



LE POLE UNIVERSITAIRE
FACULTE TECHNOLOGIE
DEPARTEMENT GENIE
CIVIL



SPECIALITE STRUCTURE

Présenté pour l'obtention du diplôme de
MASTER

THEME:

Spectre de calcul spécifique à la région de
M'sila

Dirigé par:

Mr. Boulaouad . A

Université de M'sila

Encadreur

Présenté par:

Mezaache yousra.

Kherchi messaouda.

Année Universitaire: 2022/2023

Dédicaces

Nous dédions ce travail à:

À toute notre famille.

À tous nos proches.

À tous nos amis.

À tous ceux que nous aimons.

REMERCIEMENTS

D'abord et avant tout, remerciez Dieu le Grand qui nous a donné la volonté, le courage, la force et la patience d'accomplir cette œuvre.

Tout d'abord, nous tenons à exprimer notre profonde gratitude à notre enseignant et superviseur, M. Boulaouad Abdul Rashid, qui nous a donné confiance, assistance et soutien dans l'accomplissement de ce travail.

Et merci et appréciation à toutes nos familles
Qui ont été une source de confiance et de soutien, que Dieu vous sauve et vous bénisse.

Nous ne pouvons pas oublier de remercier tous les enseignants du département de génie civil, ainsi que tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'achèvement de notre travail.

ملخص

إن طيف التجاوب الحسابي الذي تعرضه القوانين الجزائرية المضادة للزلازل، هو وحيد وشامل لكل القطر.

ولكن المشروع الذي يطمح إلى إعداد طيف مناسب لكل منطقة ليس مستحيلا. يتناول موضوعنا في هذه الدراسة برسم طيف خاص بمنطقة المسيلة باستعمال التسجيلات الزلزالية الحقيقية المتوفرة. ويمكن تكميل النقص الموجود في التسجيلات المحلية بتسجيلات اصطناعية مهيأة بواسطة الحاسوب. وقدمنا التطبيق العددي على أمثلة بسيطة. الكلمات المفتاحية: الزلزال، تسارع الارضية، الاستجابة الزلزالية، طيف الاستجابة.

Résumé

La norme de réponse informatique des lois anti-tremblement de terre de l'Algérie est précise et complète pour l'ensemble du pays.

Cependant, le projet, qui aspire à développer un environnement adapté à chaque zone, est le bienvenu.

Notre sujet dans cette étude traite d'un dessin de conception spécial de la région de Msila en utilisant les clôtures sismiques réelles disponibles.

Mots-clés : tremblement de terre, accélération du sol, réponse sismique, spectre de réponse.

Abstract

The standard of computational response of Algeria's anti-earthquake laws is sharp and comprehensive for the whole country.

However, the project, which aspires to develop a suitable environment for each area, is a welcome one. Our subject in this study deals with a specific specific design drawing of the liquefied area using the available real seismic fences.

Keywords: earthquake, accelerogram , seismic response, spectrum response.

Problématique

En génie civil, on a besoin de définir des modèles mathématiques qui interprètent les séismes sous l'angle à la fois de l'action sismique (accélérogramme) et de la réaction de la structure à cette action par suite de ses caractéristiques mécaniques (période). On peut répondre à cette double exigence en utilisant la notion de "spectre de réponse" qui se réfère à l'énergie maximale absorbée par un oscillateur simple soumis à un séisme donné. Ce spectre est une interprétation graphique de la réponse maximale (en déplacements, vitesses ou accélérations) en fonction de la période T .

Pour des raisons d'ordre pratique, les codes sismiques proposent un spectre de réponse de calcul ayant une portée statistique résultant du lissage de plusieurs spectres correspondant à divers séismes de plusieurs régions. L'idéal serait de doter chaque région de son propre spectre. Dans ce cadre, des propositions ont été faites pour certaines régions du pays telles que la région d'Alger et celle de Constantine. La région de M'sila qui a une histoire sismique importante mérite elle aussi son propre spectre de réponse, c'est l'objectif de cette étude.

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

INTRODUCTION:

Chapitre1:

Notions préliminaires (séisme, spectre de réponse).

Chapitre1: Notions préliminaires (séisme, spectre de réponse).

1-1- Introduction:

Les séismes sont les risques naturels majeurs les plus meurtriers dans le monde, généralement associés à des dégâts considérables. Ils correspondent à une rupture superficielle ou profonde de roches résistantes. Au moment de la rupture, l'énergie libérée va se dissiper d'une part sous forme de chaleur et d'autre part, sous forme d'ondes qui se propagent à l'intérieur de la terre, se traduisant en surface par des vibrations du sol.

Il est malheureusement certain, que les séismes continueront à surprendre l'homme. La seule chose que nous puissions prédire avec certitude, c'est que plus nous nous éloignons du dernier tremblement de terre, plus nous nous en attendons du suivant. Faute de pouvoir, et pour longtemps encore sans sommes proches doute-prévoir ou empêcher les séismes, nous devons nous efforcer d'en limiter les dégâts. Cette démarche commence par la connaissance détaillée de l'action sismique à savoir : la naissance du séisme, la formation et la propagation des ondes, la représentativité des accélérogrammes et des spectres associés, etc.

L'aboutissement de toutes ces connaissances nous amèneront certainement à une construction parasismique [1].

1-2- Distribution mondiale des séismes:

Les tremblements de terre se produisent dans les régions actives du point de vue géologique (zones de subduction), les zones des dorsales océaniques et les régions de formation de chaînes de Montagnes. Ils se localisent dans les zones de limite des plaques tectoniques. Les zones où se produisent fréquemment des séismes sont dites ceintures sismiques.

On connaît trois principales ceintures sismiques à la surface de la terre

-La ceinture circum pacifique :

c'est la zone qui entoure l'océan pacifique. C'est la plus importante zone sismique à la surface de la Terre et libère plus de 80 % de l'énergie sismique de notre planète. Cette chaîne couvre le Chili, le Pérou, l'Amérique Central, la région des Caraïbes, le Mexique, Kamtchatka, le Japon, les Philippines, L'Indonésie, la NouvelleZélande.... Cette zone coïncide avec les zones de subduction et les foyers des séismes peuvent être profonds.

-La ceinture Alpo-himalayenne :

elle comprend la bande plissée allant des Açores la Birmanie en passant par l'Espagne, le Maroc, l'Algérie, l'Italie, la Turquie, l'Iran, Nord de Inde et l'Himalaya. La majorité des séismes de cette ceinture sont superficiels.

-La zone des dorsales océaniques :

des séismes sont localisés le long des dorsales océaniques. Ils sont en général imperceptibles étant donné qu'ils se produisent au milieu des océans[2].

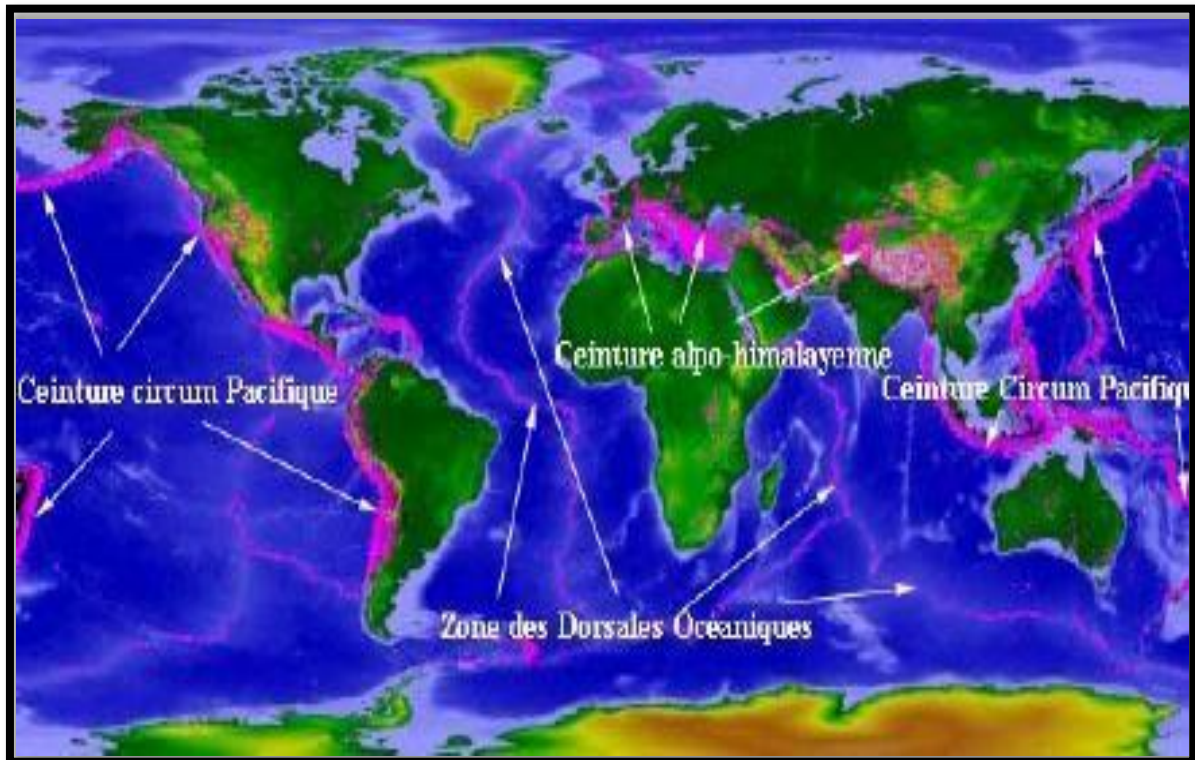


Figure 1-1: Carte de la distribution mondiale des tremblements de Terre. [2]

1-3-Définition le séisme:

La sismologie est l'étude des séismes (naissance, propagation et enregistrement). Cette science est relativement jeune (le premier enregistrement sismique date de 1889). Parallèlement, la connaissance du noyau terrestre s'est développée. La théorie de la tectonique des plaques, qui explique en partie la cause des tremblements de terre, a été émise dès 1910 par Wegener mais n'a pu être confirmée que dans la seconde moitié du XX^e siècle.

Un séisme ou tremblement de terre se traduit en surface par des vibrations du sol plus ou moins violentes et destructrices. Il provient de la fracturation des roches en profondeur. Celle-ci est due à l'accumulation d'une grande énergie qui se libère, en créant ou en activant des failles, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint. Les dégâts observés en surface sont fonction de l'amplitude, la fréquence et la durée des vibrations.

Les tremblements de terre restent un phénomène imprévisible. Les séismes font chaque année des dizaines des milliers de victimes morts et blessés dans le monde et provoquent des dégâts considérables.[3]

1-4- La structure interne de la terre :

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

Notre terre est une planète du système solaire. Elle a, à très, peu près, la forme d'un ellipsoïde de révolution un peu aplati aux pôles, dont les dimensions sont maximum 12756 Km, minimum 12714 Km. C'est donc pratiquement une sphère de quelque 6370 Km de rayon. Sa masse est de $5.977 \cdot 10^{24}$ Kg, et sa densité moyenne de 5.517 g/cm^3 . Cette dernière valeur comparée à la densité moyenne de 2.65 des roches superficielles montre que notre globe n'est pas homogène. Sa symétrie physique étant quasi sphérique, cette hétérogénéité se manifeste par une zonation concentrique, mise en évidence en particulier par la sismologie. Il existe en effet des couches séparées par des discontinuités marquées par une brusque variation de propagation des ondes sismiques. Les grands traits de la structure à laquelle on s'arrête actuellement sont les suivants, de haut en bas (Figure 1-2). (v_p est la vitesse des ondes p en Km/s, d la densité en g/cm^3).

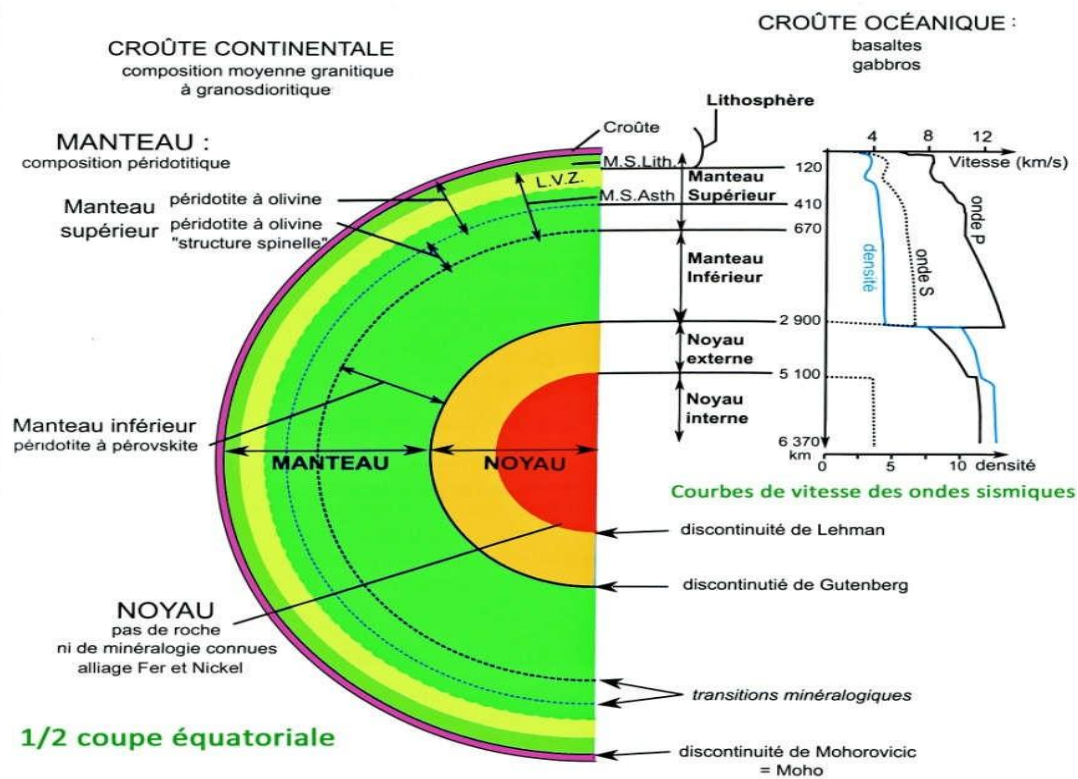


Figure 1-2: Structure interne et composition de la Terre. [4]

La croûte est la partie la plus superficielle, et est de nature différente selon qu'il s'agit d'un océan ou d'un continent.

*Croûte océanique dans laquelle on distingue, de haut en bas, sous une tranche d'eau de 4.5 Km en moyenne :

-Couche 1, composée de sédiments, épaisse de quelques kilomètres (près des continents), en moyenne, 300 m. $v_p = 2$; $d = 1.93$ à 2.3 .

-Couche 2, appelée parfois socle composé surtout de basaltes (couches basaltiques). Epaisseur : 1.7 ± 0.8 Km ; $v_p = 4$ à 6 Km/s ; $d = 2.55$ g/cm .

-Couche 3 (ou couche océanique) que l'on estime être composée de serpentines engendrées par hydratation du sommet du manteau.

Epaisseur $4.8 + 1.4$ Km ; $v_p = 6.7$; $d = 2.95$.

*Croûte continentale, à structure plus complexe et moins bien précisée, avec :

-Sédiments. Epaisseur : quelques kilomètres ; $v_p = 3.5$; $d = 2$ à 2.5 .

-Couche complexe, formée en grande partie de roches acides, avec probablement divers niveaux. Epaisseur : 20 à 70 Km, v_p variable, en moyenne 6.2 . On y a distingué parfois une couche granite (supérieure) avec $v_p = 5.6$ et $d = 2.7$, séparée par la discontinuité de CONCRAD d'une couche basaltique (inférieure) avec $v_p = 6.5$, mais cette distinction paraît aujourd'hui artificielle.

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

Le manteau a comme limite supérieure le Moho, et sa limite inférieure est à 2900 Km. On y distingue de bas en haut :

Le manteau supérieur, jusqu'à 700 Km, avec :

Une couche rigide (épaisse de 60 à 100 Km), base de la lithosphère.

$v_p = 8.0$; $d = 3.4$.

Une couche à moindre vitesse, plastique, sommet de l'asthénosphère, jusqu'à 200 Km ; $v_p = 7.8$; $d = 3.4$.

Une couche à $v_p = 8.5$, et $d = 3.5$ de 200 à 400 Km.

Une couche à $v_p = 10$, et $d = 4.0$ de 400 à 700 Km.

Le manteau inférieur ou mésosphère de 700 à 2900 Km, avec $v_p = 11$ à 14 , et $d = 4.5$ à 6 .

Le noyau, surtout composé de fer, de 2900 à 5100 Km de profondeur, avec $v_p = 8$ à 10.5 , et $d = 9.8$ à 12 . Il est séparé du manteau par la discontinuité de GUTENBERG.

La graine, formée également de fer mais aussi de nickel, de 5100 Km au centre de la terre (6370 Km) avec $v_p = 1.05$ à 11.3 , et $d = 12$ à 12.5 .

Il est à noter que les ondes S ne traversent pas le noyau qui, pour elles, réagit comme un liquide (Figure1-3).

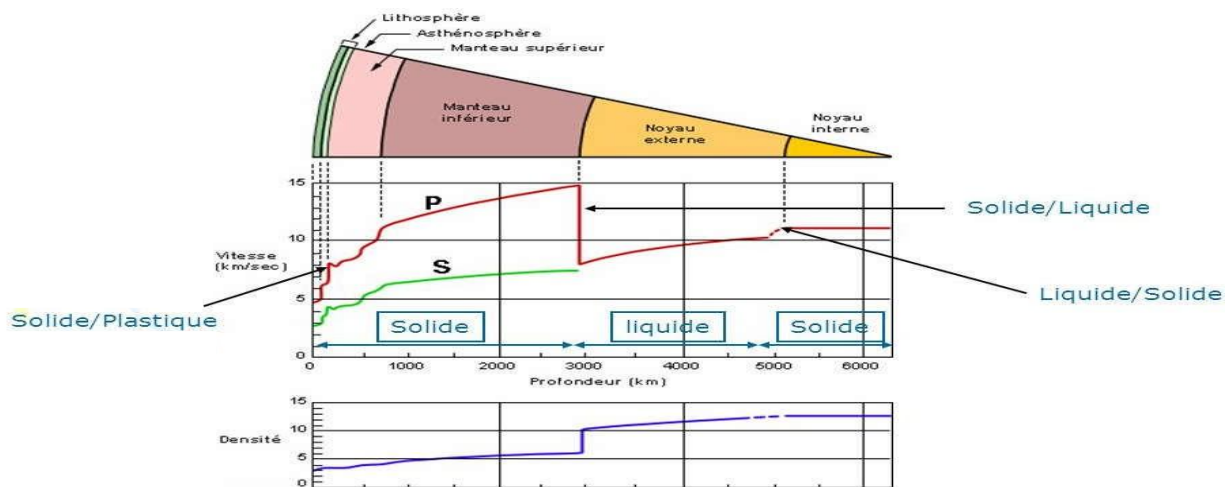


Figure1-3 : Variation de la densité et des vitesses des ondes sismiques dans le globe terrestre. [4]

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

Du point de vue de la tectonique de plaques, une distinction fondamentale est celle de lithosphère et d'asthénosphère, caractérisée par leurs propriétés mécaniques. La lithosphère forme une couche épaisse (Figure1-3), de 70 Km (sous les océans) à 150 Km environ (sous les continents). On la considère dans l'ensemble comme rigide, capable de résister sans déformation appréciable à des pressions de l'ordre de 10^7 pascals (environ 100 kgf/cm^2).

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

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

La différence fondamentale entre lithosphère et asthénosphère n'est pas dans leur composition chimique, mais dans le fait qu'à leur limite on se trouve à la température de fusion des roches qui composent le manteau. Si bien qu'on assiste en descendant à leur liquéfaction partielle, suffisante pour abaisser brusquement leur viscosité. Ce phénomène est bien marqué dans la couche à faible vitesse, mais va en s'estompant vers le bas du manteau supérieur qui se rigidifie de nouveau. [4]

1-5- Tectonique des plaques:

La compréhension du mécanisme responsable de l'activité sismique du globe terrestre est récente, puisque ce n'est qu'en 1968 que J. Morgan, D. McKenzie et X. Le Pichon ont formulé la théorie de la tectonique des plaques qui fournit un modèle cinématique cohérent des déformations de l'écorce terrestre. Le moteur de ces déformations est (figure 1-4) l'expansion des fonds océaniques (proposée en 1960 par H. Hess après l'échec d'autres tentatives d'explication de la « dérive des continents », imaginée en 1915 par Wegener) ; cette expansion, qui peut atteindre 170 mm/an pour les dorsales les plus actives, pousse les unes contre les autres, les différentes plaques rigides (une douzaine au total, figure 1-4) qui constituent l'écorce terrestre. Plusieurs types de mouvements peuvent résulter de ces affrontements entre plaques:

-la **subduction** :

c'est-à-dire la plongée d'une plaque sous une autre ce qui permet de compenser l'augmentation de surface plaque Nazca sous l'Amérique du Sud, ou de la plaque Philippines sous l'Eurasie au niveau du Japon.

-le **décrochement** :

c'est-à-dire le coulissage horizontal d'une plaque contre une autre, dont l'exemple le plus connu est la célèbre faille de San Andreas en Californie (contact entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord) .

la **compression**:

c'est-à-dire la collision frontale sans subduction qui se traduit par la formation de chaînes de montagnes, comme l'Himalaya, résultat de la collision des plaques Inde et Eurasie.

Ces mouvements relatifs entre plaques ne se font pas, en général, de manière progressive, mais par à-coups et chacun de ces à-coups constitue un séisme, plus ou moins intense suivant l'amplitude et la rapidité du mouvement, ainsi que l'étendue de la zone concernée.[5]



Figure 1-4: Mouvement des plaques tectoniques. [5]

Cette théorie de la tectonique des plaques est maintenant bien établie et fournit une explication immédiate des séismes qui se produisent au voisinage des limites des plaques (**séismes interplaques**). Si ce type de séisme représente effectivement la plus grande partie de l'activité sismique, qui est donc concentrée dans certaines zones bien définies, nous observons aussi des séismes, moins nombreux mais pouvant être violents, à l'intérieur de certaines plaques. Cette sismicité interplaque, plus diffuse et plus difficile à prévoir, il résulte de l'état de contrainte qui règne à l'intérieur des plaques du fait de leurs interactions mutuelles ; l'hypothèse des plaques parfaitement rigides ne constitue en effet qu'une première approximation, et celles-ci sont en réalité susceptibles de subir des ruptures locales sous l'effet des champs de contraintes qui agissent sur elles.[5]

1-6- types de failles:

- Failles normales:

Elles résultent d'un mouvement d'étirement entre deux blocs, elles se situent dans un contexte de divergence.

C'est le cas de la faille de San Andreas en Californie. [6]

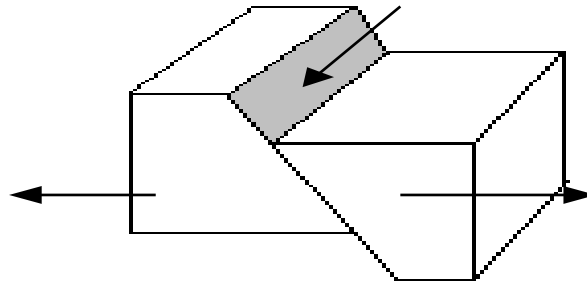


Figure 1-5: Failles normales. [6]

- Failles inverses :

Elles résultent d'un mouvement de compression entre deux blocs, elles se situent dans un contexte de convergence. Le séisme de Chlef en 1980 a résulté du mouvement d'une faille inverse. [6]

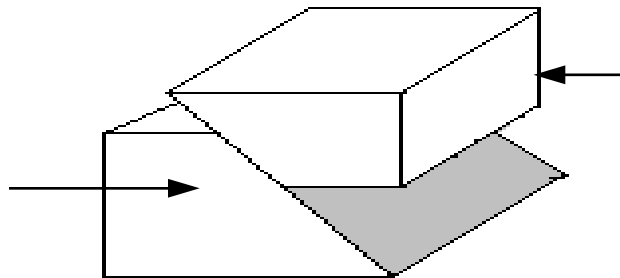


Figure 1-6: Failles inverses. [6]

- Failles en décrochement:

Elles résultent d'un glissement d'un bloc par rapport à un autre. [6]

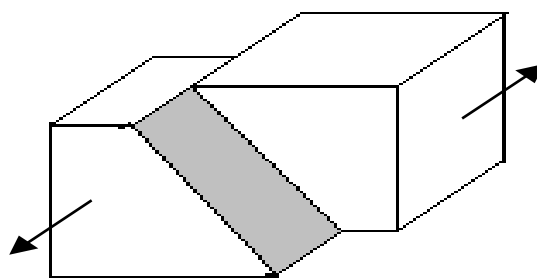


Figure 1-7: Failles en décrochement. [6]

Une faille ou une cassure se produit au niveau des zones de fragilité accrue et s'accompagne d'une libération instantanée de quantités importantes d'énergie élastique lentement accumulée, cette énergie se dissipe sous forme de radiation d'ondes sismiques et d'énergie transformée en chaleur.

L'endroit où se produit le séisme s'appelle *foyer* ou *hypocentre* et le point de la surface du sol directement au dessus est appelé *épicentre*, la distance entre le lieu

d'implantation d'une structure et l'épicentre est appelée *distance épacentrale*, elle est souvent utilisée pour estimer l'éloignement du site par rapport à la faille; on distingue des études en champ proche,intermédiaire et lointain (Figure1-8). L'hypocentre peut se situer à une profondeur très variable : de quelques kilomètres à plus de 100 km. [6]

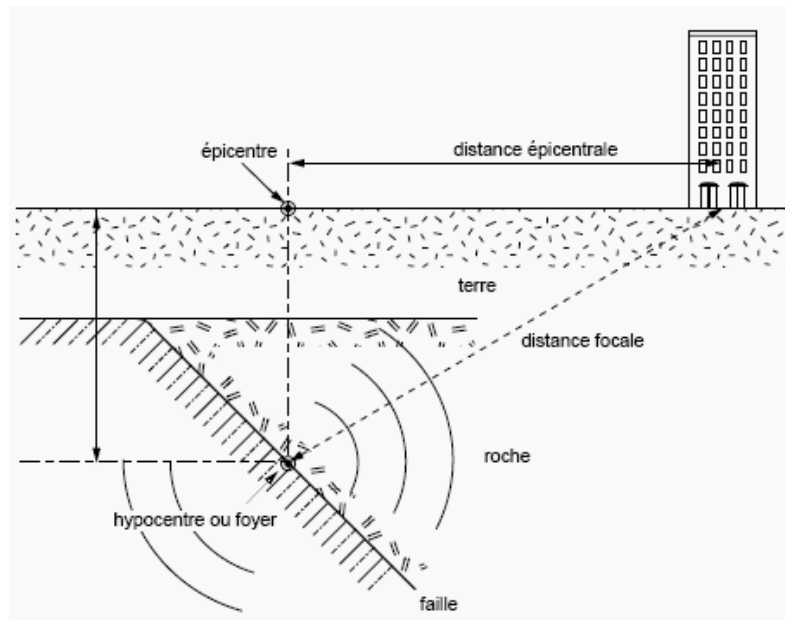


Figure1-8: *Eléments caractéristiques d'un séisme.*[6]

1-7- Les ondes de volume:

Les ondes P:

Les ondes P ou ondes Primaires sont des ondes de compression (ou longitudinales) : elles compressent puis dilatent successivement le sol, parallèlement à la direction de leur propagation. Ce sont les ondes les plus rapides pouvant atteindre jusqu'à 14km/s.

