

République Algérienne Démocratique et Populaire

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي



Ecole Nationale Supérieure
des Travaux Publics
المدرسة الوطنية العليا للأشغال العمومية

Mémoire

Pour l'Obtention du Diplôme
de MASTER en TRAVAUX PUBLICS
Option : Matériaux & Structures

Thème

**Analyse des Effets Topographiques sur la
Réponse Sismique en Surface du Sol**

Encadré par :

Mme MESSAOUDI Akila

Présenté par :

BOUGHAGHA Mohamed Amir

Promotion 2015

Ecole Nationale Supérieure des Travaux Publics. Garidi. Kouba.

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ





Remerciements

Tout d'abord, Je tiens à remercier en premier lieu et avant tout ALLAH le tout puissant, qui m'a donné le courage et la volonté d'aller au bout dans ce modeste travail

*Je Souhaite exprimer, tout particulièrement, mes vifs remerciements et ma profonde reconnaissance à mon encadreur Mme :
A.Messaoudi épouse Mezouar de m'avoir fait confiance et accepter de diriger ce mémoire.*

Je tiens à remercier tous Les Enseignants et les travailleurs de L'ENSTP Sans Exception,

Sans oublier de remercier le président et les membres du jury pour avoir Accepter d'examiner ce mémoire.

Enfin, Mes plus vifs remerciements s'adressent aussi à tous ceux qui ont Contribué à ma formation de Prés et de Loin, depuis les premières lettres Alphabétiques



Résumé

Ce travail est une étude paramétrique de la réponse sismique du sol sous l'effet de la pente. L'analyse est effectuée par le programme de calcul universel « FLUSH » qui utilise les éléments finis 2D pour calculer d'une part les réponses de la colonne de sol en champ libre et d'autre part les réponses en tous points du milieu discrétisé en éléments finis. Le but de l'analyse est de démontrer le rôle de l'inclinaison de la pente sur la réponse sismique en surface.

Abstract

This work is a parametric study of seismic response of soil under the effect of the slope. The analysis had performed by universal computing program "FLUSH" using the 2D finite element to calculate on the one hand the free field response of the soil column and secondly the response in all points of the discretized areas in finite elements. The purpose of the analysis is to demonstrate the role of slope angle on the response seismic on surface.

ملخص

هذا العمل هو عبارة عن دراسة حدودية للاستجابة الزلزالية للأرض تحت تأثير وجود منحدر، التحليل تم بواسطة برنامج الحساب العالمي "فلتش" باستخدام العناصر المنتهية ثنائية الأبعاد لحساب من جهة الاستجابة الزلزالية للأرض في المدى الحر، ومن جهة أخرى الاستجابة في كل نقطة من المجال المقسم لعناصر منتهية، الهدف من التحليل هو اثبات تأثير ميل المنحدر على الاستجابة الزلزالية للأرض.

Sommaire

Chapitre I : Introduction Générale

I. INTRODUCTION :	1
-------------------	---

Chapitre II : Revue Bibliographique

I. INTRODUCTION :	2
II. TRAVAUX ATERIEURS :	2
III. CONCLUSION :	5
Organisation du travail :	6

Chapitre III : Notions de Dynamiques des Sols

I. INTRODUCTION :	7
II. ORIGINES DES SEISMES :	7
II.1 Caractéristiques d'un séisme :	7
II.2 Caracteristiques d'un seisme :	10
III. ELEMENTS DE PROPAGATION D'ONDES :	11
III.1 ONDES DE VOLUME :	11
III.2 ONDES DE SURFACE :	12
III.3 REFLEXION ET REFRACTION D'ONDE A UNE INTERFACE :	13
IV. PROPAGATION D'ONDE DE CONTRAINTE DANS UN MILIEU ELASTIQUE INFINI :	13
IV.1 ONDES DE COMPRESSION :	14
IV.2 ONDES DE CISAILLEMENT :	16
IV.3 PROPAGATION D'ONDE DANS UN DEMI-ESPACE ELASTIQUE : ...	16
IV.3.1 Propagation des ondes P :	19
IV.3.2 Propagation des ondes SV :	23

Chapitre IV : Définition de l'Effet Topographique

I. INTRODUCTION :	25
II. DEFINITION DES EFFETS DE SITE:	26
III. DEFINITION DES EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUE :	28
IV. METHODES D'EVALUATION DES EFFETS DE SITE :	29
IV.1 Méthodes expérimentales :	29
IV.2 Méthodes théoriques:	30
V. PARAMETRES INFLUENCANTS LE PHENOMENE:	31

Chapitre V : Etude Paramétrique

I. NTRODUCTION :	32
II. PRESENTATION DU MODELE :	32
III. SIGNAL AU ROCHER-REPONSE EN CHAMP LIBRE :	33
IV. EFFETS DE L'ANGLE D'INCLINAISON « Θ » :	34
V. CONCLUSION :	36
Conclusion Générale et Recommandations :	37

Chapitre I :

**INTRODUCTION
GENERALE**

I.INTRODUCTION

Dans un passé récent, plusieurs enregistrements sismiques ainsi que des observations sur des dommages causés par certains séismes ont mis en cause l'amplification topographique. Sur de courtes distances, la présence d'une topographie en relief (pente, colline, falaise, canyon, vallée) peut avoir un effet sur l'intensité et le contenu fréquentiel du mouvement sismique en surface. Par exemple, il a été remarqué lors du séisme de San Fernando en 1971, du séisme de Chili en 1985, que les structures se trouvant au sommet d'une falaise ou d'une colline subissent des dégâts importants comparées à celles construites à la base

Notre travail présente une étude paramétrique sur l'effet de la pente sur la réponse sismique du sol. Celle-ci est analysée par le programme de calcul universel 'FLUSH' qui utilise les éléments finis. Cette étude permet d'analyser la modification du mouvement en champs libre, et cela en crête, en pente et au pied de la pente

II. ORGANISATION DU MEMOIRE

Ce mémoire est organisé en 4 chapitres :

- Au chapitre I, nous avons une introduction générale du mémoire.
- Au chapitre II, nous avons des notions générales de dynamiques des sols.
- Au chapitre III, nous définissons les effets de sites, plus précisément les effets de sites topographiques.
- Au chapitre IV, nous résumons de certains travaux effectués dans le domaine, à travers d'une étude bibliographique.
- Au chapitre V, nous présentons une modeste étude paramétrique de l'effet de l'angle de la pente sur les réponses sismiques du sol.
- Enfin, à la fin du mémoire, nous présentons une conclusion générale et des recommandations.

Chapitre II :

REVUE

BIBLIOGRAPHIQUE

L'INTRODUCTION

Nous exposons dans ce chapitre, certains travaux antérieurs effectués dans le domaine de l'étude des effets topographiques. A partir de ces études nous tirons notre plan de travail pour notre présent travail.

II.1 TRAVAUX DE D.ASSIMAKI, G.GAZETAS, 2004 :

Une étude paramétrique intensive a été réalisée par les auteurs sur la géométrie de la falaise d'une rivière, où des dommages structurels massifs ont été observés au cours du séisme d'Athènes de Septembre 1999. Les analyses ont été réalisées initialement pour une configuration homogène et simple de deux couches de sol. Il a été démontré que la stratification a joué un rôle significatif dans l'amplification bidimensionnel à proximité de la crête, en raison de la présence d'ondes transmis/ Réfléchis aux limites des couches de sol, en plus des ondes de champs diffractées au niveau de l'irrégularité topographique. Des analyses spécifiques du site ont été ensuite menées avec la sélection des propriétés du sol du modèle stratifié basé sur une analyse linéaire équivalente unidimensionnelle simulant de manière simplifiée la réponse non linéaire du sol. Dans le contexte de cette section, l'effet du contenu fréquentiel de l'excitation sélectionné a été étudié au moyen de la répartition spatiale de l'amplification du mouvement et le spectre de le "soi-disant" facteur d'aggravation topographique. Ce dernier a atteint des valeurs maximales au voisinage de la crête, en fonction du contenu fréquentiel de l'excitation, pour les caractéristiques géométriques et géotechniques d'une configuration topographique particulière. Une amplification bidimensionnelle suite à la présence des ondes P simultanément en excitation a été également examiné, et a été révélée être d'une certaine importance dans certains cas, Fortement dépendant du contenu fréquentiel du mouvement vertical choisi et des propriétés du sol du profil analysé. Enfin, l'effet de l'obliquité du champ de l'onde

incidente a été étudié pour les conditions locales du sol. Il a été trouvé que l'onde incidente verticale « Ondes SV » résulte pour la plus forte amplification topographique près de la crête. Cependant, Ceci peut être une coïncidence géométrique comme dans ce cas [pente de 2 (H) : 1 (V)] la direction verticale à peu près coïncide, Avec la direction d'incidence critique, pour les propriétés du sol de la configuration analysée.

II.2. TRAVAUX DE KHOA-VAN NGUYEN, BEHROUZ GATMIRI, 2007 :

Il n'y a aucun doute que les conditions topographiques locales jouent un rôle important dans la variation spatial du mouvement de sol. Et il doit être explicitement pris en considération dans la conception des ouvrages importants.

Basant sur une étude paramétrique sur la réponse sismique de différent relief bidimensionnel, l'auteur conclue que :

- En général, le mouvement sismique du sol est amplifié à la crête de la vallée, dans le coin supérieur de pente et aux bords de canyons; il est systématiquement atténué à la base de ces reliefs. Cette conclusion est normalement vérifiée pour les cas de basses (sans dimension) fréquences. Cependant, si la fréquence d'excitation est haute, cette conclusion n'est plus valable pour certains cas (le mouvement au fond des canyons et au pied des crêtes peuvent être amplifié). A l'exception de l'amplification de la crête de la vallée, quelle que soit la fréquence de l'excitation, qui est principalement à cause de la concentration des ondes à l'intérieur de la vallée.
- Les effets de la topographie d'un relief sur la réponse sismique dépendent principalement du contenu fréquentiel de l'excitation. Cette influence est contrôlée par le rapport à la géométrie du relief et la longueur d'onde de l'excitation. En général, plus la fréquence d'excitation est haute, plus les effets de site par le relief sont importants et complexes, et plus la région influencée par la présence du relief est large, en particulier pour les longueurs d'ondes inférieures ou égales à la dimension caractéristique du relief. Par contre, si la fréquence de l'excitation est suffisamment basse, le relief peut être considéré comme un petit obstacle, donc, ses effets sur le mouvement du sol peuvent être négligés.

- Les effets de la topographie sont également affectés par l'angle d'inclinaison de la pente. En général, Plus la pente du relief est raide, Plus les effets de la topographie sont accentués.

II.3. TRAVAUX DE TADASHI.OHASHI, MASATA.SUGITO, 2010 :

L'auteur a mené une analyse en éléments finis « FEM » bidimensionnel sur les effets de la géométrie des vallées sur la stabilité de pente durant un séisme. L'étude a montré que l'amplification de l'accélération durant un séisme dépend principalement de la largeur de la vallée (W), et de sa profondeur (D), Il a été démontré que l'accélération amplifiée de à peu près $W/D = 5$ fortement influencé par la concentration et le chevauchement des ondes incidentes avec la direction de la coupe transversale de la section.

La stabilité de la pente dépend non seulement de la réponse sismique du séisme au droit de l'axe de la vallée, mais dépend aussi de l'amplification de mouvement associé avec la géométrie transversale de la vallée. Dans l'évaluation de la stabilité de pente, deux composantes de la vibration ont été pris en compte et superposés, la première est la vibration du séisme dans la direction de la vallée, sans tenir en compte des effets de la géométrie, Et la seconde est la vibration par la géométrie de la section transversale de la vallée.

II.4. TRAVAUX DE MESSAOUDI.A, LAOUAMI.N ET MEZOUER.N, 2011 :

Les auteurs ont analysé les réponses sismiques d'une couche de sol homogène, surmontant un substratum rocheux et possédant une irrégularité géométrique (présence de pente) le long de sa surface. En effet, ils contrastent que celle-ci peut avoir une variation très compliquée le long des surfaces supérieure et inférieure (base), et même le long de la pente. Cette variabilité spatiale induit naturellement des mouvements différentiels, et des mouvements verticaux apparaissent, parfois même très importants.

- En général, le mouvement sismique horizontal est amplifié en crête (au sommet de la pente). Plus la pente est raide (75° , 60° , 45°) plus nous observons une amplification-déamplification du mouvement, celle-ci varie très

aléatoirement, avant de commencer à s'atténuer, pour se stabiliser autour de la réponse en champ libre. Cette variabilité spatiale est à craindre, puisqu'elle génère des mouvements différentiels. Les mouvements verticaux induits à la surface supérieure atteignent presque 60% du mouvement horizontal. Pour des pentes douces le mouvement horizontal est toutefois amplifié au sommet de la pente, mais oscille très lentement. Les mouvements différentiels ainsi que les mouvements verticaux sont alors minimales.

- Les réponses minimales sont observés au pied de la pente, elles s'amplifient graduellement le long de la base pour approcher le mouvement en champ libre.
- Le long de la surface inférieure, le mouvement vertical est moins important que sur la pente et la surface supérieure.

