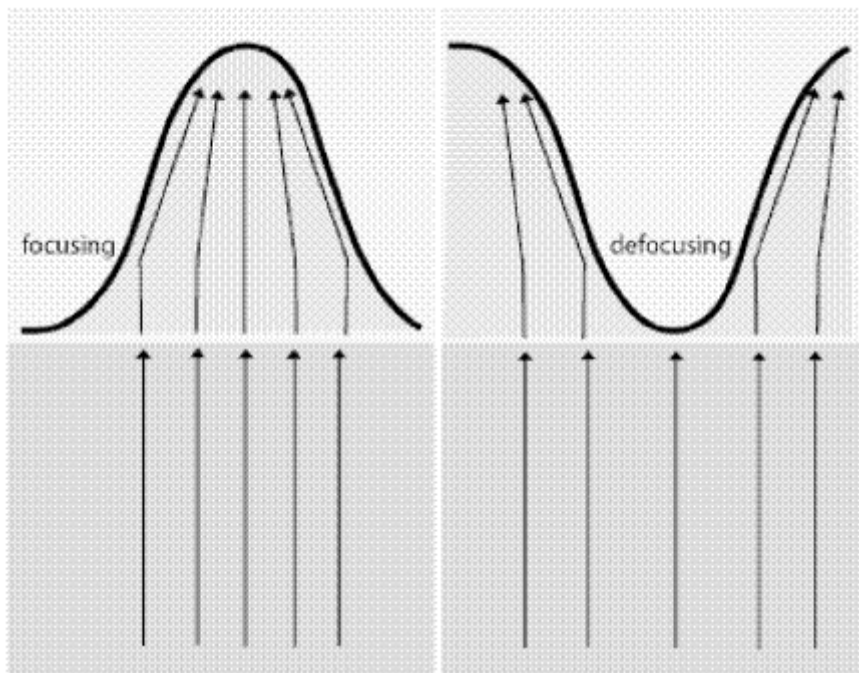
#### ***Effets de bassin et de vallée :***

Beaucoup d'études relatives à la civilisation moderne et des villes ont été développées dans les bassins fluviaux. Dans la plupart de ces emplacements, la profondeur de la roche de lit est très élevée et la couverture de sol se compose de sol meuble. Ces faits soulignent l'importance de l'évaluation de l'amplification du site due aux effets du bassin. La présence de sols alluviaux plus mous et la courbure du bassin amplifieront le mouvement du sol et augmenteront également la durée du mouvement. L'étude de King et Tucker (1984) a montré que l'analyse de la réponse au sol à une dimension, peut prédire la réponse au sol seulement au centre du bassin et non sur les bords. Cette variation aura un effet significatif sur la conception des structures de longue portée telles que les ponts, les canalisations, etc. qui traversent la vallée.

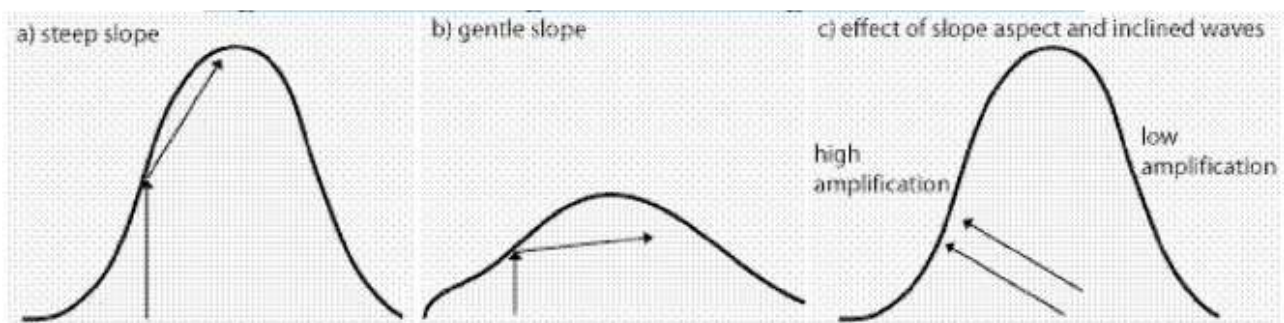
Selon la courbure du terrain, la mise au point et la défocalisation de la sismique des vagues se produiront (Figure 3.6). Les vagues sont dispersées ou piégées selon que la topographie est concave ou convexe (Lay et Wallace, 1995). L'angle de pente est l'un des paramètres importants affectant



l'amplification du site. Parce que cet angle détermine l'angle de réflexion et de réfraction des ondes sismiques. D'après l'étude sur les effets de l'angle de pente sur la réponse au site, Ashford et al. (1997) ont indiqué que l'angle de pente de 15% à 25% créerait l'amplification maximale (figure 3.7). Il a été constaté que les crêtes au sommet des collines vont amplifier les ondes sismiques, alors que les vallées vont atténuer les ondes sismiques.



**Figure 3.6-** Mise au point et défocalisation des ondes sismiques.



**Figure 3.7-** Effet de la pente sur la réponse du site.

Suite à l'importance de la topographie de surface dans l'étude de l'amplification de site, plusieurs expériences ont été réalisées afin d'évaluer cette amplification de site sur une échelle régionale, en utilisant des images prises à distances (Lee et al., 2009; Anggraeni, 2010).



### **3.3.2. Effet de substratum**

Dans de nombreux tremblements de terre, la géologie locale et l'état du sol ont eu une influence profonde sur la réponse du site. Le terme local est quelque peu vague, signifiant généralement local par rapport au terrain transversal total entre la source du séisme et le site. Ceci est basé sur l'hypothèse que la vibration brute du substrat rocheux sera similaire sur deux sites adjacents. Les différences locales de géologie et de propriétés du sol entraîneront des mouvements de surface différents sur les deux sites. Les facteurs influençant les effets locaux du site sont la topographie, la nature du substrat rocheux et la nature de la géométrie des sols de dépôt. Ainsi, le terme local peut impliquer une profondeur d'un kilomètre ou plus, et une zone située à une distance horizontale de plusieurs kilomètres du site. Les conditions du sol et les caractéristiques géologiques locales affectant la réponse du site sont nombreuses, et sont maintenant discutées comme suit:

- ❖ Plus l'étendue horizontale des sols meubles est grande, moins les effets de la roche-mère sur la réponse du site sont remarquables.
- ❖ La profondeur du sol qui recouvre le substrat rocheux affecte la réponse dynamique, puisque la période naturelle de vibration du sol augmente selon la profondeur.

### **3.4. Méthodes d'estimation des effets locaux du site**

Il existe différentes techniques disponibles pour l'estimation de la réponse du site, soit par des observations et /ou mesures in-situ, soit par des modélisations théoriques ou numériques basées sur les informations géotechniques disponibles du site. De manière générale, elles peuvent être classées en tant que méthodes empiriques, expérimentales et numériques. Les chercheurs, ingénieurs et sismologues ont pour objectif de trouver des méthodes pratiques et peu coûteuses pour l'estimation des effets de la géologie locale.

#### **3.4.1 La méthode empirique**

Plusieurs chercheurs ont développé des relations empiriques entre la géologie de surface et divers paramètres de mouvement du sol. Ces relations sont développées à partir d'un ensemble particulier de données où des observations de tremblements de terre et des informations sur la géologie de surface sont disponibles, qui peuvent être appliquées à d'autres sites où seule l'information géologique est connue. Les méthodes mentionnées ci-dessous ne donneront qu'une valeur approximative de l'amplification du site et des effets connexes. L'amplification du site dépendra également de divers autres facteurs et, par conséquent, ces méthodes devraient être



utilisées lorsqu'il n'y a pas suffisamment de données géotechniques pour évaluer l'amplification du site.

**a) *Incrément d'intensité sismique basé sur la géologie***

La relation entre la géologie de surface et les incréments d'intensité sismique a été développée par divers chercheurs. Les corrélations données par Medvedev (1962), Evernden et Thomson (1985), Kagami et al. (1988) et Astroza et Monge (1991) sont basés sur les observations sismiques en Asie, en Californie, au Japon et au Chili respectivement. La relation empirique de Medvedev (1962) (tableau 3.1) a été largement utilisée dans les pays d'Europe de l'Est pour les études de microzonage alors que celle développée par Evernden et Thomson (1985) est utilisée en Europe occidentale (tableau 3.2). En raison de la grande disponibilité des cartes géologiques, le zonage peut être fait en utilisant ces corrélations.

**Tableau 3.1-** Incrément d'intensité pour chaque unité géologique (Medvedev, 1962).

<b>Lithologie</b>	<b>Echelle de MSK</b>
Granit	0.0
Schiste de grès calcaire	0.2 -1.3
Marne	0.6 - 1.6
Sol de matière grossière	1.0 – 1.6
Sol sableux	1.2 – 1.8
Sol argileux	1.2 – 2.1
Remplie	2.3 – 3.0
Sol humide (gravier, sable, argile)	1.7 – 2.8
Remplie humid	3.3 – 3.9

**Tableau 3.2-** Incrément d'intensité pour chaque unité géologique (Everden et Thompson., 1985).

<b>Lithologie</b>	<b>Echelle de MM</b>
Granit et métamorphique	0.0
Roche paléozoïques	0.4
Roche mésozoïques précoce	0.8
Roche du crétacé à Eocène	1.2
Roche tertiaire non divisée	1.3
Roche Oligocène à pliocène moyen	1.5
Roche pliocène - pléistocène	2.0
Roche volcanique tertiaire	0.3
Roche volcanique quaternaire	0.3
Alluvion (Nappe phréatique <9m)	3.0
9 m < Nappe phréatique < 32 m	2.0
32 m < Nappe phréatique	1.5

**b) Amplification spectrale basée sur la géologie**

Borcherdt et Gibbs (1976) ont proposé le concept d'amplification relative qui peut être utilisé pour évaluer quantitativement l'effet de la géologie locale. L'amplification relative est définie comme l'amplification par rapport au site de référence. Ils ont mesuré les mouvements du sol générés par les explosions nucléaires sur des sites présentant diverses conditions géologiques afin d'obtenir les amplifications spectrales des mouvements par rapport aux sites de roches granitiques. Sur cette base, ils ont développé une équation entre l'incrément d'intensité et l'amplification spectrale horizontale moyenne (AHSA), qui est la moyenne de l'amplification spectrale dans la gamme de fréquence de 0,5 à 2,5 Hz, comme indiqué ci-dessous.

$$II = 0.27 + 2.7 \log (AHSA)$$

Où, II est incrément d'Intensité et AHSA est l'amplification spectrale horizontale moyenne.

Shima (1978) a donné les facteurs d'amplification relatifs pour différents types de sols en se basant sur des calculs analytiques de la réponse sismique au sol. Il a défini l'amplification relative comme le rapport de la valeur maximale de la réponse au sol dans la gamme de fréquences de 0,1 à 10 Hz. Midorikawa (1987) a utilisé une procédure similaire et a proposé les valeurs du facteur d'amplification relatif pour divers types géologiques. Le facteur d'amplification est ici défini comme



la moyenne de l'amplification de la masse dans la gamme de fréquences de 0,4 à 5 Hz. Le (tableau 3.3) donne le résumé des facteurs d'amplification relatifs à la géologie.

**Tableau 3.3-** Corrélations entre la géologie de surface et l'amplification relative (TC4-ISSMGE, 1999).

Unité géologique	Amplification Relative
<b>Borcherdt and Gibbs (1976)</b>	
Bou de la baie	11.2
Allivion	3.9
Formation de santa chiara	2.7
Grand vallée	2.3
formation Franciasam	1.6
Granite	1.0
<b>Shima (1978)</b>	
Tourbe	1.6
Sol humide	1.4
Argile	1.3
Loam	1.0
Sable	0.9
<b>Midorikawa (1987)</b>	
Holocène	3.0
Pléistocène	2.1
Roche volcanique quaternaire	1.6
Miocène	1.5
Pré- Tertiaire	1.0

Triantafyllidis et al. (1999) ont proposé des corrélations entre l'augmentation d'intensité (II) et l'amplification spectrale horizontale moyenne (AHSA) pour différentes gammes de fréquences en utilisant les données instrumentales et les observations microsismiques dans la ville de Thessalonique (Grèce).

$$II = 0.83 + 2.35 \log (AHSA_{0.25-3.0})$$

$$II = 0.21 + 3.40 \log (AHSA_{1.0-10.0})$$

$$II = 0.13 + 3.12 \log (AHSA_{3.0-6.0})$$

Ces corrélations indiquent que les emplacements avec des amplifications spectrales moyennes d'environ 10 ont connu des incréments d'intensité locale aussi grands que 2 à 3 fois où, comme pour les amplifications moyennes de 4, il est réduit à 1,5 à 2 fois. Teramo et al., (2005) ont donné une



équation empirique pour estimer le facteur d'amplification du site en utilisant les vitesses des ondes de cisaillement, la pente de la surface du sol et la profondeur de la nappe phréatique.

**c) Amplification relative basée sur des paramètres géotechniques**

Les paramètres géotechniques les plus importants, qui peuvent être utilisés pour estimer les facteurs d'amplification sont la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement et la valeur SPT 'N'. Au début, La mesure de la vitesse de l'onde de cisaillement à l'aide de tests en trous croisés était coûteuse, lorsque les valeurs SPT 'N' étaient disponibles en abondance. Shima (1978) a trouvé que le facteur d'amplification calculé analytiquement est lié linéairement au rapport de la vitesse de l'onde de cisaillement de la couche superficielle à celle du substrat rocheux. Lorsque la vitesse de l'onde de cisaillement du substratum rocheux est relativement constante sur une vaste zone, l'amplification relative dans chaque localité peut être obtenue à partir de la vitesse de l'onde de cisaillement de la couche superficielle. Divers chercheurs (Joyner et Fumal (1984), Midorikawa (1987) et Borchardt et al. (1991)) ont proposé des relations entre la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement des couches superficielles et l'amplification relative, comme le montre le (tableau 3.4).

**Tableau 3.4-** Corrélations entre la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement et la valeur relative Amplification (TC4- ISSMGE, 1999).

Auteur	Equation proposée
Joyner and Fumal (1984)	$RA = 23 V_S^{-0.45}$
Midorikawa (1987)	$RA = 68 V_{S30}^{-0.6}$ ( $V_{S30} < 1100$ m/s) $= 1.0$ ( $V_{S30} > 1100$ m/s)
Borchardt et al. (1991)	$AHSA = 700/ V_{S30}$ (Des mouvements faible) $= 600/ VS30$ (Des mouvements fort)

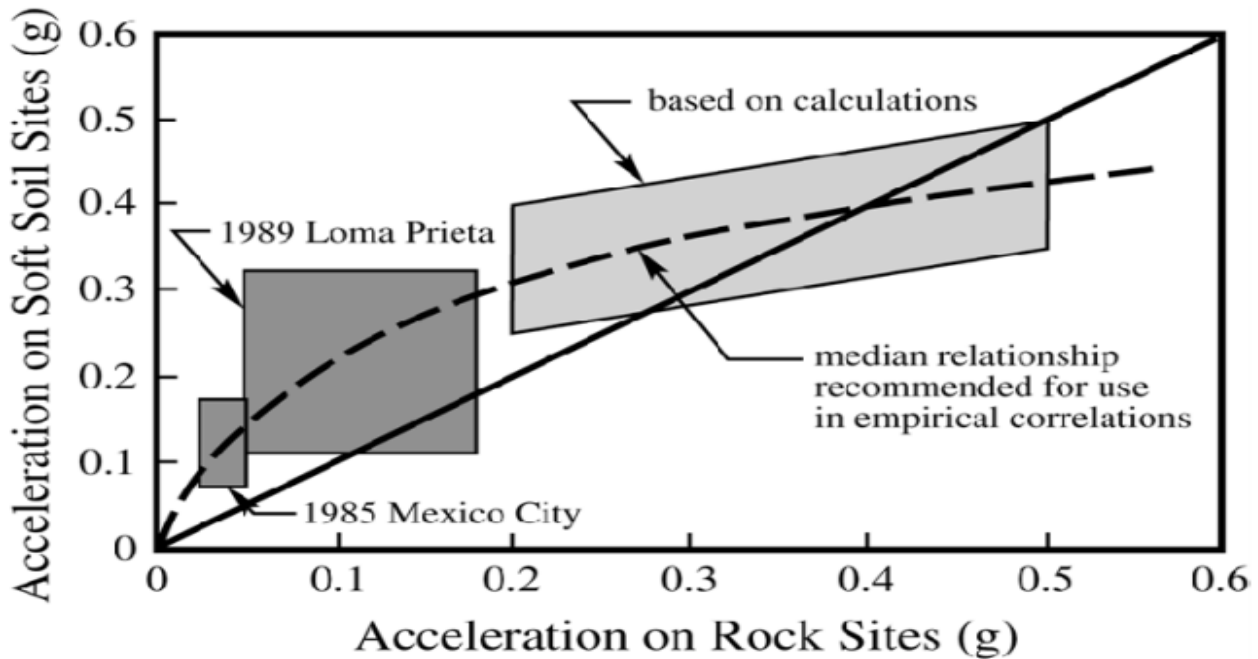
Où

RA : L'amplification relative.

AHSA : Le spectre horizontal moyen d'amplification dans la gamme de fréquence de 0,25 à 5 Hz.

$V_S^{30}$  : La vitesse de l'onde de cisaillement moyenne sur une profondeur de 30 m (m/s) et  $V_S$  est la vitesse moyenne de l'onde de profondeur d'un quart de longueur d'onde pour une onde de période de 1 sec (m / s).

La (figure 3.8) montre une relation approximative pour évaluer les valeurs d'accélération au niveau de la surface pour les sols mous basée sur les valeurs d'accélération au niveau de la roche.



**Figure 3.8-** Relation entre les niveaux d'accélération du niveau de la roche et de la surface (Idriss, 1990).

La période de vibration correspondant à la fréquence fondamentale est appelée période caractéristique du site. La valeur approximative de la période du site peut être évaluée en utilisant la vitesse moyenne de l'onde de cisaillement en utilisant l'équation suivante :

$$T_s = \frac{2\pi}{w_0} = \frac{4H}{V_s} \quad (3.3)$$

La période caractéristique calculée, en utilisant l'expression ci-dessus, est très utile dans les études d'amplification de site. Cette valeur fournit une indication de la période de vibration à laquelle l'amplification la plus significative se produirait.

**d) Amplification basée sur la topographie de surface**

Les effets topographiques peuvent jouer un rôle important sur les caractéristiques du mouvement du sol et cela a été souligné par de nombreux chercheurs (Geli et al., 1988, Faccioli, 1991, Chávez-García et al., 1996, Reinoso et al., 1997, Athanasopoulus et al., 1999). Des études théoriques et expérimentales sur les effets topographiques du mouvement du sol ont été faites par Aki (1988) qui a montré les effets de la topographie en utilisant une structure simple d'un modèle avec bord triangulaire. Faccioli (1991) a utilisé le modèle d'Aki comme topographie de crête-vallée et a abordé l'amplification relative à la crête de la crête par rapport à la base et aussi la dés amplification dans la vallée. (1980) sur les types de dégâts lors du séisme du Frioul en 1980 en Italie et du tremblement de terre au Chili en 1985. On a prédit numériquement que dans la vallée, il y a dés amplification de l'amplitude due à l'effet de défocalisation. L'intensité dans une vallée peut



être 1 à 2 fois moindre par rapport à l'environnement, si elle est libre des dépôts de sol. L'approche adoptée par AFPS (1995) consistait à introduire un paramètre empirique supplémentaire comme le facteur d'amplification topographique (AT) dans la définition du spectre de conception pour tenir compte de l'effet de variation de pente sur les effets topographiques;

$$A_T = 1 + 0.8(I - i - 0.4) \qquad 1.0 \leq A_T \leq 1.4 \qquad (3.4)$$

Où, I et i sont respectivement les gradients des pentes inférieures et supérieures.

Les effets des bassins et des vallées remplies de sédiments sur le mouvement du sol ont été étudiés par divers chercheurs. (Bard et Bouchon, 1985, Wen et al., 1995, Rassem et al., 1997, Gao et al., 1996, Su et al., 1998, Wald et Graves, 1998, Kawase, 1998, Amirbekian et Bolt, 1998). (Paolucci et al., 2000, Sokolov et al., 2000, Chávez-García et Faccioli, 2000).

### 3.4.2. Méthode expérimental

La plupart des techniques expérimentales développées au cours des dernières décennies analysent les effets de site dans le domaine fréquentiel, car il s'agit d'un moyen relativement plus simple de gérer les enregistrements sismiques. Il est rappelé que les enregistrements sismiques peuvent être représentés dans le domaine fréquentiel comme le produit des spectres de Fourier de l'effet de source, de l'effet de trajectoire et des effets de site. Afin d'estimer l'influence de la géologie locale (effets de site), il est nécessaire de supprimer l'influence des deux premiers termes (effets de source et de chemin). Les techniques expérimentales les plus couramment appliquées sont brièvement présentées suivants.

- ❖ Rapport spectral standard (SSR).
- ❖ Rapport de bruit H / V; (Technique de Nogishi-Nakamura).
- ❖ Rapport spectral H / V du mouvement faible (HVSR); (Lacave, Bard et al. 1999).

#### 3.4.2.1. Technique du rapport spectral standard (SSR)

Cette méthode a été largement utilisée à travers le monde à partir de l'année 1970 par (Borcherdt, 1970). Bien qu'elle soit encore largement utilisée, la dernière méthode proposée par Nakamura en 1989 (Nakamura 1989) a également retenu l'attention. La méthode de Nakamura utilise les deux composantes (horizontale et verticale) du bruit de fond sur un site et calcule la fréquence de résonance spécifique à chaque site à partir de ces composantes. En d'autres termes, il mesure le rapport tremblements de terre sur des sites sédimentaires non consolidés par rapport à un site de référence proche du substrat rocheux. Des sismographes sont installés sur le terrain et à gauche pour enregistrer les vibrations ambiantes. Les vibrations ambiantes peuvent également être appelées microséismes, microtrémors ou bruit ambiant. Ils désignent un mouvement continu du sol



constituant un bruit de fond pour toute expérience sismique. Ils peuvent impliquer la circulation, des bruits de machines et / ou des tremblements sismiques. La méthode donne l'amplitude ou l'amplification de la réponse du site en fonction de la fréquence, par rapport au site Rocheux.

La technique du rapport spectral standard utilise la comparaison des mouvements de la surface du sol enregistrés sur plusieurs sites de la même région. Ces sites devraient avoir la même source de séisme et les mêmes effets sur la trajectoire. On suppose que les effets de la source, du chemin et du site sur les mouvements du sol sont séparables. Effet source: fait référence à l'effet de la source sismique sur les mouvements sismiques. Et, effet de chemin: fait référence à l'effet du chemin de propagation sur les mouvements du sol sismiques. À partir de cette technique, l'importance des effets de site peut également être bien observée. La technique **SSR** utilise deux conditions: premièrement, le site de référence doit être exempt de tout effet sur le rayonnement source et la signification du trajet, lorsque le site de référence se trouve sur un substrat rocheux horizontal non revêtu. Deuxièmement, il devrait également être proche de la station examinée.

#### 3.4.2.2. Rapport de bruit H / V

Cette méthode a été introduite au début des années 70 par plusieurs scientifiques japonais, mais est souvent appelée technique de Nogishi-Nakamura (Nogoshi, 1971; Nakamura, 1989). C'est le rapport entre les spectres de Fourier des composantes horizontale et verticale des vibrations ambiantes. Pour clarifier les spectres de Fourier, ces termes doivent être expliqués. Les enregistrements sismiques pourraient être acceptés en tant que fonctions périodiques. Et toute fonction périodique peut être exprimée à l'aide de l'analyse de Fourier, qui correspond à la somme d'une série de termes harmoniques simples de fréquence, d'amplitude et des phases différentes. De plus, un mouvement harmonique simple peut être caractérisé par un mouvement sinusoïdal à la fréquence constante. En utilisant la série de Fourier, une fonction périodique  $X(t)$  peut être écrite ainsi:

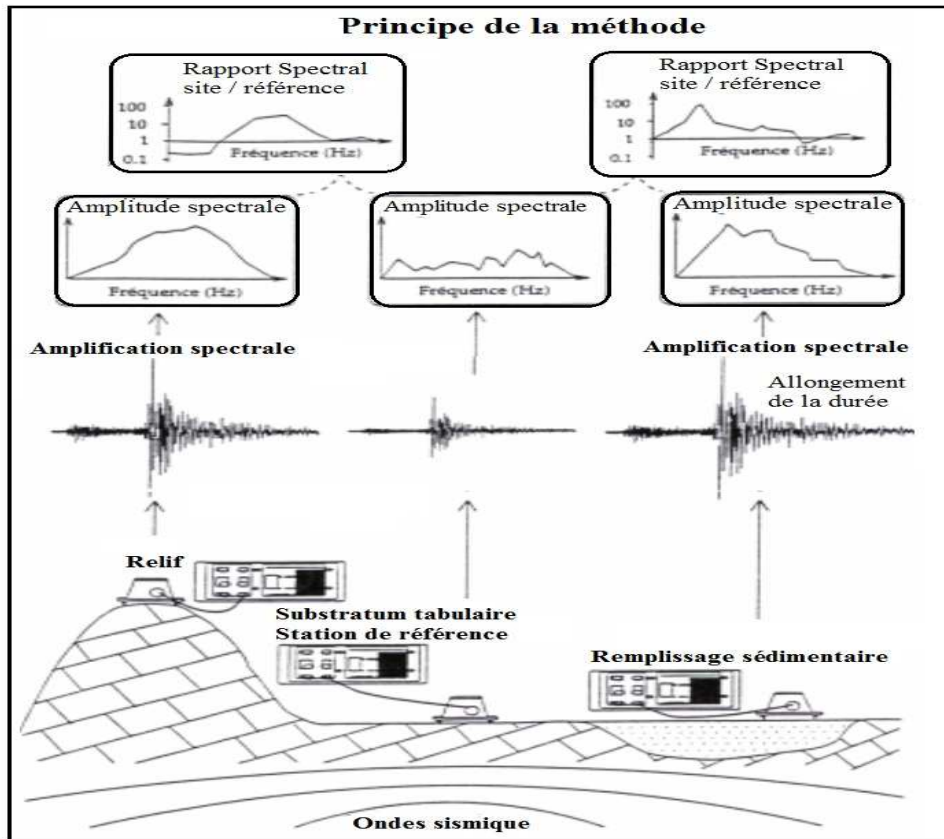
$$X(t) = c_0 + \sum_{N=1}^{\infty} c_n \sin(\omega_n t + \phi_n) \quad (3.5)$$

Avec :  $C_n$  est l'amplitude et  $\phi_n$  l'angle de phase. Le spectre d'amplitude de Fourier est tracé à l'aide des valeurs de  $\omega_n$  et de  $C_n$ . Pour le spectre de phase de Fourier, il convient de tracer  $\omega_n$  par rapport à  $\phi_n$ .