On les enregistre bien sur la composante verticale du sismomètre. [7]

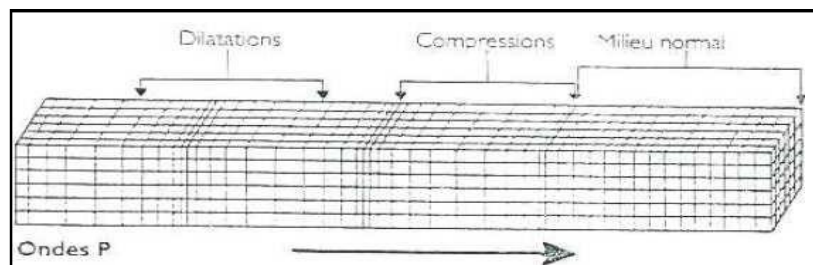


Figure 1-9: Ondes de type P. [7]

Les ondes S:

Les ondes S ou ondes Secondaires sont des ondes de cisaillement (ou transversales). A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. [7]

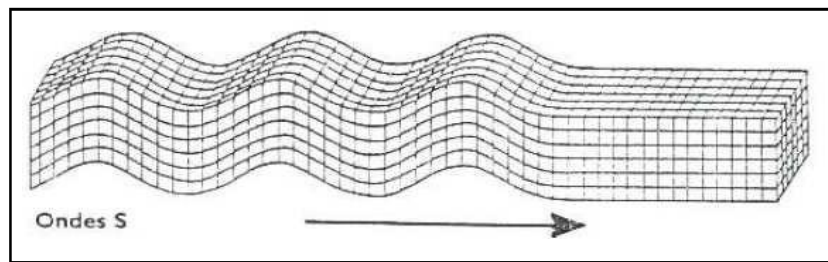


Figure1-10: Ondes de type S. [7]

Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P. Elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

Remarque : La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, (connaissant leur vitesse), à donner une indication sur l'éloignement du séisme. En confrontant les résultats de plusieurs stations, on peut alors localiser l'épicentre du séisme. [7]

Les ondes de surface:

Les ondes de surface ne sont pas créées au foyer comme les ondes de volume. En fait, lorsque les ondes de volume sont réfléchies sur les différentes discontinuités du globe, celles-ci sont modifiées et deviennent des ondes de surface. Ces ondes ont la particularité de ne se propager que dans la croûte et le manteau supérieur. Les deux types les plus connus sont les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices. [7]

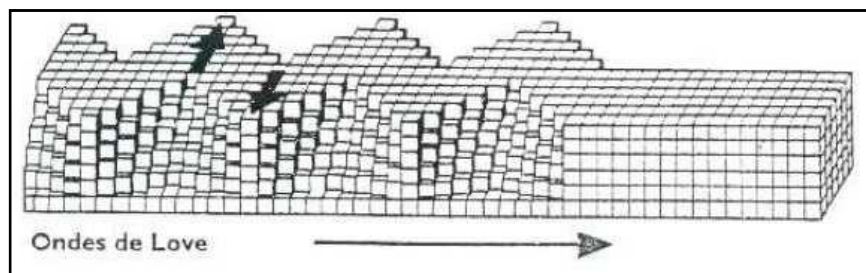


Figure1-11: Ondes de surface. [7]

1-8- Classification des séismes:

Les séismes sont classés selon:

Superficiels :

« les plaques lithosphériques ont une épaisseur moyenne d'environ 70Km, la majorité des séismes sont superficiels c'est à dire leurs foyers ne dépassent pas une profondeur de quelques dizaines de kilomètres (0-70Km).

Cette catégorie de séismes constitue la majorité des séismes destructeurs ». [8]

Intermédiaires:

« ce sont des ébranlements dont la profondeur des foyers est comprise entre 70 et 300 ou 350 Km, ils constituent environ 25% de la totalité des séismes ». [8]

Profonds:

« ils sont plus rare que les deux catégories précédentes et ne représentent qu'environ 5%.

Ils ont des foyers qui se situent entre 300 et 700 Km. On les distingue des autres types de séismes du fait qu'ils produisent des dégâts sur de grandes surfaces ». [8]

1-9- Magnitude et l'intensité:

-Magnitude M:

La notion de magnitude a été introduite en 1935 par le sismologue américain RICHTER.

Elle caractérise l'énergie libérée par la rupture de la faille dans la zone épiscopale. En pratique, la magnitude d'une secousse sismique est déterminée d'après les Enregistrements des mouvements du sol effectués en un certain nombre de points d'observation située à des distances quelconques de l'épicentre. La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistrée par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrélations tenant compte du type de sismographe utilisé, de la distance entre le séisme et la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement. Les corrélations permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour un même séisme. [9]

Magnitude	Energie en J
0	
1	
2	$\sim 10^3$
3	$\sim 10^6$
4	$\sim 10^9$
5	$\sim 10^{10}$
6	$\sim 10^{13}$
7	$\sim 10^{15}$
8	$\sim 10^{17}$
9	Sup à $\sim 10^{18}$

Tableau1-1: Echelle de magnitude de Richter [28].

- Intensité I (échelle de MERCALLI):

L'intensité I est mesurée par l'importance des secousses perçues, donc des dégâts occasionnés, qui seront principalement en fonction de la distance par rapport à l'épicentre et de la profondeur du foyer, mais aussi de la vulnérabilité des constructions. [9]

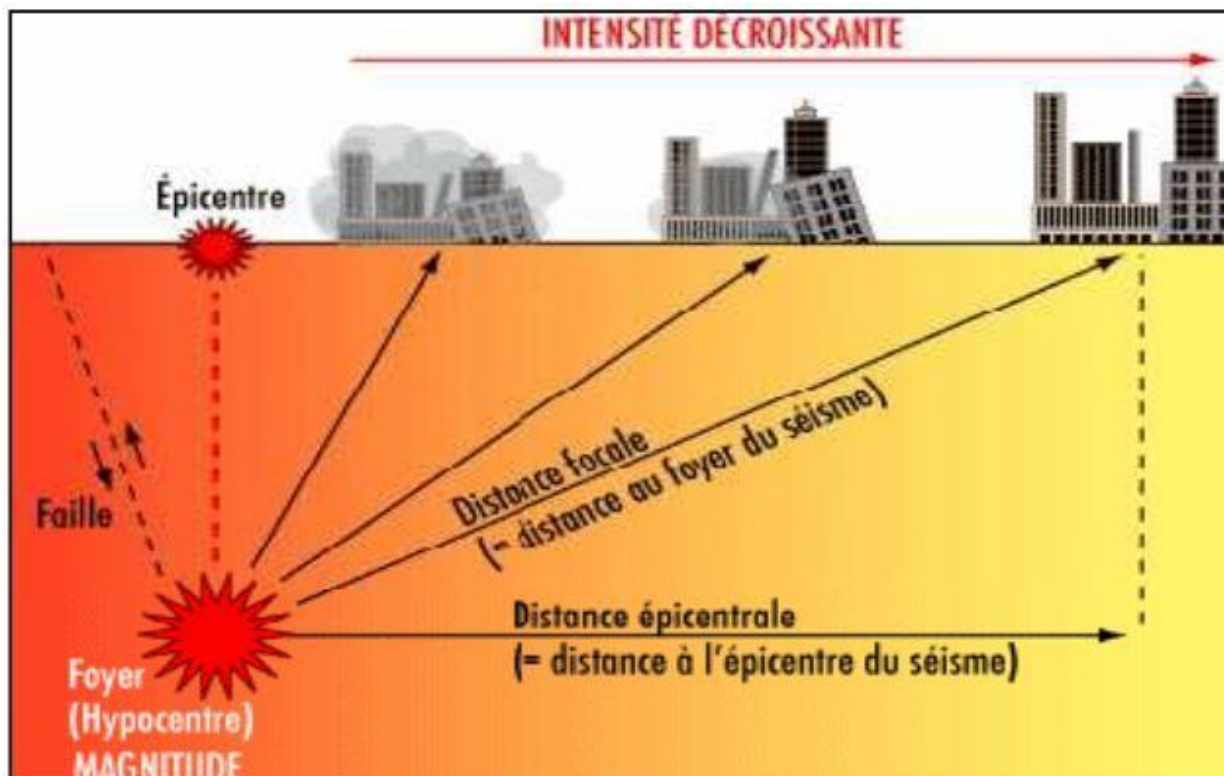


Figure 1-12: Relation Entre Magnitude Et Intensité. [9]

Intensité	Dégâts Matériels
Degré I	secousse imperceptible par l'homme, inscrite seulement par les sismographes.
Degré II	Secousse ressentie par un petit nombre de personne, surtout par ceux situés aux étages supérieurs des maisons
Degré II	Secousse faible ressentie par un certain nombre d'habitants, la direction et la durée de la secousse peuvent parfois être appréciées.
Degré IV	Ebranlement constaté par quelques personnes en plein air, mais beaucoup à l'intérieur des maisons; vibration de vaisselle, craquement des planchers et des plafonds.

Degré V	Ebranlement constaté par toute la population, réveil des dormeurs, ébranlement de meubles et de lits.
Degré VI	Des personnes effrayées sortent des habitations, tintement général des sonnettes, arrêt des pendules, vaisselle brisée, chute de plâtras.
Degré VII	Maisons légèrement endommagées. Lézardes dans les murs, chute de cheminées isolées en mauvais états, écroulement de minarets, de mosquéesou d'églises mal construites
Degré VIII	Sérieux dommages. Fentes béantes dans les murs, chute de la plupart descheminées, renversement ou rotation des statues, des monuments funéraires, fissures dans les pentes raides ou dans les terrains humides, chute de rochers en montagne.
Degré IX	De solides maisons en construction Européenne sont sérieusement endommagées. Un grand nombre rendu inhabitables, d'autres s'écroulent plus ou moins complètement.
Degré X	La plupart des bâtiments en pierre et en charpente sont détruits. Fentes dans les murs en brique, rails de chemin de fer légèrement en courbés, dommages aux ponts, tuyaux de conduites brisés, fentes et plis ondulés dans les rues, éboulement; l'eau des rivières et des lacs est projetée sur le rivage.
Degré XI	Destruction totale des bâtiments en pierre, des ponts des digues; larges

Tableau 1-2:Degrés D'intensité De L'échelle De Mercalli [29].

1-10- sismographes:

Il existe deux grands types de sismographes.

Les sismographes verticaux qui sont sensibles aux déplacements verticaux du sol

Les sismographes horizontaux qui sont sensibles aux déplacements horizontaux du sol.

Une station de détection sismique doit comporter trois sismographes : un sismographe vertical deux sismographes horizontaux orientés orthogonalement l'un à l'autre . [10].

Un sismographe doit comporter :

- un capteur de déplacement du sol très sensible.
- un transducteur qui transforme les déplacements en signaux électriques.
- un amplificateur qui multiplie par un facteur 100 ou 1000 le signal électrique issu du transducteur.
- un enregistreur qui inscrit les valeurs mesurées dans un fichier.
- un marquage du temps (horloge) qui doit être piloté par horloge atomique type GPS. [10]

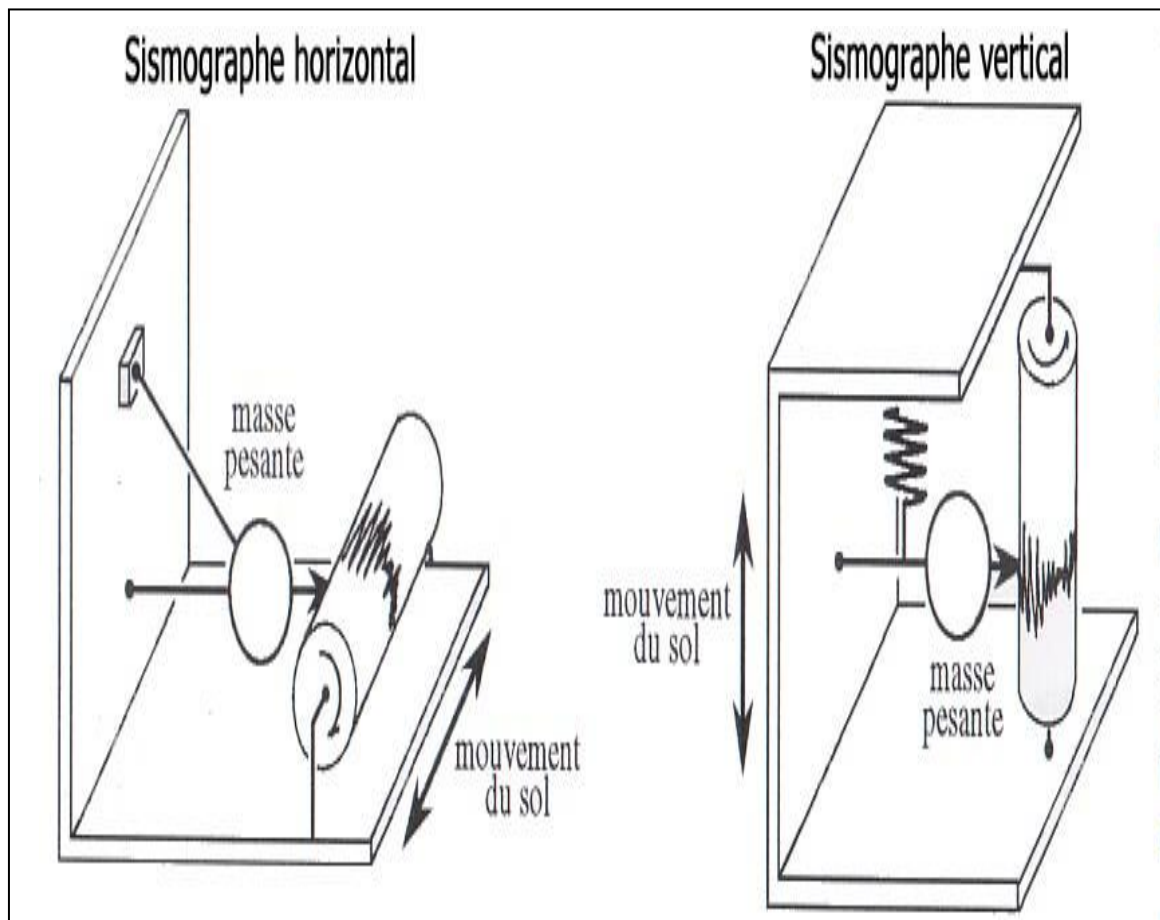


Figure1-13: types de sismographes. [10]

1-11-Conclusion le séisme:

Les séismes sont des phénomènes dévastateur qui résulte d'un mouvement des plaques tectoniques qui sont ressentis jusqu'à la surface de la terre et peut provoquer beaucoup de dégât. Il est impossible d'empêcher leurs apparitions. Beaucoup de scientifiques et de sismologues étudient ce phénomène pour essayer de les prévoir.

L'utilisation des outils sismographiques nous pouvons détecter un séisme. Il est possible de découvrir la façon contre les effets dévastateurs du séisme, par exemple en modifiant la construction des bâtiments pour qu'ils respectent les normes parasismiques. L'avenir permettra de prévoir les séismes avec une précision extrême mais une étude très approfondie est nécessaire. Ainsi l'homme pourra enfin faire face à un tremblement de terre. [11]

1-12-le spectre de réponse:

1-12-1-Introduction :

Parmi les catastrophes naturelles dont les conséquences directes et indirectes semblent les plus néfastes, les tremblements de terre viennent en première ligne en particulier pour les zones vulnérables comme le sont les zones fortement urbanisées. Face à une telle catastrophe humaine et économique, les êtres humains se sont mobilisés depuis longtemps pour la protection des vies humaines et la limitation des dommages matériels.

Malheureusement, il n'existe à l'heure actuelle aucun moyen fiable de prévoir où, quand et avec quelle puissance se produira un séisme. Les recherches sur la construction parasismique constituent un axe particulièrement important pour la prévention du risque sismique. Elle consiste à trouver de nouvelles méthodes et techniques de génie civil permettant aux constructions de résister au mieux aux tremblements de terre. Pour cela, une bonne connaissance du comportement des structures sous sollicitations sismiques est très importante.

L'objet de ce chapitre est, de faire ressortir les notions de base de calcul dynamique, qui constituent l'arrière-plan théorique indispensable pour prévoir correctement les conséquences d'une conception donnée, sur le comportement sismique des structures. Les sismographes, recueillent ces vibrations sous la forme d'accélération du sol en fonction du temps. [12]

1-12-2- La réponse sismique :

La réponse à un tremblement de terre d'un bâtiment d'un étage, assimilable à un système élémentaire, peut être obtenue à partir de l'intégrale de Duhamel ou de toute autre méthode d'intégration numérique. Notant que la force effective due à un tremblement de terre est donnée par le produit de masse m , par l'accélération

du sol, $\ddot{u}(t)$. C'est-à-dire $p(t) = -m\ddot{u}_g(t)$, d'après l'intégrale de Duhamel, on obtient: [13]

$$u(t) = -\frac{1}{\omega_D} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \sin(\omega_D(t-\tau)) d\tau \quad (2.1)$$

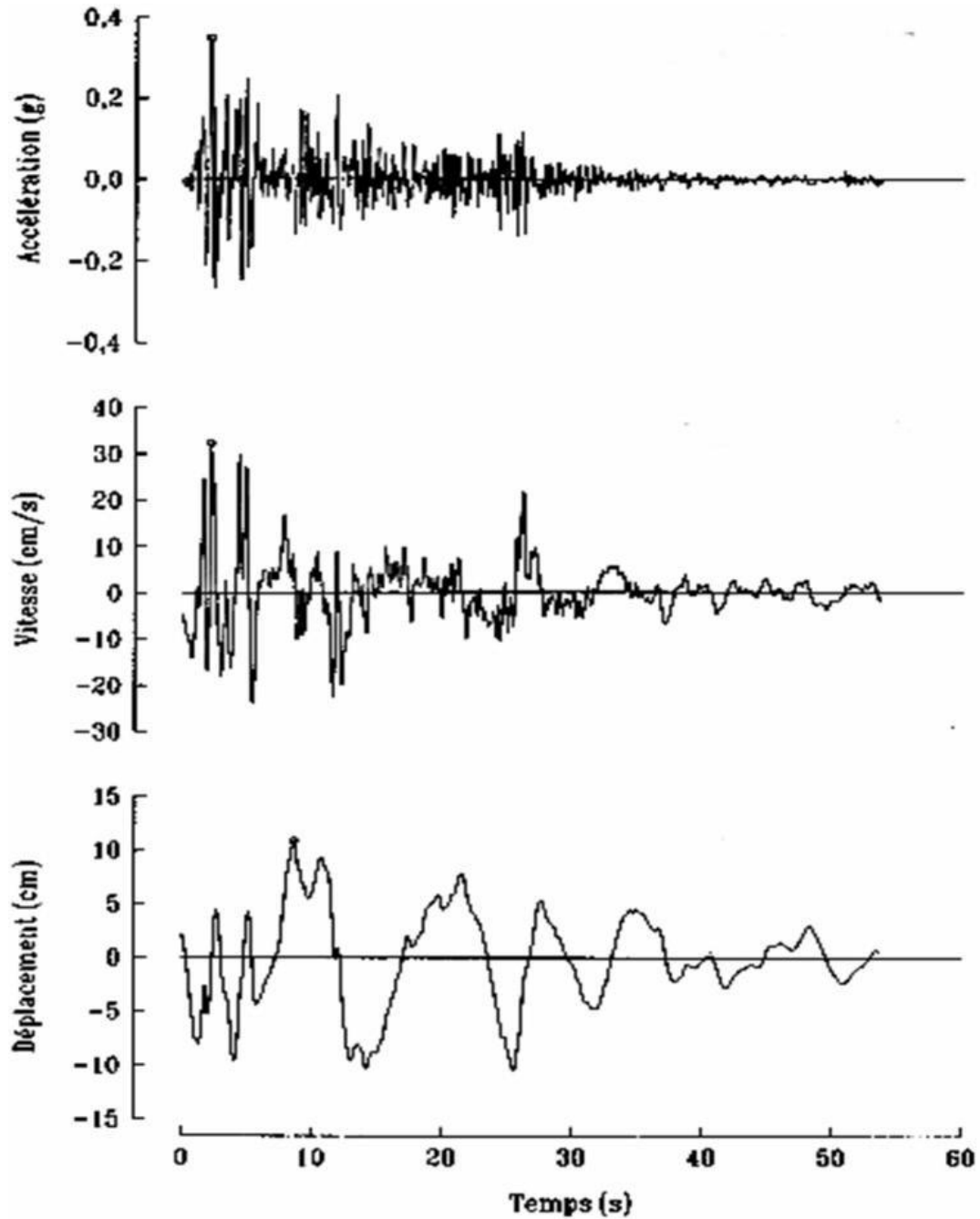


Figure1-14: Composante horizontale de l'accélération dans la direction nord-sud enregistrée à EL Centro, enCalifornie. [13]

L'historique de la vitesse relative est obtenu par dérivation de [13] (2.1)

$$u(t) = - \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi \omega (t-\tau)} \cos \omega_D (t-\tau) d\tau + \frac{\xi \omega}{\omega_D} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi \omega (t-\tau)} \sin \omega_D (t-\tau) d\tau \quad (2.2)$$

Pour trouver l'expression de l'accélération totale, écrivons l'équation de mouvement d'un système élémentaire à un mouvement de base

$$m \ddot{u}(t) + c \dot{u}(t) + k u(t) = 0 \quad (2.3)$$

Où $\ddot{u}(t)$ est l'accélération totale de la masse m , cette équation peut se mettre sous la forme suivante :

$$\ddot{u}(t) = -2\xi \omega \dot{u}(t) - \omega^2 u(t) \quad (2.4)$$

L'historique de l'accélération totale s'obtient en substituant les équations (2.1) et (2.2) dans l'équation (2.4). Nous avons :

$$\ddot{u}(t) = \frac{\omega(1-2\xi^2)}{\sqrt{1-\xi^2}} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi \omega (t-\tau)} \sin \omega_D (t-\tau) d\tau + 2\xi \omega \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi \omega (t-\tau)} \cos \omega_D (t-\tau) d\tau \quad (2.5)$$

1-12-3- Spectre de réponse :

Lors d'un dimensionnement sismique d'une structure, les ingénieurs ne s'intéressent qu'à la valeur maximum de la réponse de cette structure.

Le spectre de réponse, n'est représentatif d'aucun mouvement sismique réel mais donnera la réponse la plus défavorable du système. Il permet par une simple lecture d'évaluer le déplacement maximum, donc l'effort maximal.

Pour ce raison le spectre de réponse est utilisé pour caractériser l'effet des tremblements de terre sur les structures. Par contre, le spectre ne fournit pas la valeur du temps à laquelle se produit le déplacement maximum, pour certaines applications, on doit donc recourir à l'emploi direct de l'accélérogramme. Pour un paramètre de réponse quelconque, On a :

$$r_{max} = \max_t (|r(t)|) \quad (2.6)$$

Où l'indice max désigne la valeur maximum de la réponse dans le temps. Pour un système élémentaire, la courbe de la valeur maximum d'un paramètre de réponse quelconque (déplacement, vitesse ou accélération) en fonction de la période naturelle où fréquence est appelée un spectre de réponse. Les spectres de réponse sont définis par les expressions suivantes: [14]

Spectre de déplacement relative:

$$SD(\omega_D, \xi) = \max_t |u(t, \omega_D, \xi)| \quad (2.7)$$

Spectre de vitesse relative:

$$SV(\omega_D, \xi) = \max_t |\dot{u}(t, \omega_D, \xi)| \quad (2.8)$$

Spectre d'accélération absolue:

$$SA(\omega_D, \xi) = \max_t |\ddot{u}(t, \omega_D, \xi)| \quad (2.9)$$

Pour un séisme, les spectres de réponse sont donc des fonctions de la fréquence et de l'amortissement. Ils sont représentées sous forme de graphes pour des taux d'amortissement donnés sur une large bande de fréquences. Pour une fréquence naturelle et un taux d'amortissement donnés, la valeur de déplacement relatif maximum est obtenue par l'équation suivante :

$$SD(\omega, \xi) = \max_t \left| -\frac{1}{\omega_D} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \sin \omega_D(t-\tau) d\tau \right| = \max_t |D(t)| \quad (2.10)$$

Dans laquelle D(t) est l'historique du déplacement relatif de la masse donné par l'équation (2.1).

$$D(t) = -\frac{1}{\omega_D} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \sin \omega_D(t-\tau) d\tau \quad (2.11)$$

De même, pour une fréquence et un taux d'amortissement donnés, la vitesse relative maximum est obtenue par l'expression suivante :

$$SV(\omega_D, \xi) = \max_t \left| -\int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \cos \omega_D(t-\tau) d\tau + \frac{\xi\omega}{\omega_D} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \sin \omega_D(t-\tau) d\tau \right| \quad (2.12)$$

Et l'accélération absolue maximum est obtenue de l'équation :

Et l'accélération absolue maximum est obtenue de l'équation :

$$SA(\omega_D, \xi) = \max_t \left| \frac{\omega(1-2\xi^2)}{\sqrt{1-\xi^2}} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \sin \omega_D(t-\tau) d\tau + 2\xi\omega \int_0^t \dot{u}_g(\tau) e^{-\xi\omega(t-\tau)} \cos \omega_D(t-\tau) d\tau \right| \quad (2.13)$$

1-12-4- Spectre de calcul :

Lorsqu'il s'agit de déterminer le spectre de réponse à prendre en compte pour le calcul des ouvrages en un site donné, il est bien entendu exclu d'utiliser un seul accélérogramme, même si par chance il a été enregistré au voisinage du site.