III. CONCLUSION

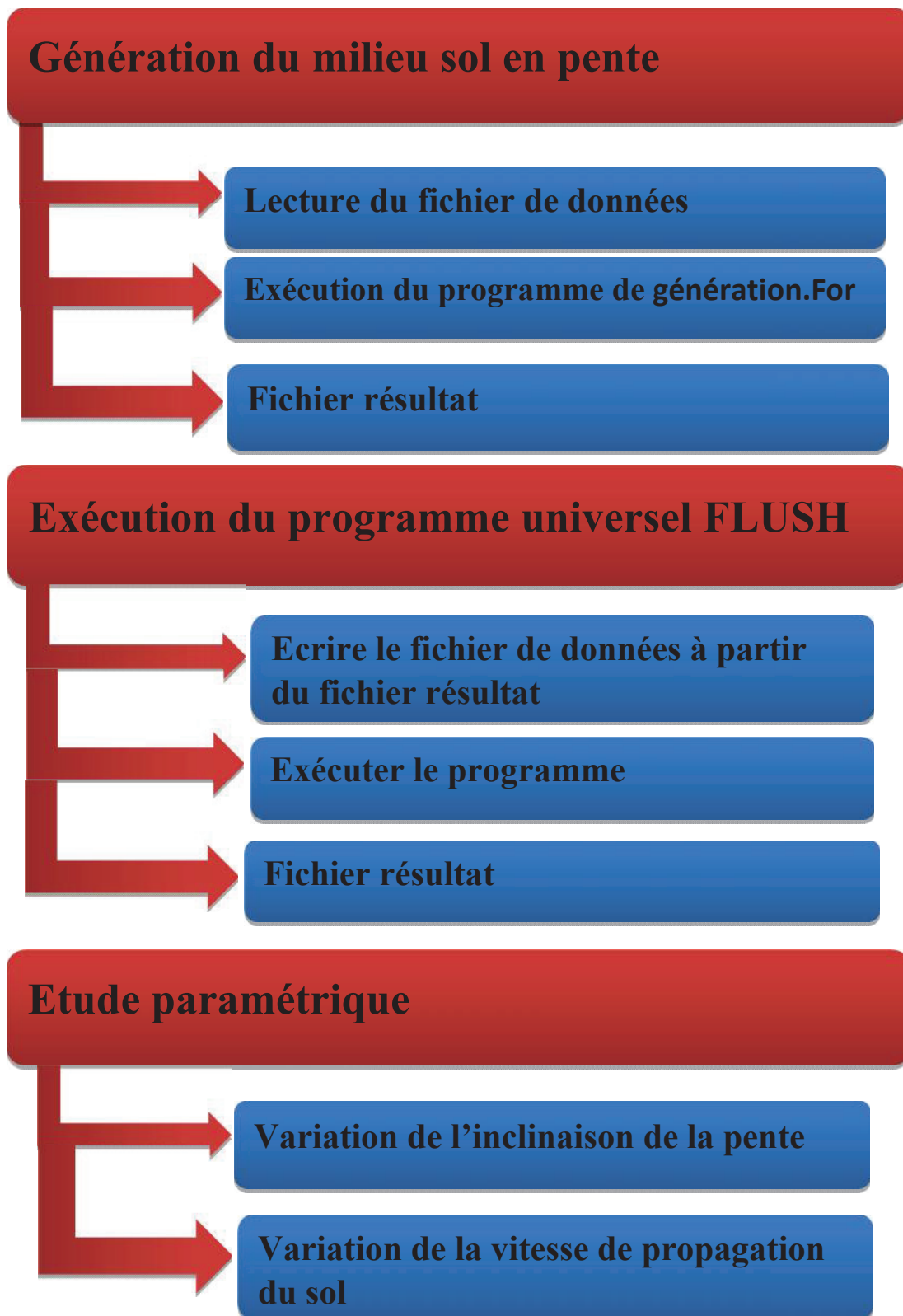
Dans ce chapitre, nous avons essayé de résumer quelques recherches bibliographiques, afin de comprendre le thème de notre travail de Master. Dans la suite du travail, nous exposerons une étude paramétrique, les résultats trouvés seront alors analysés à partir de cette revue bibliographique.

Nous nous intéresserons dans ce qui suivra au calcul de la réponse d'une couche de sol qui présente une pente, le sol est modélisé en 2D à partir d'un maillage en éléments finis.

Ce maillage est généré par le biais d'un programme de calcul en langage Fortran. Nous utilisons le programme universel Flush pour le calcul de la réponse sismique en surface du sol.

Un organigramme représentatif des différentes étapes de notre travail est représenté ci-dessous.

Organisation du travail :



Chapitre III :

**NOTIONS DE
DYNAMIQUE DES
SOLS**

I. INTRODUCTION :

Les tremblements de terre font partie des cataclysmes naturels qui ont toujours exercé une grande fascination sur l'humanité, ils sont responsables de la destruction de villes entières, et la cause de la mort de millions d'hommes. D'un point de vue historique, le tremblement de terre le plus meurtrier de l'histoire a fait 830000 victimes. Cependant, le nombre de morts ne mesure pas toute la gravité d'un séisme, dont les conséquences économiques peuvent être aussi lourdes. Néanmoins parmi les 50000 tremblements de terre annuels, 100 seulement provoquent des dégâts plus ou moins importants.

Notre connaissance actuelle des phénomènes est telle que, s'il n'est pas possible de prédire l'instant où un séisme se produira en un lieu donné, il est possible d'identifier les zones à haut risque sismique et d'y construire en conséquence. Néanmoins, il faut d'abord comprendre la mécanique génératrice des séismes, puis de caractériser un séisme par un certain nombre de grandeurs directement utilisables par l'ingénieur, L'objet de ce chapitre est de fournir ces éléments.

II. ORIGINES DES SEISMES

Un séisme est défini comme étant une explosion brutale provoquée, en profondeur dans le sol, par un mouvement relatif brusque de deux compartiments profonds. Il en résulte une libération instantanée d'énergie, sous forme d'ondes élastiques et d'énergie transformée en chaleur. Malheureusement, le nord Algérien possède une activité sismique régulière, nous citons : le séisme de Chlef (de 10/10/1980), séisme de Boumerdes (de 21/05/2003).

II.1 Caractéristiques d'un séisme

II.1.1 Failles sismiques

La Terre est constituée de plusieurs couches: noyau, asthénosphère, lithosphère. Cette dernière est formée de plusieurs plaques rigides appelées : plaques tectoniques.

La limite entre les plaques tectoniques est un plan qu'on appelle, une faille : C'est une zone de rupture le long de laquelle la déformation est cisailante.

On admet à présent que les plaques tectoniques sont portées par le mouvement du manteau asthénosphérique sous-jacent et subissent des interactions dont les trois types principaux sont :

- La divergence ou faille normale : mouvement éloignant deux plaques l'une de l'autre.
- La convergence ou faille inverse : mouvement rapprochant deux plaques l'une de l'autre.
- La tanscurrence ou faille de décrochement : glissement horizontal de deux plaques.

À ces trois types d'interaction sont associées trois grandes familles de failles:

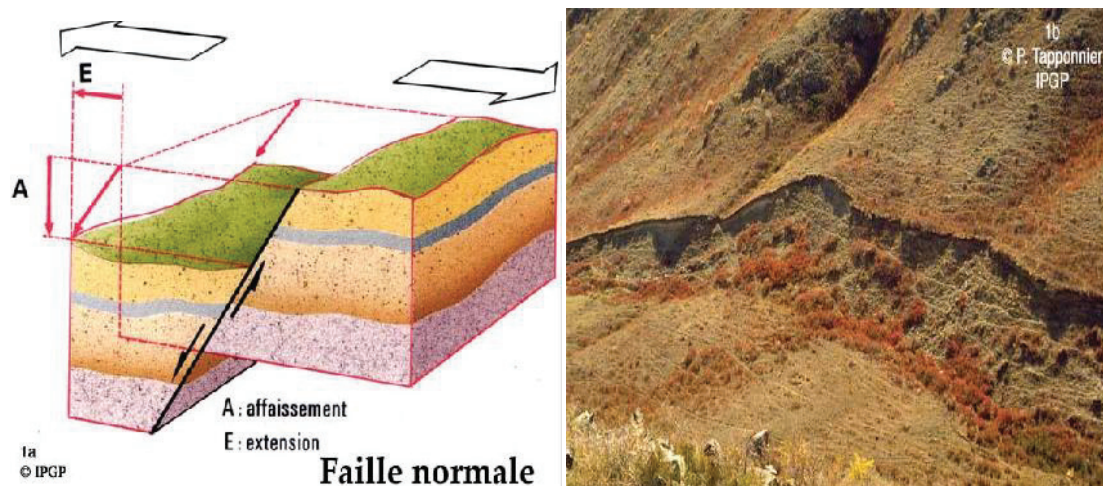


Figure (II.1) : (à gauche), schéma de faille normale, (à droite), un bel exemple de faille normale ; escarpement de faille photographié ici 60 ans après le séisme de Fuyun (Mongolie, M=8, 11 août 1931).

- **Faille normale** : la composante horizontale du glissement correspond à un écartement (E) qui s'accompagne de l'affaissement d'un des blocs par rapport à l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions étirées et amincies comme les dorsales médio-océaniques et les rifts continentaux.

- **Faille Inverse** : la composante horizontale du glissement correspond à un rapprochement (R) qui s'accompagne du chevauchement de l'un des blocs sur l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions raccourcies et épaissies comme au front des chaînes de montagne.

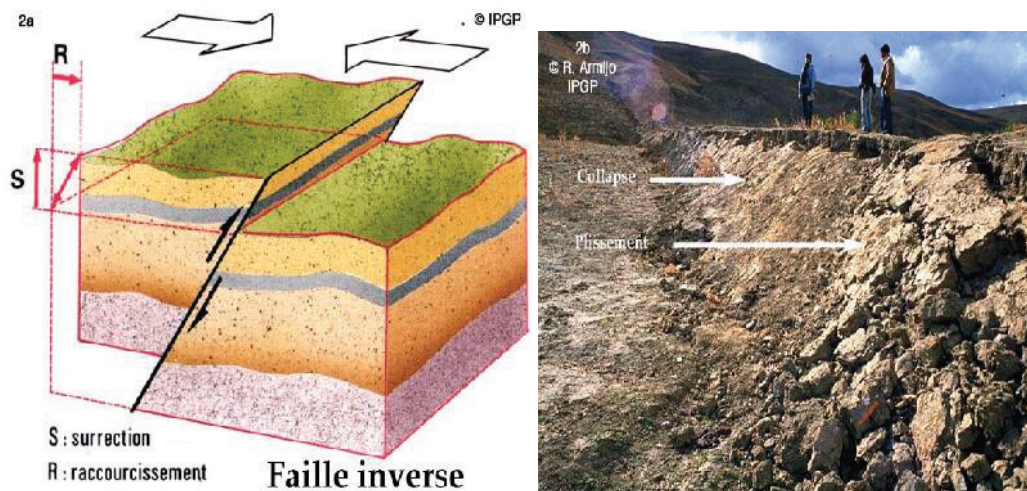


Figure (II.2) : (à gauche), schéma de faille inverse, (à droite), un exemple classique de ce type de faille correspond à l'escarpement formé lors du séisme d'El Asnam (Algérie, M=7.3, 10/10/1980).

- **Faille en décrochement** : pour un observateur arbitrairement placé sur l'un des blocs, on parle de décrochement dextre lorsque l'autre bloc auquel il fait face, se déplace vers sa droite, et de décrochement sénestre lorsqu'il se déplace vers sa gauche. Ce mouvement est créé par des forces de cisaillement.

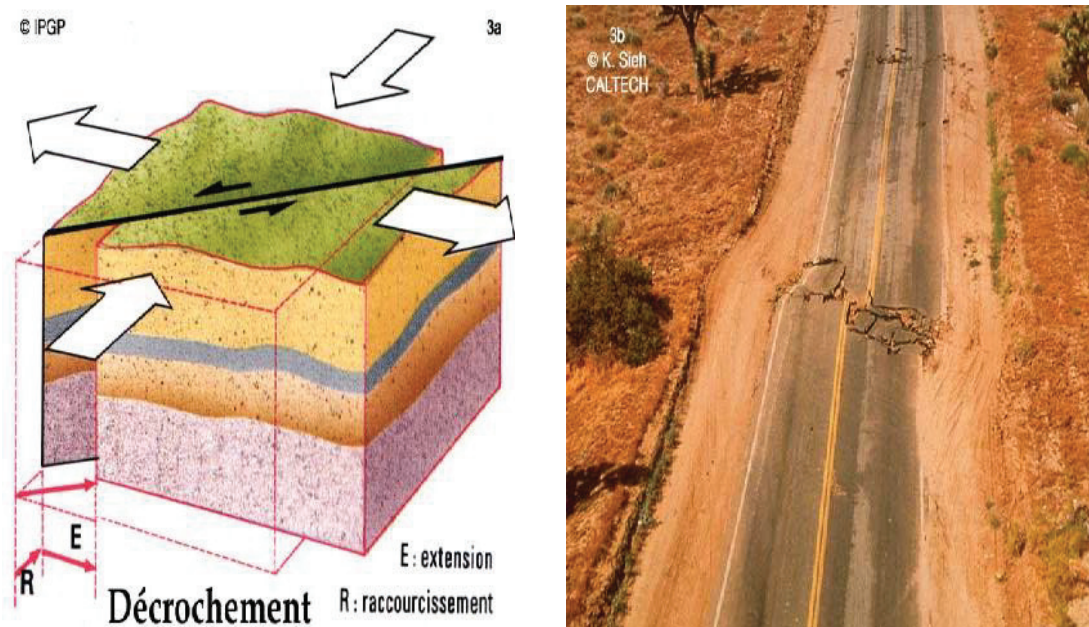


Figure (II.3) : (à gauche), schéma de faille en décrochement, (à droite), l'escarpement formé lors du séisme de Landers (Californie, M=7.2, 28/6/92) et qui correspond au jeu d'une faille décrochante dextre. Le décalage de la route asphaltée est d'environ 2m.