La technique propose d'utiliser une seule station d'enregistrement dans la méthodologie, et suppose que la réponse du site pourrait être estimée à partir du rapport horizontal (H) sur le vertical (V) des microtrémeurs, se référant également au nom de rapport H / V. Cette technique estime la



réponse du site en utilisant la division entre les spectres de bruit à composante horizontale et les spectres de bruit à composante verticale.



**Figure 3.9-** Les microtrémors sont placés sur un site alluvial, un site rocheux et au sommet d'une colline.

Les enregistrements sont reçus et traités. Ensuite, le spectre d'amplification est tracé. Cette méthode fait référence au rapport spectral standard des estimations de l'effet de site (Duval, 1994).

Des études expérimentales détaillées sont en cours sur ce sujet, mais plusieurs conclusions semblent indiquer que de nombreuses autres observations devraient être tenues afin d'évaluer la fiabilité de cette technique. Mais étant une des méthodes les moins coûteuses, il est toujours pratique d'estimer les fréquences fondamentales des dépôts meubles dans de nombreux cas. Où ils se sont concentrés sur 3 étapes:

- ❖ Cartographie bien détaillée des fonctions de réponse de site à l'aide d'enregistrements de microtremor.
- ❖ Utilisation d'informations géologiques et les données de forage avec des fonctions de réponse obtenues de manière empirique pour dériver des modèles de sub-surface de différents sites de la zone d'étude.
- ❖ Estimation de l'aléa sismique en termes d'accélération (Spectre d'accélération, amplification) spécifique au site.



### 3.4.2.3. Rapport spectral H / V (HVSR)

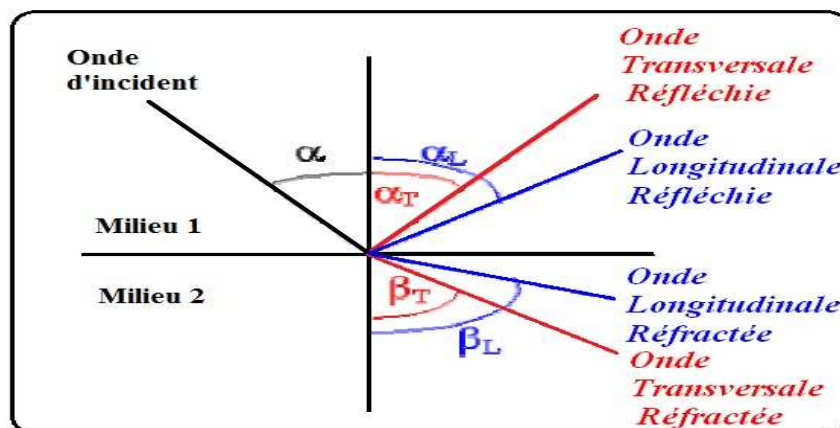
Il existe une autre technique simple qui consiste à prendre le rapport spectral entre les composantes horizontale et verticale de la partie à onde de cisaillement des enregistrements sismiques faibles. Lermo et Chavez-Garcia (Lermo et Chavez-Garcia 1994) ont appliqué la méthode au Mexique. Ces enregistrements présentent des similitudes très encourageantes entre les rapports spectraux classiques et ces HVSR, avec un bon ajustement dans les fréquences et les amplitudes des pics de résonance fondamentaux.

Plusieurs autres études se sont penchées sur cette technique et ont donné de bons résultats. La forme du HVSR a montré une bonne stabilité expérimentale et une bonne corrélation avec la géologie de surface. Mais aussi, le niveau absolu de HVSR dépend du type d'ondes incidentes. Les propriétés optiques pourraient également être utilisées lorsque l'onde sismique passe entre deux supports.

La formule donnée représente la relation entre les vagues; le normal et le réfléchi ou réfracté.

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.6)$$

Les angles  $\alpha$  et  $\beta$  sur la figure (3.10) sont utilisés dans la formule. La théorie suppose que l'onde sismique arrive à la limite des deux milieux différents et change de direction avec des angles différents et cela peut être lié à sa vitesse donnée dans la formule. En outre, il convient de noter que cette technique a été appliquée et vérifiée pour les sites de sols meubles uniquement et peut ne pas être valable pour les autres types de sols. Des effets de site (Lacave, Bard et al. 2002).



**Figure 2.10-** L'onde incidente et ses composants réfléchis et réfractés dans deux milieux.

(Les ondes transversales sont les ondes S et les ondes longitudinales les ondes P).

Les méthodes expérimentales expliquées dans les résumés courts de cette méthode (Rapport spectral H/V) fournissent des informations importantes sur la fréquence de résonance fondamentale sur le site. Le facteur d'amplification de pointe diminue avec la fréquence naturelle des sols, le



facteur d'amplification le plus important se produisant approximativement à la fréquence naturelle la plus basse, appelée aussi fréquence fondamentale, donnée par (Kramer, 1996) ;

$$\omega_n \cong V_s/H (\pi/2 + n\pi) \quad (3.7)$$

En général, plusieurs stations d'enregistrement sont nécessaires pour capter les bruits ambiants à proximité de la zone d'étude (à l'exception de Nakamura) et, si possible, de microtrémors; de vrais enregistrements sismiques sont nécessaires pour ces analyses. Ces études seraient appropriées lorsque les enregistrements ou les instruments d'enregistrement des signaux sont disponibles.

### **3.4.3. Méthodes numériques**

Les méthodes les plus couramment utilisées pour une analyse en deux et trois dimensions de la réponse de site, si les caractéristiques géotechniques d'un site sont connues, les effets du site peuvent être estimés à l'aide d'une analyse numérique. Des densités de forage suffisantes et des informations géotechniques suffisantes permettront à l'application de l'analyse numérique pour le zonage numérique (microzonage). Les méthodes numériques des effets de site sont discutées ci-dessous :

#### **3.4.3.1. Analyse unidimensionnelle de la réponse du site**

Dans la plupart des sols, les vitesses de propagation des ondes augmentent avec la profondeur. Par conséquent, quand une onde sismique frappe le matériau de recouvrement plus doux, elle sera réfléchi vers la direction verticale. Lorsque l'onde sismique atteindra le sol, elle pourrait avoir subi tellement de réfractons et, par conséquent, sa direction sera presque verticale. L'hypothèse de base de l'analyse unidimensionnelle est que toutes les limites sont horizontales et que la réponse est provoquée par la propagation de l'onde dans une direction verticale. La réponse du site unidimensionnel peut être évaluée en utilisant des approches linéaires ou non linéaires (Kramer, 1996).

##### **3.4.3. 1.1. Approche linéaire**

L'approche linéaire est l'approche la plus simple pour évaluer la réponse au sol. Elle repose sur le principe de la superposition. Cette approche ne convient que pour l'analyse de systèmes linéaires. Cependant, le comportement non linéaire du sol peut être approximé par une procédure itérative avec des propriétés de sol linéaires équivalentes. Cette approche linéaire a été mise en œuvre dans les procédures suivantes, qui sont couramment utilisées pour l'analyse de réponse au sol. (Kramer, 1996).

- ❖ Fonctions de transfert.
- ❖ Approximation linéaire équivalente de la réponse non linéaire.
- ❖ Déconvolution.



### 3.4.3.1.1. Fonctions de transfert

Le calcul des fonctions de transfert est la clé de toute analyse linéaire. Cela nécessite de résoudre l'équation de propagation des ondes dans le cas d'un modèle de sol unidimensionnel. Fondamentalement, il fournit le facteur d'amplification ou d'atténuation au mouvement d'entrée du substratum, qui mène les mouvements du sol à la surface. Typiquement, la procédure pour obtenir les mouvements de surface à partir du mouvement du substratum d'entrée comprend les étapes suivantes.

L'historique temporel du mouvement du substratum est converti en domaine fréquentiel, utilisant des signaux d'entrée  $e(t)$  est en fait un « historique » de la secousse au niveau du substratum arrivant sur notre site  $s(t)$ , (cas d'une onde se propageant verticalement). En effectuant la transformée de Fourier (TF) de ce signal, on obtient ainsi une fonction de la fréquence qui rend complètement compte de son histoire.

La réponse du sol en surface n'est alors rien d'autre que le produit du signal d'entrée par la fonction de transfert. On obtient ainsi une fonction de la fréquence qui rend compte du mouvement du sol à la surface libre, il s'agit de la transformée de Fourier (TF) du signal de sortie. Par la transformée de Fourier inverse (TFI), on récupère l'historique du mouvement du sol en surface. La clé de l'approche linéaire est l'évaluation des fonctions de transfert. Dans la section qui suit, les fonctions de transfert sont établies d'une série successive de conditions géotechniques plus compliquées. Bien que la plus simple de ces fonctions soit rarement applicable à des problèmes réels, elles illustrent quelques effets importants des dépôts de sol sur les caractéristiques du mouvement du sol sans complexité mathématique excessive. Les plus complexes sont capables de décrire les aspects les plus importants de la réponse du sol, et ils sont très couramment utilisés dans la pratique du génie parasismique.

- ***Sol homogène, non amorti sur un substratum rigide***

Considérons d'abord une couche homogène, isotrope, et un sol linéaire élastique recouvrant le substratum rocheux rigide comme le montre la figure 3.5. Le mouvement harmonique horizontal de la roche va produire des ondes de cisaillement se propageant verticalement dans le sol sus-jacent. Le déplacement horizontal résultant peut être exprimé, comme suit :

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad (3.8)$$

Où  $\omega$  est la fréquence de l'excitation sismique,  $k$  le nombre d'onde ( $= \omega/V_s$ ) Et A et B les amplitudes des ondes se propageant dans les directions  $-z$  (vers le haut) et  $+z$  (vers le bas)



respectivement. A la surface libre ( $z = 0$ ), la contrainte de cisaillement, et par conséquent la déformation de cisaillement, doivent disparaître, alors :

$$\tau(0, t) = G\gamma(0, t) = G \frac{\partial u(0, t)}{\partial z} = 0 \quad (3.9)$$

En substituant (3.8) dans (3.9) et en différenciant le rapport :

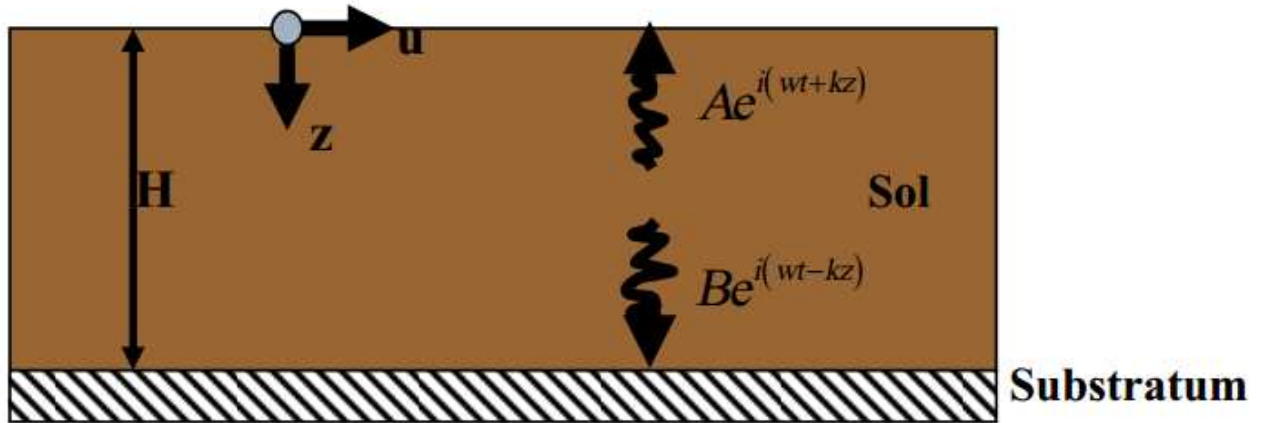
$$Gik(Ae^{ik} - B^{-ik(0)})e^{i\omega t} = Gik(A - B)e^{i\omega t} = 0 \quad (3.10)$$

Elle est vérifiée lorsque  $A = B$ . Alors le déplacement peut être exprimé comme :

$$u(z, t) = 2A \frac{e^{ikz} + e^{-ikz}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos kz e^{i\omega t} \quad (3.11)$$

Qui décrit une onde stationnaire d'amplitude  $2A \cos kz$ . L'onde stationnaire est produite par l'interférence constructive de la propagation des ondes vers le haut et vers le bas et a une forme fixe par rapport à la profondeur. L'équation (3.8) peut être utilisée pour définir une fonction de transfert qui décrit le rapport des amplitudes de déplacement à n'importe quels deux points dans la couche de sol. Le choix d'un point dans la partie supérieure et d'un autre dans la partie inférieure de la couche de sol donne la fonction de transfert :

$$F_1(\omega) = \frac{u_{max}(0, t)}{u_{max}(H, t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos kH e^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos kH} = \frac{1}{\cos(\omega H/V_s)} \quad (3.12)$$



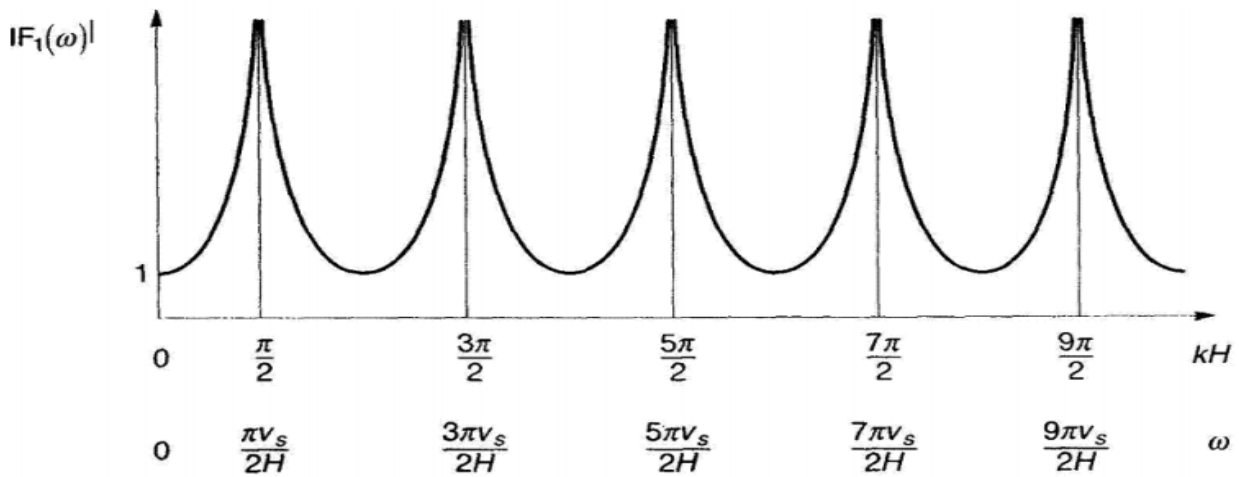
**Figure 3.11**-Dépôt de sol linéaire élastique d'épaisseur H recouvrant un substratum rigide.

Le module de la fonction de transfert est la fonction d'amplification :

$$|F_1(\omega)| = \sqrt{\{Re[F_1(\omega)]\}^2 + \{Im[F_1(\omega)]\}^2} = \frac{1}{|\cos(\omega H/V_s)|} \quad (3.13)$$



Ce qui indique que le déplacement en surface est toujours au moins aussi grand que le déplacement du substratum rocheux (puisque le dénominateur ne peut jamais être supérieur à 1) et, à certaines fréquences, est beaucoup plus grand. Ainsi  $|F_1(\omega)|$  est le rapport entre l'amplitude de mouvement en champ libre et l'amplitude de mouvement du substratum rocheux (ou, puisque le substratum rocheux est rigide dans ce cas, le mouvement du substratum rocheux affleurant). Quand  $(\omega H/V_s)$  se rapproche de  $\pi/2 + n\pi$ , le dénominateur de l'équation (3.16) tend vers zéro, ce qui implique que l'amplification infinie, ou la résonance, auront lieu (Figure 3.15). Même ce simple modèle illustre le fait que la réponse d'un dépôt de sol est très dépendante de la fréquence du mouvement de base, et que la fréquence à laquelle une forte amplification se produit dépendent de la géométrie (épaisseur) et des propriétés des matériaux (vitesse des ondes de cisaillement) de la couche de sol.



**Figure 3.12-** Influence de la fréquence sur la réponse de l'état d'équilibre d'une couche linéaire élastique non amortie.

***Sol homogène amorti sur un substratum rigide***

Évidemment, le type d'amplification illimitée prévue par l'analyse précédente ne peut pas physiquement se produire. L'analyse précédente ne suppose aucune dissipation d'énergie, ou amortissement, dans le sol. Comme l'amortissement est présent dans tous les matériaux, des résultats plus réalistes peuvent être obtenus en répétant l'analyse avec l'amortissement.

En supposant que le sol a les caractéristiques de cisaillement d'un solide de Kelvin-Voigt, l'équation d'onde peut être écrite comme suit :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^2 u}{\partial z^2 \partial t} \tag{3.14}$$



La solution de l'équation d'onde est de la forme :

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)} \quad (3.15)$$

Où  $k^*$  est un nombre complexe d'onde d'une partie réelle  $k_1$  et une partie imaginaire  $k_2$ . En répétant les manipulations algébriques précédentes avec le nombre complexe d'onde, la fonction de transfert pour le cas d'un sol amorti sur un substratum rigide peut être exprimée :

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k^* H} + \frac{1}{\cos(\omega H/V_s^*)} \quad (3.16)$$

Étant donné que les fréquences sont indépendantes du module de cisaillement complexe qui est donné par  $G_i^* = \sqrt{G + (1 + 2i\xi)}$ , la vitesse complexe de l'onde de cisaillement peut être exprimée par :

$$V_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1 + i2\xi)}{\rho}} = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} (1 + i\xi) = V_s \sqrt{1 + i\xi} \quad (3.17)$$

Pour des petites valeurs de  $\xi$ . Le nombre complexe d'onde peut être écrit, Comme :

$$K^* = \frac{\omega}{V_s^*} = \frac{\omega}{V_s \sqrt{1 + i\xi}} \approx \frac{\omega}{V_s} (1 - i\xi) = K(1 - i\xi) \quad (3.18)$$

Et finalement, la fonction de transfert, est :

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos K(1 - i\xi)H} = \frac{1}{\cos[\omega H/V_s(1 + i\xi)]} \quad (3.19)$$

$$|\cos(X - iy)| = \sqrt{\cos^2 X + \sinh^2 y}$$

En utilisant l'identité, La fonction d'amplification peut être exprimée par :

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + \sinh^2 \xi kH}} \quad (3.20)$$

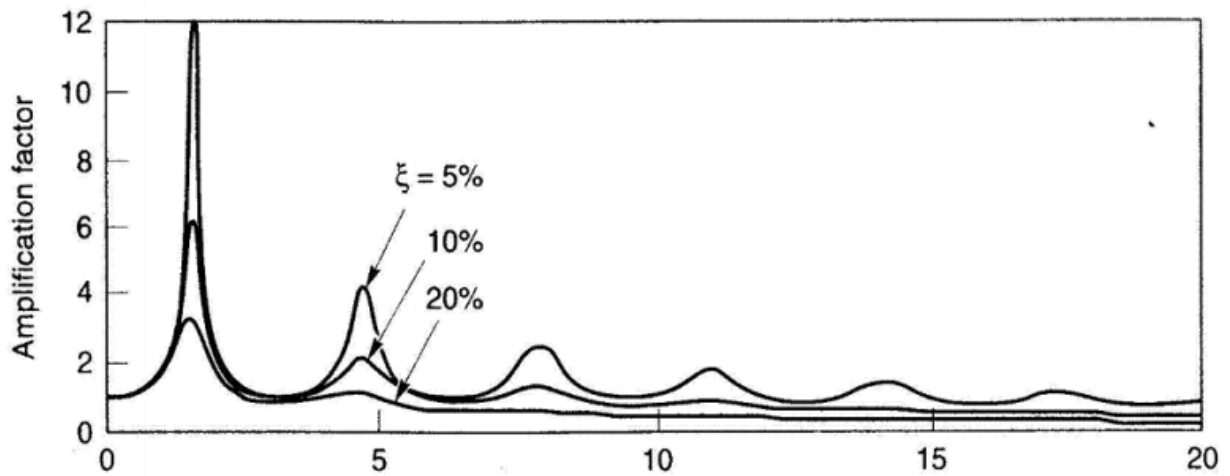
Comme  $\sinh^2 y \approx y$  pour des petits  $y$ , la fonction d'amplification peut être simplifiée :

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\xi kH)^2}} \quad (3.21)$$

Pour des petits rapports d'amortissement, l'équation (3.17) indique que l'amplification par une couche de sol amorti varie aussi avec la fréquence. L'amplification atteindra un maximum local chaque fois que  $kH n = +\pi/2\pi$ , mais n'atteindra jamais une valeur infinie (pour  $\xi > 0$ ) puisque le dénominateur sera toujours supérieur à zéro. Les fréquences qui correspondent au maximum local sont les fréquences naturelles du dépôt de sol. La variation du facteur d'amplification en fonction de la fréquence est indiquée pour les différents niveaux de l'amortissement à la figure 3.16. Ce facteur d'amplification est aussi égal au rapport entre l'amplitude de mouvement de surface libre et l'amplitude du substratum rocheux (ou substratum



affleurement). La comparaison des figures 3.17 et 3.18 montre que l'amortissement affecte la réponse à de hautes fréquences plus qu'à de basses fréquences.



**Figure 3.13-** Influence de la fréquence sur la réponse de l'état d'équilibre d'une couche élastique linéaire amortie.

***Sol homogène amorti sur une roche élastique :***

Les deux sections précédentes développent des expressions pour les facteurs d'amplification pour les sols recouvrant un substratum rigide. Si le substratum est rigide, son mouvement ne sera pas affecté par des mouvements, qu'il y ait présence de sol dessus ou non. Il agit comme une limite d'extrémité fixe. N'importe quelle onde se propageant, dans le sol, vers le bas sera entièrement réfléchi vers la surface libre par la couche rigide, emprisonnant ainsi toute l'énergie des ondes élastiques dans la couche de sol.

Cependant, si le substratum est élastique, lorsque les ondes de contraintes se propagent vers le bas, atteignent la limite du sol-substratum, elles seront reflétées partiellement tandis qu'une partie de leur énergie sera transmise à travers la frontière pour continuer à se propager vers le bas à travers la roche. Si la roche s'étend à une grande profondeur, l'énergie élastique de ces ondes disparaîtra effectivement de la couche de sol. Il s'agit d'une forme d'amortissement de rayonnement, et elle cause des amplitudes du mouvement plus petites à la surface libre que celles pour le cas du substratum rigide.

