

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA

**FACULTE DE TECHNOLOGIE
DEPARTEMENT DE GENIE CIVIL
N°**



**DOMAINE : SCIENCE ET TECHNIQUE
FILIERE : GENIE CIVIL
OPTION : GEOTECHNIQUE**

Mémoire Présente Pour L'obtention

Du diplôme de Master Académique

Par : AHMED YASSINE

THEME

**ÉTABLISSEMENT D'UN SPECTRE DE CALCUL
POUR LA RÉGION DE BOUMERDES**

Le : 01/06/2017

Soutenu devant le jury composé de :

**Mr. Boulaouad . A
Mr. Titoum .M
Mme. Bakir .N**

Université de M'sila M.C.A
Université de M'sila M.C.A
Université de M'sila M.A.A

Encadreur
Président
Examineur

Année Universitaire : 2016/2017.

REMERCIEMENT

Nous remercions Dieu, le tout puissant, pour nous avoir donné, le courage, la patience, la volonté et la force nécessaires, pour affronter toutes les difficultés et les obstacles, qui se sont hissés au travers de notre chemin, durant toutes nos années d'études.

Nous exprimons nos remerciements à notre prometteur Monsieur BOVLAOVAD ABDERRACHID pour l'assistance qu'il nous a témoignée tout au long de ce travail, qu'il trouve ici l'expression de notre gratitude pour ses conseils.

Nos remerciements les ingénieurs BERRA IBRAHIM ET AHMED ZIN EDDIN

Sans oublier tous ceux qui nous ont aidés de près ou de loin.

SOMMAIRE

RESUME

REMERCIEMENT

DEDICACE

INDEX DES SYMBOLES ET NOTATION

INTRODUCTION-PROBLEMATIQUE

RECHERCHE BIBLIOGRAPHIQUE

Chapitre 1 : GENERALITES SUR LES SEISMES

I.1. INTRODUCTION	3
I.2 Naissance du séisme :	3
I.2.1 Approche de la théorie de la tectonique des plaques :	4
I.2.1.1 La structure interne de la terre :	4
I.2.1.2 Qu'est-ce qu'une plaque ?	7
I.2.1.3 Les mouvements des plaques :	8
I.2.2 Approche de la théorie d'élasticité :	10
I.3 Faille :	11
I.3.1 Classification des failles :	11
I.4 Les différents types des séismes :	12
I.5 Les ondes sismiques :	12
I .5.1 Les ondes de volume :	13
I .5.2 Les ondes de surface	13
I.6 Mesure de l'importance d'un séisme :	14
I.6.1 Intensité :	15
I.6.2 Magnitude :	16
I.6.3 Les différents types de magnitude :	16
I.6.4 Relation entre la magnitude et l'énergie émise :	17
I.6.5 Relation entre l'intensité et la magnitude :	17
I .7 Détermination de l'épicentre :	18
I.7.1 Détermination de l'épicentre par la méthode des cercles :	18
I.7.2 Détermination de l'épicentre par les méthodes des hyperboles :	20
I.7.3 Détermination de l'épicentre par la méthode actuelles :	20
I.8 Epicentre macrosismique, isoséiste et pleistoseistes :	21
I.9 Cartes isoseistes :	22
I.10 Mouvement à la surface du sol :	22
I.11 Conclusion :	24

Chapitre II : NOTION DE DYNAMIQUE DES STRUCTURES

II.1 Introduction :	25
II.2 Oscillation (modes de vibrations) des structures-spectre de réponse :	25
II.2.1 Nature des structures :	26
a) structures parfaitement raides (la période $T = 0$) :	26
b) structures parfaitement souples ($T = \infty$) :	26
II.2.2 Oscillations des structures :	27
II.3 Détermination des spectres de réponse :	30
II.4 Utilisation des spectres de réponse :	31
II.4.1 Utilisation d'un spectre de déplacement :	32
II.4.2 Utilisation d'un spectre d'accélération:	32
II.5 Spectre de calcul :	32
II.6 paramètres du mouvement sismique :	33
II.7 Classification des sites :	35
II.8 Influence du sol sur le spectre de réponse :	35
II.9 Influence des différents paramètres sur le comportement d'un ouvrage sous séisme :	36
II.9.1 Augmentation de la période :	36
II.9.2 Augmentation de l'amortissement :	38
II.10 Prise en compte de l'interaction sol-structure :	38
II.11 Démarche de la protection sismique :	39
II.11.1 Quelle est l'importance du risque ?	39
II.11.2 Qu'est-ce que la construction parasismique ?	39
II.12 Conclusion :	40

Chapitre III : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

LES SEISMES EN ALGERIE	41
III.1 Introduction :	41
III.2 Sismicité Historique	41
III.3 Alea sismique de l'Algérie	43
III.4 Cadre sismotectonique régional :	44
III.5 Cartes des intensités maximales observées (IMO) :	46

LES SEISMES EN BOUMERDES	47
III.6 Situation administratif de la région étudiée.....	47
III.7 Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003.....	48
III.7 Compilation Sismotectonique :	51
III.7.1 Généralités :	51
III.7.2 Les failles actives du BOUMERDES :	51
- Faille de Zemmouri –Boumerdes	51
III.8 les sources sismiques de la région de Boumerdes.....	53
III.8.1 Définition des sources sismiques :	53
III.8.1.1 Les failles :	53
III.8.1.2 Les zones sources :	53
III.8.1.3 Les points sources :	53
III.8.2 Identification des sources sismiques dans la région de Boumerdes :	53

Chapitre IV : CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

IV.1 Les données numérique.....	54
IV.1.1 les structures	54
IV.1.1.1 les poteaux	54
VI.1.1.2 Les poutres.....	55
VI.1.2 l'accélérogramme de Boumerdes	56
VI.2 les calculs :	57
VI.2.1 spectre de calculé et spectre moyen :	57
VI.2.1 spectre de dimensionnement (ou de calcul)	59
VI.3 Conclusion :	59

CONCLUSION GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXE

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1 : GENERALITES SUR LES SEISMES

<i>Figure I.1 : Composantes de l'action sismique.</i>	3
<i>Figure I.2 : Caractéristique principales d'un séisme.</i>	3
<i>Figure I.3 : Structure interne et composition de la Terre.</i>	4
<i>Figure I.4 : Variation de la densité et des vitesses des ondes sismiques dans le globe terrestre.</i>	6
<i>Figure I.5 : Planisphère montrant les six grandes plaques.</i>	7
<i>Figure I.6 : La tectonique des plaques.</i>	8
<i>Figure I.7 : Types fondamentaux de mouvements des plaques lithosphériques.</i>	8
<i>Figure I.8 : Courant de convection.</i>	9
<i>Figure I.9 : Naissance du séisme.</i>	11
<i>Figure I.10 : Les différents types élémentaires de faille.</i>	12
<i>Figure I.11 : Ondes sismiques.</i>	13
<i>Figure I.12 : Mouvement des particules.</i>	14
<i>Figure I.13 : Détermination graphique de l'épicentre.</i>	19
<i>Figure I.14 : Séismogramme typique d'un séisme lointain.</i>	19
<i>Figure I.15 : Graphe de dépendance entre l'intervalle des temps d'arrivées des ondes P et S et la distance au foyer.</i>	20
<i>Figure I.16 : Effet de la profondeur du foyer sur l'intensité du séisme.</i>	21
<i>Figure I.17 : Foyer sismique, zone épacentrale et isoséistes d'un séisme normal.</i>	21

Chapitre II : NOTION DE DYNAMIQUE DES STRUCTURES

<i>Figure II. 1 : Accélération du sol et réponse de la structure.</i>	26
<i>Figure II. 2 : Réponses des structures</i>	27
<i>Figure II. 3 : Oscillateur simple.</i>	27
<i>Figure II. 4 : Construction d'un spectre de déplacement</i>	31
<i>Figure II. 5 : spectres de calcul.</i>	33
<i>Figure II. 6 : Accélérogramme de Lake Hughes (Northridge 1994).</i>	37
<i>Figure II. 7 : Influence de la période sur la réponse de l'oscillateur.</i>	37
<i>Figure II. 8 : Influence de l'amortissement sur la réponse de l'oscillateur.</i>	38

Chapitre III : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

<i>Figure III. 1 : Carte sismique de l'Algérie .</i>	42
<i>Figure III. 2 : Carte de l'Aléa sismique de l'Algérie .</i>	43
<i>Figure III. 3 : Convergences entre les plaques Africaine et Eurasienne.</i>	45
<i>Figure III. 4 : La limite des plaques Africaine et Eurasienne entre les Açores et la Sicile.</i>	45
<i>Figure III. 5 : Carte des Intensité Maximales Observées en Algérie de 1716 à 2001.</i>	46
<i>Figure III. 6: Cadre administratif de la région de Boumerdes.</i>	48
<i>Figure III. 7: Carte des dommages des bâtiments de la Wilaya de Boumerdes contenant trois communes de l'est d'Alger occasionnés par le séisme de Boumerdes 2003 basée sur les nombres des bâtiments</i>	50
<i>Figure III. 8 : Carte des dommages des bâtiments de la Wilaya de Boumerdes contenant trois communes de l'est d'Alger occasionnés par le séisme de Boumerdes 2003 basée sur les nombres des bâtiments</i>	50
<i>Figure III. 9 :données de sismique réflexion de la campagne Maradja montrant les dépôts quaternaires basculés parle déplacement le long de la faille au large de Boumerdes</i>	52

Chapitre IV : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

<i>Figure IV. 1 : L'accélérogramme de Boumerdes</i>	56
<i>Figure IV. 2 : L'accélérogramme de Kadara 01.</i>	56
<i>Figure IV. 3 : L'accélérogrammes de Kadara 02.</i>	56
<i>Figure IV. 4: Spectre (S_a ; S_d) Boumerdes.</i>	57
<i>Figure IV. 5: Spectre (S_a ; S_d) Kadara 01</i>	58
<i>Figure IV. 6: Spectre (S_a ; S_d) Kadara 02.</i>	58
<i>Figure IV. 7 : Spectre (S_a ; S_d) moyen</i>	58
<i>Figure IV. 8: Spectre de dimensionnement.</i>	59

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre III : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

<i>Tableau III. 1 : Principaux séismes d'Algérie (13652003).....</i>	<i>42</i>
<i>Tableau III. 2 : Nombre des bâtiments endommagés enquêtés de la Wilaya d'Alger lors du séisme de Boumerdes</i>	<i>49</i>
<i>Tableau III. 3: Nombre des bâtiments endommagés enquêtés de la Wilaya d'Alger lors du séisme de Boumerdes (un extrait).</i>	<i>49</i>

Chapitre IV : CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

<i>Tableau IV. 1 : Tableau de ferrailage pour les poteaux.</i>	<i>54</i>
<i>Tableau IV. 2 : Tableau de ferrailage pour les poutres</i>	<i>55</i>
<i>Tableau IV. 3 : Accélération spectral (S_a).</i>	<i>57</i>
<i>Tableau IV. 4 : Déplacement spectral (S_d).</i>	<i>57</i>

ملخص

إن طيف التجاوب الحسابي الذي تعرضها القوانين الجزائرية المضادة للزلازل، هو وحيد وشامل لكل القطر. ولكن المشروع الذي يطمح إلى إعداد طيف مناسب لكل منطقة ليس مستحيلا.

تناولنا الموضوع في هذه الدراسة برسم طيف خاص بمنطقة بومرداس باستعمال التسجيلات الزلزالية الحقيقية المتوفرة. ويمكن تكميل النقص الموجود في التسجيلات المحلية بتسجيلات اصطناعية مهيأة بواسطة الحاسوب. وقد تم التطبيق العددي على أمثلة بسيطة.

الكلمات المفتاحية : زلزال، تسارع الأرضية ، الاستجابة الزلزالية، طيف الاستجابة

Résumé

Le spectre de calcul réglementaire tel que présenté par les Règles Parasismiques Algériennes est unique pour tout le territoire Algérien.

Le projet ambitieux d'un spectre spécifique de chaque région n'est pas impossible. Dans cette étude, nous avons abordé le sujet par la construction du spectre propre à la région de Boumerdes sur la base des séismes réels disponibles. Le déficit en enregistrements sismiques locaux peut être pallié par des accélérogrammes artificiels simulés numériquement. Les applications ont été faites sur des cas numériques simples.

Mots clefs : Séisme, accélérogramme, réponse sismique , spectre de réponse

Abstract

The design Spectrum given by the Algerian seismic code (R.P.A.) is unique for the whole Algerian territory.

The ambitious project of a specific spectrum for each region is not impossible. In this study, we have treated this subject by the construction of a spectrum characteristic of Boumerdes region on the basis of the available real earthquakes. The deficiency in local seismic records may be completed by the numerical simulation of artificial earthquakes. Applications were made on simple numerical cases.

Keys words: Earthquake, accelerogam, seismic response, spectrum response

Index des symboles et notation

Notation	Définition
Ac	Activité des sols
C _p	Potentiel d'affaissement
C _u	Coefficient d'uniformité
C _c	Coefficient de courbure
C _{pn}	Potentiel d'affaissement du sol non traité
C _{pt}	Potentiel d'affaissement du sol traité
D _r	Densité relative
D _x	Diamètre à travers lequel passe x% du sol
e	Indice des vides
e'	Charge d'un électron ($1.6 \cdot 10^{-19}$ C)
e ₀	Indice des vides initial
e ₁	Indice des vides au début de saturation
e ₂	Indice des vides à fin de saturation
e _L	Indice des vides à la limite de liquidité
E _c	Nombre de coups
Δe _c	Variation de l'indice des vides à l'état inondé
ES	Equivalent de sable
g	Accélération de la pesanteur
G _s	Densité spécifique
h	Hauteur de chute
h _c	Hauteur d'ascension capillaire
hr	Humidité relative
H _c	Variation de la hauteur après mouillage
H ₀	Hauteur initiale de l'échantillon
I _c	Indice de consistance
I _D	Indice de densité
I _L	Indice de liquidité
I _p	Indice de plasticité
I _w	Indice de maniabilité
K	Coefficient d'affaissement
K _b	Constante de Boltzmann
m	Masse du mouton
M	Masse molaire de l'eau
M ₀	Masse de pycnomètre
M ₁	Masse de pycnomètre + grains solides
M ₂	Masse de pycnomètre + grains solides + eau
M ₃	Masse de pycnomètre + eau
n	Nombre de coups
n _i	Nombre d'ion/m ³
P	Pression partielle de vapeur
P ₀	Pression de vapeur saturante à la température T
P _c	Pression capillaire
P _{cn}	Pression de l'affaissement à la teneur en eau naturelle
P _{cs}	Pression de l'affaissement lorsque le sol est saturé
pf	Pourcentage des fines
r	Rayon du tube capillaire
R	Constante des gaz parfait
S _r	Degré de saturation
T	Température absolue
u _a	Pression de l'air au-dessus de l'interface
u _w	Pression de l'eau en dessous de l'interface
v	Volume du matériau avant de compactage
V	Vitesse ultrasoniques

Index des symboles et notation

V_s	Volume des grains solides
W	Teneur en eau naturelle
W_0	Teneur en eau initial
W_{opt}	Optimum de Proctor
W_{sat}	Teneur en eau à l'état de saturation
W_l	Limite de liquidité
W_p	Limite de plasticité
σ	Contrainte effective
ρ_d	Masse volumique sèche
γ_w	Poids volumique de l'eau
γ_d	Poids volumique sec
γ_h	Poids volumique humide
γ_s	Poids volumique des grains solides
Z_i	Valence de l'ion
ψ	Potentiel électrique
ψ'	Succion totale
α	Angle de mouillage
δ_k	Tassement relatif à G_{cr}
δ_w	Tassement relatif

INTRODUCTION-PROBLEMATIQUE

Parmi les trois méthodes de calcul sismique utilisables selon les Règles Parasismiques Algériennes, la "méthode d'analyse spectrale" reste la plus utilisée car elle est plus simple que la méthode "d'analyse dynamique par accélérogrammes" et plus précise que la méthode "statique équivalente". Néanmoins, cette précision n'est que relative au vu de son manque de "réalisme".

En effet, elle utilise directement le spectre de calcul proposé par les Règles Parasismiques Algériennes qui est unique pour tout le territoire Algérien. Sans oublier que les règles elles mêmes ont été élaborées par une équipe de scientifiques Américains ayant certainement utilisé les enregistrements de séismes locaux tels que le fameux séisme d'El Centro en Californie.

Il serait donc judicieux et plus profitable pour le pays de penser à l'élaboration de spectres de calcul qui soient plus réalistes et plus représentatifs des conditions locales, c'est-à-dire issus d'accélérogrammes enregistrés sur le site. L'idéal pour le concepteur serait de disposer de spectre spécifique à chaque région du pays et pourquoi pas à chaque ville !

Nous avons choisi pour cette étude, la région de Boumerdes qui couvre géographiquement un cercle de centre Boumerdes et de rayon maximal d'environ 50 km (à vol d'oiseau). Ce choix a été dicté par des raisons de disponibilité d'enregistrements sismiques et surtout par la sensibilité de la région qui est caractérisée par une forte sismicité et une grande densité de population .

Le nombre d'accélérogrammes utilisés (10) est bien entendu réduit, mais il est suffisant pour une étude qui vise simplement à soulever le problème et initier une solution.

C'est ce souci de réalisme et de précision qui a guidé notre démarche dans cette thèse présentée en quatre chapitres.

Après l'introduction générale, nous avons rappelé au **chapitre I** Généralités sur les séismes au **chapitre II** Notion de dynamique des structures au **chapitre III** présentation de la région d'étude et au **chapitre IV** Construction des spectres de réponse .

RECHERCHE BIBLIOGRAPHIQUE

La notion de spectre de réponse à un séisme a été introduite depuis longtemps par Hudson (1956) puis Housner, Martel et Alford (1959) et Veletsos et Newmark (1960) qui ont proposé des règles approximatives pour construire les spectres de réponse élasto-plastiques à partir d'un spectre de réponse élastique.

L'effet du facteur de ductilité ainsi introduit dans les spectres de réponse a été étudié par Veletsos (1969) pour des systèmes non linéaires simples.

Depuis, les études sont axées sur les spectres dits "réglementaires" ou "de calcul" qui sont de portée statistique, pour les rendre plus représentatifs au sens probabiliste, donc plus proches de la réalité, donnant lieu ainsi à des calculs plus précis.

L'étude de la réponse d'une structure sous l'effet de mouvements imposés de type sismique, avec un mouvement imposé unique (mono-appui) ou multiple (multi-appui) est possible en analyse transitoire (time history).

Pour des études de dimensionnement, on peut ne s'intéresser qu'à une estimation des efforts maximaux induits par les sollicitations, pour évaluer la marge de sécurité avec des règlements de construction, sans recourir à une analyse transitoire. La méthode spectrale s'appuie sur la notion de spectre d'oscillateur d'un accélérogramme de séisme.

On détaille la méthode d'élaboration de ce spectre de réponse disponible dans l'opérateur

On montre comment ce spectre d'oscillateur peut être utilisé pour évaluer un majorant de la réponse en déplacement relatif d'un oscillateur simple.

Cette approche se justifie si on ne désire pas connaître l'histoire des déplacements et des efforts, en se limitant à l'analyse des effets inertiels. La méthode spectrale utilise des notions générales de la méthode de recombinaison modale .

On décrit les différentes règles de combinaison utilisables pour obtenir un majorant réaliste mais conservatif de la réponse maximale de la structure. Ces méthodes sont disponibles dans l'opérateur COMB_SISM_MODA 666.

Une étude plus approfondie et plus élargie est donc nécessaire.

CHAPITRE 1

GENERALITES SUR LES SEISMES

I.1. INTRODUCTION

Le séisme est un risque naturel majeur le plus meurtrier, qui cause le plus de dégâts. Si le mécanisme du séisme est aujourd'hui mieux connu, tant du point de vue de son origine que de sa propagation, il reste encore un phénomène imprévisible. L'objectif de ce chapitre décrit plus particulièrement des notions sur les enregistrements sismiques. D'abord, on expose quelques aspects sismologiques comme la tectonique et le mouvement des plaques, la localisation et la classification des séismes. Ensuite, la caractérisation des ondes sismiques est expliquée par la représentation dans le temps du mouvement sismique enregistré en un site par des sismogrammes et des accélérographes, ainsi que par son signal fréquentiel ou le spectre de réponse. Puis, on donne quelques caractéristiques de la sismicité algérienne comme l'aléa et le zonage sismique de l'Algérie. En fin, on identifie les séismes choisis pour notre étude.

I.2 Naissance du séisme :

Le mot **Séisme** est un mot grec "seismos", signifie secousse de la terre, ou **tremblement de terre**. C'est donc un mouvement, plus ou moins violent, du sol que l'on peut artificiellement décomposer dans les trois directions : nord-sud (E_{dy}), est-ouest (E_{dx}) et verticale (E_{dz}) (**Figure I.1**), et le déplacement horizontal différentiel entraîne des rotations ($E_{\theta x}$, $E_{\theta y}$, $E_{\theta z}$) .

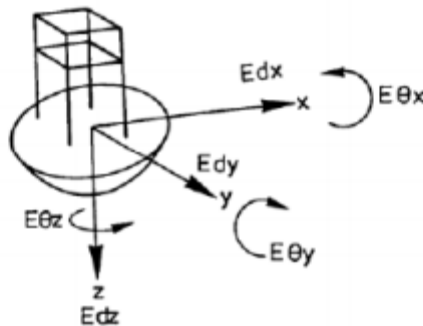


Figure I.1 : Composantes de l'action sismique.

Naissance du séisme, formation et propagation des ondes, représentativité des accélérographes et des spectres associés, etc., l'aboutissement étant la construction parasismique

Le point où se produit un séisme est connu sous le nom d'hypocentre (foyer) et sa projection à la surface terrestre est l'épicentre (**Figure I.2**). La rupture se propage au long d'une faille dont les dimensions varient selon la magnitude du séisme. Où celle ci mesure l'énergie libérée, elle dépend du " moment sismique ", donc de la rigidité du milieu, de la surface et du déplacement de la rupture.

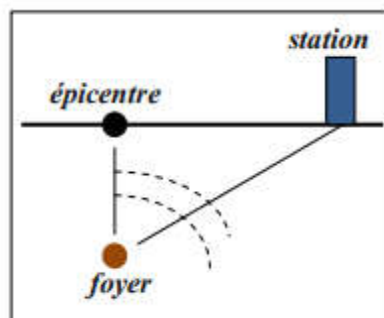


Figure I.2 : Caractéristique principales d'un séisme.

CHAPITRE 1 GENERALITES SUR LES SEISMES

Un tremblement de terre correspond à une vibration transitoire du sol provoquée par une libération soudaine de l'énergie de déformation accumulée dans la croûte terrestre ou dans la couche sous jacente appelée manteau. Il y a deux approches pour la définition des séismes :

I.2.1 Approche de la théorie de la tectonique des plaques :

Hypothèse, solidement étayée aujourd'hui, selon laquelle la partie superficielle de la terre (lithosphère) est formée de plaques rigides d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, flottant sur l'asthénosphère déformable. Ces plaques sont constituées d'une partie du manteau supérieur surmontée, suivant les cas, de croûte continentale ou océanique. Dans ce dernier cas, elles peuvent disparaître par plongement (subduction) au niveau des fosses océaniques, et se renouveler (accrétion) par apports volcaniques au droit des dorsales océaniques.

I.2.1.1 La structure interne de la terre :

L'étude des tremblements de terre peut se faire dans un but scientifique lié à la connaissance de la terre et de ses structures profondes.

Notre terre est une planète du système solaire. Elle a, à très, peu près, la forme d'un ellipsoïde de révolution un peu aplati aux pôles, dont les dimensions sont maximum 12576 Km, minimum 12714 Km. C'est donc pratiquement une sphère de quelque 6370 Km de rayon. Sa masse est de $5.977 \cdot 10^{24}$ Kg, et sa densité moyenne de 5.517 g/cm^3 . Cette dernière valeur comparées à la densité moyenne de 2.65 des roches superficielles montre que notre globe n'est pas homogène. Sa symétrie physique étant quasi sphérique, cette hétérogénéité se manifeste par une zonation concentrique, mise en évidence en particulier par la sismologie⁵. Il existe en effet des couches séparées par des discontinuités marquées par une brusque variation de propagation des ondes sismiques. Les grands traits de la structure à laquelle on s'arrête actuellement sont les suivants, de haut en bas (**Figure I.3**). (v_p est la vitesse des ondes p en Km/s, ρ la densité en g/cm^3).

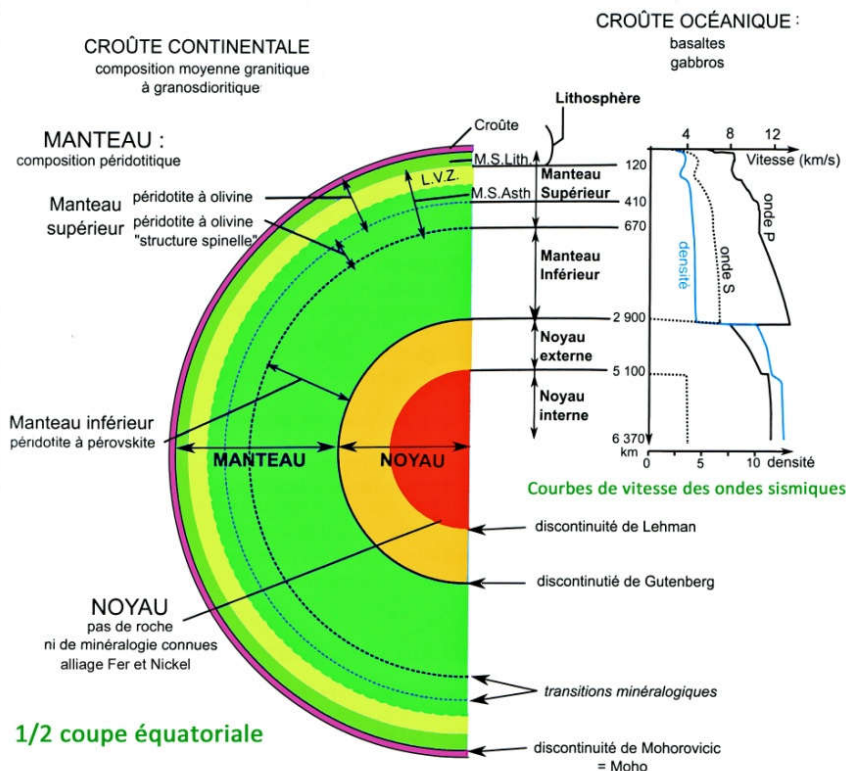


Figure I.3 : Structure interne et composition de la Terre.

- ✓ La croûte est la partie la plus superficielle, et est de nature différente selon qu'il s'agit d'un océan ou d'un continent.
- Croûte océanique dans laquelle on distingue, de haut en bas, sous une tranche d'eau de 4.5 Km en moyenne :
 - Couche 1, composée de sédiments, épaisse de quelques kilomètres (prés des continents), en moyenne, 300 m. $v_p = 2$; $d = 1.93$ à 2.3 .
 - Couche 2, appelée parfois socle composé surtout de basaltes (couches basaltiques). Epaisseur : 1.7 ± 0.8 Km ; $v_p = 4$ à 6 Km/s ; $d = 2.55$ g/cm .
 - Couche 3 (ou couche océanique) que l'on estime être composée de serpentines engendrées par hydratation du sommet du manteau. Epaisseur $4.8 + 1.4$ Km ; $v_p = 6.7$; $d = 2.95$.
- Croûte continentale, à structure plus complexe et moins bien précisée, avec :
 - Sédiments. Epaisseur : quelques kilomètres ; $v_p = 3.5$; $d = 2$ à 2.5 .
 - Couche complexe, formée en grande partie de roches acides, avec probablement divers niveaux. Epaisseur : 20 à 70 Km, v_p variable, en moyenne 6.2. on y a distingué parfois une couche granite (supérieure) avec $v_p = 5.6$ et $d = 2.7$, séparée par la discontinuité de CONCRAD d'une couche basaltique (inférieure) avec $v_p = 6.5$, mais cette distinction paraît aujourd'hui artificielle.

La discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, limite vers le bas avec netteté ces croûtes. Sa profondeur est de 7 à 12 Km sous les océan, et de 30 à 40 Km en moyenne sous les continents (jusqu'à 70 Km sous les montagnes).

- ✓ Le manteau a comme limite supérieure le Moho, et sa limite inférieure est à 2900 Km. On y distingue de bas en haut :
 - Le manteau supérieur, jusqu'à 700 Km, avec :
 - Une couche rigide (épaisse de 60 à 100 Km), base de la lithosphère. $v_p = 8.0$; $d = 3.4$.
 - Une couche à moindre vitesse, plastique, sommet de l'asthénosphères, jusqu'à 200 Km ; $v_p = 7.8$; $d = 3.4$.
 - Une couche à $v_p = 8.5$, et $d = 3.5$ de 200 à 400 Km.
 - Une couche à $v_p = 10$, et $d = 4.0$ de 400 à 700 Km.
 - Le manteau inférieur ou mésosphère de 700 à 2900 Km, avec $v_p = 11$ à 14 , et $d = 4.5$ à 6 .
 - Le noyau, surtout composé de fer, de 2900 à 5100 Km de profondeur, avec $v_p = 8$ à 10.5 , et $d = 9.8$ à 12 . Il est séparé du manteau par la discontinuité de GUTENBERG.
 - La graine, formée également de fer mais aussi de nickel, de 5100 Km au centre de la terre (6370 Km) avec $v_p = 1.05$ à 11.3 , et $d = 12$ à 12.5 .

Il est à noter que les ondes S ne traversent pas le noyau qui , pour elles , réagit comme un liquide (**Figure I.4**).