II.2.2 Caractéristiques d'un séisme :

Le foyer : ou hypocentre d'un séisme, c'est la région de la faille où se produit la rupture et d'où partent les ondes sismiques. Il est généralement situé dans les cent premiers kilomètres de la lithosphère.

Un épicentre : lieu de la surface terrestre situé exactement à la verticale du foyer, où l'intensité du séisme est la plus importante.

Une magnitude : la magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme. Indépendante du lieu d'observation, elle est mesurée sur l'échelle de Richter du nom de l'américain, qui en 1935 l'a introduite pour quantifier l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. Les valeurs de la magnitude sont comprises entre 1 et 9.

Une intensité : elle correspond à l'évaluation des dégâts observés sur le terrain en un site donné. L'échelle la plus utilisée est l'échelle M.S.K, graduée de I à XII. Un même séisme sera ressenti avec des intensités différentes selon la distance par rapport à l'épicentre et selon les Caractéristiques locales (effets de site).

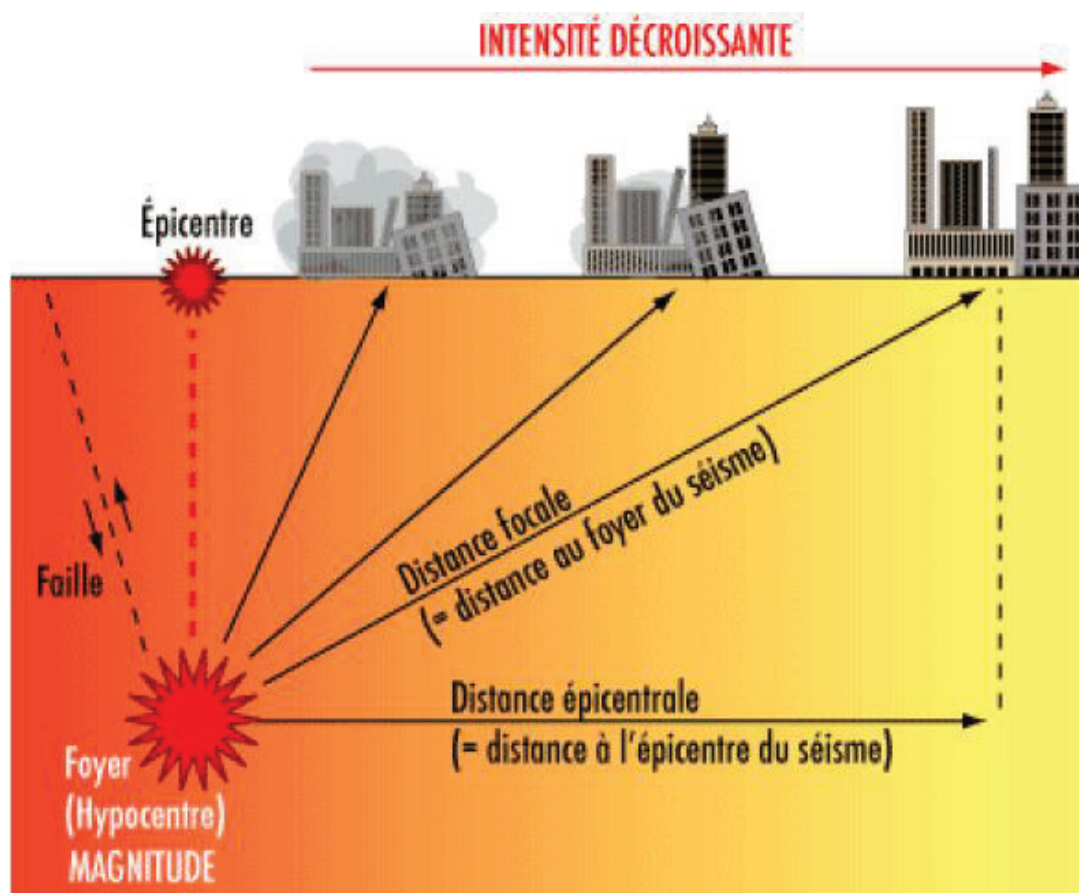


Figure (II.4) : caractéristiques géométriques d'un séisme.

III. ELEMENTS DE PROPAGATION D'ONDES :

Les séismes sont des ondes sismiques qui traversent les couches de sol. L'impulsion de départ va pousser les particules élémentaires présentes dans le milieu, qui vont pousser d'autres particules avant de reprendre leur place, se propageant suivant une réaction en chaîne. Les vibrations générées lors d'un séisme se propagent dans toutes les directions. On distingue deux types d'ondes, les ondes de volume qui traversent la terre et les ondes de surface qui se propagent à sa surface. Sur les enregistrements des sismographes, elles se succèdent ou se superposent. Leurs vitesses de propagation et leurs amplitudes sont modifiées par les structures géologiques qu'elles traversent, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

III.1 ONDES DE VOLUME : Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et, d'une manière générale, elle augmente avec la profondeur car le matériau traversé devient plus dense. On distingue :

Les ondes P : ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives, donc les particules de sol se déplacent parallèlement à la direction de propagation de l'onde. C'est les plus rapides. C'est donc les premières à être enregistrées sur les sismogrammes. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.

Les ondes S : ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la terre. Elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

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

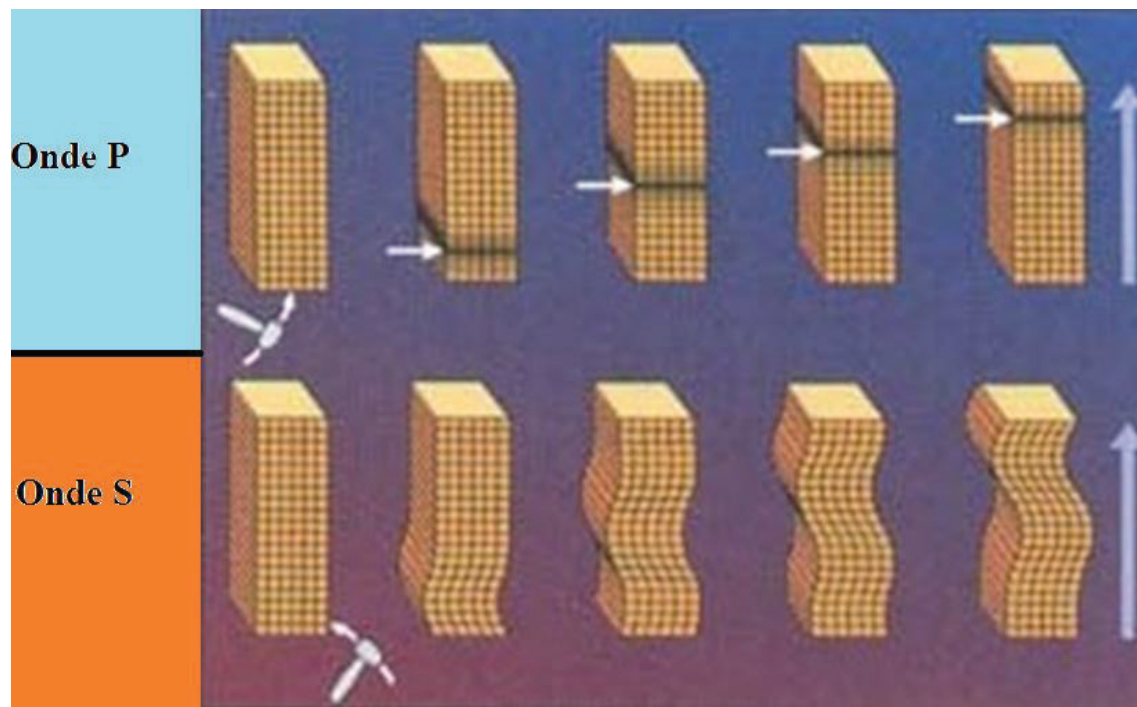


Figure (II.5a) Schéma des ondes de volume.

III.2 ONDES DE SURFACE : Ce sont des ondes guidées par la surface de la terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leurs amplitudes sont généralement plus fortes. On peut distinguer :

L'onde de Love (onde L) : c'est un anglais Augustus Edward qui a découvert son existence en 1911. Son déplacement est comparable à celui des S sans le mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui peut être la cause de nombreux dégâts aux fondations d'un édifice.

L'onde de Rayleigh (onde R) : elle a été découverte par John William Strutt Rayleigh en 1885. Son déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, constituant un mouvement à la fois horizontal et vertical.

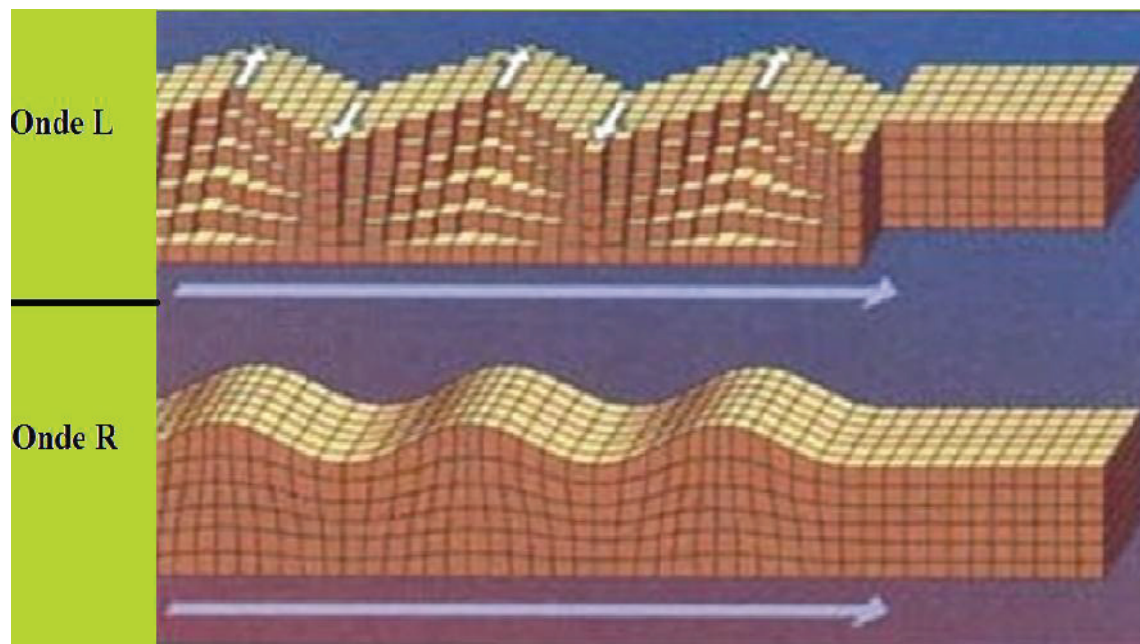


Figure (II.5b) Schéma des ondes de surface.

III.3 REFLEXION ET REFRACTION D'ONDE A UNE INTERFACE :

Les ondes de volume se propagent un peu comme les rayons lumineux, Elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

Lorsqu'une onde P ou S rencontre une discontinuité, elle peut donner naissance, en théorie à quatre ondes : deux réfléchies (longitudinale P et transversale S), et deux réfractées (longitudinale P et transversale S). Toutefois, l'existence de ces quatre types d'ondes dépend des rapports des vitesses dans les deux milieux et dans certains cas, il y a disparition d'une, deux ou trois ondes. De plus, dans la majorité des cas, l'essentiel de l'énergie d'une onde incidente P se distribue dans les ondes P réfléchies et P réfractées. De même, dans le cas d'une onde S incidente, les ondes S réfléchies et réfractées auront le maximum d'énergie.

IV PROPAGATION D'ONDE DE CONTRAINTE DANS UN MILIEU ELASTIQUE INFINI :

La figure ci-dessous montre les contraintes agissant sur un élément de dimension dx , dy et dz , appartenant à un milieu élastique : figure (II.6)

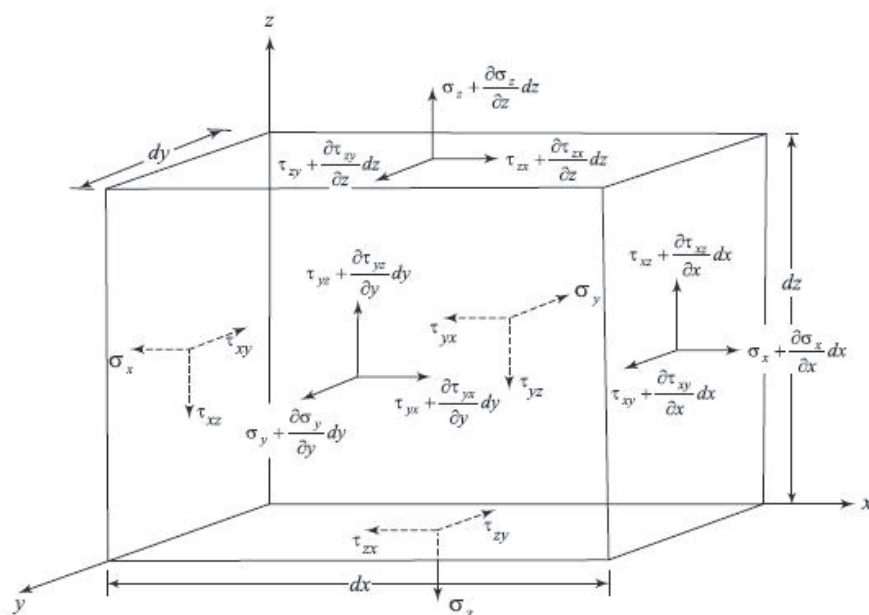


Figure (II.6) : En termes de contraintes, L'écriture de l'équation de mouvement ci-dessous, se fait en additionnant les forces dans les trois directions x, y et z.

