

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Ecole Nationale Polytechnique

Département Génie Civil

Laboratoire de Génie Sismique et Dynamique des Structures

Ecole Doctorale Ingénierie & Environnement

Option : Construction et Environnement



MEMOIRE DE MAGISTER

Présenté par

Issam AOUARI

Ingénieur d'état en Génie Civil de l'École Nationale Polytechnique

THÈME

**ETUDE COMPARATIVE ET LOI PREDICTIVE POUR
LA DUREE DES MOUVEMENTS SISMIQUES FORTS :
CAS DES SOLS MEUBLES**

Soutenu publiquement le : 09 / 02 / 2012, devant le jury composé de :

Mr. B. TILIOUINE

Professeur, ENP

Président de jury

Mr. M. HAMMOUTENE

Professeur, ENP

Directeur de Thèse

Mr. M. BOUABDALLAH

Professeur, ENP

Examineur

Mr. S. BELKACEMI

Professeur, ENP

Examineur

العنوان: دراسة مقارنة لمدة الاقتراح زلزال قوي وعلاقة والتنبؤ لمدة التربة الناعمة

الملخص:

في هذه الدراسة قدمنا بحث حول دراسة المدة الموافقة للزمن الزلزالي القوي, وذلك بدراسة مقارنية بين ثلاثة طرق مختلفة لحساب هذه المدة واستخلاص الطريقة المثلى لحساب مدة الحركة الزلزالية القوية باستخدام ثلاث معلومات زلزالية و هي : المسافة, قوة الزلزال و تصنيف الموقع. في الأخير قمنا باستخراج علاقة للتنبؤ بمدة الحركة الزلزالية القوية بواسطة هذه المعلومات.

الكلمات المفاتيح:

الحركات الزلزالية القوية, مجموعة بيانات, تصنيف المواقع, علاقات إحصائية, القوانين التنبؤية.

Titre : Etude comparative de la durée des mouvements sismiques forts et prédiction d'une loi de la durée pour des sols meubles.

Résumé : Une étude de la durée des mouvements sismiques forts à l'aide des données sismiques magnitude, distance plus proche à la faille "plan de rupture" et le type de sol est présenté. La durée est obtenue avec la comparaison de trois méthodes différentes de calcul de la durée du mouvement sismique fort. Une expression pour prévoir cette durée en termes de trois paramètres magnitude, distance la plus proche et le type de site est proposé.

Mots clés : sismologie, mouvements sismique forts, base de données, régression multiple, durée d'un séisme, lois prédictive, classification de sites.

Title: Comparative study of the duration of the earthquake strong motion and a relationship prediction of duration for soft soil.

Abstract: A study of the duration of the strong ground motion using the data magnitude, closest distance to the fault "plane to rupture" and the type of soil is presented. The duration is obtained with the comparison of three different methods of calculation of the duration of strong ground motion. An expression to envisage this duration in terms of three parameters magnitude, closest distances and the type of site is proposed.

Words keys: seismology, strong ground motion, database, multiple regressions, duration of the ground motion earthquake, prediction relationship, and classification of sites.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier Allah, le Clément et le Miséricordieux de m'avoir donné la force et le courage de mener à bien ce modeste travail.

Je voudrai exprimer mes vifs remerciements à mon directeur de thèse Mr. Le Professeur **M. HAMMOUTENE** pour les orientations et les conseils qu'il a su me prodiguer tout au long de ce travail de recherche.

Le présent travail n'aurait pu être mis au point sans l'aide et les orientations de Monsieur le Professeur **B. TILIOUINE**, et je le remercie pour les conseils éclairés et très pertinentes et tout le temps qu'il nous a donné au long de ce travail.

Je tiens à remercier Monsieur **M. BOUABDALLAH**, professeur à l'ENP, d'avoir bien voulu faire partie du jury et enrichir ce travail avec sa contribution.

Ma reconnaissance et mes sincères remerciements vont également à Monsieur **S. BELKACEMI**, professeur à l'ENP pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'examiner ce modeste travail.

Merci aussi à tous les membres de l'équipe du Laboratoire de Génie Sismique et de Dynamique des Structures pour leur soutien et leur aide.

Je ne pourrai oublier de remercier tous les enseignants et travailleurs qui ont contribué directement ou indirectement à ma formation depuis mes classes de primaire à ce jour.

Mes remerciements vont également à tous ceux et celles qui de près ou de loin m'ont apporté d'aide et les encouragements. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

*Dedicated to my family and
to knowledge*

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES.....	e
LISTE DES TABLEAUX.....	g
CHAPITRE 01: INTRODUCTION GENERALE.....	01
Introduction.....	01
CHAPITRE 02 : ELEMENTS DE SISMOLOGIE ET CARACTERISTIQUES DES TREMBLEMENTS DE TERRE	03
2.1 Introduction.....	03
2.2. Séisme.....	03
2.3. Structure du globe terrestre et tectonique des plaques	04
2.4 Causes des séismes.....	06
2.4.1 Séismes naturels	06
2.4.2 Séismes induits	06
2.5 Mécanismes de rupture des failles terrestres.....	07
2.5.1 Définition de la faille	07
2.5.2 Classification des Failles.....	08
2.6. Ondes sismique.....	09
2.6.1. Les ondes de volume	09
2.6.2. Les ondes de surface	10
2.7. Magnitude d'un séisme	11
2.7.1. Que représente la magnitude ?	11
2.7.2. Calcul de la magnitude	12
2.7.3. Echelle de Richter	13
2.8. Sismicité en Algérie	14
CHAPITRE 03 : GENERALITES SUR LES MOUVEMENTS SISMIQUES FORTS..	16
3.1 Introduction	16

3.2. Mesure des mouvements sismiques :	17
3.2.1. Sismographes	18
3.2.2. Représentation du mouvement sismique.....	19
3.3. Caractérisation des séismes.....	19
3.4. Enregistrement des mouvements sismiques.....	20
3.5 Les trois composantes d'un enregistrement sismique	21
Que peut-on tirer comme information à partir d'un accélérogramme ?.....	23
3.6. Estimation du mouvement sismique fort	24
3.6. 1. Estimation de la magnitude	25
3.6. 2. Moment sismique	25
CHAPITRE 04 : NOTIONS SUR LES RÉGRESSIONS ET TESTS D'HYPOTHESES	27
4.1. Introduction	27
4.2. Principe d'un test hypothèse	27
4.2.1. Principales définitions (Résumé)	28
4.2.2. Seuil de signification d'un test d'hypothèse	28
4.2.3. Comment exécuter un test d'hypothèse : démarche à suivre	29
4.2.4. Démarche à suivre dans l'élaboration d'un test d'hypothèse	30
4.3. Régression.....	30
4.3.1. Modèle linéaire à plusieurs variables explicatives (régression multiple)	31
4.3.2. Hypothèses fondamentales du modèle de régression multiple.....	31
4.3.3. Démarches à suivre dans l'élaboration d'un modèle de régression multiple.....	32
4.3.4. Estimation de la droite de régression	32
4.3.5. Méthode de moindres carrés	33
4.3.6. Détermination de l'équation de régression	34
4.3.5. Analyse de variance en régression multiple	35
4.3.7. Qualité de régression	36
4.3.8. Tests hypothèses en régression multiple	38

Comment déterminer si la régression est significative dans son ensemble ?.....	38
4.4. Fiabilité de la régression	42
CHAPITRE 05 : CHOIX DES PARAMETRES ET CONCEPTION DE LA BASE DE DONNEE.....	44
5.1. Introduction	44
5.2. Choix de la base de données	44
5.3. Choix des paramètres –variables-	46
5.3.1. Choix de paramètre de la magnitude	47
5.3.2. Choix de paramètre de la distance	53
5.3.3. Choix de paramètre du site	53
5.4. Classification des sites	54
5.4. Représentation des données	55
5.5. Répartition des données	55
5.6. Représentation graphique des données	57
CHAPITRE 06 : CALCUL DE LA DUREE DES MOUVEMENTS SISMIQUES FORT	62
6.1. Introduction	62
6.2. Histoire du développement de calcul de la durée de la phase forte d'un séisme	62
6.2. Définition de la durée directement à partir de l'accélérogramme :.....	67
6.3. Calcul de la durée selon Bolt (1973) :.....	67
6.4. Calcul de la durée selon Trifunac & Brady (1975).....	70
6.5. Calcul de la durée selon McCann & Shah (1979).....	73
5.5. Comparaison des trois méthodes de calcul des durées de mouvement fort	77
CHAPITRE 07 : PREDICTION DE LA DUREE DES MOUVEMENTS SISMIQUES FORTS ET TEST DU MODEL	81
Introduction	81
7.1. Analyse statistique du modèle linéaire multiple	81
7.1.1. Présentation du modèle linéaire	81

7.1.2. Estimation des paramètres β_i	83
7.1.3. Estimation des variances des paramètres	84
7.1.4. Estimation de la variance du résidu	85
7.1.5. Discussion des résultats	86
7.2.6. Propriétés des estimateurs	89
7.2.8. Effet des paramètres environnementaux sur la durée de phase forte	93
CONCLUSION GENERALE	95
BIBLIOGRAPHIE	
ANNEXE 01 : Historique de quelques séismes forts en Algérie (d'après le CRAAG).....	

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Coupe schématique sur le globe terrestre.	04
Figure 2.2 : Carte du monde montre les principales plaques tectoniques	05
Figure 2.3 : Carte du monde montre la distribution des séismes dans le monde	05
Figure 2.4. Les paramètres décrivaient le mouvement de la faille.....	07
Figure 2.5 : Mécanismes de rupture des failles terrestres.	08
Figure 2.6 : Onde P	09
Figure 2.7 : Onde S	09
Figure 2.8 : Localisation des ondes sismique sur un sismographe.....	10
Figure 2.9 : Schéma représente les différents types d'ondes sismiques	11
Figure 3.1 : Sismographe simple de type masse-ressort-amortisseur.	18
Figure 3.2 : Accélérogramme d'El –Centro 10 Mai 1940.....	19
Figure 3.2 : Trois composants de tremblement de terre d'EL-Centro:(a) composante Nord-Sud (270°) ; (b) composante Est-Ouest (180°) ; et (c) composante vertical (90°).	22
Figure 4.1: Illustration de la méthode des moindres carrés.....	33
Figure 5.1 : Principe de calcul de la magnitude pour un sismogramme.	48
Figure 5.2 : Comparaison de l'échelle de moment magnitude avec d'autres échelles de magnitude	51
Figure 5.3 : Représentation de différentes distances reliant le foyer d'un séisme à un site donnée	53
Figure 5.4 : Schéma représente la distances la plus proche au site (closest distance)	53
Figure 5.5 : schéma représente le principe de calcul de la vitesse moyenne de cisaillement pour les 30 premier mètres	54
Figure 5.6 : Distribution des données appliquées en termes de moment magnitude et la distance la plus proche au plan de rupture	57
Figure 5.7 : Distribution des données appliquées en termes d'accélération maximale du sol et la distance la plus proche au plan de rupture	58
Figure 6.1: la durée entre crochets d'un accélérogrammes (bracketed duration)	64

Figure 6.2 : la durée uniforme d'un accélérogrammes (uniform duration).....	65
Figure 6.3 : Exemple de détermination de la durée associée D_b d'un séisme.	68
Figure 6.4 : Détermination de la durée le la composante horizontal Sud-Nord (270°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.	68
Figure 6.5 :Détermination de la durée le la composante horizontal Est -Ouest (180°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.	69
Figure 6.6 : Détermination de la durée le la composante verticale (90°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.	69
Figure 6.7 : Évaluation de la durée de l'accélération, de la vitesse, et du déplacement pour un enregistrement typique (composant Nord-Sud d'EL-Centro,1940).....	72
Figure 6.8 : (a) Enregistrement du séisme d'El Centro, (b) Fonction cumulative de RMS associe.	73
Figure 6.8 : Fonction cumulative de RMS, les deux grands pics d'accélération sont enregistrés à 2.5 et 5 seconde.	75
Figure 6.9 : (a) Accélération, (b) fonction cumulative du RMS,(c) Dérive du CRF (d) Accélération inversé, (e) fonction cumulative du RMS associe, (f) dérive du CRF.	77
Figure 6.6: Comparison of strong motion duration for the E-W component of the Taft, California earthquake 1952 using different procedures (Bijan M. et Fahim S.).	78
Figure 6.5 : Comparaison des résultats de calcul des durées selon la méthode de McCann et Shah de celui de Bolt et Trifunac et Brady.	80
Figure 7.1 : Estimation et intervalle de confiance de la droite de regression	90
Figure 7.2 :intervalle de confiance des données pour un risque de 95% en logarithme de la durée pour le tremblement de terre de CHI-CHI 1999.....	92
Figure 7.3 :Le modele et l'intervalle de confiance des durées pour un risque de 95% pour le tremblement de terre de CHI-CHI 1999.....	92
Figure 7.4 : Effet de la distance -closest distance- sur la durée du mouvement sismique fort	93
Figure 7.5: Effet du moment magnitude sur la durée du mouvement sismique fort.....	94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Echelle de magnitude de Richter et les effets observés.	14
Tableau 2.2 : historique de quelques séismes forts en Algérie (d'après le CRAAG)	15
Tableau 5.1 : Sources des banques de données mondiales des enregistrements des mouvements sismiques forts et leurs paramètres	45
Tableau 5.2 : Classification des sites selon différentes codes.....	55
Tableau 5.3 : Classes des distances.....	56
Tableau 5.4 : Répartition de la banque de données pour les sols rocheux.....	56
Tableau 5.5 : Répartition de la banque de données pour les sols moyens.	56
Tableau 5.6 : Répartition de la banque de données pour les sols meubles.	57
Tableau 5.7 : Tableau des enregistrements des tremblements de terre constituent notre banque de données.....	59
Tableau 6.1 : Classification des définitions de la durée des mouvements sismiques forts.....	66
Tableau 6.2 : Comparaison de la durée du mouvement sismique fort pour le tremblement de terre d'El Centro 1940 par les trois méthodes décrit précédemment.	78
Tableau 7.1 : Tableau d'analyse de variance en regression linéaire.....	86
Tableau 7.3 : Estimation des paramètres du modèle et leurs intervalle de confiance	90

CHAPITRE 01

Introduction Générale

INTRODUCTION GENERALE

Introduction :

Les séismes ont souvent des conséquences catastrophiques sur les infrastructures socio – économiques d’un pays. En effet, en plus des pertes humaines très préjudiciables pour un pays, il faut aussi compter avec les pertes financières éventuelles, engendrées par la ruine ou l’endommagement des structures stratégiques du pays.

Pour se prémunir contre de telles calamités, il y a lieu d’avoir une bonne connaissance du processus de tremblement de terre et de développer une stratégie afin de pouvoir maîtriser et diminuer les impacts négatifs qui en découlent. Les diverses recherches entreprises à ce jour ont permis de caractériser les tremblements de terre à l’aide de paramètres simples à savoir : la magnitude, l’intensité, l’accélération maximale du sol, le déplacement maximal du sol, la distance et la durée de séisme. La durée des mouvements forts de sol est largement reconnue comme un paramètre caractéristique important des vibrations du sol. Les travaux de recherche antécédents ont permis de mettre en relief que le problème relatif à la détermination de la durée du mouvement fort de sol est grandement dépendant de l’objectif pour lequel cette durée est à calculer.

Dans le cadre de notre travail, nous nous intéressons à la détermination de la durée sur la base d’une banque de données accélérométrique mondiale. Trois différentes méthodes pour la détermination de la durée sont présentées. La première étant déterminée comme étant la phase de mouvement excédant un certain niveau d’excitation sismique, la deuxième, reliée à la réponse structurale, permet de prendre en compte la partie du mouvement sismique qui

produit la réponse dynamique la plus significative de la structure. La troisième approche permet de caractériser l'intensité du mouvement sismique comme une quantité représentant un couplage entre le RMS et la durée.

Un modèle est présenté pour la durée significative par rapport à l'aide d'analyse de régression fondée sur des données appropriées fixées pour le moment magnitude, la distance source-à-site et conditions du site. L'ensemble des données appliquées est tirée d'une banque de données mondiale et contient des tremblements de terre de régions.

Les analyses statistiques qu'on a utilisées sont basées sur des techniques de régression linéaire multiple reliant la variable dépendante (expliquée) à plusieurs variables explicatives (dans notre cas les paramètres explicatives sont des paramètres environnementaux : magnitude, distance source-site, conditions de site). La méthode des moindres carrés est utilisée pour l'estimation des valeurs des paramètres du modèle associées aux variables explicatives. Des tests d'hypothèses sont menés sur chacun et sur l'ensemble des paramètres afin de s'assurer de leurs importances individuelles et globales vis-à-vis de la formulation donnée pour la variable expliquée.

Après un bref rappel théorique sur les éléments de sismologie, les mouvements forts et les notions de base sur les régressions, la deuxième partie du mémoire décrit la banque de donnée mondiale utilisée en précisant l'origine des données, leur classement en fonction des paramètres environnementaux utilisés. Les conditions qui ont motivés aux choix de ces paramètres sont présentés en premier en fonction des considérations sismologiques qui régissent les tremblements de terre. Par la suite, une étude comparative entre les différentes approches retenues dans le cadre de ce mémoire est menée. Le choix de la méthode retenue comme paramètre des mouvements de sol y est aussi discutée. Dans une quatrième partie, une loi prédictive de la durée est proposée sur la base d'une étude de régression des données relatives au type de sol meuble. La loi obtenue est validée sur la base de tests statistiques qui permettent d'apprécier l'importance relative des coefficients de régression ainsi que la formulation dans son ensemble.

Enfin, des conclusions d'aspects pratiques sont tirées sur la base des résultats obtenus et des recommandations à destination des ingénieurs des entreprises et des bureaux d'études sont formulées.

CHAPITRE 02

***Eléments de Sismologie et Caractéristiques
Des Tremblements de Terre***

ELEMENTS DE SISMOLOGIE ET CARACTERISTIQUES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

2.1 Introduction.

Dans ce chapitre, on présente brièvement les propriétés de base de différents aspects sismologiques, en vue de familiariser l'ingénieur en structures avec le langage des sismologues.

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

2.2. Séisme

Un séisme ou tremblement de terre résulte de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches. Le résultat de la rupture des roches en surface s'appelle une faille. Le lieu de la rupture des roches en profondeurs se nomme le foyer. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple). Il se produit de très nombreux séismes tous les jours, mais la plupart ne sont pas ressentis par les humains. Environ 100 000 séismes sont enregistrés chaque année sur la planète [François Michel]. Les plus puissants d'entre eux comptent parmi les catastrophes naturelles les plus destructrices. La science qui étudie ces phénomènes est la sismologie (étudiée par des sismologues) et l'instrument d'étude principal est le sismographe (qui produit des sismogrammes).

2.3. Structure du globe terrestre et tectonique des plaques :

Le globe terrestre est constitué principalement de quatre couches : (figure 2.1) la croûte superficielle dont l'épaisseur moyenne est de 30 km, le manteau que l'on peut diviser en manteau supérieur et manteau inférieur, le noyau externe fluide et le noyau interne solide. Ces différentes couches se distinguent entre elles par des variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques qui indiquent des changements de propriétés physique et/ou de composition chimique. Le manteau supérieur est épais de 700 km environ: c'est la limite inférieure où se produisent des séismes.

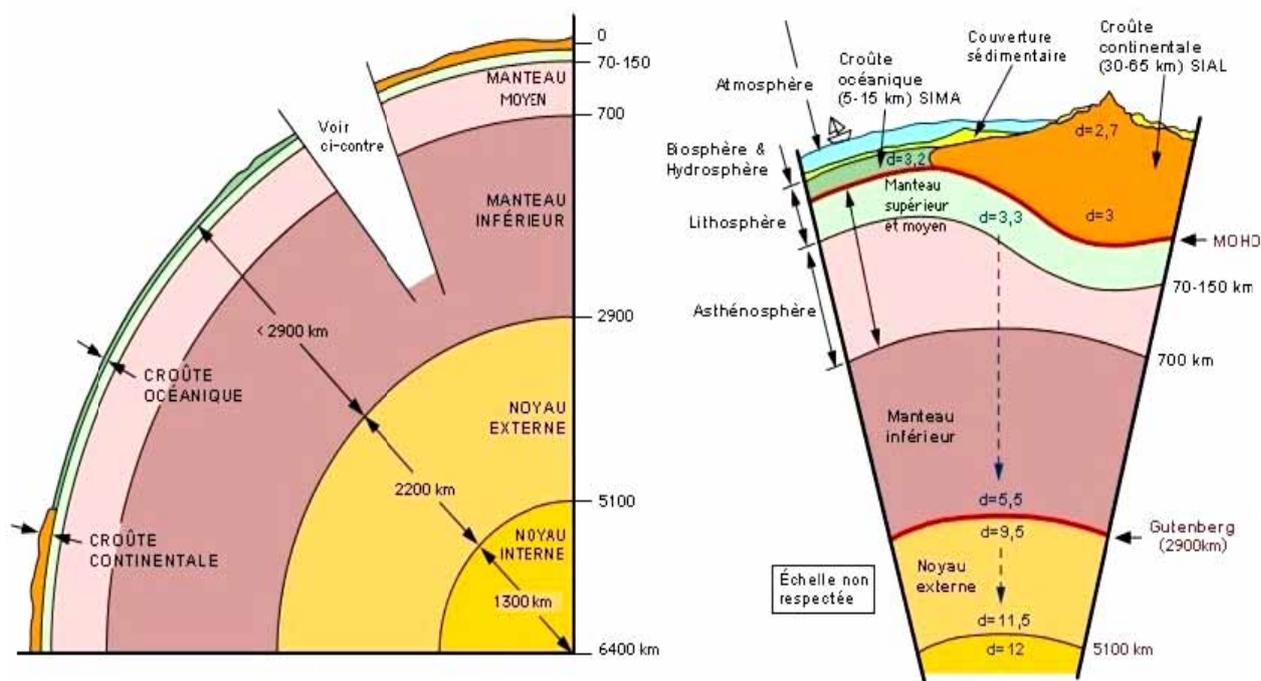


Figure 2.1 : Coupes schématiques sur le globe terrestre

L'observation de la distribution des tremblements de terre à la surface de la terre et en profondeur a permis de mettre en évidence des différences idéologiques et la théorie de la tectonique des plaques. La couche supérieure de la terre, comprenant la croûte et une partie du manteau, est rigide, c'est la lithosphère. Epaisse de 100 km environ, elle flotte sur l'asthénosphère qui est le siège de mouvements de convections. Seule la lithosphère, cassante, est le lieu de séismes. Les séismes plus profonds que l'on trouve dans le manteau proviennent de portions de lithosphère qui plongent dans l'asthénosphère.

La lithosphère est composée de croûte océanique ou de croûte continentale dont les propriétés rhéologiques diffèrent l'une de l'autre. Elle est répartie en plaques, une douzaine (dont sept plaques principales) se déplacent, s'écartent par endroits à d'autres endroits, les plaques convergent et entrent en collision, ou encore coulissent l'une par rapport à l'autre.

Lors de collisions, il peut y avoir une perte de croûte continentale par subduction. La plaque océanique s'enfonce sous la plaque continentale dans l'asthénosphère. Par contre, au niveau des dorsales média-océaniques, les plaques s'écartent (de quelques centimètres par an pour la dorsale atlantique) et il y a formation de nouvelle croûte. Ce mouvement des plaques permet de recycler le matériel terrestre, ce qui fait de la Terre une planète vivante au contraire de Mars par exemple [Jacques Betbeder].

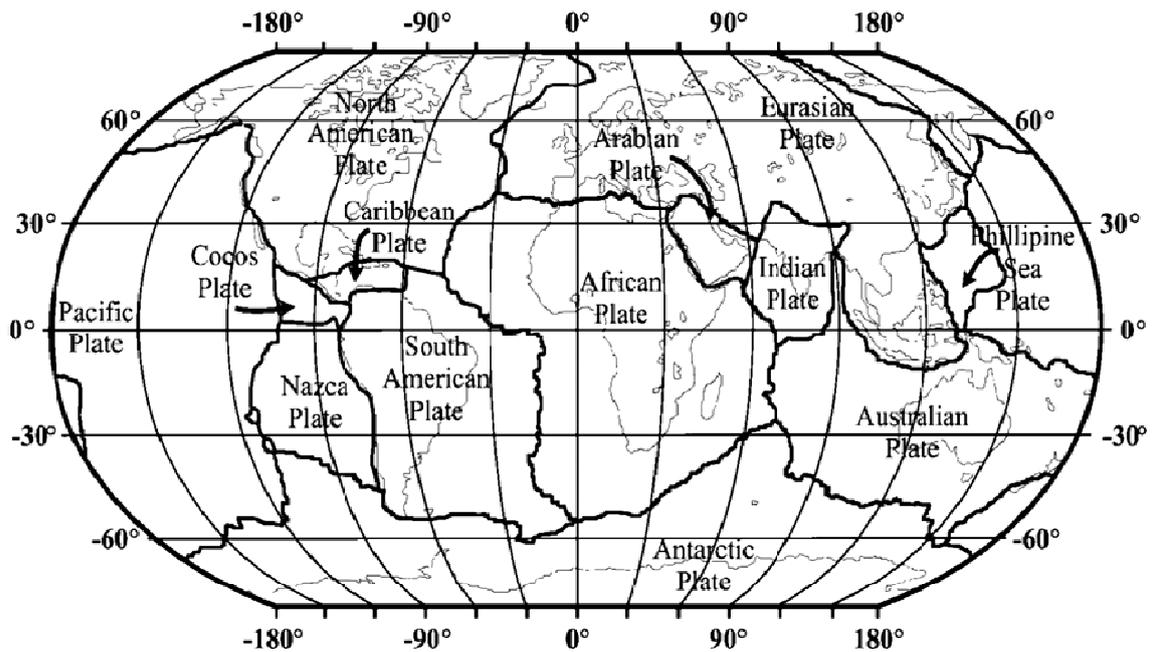


Figure 2.2 : Carte du monde montre les principales plaques tectoniques.[Amr S. Et Luigi D.]

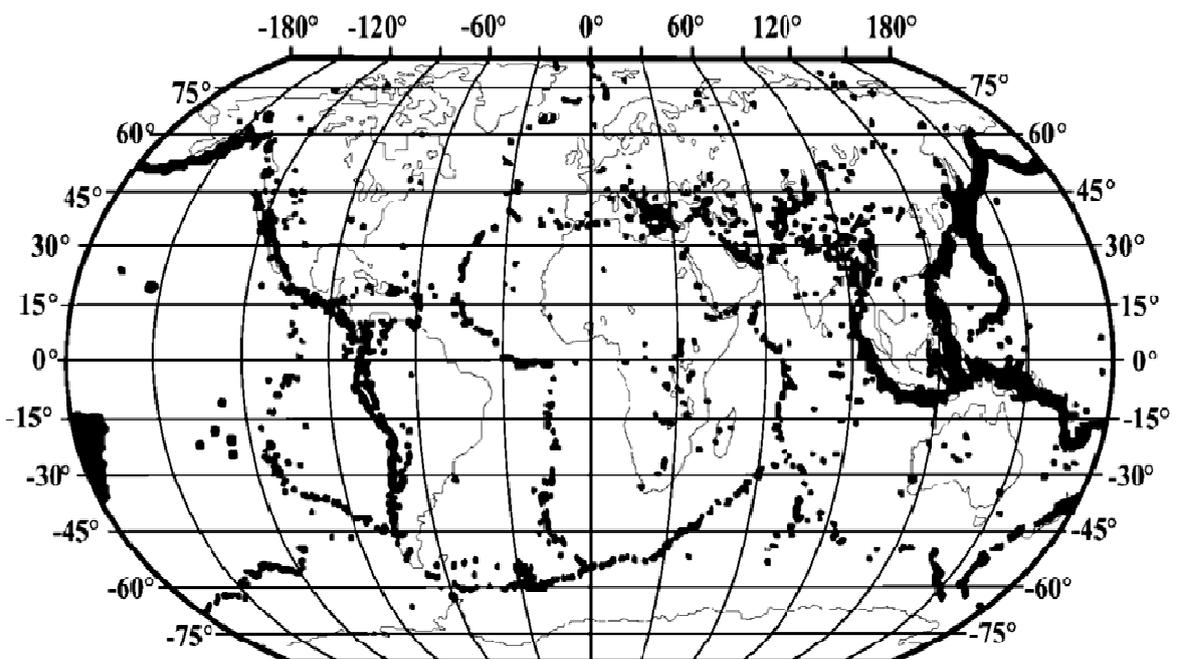


Figure 2.3 : Carte du monde montre la distribution des séismes dans le monde. [Amr S. Et Luigi D.]

2.4 Causes des séismes.

2.4.1 Séismes naturels :

La plupart des tremblements de terre de causes naturelles prennent naissance dans la croûte terrestre, qui mesure entre 60 et 100 km d'épaisseur. Les différents segments de cette écorce terrestre sont continuellement en mouvement les uns par rapport aux autres. Souvent, ces mouvements induisent des déformations qui, à leur tour, sont emmagasinées sous forme d'énergie.

Une rupture ou un glissement le long d'une faille cause alors une dissipation soudaine de cette énergie sous forme de choc sismique (ou séisme), qui se traduit par une propagation de différentes ondes sismiques. La majorité des séismes se produisent dans deux régions particulières du globe [**André Filiatrault**]:

- **la ceinture de feu** : Amérique du Sud, côte californienne, Alaska, Japon, Formose, Philippines, Nouvelle-Zélande;
- **la ceinture alpine** : Méditerranée, nord de l'Inde, Indonésie.

Les dommages directs causés par un séisme proviennent de deux sources :

- Le mouvement de la faille (unidimensionnel);
- Les vibrations du sol (tridimensionnel).

Les vibrations du sol sont responsables de la majorité des dommages causés aux structures.

2.4.2 Séismes induits :

Certaines activités humaines influencent l'amplitude et la distribution des contraintes dans l'écorce terrestre qui, dans certains cas, engendrent des tremblements de terre importants.

Ces séismes induits proviennent entre autres de : la mise en eau de réservoirs artificiels, l'exploitation de mines souterraines, l'exploitation de carrières de grande envergure, l'injection à haute pression de fluides pour la génération d'énergie géothermique, la production pétrolière et les explosions nucléaires souterraines.

Ces séismes peuvent atteindre une magnitude 6 sur l'échelle de Richter. Jusqu'à maintenant, il est enregistré dans le monde plus de 70 tremblements de terre induits par la mise en eau de réservoirs de barrages. [**André Filiatrault**]

2.5 Mécanismes de rupture des failles terrestres.

2.5.1 Définition de la faille :

Une faille est une Fracture (Cassure) macroscopique des matériaux de l'écorce terrestre, fracture accompagnée d'un glissement (déplacement) l'un par rapport à l'autre des blocs que celle-ci sépare.

Si la rupture donne une cassure sans déplacement relatif des deux compartiments séparés, on parle de diaclase ou de joint.

Si le mouvement relatif de deux compartiments n'atteint pas totalement ou partiellement la rupture on parle de flexure. Ce type de structure est souvent rencontré au niveau des zones d'amortissement des failles (rupture partielle).

L'orientation du mouvement de la faille est définie par les trois angles δ , λ et Φ , ses dimensions sont données par sa région S comme affiché dans la figure 1.4.

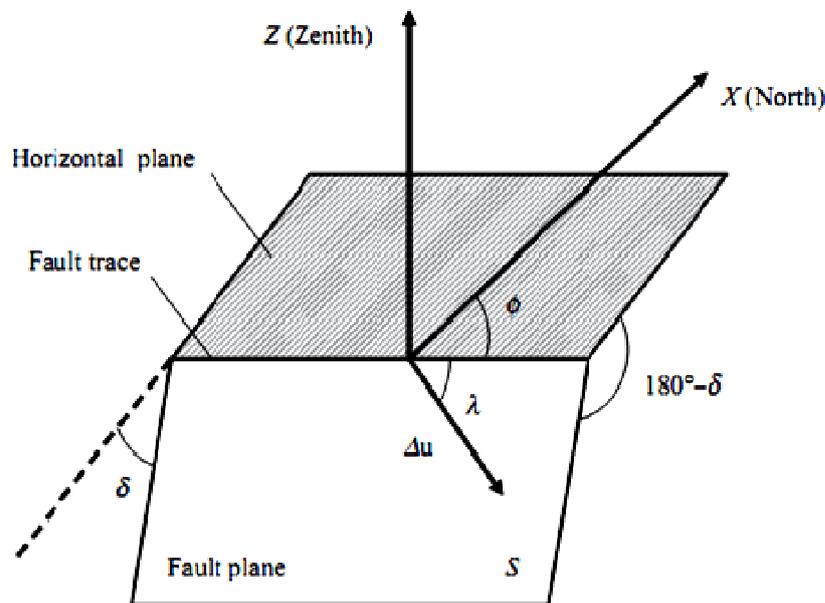


Figure 2.4. Les paramètres décrivaient le mouvement de la faille.