Il convient donc de déterminer un spectre de calcul qui sera l'enveloppe d'un ensemble de spectres correspondant à des accélérogrammes convenablement enregistrés dans des sites comparables au site étudié.

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

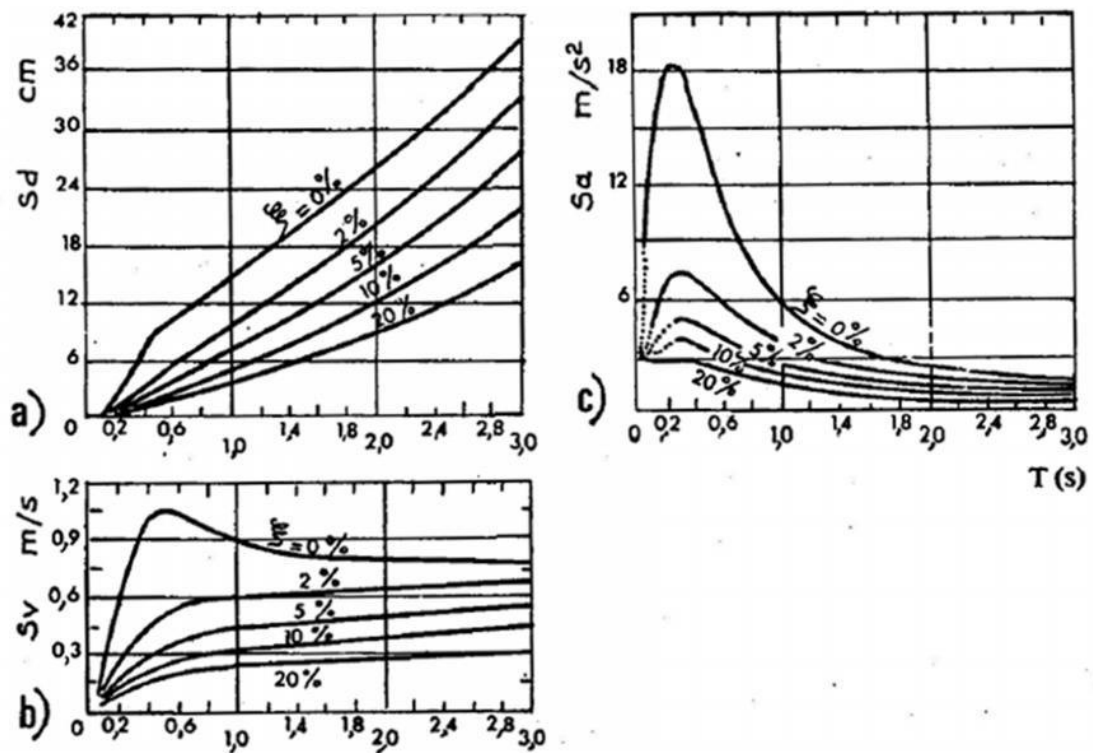


Figure1-15: Spectre de calcul

a) spectre de déplacement Sd,

b) spectre de vitesse S_v

c) spectre d'accélération S_a . [15]

De ce traitement des accélérogrammes découle un intérêt pratique évident, on peut déterminer, immédiatement et par simple lecture graphique, le déplacement et l'accélération maximaux d'un système quelconque, il suffit de connaître le coefficient d'amortissement ζ et la période propre T . [15]

1-12-5- Influence du sol sur le spectre de réponse :

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

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

Pour une même secousse sismique les spectres seront donc différents selon qu'ils correspondent à un affleurement rocheux ou à un dépôt sédimentaire. [15]

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

En effet, si l'on se trouve en présence d'une importante formation de sols meubles, on peut considérer que la perturbation sismique est principalement propagée par le sol rocheux situé en profondeur, dans lequel elle voyage plus vite et ne subit qu'un amortissement relativement faible.

En conséquence, lorsqu'il s'agit de choisir un spectre pour un site donné, il est très important de connaître la nature du sol, puisque les sols durs transmettent de préférence les hautes fréquences et les sols mous les basses fréquences. [16]

1-12-6- La période :

Considérons l'accélérogramme enregistré à la station de Lake Hughes pendant le séisme de Northridge en 1994 (figure 1-16) et examinons la réponse d'un oscillateur de pourcentage d'amortissement fixe, égale à 2%, et de période propre T variable. Cette réponse calculée par l'intégrale de Duhamel.

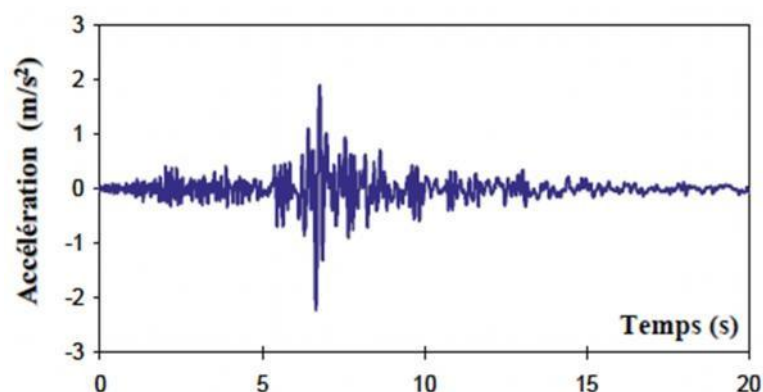


Figure1-16: Accélérogramme de Lake Hughes (Northridge 1994). [17]
L'examen de la figure 1-17 :

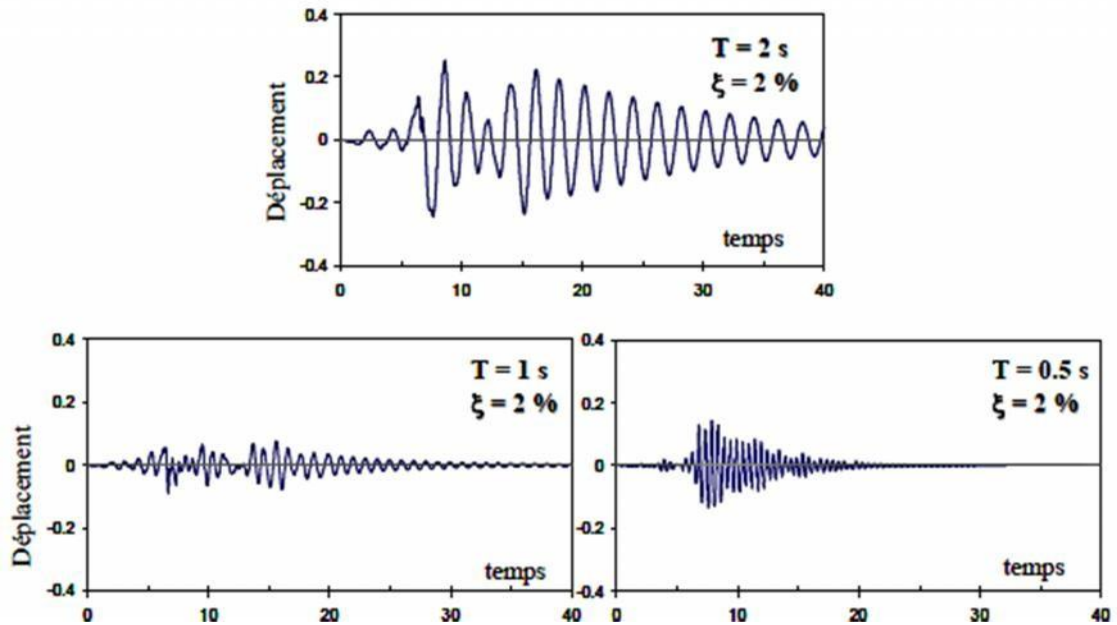


Figure1-17: Influence de la période sur la réponse de l'oscillateur. [17]

On observe également que parmi les trois graphes, celui avec la période la plus longue possède la réponse en déplacement la plus élevée [17].

Chapitre2:

Les séismes en Algérie

Chapitre2: Les séismes en Algérie.

2-1-HISTORIQUE DE LA SISMICITE EN ALGERIE:

En Algérie, une banque de données sismologique, établie par le CRAAG, recense les tremblements de terre les plus violents, de magnitude 5 + , classée en fonction de la date, de lamagnitude et des dégâts humains et matériels. Parmi les plus notables, voici une liste des séismes qui ont frappé le pays depuis 1365. [18] Tableau 1-3 :

Localité	Date	Magnitude Ou Intensité	Dégâts
Alger	03/01/1365	Forte	Plusieurs victimes.
Alger-Mitidja	03/02/1716	X	20 mille morts, Alger détruite
Oran	09/10/1790	IX-X	2 mille morts, ressenti à malte
Blida	02/03/1825	X	7 mille morts, destruction de blida.
Jijel	22/08/1856	X	le port est détruit par un raz de marée avec des vagues de plusieurs mètres de hauteur.
Gourara	15/01/1891	X	38 morts, dégâts importants. Rayon macrosismique 200 km
Sour.El. Ghozlan	24/06/1910	IIX6.4	30 morts. Dégâts importants. Répliques ressenties jusqu'en 1911.
Aïn ElHassan (ElAsnam)	25/08/1922	IX-X5.1	Cavaignac complètement détruite. Mouvement vertical de 1m.
(Carnot) (El-Asnam)	07/09/1934	IX	Dégâts à Carnot, St. Cyprien et El-Attaf. Des glissements de terrain.. 92 répliques enregistrées.
M'SILA	12/02/1946	5,6	264 morts, 1000 maisons détruites.
Orléanville (El Asnam)	09/09/1954	X-6,7	1243 morts.20.000 habitations détruites. Glissement de terrain liquéfaction du sol. Mouvement vertical maximum de 1.33m voisinage d'Ouled Abbas. Plusieurs répliques.
M'sila	21/02/1960	VIII-5,6	47 morts et 88 blessés.
M'sila	01.1.1965	VIII-5.5	5 morts, 1300 maisons détruites.
Mansoura	24.11.1973	VII-5,1	4 morts, 50 blessés.

El Asnam	10.10.1980	IX-7,3	2633 morts, 8369 blessés, 348 portés disparus, 6.778.948 sinistrés, 70% des habitations détruites. Une faille inverse a été observée de 36km. Un mouvement vertical maximum 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	10 morts, > 300 blessés Peu de dégâts. Ruptures de surface. Une faille de Coulissage.
El Affroun	31/10/1988	VII-5,4	5 blessés, nombreux dégâts.500 familles sinistrées.
Chenoua	29/10/1989	VIII-6,0	22 morts, Nombreux dégâts à Sidi-Moussa. Peu de dégâts à Alger. Faille inverse. Plusieurs répliques durant 3 mois.
Mascara	18/08/1994	VII-5,6	171 morts, importants dégâts à Hacine et Shadlia .
Alger	04.09.1996	VII-5,7	Rayon macrosismique moyen de 140 km
Ain-Temouchent	22/12/1999	VII-5,8	28 morts, plusieurs maisons détruites. Rayon macrosismique \geq 260 km
Béni-Ouartilane	10/11/2000	VII-5,4	2 morts, fissurations dans les maisons en maçonnerie.
Boumerdès	21/05/2003	X-6,8	2278 morts, , 10 261 blessés, 119 000 personnes sinistrés. un raz de marée (mini tsunami) qui est arrivé jusqu'aux Baléares.
Laâlam (Kherrata)	20 /03/2006	5.8	4 morts, 68 blessés, 140 habitations endommagées.
Touggourt	08/07/2007	5.1	habitations endommagées.
Mostaganem	08/08/2007	5.1	habitations endommagées.
Médéa	22/08/2007	5.2	habitations endommagées.

Béni Ilmane (M'sila)	14 mai 2010	5.2	habitations endommagées.
-------------------------	-------------	-----	--------------------------

Tableau2-1: liste des séismes. [18]

2-2- Historique de la sismologie Algérienne en 5 période:

Dans ce qui suit, il s'agira de présenter l'historique de la sismologie en Algérie. Pour des raisons didactiques, nous avons découpé près d'un siècle et demi des travaux sismologiques en Algérie en cinq périodes. [19]

Première période (1847–1906) :

Alexis Perry, Chesneau, F.de Montessus de Ballore, le bulletin du service météorologique d'Algérie et le C.R.A.S .

La sismicité en Algérie a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs, dès 1847, Alexis Perry publia des notes sur les tremblements de terre en Algérie de 1844 à 1855, de 1854 à 1855, de 1856 à 1871.

M.Chesneau publie, en 1892, une note sur les tremblements de terre les plus importants de la période 1716–1887.

C'est à la même date que F.de Montessus de Ballore publie quelques commentaires sur les nombre de séismes ressentis en Algérie.

Dans les comptes rendus de l'académie des sciences (CRAS) à propos des secousses sismiques en Algérie. Des listes de séismes ont également été dressés dans le Bulletin du service Météorologique d'Algérie de 1889 à 1908. [19]

Deuxième période (1910–1931) :

la station sismologique d'Alger Bouzaréah (ABA), le service Météorologique de l'Algérie et A.Hée.

A partir de janvier 1910 jusqu'en 1919 un bulletin sismologique mensuel est publié par le bureau centrale Météorologique de France.

A.Hée publie annuellement dans des Annelles, de 1919 à 1949 des travaux relatifs aux tremblements de terre en Algérie d'après des informations fournies par le service Météorologique de l'Algérie (SM) et l'observatoire d'Alger - Bouzaréah (station sismologique ABA). Un bulletin sismique de l'observatoire d'Alger - Bouzaréah est publié mensuellement de 1910 à 1949 (par B.Vesselowsky). [19]

Troisième période (1931–1962) :

l'institut Météorologique et de physique du globe de l'Algérie (IMPGA) avec A.Grandjean et J.- P.Rothé .

A.Grandjean publie un document concernant les séismes d'Algérie de 1940 à 1950.

J.– P.Rothé sous le titre les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie publie, en 1950. [13]

Quatrième période (depuis 1962–1979) :

l'institut Météorologique et de physique du globe de l'Algérie (IMPGA) avec H.Benhallou et J.Roussel.

Benhallou, Ferrer et Roussel publient le catalogue des séismes algérienne de 1951 à 1970. En 1973, Roussel publie deux notes :

-L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1971 inclus.

-Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie (1716–1970). [19]

Cinquième période (depuis 1980) :

centre des séismes en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG).

Le CNAAG est créé en 1980. Ce centre a pris en charge les moyens et les prérogatives de l'IMPGA et de ces annexes (station régionales et l'observatoire de Tamanrasset) ainsi que ceux de l'observatoire astronomique d'Alger (OAB). De ce fait, les structures précitées (IMPGA et OAB) ont été dissoutes. En 1986, le CNAAG change dénomination et devient CRAAG (centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique).

Dans ce cadre, des travaux sont alors entamés par H. Benhallou sur la sismicité historique de l'Algérie et sont finalisés par la publication d'une thèse en 1985. [19]

Aujourd'hui :

Afin de compléter les travaux de H. Benhallou, «Mokrane.A, A.Ait Messaoud, A.Sebai, A.Ayadi et M.Bezzeghoud», ils ont tenu à réaliser un catalogue sur la sismicité en Algérie recouvrant la période 1365–1992, un catalogue sur la sismicité en Algérie de 1992 à 2001 réalisé par A.K.Yelles Chaouche, A.Deramchi, A.Ferkoul et K.Aoulaiche.

Le CRAAG a voulu, à travers ces catalogues, rassembler toutes les informations : observations qui étaient jusqu'à présent dispersées à travers diverses publications. [19]

L'étude historique de la sismicité montre que la majeure partie des tremblements de terre qui affectent notre pays est concentrée au nord dans la chaîne Tellienne où des événements modérés à forts se sont produits. Peu de fortes secousses ont été enregistrées dans le Sud. 'figure les tremblements de terre ont souvent été meurtriers. Les sources historiques et l'actualité en témoignent. Le nombre de victimes, quelquefois difficile à évaluer, se chiffre souvent par milliers
Figure 1-14. [20]

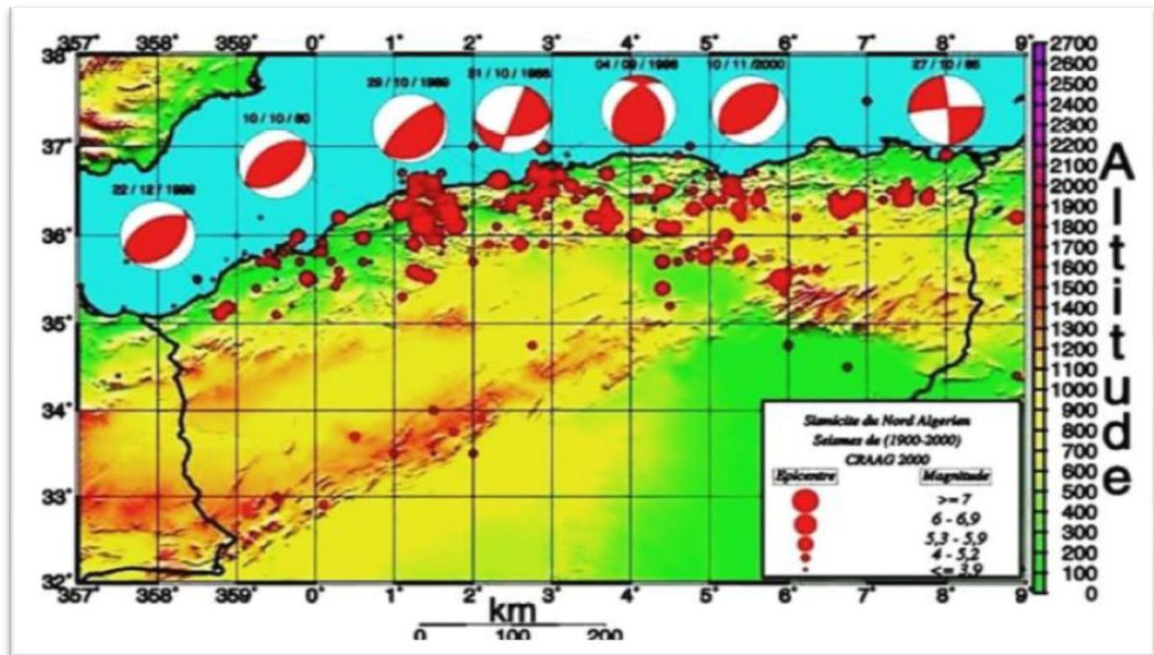


Figure 1-14: carte de sismicité du nord algérien .[20]

On remarque également que la fréquence des séismes est devenue grande (presque un séisme tous les trois ans en moyenne) de 1980 à nos jours.

Et pourtant, la révision de notre code sismique se fait en moyenne tous les 10 ans.

Cela nous semble anormal, car chaque évènement sismique nous donne des enseignements à tirer. En plus de ça, les recherches théoriques et pratiques doivent être continues, afin de contribuer à l'amélioration de ce code. [20]

Le territoire national est divisé en cinq (05) zones de sismicité croissante, définies sur la carte des zones de sismicité soit :

Zone 0 : sismicité négligeable.

Zone I : sismicité faible.

Zones IIa et IIb : sismicité moyenne.

Zone III : sismicité élevée. [21]

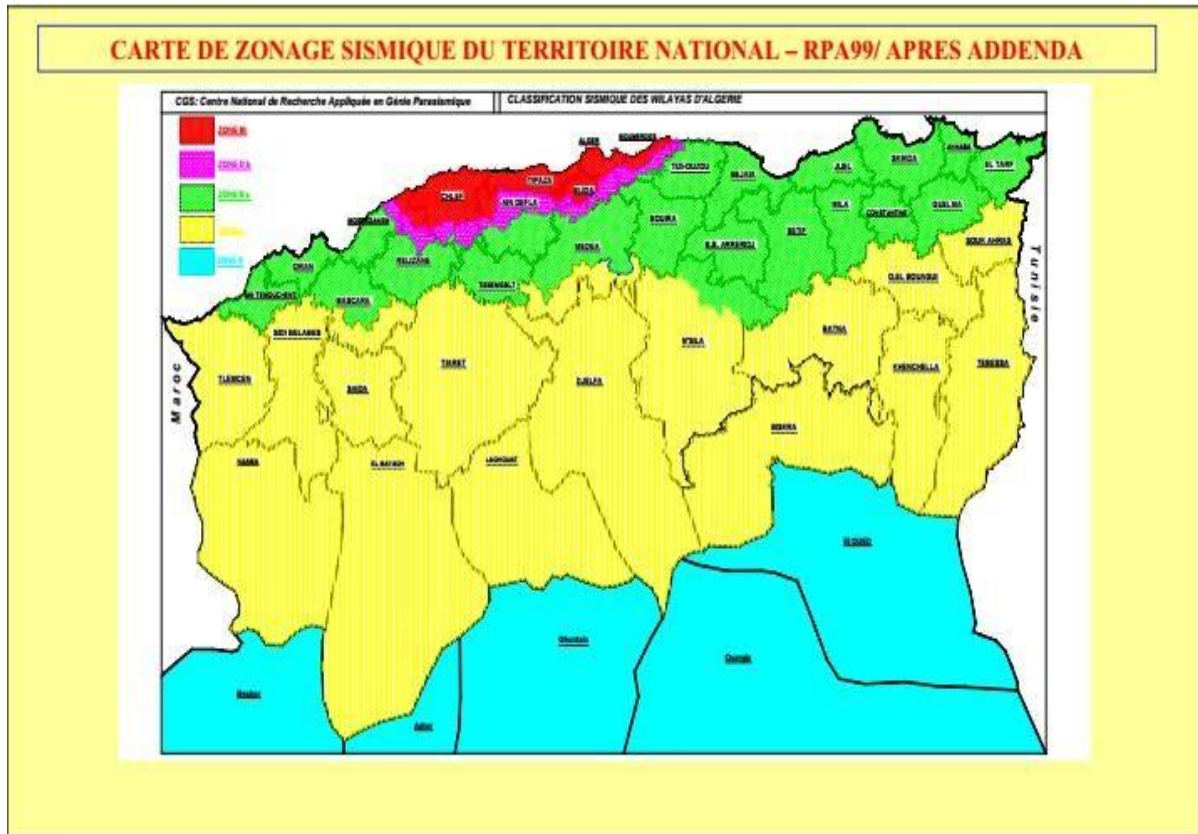


Figure1-15: carte de zonage sismique du territoire national [21].

2-3- Sismicité en Algérie :

L'Algérie du Nord est frappée régulièrement par des séismes parfois importants mais souvent modérés à faibles. Les séismes modérés à fort génèrent bien souvent des catastrophes

(El Asnam, 10.10.1980, Boumerdes, 21.05.2003) difficiles à surmonter car notre pays, à l'instar de beaucoup d'autres, reste encore mal préparé pour affronter de tels catastrophes.

S'il est vrai qu'avant la catastrophe d'El Asnam (10 octobre 1980, M=7.3), peu de choses était connue de la sismicité algérienne, les leçons données par ce séisme furent multiples et eurent un impact important. Ce séisme a permis de démontrer scientifiquement que de violents séismes pouvaient se produire en Algérie du Nord, que cette région subissait le rapprochement de la plaque européenne, qu'il fallait renforcer la surveillance sismique du territoire, qu'il fallait se munir de normes de construction parasismiques, qu'il fallait à tout prix se doter d'un plan de réduction du risque.

Aujourd'hui, grâce au réseau de surveillance sismique nationale ainsi que tous les travaux scientifiques qui ont été réalisés ou qui sont actuellement en cours, alors que beaucoup d'efforts restent à faire, des réponses à plusieurs interrogations concernant les caractéristiques de la sismicité peuvent être apportées. Ces réponses

sont d'une extrême importance pour un meilleur aménagement du territoire et pour la réduction du risque sismique dans notre pays. (Figure1-16). [22]

Carte de la Sismicite du Nord algerien

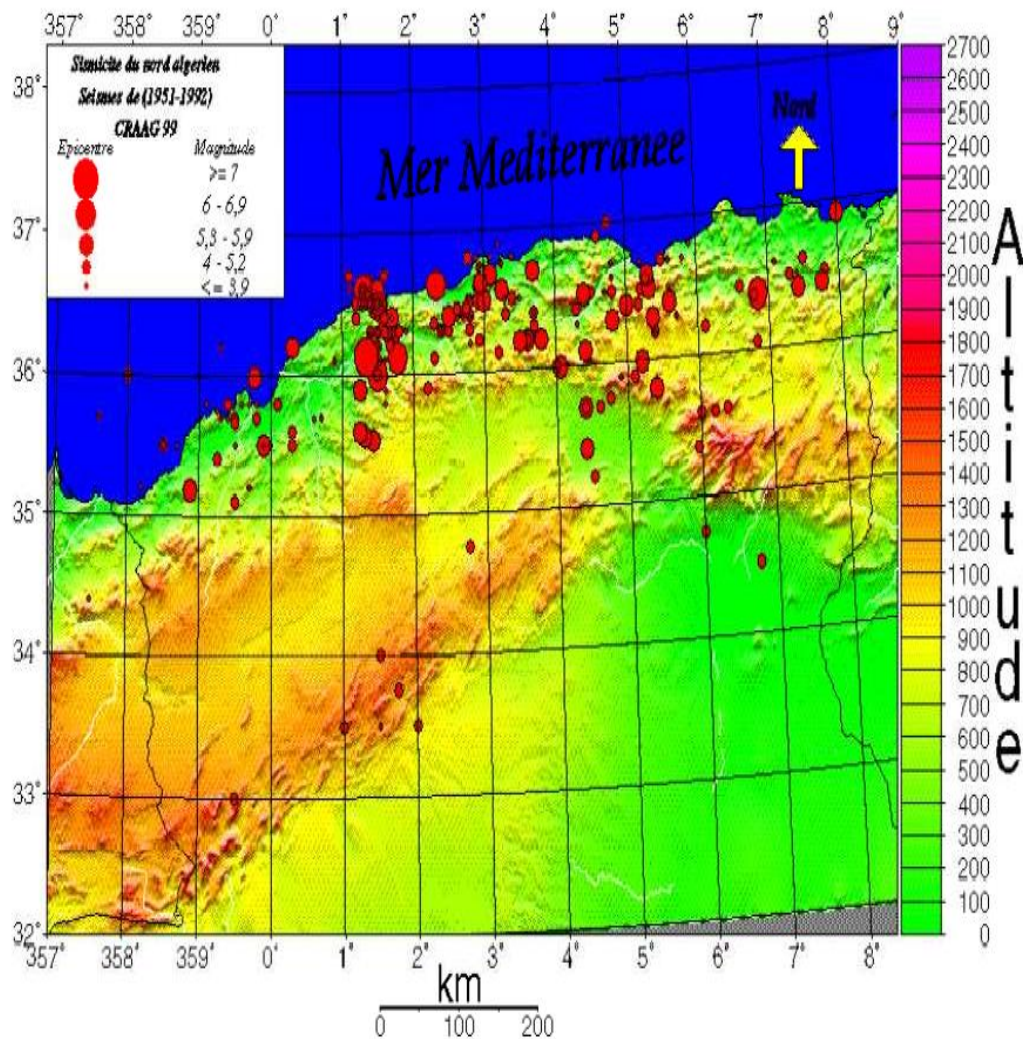


Figure1-16: carte de la sismicité de nord algérien. [22]

2-4- Les séismes de l'Algérie entre 1980 et 2003:

2-4-1-Introduction:

Les séismes se produisent aux frontières des plaques tectoniques où s'accumulent les contraintes à cause de leurs mouvements. Nous citons à titre d'exemple deux types de frontières: Les zones de subduction où la croûte océanique s'enfouie sous la croûte terrestre pour redevenir liquide ; le Magma, et les zones d'accrétion océanique où on a un renouvellement de la croûte océanique. [23]

2-4-2 Caractéristiques de la sismicité de l'Algérie:

L'Algérie se situe sur la plaque *Afrique* laquelle est en perpétuelle collision avec la plaque *Eurasie*. La collision de ces deux plaques se fait avec une vitesse de rapprochement de l'Afrique par rapport à l'Europe stable d'environ ~ 5 mm par an (Figure 1-17) et donne du côté de la frontière des plaques des chaînes de montagnes, des plis et des failles orientés principalement NE-SW et une direction de raccourcissement \sim NNW-SSE dans l'Atlas Tellien (Fernandez-Ibañez et al., 2007 ; Domzig, 2006 ; Stich et al., 2006 ; Nocquet & Calais, 2004 ; Calais et al., 2003 ; Fernandez et al., 2003 ; Henares et al., 2003 ; McClusky et al., 2003 ; Meghraoui et al., 1996).