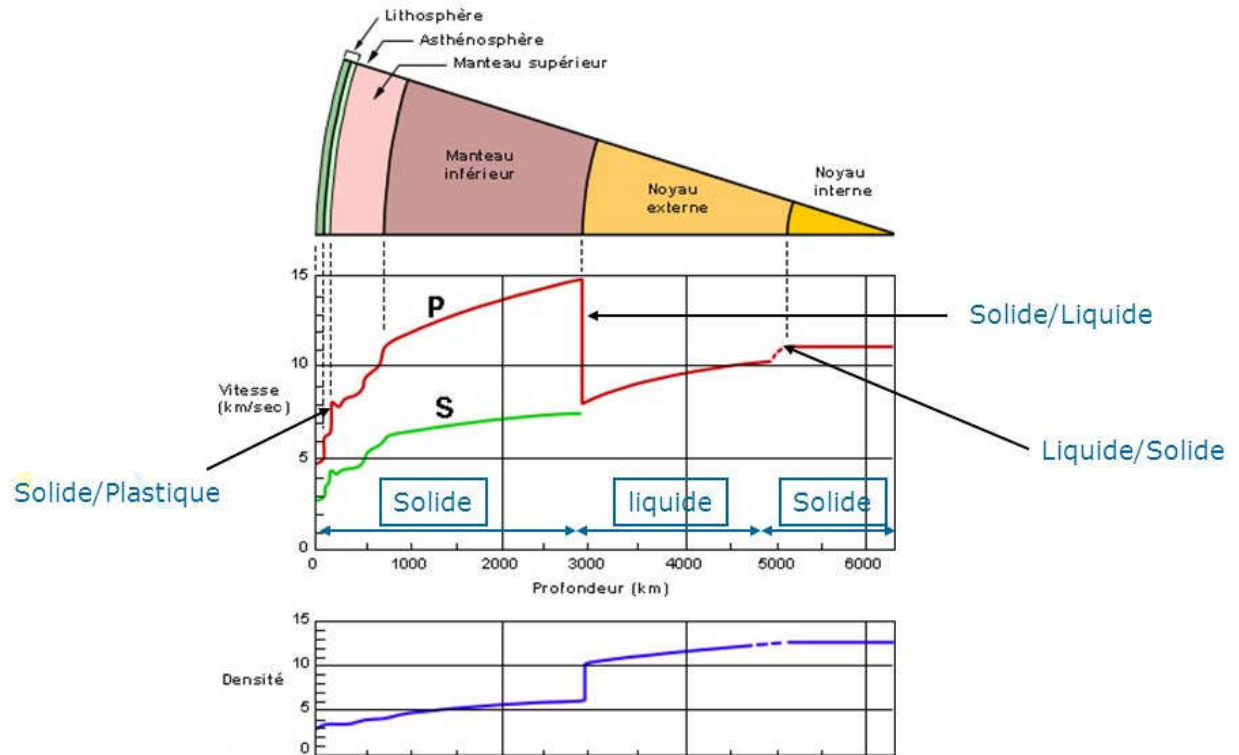


Figure 1.4 : Variation de la densité et des vitesses des ondes sismiques dans le globe terrestre.

La description qui précède tient surtout compte des discontinuités sismiques de la terre.

Du point de vue de la tectonique de plaques, une distinction fondamentale est celle de lithosphère et d'asthénosphère, caractérisée par leur propriétés mécaniques.

La lithosphère forme une couche épaisse (**Figure 1.3**), de 70 Km (sous les océans) à 150 Km environ (sous les continents). On la considère dans l'ensemble comme rigide, capable de résister sans déformation appréciable à des pressions de l'ordre de 10^7 pascals (environ 100 kgf/cm²).

Elle est découpée en plaques mobiles. Elle comprend la croûte (océanique ou continentale) et une partie du manteau supérieur.

L'asthénosphère au contraire n'est pas rigide mais capable de fluer sous de faibles contraintes, ce qui permet ainsi le déplacement de la lithosphère qui flotte sur elle. Ses propriétés mécaniques font qu'elle ne peut se briser en produisant des séismes profonds ne peuvent être dus qu'à des plongées de lithosphère par subduction.

L'asthénosphère comprend aussi le manteau supérieur moins la partie qui ressortit à la lithosphère.

La différence fondamentale entre lithosphère et asthénosphère n'est pas dans leur composition chimique, mais dans le fait qu'à leur limite on se trouve à la température de fusion des roches qui composent le manteau. Si bien qu'on assiste en descendant à leur liquéfaction partielle, suffisante pour abaisser brusquement leur viscosité. Ce phénomène est bien marqué dans la couche à faible vitesse, mais va en s'estompant vers le bas du manteau supérieur qui se rigidifie de nouveau.

I.2.1.2 Qu'est-ce qu'une plaque ?

Les zones actives (dorsales et zones de subduction) divisent l'enveloppe externe de la terre, ou lithosphère, en un ensemble de blocs, flottant sur l'asthénosphère, constituée de matériaux plastiques et déformables. Ces portions de lithosphères rigides et indéformables sont des plaques.

La superficie des plaques est variable (mineurs et majeures) et d'épaisseur comprise entre 70 et 100 Km suivant qu'il s'agit d'une plaque océanique ou continentale. « elles se caractérisent par des vitesses relatives allant d'un centimètre par an à plus d'une dizaine de centimètres par ans ». Les vitesses sont qualifiées de lentes si elles ne dépassent pas 2 cm/an, elles sont moyennes si elles ne dépassent pas 5 cm/an et d'élevées si elles sont supérieures à 8 cm/an [1].

La **Figure I.5** montre les six grandes plaques, Africaine, Américaine, Antractique, Eurasienne, Indienne et Pacifique, et quelques plaques plus petites.

La carte des plaques (**Figure I.5**) correspond à la carte des séismes : leurs limites n'ont aucun rapport avec la distribution géographique des océans et de continents. Si la plaque pacifique est constituée uniquement de lithosphère océanique, la plupart des autres comprennent à la fois lithosphère continentale et océanique : par exemple, la plaque nord Américaine s'étend jusqu'à la dorsale médio Atlantique.

Les séismes dans leur quasi-totalité, sont dus aux mouvements de ces plaques rigides que l'on appelle plaques tectoniques (**Figure I.6**), mouvement qui conduisent donc, ici à l'écartement de deux entre elles, là à leur affrontement, ailleurs à leur relatif coulissage horizontal.

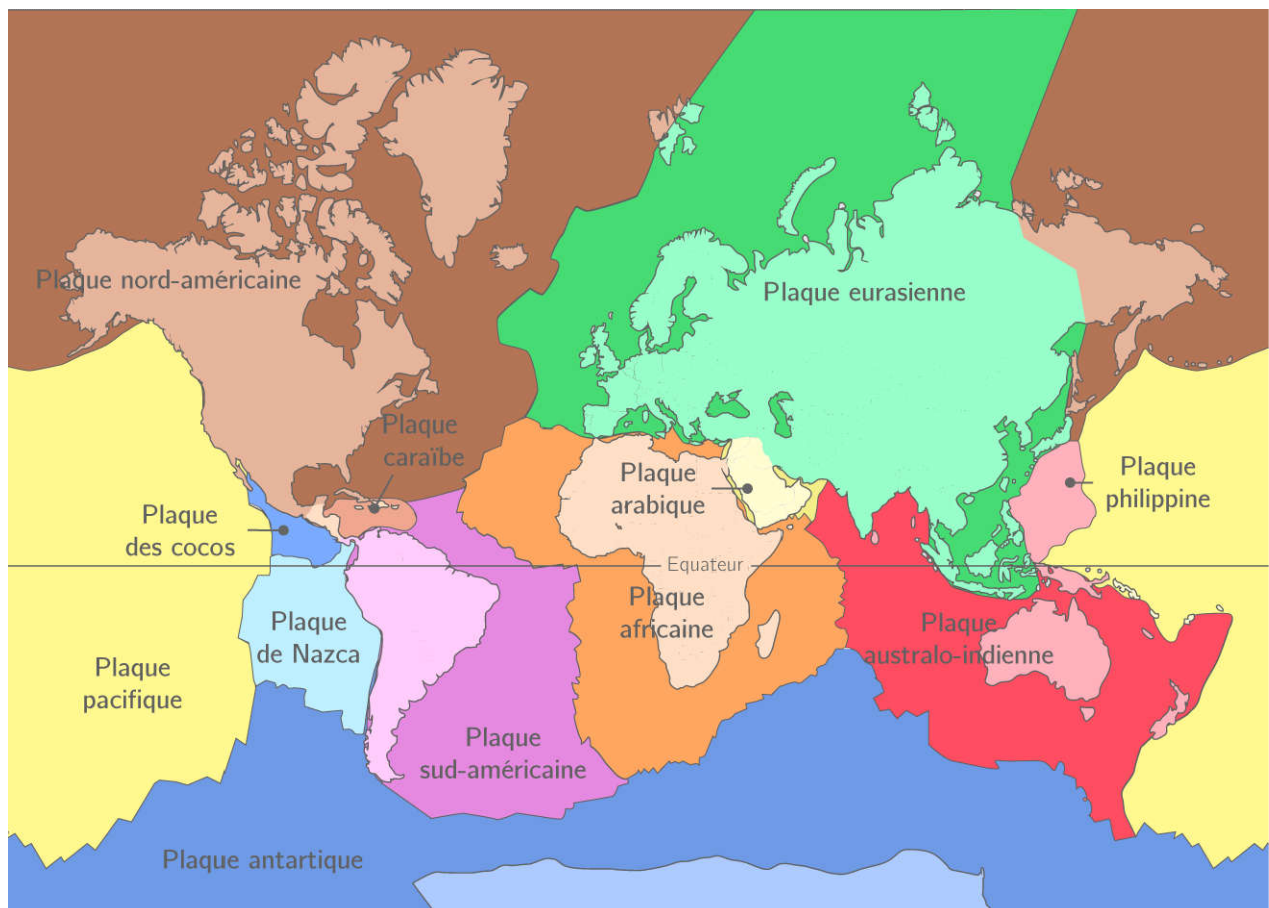


Figure I.5 : Planisphère montrant les six grandes plaques.

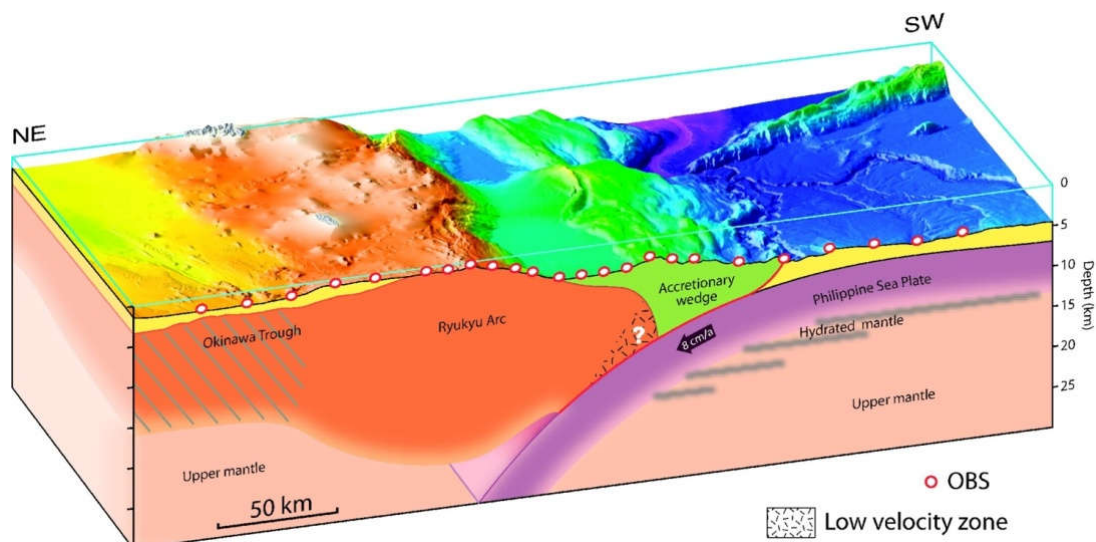


Figure 1.6 : La tectonique des plaques.

I.2.1.3 Les mouvements des plaques :

Les plaques peuvent s'écarter l'une de l'autre à des vitesses de quelques centimètres par an : ces mouvements dits de divergence se produisent au niveau des dorsales (**Figure 1.7**) « celles-ci sont des sortes de montagnes sous marines qui serpentent dans les principaux bassins océaniques de la terre et dont la sommet est représenté par une sorte de vallée (rift).» où se met en place la croûte océanique à partir de matériaux issus du manteau.

Il fallut attendre les années cinquante (1950) pour que des chercheurs découvrent que les fonds océaniques qui, en continuelle expansion, écartent l'un de l'autre les continents. Et que les fonds océaniques sont affectés de très longues cassures, et que les immenses dalles qui ces fissures délimitent dérivent, entraînées par les courants magmatiques sous la lithosphère.

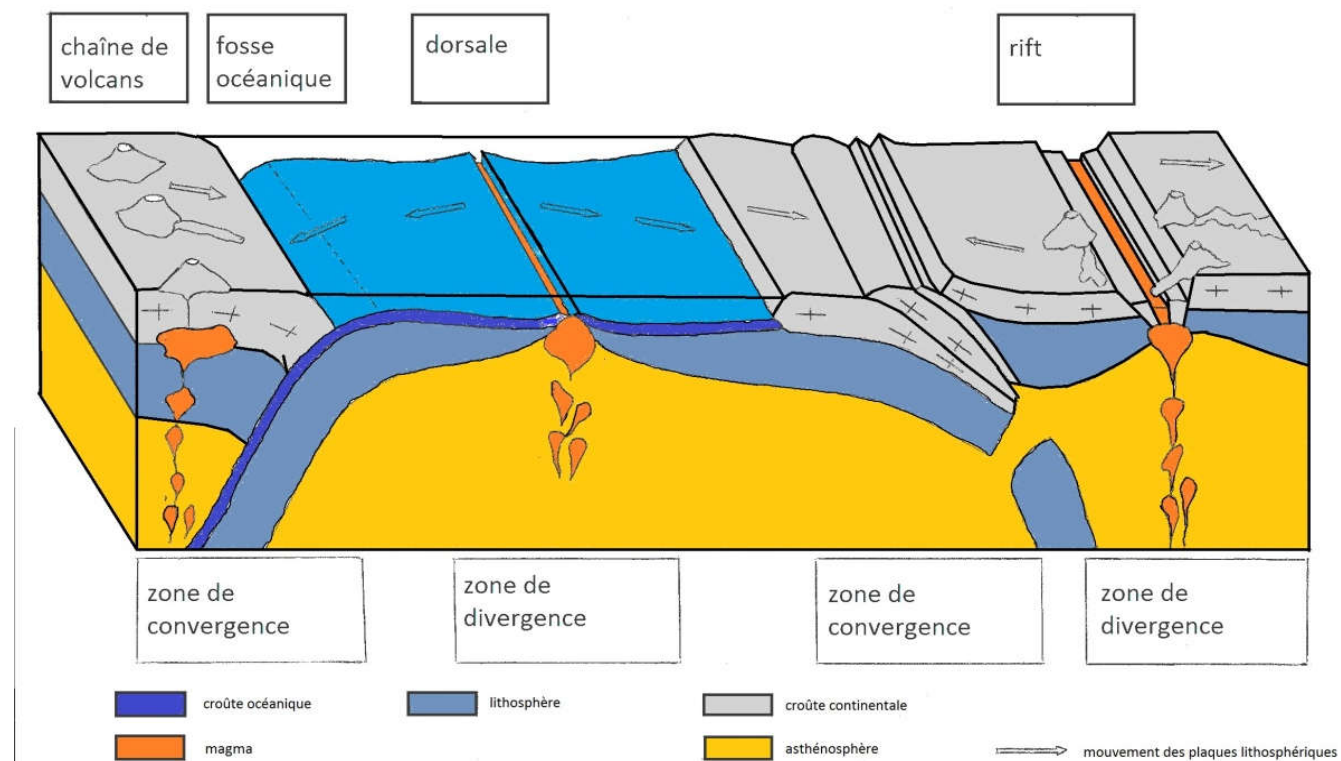


Figure 1.7 : Types fondamentaux de mouvements des plaques lithosphériques.

A l'origine de tous les mouvements des plaques se trouvent donc ceux que provoque l'expansion des fonds océaniques appliquées à la base de l'écorce par de larges courants divergents du magma en fusion, s'exercent des contraintes tellement puissantes qu'elles arrivent, après l'avoir étirée jusqu'à sa limite de plasticité, à la briser lorsque est dépassé le seuil de résistance mécanique des roches qui le composent.

- **Les mouvements du manteau :**

Les mouvement déterminant la mobilité des plaques sont complexes et mettent en jeu de vastes mouvements impliquant le manteau. Il est aujourd'hui admis que le manteau, pourtant solide mais déformable, est animé de lents mouvements de matière (**Figure I.8**). Ceux-ci sont provoqués par les différences de température existant entre la base du manteau et les parties superficielles de la terre. Cette différence de température provoque des mouvements continuels. Les courants chauds montent vers la surface où les continents s'écartent, l'intervalle se remplit de roches fondues. Là où les courants se sont refroidis, ils deviennent plus lourds et s'enfoncent en entraînant de la croûte dans le manteau. Ces mouvements qui assurent des transferts de chaleur liés a des transferts de matières, sont des courants de convection.

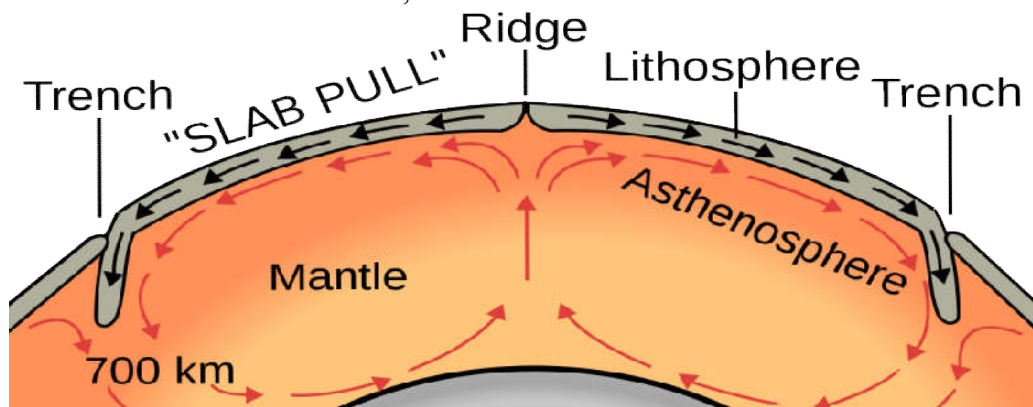


Figure I.8 : Courant de convection.

Le globe, lui, n'étant pas en expansion, à l'expansion des fonds océaniques, là où il y a naissance d'une nouvelle croûte et inversement il faut que corresponde un processus qui le contrebalance et maintienne constante –puisque l'est- la superficie de la terre. Ce processus est celui de la subduction (**Figure I.7**) où il y aura destruction de la même quantité de matériaux.

Les zones de subduction diffèrent selon que le front des plaques qui s'affrontent sont toutes deux océaniques, toutes deux continentales, ou continentale l'une et océanique l'autre.

- **Convergence océan-océan :**

Le cas le plus simple de convergence entre plaques est celui de deux lithosphères océaniques. La subduction se fait avec un angle élevé supérieurs à 50° . L'une des deux plonge par-dessous l'autre et descend dans le magma (et se sera la plus dense).

La subduction Caraïbe où la plaque atlantique disparaît pour partie sous la plaque Caraïbe (**Figure I.5**) est un exemple de convergence océan-océan. La vitesse de convergence varie ici, suivant les auteurs, entre 2 et 3.5 cm/an.

- **Convergence océan-continent :**

En effet, lorsque deux plaques tectoniques en deviennent à s'affronter, l'une se trouve obligée de passer par dessous l'autre. Ce sera la plus dense des deux. Si sa densité le permet, et c'est le cas des plaques océaniques, faites de roches basiques, riches en fer et donc relativement denses, la mince dalle, tant sous l'effet des poussées exercées sur ses arrières par le phénomène

d'expansion qu'entraînée par les courants de convection sous-jacente, va, telle une lame, pénétrer dans l'asthénosphère fluide. Elle y pénètre sous un angle 300 à 400 et, à mesure qu'elle s'enfonce, sa température s'élève, jusqu'à finalement l'amener aux points de fusion successifs des minéraux qui la composent.

On peut prendre comme exemple typique la subduction de la plaque Nazca (pacifique Est) sous l'Amérique de sud.

- **Convergence continent-continent :**

La convergence conduit parfois à l'affrontement ou à la collision de deux blocs continentaux qui ne peuvent s'enfoncer par subduction parce que la croûte continentale ne s'enfonce pas dans le manteau. Par ailleurs, la convergence de deux plaques tectoniques est à l'origine de la naissance des chaînes de montagnes, comme des alpes à l'Himalaya.

On peut prendre comme exemple typique la collision Europe-Afrique. La collision au sud de l'Espagne et en Afrique du nord qui s'est produit le séisme d'El-Asnam (1980, $M_s = 7.3$).

Deux plaques peuvent se coulisser les unes par rapport aux autres le long des failles transformantes sans que s'observe une augmentation ou une diminution de surface (**Figure I.7**): il en résulte qu'elle sont parallèles au mouvement des plaques. Elle relier deux à deux, dorsales et zones de subduction. Le plus bel exemple est la Californie, cisailée par la faille de San Andreas, séparant la plaque pacifique, à l'ouest, de la plaque Américaine à l'Est, et qui explique la sismicité de cette région.

L'élaboration de la théorie de la tectonique des plaques a permis de mettre en évidence les limites des plaques principales et les contraintes intervenants dans le processus général. On distingue trois sortes de limites entre les plaques (**Figure I.6**):

- ✓ Extension normale le long des dorsales océaniques ;
- ✓ Convergence dans les zones de subduction (collision) ;
- ✓ Coulissage horizontale : faille transformante.

Les séismes sont provoqués, par la fracturation des roches de la lithosphère sous l'effet des contraintes engendrées par les mouvements des plaques, ce qui explique les séismes à leurs frontières.

I.2.2 Approche de la théorie d'élasticité :

Une approche pour l'étude de ce phénomène consiste à considérer que les roches se comportent comme des matériaux élastiques et que les séismes sont produits par la relaxation brusque des contraintes lors du glissement suivant un plan de faille. On passe donc d'un premier état d'équilibre correspondant à des contraintes importantes à un second état où après glissement, ces contraintes auront disparu partiellement ou en totalité.

La rupture cesse de se propager lorsque l'énergie potentielle de déformation est épuisée. La faille ainsi créée coupe les terrains et constitue une surface de moindre résistance. Si les déformations dans la même région, c'est donc de préférence sur une faille déjà formée que se produit la nouvelle rupture. Cette faille rejoue, et c'est là, beaucoup plus fréquemment que la formation d'une faille nouvelle, la cause ordinaire des séismes.

L'endroit où se produit le séisme est appelée *foyer* ou *hypocentre* (**Figure I.9**) le point en surface (champ libre) situé à la verticale de l'hypocentre est appelé *épiceentre* du tremblement de

terre. La distance entre ce point et l'endroit d'enregistrement de l'accélérogramme est appelée *distance épacentrale*, la distance entre le foyer et l'endroit d'enregistrement est appelée *distance focale*.

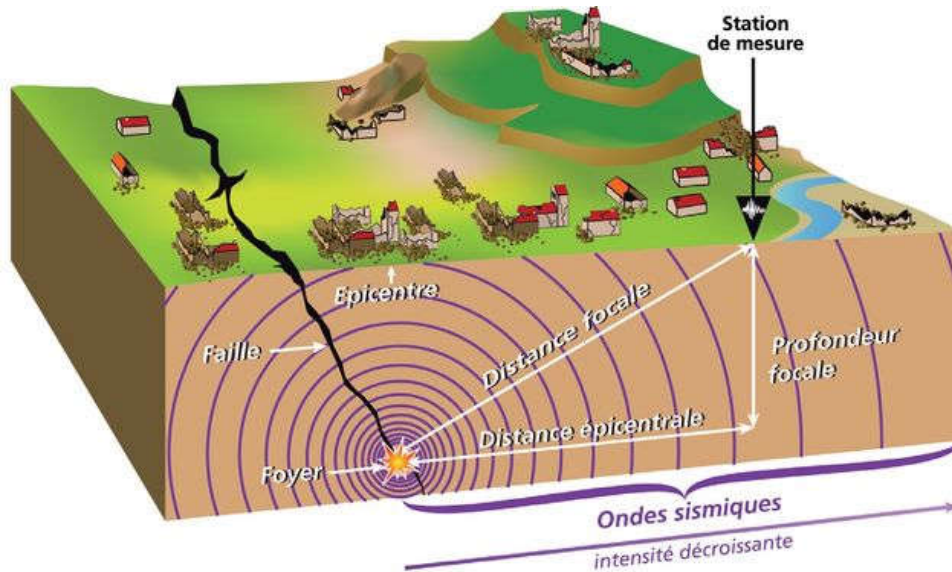


Figure I.9 : Naissance du séisme.

I.3 Faille :

La faille constitue une cassure de terrains géologiques suivie d'un mouvement relatif des parties séparées. En pratique, ce terme désigne le plus souvent des accidents verticaux, ou à pendage fort et n'impliquant pas de recouvrement important (chevauchement). La longueur des failles peut varier de quelques mètres à plusieurs dizaines ou centaines de Km. La valeur du déplacement (le rejet) est variable selon les points pour une même faille, et peut se situer entre le décimètre et plusieurs kilomètres verticalement, plusieurs dizaines de kilomètres horizontalement. Les déplacements importants se sont effectués en plusieurs étapes liées à l'histoire tectonique de la zone considérée : il est souvent difficile d'évaluer l'ampleur des mouvements.

I.3.1 Classification des failles :

La classification la plus simple (selon leur rejet) se résume comme suit (**Figure I.10**) :

- ✓ **Les failles normales** (failles directes, de distension), le rejet horizontal transversal correspondant à une distension. Ces failles se caractérisent par la séparation partielle des deux compartiments qui, soumis à des forces d'étirements s'écartent l'un de l'autre ce qui provoque l'effondrement de l'un des blocs.
- ✓ **Les failles inverses** (failles de compression), où le rejet horizontal transversal correspond à un raccourcissement (il y a alors chevauchement du compartiment situé au-dessus du plan faille sur l'autre compartiment), ces failles qu'on appelle également chevauchantes. A l'inverse du cas précédent, les deux blocs sont poussés l'un vers l'autre par des forces de compression.
- ✓ Le troisième type de faille se rapporte aux **failles décrochantes** ou tout simplement décrochement vertical. Un tel événement provoque le coulisage horizontal des deux blocs séparés en sens contraire de part et d'autre du plan de faille.

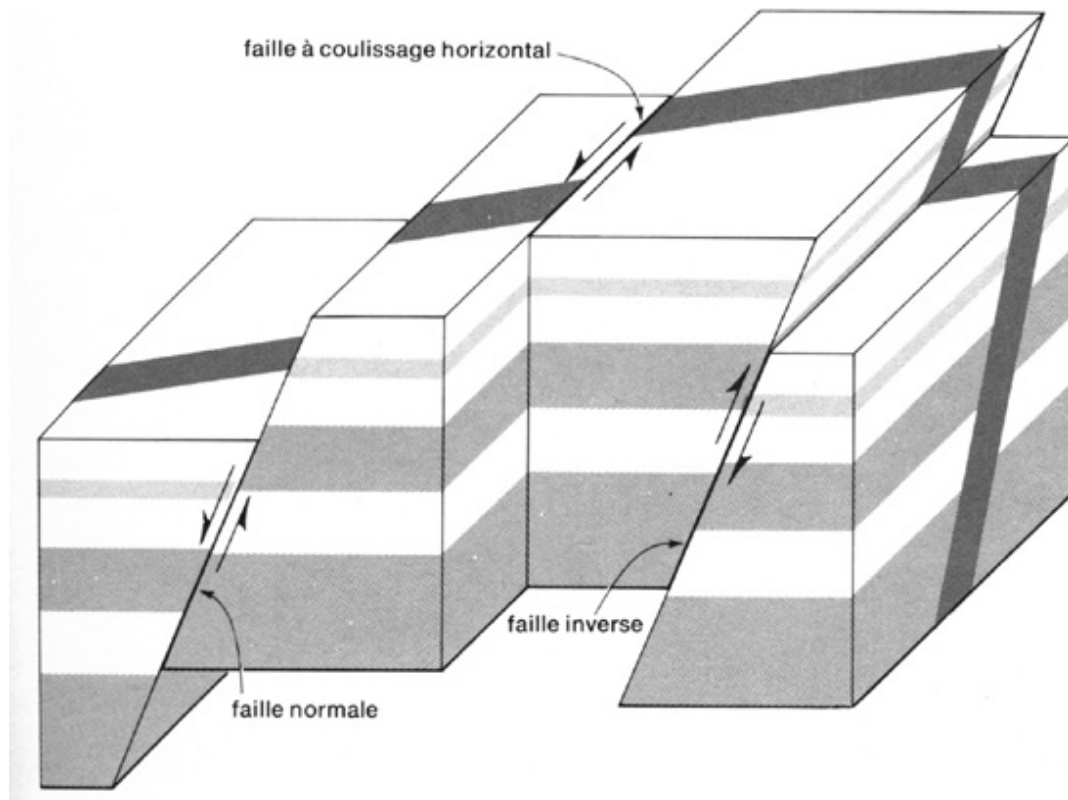


Figure I.10 : Les différents types élémentaires de faille.

I.4 Les différents types des séismes :

Selon la profondeur, on distingue les séismes suivants:

- Les séismes superficiels : (à moins de 60 km) qui sont les plus dangereux, se produisent au niveau des collisions continentales ou au niveau de zone de coulissage.
- Les séismes intermédiaires : (de 60 à 300 km de profondeur) où lieu à proximité des plaques convergentes.
- Les séismes profonds : (de 300 à 700 km) surviennent dans les zones de la subduction. Les efforts tectoniques peuvent occasionner des déplacements au niveau d'une faille (foyer). la libération brutale d'énergie occasionne une vibration du sol (le séisme). À la surface du sol, le point situé à la verticale du foyer est appelé épicentre. Le foyer peut être situé à faible profondeur (quelques kilomètres), on parle alors de séisme superficiel, ou à grande profondeur (plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres), on parle alors de séisme profond. Le séisme est d'autant plus violent en surface que la quantité d'énergie emmagasinée au niveau de la faille avant le séisme est importante et que la faille est proche de la surface

I.5 Les ondes sismiques :

A partir du foyer, la secousse sismique se propage sous forme d'ondes de divers types, qui, compte tenu de l'hétérogénéité du sol, engendrent en surface un mouvement complexe difficilement prédictible en un site donné. On peut illustrer facilement cette notion avec l'image de la pierre jetée à l'eau. Celle-ci donne naissance à des ondes qui s'éloignent du point d'impact .