Prenons le cas d'une couche de sol recouvrant un demi-espace élastique de la roche (Figure 3.14). Si les indices de s et r se réfèrent, respectivement, au sol et à la roche, les déplacements dus à la propagation verticale des ondes S de chaque matériau peut être écrite comme suit :

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \tag{3.22a}$$



$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (3.22b)$$

L'effet de la surface libre, comme précédemment, exige que  $A_s = B_s$ , la compatibilité des déplacements et la continuité des contraintes à la limite du sol-roche exige que :

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \quad (3.23)$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \quad (3.24)$$

En substituant les équations (3.21) dans l'équation (3.22) :

$$A_s (e^{i k_s^* H} + e^{-i k_s^* H}) = A_r + B_r \quad (3.25)$$

A partir de l'équation (3.24) et de la définition de la contrainte de cisaillement ( $\tau = \partial \sigma / \partial z$ )

$$A_s i G_s k_s^* (e^{i k_s^* H} - e^{-i k_s^* H}) = i G_r k_r^* (A_r - B_r) \quad (3.26)$$

Ou :

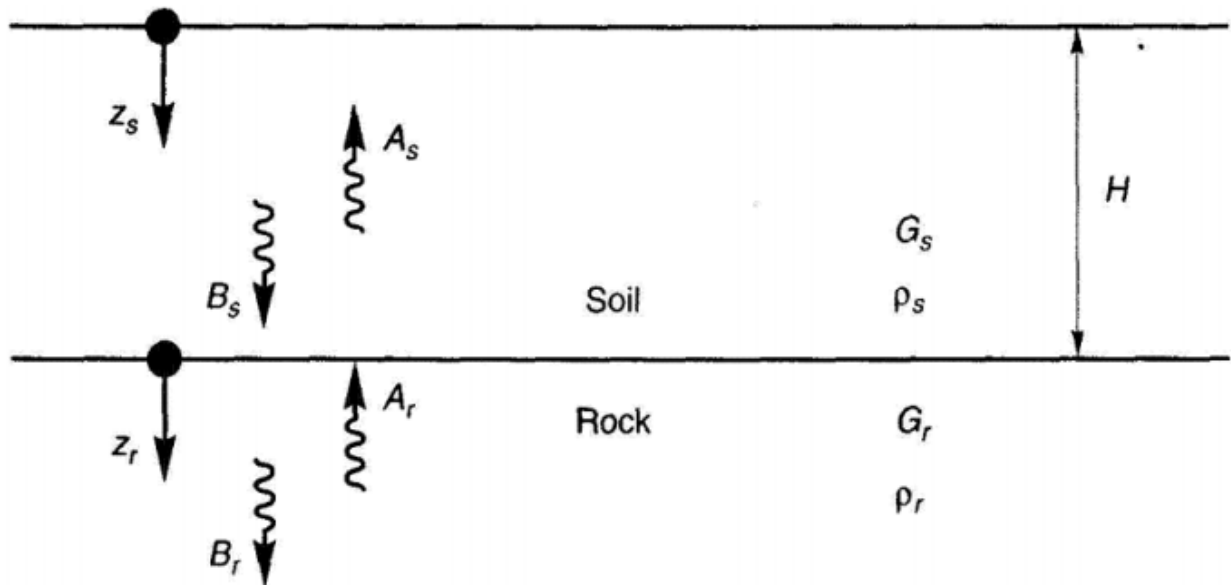
$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} A_s (e^{i k_s^* H} - e^{-i k_s^* H}) = A_r - B_r \quad (3.27)$$

Le rapport :

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} = \frac{\rho_s}{\rho_r V_{sr}^*} = \alpha_z^* \quad (3.28)$$

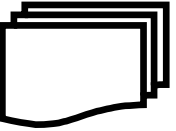
où

$V_{ss}^*$  et  $V_{sr}^*$  sont les vitesses des ondes de cisaillement complexe du sol et de la roche, respectivement, et  $\alpha_z^*$  est le rapport de l'impédance complexe.



**Figure 3.14-** Nomenclature dans le cas d'une couche de sol recouvrant un demi-espace élastique rocheux.

Résoudre simultanément les équations (3.24) et (3,26) :



$$A_r = \frac{1}{2} A_s [(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}] \quad (3.29)$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s [(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}] \quad (3.30)$$

Supposons qu'une onde de cisaillement se propageant verticalement, d'amplitude  $A$ , se propageait vers le haut à travers la roche. Si le sol n'était pas présent, l'effet de surface libre à l'affleurement rocheux devrait produire un mouvement de substratum rocheux d'amplitude  $2A$ . Avec la présence de sol, l'amplitude du mouvement à la surface libre serait :

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (3.31)$$

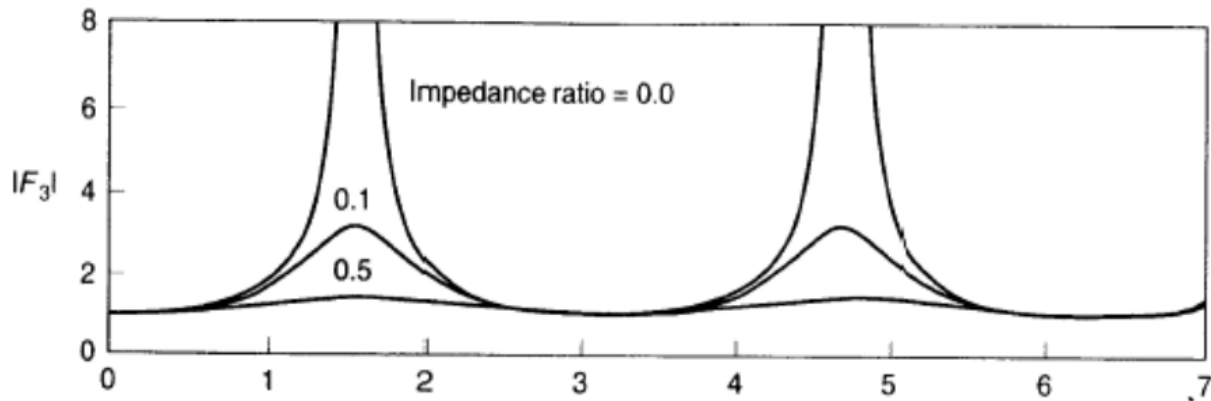
Définissant la fonction de transfert,  $F_3$ , par le rapport entre l'amplitude de surface du sol et l'amplitude de la roche affleurant.

$$F_3(\omega) = \frac{1}{\cos k_s^* H + i\alpha_z^* \sin k_s^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H/V_{ss}^*) + i\alpha_z^* \sin(\omega H/V_{ss}^*)} \quad (3.32)$$

Le module de  $F_3(\omega)$  ne peut pas être exprimé dans une forme très compacte lorsque l'amortissement du sol existe. Cependant, pour illustrer l'effet important de l'élasticité du substratum rocheux, le facteur d'amplification pour les sols non amortis peut être exprimé comme :

$$|F_3(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 k_s^* H + \alpha_z^2 \sin^2 k_s^* H}} \quad (3.33)$$

On note que la résonance ne peut se produire (le dénominateur est toujours supérieur à zéro, même quand le sol est non amorti). L'effet de la rigidité du substratum rocheux, comme reflété par le rapport d'impédance, sur le comportement d'amplification est illustré à la figure 3.13. On note la similitude entre les effets d'amortissement du sol et de l'élasticité du substratum rocheux en comparant les formes des courbes de facteur d'amplification à la figure 3.13 et celles de la figure 3.15



**Figure 3.15-** Effet du rapport d'impédance sur le facteur d'amplification dans le cas d'un sol non amorti.

**a) Approximation linéaire équivalente de la réponse non linéaire**

L'analyse linéaire équivalente a été largement utilisée pour estimer la réponse du site (Schneider et al., 1993; Dobry et al., 1994; Wen and Wu, 1999). Comme le sol est un matériau non linéaire, l'approximation linéaire n'est pas appropriée avec les problèmes impliquant des sols tels que l'analyse de la réponse au sol. Par conséquent, une approche modifiée appelée analyse linéaire équivalente est le plus souvent adaptée pour approximer la réponse non linéaire des sols. Le module de cisaillement et l'amortissement dépendent du niveau de contrainte auquel le sol est soumis.

En analyse linéaire équivalente, il est nécessaire d'estimer d'abord le niveau d'agitation de chaque couche, en supposant des valeurs initiales constantes du module de cisaillement et de l'amortissement. Plus tard dans les itérations successives, le module de cisaillement et l'amortissement des sols qui correspondent aux niveaux estimés d'agitation (contraintes de cisaillement) sont utilisés dans l'analyse. Ainsi, la méthode considère indirectement la réponse de contrainte non linéaire des sols. Il vaut la peine de se rappeler que même si l'on considère un module de cisaillement et un amortissement équivalent, ces valeurs sont constantes lors de l'oscillation (analyse) dans n'importe quelle itération. Un programme informatique largement utilisé, SHAKE (Schnabel et al., 1972, Idriss et Sun, 1992) et DYNEQ (Yoshida et Suetomi, 1996) ont mis en œuvre cette approche linéaire équivalente.

**Déconvolution**

Parce que l'approche équivalente linéaire utilise une analyse linéaire, la réponse à n'importe quel point peut être liée à la réponse à tout autre point. Bien que les fonctions de transfert développées précédemment relient le calcul des mouvements de la surface libre au mouvement du substratum rocheux, les fonctions de transfert relatives aux mouvements à d'autres profondeurs peuvent également être obtenues sans difficulté. Un problème important



d'intérêt pratique implique le calcul du mouvement de substratum rocheux à partir du mouvement connu de la surface libre.

Ce processus, connu sous le nom de déconvolution, est particulièrement utile dans l'interprétation des mouvements du sol réels enregistrés à la surface des dépôts de sol. Bien que la déconvolution d'un système linéaire élastique devrait théoriquement produire une solution unique, des difficultés pratiques se posent souvent. Certaines peuvent être de nature numérique, en particulier lorsque les itérations vers les propriétés de sol de déformations compatibles sont nécessaires (Roesset, 1977) et les niveaux de déformation sont grands.

D'autres sont associées à des limitations de l'exactitude de l'hypothèse que tous les résultats du mouvement de la propagation d'ondes de cisaillement sont verticaux. Silva, 1988 a constaté qu'environ 75% de la puissance (87% de l'amplitude) dans un mouvement de la surface libre peut être attribuée à la propagation verticale d'ondes de cisaillement à des fréquences jusqu'à 15 Hz, le reste étant attribué aux ondes dispersées et aux ondes de surface. Silva a proposé une procédure de déconvolution basée sur l'utilisation d'un mouvement de surface préfiltré et les itérations vers les propriétés de déformation compatibles en utilisant 87% de l'amplitude de mouvement d'entrée avant déconvolution en utilisant l'amplitude du mouvement de la surface libre filtré complètement (100%). La déconvolution doit être effectuée avec beaucoup de soin et le caractère raisonnable de n'importe quel mouvement de déconvolution doit être évalué soigneusement.

*b) Approche non linéaire*

L'approche linéaire est très simple et facile à calculer, mais elle ne permet pas d'évaluer avec précision la réponse non linéaire du sol. Ce problème peut être surmonté en utilisant la réponse non linéaire du sol en utilisant l'intégration numérique directe (dans de petits intervalles de temps) dans le domaine temporel. L'intégration du mouvement dans de petits intervalles de temps permettra l'utilisation de tout modèle contrainte-déformation linéaire ou non linéaire.

Les données des sondages ou des mesures de la vitesse de l'onde de cisaillement sont utilisées pour construire le modèle de sol. Lorsque ces données ne sont pas disponibles, des conditions de sol génériques peuvent être utilisées (Shima et Imai, 1982). Puisque tous les sols ont des propriétés hautement non linéaires, la non-linéarité dans la caractérisation et l'analyse du site doit être prise en compte sérieusement. De plus, un comportement non linéaire peut également être observé dans les enregistrements de mouvement au sol des tremblements de terre (Tokimatsu et Midorikawa, 1982, Chang et al., 1991). Il existe de nombreux logiciels qui peuvent incorporer la réponse non linéaire de sols tels que PLAXIS, SASSI2000, FLAC, QUAKE / W et etc.



### **3.4.3.2. Analyse bidimensionnelle de la réponse du site**

L'analyse de la réponse du site unidimensionnel sera utile pour le niveau ou la pente douce du sol avec des couches de sol parallèles. Puisque ces conditions ne sont pas si communes, L'analyse dimensionnelle peut ne pas donner des résultats très précis dans la plupart des cas. Dans le cas de sites où des structures intégrées telles que des canalisations ou des tunnels sont présentes, l'analyse unidimensionnelle ne donnera pas les résultats souhaités. L'analyse bidimensionnelle peut être effectuée sur la base de méthodes de domaine de fréquence ou de domaine temporel. Cette analyse peut être réalisée à l'aide de méthodes d'éléments finis dynamiques adoptant une approche linéaire équivalente ou une approche non linéaire (Kramer, 1996). Des logiciels de modélisation numérique tels que PLAXIS, FLAC, QUAKE / W, etc. peuvent être utilisés pour modéliser des cas bidimensionnels.

En raison du coût de calcul élevé impliqué dans les méthodes de dynamique non linéaire d'éléments finie, divers chercheurs ont proposé le nombre d'alternatives à cette approche telles que l'approche de faisceau de cisaillement et l'approche de faisceau de cisaillement inélastique en couches.

#### **Approche de faisceau de cisaillement**

Cette approche est largement utilisée pour l'analyse du barrage en terre. Une revue complète de la littérature est fournie par (Gazetas, 1987) sur cette méthode. Hypothèse de base dans cette méthode consiste en ce qu'un barrage se déforme dans un simple cisaillement et ne produit ainsi que des déplacements horizontaux.

### **3.4.3.3. Approche de réponse tridimensionnelle du site**

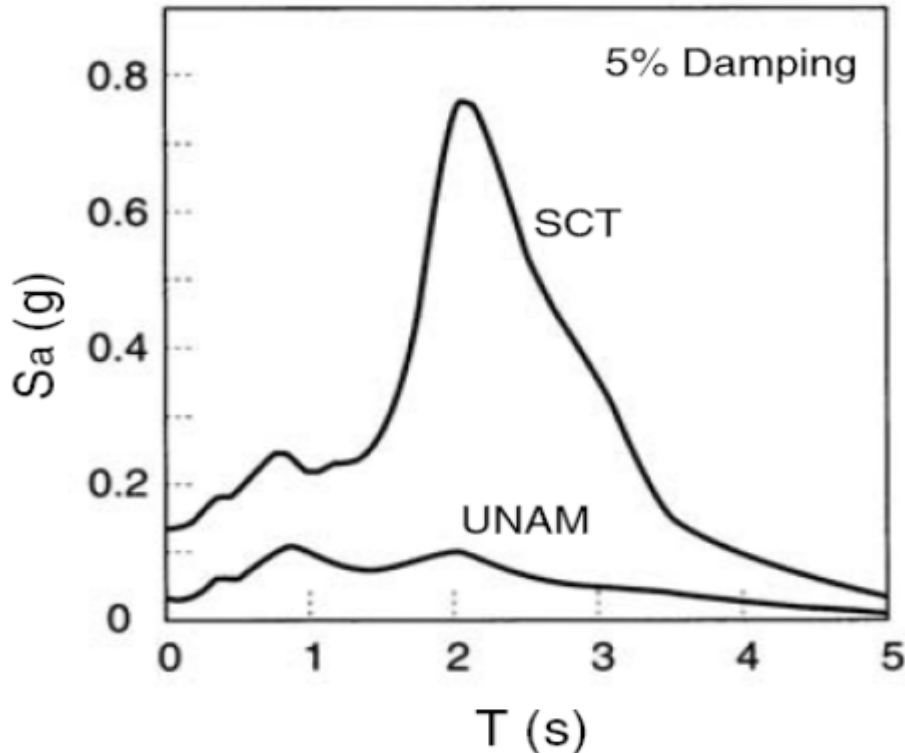
Il peut y avoir des cas dans lesquels il existe une variation du profil du sol en trois dimensions et l'approche bidimensionnelle peut ne pas être adéquate. C'est idéal pour étudier le réponse des structures tridimensionnelles. La méthode et les approches adoptées sont similaires à l'approche bidimensionnelle. Les approches importantes adoptées sont des approches par éléments finis linéaires équivalents, approche par éléments finis non linéaires, etc. Des logiciels comme ABAQUS, PLAXIS, FLAC, SASSI2000, etc. peuvent être utilisés comme objectif lors de la modélisation.

## **3.5. Effets de la profondeur du sol**

L'analyse des enregistrements de mouvement fort fait comme constant que la différence de rigidité entre le sol sus-jacent et le substrat rocheux sous-jacent affectera l'amplitude, la fréquence et la durée des ondes sismiques. Ces effets ont été observés pendant le séisme de Mexique (1985) et les séismes de Loma Prieta (1989). La ville de Mexico repose sur un épais dépôt d'argile molle qui

s'étend jusqu'à plus de 50 m. L'histoire de l'accélération spectrale du séisme au Mexique en deux sites distincts, les sols profonds et les sites rocheux (figure 3.16) illustre clairement l'effet de sol profond sur les ondes sismiques (Chen et Scawthorn, 2003). La figure 3.16 illustre clairement l'effet du sol profond sur l'amplitude, la fréquence, et la durée des ondes sismiques. Durant le tremblement de terre de Loma Prieta (1989), de graves dommages ont été observés aux endroits où reposaient d'épaisses couches d'alluvions et de vase. Basé sur les enregistrements des tremblements de terre au Mexique et à Loma Prieta, (1990) a développé une méthode pour prédire la valeur approximative de l'accélération de surface des sols profonds basée sur les valeurs d'accélération horizontale maximales du niveau de la roche.

L'évaluation des valeurs d'accélération au niveau de la surface (facteur d'amplification) est un problème compliqué. Cela est dû à la variation des propriétés du sol sur de courtes distances et le sol peut ne pas se comporter de manière élastique. Le module de cisaillement du sol variera également avec les niveaux de déformation. Par conséquent, pour une évaluation très précise des valeurs d'accélération au niveau de la surface, une analyse spécifique au site est requise. Cela devrait être fait en considérant la réponse du site non linéaire et en utilisant des modèles numériques appropriés.



**Figure 3.16-** Accélérations spectrales au site SCT (sol meuble) par rapport au site UNAM (roche) (Chen et Scawthorn, 2003).



L'un des programmes informatiques les plus utilisés pour évaluer la réponse sismique unidimensionnelle des dépôts de sol à couches horizontales, SHAKE 2000 peut être utilisé pour évaluer les effets profonds du sol. Ce logiciel utilise le modèle linéaire équivalent pour l'évaluation de la non-linéarité du module de cisaillement et de l'amortissement. Il existe un autre logiciel d'analyse de réponse au sol unidimensionnel similaire, DEEPSOIL (Hashash et al., 2009), qui peut également être utilisé pour obtenir des effets profonds sur le sol. DEEPSOIL peut effectuer des analyses non linéaires 1D et linéaires équivalentes. Il existe également d'autres logiciels pour évaluer la réponse du site en utilisant la méthode des éléments finis (PLAXIS, SASSI2000, QUAKE / W, etc.).

### 3.6. Analyse de la réponse au sol

Les facteurs d'amplification du site à n'importe quel endroit peuvent être déterminés en utilisant deux approches - basées sur les mesures d'intensité observées (IM) et l'approche théorique. La première méthode compare l'IM pour différentes conditions de site avec celle d'une condition de site de référence pour déterminer les facteurs d'amplification. Les méthodes d'analyse théorique seront utiles pour étendre les modèles de facteurs d'amplification aux conditions de site qui sont mal représentées dans les ensembles de données empiriques (Annie et Stewart, 2006). La fréquence du mouvement du sol, qui sera influencée par l'état du site, dépend également de l'épaisseur du dépôt de sol surélevé. Si l'épaisseur du dépôt de sol est faible, l'amplification se produira pour les ondes de fréquence plus élevée et vice versa. Les facteurs d'amplification peuvent être évalués en utilisant les méthodes d'observation et cela peut être divisé en deux types - en utilisant un site de référence et sans utiliser un site de référence.

Les trois facteurs importants qui affecteront le mouvement du sol sont la source, le chemin et les caractéristiques du site. L'identification et l'élimination de ces effets constituent le plus grand défi dans l'évaluation de la réponse du site. La méthode la plus simple pour évaluer la réponse du site est de diviser le spectre de réponse obtenu sur le site, avec celui du massif rocheux (site de référence). Si l'enregistrement dans la roche est à une distance rapprochée du site du sol, alors les trois facteurs déterminants, qui affecteront le mouvement du sol, seront les mêmes pour le sol et la roche. Cependant, lorsque le site de référence et le site considéré (site du sol) ne sont pas à proximité, l'influence de la source, du trajet et des caractéristiques du site sera différente pour ces deux sites. Il faudra également tenir compte de la dispersion géométrique des ondes sismiques (Borcherdt et Glassmoyer, 1994, Borcherdt, 1996, Hartzell et al., 2000, Borcherdt, 2002). Pour évaluer simultanément les termes source et site, un schéma d'inversion généralisé développé par (Andrews ,1986) peut être appliqué. Dans la technique d'inversion généralisée, un ensemble de



données relativement important peut être utilisé (Stewart et al., 2003) mais la réponse non linéaire des dépôts sédimentaires ne peut pas être prédite avec précision lorsque les données de mouvement faible dominant les données d'entrée.

Une autre méthode de réponse du site, qui ne dépend pas du site de référence, est basée sur le rapport spectral horizontal à vertical (H/V). Dans cette méthode la composante horizontale du spectre de réponse est normalisée en utilisant la composante verticale du spectre pour le site considéré. Cette méthode peut être appliquée à la fois aux enregistrements de bruit (Nakamura, 1989, Field et Jacob, 1993) et aux enregistrements de tremblements de terre. Les relations d'atténuation utilisées pour prédire les niveaux d'accélération au sol donneront les valeurs d'accélération au niveau du lit rocheux. Ces valeurs peuvent changer considérablement lorsque les valeurs d'accélération au sol de pointe (PGA) sont évaluées. Il a été constaté que les bassins et les vallées remplies de sédiments ont également un effet significatif sur le mouvement du sol. Des chercheurs comme (Field, 2000, Lee et Anderson, 2000 et Steidl, 2000) ont proposé des méthodes pour modifier les relations d'atténuation afin de prédire les valeurs d'accélération au sol de pointe et d'accélération spectrale au niveau de la surface du sol. (Stewart et al., 2003) a développé des facteurs d'amplification empiriques pour les régions tectoniques actives. Ils ont développé des ensembles distincts de facteurs d'amplification pour différentes classes de sites, qui ont été identifiés en utilisant différentes méthodes. Même si ces facteurs d'amplification ont été développés pour des régions tectoniques actives, la même chose peut être appliquée à d'autres régions tectoniques d'après d'autres études (Stewart et al., 2003).

Atkinson et Boore (2006) ont proposé une méthode pour évaluer les facteurs d'amplification basés sur des études empiriques des données de mouvement du sol pour l'est de l'Amérique du Nord. Les techniques de modélisation numérique fournissent les analyses de réponse au sol les plus précises, compte tenu des propriétés du sol locales réelles mesurées. Ces techniques sont les plus généralement adoptées pour l'estimation des effets locaux sur les sols.

### ***3.6.1. Analyse de la réponse au sol à l'aide de SHAKE***

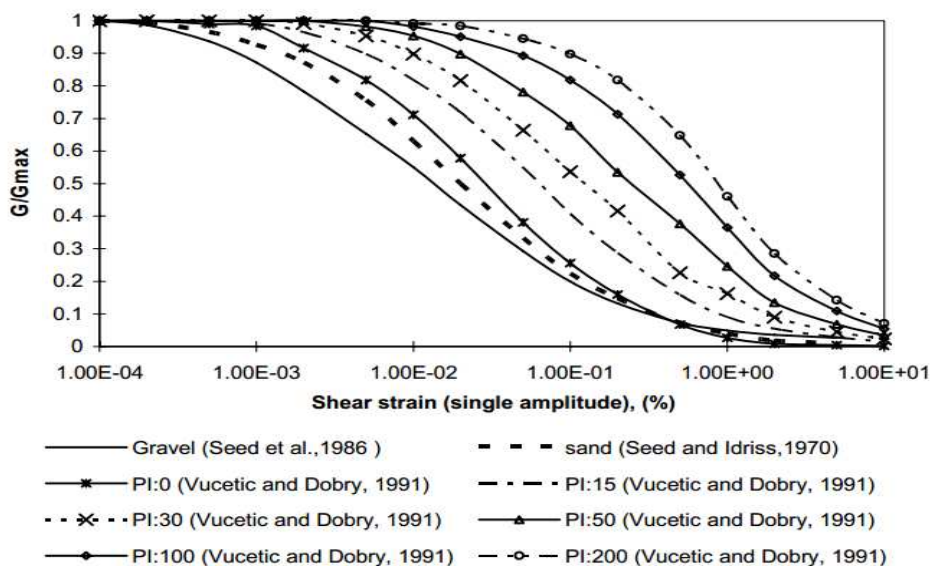
SHAKE est le programme informatique le plus couramment utilisé pour réaliser une analyse de réponse au sol dimensionnelle de terrain plat ou en pente douce. SHAKE a été initialement développé par (Schnabel et al., 1972), qui a été modifié plus tard par (Idriss et Sun, 1992). SHAKE basé sur l'approche linéaire équivalente pour modéliser le comportement non linéaire des sols.