La sismicité de l'Algérie est localisée sur la frange nord du pays formée par quatre domaines morpho-structuraux: l'Atlas Tellien, les hauts plateaux, l'Atlas Saharien et la partie nord de la plateforme saharienne (Figure 1-18). La fréquence et la magnitude de la sismicité est importante sur l'Atlas Tellien. Cette sismicité s'atténue si on se dirige vers le sud. Des séismes modérés sont enregistrés dans l'Atlas Saharien et la partie nord de la plateforme saharienne (Figure 1-19), nous citons à titre d'exemple, les séismes de la région d'El Djelfa (le 09/01/2007 ; $M_L = 4.1$), de la région d'El Oued (le 09/07/2007 ; $M_L = 5.2$) et récemment de la région de Ain Sefra (le 14/12/2009 ; $M_L = 5.0$).

La sismicité de l'Algérie est caractérisée par des séismes superficiels, elle est localisée dans les 20 premiers kilomètres. Cette sismicité est généralement marquée par des séismes faibles à modérés. Toutefois, Des séismes forts se sont produits dans l'Atlas Tellien, nous pouvons citer le séisme majeur d'El Asnam du 10 octobre 1980 ($M_s = 7.3$) et le séisme fort de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 ($M_w = 6.8$). Les structures actives sont représentées généralement par des failles inverses et/ou de coulissement (Figure I-4). Les failles qui engendrent ces séismes sont principalement orientées NE-SW (Ouyed et al., 1983 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Bounif et al., 2004, Delouis et al., 2004 ; Yelles-Chaouche et al., 2004). L'existence aussi d'une faille de coulissement senestre orientée NS, qui a joué le 20 mars 2006 ($M_w = 5.2$) dans la région des Babors (Beldjoudi et al., 2009). [23]

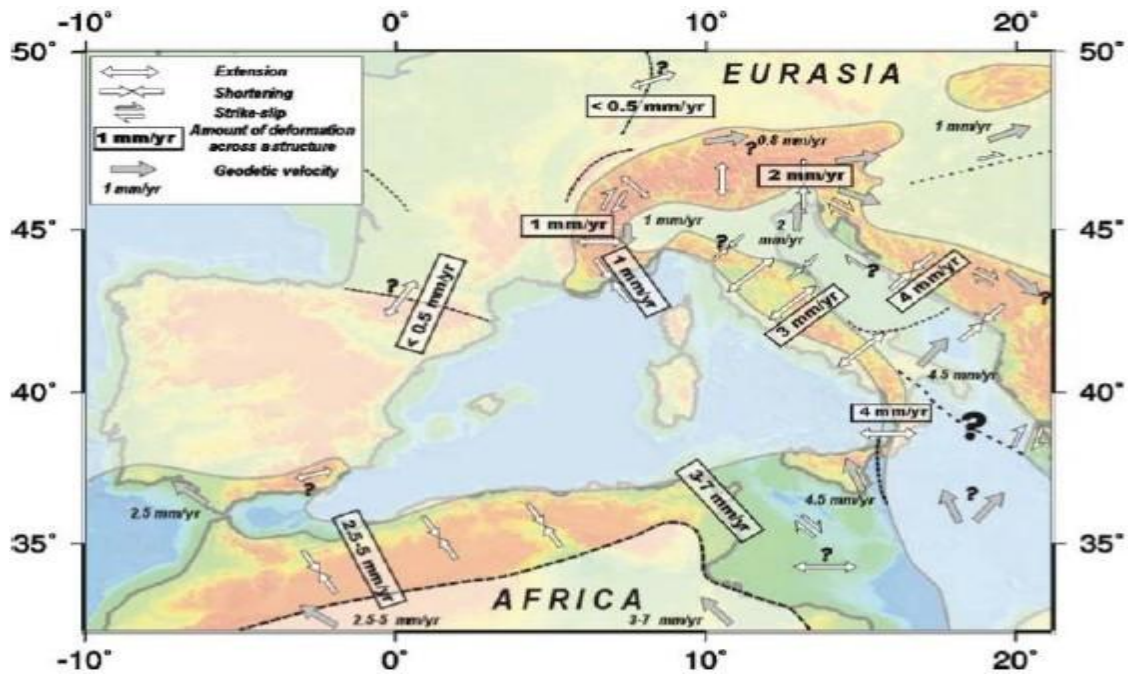


Figure1-17: Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en méditerranée occidentale et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives. Les flèches blanches indiquent le régime des contraintes et les flèches grises la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable (Domzig, 2006). [23]

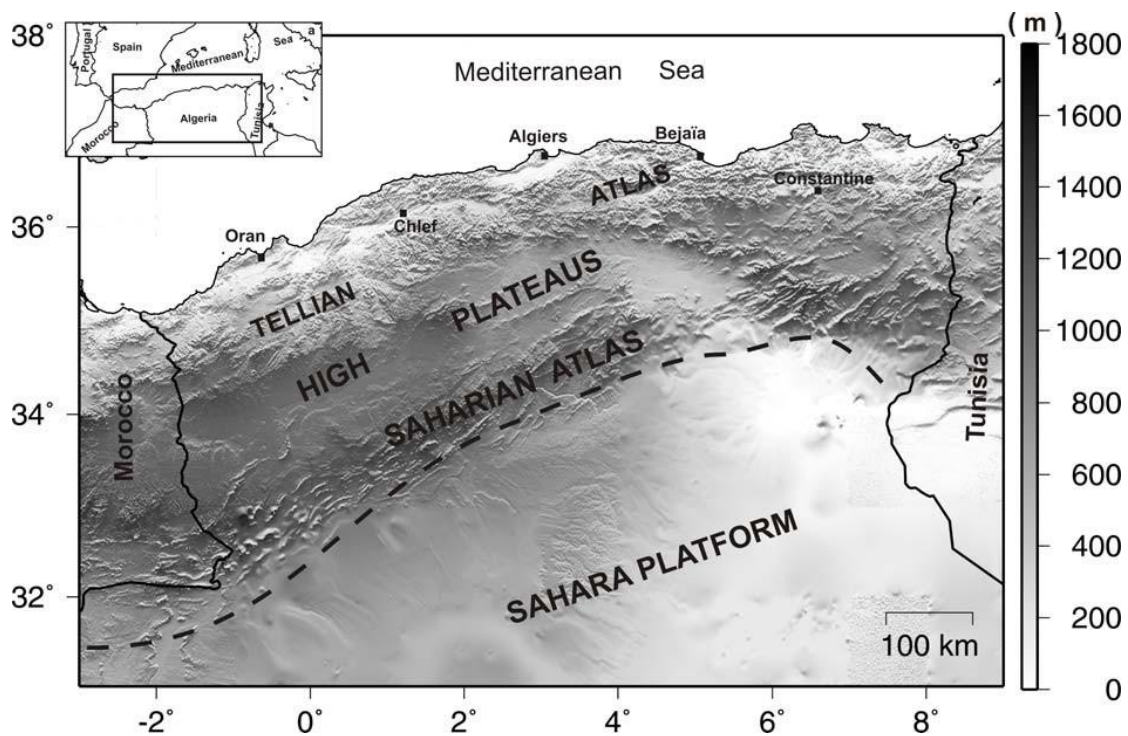


Figure1-18: Aires d'occupation de la sismicité algérienne (domaines morpho-structuraux) : **a**-L'Atlas tellien, **b**-Les hauts plateaux, **c**-L'Atlas saharien, **d**- La partie extrême nord de la plateforme saharienne. Modèle numérique de terrain (MNT) obtenue à partir des données etopo_5 : <http://ngdc.noaa.gov>. [23]

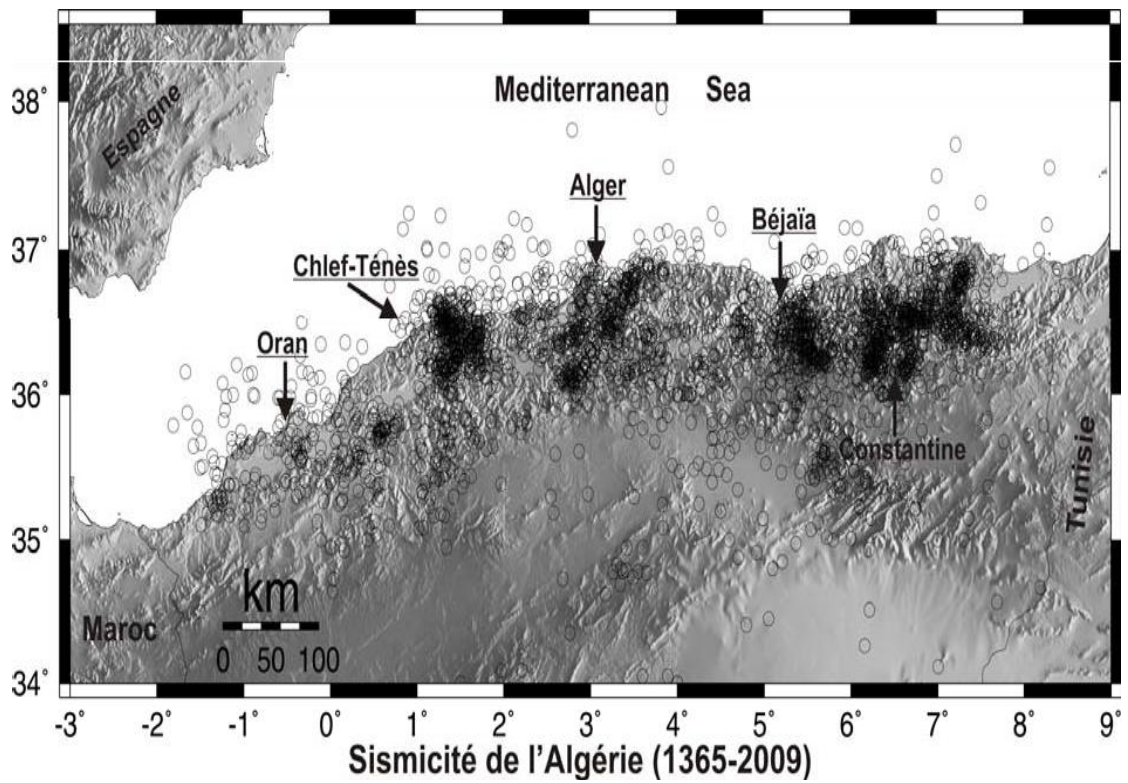
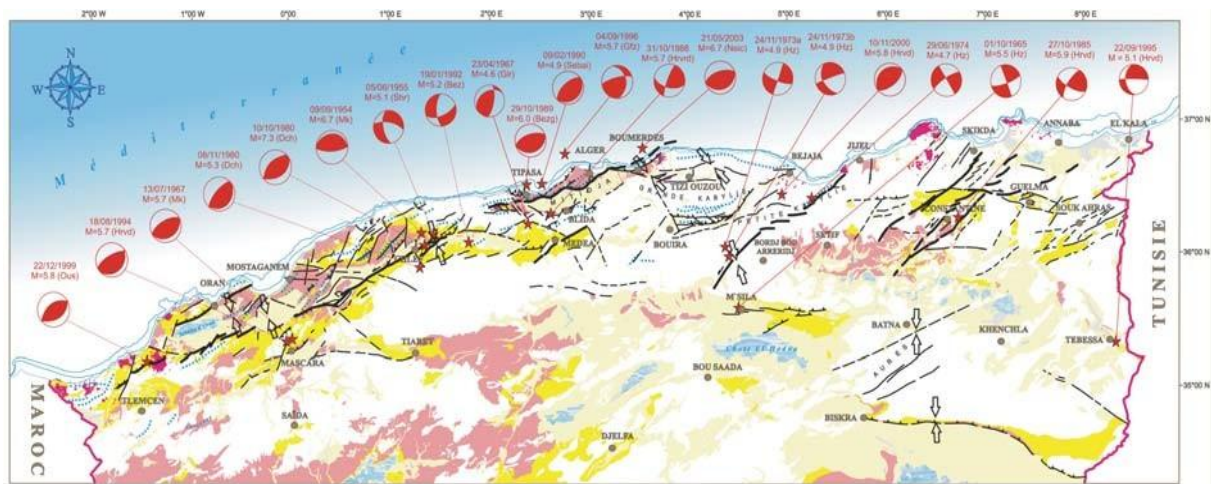


Figure1-19: Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009 (catalogues du CRAAG). [23]



Légende:

- | | | | | |
|--|--|---|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Quaternaire Plio-Villafranchien Miocène post-nappe | } Néogène-
Quaternaire
Post-nappes | <ul style="list-style-type: none"> Magmatisme indifférencié Substratum paléo-Meso-cénozoïque indifférencié | <ul style="list-style-type: none"> Décrochement Faille inverse Faille probable | <ul style="list-style-type: none"> Mécanisme au foyer Direction de la contrainte principale |
|--|--|---|--|--|

Figure1-20: Carte sismotectonique du nord d'Algérie. Mécanismes au foyer des principaux séismes ayant secoués l'Algérie et structures actives du nord algérien (Carte inédite établit par le laboratoire sismotectonique du CRAAG, Djellit et al.). [23]

2-5- Exemples de séismes ayant marqué la sismicité de l'Algérie entre 1980 et 2003:

2-5-1-Le séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980:

Ce séisme superficiel (36.16° N, 1.39° E, profondeur = 10 km) reste le plus violent survenu à l'Atlas Tellien occidental ($M_s=7.3$) depuis l'ère instrumentale (Figure I-5a). Il a été étudié par de nombreux auteurs (Ouyed et al., 1981, 1981 & 1983 ; Deschamps et al., 1982 ; Ruegget al., 1982 ; Yielding et al., 1989 ; Mokrane et al., 1994 ; Lammali et al., 1997 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Beldjoudi, 2003). La faille (d'El Asnam ou de Oued Fodda) est située sur le pli-faille du bassin de Cheliff. La source sismique est de type inverse orientée NE-SW et plonge vers le NW (strike = 255, dip = 54, rake = 83). Ce séisme a laissé des traces de surface visibles sur 40 km le long de la faille avec un rejet vertical maximum observé de 6 mètres (Figure I-5b). Ce séisme a été ressenti sur un rayon de 250 Km et son intensité a été estimée à IX (échelle MSK). Des milliers de pertes en vies humaines (2633 morts) ont été enregistrées et la ville d'El Asnam et ses villages limitrophes ont été détruits. [23]

2-5-2- Le séisme de Constantine du 27 octobre 1985:

Cet événement s'est produit dans l'Atlas tellien oriental, sa magnitude était de ($M_s=6.0$). L'intensité maximale observée a été estimée à VIII (échelle MSK). Ce séisme s'est produit dans la région de Constantine (36.46° N, 6.76° E, profondeur = 10 Km). Le mécanisme au foyer montre une faille verticale de mouvement senestre orientée NE-SW (strike = 217, dip = 84, rake = 19). Des traces de surface formées de petits segments en échelon ont été observées (Figure I-6), le mouvement verticale observé ne dépasse pas les 4 cm (Bounif et al., 2003). Rien que pour une période de trois semaines, 1500 répliques ont été enregistrées (Bounif et al., 1987 ; Deschamp et al., 1991 ; Sebaï, 1997 ; Bounif & Dorbath, 1998). La source sismique a été obtenue par la modélisation des formes des ondes P enregistrées par des stations situées à des distances télésismiques. [23]

2-5-3-Le séisme de Tipaza (Mont Chenoua) du 29 octobre 1989:

L'Atlas Tellien centre est secoué par un séisme de magnitude ($M_w = 6.0$). Cet événement s'est produit à 70 km à l'ouest de la capitale Alger. L'épicentre a été localisé en mer au nord du Mont-Chenoua (Lat. = 36.66° ; Long. = 2.48° ; profondeur = 10km) par les organismes internationaux (USGS, CSEM, NEIC). Il a été localisé par le CRAAG, dans le Mont- Chenoua. Les répliques enregistrées et localisées par Bounif et al. (2003) indiquent une direction NE-SW de la faille compatible aux données de l'inversion des données large bande qui indiquaient une source sismique inverse avec une direction NE-SW (Figure I-7). Des coupes perpendiculaires à la direction des répliques ont montré un plongement du plan de la faille vers le NW (strike = 246 ; dip = 56 ; rake = 86). A Alger le séisme a été bien ressenti et la population a été

prise de panique et plusieurs familles passèrent la nuit dehors (Sebaï,1997 ; Bounif et al., 2003).

2-5-4- Le séisme d'Ain Temouchent du 22 décembre 1999:

Ce séisme de magnitude ($M_w = 5.7$) c'est produit à Ain Temouchent située 70 km à l'ouest de la ville d'Oran. C'est un séisme superficiel localisé dans les 10 premiers km de la croûte terrestre. L'intensité maximale a été estimée à VII (Echelle MKS). Le séisme a provoqué de sérieux dommages dans la ville d'Ain Temouchent et ses villages limitrophes. Le mécanisme au foyer de ce séisme calculé par Yelles et al. (2004) montre une faille inverse orientée NE- SW. Belabbès et al., (2008) en utilisant les données d'interférométrie radar (InSAR) a confirmé la direction NE-SW de la faille et a pu montrer que la faille plonge vers le NW. [23]

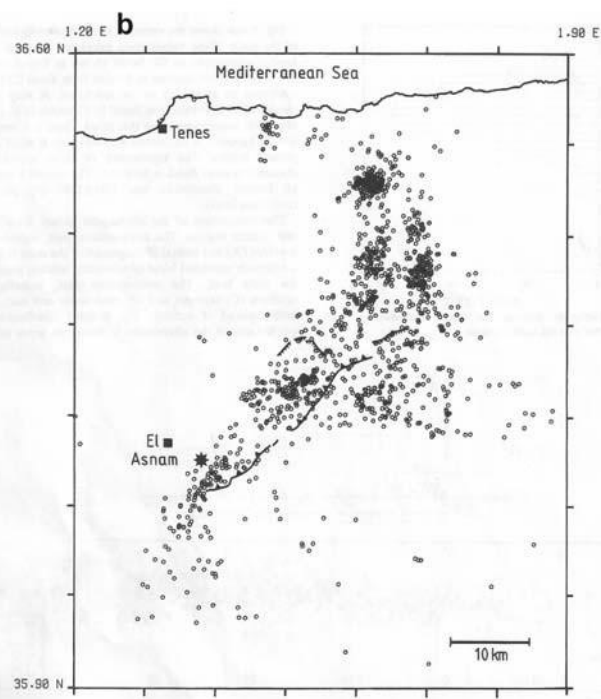
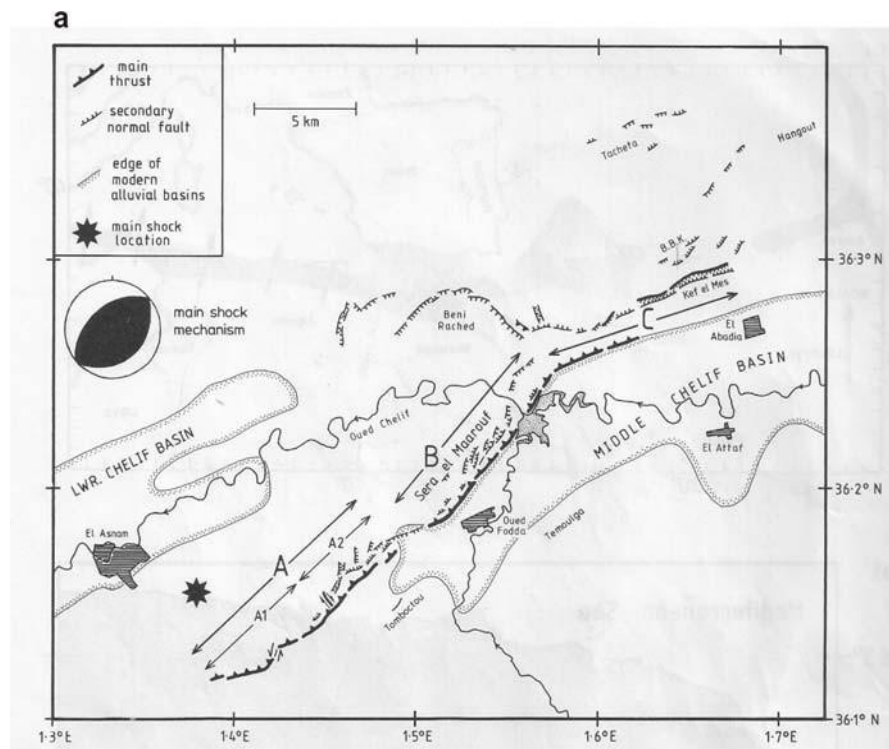


Figure 1-22: a) Carte montrant le mécanisme au foyer du séisme d'El Asnam du 10/10/1980 ainsi que sa localisation (l'étoile). A, B et C sont les segments de la faille. b) La répartition des 1279 répliques bien localisées. Les traces de surfaces sont mentionnées par des lignes (Yielding et al., 1989). [23]

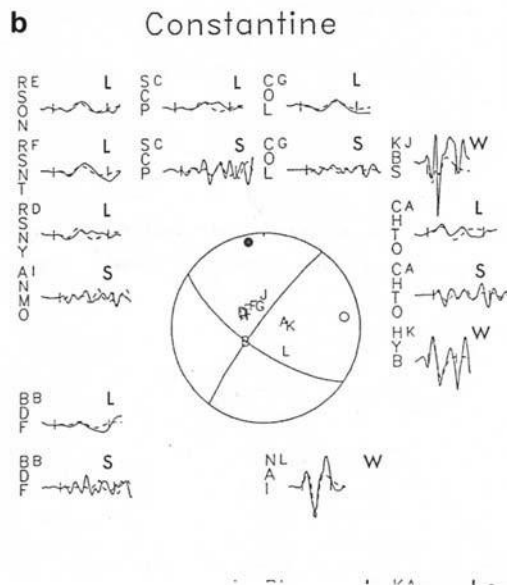
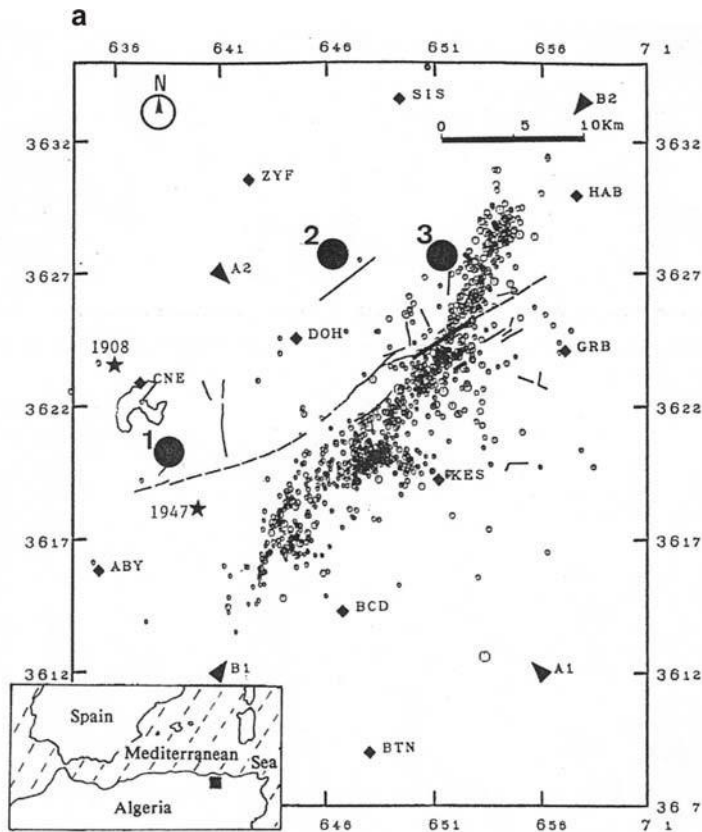


Figure1-23: a) distribution des répliques du séisme du 27/10/1985. Les deux étoiles noires indiquent les localisations des séismes de 1908 et 1947. Les grands cercles noirs indiquent les différentes localisations obtenues par différents centre sismologiques, (1 : CSEM ; 2 : NEIC ; 3 : CMT Harvard). Les traits montrent la faille de Ain Smara et une partie de la faille active. [23]

2-5-4-Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003:

Ce séisme a secoué la région de Boumerdes (50 km à l'est d'Alger) le 21 mai 2003 à 19h44mn (heure locale). De magnitude ($M_w = 6.8$), il est le séisme le plus violent qui s'est produit au nord de l'Algérie après le séisme d'El Asnam de 1980. Il a été ressenti dans un rayon de 250 km. Il a fait plus de 2000 victimes sans compter les dégâts et les dommages dans les wilayas de Boumerdes, Alger, Tizi-Ouzou et Bouira. Ce séisme a fait l'objet de plusieurs travaux scientifiques (Delouis et al., 2004 ; Bounif et al., 2004 ; Meghraoui et al., 2004 ; Deverchère et al., 2005 ; Semmane et al., 2005 ; Ayadi et al., 2008 ; Belabbès et al., 2009 ; Yelles et al., 2004). L'étude de la source sismique a été faite par divers auteurs en utilisant des approches différentes. Delouis et al. (2004) a utilisé l'inversion jointe des données sismologiques (téléséisme) et des données géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Semmane et al. (2005) a utilisé les enregistrements des mouvements forts (accéléromètres) et les observations géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Meghraoui et al., (2004) a tenté de modéliser la source rien qu'en utilisant les données géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Belabbès et al., (2009) a modéliser la source sismique en utilisant les données géodésiques (GPS + soulèvement côtier) mais cette fois en ajoutant la donnée interférométrie radar (InSAR). Toutes ces études citées ci-dessus ont montré que la faille du séisme du 21/05/2003 est orientée NE-SW, et que son pendage plonge vers le SE. En allant dans les détails, ces modèles obtenus par différentes approches présentent de différences dans les valeurs qui quantifient la source à savoir l'azimut, le pendage et les dimensions de la faille. La Figure I-8 et la Table I-1 présentent les paramètres de la source obtenus par ces différents auteurs. Delouis et al. (2004), Semmane et al. (2005), Meghraoui et al., (2004) ont pu modéliser la quantité de glissement sur la faille. Deux aspérités sont observées sur tous les modèles présentés. [23]

2-5-5- Distribution de la sismicité dans le Nord de l'Algérie :

Le Nord de l'Algérie est connu comme région d'une activité sismique modérée dans le bassin méditerranéen occidental.