On peut distinguer les principaux types d'ondes que montre la **Figure I.11**

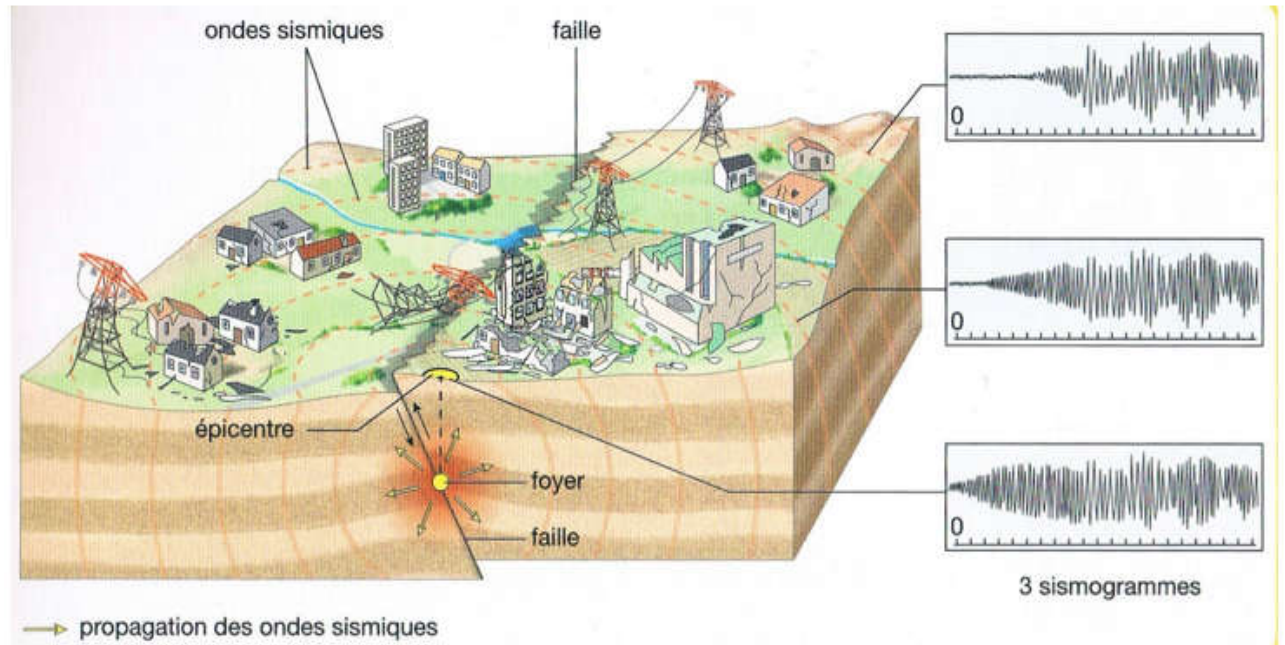


Figure I.11 : Ondes sismiques.

I.5.1 Les ondes de volume :

Elles se propagent à l'intérieur du globe suivant des lois proches de celles de l'optique géométrique. Lorsqu'elles se réfléchissent sur des surfaces de discontinuité (et notamment sur la surface du globe), elles interfèrent et génèrent des "ondes de surfaces". Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur.

- **Les ondes P** : ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales se propagent dans tous les milieux. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre. Ce sont les plus rapides (6km.s^{-1} près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme, d'où leur nom.
- **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 car il est impossible de déformer un liquide par cisaillement. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles sont donc enregistrées en second sur les sismogrammes, d'où leur nom.
- La différence de vitesse des ondes P et S explique la différence des temps d'arrivée des ondes P et S. On peut, connaissant leur vitesse, calculer la distance à l'hypocentre.

I.5.2 Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte et elles concentrent le maximum d'énergie.

- **Les ondes de Love :** Elle se propage seulement dans les solides non homogènes. C'est une onde transversale polarisée dans le plan horizontal. Le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S mais sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent donc un ébranlement horizontal, cause de nombreux dégâts par cisaillement des fondations des édifices.
 - **L'onde de Rayleigh :** Elle se propage au voisinage de la surface de milieux homogènes et non homogènes. Elle résulte d'interférences entre les composantes verticales des ondes P et S. Comme le montre le schéma, on peut l'enregistrer sur les trois composantes d'un sismographe et pendant une durée qui peut aller jusqu'à plusieurs minutes.
- Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh. Restant en surface, les ondes de Love et de Rayleigh n'y subissent qu'un faible amortissement, ce qui fait qu'on les reçoit avec des amplitudes très supérieures à celles des ondes de volume, et elles sont parfois encore détectables après avoir fait plusieurs fois le tour de la terre.

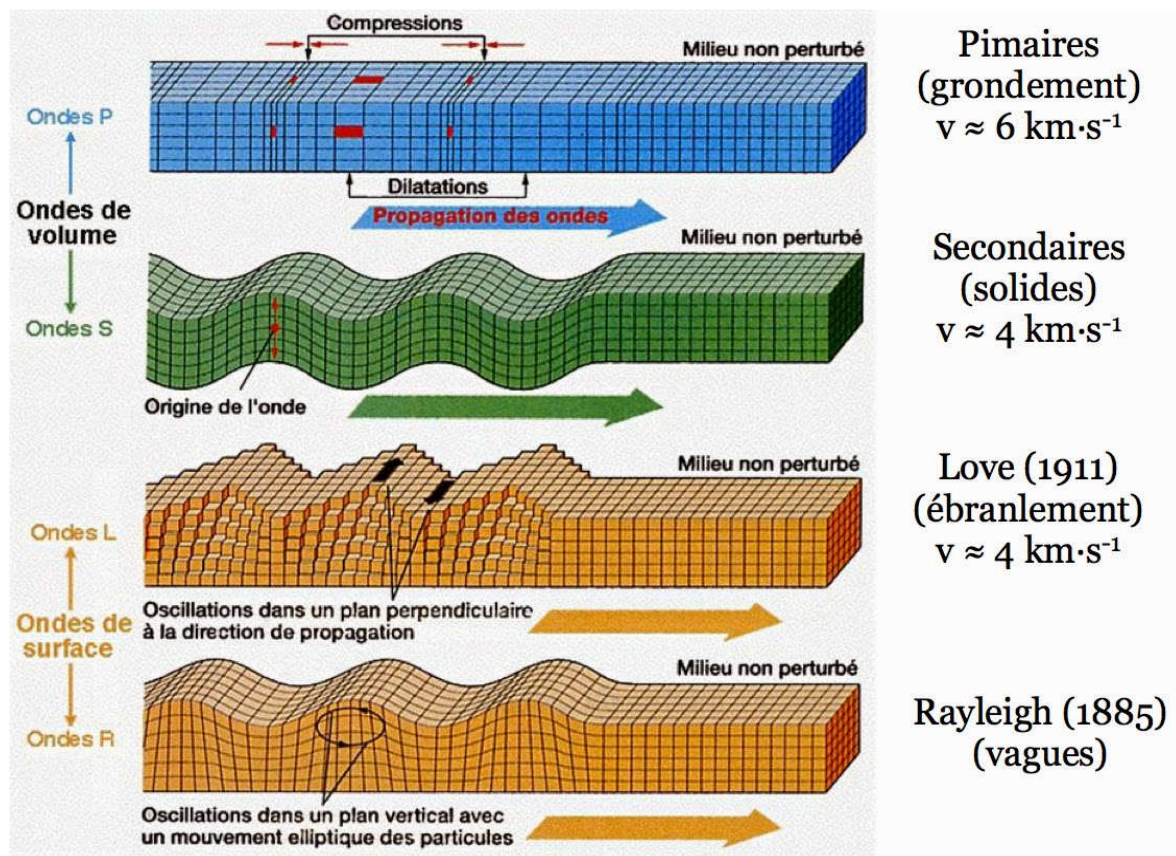


Figure I.12 : Mouvement des particules.

I.6 Mesure de l'importance d'un séisme :

La question qui se pose est de savoir comment comparer les sévérités respectives de divers tremblement de terre. La difficulté vient de ce que les effets d'un séisme déplacent non seulement des accélérations et de leurs contenus fréquentiels, mais aussi de la façon dont ces contenus fréquentiels et les propriétés dynamiques de la structure se situent les uns par rapport aux autres : telle secousse dangereuse pour les ouvrages rigides et peu élevés peut être bénigne pour les constructions souples et élancées ou vice versa.

Bien qu'il soit théoriquement possible de traiter les actions sismiques comme des fonctions de plusieurs variables, il est souhaitable pour l'étude de leur distribution et celle de comportement des ouvrages de disposer d'un paramètre unique susceptible de caractériser dans son ensemble le potentiel destructeur d'un séisme. On utilise souvent à cet effet la notion d'intensité macrosismique et la notion de magnitude.

On ne doit pas confondre magnitude et l'intensité : A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation. La magnitude est une valeur associées uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.

I.6.1 Intensité :

Vers la fin du XIXe siècle, les sismologues ont cherché à décrire les séismes en définissant des caractéristiques physiques chiffrables applicables à tous les tremblement de terre. C'est ainsi qu'on a vu naître une notion - encore empirique - d'intensité macrosismique, déterminée suivant les réactions humaines et les conséquences dommageables ou non sur les constructions et sur l'environnement en un endroit donné. C'est donc une caractéristique essentiellement variable d'un lieu à l'autre ; maximale dans la région de l'épicentre, elle décroît régulièrement, sauf singularité, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ce point. Une décroissance rapide sera l'indice d'un foyer proche de la surface.

Les intensités sont évaluées en comparant les effets constatés avec ceux décrits dans les échelles macrosismique : les séismes historiques sont donc connus principalement à travers l'intensité qui leur est attribuée. Différentes échelles d'intensité ont été définies, qui classent les effets sismiques suivant leur importance croissante, à l'aide de descriptions conventionnelles.

La première échelle d'intensité a été établie par Rossi et Forel, en 1880 et compte 10 degrés. Elle est par la suite modifiée par G. Mercalli en 1902. L'échelle JMA (Japan Meteorological Agency) est utilisée au Japon depuis 1952. Il y'a aussi l'échelle de Mercalli modifiée (MM, USA, 1931 et 1956) (**annexe I**) et enfin l'échelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK) (**annexe II**) qui est la plus utilisée en Europe et dans les pays méditerranéens.

L'échelle MSK remise à jour en 1992 sous la nouvelle appellation EMS 92 (ou European Macroseismic Scale 1992) et publiée par Grunthal (1998) (**annexe III**) a été élaborée par un groupe de travail de la commission Sismologique Européenne (ESC). C'est une échelle qui compte (12) douze degrés allant de l'événement non ressenti, même dans les conditions favorables, pour l'échelle 1, à la destruction de presque toutes les structures sur et sous terre.

L'évaluation de l'intensité d'un séisme sur une échelle d'intensité ne se réfère pas aux mesures des mouvements du sol par des instrumentales, mais dépend des observations des effets produits dans la zone macrosismique.

Ces estimations subjectives sont utiles pour évaluer l'importance de tremblement de terre lorsque des enregistrements ne sont pas disponibles ; ainsi, à partir de l'examen des effets observés, on peut réaliser des cartes des isoséistes et préciser la position de l'épicentre.

L'évaluation d'une intensité par ce procédé suppose des enquêteurs possèdent de bons renseignements sur la valeur technique des ouvrages éprouvés (**annexe IX**) ; ainsi, une surestimation de la qualité moyenne des bâtiments conduit à attribuer au séisme une intensité supérieure à l'intensité réelle, et donc à interpréter de façon erronée et exagérément optimiste le comportement de quelques ouvrages un peu mieux construits que la moyenne.

Cette échelle descriptive reste importante, d'abord parce que dans de nombreuses régions sismiques il n'y a pas d'accélérographe, ensuite parce que les archives historiques des pays sismiquement actifs sont fondées sur de telles descriptions.

I.6.2 Magnitude :

La notion magnitude a été introduite en 1935 par le sismologue américain RICHTER. Elle caractérise l'énergie libérée par la rupture de la faille dans la zone épacentrale.

En pratique, la magnitude d'une secousse sismique est déterminée d'après les enregistrements des mouvements du sol effectués en un certain nombre de points d'observation situés à des distances quelconques de l'épicentre.

La notion de magnitude est incomparablement supérieure à celle d'intensité : pour un même tremblement de terre, il y a de très nombreuses intensités, mais il n'existe qu'une seule magnitude.

Contrairement à l'intensité qui apparaît comme limite supérieure par définition au degré XII, la magnitude n'est pas une échelle en degrés mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites, elle peut atteindre théoriquement n'importe quelle valeur. En réalité sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de 2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 100 m. Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le séisme de plus grande magnitude connu au cours de ce siècle est celui de Chili en 1960, de magnitude 9.5 ; la zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 Km de long. C'est à cause de cette limite qu'on entend parfois parler des 9 degrés de l'échelle de Richter. Les séismes de magnitude supérieure à 9 sont rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

La magnitude n'est pas une échelle, c'est une fonction logarithmique ; c'est à dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité. Par exemple, un séisme de magnitude 6 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 5 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 4.

I.6.3 Les différents types de magnitude :

La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrélations tenant compte du type de sismographe utilisé, de la distance entre le séisme et la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement. Les corrélations permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour un même séisme.

Il existe plusieurs échelles de magnitude :

- **Locale M_L** : séismes locaux. Elle est définie à partir de l'amplitude maximale des ondes P. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrélations locales.
- **Magnitude de durée M_D** : on l'utilise également pour des séismes proches mais elle défini à partir de la durée du signal.
- **Magnitude des ondes de surface M_S** : elle est utilisée pour les séismes lointains, dits télé-séismes, dont la profondeur est inférieure à 80 Km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface.
- **Magnitude des ondes de volume M_B** : cette magnitude est définie pour tout les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme.
- **Magnitude d'énergie ou de Kanamori M_W** : elle est définie pour les très gros séismes.

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude, mais en pratique on obtient des résultats légèrement différents suivant l'appareil utilisé et suivant le type d'ondes enregistrées. Les résultats diffèrent beaucoup plus pour les très gros séismes, en particulier ceux dont la magnitude est supérieure à 7, le calcul des magnitudes M_S et M_W est alors mieux adapté.

I.6.4 Relation entre la magnitude et l'énergie émise :

Il y a plusieurs formules empiriques entre l'énergie E libérée par un séisme et la magnitude M_S à partir de l'enregistrement des ondes de surface. Les formules sont différentes d'une région à une autre.

En 1955 GUETENBERG et RICHTER ont proposé la formule empirique :

$$\lg E = 4.8 + 1.5 M_S$$

E est l'énergie exprimée en Joule.

Cette formule montre l'existence d'une corrélation entre la magnitude et l'énergie E libérée d'une part et elle montre également que l'accroissement d'une unité de la magnitude M_S de l'onde de surface multiplie l'énergie sismique libérée E par un facteur 30 d'autre part.

I.6.5 Relation entre l'intensité et la magnitude :

Les relations entre magnitude et intensité sont complexes, elles dépendent notamment de la profondeur du foyer. À magnitude égale, les dégâts à l'épicentre sont d'autant plus importants que la profondeur du foyer est faible. Corrélativement, la zone des dégâts est moins étendue.

Un séisme de magnitude $M = 8$, par exemple, ne donne naissance qu'à des intensités faibles et n'a donc pas d'effet destructeur si son foyer est profond (plus de 100 Km) ; Un séisme de magnitude moyenne, tel que celui d'Agadir ($M = 5.75$), qui a libéré beaucoup moins d'énergie que le précédent, a donné naissance à des intensité XI dans la zone épiscopale parce que son foyer n'étant qu'à 3 Km de profondeur.

La magnitude et l'intensité ne sont pas directement liées. Cependant, puisqu'un grand pourcentage des séismes semblent avoir leur origine à une profondeur de 15 à 20 Km, et puisque les conditions dues à la nature des terrains sont souvent assez semblables, il y a une corrélation grossière entre l'intensité d'un séisme et sa magnitude.

A défaut de données instrumentales, on utilise des formules empiriques permettant d'évaluer à partir de l'intensité maximale I_0 la magnitude M du séisme. L'une des relations les plus utilisée est celle de KARNIK .

$$M = 1 + 2/3 I_0$$

Le tableau (1.4) présente les résultats préconisés par GUETENBERG en 1956 de la relation intensité maximale, magnitudes pour différents séismes.

Intensité	Dégâts causés	Magnitude
XI – XII	Catastrophes	$M > 7.5$
X	Dommages sérieux	$7.3 > M > 7.0$
VIII – IX	Dommages importants aux bâtiments	$6.9 > M > 6.2$
VII	Dommages légers aux bâtiments	$6.1 > M > 5.5$
VI	Ressenti par tout le monde	$5.4 > M > 4.9$
IV – V	Ressenti par beaucoup de personnes	$4.8 > M > 4.3$
II – III	Ressenti par certains	$4.2 > M > 3.5$

Il faut noter, que pour définir les degrés d'intensité on classe les ouvrages par type en fonction de leur solidité et les dégâts par type en fonction de leur ampleur.

I.7 Détermination de l'épicentre :

L'endroit où, sur une faille démarre la rupture est appelé foyer du tremblement de terre ou hypocentre. L'épicentre est le point de la surface du sol le plus proche du foyer. L'épicentre macrosismique est le lieu de plus forte intensité ressentie, il peut être différent de l'épicentre réel. Autrefois, la détermination de l'épicentre se faisant à partir des appréciations des personnes ayant ressenti le séisme et également les dégâts.

Actuellement, grâce à plusieurs milliers de stations disposées sur l'ensemble de la planète, il est possible de déterminer l'épicentre et l'hypocentre de tous les séismes de magnitude supérieure à 4 et voire même 2 dans certains zones bien surveillées.

Avant d'aborder les méthodes réellement utilisées, voyons deux moyens géométriques simples pour déterminer l'épicentre d'un séisme.

I.7.1 Détermination de l'épicentre par la méthode des cercles :

La première méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent la composante verticale des ondes P et S.

Elle consiste à évaluer les distances épicentrales associés à chaque station et de tracer sur une carte trois cercles ayant pour centre les trois stations et pour rayons respectifs les distances épicentrales (**Figure I.13**). L'intersection de ces trois cercles donne la position de l'épicentre. Plus on utilise de station et plus la précision de détermination de l'épicentre s'améliore.

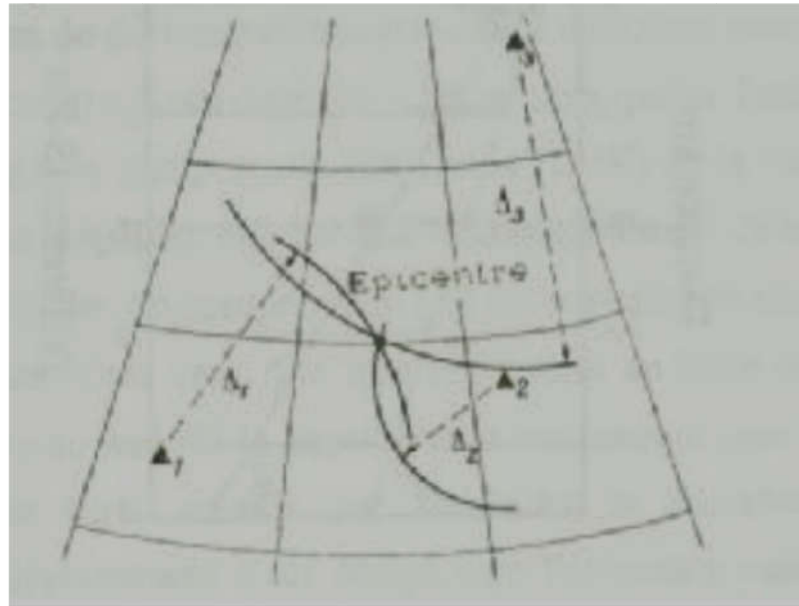


Figure I.13 : Détermination graphique de l'épicentre.
1,2,3 Stations sismiques ; Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 distances épicentrales.

- Comment déterminer la distance épicentrales associées à chaque station ?

A partir des sismogrammes (enregistrements graphiques données par le sismographe) on peut évaluer de plusieurs façon la position du point géographique correspondant à l'épicentre.

Soit le sismogramme représenté par la (**Figure I.14**), enregistré par une station située dans une ville. L'arrivée de l'onde primaire P est très nette sur l'enregistrement de la composante verticale. La différence des temps d'arrivées entre les ondes primaire et les ondes de surface donneraient une évaluation grossière de la distance. La détermination précise de la distance se base sur une détermination précise du temps d'arrivée de l'onde secondaire S et de la différence S-P en utilisant les tableaux sur les temps de propagation des ondes en fonction des distances (hodochrones). Cette différence peut être aussi calculée à partir du diagramme comme celui de la **Figure I.15**

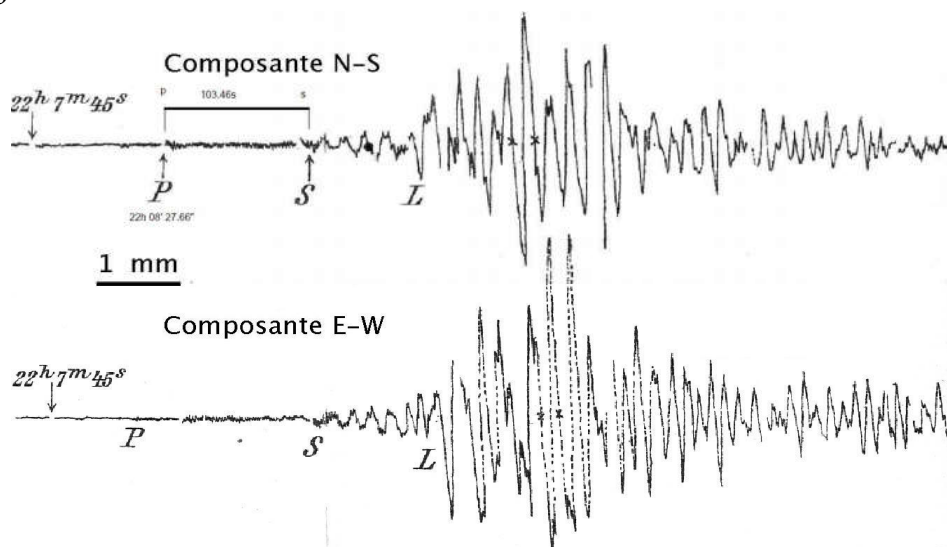


Figure I.14 : Séismogramme typique d'un séisme lointain.

*P, S, L : arrivées des ondes P, S et L respectivement ;
M maximum des ondes de surface.*

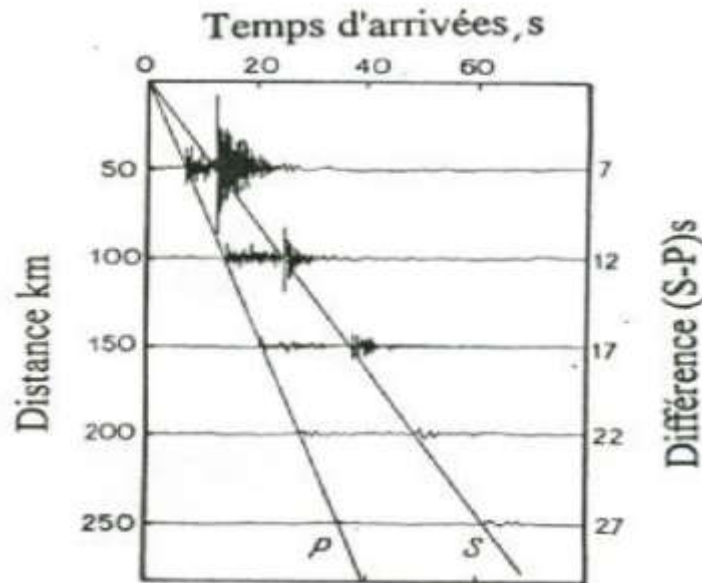


Figure I.15 : Graphe de dépendance entre l'intervalle des temps d'arrivées des ondes P et S et la distance au foyer.

I.7.2 Détermination de l'épicentre par les méthodes des hyperboles :

La deuxième méthode géométrique nécessite également l'utilisation que les enregistrements des ondes P :

Si t_1 est le temps d'arrivée de l'onde P à la station 1, t_2 celui à la station 2, etc. Si d_1 est la distance épicentrale à la station 1, d_2 à la station 2, etc. Cette fois, connaissant la vitesse V_P des ondes P et les différences des temps d'arrivée $t_2 - t_1$ que l'on mesure, on arrive à connaître la quantité $d_2 - d_1 = \text{constante}$, définit une figure géométrique, que l'on appelle hyperbole, construite autour des deux stations.

1- A partir des positions des stations 1 et 2, on trace hyperbole vérifiant la relation :

$$d_2 - d_1 = v_P (t_2 - t_1)$$

chaque point de l'hyperbole vérifie cette relation.

exemple avec : $d_2 - d_1 = 3 \text{ km}$

ex1 : $d_2 = 4.5 \text{ km}$, $d_1 = 1.5 \text{ km}$

ex2 : $d_2 = 3.5 \text{ km}$, $d_1 = 0.5 \text{ km}$

2 – et 3 – En effectuant l'opération pour 3 stations différents, on obtiendrait ainsi trois hyperboles qui se coupent sur la position de l'épicentre.

I.7.3 Détermination de l'épicentre par la méthode actuelles :

Actuellement, on utilise des méthodes numériques sur ordinateur qui reprennent le principe des deux méthodes simples vues ci-dessus.

On dispose des temps d'arrivée à une multitude de stations (beaucoup plus que trois). Si les mesures étaient parfaitement exactes, il suffirait de choisir trois stations au hasard et on obtiendrait le bon résultat. Mais nos mesures comportent forcément une part d'erreur dont l'origine provient par exemple d'une mauvaise identification de l'onde, ou bien d'une erreur de l'opérateur.

C'est un problème numérique classique qui se résout par ordinateur . La solution consiste à minimiser les erreurs entre la solution trouvée et chacune des données. Cette méthode est loin la plus employée et la plus précise d'autant que le nombre de stations est élevé.

I.8 Epicentre macrosismique, isoséiste et pleistoseistes :

Le lieu ou les dégâts sont les plus importantes correspond par définition à l'épicentre macrosismique d'un séisme et l'intensité est dite épacentrale.

L'épicentre macrosismique représente une zone ou une surface plus ou moins grande. Sa superficie dépend de la magnitude et de la profondeur du foyer sismique (**Figure I.16**). Plus la magnitude et la profondeur du foyer sont grandes plus sera grande l'étendue de l'épicentre macrosismique. Plus on s'éloigne de la zone d'épicentre et plus l'intensité du séisme diminue.

Isoséiste : Les lignes qui séparent deux zones où l'intensité macrosismique est différente de un degré sont appelées les isoseistes. La **Figure I.17** illustre une carte isoseiste d'un séisme et l'influence du foyer sur l'intensité. On remarque que les lignes isoseistes ont une forme irrégulière et il arrive même de situer à l'intérieur d'une même région, des isoseistes d'intensité plus grande. Ceci résulte du fait que l'atténuation des ondes sismiques peut dépendre de la direction de propagation.

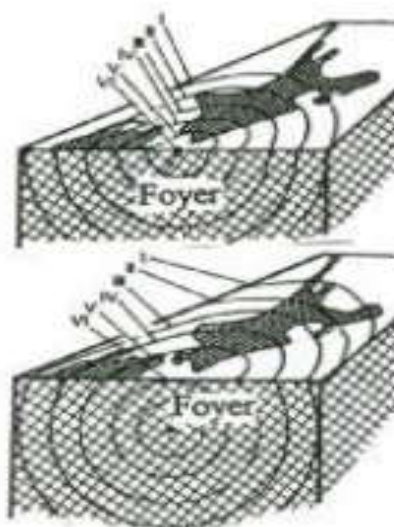


Figure I.16 : Effet de la profondeur du foyer sur l'intensité du séisme.

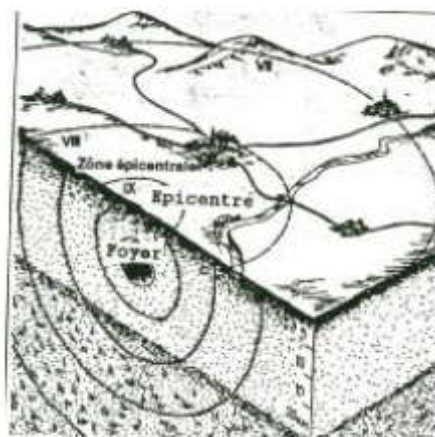


Figure I.17 : Foyer séismique, zone épacentrale et isoséistes d'un séisme normal.

Après un séisme, le sismologue réalise une carte d'intensité macrosismique de la région affectée par le séisme. Il reporte alors les valeurs de l'intensité éprouvée sur une carte et il trace des courbes de même intensité. Celles-ci portent le nom de lignes isoséistes.

La zone centrale située à l'intérieur de la courbe d'intensité I est baptisée *pleistoseiste*. Elle correspond à la zone à intensité maximale I_0 du séisme. L'allure de la surface pleistoseiste peut montrer la direction de l'accident tectonique qui a causé le séisme.

I.9 Cartes isoséistes :

Pour la localisation à partir des données macrosismiques, nous utilisons les réponses obtenues des enquêtes macrosismiques basées sur l'échelle d'intensité

Ces enquêtes lancées sur une large région entourant l'épicentre suite à tout événement sismique, envoie un questionnaire à toutes les entités pouvant caractériser la secousse principale. L'analyse des questionnaires ainsi réceptionnés permet ainsi le tracé des cartes ISOSEISTES. Ces cartes servent à déterminer l'intensité macrosismique mais également à réaliser une détermination épicentrale macrosismique complémentaire de la détermination instrumentale ou en remplacement de cette dernière lorsque la donnée instrumentale n'est pas disponible.

D'autre part, le tracé des cartes macrosismiques permet ainsi de mettre en valeur une direction privilégiée de la secousse, renseignant ainsi sur l'orientation de la structure active à l'origine du séisme. Ces cartes permettent également une détermination de la profondeur du séisme à partir de la détermination du rayon macrosismique.

Ces cartes ont une utilité dans la détermination des effets de site probable constaté lors de l'occurrence de certains séismes. Il n'est pas toujours facile de les réaliser du fait parfois du peu de réponses obtenus, certaines peuvent pêcher par quelques imprécisions dues à l'absence de certains questionnaires ou par la contradiction enregistrée dans les réponses reçues.

Enfin ces cartes ont permis la réactualisation de la carte des intensités maximales déjà établie.

I.10 Mouvement à la surface du sol :

La donnée la plus immédiate permettant de définir le mouvement du sol pendant le séisme est constituée par les accélérogrammes de ses trois composantes, c'est-à-dire d'enregistrements donnant pour chacune d'elles l'accélération en fonction du temps.

La connaissance de la nature des sources sismiques ainsi que les lois de propagation des ondes sismiques peut être donnée par des enregistrements sismographiques de l'accélération du sol, car la seule information instrumentale définissant le déplacement du sol est l'accélérogramme.

Cette connaissance n'est qu'une étape vers la détermination du risque sismique, le problème principal étant celui de l'identification des mouvements au niveau du sol. Les mouvements du sol enregistrés lors d'un séisme se mettent principalement sous la forme d'une accélérogramme qui représente la variation de l'accélération dans une direction donnée en fonction du temps ; on peut de même enregistrer la vitesse ou le déplacement.

Il convient de noter qu'en un point du sol donné, les mouvements lors d'un séisme s'effectuent dans toutes les directions à l'horizontale comme à la vertical. C'est-à dire il est enregistré habituellement pour un même séisme 03 accélérogrammes :

- ✓ Un accélérogramme de direction Nord-Ouest ;
- ✓ Un accélérogramme de direction Est-Ouest ;
- ✓ Un accélérogramme à la direction verticale.

Les mouvements suivant les trois directions de l'espace, sont indépendants les uns des autres, c'est-à-dire que le mouvement dans une direction donnée ne peut être déduit du mouvement suivant les deux autres directions ; il faut donc, pour l'étude de la réponse des constructions aux tremblements de terre, disposer pour un site donné d'un ensemble de trois accélérogrammes¹⁰ suivant deux directions horizontales et une direction verticale.