➤ Selon l'axe des x, l'équation s'écrit :

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{II.1}$$

Avec ρ la masse volumique du milieu et u la composante du déplacement selon x.

➤ selon les directions respectivement y et z nous avons :

$$\frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \tag{II.2}$$

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \tag{II.3}$$

Où v et w sont les composantes du déplacement selon y et z

IV.1 ONDES DE COMPRESSION :

Les relations (3.24)-(3.25) donnent les équations de mouvement en termes de contraintes. Pour les écrire en termes de déplacements, considérons l'équation (I.1).

Prenons en compte la loi de Hooke ci-dessous:

$$\sigma_{ij} = \lambda \bar{\varepsilon} \delta_{ij} + 2G \varepsilon_{ij} \quad (\text{II.4})$$

L'équation du mouvement s'écrira alors :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial x} + G \nabla^2 u \quad (\text{II.5})$$

Avec

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (\text{II.6})$$

De manière similaire, en manipulant les équations (I.2) et (I.3) :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial y} + G \nabla^2 v \quad (\text{II.7})$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial z} + G \nabla^2 w \quad (\text{II.8})$$

En dérivant les équations (II.5), (II.7) et (II.8) par rapport à x , y et z respectivement, et en additionnant les trois équations

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= (\lambda + G) \left(\frac{\partial^2 \bar{\varepsilon}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\varepsilon}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{\varepsilon}}{\partial z^2} \right) \\ &+ G \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (\text{II.9})$$

Qui devient

$$\rho \frac{\partial^2 \bar{\varepsilon}}{\partial t^2} = (\lambda + G) (\nabla^2 \bar{\varepsilon}) + G (\nabla^2 \bar{\varepsilon}) = (\lambda + 2G) \nabla^2 \bar{\varepsilon} \quad (\text{II.10})$$

Ainsi

$$\frac{\partial^2 \bar{\varepsilon}}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2G}{\rho} \nabla^2 \bar{\varepsilon} = v_p^2 \nabla^2 \bar{\varepsilon} \quad (\text{II.11})$$

Avec :

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} \quad (\text{II.12})$$

v_p : est la vitesse de l'onde de dilatation appelée aussi onde primaire, onde (P) ou encore onde de compression

IV.2 ONDES DE CISAILLEMENT

L'équation du mouvement s'écrit :

$$\frac{\partial^2 \bar{\omega}_x}{\partial t^2} = \frac{G}{\rho} \nabla^2 \bar{\omega}_x = v_s^2 \nabla^2 \bar{\omega}_x \quad (\text{II.13})$$

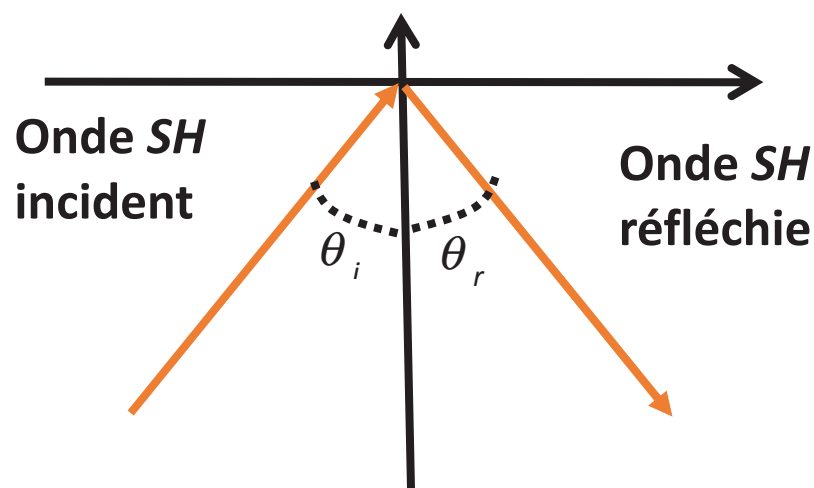
Avec

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (\text{II.14})$$

ω_x : la rotation par rapport à x. D'où :

IV.3 PROPAGATION D'ONDE DANS UN DEMI-ESPACE ELASTIQUE :

- a) Cas de l'onde SH : soit une onde de cisaillement SH se propageant dans un semi-espace élastique défini par $x_2 < 0$, figure (



La direction de propagation de l'onde incidente SH est égale à :

$$\vec{r}_i = \begin{Bmatrix} \sin \theta_i \\ \cos \theta_i \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{II.15})$$

Le déplacement induit par cette onde est :

$$\vec{u}_i = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ u_{3_i} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ A_i \exp[ik_i(x_1 \sin \theta_i + x_2 \cos \theta_i - v_s t)] \end{Bmatrix} \quad (\text{II.16})$$

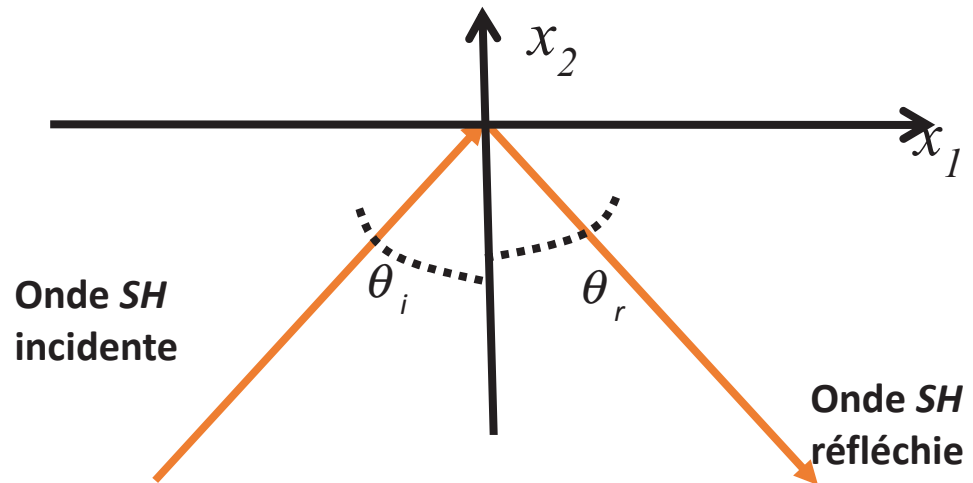
La direction du mouvement des particules définie par le vecteur \vec{d} tel que :

$$\vec{d} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix} \quad (\text{II.17})$$

A noter que le mouvement induit par les ondes SH a lieu dans le plan $(x_2 - x_3)$. C'est ce qu'on appelle le mouvement anti-plan par opposition au mouvement plan induit par les ondes P et SV .

La direction de propagation r de l'onde réfléchie SH est égale à :

$$\vec{r}_r = \begin{Bmatrix} \sin \theta_r \\ -\cos \theta_r \\ 0 \end{Bmatrix} \quad \rightarrow \quad (\text{II.18})$$



Le déplacement induit par l'onde réfléchie est :

$$\vec{u}_r = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ u_{3_r} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ A_r \exp[ik_r (x_1 \sin \theta_r - x_2 \cos \theta_r - v_s t)] \end{Bmatrix} \quad (\text{II.19})$$

En un point quelconque du massif de sol, le champ de déplacement total créée par l'incidence et la réflexion de l'onde *SH* est :

$$\vec{u} = \vec{u}_i + \vec{u}_r = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ u_{3_i} + u_{3_r} \end{Bmatrix} \quad (\text{II.20})$$

Aussi, les contraintes induites sont :

$$\sigma_{32} = \sigma_{32_i} + \sigma_{32_r} \quad ; \quad \sigma_{31} = \sigma_{31_i} + \sigma_{31_r} \quad (\text{II.21})$$

Soit

$$\sigma_{32} = G u_{3,2} \quad (\text{II.21})$$

$$\sigma_{32_i} = -i A_i G k_i \cos \theta_i \exp[ik_i(x_1 \sin \theta_i + x_2 \cos \theta_i - v_s t)] \quad (\text{II.22})$$

$$\sigma_{32_r} = i A_r G k_r \cos \theta_r \exp[ik_r(x_1 \sin \theta_r - x_2 \cos \theta_r - v_s t)] \quad (\text{II.23})$$

Au niveau de la surface libre, les contraintes s'annulent et de ce fait, en prenant en compte la loi de Snell, pour toutes valeurs de x_1 et de t :

$$k_i = k_r \quad ; \quad \theta_i = \theta_r \quad ; \quad A_i = A_r \quad (\text{II.24})$$

Ainsi, le déplacement généré par une onde *SH* en un point quelconque du semi-espace est défini par :

$$\vec{u} = \left\{ \begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 2A \cos(kx_2 \cos \theta) \exp[ik(x_1 \sin \theta - v_s t)] \end{array} \right\} \quad (\text{II.25})$$

En particulier et pour une incidence verticale, il est possible d'écrire l'expression du déplacement d'un point du massif de sol en fonction de celle d'un point à la surface :

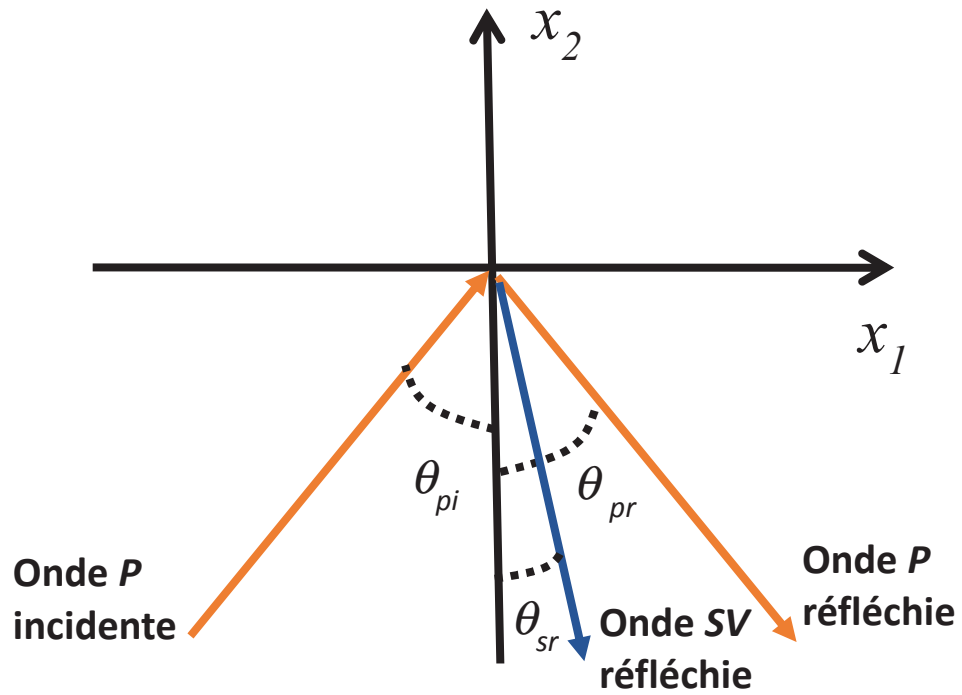
$$\vec{u} = \left\{ \begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ \cos(kh) u_3(x_2 = 0) \end{array} \right\} \quad (\text{II.26})$$

3.5.2 Propagation des ondes *P* :

Soit une onde *P* se propageant dans un semi-espace élastique défini par $x_2 < 0$. Elle est définie par deux déplacements l'un horizontal et l'autre vertical. Lorsqu'elle arrive au niveau de la surface libre, elle se réfléchit doublement pour satisfaire les conditions de surface libre

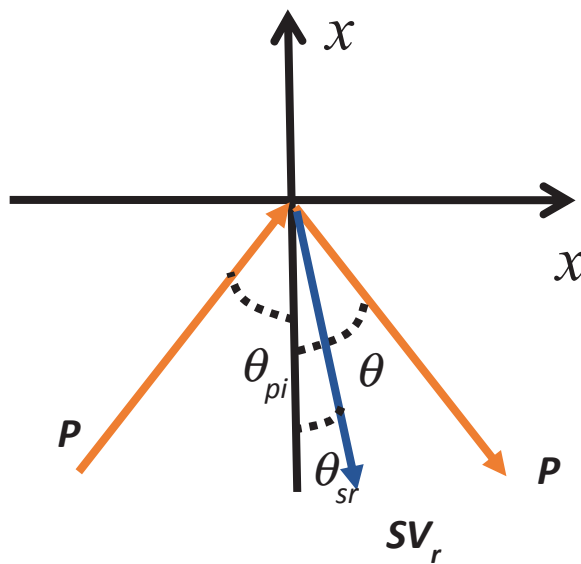
Le vecteur déplacement est composé de la somme de tous les mouvements induits

$$\vec{u} = \vec{u}_{p_i} + \vec{u}_{p_r} + \vec{u}_{sv_r} \quad (\text{II.27})$$