Le logiciel SHAKE suppose que les couches de sol sont soumises à des mouvements transitoires et verticaux d'ondes de cisaillement. Cette hypothèse est justifiable, car les ondes se propagent du lit vers la surface, elles rencontrent des matériaux plus mous et, par conséquent, elles

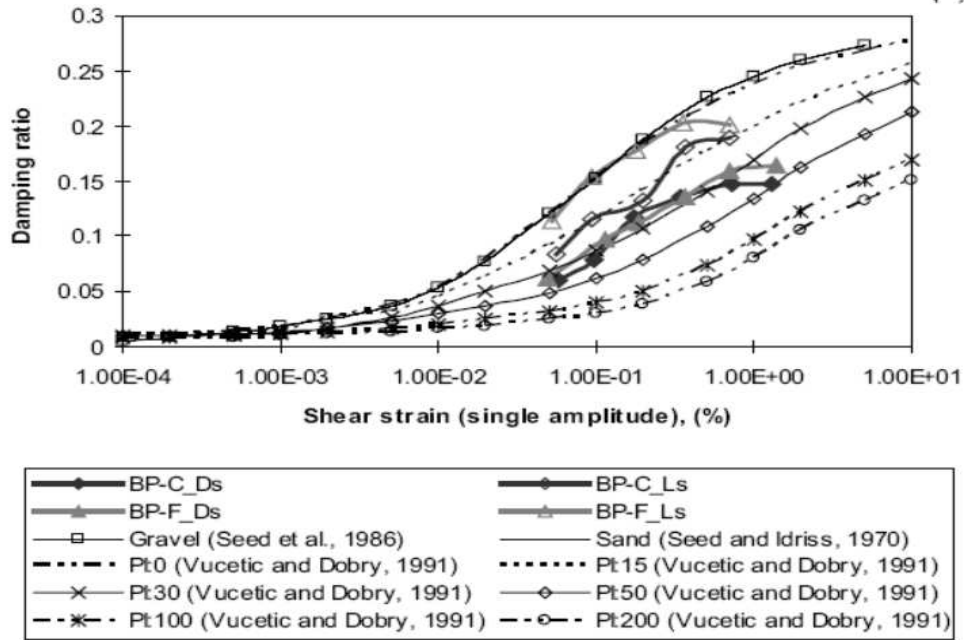


sont dirigées vers la direction verticale en raison de multiples réflexions et réfractions. Pour modéliser n'importe quel site, les informations concernant la stratification souterraine et leur caractérisation sont requises. En particulier, le profil de vitesse de l'onde de cisaillement du sol local est requis pour l'estimation du module de cisaillement in situ. En plus de modéliser le comportement non linéaire du sol, le programme nécessite le comportement en cisaillement dépendant de la déformation des sols et leur rapport d'amortissement exprimé en termes de courbes de réduction du module et de taux d'amortissement respectivement. Les détails pour la détermination de ces propriétés sont discutés plus tard dans la section 3.6. Le programme SHAKE comprend des courbes standard pour les différents types de sols en fonction de leur distribution granulométrique et la plasticité. Certaines de ces courbes sont représentées sur les figures. 3.12 Et 3.13. Ces courbes peuvent également être utilisées dans le cas où aucune étude expérimentale détaillée n'est réalisée.

Le programme calcule les fonctions de transfert en fonction du profil de sol, du sous-sol et de leurs propriétés. Le programme basé sur une méthode qui nécessite également le mouvement du substrat rocheux d'entrée discuté plus tôt (les détails concernant la génération de mouvement au sol appropriée seront fournis par l'autre groupe, PSHA). Le mouvement du substrat rocheux d'entrée sera converti en série de Fourier utilisant des transformées de Fourier rapides (FFT). La série de Fourier de surface est calculée en multipliant la fonction de transfert avec la série de Fourier du substratum rocheux. Plus tard, la FFT inverse est appliquée à la série de Fourier calculée du mouvement de surface pour obtenir l'historique temporel du mouvement du sol de surface.



**Figure 3.17-** Courbes de réduction des modules disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.

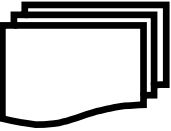


**Figure 3.18-** Courbes de taux d'amortissement disponibles dans la littérature pour les sols de différentes plasticités.

### 3.8. Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons exposé les principaux facteurs qui doivent être vérifiés pour l'évaluation des effets du site. Diverses dispositions relatives au codage pour les classifications de sites sont également discutées ici. Les principales recommandations de ce chapitre sont énumérées ci-dessous:

- La topographie du sol doit être vérifiée et les effets du site local doivent être calculés en considérant les effets topographiques.
- Les effets locaux du site peuvent être estimés sur la base des données géotechniques disponibles. Si les données disponibles sont moins nombreuses, alors l'évaluation peut être faite en utilisant des relations empiriques.
- L'amplification du site due à la pente est une fonction linéaire de l'angle de la pente.



#### 4.1. Introduction

La ville de Mohammadia est située en périphérie d'Alger, à environ 10 km à l'est. Elle est délimitée, à l'ouest, par Oued El Harrach. Au nord, par la mer, Au sud, par la route nationale (RN 5) et à l'est, par les communes de Bordj El Kiffan et Bab Ezzouar. Elle se situe selon les coordonnées géodésiques suivantes ( $36^{\circ} 44' 00''$  nord  $3^{\circ} 08' 00''$  est) (Figure 4.1). Cette région est connue par sa grande activité sismique due à l'approximation des plaques tectoniques Eurasia et Africa. Le nord de l'Algérie a connu plusieurs séismes destructeurs dont la majorité a été enregistrée. Nous pouvons, par exemple, citer le séisme de Sétif (419) comme premier séisme connu de l'histoire d'Alger en 1365 et 1716, d'Oran en 1790 et de Gouraya en 1891. , nous pouvons lister les tremblements de terre de cheff / (la ville d'Orléans) du 09 septembre 1954 à El Asnamon le 10 octobre 1980;  $M = 7,3$  (Ouyed et al., 1983; Benhallou, 1985; Meghraoui, 1988), Constantine le 27 octobre 1985;  $M = 6$  (Deschamps et al., 1991), Tipazaon le 10 octobre 1986;  $M = 6,1$  (Meghraoui, 1991) Mascara le 17 août 1994 (Benouar et al., 1996), Ain Temouchenton le 22 décembre 1999 (Yelles et al., 2004) et Beni-Ouartilane le 10 novembre 2000;  $M = 5,7$  (Yelles et al., 2001) et Boumerdes le 21 mai 2003,  $M = 6,8$  (Delouis et al., 2004; Semmane, 2005; Belabbès, 2009).

La plupart des dégâts provoqués par un séisme sont causés par le tremblement de la croûte terrestre. Les dégâts peuvent donc être la répercussion directe des vibrations du sol, venant directement du foyer, mais aussi des mouvements de terrains pouvant être parallèlement créés et occasionnant 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, Selon la topographie souterraine du site et selon la nature des sols. Les secousses sismiques peuvent être diminuées ou amplifiées, et de même pour les dégâts occasionnés.

Pour identifier les zones à haut risque sismique et se prémunir contre les dommages éventuels, nous essayons, par cette méthode, d'estimer les paramètres des mouvements de terrains ou les intensités macrosismiques lors du déclenchement d'un séisme. L'arrivée du mouvement sismique, sur un site fixe, est estimée par le biais du risque sismique; il peut souffrir de variations en termes de valeur. C'est-à-dire que même si le mouvement, de la source sismique, est atténué, à certains endroits, lors de l'étalement de perturbation, les caractéristiques morphologiques et topographiques induisent une amplification (Roesset, 1977; Ashford et al., 1997; Faccioli, 1991; Tezcan, 2002; Assimaki et al., 2008). De plus, l'interaction des mouvements, avec les conditions géotechniques et hydrogéologiques, qui sont réellement liées à



un site fixe, peut créer des phénomènes induits tels que le phénomène de liquéfaction, le glissement de terrain, etc.

Pour étudier le risque sismique dans l'optique d'une bonne conception et d'une implantation efficace des structures, une évaluation précise de l'amplification antisismique est nécessaire. Le niveau de tremblement est principalement décrit en termes d'accélération et d'amplification maximales du sol (Leyton et al., 2010) et la préparation de cartes de micro-zonage assurera en quelque sorte une solution efficace pour la planification urbaine en termes de risques sismiques. Par ailleurs, le microzonage des villes permettra de caractériser une vulnérabilité sismique potentielle ainsi que le risque à prendre en compte lors de la conception de nouvelles structures ou de la modernisation de celles déjà existantes. Des approches rationnelles de la microzonation sismique ont été mises en place. Proposé dans un très grand nombre de journaux et de conférences (Voir, par exemple, Slob et al., 2002; Iyengar and Ghosh, 2004; Bansal and Vandana, 2007; Papadimitriou et al., 2008; Yasuda et al., 2011; Altun et al., 2012; Pelekis and Athanopoulos, 2013).

Le microzonage sismique est nécessaire dans les zones urbaines ou les zones proches de celles-ci relevant de la zone à risque sismique; il est principalement basé sur l'identification des sources d'activité sismique (Kramer, 1996). Dans la région de la ville de Mohammadia, des analyses dynamiques 1D ont été effectuées à travers les données de terrain, qui contiennent des études géologiques, géophysiques et géotechniques à des fins de prévision. L'analyse de la réponse de mouvement s'applique aux mouvements de base, afin de préparer la réponse du spectre de conception et, enfin, de déterminer les réponses au sol qui incluent des insurances dynamique et la carte de zonage sismique (Borcherdt, 1970; Marinos et al., 2001). Les effets de site locaux jouent également un rôle important dans la conception du séisme résistant et doivent être traités séparément pour chaque cas (Monaco et Amoroso, 2016). Les facteurs de site peuvent affecter les ondes sismiques de deux manières: Les effets topographiques résultant du changement de la nature des ondes (telles que l'amplitude et la fréquence satisfaite du mouvement du sol), ainsi que l'effet du nombre et du type de couches de sol sur le substrat rocheux (Brune, 1984; Mandrescu, 2007; Moghadam, 2010). De plus, l'urbanisation est un facteur qui prévoit la construction de la mégastructure. La principale raison des pertes humaines et les dommages matériels, est quand l'importance voulue n'est pas prise en compte par une préparation adéquate pour une éventuelle considération de l'aléa sismique.

La carte de zonage sismique présente une vue à grande échelle et donc permet une interprétation du comportement du site pendant un tremblement de terre en raison des variations



locales dans le type et la géologie du sol. Les tremblements de terre sont inévitables mais il est possible de minimiser leurs conséquences si les zones qui sont les plus sensibles aux mouvements du sol et subissant une action maximale sont identifiés. Le micro-zonage sismique est une réponse à la nécessité de mesures d'atténuation contre les risques sismiques, car il donne une réponse réaliste en termes de mouvement du sol avec une résolution supérieure. (Lee et al.,2015; Grasso and Maugeri, 2014).

Dans cette étude, l'analyse de microzonage du risque sismique sur l'effet de site de la ville de Mohamadia, dans la wilaya d'Alger est présentée.



**Figure 4.1-** Image satellite (Google Earth) des lieux de la ville de Mohammadia.

#### 4.2. Méthodologie du microzonage

Les effets de site représentent un enjeu important dans la prévention parasismique, si l'on ne peut prédire quand aura lieu un séisme, il semble tout de même possible de prédire où et comment le signal sismique devrait être amplifié. Ainsi, l'objectif des microzonages est de délimiter sur des cartes des zones d'aléa homogène. Pour chaque zone, la fréquence fondamentale ( $F_0$ ) des sites doit être identifiée et la réponse spectrale des sites (leur fonction de transfert) doit être reconnue. La reconnaissance des sols et de leur réponse permet de définir des comportements types et d'adapter les spectres de dimensionnement de structures imposées par les réglementations parasismiques afin de prendre en compte les effets



de site. En effet, les réglementations ne peuvent que donner des valeurs forfaitaires et simplifiées qui ne reflètent que rarement la réalité physique des terrains. L'enjeu consiste donc à comprendre les phénomènes et à mettre au point des méthodes fiables permettant d'affiner la réglementation soit au niveau national soit au niveau local (dans le cadre de Plan de Prévention des Risques).

En substance, il est nécessaire d'estimer la réponse de couches de sol sous les excitations d'un séisme et donc la variation des caractéristiques de mouvement au sol de tremblement de terre sur la surface du sol. La méthodologie générale du microzonage sismique de La ville de Mohammadia a été subdivisées en quatre éléments principaux:

- 1- Estimation des paramètres de mouvement du sol à l'aide de la sismicité historique et données de mouvement de tremblement de terre enregistrée qui comprend l'emplacement des sources potentielles, l'ampleur, le mécanisme, les distances à l'épicentre.
- 2- La caractérisation du site en utilisant les données géologiques, géomorphologiques, géophysiques et données géotechniques.
- 3- Évaluation des effets locaux de site qui comprend l'amplification, la fréquence prédominante, le risque de liquéfaction, les glissements de terrain, tsunami, .... etc.
- 4- Préparation des cartes de micro-zonage sismique.

La méthode adoptée pour l'évaluation de la réponse sismique à 1-D du site est l'analyse simple par ordinateur basée sur la réponse sismique de profils de sol. La détermination de la réponse sismique de profils de sol à une sollicitation sismique revient à évaluer les caractéristiques du mouvement sismique (déplacement, vitesse, accélération, contrainte) au voisinage de la surface libre voir la (Figure 4.2).

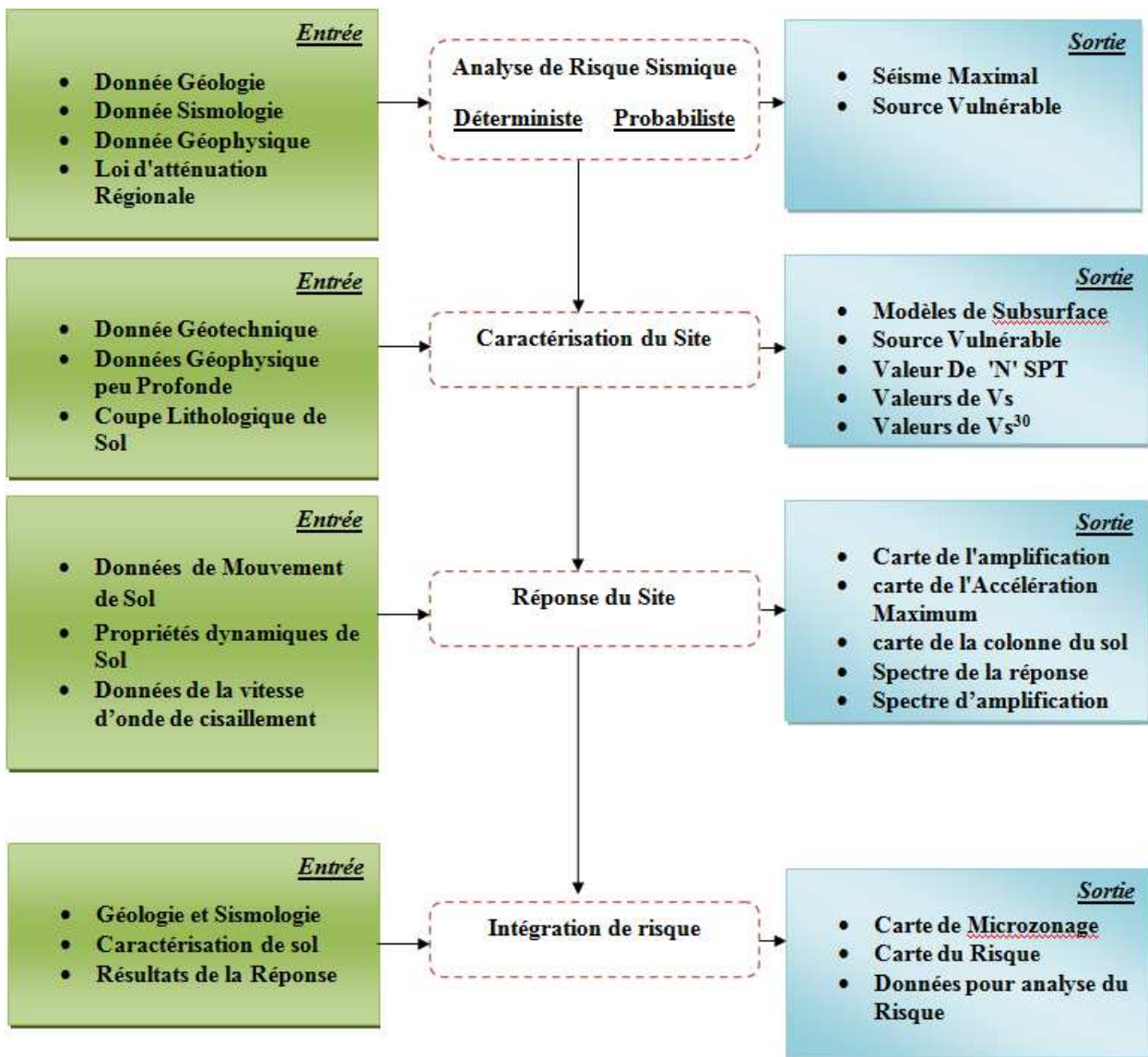


Figure 4.2- Méthodologie d'étude du microzonage sismique de la ville de Mohammadia.

### 4.3.Géologie et géomorphologie de la zone d'étude

Le contexte géologique de la région d'Alger est très complexe, du fait qu'il existe un passage brusque des terrains métamorphiques anciens d'âge primaire vers des terrains sédimentaires d'âge tertiaire ont conclu trois éléments majeurs (Le socle cristallophyllien, Le Tertiaire et Le Quaternaire) Voir (Figure 4.3).

Le socle cristallophyllien est représenté par les roches métamorphiques du massif d'Alger, qui affluent depuis Baïnem jusqu'à l'Agha, ainsi que trois appointements isolés par le Néogène, à l'Ouest, au niveau de Ain- Benian et de Sidi Fredj et à l'Est près de Tamentfoust. Cependant, l'âge du métamorphisme est très controversé. Il est antécambrien pour les uns, hercynien voir même alpin pour d'autres.



D'après plusieurs études, il a été observé une lacune stratigraphique qui est de l'Eocène et l'Oligocène. Le Tertiaire est alors représenté par les formations post-nappe du Mio-Pliocène, qui recouvrent, en discordance, les faciès métamorphiques le socle métamorphique, il est représenté par des grès littoraux, reposant sur un banc de conglomérat de base, d'une épaisseur allant de 0,5 à 6 m. Ce dernier est constitué d'éléments détritiques, provenant de l'érosion du massif d'Alger.

Le Pliocène est représenté par deux couche, à savoir : le Plaisancien du début du Pliocène, quand la mer occupait toute la région. Ce fossé de sédimentation reçoit alors tous les dépôts argileux, qui auraient constitué, plus tard, la formation que l'on appelle les marnes bleues, d'épaisseur moyenne de 200 m. Cette formation repose, en discordance, sur les grès et les marnes du Miocène.

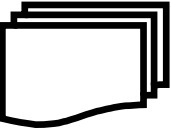
Dans la plaine d'El Hamma, le Plaisancien est recouvert par des dépôts récents. Celui-ci forme le substratum du bassin subsides de la Mitidja. En surface, les marnes présentent des altérations et observées sur les affleurements des hauteurs d'Alger, tandis qu'en profondeur, les marnes sont compactes et présentent parfois des cassures conchoïdales, La transition du Plaisancien vers l'Astien est marquée par le dépôt d'un niveau glauconieux vert. Ce niveau glauconieux est de nature argilo-sableuse de 0,1 à 5 m d'épaisseur, renfermant de nombreux grains de glocaunie verdâtre et de macro-fossiles telles que les Terebratula, et Ampula entre autres.

L'Astien, faciès mollassique ; d'épaisseur 100 à 150 m, est caractérisé par la succession lithologique suivante :

- faciès marno-sableux ;
- faciès calacaréo-gréseux ;
- faciès gréseux et sableux.

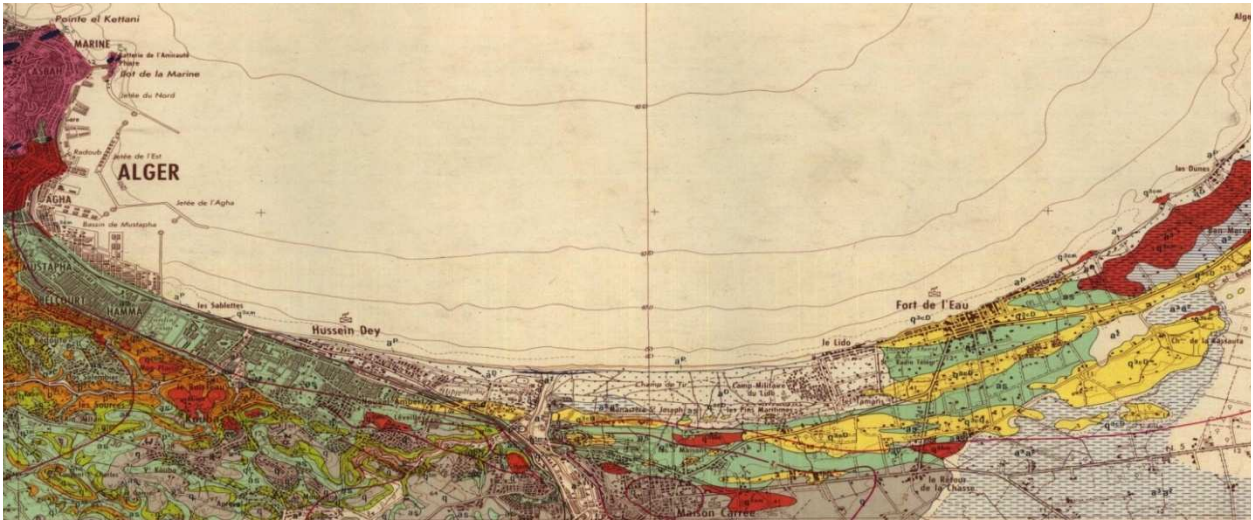
Dans la région d'Alger, le Quaternaire est représenté par des terrains gréseux formés de sables, d'alluvions, d'éboulis, de limons et des argiles vaseuses du Villafranchien. Son épaisseur peut atteindre 30m. On distingue essentiellement le Pléistocène inférieur (Calabrien - Villefranchien).

Il est constitué de dépôts continentaux détritiques, représentés par des sables rouges de villafranchien, constituant les terrasses, qui peuvent atteindre jusqu'à 5 m d'épaisseur. On rencontre aussi la formation de marnes et cailloutis du comblement de la Mitidja, qui affleure dans le piémont sud du Sahel. Au niveau de la Mitidja, il résulte de l'érosion de l'Atlas tellien et

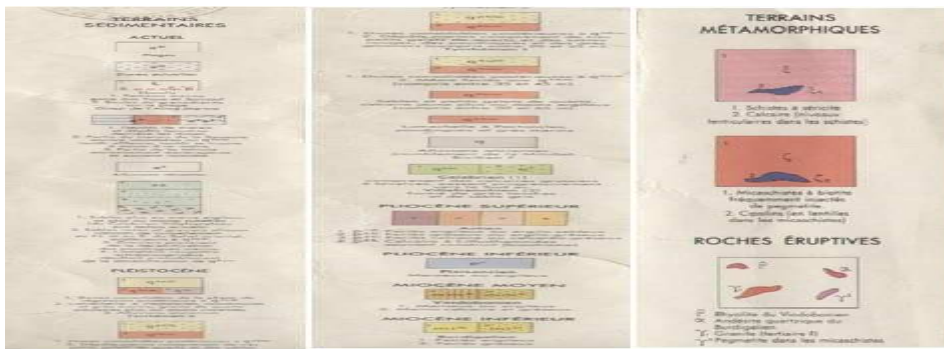


de l'accumulation de produits générés au cours de cette érosion et le Pléistocène supérieur est réparti sur le littoral Algérois, dans le Sahel sous forme de terrasses étagées. Voir (Figure 4.4).

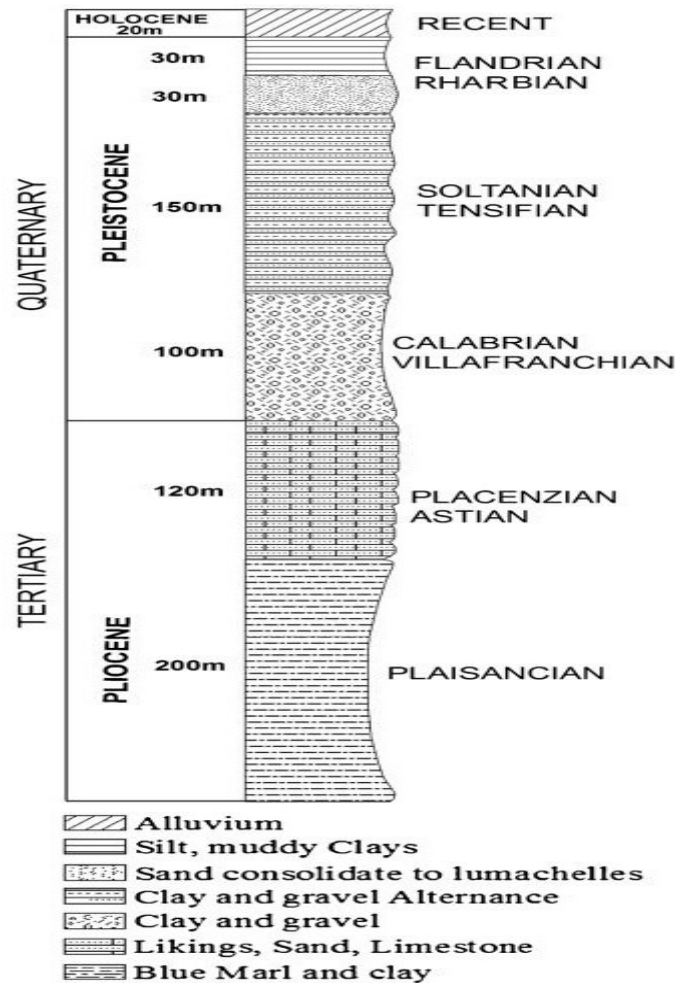
La carte géologique d'Alger, à l'échelle 1/50 000 montre que le site étudié de Mohamadia est situé sur un lambeau d'alluvions anciennes appartenant à la série d'argile caillouteuse de la Mitidja. Sur ce dépôt du quaternaire repose la série récente comprenant des sables plus ou moins argileux et plus moins rubéfiés (Aymé, 1964).