L'amplitude du mouvement verticale est nettement inférieure à celle du mouvement horizontal, il est généralement admis de prendre en rapport de 2/3 entre ces amplitudes.

Les trois données les plus importantes d'un accélérogramme sont :

- L'amplitude, qui est généralement définie par la valeur du pic d'accélération ;
- La fréquence, qui est une fréquence moyenne déterminée en comptant le nombre de fois que l'accélérogramme coupe l'axe des abscisse par unité de temps ;
- La durée, définie par le temps qui s'écoule entre le premier et le dernier pic au dessus d'un certain niveau où l'amplitude des accélérations est notablement plus élevée.

L'expérience montre que la majorité des bâtiments ne peut pas admettre le dixième de l'accélération de la pesanteur dans le mouvement de direction horizontale. De ce fait l'accélération maximale atteinte en un point du sol constituerait un paramètre important.

Les accélérogrammes utilisés dans les calculs peuvent être :

- ✓ Des accélérogrammes naturels enregistrés sur des sites comparables à celui de l'ouvrage : pour un site donné il existe très rarement un nombre suffisant d'enregistrements de séismes significatifs ; ceci explique que l'on utilise souvent des enregistrements faits en Californie, région actuellement bien étudiée.
- ✓ Des accélérogrammes artificiels (synthétiques), qui tiennent compte de la géologie locale, c'est-à-dire déterminés par le calcul pour que le spectre d'oscillateur soit très voisin du spectre donné. L'établissement des accélérogrammes comporte donc une grand part d'approximation.

I.11 Conclusion :

Un tremblement de terre est un ébranlement transitoire et passager, causé par la libération brutale des contraintes. Cet ébranlement s'effectue le long d'une faille, qui de temps à autre joue pendant des années, des dizaines, voire des centaines d'années.

Cette faille rayonne de l'énergie sous forme d'ondes sismiques qui se propagent dans la terre et qui font secouer le sol pour le déséquilibrer.

La majorité des séismes sont dus à des causes tectoniques. C'est aux frontières des plaques tectoniques qui surviennent les séismes, là où d'énormes contraintes s'accumulent et se libèrent sous forme d'onde de choc.

On conclut on peut dire que le tremblement de terre autant que phénomène naturel indépendant dans très peu de cas présente une menace à l'homme, il devient un phénomène hasardeux principalement quand il est considéré en relation avec les structures. Par conséquent, les tremblements de terre sont d'intérêt spécial pour l'ingénieur de structure travaillant dans des secteurs sismiques.

C'est ainsi qu'une meilleure connaissance du phénomène sismique et de ses effets a permis de développer et de perfectionner les règles humaines, que pour la sauvegarde des collectivités.

Il s'est avéré alors que si les techniques modernes permettent de réaliser des ouvrages capables de bien résister aux séismes, il n'en demeure pas moins que la connaissance de la sismicité passée, garde toujours sa valeur et, est même indispensable et nécessaire pour une évaluation fiable de l'aléa sismique ainsi au perfectionnement des règles parasismiques.

CHAPITRE 11

NOTION DE DYNAMIQUE DES STRUCTURES

II.1 Introduction :

L'objet de ce chapitre est de faire ressortir uniquement les notions de base de calcul dynamique qui constituent l'arrière plan théorique indispensable pour prévoir correctement les conséquences d'une conception donnée sur le comportement sismique de l'ouvrage.

On rappelle brièvement qu'une sollicitation sismique provient d'une rupture s'initiant dans le milieu et atteignent éventuellement la surface du sol où elles se manifestent par une vibration ressentie dans les trois directions de l'espace. Les appareils enregistreurs, les sismographes, recueillent ces vibrations sous la forme d'accélération du sol en fonction du temps. C'est sous cette forme que la sollicitation du support est définie dans ce chapitre.

Le calcul sismique a pour objectif la détermination de la réponse d'un ouvrage à un mouvement tellurique sollicitant ses fondations. On entend par réponse le calcul des sollicitations, des déplacements, des vitesses, et des accélérations subis par l'ouvrage. Ce calcul, qui relève du domaine de la dynamique des structures, se révèle délicat du fait de l'aspect aléatoire de l'excitation.

II.2 Oscillation (modes de vibrations) des structures-spectre de réponse :

Certaines des actions susceptibles de s'exercer sur une structure peuvent être à l'origine de sollicitations rapidement variables dans le temps. Ces actions présentent un caractère dynamique lorsque les déformations correspondantes sont suffisamment rapides pour que les forces d'inertie ainsi mises en jeu cessent d'être négligeables vis-à-vis des sollicitations d'autre nature agissant sur la structure, et lorsque, par la suite, la réponse de la structure aux actions considérées apparaît comme conditionnée dans une proportion significative par ces forces d'inertie.

Le calcul dynamique suppose la détermination de la réponse des structures à la sollicitation sismique par la prise en compte des forces d'inertie mises en jeu celles-ci n'existant que pendant la durée du séisme.

Lorsqu'une structure se trouve soumise à une action sismique, elle effectue tout d'abord, tant que dure le séisme, une série d'oscillations vibrations forcées régies par des lois en général complexe ; il leur succède, dès que le séisme a pris fin, des oscillations libres, qui obéissent à des lois plus simples, et qui finissent par s'amortir plus ou moins rapidement (**Figure II.1**). À remarquer qu'en l'absence d'amortissement et d'excitation extérieure, les structures peuvent osciller indéfiniment suivant une fonction sinusoïdale du temps.

En réalité les structures ont autant de modes de vibration que de degrés de liberté. Dans cette situation, l'étude de l'oscillateur simple est essentielle car le calcul dynamique d'une structure élastique, comportant plusieurs degrés de liberté et plusieurs masses, se ramène à celui de l'étude d'un certain nombre d'oscillateurs simples caractérisés chacun par un mode de vibration c'est à dire par une période propre une déformée propre et un coefficient d'amortissement ζ . Le cumul de réponses de ces oscillateurs simples permet d'obtenir la réponse de la structure.

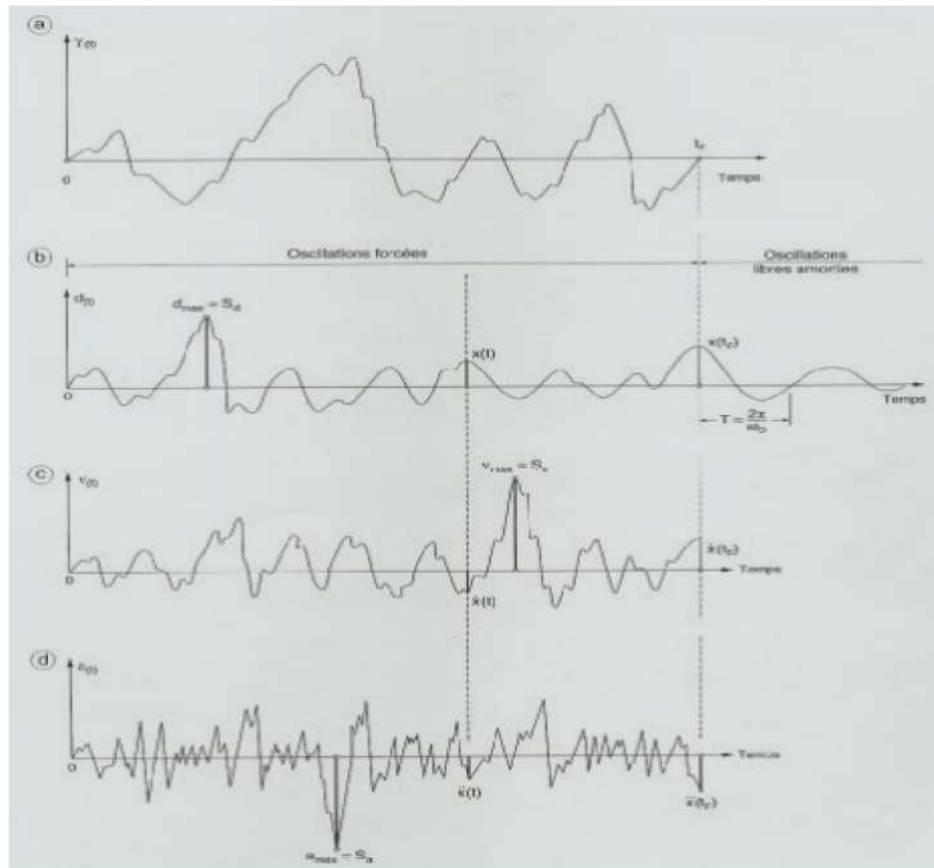


Figure II. 1 : Accélération du sol et réponse de la structure.

II.2.1 Nature des structures :

Le mouvement du sol est connu a posteriori par son accélérogramme $\gamma(t)$ enregistrés lors d'un séisme ; on peut envisager deux types de structures liées au sol :

a) structures parfaitement raides (la période $T = 0$) :

Chaque point de la structure a le même déplacement absolu que le sol (**Figure II.2**), donc la même accélération $\gamma(t)$.

Le déplacement relatif de la masse par rapport au sol, quel que soit l'amortissement de la structure, est nul, la réponse de l'oscillateur est quasi statique : $d(t) = 0$

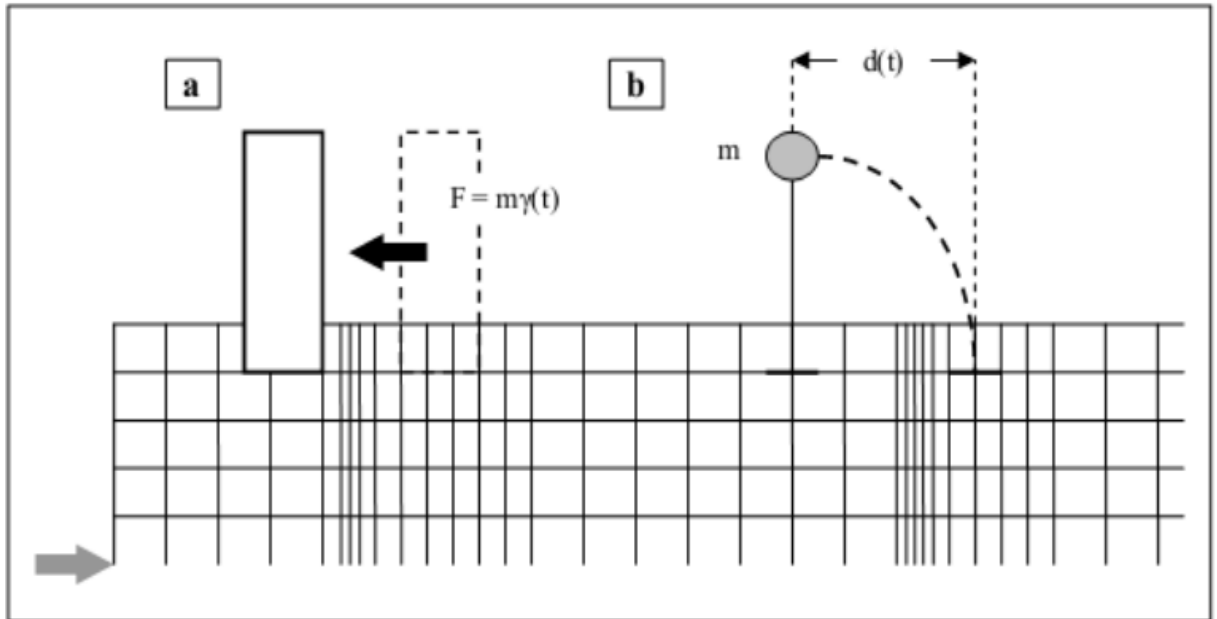
L'accélération de l'oscillateur tend vers l'accélération du sol (l'amplification de l'oscillateur tend vers l'unité), appelée accélération à période nulle ou à fréquence infinie.

En conséquence, une masse m attachée a cette structure (**Figure II.2** a) lui communique une force d'inertie : $F = m \gamma(t)$.

b) structures parfaitement souples ($T = \infty$) :

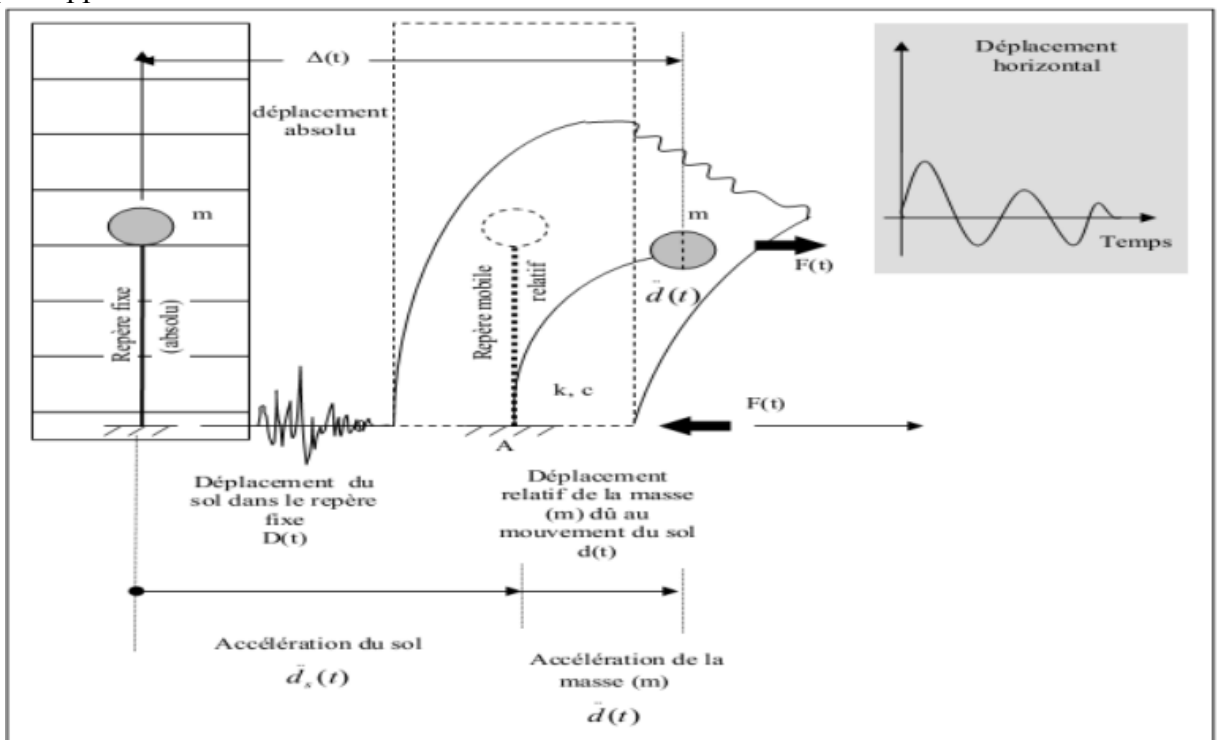
Le déplacement absolu des masses de la structure en dehors de celles directement liées au sol (les fondations, par exemple) est nul sous l'action des forces d'inertie.

Le déplacement relatif $d(t)$ de la structure par rapport au sol passe par un maximum, et est opposé au déplacement absolu du sol (**Figure II.2** b).



II.2.2 Oscillations des structures :

Lorsqu'on écarte un système, tel qu'un oscillateur simple constitué d'une masse m fixée au bout d'une tige, d'une position d'équilibre, compte tenu des liaisons et des déformations qui lui sont imposées il y a apparition des forces de rappel qui tendent à le ramener à sa position de repos (**Figure II.3**). Sous l'action du séisme l'oscillateur est soumis à sa base au point A à un mouvement du sol $D(t)$ variable avec le temps ; le mouvement que prend la masse oscillante est un mouvement plan entièrement défini par le déplacement du centre de gravité de la masse au temps t . Donc le système dépend d'un seul degré de liberté : le déplacement relatif $d(t)$ de la masse par rapport au sol.



La réponse sismique d'une structure est exprimée par la prise en compte de l'équilibre dynamique des forces s'exerçant sur la structure pendant la durée du séisme, et déterminée lorsque la masse m , qui occupe la position déformée définie par $d(t)$, est soumise aux forces horizontales suivantes :

- Une force de rappel élastique exercée par le support de raideur k , qui est proportionnelle au déplacement relatif $d(t)$:

$$F_1 = - k d(t) \quad (\text{II.1})$$

- Une force de freinage proportionnelle à l'amortissement c et à la vitesse relative $v(t)$; autrement dit, à déplacement nul, l'amortissement est nul aussi :

$$F_2 = - c v(t) \quad (\text{II.2})$$

- Une force d'inertie développée par la masse m dans le sens contraire à l'accélération $\Gamma(t)$ de l'action sismique ; les forces d'inertie caractérisant la résistance qu'opposent les masses à leur mise en mouvement ou à leur freinage, elles sont donc opposées aux forces élastiques :

$$F = - m \Gamma(t) = - m [\gamma(t) + a(t)] \quad (\text{II.3})$$

Avec :

$\gamma(t)$: accélération du sol ;

$a(t)$: accélération de la masse m par rapport au sol.

Les déplacements de la masse m sont mesurés soit dans un repère relatif lié au point A [déplacement $d(t)$], soit dans un repère absolu [déplacement $D(t)$]. Les déplacements sont liés par la formule :

$$\Delta(t) = D(t) + d(t) \quad (\text{II.4})$$

En écrivant l'équilibre des forces, on obtient :

$$F_1 + F_2 = - F(t) \quad (\text{II.5})$$

On en déduit l'équation du mouvement :

$$m \Gamma(t) + c v(t) + k d(t) = 0 \quad (\text{II.6})$$

Soit, compte tenu de la formule 2.3 :

$$m [\gamma(t) + a(t)] + c v(t) + k d(t) = 0 \quad (\text{II.7})$$

Soit encore :

$$m a(t) + c v(t) + k d(t) = - m \gamma(t) \quad (\text{II.8})$$

On constate qu'on se ramène à l'étude d'un oscillateur simple dans le repère relatif (**Figure II.3**) en supposant la masse soumise à une force fictif $- m a(t)$ proportionnelle à l'accélération $a(t)$ du point d'appui A.

Avec les notations suivantes et en tenant compte de la définition de l'amortissement ζ , l'équation (4.8) peut s'écrire sous la forme :

$$a(t) + 2\omega \zeta \dot{v}(t) + \omega^2 d(t) = -\gamma(t) \quad (\text{II.9})$$

Avec :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{k}}$$

$$f = \frac{1}{T}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$$

Avec :

k : raideur du système ;

ω : pulsation du système non amorti (en radian / second) ;

T : période (en seconde) ; le mouvement étant périodique, la durée d'un cycle est appelée période du mouvement ;

f : fréquence (en hertz) ;

On obtient ainsi à des spectres qui ne sont plus déduits mathématiquement d'un accélérogramme précis mais sont devenus des entités autonomes, artificiellement façonnées en fonction de divers impératifs de protection parasismique.

La solution est donnée par l'intégrale de Duhamel. On obtient le déplacement relatif :

$$d(t) = -\frac{1}{\omega_D} \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \sin \omega_D (t-\tau) d\tau \quad (\text{II.10})$$

Avec :

$\omega_D = \omega \sqrt{1-\zeta^2}$: pseudo-pulsation des oscillations libres amorties ;

τ : variable d'intégration.

On constate que la valeur du déplacement ne dépend que de la pulsation ω , du coefficient d'amortissement ζ et de l'accélération γ du sol.

À partir de la formule II.10 on obtient facilement la vitesse relative et l'accélération absolue.

Les structures ayant toujours des amortissements très faibles, on peut considérer que $\omega_D = \omega$, ce qui correspond à un oscillateur très peu amorti ; en négligeant les termes secondaires, les composantes du mouvement sismique deviennent :

- ✓ Le déplacement relatif :

$$d(t) = -\frac{1}{\omega} \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \sin \omega (t-\tau) d\tau \quad (\text{II.11})$$

- ✓ La vitesse relative :

$$v(t) = -\int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \cos \omega (t-\tau) d\tau \quad (\text{II.12})$$

- ✓ La pseudo-accélération:

$$a(t) = \omega \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \sin \omega (t-\tau) d\tau = -\omega^2 d(t) \quad (\text{II.13})$$

Lorsque le déplacement relatif d de la masse a été calculé, on peut en déduire la force de rappel (voir formule II.1) et donc calculer les efforts dans la structure :

$$F_1 = -k d \quad (\text{II.14})$$

II.3 Détermination des spectres de réponse :

Les formules II.11 à II.13 permettent, à partir de l'enregistrement (accélérogramme) d'un séisme, de calculer systématiquement pour tous les oscillateurs simples possibles (c'est-à-dire pour toute la gamme de périodes et d'amortissements possibles) les valeurs de la réponse maximale en termes de déplacements $[d(t)]_{\max}$ et de tracer les graphiques correspondants, dits spectres de réponses des déplacements (**Figure II.4**) .

De même, on peut tracer les réponses maximales en termes de vitesse $[v(t)]_{\max}$ et d'accélération $[a(t)]_{\max}$.

Le déplacement $d(t)$ de la masse étant calculé pour chaque oscillateur, on peut déduire :

- ✓ Le spectre de réponse de déplacement (fig. 4.4 c), d'après la formule II.15 avec $[a(t)]_{\max} / \omega = S_v$:

$$S_d = [d(t)]_{\max} = S_v / \omega = D_{\max} \quad (\text{II.15})$$

- ✓ Le spectre de réponse de vitesse :

$$S_v = [V(t)]_{\max} = \omega S_d \quad (\text{II.16})$$

- ✓ Le spectre de réponse de l'accélération: il peut être tracé de la même façon, puisque l'accélération maximale et le déplacement maximal sont liés par la formule :

$$S_a = [a(t)]_{\max} = -\omega^2 d(t) = \omega S_v \quad (\text{II.17})$$

Ou encore :

$$a_{\max} = \omega S_v = \omega^2 D_{\max} \quad (\text{II.18})$$

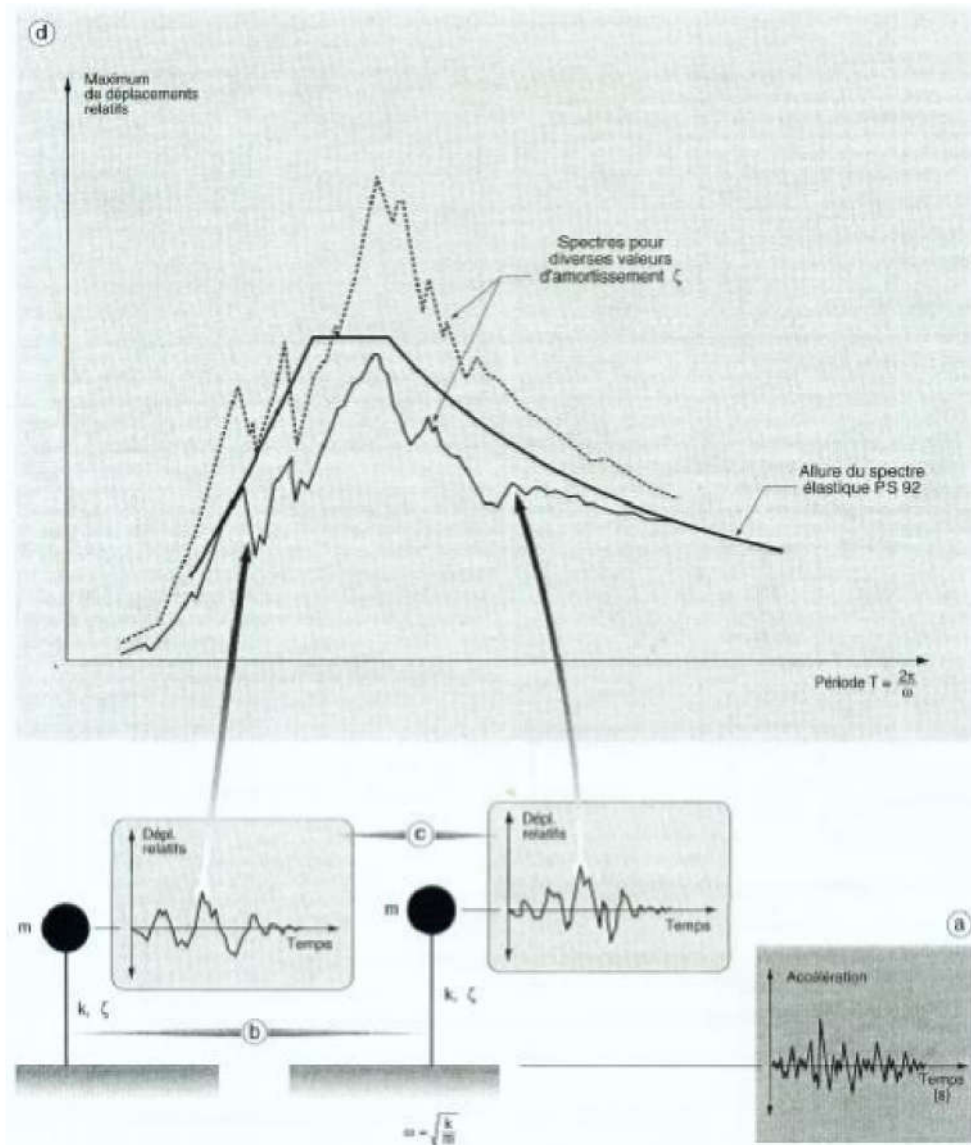


Figure II. 4 : Construction d'un spectre de déplacement :

a- Accélérogramme enregistré ; b- Choix d'oscillateurs simples avec un amortissement ζ et une période T connue ; c- Réponses en déplacement des oscillateurs choisis ; d- Spectre de réponse en déplacement pour diverses valeurs d'amortissement.

II.4 Utilisation des spectres de réponse :

La pratique actuelle la plus répandue consiste à définir le chargement sismique par un spectre de réponse, c'est-à-dire par une représentation non plus dans le domaine du temps (accélérogramme), mais dans celui des fréquences ou des périodes.

En effet, toute structure est assimilable à un oscillateur multiple, mais son étude se ramène à celle d'un certain nombre d'oscillateurs simples.

Les spectres caractérisent ainsi les séismes beaucoup plus clairement que les accélérogrammes (signaux temporels) ; connaître l'histoire du mouvement à chaque instant t est un problème complexe. Extraire seulement les valeurs maximales est à la fois plus simple et plus significatif puisqu'elle conditionnent les sollicitations maximales.

L'utilisation d'un spectre s'effectue différemment selon qu'il s'agit d'un spectre de déplacement ou d'un spectre d'accélération.

II.4.1 Utilisation d'un spectre de déplacement :

En fonction de la période T (ou de la fréquence f) et du coefficient d'amortissement ζ de l'oscillateur, le spectre de déplacement relatif donne la valeur $U_{\max}$ du déplacement relatif maximale. Ce déplacement imposé au système fournit directement la valeur de la force (voir formule II.1 et II.18) :

$$F_{\max} = k D_{\max} \quad (\text{II.19})$$

II.4.2 Utilisation d'un spectre d'accélération:

En fonction de la période T (ou de la fréquence f) et du coefficient d'amortissement ζ de l'oscillateur, le spectre fournit la valeur maximale $a_{\max}$ de l'accélération. On en déduit la valeur de la force statique appliquée à la masse et équilibrée par le système (voir formules II.3 et II.16) :

$$F^{\lambda} = m a_{\max} \quad (\text{II.20})$$

Le spectre d'accélération est le plus employé, car il fournit immédiatement la force d'inertie maximale agissant sur la masse en mouvement, ce maximum s'identifiant à celui de la force élastique développée dans le système. Si les ordonnées du spectre sont exprimées en prenant comme unité l'accélération due à la pesanteur (g), elles fournissent le coefficient sismique propre à l'oscillateur (l'ouvrage), c'est-à-dire le coefficient qui, appliqué au poids de la masse (mg), fournit la valeur de la force élastique produisant les mêmes sollicitations que la réponse dynamique.

Les valeurs des forces $F_{\max}$ et $F^{\lambda}_{\max}$ sont identiques et les deux méthodes conduisent au même résultat puisque par construction (voir formule II.20) les spectres de réponse sont liés par la relation :

$$a_{\max} = \omega^2 D_{\max} \quad (\text{II.21})$$

Soit :

$$m a_{\max} = k D_{\max}$$

Par ailleurs, on peut remarquer que la définition de l'action sismique par un spectre de réponse est une méthode particulièrement adaptée pour :

- Synthétiser par une enveloppe couvrant tout le domaine des fréquences les effets de plusieurs accélérogrammes aux contenus très différents ;
- Prendre en compte la nature du terrain situé sous la construction ;
- Tenir compte de l'intensité probable du séisme, du niveau de protection recherché et ceci en fonction de l'importance du bâtiment étudié, ce qui revient à « caler » le spectre au niveau de l'action sismique.
- On aboutit ainsi à des spectres qui ne sont plus déduits mathématiquement d'un accélérogramme précis mais sont devenus des entités autonomes, artificiellement façonnées en fonction de divers impératifs de protection parasismique.

II.5 Spectre de calcul :

Lorsqu'il s'agit de déterminer le spectre de réponse à prendre en compte pour le calcul des ouvrages en un site donné, il est bien entendu exclu d'utiliser un seul accélérogramme, même si par chance il a été enregistré au voisinage du site. Il convient donc de déterminer un spectre de calcul (de projet) qui sera l'enveloppe d'un ensemble de spectres correspondant à des accélérogrammes convenablement enregistrés dans des sites comparables au site étudié.

L'idéal serait de pouvoir choisir dans un catalogue de séismes enregistrés ceux qui correspondent aux conditions du site étudié (même mécanisme au foyer probable, même magnitude, même profondeur et même distance focale, même nature du terrain, etc..).

Les accélérographes utilisés résultent de séismes d'importances différentes et les spectres de réponse que l'on déduit ne sont pas directement comparables. Les spectres ainsi obtenus sont alors appelés spectres normalisés.

Le spectre de calcul est obtenu en faisant l'enveloppe des divers spectres normalisés ; il doit ensuite être calé en lui faisant subir une affinité pour tenir compte :

- de l'intensité probable du séisme ;
- de l'importance pour la collectivité du bâtiment étudié.

La **Figure II.5** représente l'allure que peuvent avoir de tels spectres de calcul.