Σ , surface de la faille, Φ , direction, δ , pendage de la faille, θ , angle du mouvement sur Σ (pitch des stries).

2.5.2 Classification des Failles

Les failles sont classées selon leurs mécanismes de rupture, Il existe trois grands mécanismes de rupture des failles terrestres :

➤ **Faille normale :**

Le mouvement divergent des plaques produit ce mécanisme de rupture. Le bloc au-dessus du plan de faille glisse vers le bas. Comme le plan de faille n'est généralement pas vertical, il plonge selon un certain angle vers le centre de la terre. Cet angle est appelé angle d'inclinaison ou pendage du plan de faille.

Exemple : faille d'Alsace, France

➤ **Faille renversée :**

Le mouvement de subduction des plaques cause ce mécanisme de rupture. Dans ce cas, le mur surplombant la faille se déplace vers le haut par rapport au fond (ou mur d'appui). Un cas particulier de faille renversée est la faille chevauchante (Thrust Fault), caractérisée par une faible inclinaison ($< 45^\circ$) du plan de faille.

Exemple : faille d'El-Asnam, Algérie

➤ **Faille décrochante :**

Le mouvement latéral des plaques provoque ce mécanisme de rupture.

Exemple : faille de San-Andreas, Californie

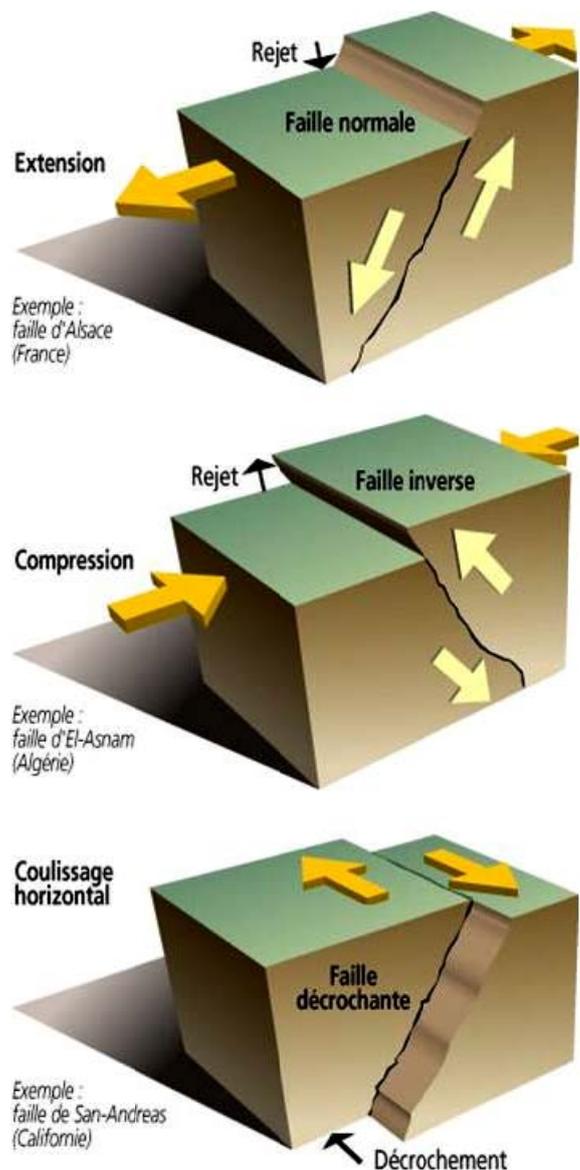


Figure 2.5 : Mécanismes de rupture des failles terrestres.

2.6. Ondes sismique.

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

2.6.1. Les ondes de volume :

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

On distingue :

- **Les ondes P** ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km.s^{-1} près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre
- **Les ondes S** ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

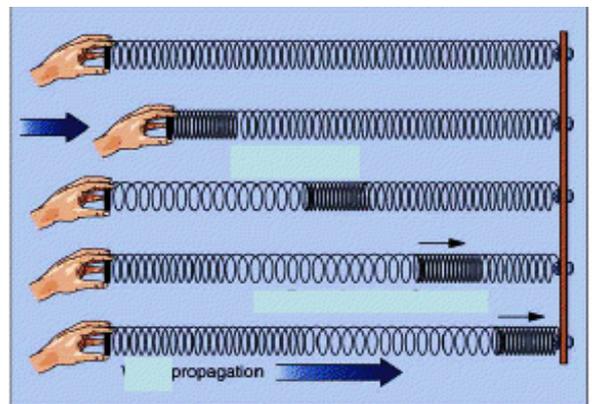


Figure 2.6 : Onde P

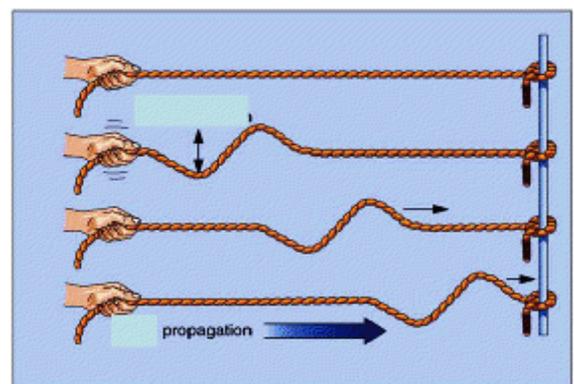


Figure 2.7 : Onde S

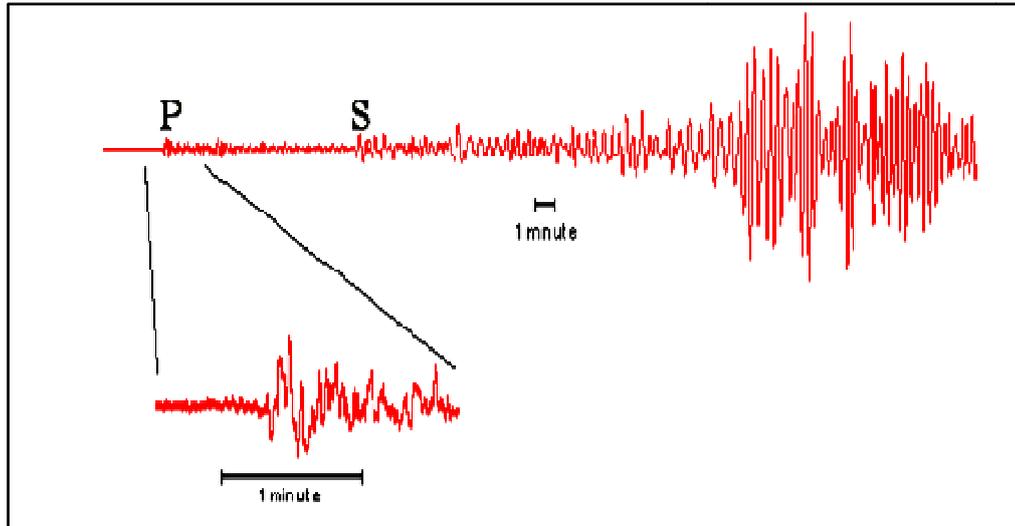


Figure 2.8 : Localisation des ondes sismique sur un sismographe

2.6.2. 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.

On peut distinguer :

- **L'onde de Love** : le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.
- **L'onde de Rayleigh** : le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait.

Les ondes de Love se propagent à environ 4 km.s^{-1} , elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.

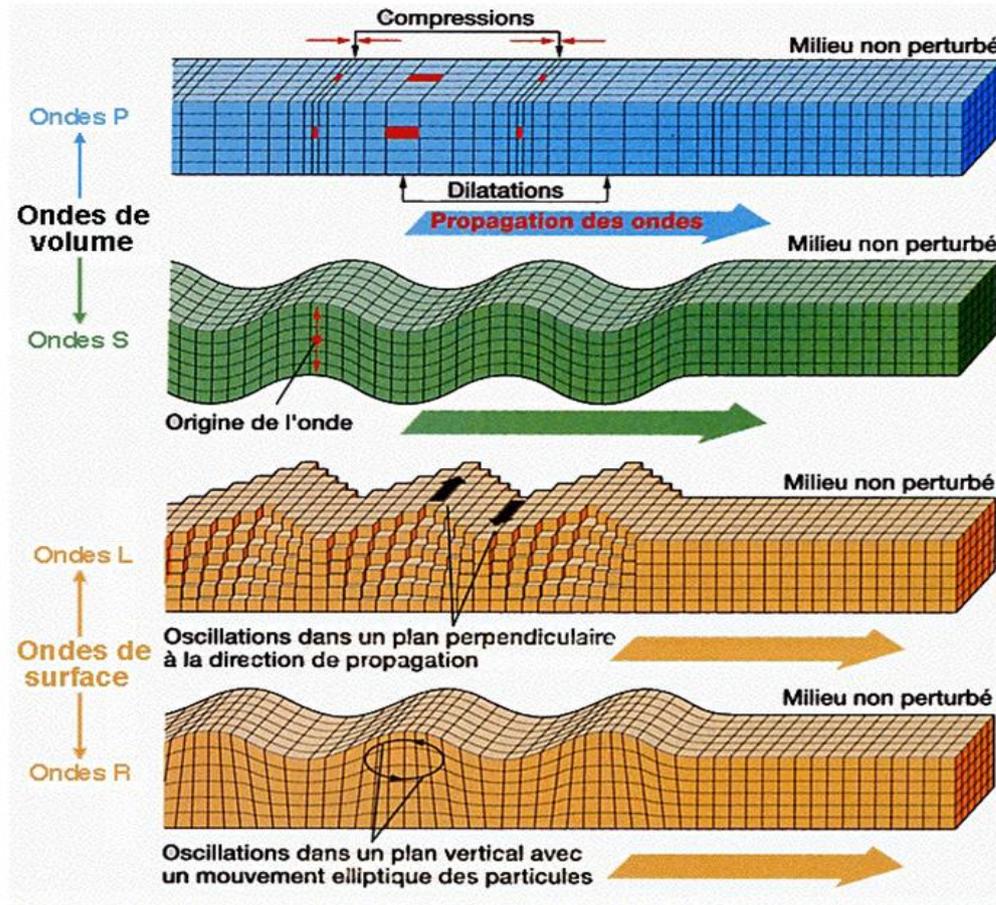


Figure 2.9 : Schéma représente les différents types d'ondes sismiques

2.7. Magnitude d'un séisme :

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation, des témoignages de la population. La notion de magnitude a été introduite en 1935 par l'Américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux Californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle depuis de l'échelle de Richter.

2.7.1. Que représente la magnitude ?

La magnitude n'est pas une échelle en degré mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites. 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 1 mètre. 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 du 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 très rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

Lors de la rupture qui se produit au foyer d'un tremblement de terre, la plus grande partie de l'énergie se dissipe sous forme de chaleur. Une partie seulement se propage au loin sous forme d'ondes élastiques. Le rapport entre l'énergie des ondes et l'énergie totale, appelé rendement sismique, est estimé entre 20 et 30 %.

La magnitude de Richter mesure l'énergie émise sous forme d'ondes élastiques. Un séisme de magnitude 5.0 correspond à peu près à l'énergie dégagée par la bombe nucléaire qui détruisit Hiroshima.

2.7.2. Calcul de la 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 corrections 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 corrections permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour un même séisme.

Il existe plusieurs échelles de magnitude :

- **Magnitude locale M_L** : on l'utilise pour des séismes proches dits 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 corrections locales.
- **Magnitude de durée M_D** : on l'utilise également pour des séismes proches mais elle est définie 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 tous 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. Elle est calculée à partir d'un modèle physique de source sismique et est reliée au moment sismique M_0 :

$$M_0 = \mu.S.D \quad (2.1)$$

avec: μ : rigidité du milieu
 S : Déplacement moyen sur la faille
 D : Surface de la faille

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.

2.7.3. Echelle de Richter

L'échelle étant le logarithme d'une amplitude, elle est ouverte et sans limite supérieure. Dans la pratique, les séismes de magnitude 9,0 sont exceptionnels et les effets des magnitudes supérieures ne sont plus décrits séparément. [**Gutenberg B. and C. F. Richter**]

Tableau 2.1: Echelle de magnitude de Richter et les effets observés.

Description	Magnitude	Effets	Fréquence
Micro	Moins de 1,9	Micro tremblement de terre, non ressenti.	8 000 par jour
Très mineur	2,0 à 2,9	Généralement non ressenti mais détecté/enregistré.	1 000 par jour
Mineur	3,0 à 3,9	Souvent ressenti mais causant rarement des dommages.	49 000 par an
Léger	4,0 à 4,9	Secousses notables d'objets à l'intérieur des maisons, bruits d'entrechoquement. Dommages importants peu communs.	6 200 par an
Modéré	5,0 à 5,9	Peut causer des dommages majeurs à des édifices mal conçus dans des zones restreintes. Cause de légers dommages aux édifices bien construits.	800 par an
Fort	6,0 à 6,9	Peut être destructeur dans des zones allant jusqu'à 180 kilomètres à la ronde si elles sont peuplées.	120 par an
Majeur	7,0 à 7,9	Peut provoquer des dommages modérés à sévères dans des zones plus vastes.	18 par an
Important	8,0 à 8,9	Peut causer des dommages sérieux dans des zones à des centaines de kilomètres à la ronde.	1 par an
Dévastateur	9,0 et plus	Dévaste des zones de plusieurs milliers de kilomètres à la ronde.	1 tous les 6 ans environ

2.8. Sismicité en Algérie :

Le nord d'Algérie est localisé sur la frontière de deux plaques tectoniques : la plaque Eurasienne et la plaque africaine avec une vitesse de raccourcissement entre les deux plaques de l'ordre de 5 à 6 mm/an dans la région d'Alger.

L'Algérie est connue depuis plusieurs siècles une intense activité sismique causée par des secousses d'intensité variable allant jusqu'à la destruction complète des villes telles que le cas d'Alger et de Blida. Le tableau 2.2 ci-dessous résume l'historique de quelques séismes forts en Algérie.

La région d'Alger et Boumerdes a subi le 21 Mai 2003 à 19 heures et 44 minutes (GMT+1) un violent séisme, suivi par une intense activité sismique secondaire durant un mois, avec plus de 240 répliques classées comme étant de magnitude élevée [AFPS 2003].

Tableau 2.2 : historique de quelques séismes forts en Algérie (d'après le CRAAG)

Localité	Date	Intensité maximal	Magnitude	Observation
Alger	03/01/1365	Forte	Forte	Alger complètement détruite. 100 répliques pendant la nuit. Une partie d'Alger fut inondée
Gouraya	15/01/1892	X	7.5	Gouraya et Villebourg ont été complètement détruite.
El Kalaa	29/11/1889	IX-X	6.5-7.5	Ressenti à Oran, Arzew, Relizane, Mostaganem et Mascara
Sour El-Ghouzlane	24/06/1910	X(VIII)	6.4-6.6	Les villages de la plaine de Gachtulas ont été complètement détruits
A. El Hassen (Cavaignac)	25/08/1922	IX-X	5.1	Cavaignac complètement détruite. Mouvement vertical observé de 1m environ
Chlef (Orléans ville)	09/09/1954	X-XI	6.7	20 000 habitations détruites. Effets observée : glissement de terrain et liquéfaction du sol.
Chlef	10/10/1980	IX	7.3	70% des habitations détruites. Faille inverse observée (à 36Km)
Dj. Chenoua	29/10/1989	VIII	6	Nombreux dégâts à Sidi-Moussa (prés de la ville de Tipaza) et Nador. Faille inverse
Zemmouri	21/05/2003	X	6.8	Généré par une faille maritime longue de 40Km et de pendage 47° N-W. le foyer est profond de 10 Km. Liquéfaction des sols meubles à Isser et glissements de terrain.

CHAPITRE 03

***Généralités sur les mouvements
Sismiques forts***

GENERALITES SUR LES MOUVEMENTS

SISMIQUES FORTS

3.1 Introduction :

Après chaque grand séisme, les secousses fortes du sol causent d'énormes dégâts matériels et malheureusement souvent humains surtout lorsque le séisme se produit dans des villes à forte urbanisation comme c'était le cas pour les séismes de Mexico en 1985, Kobe en 1995 ou de Boumerdes en 2003.

Pour qu'un mouvement du sol puisse être appelé mouvement fort, son amplitude doit dépasser un certain seuil d'accélération, qui est difficile à définir aujourd'hui car les accéléromètres actuels sont sensibles à des accélérations de moins de 1 mm/s^2 .

Notons qu'il a été mesuré des pics d'accélération se situant entre $1g$ et $2g$ ($g=9.81 \text{ m/s}^2$) et généralement des dégâts sont observés à partir d'une accélération de $(0.05-0.1)g$.

Les mouvements forts du sol proche de la source d'un séisme majeur représentent les forces qui menacent les constructions et autres ouvrages. En même temps, ces mouvements forts contiennent des détails concernant le processus de rupture de la source sismique (car proches de la source, le contenu fréquentiel est conservé) qu'on ne trouve pas dans les autres données (télésismiques). Les enregistrements des mouvements forts intéressent donc particulièrement les spécialistes des structures pour les amplitudes et les sismologues de la source pour les fréquences. Cependant, les deux groupes ont tendance à regarder l'enregistrement différemment. Par exemple, les spécialistes des structures, contrairement aux sismologues de la source, ne se soucient pas du temps de début de la rupture. Ils ont comme souci, de caractériser le mouvement fort du sol (amplitude, contenu en fréquence, durée...) pour bien

dimensionner leurs structures. Tous néanmoins s'intéressent à la forme d'onde, l'enregistrement des mouvements forts étant la meilleure source d'information sur les radiations hautes fréquences.

Les premiers accélérographes ont été développés dans les années 1930. A cette époque très peu de régions sismogènes sont équipées de ce type d'instruments. Les premiers séismes historiques enregistrés par ce type d'appareil sismologique sont ElCentro en 1940, Parkfield en 1966 puis San Fernando en 1971. Avec l'avènement du numérique, l'accélérométrie s'est développée.

Parmi les réseaux accélérométriques particulièrement efficaces par leur qualité de données et la rapidité de mise à la disposition de la communauté scientifique, nous citons l'exemple des deux plus grands réseaux accélérométriques japonais qui sont le K-Net et le KIK-Net.

K-Net ou Kyoshin-Net (kyo=fort et shin=séisme en japonais) est un large réseau de mouvements forts constitué de plus de 1000 stations accélérométriques (Figure 1) installées en surface en champ libre et couvrant tout le territoire japonais. La plupart des stations K-Net sont localisées sur des sites à sédimentation épaisse dans des zones urbaines. La distance moyenne entre deux stations est de 25 km (Kinoshita, 1998). L'accélération maximale mesurable est de 2000 gals (2000 gals \approx 2g). A chaque site, des informations comme les conditions de site ou le modèle de vitesses en ondes P et S, obtenus par des mesures lors de forages, sont disponibles.

3.2. Mesure des mouvements sismiques :

Pour ingénierie, trois caractéristiques du mouvement sismique d'une importance primordiale: (1) l'amplitude, (2) la fréquence de contenu et (3) la durée du mouvement. Un certain nombre de paramètres différents du mouvement sismique ont été proposées, dont chacun fournit des informations sur un ou plusieurs de ces caractéristiques. En pratique, il est généralement nécessaire d'utiliser plus d'un de ces paramètres pour caractériser un mouvement du sol en particulier de façon adéquate. [Steven L. Kramer, 1996]

3.2.1. Sismographes :

Divers instruments sont disponibles pour mesurer le mouvement du sol. Les sismographes sont utilisés pour mesurer le mouvement du sol relativement faible; les enregistrements qu'ils produisent sont appelés séismogrammes.

Les mouvements forts du sol sont généralement mesurés par accélérographes et exprimé sous la forme d'accélérogrammes. Le type le plus simple de sismographe peut être illustré par un système masse-ressort-amortisseur à un seul degré de liberté (SDOF), comme le montre la figure (3.1).

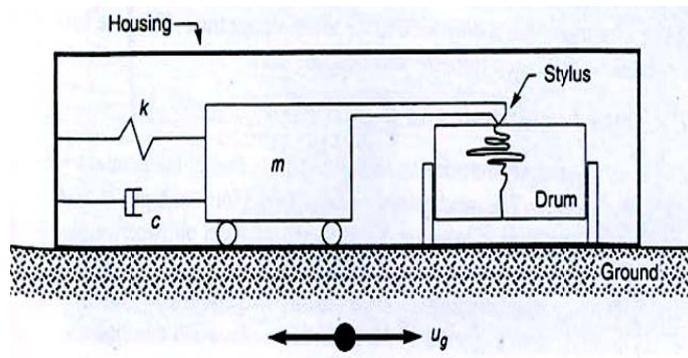


Figure 3.1 : Sismographe simple de type masse-ressort-amortisseur.

Un tambour rotatif est relié au boîtier avec un stylet attaché à une masse. La masse est reliée au boîtier par un ressort et amortisseur disposés en parallèle, et le boîtier est relié à la terre. Le mouvement relatif de la masse et le sol sera indiqué par la trace faite par le stylet sur le tambour rotatif. Une station sismographique typique peut avoir trois sismographes orientés pour enregistrer le mouvement dans les directions perpendiculaires verticales et deux horizontales.

Les sismographes peuvent être conçus pour mesurer les différentes caractéristiques des mouvements du sol. Pour comprendre comment cela peut être fait, il est nécessaire de considérer la réponse dynamique d'un sismographe simple tel que celui illustré à la figure 3.1. Ce sismographe est un oscillateur SDOF dont la réponse à la secousse est donnée par l'équation du mouvement :

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = -m\ddot{u}_g \quad (3.1)$$

3.2.2. Représentation du mouvement sismique.

Un sismographe permet de restituer sous forme de représentation analogique les mouvements sismiques sous forme de déplacement, vitesse ou accélération. Les enregistrements correspondant à l'accélération en fonction du temps sont des accélérogrammes.

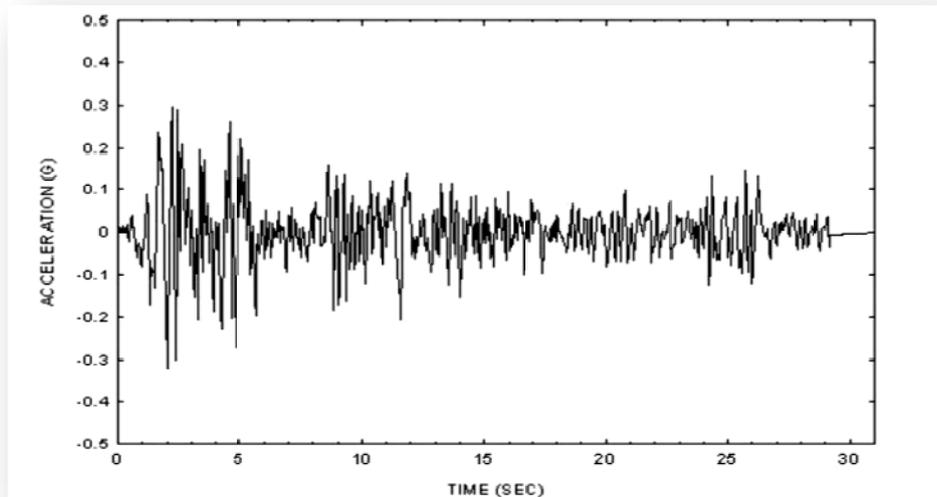


Figure 3.2 : Accélérogramme d'El –Centro 10 Mai 1940.

Ainsi, sur un enregistrement accélérométrique. Un accélérogramme $x(t)$ est donc une fonction à variations rapides et irrégulières autour de zéro dont la durée totale T peut varier de quelques secondes à quelques dizaines de secondes. Généralement, cette fonction se décompose en une phase initiale pour laquelle les accélérations sont faibles, une phase forte suivie d'une phase modérée et une phase progressive de retour à une accélération finale nulle. La durée totale d'un séisme est largement conditionnée par le seuil de déclenchement des appareils de mesures ce qui ne lui offre qu'une représentation physique limitée, d'autant plus que les phases à faibles accélérations, d'une durée variable, sont généralement sans intérêt pour l'analyse des structures. La durée de phase forte est en revanche plus significative pour conduire l'analyse sismique d'un ouvrage.

3.3. Caractérisation des séismes.

On peut caractériser la "taille" du tremblement de terre par différents paramètres.
[André PLUMIER]

- **La magnitude M** (*échelle de RICHTER*) est une évaluation de l'énergie libérée au foyer du tremblement de terre. Comme telle, cette quantité n'est pas utilisable par l'ingénieur des constructions qui s'intéresse à un mouvement en surface et dans une zone géographique donnée. Le foyer peut se trouver à plusieurs kilomètres sous la surface et à plusieurs centaines de kilomètres de la zone donnée.
- **L'intensité I** (*échelle de MERCALLI*) est une caractérisation de l'importance des effets matériels observés en surface et de la perception par la population. Cette description vaut pour une zone géographique donnée, mais est assez qualitative. L'intensité en un point dépend non seulement de la taille du séisme (magnitude) mais aussi de la distance au foyer, de la géologie locale et de la topographie.
- Un paramètre important pour l'évaluation des effets des séismes à un endroit donné est **l'accélération maximale a_g** du sol ou accélération de pointe, **PGA** (Peak Ground Accélération). Son ordre de grandeur est de **0,4 g** à **0,6 g** en zone très sismique et de **0** à **0,1g** en zone faiblement sismique. L'amplitude de l'accélération maximale du sol permet de se faire une idée de la résultante de force **F** appliquée à la construction de masse **m** :

$$F = m a_g$$

- **Déplacement maximal d_g du sol**, qui donne une idée de l'ordre de grandeur du déplacement relatif du centre de gravité de la structure par rapport à la base de la structure : quelques **cm** en zone faiblement sismique, jusqu'à un **m** en zone très sismique.
- **La durée du tremblement de terre** est un paramètre significatif dans les processus de fissurations et dégradations progressives des éléments d'une construction. Elle est liée à la magnitude du séisme. Cette durée est au maximum de l'ordre de 60 s en zone très sismique, mais n'est que de quelques secondes en zone peu sismique.

3.4. Enregistrement des mouvements sismiques

Les sismographes classiques ont été conçus comme des instruments très sensibles capables d'enregistrer des mouvements très faibles produits par des séismes lointains et de fournir ainsi un grand nombre de données, mais qui en contrepartie présentent un effet de saturation pour des mouvements forts. On peut ajouter que les signaux en champ lointain sont beaucoup plus « purs » que ceux du champ proche, en ce sens que les différents trains d'ondes y sont bien séparés, en raison des différences dans les trajets et les vitesses de propagation ce

qui permet d'affiner les modèles géophysiques, alors que près de l'épicentre les mouvements sont très complexes et se prêtent mal à des interprétations de la structure de la terre.

Les premiers sismographes pour mouvements forts ont été développés en Californie vers 1930 ; leur premier enregistrement significatif fut obtenu en 1933 à l'occasion d'un séisme de magnitude 6,3 près de Long-Beach (avec une accélération horizontale d'environ $2,3 \text{ m/s}^2$) mais c'est surtout l'accélérogramme d'El Centro (séisme du 18 mai 1940 sur la faille d'Imperial Valley) qui a connu la célébrité, au point d'être utilisé comme donnée d'entrée de la plupart des calculs sismiques pendant près de quarante ans.

Les caractéristiques de cet enregistrement (pics d'accélération, de vitesse et de déplacement égaux respectivement à $3,3 \text{ m/s}^2$, $0,37 \text{ m/s}$ et $0,20 \text{ m}$ pour les composantes horizontales) ont longtemps été considérées comme proches des valeurs maximales envisageables.

3.5 Les trois composantes d'un enregistrement sismique :

Les mouvements vibratoires produits par les séismes sont bidirectionnels ; les sismographes pour mouvements forts sont conçus et installés pour pouvoir enregistrer trois composantes du mouvement, deux horizontales et une verticale. L'orientation choisie, pour les composantes horizontales correspond souvent aux directions **Nord-Sud** et **Est-Ouest**, en particulier quand les instruments sont installés « en champ libre », c'est-à-dire à l'extérieur des constructions ; pour les appareils installés dans des bâtiments (en général au rez-de-chaussée ou dans les fondations quand on souhaite obtenir des enregistrements représentatifs du mouvement de sol) les axes choisis correspondent le plus souvent aux directions principales du bâtiment.

Les sismographes qui ont essentiellement une fonction d'alerte ou de déclenchement d'un automatisme de mise en sécurité d'une installation critique n'enregistrent souvent que la composante verticale qui est la première à être détectée.

La composante verticale constitue « le parent pauvre » du génie parasismique ; la plupart des codes parasismiques pour les constructions courantes ne prennent en compte ses effets que dans quelques cas particuliers ; il y a essentiellement deux raisons pour justifier cette omission :

- l'approche traditionnelle du calcul sismique pour les bâtiments repose sur le concept de force statique équivalente pour représenter l'action sismique ; dans les directions horizontales, la prise en compte de la « force sismique » est à l'évidence nécessaire car les autres cas de charges considérés pour le dimensionnement des structures n'ont pas d'effets d'une importance comparable, à l'exception dans certains cas de ceux du vent ; dans la direction verticale, par contre, la « force sismique » ne représente en général qu'une fraction relativement faible du poids propre ;
- l'amplitude du mouvement vertical est généralement plus faible que celle du mouvement horizontal, comme on va le voir par la suite ;

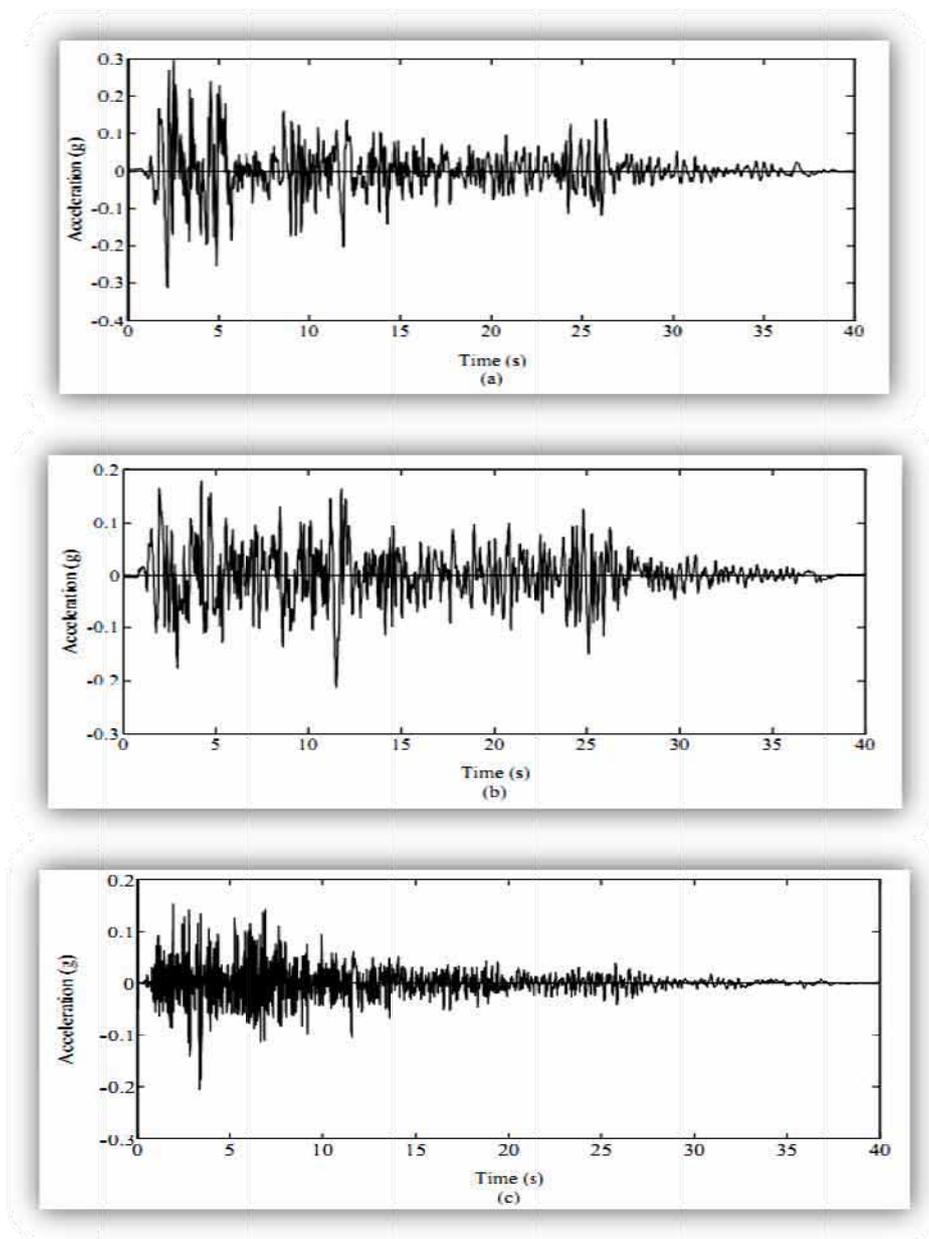


Figure 3.2 : Trois composants de tremblement de terre d'EL-Centro:(a) composante Nord-Sud (270°) ; (b) composante Est-Ouest (180°) ; et (c) composante vertical (90°).