Les séismes les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale, particulièrement dans la région d'Alger en 1716 et en 1755, à Oran en 1790, à Blida en 1825, à Djidjelli en 1856 et à Gouraya en 1891.

Au cours de la première moitié du XX^e siècle, qui correspond à la fin de la période historique, l'Algérie a été touchée par deux autres séismes importants : celui de Sour-El- Ghozlane (24 juin 1910, $M_s = 6,4$) et celui d'Orléans ville (9 septembre 1954, $M_s = 6,7$) (figure1-24). [24]

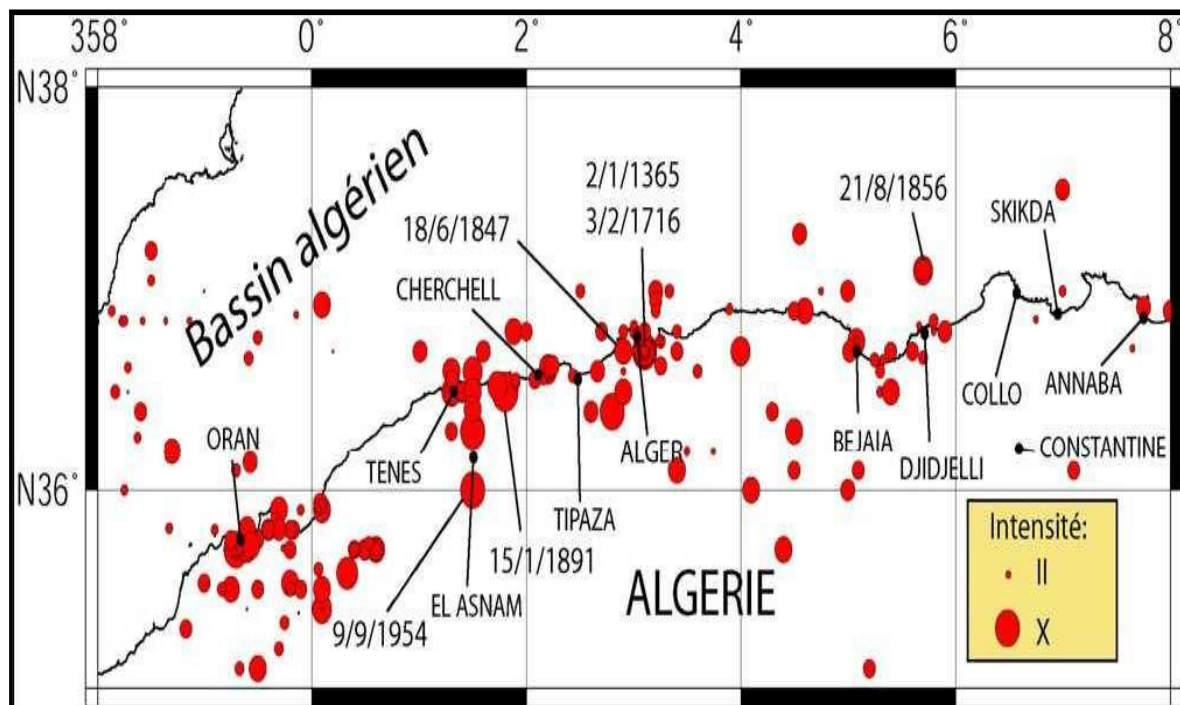


Figure1-24: Carte de la sismicité historique (bases de données du CRAAG et USGS, de 1365 à 1972). L'intensité est indiquée à l'échelle MSK [Domzig, A. 2006]. [24]

2-5-6- Les zones de sismicité :

Quatre zones majeures de sismicité sont ainsi mises en évidence :

1- Le domaine maritime. Il est important de souligner que, parmi les plus importants séismes qui ont frappé le Nord de l'Algérie, plusieurs se sont produits en mer. À cet égard, les séismes d'Alger de 1716, d'Oran de 1790, de Djidjelli de 1856 et de Boumerdes de 2003 sont les plus représentatifs.

2- Le Tell. Dans cette région se manifeste la plus grande partie de l'activité sismique de Nord de l'Algérie. Avec le domaine maritime, elle constitue la région la plus exposée aux séismes violents et dévastateurs, puisque la majeure partie de la population algérienne y réside.

3- Les Hauts Plateaux. Actuellement, cette région se caractérise par une quasi-absence de sismicité. Les Hauts Plateaux semblent donc se comporter comme un bloc rigide, se déformant simplement au niveau de ses bordures.

4- L'Atlas saharien. Dans cette région, les cartes de sismicité montrent un chapelet de petits séismes de faible magnitude ($M < 4$), qui s'étale en particulier le long du front Sud-Atlasique.

Les Hauts Plateaux semblent aussi séparés des Hautes Plaines constantinoises par un important accident de direction NW-SE allant de Kherrata au Nord à Biskra au Sud-Est (figure 1-25), accident sur lequel se matérialise un chapelet de séismes modérés [Yelles- Chaouche, A.K. 2006]. [24]

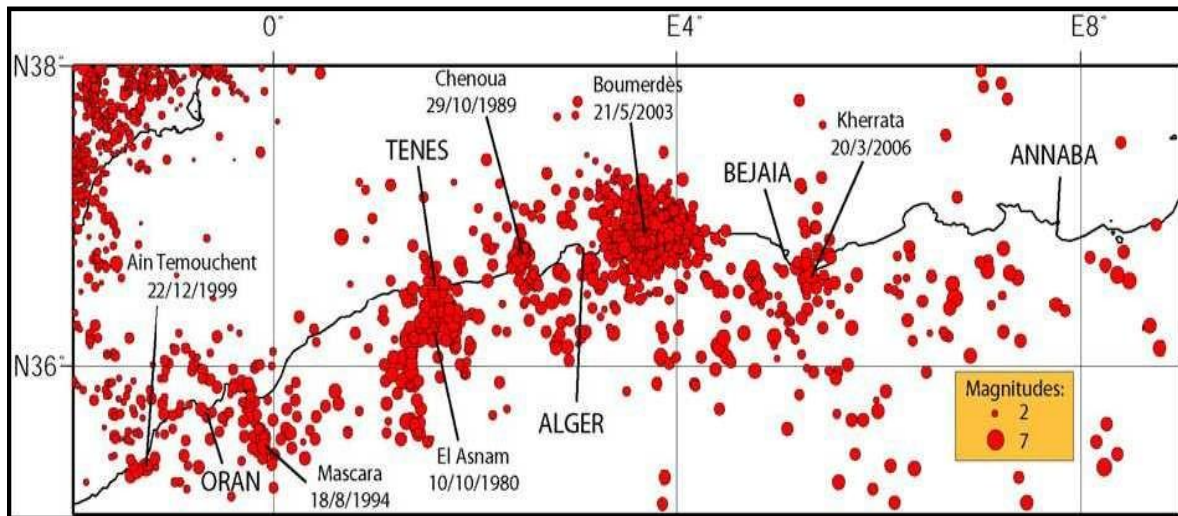


Figure1-25: La carte des épacentres du Nord de l'Algérie, de 1973 à 2006 (base de données NEIC) [Domzig, A. 2006]. [24]

Durant les deux derniers siècles, l'Atlas tellien fut le siège de nombreux séismes destructeurs comme le souligne le catalogue de la sismicité algérienne qui indique une occurrence de séismes forts à modérés ($M_s > 5$) dans cette région [Maouche, S. 2004].

Celui-ci est frappé par beaucoup des événements par exemple : El Asnam 10 octobre 1980, $M_s = 7.3$, Constantine 27 octobre 1985, $M_s = 6.0$, Tipaza-Chenoua, 29 octobre 1989,

$M_s = 6.0$, Mascara, 18 Août 1994, $M_s = 6.0$, Alger, 4 septembre 1996, $M_s = 5.8$, Ain Temouchent, 22 décembre 1999, $M_s = 5.5$, et récemment le tremblement de terre de Zemmouri de 21 Mai 2003, $M_w = 6.8$ (figure II.2) [Ayadi, A. et al., 2004]. [24]

Chapitre3:

Séismicité de la région de M'sila

Chapitre3: Séismicité de la région de M'sila:

3-1-Cadre géographique et localisation du secteur d'étude:

La wilaya de M'Sila a une superficie de 18 175 km².

Elle est limitée par les wilayas de Médéa, Bouira, Bordj-Bou-Argeridj et Sétif au nord, Batna à l'est, Djelfa à l'ouest et Biskra au sud.

Sa population est de 1 029 447 habitants. Sa morphologie et sa position géographique confèrent à cette région un aspect écologique unifié représenté par la prédominance de la steppe qui couvre 1 200 000 ha (soit 63 % de la superficie totale) de la wilaya. La superficie affectée à l'agriculture représente 20 % de la surface totale, consacrées essentiellement à la céréaliculture, à l'arboriculture et au maraîchage. Il est possible d'obtenir plus de détails sur la géographie de la wilaya sur le Géoportail officiel. [25]



Figure1-26: Cadre administratif de la région de M'sila. [25]

3-2-Le séisme du 14 Mai 2010 de Beni-Ilmane (M'sila, Algerie)

Article(Le séisme du 14 Mai 2010 de Beni-
Ilmane)
[26]

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) : ANALYSE DES TRACES DE SURFACE.

Réda Samy ZAZOUN*, Mohand Arab KADRI**, Amar CHERIGUI**
et Moussa BRIEDJ**

RÉSUMÉ

Un séisme modéré de magnitude 5,2; mais destructeur s'est produit le 14 Mai 2010 à 12 : 29 GMT dans la wilaya de M'Sila. L'épicentre se situe sur le Djebel Kharrat dans la localité de Béni Ilmène (35.84N et 4.09E). L'observation des traces de surface de longueur métrique à décimétrique et l'analyse de la déformation ont montré l'existence de fractures en échelon, reliées parfois par des structures de pression de type "push-up". Des fractures bordières de falaises ou parallèles aux oueds, apparaissent souvent sous forme d'affaissements. Le dispositif structural est caractérisé par l'existence d'un système de fractures conjuguées qui se traduit par un mouvement décrochant dextre sur les fractures NNE-SSO et senestre sur les fractures ENE-OSO, dont l'ampleur du déplacement est estimé en surface à quelques centimètres. La déformation cosismique observée en surface est due aux effets combinés de la gravité, des vibrations lors de la rupture sur la faille principale et également le champ de contrainte de la région. Ainsi, les traces relevées sont interprétées comme des effets induits et ne peuvent être utilisées comme des marqueurs de directions de contrainte.

Mots clés - Algérie - M'Sila - Séisme - Déformation - Fractures en échelon - Affaissement - Structure de pression - Fractures conjuguées.

THE BENI ILMENE (M'SILA, ALGERIA) EARTHQUAKE OF MAY 14th, 2010, (Ms: 5.2): THE SURFACE TRACES ANALYSIS.

ABSTRACT

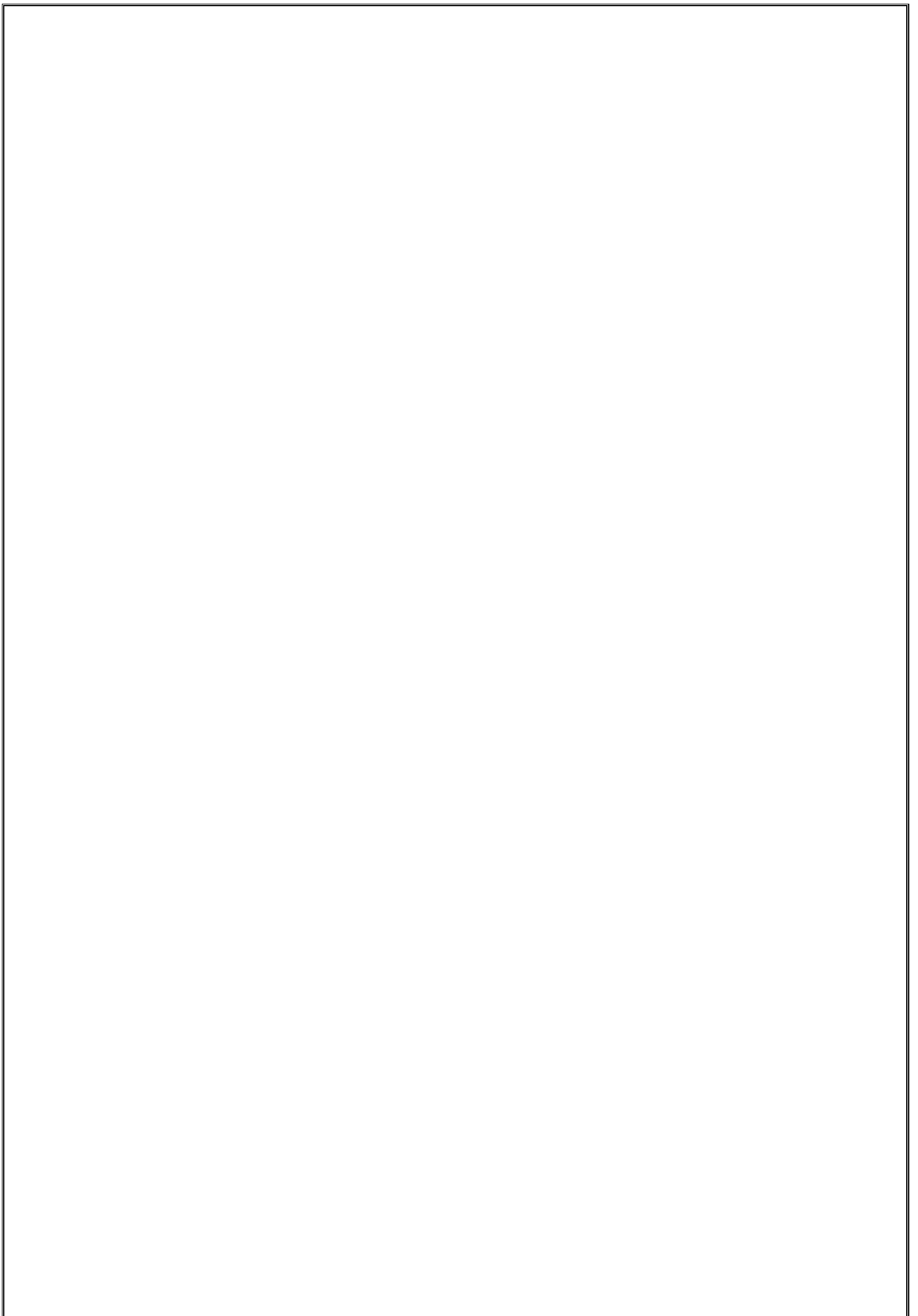
A moderate but damaging earthquake of magnitude Ms 5.2 occurred on May 14th 2010 at 12: 29 (GMT). The epicenter is located in Djebel Kharrat (35.84N and 4.09E), close to Béni Ilmene region, in the Wilaya of M'Sila. The surface traces and strain analysis revealed the existence of collapse structures and "echelon" fractures and push-up structures and show a conjugate strike-slip pattern with a NNE-SSW trending right-lateral fault and an ENE-WSW trending left-lateral fault. The length of surface breaks reaches 5 km accompanied with an apparent centimetric surface slip. At a regional scale, the strain observed is probably the results of the interaction between gravitational effects and tectonic stresses.

Keywords - Algeria - M'Sila - Earthquake - Strain - Echelon fractures - Collapse structure - Push-up - Conjugate strike - Slip pattern.

* Sonatrach, Division Laboratoires, Direction Géologie, Avenue du 1^{er} Novembre, Boumerdès 35000, Algérie. redasamy.zazoun@ep.sonatrach.dz

** Direction du Service géologique National (DSGN) - Agence Nationale de la Géologie et du Contrôle Minier (ANGCM), Val d'Hydra, Tour B, Alger, Algérie

- *Manuscrit déposé le 20 Septembre 2010, accepté après révision le 28 Avril 2011.*



I - INTRODUCTION

Après une période d'environ un demi-siècle de relative tranquillité sismique, un séisme modéré s'est produit le 14 mai 2010 dans la région de M'Sila. Du point de vue historique (Benouar, 1994; Mokrane *et al.*, 1994; Harbi et Maouche, 2009), la région a été frappée par un séisme le 12 février 1946 (M : 5,6). Ce dernier avait fait 264 morts et 1000 maisons furent détruites et bien plus tard, le 1^{er} janvier 1965, sa magnitude à l'époque fût estimée à 5,5 et il aurait provoqué la mort de 5 personnes et la destruction de 1300 maisons (Grandjean *et al.*, 1966). Cette sismicité serait générée par les failles bordant des anticlinaux de direction E-O à NE-SO. Parmi ceux-ci, le pli-faille de Bou Taleb, qui montre sur le terrain des traces de déformations récentes (Meghraoui, 1988). Les études structurales, néotectoniques et sismotectoniques montrent que le bassin néogène de M'Sila et des régions avoisnantes ont été le siège d'une activité tectonique récente (Grandjean *et al.*, 1966; Guiraud, 1973 et 1977). Meghraoui *et al.* (1986) mentionne, dans le bassin de M'Sila (Hodna) l'existence d'une structure néotectonique dite de "Chott El Hamman" (Kheidri *et al.*, 2007) correspondant à un pli-faille orienté ENE-OSO, affectant des dépôts du Quaternaire récent. Selon Wildi (1983), d'anciens systèmes de failles orientés NNE-SSO et E-O, sont toujours tectoniquement actifs.

Le séisme du 14 mai 2010 s'est produit à 12: 29 : 22 GMT. (Heure Locale : GMT+1). Son épiceutre de magnitude Ms : 5,2 se situe aux coor-

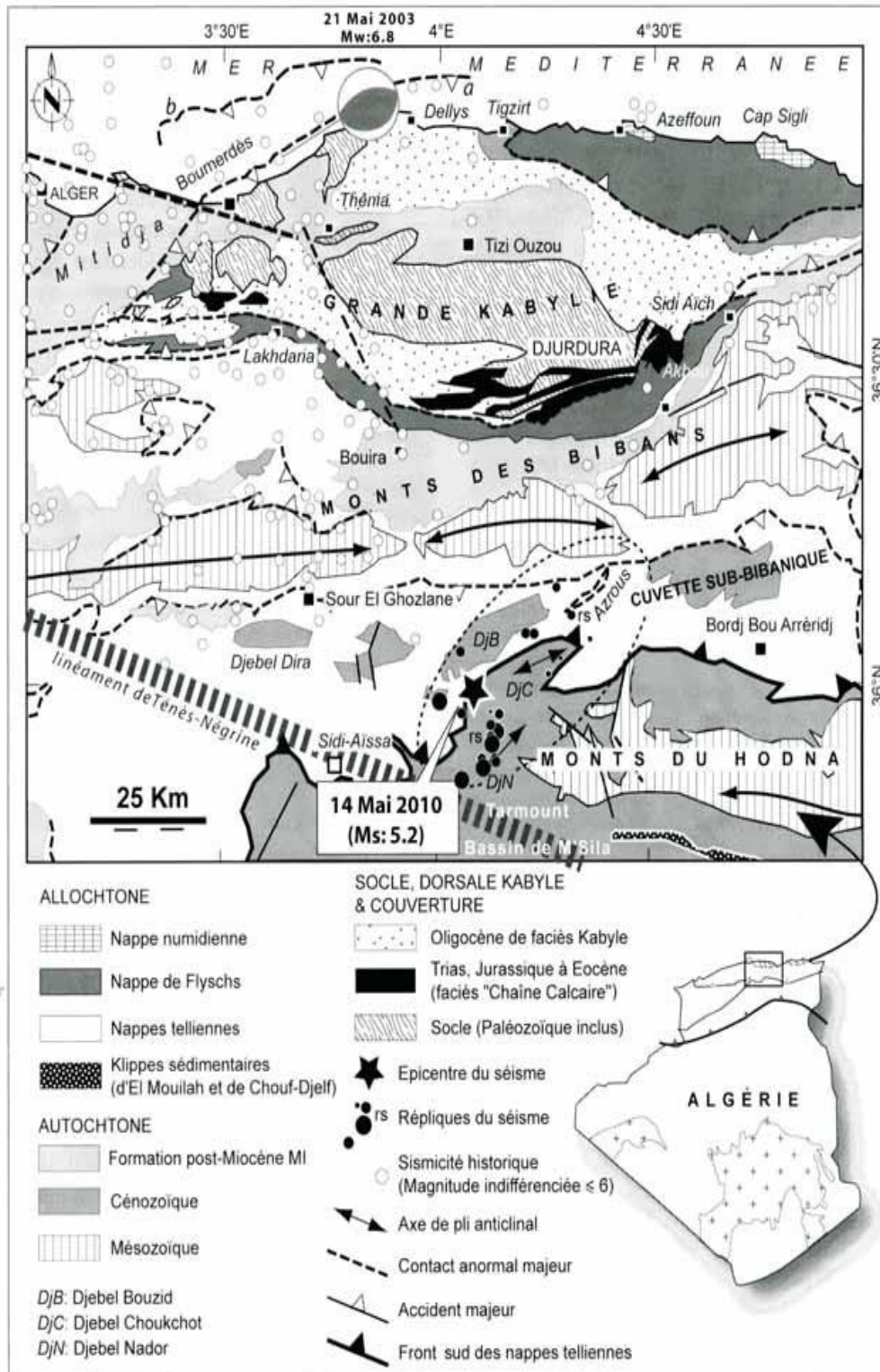
données 35.84N et 4.09E et il est situé à 07 km, au nord-ouest de la ville de Béni Ilmén dans la wilaya de M'Sila (Source : CRAAG) et à la limite avec la wilaya de Bordj Bou Arréridj. Plus précisément dans la région de Djebel Kharrat ou Kef el Khert (fig. 1). Selon le NEIC, sa profondeur serait de 10 km (6.2 miles) et sa magnitude (Mw) de 5,1. Le CRAAG et le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM) donnent une magnitude de 5,2. Ce dernier organisme estime quant à lui la profondeur à 2 km.

En se basant sur les cartes géologiques établies par Kieken (1974 et 1975) au 1/1.000.000 et Courier (1968) à 1/200 000 et celles à 1/50 000, de Oued Okris-113 (Savornin, 1929), de Mansourah-114 (Savornin, 1909), de Sidi Aïssa-139 (Kieken, 1960) et de Tarmount-140 (Baldini, 1966), le séisme se situe au niveau du front sud des nappes telliennes et du Miocène autochtone et à l'ouest de la terminaison périclinale des Monts du Hodna, dans la région de Tarmount (figs. 1 et 2). Selon le constat effectué par les autorités locales, ce séisme a provoqué la mort de 3 personnes, plus de 170 blessés et des milliers de personnes en état de choc ainsi que l'effondrement total ou partiel de plus de 481 habitations (classées rouge 5). 1256 maisons ont été classées orange (3-4), c'est-à-dire ayant subi de sérieux dégâts, synonyme de la nécessité de les récupérer via des travaux de réhabilitation. 2862 autres ont été néanmoins jugées habitables. Le séisme a été ressenti jusqu'à plus de 100 km. L'ensemble des hameaux de Béni Ilmén et de Ouanougha anciennement nommées Melouza dans la wilaya de

Fig.1 - Contexte géologique du séisme du 14 Mai 2010 dans le cadre régional (carte simplifiée extraite de l'esquisse tectonique de l'Algérie au 1/1.000.000, d'après Kieken, 1974 et 1975; carte sismotectonique extraite de Boudiaf, 1999, Déverchère *et al.*, 2005, Yelles-Chaouche *et al.*, 2006 et Guemache *et al.*, 2010; trace de la faille de Boumerdès-Zemmouri d'après Meghraoui *et al.*, 2004; Déverchère *et al.*, 2005 et 2010 et Ayadi *et al.*, 2008; linéament Ténès-Négrine (LNT) d'après Guemache, 2010.

Geographical and geological setting showing the studied area and the earthquake location (Geological map 1/1.000.000, after Kieken, 1974 and 1975; sismotectonic map in Boudiaf *et al.*, 1999; Déverchère *et al.*, 2005; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006 et Guemache, 2010; Boumerdès-Zemmouri fault trace after Meghraoui *et al.*, 2004; Déverchère *et al.*, 2005 and 2010 and Ayadi *et al.*, 2008; Ténès-Négrine fabric (LNT) after Guemache, 2010.

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5.2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE



M'Sila et Samma (Es-Sama) dans la wilaya de Bordj Bou Arréridj ont été touchés. A noter que, près de 160 répliques, d'inégales intensités, dont les magnitudes oscillent entre 1,9 et 5,2 ont été enregistrées. La dernière forte réplique du 23 mai 2010 (tab. I, source: CRAAG), qui se serait déroulée à 13:28:17 (GMT). Sa magnitude serait de 5,0 selon le CRAAG et de 4,8 selon l'USGS (NEIC) et sa profondeur est estimée à 15 km. Une évaluation des dégâts subis a été revue à la hausse, à la faveur de la forte réplique du 23 Mai 2010. Des informations sur ce séisme peuvent être trouvées sur les sites Internet du National Earthquake Information Center de l'United States Geological Survey (<http://neic.usgs.gov/neis/qed/>) et du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (<http://www.emsc-csem.org>).