**Légende :**



**Figure 4.3-** Extrait de la carte géologique D'Alger (A.Aymé, 1964 – 1 / 50 000).



**Figure 4.4-** Un log stratigraphique synthétique montrant des formations quaternaires plus ou moins lâches. Ces lits d'épaisseurs variables reposant sur des formations solides à pliocène dur, pouvant représenter le substrat rocheux sismique.

#### 4.4. Hydrogéologie régionale

La région d'Alger est caractérisée par plusieurs aquifères à savoir :

L'aquifère du complexe métamorphique, qui représente la présence d'eau dans le socle métamorphique est localisée dans les fissures, diaclases, et fractures qui s'accumulent dans les zones d'altération. Elle se manifeste sous formes des résurgences (sources) ou de nappes aquifères, L'aquifère du tertiaire constitue le terrain aquifère le plus important de la région d'Alger, dont son mur est représenté par les marnes bleues du Plaisancien. de fine par une nappe du plateau mollassique d'Alger, C'est une nappe libre dont les eaux ont été exploitées pour l'alimentation en eau potable de la région d'Alger.

L'aquifère du Quaternaire constitué de grés dunaires du Quaternaire. Celui-ci forme des aquifères dans plusieurs localités de cette zone :

- La bande littorale comprise entre Bordj El Kifane et la rive droite de l'Oued El Harrach
- La plaine littorale orientale, entre le quartier de 1<sup>er</sup> Mai et la rive gauche de l'Oued El Harrach
- La zone littorale qui s'étend entre Ain Benian et les hauteurs de Staouali.

Dans toutes ces zones, les marnes bleues du Plaisancien constituent le mur de l'aquifère.

#### 4.5. Caractéristiques de la sismicité d'Alger

L'Algérie se situe sur la plaque Afrique, laquelle est en perpétuelle collision avec la plaque Eurasie. La collision de ces deux plaques se fait avec une vitesse de rapprochement de l'Afrique par rapport à l'Europe stable d'environ 5mm par an et donne du côté de la frontière des plaques, des chaînes de montagnes, des plis et des failles orientés principalement NE-SW et une direction de raccourcissement NNW-SSE dans l'Atlas Tellien (Fernandez et al., 2003; McClusky et al., 2003; Nocquet and Calais, 2004; Stich et al., 2006; Fernandez-Ibañez et al., 2007), la mise en évidence dans les environs de la zone d'étude. On a Cinq (05) failles principalement (faille de Sahel, faille de Chenoua, faille de Blida, faille de Zemmouri et la faille de thenia).

La sismicité d'Alger est localisée sur la frange nord du pays formée par des domaines morpho-structuraux (L'Atlas Tellien). La fréquence et la magnitude de la sismicité est importante sur l'Atlas Tellien. Cette sismicité s'atténue si on se dirige vers le sud. (Figure 4.5).

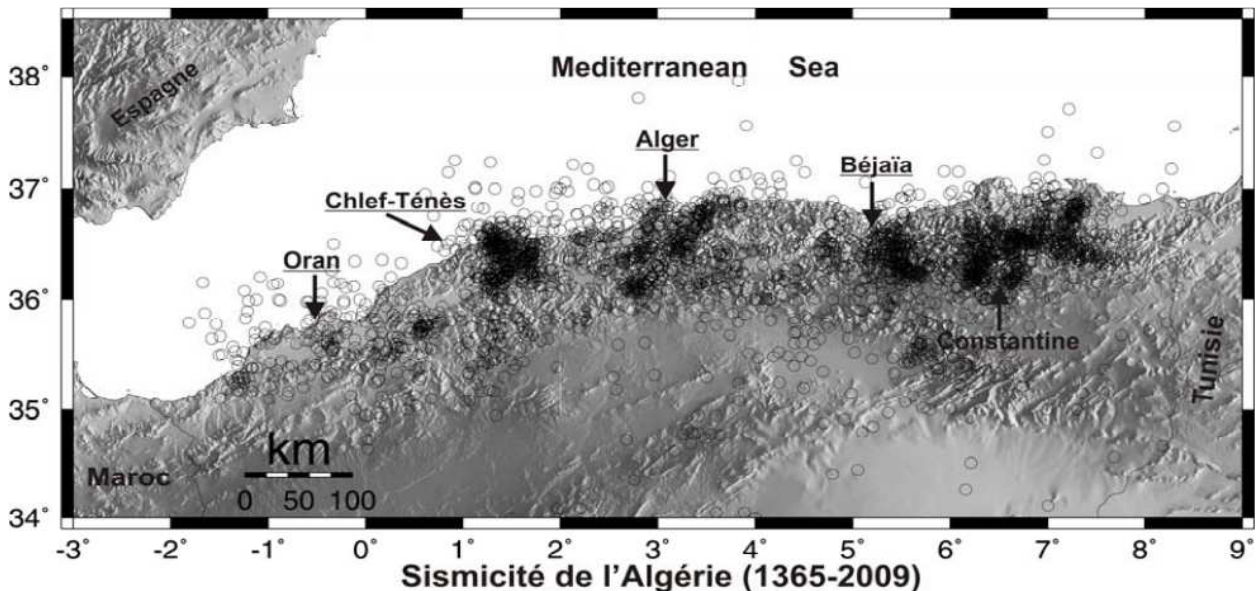
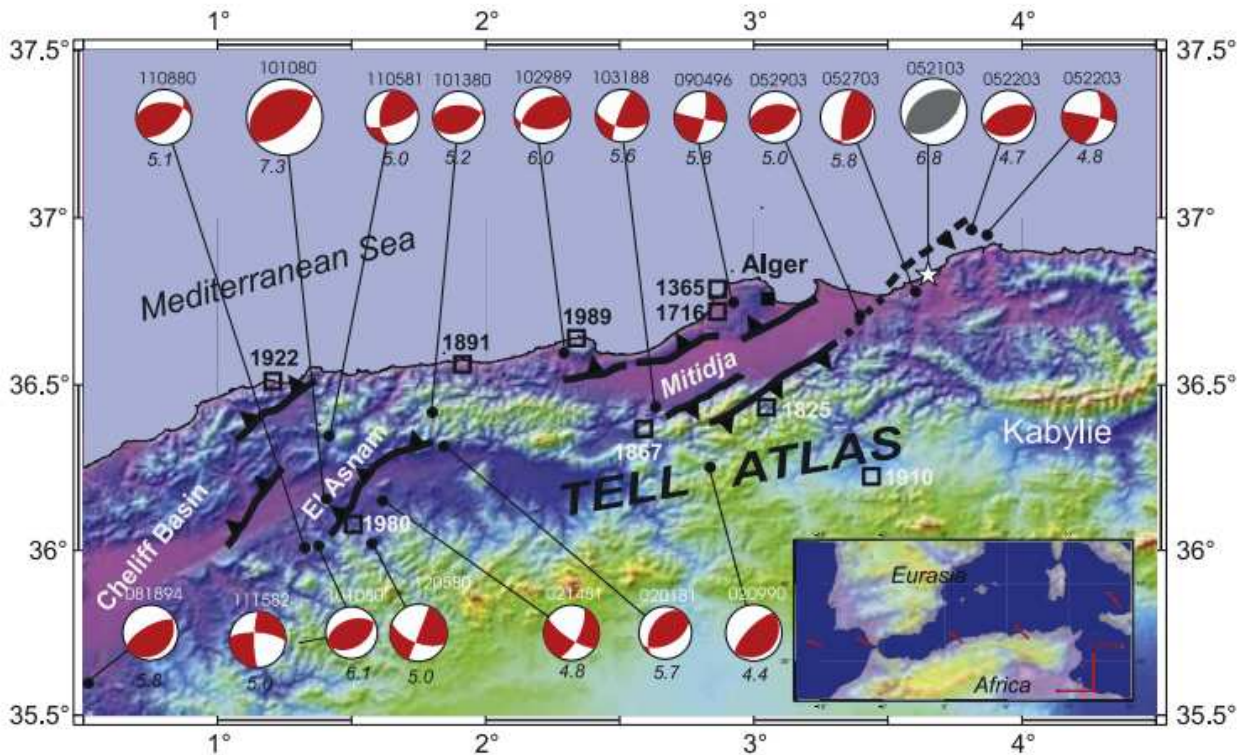


Figure 4.5- Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009 (catalogues du CRAAG).

La sismicité de nord d'Alger est caractérisée par des séismes superficiels, elle est localisée dans les 20 premiers kilomètres. Cette sismicité est généralement marquée par des séismes faibles à modérés. Toutefois, des séismes forts se sont produits dans l'Atlas Tellien, nous pouvons citer le séisme majeur d'El Asnam du 10 octobre 1980 ( $M_s=7.3$ ) et le séisme fort de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 ( $M_w=6.8$ ) qui a fait 2286 morts, 3323 blessés, 100 disparus, 175.000 sinistrés et 18.000 logements détruits, ont montré à quel point les conséquences des événements peuvent être catastrophiques sur le plan socio-économique (Ouyed et al., 1983; Bounif et al., 2004; Delouis et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2004).

Les structures actives sont représentées généralement par des failles inverses et/ou de coulissement (Figure 4.6). Les failles qui engendrent ces séismes sont principalement orientées NE-SW (Ouyed et al., 1983; Meghraoui, 1988 & 1996; Bounif et al., 2004; Delouis et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2004).



**Figure 4.6-** Carte séismotectonique de l'Atlas Tell du centre-nord de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Les événements sismiques historiques indiqués dans les carrés proviennent de (Rothe, 1950). Le mécanisme focal sismique de Zemmouri est en gris.

#### 4.6. Propriétés géotechniques des sols dans la région

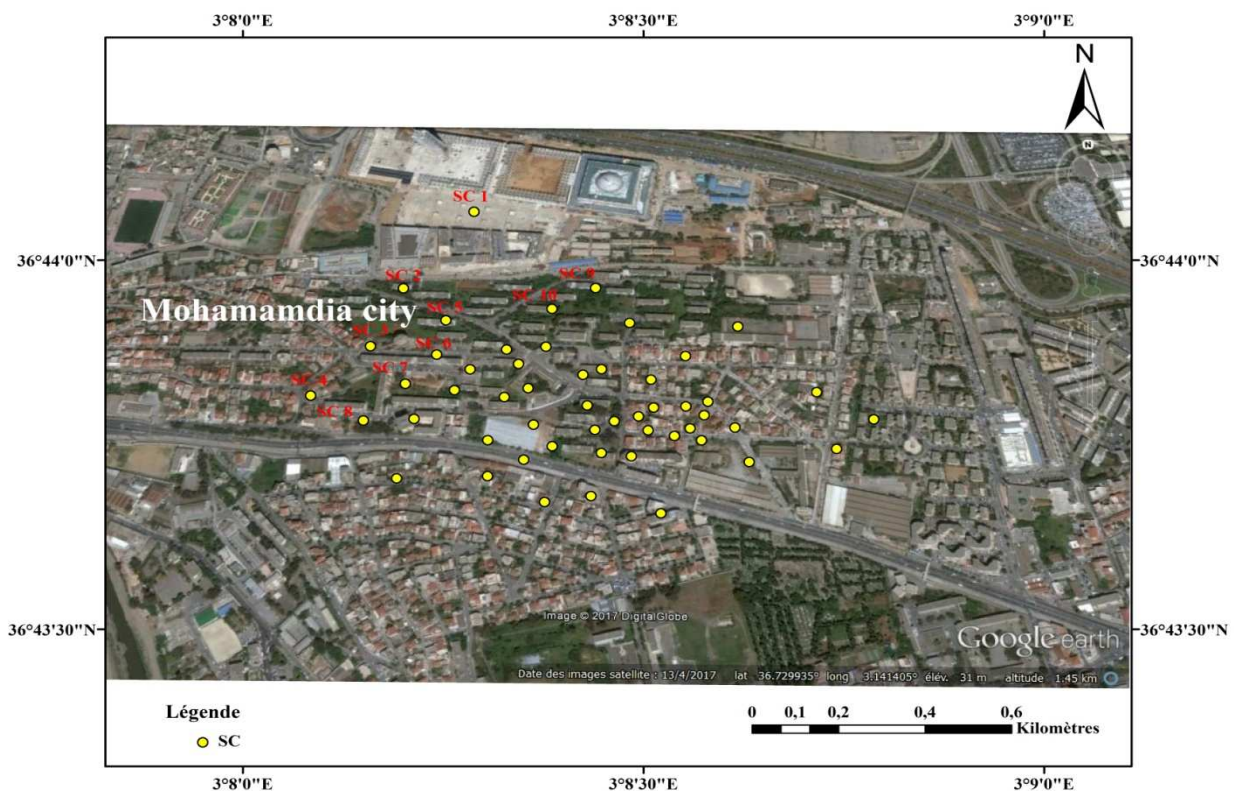
Les propriétés dynamiques des sols de la région ont été évaluées par l'utilisation des données du sol pouvant être déterminés par des essais dynamiques ou sismiques. Ces tests sont



effectués soit en laboratoire ou sur le terrain (Ishihara, 1997). Bien que les tests dynamiques sur le terrain soient extrêmement utiles pour la caractérisation du site, ces tests, dont le cout n'est pas aussi élevé que les tests de pénétration statiques (SPT), qui sont couramment utilisés dans le domaine des enquêtes. Par l'utilisation des résultats des tests de pénétration statique, les propriétés dynamiques des sols peuvent confortablement être calculées via des équations empiriques, qui améliorent le calcul des paramètres de résistance dynamique et de résistance statique.

L'essai standard de pénétration (SPT) est l'essai le plus largement utilisé in situ, et beaucoup de corrélations sont disponibles pour évaluer les différentes propriétés du sol. Le test SPT n'est pas possible dans le sable dense avec des rochers. Il ya beaucoup de variabilité dans les résultats et les résultats dépendront du type d'exécution également. En plus de cela, le SPT est effectué uniquement grâce à des incréments discrets et ne fournit pas de profil continu du sol. En plus de cela le grand nombre de corrections, qui sont à être appliquée aux valeurs SPT, ajoute beaucoup d'incertitude sur les résultats. (Robertson, 2010).

Plusieurs sondages carottés d'une profondeur de 30m ont été exécutés au niveau du site étudié 'Mohammadia ' (Figure 4.7).



**Figure 4.7-** Tests du SPT exécutés sur le site étudié de Mohammadia.



Les tests SPT ont été systématiquement effectués sur les différents faciès, traversés par les sondages carottés effectués sur le site de «Mohammadia". Les résultats montrent la succession lithologique suivante: Un recouvrement superficiel constitué essentiellement de limons, sable avec quelques passages consolidés et remblai hétérogène par endroits, Une couche d'argile et/ou marne localisée au niveau des sondages, Une alternance d'alluvions fines formées essentiellement de sable et limons avec un peu de graviers enrobés dans une matrice argileuse, avec des alluvions grossières dont, en plus des sable, limons, graviers, on note la présence de cailloux, galets et un peu de blocs.

En effet, les valeurs des essais SPT enregistrées sur les 30 premiers mètres correspondent au niveau des sables.

Les valeurs brutes obtenues N1, N2 et N3 de l'essai SPT réalisé et dont seules, les valeurs N2 et N3 seront prises en considération, car la valeur N1 correspond à la partie remaniée du sol et donc à éliminer, ainsi la valeur de N que nous prendrons en considération sera N2 et N3.

Les principales caractéristiques de l'essai sont

- Le poids du mouton doit être 63 Kg.
- La hauteur de chute de 76 cm.

#### 4.6.1. Détermination de la vitesse de l'onde de cisaillement ( $V_s$ )

Ces paramètres sont obtenus par la mesure directe in-situ, par des mesures au laboratoire ou encore à partir des relations empiriques avec d'autres paramètres géotechniques habituels tels que le nombre de coups du SPT (Standard Pénétration Test). Un certain nombre de relations empiriques entre  $G_{max}$  et plusieurs paramètres des essais in-situ existant mais demandent encore à être améliorés par la collecte d'autres données, l'utilité de telles corrélations est souvent limitée aux évaluations préliminaires de  $G_{max}$ .

Par conséquent, l'évaluation de la classe de sol peut être calculée, en utilisant la moyenne de la vitesse des ondes de cisaillement. La formule peut être utilisée pour établir des relations entre les nombres de coups SPT et de la vitesse des ondes de cisaillement, puis effectuer les calculs à l'aide de l'équation (4.1) (Anbazhagan and Sitharam., 2010):

$$V_s = 68,96N^{0,51} \quad (4.1)$$

Où

N est le nombre de coups non corrigée de l'essai SPT et  $V_s$  est la vitesse de l'onde de cisaillement (m/ s).



#### 4.6.2. Cartographie des valeurs $V_s^{30}$

La valeur moyenne pondérée de la vitesse des ondes de cisaillement,  $V_s$ , dans les 30 m supérieurs du sol est désignée par  $V_s^{30}$  et utilisée dans le monde entier (Kanli et al., 2006; Benjumea et al., 2008; Lee, 2010) pour caractériser un site, les caractéristiques attendues des tremblements de terre, malgré les critiques émises par plusieurs enquêteurs.

La classification des sols, permettant de caractériser un site sismique et principalement de classer les sols, est basée sur la vitesse moyenne de propagation des ondes de cisaillement, dans les 30 premiers mètres. Ce paramètre est classiquement appelé  $V_s^{30}$ , il est calculé selon l'expression suivante:

Avec:

$$V_s^{30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} d_i/v_i} \quad (4.2)$$

Où

$d_i$  est l'épaisseur de la couche de sol en mètres m;  $V_i$  est la vitesse de l'onde de cisaillement pour la couche  $i$  en m / s et  $N$  le nombre de couches dans les 30 m de sol les plus élevés qui seront pris en compte dans l'évaluation des valeurs de  $V_s^{30}$ .

**NEHRP** a proposé un système de classification du site basé sur les valeurs  $V_s^{30}$  (programme national de recherche sur le risque sismique et classification du Code international du bâtiment (IBC, 2009; Motazedian et al., 2011), etc. Pour comprendre la moyenne des ondes de cisaillement autour de la région de Mohammadia, la vitesse moyenne a été calculée à l'aide de l'équation (4.2) pour l'emplacement de chaque forage. La moyenne  $V_s^{30}$  a été calculée à une profondeur de 30 m.

Dans la carte  $V_s^{30}$  (Figure 4.8), la vitesse moyenne typique de la ville de Mohammadia, Alger, a été identifiée. La majorité de la zone d'étude a une plage de vitesses allant de 420,60 m/s à 539,57 m/s. La plage de valeurs  $V_s^{30}$ , spécifié pour chaque classe de site, diffère selon les trois méthodes (**EC8** 2003), (**NEHRP** 2003) et (**RPA** 2003). La ville de Mohammadia, Alger est classée dans la catégorie (classe C) pour la méthode **EC8** (2003) et dans la catégorie (classe B) pour la méthode **NEHRP** (2003), et enfin dans la catégorie (classe S2) pour la méthode **RPA** (2003). Ainsi, le site sera considéré comme un site solide, composé de dépôts de sables, gravier très dense et / ou argile renforcée à partir de 10 m de profondeur.

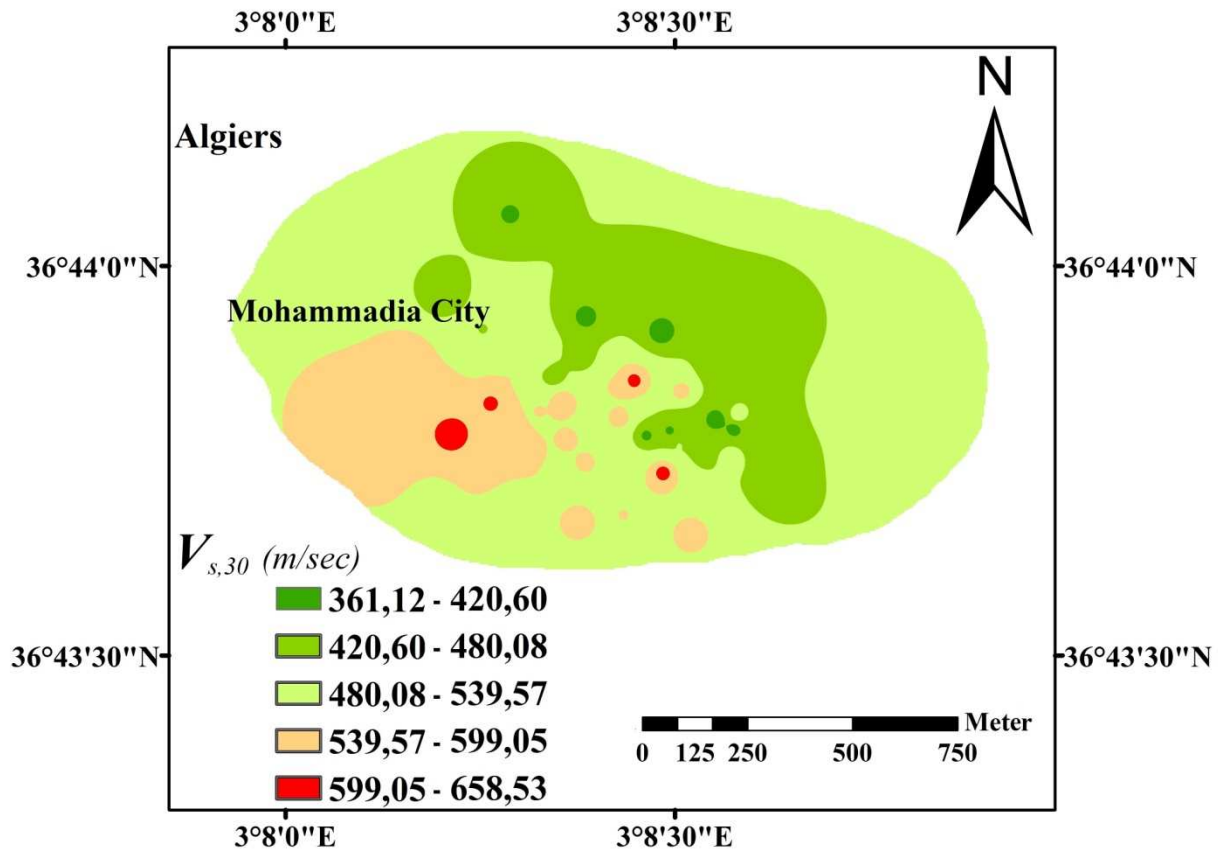


Figure 4.8- Variation spatiale de  $V_s^{30}$  dans la région de Mohammadia.

#### 4.7. Analyse de la réponse du site

Afin d'obtenir les réponses du site, telles que les paramètres physiques du sol, le type de sol, l'épaisseur et le poids volumique, ont été obtenues à l'aide de rapports d'essais géotechniques pour divers essais de carottage effectués dans la ville de "Mohammadia", Alger. Des analyses sont effectuées par les modèles de sol dans les calculs de réponse du sol par la méthode équivalente linéaire unidimensionnelle.

L'approche équivalente linéaire est l'approche la plus simple pour évaluer la réponse du sol en tenant compte de la non linéarité du sol. Le comportement non linéaire du sol peut être approximé par une procédure itérative avec des propriétés de sol linéaires équivalentes. Dans l'analyse linéaire équivalente, il est nécessaire d'estimer le niveau d'agitation dans chaque couche en supposant des valeurs initiales constantes de module de cisaillement et d'amortissement. Plus tard dans les itérations successives, le module de cisaillement et l'amortissement des sols correspondant aux niveaux estimés de secousses (déformations de cisaillement) sont utilisés dans l'analyse. Ainsi, la méthode considère indirectement la réponse contrainte-déformation non linéaire des sols. Il convient de rappeler que, même si le module de cisaillement et l'amortissement sont considérés comme équivalents, ces valeurs sont constantes tout au long de



l'agitation (analyse), peu importe l'itération. Des programmes informatiques largement utilisés, tels SHAKE (Schnabel et al., 1972; Idriss et Sun, 1992) et DYNEQ (Yoshida et Suetomi, 1996) ont mis en œuvre cette approche linéaire équivalente. En fonction des épaisseurs et des propriétés des couches de sol et en utilisant le logiciel de calcul de réponse sismique, conçu pour les profils de sol stratifiés horizontalement, à savoir SHAKE91, nous calculons pour la colonne de sol. Selon le programme SHAKE91, ce profil de sol est modélisé comme un système multi-degrés de liberté unidirectionnelle. Ce logiciel est capable de calculer la réponse sismique en champ libre en termes d'accélération à partir de l'excitation appliquée dans le substrat, la fonction d'amplification entre le substrat et la surface libre du sol, la fréquence de vibration pour cette amplification, le spectre de réponse en pseudo-accélération, pseudo-vitesse relative et déplacement relatif (Schnabel et al., 1972; Schnabel., 1973). En prenant en compte les hypothèses suivantes:

La colonne de sol est définie comme un profil de sol isolé, connu sous le nom de couches horizontales, surmontant un demi-espace élastique. Chaque couche de sol est connue par son épaisseur  $h_i$ , sa masse volumique  $\rho_i$ , son coefficient d'amortissement  $\xi_i$  et par la vitesse des ondes de cisaillement  $V_{si}$  ou son module de cisaillement  $G_i$ . L'onde d'excitation est introduite sous forme d'accélérogramme.

Le comportement non linéaire (variation du module de cisaillement et du coefficient d'amortissement) est pris en compte au travers d'un diagramme itératif en supposant un comportement linéaire équivalent (Wald et Mori, 2000).