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

Le mouvement du sol enregistré à une station accélérométrique donnée suite à un séisme, est en général influencé (cette influence se traduit par un changement de la forme d'onde) par quatre facteurs :

- L'effet de la source (taille, mécanisme, directivité, nombre d'aspérités...),
- l'effet de la propagation d'onde (impact de l'hétérogénéité de la croûte terrestre sur les ondes générées par la dislocation, et qui se propagent dans le volume entre la source et la station),
- l'effet des conditions de site local (les premières centaines de mètres du sol et/ou la topographie)
- et enfin l'effet de l'instrument lui-même.

De plus en plus, des données de mouvements forts seront enregistrées suite à des séismes se produisant sur des failles bien connues (par exemple, Chi-chi, Parkfield...) et donc bien instrumentées. Ces données, parfois combinées à d'autres types de données comme les données géodésiques ou télésismiques par exemple, nous fournissent d'importantes informations sur le processus de rupture des failles terrestre. En effet, les données en champ proche (mouvements forts) sont peu contaminées par l'effet de propagation et sont plutôt dominées par l'effet de la source, à l'aide de ce genre de données, le glissement sur le plan de faille est mieux contraint pour les basses fréquences ($f < 1.5$ Hz). L'accélération du sol est très complexe et difficile à déchiffrer, alors on utilise soit la vitesse qui caractérise les détails de premier ordre de la rupture soit le déplacement qui est beaucoup plus simple à expliquer. En sismologie de l'ingénieur, les informations directes suivantes sont systématiquement lues sur un accélérogramme :

Le pic d'accélération: c'est la plus grande valeur (en absolue) de l'amplitude lue sur une des composantes horizontales d'un accélérogramme. Cette valeur est appelée le PHA (Peak horizontal acceleration). Le PHA est important pour les spécialistes des structures parce qu'il est utilisé dans les cartes d'aléa sismique probabiliste (e.g. Trifunac et Brady, 1975a). Ce paramètre seul n'est pas suffisant pour bien caractériser le mouvement du sol. À des fréquences intermédiaires on utilise plutôt le PHV (vitesse) au lieu du PHA pour caractériser l'amplitude du mouvement du sol. Le paramètre PHA (ou PHV) nous informe sur l'amplitude du mouvement. D'autres paramètres sont préférés parce qu'ils nous renseignent sur d'autres

caractéristiques du mouvement fort. Par exemple RMS d'accélération nous informe à la fois sur l'amplitude ainsi que sur le contenu fréquentiel.

Durée des secousses : La durée de la secousse dépend du temps nécessaire à la rupture pour casser toutes les parties instables sur le plan de faille et de la propagation. Plus la surface de la faille est grande, plus la magnitude du séisme est grande et plus le temps de rupture est important. Le résultat est que la durée du mouvement fort augmente avec la magnitude du séisme. Il faut noter que si la rupture est bilatérale la durée est moins importante que si la rupture était unilatérale. En sismologie de l'ingénieur on utilise souvent la durée encadrée (bracketed duration), i.e., le temps entre le premier et le dernier dépassement d'un certain seuil d'accélération, souvent égal à 0.05g (Bolt, 1969).

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

3.6. Estimation du mouvement sismique fort :

Il ya deux méthodes de base utilisées pour estimer les mouvements du sol fort dans la pratique du. [Kenneth W. Campbell]

- Dans la première méthode, connue sous le nom d'analyse des risques sismiques ou déterministe **DSHA**, le mouvement fort du sol est estimé à partir d'un ensemble donné de paramètres sismologiques, tels que la magnitude et la distance de la zone de rupture sismique sur le site d'intérêt.
- Dans la seconde méthode, appelée analyse des risques sismiques ou probabiliste **PSHA**, le mouvement du sol est estimé statistiquement en utilisant tous les lieux du tremblement de terre possible et grandeurs, avec leurs probabilités d'occurrence attendue.

Ces deux méthodes ont une chose en commun: ils ont besoin d'un moyen d'estimer le mouvement sismique fort à partir des paramètres sismologiques spécifiés. Cette estimation est

généralement faite en utilisant une relation du mouvement sismique fort, ou ce qui est communément appelé dans l'ingénierie comme une relation d'atténuation.

Seuls les modèles d'ingénierie qui, directement de prédire des mouvements forts qui permettent de prédire l'amplitude ou la modulation de cette amplitude des effets tels que la géométrie et la directivité de la source.

La durée est un aspect important du mouvement du sol, en particulier pour la réponse inélastique des structures, mais beaucoup moins d'attention a été accordée à la prédiction de durée. Dans ce travail on va déterminer un loi de prédiction de la durée des mouvements sismique forts pour un sol meuble.

3.6. 1. Estimation de la magnitude :

La notion de magnitude a été introduite par C.-F. Richter en 1935 en Californie pour estimer l'énergie libérée au foyer, de séismes locaux et pouvoir les quantifier. La magnitude M est une quantité logarithmique calibrée calculée à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismographe (la forme générale est décrite par la formule 2.6):

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(R) = C \quad (3.2)$$

Où A est l'amplitude maximale du signal, T la période correspondant à A . R la distance à la source et C est un terme de calibration. La gamme de fréquences générées lors d'un séisme est très large, mais leur enregistrement est limité principalement par l'instrumentation. De plus le sous-sol «filtre» le contenu fréquentiel. Cela explique pourquoi selon le type de sismographe et surtout selon le type de séisme (local ou distant), la magnitude estimée sera différente (tab. 2.4). Dans certains cas par exemple lorsque le signal est saturé, on l'estime à partir de la durée du signal. Dans ce cas on parle de magnitude de durée du signal sismique que l'on note (M_d).

3.6. 2. Moment sismique

Un modèle de la source du séisme si été créé afin de l'étudier du point de vue physique. Le but est de simuler le rayonnement sismique loin de la source, en assimilant la zone à l'origine du séisme à un point.

Lorsqu'un glissement se produit sur une faille, celle-ci tend naturellement à tourner dans le sens du glissement. Une réaction élastique s'ensuit alors: le milieu qui entoure la faille

résiste à cette rotation, en fournissant une rotation égale et de sens opposé à celle de la faille principale. Il y a donc deux couples en action: l'un provenant de la faille, et l'autre du milieu.

Grâce à ce modèle du double couple, on peut appliquer les lois de la mécanique Newtonienne dans l'étude des séismes. Notamment celle selon laquelle dans un système fermé, la résultante des forces et des moments est nulle.

Le modèle du double couple permet de calculer le moment sismique M_o . Celui-ci quantifie l'énergie mécanique rayonnée par la source sismique. Deux méthodes permettent de calculer le moment sismique: la plus courante est d'analyser des sismogrammes enregistrés à différentes stations et d'en déduire un modèle géométrique de la rupture à la source.

L'autre est d'estimer les trois paramètres géométriques de la rupture:

- μ : la rigidité du milieu exprimée en N/m².
- A : la surface de faille, et
- D : le déplacement ou glissement moyen sur la faille.

Le moment sismique M_o est défini alors comme :

$$M_o = \mu \cdot A \cdot D \quad (3.3)$$

Le déplacement est généralement inférieur à 30 m et le moment sismique inférieur à 10^{23} N.m, le moment sismique M_o aurait dû remplacer la magnitude, mais son utilisation n'est pas pratique à cause de l'étendue des échelles de mesure. Kanamori en 1977 a proposé de le convenir en magnitude (la magnitude de moment notée M_w) selon la relation suivante:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_o) - 10.7 \quad (3.4)$$

Où M_o est exprimé en dyN.cm (1dyN.cm=10⁷N .m)

CHAPITRE 04

***Notions sur les Régressions et les Tests
D'hypothèses***

NOTIONS SUR LES RÉGRESSIONS ET LES TESTS D'HYPOTHESES

4.1. Introduction :

La théorie des tests consiste à formuler des hypothèses particulières sur les paramètres ou sur les lois qui interviennent dans les problèmes étudiés, puis à apporter un jugement sur ces hypothèses. Ce jugement est basé d'une part, sur les résultats obtenus sur un ou plusieurs échantillons extraits de la population concernée et d'autre part, sur l'acceptation d'un certain risque dans la prise de décision.

4.2. Principe d'un test hypothèse :

Les tests hypothèses constituent un autre aspect important de l'inférence statistique. Le principe général d'un test hypothèse peut s'énoncer comme suit : Soit une population dont les éléments possèdent un caractère mesurable ou dénombrable et dont la valeur du paramètre, relative au paramètre étudié, est inconnue. Une hypothèse est formulée sur la valeur du paramètre, cette formulation résulte de considération théorique, pratiques ou encore elle est simplement basée sur un pressentiment. On veut porter un jugement sur cette hypothèse, sur la base de résultats d'un échantillon prélevé de cette population. [Gérald Baillargeon]

4.2.1. Principales définitions (Résumé)

- Une *hypothèse statistique* est une affirmation concernant certaines caractéristiques d'une population telles que la valeur d'un ou de plusieurs paramètres, la forme de la distribution...
- Un *test d'hypothèse* ou *test statistique* est une démarche conduisant à élaborer une règle de décision permettant de faire un choix entre deux hypothèses statistiques. Les hypothèses envisagées *a priori* s'appellent :

- L'*hypothèse nulle* H_0 : C'est l'hypothèse selon laquelle on fixe a priori la valeur d'un paramètre.
- L'*hypothèse alternative* H_1 : On peut choisir pour cette hypothèse n'importe quelle hypothèse compatible avec le problème étudié, mais différente de H_0 .

Avant toute démarche statistique, il faut définir à quelle condition l'une ou l'autre des hypothèses sera considérée comme vraisemblable. Les deux hypothèses ne jouent pas le même rôle. En effet, c'est l'hypothèse nulle H_0 qui est soumise au test et toute démarche statistique consiste à la considérer comme vraie. Si le test conduit à la rejeter, c'est l'hypothèse alternative H_1 qui sera considérée comme vraie.

4.2.2. Seuil de signification d'un test d'hypothèse :

Le risque, consenti à l'avance et que nous notons α , de rejeter à tort l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie (et de favoriser alors l'hypothèse alternative H_1) s'appelle le **seuil de signification** du test et s'énonce en probabilité comme suit :

$$\alpha = P(\text{rejeter } H_0 \mid H_1 \text{ vraie}) = P(\text{choisir } H_1 \mid H_0 \text{ vraie}).$$

A ce seuil de signification, on fait correspondre sur la distribution d'échantillonnage de la statistique (ou sur celle de l'écart réduit) une **région de rejet** de l'hypothèse nulle (appelée également **région critique**). Cette région de rejet de H_0 est constituée). L'aire de cette région correspond à la probabilité α et d'un ensemble de valeurs de la statistique qui conduiront au rejet de H_0 . Si par exemple, on prend comme seuil de signification $\alpha=0,05$, cela signifie que l'on peut admettre d'avance que la statistique (la variable d'échantillonnage) peut prendre, dans

5% des cas, une valeur se situant dans la région de rejet de H_0 bien que l'hypothèse H_0 soit vraie et ceci uniquement d'après le hasard de l'échantillonnage.

Sur la distribution d'échantillonnage correspondra aussi une région complémentaire, dite **région de non-rejet** de H_0 (appelée également région d'acceptation) de probabilité $(1-\alpha)$.

La valeur observée de la statistique (ou de l'écart réduit) déduite des résultats de l'échantillon appartient, soit à la région de rejet de H_0 (on favorisera alors l'hypothèse H_1), soit à la région de non-rejet de H_0 (on favorisera alors l'hypothèse H_0).

Remarques.

- 1) Les seuils de signification les plus utilisés sont $\alpha = 0.05$ et $\alpha = 0.01$, dépendant des conséquences de rejeter à tort l'hypothèse H_0 .
- 2) La statistique qui convient pour le test est donc une variable aléatoire dont la valeur observée sera utilisée pour décider du « rejet » ou du « non-rejet » de H_0 . La distribution d'échantillonnage de cette statistique est déterminée en supposant que l'hypothèse H_0 est vraie.

4.2.3. Comment exécuter un test d'hypothèse : démarche à suivre :

Un test d'hypothèse comporte diverses étapes. Nous adopterons qu'en convention de travailler avec l'écart réduit (variable aléatoire dont on connaît les valeurs tabulées de la loi) qui sera distribué, suivant le cas, selon la loi normale centrée réduite ou la loi de Student. Au seuil de signification α choisi, on obtiendra directement des tables correspondantes les valeurs critiques de l'écart réduit. D'une façon générale, l'écart réduit s'exprime en unités d'écart-type de la statistique qui convient au test :

$$\text{Écart réduit} = \frac{\text{Ecart entre la statistique qui convient pour le test et la valeur du paramètre posée en } H_0}{\text{Ecart - type de la statistique}}$$

4.2.4. Démarche à suivre dans l'élaboration d'un test d'hypothèse :

Dans l'exécution d'un test d'hypothèse, nous proposons la démarche suivante.

Démarche à suivre dans l'élaboration d'un test d'hypothèse	
1. Formuler l'hypothèse nulle H_0 et hypothèse alternative H_1 .	5. Adopter une règle de décision qui conduira au rejet ou non rejet de H_0 au seuil alpha choisi. Cette règle de décision est définie à partir des valeurs critiques de l'écart réduit.
2. Fixé d'avance (avant la réalisation du sondage) le seuil de signification alpha c'est-à dire spécifier le risque de rejeter à tort une hypothèse H_0 vraie	6. Calculer la valeur numérique de l'écart réduit, valeur déduite des résultats de l'échantillon.
3. Préciser les conditions d'application du test. Spécifications ou non de la forme de la population échantillonnée, indication si nous sommes en présence d'un grand échantillon, si la variance de la population est connue ou inconnue, etc.	7. Décision est conclusion. Comparer la valeur numérique obtenue pour l'écart réduit avec la règle de décision adoptée en 5. Décidé entre les deux hypothèses formulées en 1. et conclure.
4. Spécifier la statistique qui convient pour le test et définir l'écart réduit. En déduire sa distribution d'après les conditions d'application.	

4.3. Régression :

Beaucoup d'ingénierie et problèmes du scientifique s'inquiètent de déterminer un rapport entre un ensemble de variables.

Dans beaucoup de situations, il y a une seule réponse Y, appelé aussi la variable dépendante qui dépend de la valeur d'un ensemble d'entrée appelé aussi indépendant, x_1, \dots, x_i .

La relation la plus simple entre le variable indépendante Y et les variable dépendants x_1, \dots, x_i , est la relation linéaire avec les constantes $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_i$ donnée par la relation suivant : [Sheldon M. Ross]

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \dots + \beta_j x_{ij} + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i \tag{4.1}$$

4.3.1. Modèle linéaire à plusieurs variables explicatives (régression multiple) :

Le mot multiple est introduit ici à cause de la présence de plusieurs variables explicatives dans le modèle contrairement à une seule variable explicative dans le cas de modèle linéaire simple. Le terme linéaire s'applique, par contre, aux paramètres du modèle β_i et non au variable explicative x_i . les méthodes de régression que nous étudierons seront également valides même si le modèle comporte des termes non linéaires en X (puissance, produit de variable,...).

Le modèle de régression multiple permet de décrire la liaison entre une variable dépendante Y et un ensemble de variables explicatives X_1, X_2, \dots, X_k , la forme générale de cette liaison s'énonce comme suit :

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \dots + \beta_j X_{ij} + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i \quad (4.2)$$

Où :

Y_i : est la variable dépendante (ou expliquée) dont les valeurs sont conditionnées par celles des variables explicatives $X_{i1}, X_{i2}, \dots, X_{ik}$, et la composante aléatoire ε_i (non observable).

$\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$: sont les $(k+1)$ paramètres du modèle X_{ij} , $j = 1, 2, \dots, k$ représente le i ème valeurs des k variable explicatives.

ε_i : dénote la fluctuation aléatoire non observable attribuable à un ensemble de facteurs ou de variable non pris en considération dans le modèle ou que nous ne savons pas identifier.

4.3.2. Hypothèses fondamentales du modèle de régression multiple:

Les hypothèses fondamentales sur lesquelles repose le modèle de régression multiple sont les mêmes que celles du modèle linéaire simple.

1. On suppose que le terme ε_i est une variable aléatoire de moyenne 0 et de variance constant : $E(\varepsilon_i) = 0, \text{Var}(\varepsilon_i) = \sigma^2$ pour tout i .
2. Il existe aucune corrélation entre les erreurs c.-à-d. : $\text{Cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0$ pour tout i et tout $j, i \neq j$.
3. Les variables explicatives X_1, X_2, \dots, X_k , sont des grandeurs certaines. Elles ne représentent donc pas un caractère aléatoire. Elles sont observées sans erreur ou fixé à des valeurs arbitraires.
4. Et, dans le but de construire des intervalles de confiance et d'effectuer des tests d'hypothèses, on suppose : les fluctuations aléatoires ε_i sont distribuées normalement : $\varepsilon_i \sim N(0, \sigma^2)$

Remarque :

L'estimation et le test des paramètres $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$, du modèle de régression ne sont possibles en autant que : le nombre d'observation excède le nombre de paramètres à estimer : $n > k+1$.

4.3.3. Démarches à suivre dans l'élaboration d'un modèle de régression multiple :

La démarche à suivre dans l'élaboration d'un modèle de régression multiple peut se résumer selon les étapes suivantes :

1. Identifier les variables dépendantes et variables explicatives qui font le sujet d'une régression multiple.
2. Spécifier le modèle de régression multiple qui l'on envisage d'analyser.
3. Prélever les observations sur les diverses variables en s'assurant que le nombre d'observation est supérieur au nombre de paramètres à estimer ($n > k+1$).
4. Estimer, à l'aide des observations, les paramètres du modèle.
5. Effectuer divers tests statistique sur les paramètres du modèle pour ne retenir que les variables explicatives qui ont un effet significatif.
6. Résumer les conclusions de l'analyse en indiquant l'équation de régression obtenue, les erreurs-types de chaque coefficient, la table de variance ainsi que la valeur du coefficient de détermination
7. Effectuer à l'aide de l'équation obtenue les estimations et prévisions requises.

4.3.4. Estimation de la droite de régression :

En régression linéaire simple ou multiple, l'objectif est d'obtenir une droite qui s'ajuste le mieux avec possible aux points du diagramme de dispersion. Plusieurs droites peuvent s'ajuster à un nuage de point mais parmi toutes ces droites, on veut retenir celle qui jouit d'une propriété remarquable : celle qui permet de rendre minimum de la somme des carrés des écarts des valeurs observées Y_i à la droite.

Plusieurs méthodes d'estimation existent pour obtenir les formules requises au calcul des estimateurs de $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$, la méthode que nous allons employées s'appelle "*la méthode de moindres carrés*"

4.3.5. Méthode de moindres carrés :

La méthode des moindres carrés, indépendamment élaborée par Legendre en 1805 et Gauss en 1809, permet de comparer des données expérimentales, généralement entachées d'erreurs de mesure, à un modèle mathématique censé décrire ces données.

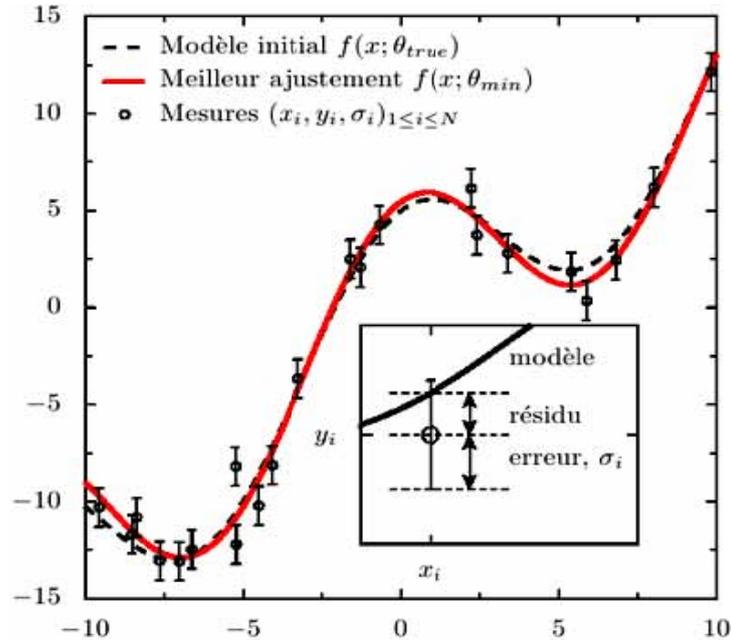


Figure 4.1: Illustration de la méthode des moindres carrés. Les données suivent la courbe figurée en pointillés et sont affectées par un bruit gaussien centré, de variance 1. Le meilleur ajustement déterminé par la méthode des moindres carrés est représenté en rouge

4.3.5.1 Principe de la méthode des moindres carrés :

Représentant par e_i l'écart vertical entre la valeur observée Y_i et l'estimation \hat{Y}_i obtenue de la droite de régression empirique à $X = X_i$:

$$e_i = Y_i - \hat{Y}_i, \quad i = 1, \dots, n$$

La somme des carrés de ces écarts pour l'ensemble des points est égale à :

$$\sum_{i=1}^n e_i^2 = e_1^2 + e_2^2 + \dots + e_n^2$$

$$\sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad \text{somme des carrés des écarts}$$

Il s'agit de déterminer les expressions de b_0, b_1, \dots, b_i de telle sorte que la somme des écarts soit la plus petite possible.

L'écart $e_i = Y_i - \widehat{Y}_i$ est appelé le résidu de la i -ème observation et la somme des carrés $\sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \widehat{Y}_i)^2$, la somme de carrés résiduelle ou variation résiduelle.

4.3.6. Détermination de l'équation de régression : estimation des paramètres du modèle :

Tout comme dans le cas de la régression linéaire simple, nous avons recours à la méthode des moindres carrés pour obtenir les estimations des différents paramètres du modèle de régression multiple.

Pour bien comprendre la détermination des coefficients du modèle, on propose à résoudre un problème à deux variables explicatives :

Soit l'équation du modèle :

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \varepsilon_i \tag{4.3}$$

avec $E(Y_i) = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \tag{4.4}$

et $Var(Y_i) = \sigma^2 \tag{4.5}$

Estimation de la moyenne des Y_i

L'estimation de $E(Y_i) = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \tag{4.6}$

s'obtient de $\widehat{Y}_i = b_0 + b_1 X_{i1} + b_2 X_{i2} \tag{4.7}$

Pour obtenir les expressions de b_0 , b_1 et b_2 qui minimisent la somme des carrés résiduelle $\sum (Y_i - \widehat{Y}_i)^2$, on doit résoudre le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} nb_0 + b_1 \sum X_{i1} + b_2 \sum X_{i2} = \sum Y_i \\ b_0 \sum X_{i1} + b_1 \sum X_{i1}^2 + b_2 \sum X_{i1}X_{i2} = \sum X_{i1}Y_i \\ b_0 \sum X_{i2} + b_1 \sum X_{i1}X_{i2} + b_2 \sum X_{i2}^2 = \sum X_{i2}Y_i \end{cases} \tag{4.8}$$

Ce système d'équation s'obtient en dérivant l'expression

$\sum_{i=1}^n (Y_i - b_0 - b_1 X_{i1} - b_2 X_{i2})^2$ par rapport à b_0 , b_1 et b_2 et en annulant les dérivées premiers.

Lorsque les valeurs de b_1 et b_2 ont été obtenues, on peut en déduire la valeur des de b_0 en utilisant la première équation et divisant chaque nombre de l'équation par n soit :

$$b_0 = \bar{Y} - b_1 \bar{X}_1 - b_2 \bar{X}_2 \tag{4.9}$$

Dans le cas général, nous avons $(k+1)$ paramètres à estimer, ce qui conduit à un système de $(k+1)$ inconnues (les coefficients de régression). Le système d'équations devient donc rapidement lourd à résoudre algébriquement. Pour cela on recours à l'outil informatique.

4.3.5. Analyse de variance en régression multiple :

Une analyse de régression linéaire multiple s'accompagne toujours d'un tableau d'analyse de variance. Ce tableau permettra de tester si l'ensemble des variables explicatives a un effet significatif sur la variable dépendante. Il permettra également d'en déduire l'estimation de la variance des Y_i autour de l'équation de régression (c.-à-d. l'estimation de la variance des erreurs σ^2), estimation qui sera subséquentement utile dans le calcul d'intervalles de confiance ; on pourra également en déduire le coefficient de détermination multiple R^2 .

a. Décomposition de la variation dans les observations : calcul des sommes de carrés.

Cette décomposition s'effectue de façon similaire à celle effectuée dans le cas de la régression linéaire simple.

Calcul des sommes de carrés en régression multiple

- **Variance totale :** $SCT = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2$
- **Variance expliquée par la régression :** $SCR = \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2$
- **Variance résiduelle :** $SC_{RES} = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2$

b. Calcul des degrés de liberté.

Dans le cas où l'analyse de régression comporte $(k+1)$ paramètres à estimer à l'aide de n observations, les degrés de liberté des sommes de carrés précédentes se décomposent comme suit :

Sommes de carrés		Degrés de liberté
$SCT = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2$		$n-1$
$SCR = \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2$		k
$SC_{RES} = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2$		$n-(k+1)$

c. Tableau de l'analyse de la variance.

On en déduit par la suite les carrés moyens en divisant les sommes de carrés SCR (due à la régression) et SC_{RES} (résiduelle) par les degrés de liberté respectifs. Ces divers calculs se résument dans un tableau d'analyse de variance.

Tableau d'analyse de variance (Régression multiple)

Source de variance	Somme de carrés	Degrés de liberté	Carrés moyens
Expliquée par la régression	$SCR = \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2$ $SC_{RES} = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2$	k	$CMR = SCR / K$
Résiduelle		$n - (k + 1)$	$CM_{RES} = \frac{SC_{RES}}{n - k - 1}$
Total	$SCT = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2$	$n - 1$	

d. Estimation de σ^2 , calcul de S^2 :

Le carré moyen résiduel, CM_{RES} est une estimation ponctuelle de σ^2 (variance des Y_i autour du modèle de régression ou variance des erreurs). On peut déduire cette estimation directement du tableau d'analyse puisque :

$CM_{RES} = S^2 = \frac{SC_{RES}}{n - k - 1}$	(4.10)
---	--------

L'écart-type des résidus nous donne une mesure de dispersion des Y_i autour de l'équation de régression multiple : $S = \sqrt{CM_{RES}}$ les unités associées à s sont celles de la variable dépendante Y .

4.3.7. Qualité de régression :

4.3.7.1. Coefficient de détermination multiple R^2 :

Pour évaluer la qualité de l'ajustement linéaire de l'équation de régression entre la variable dépendant Y et l'ensemble des variables explicatives, on à recours au coefficient de détermination multiple R^2 , il est définie comme suit :

$$R^2 = \frac{SCR}{SCT} = \frac{\sum(\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum(Y_i - \bar{Y})^2} \text{ avec } 0 \leq R^2 \leq 1 \quad (4.10)$$

Il exprime le pourcentage de la variance de Y expliquée par le modèle. Il donne une idée globale de l'ajustement du modèle.

La proportion qui demeure inexpliquée est $(1-R^2)$. Cette partie inexpliquée est attribuable à l'omission de variables explicatives qui pourraient contribuer de façon importante à l'explication des fluctuations de Y à une formulation incorrecte du modèle (d'autres termes seraient requis) et à l'erreur expérimentale.

4.3.7.2 R^2 ajusté :

Une des propriétés de la régression multiple est que l'ajout de chaque variable explicative au modèle permet d'expliquer plus de variation, et cela même si la nouvelle variable explicative est complètement aléatoire. Cela vient du fait que si l'on compare deux variables aléatoires, les fluctuations aléatoires de chacune d'entre elles produisent de très légères corrélations: y et chacune des x_i ne sont pas strictement indépendantes (orthogonales) même s'il n'y a aucune relation réelle entre elles. Par conséquent, le R^2 calculé comme ci-dessus comprend une composante déterministe, et une composante aléatoire d'autant plus élevée que le nombre de variables explicatives est élevé. Le R^2 est donc biaisé.

Pour contrer cet effet, et donc éviter de surestimer le R^2 , plusieurs auteurs ont proposé un R^2 ajusté, qui tient compte du nombre de variables explicatives du modèle de régression. La formule la plus couramment utilisée est celle d'Ezekiel (1930):

$$R_a^2 = 1 - \frac{n-1}{n-p-1} (1 - R^2) \quad (4.11)$$

Il traduit à la fois la qualité de l'ajustement (liaison entre Y et les X_i) et la complexité du modèle (nombre de variables explicatives).

Remarques sur le R^2 :

- a. Lorsque le R^2 est proche de 1, cela se signifie que la variable dépendante Y est bien expliquée par les variables X_i .
- b. La racine carrée de R^2 , R, porte le nom de coefficient de corrélation multiple entre Y et les X_i .

c. Lorsque l'on ajoute de nouvelles variables explicatives au modèle, le R^2 augmente (même dans le cas où les nouvelles variables explicatives sont très liées à la variable dépendante).

d. C'est la raison pour laquelle on introduit le R^2 ajusté.

4.3.8. Tests hypothèses en régression multiple :

Dans l'élaboration d'un modèle de régression multiple, divers tests statistiques sont requis.

Les plus fréquents permettent de répondre aux questions suivantes :

1. Est ce que la régression est significative dans son ensemble ?
2. Est ce que la contribution marginale de chaque variable explicative (ou de chaque terme du modèle) est significative ? le test correspondre permettra d'examiner si l'ajout d'une variable explicative à la suite d'autres variables explicatives déjà dans l'équation de régression apporte une contribution significative dans l'explication de la variable dépendante.
3. Est ce qu'un sous-ensemble de variables explicatives ont une influence sur la variable dépendante Y lorsqu'elles s'ajoutent au modèle déjà un certain nombre de variables ?

Abordons d'abord le premier test qui va permettre de répondre à la question 1.

Comment déterminer si la régression est significative dans son ensemble ?

Dans un modèle de régression multiple, disons un modèle comportant k variables explicatives.