Le propos de cette note est une description morphologique en surface, des effets induits par le séisme du 14 Mai 2010 et un relevé de mesures de la déformation cosismique.

Tableau I - Répliques du séisme du 14 Mai 2010 de Béni Ilmène (Source : Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique)

Aftershocks of Beni Ilmene earthquake of May 14th, 2010 (Source : Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique)

Date	Heure GMT	Latitude	Longitude (km)	Profondeur	Magnitude
14/05/2010	12:29:22	35.90 N	4.12 E	2	mb : 5,2
14/05/2010	15:13:15	35.93 N	4.12 E	2	ML 3,5:
14/05/2010	23:43:26	35.97 N	4.00 E	15	mb : 4,5
15/05/2010	00:00:42	35.95 N	4.05 E	2	ML : 3,9
15/05/2010	09:12:40	35.99 N	4.09 E	2	ML : 3,9
16/05/2010	03:51:30	35.87 N	4.13 E	5	mb : 4,4
16/05/2010	06:52:41	35.84 N	4.05 E	2	Mw :v 5
16/05/2010	09:46:04	36.05 N	4.05 E	2	ML : 3,3
16/05/2010	12:32:27	36.07 N	4.35 E	1	ML : 2,8
17/05/2010	14:23:22	36.08 N	4.22 E	1	ML : 2,7
17/05/2010	13:05:00	36.08 N	4.20 E	1	ML : 2,9
17/05/2010	15 :52 :29	35.91 N	4.12 E	1	ML : 3
18/05/2010	09:28:18	36.04 N	4.28 E	1	ML : 2,7
23/05/2010	13:28:18	35.86 N	4.10 E	10	Mw : 5
23/05/2010	16:52:01	36.52 N	4.95 E	40	ML : 3,3
23/05/2010	23:39:51	35.84 N	4.09 E	2	ML : 3,4

II - SISMICITE, GÉOLOGIE ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉPICENTRALE

La première étude relative à la sismicité en Algérie (Perrey, 1847) est rapportée par Benhalou (1985), Meghraoui (1988), Benouar (1994) et Boudiaf (1996). Depuis, le sujet a fait l'objet d'études ininterrompues. Les trois dernières décades ont vu des progrès considérables dans les connaissances relatives à la néotectonique et à la sismo-tectonique de l'Algérie. Ainsi, une littérature exhaustive existe et le lecteur pourrait se référer aux travaux entrepris dans ce domaine à travers les travaux les plus récents (Bouhadad, 2007; Ayadi *et al.*, 2008; Belabbès, 2008; Machane *et al.*, 2008; Mahsas *et al.*, 2008; Maouche *et al.*, 2008; Belabbès *et al.*, 2009; Bouhadad *et al.*, 2009; Dan *et al.*, 2009; Guemache *et al.*, 2009; Harbi et Maouche, 2009; Kherroubi *et al.*, 2009; Machane, 2009; Maouche *et al.*, 2009; Machane *et al.*, 2009; Yelles-Chaouche *et al.*, 2009a; Yelles-Chaouche *et al.*, 2009b; Déverchère *et al.*, 2010; Guemache, 2010; Guemache *et al.*, 2010; Maouche, 2010). Pour l'essentiel, la sismicité de l'Algérie du Nord est liée aux mouvements de convergence NNO-SSE entre les plaques africaine et eurasiennne (McKenzie, 1972; Letouzey, 1990; Boughacha *et al.*, 2003), estimée à ~5 mm/an à la longitude d'Alger (Aoudia et Meghraoui, 1995; Meghraoui et Doumaz, 1996; Nocquet et Calais, 2004). L'Atlas tellien est soumis, surtout depuis le Pliocène, à une compression N-S à NNO-SSE générant de violents séismes (Meghraoui *et al.*, 1996; Morel and Meghraoui, 1996; Bouhadad, 2007), s'exprimant surtout à travers des failles le plus souvent inverses (Philip et Meghraoui, 1983; Aoudia *et al.*, 2000; GGES, 2004). Selon Kheidri *et al.* (2007), l'histoire tectonique de la région d'étude est marquée par un événement compressif N-S d'âge oligocène-aquitanienn-burdigalien, suivi d'une période transtensive NO-SE durant le Langhien-Serravalien-Tortonien, contemporaine de la mise en place des nappes telliennes puis d'un événement compressif N-S qui aurait commencé au début du

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE

Messinien et qui continue pendant le Pliocène et jusqu'à l'Actuel (Guiraud, 1977; Meghraoui, 1988). Pour de plus amples informations concernant la géologie du secteur d'étude, le lecteur peut se reporter aux travaux de Guiraud (1973 et 1977), Kieken (1974 et 1975), Mékireche et al. (1998) et Kheidri et al. (2007).

III - INVESTIGATIONS DE TERRAIN

Les observations et les mesures tectoniques ont été effectuées 06 jours après le séisme, à travers 26 stations de mesures (tabl. II et figs. 2 et 3). Les traces de surface (fractures, affaissements, chutes de pierres...) étaient identifiables et bien visibles. Les fractures étaient encore fraîches et les escarpements non encore aplanis. La localisation de ces traces en surface s'est faite à l'aide d'un système GPS (Garmin eTrex® H). Ces relevés ont été complétés par des mesures de direc-

tion, d'ouvertures et de rejets des fractures et des structures de pression "push-up" à la boussole et au mètre-ruban.

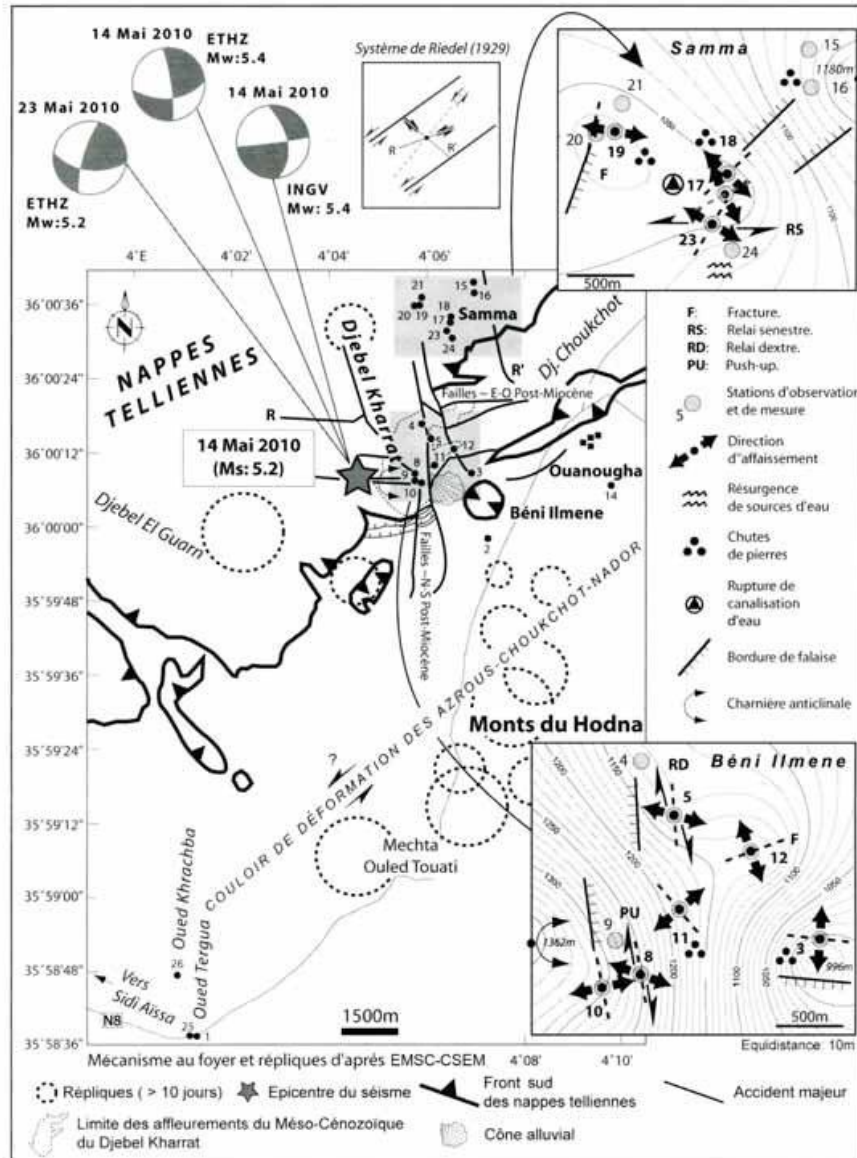
IV- OBSERVATIONS ET DESCRIPTION DES EFFETS DE SURFACE INDUITS PAR LE SÉISME

À Béni Ilmène, (pl.1, ph. a) dans la localité de Mendrous, en contrebas du village (pl. 1, ph b et c; station: 3; tab. II; figs. 2 et 3), les traces de surface liées au séisme montrent dans les terrains cénozoïques, une série de fractures verticales, décamétriques parallèles et ouvertes de direction N274° et espacées l'une de l'autre de 50cm, ainsi qu'une série d'éboulements de blocs de pierre. Dans la vieille casbah de Béni Ilmène, (pl. 1, ph. d et e; station: 5, tabl. II), des fractures sub-verticales ouvertes de direction N165°, représentant la stratification verticale, sous forme de

Tableau II - Coordonnées géographiques (C.G.) et UTM des stations d'observations des mesures des effets de surface induits par le séisme du 14 Mai 2010.

List of data measurements and the names of localities of the surface traces analysis, (Geographic and UTM coordinates).

Stations N°	C.G.		C. UTM			Localités	Observations de terrain
	X	Y	X	Y	Z(m)		
1	N 35°48'40,6"	E 04°01'10,5"	ND	ND	568	Oued Tergua	Néant
2	ND	ND	592108	3963509	ND	Béni Ilmène	Néant
3	N 35°58'0,25"	E 04°06'52,6"	ND	ND	996	Mendrous (Béni Ilmène)	Chute de pierres et fractures (E-O)
4	N 35°58'33,3"	E 04°06'2,7"	589338	3981997	1123	Casbah Ouled Béni Ilmène	Affaissements (N-S)
5	N 35°58'48,1"	E 04°05'51,8"	ND	ND	1123	Casbah Ouled Béni Ilmène	Relais dextres transtensionnels (N-S)
6	ND	ND	ND	ND	ND	ND	Relais dextres transtensionnels (N-S)
7	ND	ND	598895	3980525	1271	Djebel Kharrat-Kef El Khert	Relais dextres transtensionnels (N-S)
8	N 35°57'5,3"	E 04°05'46,3"	598843	3990534	1265	Djebel Kharrat-Kef El Khert	"Push-up" dextres
9	N 35°57'57"	E 04°05'44,6"	598805	3980712	1315	Djebel Kharrat-Kef El Khert	Affaissements (N-S)
10	N 35°57'51,5"	E 04°05'42,5"	598755	3980546	1279	Djebel Kharrat-Kef El Khert	Fractures (N-S)
11	N 35°57'59,3"	E 04°05'53,7"	599021	3980778	1186	Djebel Kharrat-Kef El Khert	Chute de pierres et fractures (NO-SE)
12	N 35°58'7,3"	E 04°06'6,9"	599352	3991037	1151	Djebel Kharrat-Kef El Khert	Fractures (NE-SO)
13	ND	ND	ND	ND	ND	Ouanougha	Néant
14	N 35°57'50,5"	E 04°09'44,6"	604809	3980588	845	Ahl El Oued (Ouanougha)	Néant
15	N 36°01'0,9"	E 04°06'52"	600423	3986399	1140	Teniet El Haddada (Samma)	Chute de pierres
16	N 36°00'45,8"	E 04°06'53,2"	ND	ND	1180	Teniet El Haddada (Samma)	Chute de pierres et affaissements (NE-SO)
17	N 36°00'29,7"	E 04°06'26,5"	599795	3985428	1045	Koudiat El Haouès (Samma)	Fractures (NE-SO)
18	N 36°00'33,6"	E 04°06'26,5"	ND	ND	1038	Koudiat El Haouès (Samma)	Chutes de pierres et fractures (NE-SO)
19	N 36°00'45,8"	E 04°05'49,1"	598860	3985920	1032	Ouled Mehenni (Samma)	Chute de pierres et fractures (N-S)
20	N 36°00'42,5"	E 04°05'48,1"	ND	ND	1051	Ouled Mehenni (Samma)	Affaissements (N-S)
21	N 36°00'51,8"	E 04°05'51,5"	ND	ND	1046	Ras El Kef (Samma)	Affaissements (N-S)
22	N 36°00'42,3"	E 04°05'50,2"	598975	3985809	968	Samma	Néant
23	N 36°00'19,1"	E 04°06'21,5"	ND	ND	1066	Samma	Fractures "en échelon" senestres
24	N 36°00'11,6"	E 04°06'29,3"	598888	3984870	1075	Samma	Résurgence de source d'eau
25	N 35°48'40,7"	E 04°01'08,1"	592112	3963499	561	Oued Tergua	Néant
26	N 35°49'41,0"	E 04°00'52,5"	ND	ND	578	Oued Khrachba	Néant



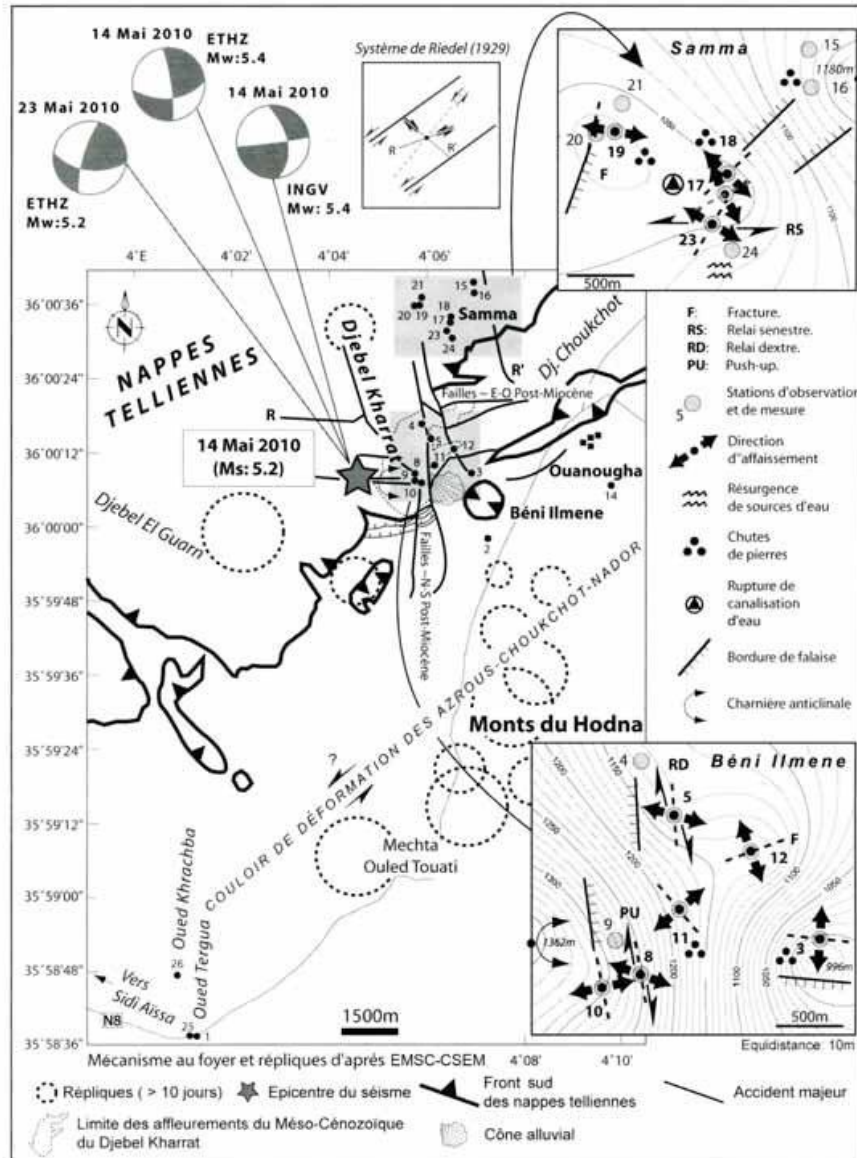


Fig. 2 - Localisation géographique des sites d'observations des effets en surface induits par le séisme du 14 Mai 2010 (carte géologique au 1/200 000, d'après Courier, 1968) et mécanismes au foyer (sources: EMSC-CSEM; USGS/ NEIC).

Structural map of the studied area, illustrating the structural features (geological map 1:200 000 after Courier, 1968) and the focal mechanism (sources: EMSC-CSEM; USGS/ NEIC).

fracture borde une petite falaise et elle est discontinue sur plusieurs centaines de mètres vers le nord-est où elle est largement observable dans le paysage.

Dans l'Oued Samsam, dans la localité des Ouled Mehenni (pl. 2, ph. d; station 19; fig. 2), de gros blocs de roches se sont détachés du sommet de la falaise de Ras El Kef. Certains de ces derniers se sont même retrouvés à l'intérieur des cours des maisons sans faire de blessés. Le replat au sommet de la falaise montre une fracture ouverte de direction approximative N190°. Au sud-est du hameau des Ouled Mehenni, dans la localité de Finchrouk, en bordure d'un sentier muletier menant vers une source d'eau potable (N36°00'19.1" - E04°06'21.53"), des fractures en échelon senestres, de direction N260° sont observables. Vers le sud-est, à 295 m de la station 23, aux coordonnées N36°00'11.6" et E04°06'29.3" (pl. 2, ph. e; station 24; fig. 2), on assiste à la résurgence d'une ancienne source d'eau douce. D'après le témoignage des villageois, sa réactivation serait postérieure au séisme. Selon certains habitants de la localité, elle serait probablement contemporaine de la secousse principale. La recherche d'une quelconque manifestation de la déformation cosmique a été entreprise dans les Oueds Tergua et Khrachba, au sud du Djebel Kharrat (stations 1, 25 et 26; tabl. II, fig. 2), elle s'est avérée infructueuse.

V - CONCLUSION ET DISCUSSION

En surface, le trait le plus caractéristique des traces du séisme du 14 Mai 2010 de Béni Ilménè est l'arrangement en échelon de fractures, reliées parfois par des structures de pression ("push-up"). Les structures cosmiques sont caractérisées, aussi, par l'existence d'un système de fractures conjuguées qui se traduit par un mouvement décrochant dextre sur les fractures NNE-SSO et senestre sur les fractures ENE-OSO. Des fractures bordières de falaises ou parallèles aux oueds apparaissent souvent sous forme d'effondrements

ou d'affaissements dont les rejets verticaux peuvent atteindre un demi-mètre. Les observations de terrain montrent que le mécanisme du séisme du 14 Mai 2010 ne semble pas correspondre uniquement, en surface à un unique décrochement NE-SO, comme le suggèrent les mécanismes au foyer et l'alignement des répliques (figs. 1 et 2), mais à des systèmes de décrochements conjugués qui serait cohérent avec un dispositif structural dont les accidents ENE-OSO senestres et NNE-SSO dextres seraient respectivement, assimilables à des accidents R et R' d'un système de Riedel (1929), selon le modèle de Tchalenko et Ambraseys (1970) (fig. 2). D'après les données du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (EMCS-CSEM), les répliques du séisme semblent indiquer une faille de longueur approximative de 36 km. Néanmoins, cette estimation n'est pas réaliste car cet organisme donne des localisations avec des marges d'erreurs supérieures à 10 km. Toutefois, l'orientation de ces répliques correspond probablement à un couloir de déformation NE-SO, lequel à notre avis se superpose sur d'anciennes structures géologiques (les Azrous, les Djebels Choukhot et Nador), (fig. 1), dont la genèse tectonique de ces dernières est à rechercher au moins, dans un héritage structural ancien (Guiraud, 1973; Mékireche et al., 1998; Kheidri et al., 2007). Appelé aussi, seuil de Maïda (fig. 3) (Kiecken, 1974 et 1975), ce couloir est considéré par Guiraud (1973) comme une représentation dans le Hodna occidental d'un jalon de la chaîne pré-atlasique, dont il constate un amenuisement progressif à l'est du Djebel Nador (DjN) (fig. 1) et qui se développe à nouveau dans les Monts du Hodna.

Il faut noter, qu'aucun phénomène de liquéfaction ou de remontées de sables à travers des fractures et dans des puits d'eau ou l'existence de cratères de sable n'ont été observés. Physiquement, des conditions particulières telles que la présence de couches de sable fin, lâches à des profondeurs généralement inférieures à 12 mètres, la présence d'eau et une forte secousse sismique doivent être réunies pour la genèse d'un tel phéno-

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE

mène (Machane *et al.*, 2004). Selon Harbi (2001), en Algérie et à ce jour, uniquement trois séismes ont engendré des phénomènes de liquéfaction, celui de Djidjelli en 1856, d'El Asnam en 1980 et de Zemmouri-Boumerdès en 2003 (Bouhadad *et al.*, 2009). Les investigations effectuées sur le site, n'ont pas permis de repérer des glissements de terrain. Selon Machane *et al.* (2004), un certain nombre de conditions telles qu'une remontée de la nappe phréatique suite à une forte pluviométrie, l'existence de forte pente, la présence d'un matériel argilo-marneux, l'existence d'une surface de rupture et une forte secousse sismique sont favorables au déclenchement d'un tel mécanisme. Il est fort probable que le site étudié n'offre pas de telles conditions. Il n'en demeure pas moins, que le phénomène de glissement de terrain suite à une secousse tellurique est connu en Algérie; à titre d'exemples, le glissement le plus important observé à la suite du séisme de Boumerdès du 21 Mai 2003, est celui de la ville de Guerrouma, située à environ 45 km de l'épicentre (Machane *et al.*, 2004). Guemache *et al.* (2009) décrivent également un glissement de terrain dans la localité de Laâlam (Kherrata) dans la chaîne des Babors, suite à un séisme de magnitude ($M_w = 5,3$) daté du 20 Mars 2006. On peut également citer les glissements de terrain liés aux séismes d'El Asnam ($M = 7,3$) du 10 Octobre 1980 (Meghraoui, 1988), de Constantine ($M = 6$) du 27 Octobre 1985 (Bounif *et al.*, 1987) et de Tipaza ($M = 6$) du 29 Octobre 1989 (Meghraoui, 1991). Contrairement aux phénomènes de liquéfaction et de glissement de terrain, les chutes de blocs ont été observées à Béni Ilmène. En Algérie, un tel phénomène est mentionné dans la littérature par divers auteurs (Gabert, 1984; Bougdal, 1990; Bennouar, 1994; GGES, 2004), et il est souvent lié à des secousses sismiques fortes à modérées comme celles de Kherrata en 1949 et du Tipaza-Chenoua en 1989.

La déformation en surface a été observée sur une bande orientée NE-SO, longue de 5 km, et semble montrer des effets combinés de la gravité, des

vibrations lors de la rupture sur la faille principale et également le champ de contrainte de la région. Ainsi, les traces relevées sont interprétées comme des effets induits et ne peuvent être utilisées comme des marqueurs de directions de contrainte. Il existe probablement une interaction entre les effets gravitaires liés à l'instabilité des rives des oueds et des bords des falaises et le champ de contraintes tectoniques. Ainsi, l'étude des effets morpho-structuraux induits par un séisme permet d'une part la détermination des intensités macrosismiques qui se traduit par l'établissement d'une carte des intensités et d'autre part, les effets sont pris en compte dans l'approche de microzonage sismique. A l'instar de la tectonique active localisée dans la région nord du pays, essentiellement dans le Tell, le séisme du 14 Mai 2010 de Béni Ilmène est l'expression de la convergence actuelle des plaques africaine et eurasiatique. Le séisme se situe au niveau du front sud des nappes telliennes et du Miocène autochtone et à l'ouest de la terminaison des Monts du Hodna. Alors, les questions de la limite géodynamique de ces monts à l'ouest et la signification du front sud des nappes telliennes à cet endroit sont posées. Limite qui au regard de la contrainte actuelle doit être, nécessairement un accident à composante senestre (figs. 1 et 2). Toutefois, cela reste une hypothèse et une connaissance approfondie de la sismicité de la région s'avère nécessaire afin de répondre à la question.

Remerciements : Nous remercions les rapporteurs Merzouk Ouyed (USTHB) et Mustapha Meghraoui (EOST-IPG Strasbourg) pour leurs critiques pertinentes et leurs suggestions constructives. La direction du Service géologique National (DSGN) de l'Agence Nationale de la Géologie et du Contrôle Minier (ANGCM), pour les moyens logistiques mis à notre disposition. Aux habitants du village de Samma dans la Daïra de Béni Daoud pour leur agréable hospitalité.

BIBLIOGRAPHIE

- AOUDIA, A. AND MEGHRAOUI, M. 1995. Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08.1922 ($M_s = 5.9$). *Tectonophysics*, 248, pp. 263–276.

- AUDIA, A., VACCARI, F., SUHADOLC, P. AND MEGHRAOUI, M. 2000.** Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *Journal of Sismology*, 4, pp. 79-88.
- AYADI, A., DORBATH, C., OUSADOU, F., MAOUCHE, S., CHIKH, M., BOUNIF, M. A. AND MEGHRAOUI, M. 2008.** Zemmouri earthquake rupture zone (Mw= 6.8, Algeria): aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *Journal of Geophysical Research*, 113, B09301.
- BALDINI, P. 1966.** Carte géologique de Tarmount (140) au 1/50000. *Service Géologique de l'Algérie*.
- BELABBÈS, S. 2008.** Caractérisation de la déformation active par l'interférométrie Radar (InSAR) : failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. *Thèse de Doctorat : Sciences de la Terre et de l'Université, Géophysique, Université de Strasbourg 1, France*, 211p.
- BELABBÈS, S., WICKS, C., ÇAKIR, Z. AND MEGHRAOUI, M. 2009.** Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research*, 114, B03406.
- BENHALLOU, H. 1985.** Les catastrophes sismiques de la région d'Ech Chellif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. *Thèse de Doctorat ès-Sciences, Institut des Sciences de la terre, USTHB, Bab Ezzouar, Alger*. 295p.
- BENNOUAR, D. 1994.** Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the Twentieth Century. *Annali di geophysica*, vol. XXXXVII, 4, 860p.
- BOUDIAF, A. 1996.** Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. *Thèse de Doctorat, université de Montpellier II, science et techniques du Languedoc*, 274p.
- BOUNIF, A., HAESSLER, H. AND MEGHRAOUI, M. 1987.** The Constantine (North-East Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and afterschock study. *Earth Planet Sciences Letter*, 85, pp. 451- 460.
- BOUGDAL, R. 1990.** Les effets gravitaires induits par le séisme du Chenoua du 29/10/1989. *Actes du Séminaire post-sismique, Tipaza*, 1990.
- BOUGHACHA, M. S., OUYED, M., BENHALLOU, H., DJEDDI, M. ET HATZFELD, D. 2003.** Sismicité en Algérie de 1790 à 2000: mécanismes aux foyers et vitesse de rapprochement inter-plaques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 14, 2, pp. 65-77.
- BOUHADAD, Y. 2007.** Dynamique récente et actuelle de quelques tronçons de la chaîne tellienne : Géologie des failles actives et aléa sismique. *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Bab Ezzouar, Alger*, 242p.
- BOUHADAD, Y., BENHAMOUCHE, A., MAOUCHE, S. AND BELHAI, D. 2009.** Evidence for Quaternary liquefaction-induced features in the epicentral area of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake (Algeria, Mw = 6.8). *Journal of Seismology*, 13, 1, pp. 161-172.
- COURRIER, P. 1968.** Carte géologique, Parcelle A1, 1/200000, SOPEFAL, SN.REPAL opérateur délégué, *Editions GEOSERVICES*.
- DAN, G., SULTAN, N., SAVOYE, B., DÉVERCHÈRE, J. AND YELLES, K. 2009.** Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during earthquakes: Example from the Algerian margin. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 4, pp. 769-789.
- DÉVERCHÈRE, J., YELLES, K., DOMZIG, A., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOUILLIN, J.-P., GAULLIER, V., BRACÈNE, R., CALAIS, E., SAVOYE, B., KHERROUBI, A., LE ROY, P., PAUC, H. AND DAN, G. 2005.** Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw = 6.9 earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32, 4, pp. 28-31.