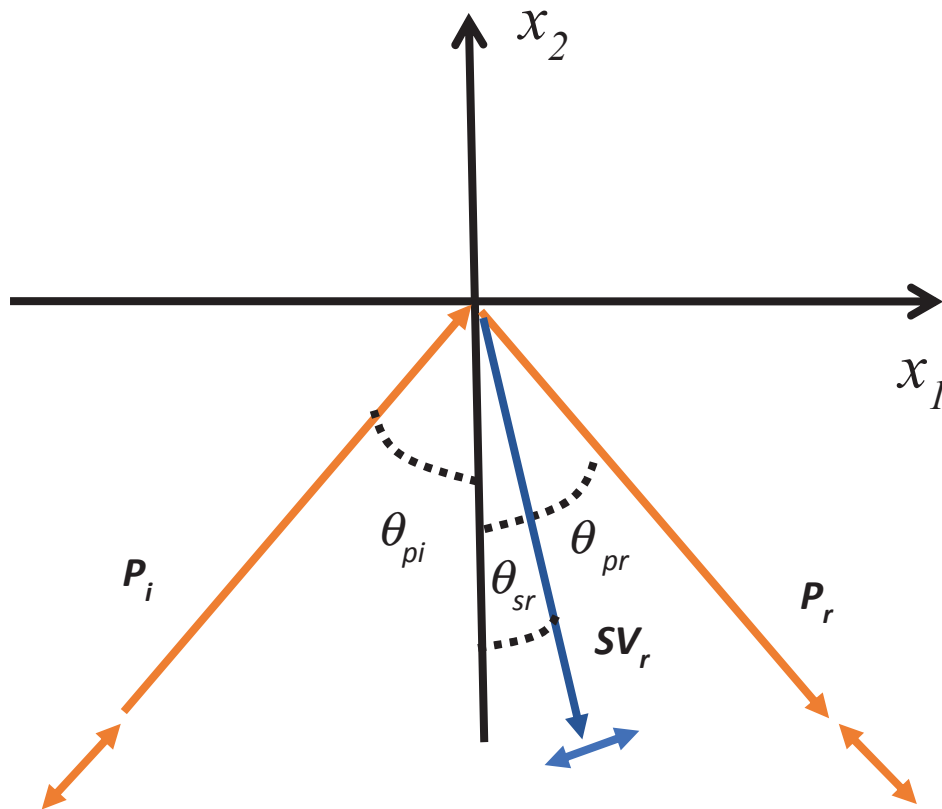
Chacun de ces déplacements s'écrit à partir de l'équation (5.3)

$$\vec{u} = A \vec{d} \exp[ik(\vec{x}\vec{r} - ct)]$$



Avec :

$$\vec{r}_{p_i} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_i} \\ \cos\theta_{p_i} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{r}_{p_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_r} \\ -\cos\theta_{p_r} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{r}_{sv_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{sv_r} \\ -\cos\theta_{sv_r} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{II.28})$$



$$\vec{d}_{p_i} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_i} \\ \cos\theta_{p_i} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{d}_{p_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_r} \\ -\cos\theta_{p_r} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{d}_{sv_r} = \begin{Bmatrix} \cos\theta_{sv_r} \\ \sin\theta_{sv_r} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{II.29})$$

Les équations gouvernant les ondes incidentes et réfléchies en surface libre de toutes contraintes sont un système donné par :

$$\sigma_{22}^{p_i} + \sigma_{22}^{p_r} + \sigma_{22}^{sv_r} = 0$$

$$\sigma_{12}^{P_i} + \sigma_{12}^{P_r} + \sigma_{12}^{sv_r} = 0 \quad (\text{II.30})$$

Ces deux équations devant être satisfaites quel que soit x_1 et t , On a :

$$\begin{aligned} k_{P_i} \sin \theta_{P_i} &= k_{P_r} \sin \theta_{P_r} = k_{sv_r} \sin \theta_{sv_r} \\ k_{P_i} v_p &= k_{P_r} v_p = k_{sv_r} v_s = \omega \end{aligned} \quad (\text{Onde monochromatique}) \quad (1.18)$$

D'où

$$\begin{aligned} k_{P_i} &= k_{P_r} \quad ; \quad \theta_{P_i} = \theta_{P_r} \\ \frac{k_{sv_r}}{k_{P_i}} &= \frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)}} = \kappa \quad ; \quad \sin \theta_{sv_r} = \kappa^{-1} \sin \theta_{P_i} \end{aligned} \quad (\text{II.31})$$

En utilisant ces derniers résultats dans le système d'équations et après simplification, les rapports d'amplitude des différentes ondes sont obtenus

$$\begin{aligned} \frac{A_{P_r}}{A_{P_i}} &= \frac{\sin 2\theta_{P_i} \sin 2\theta_{sv_r} - \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_r}}{\sin 2\theta_{P_i} \sin 2\theta_{sv_r} + \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_r}} \\ \frac{A_{sv_r}}{A_{P_i}} &= \frac{2\kappa \sin 2\theta_{P_i} \cos 2\theta_{sv_r}}{\sin 2\theta_{P_i} \sin 2\theta_{sv_r} + \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_r}} \end{aligned} \quad (\text{II.32})$$

Plusieurs cas particuliers d'incidence des ondes s'imposent :

I. Incidence normale, i.e. $\theta_{P_i} = 0$, soit

$$\frac{A_{sv_r}}{A_{P_i}} = 0 \quad ; \quad \frac{A_{P_r}}{A_{P_i}} = -1 \quad (\text{II.33})$$

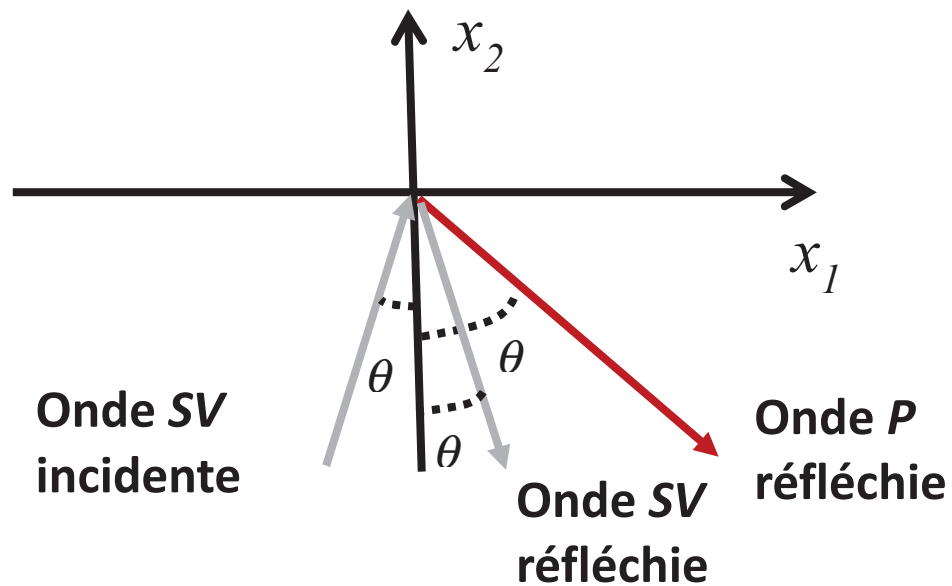
L'onde incidente est complètement réfléchiée en une onde P . La même remarque est valable pour $\theta_{P_i} = 90^\circ$

$$\text{II. Si } \sin 2\theta_{P_i} \sin 2\theta_{SV_r} = k^2 \cos^2 2\theta_{SV_r} \quad (\text{II.34})$$

L'onde P est totalement réfléchiée en une onde SV . Ce phénomène est appelé la conversion de mode.

3.5.3 Propagation des ondes SV :

De même que pour le cas de la propagation des ondes P , les ondes SV induisent deux déplacements l'un horizontal et l'autre vertical. Elles se réfléchissent doublement pour donner naissance à des ondes SV et P .



Le vecteur déplacement est composé de la somme de tous les mouvements induits

$$\vec{u} = \vec{u}_{sv_i} + \vec{u}_{sv_r} + \vec{u}_{p_r} \quad (\text{II.35})$$

Avec :

$$\vec{r}_{sv_i} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{sv_i} \\ \cos\theta_{sv_i} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{r}_{p_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_r} \\ -\cos\theta_{p_r} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{r}_{sv_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{sv_r} \\ -\cos\theta_{sv_r} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{II.36})$$

$$\vec{d}_{sv_i} = \begin{Bmatrix} -\cos\theta_{sv_i} \\ \sin\theta_{sv_i} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{d}_{p_r} = \begin{Bmatrix} \sin\theta_{p_r} \\ -\cos\theta_{p_r} \\ 0 \end{Bmatrix} ; \quad \vec{d}_{sv_r} = \begin{Bmatrix} \cos\theta_{sv_r} \\ \sin\theta_{sv_r} \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (\text{II.37})$$

L'équation (1.17) relative à la condition de surface libre conduit aux solutions suivantes :

$$k_{sv_i} = k_{sv_r} \quad ; \quad \theta_{sv_i} = \theta_{sv_r}$$

$$\frac{k_{sv_i}}{k_{p_r}} = \frac{v_p}{v_s} = \kappa \quad ; \quad \sin\theta_{sv_i} = \kappa^{-1} \sin\theta_{p_r} \quad (\text{II.38})$$

Les rapports des amplitudes sont donnés par :

$$\frac{A_{p_r}}{A_{sv_i}} = \frac{\kappa \sin 2\theta_{sv_i}}{\sin 2\theta_{sv_i} \sin 2\theta_{p_r} + \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_i}}$$

$$\frac{A_{sv_r}}{A_{sv_i}} = \frac{\sin 2\theta_{sv_i} \sin 2\theta_{p_r} - \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_r}}{\sin 2\theta_{sv_i} \sin 2\theta_{p_r} + \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_r}} \quad (\text{II.39})$$

L'équation (II.39) permet de tirer les remarques suivantes :

i. Si $\frac{A_{p_r}}{A_{sv_i}} = 0$ i.e.

L'onde incidente est réfléchiée en une onde SV seule.

ii. Si $\frac{A_{sv_r}}{A_{sv_i}} = 0$ i.e. $\sin 2\theta_{sv_i} \sin 2\theta_{p_r} = \kappa^2 \cos^2 2\theta_{sv_i}$

L'onde SV est totalement réfléchiée en une onde P .

Chapitre IV :

DEFINITION DE
L'EFFET
TOPOGRAPHIQUE

I. INTRODUCTION :

Lors d'un événement sismique, les ondes sont émises depuis le foyer et se propagent jusqu'à la surface à travers divers milieux. Le mouvement d'un site donné, est alors gouverné par trois facteurs principaux : la source, le trajet parcouru des ondes sismiques et les conditions géotechniques locales. Les deux premiers facteurs sont communément analysés à l'échelle régionale ; ils déterminent l'aléa régional. Le dernier facteur, lié aux conditions locales, détermine l'aléa local. L'existence et l'influence considérable de ce dernier facteur ont été observées en réalité. En fait, les enregistrements de quelques séismes récents ont montré que le mouvement du terrain dans certaines zones a été fortement amplifié de façon inattendue par rapport à celui d'autres zones. Il est aussi fréquemment observé, après un séisme destructif, une concentration de dégâts graves, parfois dramatiques, dans certaines zones alors que des dommages dans d'autres zones au voisinage sont beaucoup moins importants. Dans pratiquement tous les cas où l'inventaire des dégâts a pu être fait de façon suffisamment détaillée, on a constaté que la répartition des dégâts était généralement bien corrélée avec les conditions géotechniques et topographiques de surface de la zone considérée.

Un exemple connu qui fait preuve de ces observations est le cas du séisme de Mochoacan (Mexique) en 1985. Après ce séisme, les dégâts des bâtiments dans le bassin sédimentaire de Mexico City étaient considérablement plus graves que ceux des bâtiments sur les rochers affleurant le bassin. Des enregistrements par instruments ont montré que le mouvement à l'intérieur de Mexico City a été notablement amplifié en comparaison avec celui à l'extérieur de la ville. Une autre preuve est le cas du séisme de Lima (Pérou) en 1974, pendant ce séisme, les accélérogrammes enregistrés en deux sites de distances épacentrales très proches, ont montré des dissimilitudes prononcées. Le premier site, dans le centre de Lima, a éprouvé seulement des secousses mineures. Le second site, situé sur le bassin sédimentaire de La Molina, a été soumis à des secousses graves pendant le même séisme.

II. DEFINITION DES EFFETS DE SITE :

On appelle effet de site les modifications du mouvement sismique en surface dues aux conditions géotechniques et topographiques locales d'un site donné par rapport au mouvement observé sur un site voisin correspondant à des conditions de référence (affleurement rocheux suivant une surface horizontale au voisinage du site étudié). Les rapports des amplitudes spectrales de différents sites (au sommet de la colline et à l'intérieur du bassin sédimentaire) à celui de référence « Figure (III.1) », illustre cette définition.