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \dots + \beta_j X_{ij} + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i \quad (4.12)$$

On veut tester si la régression est significative dans son ensemble. Les hypothèses nulles et alternatives sont alors :

$$H_0: \beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = \dots = \beta_k = 0 \quad (\text{Aucune contribution significative des } X_j)$$

H_0 : au moins un des β_j est différent de 0 (au moins une des variables, disons X_j , apporte une contribution significative)

Pour effectuer le test on a recours aux carrés moyens d'un tableau d'analyse de variance. Il s'agit de comparer le carré moyen dû à la régression avec le carré résiduel. La valeur observée du F est donc :

$$F = \frac{CMR}{CM_{RES}} = \frac{SCR/K}{SC_{RES}/(n - k - 1)} \quad (4.13)$$

On obtient donc un rapport de deux variables.

Sous l'hypothèse $H_0: \beta_1 = \beta_1 = \beta_1 = \dots = \beta_1 = 0$ on démontre que la quantité $F = \frac{CMR}{CM_{RES}}$ est distribué selon la loi de Fisher avec k et n-k-1 degrés de liberté. Au seuil de signification α , le test peut se résumer comme suit :

Modèle : $Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \dots + \beta_j X_{ij} + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i$

Hypothèses : $H_0: \beta_1 = \beta_1 = \beta_1 = \dots = \beta_1 = 0$

H_0 : au moins un des $\beta_j \neq 0$

Quotient des carrés moyens : $F = \frac{CMR}{CM_{RES}}$

Règle de décision : Rejeter H_0 si $\mathbf{F} > \mathbf{F}_{\alpha; k, n-k-1}$

4.3.8.1. Test de signification sur l'ensemble des paramètres β_j :

Si nous rejetons H_0 , nous concluons alors que la contribution de l'ensemble des variables pour expliquer les fluctuations de la variable dépendante Y est significative au seuil α .

Remarque :

- Ce test ne permet pas toutefois de préjuger la signification particulière de tels ou tels des coefficients de régression. Comme nous le verrons subséquemment, un test de Student permettra de déterminer si la contribution marginale de chaque variable explicative est significative.
- Une façon équivalente d'établir la règle de décision est d'évaluer la probabilité, en supposant $H_0: \beta_1 = \beta_1 = \beta_1 = \dots = \beta_1 = \mathbf{0}$ vraie, pour que la quantité F soit supérieure ou égale à la valeur observée de F selon les résultats de l'échantillon : $P(\mathbf{F} \geq \mathbf{F}_{observé})$. si cette valeur est très petite, les résultats de l'échantillon ne permettent pas de supporter l'hypothèse H_0 . Pour conclure, on compare cette valeur de probabilité avec le seuil α . Si $P(\mathbf{F} \geq \mathbf{F}_{observé}) < \alpha$ on rejette H_0 .
- Utilisation de \mathbf{R}^2 pour tester si la régression est significative dans son ensemble. On peut établir une relation entre la variable de Fisher \mathbf{F} et le coefficient de détermination \mathbf{R}^2

pour tester l'hypothèse $H_0: \beta_1 = \beta_1 = \beta_1 = \dots = \beta_1 = 0$. En effet, $SCR = R^2 \cdot SCT$ et $SC_{RES} = (1 - R^2) \cdot SCT$

$$F = \frac{SCR/K}{SC_{RES}/(n - k - 1)} = \frac{R^2 \cdot SCT/K}{(1 - R^2) \cdot SCT/(n - k - 1)} = \frac{R^2/K}{(1 - R^2)/(n - k - 1)} \quad (4.14)$$

Qui est distribué selon la loi de Fisher avec k et n-k-1 degrés de liberté.

4.3.8.2. Distribution d'échantillonnage des coefficients de régression :

Sous l'hypothèse de normalité des erreurs ε_i (ou celle des Y_i), la distribution d'échantillonnage du coefficient b_j , $j = 0, 1, \dots, k$, est celle d'une **loi normale** de moyenne $E(b_j) = \beta_j$ et de variance $\sigma^2(b_j)$.

Avant d'aborder le testage individuel de chaque paramètre β_j du modèle, identifions la distribution d'échantillonnage des coefficients de régression b_j . Les estimateurs b_j (estimateurs de β_j) sont des variables aléatoires qui prennent des valeurs particulières pour un ensemble particulier de données. Pour être en mesure de placer des intervalles de confiance sur les β_j ou d'effectuer des tests d'hypothèses, il faut connaître selon quelle loi sont distribuées les fluctuations d'échantillonnage des b_j .

4.3.8.3. Distribution d'échantillonnage du coefficient b_j :

On obtient une estimation de $\sigma^2(b_j)$ avec $s^2(b_j)$. L'écart-type (ou l'erreur type) de chaque coefficient de régression s'obtient de : $s(b_j) = \sqrt{s^2(b_j)}$.

Dans le cas d'un petit échantillon, la fluctuation de l'écart réduit.

$$\frac{b_j - \beta_j}{s(b_j)} \quad (4.15)$$

Sont celles de la loi de Student avec (n-k-1) degrés de liberté.

4.3.8.4. Détermination des variables des coefficients de régression :

Pour effectuer des tests statistiques sur chaque paramètre β_j du modèle de régression ou calculer des intervalles de confiance sur les β_j , on doit utiliser l'expression de l'écart réduit :

$$\frac{b_j - \beta_j}{s(b_j)} \quad (4.16)$$

Le dénominateur de l'écart réduit est l'écart-type du coefficient b_j . Toutefois l'expression algébrique pour (b_j) est relativement complexe en régressions multiple (à moins de faire appel à l'approche matricielle pour traiter les notions de régression multiple).

4.3.8.5. Test sur la contribution marginale de chaque explicative :

On veut tester si la contribution marginale de chaque variable explicative dans l'équation de

Sous l'hypothèse de normalité des erreurs ε_i (ou celle des Y_i), la distribution d'échantillonnage du coefficient b_j , $j = 0, 1, \dots, k$, est celle d'une **loi normale** de moyenne $E(b_j) = \beta_j$ et de variance $\sigma^2(b_j)$.

régression multiple est significative. Ce test permet d'examiner si l'ajout d'une variable explicative à la suite d'autres variables explicatives déjà dans l'équation de régression apporte une contribution significative. Le teste avec le rapport F de Fisher pour l'ensemble des variables explicatives ne permet pas de juger si certains coefficients de régression b_j s'avèrent non significatifs, rendant ainsi superflu l'utilité de certains variables explicatives dans l'équation de régression. Ce test permettra donc de juger de la pertinence de chaque variable explicative comme si elle était la dernière variable introduite dans l'équation de régression. On parle donc de contribution marginale puisque l'on tiendra compte des variables déjà dans l'équation de régression.

4.3.8.6. Test avec le t de Student :

Indiquons comment s'exécute ce test en utilisant le fait que l'écart réduit : $\frac{b_j - \beta_j}{s(b_j)}$ est distribué selon une loi de Student avec $n-k-1$ degrés de liberté.

4.3.8.7. Test de signification sur chaque paramètre β_j

On veut tester si la contribution marginale de chaque variable explicative X_j est significative dans le modèle : $Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} \dots + \beta_j x_{ij} + \beta_k X_{ik} + \varepsilon_i$ au seuil de signification α . Il s'agit alors de tester les hypothèses suivantes :

$$\begin{cases} H_0: \beta_j = 0, j = 0, 1, 2, \dots, k \\ H_1: \beta_j \neq 0 \end{cases}$$

Sous H_0 , l'écart réduit devient $t = \frac{b_j}{s(b_j)}$ qui est distribué selon la loi de Student avec $n-k-1$ degrés de liberté.

Règle de décision : Rejeter H_0 si $t > t_{\alpha/2; n-k-1}$
si $t > -t_{\alpha/2; n-k-1}$

Conclusion : si H_0 est rejeté, la contribution marginale de la variable explicative X_j est significative au seuil α .

4.3.8.8. Intervalle de confiance sur β_j :

La plupart des programmes informatiques donnent également l'intervalle de confiance sur chaque paramètre β_j (habituellement avec un niveau de confiance de 95%). Au niveau de confiance $100(1-\alpha)$ %, l'intervalle de confiance s'écrit :

$$b_j - t_{\frac{\alpha}{2}; n-k-1} \times s(b_j) \leq \beta_j \leq b_j + t_{\frac{\alpha}{2}; n-k-1} \times s(b_j) \quad (4.17)$$

Si $\beta_j = 0$ se situe dans l'intervalle, la contribution marginale de la variable explicative X_j , compte tenu des autres variables explicatives déjà incluses dans l'équation de régression, est non significative au seuil de signification α .

4.4. Fiabilité de la régression :

La régression linéaire multiple a pour but d'expliquer une variable à partir d'un ensemble de variables explicatives, l'équation de la régression doit donc retenir le plus grand nombre de variables explicatives s'avérant significatives.

Cette équation de la régression doit avoir :

- Le meilleur coefficient de détermination possible, R^2 doit être le plus grand possible ;
- La meilleure précision, l'erreur résiduelle doit être aussi petite que possible.

Ces exigences interviennent dans l'acceptation ou le rejet d'une équation de régression. Différentes méthodes peuvent être utilisées :

- Soit étudier toutes les régressions possibles en définissant certains critères pour sélectionner le meilleur ensemble de variables explicatives ;
- Soit introduire progressivement les variables explicatives : *Forward selection method*;
- soit utiliser une méthode de régression pas à pas : *Stepwise regression method*.

Cependant, toutes ces méthodes ne sont pas équivalentes et ne conduisent pas forcément aux mêmes équations de régression ; le jugement personnel du statisticien intervient dans l'application de ces méthodes de sélection et peut se révéler important dans le choix d'une méthode.

CHAPITRE 05

***Choix des Paramètres et Conception de la
Base de Données***

***C*HOIX DES PARAMETRES ET CONCEPTION DE LA BASE DE DONNEES**

5.1. Introduction :

Les données utilisées dans ce travail sont présentées sous forme d'accélération du sol cette accélération caractérise les fluctuations non stationnaires du contenu spectral des enregistrements sismiques, elles sont arrangées par classes "magnitude - distance - conditions locales de site".

5.2. Choix de la base de données :

Divers gouvernements et agences locales, aussi bien que beaucoup d'universités, actionnent des réseaux de mouvement sismique forts. Par exemple, aux Etats-Unis, le programme national de mouvement fort d'USGS (NSMP) a la responsabilité de l'opération et de produire les réseaux de mouvement sismique forts et des données au niveau des Etats-Unis. Des enregistrements de mouvement sismique forts et de ces des paramètres enregistrés de mouvement peuvent être obtenus à partir de divers sources, y compris ceux énumérés dans le tableau 5.1.

Le centre de recherche 'Pacific Earthquake Engineering Research ' (PEER) possède une base des données mondiale des mouvements sismiques forts. La base de données de *PEER* est l'un des ensembles les plus complets de méta-données, y compris la mesure de différentes caractéristiques sismologique tel que distance, type de site, type de faille, données de sources, etc.

Tableau 5.1 : Sources des banques de données mondiales des enregistrements des mouvements sismiques forts et leurs paramètres

Source	Web Site and Reference
California Strong Motion Instrumentation Program (CSMIP)	http://www.consrv.ca.gov/cgs/smip/
California Integrated Seismic Network (CISN)	http://docinet3.consrv.ca.gov/csmip/cisn-edc/default.htm
U.S. Geological Survey (USGS)	http://nsmp.wr.usgs.gov/
Consortium of Organizations for Strong-Motion Observation Systems (COSMOS)	http://db.cosmos-eq.org/
'TriNet', and 'ShakeMap'	http://www.trinet.org/
University of Southern California (USC)	http://www.usc.edu/dept/civil_eng/Earthquake_eng/
US National Geophysical Data Center (NGDC/NOAA)	http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/strong.html
Pacific Earthquake Engineering Research (PEER) Center	http://peer.berkeley.edu/smcat/search.html
Caltech strong motion database (SMARTS)	http://www.eerl.caltech.edu/smarts/smarts.html
Pacific Northwest Seismograph Network (PNSN)	http://www.geophys.washington.edu/SEIS/PNSN/SMO/
European Strong-Motion Database (ESD)	http://www.isesd.hi.is/ESD_Local/frameset.htm
Japan, Kyoshin Net (K-Net); National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED)	http://www.k-net.bosai.go.jp/
Mexico, Guerrero Accelerograph Network	http://www.seismo.unr.edu/ftp/zeng/GUERRERO/guerrero.html
Switzerland, National Strong Motion Network	http://seispc2.ethz.ch/strong_motion/home.jsp
Taiwan, Central Weather Bureau (CWB)	http://www.cwb.gov.tw/V4e/index.htm
Turkey, General Directorate of Disaster Affairs	http://angora.deprem.gov.tr/indexen.htm

5.3. Choix des paramètres –variables- :

Supposant qu'une variable Y_i est fonction de plusieurs variables exogène X_1, X_2, \dots, X_n , ces dernière n'explique pas Y_i de même degré il existe des variables dominantes et des variables non dominantes. (la contribution des variables non dominantes est minimale elle est intégrer en α) l'objectif du choix de variables est de trouver un modèle avec le minimum de variables exogènes et un maximum d'explication.

Description des variables indépendantes.

Les principaux paramètres mis en comptes généralement dans une loi de régression sont associés à la caractérisation de la source sismique, les effets de propagation ainsi que l'effet de site.

Magnitude : Le paramètre magnitude, noté M_w dans ce travail correspond au moment magnitude, qui est en fonction du moment sismique, parce que pour des séismes forts les autre type de magnitudes ont un problème de saturation de magnitude surtout pour la magnitude local (M_l)

Distance :

La régression a été accomplie en utilisant la distance la plus proche à la faille, elle est définie comme la plus petite distance entre la station d'enregistrement et la projection sur la surface de rupture de la faille «closest distance» .

Condition locale de site :

Selon les formations géologiques, géotechniques (Sabetta et Pugliese 1987) et l'épaisseur de la couche de sol, les sites sont classés en trois catégories :

- Site de sol rocheux : Les sols raides sont caractérisés par une vitesse des ondes de cisaillement supérieure à 750 m/sec.
- Site de sol moyen : Les sols moyens sont caractérisés par une vitesse des ondes de cisaillement entre 750 et 360 m/sec.
- Site de sol meuble : Les sols meubles sont caractérisés par une vitesse des ondes de cisaillement entre 360 et 180 m/sec.

5.3.1. Choix de paramètre de la magnitude :

La magnitude d'un tremblement de terre mesure l'énergie libérée au foyer d'un séisme. Plus le séisme a libéré d'énergie, plus la magnitude est élevée. Il s'agit d'une échelle logarithmique, c'est-à-dire qu'un accroissement de magnitude de 1 correspond à une multiplication par 30 de l'énergie et par 10 de l'amplitude du mouvement.

Les médias grand public l'indiquent souvent sur l'échelle de Richter ou sur l'échelle ouverte de Richter. Ces terminologies sont impropres : l'échelle de Richter, est une échelle dépassée et uniquement adaptée aux tremblements de terre californiens. Les magnitudes habituellement citées de nos jours sont en fait des magnitudes de moment (notées M_w).

5.3.1. 1. Histoire du développement de la magnitude :

La mesure de la magnitude fut développée en 1935 par **Charles Francis Richter** pour classer les sismogrammes enregistrés localement en Californie. A l'origine cette échelle est la mesure de l'amplitude en micromètres sur un sismographe de type Wood-Anderson d'un tremblement de terre se situant à 100 km. Cette mesure n'est fiable qu'à très courte distance et est maintenant appelée magnitude locale M_l .

L'année suivante, en 1936, **Gutenberg** et **Richter** proposent une magnitude qui se base sur l'amplitude des ondes de surface pour des distances téléseismiques (séisme dont la distance épacentrale est supérieure à 30° c'est-à-dire plus de 3000 km) et pour une période de 20 secondes (période naturelle des sismographes utilisés).

Gutenberg en 1945 définit mieux cette mesure. Cette magnitude est encore utilisée aujourd'hui, surtout dans les premières estimations de la puissance du séisme. Son acronyme est M_S .

Gutenberg et **Richter** proposent une nouvelle magnitude en 1956, cette fois basée sur une mesure effectuée sur les ondes de volume. Son acronyme est M_b (**b** pour body waves, ondes de volume en anglais).

Les magnitudes M_S et M_b ont des limitations. Il ne s'agit pas d'une mesure directe de l'énergie libérée par le séisme. Un autre problème a été soulevé lors du grand tremblement de terre de 1960 au Chili. La durée de la source sismique était bien supérieure à 20 secondes, période à laquelle la magnitude de surface M_S est calibrée. L'estimation de la magnitude du séisme, et

des grands séismes en général est donc sous-estimée avec ce type de mesure. Ce phénomène est encore plus fort avec M_b pour laquelle la période de référence est de l'ordre de la seconde.

En 1977, **Hiroo Kanamori** introduit une nouvelle magnitude, l'échelle de **magnitude du moment**, calibrée sur le moment sismique. Bien que moins immédiate à estimer, cette magnitude est directement reliée à une quantité physique, elle-même, associée à l'énergie émise par le tremblement de terre. Cette magnitude dite de moment, a pour acronyme M_w et est la plus employée de nos jours [**Kanamori et Tomas, 1979**].

5.3.1. 2. Principe de calcul de la magnitude :

Le principe actuel de calcul de la magnitude est simple. Pour un sismogramme donné, on estime l'amplitude du mouvement du sol **A** ainsi que la période dominante du signal lorsque ce maximum est atteint, **T** (la période étant l'inverse de la fréquence). La figure ci-dessous illustre leur définition.

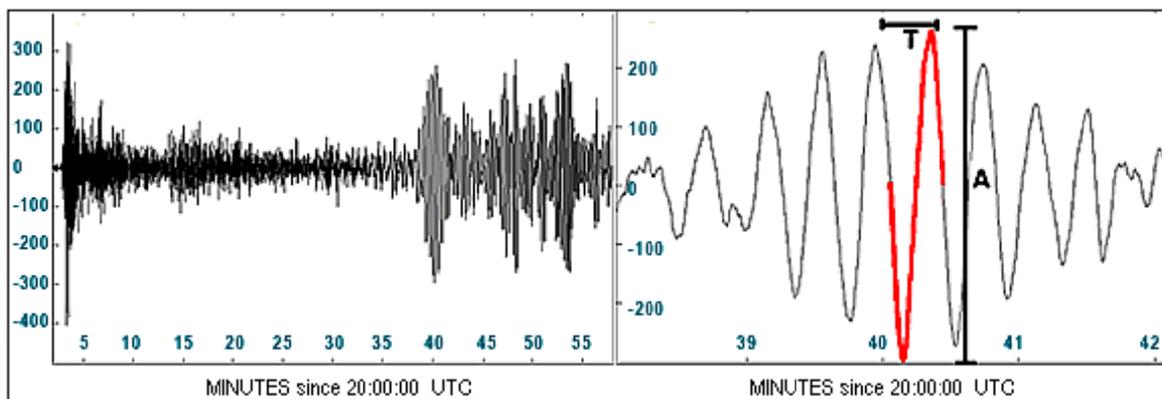


Figure 5.1 : Principe de calcul de la magnitude pour un sismogramme.

On considère un sismogramme enregistré à Indiana, suite au séisme d'Hokkaido, Japon, du 25 septembre 2003. Plusieurs types d'ondes sont visibles sur cet enregistrement. On réalise un zoom sur ce train d'ondes de surface autour du maximum d'amplitude de celles-ci (qui est isolé en couleur rouge). On mesure ainsi ce maximum d'amplitude de crête à crête **A**, ainsi que la période **T** de l'onde.

La magnitude du séisme estimée à partir de ce sismogramme est alors:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + c \quad (5.1)$$

Où C est un terme correctif qui prend en compte les effets de propagation, c'est-à-dire la distance entre le séisme et la station, dont il est une fonction croissante.

Ce terme sert à compenser le fait que, en théorie, plus on s'éloigne du foyer du séisme, plus l'amplitude des ondes diminue. Le terme correctif peut aussi prendre en compte des effets éventuels d'amplification du signal propres à la station considérée. Le terme C varie donc d'une station à l'autre, et d'un séisme à l'autre. En moyennant M sur tous les sismogrammes disponibles pour un événement, on obtient une estimation de la magnitude du séisme.

Un séisme émettant plusieurs ondes différentes (en amplitude et en fréquence), la magnitude dépendra du type d'ondes reçues par le sismographe. On définit donc tout autant d'échelles de magnitude.

1) Magnitude local M_L :

C'est la définition originale donnée par Richter en 1935, est une échelle logarithmique simple de la forme :

$$M_L = \log(A) - \log(A_0) + c \times \log(\Delta) \quad (5.2)$$

Où A représente l'amplitude maximale mesurée sur le sismogramme, A_0 est une amplitude de référence correspondant à un séisme de magnitude 0 à 100 km, Δ est la distance épacentrale (km) et c est une constante de calibration. Outre l'inhomogénéité de cette équation, marquant encore plus son caractère empirique, les constantes de calibration (A_0 et Δ) rendent cette définition valable seulement localement.

2) Magnitude des ondes de surface (Surface Wave Magnitude) M_s :

Afin d'améliorer cette mesure en la rendant plus globale, une nouvelle magnitude appelée M_s , ou magnitude des ondes de surface, est introduite en 1936. Cette magnitude est basée sur la mesure de l'amplitude maximale des ondes de surface (en général l'onde de Rayleigh sur la composante verticale du sismomètre) à une période de 20sec. La formulation est presque identique à la précédente :

$$M_s = \log(A_{20}) + b + c \times \log(\Delta) \quad (5.3)$$

Où A_{20} est l'amplitude mesurée, Δ est la distance épacentrale exprimée en degré, b et c sont des constantes de calibrations. Cette mesure est toujours utilisée aujourd'hui. Cependant, outre son caractère empirique et le problème de saturation, elle a deux points faibles. Le premier est son inutilité pour les séismes profonds (profondeur supérieure à 100 km) qui ne génèrent pas d'ondes de surface. Le second problème vient du fait que les ondes de surface sont les derniers

trains d'onde à arriver. Dans le cadre d'un réseau d'alerte, il est primordial de pouvoir estimer le plus rapidement possible la magnitude du séisme.

3) Magnitude des ondes de volume (Body Wave Magnitude) M_b :

La magnitude des ondes de volume noté M_b (b pour "body waves") est donc une mesure qui se fait sur le premier train d'onde P et permet une estimation rapide de l'importance du séisme. Sa formulation est dépendante de la période dominante T du signal :

$$M_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\Delta, h) \quad (5.4)$$

Où A est l'amplitude maximale mesurée, Δ est la distance épacentrale (toujours en degré) et h est la profondeur hypocentrale. Q est une fonction de calibration dépendant des deux précédents paramètres. Le problème de cette mesure est la saturation rapide avec la magnitude.

4) Magnitude de moment M_w :

Il est essentiel d'ajouter que la plupart des mesures de magnitude, une fois que s'est écoulé un certain temps après le séisme, ne correspondent pas à ce qui est décrit précédemment. L'étude du séisme va passer par une inversion des sismogrammes afin de retrouver conjointement sa localisation, son mécanisme au foyer et son moment sismique. De ce dernier, il est déduit une magnitude appelée magnitude de moment ou M_w . Il s'agit de la magnitude la plus utilisée aujourd'hui.

Une meilleure mesure de la taille d'un grand tremblement de terre est le moment sismique, M_0 . Depuis les années 1960, les sismologues préfèrent cette mesure à la magnitude sismique. Ce moment est relié à la source par cette simple relation :

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \Delta u \quad (5.5)$$

Où μ est la rigidité du milieu, S est la surface rompue durant le séisme et Δu est le déplacement moyen ayant eu lieu sur la faille. L'unité de mesure est donc le N.m.

Une échelle de magnitude basée sur le moment sismique décrit le plus précisément la taille de séismes les plus violents. Elle fut introduite en 1979 par **Thomas C. Hanks et Hiroo Kanamori** pour succéder à l'échelle de Richter. La magnitude de moment ou de Kanamori, notée M_w , est un nombre sans dimension défini par :

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.0 \quad (5.6)$$

Où M_0 est le moment sismique en [N.m].

5.3.1. 3. Saturation de la magnitude :

Le principal problème des magnitudes M_S et M_b est celui de la saturation. Ce phénomène est associé à la période à laquelle s'effectue la mesure. Il est impératif que cette mesure soit faite à une période qui soit supérieure à la durée d'émission de la source sismique. Ou pour les grands séismes, ce temps peut être très long. Le cas extrême est celui du tremblement de terre de Sumatra de 2004 où l'émission de la source a duré au moins 600 secondes.

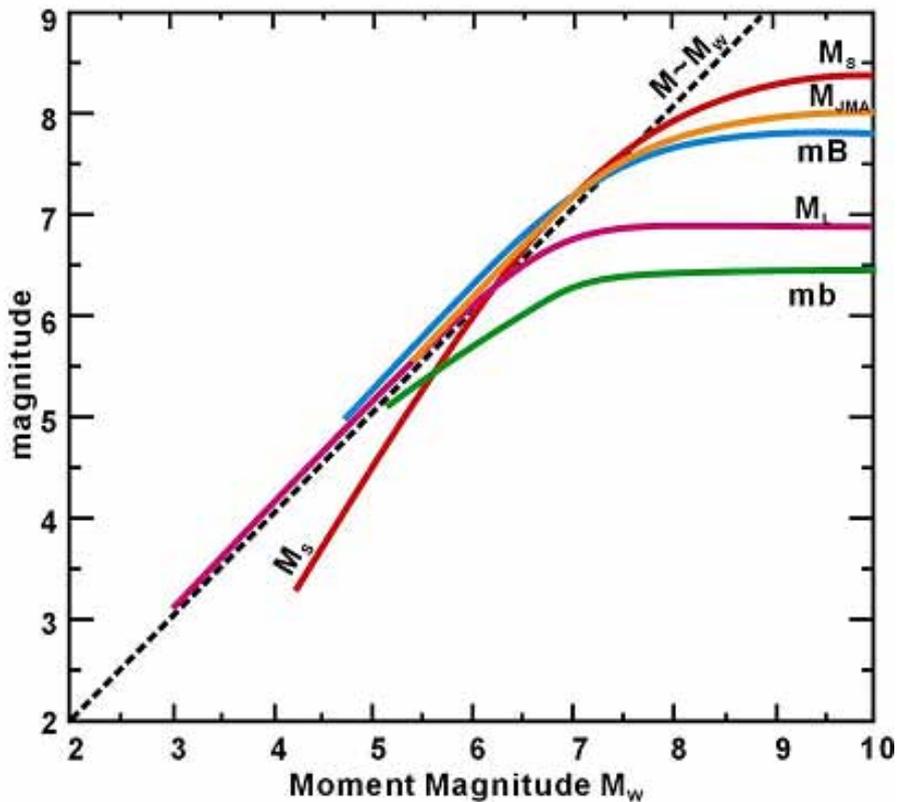


Figure 5.2 : Comparaison des différents types de magnitudes utilisées en sismologie avec le moment magnitude [T. K. Datta, 2010]

Les magnitudes locales M_L sont calculées à partir de l'amplitude des ondes S et d'un modèle d'atténuation empirique. Traditionnellement, la courbe d'atténuation obtenue pour la Californie par Richter (1958) lorsqu'il a défini ce type de magnitude, est utilisée moyennant des adaptations au contexte local. Globalement cette échelle est basée sur l'amplitude maximale observée sur les sismogrammes à courte période. La magnitude de surface M_S est définie par rapport à l'amplitude des ondes de surface à une période de 20s. Un autre type de magnitude couramment utilisé est la magnitude des ondes de volume m_b (ou m_B selon le type

d'appareil à partir duquel la magnitude est calculée) définie pour des périodes de 1 à 10 secondes. Toutes ces magnitudes représentent des paramètres physiques différents pour le séisme du fait de la différence des périodes observées et des distances épacentrales concernées (Kanamori, 1978). De plus ces échelles saturent pour les forts séismes, ce qui a conduit à définir une magnitude dite de moment déduite du moment sismique.

Comme le montre la figure 5.2, toutes les échelles de magnitude sont saturées pour les grands séismes. Il apparaît que M_b commence à saturer à 5,5 et complètement saturé à 6,0. M_s ne saturent pas jusqu'à environ $M_s = 7,25$ et est totalement saturé à 8,0. M_L commence à saturer à environ 6,5. En raison de cette saturation, il est difficile de relier un genre de magnitude à une autre à des valeurs supérieures à 6. Jusqu'à une valeur de 6, il peut être généralement considéré que $M_w = M_L = M_b = M_s = M$. Au-delà de la valeur de 6, Il est souhaitable d'avoir une mesure de magnitude qui ne souffre pas de cette saturation qui est le moment magnitude ($M = M_w$).

Pour résumer, la figure 5.2 compare les différents types de magnitudes utilisés en sismologie M_L , M_S , m_b , M_{JMA} , en fonction de la magnitude de moment M_w . La magnitude M_{JMA} est équivalente à une magnitude de surface, mais issue d'un institut Japonais.

Les magnitudes utilisées dans les modèles empiriques de mouvements forts sont, en général, les magnitudes de moment ou de surface. Ceci implique donc que des conversions seront nécessaires entre ces types de magnitude.

5.3.2. Choix de paramètre de la distance :

Le choix de la distance se fait par principe de la distance la plus proche au plan de la rupture de la faille, parce que c'est la distance la plus significative physiquement, ou la plus grande énergie se trouve sur le plan de rupture c'est-à-dire sur la faille.

La distance la plus proche (closest distance en anglais) c'est la distance horizontale la plus courte de l'emplacement d'enregistrement à la projection verticale de la surface de rupture

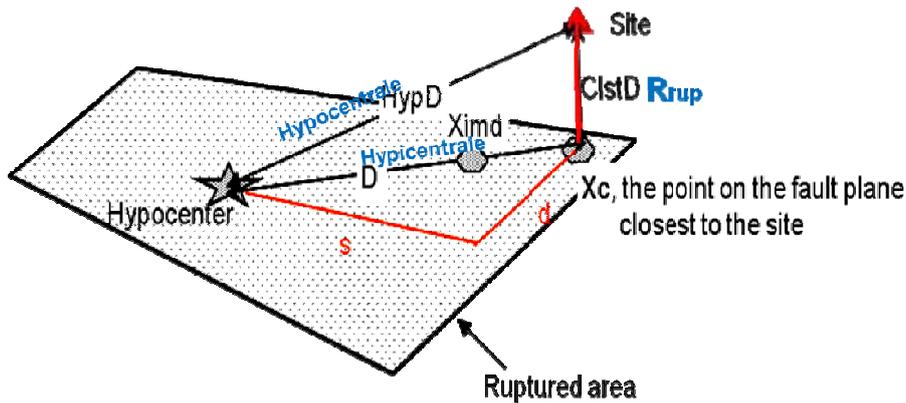


Figure 5.3 : Représentation de différentes distances reliant le foyer d'un séisme à un site donnée.

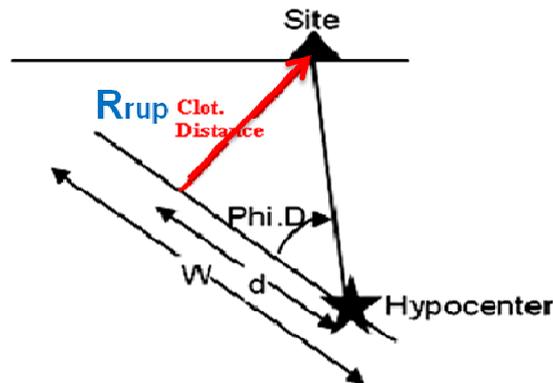


Figure 5.4 : Schéma représente la distance la plus proche au site (closest distance).

5.3.3. Choix de paramètre du site :

On appelle effet de site les modifications du mouvement sismique en surface, apparemment dues aux conditions géotechniques en topographiques locales, d'un site donné par rapport au mouvement observé sur un site voisin correspondant à des conditions de référence (affleurement rocheux suivant une surface horizontale).

Les modifications du mouvement qui constituent l'effet de site sont de différentes natures :

- modification de l'amplitude du signal, le plus souvent sous la forme d'une amplification qui correspond assez couramment à un facteur de l'ordre de 2 à 3, mais

peut atteindre des valeurs sensiblement plus élevées ; ce rapport d'amplification n'est pas nécessairement le même pour la vitesse et le déplacement que pour l'accélération ;

- apparition d'une fréquence dominante dans le signal, qui est liée aux caractéristiques du site, et non plus à celles de la source ;
- allongement de la durée du signal, particulièrement dans les grands bassins sédimentaires où l'on constate souvent la création de trains d'ondes de surface qui effectuent plusieurs trajets de va-et-vient entre les bords opposés des bassins.