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE

- DÉVERCHÈRE, J., MERCIER DE LÉPINAY, B., CATTANEO, A., STRZERZYNSKI, P., CALAIS, E., DOMZIG, A. AND BRACÈNE, R. 2010.** Comment on Zemmouri earthquake rupture zone (Mw = 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model by A. Ayadi et al. *Journal of Geophysical Research*, 115, B04320, pp. 1-6.
- DOMZIG, A. 2006.** Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. *Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale*, 333p.
- GABERT, P. 1984.** Séismes, néotectoniques et effets induits sur les versants des massifs des Babors dans la région de Kherrata (Algérie). *Revue Géographique des Pays Méditerranéens*, pp. 25-32.
- GGES (GROUPE GÉOSCIENTIFIQUE D'ÉTUDE DU SÉISME). 2004.** Le Séisme de Zemmouri-Boumerdès (Algérie) du 21 Mai 2003 : Constats Géologiques et Enseignements Préliminaires. *Edit. du Serv. Géol. de l'Algérie*, mém. n° 12, 204p.
- GRANDJEAN, A., GUIRAUD, R. ET POLVECHE, J. 1966.** Le séisme de M'Sila. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 33, pp. 33-47.
- GUEMACHE, M. A. 2010.** Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie) : approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysiques). *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Alger*, 294p.
- GUEMACHE, M.A., MACHANE, D., BELDJOUDI, H., GHARBI, S., DJADIA, L., BENAHMED, S. AND YMMEL, H. 2009.** On a damaging earthquake-induced landslide in the Algerian Alps: the March 20, 2006 Laâlam landslide (Babors Chain, Northeast Algeria), triggered by the Kherrata earthquake (Mw = 5.3). *Natural Hazards*, 54, 2, pp. 273-288.
- GUEMACHE, M.A., DJELLIT, H., YMMEL, H., GHARBI, S. ET DORBATH, C. 2010.** La faille post-astienne de Bouinan-Soumâa (Région de Blida, bordure sud du Bassin de la Mitidja, Algérie) : expression néotectonique et implication dans l'évaluation de l'aléa sismique. *Bull. du Serv. Géol. Nat.*, 21, 1, pp. 74-94.
- GUIRAUD, R. 1973.** Evolution post-triasique de l'Avant-Pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Nice-Avignon*, 259p.
- GUIRAUD, R. 1977.** Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, tome XIX, pp. 645-650.
- HARBI, A. 2001.** Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le NE algérien. *Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Bab Ezzouar, Alger*, 189p.
- HARBI A. ET MAOUCHE S. 2009.** Les principaux séismes du Nord-Est de l'Algérie. *Mém. du Serv. Géol. Nat. de l'Algérie*, 16, 81p.
- KHEIDRI, H. L., ZAZOUN, R. S. AND SABAOU, N. 2007.** Neogene tectonic history of the Sub-Bibanic and M'Sila Basins, Northern Algeria: implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 30, (2), pp. 159-174.
- KHERROUBI, A., DÉVERCHÈRE, J., YELLES, A., MERCIER DE LÉPINAY, B., DOMZIG, A., CATTANEO, A., BRACÈNE, R., GAULLIER, V. AND GRAINDORGE, D. 2009.** Recent and active deformation pattern of the Easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: new evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261, 1-4, pp. 17-32.
- KIEKEN, M. 1960.** Carte géologique de Sidi-Aïssa (139) au 1/50 000. *Service Géologique de l'Algérie*.
- KIEKEN, M. 1974.** Etude géologique du Hodna, du Titeri et de la partie occidentale des Bibans (Département d'Alger, Algérie). *Service Géologique de l'Algérie*, 1, 356p.
- KIEKEN, M. 1975.** Etude géologique du Hodna, du Titeri et de la partie occidentale des Bibans (Département d'Alger, Algérie). *Service Géologique de l'Algérie*, 2, 323p.
- LETOUZAY, J. 1990.** Petroleum and Tectonics in mobile belts. IFP Exploration and Research Conferences, *Technip (Eds), Paris*, 193p.

- MACHANE, D. 2009.** Fracturation néotectonique dans les Kabylies, potentiel sismique des failles actives et effets géologiques induits. *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Alger*, 222p.
- MACHANE, D., BOUHADAD, Y., OUBAICHE, E. H., HELLEL, M., AMROUCHE, F., ABBES, K., MESSAOUDI, M. ET CHEIKH LOUNIS, G. 2004.** Description morphologique des effets induits par le séisme de Boumerdès (Algérie) du 21 mai 2003 (Mw=6.8). In : Groupe Géoscientifique d'Etude du Séisme (Eds.). Le Séisme de Zemmouri-Boumerdès (Algérie) du 21 Mai 2003 : Constats Géologiques et Enseignements Préliminaires. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, n°12, pp.133-146.
- MACHANE, D., BOUHADAD, Y., CHEIKHLOUNIS, G., CHATELAIN, J.L., OUBAICHE, E.H., ABBES, K., GUILLIER, B. AND BENSALAM, R. 2008.** Examples of geomorphologic and geological hazards in Algeria. *Natural Hazards*, 45, pp. 295–308.
- MACHANE, D., GUILLIER, B., CHATELAIN, J. L., BOUILLIN, J. P., HADDOUM, H., GUEMACHE, M. A., ZETOUTOU, S., AOURARI, S., DJADIA, L. ET BENELHADJ, Z. 2009.** Le séisme (Mw = 5) de Laalam (Kabylie, Algérie) du 20 mars 2006 : prospections géologiques et géophysiques (bruit vibratoire ambiant) et corrélations avec les dommages. *Bulletin du Service Géologique National*, 20, 3, pp. 357-373.
- MACKENZIE, D. P. 1972.** Active tectonic of the Mediterranean region. *Geological Journal Research of Astrophysic Society*, 30, pp. 108-185.
- MAHSAS, A., LAMMALI, K., YELLES, K., CALAIS, E., FREED, A. M. AND BRIOLE, P. 2008.** Shallow afterslip following the 2003 May 21, Mw = 6.9 Boumerdes earthquake, Algeria. *Geophysical Journal International*, 172, 1, pp. 155–166.
- MAOUCHE, S. 2010.** Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien : étude des soulèvements côtiers. *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Alger*, 315p.
- MAOUCHE, S., HARBI, A. AND MEGHRAOUI, M. 2008.** Attenuation of intensity for the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8): insights for the seismic hazard and historical earthquake sources in Northern Algeria. In: Fréchet, J., Meghraoui, M. and Stuchi, M.(Editors). *Historical Seismology, Interdisciplinary Studies of Past and Recent Earthquakes. Springer-Verlag*, pp. 327-350.
- MAOUCHE, S., MORHANGE, C. AND MEGHRAOUI, M. 2009.** Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262, pp. 96-104.
- MCCLAY, K. R. AND PRICE, N.-J. 1981.** Thrust and Nappes Tectonics. *Geological Society of London*, special publication, 9, *Blackwell Scientific*, St Louis, Mo, (Eds). 539p.
- MEGHRAOUI, M. 1988.** Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Orsay, Paris XI*, 356p.
- MEGHRAOUI, M. 1991.** Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua Tipaza earthquake of 29 October 1989 (North Central Algeria), *Terra Nova*, 3, pp. 84-93.
- MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A. AND PHILIP, H. 1986.** Seismotectonics of the Lower Chellif Basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics*, 5, pp. 809-836.
- MEGHRAOUI, M. AND DOUMAZ, F. 1996.** Earthquake induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold. *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 17617-17644.
- MEGHRAOUI, M., MOREL, J. L., ANDRIEUX, J. ET DAHMANI, M. 1996.** Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran, *Bull. Soc. Geol., France*, 167, pp. 143-159.
- MEGHRAOUI, M., MAOUCHE, S., CHEMAA, B., CAKIR, Z., AOUDIA, A., HARBI, A., ALASSET, P.J., AYADI, A., BOUHADAD, Y. AND BENHAMOUDA, F. 2004.** Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May 2003. *Geophysical Research Letter*, 31, L19605, pp. 1-4.

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE

- MÉKIRECHE, K., SABAOU, N. AND ZAZOUN, R. S. 1998.** Critical factors in the exploration of Atlas intramontane basin: the Western Hodna Basin of Northern Algeria. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Editors.). Petroleum Geology of North Africa. *Geological Society of London, special Publication*, 132, pp. 423-432.
- MOKRANE, A., AÏT MESSAOUD, A., SEBAÏ, A., AYADI, A., BEZZEGHOUD, M. ET BENHALLOU, H. 1994.** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. *Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger (Eds)*, 227p.
- MOREL, J. L. AND MEGHRAOUI, M. 1996.** The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, pp. 755-758.
- NOCQUET, J. M. AND CALAIS, E. 2004.** Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Applied Geophysics*, 161, pp. 661-681.
- PERREY, A. 1847.** Notes sur les tremblements de terre en Algérie et dans l'Afrique septentrionale. *Mémoires de l'Académie des Sciences, des Arts et Belles Lettres de Dijon, année 1847-1846*, pp. 299-323.
- PHILIP, H. AND MEGHRAOUI, M. 1983.** Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2, pp. 17-49.
- RIEDEL, W. 1929.** Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralblatt Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 1929 B, pp. 354-368.
- SAVORNIN, M. J. 1909.** Carte Géologique d'El Mansourah (114) au 1/50 000. *Service Géologique de l'Algérie*.
- SAVORNIN, M. J. 1929.** Carte Géologique de l'Oued Okris (113) au 1/50 000. *Service Géologique de l'Algérie*.
- TCHALENKO, J. S. AND AMBRASEYS, N. N. 1970.** Structural analyses of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81, pp. 41-60.
- WILDI, W. 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphique et évolution du Traras au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, numéro spécial, Chaîne Tello-Rifaine, 24, pp. 201-298.
- YELLES-CHAUCHE, A.-K., BOUDIAF, A., DJELLIT, H. AND BRACÈNE, R. 2006.** La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Géoscience*, 338, pp. 126-139.
- YELLES-CHAUCHE, A.-K., ROGER, K., DÉVERCHÈRE, J., BRACÈNE, R., DOMZIG, A., HÉBERT, H. AND KHERROUBI, A. 2009a.** The 1856 tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, modelling and hazard implications for the Algerian coast. *Pure and Applied Geophysics*, 166, pp. 1-2, pp. 283-300.
- YELLES-CHAUCHE, A.-K., DOMZIG, A., DÉVERCHÈRE, J., BRACÈNE, R., MERCIER DE LÉPINAY, B., STRZERZYNSKI, P., BERTRAND, G., BOUDIAF, A., WINTER, T., KHERROUBI, A., LE ROY, P. AND DJELLIT, H. 2009b.** Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin of NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, 475, 1, pp. 98-116.

Planche 1

Traces de surface du séisme du 14 Mai 2010
(Pour la localisation des photographies, voir les stations de mesures en figure 2).

**Surface traces of the May 14th 2010 earthquake.
(See the measurement stations of figure 2)**

a- Vue sur le village de Béni Ilmène, au pied du Djebel Kharrat, lieu de l'épicentre du séisme du 14 Mai 2010.

Landscape view of Beni Ilmane village showing the Djebel Kharrat Mountain, location of the May 14th earthquake main shock.

b- Fractures ouvertes de direction N274°. A noter, le Djebel Kharrat en arrière plan, (Station 3 ; N 35°58'0,25"- E 04°06'52,6").

Large open fracture striking N274°. See the Djebel Kharrat Mountain in the background, (Station 3: N 35°58'0.25"- E 04°06'52.6").

c- Chutes de pierres dans le Djebel Kharrat, noter la couleur blanche de certains affleurements, traduisant des cassures fraîches.

Rockfalls in the Djebel Kharrat. Notice the white colour of some outcrops, reflecting fresh fractures.

d- Structure d'effondrement de direction N170°, le rejet vertical (RV) est estimé à 22 cm en moyenne pour une ouverture horizontale (OH) de l'ordre 63 cm. (Casbah de Béni Ilmène, Station 5 ; N 35°58'48,1"- E 04°05'51,8").

Collapse structure striking N170°. The vertical offset is about 22 cm for an horizontal opening of 63 cm (Casbah of Beni Ilmene, Station 5; N 35°58'48.1"- E 04°05'51.8").

e- Fractures ouvertes de direction N165°. La fracturation reprend les zones de faiblesse matérialisées par la stratification verticale (So : N175°-75°E) (Casbah de Béni Ilmène, Station 5 ; N 35°58'48,1"- E 04°05'51,8").

A N165° open fractures. The fracturation takes place on the weak areas of vertical stratification (So: N175°- 75°E) (Casbah of Beni Ilmene, Station 5 ; N 35°58'48.1"- E 04°05'51.8").

f- Structure en "push-up" (Djebel Kharrat, Station 8 ; N 35°57'51,3 "- E 04°05'46,3").

Detail of push-up structure (Djebel Kharrat, Station 8; N 35°57'51.3 "- E 04°05'46.3").

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE



Planche 2

Traces de surface du séisme du 14 Mai 2010 (suite).
(Pour la localisation des photographies, voir les stations de mesures en figure 2).

Surface traces of the May 14th 2010 earthquake
(See the measurement stations of figure 2)

- a- Fossé d'effondrement sub-méridien dont le rejet vertical dépasse le mètre
(Djebel Kharrat, Station 10 ; N 35°57'51,5" - E 04°05'42,5").

Submeridian half-graben with a metric vertical offset
(Djebel Kharrat, Station 10, N 35°57'51.5" - E 04°05'42.5").

- b- Fracture subméridienne décimétrique ouverte au piedmont du Djebel Kharrat
(Station 12 ; N 35°58'7,3" - E 04°05'6,9").

A submeridian open fracture near the Djebel Kharrat Mountain
(Station 12; N 35°58'7.3" - E 04°05'6.9").

- c- Chutes de blocs de pierres, Téniet El Haddada , village de Samma
(Station 16 ; N36°00'54,8" - E04°06'53,2").

Falls of rock boulders, Teniet El Haddada , Samma village
(Station 16; N36°00'54.8" - E04°06'53.2").

- d- Vue du sommet de la falaise de Ras El Kef. Il est à noter qu'un plan de falaise est dans un équilibre précaire et menace de se détacher. Les taches rouges sur la photographie représentent les tentes mises à la disposition de la population sinistrée par la protection civile.
(Ouled Mehenni, Station 20; N36°00'45,2" - E04°05'48,1", 1051m).

View from the top of Ras El Kef cliff. Note that a section of cliff is in a precarious balance and risk to fall down. The red spots on the photography represent the tents given to the affected population (Ouled Mehenni, Station 20; N36°00'45.2" - E04°05'48.1", 1051m).

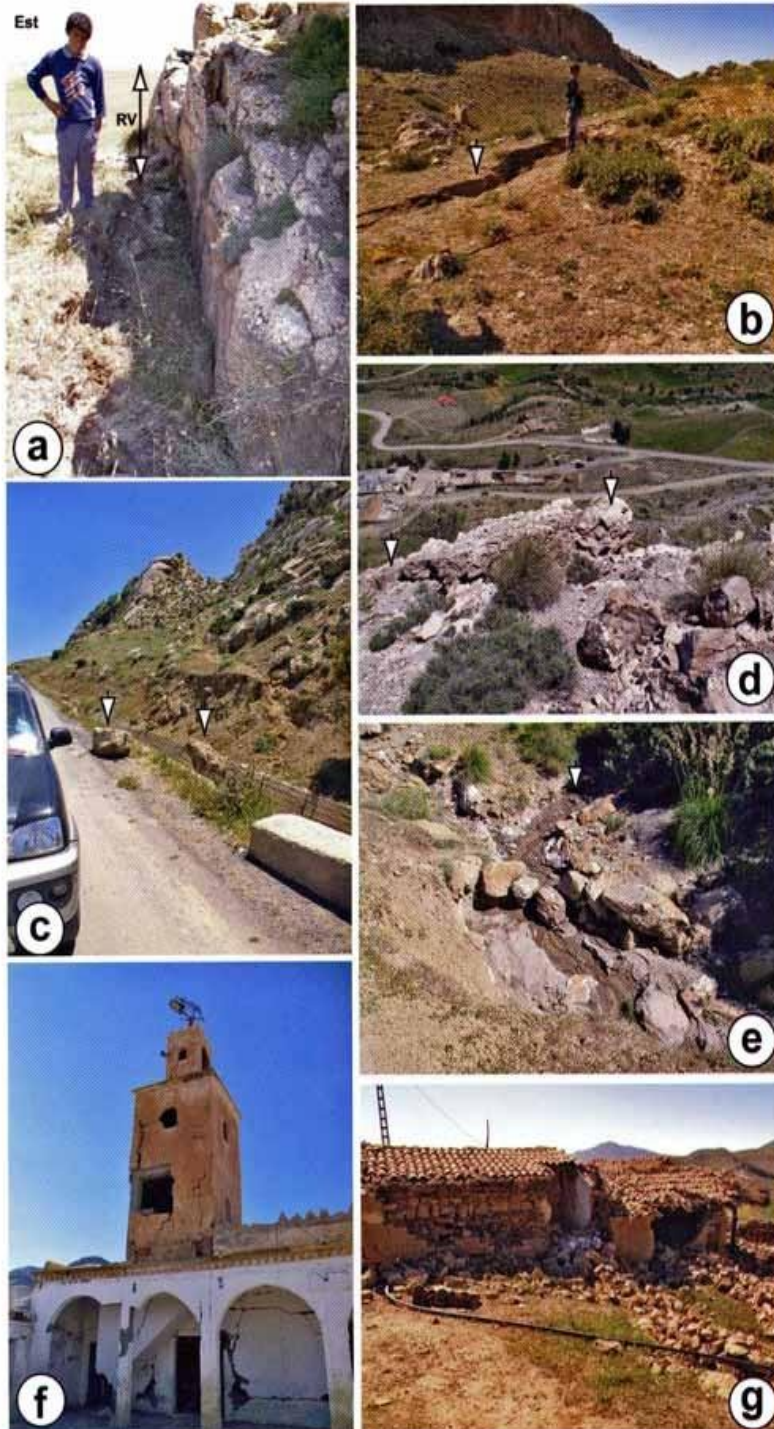
- e- Résurgence d'une source d'eau potable
(Station 24 ; N36°00'11,6" - E04°06'29,3", Finchrouk, Ouled Mehenni).

Resurgence of drinking water source
(Station 24; N36°00'11.6" - E04°06'29.3", Finchrouk, Ouled Mehenni).

- f- Vieille mosquée de Béni Ilmene touchée par le séisme du 14 Mai 2010.
Old mosque at Beni Ilmene village affected by the May 14th earthquake.

- g- Vieille maison effondrée dans la localité de Samma dans la wilaya de Bordj Bou Arréridj.
Old house collapsed in the Samma village (Wilaya of Bordj Bou Arreridj).

LE SÉISME DU 14 MAI 2010 DE BÉNI ILMÈNE (M'SILA, ALGÉRIE), (Ms : 5,2) :
ANALYSE DES TRACES DE SURFACE



3-3- Les sismique ce matin à M'sila (Melouza- Ouanougha):

Deux personnes ont trouvé la mort et 43 autres blessées, suite au séisme de magnitude 5,2, qui a frappé vendredi la région de Melouza près de M'sila, a indiqué le ministère de l'Intérieur. Vingt-trois des 43 personnes blessées lors de ce séisme ont été gardées sous surveillance médicale à l'hôpital de la ville, a précisé la même source. Aucune indication n'a été donnée sur les dégâts matériels.

Le tremblement de terre a été localisé à 7 km au Nord-Ouest de la ville de Melouza qui est situé dans la wilaya de M'sila et non dans celle de Bouira comme annoncé précédemment par le Centre algérien de recherche en astronomie, astrophysique et géologie. [27]

3-4- Séisme à Bou Saada et à Djelfa :

La région de Bou Saada et Djelfa a été secouée hier matin par une forte secousse tellurique d'une magnitude de 5,4 sur l'échelle de Richter.

La secousse a été enregistrée à 7h 54. L'épicentre du séisme est situé, selon le Craag (Centre de recherche astronomique, astrophysique et géophysique) à 8 km au nord-est de la localité de BriFoda, non loin de Selim, située entre Djelfa et Bou Saada.

Plusieurs répliques ont été enregistrées après la première secousse tout au long de la journée d'hier. Par ailleurs, aucune victime ni dégât matériel n'ont été déplorés, selon la direction de la Protection civile de la wilaya de M'sila.

La secousse a fait plus de peur que de mal ; des dizaines d'habitants sont sortis dans les rues à Djelfa et à Bou Saâda au moment de la secousse.

Le chef du département d'études et de surveillance sismique au Craag, M. Ha mou Djellit, que nous avons contacté par téléphone, nous a indiqué que "la localité secouée fait partie de l'Atlas saharien qui fait partie de toute la zone mobile du nord du pays, où l'activité sismique est plus importante". Pour rappel, le plus important séisme enregistré dans cette région a été celui qui a secoué la ville de M'sila le 1er janvier 1965, d'une magnitude de 5,5 sur l'échelle de Richter.

Lotfi G. On connaît les causes des séismes ; on peut prévenir leurs effets catastrophiques, mais on ne sait pas encore les prévoir. Des événements majeurs dévastateurs induits par des phénomènes naturels ou générés par les développements technologiques et industriels ont ébranlé l'Algérie au cours de son histoire. [27]

Chapitre4:

Construction des spectres de réponse

Chapitre4: Construction des spectres de réponse.

4-1-Accélérogrammes:

- Accélération M'sila:

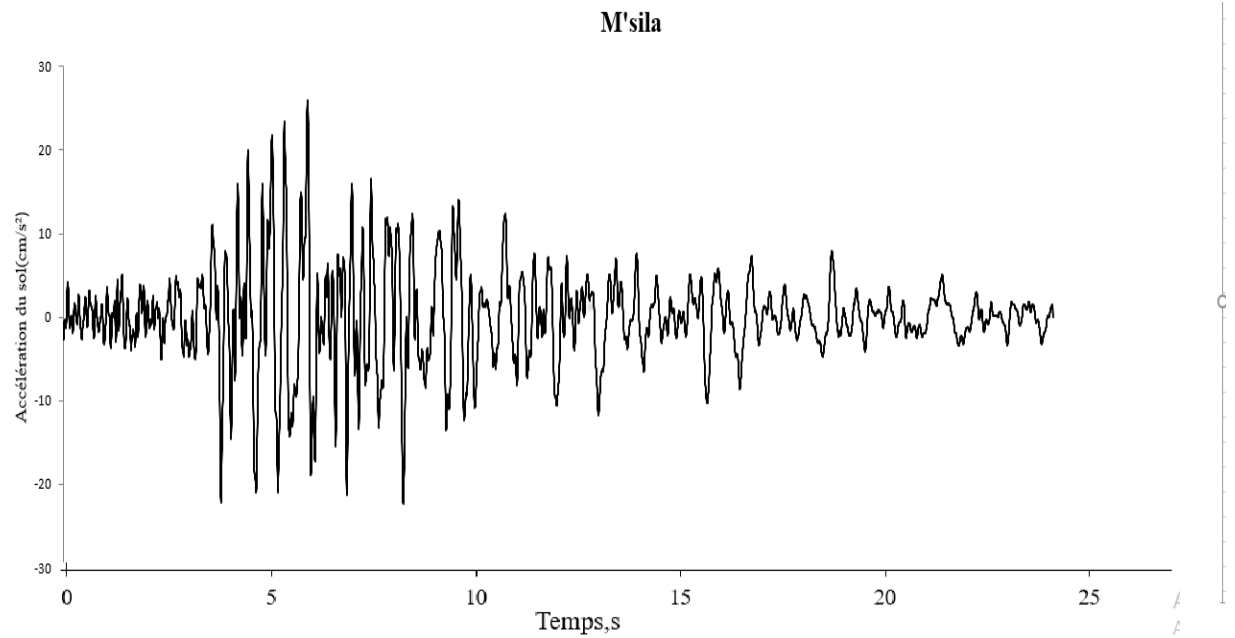


Figure1-29: Accélérogramme M'sila.