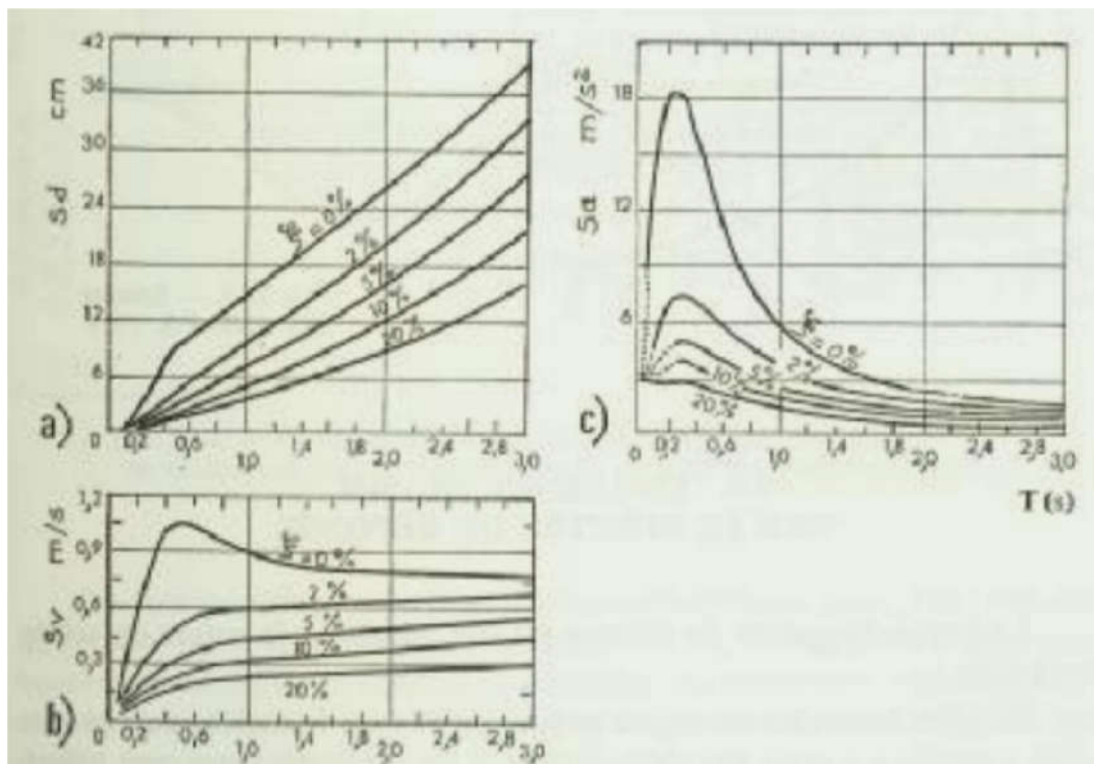


Figure II. 5 : spectres de calcul.

Les spectres normalisés constituent seulement un moyen de couvrir de façon rationnelle l'ensemble des éventualités défavorables dans lesquelles peut se trouver placée une structure.

De ce traitement des accélérographes découle un intérêt pratique évident, muni du spectre de réponse, on peut déterminer, immédiatement et par simple lecture graphique, le déplacement et l'accélération maximaux d'un système quelconque ; il suffit de connaître le coefficient d'amortissement ζ et la période propre T .

II.6 paramètres du mouvement sismique :

Dans les conditions réelles, les mouvements sismiques (accélération, vitesse et déplacement) sont des mouvements qui se propagent au hasard dans les trois directions de l'espace. Les structures sont donc soumises à un mouvement de translation à trois composantes,

qui s'exercent dans deux directions horizontales perpendiculaires et dans la direction verticale et à un mouvement de rotation correspondant à une torsion autour d'un axe vertical et à deux mouvements de bascule autour des axes horizontaux. Toutefois, lorsque les appuis de l'ouvrage reposent sur des sols de nature très différente ou lorsque l'ouvrage franchit une faille active, les mouvements peuvent être importants.

Plutôt que de définir le mouvement du sol proprement dit, les règlements définissent l'effet de ces mouvements sur des structures élémentaires que sont des oscillateurs simples. Les mouvements du sol excitant la base d'un ouvrage courant assimilé à un oscillateur simple sont plus ou moins amplifiés dans la structure selon que la fréquence propre d'oscillation de celle-ci est proche ou non des fréquences prédominantes du mouvement sismique. Il s'agit du phénomène bien connu de résonance d'un oscillateur.

Les fréquences prédominantes du séisme dépendent étroitement de la nature du sol sur lequel repose l'ouvrage. En simplifiant, on peut dire que les couches superficielle de sol fonctionnent comme un oscillateur excité à sa base par les déplacements du rocher sous-jacent : si le sol superficiel possède des caractéristiques mécaniques faibles ou s'il est de grande épaisseur, il amplifiera les basses fréquences, tandis que si ses caractéristiques mécaniques sont élevées ou si le rocher est affleurement, le signal sismique comportera plutôt des hautes fréquences.

Pour l'essentiel, on supposera que le séisme peut se produire à la verticale du bâtiment et que l'action sismique est constituée par un mouvement d'ensemble qui affecte « la fondation » de la construction ; autrement dit que le terrain se meut comme un bloc sous la structure. On entend ici par « fondation » l'ensemble des points d'appuis supposés rigidement liés les uns aux autres .

Pour un lieu donné , les caractéristiques du mouvement sismique sont influencées par de nombreux facteurs tel que :

- Magnitude du séisme ;
- Profondeur du foyer ;
- Mécanisme et direction de propagation des ondes sismiques ;
- Propriétés physiques et configuration des différents couches traversées par les ondes sismiques.

La prise en compte des effets observés en terme d'intensité macrosismique est insuffisante pour les besoins du génie parasismique.

Il convient de rappeler que cette grandeur constitue seulement une mesure subjective des effets destructeurs d'un séisme. Il est donc essentiel de rattacher cette donnée descriptive à un paramètre physique.

Du point de vue du génie parasismique , les caractéristiques les plus significatives du mouvement associé aux ondes sismiques sont les suivantes :

- Valeurs de l'accélération maximale du sol , de la vitesse et du déplacement.
- Contenu fréquentiel du mouvement ; la gamme des fréquences est généralement de l'ordre de 0 à 30 Hz ; la fréquence prépondérante est de l'ordre 1 à 10 Hz pour les accélérations et de 0.1 à 0.5 Hz pour les déplacements.

Les mesures effectuées lors des séismes forts montrent que les paramètres du mouvement ont l'ordre de grandeur suivant :

- durée : 5 à 10s ;
- accélération : 0.10 à 1.00g ($g = 9.81 \text{ m/s}^2$) ;
- vitesse : 5 à 50 cm/s ;
- déplacement : 5 à 50 cm.

Les valeurs des accélérations, des vitesses et des déplacements du sol varient considérablement au cours des séismes. Des ondes de haute fréquence ($f > 10 \text{ Hz}$) tendent à avoir une grande amplitude d'accélération mais de petites amplitudes de déplacement par rapport aux ondes à basse fréquence, qui ont de petites accélération mais des vitesses ou des déplacements relativement forts.

L'utilisation des accélérations exprimées en terme de grandeur physique (cm/s^2 ou m/s^2) étant peu pratique, on préfère la référence de l'accélération de la gravité, soit : 1.0g ($1.0 \text{ g} = 9.81 \text{ m/s}^2$).

II.7 Classification des sites :

Quatre types de sites sont définis par le RPA selon la nature du sol (les propriétés mécaniques qui les constituent) et la vitesse de propagation des ondes de cisaillement.

- Catégorie S_1 (site rocheux) :
Roche ou autre formation géologique caractérisée par une vitesse moyenne d'onde de cisaillement $V_S \geq 800 \text{ m/s}$.
- Catégorie S_2 (site ferme) :
Dépôts de sables et de graviers très denses et/ou d'argile surconsolidée sur 10 à 20 m d'épaisseur avec $V_S \geq 400 \text{ m/s}$ à partir de 10 m de profondeur.
- Catégorie S_3 (site meuble) :
Dépôts épais de sables et graviers moyennement denses ou d'argile moyennement raide avec $V_S \geq 200 \text{ m/s}$ à partir de 10 m de profondeur.
- Catégorie S_4 (site très meuble) :
 - Dépôts de sables lâches avec ou sans présence de couche d'argile molle avec $V_S < 200 \text{ m/s}$ dans les 20 premiers mètres.
 - Dépôts d'argile molle à moyennement raide avec $V_S < 200 \text{ m/s}$ dans les 20 premiers mètres.

II.8 Influence du sol sur le spectre de réponse :

L'observation montre que l'intensité avec laquelle un séisme est ressenti en un lieu donné dépend dans une large mesure de la nature des terrains traversés par l'onde sismique et des conditions locales (topographie du terrain, présence de cavité,...).

En effet, les ondes sismiques se propagent dans le rocher, puis en certains endroits à travers des sédiments dont les caractéristiques vont influencer sur le mouvement du sol enregistré en surface.

Pour une même secousse sismique les spectres seront donc différents selon qu'ils correspondent à un affleurement rocheux ou à un dépôt sédimentaire.

Il est en effet souvent constaté que les ouvrages édifiés sur un sol meuble subissent des dommages plus importants que ceux situés sur un sol rocheux. Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que les couches de sols meubles se comportent comme un oscillateur qui amplifie l'excitation appliquée à la base par le rocher.

En effet, si l'on se trouve en présence d'une importante formation de sols meubles, on peut considérer que la perturbation sismique est principalement propagée par le sol rocheux situé en profondeur, dans lequel elle voyage plus vite et ne subit qu'un amortissement relativement faible. Les vibrations sont alors transmises à la surface par les couches meubles existées à leur base. Ce faisant, elles subissent un amortissement certain, mais les couches meubles se comportent comme un oscillateur et le mouvement en surface n'est autre que la réponse de cet oscillateur à l'excitation imprimée à sa base par le rocher.

On conçoit dès lors que, par effet de résonance, les vibrations du substratum rocheux, dues à un séisme, se transmettent en surface avec une amplification des accélérations du côté des grandes périodes ($T \sim 2s$).

En conséquence, lorsqu'il s'agit de choisir un spectre pour un site donné, il est très important de connaître la nature du sol de fondation, puisque les sols durs transmettent de préférence les hautes fréquences et les sols mous les basses fréquences.

II.9 Influence des différents paramètres sur le comportement d'un ouvrage sous séisme :

La réponse d'un ouvrage sous l'effet d'un séisme donné est fonction de sa masse, de sa rigidité et de sa capacité à amortir le mouvement.

II.9.1 Augmentation de la période :

Il est constaté que la diminution de l'effort sismique peut être obtenue par l'adaptation d'un système plus souple (k plus faible) et plus léger (M plus petit).

L'augmentation de la période s'obtient en diminuant le nombre d'appuis fixes ou en introduisant des appareils d'appui souples.

La réduction des sollicitations est accompagnée par une augmentation en déplacement « u » qui risque de mettre en péril certains éléments (effets du second ordre) ou de ne plus satisfaire les critères d'exploitation de l'ouvrage.

L'augmentation en période pourrait induire des efforts plus défavorables pour un certain nombre de sites où la période dominante du spectre est relativement élevée (site avec des sols de couverture de forte épaisseur et de qualité médiocre).

Considérons l'accélérogramme enregistré à la station de Lake Hughes (composante EW) pendant le séisme de Northridge en 1994 (**Figure II.6**) et examinons la réponse d'un oscillateur de pourcentage d'amortissement critique fixe, égale à 2%, et de période propre T , variable. Cette réponse, calculée par l'intégrale de Duhamel est donnée sur la **Figure II.7**.

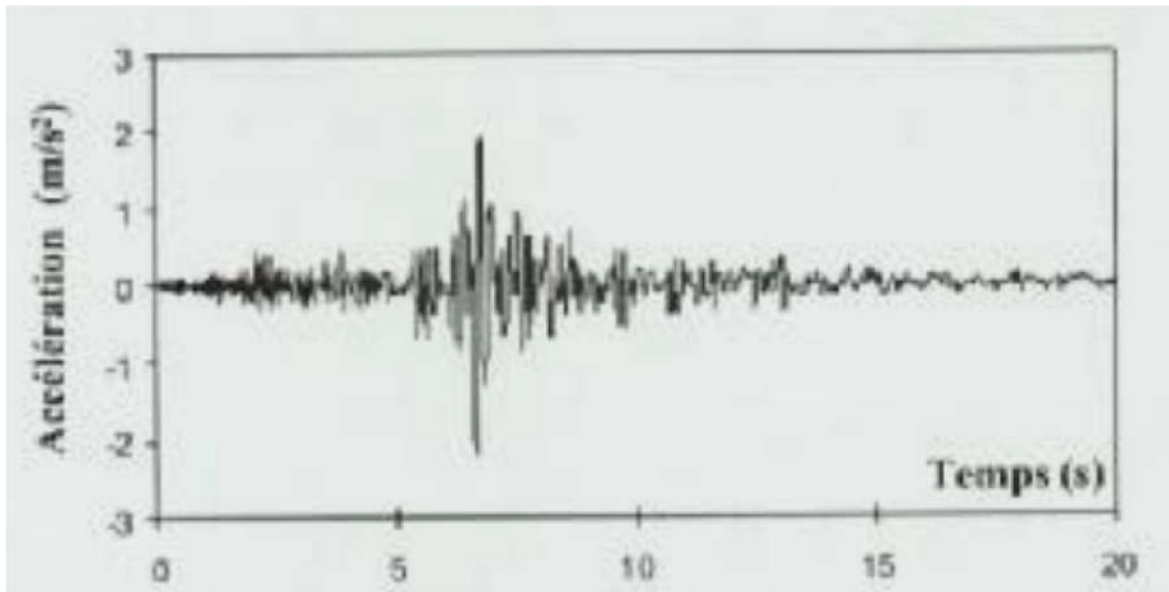


Figure II. 6 : Accélérogramme de Lake Hughes (Northridge 1994).

L'examen de la **Figure II.7** montre que l'amplitude, la durée et la forme du signal dépendent fortement de la période propre de l'oscillateur. Celui-ci répond de façon quasi harmonique avec une période égale à celle de l'oscillateur. Ce résultat est très général pour une sollicitation possédant un large contenu fréquentiel et peut être démontré par la théorie des vibrations aléatoires.

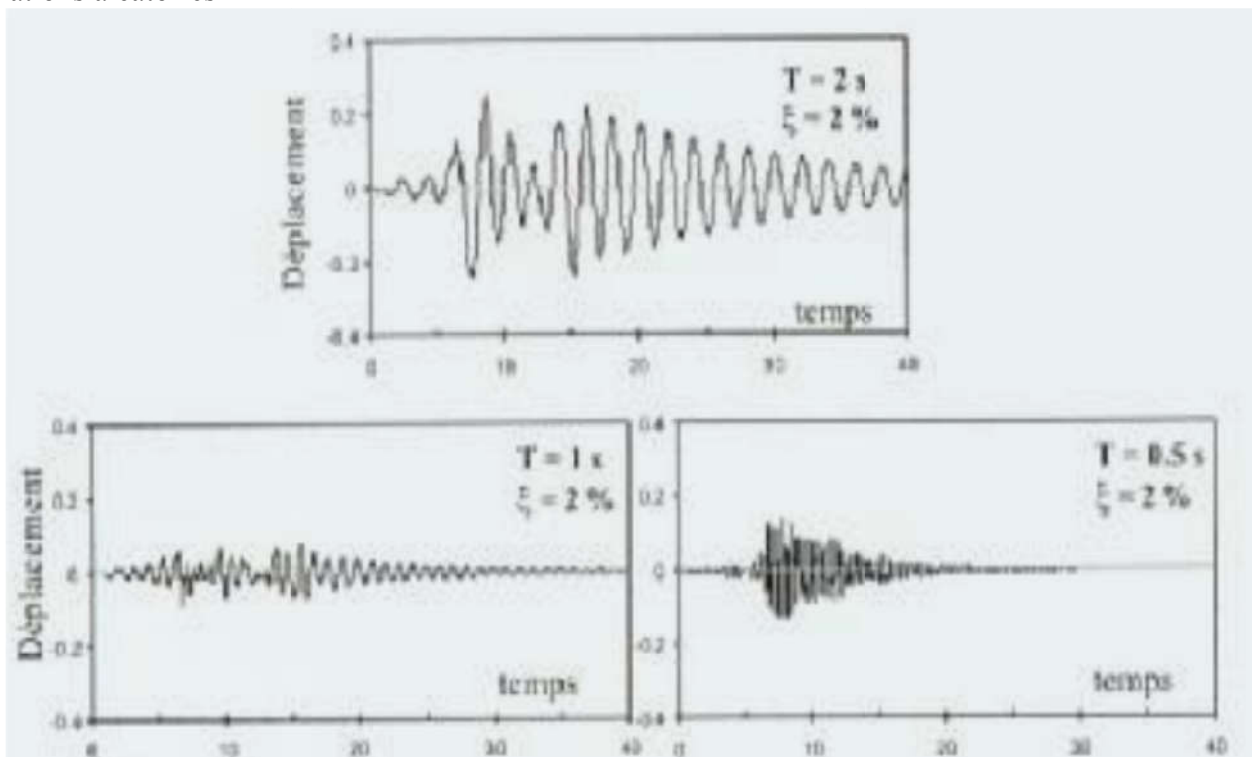


Figure II. 7: Influence de la période sur la réponse de l'oscillateur.

On observe également que parmi les trois oscillateurs, celui avec la période la plus longue possède la réponse en déplacement la plus élevée. Il ne faut cependant pas faire une règle général de cette constatation qui n'est valable que pour une certaine gamme de périodes, comme on le verra au paragraphe suivant. La comparaison des réponses pour $T = 0.5s$ et $T = 1s$ dément d'ailleurs cette proposition.

II.9.2 Augmentation de l'amortissement :

Le problème posé par les déplacements horizontaux mentionnés ci-dessus peut être résolu par l'augmentation de l'amortissement.

Pour un oscillateur simple à une période donnée, cette réponse, est réduite par rapport à celle d'un oscillateur ayant la même période et un taux d'amortissement réduit.

Considérons l'accélérogramme précédent (**Figure II.6**) et examinons la réponse d'un oscillateur de période fixe égale à 0.5s et de pourcentage d'amortissement critique variable entre 0% et 5%. Cette réponse est donnée sur la **Figure II.8**.

Pour le système non amorti au bout d'une durée correspondant à la phase transitoire de la réponse, la réponse devient stationnaire avec une amplitude constante, la plus élevée des trois systèmes étudiés. Pour un amortissement non nul l'amplitude maximale de la réponse diminue et le mouvement s'atténue d'autant plus rapidement après la phase d'excitation forcée ($t > 10-15s$) que le pourcentage d'amortissement critique est élevée. On notera également, qu'hormis le cas $\zeta = 0$, les réponses présentent une certaine similarité.

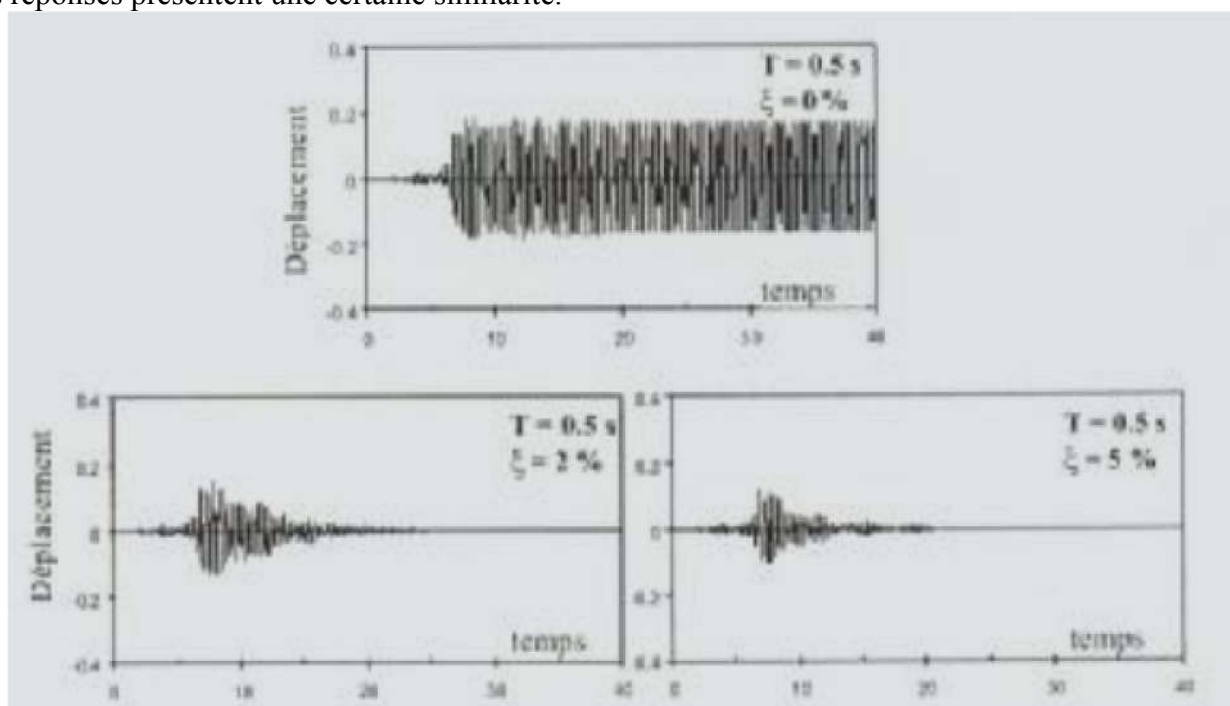


Figure II. 8 : Influence de l'amortissement sur la réponse de l'oscillateur.

II.10 Prise en compte de l'interaction sol-structure :

La réponse d'un ouvrage à un mouvement sismique est gouvernée par la nature de ce mouvement d'une part et par les caractéristiques géométriques et mécaniques de la structure et du sol d'autre part.

Lorsque la structure est soumise à un mouvement sismique du sol, elle se déforme et la réaction qu'elle transmet au sol modifie localement ce mouvement.

En général, l'interaction « sol-structure » est négligeable et n'est donc pas à prendre en compte dans la modélisation des ouvrages courants. Autrement dit, l'analyse spectrale s'effectue en supposant un encastrement parfait à la base des appuis .

II.11 Démarche de la protection sismique :

II.11.1 Quelle est l'importance du risque ?

Parmi les catastrophes naturelles qui affectent la surface de la terre, les secousses sismiques sont sans doute celles qui ont le plus d'effets destructeurs dans les zones urbanisées. Il est malheureusement certain que les séismes continueront à surprendre l'homme. La seule chose que nous puissions prédire avec certitude, c'est que plus nous nous éloignons du dernier tremblement de terre, plus nous sommes proches du suivant.

La sismicité d'un site intègre la grandeur des intensités des secousses ainsi que la fréquence avec laquelle elles se produisent.

L'appréciation du risque sismique dans une région donnée nécessite des données historiques disponibles. Les enregistrements ainsi obtenus sont souvent insuffisants pour permettre une appréciation quantitative du risque, exprimée en termes de probabilité. En effet, les failles de l'écorce terrestre susceptibles de provoquer des séismes peuvent ne pas être visibles dans les terrains superficiels et échapper ainsi à l'analyse géologique ou géophysique. D'autre part, la période couverte par les observations historiques (un ou deux millénaires au plus) est trop courte pour qu'on puisse chiffrer en probabilité le risque de séisme important à partir des fréquences observées, sauf dans les régions où l'activité sismique importante à partir des fréquences observées, sauf dans les régions où l'activité sismique est intense. Il convient donc de ne pas exclure la probabilité d'un séisme, même dans des zones réputées non sismiques. On connaît d'ailleurs plusieurs exemples de zones considérées comme telles jusqu'à ce qu'un séisme notable s'y soit produit de façon imprévue. Face à ce risque et à l'impossibilité de le prévoir, la seule prévention valable est la construction parasismique.

La caractérisation du risque sismique sur un site donné où l'on projette de réaliser une construction est la première étape de l'analyse sismique. Elle a pour objet :

- D'estimer les mouvements vibratoires « les plus sévères » qui peuvent affecter le site du fait des séismes futurs.
- De caractériser ces mouvements sous une forme permettant une analyse réaliste du comportement des ouvrages.

En ce qui concerne le premier point, il faut souligner qu'en raison des lacunes et des incertitudes affectant la plupart des données nécessaires pour cette évaluation, l'estimation des « mouvements les plus sévères » a nécessairement un caractère subjectif.

II.11.2 Qu'est-ce que la construction parasismique ?

La seule prévention valable en zone à risque sismique est la construction parasismique. C'est à-dire l'art de construire de manière telle que les bâtiments, même endommagés, ne s'effondrent pas. Le but est en premier lieu d'éviter les pertes humaines, mais aussi d'éviter une catastrophe technologique que des dégâts incontrôlés risqueraient de provoquer, en maintenant la stabilité, l'intégrité ou la fonctionnalité d'installations sensibles, stratégiques ou potentiellement dangereuses. Dans tous les cas, la meilleure façon d'envisager des constructions parasismiques consiste à formuler des critères à la fois économiquement justifiés et techniquement cohérents.

Il ne s'agit pas seulement d'appliquer un certain nombre de prescriptions réglementaires, mais d'avoir une approche globale qui prend en compte tous les facteurs pouvant avoir une incidence sur le comportement du bâtiment.

Pour augmenter la fiabilité des constructions parasismiques, il convient d'intégrer à chaque étape, de la conception à la réalisation, dans le cadre d'une collaboration permanente, les éléments suivants :

- Les enseignements tirés des séismes récents ;
- L'évaluation des connaissances et de la réglementation ;
- Les résultats des recherches.

Le retour d'expérience, permet d'affirmer que la protection parasismique est faible si elle est réalisée très en amont, dès la conception, et si elle intègre ensuite l'application des règles parasismiques, une excellente qualité d'exécution et un entretien périodique du gros œuvre. C'est certainement le moyen le plus sûr pour conférer aux bâtiments une résistance efficace et assurer la sauvegarde des vies humaines.

II.12 Conclusion :

La réalisation d'ouvrages parasismiques n'a pris rang qu'assez tardivement parmi les préoccupations des constructeurs.

Le génie parasismique étudie les séismes et leurs actions sur les constructions dans le but de réaliser des ouvrages susceptibles de résister dans de bonnes conditions à leurs effets dévastateur.

Le spectre de réponse utilisé par le RPA 99 couvre l'Algérie entière et peut dans certain cas donner des résultats erronés dans le domaine de la protection parasismique notamment à cause des conditions locales du sol.

La nécessité d'établir des spectres de réponse pour chaque région n'est faite ressentir surtout après le séisme de Boumerdes.

CHAPITRE III

PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

LES SEISMES EN ALGERIE

III.1 Introduction :

La sismicité a toujours suscité l'intérêt des hommes de sciences, qui depuis l'antiquité ont jugé important de consigner dans des écrits les événements sismique. En Algérie l'étude de l'historique des séismes ne nous a pas permis de remonter loin dans le temps puisque les premiers écrits remontent au XIV^e siècle. Si nous tenons compte des manuscrits historiques des pays voisins tels que l'Espagne, la France, l'Italie, le Maroc et la Tunisie, il peut être fait référence à des événements sismiques de l'époque romaine mais ces événements restent trop imprécis pour qu'ils soient pris en considération.

C'est à ALSUYUTI qui revient l'honneur d'avoir décrit pour la première fois le séisme qui se produit le 03 janvier 1365 à Alger, séisme qui constitue maintenant la référence première de la sismicité dans notre pays. Plus proche de nous, les premiers catalogues de sismicité ont été publiés au temps de la présence étrangère par Rothé (1955) qui a ainsi catalogué et décrit les séismes qui se sont produits depuis 1790.

Après l'indépendance, plusieurs catalogues ont été ainsi édités (Roussel, 1967 ; Benhallou, 1985 ; Mokrane et Al, 1994 ; Benouar, 1994 ; Boudiaf, 1996), faisant la compilation des événements sismiques qui se sont produits depuis 1365. Les derniers catalogues réalisés, permettent outre les caractéristiques de bases des séismes, d'avoir des informations supplémentaires sur ces événements par les effets générés.

Il faut cependant souligner que le nombre d'événements importants qui se sont produits, la récolte de l'information ne fut pas toujours aisée eu égard à la conjoncture difficile traversée par notre pays et par le fonctionnement partiel du réseau téléométré.

III.2 Sismicité Historique

L'activité sismique en Algérie du Nord est connue depuis 419, date à laquelle s'est produit le séisme de Sitifis (actuellement Sétif).

Depuis cette date, de nombreux séismes se sont produits, parmi eux certains violents et meurtriers. Parmi ces séismes nous pouvons citer ceux qui ont touché Alger en 1365 et en 1716, Oran en 1790, Gouraya en 1891. Dans une période plus récente, on peut citer les séismes d'Orléansville (09.09.1954), d'El Asnam (10.10.1980, Ouyed et al., 1981, Benhallou, 1985, Meghraoui, 1988), de Constantine (27.10.1985, Bounif et al., 1991), de Tipaza (29.10.1989, Meghraoui, 1991) de Mascara (17.08.1994, Benouar et al., 1996), d'Alger (04.09.1996, Yelles et al., 1997), de Ain Temouchent (22.12.1999, Yelles et al., 2004) et de Beni Ouartilane (10.11.2000, Yelles et al., 2001) (Boumerdes-Alger, 2003, Yelles et al., 2003).

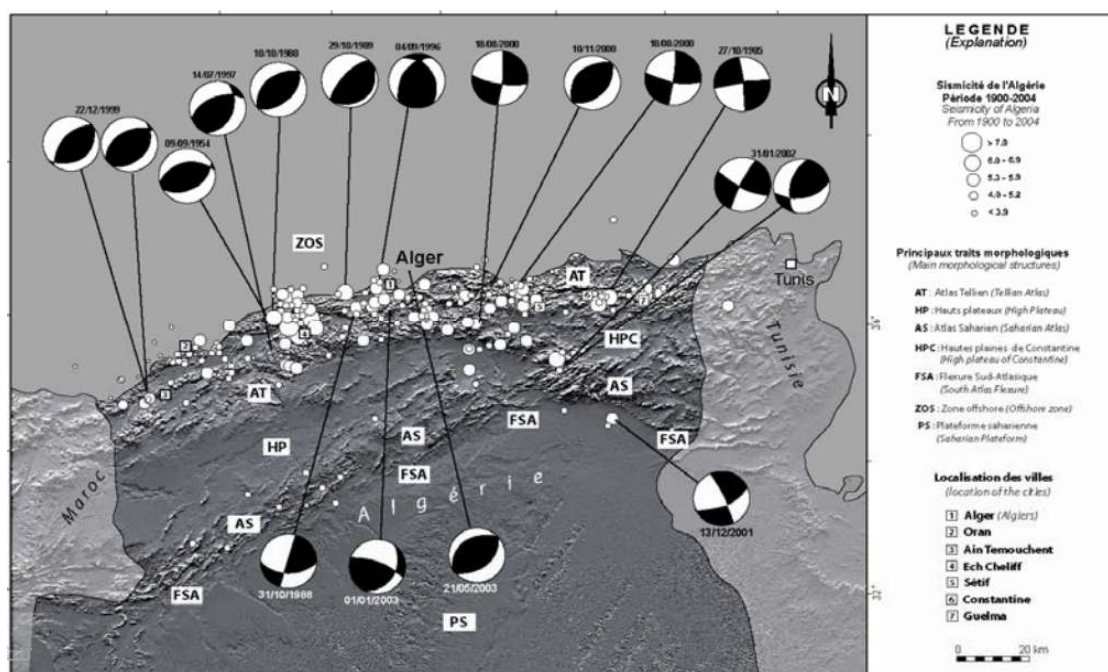


Figure III. 1 : Carte sismique de l'Algérie .