5.4. Classification des sites :

Les classes de sol peuvent être utilisées pour prendre en compte l'influence des conditions locales de sol sur l'action sismique.

Le classement des sites est fait selon la valeur moyenne de la vitesse des ondes de cisaillement, $V_{s,30}$, elle est calculée conformément à l'expression suivante :

$$V_{s,30} = 30 / \sum_{i=1,n} \frac{h_i}{v_i} \quad (5.7)$$

Où : h_i et v_i désignent l'épaisseur (en mètres) et la célérité des ondes de cisaillement (à un niveau de distorsion inférieur ou égal à 10^{-5} de la i -ème formation ou couche, sur un total de N existant sur les 30 m supérieurs [Eurocode 8].

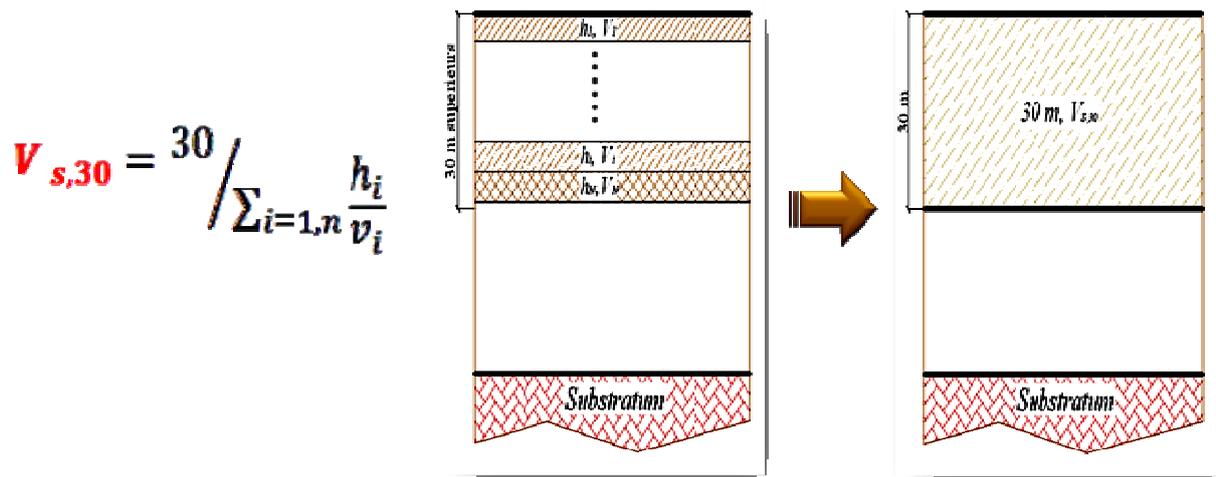


Figure 5.5 : Schéma représente le principe du calcul de vitesse moyen de cisaillement pour les 30 premier mètres.

Dans le tableau ci-dessous on résumera la classification des sites selon différentes codes :

Tableau 5.2 : Classification des sites selon différentes codes.

Codes	Classes selon la vitesse $V_{s,30}$ (m/s)	Remarque
NEHRP Site Classification (1994)	<ul style="list-style-type: none"> ○ A = > 1500 m/s ○ B = 760 - 1,500 m/s ○ C = 360 - 760 m/s ○ D = 180 - 360 m/s ○ E = < 180 m/s ○ F 	<ul style="list-style-type: none"> ● A= sol dur (rocheux) ● B= sol raide ● C= Narrow soil. ● D= Broad soil ● E = sol meuble ● Special study soils, e.g., liquefiable soils, sensitive clays, organic soils,
Eurocode Site Classification	<ul style="list-style-type: none"> ○ A = > 800 m/s ○ B = 360 – 800 m/s ○ C = 180 – 360m/s ○ D = < 180 m/s ○ E = sol non défini 	<ul style="list-style-type: none"> ● Rocher ● Sable, de Gravier ou d’Argile sur-consolidée ● Sable, gravier ou d’argile de densité moyenne, ● Sol sans cohésion de densité faible à moyenne ● Couche superficielle d’alluvions avec des valeurs de v_{s30} de classe C ou D
Central Weather Bureau (CWB)	<ul style="list-style-type: none"> S1, $V_{s,30} > 750$ m/s S2, $750 > V_{s,30} > 360$ m/s S3, $360 > V_{s,30} > 180$ m/s 	<ul style="list-style-type: none"> ● 1 = Site de sol rocheux (Hard) ● 2 = site de sol moyen ● 3 = Site de sol meuble (Soft)
RPA	<ul style="list-style-type: none"> S1, $V_{s,30} > 800$ m/s S2, $800 > V_{s,30} > 400$m/s S3, $400 > V_{s,30} > 200$ m/s S4, $V_{s,30} < 200$ m/s 	<ul style="list-style-type: none"> ● Rocheux ● Ferme ● Meuble ● Très meuble

Pour la composition de notre banque de données et pour limiter les classes de sol en trois grand classes et ainsi pour obtenir un nombre suffisant d’enregistrement dans chaque classe, pour cela on a recours à la classification de Taiwan CWB, qui est classée en trois classe de site de sol, qui sont les sols rocheux, les sols moyen et les sols meuble.

5.5. Répartition des données.

La base de données de PEER contient un grand nombre d’accélérogrammes (1557) enregistrés à partir de 143 tremblements de terre en provenance de régions tectoniquement actives, en Italie, Californie, Chili, Mexico, Japon, Taiwan et correspondant à diverses types de magnitudes, de distances et des conditions locales de sites.

Les données sont divisées en 36 différentes classes correspondant à 4 intervalles de magnitudes M_{w1} à M_{w4} ($M_{w1} < 5.5$, $5.5 \leq M_{w2} \leq 6.5$, $6.5 \leq M_{w3} \leq 7.5$, $M_{w4} > 7.5$). Trois intervalles de distances R_{rup1} à R_{rup3} comme présenté dans le tableau (4.1), catégories de sites (sol rocheux, sol moyen et sol meuble). Les tableaux (5.3, 5.4, 5.5) montrent le détail de cette sélection pour chaque classe.

Tableau 5.3 : Classes des distances.

	R_{rup1} (Km)	R_{rup2} (Km)	R_{rup3} (Km)
$M_{w1} < 5.5$	< 15	15 - 30	> 30
$5.5 \leq M_{w2} \leq 6.5$	< 20	20 - 40	> 40
$6.5 \leq M_{w3} \leq 7.5$	< 25	25 - 50	> 50
$M_{w4} > 7.5$	< 30	30 - 60	> 60

Tableau 5.4 : Répartition de la banque de données pour les sols rocheux.

	Sol rocheux		
	R_{rup1}	R_{rup2}	R_{rup3}
$M_{w1} < 5.5$
$5.5 \leq M_{w2} \leq 6.5$	08	06	08
$6.5 \leq M_{w3} \leq 7.5$	16	22	28
$M_{w4} > 7.5$	02	20	74
Total d'enregistrement	184		

Tableau 5.5 : Répartition de la banque de données pour les sols moyens.

	Sol moyen		
	R_{rup1}	R_{rup2}	R_{rup3}
$M_{w1} < 5.5$	02	02	04
$5.5 \leq M_{w2} \leq 6.5$	24	22	06
$6.5 \leq M_{w3} \leq 7.5$	44	22	58
$M_{w4} > 7.5$	38	40	56
Total d'enregistrement	318		

Tableau 5.6 : Répartition de la banque de données pour les sols meubles.

	Sol meuble		
	R_{rup1}	R_{rup2}	R_{rup2}
$M_{w1} < 5.5$
$5.5 \leq M_{w2} \leq 6.5$	02	04	02
$6.5 \leq M_{w3} \leq 7.5$	04	08	06
$M_{w4} > 7.5$	26	69	84
Total d'enregistrement	205		

5.6. Représentation graphique des données :

Les enregistrements de la base donnée choisie pour formuler notre banque de données sont résumés dans le tableau ci-après.

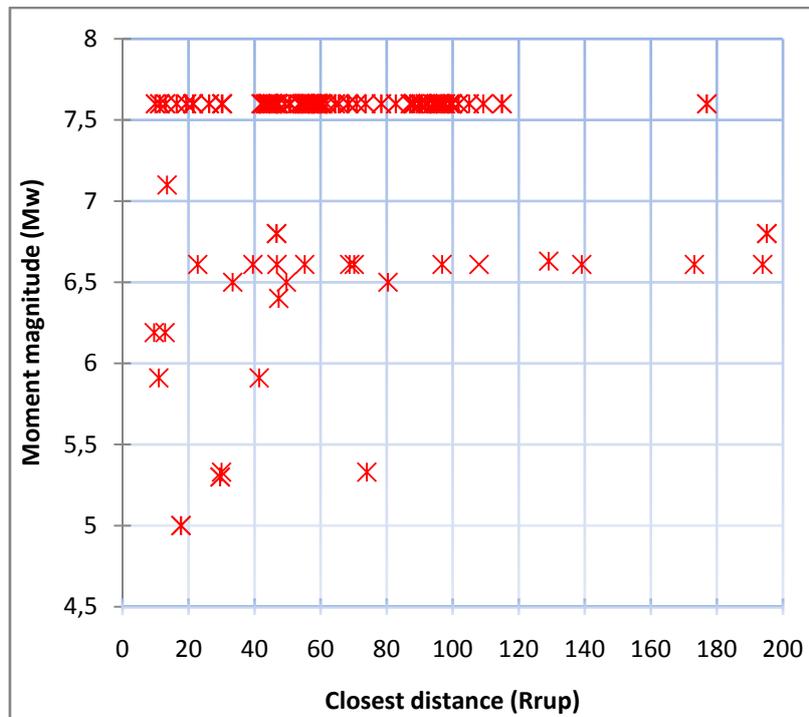


Figure 5.6 : Distribution des données appliquées en termes de moment magnitude et la distance la plus proche au plan de rupture.

L'ensemble de données montré contient 205 enregistrements du mouvement sismique fort enregistrés aux emplacements de site meuble.

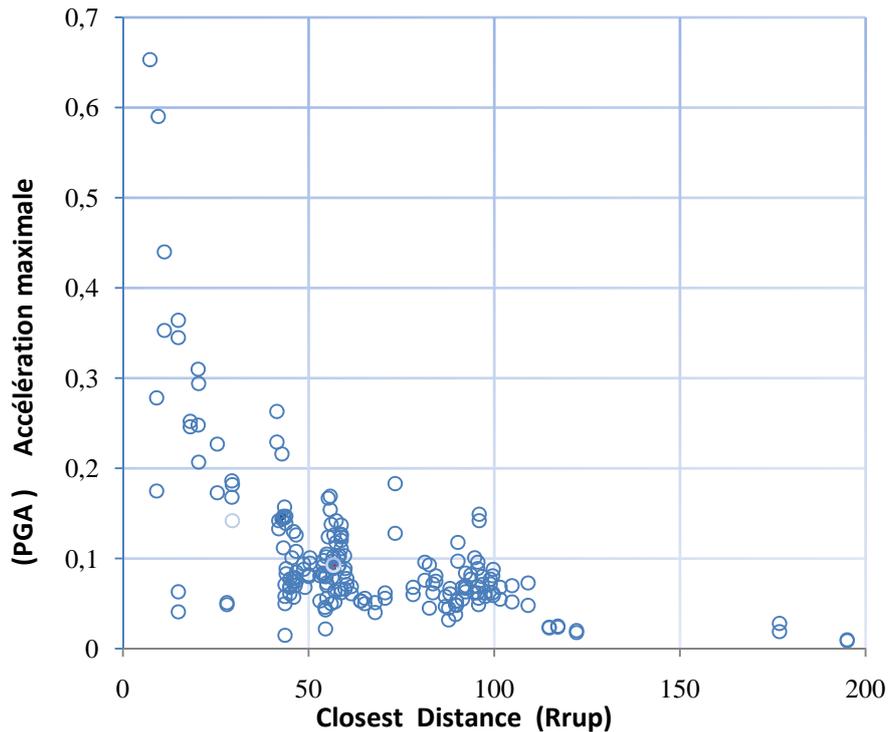


Figure 5.7 : Distribution des données appliquées en termes accélération maximale du sol et la distance la plus proche au plan de rupture.

La figure ci-dessus représente l'ensemble des scénarios (M_w, R_{rup}) dans la banque de données retenus pour la classe des sols meubles. On remarque qu'il y a une manque d'enregistrements pour la classe magnitude (a plupart des enregistrements d'accélération se présentent pour des évènements majeurs tel que : Chi-Chi,1999 ; San Fernando,1971; ...etc, pour un moment magnitude allant de 6.5 à 7.6 et pour une distance allant de 10 à 200 km.

Le tableau ci-après représente les enregistrements horizontal des tremblements de terres qui compose notre base de données sismique, notre base est constituée de 205 enregistrements de différents séismes enregistré dans un site de sol meuble ($180 < V_{s,30} < 380$ m/s) dans le monde par exemple ; San Fernando (1971), Borrego (1942), Hollister (1961), Parkfield (1966), California Central (1954,1960), Chi-Chi (1990).

Tableau 5.7 : Tableau des enregistrements des tremblements de terre constituent notre base de données.

Record	Événement	Station	Data Source	Record/Component	HP (Hz)	LP (Hz)	PGA (g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)	Magnitude (Mw)
<u>P0882</u>	Big Bear 1992/06/28 15:06	San Bernardino-E &Hospitality	CDMG	BIGBEAR/HOS090	0.1	50.0	0.092	13.8	3.53	6.4
<u>P0882</u>		San Bernardino-E &Hospitality	CDMG	BIGBEAR/HOS180	0.1	50.0	0.101	11.9	3.35	6.4
<u>P0009</u>	Borrego 1942/10/21 16:22	117 El Centro Array #9	USGS	BORREGO/B-ELC090	0.1	15.0	0.044	4.0	1.41	6.5
<u>P0009</u>		117 El Centro Array #9	USGS	BORREGO/B-ELC000	0.1	15.0	0.068	3.9	1.37	6.5
<u>P0052</u>	San Fernando 1971/02/09 14:00	135 LA - Hollywood Stor Lot	USGS	SFERN/PEL180	0.2	35.0	0.174	14.9	6.25	6.61
<u>P0052</u>		135 LA - Hollywood Stor Lot	USGS	SFERN/PEL090	0.2	35.0	0.21	18.9	12.4	6.61
<u>P0052</u>		135 LA - Hollywood Stor Lot	USGS	SFERN/PEL-UP	0.5	35.0	0.136	4.3	1.52	6.61
<u>P0054</u>		130 LB - Terminal Island	USGS	SFERN/TLI339	0.1	20.0	0.029	6.8	6.17	6.61
<u>P0054</u>		130 LB - Terminal Island	USGS	SFERN/TLI249	0.1	20.0	0.029	9.6	8.25	6.61
<u>P0054</u>		130 LB - Terminal Island	USGS	SFERN/TLI-UP	0.1	50.0	0.017	3.9	3.03	6.61
<u>P0068</u>		1013 Cholame-Shandon	USGS	SFERN/C02051	0.1	20.0	0.004	1.2	1.31	6.61
<u>P0068</u>		1013 Cholame-Shandon	USGS	SFERN/C02321	0.1	30.0	0.005	1.1	0.92	6.61
<u>P0068</u>		1013 Cholame-Shandon	USGS	SFERN/C02DWN	0.1	50.0	0.004	1.3	1.18	6.61
<u>P0069</u>		1015 Cholame-Shandon	USGS	SFERN/C08051	0.1	23.0	0.005	1.0	0.75	6.61
<u>P0069</u>		1015 Cholame-Shandon	USGS	SFERN/C08321	0.1	23.0	0.006	1.6	0.97	6.61
<u>P0070</u>		113 Colton - So Cal Edison	USGS	SFERN/CLN090	0.1	13.0	0.032	1.8	0.29	6.61

Chapitre 05 : Choix des paramètres et conception de la base de données

<u>P0070</u>		113 Colton - So Cal Edison	USGS	SFERN/CLN180	0.1	13.0	0.039	2.2	0.32	6.61
<u>P0070</u>		113 Colton - So Cal Edison	USGS	SFERN/CLN-UP	0.1	15.0	0.023	1.1	0.16	6.61
<u>P0027</u>	Hollister 1961/04/09 07:23	1028 Hollister City Hall	USGS	HOLLISTR/B-HCH271	0.11	11.0	0.196	12.4	4.29	5.3
<u>P0027</u>		1028 Hollister City Hall	USGS	HOLLISTR/B-HCH181	0.25	11.0	0.074	6.3	1.31	5.3
<u>P0099</u>	Hollister 1974/11/28 23:01	1028 Hollister City Hall	USGS	HOLLISTR/A-HCH271	0.4	11.0	0.177	10.3	1.25	5.2
<u>P0099</u>		1028 Hollister City Hall	USGS	HOLLISTR/A-HCH181	0.4	15.0	0.089	6.2	0.56	5.2
<u>P0030</u>	Parkfield 1966/06/28 04:26	1013 Cholame #2	CDMG	PARKF/C02065	0.2	10.0	0.476	75.1	22.49	6.1
<u>P0030</u>		1013 Cholame #2	CDMG	PARKF/C02DWN	0.2	20.0	0.255	13.7	3.79	6.1
<u>P0031</u>		1014 Cholame #5	CDMG	PARKF/C05085	0.2	17.4	0.442	24.7	5.15	6.1
<u>P0031</u>		1014 Cholame #5	CDMG	PARKF/C05355	0.2	20.0	0.367	21.8	3.83	6.1
<u>P0032</u>		1015 Cholame #8	CDMG	PARKF/C08050	0.2	20.0	0.246	10.2	3.6	6.1
<u>P0032</u>		1015 Cholame #8	CDMG	PARKF/C08320	0.2	20.0	0.273	11.3	3.2	6.1
<u>P0037</u>	Borrego Mtn 1968/04/09 02:30	117 El Centro Array #9	USGS	BORREGO/A-ELC180	0.2	12.5	0.13	26.3	12.18	6.8
<u>P0037</u>		117 El Centro Array #9	USGS	BORREGO/A-ELC270	0.2	12.8	0.057	13.2	10.03	6.8
<u>P0038</u>		135 LA - Hollywood Stor	USGS	BORREGO/A-PEL180	0.1	13.0	0.011	2.3	2.33	6.8
<u>P0038</u>		135 LA - Hollywood Stor	USGS	BORREGO/A-PEL090	0.2	13.0	0.012	2.9	1.3	6.8
<u>P0039</u>		130 LB - Terminal Island	USGS	BORREGO/A-TLI339	0.1	15.0	0.009	3.0	5.46	6.8
<u>P0039</u>		130 LB - Terminal Island	USGS	BORREGO/A-TLI249	0.1	15.0	0.01	2.8	2.53	6.8
<u>P0020</u>	Central Calif 1954/04/25 20:33	1028 Hollister City Hall	USGS	CTRCALIF/A-HCH181	0.4	10.0	0.049	4.7	0.63	5.3
<u>P0020</u>		1028 Hollister City Hall	USGS	CTRCALIF/A-HCH271	0.5	10.0	0.051	3.9	0.42	5.3
<u>P0025</u>	Central Calif 1960/01/20 03:26	1028 Hollister City Hall	USGS	CTRCALIF/B-HCH181	0.4	11.0	0.041	2.2	0.38	5.0
<u>P0025</u>		1028 Hollister City Hall	USGS	CTRCALIF/B-HCH271	0.5	11.0	0.063	3.6	0.6	5.0
<u>P1117</u>	Chi-Chi, Taiwan 1999/09/20	CHK	CWB	CHICHI/CHK-N	0.14	20.0	0.051	7.1	2.13	7.6
<u>P1117</u>		CHK	CWB	CHICHI/CHK-E	0.2	20.0	0.04	5.1	1.34	7.6

<u>P1120</u>		CHY006	CWB	CHICHI/CHY006-N	0.03	50.0	0.345	42.8	15.18	7.6
<u>P1120</u>		CHY006	CWB	CHICHI/CHY006-E	0.03	50.0	0.364	55.4	25.59	7.6
<u>P1122</u>		CHY010	CWB	CHICHI/CHY010-E	0.02	20.0	0.227	19.2	7.26	7.6
<u>P1122</u>		CHY010	CWB	CHICHI/CHY010-N	0.03	50.0	0.173	21.9	11.07	7.6
<u>P1124</u>		CHY014	CWB	CHICHI/CHY014-E	0.02	50.0	0.229	24.3	6.21	7.6
<u>P1124</u>		CHY014	CWB	CHICHI/CHY014-N	0.03	50.0	0.263	21.9	6.57	7.6
<u>P1125</u>		CHY015	CWB	CHICHI/CHY015-E	0.02	40.0	0.145	22.5	9.83	7.6
<u>P1125</u>		CHY015	CWB	CHICHI/CHY015-N	0.03	40.0	0.157	25.7	13.17	7.6
<u>P1128</u>		CHY019	CWB	CHICHI/CHY019-E	0.02	50.0	0.052	6.3	6.66	7.6
<u>P1128</u>		CHY019	CWB	CHICHI/CHY019-N	0.03	50.0	0.064	6.4	4.22	7.6
<u>P1130</u>		CHY023	CWB	CHICHI/CHY023-W	0.03	30.0	0.047	8.2	8.27	7.6
<u>P1130</u>		CHY023	CWB	CHICHI/CHY023-N	0.03	30.0	0.058	10.1	10.37	7.6
<u>P1131</u>		CHY024	CWB	CHICHI/CHY024-N	0.02	50.0	0.175	48.9	31.04	7.6
<u>P1131</u>		CHY024	CWB	CHICHI/CHY024-W	0.02	50.0	0.278	52.9	43.62	7.6
<u>P1135</u>		CHY028	CWB	CHICHI/CHY028-V	0.04	50.0	0.337	36.4	13.56	7.6
<u>P1135</u>		CHY028	CWB	CHICHI/CHY028-N	0.1	50.0	0.821	67.0	23.28	7.6

σ

CHAPITRE 06

***Calcul de la Durée des Mouvements Sismiques
Forts***

CALCUL DE LA DUREE DES MOUVEMENTS SISMIQUES FORTS

6.1. Introduction :

La durée des mouvements sismiques forts est largement reconnue comme une caractéristique importante affectant la réponse des structures. Elle peut avoir une forte influence sur les dégâts du tremblement de terre. De nombreux processus physique, tel que la dégradation de la rigidité et la résistance de certaines types de structures et l'accumulation des pressions interstitielles, sable saturé sont sensible au nombre de renversements de charge ou d'une pression qui produisent lors d'un séisme.

6.2. Histoire du développement de calcul de la durée de la phase forte d'un séisme :

De nombreux travaux consacrés à la détermination de cette durée de phase forte, déterminante pour mesurer le potentiel endommageant d'un séisme ont donnée lieu à des expressions variées de ce paramètre, ces expressions peuvent être classées en deux catégories:

La première catégorie de définitions se rattache à la notion de dépassement de seuil. La durée de phase forte d'un enregistrement est généralement la durée qui s'écoule entre la première et la dernière excursion au-dessus d'un niveau d'accélération fixé. La valeur de 0.03g est à rapprocher des travaux de AMBRASEYS et SARMA (1975) repris par PAGE (1972) 0.05g ou par Mc GUIRE et BORHARD (1979) qui proposent un seuil défini comme un pourcentage de l'accélération maximale. Ces définitions présentent deux inconvénients majeurs : le résultat est très sensible à la valeur de seuil fixé ; la nature du signal compris entre les instants qui bornent une phase faible entre deux phases fortes.

BOLT(1973) a introduit une durée uniforme en proposant de ne conserver que les intervalles pendant lesquels le seuil est dépassé. Cette définition réduit considérablement la sensibilité du résultat à la valeur du seuil et introduit la notion importante de cumul dans la définition de la durée de phase forte.

La deuxième catégorie de définitions se base sur la notion de cumul d'énergie du signal. Ce cumul s'exprime à partir de l'intensité d'Arias. La plupart des expressions de la durée qui en découlent est définie comme le temps nécessaire pour qu'une certaine fraction de l'intensité d'arias soit atteinte. La plus connue est celle de Trifunac et Brady (1975) qui définissent la durée de phase forte correspondant à la fraction de l'intensité d'arias comprise entre 5% et 95%. D'autres définitions avancées par Van Marck et Lai (1980) pour qui la durée correspond à l'intervalle de temps durant lequel est spécifiée la probabilité d'excéder un certain pourcentage de la valeur maximale de l'accélération ou par J. Bommer et A. Martinez-Pereira (1996) pour qui la durée effective est comprise entre un instant de départ lié à un seuil de déclenchement de l'énergie cumulée inférieur à un seuil de 10%.

Toutes ces définitions sont basées sur l'étude du signal dans le domaine temporel. Trifunac et Novikova (1995) mentionnent l'intérêt de connaître la contribution par bandes de fréquence à la durée de phase forte. Pour chaque filtre passe-bande appliqué au signal initial, une durée est obtenue sur la base d'un seuil de cumul énergétique. La durée significative est la somme des intervalles de temps pour chaque bande de fréquence.

Enfin, les mêmes auteurs ont essayé de relier la durée de phase forte aux caractéristiques sismologiques d'un séisme. Si des corrélations entre la durée, la magnitude et la distance épacentrale ont été proposées, Trifunac et Novikova (1995), prennent en compte la somme de trois termes dans le calcul de la phase forte : un terme lié à la durée de l'événement à la source (dépendant de la magnitude, de la surface de rupture, du mécanisme à la source et de la vitesse des ondes de cisaillement), un terme de propagation d'ondes et un terme d'effet de site.

Comme la durée totale d'un accélérogramme dépend soit de la diligence du digitaliseur, pour les enregistrements analogiques, ou les intervalles avant et après événement, pour les enregistrements numériques, il n'est pas possible de définir la durée du mouvement sismique forte comme tout simplement le temps entre le début et la fin d'un accélérogramme.

Plusieurs définitions de la durée des mouvements sismiques forts ont été présentées dans la littérature, qui tente d'isoler une certaine partie de l'accélérogrammes au cours de laquelle le plus fort mouvement se produit.

Il a été constaté que toutes ces définitions peuvent être classées dans l'une des quatre catégories communs : [Bommer & Martinez-Pereira, 1996].

- **Brackted duration** : La première catégorie est la durée entre crochets (*bracketed duration*), étant simplement l'intervalle entre la première et la dernière excursion au dessus d'un niveau d'accélération fixé (a_0), Ces définitions présentent deux inconvénients majeurs :
 - le résultat est très sensible à la valeur de seuil fixé ; la nature du signal compris entre les instants qui bornent une phase faible entre deux phases fortes.
 - Un autre inconvénient de cette définition est qu'il considère seulement les premier et dernier sommets qui traversent le seuil spécifié et ignorent complètement les caractéristiques de la phase tremblante forte.

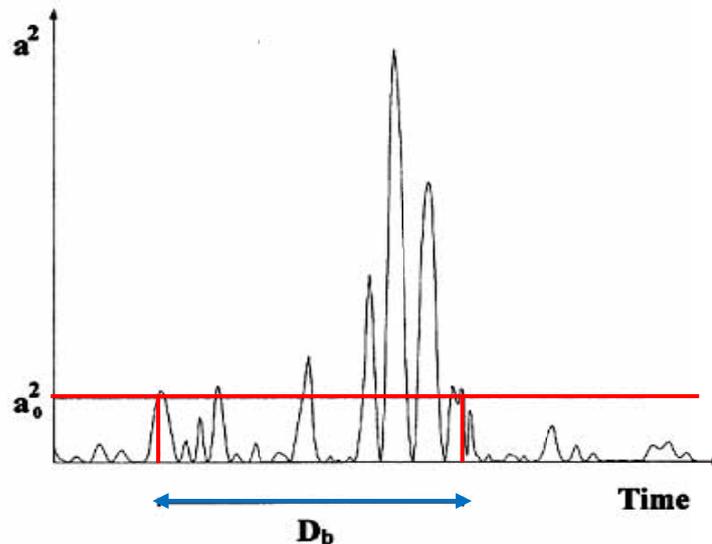


Figure 6.1: la durée entre crochets d'un accélérogrammes (bracketed duration)

- **Uniform duration** : La deuxième catégorie est la durée uniforme (*uniform duration*), qui est la somme de tous les intervalles de temps pendant lesquels l'accélération est plus grande que le seuil (a_0) c'est-à-dire au-dessus d'un seuil donné. Le concept de "durée uniforme" est illustré dans la figure (6.2) [Abdolrahim J. et Vahid H.].

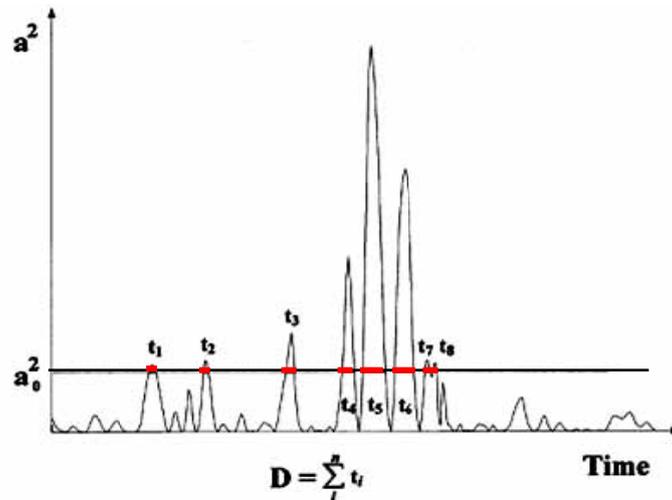


Figure 6.2 : la durée uniforme d'un accélérogrammes (uniform duration).

- **Significant duration :** La troisième catégorie est la durée significative (significant duration) qui est déterminée à partir du graphe de Husid (Husid, 1969), et ceux-ci sont basés sur l'accumulation d'énergie dans l'accélérogramme représenté par l'intégrale du carré de l'accélération, vitesse ou de déplacement.

Le concept de " durée significative" a l'avantage qu'il considère les caractéristiques de l'accélérogramme entier et définit un intervalle du temps continu dans laquelle le mouvement peut être considéré comme fort.

- **La quatrième catégorie** est la durée de réponse structurelle (structural response duration), déterminée en appliquant une de ces trois catégories de définition de la réponse spécifique d'un seul degré de liberté oscillateur.

Les seuils utilisés pour définir la durée, selon les quatre catégories, peuvent être soit des valeurs absolues de l'accélération ou l'intensité d'Arias, ou bien des valeurs relatives définie comme une proportion de la valeur maximale.

Le tableau suivant présente un total de 38 études qui ont proposé des définitions pour la durée de mouvements forts et classifie eux selon les catégories qui ont été décrits.

Tableau 6.1. : Classification des définitions de la durée des mouvements sismiques forts.

Définition de la durée	Bracketed		Uniform		Significant		Structural	
	Rel	Abs	Rel	Abs	Rel	Abs	Rel	Abs
Rosenbluth & Bustamente (1962)							•	
Housner(1965)		•						
Ambraseys & Sarma (1967)		•						
Lynch (1967)							•	
Husid (1969)					•			
Kobayashi (1971)		•						
Page et al. (1972)		•						
Donovan (1972)					•			
Bolt (1973)		○		○				
Housner (1975)					•			
Trifunac & Brady (1975)					•			
O'Brien et al. (1978)	•							
Hisada & Ando (1976)	•							
Apitkaev(1977)	•							
Trifunac &. Westermo (1977)					○			
Saragoni (1977)					•			
McGuire &. Barnhard (1979)	•	•			•			
McCann & Shah (1979)					•			
Perez (1980)								○
Takizawa & Jennings (1980)					•			
Vanmareke & Lai (1980)					•			
Zahrah & Hall (1984)								○
Zhou & Xie (1984)					•			
Shahabi & Mostaghel (1984)					•			
Theofanopoulos & Drakopoulos (1986)					•			
Elghadamsi et al. (1988)					•			
Xie & Zhang (1988)								○
Mohraz & Peng (1989)					○			
Theofanopulos & Watabc (1989)					•			
Kawashima & Aizawa (1989)	•	•						
Sarma & Casey (1990)			•					
Papazachos et al. (1992)		•						
Bommer & Martinez-Pereira (1996)					•	•		
Somerville et al. (1997)					•			
Bommer & Martinez-Pereira (1999)						•		

• La durée indépendante de la fréquence

○ La durée dépend de la fréquence

[Bommer et Martinez Pereira, 1996]

Dans cette chapitre on va s'intéressé au calcul des durées selon trois méthodes données dans le tableau ci-après la méthode de Bolt 1973, Trifunac & Brady (1975) ainsi la méthode de McCann & Shah (1979), ces méthodes fait partie de notre recherche, Par la suite dans ce chapitre nous allons détail chaque un de ses méthodes.