- Accélération Hammam delaà:

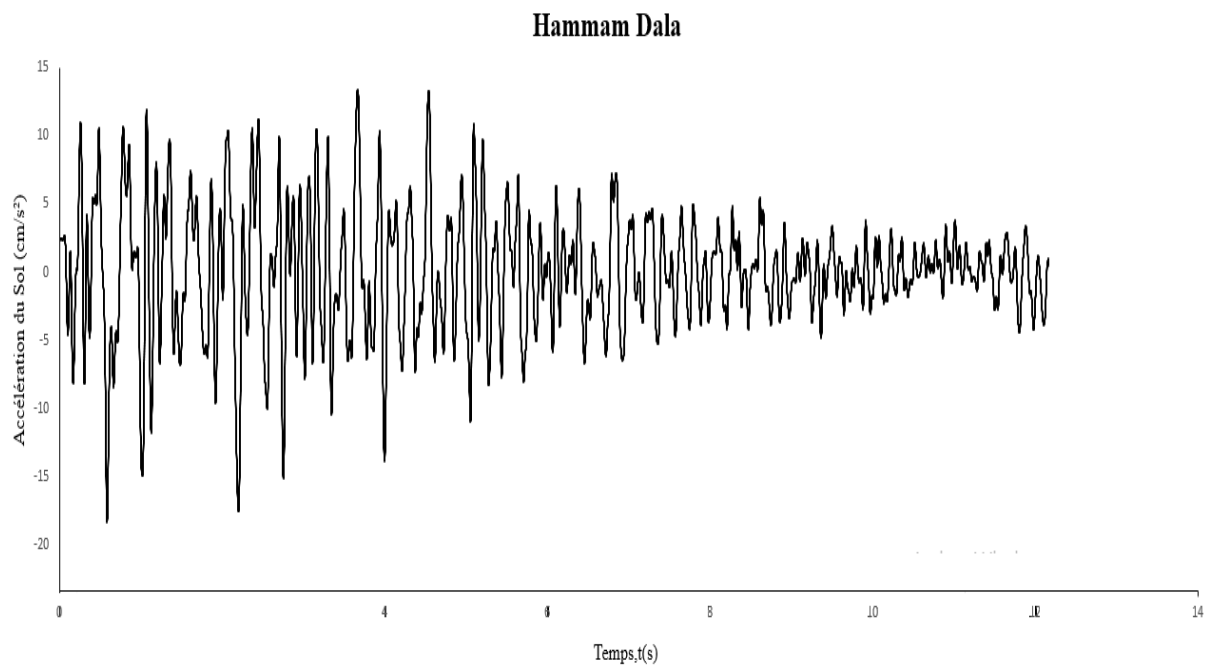


Figure1-30: Accélérogramme Hammam delaà .

- Accélération Mansourah:

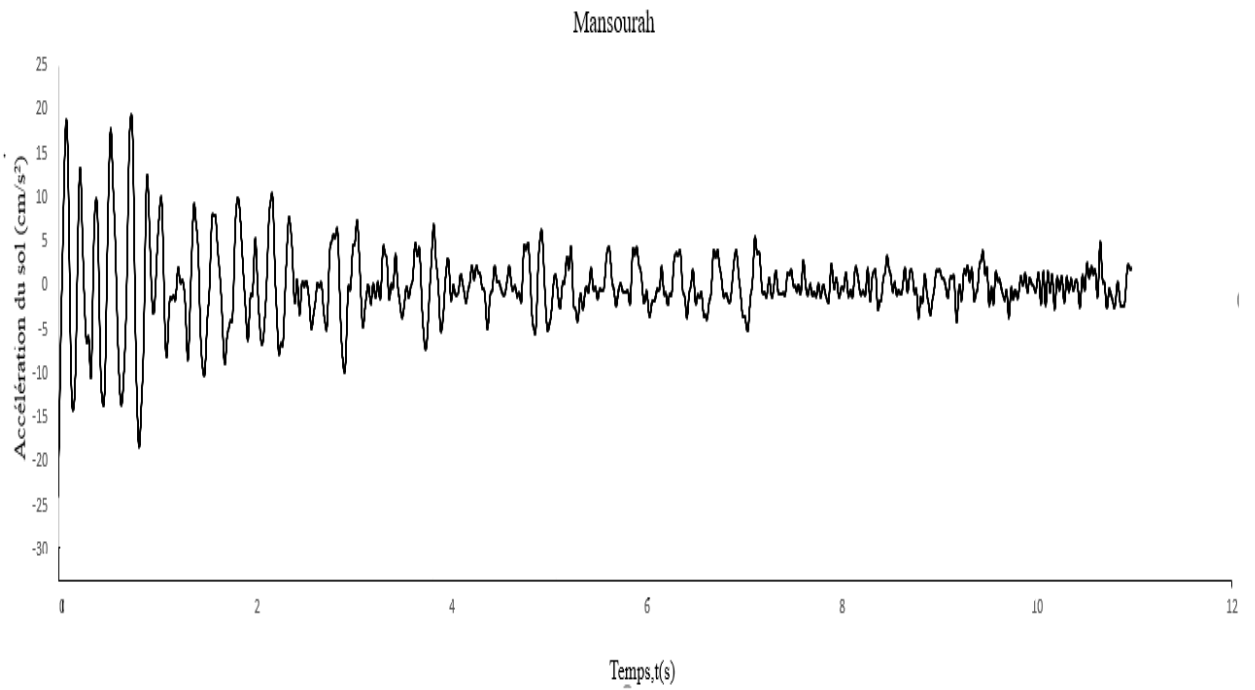


Figure1-31: Accélérogramme Mansourah.

- Accélération Ain Bessam:

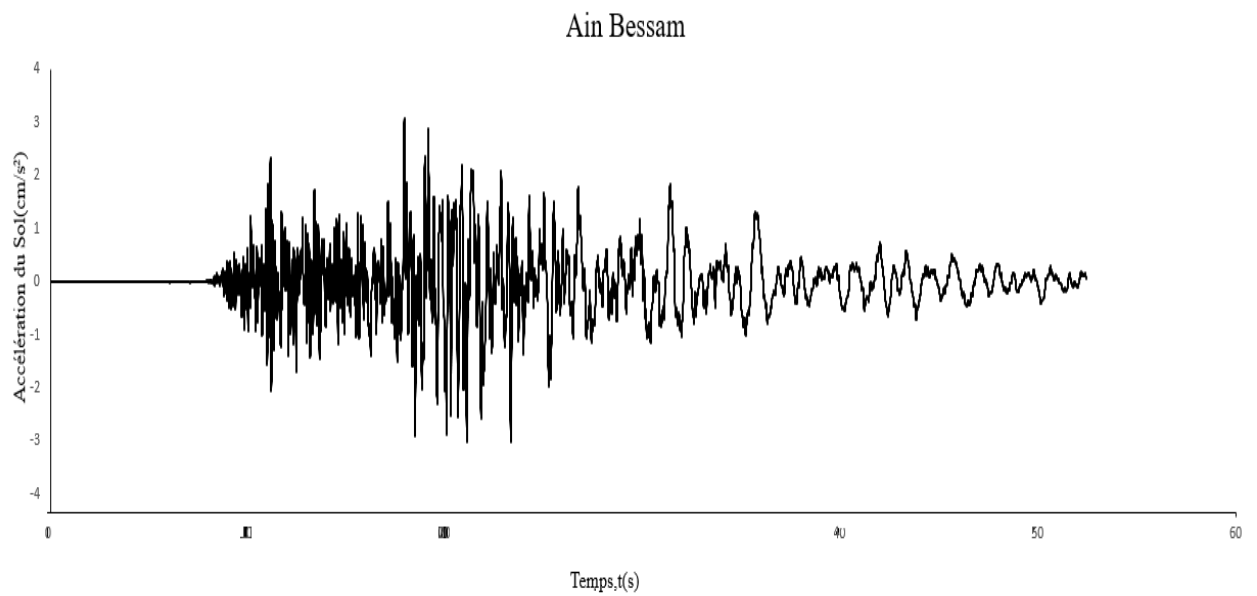


Figure1-32: Accélérogramme Ain Bessam.

4-2- Le spectre de réponse :

4-2-1- Le spectre de réponse a Hammam Dala:

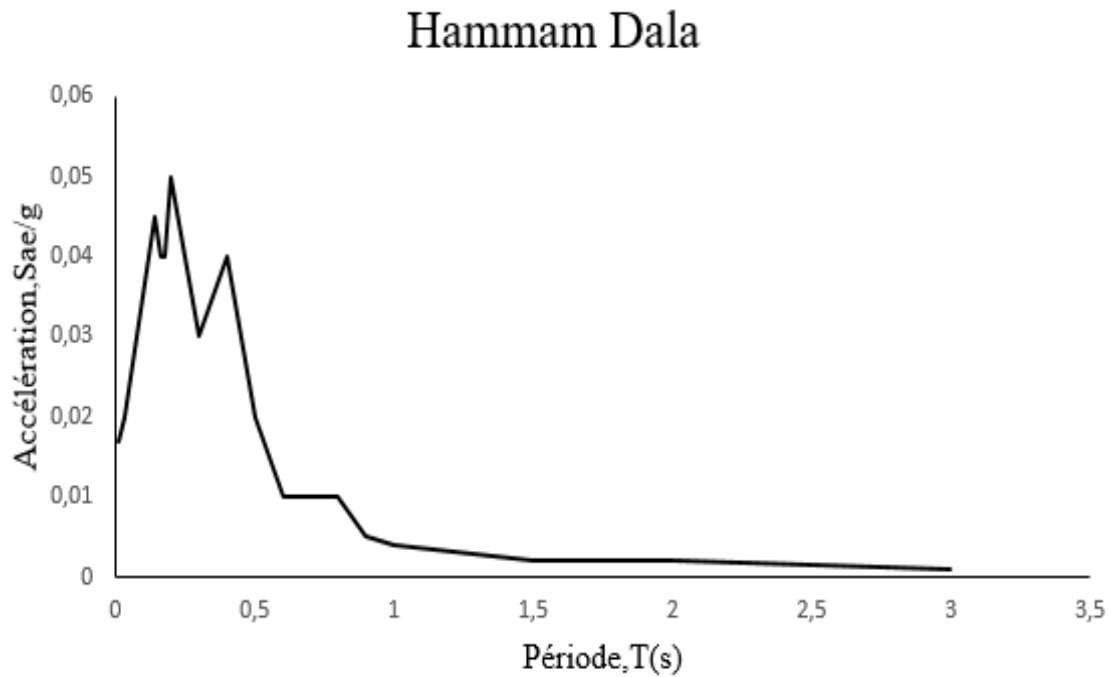


Figure1-33: le spectre de réponse pour la Région de Hammam delaa.

4-2-2- Le spectre de réponse a Mansourah:

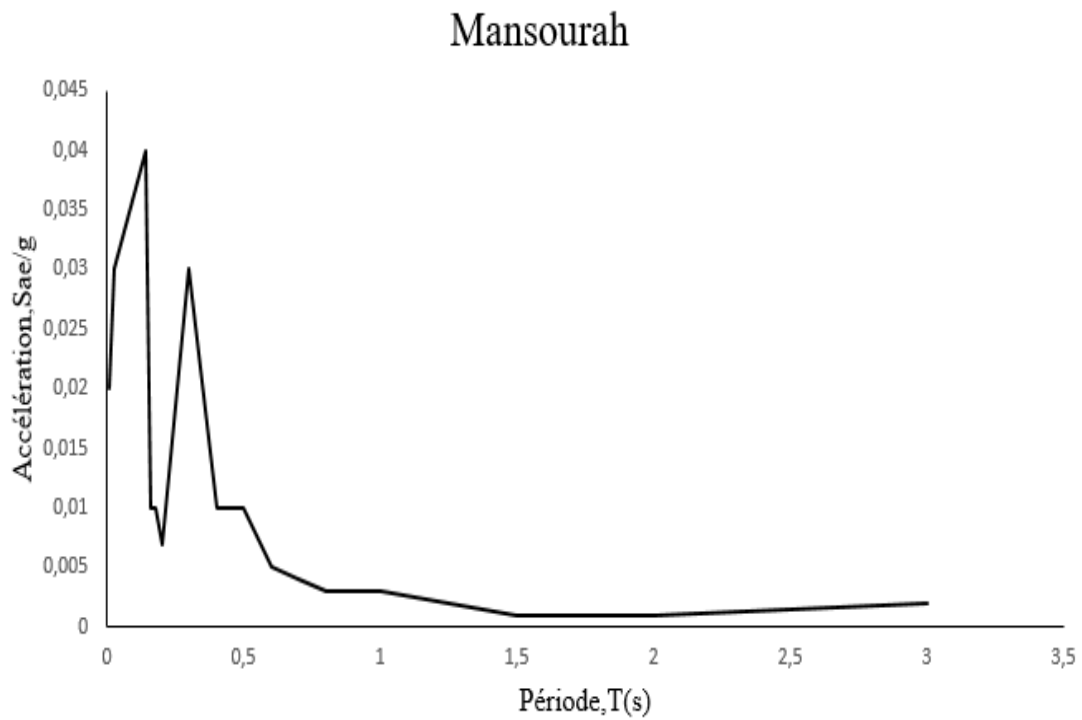


Figure1-34: le spectre de réponse pour la Région de Mansourah.

4-2-3- Le spectre de réponse a Ain Beessam:

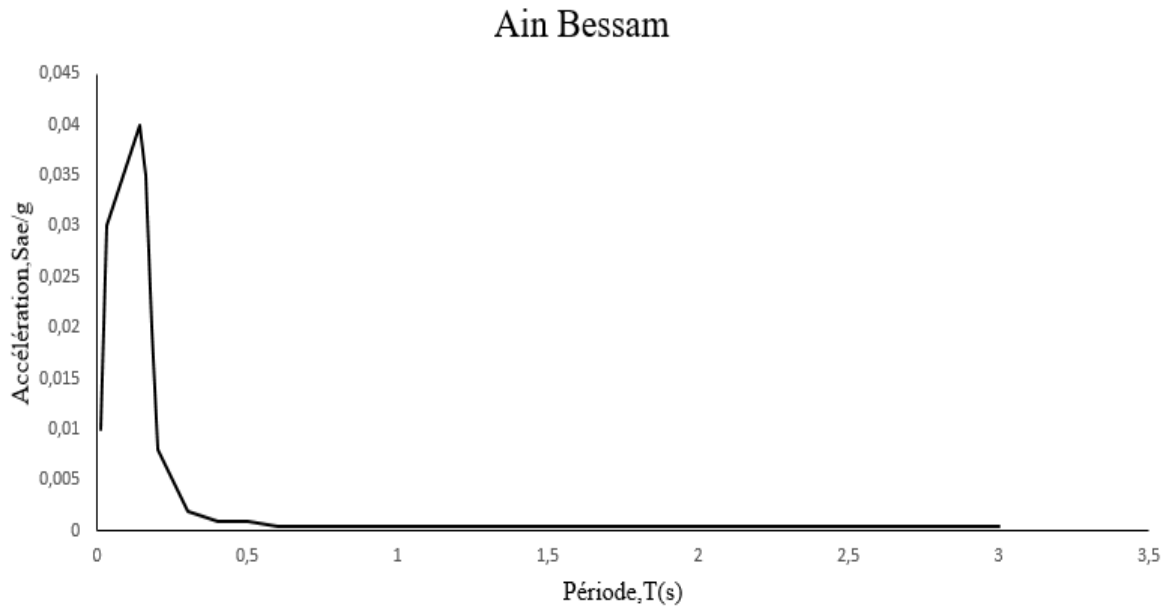


Figure1-35: le spectre de réponse pour la Région de Ain Bessam.

4-3- Le spectre moyen:

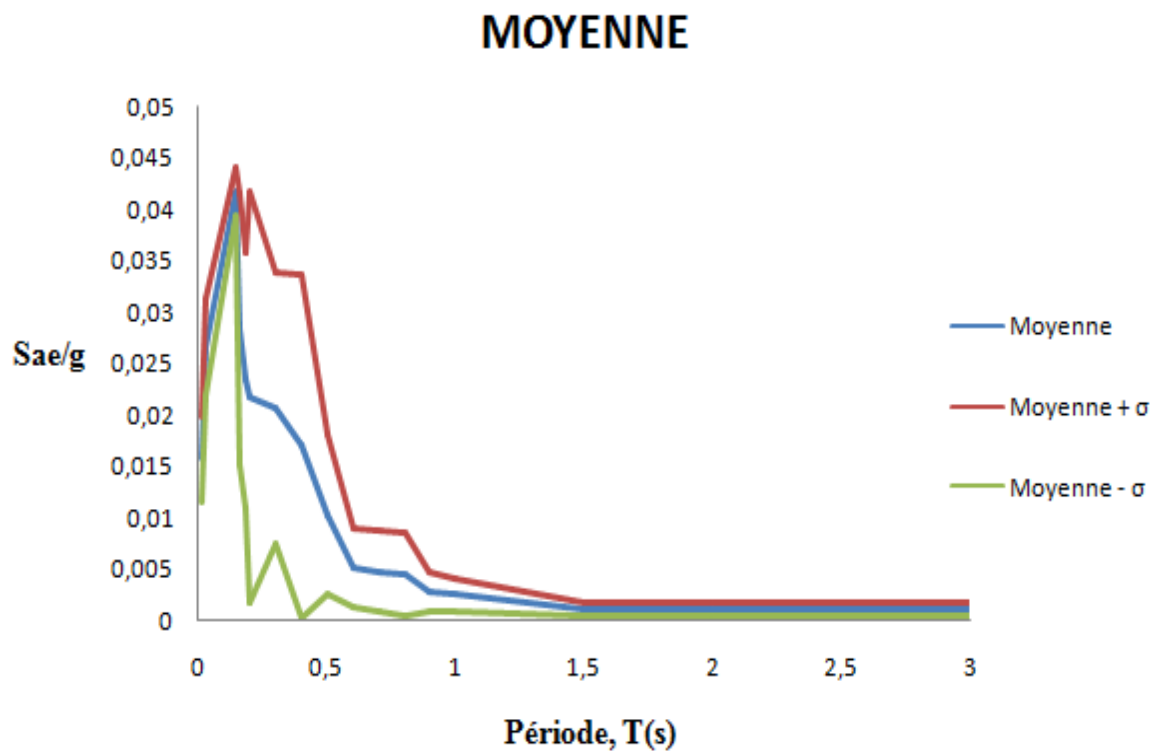


Figure1-36: le spectre Moyenne de 3 spectre de réponse(Hammam delaa, Mansourah,Ain Bessam).

4-4-spectres lissés idéalisés:

-Formules correspondant à ce spectre:

$$\frac{S_{ae}}{g} = \begin{cases} 1.33.T + 0.2 & 0 \leq T \leq 0.15 \text{ s} \\ 0.4 & 0.15 \text{ s} \leq T \leq T_2 \\ 0.4 \cdot \frac{T_2}{T} & T \geq T_2 \end{cases}$$

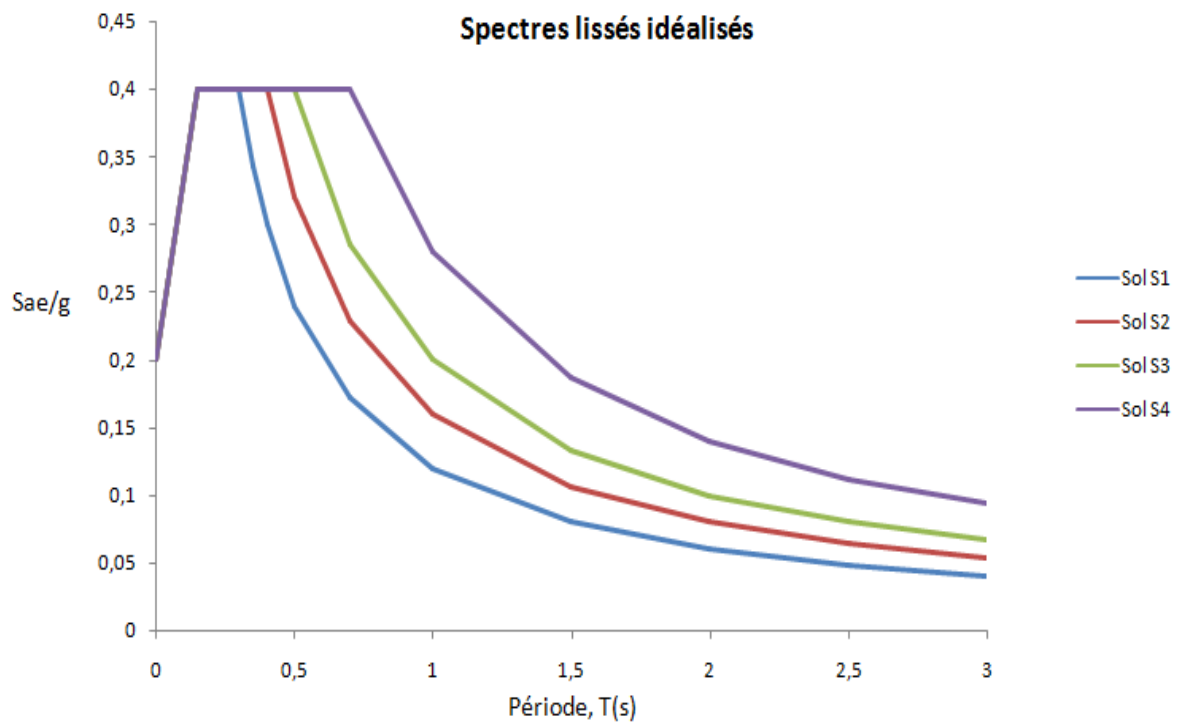


Figure1-37: spectres lissés idéalisés.

Le References Bibliographies

- [1]- MAHDJOUBA YOUSOUFBOUATIA BOUDJEMA, UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA, diplôme de Master Académique, comparaison de la performance sismique d'une structure auto-stable en béton armée avec une structure mixte (portiques avec voiles), 2016/2017, page 2.
- [2]- Djellouli Selma, diplôme de Master Académique, UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA, ETUDE COMPARATIVE DE L'ÉVALUATION DES DOMMAGES SISMIQUE POUR UNE STRUCTURE PORTIQUE EN B.A ET UNE STRUCTURE MIXTE (PORTIQUES+ VOILES), 2018 /2019, page 2,3.
- [3]- BERRA Ibrahim, Université Mohamed Boudiaf - M'sila, DOCTORAT L.M.D, Méthode Simplifiée d'Analyse Sismique en Performance Intégrable dans les Règles Parasismiques Algériennes, 28./ 01../ 2021, page 5.
- [4]- AHMED YASSINE, UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA, MEMOIRE DE Master, ÉTABLISSEMENT D'UN SPECTRE DE CALCULE POUR LE RÉGION DE BOUMERDES, page 4,5,6.
- [5]- LOUNAS Boualem, Université Mouloud Mammeri TIZI-OUZO, MEMOIRE DE MASTER, Analyse du comportement des structures élancées en plan, 2012, page
- [6]- CHEBIHI Amina, UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE, diplôme de MAGISTER, Investigations numériques sur la réponse sismique des structures et confrontation aux dispositions réglementaires des RPA 99/2003, 06 /11/2010, page 5,6.
- [7]- Baya SELAMI, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, diplôme de MAGISTERE, Développement des fonctions de vulnérabilité sismique des bâtiments en béton armé contreventés par portiques autostables, le 20 Mai 2012, page 21,22.
- [8]- Amira Zatir, École Polytechnique d'architecture et d'urbanisme (EPAU), 30 November 2019. <https://www.researchgate.net/publication/337654851>.
- [9]- Mr HASSANI Karim, Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou, MEMOIRE DE MASTER, Effet des séismes proches et lointains sur la performance sismique des structures auto-stables en béton armé, 1-12-2013, page 18,19.
- [10]- RAMLI ALI, Université Mohamed Boudiaf - M'sila, MEMOIRE de MASTER, Évaluation de la vulnérabilité sismique d'un mur de soutènement avec prise en compte de l'interaction Sol –structure (ISS), 2017/2018, page 10.
- [11]- LAHOUAL Abderahmane GUERROUD Lakhdar, Université Ziane Achour de Djelfa, Mémoire de Fin d'Etude, Effets de caractéristiques sismiques sur les spectres de réponse, 2016-2017, page 20.
- [12]- MEKKI Mohammed (2015), Mémoire de doctorat, Approche probabiliste dans la détermination des courbes de vulnérabilité des structures en génie civil, Université de Bordeaux.
- [13]- Patrick PAULTRE (2005), dynamique des structures, application aux ouvrages du génie civil. Hermes Science.
- [14]- KABALAN Bachar (2012), Mémoire d'ingénieur en génie civil, Etude de comportement non linéaire sur des structures composées d'éléments pour partie ductile et pour partie non ductile, Université libanaise.
- [15]- Alain CAPRA et Victor DAVIDOVIC (1982), Calcul dynamique des structures en zones sismiques, Edition Eyrolles.

- [16]- WALID Ben saada (juin 2012), Mémoire de master 2, Réduction du risque sismique par l'introduction des amortissements dans les structures de génie civil, Université Ziane Achour de Djelfa.
- [17]- Alain PECKER (2006), Dynamique des structures et des ouvrages ENPC.
- [18]- ARIBI Messaoud, UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA, Master Académique, CONTRIBUTION A L'AMELIORATION DES REGLES PARASISMQUES ALGERIENNES, 18/06/2018, page 2,3.
- [19]- AMOURI CHAHINEZ, Université Mentouri de Constantine, MEMOIRE DE MAGISTER, Construction des spectres de réponse pour la région de Constantine, page 33,34.
- [20]- ARIBI Messaoud contribution a l'amélioration des règles parasismiques algériennes université de m'sila 2018.
- [21]- RPA-99/v2003. Règles parasismiques Algériennes 1999 - Version 2003. DTR-BC 248 -CGS, Alger, 2003.
- [22]- Les Séismes en Algérie du Nord A.K.Yelles-Chaouche CRAAG Route de l'Observatoire B.P.63 Bouzareah Alger Algérie
- [23]- Hamoud BELDJOUDI, UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMENEN, DOCTEUR EN SCIENCES, ETUDE DE LA SISMICITE DU NORD ALGERIEN, 10 janvier 2011, page 10,11,12,13,14.
- [24]- Nassia MOUSSAOUI, Université Ferhat Abbas- Sétif, Mémoire de Magister, ETUDE DE LA MICROSISMICITE DE LA REGION DE KHERRATA, 2008/2009, page 14,15,16.
- [25]- Wilaya de M'Sila — Wikipédia (wikipedia.org).
- [26]- Réda Samy Zazoun, <https://www.researchgate.net/publication/291991418>.
- [27]- DJALAB TAHAR, Université Mohamed Boudiaf - M'sila, MEMOIRE MASTER, Construction de spectres de réponse Pour la région de m'sila, 2015/2016, page 12.
- [28]- GARCIA Jean-François, Rapport final de PFE Elaboration d'une méthode d'évaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments, STRASBOURG ; Mars-Juillet 2007.
- [29]- Bouteraa Zohra, Université Hassiba Ben -Bouli de chlef, Mémoire de Magister, Evaluation de la Vulnérabilité sismique des ponts de la Wilaya de chlef, page 18.

ANNEXE

Spectre sismique de calcul d'après les RPA 2003:

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

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

A : coefficient d'accélération de zone.

η : Facteur de correction d'amortissement

R : coefficient de comportement de la structure.

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

où: T est la période fondamentale de la structure donnée par l'équation empirique (A1-2) suivante: $T = C_t \cdot (H_n)^{3/4}$

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

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

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

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

où ξ est le pourcentage d'amortissement critique

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

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

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

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

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