Une fonction de transfert est utilisée comme technique d'analyse de la réponse au sol 1D. Ici, l'historique temporel du mouvement du socle (entrée) est dans le domaine fréquentiel représenté sous la forme d'une série de Fourier utilisant une transformée de Fourier. Chaque terme de la série de Fourier est ensuite multiplié par la fonction de transfert (FT). Le mouvement de surface (sortie) est ensuite exprimé dans le domaine temporel en utilisant la transformée de Fourier inverse.

Le signal d'entrée  $e(t)$  est en fait un "examen" du choc au substrat qui vient sur notre site  $s(t)$  (le cas d'une onde qui se propage verticalement). En effectuant la transformée de Fourier (FT) du signal, une fonction de fréquence est ainsi obtenue en prenant en compte la révision.

La réponse au sol en surface est uniquement considérée comme le produit du signal d'entrée, via la fonction de transfert. On obtient donc une fonction de fréquence tenant compte du mouvement du sol sur la surface libre, il s'agit de la transformée de Fourier (FT) du signal de



sortie. Nous collectons, à travers la transformée de Fourier inverse (IFT), la revue du mouvement du sol en surface.

Dans cette étude de cas sur le microzonage de la ville de Mohammadia, il ya 7 signaux d'entrées en historiques d'accélération, mesurés du séisme du 21 mai 2003 à "Boumerdes" ( $M_w = 6,8$ ) ont été utilisés comme mouvement d'entrée pour les analyses de réponse de site effectuées par SHAKE91 et la moyenne des spectres de réponse d'accélération de la surface du sol ont été déterminées pour obtenir les paramètres nécessaires au microzonage. Les historiques temporels sélectionnés, mis à l'échelle avec les valeurs d'accélération au niveau du substrat rocheux, sont répertoriés dans (Tableau 4.1) et illustrés dans (Figure 4.9).

**Tableau 4.1-** Liste des enregistrements d'accélération sismique utilisés pour l'analyse de la réponse du site.

Séisme	Station	Magnitude	PGA (g)	Temps (s)
Boumerdès 21/05/2003	Dar Biada	6.8	0,3169	7,28
Boumerdès 21/05/2003	Ain Defla	6.8	0,0296	5,86
Boumerdès 21/05/2003	Blida	6.8	0,0468	15,78
Boumerdès 21/05/2003	Hussein Dey	6.8	0,2716	6,88
Boumerdès 21/05/2003	Tizi Ouzou	6.8	0,1924	6,24
Boumerdès 21/05/2003	Kaddara (1)	6.8	0,2556	7,48
Boumerdès21/05/2003	Kaddara (2)	6.8	0,316	7,86

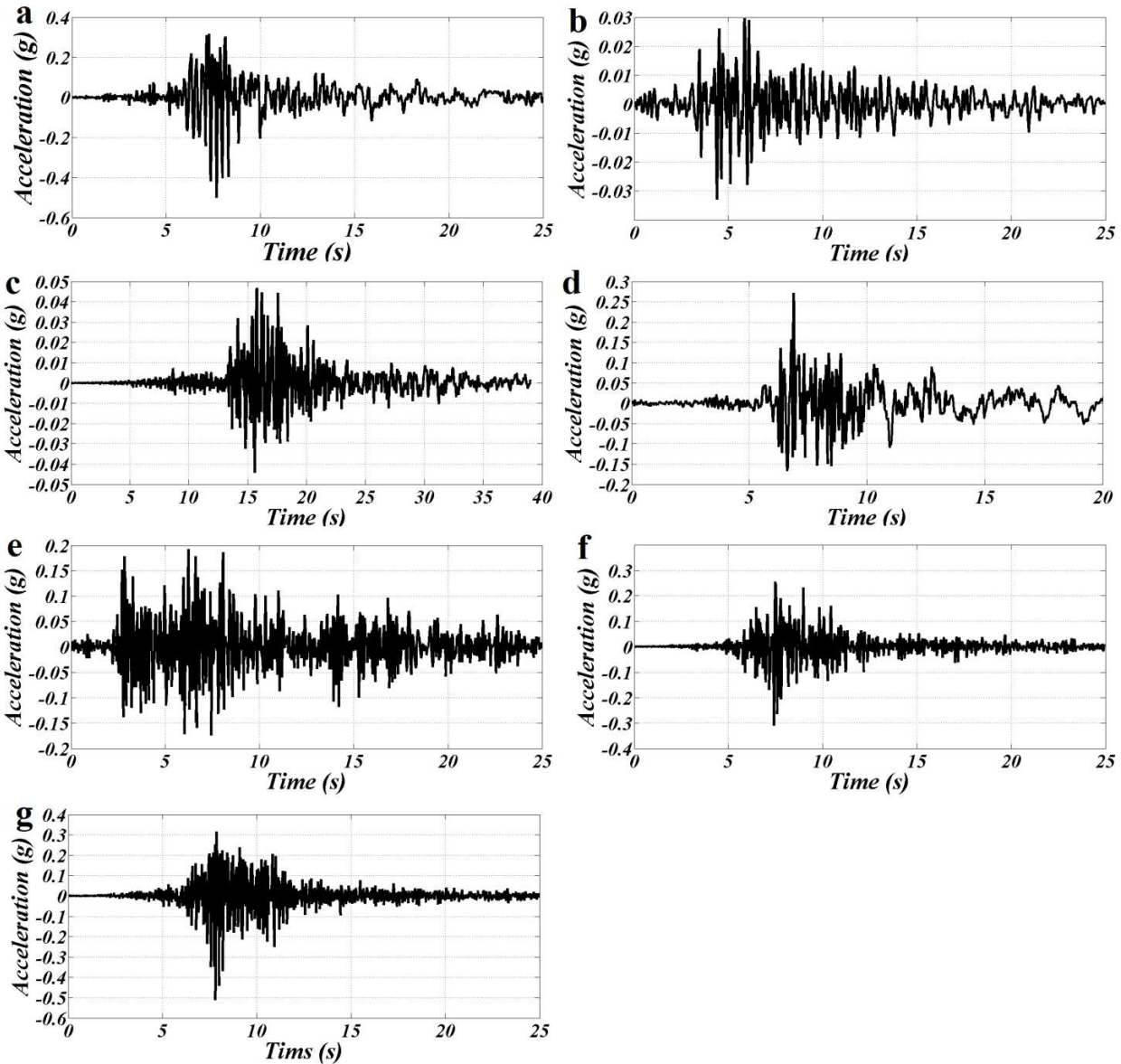


Figure 4.9- Historique des temps d'accélération.

#### 4.8. Évaluation des résultats

Dans les résultats finaux, la carte de microzonage des 52 forages situés dans la ville de Mohammadia a été réalisée en tenant compte de la secousse. Les valeurs de l'accélération spectrale de surface maximale ont été tracées sur une carte, en utilisant d'une part, les analyses de réponse de site et les valeurs obtenues, d'autre part, les analyses de réponse de site et les amplifications spectrales de crête.

L'accélération maximale (signal d'entrée) au substrat rocheux déduite de l'historique chronologique de l'accélération synthétique pour chaque forage et l'accélération maximale à la surface du sol résultant de l'analyse de la réponse du sol ont été obtenues à l'aide de SHAKE91.



#### 4.8.1. Analyse de la réponse du site

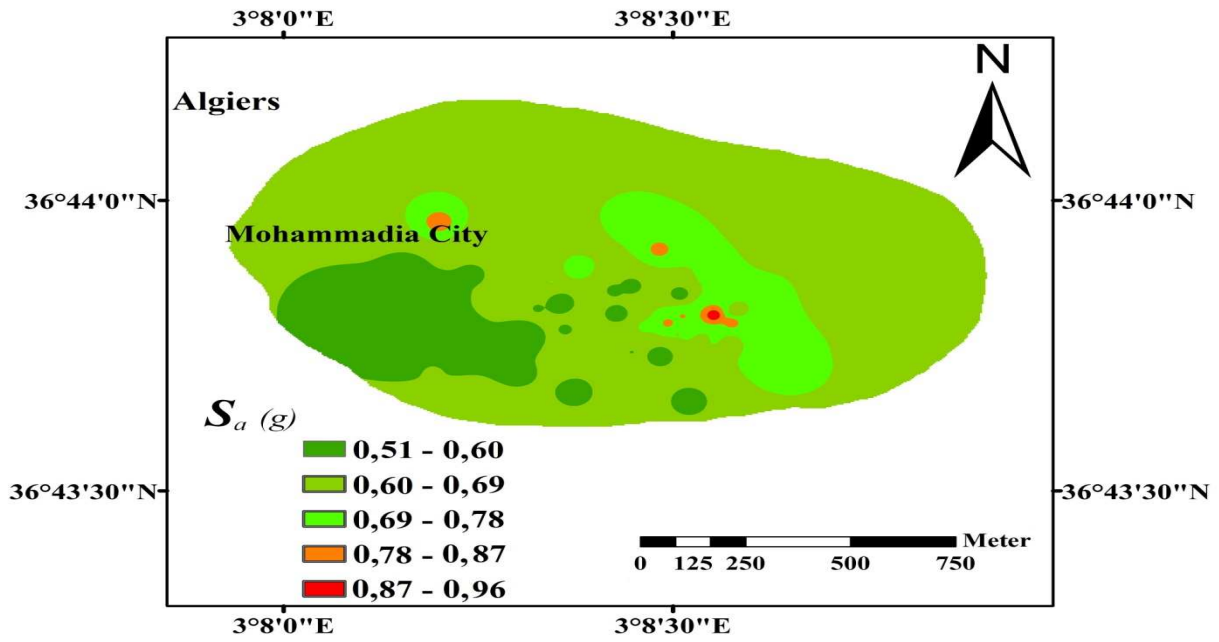
Les analyses dynamiques de réponse de site sont utilisées sur diverses cellules pour interroger le comportement du sol sous l'action sismique. Les cartes de microzonage préparées indiquent une variation moyenne du facteur d'amplification, de la période de la colonne de sol et de l'accélération spectrale maximale.

Les résultats de la réponse du site en surface obtenus par un code équivalent linéaire 1-D en correspondance avec le substrat rocheux conventionnel de 52 forages ont été rassemblés pour créer des cartes de tremblement de terre pour la zone urbaine de Mohammadia à l'aide d'un outil de système d'information géographique (SIG). Le mouvement de la roche obtenu à partir du modèle de mouvement du sol est attribué au niveau du substratum en tant qu'entrée dans SHAKE91, ainsi que les valeurs d'accélération de pointe et l'historique des temps d'accélération évalués en haut de chaque sous-couche.

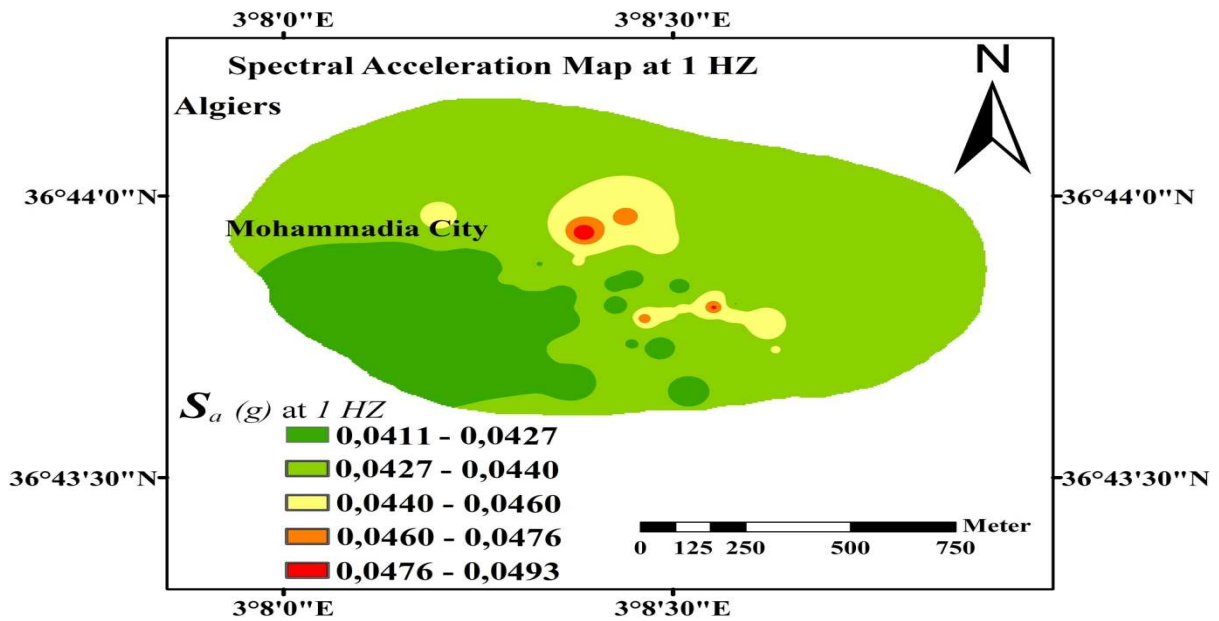
L'historique des temps d'accélération à la surface est obtenu, ainsi que l'accélération du spectre de réponse, comme indiqué sur la (Figure 4.9). La PGA à la surface du site sélectionné dans la ville de Mohammadia est amplifiée du fait que le profil du sol a pour effet d'être égal à (0,3169,0,0296,0,0468,0,2716,0,1924,0,2556,0,316) (g) et que l'accélération spectrale maximale varie de 0,51 à 0,96 (g).

Les valeurs d'accélération spectrale (SA) pour tous les emplacements à 1, 5 et 10 Hz sont présentées sous forme de cartes de contour sur (Figure 4.10), (Figure 4.11) et (Figure 4.12). Il ressort de ces chiffres qu'à des fréquences de 1, 5 et 10 Hz, la densité maximale de la majeure partie de la ville de Mohammadia varie de 0,0427 à 0,0440 g, de 0,34 à 0,41 g et de 0,27 à 0,33 g. Les fréquences de 1 Hz à 10 Hz ont été sélectionnées car elles représentent la gamme de fréquences naturelles des immeubles de grande hauteur aux immeubles de plain-pied.

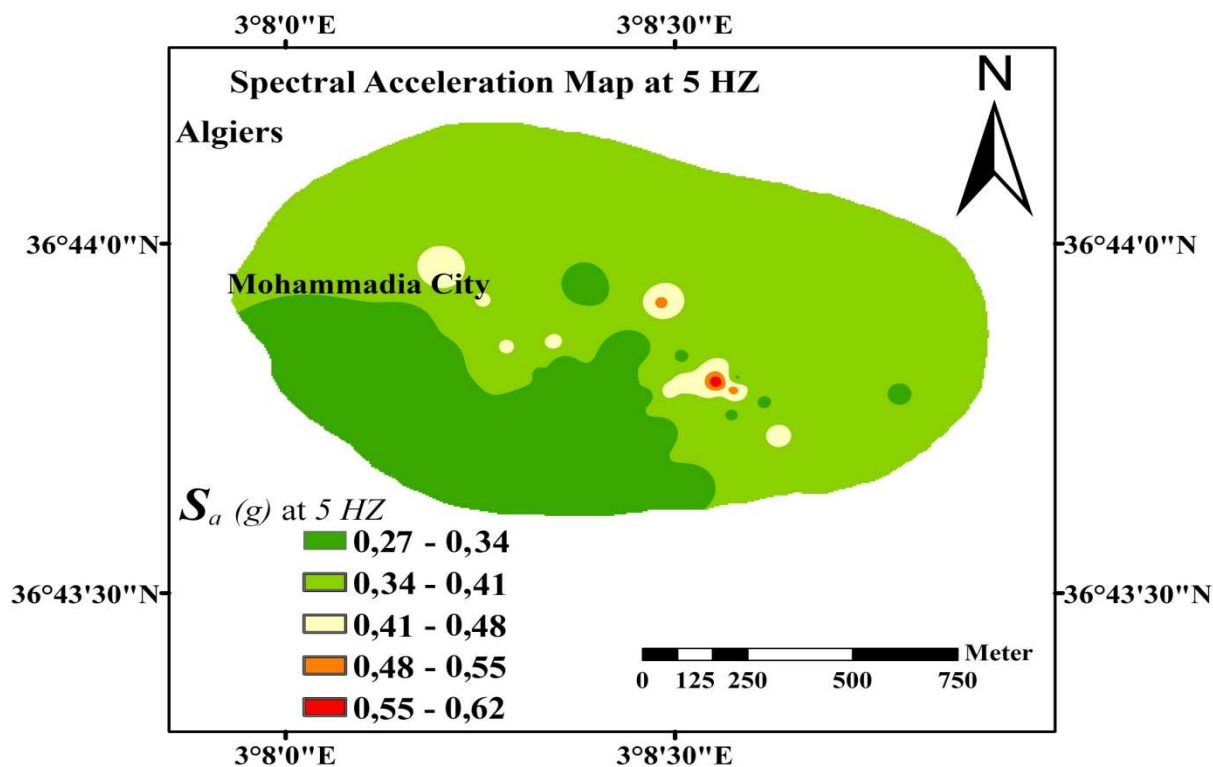
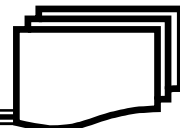
Cette amplification est influencée à la fois par l'effet du signal d'entrée et par le profil du sol. Le signal sismique placé sur le substrat traverse les différentes couches et, par le mécanisme de la réfraction par réflexion, ce signal arrive à la surface après avoir subi des transformations dues à la nature du sol. Ensuite, le profil du sol affecte le signal sismique et modifie ses caractéristiques.



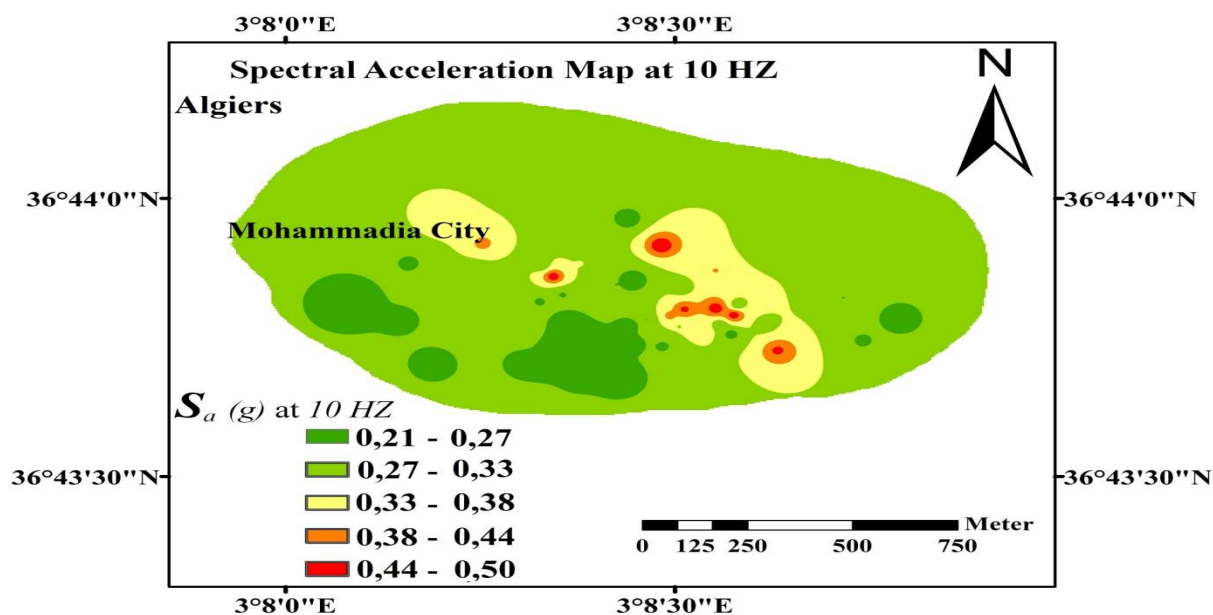
**Figure 4.10-** Cartes de contours relatives aux accélérations spectrales moyennes  $S_a (g)$  calculées par analyse de la réponse du site dans la ville de Mohammadia.



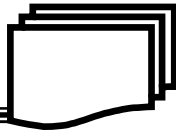
**Figure 4.11-** Carte d'accélération spectrale à 1 Hz, analysée par la réponse du site dans la ville de Mohammadia.



**Figure 4.12-** Carte d'accélération spectrale à 5 Hz fréquences par analyse de la réponse du site dans la ville de Mohammadia.

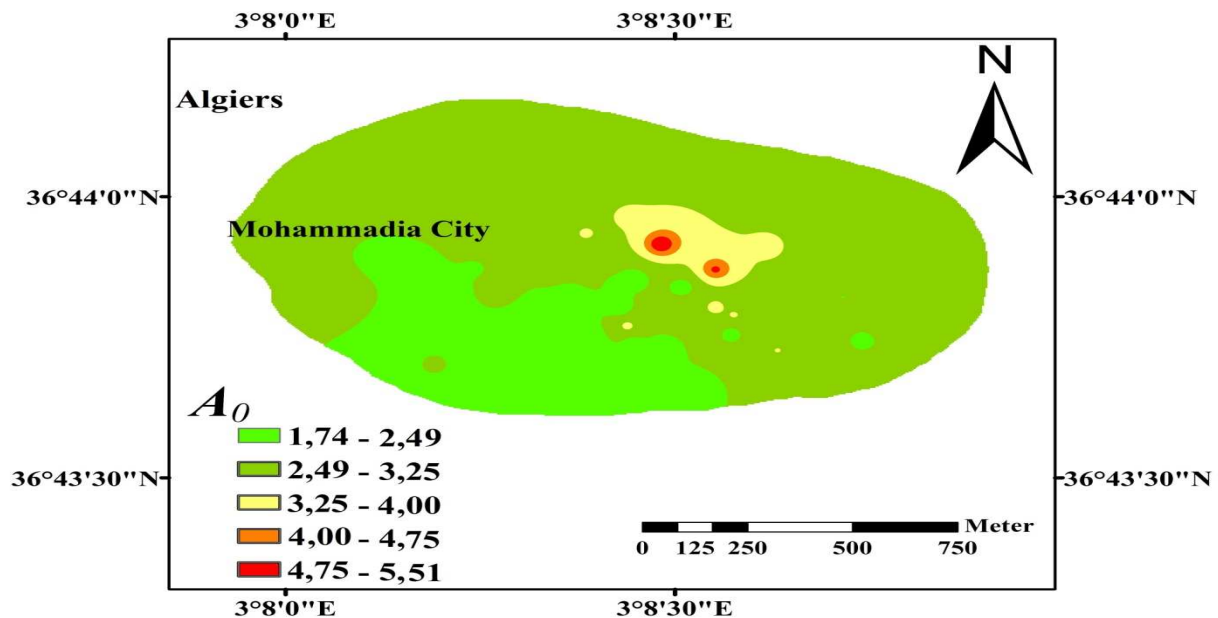


**Figure 4.13-** Carte d'accélération spectrale à 10 Hz fréquences par analyse de la réponse de site dans la ville de Mohammadia.



#### 4.8.2. Carte de facteur d'amplification

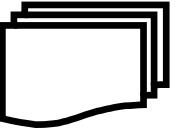
Le terme «facteur d'amplification» est donc utilisé ici pour désigner le rapport entre l'accélération horizontale maximale à la surface du sol et l'accélération horizontale maximale au toit du substratum. La distribution des valeurs moyennes d'amplification doit également être prise en compte dans la carte finale de microzonage sismique afin de prendre en compte les effets de la réponse du site dans la zone d'étude de la ville de Mohammadia. Avec des facteurs d'amplification moyens variant de 1,74 à 5,51, on peut observer que le facteur d'amplification moyen pour la majeure partie de la partie nord de la zone d'étude se situe dans la plage de 2,49 à 3,25. Ceci peut être considéré comme une zone d'amplification significative. La région s'amplifie modérément. Les plages de classification et la carte du facteur d'amplification moyen sont présentées dans la (Figure 4.14).



**Figure 4.14-** Carte de l'amplification moyenne calculée dans la ville de Mohammadia.

#### 4.9. Conclusions

Le microzonage sismique est une technique qui prend en compte les effets du site (géologie, topographie, glissement de terrain, etc.) sur le risque sismique local autour de la ville de Mohammadia afin d'atténuer le risque du séisme. En premier ordre, nous avons utilisé les valeurs estimées  $V_s^{30}$  pour construire une carte de la variation spatiale de  $V_s^{30}$ , utilisée pour proposer une classification du site de Mohammadia basée sur la caractérisation du site  $V_{S30}$  conformément à la classification du site NEHRP. Le comportement non linéaire du sol est modélisé par un modèle linéaire équivalent mis en œuvre dans SHAKE91. L'amplification du



site est évaluée en supposant que la colonne de sol est un système dynamique à plusieurs degrés de liberté dans lequel le signal d'entrée est placé sur le roc et il estime un signal de champ libre. À partir de ces signaux, l'amplification de site peut facilement être évaluée et utilisée pour établir la carte de microzonage.



## Conclusion générale et perspectives

### 1. Conclusion générale

La prise en compte des effets locaux de site est impérative lors de la conception parasismique des structures. Les observations post-séisme, les études expérimentales, théoriques et numériques ont tout montré la nécessité de les prendre en compte dans les études du risque sismique.

Dans cette thèse, nous avons appliqué la méthode numérique la plus couramment utilisées pour une analyse unidimensionnelle de la réponse de site, pour minimiser le risque sismique, d'évaluer l'aléa sismique d'une ville du Nord-Est Algérien « la ville de Mohamadia » et établir une carte de microzonage sismique.