6.2. Définition de la durée directement à partir de l'accélérogramme :

La durée d'un séisme est délicate à définir directement à partir d'un accélérogramme. Certains sismologues ont proposé de définir à partir du diagramme d'Husid qui est un moyen commode de quantifier la variation de niveau d'excitation dans le temps. Par définition, si $a(t)$ est l'accélération fonction du temps, T la durée totale du séisme, la variation de l'intégrale :

$$h(t) = \frac{\int_0^t [a(t)]^2 dt}{\int_0^T [a(t)]^2 dt} \quad (6.1)$$

Constituent le diagramme d'Husid. L'intégrale au dénominateur de l'équation (4.1) est une mesure de l'énergie contenue dans l'accélérogramme.

On peut alors définir la durée significative du séisme comme le temps requis pour passer du niveau 5% au niveau 95% [ALAIN PECKER].

6.3. Calcul de la durée selon Bolt (1973) :

Il est difficile de définir directement la durée du mouvement fort d'un séisme à partir du signal accélérométrique. La définition la plus utilisée dans l'analyse de mouvement sismique fort est celle proposée par Bolt en 1973.

La définition proposée par Bolt (1973), connu sous le nom "la durée associée D_b ". Par définition c'est le temps s'écoulant entre la première et dernière accélération excédant un certain seuil défini au préalable. La figure (6.3) illustre un exemple de calcul de la durée associée pour un seuil de $\pm 5\%g$. la durée du mouvement fort associée est de 15.3 seconde alors que la durée total du séisme est de 40 secondes.

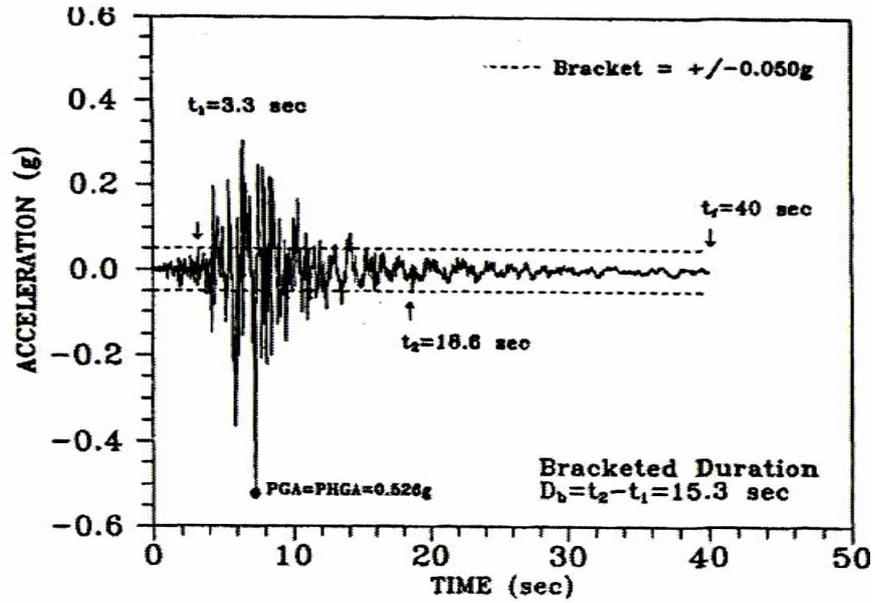


Figure 6.3 : Exemple de détermination de la durée associée D_b d'un séisme.

Donc cette durée est déterminée par le choix d'un niveau d'accélération et ensuite trouver le temps écoulé entre la première et la dernière excursion supérieur au niveau choisi.

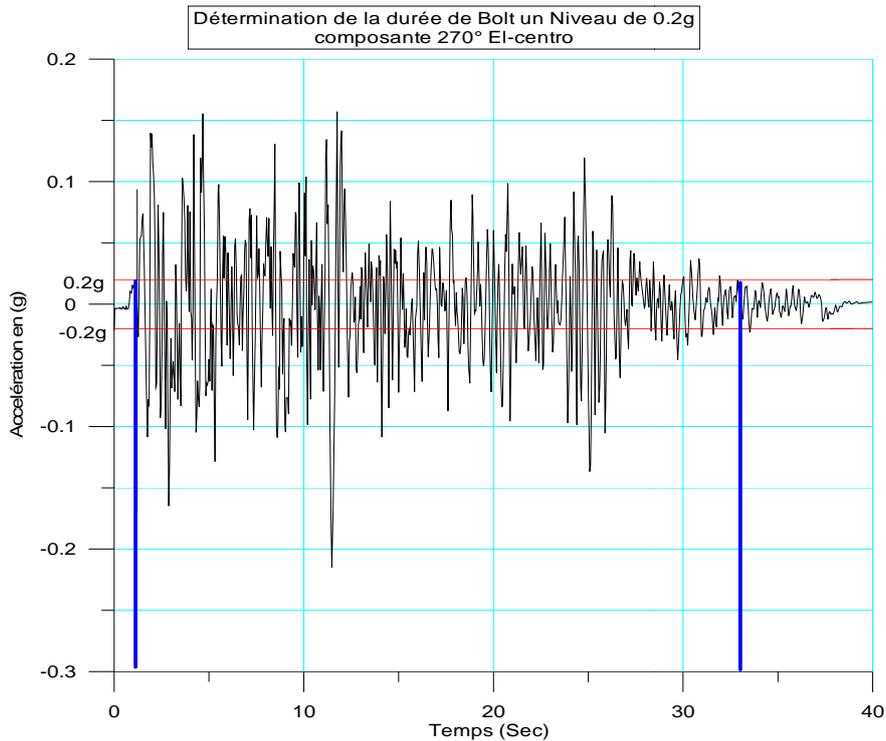


Figure 6.4 : Détermination de la durée le la composante horizontal Sud-Nord (270°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.

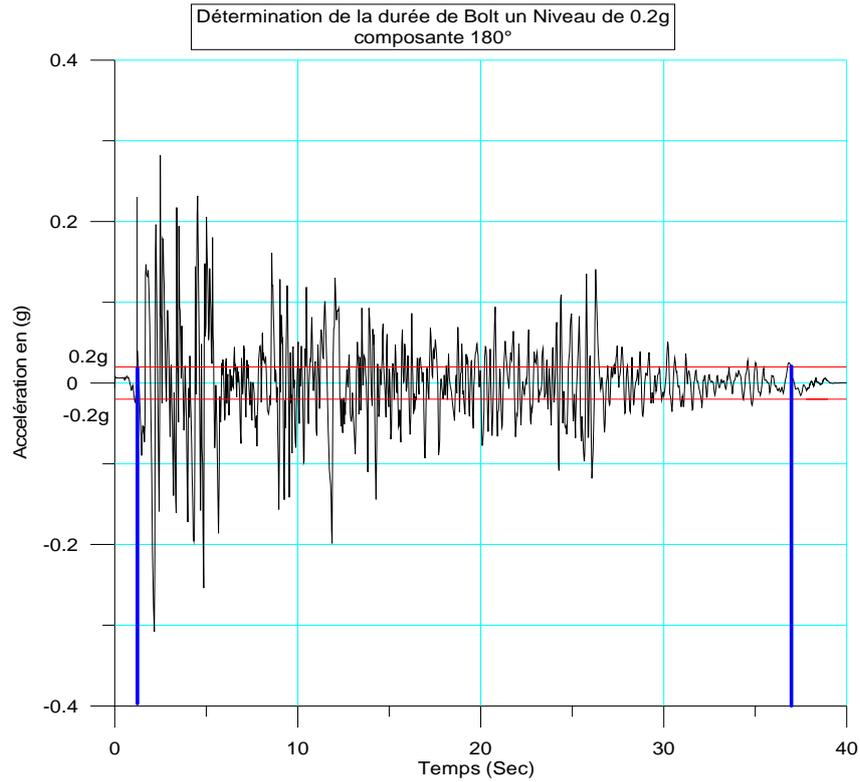


Figure 6.5 : Détermination de la durée le la composante horizontal Est -Ouest (180°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.

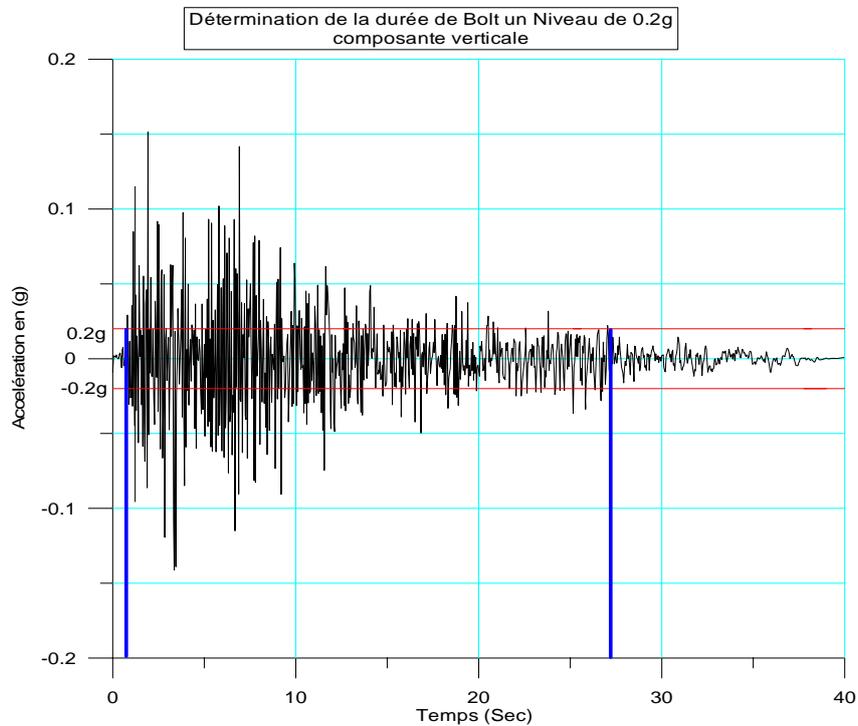


Figure 6.6 : Détermination de la durée le la composante verticale (90°) d'EL-Centro 18 Mai 1940, selon la méthode de Bolt, avec un seuil de 0.02g.

6.4. Calcul de la durée selon Trifunac & Brady (1975)

La durée des mouvements sismiques forts c'est l'un des paramètres principaux caractérisent ce phénomène naturel, pourtant très peu d'études ont été faites. La durée doit être un rôle principal en régissant les résultats de n'importe quelle réponse du mouvement sismique fort.

Des études récentes des modèles de la réponse de la structure ont indiqués la pleine signification de la durée sur la réponse calculée [Husid 1967].

Plusieurs contributions importantes à la description de la durée du mouvement sismique fort ont été faites, par exemple ceux de Estiva et Rosenbleuth (1964), Housner (1965) et Bolt (1973).

- Estiva et Rosenbleuth (1964) décrivent la durée du mouvement fort équivalente avec l'intensité uniforme par unité de temps :

$$S = 0.02 \exp(0.74 M) + 0.3\Delta \quad (6.2)$$

Où :

M : est la magnitude de séisme, Δ (Km) : est la distance entre source et station.

- Housner (1965) a proposé une limite supérieure pour la durée, D (sec) du mouvement sismique fort, cette limite supérieure est rapprochée par une loi linéaire de la forme :

$$D = 11.2M - 53, \text{ pour } : M > 5 \quad (6.3)$$

La difficulté principale en étudiant la durée du mouvement sismique fort est le fait que ce n'est pas évident comment définir la durée de la manière la plus générale pourtant la plus utile pour le calcul de la réponse d'une structure. Il serait idéal de développer une définition de la durée qui sera liée à la fréquence [Trifunac et Brady 1975].

6.1. Quelques définitions :

L'équation différentielle $x(t)$ d'un système à un seul degré de liberté (1DDL) s'écrit :

$$\ddot{x} + 2\omega_n \xi \dot{x} + \omega_n^2 x = a(t) \quad (6.4)$$

Là où $a(t)$ est l'accélération absolue du l'appui de système.

Supposons que nous voulons calculer le travail de la masse par la force d'inertie (\ddot{x}), la limite d'amortissement ($2\omega_n \xi \dot{x}$), et la limite élastique du ressort ($\omega_n^2 x$), pour tous les excitations et pour tous les oscillateurs avec des fréquences (ω_n) entre 0 et ∞ . Ceci serait obtenu en évaluant l'intégrale suivante :

$$I = \iint_0^{\infty} a(t) \dot{x}(t) dt d\omega_n \quad (6.5)$$

Echangeant l'ordre de l'intégration :

$$\int_0^{\infty} \dot{x}(t) d\omega_n = a(t) \frac{\cos^{-1} \xi}{1 - \xi^2} \quad (6.6)$$

Nous obtenons :

$$I = \frac{\cos^{-1} \xi}{1 - \xi^2} \int_0^{\infty} [a(t)]^2 dt \quad (6.7)$$

Ce résultat est analogue à cel dérivé par Arias (1970) pour une mesure d'intensité de tremblement de terre.

Supposer après que nous voulons de calculer l'énergie d'onde sismique E_s libéré de la source du séisme, on utilisant l'enregistrement du mouvement sismique fort dans certaines points à partir de la source.

La formule applique dans un tel calcul, naturellement, dépendrait du type d'ondes qui ont été enregistrée, elle pourrait être de la forme suivant :

$$E_s = \Psi[instr., Q, \Delta, M.S.] \int_0^{\infty} v^2(t) dt \quad (6.8)$$

Ou : $\Psi(\cdot)$ est certain fonction de l'instrument utiliser pour l'enregistrement

Q : constant d'atténuation ;

Δ : Distance source-station ;

Dans les statistiques des amplitudes maximales (PGA) des fonctions aléatoires qui peuvent être employées pour étudier les pics du mouvement sismique fort (a_{max} , v_{max} et d_{max}) accélération max, vitesse max et déplacement max, les expressions suivantes sont fréquemment produites :

$$E \begin{Bmatrix} a_{max} \\ v_{max} \\ d_{max} \end{Bmatrix} = \phi \left[N \begin{pmatrix} a \\ v \\ d \end{pmatrix}, \varepsilon \begin{pmatrix} a \\ v \\ d \end{pmatrix} \right] \left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{T} \left(\int_0^T a^2 dt \right)^{1/2} \\ \frac{1}{T} \left(\int_0^T v^2 dt \right)^{1/2} \\ \frac{1}{T} \left(\int_0^T d^2 dt \right)^{1/2} \end{array} \right\} \quad (6.9)$$

Ici $E(\cdot)$ représente la valeur prévue de a_{max} , v_{max} et d_{max} , ϕ est une fonction qui dépend du nombre de peaks du contenu de $a(t)$, $v(t)$ et $d(t)$, ε mesure la largeur spectrale des spectres de puissance de $a(t)$, $v(t)$ et $d(t)$ (Udwadia and Trifunac, 1974).

Bien que les trois formulations récapitulées dans les expressions (6.9) soient physiquement complètement indépendantes, les équations ont un dispositif commun, une intégrale de la forme $\left(\int_0^T f^2(t)dt\right)$ ou $f(t)$ représente l'accélération $a(t)$, vitesse $v(t)$ ou déplacement $d(t)$ et T est fini ou infini.

La nature de la croissance de ces intégrales est montrée sur la figure (6.7) qui représente les courbes typiques pour l'accélération, la vitesse, et déplacement.

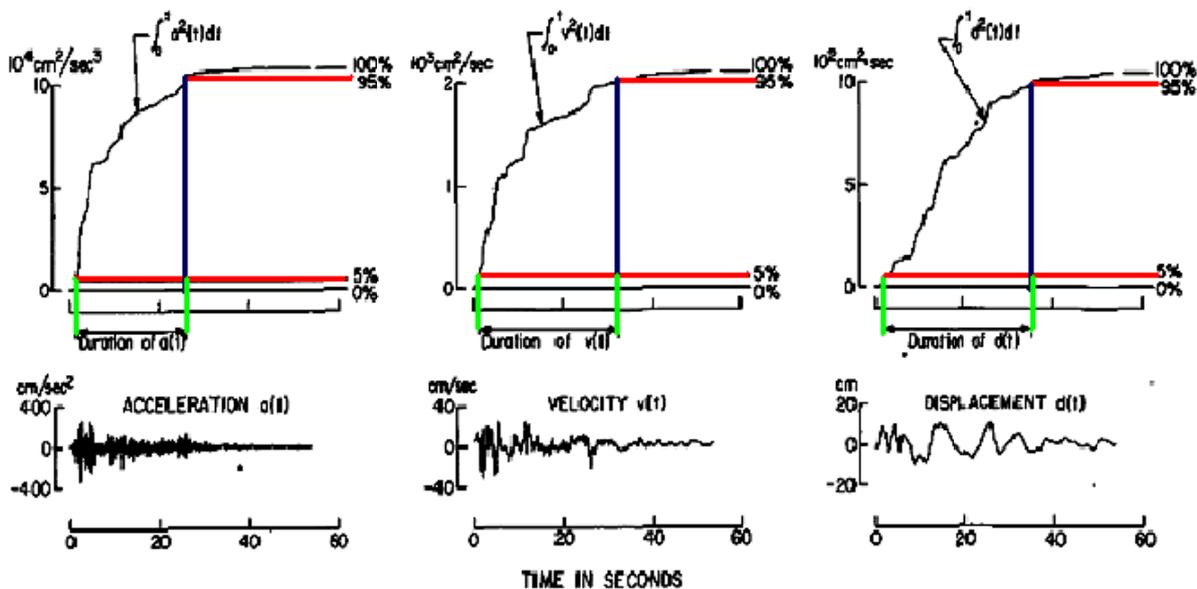


Figure 6.7 : Évaluation de la durée de l'accélération, de la vitesse, et du déplacement pour un enregistrement typique (composant Nord-Sud d'EL-Centro, 1940). [Trifunac et Brady, 1975]

L'étude détaillée de beaucoup de telles intégrales prouve que la croissance rapide correspond à la partie de mouvement fort, une partie de l'enregistrement du séisme et cela est associée à tout l'énergie d'ondes sismique enregistrée à une station.

Trifunac et Brady ont basé sur ces observations, ils ont proposés de définir la durée du mouvement sismique fort à cette intervalle de temps pendant lequel la contribution la plus significative de ces intégrales a lieu.

Basé sur ces observations Trifunac et Brady proposent de définir la durée du mouvement sismique fort enregistré pour être que l'intervalle de temps pendant laquelle la contribution la plus significative de ces intégrales a lieu. Pour une définition de la durée significative et tout

à fait arbitrairement, Trifunac et Brady proposent de supprimer les premier 5% et les dernière 5% de ces intégrales et définissons l'autre 90% comme la durée significative du mouvement sismique fort.

6.5. Calcul de la durée selon McCann & Shah (1979) :

L'objet de la présente section est de présenter la moyenne de la racine carrée RMS d'accélération comme un paramètre statistiquement plus raisonnable pour caractériser la durée du mouvement sismique fort du sol.

Presque toutes les études du mouvement sismique du sol sont essayées de caractériser le mouvement sismique fort du sol en fonction de la magnitude, la distance et les conditions du site. Les résultats de ces études ont été en proie à une dispersion considérable des données [Gutenberg et Richter (1956); Esteva et Rosenblueth (1964); Page et al. (1972); Trifunac (1976); al Boore et. (1978);] etc.

Des travaux récents ont mis en doute la capacité de certaines valeurs de pointe pour fournir une bonne mesure des mouvements sismiques forts du sol [Hanks et Johnson (1976); Seekins et Hanks (1978)]. Les raisons de dispersion des données sont variées et difficiles à séparer et à analyser. Toutefois, en raison de la dispersion qui existe dans les relations d'atténuation des données de paramétrage de pointe et la capacité douteuse des paramètres telles que l'accélération maximale du sol pour représenter l'intensité du mouvement du sol, il semble raisonnable d'examiner l'applicabilité des autres moyens de caractériser les mouvements forts du sol [McCann et Shah, 1979].

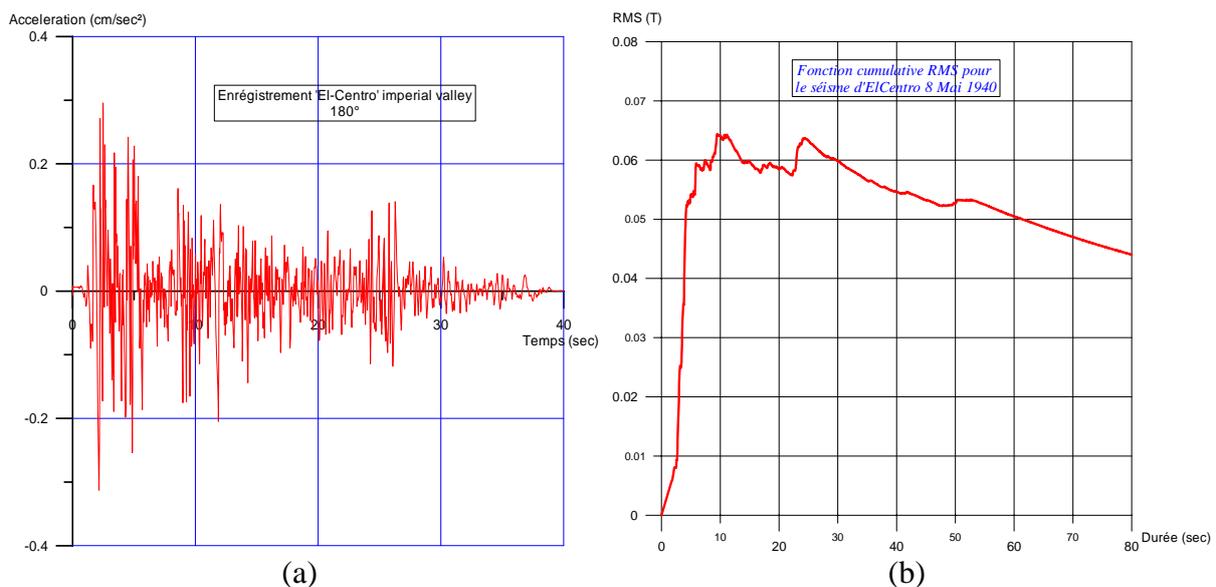


Figure 6.8 : (a) Enregistrement du séisme d'El Centro, (b) Fonction cumulative de RMS associée.

Dans l'équation (6.9), le RMS (Root-Mean Square) est définie comme la racine carrée de la moyenne des ordonnées carré pour une durée déterminée T_d . En raison de sa propriété intégrale le RMS doit être, et est clairement, moins sensibles aux fluctuations importantes due aux pics extrêmes, comme c'est souvent le cas pour d'autres paramètres des mouvements sismiques. Cette propriété rend les RMS un bon candidat pour être utilisé comme un paramètre de mouvements forts en génie parasismique.

$$RMS = \left\{ \frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} A^2(t) dt \right\}^{1/2} \quad (6.9)$$

$$E = \int_0^{T_d} A^2(u) du \quad (6.10)$$

Un paramètre lié à la RMS est l'intensité d'Arias (1970), défini dans l'équation (6.10), où E est l'énergie totale par unité de masse pour tout l'enregistrement d'accélération pour un oscillateurs à un seul degré de liberté. Considérant les équations (6.9) et (6.10), le RMS est alors la racine carrée d'un taux moyen de l'énergie ou une valeur moyenne de la puissance.

On résoudre l'équation (6.9) pour E , on trouve le résultat évident que le travail fois le temps, c'est l'énergie. Ce qui est montré dans l'équation (6.11) :

$$E = RMS^2 \cdot T_d \quad (6.11)$$

La valeur résultante du RMS fournit des informations non pas sur un seul pic, mais plutôt un résumé de tous les pics pour une durée déterminée. En outre, le RMS à un avantage en ce qu'il fournit un lien à partir du domaine temporel au domaine fréquentiel. Cette relation est représentée dans l'équation (6.12), (Crandall et Mark 1963).

$$RMS = \left\{ \frac{1}{t} \int_0^t A^2(u) du \right\}^{1/2} = RMS = \left\{ \int_0^{2\pi f} G(w) dw \right\}^{1/2} \quad (6.12)$$

Avec $G(w)$ est la fonction de densité spectrale de $A(u)$.

Dans une étude présentée par Hanks 1978, une relation est déterminée sous certaines hypothèses liées le RMS d'accélération à des paramètres de source de séisme et la distance à la source. La relation obtenue par Hanks est représenté dans l'équation (6.13) :

$$RMS = 0.85 \frac{\sqrt{2}(2\pi)\Delta\sigma}{106\rho R} \sqrt{\frac{F_{max}}{F_0}} \quad (6.13)$$

Où $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte, F_{max} est la fréquence maximale déterminée par R et l'atténuation spécifique ($1/Q$), F_0 est la fréquence spectrale, ρ est la densité, et R est la distance hypocentrale.

La fonction cumulative du RMS (CRF) :

La fonction cumulative du RMS est une représentation continue de la RMS en fonction du temps. Pour déterminer le CRF, le RMS est calculé à chaque incrément de temps de l'enregistrement d'accélération. La fonction CRF est représentée dans l'équation (6.14).

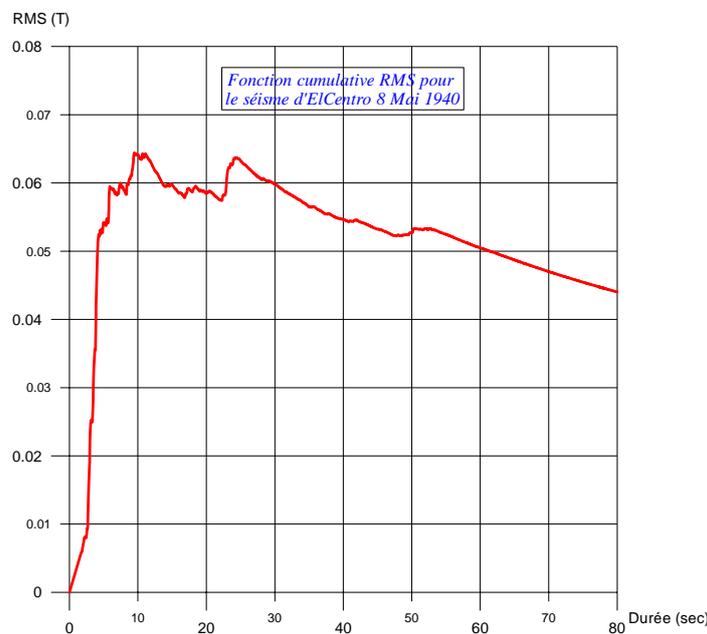


Figure 6.8 : Fonction cumulative de RMS, les deux grands pics d'accélération sont enregistrés à 2.5 et 5 seconde.

$$CRF = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n a^2(t_j)}{n-1}} \quad n = 2, \dots, L \quad (6.14)$$

Où L est la dernière valeur du temps dans l'enregistrement. Figure (6.8) est un exemple d'une fonction cumulative du RMS.

Une étude de la fonction cumulative RMS pour des enregistrements révèle un certain nombre de caractéristiques du mouvement sismique fort sol. En général, le CRF va mettre en place rapidement une valeur de pic, puis elle décroissant lentement à la valeur finale du RMS pour

l'enregistrement. Une autre propriété utile est le fait que l'énergie cumulative à tout moment peut facilement être obtenue en utilisant l'équation (6.11).

La fonction CRF offre un moyen par lequel les enregistrements d'accélération différent tremblements de terre ou des enregistrements multiples d'un même événement peuvent être comparés. Une autre propriété intéressante de cette fonction est que, l'on trace cette fonction, la courbe obtenue donne une image claire des périodes auxquelles l'impulsion où des groupes d'impulsions d'énergie arrivent. Pour le cas particulier des grands tremblements de terre dans laquelle il ya des ruptures multiples, Pour le cas particulier des grands tremblements de terre dans lesquels il y a les ruptures multiples, la fonction cumulative de RMS donne une possibilité de distincte entre les périodes auxquelles les niveaux élevés de l'énergie arrivent au site.

Démarche à suivre dans le calcul de la durée selon McCann & Shah (1979) :

Une des caractéristiques intéressantes et importantes de la fonction cumulative RMS est la tendance générale par laquelle elle a atteint un maximum et décroît ensuite lentement jusqu'à une valeur finale à la fin de l'enregistrement.

La question à se poser est: quelle partie du temps doit être considéré comme mouvement sismique fort?

La dérivée de la fonction cumulative RMS est considérée comme un moyen afin d'étudier les caractéristiques de la façon dont le RMS ou le taux moyen de l'énergie se comporte. Cette fonction dérivée décrit les augmentations ou les diminutions de l'arrivée de l'énergie et indique également si il ya un délai après lequel il restera négative.

La figure (6.9) est un exemple d'une fonction cumulative RMS et de ses dérivés, un certain nombre d'observations peuvent être faites. Dans la première partie de l'enregistrement, la pente de la fonction cumulative RMS est fondamentalement positive. Dans, la plupart des cas, il ya grand pic (s) correspondant au durée (s) de mouvements forts. Une autre observation est que, après un certain temps, la dérivée devient négative pour le reste du contenu de l'enregistrement. Ce comportement n'est pas surprenant en raison du fait que la dernière partie de l'accélération des enregistrements sont caractérisées par des mouvements de faible amplitude, et la tendance tend vers l'infini et le dérivé de CRF aller vers zéro.