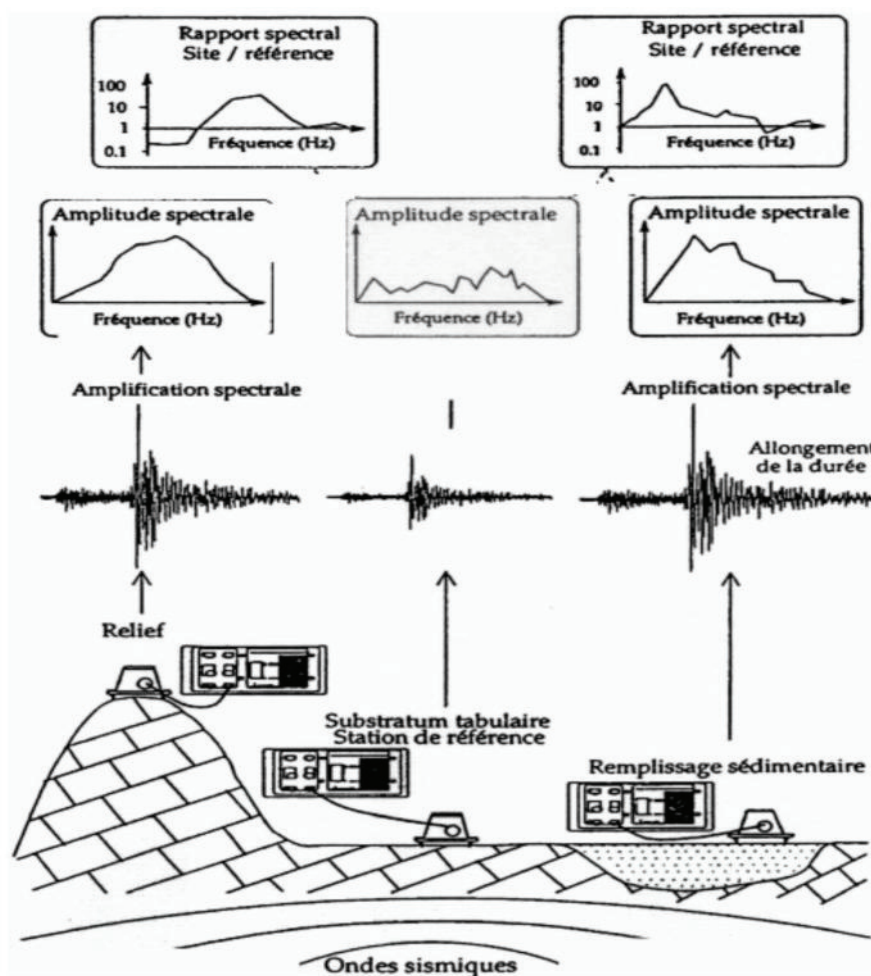


Figure (III.1) - Définition de l'effet de site (extrait de Duval, 2003).

Sur la figure (III.2) sont représentées quatre configurations typiques pour lesquelles différentes formes d'effets de site peuvent se manifester. Les cas (a), (b) et (c) sont caractérisés par le contraste de raideur (ou l'impédance) entre un rocher et un sol

relativement mou. L'influence de la variation latérale du substratum sous-jacent est aussi présente dans le cas (b). Le cas (d) correspond à l'effet de site dû à la topographie en surface.

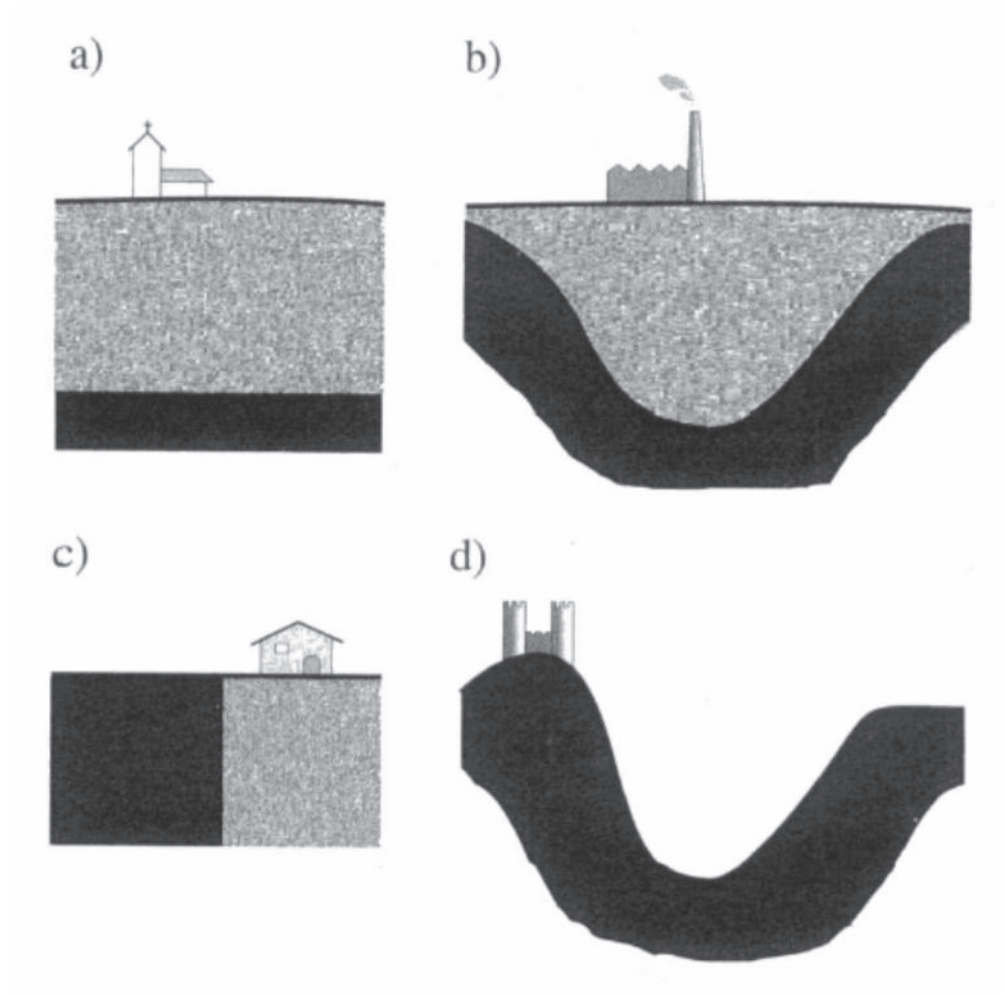


Figure (III.2) - Quatre configurations souvent à l'origine des effets de site.

(a). Stratigraphie horizontale.

(b) Relief souterrain : bassin, vallée sédimentaire. (c) Discontinuité latérale. (d)

Topographie : colline, vallée, pente.

Le cas (a) est rencontré très fréquemment dans les zones consacrées à l'urbanisation et à l'aménagement industriel. C'est le cas le plus simple, car il peut se prêter à des modélisations unidimensionnelles pour des ondes à propagation verticale. Dans ce cas la connaissance précise des caractéristiques géométriques et mécaniques des différentes couches de sol est assez facilement acquise, puisqu'elle ne nécessite que des reconnaissances géotechniques limitées. Par ailleurs, l'hypothèse d'un champ d'ondes incident à propagation verticale constitue une hypothèse habituelle pour la

définition du mouvement sismique. Le cas (a) est ainsi le cas le plus étudié et appliqué dans la pratique. Relatifs à des structures géotechniques complexes, les cas (b), (c) et (d) font intervenir des effets bi ou tridimensionnels. La réponse sismique du site, dans ces cas, devient très compliquée par rapport à celle du cas (a). La prévision du mouvement sismique du terrain, dans ces cas, pose de vraies difficultés sur le plan théorique mais aussi sur le plan expérimental. En effet, la méthode théorique ou numérique utilisée pour la prévision doit être suffisamment robuste afin de tenir compte, d'une part, de la diffraction et de l'interférence des ondes et, d'autre part, du caractère ouvert de l'espace semi-infini. L'acquisition des données géotechniques nécessite aussi de nombreuses reconnaissances avancées. Vu la complexité et la difficulté du problème, l'étude des effets de site de ces trois derniers cas est jusqu'à présent réservée à des opérations à caractère de recherche et à quelques grands projets (ouvrages exceptionnels ou site de grandes zones urbaines).

III. DEFINITION DES EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUE :

Dans le présent travail, nous nous intéresserons à l'effet de site topographique. Ce dernier, est un phénomène lié directement à la nature topographique du sol, souvent traduite par une géométrie irrégulière de la surface du sol. En effet, cette surface représente un obstacle devant l'onde qui se propage. Sa trajectoire est alors modifiée, l'onde est ainsi réfléchi et réfractée.

Les effets de site topographiques dépendent de la nature de la topographie. La figure (III.3) représente les trois configurations de base de la topographie d'un sol.

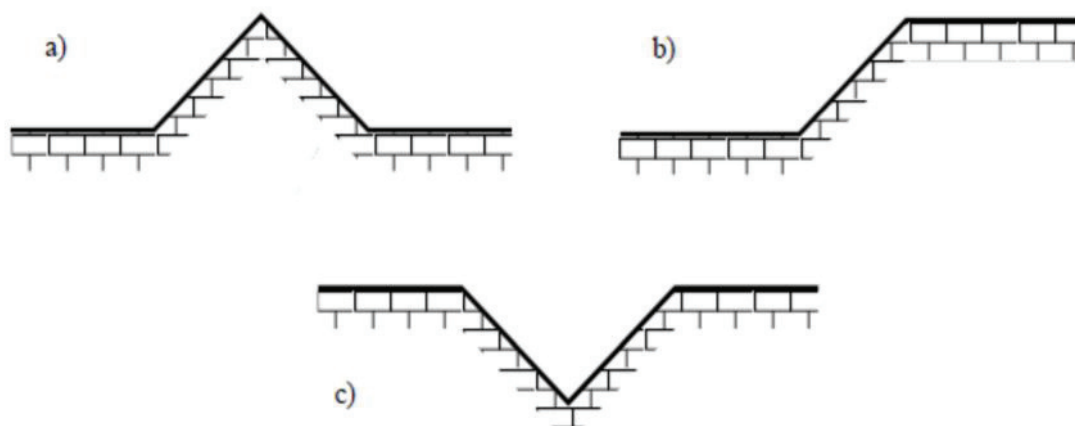


Figure (III.3) : Trois configurations de base à l'origine des effets de site topographiques. (a) Colline, (b) Pente, (c) Vallée.

Les enregistrements des mouvements forts de quelques séismes récents révèlent l'amplification importante du mouvement sismique due à l'effet de site topographique. Ce phénomène est bien identifié à nos jours. En effet, on a souvent signalé que les immeubles situés au sommet des falaises, des collines ou des montagnes subissent des dommages beaucoup plus intenses que ceux situés à la base après séisme. Par exemple, le séisme de Tokachi (Japon) en 1968 a produit des dommages considérables aux bâtiments près du bord d'une falaise, alors que des bâtiments situés à une certaine distance du bord ne présentaient aucun dommage. Un séisme récent, à Kozani (Grèce) en 1995, des villages construits sur des collines ont été gravement endommagés.

IV. METHODES D'EVALUATION DES EFFETS DE SITE :

Il y a deux méthodes fondamentales afin d'estimer les effets de site : (1) méthodes expérimentales, (2) méthodes analytiques et numériques. La première approche est indispensable pour une meilleure compréhension des effets de site, qui ne sont pas jusqu'à présent complètement compris. La deuxième approche a aussi un rôle primordial, non seulement pour la compréhension, mais aussi pour la capacité de prévision des effets de site.

IV.1 Méthodes expérimentales :

En général, l'étude expérimentale des effets de site établit les formules ou relations empiriques qui permettent de calculer la valeur de certains paramètres du mouvement (intensité sismique, coefficient d'amplification, spectre de réponse) à partir des caractéristiques géologique, géotechniques ou géométrique des terrains du site. Ces relations empiriques, dérivées d'un jeu de données d'un site particulier ou les observations macrosismiques et les informations sur les conditions géologique locales sont disponibles, sont appliquées à d'autres sites ou seulement la géologie locale est connue. Ces relations sont particulièrement utiles pour la première estimation des effets de site et le pré-dimensionnement des structures ou des ouvrages.

L'inconvénient majeurs de ces techniques et leur aspect forfaitaire ; ces méthodes restent souvent pas très précises dans l'évaluation de l'effet topographique. Nous citons l'exemple du coefficient d'amplification topographique (recommandation AFPS 90/5.3.3) donné à partir d'études expérimentales, comme représentée sur la figure (III.4). Ce coefficient est en fonction uniquement de la géométrie du sol.

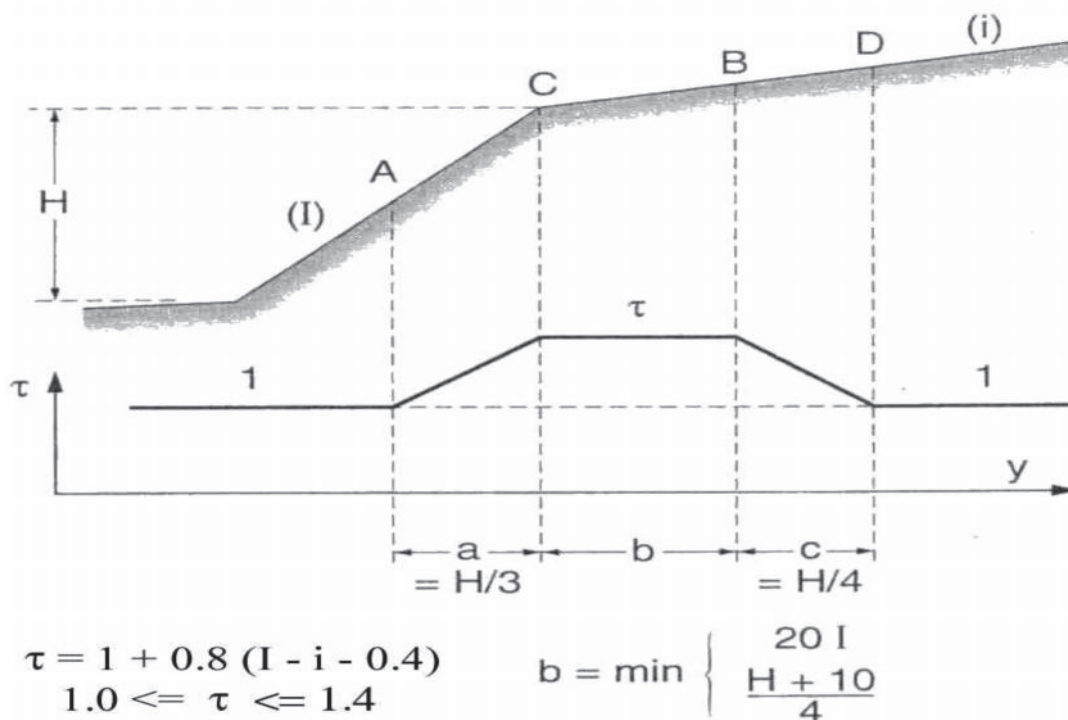


Figure (III.4) - Variation du coefficient d'amplification suivant la topographie du site.