D'après les résultats obtenus, tracer les cartes de microzonage résultantes de la classe de site sismique et de l'accélération spectrale du sol sera utile aux ingénieurs en structure pour concevoir des structures relativement résistantes aux séismes en utilisant les informations cartographiques. Les effets de site lithologiques observés dans la ville de Mohamadia sont très particuliers et méritent une analyse plus approfondie en réalisant une simulation 1D et une meilleure caractérisation des propriétés mécaniques des sols (en termes géotechniques en particulier). Cela permettrait notamment d'affiner les scénarios de dommages en tenant compte, comme par exemple, des fréquences de résonance des sols observés dans la zone et des effets d'amplification du mouvement sismique. Les résultats de l'analyse proposée peuvent alors être considérés comme un outil technique indispensable caractérisant la sismicité de la ville de Mohammadia.

### 2. Perspectives

Dans la perspective de cette thèse, les résultats donnés par cette méthode rendent leurs utilisations dans le domaine géotechnique très utiles :

- Le microzonage sismique est utilisées pour faciliter la mise en œuvre des règles parasismiques, en proposant aux bureaux d'étude et aux maîtres d'ouvrages : la répartition spatiale des catégories de site réglementaires ; des paramètres de mouvements du sol de cette zone (ville de Mohamadia), qui peuvent s'avérer plus adaptés que ceux imposés par le RPA; fournir les données de base en vue de la réalisation de plans de prévention des risques sismiques (PPR) ; offrir un cadre de

réflexion aux aménageurs, leur permettant d'intégrer dans leur choix, la composante sismique.

- Réaliser une étude probabiliste du microzonage sismique de la zone de Mohamadia afin de prendre en compte les incertitudes des paramètres géotechniques du sol tirés des essais in-situ vu leurs faible nombre réalisé ainsi que celui de la distribution spatiale du signale sismique dans la zone d'études. Cette approche nous permettra de prédire l'évolution dans le temps des cartes de microzonage avec une période de retour allant jusqu'à 450 ans.



### Références bibliographiques

- Abrahamson, N. A., & Litehiser, J. J. (1989). Attenuation of vertical peak acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(3), 549-580.
- AFPS, French Association for Earthquake Engineering. 1995. "Guidelines for Seismic Microzonation. Studies. Paris."
- Ahmad, R. A. (2016). Seismic microzonation map of Syria using topographic slope and characteristics of surface soil. *Natural Hazards*, 80(2), 1323-1347.
- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves with Special Reference to Microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst* 35: 415 –456.
- Aki, K. (1988). Local site effect on ground motion. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground-Motion Evaluation*. : 103–155.
- Akin, M. K., Topal, T., & Kramer, S. L. (2013). A newly developed seismic microzonation model of Erbaa (Tokat, Turkey) located on seismically active eastern segment of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). *Natural hazards*, 65(3), 1411-1442.
- Akkar, S., Kale, Ö., Yakut, A., & Çeken, U. (2017). Ground-Motion Characterization for the Probabilistic Seismic Hazard Assessment in Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3439–3463. doi:10.1007/s10518-017-0101-2.
- Alfaro, A., Pujades, L. G., Goula, X., Susagna, T., Navarro, M., Sánchez, J., & Canas, J. A. (2002). Preliminary Map of Soil's Predominant Periods in Barcelona Using Microtremors. *Earthquake Microzoning*: 2499–2511. doi:10.1007/978-3-0348-8177-7\_13.
- Alitallesh, M., Shahnazari, H., & Baziar, M. H. (2018). Parametric Study on Seismic Topography–Soil–Structure Interaction; Topographic Effect. *Geotechnical and Geological Engineering*, 36(4), 2649-2666.
- Al-Khoubbi, I., & Adams, J. (2004, August). Local site effects in Ottawa, Canada-First results from a strong motion network. In *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper (No. 2504).
- Altun, S., Sezer, A., & Göktepe, A. B. (2012). A preliminary microzonation study on Northern Coasts of Izmir: Investigation of the local soil conditions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 39, 37-49.
- Amirbekian, R. V., & Bolt, B. A. (1998). Spectral comparison of vertical and horizontal seismic strong ground motions in alluvial basins. *Earthquake Spectra*, 14(4), 573-595.
- Anbazhagan, P. (2013). Method for seismic microzonation with geotechnical aspects. *Disaster Advances*, 6(4), 66-85.
- Anbazhagan, P., and Sitharam, T. G. (2010). Relationship between low strain shear modulus and standard penetration test N values. *Geotechnical Testing Journal*, 33(2), 150-164.

- Anbazhagan, P., Vinod, J. S., & Sitharam, T. G. (2009). Probabilistic seismic hazard analysis for Bangalore. *Natural Hazards*, 48(2), 145-166.
- Andrews, D. C., & Martin, G. R. (2000, January). Criteria for liquefaction of silty soils. In *Proc., 12th World Conf. on Earthquake Engineering*. Upper Hutt, New Zealand: NZ Soc. for EQ Engrg. 1–8.
- Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake source mechanics*, 37, 259-267.
- Andrus, R. D., Stokoe, K. H., and Hsein Juang, C. (2004). Guide for shear-wave-based liquefaction potential evaluation. *Earthquake Spectra*, 20(2), 285-308.
- Anggraeni, D. (2010). Modelling the impact of topography on seismic amplification at regional scale (p. 60). University of Twente Faculty of Geo-Information and Earth Observation (ITC).
- Annie, K. O., & Stewart, J. P. (2006). Evaluation of the effectiveness of theoretical 1D amplification factors for earthquake ground-motion prediction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4A), 1422-1436.
- Ansal, A. (Ed.). (2004). *Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation*. doi:10.1007/1-4020-2528-9.
- Ansal, A., Erdik, M., Studer, J., Springman, S. M., Laue, J., Buchheister, J., ... & Köksal, D. (2004). Seismic microzonation for earthquake risk mitigation in Turkey. In *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, BC, Canada, August 1-6, 2004.
- Arai, H. (2004). S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53–63. doi:10.1785/0120030028.
- Ashford, S. A., Sitar, N., Lysmer, J., & Deng, N. (1997). Topographic effects on the seismic response of steep slopes. *Bulletin of the seismological society of America*, 87(3), 701-709.
- Assimaki, D., Li, W., Steidl, J. H., & Tsuda, K. (2008). Site amplification and attenuation via downhole array seismogram inversion: A comparative study of the 2003 Miyagi-Oki aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 301-330.
- Athanasopoulos, G. A., Pelekis, P. C., & Leonidou, E. A. (1999). Effects of surface topography on seismic ground response in the Egion (Greece) 15 June 1995 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(2), 135-149.
- Atkinson, G. M., & Boore, D. M. (2006). Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America. *Bulletin of the seismological society of America*, 96(6), 2181-2205.
- Atkinson, G. M., & Cassidy, J. F. (2000). Integrated use of seismograph and strong-motion data to determine soil amplification: response of the Fraser River Delta to the Duvall and Georgia Strait earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 1028-1040.

- Aucelli, P. P. C., Di Paola, G., Valente, E., Amato, V., Bracone, V., Cesarano, M., ... Roskopf, C. M. (2018). First Assessment of the Local Seismic Amplification Susceptibility of the Isernia Province (Molise Region, Southern Italy) by the Integration of Geological and Geomorphological Studies Related to the First Level Seismic Microzonation Project. *Environmental Earth Sciences*, doi:10.1007/s12665-018-7319-4.
- Aymé A., (1964). Carte géologique at 1/50 000 d'Alger. Feuille n° 23, Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- Bajaj, K., & Anbazhagan, P. (2019). Seismic site classification and correlation between VS and SPT-N for deep soil sites in Indo-Gangetic Basin. *Journal of Applied Geophysics*.
- Baldi, G, R Belotti, V N Ghionna, M Jamiolkowski, and D F C Lo Priesti. 1989. "Modulus of Sands from CPT's and DMT's." In *12th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 1:165–70.
- Bansal, B. K., & Vandana, C. (2007). Microzonation studies in India: DST initiatives. In *Proceedings of Workshop on Microzonation, Indian Institute of Science Bangalore* (pp. 1-6).
- Bard, P. Y. (1995, August). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In 10th European conference on earthquake engineering (pp. 305-323). AA Balkema Publishers.
- Bard, P. Y. (1997). Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. SERINA—Seismic Risk: An Integrated Seismological, Geotechnical and Structural Approach, 229-299.
- Bard, P. Y., & Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519-541.
- Bekler, T., Demirci, A., Ekinci, Y. L., & Büyüksaraç, A. (2019). Analysis of local site conditions through geophysical parameters at a city under earthquake threat: Çanakkale, NW Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, 163, 31-39.
- Belabbès, S., Wicks, C., Cakir, Z., & Meghraoui, M. (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B3).
- Beldjoudi, H., Delouis, B., Djellit, H., Yelles-Chaouche, A., Gharbi, S., & Abacha, I. (2016). The Beni-Ilmane (Algeria) seismic sequence of May 2010: seismic sources and stress tensor calculations. *Tectonophysics*, 670, 101-114.
- Benhallou, H. (1985). Les Catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie.
- Benjumea, B., Hunter, J. A., Pullan, S. E., Brooks, G. R., Pyne, M., & Aylsworth, J. M. (2008). VS 30 and fundamental site period estimates in soft sediments of the Ottawa

Valley from near-surface geophysical measurements. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 13(4), 313-323.

Benouar, D. (1996). Seismic hazard evaluation at Algiers using Benouar's earthquake catalogue. *Natural hazards*, 13(2), 119-131.

BIS-4968. 1976. "Method for Subsurface Sounding for Soils: Part 3 Static Cone Penetration Test (First Revision)." *Bureau of Indian Standards, New Delhi*.

Bonilla, L. F., Steidl, J. H., Lindley, G. T., Tumarkin, A. G., & Archuleta, R. J. (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 710-730.

Boominathan, A., Dodagoudar, G. R., Suganthi, A., and Maheswari, R. U. (2008). Seismic hazard assessment of Chennai city considering local site effects. *Journal of earth system science*, 117(2), 853-863.

Boore, D. M., and Brown, L. T. (1998). Comparing shear-wave velocity profiles from inversion of surface-wave phase velocities with downhole measurements: systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites. *Seismological Research Letters*, 69(3), 222-229.

Boore, D. M., Joyner, W. B., & Fumal, T. E. (1993). Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North American Earthquakes; an Interim Report. Open-File Report, doi:10.3133/ofr93509.

Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29-61.

Borcherdt, R. D. (1996). Preliminary Amplification Estimates Inferred from Strong Ground-Motion Recording of the Northridge Earthquake of January 17, 1994. In Proc. of the International Workshop on Site Response Subjected to Strong Earthquake Motions, 1996 (Vol. 2, pp. 22-46).

Borcherdt, R. D. (2002). Empirical evidence for acceleration-dependent amplification factors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 761-782.

Borcherdt, R. D., and Gibbs, J. F. (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(2), 467-500.

Borcherdt, R. D., and Glassmoyer, G. (1994). Influences of local geology on strong and weak ground motions recorded in the San Francisco Bay region. US geological survey professional paper, 77.

Borcherdt, R. D., Wentworth, C. M., Glassmoyer, G., Fumal, T., Mork, P., & Gibbs, J. (1991). On the observation and predictive GIS mapping of ground response in the San Francisco Bay region, California. In Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California Procs., Earth. Eng. Res. Inst (Vol. 3, pp. 545-552).

- Bouchon, M. (1973). Effect of topography on surface motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(2), 615-632.
- Bouckovalas, G. D., and Kouretzis, G. P. (2001). Stiff soil amplification effects in the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 21(8), 671-687.
- Bouckovalas, G. D., and Papadimitriou, A. G. (2004). Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 25(7-10), 547-558.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., ... & Ousadou, F. (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: relocation and aftershock sequence analysis. *Geophysical Research Letters*, 31(19).
- Bowden, D.C., & Victor C. T. (2017). Earthquake Ground Motion Amplification for Surface Waves. *Geophysical Research Letters* 44 (1): 121–27.
- Bowles, J.E. 1997. "Foundation Analysis and Design." *McGraw-Hill, Singapore*.
- Bozorgnia, Y., & Bertero, V. (Eds.). (May 11, 2004). *Earthquake Engineering*. doi:10.1201/9780203486245.
- Brune, J. N. (1984). Preliminary results on topographic seismic amplification effect on a foam rubber model of the topography near Pacoima Dam. In *Proceedings 8th World Conf. on Earthquake Eng.*, July 21-28, San Francisco, California (Vol. 2, pp. 663-670).
- Brune, J. N., & Anooshehpour, A. (1991). Foam Rubber Modeling of the Lotung Large-Scale Seismic Experiment. *Earthquake Spectra*, 7(2), 165-178.
- Campbell, K. W. (1985). Strong motion attenuation relations: a ten-year perspective. *Earthquake spectra*, 1(4), 759-804.
- Campbell, K. W., & Boore, D. M. (2016). Evaluation of six NEHRP B/C crustal amplification models proposed for use in western North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(2), 673-686.
- Casey, T., A. McGillvray, and P.W. Mayne. 1999. "Results of Seismic Cone Piezocone Penetration Tests Performed in Memphis." *Tennessee, GTRC Project E-20-E187*.
- Chang, C. Y., Tang, Y. K., Mok, C. M., Tang, H. T., Power, M. S., & Stepp, J. C. (1991). Development of shear modulus reduction curves based on Lotung downhole ground motion data. *Proc. 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 111–18.
- Chang, F. K. And Krinitzsky, E. L. 1977. Duration, Spectral Content. And Predominant Period of Strong Motion Earthquake Records from Western United States. U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 5-73–1.
- Chávez-García, F. J., & Cuenca, J. (1998). Site effects and microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra*, 14(1), 75-93.

- Chávez-García, F. J., & Faccioli, E. (2000). Complex site effects and building codes: making the leap. *Journal of seismology*, 4(1), 23-40.
- Chávez-García, F. J., Sánchez, L. R., & Hatzfeld, D. (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5), 1559-1573.
- Chávez-López, R., & Bojórquez-Mora, E. (2016). Probabilistic seismic hazard analysis using a new ground motion intensity measure. *Dyna*, 83(195), 206-215.
- Chen, W. F., & Scawthorn, C. (2003). *Earthquake Engineering Handbook*. CRC Press LLC, Boca Raton.
- Cherid, D., Hammoutene, M., Tiliouine, B., & Berrah, M. K. (2017). Local seismic site amplification: effects of obliquely incident antiplane motions. *Journal of Seismology*, 21(3), 509-524.
- Chien, L. K., Lin, M. C., and Oh, Y. N. (2000). Shear wave velocity evaluation on reclaimed soil in West Taiwan. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*, 10(1), 73-79.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., & Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653-666.
- Correia, A. G., Quibel, A., & Winter, M. G. (2012). The work of ISSMGE TC3 (Geotechnics of pavements) and how it links to earthworks. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 26(1), 67-77.
- Cox, B. R., Bachhuber, J., Rathje, E., Wood, C. M., Dulberg, R., Kottke, A., ... and Olson, S. M. (2011). Shear wave velocity-and geology-based seismic microzonation of Port-au-Prince, Haiti. *Earthquake Spectra*, 27(S1), S67-S92.
- Davis, L. L., & West, L. R. (1973). Observed effects of topography on ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(1), 283-298.
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., ... & Yelles, K. (2004). Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
- Deschamps, A., Bezzeghoud, M., & Bounif, A. (1991). Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October 1985). *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region*, 8, 163-173.
- Dikmen, Ü. (2009). Statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance for soils. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6(1), 61-72.
- Dobry, R., Idriss, I. M., & Ng, E. (1978). Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5), 1487-1520.

- Dobry, R., Martin, G. M., Parra, E., & Bhattacharyya, A. (1992, November). Development of site-dependent ratios of elastic response spectra (RRS) and site categories for building seismic codes. In Proceedings NCEER, SEAOC, BSSC Workshop on Site Response During Earthquakes and Seismic Code Provisions, University of Southern California, Los Angeles, November (Vol. 18, p. 20).
- Duval, A. M., Bard, P. Y., Meneroud, J. P., Vidal, S., & Duma, G. (1994, August). Usefulness of microtremor measurements for site effect studies. In *Proceedings of the 10th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, Austria*.
- Duval, A. M., Vidal, S., Méneroud, J. P., Singer, A., De Santis, F., Ramos, C., ... & Griman, C. (2002). Caracas, Venezuela, site effect determination with microtremors. In *Earthquake Microzoning* (pp. 2513-2523). Birkhäuser, Basel.
- El Ezz, A. A., Smirnoff, A., Nastev, M., Nollet, M. J., & McGrath, H. (2019). ER2-Earthquake: Interactive web-application for urban seismic risk assessment. *International journal of disaster risk reduction*, 34, 326-336.
- El-Emam, M., Khan, Z., Abdalla, J., & Irfan, M. (2015). Local site effects on seismic ground response of major cities in UAE. *Natural Hazards*, 79(2), 791-814.
- Eurocode 8: Design of Structures for Earthquake Resistance (n.d.). doi:10.3403/03244372u.
- Evernden, J. F. (1985). Predicting seismic intensities. US Geological Survey Profes. Paper, 1360, 151-202.
- Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities.
- Faccioli, E., & Pessina, V. (1999). The Catania Project: earthquake damage scenarios for a high risk area in the Mediterranean. In Cinquième Colloque National AFPS" Genie parasismique et reponse dynamique des ouvrage.
- Fah, D., Iodice, C., Suhadolc, P., & Panza, G. F. (1995). Application of numerical simulations for a tentative seismic microzonation of the city of Rome. *Annals of Geophysics*, 38(5-6).
- Fäh, D., Kind, F., Lang, K., & Giardini, D. (2001). Earthquake scenarios for the city of Basel. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(5), 405-413.
- Fat-Helbary, R. E. S., El-Faragawy, K. O., & Hamed, A. (2019). Application of HVSR technique in the site effects estimation at the south of Marsa Alam city, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*.
- Federal Emergency Management Agency. (2003). *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures*. Fema.
- Fernandes, R. M. S., Ambrosius, B. A. C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Govers, R. (2003). The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 30(16).

- Fernandez-Ibañez, F., Soto, J. I., Zoback, M. D., & Morales, J. (2007). Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B8).
- Field, E. H. (2000). A modified ground-motion attenuation relationship for southern California that accounts for detailed site classification and a basin-depth effect. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6B), S209-S221.
- Field, E., & Jacob, K. (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical research letters*, 20(24), 2925-2928.
- Forte, G., Chioccarelli, E., De Falco, M., Cito, P., Santo, A., & Iervolino, I. (2019). Seismic soil classification of Italy based on surface geology and shear-wave velocity measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 122, 79-93.
- Foti, S., & Butcher, A. P. (2004). "Geophysical Methods Applied to Geotechnical Engineering." *Proc. ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana Da Fonseca & Mayne (Eds.), Millpress, Rotterdam*, 409-18.
- Foti, S. (2000). *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves* (p. 229). na.
- Fumal, T., Tinsley, J. C., & Ziony, J. E. (1985). Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials. *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region-An Earth-Science Perspective. US Geological Survey Professional Paper*, 1360, 101-126.
- Gao, S., Liu, H., Davis, P. M., & Knopoff, L. (1996). Localized amplification of seismic waves and correlation with damage due to the Northridge earthquake: evidence for focusing in Santa Monica. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S209-S230.
- Gautam, D., Chaulagain, H., Rodrigues, H., & Shahi, H. R. (2017). Ground response based preliminary microzonation of Kathmandu valley. *Geotech. Eng*, 48, 87-92.
- Gazetas, G. (1987). Seismic response of earth dams: some recent developments. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 6(1), 2-47.
- Geli, L., Bard, P. Y., & Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1), 42-63.
- Ghaboussi, J. (1979). Numerical methods in geotechnical engineering. Edited by CS Desai and JT Christian. McGraw-Hill Book Company, 1977. No. of Pages: 783. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 3(3), 303-303.
- Gitterman, Y., Zaslavsky, Y., Shapira, A., & Shtivelman, V. (1996). Empirical site response evaluations: case studies in Israel. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15(7), 447-463.

- Glangeaud, L. (1947). Les états de la matière dans la pétrogenèse profonde. *Experientia*, 3(2), 58-69.
- Grasso, S., & Maugeri, M. (2014). Seismic microzonation studies for the city of Ragusa (Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 56, 86-97.
- Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G., & Rom Istituto Nazionale di Geofisica. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century* (p. 504). Rome: Istituto nazionale di geofisica.
- Güllü, H. (2018). Discussion on “Shear wave velocity and soil type microzonation using neural networks and geographic information system”[Soil Dyn Earthq Eng 104 (2018) 54–63]. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 108, 203-204.
- Hamidatou, M., & Sbartai, B. (2017). Deterministic assessment of seismic risk in Constantine city, Northeast Algeria. *Natural Hazards*, 86(2), 441-464.
- Hanumantharao, C., and Ramana, G. V. (2008). Dynamic soil properties for microzonation of Delhi, India. *Journal of earth system science*, 117(2), 719-730.
- Hartzell, S., Carver, D., & Williams, R. A. (2001). Site response, shallow shear-wave velocity, and damage in Los Gatos, California, from the 1989 Loma Prieta earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3), 468-478.
- Hartzell, S., Carver, D., Cranswick, E., & Frankel, A. (2000). Variability of site response in Seattle, Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(5), 1237-1250.
- Hasancebi, N., and Ulusay, R. (2007). Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66(2), 203-213.
- Hashash, Y. M. A., Groholski, D. R., Phillips, C. A., Park, D., & Musgrove, M. (2009). DEEPSOIL: User Manual and Tutorial. English Journal. Urbana, Illinois, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Illinois at Urbana-Champaign.
- Hunter, J. A., Benjumea, B., Harris, J. B., Miller, R. D., Pullan, S. E., Burns, R. A., and Good, R. L. (2002). Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(9-12), 931-941.
- IBC., (2009). International Building Code. International Code Council, Washington.
- Idriss, I. M. (1990). Response of soft soil sites during earthquakes. In Proc. HB Seed Memorial Symp. (Vol. 2, pp. 273-289).
- Idriss, I. M., & Sun, J. I. (1992). User's Manual for SHAKE91: Center for Geotechnical Modeling. Department of Civil and Environmental Engineering, University of California, Davis, Davis, CA.
- Imai, T. (1981). P-ans S-wave velocities of the ground in Japan. *Proc. 9th ISCMFE, Tokyo*, 2, 257-260.

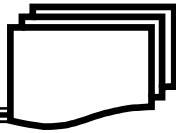
- Ishihara, K., & Kamata, T. (2015). Geotechnical Damage in the Downstream Reaches of the Tone River in the 2011 East Japan Earthquake. In *Perspectives on Earthquake Geotechnical Engineering* (pp. 1-31). Springer, Cham.
- Iyengar, R. N., & Ghosh, S. (2004). Microzonation of earthquake hazard in greater Delhi area. *Current Science*, 87(9), 1193-1202.
- Jafari, M. K., Shafiee, A., and Razmkhah, A. (2002). Dynamic properties of fine grained soils in south of Tehran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4(1), 25-35.
- Jennings, P.C. n.d. "Ground Motion Parameters That Influence Structural Damage in R.E. Scholl and J.L. King, Eds. Strong Ground Motion Simulation and Engineering Applications." Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California EERI Publi.
- Joyner, W. B., & Boore, D. M. (1988). Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. In *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Proceedings of American Society of Civil Engineers Geotechnical Engineering Division Specialty Conference, Park City, Utah* (pp. 43-102).
- Joyner, W. B., & Fumal, T. E. (1984). Use of measured shear-wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion. In *Proc. of the 8th World Conf. on Earthquake Engineering* (Vol. 2, pp. 777-783).
- Kagami, H. (1988). Versatile application of dense and precision seismic intensity data by an advanced questionnaire survey. In *Proc. Ninth world Conf. on Earthquake Eng. (Vol. 80, pp. 937-942)*.
- Kanai, K., & Tanaka, T. (1961). On Microtremors VIII: Bullentin of Earthquake Reasearch Insitute. Univeristy of Tokyo, 39, 99-114.
- Kanai, K., Tanaka, T&Hoda, K. (1954). On Microtremors. Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 32..
- Kanlı, A. I., Tildy, P., Prónay, Z., Pınar, A., & Hermann, L. (2006). VS 30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. *Geophysical Journal International*, 165(1), 223-235.
- Kawase, H. (1996). The cause of the damage belt in Kobe:"The basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. *Seismological Research Letters*, 67(5), 25-34.
- Khan, S., & Khan, M. A. (2018). Seismic Microzonation of Islamabad–Rawalpindi Metropolitan Area, Pakistan. *Pure and Applied Geophysics*, 175(1), 149-164.
- Kim, M. S., Onda, Y., Kim, J. K., & Kim, S. W. (2015). Effect of topography and soil parameterisation representing soil thicknesses on shallow landslide modelling. *Quaternary international*, 384, 91-106.
- King, J. L., & Tucker, B. E. (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley. *Bulletin of the seismological society of america*, 74(1), 137-151.

- Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228-241.
- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, Inc. Vol. 6.
- Krinitsky, E.L. and Chang, F.K. (1987). Parameters for Specifying Intensity-Related Earthquake Ground Motions. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi 43: 73–1.
- Kumar, J., and Rakaraddi, P. G. (2013). Effect of source energy for SASW testing on geological sites. *Geotechnical and Geological Engineering*, 31(1), 47-66.
- Lacave, C., Bard, P. Y., & Koller, M. G. (1999). Microzonation: techniques and examples. *Block 15: Naturgefahren-Erdbebenrisiko*.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., & Savvaidis, A. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1692-1703.
- Lachet, C., & Bard, P. Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42(5), 377-397.
- Laird, J. P., and Stokoe, K. H. (1993). Dynamic properties of remolded and undisturbed soil samples tested at high confining pressures. *Geotechnical Engineering Report GR93*, 6.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4749-4762.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic. Inc. San Diego, CA.
- Lee, S. H. H. (1990). Regression models of shear wave velocities in Taipei basin. *Journal of the Chinese Institute of Engineers*, 13(5), 519-532.
- Lee, V. W., & Trifunac, M. D. (2010). Should average shear-wave velocity in the top 30 m of soil be used to describe seismic amplification?. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 30(11), 1250-1258.
- Lee, V. W., Manić, M. I., Bulajić, B. Đ., Herak, D., Herak, M., & Trifunac, M. D. (2015). Microzonation of Banja Luka for performance-based earthquake-resistant design. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 78, 71-88.
- Lee, V. W., Trifunac, M. D., Bulajić, B. D., Manić, M. I., Herak, D., Herak, M., & Dimov, G. (2017). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 166–182.
- Lee, W. K., Celebi, M., Todorovska, M. I., & Igel, H. (2009). Introduction to the special issue on rotational seismology and engineering applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2B), 945-957.



- Lermo, J., & Chávez-García, F. J. (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(6), 413-423.
- Lin, C. P., Chang, C. C., & Chang, T. S. (2004). The use of MASW method in the assessment of soil liquefaction potential. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24(9-10), 689-698.
- Liu, W., Chen, Q., Wang, C., Juang, C. H., & Chen, G. (2017). Spatially correlated multiscale  $V_{s30}$  mapping and a case study of the Suzhou site. *Engineering geology*, 220, 110-122.
- Lu, Y., Cao, Y., McDaniel, J., and Wang, M. (2015). Fast Inversion of Air-Coupled Spectral Analysis of Surface Wave (SASW) Using in situ Particle Displacement. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 4(4), 2619-2637.
- Lungu, D., Aldea, A., Cornea, T., & Arion, C. (2000). Seismic microzonation of the city of Bucharest. In 6th International Conference on Seismic Zonation, California, US.
- Ma, S., Archuleta, R. J., & Page, M. T. (2007). Effects of Large-Scale Surface Topography on Ground Motions, as Demonstrated by a Study of the San Gabriel Mountains, Los Angeles, California. *Effects of Large-Scale Surface Topography on Ground Motions. Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), 2066-2079.
- Maheswari, R. U., Boominathan, A., and Dodagoudar, G. R. (2010). Use of surface waves in statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance of Chennai soils. *Geotechnical and Geological Engineering*, 28(2), 119-137.
- Malagnini, L., Rovelli, A., Hough, S. E., & Seeber, L. (1993). Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise. *Bulletin of the seismological society of America*, 83(6), 1744-1755.
- Marcellini, A., Daminelli, R., Pagani, M., Riva, F., Tento, A., Crespellani, T., ... and Palumbo, A. (1999). Seismic microzonation of some Municipalities of the Rubicone area (Emilia-Romagna Region). In *Proceedings of the Eleventh European Conference on Earthquake Engineering* (pp. 339-350).
- Marinos, P., Bouckovalas, G., Tsiambaos, G., Sabatakakis, N., and Antoniou, A. (2001). Ground zoning against seismic hazard in Athens, Greece. *Engineering Geology*, 62(4), 343-356.
- Matassoni, L., Fiaschi, A., Silengo, M. C., Lotti, A., & Saccorotti, G. (2015). Preliminary seismic microzonation in a mountain municipality of Tuscany (Italy). *Open Geosciences*, 7(1).
- Mayer-Rosa, D., and Jimenez, M. J. (1999). Seismic zoning, recommendations for Switzerland. *Landeshydrologie und-geologie*.
- Mayne, P.W. and Rix, G.J. 1995. "Correlations between Shear Wave Velocity and Cone Tip Resistance in Natural Clays." *Soils and Foundations* 35(2): 193–94.

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155(1), 126-138.
- Meghraoui, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Meghraoui, M. (1991). Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria). *Terra nova*, 3(1), 84-92.
- Midorikawa, S. (1987). Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake. *Journal of Structural Engineering*, 33, 43-48.
- Mihalić, S., Oštrić, M., and Krkač, M. (2011). Seismic microzonation: A review of principles and practice. *Geofizika*, 28(1), 5-20.
- Miyakoshi, K., and Okada, H. (1996, June). Estimation of the site response in the Kushiro city, Hokkaido, Japan, using microtremors with seismometer arrays. In *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Monaco, P., and Amoroso, S. (2016). Site effects from the building scale to the seismic microzonation scale: examples from the experience of L'Aquila. *Procedia Engineering*, 158, 517-522.
- Mooney, H. M., and Kaasa, R. A. (1962). Air waves in engineering seismology. *Geophysical Prospecting*, 10(1), 84-92.
- Motalleb Nejad, M., Momeni, M. S., and Manahiloh, K. N. (2018). Shear Wave Velocity and Soil Type Microzonation Using Neural Networks and Geographic Information System. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 54-63. doi:10.1016/j.soildyn.2017.10.001.
- Motazedian, D., Hunter, J. A., Pugin, A., & Crow, H. (2011). Development of a VS30 (NEHRP) map for the city of Ottawa, Ontario, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(3), 458-472.
- Mouloud, H., and Badreddine, S. (2017). Probabilistic seismic hazard assessment in the Constantine region, Northeast of Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(6), 156.
- Murphy, J. U., and O'Brien, L. J. (1977). The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 877-915.
- Murvosh, H., Luke, B., and Calderón-Macías, C. (2013). Shallow-to-deep shear wave velocity profiling by surface waves in complex ground for enhanced seismic microzonation of Las Vegas, Nevada. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 44, 168-182.
- Muzli, M, R. Pandhu Maheswara, Siswoyo, Pramono S, KR Dewi, Budiarto, O Sativa, et al. 2012. "Mapping of Vs30 Using Masw Method for Yogyakarta Region." *Jurnal Meteorologi Dan Geofisika* 17 (1): 25-32.



- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, 30(1).
- Nath, S. K. (2007). Seismic Microzonation Framework–Principles and Applications, at the Microzonation Workshop at Indian Institute of Science, Bangalore during June 26-27, 2007. *Published in the Proceedings volume, 07-35.*
- Nath, S. K., Chatterjee, D., Biswas, N. N., Dravinski, M., Cole, D. A., Papageorgiou, A., ... & Poran, C. J. (1997). Correlation study of shear wave velocity in near surface geological formations in Anchorage, Alaska. *Earthquake Spectra*, 13(1), 55-75.
- Navarro, M., Enomoto, T., Yamamoto, T., García-Jerez, A., Vidal, F., & Bretón, M. (2008, October). Analysis of site effects and their correlation with damage distribution observed during the Colima (Mexico) earthquake of January 21, 2003. In 14th World Conference on Earthquake Engineering (pp. 12-17).
- Navarro, M., García-Jerez, A., Alcalá, F. J., Vidal, F., & Enomoto, T. (2014). Local site effect microzonation of Lorca town (SE Spain). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12(5), 1933-1959.
- Nejad, M. M., Momeni, M. S., and Manahiloh, K. N. (2018). Shear wave velocity and soil type microzonation using neural networks and geographic information system. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 104, 54-63.
- Newmark, N. M. (1982). Earthquake spectra and design. *Earthquake Eng. Research Institute, Berkeley, CA.*
- Nocquet, J. M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and applied geophysics*, 161(3), 661-681.
- Nogoshi, M. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor, Part II. *Journal of the seismological society of Japan*, 24, 26-40.
- Ohmachi, T., Nakamura, Y., & Toshinawa, T. (1991). Ground motion characteristics of the San Francisco bay area detected by microtremor measurements.
- Ohta, T., Hara, A., Niwa, M., and Sakano, T. (1972). Elastic shear moduli as estimated from N-value. In *Proc. 7th Ann. Convention of Japan Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering* (pp. 265-8).
- Ohta, Y., and Goto, N. (1978). Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 6(2), 167-187.
- Olsen, R. S. (1997, December). Cyclic liquefaction based on the cone penetrometer test. In *Proceedings of the NCEER workshop on evaluation of liquefaction resistance of soils* (pp. 225-276). National Center for Earthquake Engineering Research, State University of New York at Buffalo Buffalo, NY.
- O'Neill, A., Dentith, M., and List, R. (2003). Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Exploration Geophysics*, 34(3), 158-173.

- Ouyed, M., Yielding, G., Hatzfeld, D., & King, G. C. P. (1983). An aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10. *Geophysical Journal International*, 73(3), 605-639.
- Pamuk, E., Özdağ, Ö. C., Tunçel, A., Özyalın, Ş., & Akgün, M. (2018). Local site effects evaluation for Aliğa/İzmir using HVSR (Nakamura technique) and MASW methods. *Natural Hazards*, 90(2), 887-899.
- Panzer, F., Lombardo, G., Imposa, S., Grassi, S., Gresta, S., Catalano, S., ... & Di Maio, E. (2018). Correlation between earthquake damage and seismic site effects: The study case of Lentini and Carlentini, Italy. *Engineering Geology*, 240, 149-162.
- Paolucci, R., Colli, P., & Giacinto, G. (2000). Assessment of seismic site effects in 2-D alluvial valleys using neural networks. *Earthquake Spectra*, 16(3), 661-680.
- Papadimitriou, A. G., Antoniou, A. A., Bouckovalas, G. D., & Marinos, P. G. (2008). Methodology for automated GIS-aided seismic microzonation studies. *Computers and Geotechnics*, 35(4), 505-523.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808.
- Pedersen, H., Le Brun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M., & Bard, P. Y. (1994). Ground-motion amplitude across ridges. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1786-1800.
- Pelekis, P. C., & Athanasopoulos, G. A. (2013). Seismic microzonation of Chania, Crete (Greece) based on SASW measurements and non-linear site response analyses. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 53, 145-159.
- Pierre-Yves, B. (2000). Effet de Site. [Http://www.mssmat.ecp.fr/-L-Effet-de-site,198-](http://www.mssmat.ecp.fr/-L-Effet-de-site,198-).
- Pitilakis, K. (2004). Site effects. In *Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation* (pp. 139-197). Springer, Dordrecht.
- Pitilakis, K., Raptakis, D., Lontzetidis, K., Tika-Vassilikou, T., & Jongmans, D. (1999). Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings. *Journal of Earthquake Engineering*, 3(03), 381-409.
- Pitilakis, K., Raptakis, D., Lontzetidis, K., Tika-Vassilikou, T., and Jongmans, D. (1999). Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings. *Journal of Earthquake Engineering*, 3(03), 381-409.
- Punchi-Manage, R., Getzin, S., Wiegand, T., Kanagaraj, R., Savitri Gunatilleke, C. V., Nimal Gunatilleke, I. A. U., ... & Huth, A. (2013). Effects of topography on structuring local species assemblages in a Sri Lankan mixed dipterocarp forest. *Journal of Ecology*, 101(1), 149-160.

- Puri, N., Jain, A., Mohanty, P., & Bhattacharya, S. (2018). Earthquake response analysis of sites in state of Haryana using DEEPSOIL software. *Procedia Computer Science*, 125, 357-366.
- Rao, K. S., & Rathod, G. W. (2014). Seismic microzonation of Indian megacities: a case study of NCR Delhi. *Indian Geotechnical Journal*, 44(2), 132-148.
- Raptakis, D. G., Anastasiadis, S. A. J., Pitilakis, K. D., and Lontzetidis, K. S. (1994). Shear wave velocities and damping of Greek natural soils. In *Proceedings of the 10th European conference on earthquake engineering* (Vol. 1, pp. 477-482).
- Rassem, M., Ghobarah, A., & Heidebrecht, A. C. (1997). Engineering perspective for the seismic site response of alluvial valleys. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 26(4), 477-493.
- Reinoso, E., Wrobel, L. C., & Power, H. (1997). Three-dimensional scattering of seismic waves from topographical structures. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 16(1), 41-61.
- Riepl, J., Bard, P. Y., Hatzfeld, D., Papaioannou, C., & Nechtschein, S. (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 488-502.
- Riga, E., Karatzetou, A., Mara, A., & Pitilakis, K. (2017). Uncertainties in Seismic Risk Assessment at Urban Scale. The Case of Thessaloniki, Greece. *Procedia environmental sciences*, 38, 340-347.
- Robertson, P K, R G Campanella, and A, Wightman. 1983. "SPT- CPT Correlations." *Journal of Geotechnical Engineering - ASCE*.
- Robertson, P. K., and Cabal, K. L. (2010). Guide to cone penetration testing for geotechnical engineering. *Gregg Drilling & Testing*.
- Robinson, R. G., & Mishra, S. (2018). Laboratory Investigation on Quasi-Static Penetration Testing Using SPT Sampler in Soft Clay Bed. *Geotechnical Testing Journal*, 42(4).
- Rorsset, J.M. (1977). Soil Amplification of Earthquakes. *Numerical Methods in Geotechnical Engineering*, 639-82.
- Rosset, P., Bour-Belvaux, M., & Chouinard, L. (2015). Microzonation models for Montreal with respect to  $V_{S30}$ . *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13(8), 2225-2239.
- Rothé, J. P., Dechevoy, N., & Seltzer, P. (1950). *Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie*. Pauc.
- RPA : Algerian Seismic Regulations RPA 99-Version 2003 CGS, Algeria.
- Sánchez-Sesma, F. J. (1985). Diffraction of elastic SH waves by wedges. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(5), 1435-1446.

- Savvaidis, A., Makra, K., Klimis, N., Zargli, E., Kiratzi, A., & Theodoulidis, N. (2018). Comparison of VS30 using measured, assigned and proxy values in three cities of Northern Greece. *Engineering Geology*, 239, 63-78.
- Schnabel, Per Borre, John Lysmer, and Harry Bolton Seed. (1972). SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Earthquake Engineering Research Center.
- Schneider, J. F., Silva, W. J., & Stark, C. (1993). Ground motion model for the 1989 M 6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path, and site. *Earthquake Spectra*, 9(2), 251-287.
- Seed, H. B., Idriss, I. M., and Arango, I. (1983). Evaluation of liquefaction potential using field performance data. *Journal of Geotechnical Engineering*, 109(3), 458-482.
- Semblat, J. F., Duval, A. M., & Dangla, P. (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(5), 347-362.
- Semmane, F., Campillo, M., & Cotton, F. (2005). Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophysical research letters*, 32(1).
- Shakal, A.F. and Bernreuter, D.E. (1981). Empirical Analysis of near-Source Ground Motion. Nuclear Regulatory Commission Report Nureg Cr 2095.
- Sharma, M. L., & Malik, S. H. I. P. R. A. (2006). Probabilistic seismic hazard analysis and estimation of spectral strong ground motion on bed rock in north east India. In *4th international conference on earthquake engineering* (pp. 12-13).
- Shibata, T. (1970). Analysis of liquefaction of saturated sand during cyclic loading. *Disaster Prevention Res. Inst. Bull*, 13, 563-570.
- Shima, E. (1978). Seismic microzoning map of Tokyo. In Proc. Second International Conference on Microzonation (Vol. 1, pp. 433-443).
- Shima, E., & Imai, T. (1982). Estimation of Strong Ground Motions due to the Future Earthquakes-A Case Study for Saitama Prefecture, Japan. In Proc. Third Intern'l Conf. on Microzonation (Vol. 1, pp. 519-530).
- Shiuly, A., & Narayan, J. P. (2012). Deterministic seismic microzonation of Kolkata city. *Natural hazards*, 60(2), 223-240.
- Shtivelman, V. (2002). Surface wave sections as a tool for imaging subsurface inhomogeneities. *Eur. J. Env. and Eng. Geophys*, 7, 121-138.
- Silva, W. (1988). Soil response to earthquake ground motion (No. EPRI-NP-5747). Woodward-Clyde Consultants, Walnut Creek, CA (USA).
- Sitharam, T. G., & Anbazhagan, P. (2007). Seismic hazard analysis for the Bangalore region. *Natural Hazards*, 40(2), 261-278.



- Sitharam, T. G., & Anbazhagan, P. (2008). Seismic microzonation: principles, practices and experiments. *EJGE Special Volume Bouquet*, 8, 61.
- Slob, S., Hack, R., Scarpas, T., van Bemmelen, B., & Duque, A. (2002, September). A methodology for seismic microzonation using GIS and SHAKE—a case study from Armenia, Colombia. In *Engineering Geology for Developing Countries-Proceedings of 9th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment.*, Durban, South Africa.
- Socco, L. V., and Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2(4), 165-185.
- Sokolov, V. Y., Loh, C. H., & Wen, K. L. (2000). Empirical study of sediment-filled basin response: The case of Taipei City. *Earthquake Spectra*, 16(3), 681-707.
- Steidl, J. H. (2000). Site response in southern California for probabilistic seismic hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6B), S149-S169.
- Stephenson, W. J., Louie, J. N., Pullammanappallil, S., Williams, R. A., and Odum, J. K. (2005). Blind shear-wave velocity comparison of ReMi and MASW results with boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: implications for earthquake ground-motion assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2506-2516.
- Stewart, J. P., Liu, A. H., & Choi, Y. (2003). Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 332-352.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426(3-4), 295-317.
- Stokoe, K. H., Rix, G. J., and Nazarian, S. (1989). In situ seismic testing with surface waves. In *International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 12th, 1989, Rio de Janeiro, Brazil* (Vol. 1).
- Stolte, A. C., Cox, B. R., & Lee, R. C. (2017). An experimental topographic amplification study at Los Alamos National Laboratory using ambient vibrations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(3), 1386-1401.
- Su, F., Anderson, J. G., Der Ni, S., & Zeng, Y. (1998). Effect of site amplification and basin response on strong motion in Las Vegas, Nevada. *Earthquake Spectra*, 14(2), 357-376.
- Tan, C. G., Majid, T. A., Ariffin, K. S., & Bunnori, N. M. (2014). Seismic microzonation for Penang using geospatial contour mapping. *Natural hazards*, 73(2), 657-670.
- Tan, C. G., Majid, T. A., Ariffin, K. S., and Bunnori, N. M. (2014). Seismic microzonation for Penang using geospatial contour mapping. *Natural hazards*, 73(2), 657-670.

- Tavakoli, H. R., Amiri, M. T., Abdollahzade, G., & Janalizade, A. (2016). Site effect microzonation of Babol, Iran. *GEOMECHANICS AND ENGINEERING*, 11(6), 821-845.
- Teramo, A., Maugeri, M., Bottari, A., & Termini, D. (2005). On a quick seismic microzonation of wide areas. *pure and applied geophysics*, 162(4), 671-682.
- Tertulliani, A. (2000). Qualitative effects of local geology on damage pattern. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1543-1548.
- Tezcan, S. S., Kaya, E., Bal, I. E., & Özdemir, Z. (2002). Seismic amplification at Avcılar, Istanbul. *Engineering Structures*, 24(5), 661-667.
- Theodulidis, N., Bard, P. Y., Archuleta, R., & Bouchon, M. (1996). Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: The case of Garner Valley downhole array in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2), 306-319.
- Tokimatsu, K., & Midorikawa, S. (1982). Nonlinear soil properties estimated from strong motion accelerograms. *Proc. International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 117-22.
- Tokimatsu, K., Nakajo, Y., & Tamura, S. (1994). Horizontal to vertical amplitude ratio of short period microtremors and its relation to site characteristics. *Journal of Structure and Construction Engineering*, Architectural Institute of Japan, 457, 11-18.
- Topal, T., Doyuran, V., Karahanoğlu, N., Toprak, V., Süzen, M. L., & Yeşilnacar, E. (2003). Microzonation for earthquake hazards: Yenişehir settlement, Bursa, Turkey. *Engineering Geology*, 70(1-2), 93-108.
- Toprak, S., Holzer, T. L., Bennett, M. J., & Tinsley III, J. C. (1999, August). CPT-and SPT-based probabilistic assessment of liquefaction. In *Proc., 7th US-Japan Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures against Liquefaction* (pp. 69-86). Buffalo, NY: Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research.
- Toro, G. R., Abrahamson, N. A., & Schneider, J. F. (1997). Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismological Research Letters*, 68(1), 41-57.
- Toshinawa, T., Taber, J. J., & Berrill, J. B. (1997). Distribution of ground-motion intensity inferred from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements—A case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass earthquake. *Bulletin of the Seismological society of America*, 87(2), 356-369.
- Towhata, I. (2008). *Geotechnical earthquake engineering*. Springer Science & Business Media.
- Towhata, I., & Jiang, Y. J. (2012). Geotechnical Aspects of 2008 Wenchuan Earthquake, China. In *Special Topics in Earthquake Geotechnical Engineering* (pp. 67-89). Springer, Dordrecht.

- Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P. M., Theodulidis, N., Suhadolc, P., Papazachos, C., Raptakis, D., & Lontzetidis, K. (1999). Site effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from acceleration data and 1D local soil profiles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2), 521-537.
- Trifunac, M. D., & Brady, A. G. (1975). A study on the duration of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(3), 581-626.
- Trifunac, M. D., & Brady, A. G. (1975a). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(1), 139-162.
- Trifunac, M. D., & Hudson, D. E. (1971). Analysis of the Pacoima dam accelerogram—San Fernando, California, earthquake of 1971. *Bulletin of the seismological Society of America*, 61(5), 1393-1411.
- Udwadia, F. E., & Trifunac, M. D. (1973). Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(4), 1227-1253.
- Van Dijk, B. F. J., & Yetginer, A. G. (2015). Findings of the ISSMGE jack-up leg penetration prediction event. In *Frontiers in Offshore Geotechnics III: Proceedings of the 3rd International Symposium on Frontiers in Offshore Geotechnics (ISFOG 2015)* (Vol. 1, pp. 1267-1274). Taylor & Francis Books Ltd.
- Viana Da Fonseca, António, J. Carvalho, Cristina Ferreira, E. Costa, C. Tuna, and Jaime Alberto Santos. 2004. "Geotechnical Characterization of a Residual Soil Profile: The ISC'2 Experimental Site, FEUP." In *Geotechnical and Geophysical Site, Characterization: Proceedings of the Second International Conference on Site Characterization, ISC-2 Porto, Portugal*, 1361–69.
- Wald, D. J., & Graves, R. W. (1998). The seismic response of the Los Angeles basin, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 337-356.
- Wald, L. A., & Mori, J. (2000). Evaluation of methods for estimating linear site-response amplifications in the Los Angeles region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6B), S32-S42.
- Wen, K. L., Peng, H. Y., Liu, L. F., & Shin, T. C. (1995). Basin effects analysis from a dense strong motion observation network. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 24(8), 1069-1083.
- Wen, Y.K. and C.L. Wu. 1999. "Generation of Ground Motions for Mid-America Cities." Mid-American Earthquake Center Report.
- Williams, R. A., Stephenson, W. J., Frankel, A. D., Cranswick, E., Meremonte, M. E., and Odum, J. K. (2000). Correlation of 1-to 10-Hz earthquake resonances with surface measurements of S-wave reflections and refractions in the upper 50 m. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(5), 1323-1331.
- Wills, C. J. (1998). Differences in shear-wave velocity due to measurement methods: a cautionary note. *Seismological Research Letters*, 69(3), 216-221.

- Wills, C. J., and Silva, W. (1998). Shear-wave velocity characteristics of geologic units in California. *Earthquake Spectra*, 14(3), 533-556.
- Xia, J., Chen, C., Li, P. H., and Lewis, M. J. (2004). Delineation of a collapse feature in a noisy environment using a multichannel surface wave technique. *Geotechnique*, 54(1), 17-28.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B., and Ivanov, J. (2002). Comparing shear-wave velocity profiles inverted from multichannel surface wave with borehole measurements. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 22(3), 181-190.
- Yasuda, S., Nagase, H., & Tanoue, Y. (2011). Microzonation for seismic geotechnical hazards and actual damage during the 2005 Fukuoka-Ken Seiho-Oki Earthquake. *Soils and foundations*, 51(2), 215-226.
- Yelles-Chaouche, A. K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M., & Buforn, E. (2004). The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22 nd, 1999. *pure and applied geophysics*, 161(3), 607-621.
- Yoshida, N., & Suetomi, I. (1996). DYNEQ: a computer program for dynamic analysis of level ground based on equivalent linear method. Reports of Engineering Research Institute, Sato Kogyo Co., Ltd, 61-70.
- Yoshida, N., Kobayashi, S., Suetomi, I., & Miura, K. (2002). Equivalent linear method considering frequency dependent characteristics of stiffness and damping. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(3), 205-222.
- Youngs, R.R., DAY, S.M.. And Stevens, J.L. (1988). Youngs, R.R., DAY, S.M.. And Stevens, J.L.” . *Proceedings, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication 20, ASCE, New York*, 445–62.
- Zainorabidin, A., and Said, M. J. M. (2016, July). Dynamic Characteristics of Penor Peat Using MASW Method. In *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* (Vol. 136, No. 1, p. 012024). IOP Publishing.
- Zare, M., Bard, P. Y., & Ghafory-Ashtiany, M. (1999). Site characterizations for the Iranian strong motion network. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(2), 101-123.