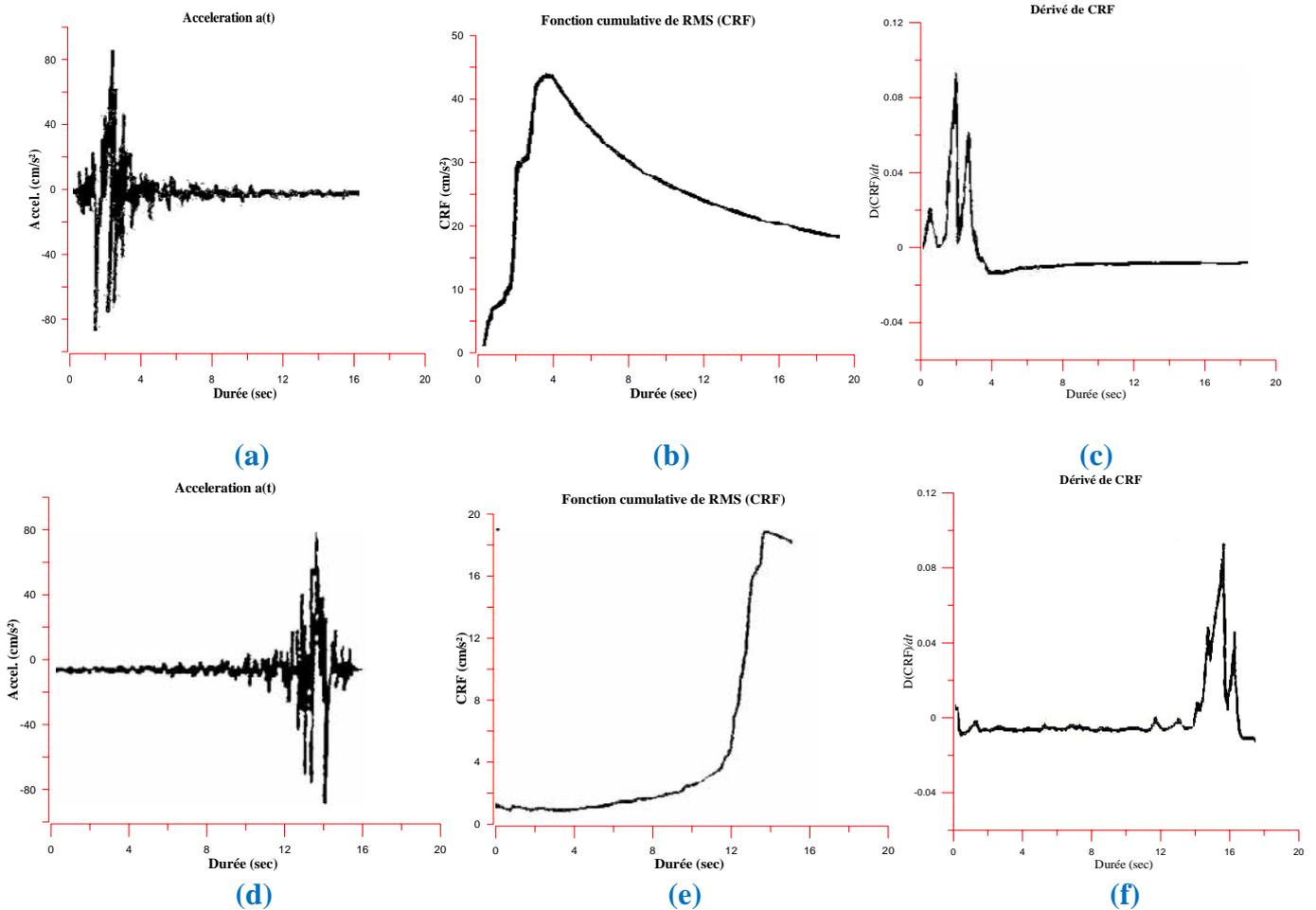


Figure 6.9 : (a) Accélération, (b) fonction cumulative du RMS, (c) Dérive du CRF
 (d) Accélération inversé, (e) fonction cumulative du RMS associée, (f) dérive du CRF

5.5. Comparaison des trois méthodes de calcul des durées de mouvement fort :

Figure (6-6) montre une comparaison entre les durées des mouvements forts calculés d'un enregistrement typique utilisant les trois différentes définitions de la durée des mouvements sismiques forts. Tableau (6-2) donne le temps T_1 initiale, le temps T_2 finale, la durée de mouvement fort ΔT , l'accélération RMS. Les comparaisons montrent que ces procédures résultent des différentes durées de mouvement fort. Ceci est à attendre car les procédures sont basées sur des critères différents. Il faut noter qu'il n'y a pas de définition standard de la durée des mouvements sismiques forts, le choix d'une procédure pour le calcul de la durée dépend de la raison de l'application envisagée. Par exemple, il semble raisonnable d'utiliser la définition McCann et Shah, qui est basé sur l'accélération RMS lorsque l'on étudie les caractéristiques fixes d'enregistrements sismiques et de la densité spectrale de puissance.

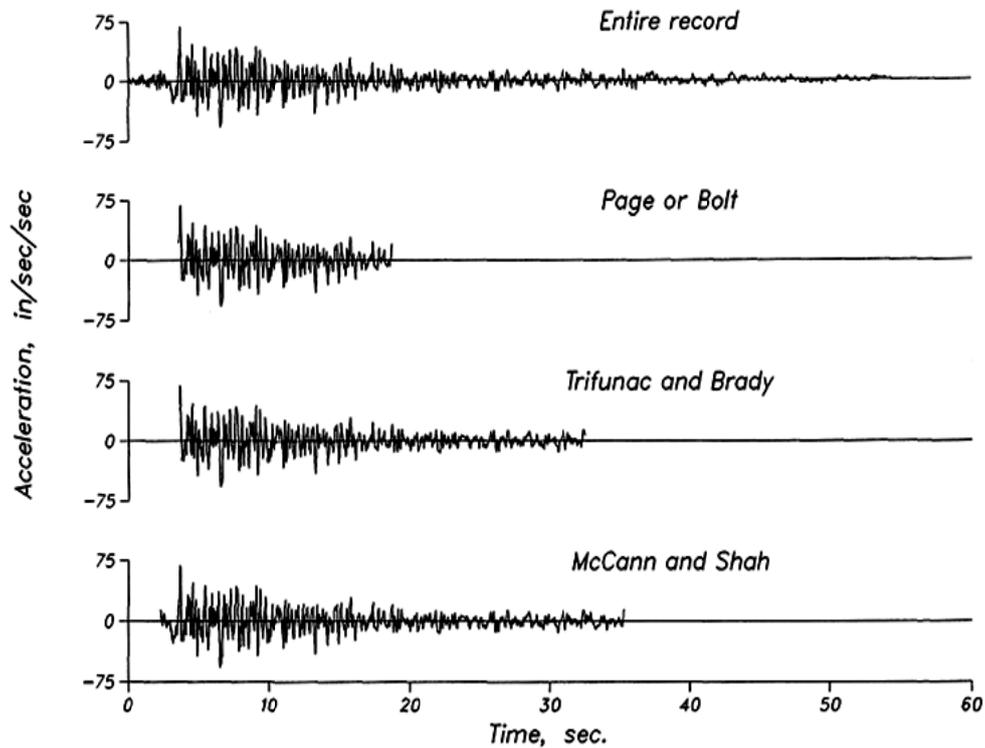


Figure 6.6: Comparaison de la durée du mouvement sismique fort de la composante E-W de séisme de Taft, California en 1952 on utilisant différentes méthodes (Bijan M. et Fahim S.).

Tableau 6.2 : Comparaison de la durée du mouvement sismique fort pour le tremblement de terre d'El Centro 1940 par les trois méthodes décrit précédemment.

Enregistrement	Composante	Méthode	T ₁ (sec)	T ₂ (sec)	ΔT (sec)	RMS (cm/sec ²)
El Centro, 1940	E-W	A	0.00	53.74	53.74	46.01
		B	0.88	26.74	25.86	65.16
		C	1.68	26.10	24.42	64.75
		D	0.88	26.32	25.44	65.60
	N-S	A	0.00	53.46	53.46	38.85
		B	1.24	26.64	25.40	54.88
		C	1.66	26.20	24.54	54.39
		D	0.80	26.62	25.82	24.73
Taft, 1952	E-W	A	0.00	54.34	54.34	25.03
		B	3.44	22.94	19.50	38.50
		C	3.70	34.24	30.54	31.70
		D	2.14	36.46	34.32	30.85
	N-S	A	0.00	54.38	54.38	26.10
		B	3.60	18.72	15.12	44.61
		C	3.66	32.52	28.86	33.96
		D	2.34	35.30	32.96	32.71

A: Enregistrement entier

B: Bolt

C: Trifunac et Brady

D: McCann et Shah

Dans le tableau d'annexe (02), les mêmes enregistrements de notre banque de données sont utilisés pour comparer les résultats en utilisant la définition proposée à la méthode de Trifunac et Brady (1975), basée sur la durée d'énergie cumulée entre les 5 à 95 pour cent. On trouvera également les durées calculé selon la méthode de Bolt basée sur un seuil de 0.05g et aussi les durées calcul par la procédure de McCann et Shah pour les mêmes enregistrements de nos 195 enregistrements de la base de données.

Pour faire une comparaison des résultats des durées selon les trois méthodes on a tracé les nuages de points ci-dessous afin de pouvoir dire quelle est la méthode qui nous donne des grands durées de la phase forte d'un enregistrement sismique.

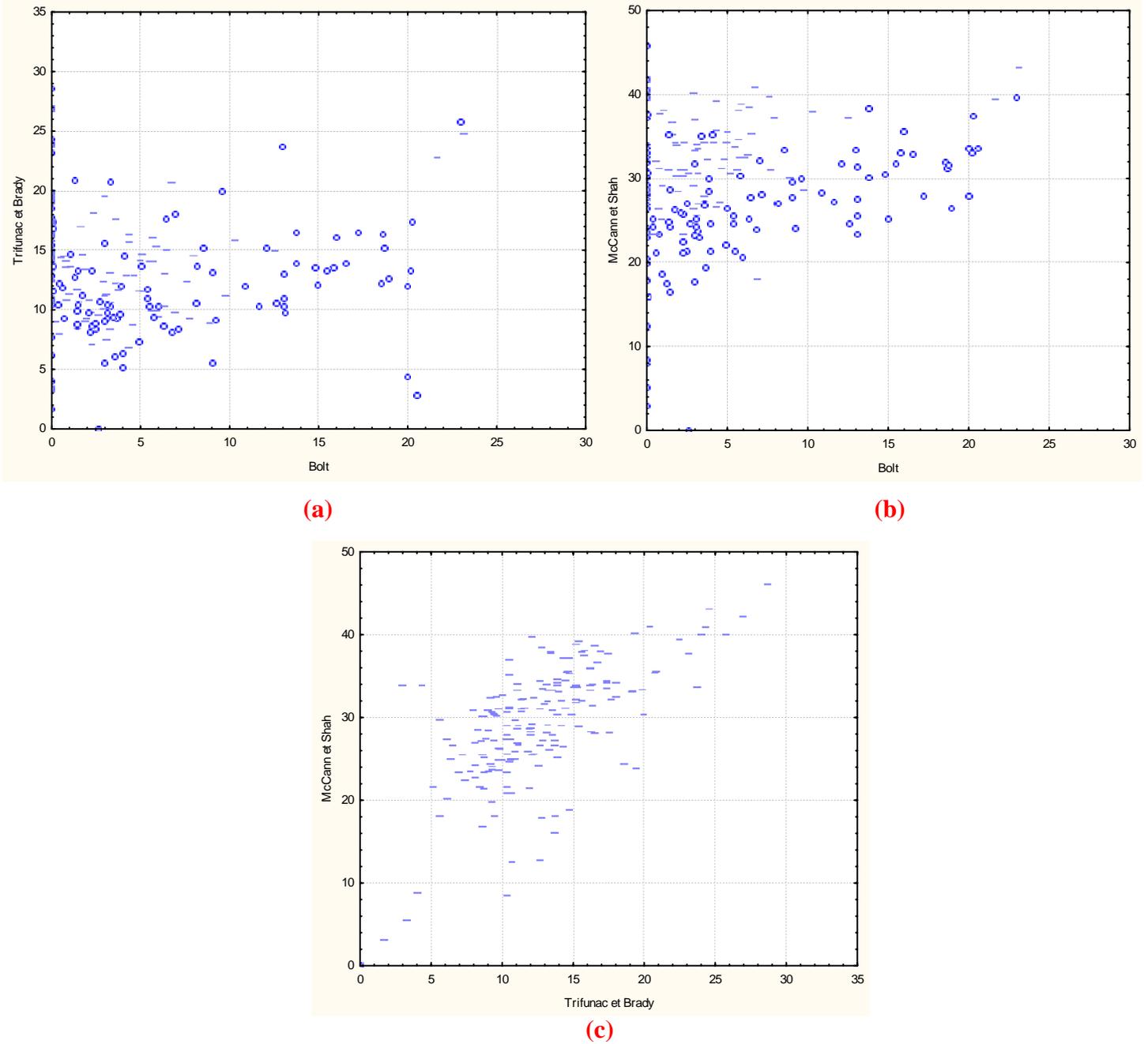


Figure 6.5 : (a) Comparaison des résultats de calcul des durées selon la méthode de McCann et Shah de celui de Bolt, (b) Comparaison des résultats de calcul des durées selon la méthode de Trifunac et Brady de celui de Bolt, (c) Comparaison des résultats de calcul des durées selon la méthode de McCann et Shah de celui de Trifunac et Brady.

Pour résumer la méthode proposé par McCann et Shah en 1979 semble la plus significative pour la détermination de la durée un mouvement sismique fort, parce qu'elle est basé sur le taux d'énergie moyen de l'énergie arrive sur le site, la durée obtenue est généralement plus longue par rapport aux résultats données par les autres méthodes de calcul.

CHAPITRE 07

***Prédiction de la Durée Des Mouvements
Sismiques Forts et Test du Model***

***PREDICTION DE LA DUREE DES MOUVEMENTS
SISMIQUES FORTS ET TEST DES MODELES***

Introduction :

Dans le chapitre précédent, nous avons, sur la base d'une étude comparative, sélectionné une définition de la durée de la phase forte du mouvement sismique représentative du phénomène de vibration du sol lors d'un tremblement de terre.

Dans le présent chapitre nous nous intéressons au développement de deux lois prédictives l'une linéaire et l'autre non linéaire sur la base de deux analyses statistiques et ce, dans le but de décrire les variations de cette durée, associée aux variations de deux autres variables, à savoir le moment magnitude M_w et la distance la plus proche au plan de la faille sismique R_{rup} . La durée représente donc la variable endogène alors que M_w et R_{rup} sont les variables exogènes des régressions.

Dans le cadre de cette étude nous considérons les enregistrements accélérométriques horizontaux obtenus sur sols meubles.

7.1. Analyse statistique du modèle linéaire multiple :

7.1.1. Présentation du modèle linéaire:

Les modèles statistiques de prédiction sont représentés par des relations typiques prédictives mettant en relation une fonction de la variable endogène Y avec de fonctions des variables exogènes $f_k(X_k)$, ($k=1,2,\dots, p$) sous la forme suivante :

$$Y = \beta + f_1(X_1) + f_2(X_2) + \dots + f_p(X_p) \mp \varepsilon \quad (7.1)$$

Le modèle le plus simple est celui qui exprime la dépendance linéaire de la variable aléatoire Y en fonction des variables explicatives X_i ($i=1,2, \dots, p$). Dans ce cas, le modèle s'exprime alors comme suit :

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_p X_p + \bar{\epsilon} \quad (7.2)$$

Où ϵ est une variable aléatoire représentant l'erreur du modèle et qui exprime l'information manquante dans l'explication linéaire de la valeur Y à partir des X_i .

Dans notre cas, la variable expliquée est représentée par $Y = \log(T_d)$, alors que les variables explicatives, au nombre de deux, sont :

X_1 : valeur du moment magnitude M_w

X_2 : est la valeur de $\log(R_{rup})$

En appliquant l'équation (7.2) on a :

$$\log(T_d) = \beta_0 + \beta_1 M_w + \beta_2 \log(R_{rup}) + \bar{\epsilon} \quad (7.3)$$

En considérant notre banque de données mondiale, la variable Y est observée n fois (avec $n = 205$) pour, dans chaque cas, des valeurs données $x_{i1} = M_{wi}$ et $x_{i2} = \log(R_{rup})_i$ des variables exogènes. Ainsi, chaque observation $y_i = \log(T_d)_i$ ($i=1,2,\dots, n$) peut être expliquée par la relation (7.3) comme suit :

$$\log(T_d)_i = \beta_0 + \beta_1 M_{wi} + \beta_2 \log(R_{rup})_i, \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (7.4)$$

On obtient ainsi un système de n équations à 3 inconnues qui sont les β_k , ($k = 1, 2$ et 3) représentant les paramètres à estimer par la régression linéaire multiple.

En faisant les changements de variables suivant :

$$\log(T_d)_i = y_i, \quad M_{wi} = x_{i1} \text{ et } \log(R_{rup})_i = x_{i2}$$

L'équation (7.4) peut être réécrite sous la forme suivante :

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i,1} + \beta_2 x_{i,2} + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (7.5)$$

On rassemble les logarithmes des durées calculées ($\log(T_d)$) dans un vecteur dépendant Y , et les autres variables dans d'autres vecteurs indépendants X_{ki} avec ($k = 1, 2$ et 3) et ($i = 1, 2, \dots, n$). On aura l'écriture matricielle du modèle de régression linéaire multiple qui se présentera comme suit :

Où :

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_{11} & x_{12} \\ 1 & x_{21} & x_{22} \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & x_{n1} & x_{n2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \beta_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (7.6)$$

Donc : $Y = X\beta + \varepsilon$

Le problème consiste donc à estimer les paramètres β_1 , β_2 et β_3 . Ceci fait l'objet du paragraphe suivant.

7.1.2. Estimation des paramètres β_i :

Le modèle pour une régression linéaire multiple s'écrit alors:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i,1} + \beta_2 x_{i,2} + \varepsilon_i \quad (7.1)$$

On va estimer les paramètres par la méthode de moindres carrés et on obtiendra une estimation de y_i noté \hat{y}_i avec :

$$\hat{y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_{i,1} + \hat{\beta}_2 x_{i,2} \quad (7.2)$$

Les résidus estimés sont la différence entre la valeur de y observée et estimée. Soit:

$$\hat{\varepsilon}_i \cong y_i - \hat{y}_i \quad (7.3)$$

Le principe de la méthode des moindres carrés consiste à rechercher les valeurs des paramètres $\hat{\beta}_i$ qui réduisent au minimum la somme de différences des carrés entre les valeurs observées y_i et les valeurs estimées \hat{y}_i , c'est-à-dire :

$$\min \sum_{i=1}^n \hat{\varepsilon}_i^2 = \min_{\hat{\beta}_0 \dots \hat{\beta}_2} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{\beta}_0 - \hat{\beta}_1 x_{i1} - \hat{\beta}_2 x_{i2})^2 \quad (7.4)$$

Ce qui revient à rechercher les solutions de :

$$\frac{\partial (\sum \hat{\varepsilon}_i^2)}{\partial \hat{\beta}_j} = 0 \quad (7.5)$$

Nous avons trois équations, dites équations normales, à résoudre. La solution obtenue est l'estimateur des moindres carrés ordinaires, il s'écrit :

$$[\hat{\beta}] = (X'X)^{-1}X'Y \quad (7.6)$$

Avec X' la matrice transposée de X

Les estimations que nous venons de faire pour les paramètres sont ponctuelles. Ces estimations sont consistantes et non biaisées. On montre aussi que chacun des estimateurs $\hat{\beta}_k$ suit la loi normale $N(\beta_k, \text{var}(\beta))$ de moyenne β_k et de variance $\text{var}(\beta)$. Il ne suffit pas de trouver pour les paramètres une valeur numérique convenable, mais il faut estimer également sa précision et sa fiabilité, c'est-à-dire il faut trouver l'intervalle de confiance associé à l'estimation de chaque paramètre pour une probabilité de risque donnée. Par ailleurs, on doit se poser la question de savoir si la dépendance de Y en fonction des $x_{i,k}$ est statistiquement significative. Pour répondre à cette dernière question, nous sommes amenés à faire des tests de signification statistique. C'est ce à quoi on s'attelle dans les paragraphes suivants.

7.1.3. Estimation des variances des paramètres $\hat{\beta}_i$:

La matrice de variance-covariance des coefficients est importante car elle renseigne sur la variance de chaque coefficient estimé, et permet de faire des tests d'hypothèse, notamment de voir si chaque coefficient est significativement différent de zéro. Elle est définie par :

$$\text{Var}(\hat{\beta}) \cong \sum = E[(\hat{\beta} - \beta)(\hat{\beta} - \beta)'] \quad (7.7)$$

Sous les hypothèses d'espérance nulle, d'absence d'autocorrélation des résidus on a :

$$\text{Var}(\hat{\beta}) = (X'X)^{-1}\sigma_{\varepsilon}^2 \quad (7.8)$$

Cette formule ne s'applique cependant que dans le cas où les résidus sont sans autocorrélation, ce qui permet d'écrire la matrice des erreurs comme :

$$\text{Cov}[\varepsilon] = \sigma^2 I_n \quad (7.9)$$

7.1.4. Estimation de la variance du résidu :

L'estimation de σ^2 s'obtient de la variance résiduelle notée S^2 . Pour la variance du résidu $\sigma_{\varepsilon}^2 \cong \text{Var}(\varepsilon)$, on peut utiliser l'estimateur sans biais construit à partir de la variance des résidus observés :

$$S^2 \cong \hat{\sigma}_{\varepsilon}^2 = \frac{1}{n - (p + 1)} \sum_{i=1}^n \hat{\varepsilon}_i^2 \quad (7.10)$$

Les $\hat{\varepsilon}$ correspondent aux résidus observés: $\hat{\varepsilon} = Y - \hat{Y}$

$$S^2 \cong \hat{\sigma}_{\varepsilon}^2 = \frac{1}{n - (p + 1)} \sum_{i=1}^n [(y_i - (\hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_{i1} + \hat{\beta}_2 x_{i2}))^2] = 0.022 \quad (7.11)$$

L'écart-type des résidus, noté S s'obtient de

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [y_i - \hat{y}_i]^2}{n - (p + 1)}} = 0.148 \quad (7.12)$$

Cette quantité nous donne une estimation de la dispersion des y_i autour de la droite de régression $\hat{y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_{i1} + \hat{\beta}_2 x_{i2}$.

Tableau 7.1 : Tableau d'analyse de variance en régression linéaire

Statistique de la régression	
Coefficient de détermination multiple R^2	0.640
Erreur-type	0.034
Observations	205

	DDL	Somme des carrés	Moyenne des carrés	F
Modèle	2	SCR=18,123	CMR=9,061	563,087
Erreur	203	SCres=12,697	CMres=0,062	
Total corrigé	205	SCT=30,821		

Donc la variance des résidus est : $\sigma^2[e] = 0.0892 + 0.062 = 0.151$,

L'écart-type est donné par : $S = \sqrt{\sigma^2[e]} = 0.388$

7.1.5. Discussion des résultats :

a) Analyse de variance :

Une analyse de régression multiple s'accompagne toujours d'un tableau d'analyse de variance. Ce tableau permettra de tester si l'ensemble des variables explicatives a un effet significatif sur la variable dépendante. Il permettra également d'en déduire la variance de $\log(Td)$ au tour de l'équation de régression (c.à.d. L'estimation de la variance des erreurs σ^2), estimation qui sera subséquentement utile dans le calcul d'intervalles de confiance; on pourra également en déduire le coefficient de détermination multiple R^2 .

En régression linéaire multiple, le coefficient de détermination multiple R^2 , nous permet évaluer la qualité de l'ajustement linéaire de l'équation de régression entre la variable dépendante et l'ensemble des variables explicatives.

b) Tests d'hypothèses

– **Test de signification de la régression dans son ensemble (test de Fisher)**

On veut tester l'hypothèse selon laquelle les variables explicatives n'apportent, dans l'ensemble, aucune contribution significative dans l'exploitation des fluctuations de valeurs de $\log(Td)$.

Les hypothèses nulle et alternative que l'on désire tester dans le cadre d'un modèle de régression linéaire à quatre variables sont :

$$H_0: \beta_0 = \beta_1 = \beta_3 = 0$$

$$H_1: \text{Au moins un des } \beta_j \text{ est différent de zéro}$$

On aura donc recours au rapport des carrés moyens pour effectuer le test : Quotient des carrés moyens:

$$F = \frac{CMR}{CM_{res}}$$

Pour $p = 3$, $(n-p-1) = 205$ et au seuil de signification $\alpha = 0.05$, on obtient de la table de Fisher la valeur critique de F.

$$F_{0,05;6;198} = 4.41$$

Règle de décision : Rejeter H_0 si : $F > F_{\alpha;p;n-p-1}$

La valeur observée pour le rapport F (Quotient des carrés moyens) est donc : 563,087

Puisque $F > 4.41$ nous rejetons l'hypothèse H_0 et favorisons H_1 .

Selon les résultats du test, il apparaît vraisemblablement, au seuil 0.05, qu'au moins une des variables explicatives sinon les trois, apportent une contribution significative dans l'explication du nombre de pièces assemblées. Il y a au moins un des paramètres qui est significativement différent de zéro, d'où la signification de l'ensemble du modèle.

– **Test de contribution marginale de chaque variable explicative (test de Sudent)**

On veut tester si la contribution marginale de chaque variable explicative dans l'équation de régression multiple est significative. Ce test permet d'examiner si l'ajout d'une variable

explicative à la suite d'autres variables explicatives déjà dans l'équation de régression apporte une contribution significative. Il permettra donc de juger de la pertinence de chaque variable explicative comme si elle était la dernière variable introduite dans l'équation de régression. On parle donc de contribution marginale puisque l'on tiendra compte des variables déjà dans l'équation de régression.

Pour tester la contribution marginale de chaque variable dans le modèle, nous avons recours au tableau des estimateurs (Tab.7.3). Ce tableau regroupe les estimateurs de tous les coefficients, et leurs écarts types ainsi que le coefficient de Student correspondant.

Le test se fait comme suit : Au seuil de signification $\alpha = 0.05$, Il s'agit alors de tester les hypothèses suivantes :

$$H_0: \beta_j = 0 \quad j = 1, 2, \dots, k$$

$$H_1: \beta_j \text{ est différent de zéro.}$$

Sous l'hypothèse H_0 , l'écart réduit devient $b_j/S(b_j)$ qui est distribué selon la loi de Student avec $(n-p-1)$ degrés de liberté.

$$\text{Règle de décision : Rejeter } H_0 \begin{cases} \text{si : } t > t_{\frac{\alpha}{2}; n-p-1} \\ \text{si : } t < -t_{\frac{\alpha}{2}; n-p-1} \end{cases}$$

$(n-p-1 = 198)$, on est en présence d'un grand échantillon, donc d'après la table de la loi normale centrée réduite on trouve : $t_{0.025; 198} = 1.96$

En analysant le tableau des estimateurs, on peut dire que toutes les variables ont une signification marginale dans l'explication de la durée de la phase forte d'un séisme.

La forme finale de l'équation prédictive adoptée pour la durée de phase (T_d) prend la forme :

$$\log(T_d) = 0.0742 + 0.1375M_w + 0.02 \log R_{rup} \mp 0.388$$

7.1.6 Propriétés des estimateurs :

Pour établir un intervalle de confiance sur un paramètre de régression pour exécuter un test statistique sur l'un ou l'autre des paramètres β_i , nous devons caractériser la distribution d'échantillonnage de l'estimateur ponctuel correspondant. Il faut donc en connaître la forme, la moyenne et la variance. La caractérisation de chaque distribution d'échantillonnage est basée sur des hypothèses fondamentales des y_i (ou ε_i) et sur les propriétés des estimateurs.

Loi de distribution d'échantillonnage :

La distribution d'échantillonnage des estimateurs β_i est une distribution normale de moyenne $E(\beta_i) = \beta_i$ et de variance

$$Var(\beta_i) = \sigma^2(\beta_i) = \frac{\sigma^2}{\sum(x_i - \bar{x})^2} \quad (7.13)$$

Où $\sigma^2 = Var(y_i) = Var(\varepsilon_i)$.

Les fluctuations de l'écart-réduit $Z = \frac{\hat{\beta}_j - \beta_j}{\sigma_{\hat{\beta}_j}}$ suit une loi normale centrée réduite où :

$$\sigma(\beta_i) = \sqrt{Var(\beta_i)} = \frac{\sigma}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2}}$$

De la statistique en déduit que les fluctuations de l'écart-réduit $t = \frac{\hat{\beta}_j - \beta_j}{\sigma_{\hat{\beta}_j}}$ sont celles de la loi

de Student avec $(n-p-1)$ degrés de liberté.

$$t = \frac{\hat{\beta}_j - \beta_j}{\sigma_{\hat{\beta}_j}} \sim \mathcal{T}(n - p - 1)$$

Estimation de β_j par intervalle de confiance :

A partir de notre échantillon composé de 205 données y_i distribuées selon une loi normale de moyenne $E(y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2}$ et de variance σ^2 inconnue, on définit, en prenant comme estimation des β_i la valeur de coefficient de régression $\hat{\beta}_i$ un intervalle de confiance ayant un niveau de confiance $100(1-\alpha)\%$ de contenir la vraie valeur de β_i comme suit :

$$\hat{\beta}_i - t_{\frac{\alpha}{2}, (n-p-1)} \cdot s(\hat{\beta}_i) \leq \beta_i \leq \hat{\beta}_i + t_{\frac{\alpha}{2}, (n-p-1)} \cdot s(\hat{\beta}_i) \quad (7.13)$$

$t_{\frac{\alpha}{2},(n-p-1)}$ représente la valeur tabulée de la distribution de Student avec $(n-p-1)$ degrés telle que la probabilité que t soit compris entre $-t_{\frac{\alpha}{2},(n-p-1)}$ et $t_{\frac{\alpha}{2},(n-p-1)}$ est $(1-\alpha)$.

	Valeur	Ecart-type	t de Student	Borne inférieure (95%)	Borne supérieure (95%)
$\widehat{\beta}_0(\text{constant})$	0,074	0,037	2,029	0,002	0,146
$\widehat{\beta}_1$ de M_w	0,138	0,005	25,230	0,127	0,148
$\widehat{\beta}_2$ de $\log(\text{Rrup})$	0,200	0,014	13,990	0,172	0,228

Tableau 7.3 : Estimation des paramètres du modèle et leurs intervalles de confiance :

Estimation de $E(y_i)$ par intervalle de confiance (intervalle de confiance de la droite régression:

La droite bleu c'est estimation de notre modèle représenté en rouge que l'on cherche a estimé, donc la droite rouge est l'espérance de y $E[y]$ que l'on connaît pas, on va l'estimé avec la droite bleu \hat{y} .

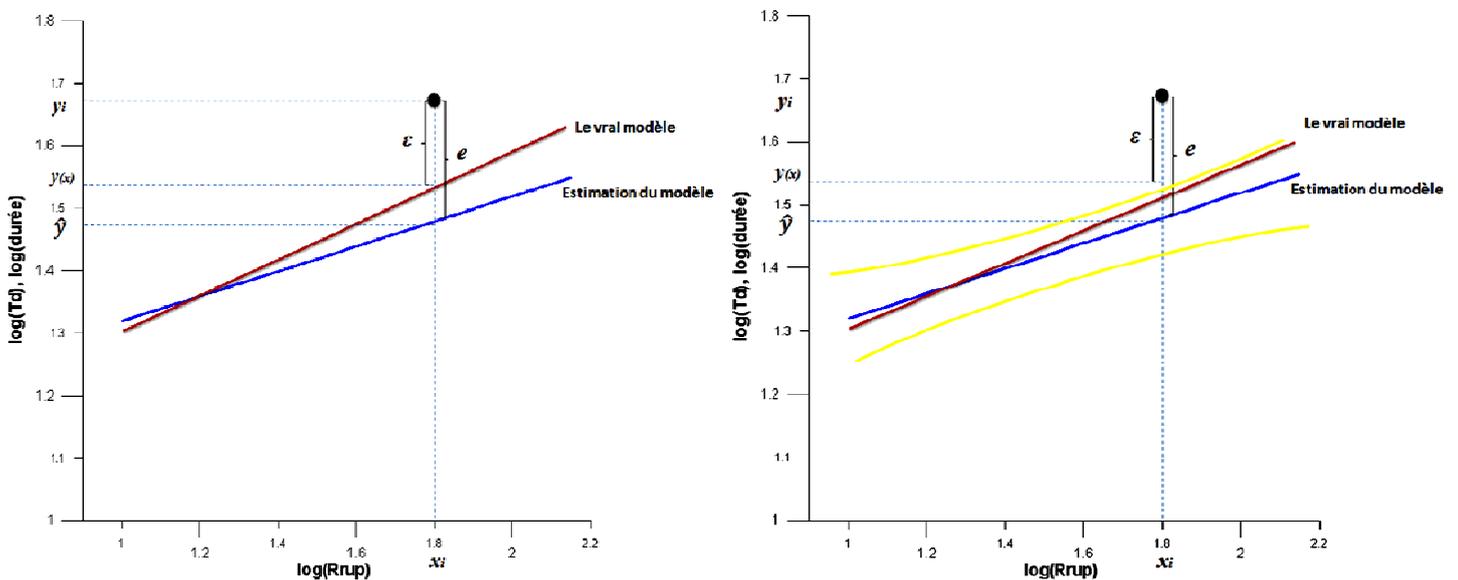


Figure 7.1 : ! Estimation et intervalle de confiance de la droite de régression.

Le résidu e peut être composé en deux : $e = \varepsilon + (y(x) - \hat{y}(x))$

Donc la variance de résidu est constituée de deux termes, la variance de l'erreur plus la variance de l'estimation $\hat{y}(x)$ $\sigma^2[e] = \sigma^2 + \sigma^2[\hat{y}(x)]$, parce que $y(x)$ n'est pas une variable aléatoire est une variable certain.