Tableau III. 1 : Principaux séismes d'Algérie (1365—2003)

Lieu	Date	I/ M	M	Victimes
Sitifis (Setif)	419			Destruction
Alger	03.01.1365	X		Plusieurs
Alger	10.03.1673			
Mitidja	03.02.1716	X		20 000
Oran	09.10.1790	X		2000
Blida	02.03.1825	X		7000
Djidljelli	22.08.1856	X		-
Aures	16.11.1869	IX		30
Gouraya	15.01.1891	X		38
Orleansville	09.09.1954	X	6.7	1243
El Asnam	10.10.1980	X	7.3	2633
Constantine	27.10.1985	VIII	5.9	10
Tipaza	29.10.1989	VIII	6.0	22
Mascara	18.08.1994	VII	5.7	175
Alger	04.09.1996	VII	5.7	
Temouchent	22.12.1999	VII	5.7	25
B.Ouartilane	10.11.2000	VII	5.4	04
Boumerdes-Alger	21.05.2003	X	6.8	2300

L'étude de cette sismicité historique et contemporaine est essentielle à plus d'un titre car elle a permis en premier lieu d'élaborer les différents catalogues de sismicité (Roussel, 1967, Benhallou, 1985, Mokrane et al., 1994, Benouar, 1994; Boudiaf, 1996, Yelles et al., 2002), en second lieu de réaliser des cartes de sismicité de sismotectonique (Meghraoui, 1988, Boudiaf, 1996), d'intensité maximale (Roussel, 1973b, Bezzeghoud, 1996), d'Aléa sismique (Hamdache, 1998 a et b).

A partir des différentes cartes déjà établies, il est possible donc de constater où se produisent les séismes, connaître l'ampleur par région. Nous pouvons également avoir la localisation des sources sismogènes et établir une zonation du territoire.

III.3 Aléa sismique de l'Algérie

On définit comme l'aléa sismique d'une région le niveau d'un fort séisme qui risque de se produire dans cette région, généralement caractérisé par la valeur de l'accélération de pointe agR ou PGA et reportée sur les cartes de zonation de l'aléa sismique. Cette définition pose le problème de l'établissement de la valeur de calcul agR .

Dans une région sismique donnée, il se produit de nombreux tremblements de terre au fil du temps et on observe qu'il existe une relation entre la magnitude de ces séismes et leur fréquence d'apparition : les petits séismes sont nombreux, les gros sont rares. Des lois statistiques ont été établies par différents chercheurs : Gutenberg-Richter, Ambraseys. Une fois connue la loi (magnitude - fréquence d'apparition) pour une région donnée, il est possible de définir l'aléa sismique à utiliser dans les projets de construction, à condition de définir la probabilité d'arrivée du séisme contre lequel on décide de se prémunir. Ce choix doit résulter d'une balance entre sécurité et coût, car plus la probabilité d'arrivée du séisme choisie est faible, plus le niveau d'action ag et le coût de l'aspect antisismique de la construction sont élevés. **Figure III.2** montre la carte de l'aléa sismique de l'Algérie.

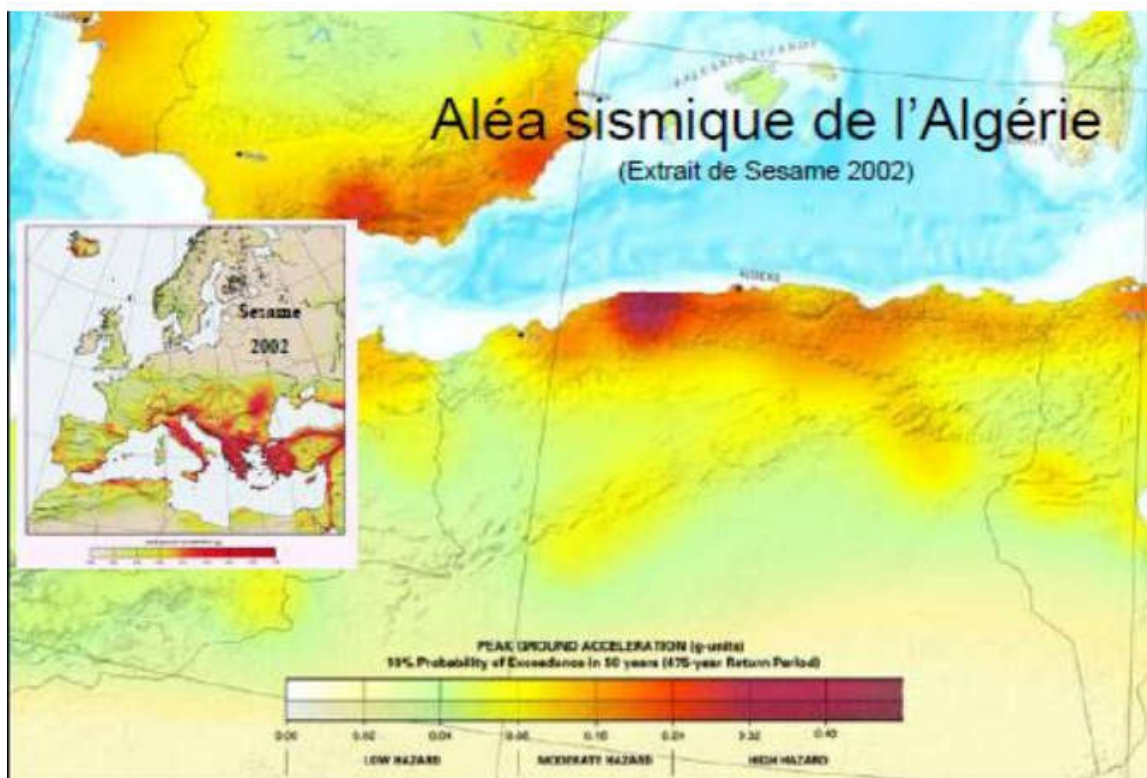


Figure III. 2 : Carte de l'Aléa sismique de l'Algérie .

III.4 Cadre sismotectonique régional :

L'activité sismique en Algérie du Nord se trouve aujourd'hui bien expliquée par la théorie de la tectonique des plaques.

En effet c'est le mouvement de confrontation entre la plaque Eurasienne et la plaque Africaine qui entraîne la déformation des parties méridionales de l'Europe et septentrionale de l'Afrique et donne lieu aux séismes qui secouent notre pays.

Les plaques Afrique et Eurasienne s'affrontent à leur limite. La plaque Africaine se déplace globalement vers le Nord, par conséquent, l'on assiste à une compression subméridienne du domaine nord-africain. Le taux de rapprochement a été évalué près de Gibraltar à 1.3 cm/an et dans la région de Chelif à 1.8 cm/an (*Figure III.3*) .

Cette convergence de limites de plaques n'est définie par une zone de Bénéioff, surtout que les séismes sont superficiels, mais plutôt par une limite de collision. Les séismes se produisent sur des failles actives qui peuvent être identifiées en surface.

Alors qu'en profondeur les plaques se déplacent régulièrement de quelques millimètres à quelques centimètres par an, dans la partie supérieure de la croûte terrestre (30 premiers Kilomètres), ce mouvement n'est pas continu. Les failles peuvent rester bloquées durant de longues périodes, tandis que le mouvement régulier des plaques se poursuit, provoquant ainsi l'accumulation des contraintes.

La chaîne tellienne (Atlas tellien) constitue le segment orogénique, péri méditerranéen de la ceinture active alpine et himalayenne qui s'étend du Sud-Ouest Asiatique à l'océan atlantique. Cette ceinture (*Figure III.4*) est caractérisée par des plaques tectoniques qui sont en mouvement de convergence. Ceci a engendré des déformations compressives au niveau de la chaîne tellienne .

L'observation des mécanismes aux foyers déterminés pour certains séismes montre que les séismes situés entre Oran et Tipaza se caractérisent par des mécanismes donnant des solutions en compression orientée NNW-SSE, contrairement à la région de Constantine où le mécanisme en décrochement est souvent observé .

En effet c'est le mouvement de confrontation entre la plaque eurasiennne et la plaque africaine qui donne lieu aux séismes qui secouent notre pays. Ce mouvement a donné naissance à des gigantesques fracturations sous forme de failles géologiques dont la conséquence est la naissance du relief important de l'Algérie de nord.

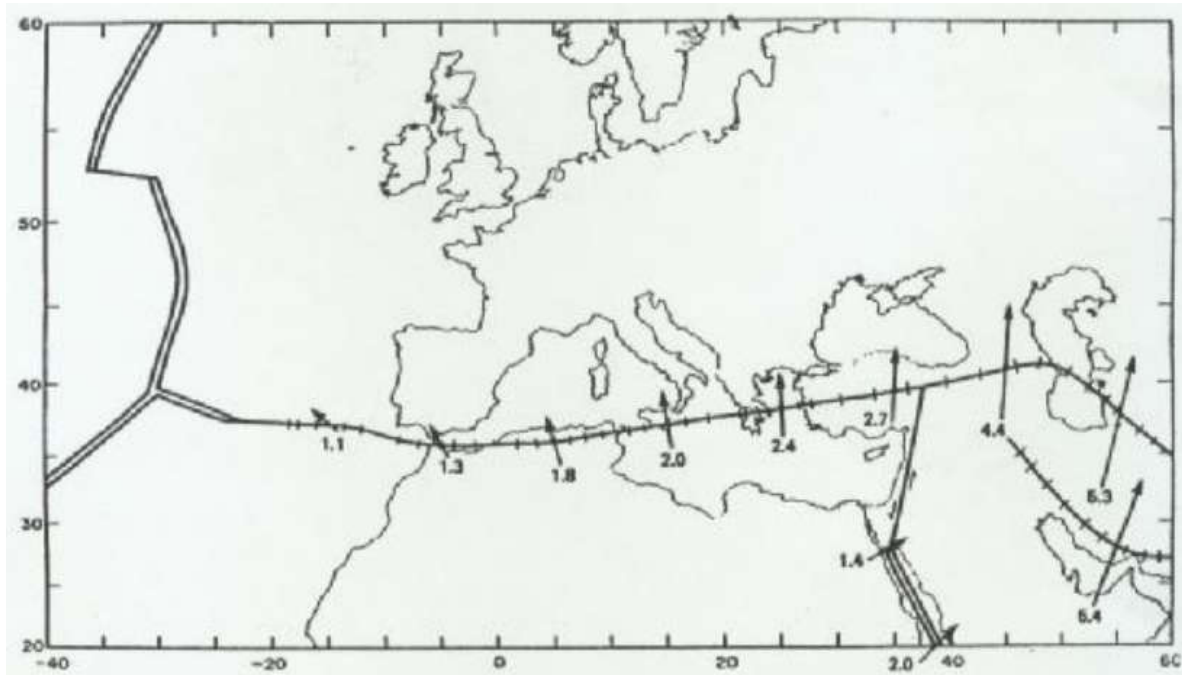


Figure III. 3 : Convergences entre les plaques Africaine et Eurasienne.

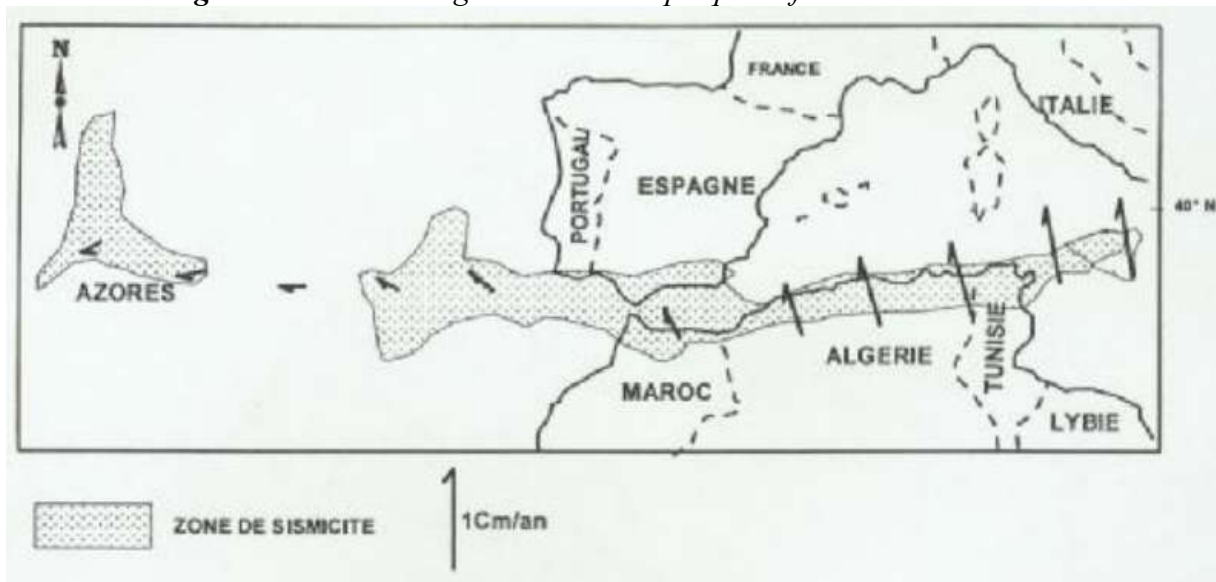


Figure III. 4 : La limite des plaques Africaine et Eurasienne entre les Açores et la Sicile.

Les principales failles actives de l'Atlas tellien sont :

- La faille d'El Asnam.
- La faille de Bou Kadir.
- La faille du Dahra.
- La faille de Tenes Abou-El Hassen (Ouled Abdellah).
- La faille de Sahel d'Alger.
- La faille de Murdjadjo.
- La faille de Chott El Hammam.
- La faille de Kherrata.

Les autres régions séismoactives de l'Algérie sont : la région de Mascara, la région de l'Atlas de Blida-Medea, la région de Jijel, la région de Guelma et la région de Constantine.

Ces séismes se produisent suite à une accumulation de contraintes au niveau de ces failles qui au delà d'un seuil, ne pouvant plus supporter, relâche l'énergie emmagasinée sous forme d'ondes sismiques. C'est donc ces ondes que les personnes ressentent lorsque le séisme qui se produit est important.

III.5 Cartes des intensités maximales observées (IMO) :

C'est en 1973 qu'une carte des intensités maximales observées (IMO) fut publiée à partir des plus importants séismes survenus entre 1716 et 1790 inclus. Cependant, avec la surestimation de certains événements et la manque de données historiques, certaines zones ont du être revus et corrigées .

La carte des IMO présentée dans la **Figure III.5** a été établie pour la période allant de 1716 à 2001. Cette carte représente les effets maximums et délimite les zones ayant subi les différents séismes avec la même intensité Mercalli, chaque contour est un niveau d'intensité maximale ressentie dans la zone considérée.

La hétérogénéité de la structure interne de la terre, et en particulier la lithosphère, explique les variations brusques des intensités observées entre des points voisins. On a, donc, divisé la carte des IMO (**Figure III.5**) en sept zones sismiques et dont les cinq plus importants sont indiquées par des chiffres arabes comme indiqués ci-dessous (de plus haut au plus faible risque).

- Zone 1 : zone à haut risque de premier degré avec I0 compris entre X et XI . Dégâts majeurs .
- Zone 2 : zone à haut risque de deuxième degré avec I0 = IX . Dégâts importants .
- Zone 3 : zone à moyen risque du premier degré avec I0 = VIII , Dégâts importants .
- Zone 4 : zone à moyen risque du deuxième degré avec I0 = VII , peu de Dégâts .
- Zone 5 : zone à faible risque avec I0 = VI , très peu de dégâts .

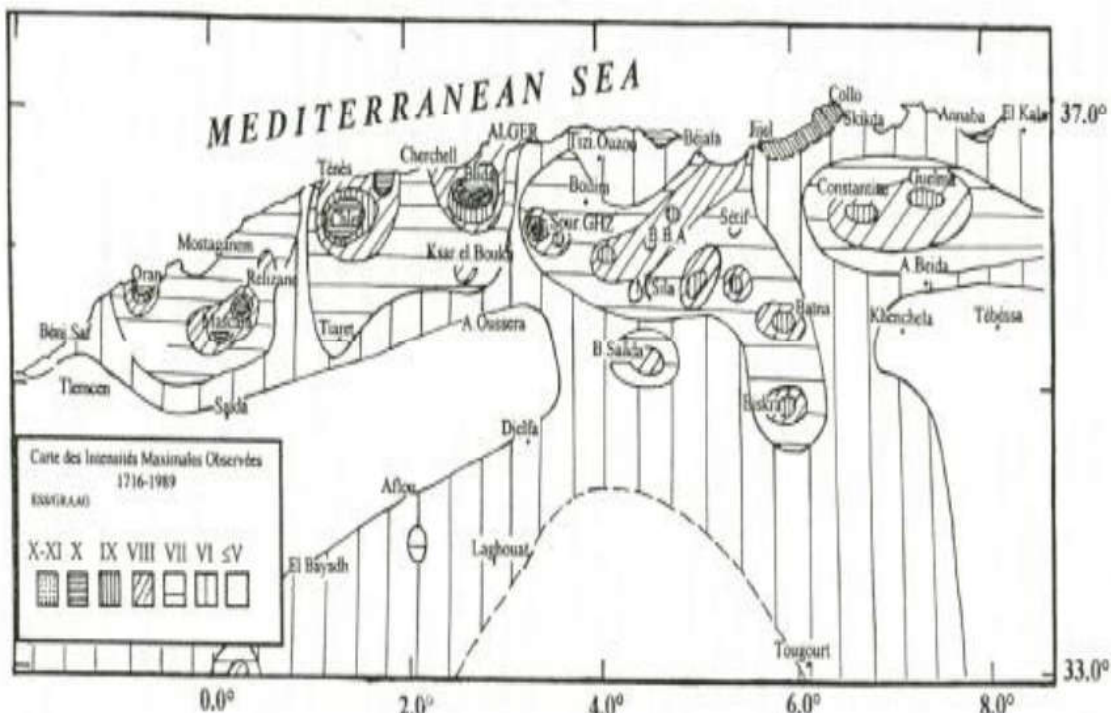


Figure III. 5 : Carte des Intensité Maximales Observées en Algérie de 1716 à 2001.

La carte des IMO (*Figure III.5*) montre que certaines régions sont très faiblement affectées par des tremblements de terre. Ces régions correspondent aux hauts plateaux de l'ouest et du centre, au Sahara au sud et à la zone frontalière tunisienne ainsi qu'à la région de Khenchela– Tebessa, à l'Est.

Le manque de données historiques ne permet pas de considérer la carte des IMO, décrite ci-dessus, comme définitive. Des modifications peuvent survenir au fur et à mesure de l'enrichissement de la banque de données (du CRAAG) historiques et instrumentales.

Une modification majeure concerne la région de Ain Temouchent du fait de l'occurrence du séisme du 22 décembre 1999. La région passant d'une intensité VI à une zone d'intensité VII. L'occurrences des séismes de Mascara (18 . 08 . 1949), d'Ain Benian (04. 09. 1996 et de Béni Ouartilane 10 novembre 2000 n'ont quand à eux pas eu d'incidence sur la carte des IMO.

LES SEISMES EN BOUMERDES

III.6 Situation administratif de la région étudiée

La wilaya se situe au nord du pays sur 100 km du littoral à 45 km d'Alger. Elle est délimitée :

- au nord, par la Méditerranée ;
- à l'ouest, par les wilayas de Alger et Blida ;
- à l'est, par la wilaya de Tizi Ouzou ;
- au sud, par la wilaya de Bouira.
-

Le relief de la wilaya de Boumerdès se divise en plusieurs unités physiques : les plaines et les vallées au nord, les collines et plateaux dans la partie intermédiaire et les montagnes au Sud.

La wilaya est parmi les régions les plus arrosées au pays. La pluviométrie annuelle varie entre 500 mm et 1 300 mm par an.

Boumerdès est une wilaya côtière du centre du pays (Alger) qui s'étend sur une superficie de 1 456,16 km² avec 100 km de profil littoral allant du cap de Boudouaou El Bahri à l'Ouest, à la limite Est de la commune d'Afir.

Boumerdès est située à 45 km à l'est de la capitale Alger, à 52 km à l'ouest de Tizi Ouzou, à 25 km au nord de Bouira.

Boumerdès est une wilaya à vocation agricole. Elle constitue un carrefour de passage de la capitale dont elle est distante de 45 km vers l'Est du Pays et de Tizi Ouzou par des voies de communication diverses (chemins de fer et autoroute). Son chef-lieu est distant de 35 km de l'aéroport international d'Alger (Aéroport d'Alger - Houari Boumédiène).

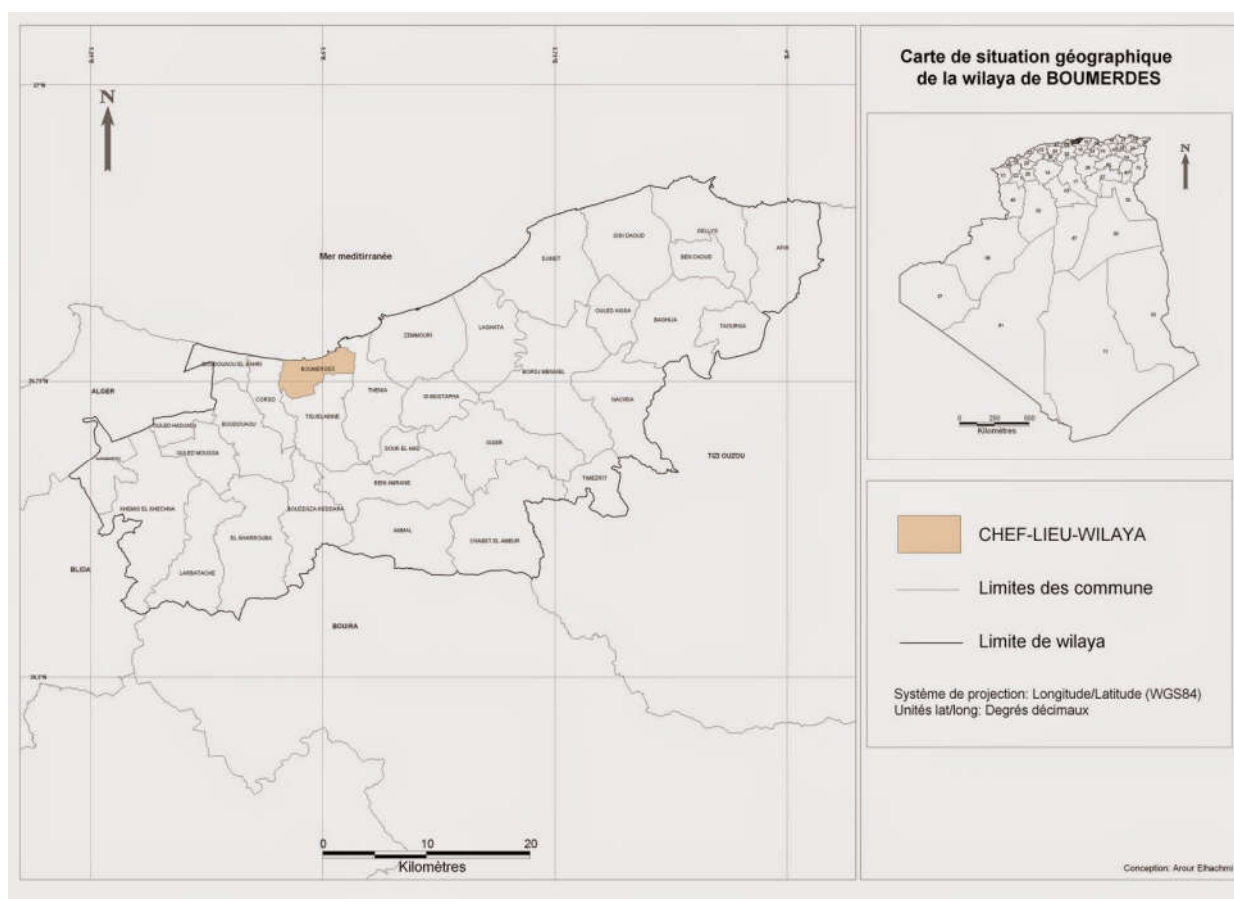


Figure III. 6: Cadre administratif de la région de Boumerdes.

III.7 Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003

A 19 heures 44 (heures locales) le 21 mai 2003, un grand séisme ($M_w=6,8$) a frappé la ville de Boumerdes. La zone épicentrale se situait au large de la côte, à 7 km au nord de Zemmouri de la Wilaya de Boumerdes, à 36 km à l'est de la capitale Alger. Le rapport du gouvernement rapporte que le séisme a causé 2 278 morts, plus de 10 000 blessés et 182 000 sans abris, 19 000 bâtiments effondrés et les dégâts valaient environ 4,3 milliards d'euros.

1) Enquête des dommages de bâtiments du CTC et CGS Le CGS et le CTC ont effectué une étude pour le « jugement d'urgence des niveaux de sûreté des bâtiments » sur 400 000 logements à Alger et 16 000 logements à Boumerdes, comme le cas du séisme d'El Asnam de 1980. Le CGS a enquêté principalement dans la Wilaya de Boumerdes, et le CTC s'est occupé principalement de la Wilaya d'Alger. L'objet de l'enquête était tous les bâtiments et les tailles des blocs des zones limitées et non tous les bâtiments de chaque commune. Les types de structures incluant maçonnerie, béton armé à portiques, béton armé à voiles porteuses et charpente métallique (structure en bois classée en « autres »). Les rapports de l'enquête du CGS analysent en détail cinq types de structures et autres de chaque commune. L'enquête est juste sur le point d'accomplissement. En obtenant une partie desdites données du DGS en tant que rapport initial, l'équipe d'étude JICA les utilise pour la détermination de l'étendue des dommages des bâtiments. Le nombre des bâtiments enquêtés avec leurs niveaux de dommages classés entre 1 à 5 tels que spécifiés par EMS-98 ainsi que les niveaux de dommages classés par 4+5 de chaque type de structure est montrés au **Tableau III.2** pour la Wilaya d'Alger et au **Tableau III.3** pour la Wilaya de Boumerdes.

Tableau III. 2 : Nombre des bâtiments endommagés enquêtés de la Wilaya d'Alger lors du séisme de Boumerdes

No. Code Commune	Type de Structure	Niveaux de dommages structurels						Total
		1	2	3	4	5	4+5	
Bab Ezzouar 1621	Maçonnerie	9	25	22	18	30	48	104
	BA portiques	18	111	80	55	6	61	270
	BA voiles	144	118	135	36	0	36	433
	Acier	1	1	1	0	0	0	3
	Autres	0	0	1	0	13	13	14
Total		172	255	239	109	49	158	824
Bordj El Kiffan 1630	Maçonnerie	137	63	91	33	127	160	451
	BA portiques	995	257	189	144	250	394	1 835
	BA voiles	7	127	50	4	2	6	190
	Acier	2	42	3	1	2	3	50
	Autres	1	0	0	0	3	3	4
Total		1 142	489	333	182	384	566	2,530
Bordj El Bahri 1639	Maçonnerie	247	63	28	20	19	39	377
	BA portiques	567	75	47	68	143	211	900
	BA voiles	3	34	15	8	0	8	60
	Acier	3	1	0	1	1	2	6
	Autres	2	0	0	0	0	0	2
Total		822	173	90	97	163	260	1 345

Tableau III. 3: Nombre des bâtiments endommagés enquêtés de la Wilaya d'Alger lors du séisme de Boumerdes (un extrait).

No. Code Commune	Type de Structure	I Niveaux de dommages structurels						Total
		1	2	3	4	5	4+5	
Boumerdes	Maçonnerie	0	156	103	100	51	151	410
	BA portiques	1	214	200	257	107	364	779
	BA voiles	0	60	32	18	8	26	118
	Acier	0	0	2	3	5	8	10
	Autres	0	16	6	3	5	8	30
Total		1	446	343	381	176	557	1,347
Zemmouri	Maçonnerie	0	143	118	66	23	89	350
	BA portiques	2	380	140	63	22	85	607
	BA voiles	0	6	6	2	0	2	14
	Acier	0	0	1	0	0	0	1
	Autres	0	1	3	2	3	5	9
Total		2	530	268	133	48	181	981

La carte des dommages des bâtiments de la Wilaya de Boumerdes contenant trois communes de l'est d'Alger basée sur les nombres des bâtiments est montrée à la **Figure III.7**.

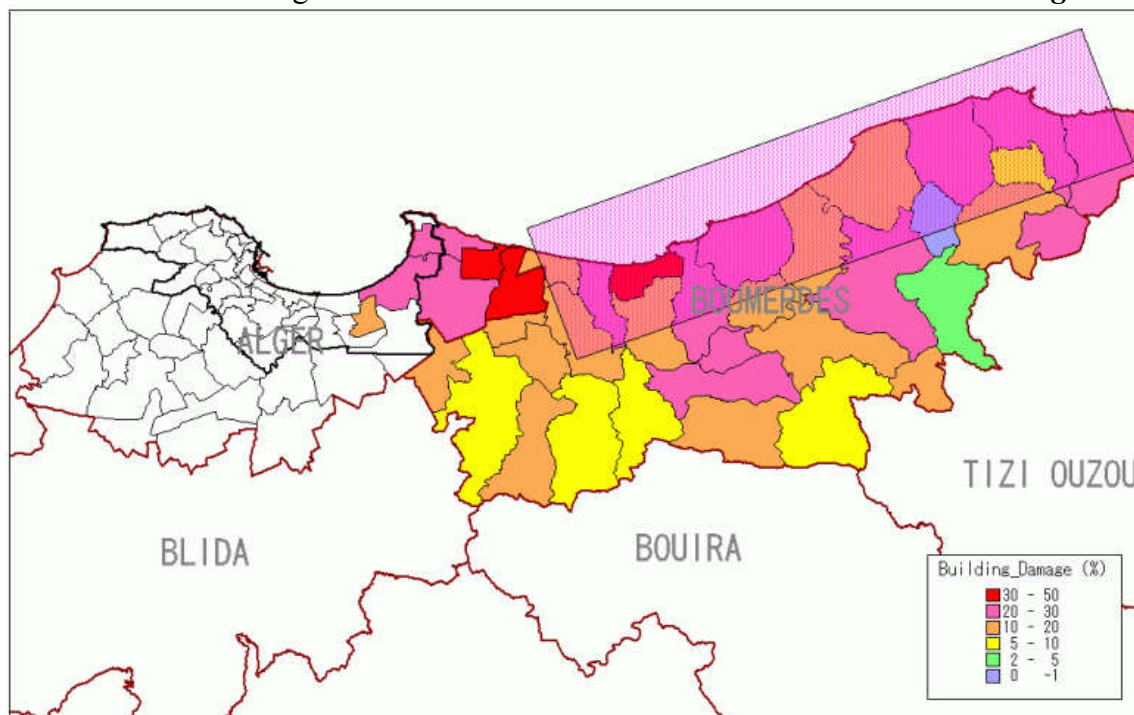


Figure III. 7: Carte des dommages des bâtiments de la Wilaya de Boumerdes contenant trois communes de l'est d'Alger occasionnés par le séisme de Boumerdes 2003 basée sur les nombres des bâtiments

La carte des dommages des bâtiments des Wilayat d'Alger et de Boumerdes sur la base des logements est montée à la **Figure III.8**.