IV.2 Méthodes théoriques :

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

1. Modèles analytiques unidimensionnels intègrent une représentation stratigraphique du sous-sol ; ils ne sont donc valables qu'à l'échelle très locale d'un ouvrage isolé ou dans le cas des bassines alluvionnaires très peu encaissés. De par leur simplicité de mise en œuvre et d'application, ils sont fréquemment utilisés en génie parasismique ou sismologie. L'analyse unidimensionnelle est également la base des normes parasismiques pour la prise en compte de l'influence de l'hétérogénéité verticale du sol sur le mouvement sismique de surface.
2. Modèles analytiques bi- ou tridimensionnels sont utilisés quand l'hétérogénéité latérale n'est pas négligeable. Le problème, dans ces cas,

devient nettement compliqué par rapport au problème unidimensionnel, car de nouveaux phénomènes physiques apparaissent. Comme le problème est compliqué, il n'existe pas beaucoup de solutions analytiques.

3. Modèles numériques sont caractérisées par la discrétisation du sol. On peut distinguer deux approches principales : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. La méthode de différences finies a été utilisée par Boore et al. [1981] pour le cas d'une pente. La méthode des éléments finis a aussi été employée pour étudier des effets de site [Castellani et al. 1982], [Lysmer et drake, 1972]. Elle est particulièrement adaptée pour des problèmes faisant intervenir des domaines à comportement inélastique, non-linéaire et hétérogène.

V. PARAMETRES INFLUENCANTS LE PHENOMENE :

L'effet de site topographique induit la modification de l'intensité et du contenu fréquentiel de la réponse sismique. Ces modifications constatées dans les mouvements ne sont pas dues uniquement aux conditions locales du site. En réalité d'autres causes liées à l'excitation sismique peuvent aussi jouer leur rôle. Nous distinguons :

- ❖ Type d'onde sismique (SH, SV ou P).
- ❖ Angle d'incidence de l'onde sismique (verticale ou inclinée).
- ❖ Contenu fréquentiel du mouvement sismique.
- ❖ Les conditions géotechniques du site et le relief lui-même.

Chapitre V :

ETUDE

PARAMETRIQUE

I. INTRODUCTION :

Le présent chapitre est une étude paramétrique de la réponse sismique du sol sous l'effet de la pente, L'analyse est effectuée par le programme de calcul universel « FLUSH » qui utilise les éléments finis 2D pour calculer les réponses en champ libre, ainsi que les réponses en tous points du milieu discrétisé en éléments finis.

Dans notre cas « présence d'une pente », On va calculer les réponses en trois parties :

- En surface supérieure.
- En surface inférieure.
- En pente.

II. PRESENTATION DU MODELE :

Dans cette étude, On considère une monocouche de sol homogène « **Figure 3.1** » surmontant un substratum rocheux. Le sol est tronqué à une frontière artificielle qui va transmettre toutes les ondes en dehors du modèle finis « Frontières absorbants ».

Le mouvement sismique est généré par une onde SH de propagation verticale. On examine l'influence de l'inclinaison de la pente « θ » sur la réponse sismique en surface.

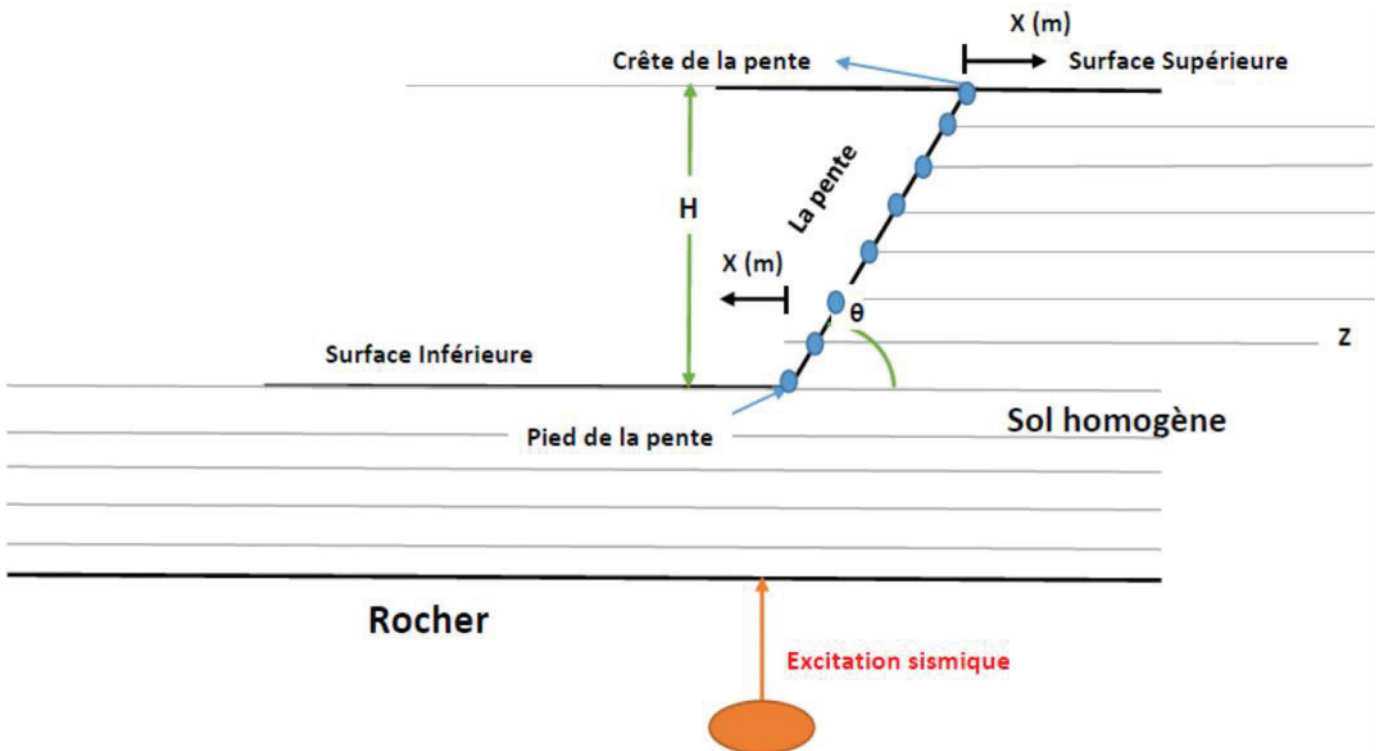


Figure (III.1) : - Modèle de sol en pente.

III. SIGNAL AU ROCHER-REPONSE EN CHAMP LIBRE :

L'excitation sismique au rocher est représentée en figure (IV.2a), la réponse en champs libre en figure (IV.2b).

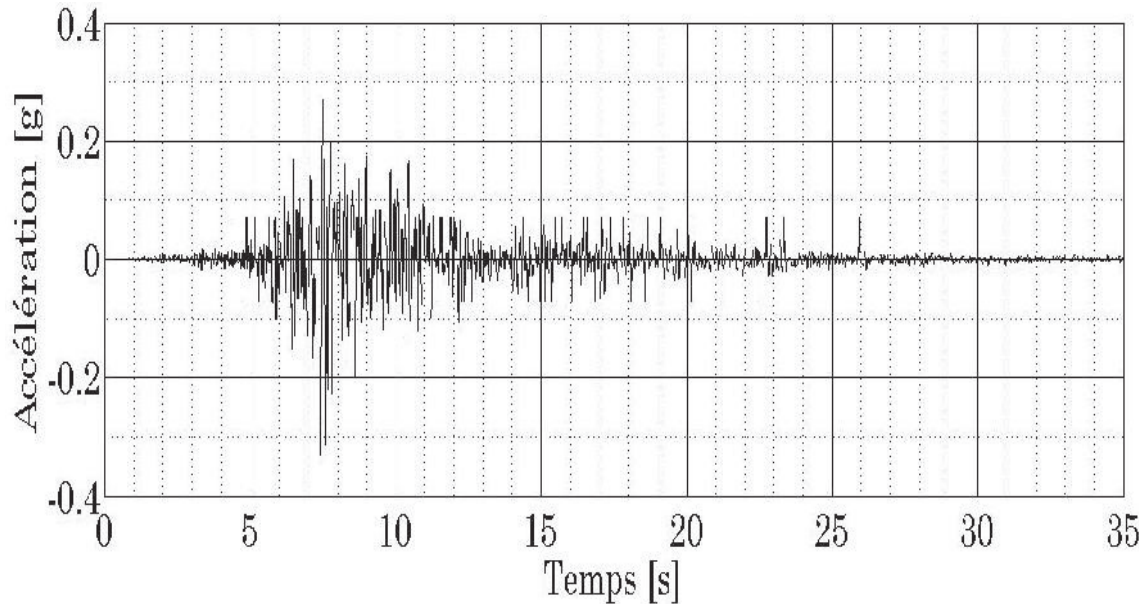


Figure (IV.2a) : Accélérogramme de l'excitation sismique au rocher « Séisme de KEDDARA ».

On remarque que pour le rocher, on a une accélération maximum d'excitation de 0,3g. Cependant en champ libre, l'accélération est amplifiée et atteint 0,4g.

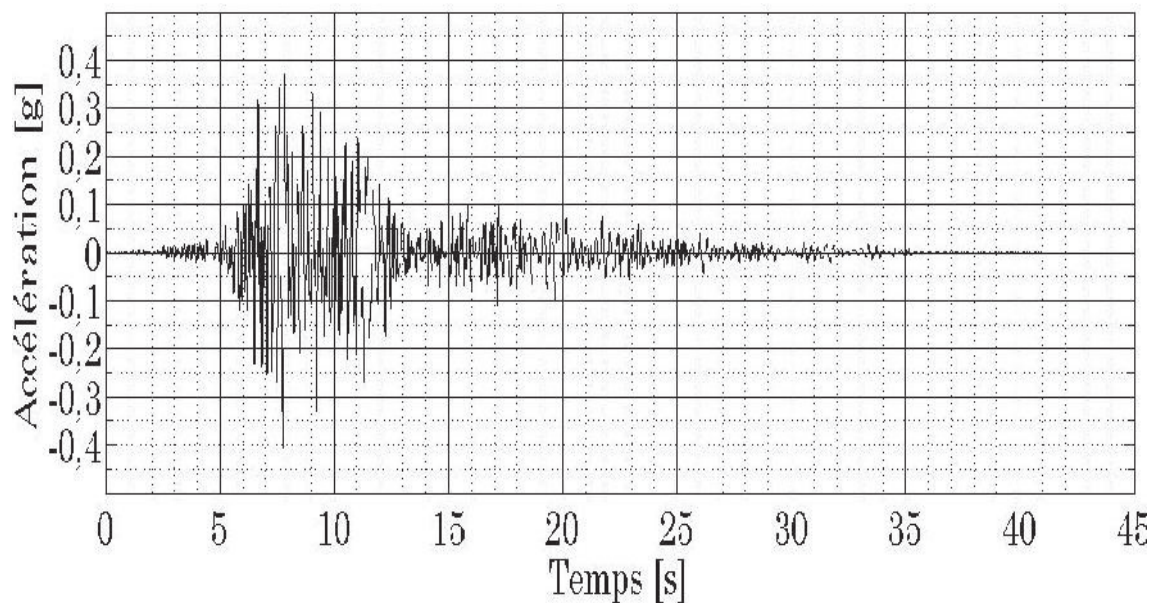


Figure (IV.2b) : Accélérogramme de la réponse sismique en champs libre.

IV. EFFETS DE L'ANGLE D'INCLINAISON « Θ » :

On considère une couche de sol de hauteur $Z = 20$ m, avec une vitesse de propagation de l'onde SH, $V_S = 250$ m/s et un amortissement $\xi = 7\%$.