Ces deux termes vont définir deux types intervalle de confiance a partir les quelles on va pouvoir juger du caractère centrique de quelques observation

Avec l'hypothèse de normalité, $\hat{y}(x)$ appartenir à une loi normale centrée réduite pour un risque choisi à l'avance

$$-u_{\alpha/2} \leq \frac{\hat{y}(x) - y(x)}{\sigma[\hat{y}(x)]} \leq +u_{\alpha/2}$$

$$\hat{y}(x) - u_{\alpha/2} \cdot \sigma[\hat{y}(x)] \leq y(x) \leq \hat{y}(x) + u_{\alpha/2} \cdot \sigma[\hat{y}(x)]$$

Cette inégalité qui va constituer l'intervalle de confiance de la droite $y(x)$ (droite rouge) c'est-à-dire pour une valeur donné de x on peut déterminer l'intervalle de confiance de l'espérance de y , et quand x varie les bornes de cette intervalle varie comme indiquer en figure 7.1

On peut dire donc que notre modèle $y(x)$ a 95% de chance de se trouvé entre ces deux courbes pointillé en rouge

On ajoute la variance σ^2 de l'erreur à la variance de l'estimation $\hat{y}(x)$ pour obtenir l'intervalle de confiance des durées y_i ,

Dans la figure ci-après (7.2) on a représenté l'intervalle de confiance du modèle ainsi des durées y_i pour un intervalle de confiance de 95% pour les données d'un seule événement de celui de Chi-Chi qui a une magnitude 7.5 afin de pouvoir tracé le modèle en plan en fixant un paramètre et en fait varie les distance pour voir la tendance du modèle avec la distance.

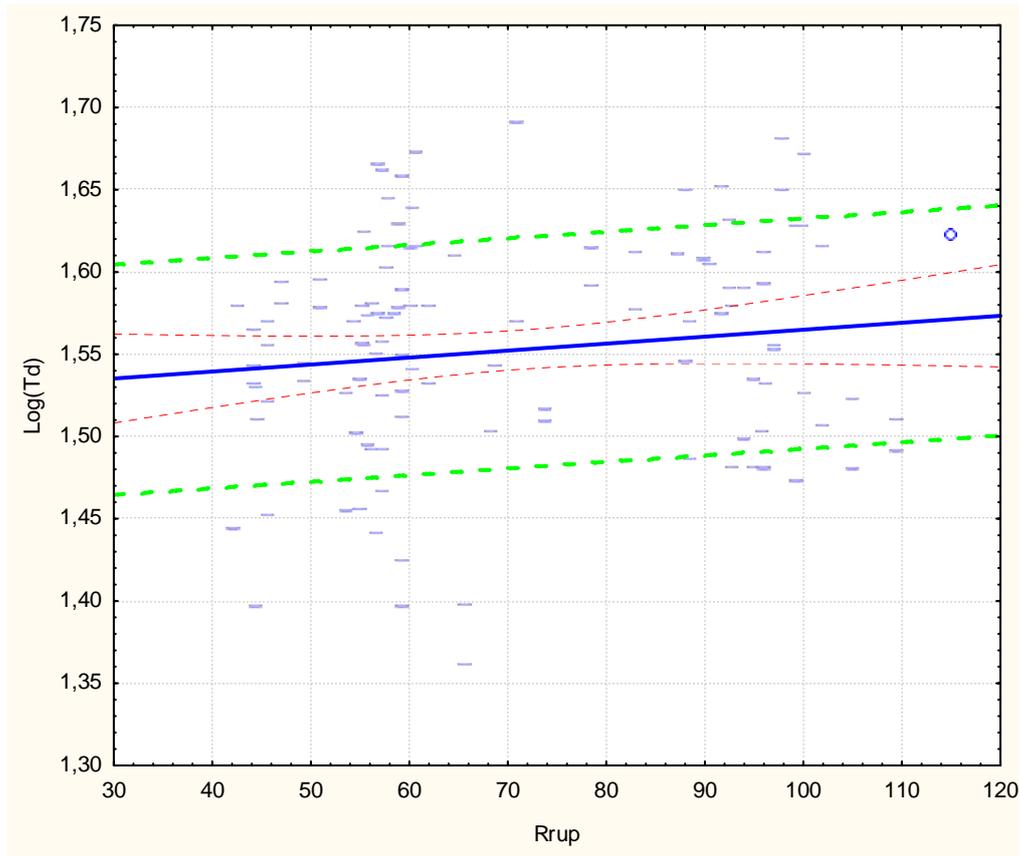


Figure 7.2 : Intervalle de confiance des données pour un risque de 95% en logarithme de durée pour le tremblement de terre de Chi-Chi 1999.

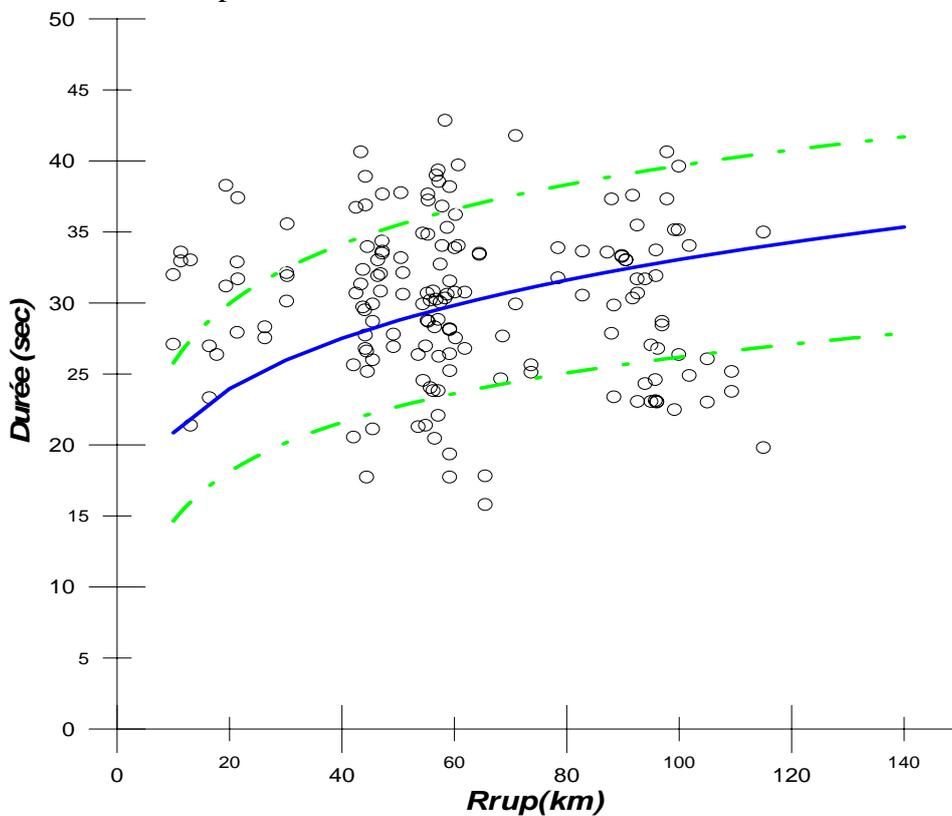


Figure 7.3 : le modèle et l'intervalle de confiance des durées pour un risque de 95% pour le tremblement de terre de Chi-Chi 1999

7.1.7. Effet des paramètres environnementaux sur la durée de phase forte :

Les figures (7.4 et 7.5) montrent respectivement l'effet de la distance la plus proche à la faille (R_{rup}) et le moment magnitude (M_w) sur la durée de phase forte (T_d) pour la formulation adoptée pour le modèle linéaire.

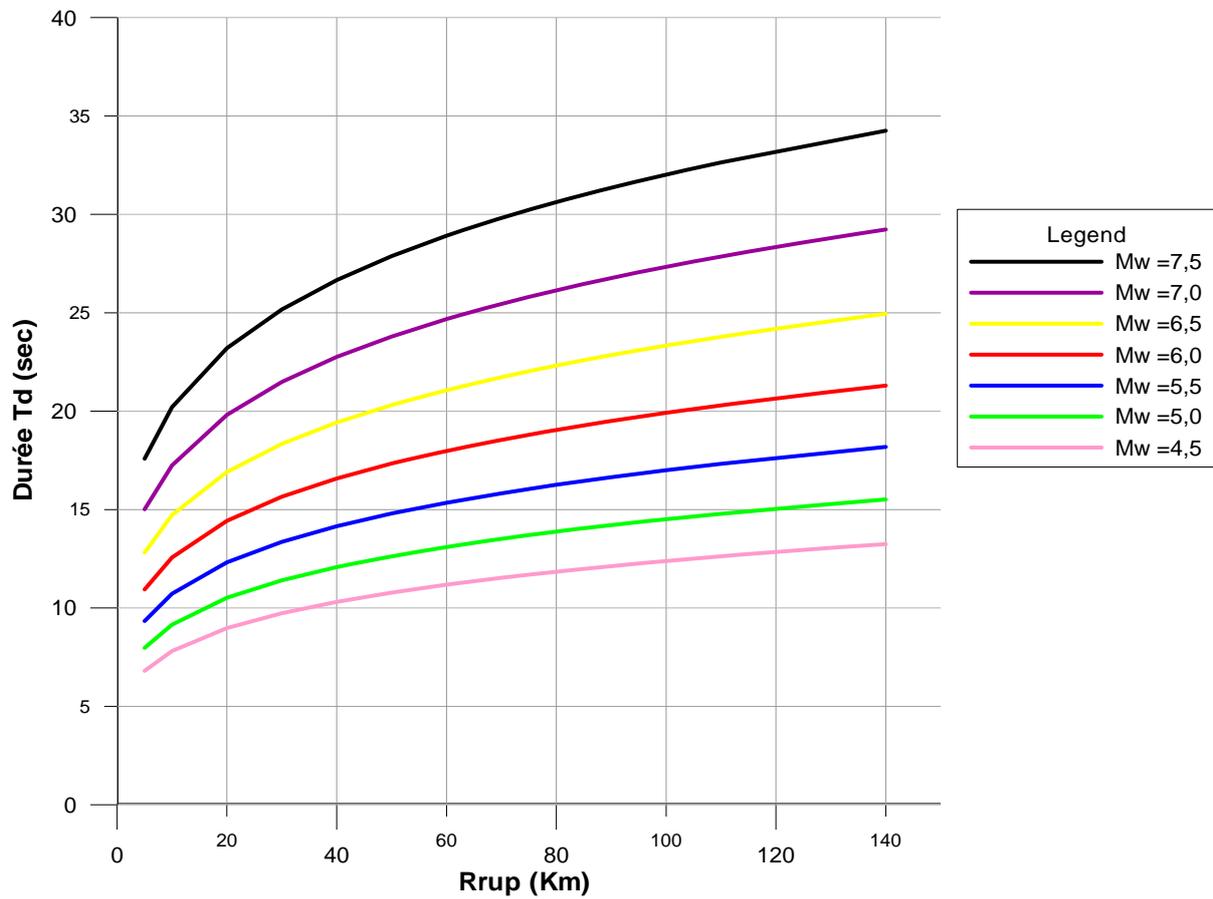


Figure 7.4 : Effet de la distance la plus proche au plan de rupture, (R_{rup}) sur la durée de phase forte (T_d).

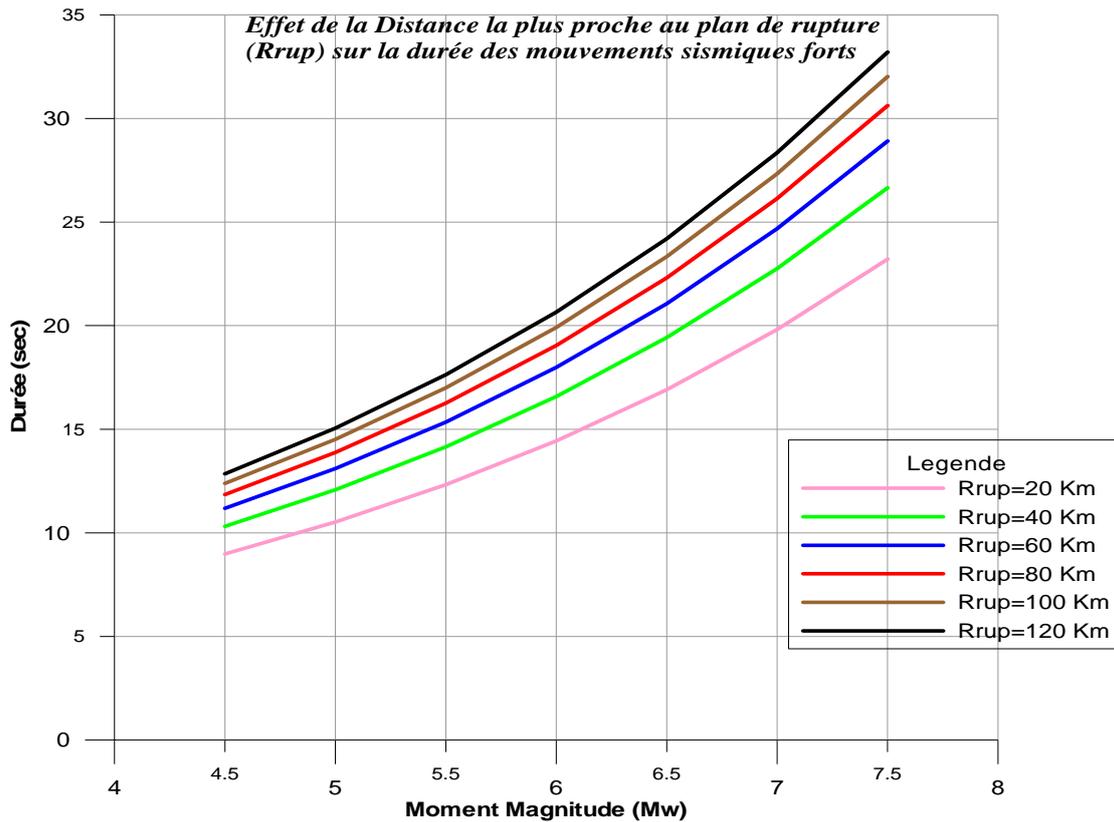


Figure 7.5 : Effet de la magnitude M_w sur la durée de phase forte T_d .

D'après la figure (7.4) On constate que :

- La durée augmente généralement avec la distance en champs proche ($R_{rup} \leq 20$), elle est d'autant plus longue à mesure que la taille de l'événement augmente, ce qui implique qu'elle a une forte dépendance avec les dimensions de la faille. Pour les champs lointains, pour une magnitude donnée la durée croît légèrement, elle augmente de 2 à 3 secs
- De plus, la durée cesse d'augmenter pour des grandes distances, ce qui explique un effet de saturation avec la distance ceci est dû au fait l'énergie libérée à partir d'un point sur la faille sismique va s'atténuer avant d'arriver au site.

La figure (7.5) montre que la durée de phase forte est étroitement liée à la taille de l'événement sismique. Nous avons constaté que pour des magnitudes inférieures 5,5, un effet de saturation avec la distance a été perçue, la durée croît d'autant moins vite, avec l'augmentation de la magnitude, indépendamment de la distance à la faille, elle est plus longue pour les grandes magnitudes.

CONCLUSION

CONCLUSION GENERALE

A la lumière de ces résultats, la durée n'est pas moins importante que l'amplitude maximale et le contenu fréquentielle d'un signal sismique dans l'étude dynamique des structures. D'ailleurs, cette présente étude a fourni des informations significatives concernant l'effet de la durée dans un site bien défini (site de sol meuble).

La durée du mouvement sismique fort du sol est identifiée, basons sur le concept que la partie des mouvements forts définie comme la période pendant laquelle le RMS, ou le taux moyen de l'énergie, est le plus élevé par rapport au reste d'enregistrement. La période de mouvements forts est déterminée en utilisant les taux de variation de la fonction cumulative de RMS. Le temps après lequel le taux moyen de l'énergie est toujours décroissant définition de McCann et Shah en 1979.

Des résultats de calcul de la durée des mouvements sismiques forts pour les composantes horizontales de 205 enregistrements d'accélération sont présentés et comparés aux résultats obtenus en utilisant d'autres définitions de la durée.

Il est souligné que les résultats obtenus en utilisant des définitions différentes du calcul de la durée des mouvements sismiques forts dépendent des objectifs fixés par les auteurs. Pour cette raison, toutes les comparaisons ou évaluations doivent être effectuées avec ces objectifs.

Un modèle linéaire est présenté pour la prédiction de la durée des mouvements sismiques forts à l'aide d'analyse de régression fondée sur des données fixées de la magnitude, la distance la plus proche au plan de rupture 'plan de faille' et l'effet de site. L'ensemble des données appliquées est tirée d'une banque de données accélérométrique mondiale des tremblements de terre de PEER.

La durée du mouvement sismique est augmentée avec la magnitude croissante et la distance, mais elle est fortement liée avec la magnitude. L'ajustement du modèle de régression pour l'ensemble des données enregistrées semble raisonnable. Cependant, on voit que les

incertitudes traduit par l'erreur résiduelle peuvent être important, ce qui correspond avec les conclusions d'autres chercheurs.

Le paramètre du tremblement de terre (la durée) présenté dans ce document constitue une des données de base requises pour simuler une excitation sismique aléatoire adaptée à l'analyse et la conception parasismique des structures de l'ingénierie moderne.

Cette étude peut être approfondie par l'intégration de nouvelles variables explicatives contrôlant de manière plus précise le processus de tremblement de terre. En effet, des variables contrôlant de manière plus fine la source sismique, la propagation des ondes et les caractéristiques du sol peuvent être intégrés à travers des modèles de régression multiple de sorte à en réduire les incertitudes et à produire une meilleure précision de la durée de la phase forte d'un tremblement de terre.

Références Bibliographique

Références bibliographique

- [1] **Abdolrahim Jalali et Vahid Hakimvand (2006)**, ‘Effect Of Ground Motion Duration on Seismic Response of Steel Mrf Structures’, 4th International Conference on Earthquake Engineering, Taiwan, October 2006, Paper No. 43.
- [2] **AFPS (2003)**, ‘ le séisme de 21 Mai en Algérie’, rapport préliminaire de la mission AFPS organisée avec le concours du ministère de écologie et développement durable,(MEDD/DPPR/SDPRM), France, 92p.
- [3] **ALAIN Pecker (1984)**, ‘Dynamique Des Sols’, Presse De l’Ecole Nationale Des Ponts Et Chaussées, ISBN 2-89578-072-6, année 1984.
- [4] **Amr S. Elnashai Et Luigi Di Sarno (2008)**, ‘Fundamentals of Earthquake Engineering’, 2008, John Wiley & Sons, Ltd, ISBN 978-0-470-02483-6, page1-46.
- [5] **André Filiatrault**, “ Éléments de génie parasismique et de calcul dynamique des structures”, Edition de l’Ecole Polytechnique de Montréal 1996,
- [6] **André PLUMIER (2006)**, “Constructions En Zone Sismique”, Edition 2006 Faculté des Sciences Appliquées Département d'Architecture, Géologie, Environnement & Constructions.
- [7] **Bijan Mohraz et Fahim Sadek, Ph.D.**, ‘ Earthquake Ground Motion and Response Spectra’, The Seismic Design Handbook 2nd Edition, Chapter 2, p 47-119,
- [8] **Bolt, B. A. (1973)**, ‘Duration of Strong Ground Motion’, 5th World Conference on Earthquake Engineering, Rome, 6-D, Paper No. 292.
- [9] **Bommer et Martínez Pereira**, 1999, ‘The effective duration of earthquake strong motion’, Journal of Earthquake Engineering 3 (2), 127-172.
- [10] **BOUAFIA Ali (2010)**, “ Introduction à La Dynamique des Sols, Tome 1 Principes de Base”, office des publications universitaires, ISBN 978.9961.0.1338.0, année 2010.
- [11] **BRUNE J.N. (1976)**, ‘The physics of earthquake strong motion, in C. Lomnitz and E. Rosenblueth, eds.; Seismic Risk and Engineering Decisions’, Elsevier Sci, Publ. Co., New York, 141- 177.

- [12] **CRAAG**, Centre de Recherches en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Alger
- [13] **Edén Bojórquez, Iunio Iervolino, Gaetano Manfredi, et Edoardo Cosenza (2006)**, “ Influence of Ground Motion Duration on Degrading SDOF Systems”, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, September 2006 Paper N° 425.
- [14] **Eduardo Reinoso et Mario Ordaz (2001)**, “Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture area and dominant site period”, Earthquake Engineering And Structural Dynamics, 2001, Volume 30: 653-673.
- [15] **Eurocode 8 (2005)**, “Calcul des structures pour leur résistance aux séismes, Partie 1 : Règles générales, actions sismiques et règles pour les bâtiments”, Norme Européenne, NF EN 1998-1 Septembre 2005.
- [16] **François Michel**, “Roches et paysages, reflets de l’histoire de la Terre”, Paris, Belin, Orléans, BRGM éditions, 2005, p.74
- [17] **Gail M. Atkinson and David Boore (2003)**, “Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions”, Bulletin of The Seismological Society of America, Vol. 93, N°4, pp. 1703-1729, August 2003.
- [18] **Gérald Baillargeon (1989)**, “Probabilités, Statistique Et Techniques De Régression”, Les éditions Science Mathématique Gestion SMG 1989, Université Québec.
- [19] **Gutenberg B. and C. F. Richter** “Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, Second paper”, Bulletin of The Seismological Society of America 1956. Volume 46, Issue 2, pages 105—145.
- [20] **Hiroo Kanamori et Tomas Kanks (1979)**, “A Moment Magnitude Scale”, Journal of Geophysical Research, Volume 84 N° B5, Page 2348-2350, May 10, 1979.
- [21] **J.Th Snaebjornsson et R. Sigbjornsson (2008)**, “The Duration Characteristics of Earthquake Ground Motion”, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, Octobre 12-17, 2008, Beijing, China.
- [22] **Jacques Betbeder-Matibet**, “Génie Parasismique Phénomènes sismique”, Volume 1 Edition 2003, LAVOISIER,
- [23] **Joaquim P. Marques de Sá (2007)**, “ Applied Statistics Using SPSS, STATISTICA, MATLAB and R”, Second Edition, Edition Springer 2007.

- [24] **Julian J Bommer et Alejandro MARTÍNEZ-PEREIRA**, “Strong Motion Parameters: Definition, Usefulness And Predictability”, année 2000, 12th World Conference on Earthquake Engineering (12WCEE), Auckland, New Zealand.
- [25] **Justin J. Kempton et Jonathan P. Stewar (2006)**, “Prediction Equations for Significant Duration of Earthquake Ground Motions Considering Site and Near-Source Effects”, *Earthquake Spectra*, Volume 22, No. 4, pages 985–1013, November 2006.
- [26] **Kenneth W. Campbell**, “Engineering Models of Strong Ground Motion”, *Earthquake Engineering Handbook*, Edition 2003, Edited by Wai-Fah Chen Charles Scawthorn.
- [27] **Kinoshita, S. (1998)**, “Kyoshin Net (K-Net)”. *Seismological Research Letters*, V69, N4, pp309-332.
- [28] **Kramer, Steven Lawrence (1996)**. “Geotechnical Earthquake Engineering”, Edition Prentice-Hall Civil Engineering and engineering mechanics series, 1996, ISBN.
- [29] **Lee V. M. (2002)**, Dept. of Civil Eng., Univ. of Southern California, Los Angeles, California, U.S.A” Empirical Scaling Of Strong Earthquake Ground Motion - Part II: Duration Of Strong Motion”, *ISET Journal of Earthquake Technology*, Paper No. 426, Vol. 39, No.4, December 2002, pp. 255-271.
- [30] **M. L. Sharma (1998)**, “Attenuation Relationship For Estimation of Peak Ground Horizontal Acceleration Using Data From Strong-Motion Arrays In India”, *Bulletin of the Seismological Society American*, volume 88, N° 4, pp 1063-1069, August 1988.
- [31] **Mc-Cann M.W Et Shah H. C (1979)**. “Determining Strong Motion Duration of Earthquake”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, BSSA, Vol. 69, N°4, 1979, 1253-1265.
- [32] **PIERINO Lestuzzi & MARC Badou**,” Génie Parasismique : Conception et Dimensionnement des Bâtiments”, Presses Polytechnique et universitaire Romandes 2008, ISBN 978-2-88074-747-3.
- [33] **Sheldon M. Ross (2004)**, “Introduction To Probability And Statistics For Engineers And Scientists”, Department of Industrial Engineering and Operations Research University of California, Berkeley, Third Edition 2004, Elsevier Academic Press.

- [34] **T. K. Datta (2010)**, “Seismic Analysis of Structure”, Indian Institute of Technology Delhi, India, Edition John Wiley & Sons 2011, ISBN 978-0-470-82461-0 (HB), Page 11-17, 83.
- [35] **Tomas Kanks et David Boore (1984)**, “ Moment Magnitude relation in theory and practice”, Journal of Geophysical Research, Volume 89 N° B75, Page 6229-6235 July 10, 1984.
- [36] **Trifunac MD, Brady AG. (1975)**, “A Study on the Duration of Strong Ground Motion”, Bulletin of the Seismological Society of America 1975, BSSA, volume 65 N°3, page 581-626.
- [37] **Trifunac, M.D. and Novikova, E.I. (1995)**. “Duration of Earthquake Fault Motion in California”, Earthquake Eng. Structural Dynamics, Vol. 24, No. 6, pp. 781-799.
- [38] **Trifunac, M.D., Hao, T.Y. and Todorovska, M.I. (2001)**. “On Energy Flow in Earthquake Response”, Report CE 01-03, Dept. of Civil Eng., Univ. of Southern California, Los Angeles, California, U.S.A.
- [39] **Vanmarcke, E.H., S.P. Lai (1980)**, “Strong Motion Duration and RMS Amplitude of Earthquake Records”, Bulletin of the Seismological Society American, volume 70, page 1293-1307.

ANNEXES

Annexe 01 : Historique de quelques séismes forts en Algérie (d'après le CRAAG)

Localité	Date	Io	M	Victimes	Observations
Alger	03.01.1365	Forte	Forte	Plusieurs	Destructeur : Alger complètement détruite. 100 répliques pendant la nuit. une partie d'Alger fut inondée
Gouraya	15.01.1891	X	7.5	0038	Destructeur : dégâts importants: Gouraya et Villebourg ont été complètement détruites. 53 immeubles et maisons détruits ou endommagés. Dégâts à Cherchell, kherba, Blida, El-Affroun, Mouzaia, Miliana et Orléansville. Mouvement vertical observé à Gouraya. Ressenti à Saida et Djelfa. Fortes répliques. Rayon macrosismique 200 kms
El Kalaâ	29.11.1887	IX-X (VIII)	6.5-7.5	0020	Destructeur : El Kalaâ et Dehba : une mosquée ainsi que plusieurs maisons ont été détruites. Thiouanet: importants dégâts (80 maisons ont été complètement détruites). Ressenti à Oran, Arzew, Relizane, Mostaganem et Mascara. Forte réplique ressentie quelques minutes après
Sour. el Ghouzlène (Aumale)	24.06.1910	X (VIII)	6.4/ 6.6	0030	Dégâts importants à El Euch, Tablat et Masqueray. Les villages de la plaine de Gachtulas ont été complètement détruits. Répliques ressenties complètement détruits. Répliques ressenties jusqu'en janvier 1911 fortes (20/08, M=4.8 et 07/01/1911, M=5.5).
A. el Hassan (Cavaignac)	25.08.1922	IX-X	5. 1	2	Destructeur : Cavaignac complètement détruite. Mouvement vertical observé (1m). Ressenti à Flatters Hanoteau, Ténès (VIII) et à Orléansville, Cherchell (VII).
El At -El Ab (Carnot)	07.09.1934	IX (VII)	5.0	aucune	Dégâts à Carnot, St. Cyprien et El- Attaf. Des glissements de terrain ont observés au Nord. Ressenti à Alger. 92 répliques entre 07-30/90
Béjaia	12.02.1960	VIII- IX	5.6	264	1000 maisons détruites .112 blessés.
Chlef (Orléans ville- El-Asnam)	09.09.1954	X-XI	6.7	1243	Destructeur : 20.000 habitations détruites. Effets observés: glissement de terrain et liquéfaction du sol. Mouvement vertical maximum (10) (1.33m) au voisinage de Ouled Abbas. Plusieurs répliques FM: 254,30,266.
M'sila	21.02.1960	VIII	5.6	47	Dégâts à Melouza. 88 blessés.
M'sila	01.01.1965	VIII	5.5	5	1300 maisons détruites. FM : 193,9,288
Mansourah	24.11.1973	VII	5.1	4	Dégâts à Mansourah, Medjana, El-Mehir et Theniet Enasr. 50 blessés.
Chlef	10.10.1980	IX	7.3	2633	Destructeur : 8369 blessés, 348 portés disparus, 6.778.948 sinistrés(*), 70% des habitations détruites. Une faille inverse sismogène a été observée (36km) Un mouvement vertical maximum (11) de 6 m a été mesuré entre Zebabdja et Ouled-Abbas Une forte réplique a été enregistrée une heure après le choc Principal (M=6.5)
Constantine	27.10.1985	VIII	5.9	0010	Peu de dégâts à El-Aria et Béni- Yakoub, plus de 300 blessés, plusieurs au voisinage du village d'El-Khroub. Ruptures de surface. Une faille de Coulissage. Plusieurs répliques pendant plus d'un mois. FM 217,84,19 ,5.2 1024
El Affroun	31.10.1988	VII	5.4	aucune	Nombreux dégâts.500 familles sinistrées et 5 blessés
Dj. Chenoua	29.10.1989	VIII	6.0	0022	Nombreux dégâts à Sidi-Moussa (près de la ville de Tipaza) (au voisinage de l'épicentre) et Nador. Peu de dégâts à Alger (la Casbah). Faille inverse. Plusieurs répliques durant 3 mois. FM: 246, 56, 86, 8.0 1024

Mascara	18.08.1994	VII	5,6	-	Ce séisme survenu la nuit, a été largement ressenti, l'intensité VII a été atteinte à Hacine et Shadlia, ou d'importants dégâts ont été occasionnées, des destructions ont été observés dans les villages avoisinants et ceci sur un rayon de 15 km autour de Hacine.
Alger	04.09.1996	VII	5,7		Ce séisme qui a été ressenti jusqu'à Dellys à l'Est, Menaceur à l'Ouest et Berrouaghia au Sud, a atteint l'intensité VII à Ain-Benian, Cheraga et Staoueli, appartenant à la région épiscopale. Le rayon macrosismique moyen est de 140 km.
Ain-Temouchent	22.12.1999	VII	5,8	Plusieurs	Ce séisme a atteint une intensité maximale de VII a occasionné dans la région Pléistoseiste qui regroupent Ain-Témouchent, Ain-Tolba, Ain-Kihal et Sidi-Ben-Adda, des dégâts matériels importants et la perte de plusieurs vies humaines, la surface macrosismique dépasse 260 km de rayon
Béni-Ouartilane	10.11.2000	VII	5,4	2	Ce séisme a occasionné dans la région pleistoseiste qui regroupe Béni-Ouartilane, Fréha et El-Main, des dégâts matériels et la perte de 02 vies humaines. Des fissurations superficielles des maisons en maçonneries traditionnelle ont été observées dans les localités citées ci-dessus.
ZEMMOURI	21/05/2003	X	6,8	2278	Destructeur Ce séisme a occasionné dans la région épiscopale qui regroupe principalement : BOUMERDES, ZEMMOURI, CORSO, TIDJELABINE, REGHAÏA, THENIA, BORDJ MENAÏL, SIDI DAOUD et DELLYS des dégâts très importants. Des immeubles et des maisons récemment construits ont été complètement détruits ou endommagés. On déplore aussi plusieurs milliers de blessés et 2278 morts. La localité de ZEMMOURI ville reste celle qui a subi le plus grand nombre des dégâts. Ce séisme survenu en début de soirée (18h 44 gmt) a été largement ressenti, à l'Est jusqu'à GUELMA, à l'Ouest jusqu'à Mostaganem, au Sud jusqu'à BISKRA et au Nord jusqu'aux larges des côtes espagnoles et françaises.

M=Magnitude ; Io=intensité maximale ; échelle Mercalli

CRAAG : Centre de Recherches en Astronomie Astrophysique et Géophysique