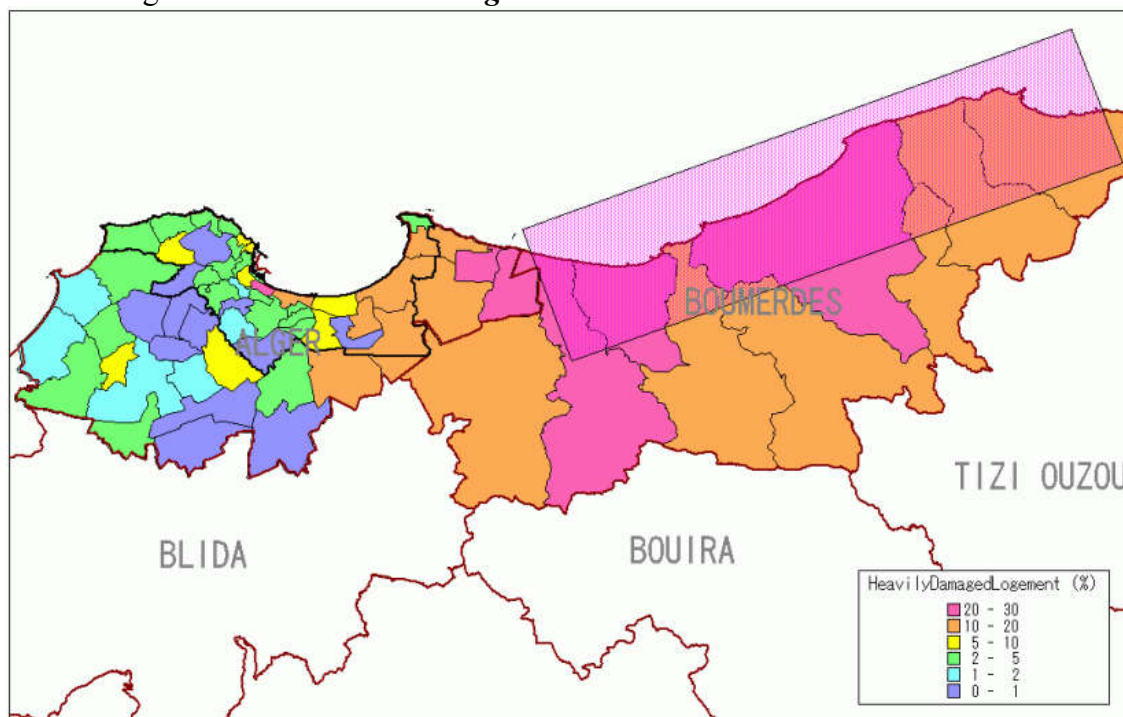


Figure III. 8 : Carte des dommages des bâtiments de la Wilaya de Boumerdes et Alger contenant trois communes de l'est d'Alger occasionnés par le séisme de Boumerdes 2003 basée sur les nombres des bâtiments

III.7 Compilation Sismotectonique :

III.7.1 Généralités :

La tectonique étant l'ensemble des déformations ayant affecté des terrains géologiques postérieurement à leur formation, la tectonique active est celle qui affecte ces mêmes formations durant la période du quaternaire. une faille active est définie comme une fracture quaternaire le long de laquelle des déplacements tectoniques récents ou actuels peuvent se produire.

Les séismes destructeurs se produisent sur des failles actives qui peuvent être identifiées en surface. Ceux ayant engendré une magnitude supérieur à 6 se manifestent souvent par des ruptures de failles en surface. Lorsqu'une faille casse, la rupture peut se propager jusqu'à la surface du sol.

L'apparition d'une faille en surface dépend de la profondeur du foyer, de l'ampleur du déplacement au foyer et de la dimension du plan de faille. L'examen du déplacement ancien des failles peut servir pour l'identification des failles actives. Le déplacement le long des failles sismiques correspond souvent au rejeu d'anciennes failles. Ceci est attesté par les différentes directions de failles connues déjà et qui se réactivent au temps actuel. En outre, l'analyse des données de la sismicité historique, notamment la distribution des intensités durant des séismes historiques, sont d'un apport certain dans la compréhension de la géométrie et des caractéristiques sismotectoniques de certaines structures géologiques actives.

III.7.2 Les failles actives du BOUMERDES :

- Faille de Zemmouri –Boumerdes

La rupture sismique de Boumerdes du 21 mai 2003 ($M_w 6.8$) est générée par une faille cachée et localisée sur la pente continentale (De Louis et al 2004 ; De verchère et al .2005).

Il est admet (Meghraoui et al., Bounif et al.,2004) qu'elle constitue la continuité au large de la mer le système de failles de Blida .

En effet , Les reliefs de Thenia Zemmouri sont le prolongement des monts de Blida ; le bassin de la Mitidja et le réseau de failles sud mitidjien continuent dans l'offshore.

Il est établi que cette rupture se trouve dans la zone de cisaillement Est-Ouest qui s'étend depuis l'océan atlantique jusqu'en Afrique du nord

- Elle résulte donc de la déformation due à la tectonique compressive produite par la convergence et la collision des plaques Afrique et Eurasie au sein de la croûte terrestre du Tell algérien Les résultats des travaux sismologiques sur cette faille indiquent :
- Rupture cosismique produite par une faille inverse à vergence nord-Elle est située en mer et les causes liées au soulèvement côtier montrent qu'il s'agit une rupture NE-SO de 55 km de long, 17 km de large, localisée sur la pente continentale entre 5 à 10 km de la côte .Son moment sismique est estimé à $2,8 \cdot 10^{20}$ Nm (Meghraoui et al. 2004). Pour rappel, le moment sismique M_0 est liée à la magnitude de moment M_w (Kanamori 1977) d'un séisme par la relation:

$$M_w = (2/3) \log M_0$$

avec

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot D$$

μ : rigidité du milieu

D: Déplacement moyen sur la faille et

S: Surface de la faille. Pour connaître la magnitude

M_w , il faut calculer le moment sismique M_0 .

Celle-ci est calculée par deux approches : calcul du spectre des ondes de volume P ou S soit par inversion des formes d'ondes.

Le séisme produit par cette faille a engendré un tsunami vers le nord, atteignant la côte des îles Baléares, Espagnole et plus lentement, celle de la Côte d'Azur.

Des vagues de 1 à 2 mètres de hauteur ont été observées aux Iles Baléares.

- La faille présente un pendage vers le SE dont le mouvement de soulèvement s'est soldé par une élévation momentanée de la côte d'environ 55 cm le long de la zone épiscopale
- Découverte des traces d'instabilités sédimentaires notamment des affaissements dans la marge, la présence des courants de turbidité et des dépôts sous marins au pied de la pente sont attribués éventuellement à la rupture selon les premiers résultats des campagnes Maradja (2003 et 2005) et Prisme (2007)

Les premiers éléments de réponse à savoir la rupture sismique de Boumerdes et la géométrie en éventail des sédiments quaternaires à la base de la pente continentale sont des preuves de l'activité sismique de cette faille **Figure III.7**

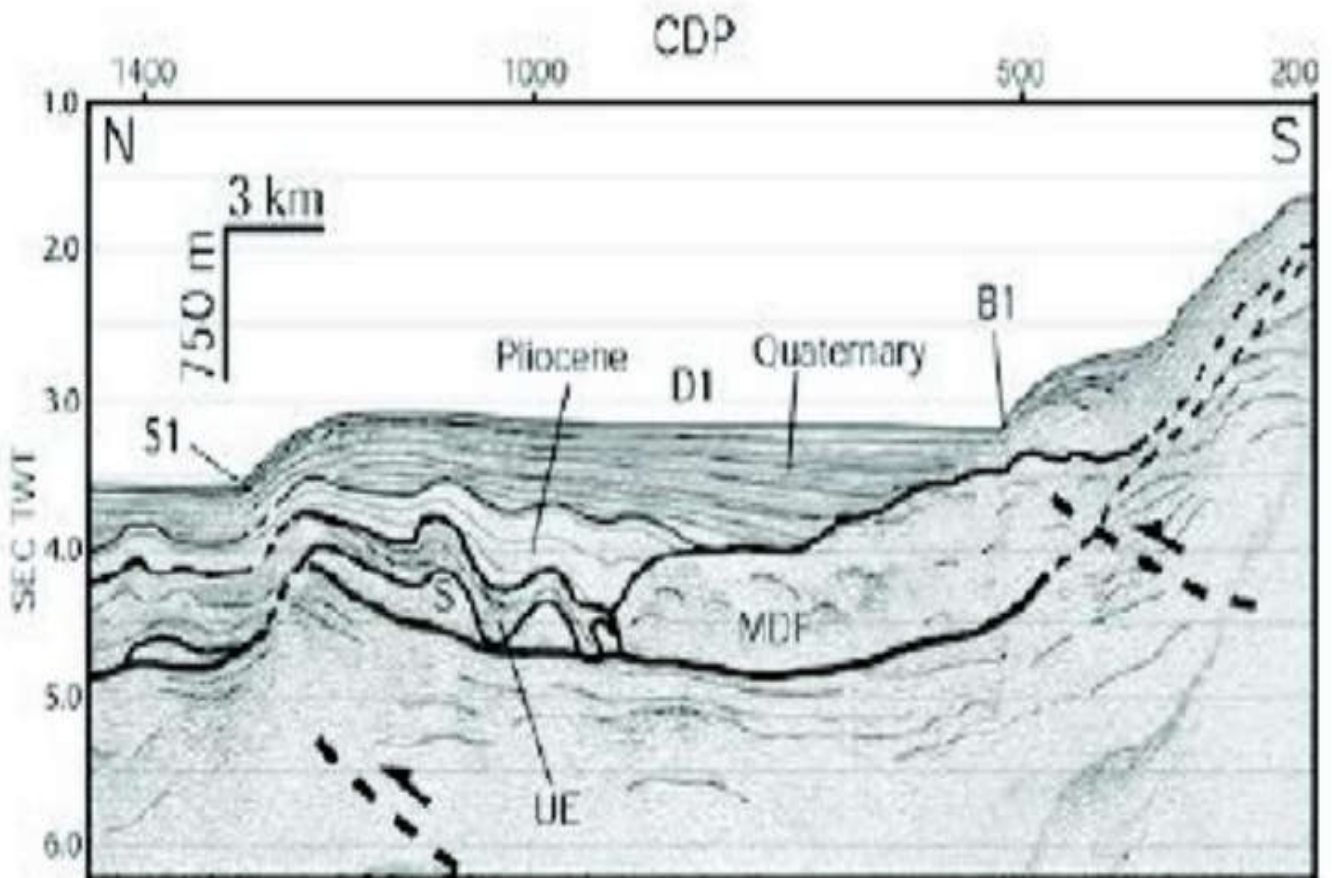


Figure III. 9 : données de sismique réflexion de la campagne Maradja montrant les dépôts quaternaires basculés par le déplacement le long de la faille au large de Boumerdes

III.8 les sources sismiques de la région de Boumerdes :**III.8.1 Définition des sources sismiques :**

L'analyse de l'aléa sismique requiert la localisation et la définition de la géométrie des sources sismiques capables d'engendrer des tremblements de terre dans une région donnée. Une source sismique est définie comme étant une portion de l'écorce terrestre dont les conditions géodynamiques et géologiques sont telles que des secousses sismiques peuvent se produire à l'intérieur. Il est souvent assumé que l'activité sismique dans une source sismique est uniforme. Plusieurs types de sources sont définies dans la littérature. Il existe trois catégories de sources sismiques et qui sont les suivantes :

III.8.1.1 Les failles :

Il est admis que les tremblements de terre se produisent à la suite des mouvements de deux blocs de l'écorce terrestre le long d'un plan d'une faille. Les failles peuvent avoir divers mécanismes, elles sont soit inverses, normales ou coulissantes. Dans les modèles des sources sismiques les failles sont modélisées comme des lignes sources.

III.8.1.2 Les zones sources :

Généralement on peut avoir deux types de zones sources : celles qui sont définies en région étudiée. Le cas le plus pédagogique des sources définies par la sismicité est celui de faille de New Madrid aux USA où bien qu'on ne voit pas de faille en surface. La concentration de la sismicité indique clairement un couloir qui soulignerait la faille en profondeur.

Dans les régions à sismicité relativement modérée les zones sources peuvent être définies sur la base des données sismotectoniques, géologiques et structurales de la région considérée. Dans la pratique de l'analyse de l'aléa sismique à travers le monde, la définition des zones sources dépend de l'état des connaissances sismotectoniques de la région considérée.

III.8.1.3 Les points sources :

certain auteurs définissent aussi le point source quand on n'a pas suffisamment de données pour identifier des failles ou pour définir des zones sources. Imaginons que dans une région donnée nous avons un épïcêtre d'un séisme historique d'une certaine magnitude et que les investigations sismotectoniques ne permettent pas d'associer à cet épïcêtre une faille ou une zone source donnée, on peut alors considérer que cet épïcêtre peut être définie comme une source sismique ponctuelle. On retrouve la notion de point source chez les spécialistes qui travaillent essentiellement sur des catalogues de la sismicité historique et qui ne disposent pas de suffisamment de données sismotectoniques et géologiques.

III.8.2 Identification des sources sismiques dans la région de Boumerdes :

L'analyse combinée de la carte sismotectonique qui englobe des données de la sismicité historique et les données de géologie permet de constater que les séismes dans la région de Constantinois ne sont pas répartis de façon aléatoire. Ils semblent plutôt bien correspondre à la localisation des structures géologiques actives. Pour les besoins de calcul de l'aléa sismique, quatre sources sismiques dont trois zones sources (Z1,Z2,Z3) et une ligne source (faille S1) ont été définies. Trois critères ont été pris en considération dans la définition des zones sources à savoir la présence de structures géologiques actives, la distribution de la sismicité historique.

CHAPITRE IV

CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

IV.1 Les données numérique

Les programmes utilisés sont issus de ceux fournis dans "Dynamics of Structures" élaborés en langage SAP dont le compilateur est disponible au niveau de la Faculté.

IV.1.1 les structures

IV.1.1.1 les poteaux

Un **poteau** est un organe de structure d'un ouvrage sur lequel se concentrent de façon ponctuelle les charges de la superstructure (par exemple via un réseau de poutres ou de dalles d'un niveau supérieur) et par lequel ces charges se répartissent vers les infrastructures de cet ouvrage (par exemple les fondations).

- Un poteau de section rectangulaire ou approchante et à forme non allongée en plan de base sera appelé pilier ; un poteau de section circulaire ou approchante sera appelé colonne.

Tableau IV. 1 : Tableau de ferrailage pour les poteaux.

N°étage	Section	ferraillages
10	X4040	8HA16
9	X4040	8HA16
8	X4545	10HA16
7	X4545	10HA16
6	X5050	12HA16
5	X5050	12HA16
4	X5555	12HA16
3	X5555	12HA16
2	X6060	12HA20
1	X6060	12HA20
RDC	X6060	12HA20

spectre A=0,25
 Q=1
 R=4
 $\xi=10$
 T=0,5

VI.1.1.2 Les poutres

Une **poutre** est une pièce mécanique de forme ou d'enveloppe convexe parallélépipédique, conçue pour résister à la flexion. Elle est placée en général en position horizontale, où elle sert alors à supporter des charges au-dessus du vide, les poids de la construction et du mobilier, et à les transmettre sur le côté aux piliers, colonnes ou au murs sur lesquels elle s'appuie. La **poutrelle** est une poutre de faible section (moins de 20 cm d'âme).

Tableau IV. 2 : Tableau de ferrailage pour les poutres.

Section	NIVEAU	ferrailages	
PP 30X45	RDC ,1,2	NAP SUP	NAP INF
		3T14+5T16CHA=14.67CM2	5T16= 10.05CM2
	3eme ET 4eme	3T14+3T16CHA=10.65CM2	4T16= 8.04CM2
	5eme ET 6eme	3T14+3T14CHA=9.24CM2	3T16= 6.03CM2
	7eme ET 8eme	3T14+3T12CHA=8.01CM2	3T14= 4.62CM2
PS 30X40	RDC ,1,2	NAP SUP	NAP INF
		3T12+5T14CHA=11.09CM2	5T14= 7.70CM2
	3eme ET 4eme	3T12+4T14CHA=9.55CM2	4T14= 6.16CM2
	5eme ET 6eme	3T12+3T14CHA=8.01CM2	3T14= 4.62CM2
	7eme ET 8eme	3T12+3T12CHA=6.79CM2	3T14= 4.62CM2
	9eme ET 10eme	3T12+3T12CHA=6.79CM2	3T12= 3.39CM2

voile de 20 cm

Charge et surcharge

Plancher terrasse (non accessible)

$$G = 0.62 \text{ T/m}^2$$

$$Q = 0.10 \text{ T/m}^2$$

Plancher étage courant

$$G = 0.54 \text{ T/m}^2$$

$$Q = 0.15 \text{ T/m}^2$$

VI.1.2 l'accélérogramme de Boumerdes

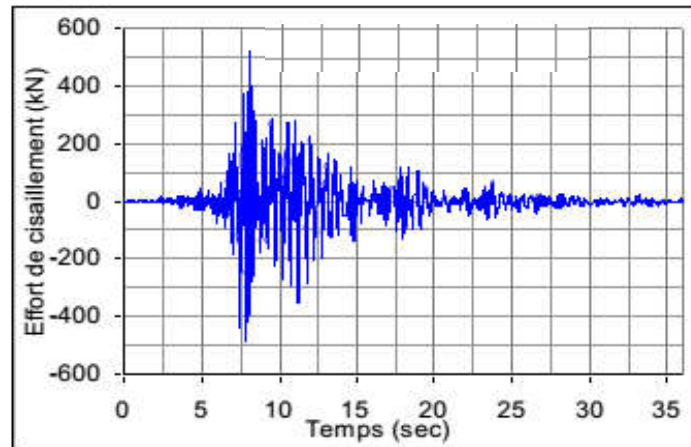


Figure IV. 1 : L'accélérogramme de Boumerdes.

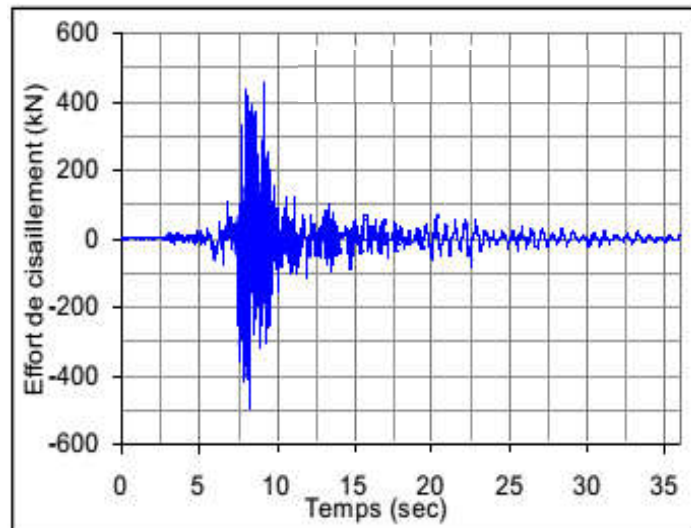


Figure IV. 2 : L'accélérogramme de Kadara 01.

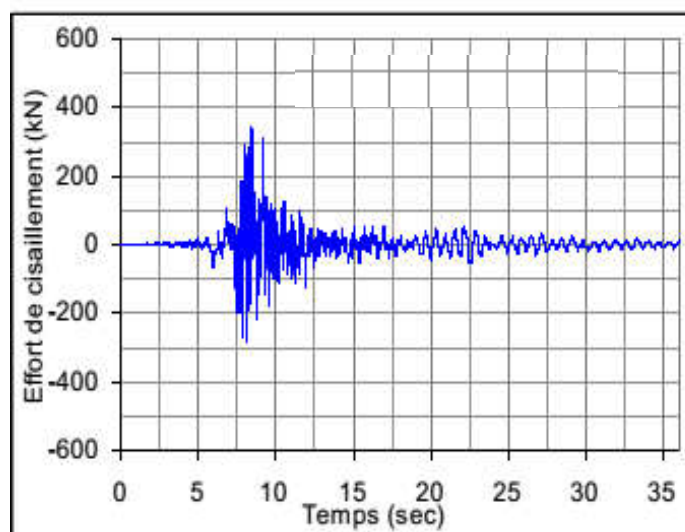


Figure IV. 3 : L'accélérogrammes de Kadara 02.

VI.2 les calculs :

VI.2.1 spectre de calculé et spectre moyen :

Tableau IV. 3 : Accélération spectral (S_a).

S_a	Str 01	Str 02	Str 03	Str 04	Str 05	Str 06	Str 07	Str 08	Str 09	Str 10	Str 11	Str 12	Str 13	Str 14	Str 15
Acc1	0.359	0.780	1.100	0.899	0.795	0.657	0.992	1.090	1.060	0.754	0.653	0.731	0.647	0.767	0.636
Acc2	0.864	1.108	1.060	1.291	1.310	1.006	0.884	0.696	0.589	0.733	0.760	0.790	0.558	0.547	0.855
Acc3	1.820	1.240	1.180	1.610	1.660	1.220	1.410	0.682	0.559	0.775	1.090	0.982	1.040	1.020	1.490
	3.043	3.128	3.340	3.800	3.765	2.883	3.286	2.468	2.208	2.262	2.503	2.503	2.245	2.334	2.981
	1.014	1.043	1.113	1.267	1.255	0.961	1.095	0.823	0.736	0.754	0.834	0.834	0.748	0.778	0.994

Tableau IV. 4 : Déplacement spectral (S_d).

S_d	Str 01	Str 02	Str 03	Str 04	Str 05	Str 06	Str 07	Str 08	Str 09	Str 10	Str 11	Str 12	Str 13	Str 14	Str 15
Acc1	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.006	0.007	0.007
Acc2	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010
Acc3	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.006	0.007	0.009	0.009	0.017
	0.001	0.001	0.003	0.003	0.006	0.006	0.008	0.009	0.008	0.011	0.015	0.017	0.020	0.021	0.034
	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.007	0.011

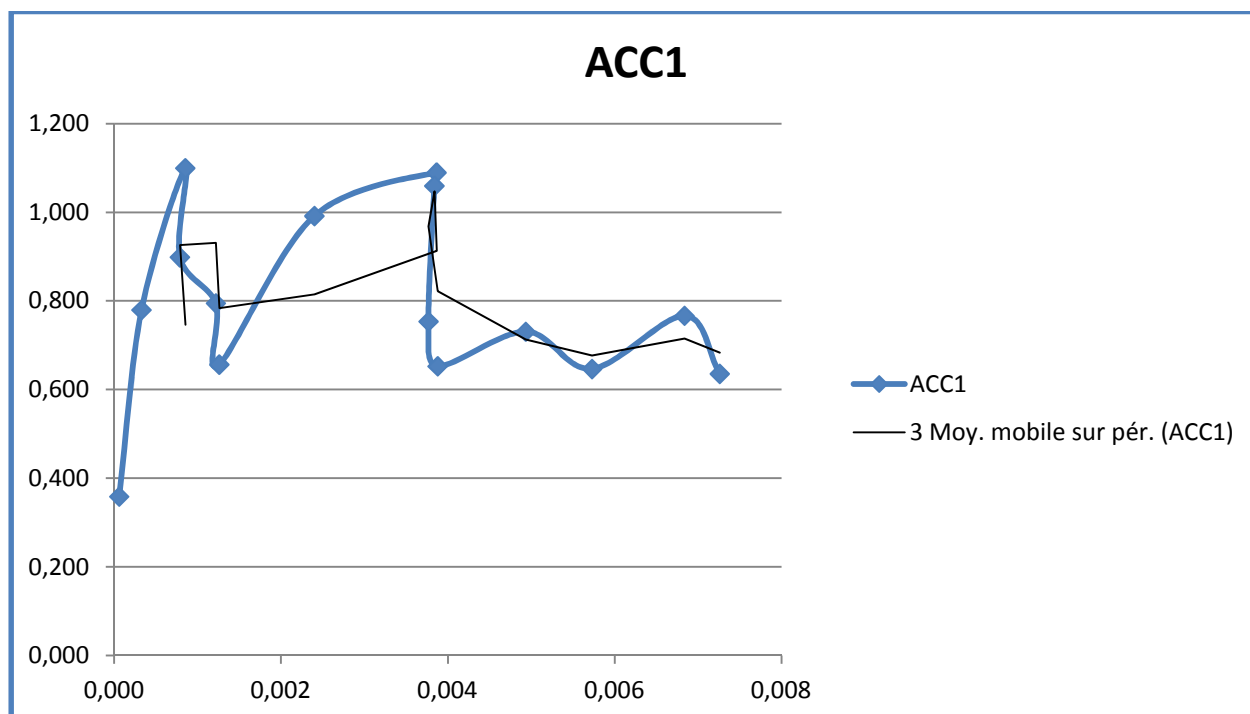


Figure IV. 4: Spectre (S_a ; S_d) Boumerdes.

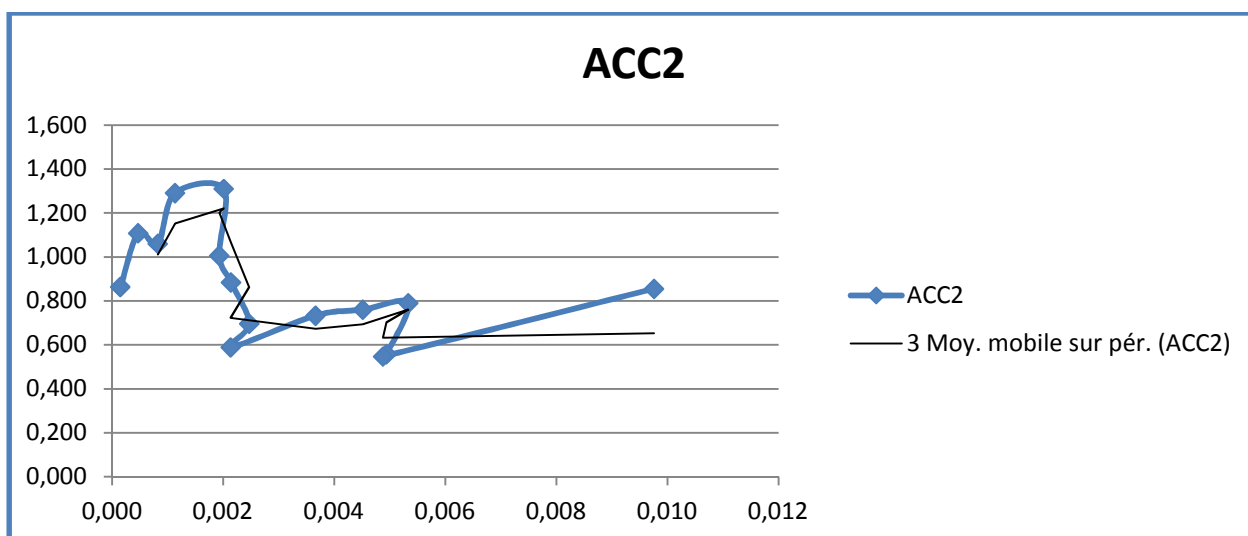


Figure IV. 5 Spectre ($S_a ; S_d$) Kadara 01

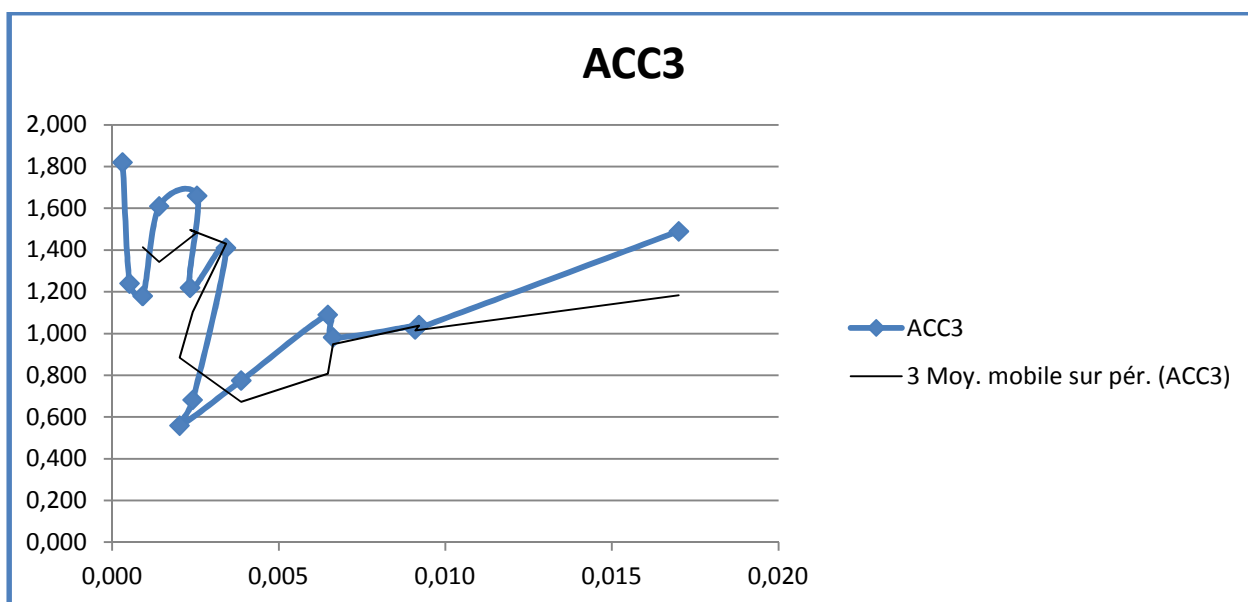


Figure IV. 6: Spectre ($S_a ; S_d$) Kadara 02.

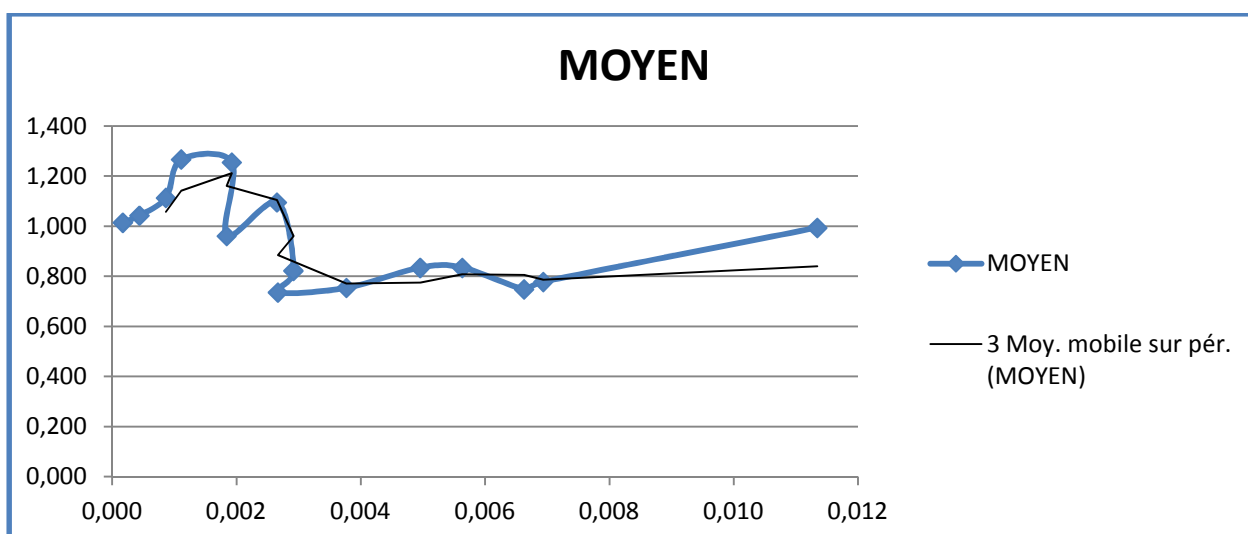


Figure IV. 7 : Spectre ($S_a ; S_d$) moyen .