On fait varier la pente θ du milieu de 20° , 30° , 45° , 60° , 75° , Les résultats sont représentés sur les figures (IV.3), (IV.4), et (IV.5)

- En surface supérieure « champ libre » :

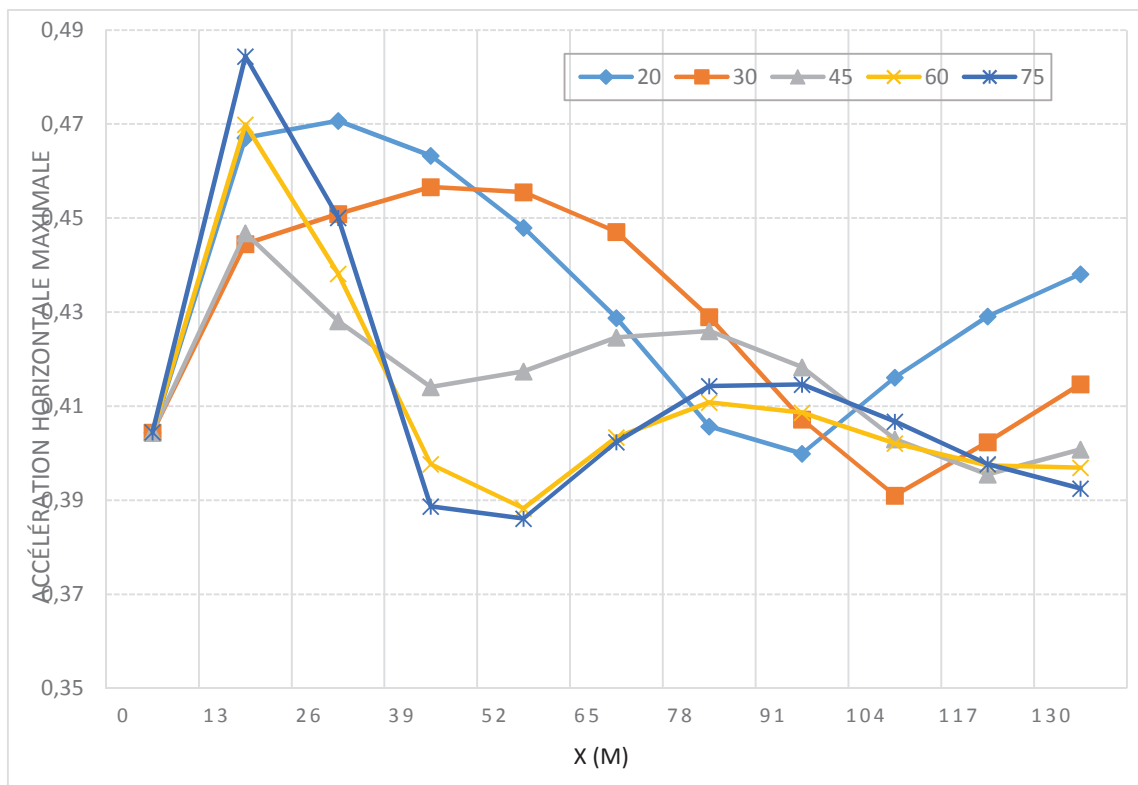


Figure (IV.3) : - Accélération horizontale maximale sur la surface supérieure à partir de la crête.

Pour des angles raides 75° , 60° , 45° le mouvement maximum est atteint très proche de la crête. Il enregistre un pic au environ de 20m à partir de la crête. Ce mouvement s'atténue par la suite et se stabilise autour de la réponse en champs libre (environ 0.4g), à partir de 100m de la crête. Cependant pour des angles faibles de 20° et 30° les réponses maximales se produisent plus loin de la crête.

- En surface inférieure (pied de la pente) :

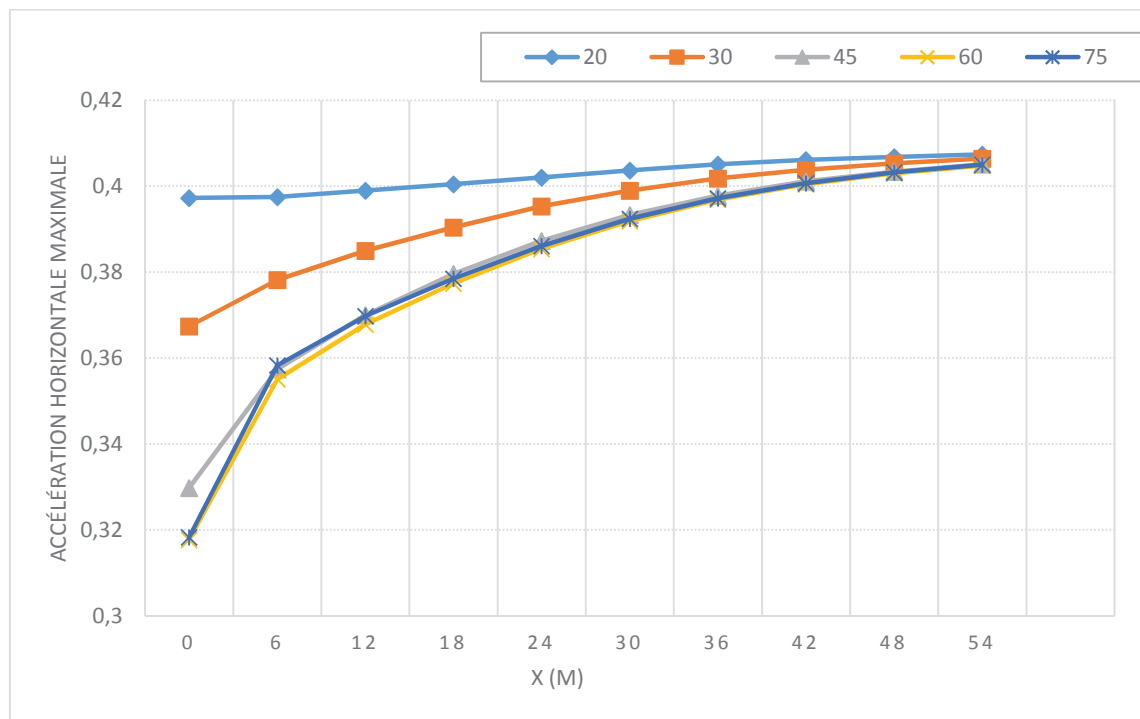


Figure (IV.4): - Accélération horizontale maximale sur la surface inférieure « à partir du pied de la pente ».

A partir de 50m environ, le mouvement en champ libre (environ 0.4g) est atteint pour les différents angles de la pente.

Pour des angles raides 75°, 60°, 45° le mouvement au pied de la pente est inférieur à celui en champ libre. Cependant pour des angles faibles de 20° et 30°, les réponses maximales avoisinent la réponse en champ libre (0.4g).

- En pente :

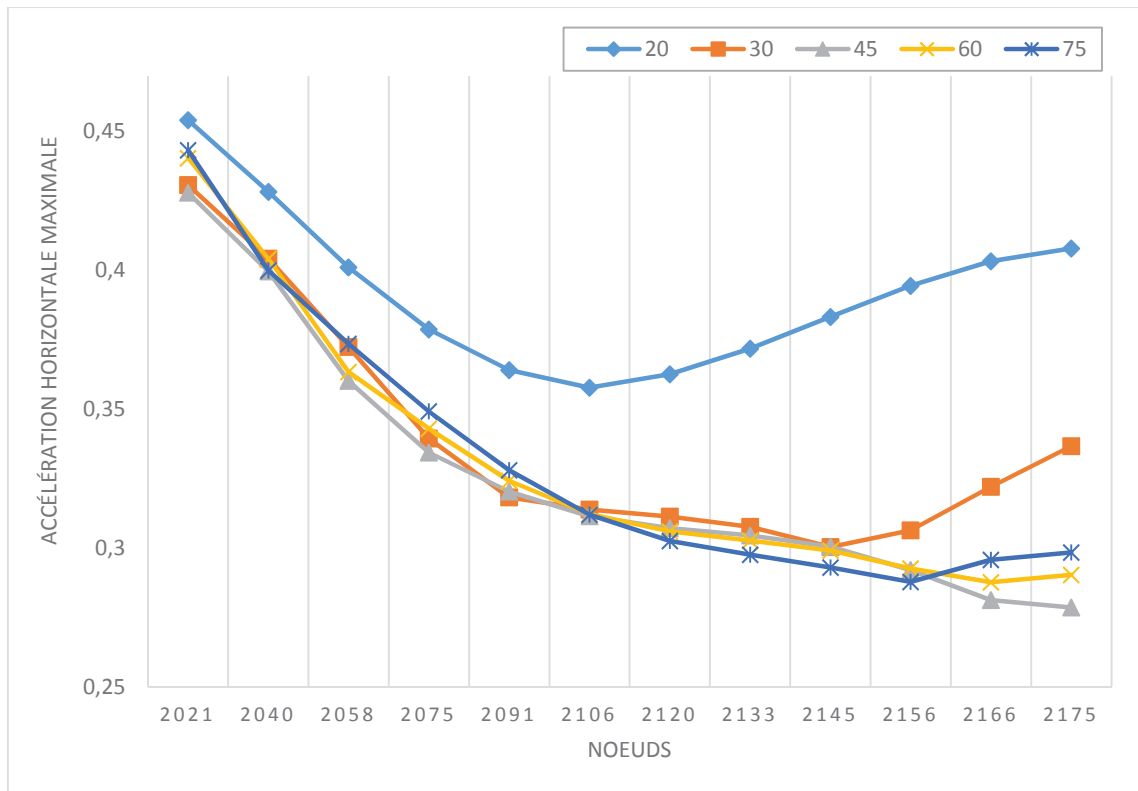


Figure (IV.5) : - Accélération horizontale maximale le long de la pente.

Le long de la pente, nous constatons que toutes les courbes se superposent pour les angles allant de 30° à 75°. L'accélération horizontale maximale est quasiment inférieure au mouvement en champ libre le long de la pente.

V. CONCLUSION :

Les résultats de l'étude paramétrique menée indiquent que l'effet topographique amplifie le mouvement en crête pour des angles supérieurs. Ceci concorde parfaitement avec la revue bibliographique. Aussi et surtout, ceci rejoint et explique parfaitement les observations faites lors des séismes, où des dégâts sont observés sur des structures construites proches des sommets de falaises, collines, talus....



**CONCLUSION
GENERALE ET
RECOMMANDATIONS**


Conclusion Générale et Recommandations

Ce mémoire de Master présente un premier pas dans le domaine de la recherche scientifique. Nous avons étudié un volet de l'effet de site topographique sous excitation sismique. Pour cela, nous avons utilisé plusieurs notions fondamentales, il s'agit de notions de Dynamique des Sols, des Eléments Finis et de Programmation.

L'effet de site topographique indique une amplification du mouvement en crête comparé au mouvement en champs libre, essentiellement pour des angles élevés de la pente. Le mouvement en champ libre est récupéré plus loin pour se stabiliser. Cette amplification explique pourquoi les structures construites proches du sommet des falaises, collines... subissent de grands dégâts lors des séismes. Cependant au pied des pentes, le phénomène est inversé. En effet, le mouvement en champ libre est atténué.

Ce travail reste néanmoins insuffisant, nous pouvons toutefois traiter d'autres facteurs influençant du phénomène, pour des travaux futures, tels que :

1. La nature du sol.
2. La hauteur du profil
3. Le contenu fréquentiel du signal d'excitation.



REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques:

[1] **A. Ashford, N.Sitar, J.Lysmer, and Nan Deng.** (1997), Topographic Effects on the Seismic Response of Steep Slopes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 87, No. 3, pp. 701-709.

[2] **A.Messaoudi, N.Laouami N.Mezouer,** (2011), Effet de la topographie des pentes sur les réponses sismiques, 8^{ème} colloque National AFPS 2011 - Ecole des Ponts ParisTech, Paris, France.

[3] **Boore, D., Harmsen, S., et Harding, S** (1981). Wave scattering from a steep change in surface topography. Bull. Seism. Soc. Am, 71 :117-125.

[4] **Castellani, A. Peano, A., et Sardella, L.** (1982). On analytical and numerical techniques for seismic analysis of topographic irregularities. In Proc. European Conf. Earthquake. Eng., 7th, pages 415-423, Athens, Greece.

[5] **D.Assimaki, G. Gazetas.,** (2005), Soil and Topographic Amplification on canyon banks and the 1999 ATHENS Earthquake, Journal of Earthquake Engineering, Vol. 8, No.1 (2004) 1-43.

[6] **D.Assimaki, A.Pecker, R.Popescu, J.Prevost.,** (2009), Effects of Spatial Variability Of Soil Properties On Surface Ground Motion, Journal of Earthquake Engineering, Vol. 7, Special Issue 1 (2003) 1-44.

[7] **Duval, A.-M.** (2003). Utilisation de la méthode du bruit de fond. In Risques sismiques : aléa et vulnérabilité à différentes échelles, pages 37-62, Laboratoire Centrale des ponts et chaussées, Paris, France.

[8] **G.D.Bouckovalas, A.G.Papadimitriou.**, (2004), Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25 (2005) 547-558.

[9] **K.H.Nguyen.**, (2005), Etude des effets de site dus aux conditions topographiques et géotechniques par une méthode hybride éléments finis/éléments frontières, Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France.

[10] **K.H.Nguyen, B.Gatmiri.**, (2007), Evaluation of Seismic Ground Motion Induced by Topographic Irregularity, *Soil Dynamics Engineering* 27 (2007) 183-188.

[11] **L.Geli, P.Y.Bard et B.Jullien.**, (1988), The Effect of Topography on Earthquake Ground Motion: a review and new results, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 1, pp. 42-63.

[12] **Lysmer, J. et Drake, L.** (1972). A finite element method for seismology. In *Methods of Computational Physics, II*. Academic Press, New York, USA.

[13] **T.Ohashi, M.Sugito.**, (2010), Slope Safety Assessment Focusing On Earthquake Motion Amplification In Filling Valleys, 14th European Conference on Earthquake Engineering (ECEE), Macédoine.

[14] **Pecker A.**, (1984). 'Dynamique des sols', Presse de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. Paris, France.

[15] **Y. Mehiaoui.**, (2014) Cours de Dynamique des Sols Ecole Nationale Supérieure des Travaux Publics, Alger, Algérie.