VI.2.1 spectre de dimensionnement (ou de calcul)

Le spectre de calcul est donné sous la forme $S_a/g=f(T)$

Avec :

S_a : accélération spectrale

g : accélération de la pesanteur ($g=9.81 \text{ m/s}^2$)

et T : période de la structure en seconde

Ce spectre est obtenu après lissage du spectre moyen .

Ainsi, on obtient le graphe suivant

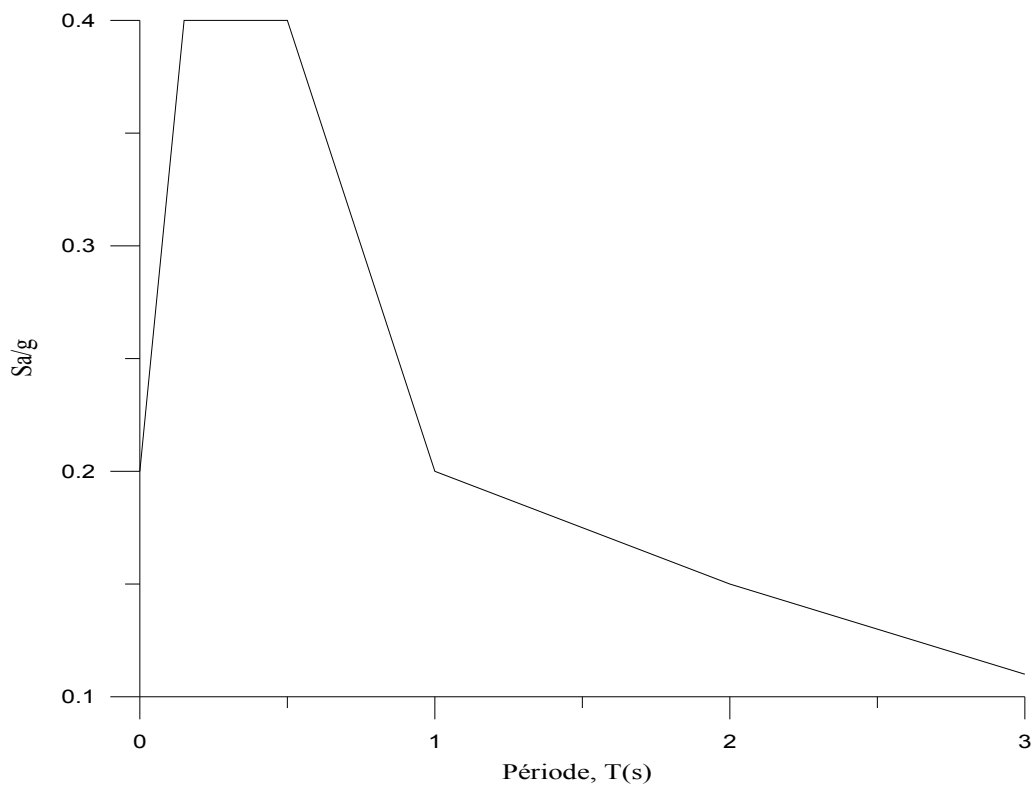


Figure IV. 8: Spectre de dimensionnement.

VI.3 Conclusion :

Le présent chapitre a été consacré au pré dimensionnement et la définition des charges auxquelles est soumise une structure. Ces informations combinées avec la méthodologie d'analyse dynamique des structures (dans le chapitre précédent) nous permettre de déterminer les efforts internes dans la structure.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de recherche m'a permis:

- De m'initier à la recherche (bibliographique et autre)
- De mieux comprendre et d'approfondir certaines notions déjà acquises durant mon cursus universitaire, notamment en Dynamique des Structures (accélérogrammes, calcul dynamique, spectre de réponse, ...)
- De me familiariser avec l'outil informatique La conclusion principale qu'on peut tirer de cette étude est la suivante: L'établissement de spectres de réponse régionaux est possible et simple, sous réserve de disposer d'un nombre suffisant d'accélérogrammes. Le manque d'enregistrements sismiques locaux peut être comblé par des séismes artificiels simulés numériquement à défaut de simulation réelle sur table sismique.

BIBLIOGRAPHIE

- [1]. **Aki, K. and Richards, P. G. (1980)** “Quantitative seismology : Theory and methods”, 1 and 2, San Francisco California : W. H. Freeman and Compagy.
- [2]. **Afif, C. K. (2004)** , Thèse de Magister, USTHB, Alger.
- [3]. **Anderson, J. and Hough, S. (1984)** “A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies”, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1969-1993.
- [4]. **Beresnev, I. A. and Atkinson, G. M. (1997)** “Modelling Finite-Fault radiation from the on spectrum”, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 67-84.
- [5]. **Berrah, M. K. (1998-1999)** “Introduction à la dynamique des sols”, GECOTEC. formation continue Alger.
- [6]. **Beresnev, I. A. and Atkinson, G. M. (1998)** “FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults”, Seism. Res. Let., 69, 27 32.
- [7]. **Betbeder-Matibet, J. and Bour, M. (2000)** “Lois d’atténuation pour les valeurs du pic du mouvement et d’ordonnées spectrales”, Cahier Technique AFPS N0 23.
- [8]. **Boore, D. M. (1983)** “Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra”, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.
- [9]. **Boore, D. M. and Atkinson, G. M. (1987)** “Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America”, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 440-467.
- [10]. **Brune, J. N. (1970)** “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”, Journal of Geophysical Research, 75, 4997-5009.
- [11]. **Geller, R. J. (1976)** “Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes”, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- [12]. **Hanks, T. C. and McGuire, R. K. (1981)** A moment magnitude scale”, Journal Geophysical Research, 84, 2348-2350.
- [13]. **Hammoutene, M. (1995)** “Simulation non stationnaire et bidimensionnelle des enregistrements des tremblements de terre”, Thèse d’Etat, E.N.P, Alger.
- [14]. **Hartzell, S. (1978)** “Earthquake aftershocks as Green’s functions”, Geophys. Res. Let., 5, 1-4.
- [15]. **Haskell, N. A. (1964)** “Radiation pattern of surface waves from point source in a multilayered medium”, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 377-393.

- [16]. **Irikura, K. (1983)** “Semi empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes”, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan, 33, 63-104.
- [17]. **Irikura, K. (1986)** “Prediction of strong acceleration motion using empirical Green’s function”, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.
- [18]. **Irikura, K. and Kamae, K. (1994)** “Estimation of strong ground motion in broadfrequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green’s function technique”, Annal. Digeofisica, 37, 1721-1743.
- [19]. **Kadi, K. (1999)** “Synthèse des mouvements forts par la méthode des fonctions de Green empiriques”, Thèse de Magister, E.N.P, Alger.
- [20]. **Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975)** “Theoretical basis of some empirical relations in seismology”, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- [21]. **Papageorgiou, A. S. (1988)** “On two characteristic frequencies of acceleration spectra : patch corner frequency and f_{max} ”, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 509-529.
- [22]. **Papageorgiou, A. S. and Aki, K. (1983)** “A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model”, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 693-722.
- [23]. **Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E. and Papazachos C. B. (1998)** “A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence”, Journal Geodynamics, 26, No 2-4, 217-231.
- [24]. **Pecker, A. (1984)** “Dynamique des sols”, Press de l’E.N.P.C. Paris.
- [25]. **Toro, G. and McGuire, R. (1987)** “An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America”, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 468-489.

Аиисехе

ANNEXE

A1-1: Introduction

Le spectre spécifique de calcul sismique proposé par les R.P.A. semble présenter une anomalie en comparaison avec les spectres sismiques réglementaires à travers le monde ainsi qu'avec les spectres issus du calcul direct, spécialement au niveau de la première branche du spectre, correspondant à la gamme des périodes courtes, qui est représentée par une ligne décroissante alors qu'elle devrait être croissante.

A1-2: Spectre sismique de calcul d'après les RPA 2003

Le spectre de calcul (S_a/g) est représenté par les équations suivantes:

$$\frac{S_a}{g} = \begin{cases} 1.25A \left[1 + \frac{T}{T_1} \left(2.5 \eta \frac{Q}{R} - 1 \right) \right] & \text{si } 0 \leq T \leq T_1 & \text{(A1 - 1a)} \\ 2.5\eta (1.25 A) \frac{Q}{R} & \text{si } T_1 \leq T \leq T_2 & \text{(A1 - 1b)} \\ 2.5\eta \cdot (1.25 A) \cdot \left(\frac{Q}{R} \right) \cdot \left(\frac{T_2}{T} \right)^{\frac{2}{3}} & \text{si } T_2 \leq T \leq 3.0 s & \text{(A1 - 1c)} \\ 2.5\eta \cdot (1.25 A) \cdot \left(\frac{Q}{R} \right) \cdot \left(\frac{T_2}{3} \right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{3}{T} \right)^{\frac{5}{3}} & \text{si } T > 3.0 s & \text{(A1 - 1d)} \end{cases}$$

A : coefficient d'accélération de zone.

η : Facteur de correction d'amortissement

R : coefficient de comportement de la structure.

T_1, T_2 : périodes caractéristiques associées à la catégorie de site.

Q : facteur de qualité.

où: T est la période fondamentale de la structure donnée par l'équation empirique suivante:

$$T = C_t.(H_n)^{3/4} \quad \text{(A1-2)}$$

$T_1 = 0.15$ s dans tous les cas tandis que T_2 dépend du type de sol ($T_2 = 0.4$ s pour sol ferme)

C_t dépend du type de contreventement et H_n est la hauteur totale

η est un facteur de correction d'amortissement donné par l'équation (A1-3):

$$\eta = \sqrt{7(2 + \xi)} \geq 0.7 \quad \text{(A1-3)}$$

où ξ est le pourcentage d'amortissement critique

A est le coefficient d'accélération de zone, donné par le tableau (A1-1):

Tableau (A1-1): Valeurs du coefficient d'accélération de zone, A

Groupe d'usage	Zone			
	I	II _a	II _b	III
1A	0.12	0.25	0.30	0.40
1B	0.10	0.20	0.25	0.30
2	0.08	0.15	0.20	0.25
3	0.05	0.10	0.14	0.18

Q est le facteur de qualité dépendant de la géométrie et de la qualité de contrôle de la construction. Les valeurs de Q étant comprises dans l'intervalle (1, 1.35), la valeur moyenne est 1.175.

R est le coefficient de comportement global de la structure (tableau A1-2):

Tableau (A1-2): Valeurs du coefficient de comportement, R

Type de contreventement	Portiques auto stables sans remplissage en maçonnerie rigide	Portiques contreventés par des voiles	Portiques auto stables avec remplissage en maçonnerie rigide	Console verticale à masses réparties
R	5	4	3.5	2

A1-3: Anomalie du Spectre Sismique Algérien de Calcul

Pour application, deux cas ont été considérés, avec $T_2 = 0.4s$ (sol ferme), $Q = 1.175$ et $\zeta = 5\%$
Premier cas: $A = 0.08$ et $R = 4$. Deuxième cas: $A = 0.2$ et $R = 3.5$

La comparaison du spectre des R.P.A. avec d'autres spectres règlementaires à travers le monde a montré une anomalie dans le spectre Algérien, précisément au niveau de la première branche correspondant à l'équation (A1-1a): la courbe est une ligne décroissante dans le spectre Algérien (figure A1-1) alors que c'est une ligne croissante dans les autres spectres (figures A1-2a, A1-2b, A1-2c et A1-2d). Ces quatre dernières figures représentent, respectivement, les spectres EC8 (Type I), UBC 97, NEHRP 97 et Chinois, pour un amortissement de 5%

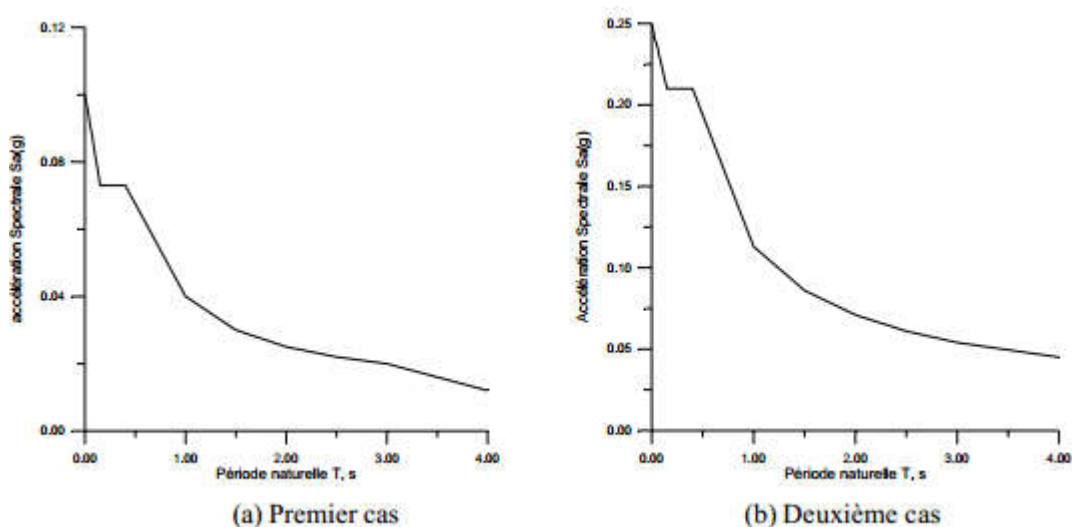


Fig. (A1-1): Spectres RPA pour $\xi = 5\%$

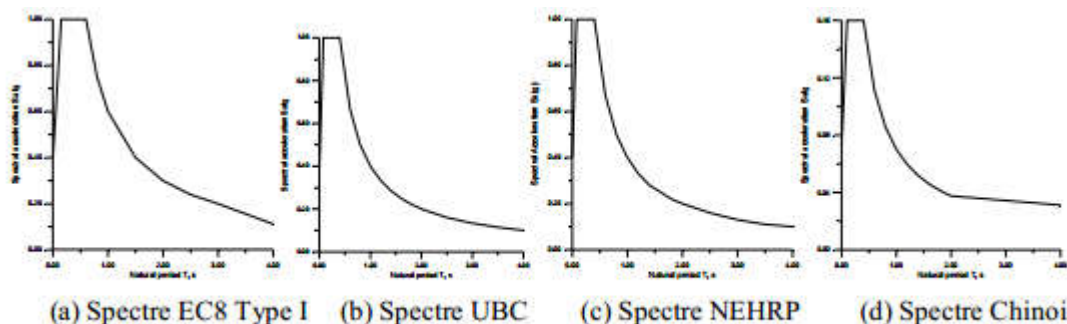


Fig. (A1-2): Spectres de calcul EC8 Type I, UBC 97, NEHRP 97 et Chinois pour $\xi = 5\%$

En outre, cette anomalie est confirmée par la construction de spectres accélération à l'aide de méthodes numériques et d'accélérographes réels. Sur ces spectres (figure A1-4), on peut aisément noter que, sur la première partie de la courbe correspondant à l'intervalle de périodes (0-T1), qui est approximativement une ligne droite, l'accélération spectrale est croissante et que lorsque $T \rightarrow 0$, S_a tend vers l'accélération maximale du sol $\max s X \&\&$ ou PGA. Ce dernier constat est dû au fait que pour un oscillateur infiniment rigide, le déplacement relatif est nul ce qui fait que le déplacement total et l'accélération totale sont égaux à ceux du sol (Haikal, 2003). Ce fait peut être illustré par la considération des limites des spectres de réponse, comme suit:

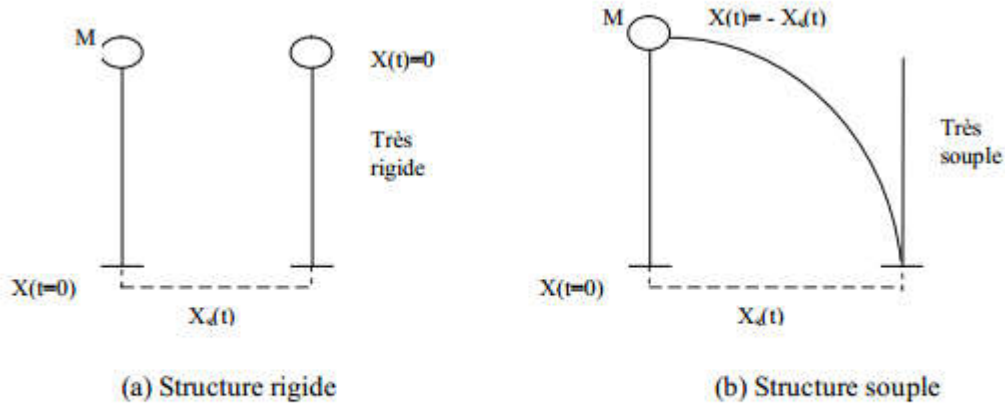


Fig. (A1-3): Limites des spectres de réponse

$$\ddot{X}_a + 2\xi\omega\dot{X} + \omega^2 X = 0$$

$$X = 0 \Rightarrow \ddot{X}_a = \ddot{X}(t) + \ddot{X}_s(t) = \ddot{X}_s(t)$$

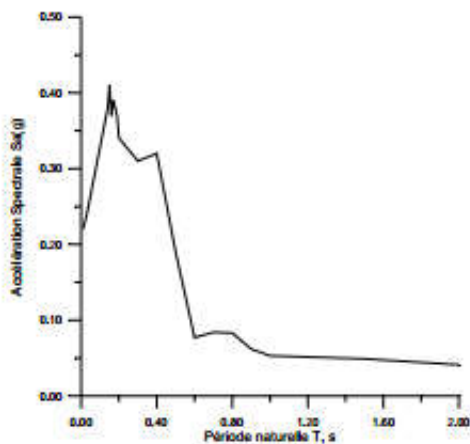
$$\ddot{X}_a + 2\xi\omega\dot{X} + \omega^2 X = 0$$

$$\ddot{X}(t) = -\ddot{X}_s(t) \Rightarrow X(t) = -X_s(t)$$

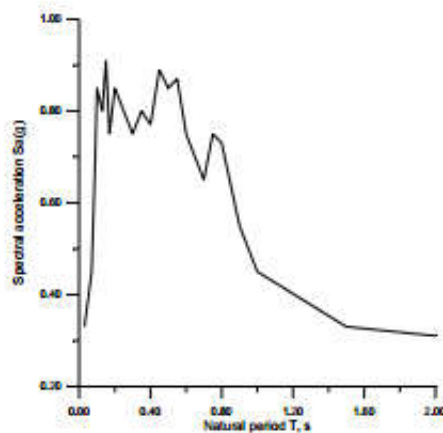
où: X , $\dot{X}$, $\ddot{X}$, $\ddot{X}_a$, $\ddot{X}_s$ et $\ddot{X}_s$ sont respectivement: les déplacement, vitesse et accélération relatifs, l'accélération absolue, le déplacement du sol et l'accélération du sol.

Si la structure est très rigide (i.e. T très faible), la masse suit pratiquement le mouvement du sol de sorte que son accélération relative est nulle.

Si la structure est très souple (T très élevée), c'est la base de la structure qui suit le mouvement du sol sans que la masse ne se déplace, de sorte que son accélération relative est égale à l'accélération du sol. Ainsi, dans tous les cas, l'accélération relative ne dépasse pas l'accélération maximale du sol et, par conséquent: pour toute valeur de T (Haikal, 2003).



(a) Spectre pour le séisme de Chlef



(b) Spectre pour le séisme d'El Centro

Fig. (A1-4): Spectres de réponse élastiques pour les séismes de Chlef et El Centro avec $\xi = 5\%$

A1-4: Analyse de l'anomalie

Pour que la première branche du spectre soit une ligne croissante, la pente obtenue par dérivation de l'équation (A1-1a) en fonction de la période doit être positive, ce qui conduit à:

$$R_{\max} = 2.937 \eta \cdot Q \quad (\text{A1-4})$$

Pour $Q = 1.175$ et $\zeta = 5\%$ (i.e. $\eta = 1$), $R_{\max} = 2.937$. Cela veut dire que l'anomalie a lieu pour tous les cas du tableau sauf celui qui correspond à $R = 2$.

Ce constat est confirmé par les exemples donnés précédemment (figure A1-1).

A1-5: Formule Proposée

La formule proposée est basée sur les considérations suivantes:

- la partie du spectre correspondant à cette formule doit être une ligne croissante.
- Sur cette branche, lorsque $T \rightarrow 0$, S_a tend vers le PGA, comme il a été mentionné précédemment.
- La moyenne des PGA max enregistrés jusqu'à présent en Algérie est de 0.48 g (Pelaez et al, 2005).
- A cause de la continuité de la courbe spectrale, la valeur de S_a obtenue à l'aide de l'équation (A1-1a)

doit être la même que celle donnée par l'équation (A1-1b) et ce pour $T = T_1$. Ainsi, au lieu de l'équation (A1-1a), la formule proposée pour la première branche est la suivante:

$$\frac{S_a}{g} = 1.25 \cdot A \cdot \left[1 + \frac{T}{T_1} \left(2.5\eta \frac{Q}{R} - 1 \right) \right] + \alpha \cdot (T_1 - T) \quad \text{si } 0 \leq T \leq T_1 \quad (\text{A1-5})$$

Où α est un paramètre tenant compte du fait que $\frac{S_a}{g} = PGA$ pour $T = 0$. Il est donné par l'équation (A1-6):

$$\alpha = \frac{PGA - 1.25A}{T_1}$$

Pour avoir une ligne croissante, la pente obtenue en dérivant l'équation (A1-5) par rapport à T doit être positive, ce qui conduit à:

$$\frac{1.25A}{T_1} \left(2.5\eta \frac{Q}{R} - 1 \right) - \alpha > 0$$

En utilisant simultanément les équations (A1-6) et (A1-7) pour $T_1 = 0.15$ et $Q = 1.175$, l'inégalité précédente (A1-7) conduit à:

$$R_{\max} = 3.67 \cdot \eta \cdot \frac{A}{PGA}$$

En prenant $PGA = 0.8 A$ (i.e. $\alpha = -3 \cdot A$), on obtient:

$$R_{\max} = 4.59 \eta \quad (\text{A1-9})$$

Les valeurs de R_{max} correspondant à $\zeta = 5\%$ et $\zeta = 7\%$ sont, respectivement, $R_{max} = 4.59$ et $R_{max} = 4.03$.

Ainsi, la condition de l'inégalité (A1-7) est satisfaite pour toutes les valeurs données au tableau (A1-2) sauf pour $R = 5$. Cependant, cette valeur semble excessive selon une étude du facteur de réduction menée récemment par Djebbar et al (2009) qui ont montré que la valeur recommandée par les R.P.A. pour l'intervalle des périodes courtes, correspondant aux structures hautement ductiles ($\mu \geq 4$, $R = 5$), n'est pas appropriée et qu'elle doit être réduite. Ce fait peut être appuyé par la conclusion à laquelle ont abouti les travaux de Lam et al (1998) selon quoi "un facteur de réduction d'environ 2.25 dans le domaine des périodes courtes pourrait résulter en une demande de ductilité contrôlée sur la structure sous excitation sismique".

Finalement, si la valeur $R = 5$ est exclue pour la première branche correspondant au domaine des périodes courtes, la valeur maximale proposée par les R.P.A. est $R = 4$. Ainsi, la condition de l'inégalité (A1-7) est satisfaite dans tous les cas possibles, même pour $\zeta = 7\%$ (i.e. $\eta = 0.88$) qui est la plus grande valeur préconisée par les R.P.A. dans le cas des portiques en B.A. La figure (A1-5) montre, par exemple, les spectres corrigés correspondant à ceux donnés en figure (A1-1)

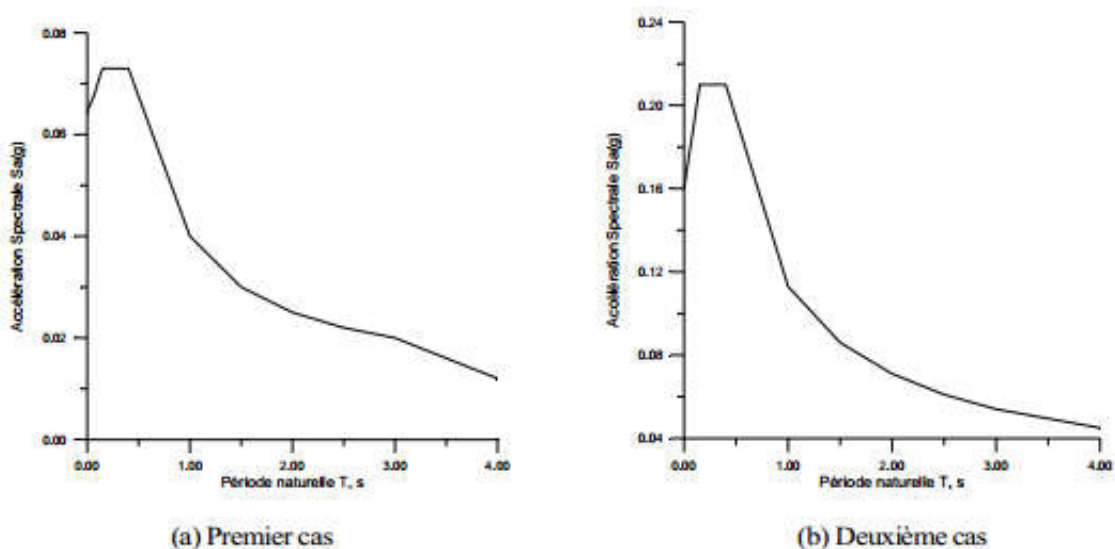


Fig. (A1-5): Spectre de calcul proposé ($\zeta = 5\%$)

Transformé de Fourier

Soit une fonction réelle $h(t)$, sa transformée de Fourier est caractérisée par :

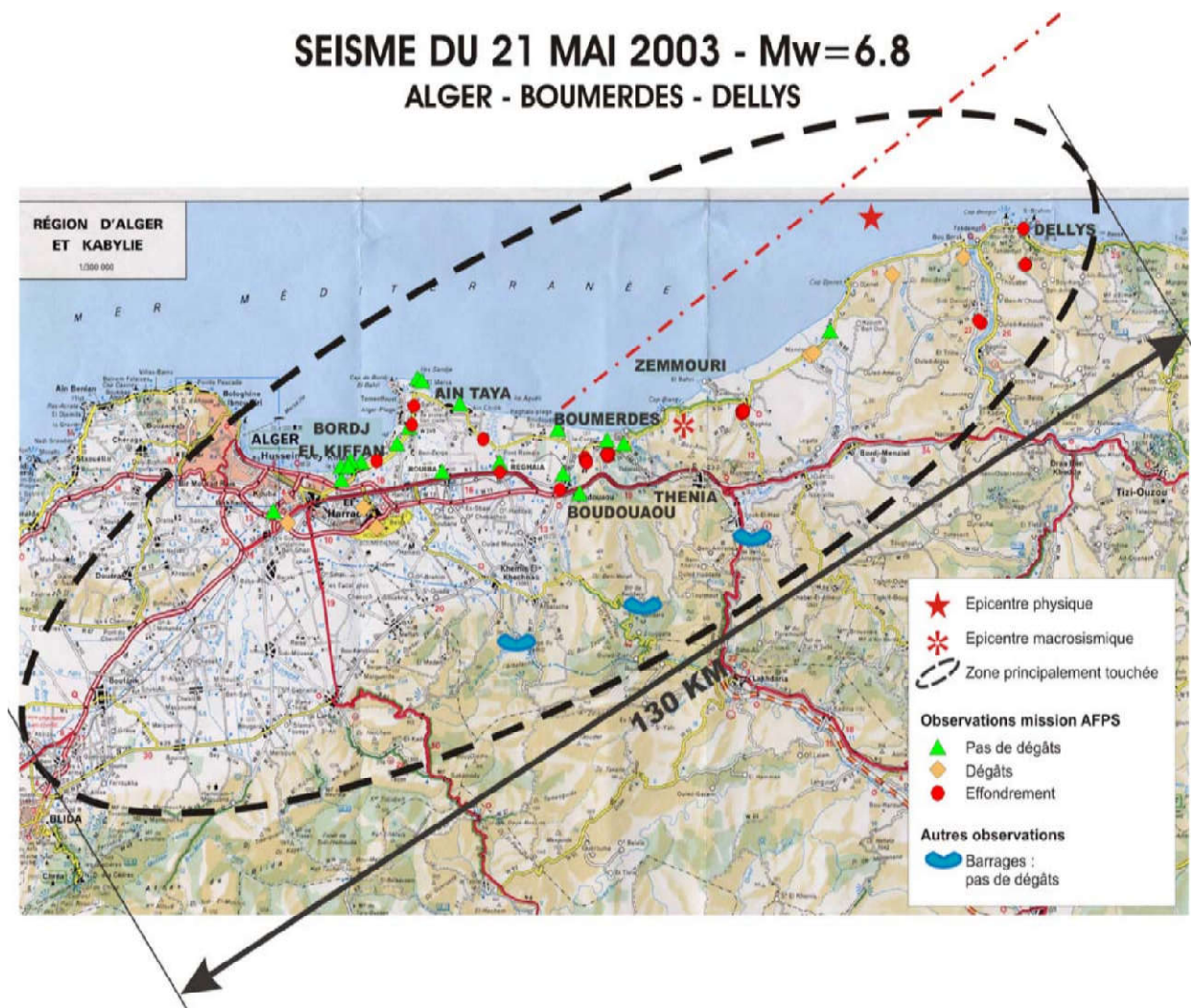
$$H(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot e^{-i\omega t} dt$$

où $H(\omega)$ représente l'amplitude spectrale de la fonction considérée. D'autre part, $H(\omega)$ existe si et seulement si $h(t)$ est absolument intégrable soit :

$$\int_{-\infty}^{\infty} |h(t)| dt < \infty$$

De même, on définit la transformée inverse par :

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



Plans du faille du récent séisme de Boumerdes tirés à partir du cite
Internet <http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/index-e.html>

