

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE : HADJ LAKHDAR – BATNA



FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Mémoire

En vue de l'obtention du diplôme de **MAGISTER** en **Géologie du génie civil**
et des **milieux aquifères**

Thème :

**Aléa sismique et microzonation
dans la région de Constantine**

Présenté par : MEZDAOUET Mounir

Jury composé de :

Mr. Menani M. Redha	Prof.	Président	Univ. Batna
Mr. Boudoukha Abderrahmane	Prof.	Examineur	Univ. Batna
Mr. Yahyaoui Abdelouahab	M C A	Examineur	Univ. Batna
Mr. Chabour Nabil	MCA	Examineur	Univ. Constantine
Mr. Boumezbeur Abderrahmane	Prof.	Rapporteur	Univ Tébessa

Année 2015

Abstract

The damage caused by earthquakes all over the world, led to injuries embedded deeply in the memories of populations. Not only earthquakes but also the phenomena led by these later, such as landslides, liquefaction of soils and tsunamis that can usually be more dangerous than the earthquake itself. These catastrophes taught us the necessity of avoiding or lightening their effects in the future. It was observed that the degree of loss led by earthquakes depends on many environmental and social factors of the affected area. We can cite some of them like the topography, geology, tectonic structures, the epicentral distance, the nature of soils, the depth of substratum, the piezometric level as well as the construction type. Obviously the intensity of soil' quake during the seism remains the principal factor that determines the damage degree. Many factors to be considered but the difficult one is predicting the quake's intensity, and thus the damage resulted from an earthquake in a particular region. The seismic micro-zonation is generally recognized as the most accepted tool in the process of evaluating the seismic alea and the accompanied risks.

The region of Constantine like all Northern Algeria is threatened by earthquakes which hit from time to time and that can engender sizeable damage.

Making a micro-zonation of Constantine city is to draw up detailed maps which foresee the alea in question at every corner across the region of study. This later has a big utility for the conception of structures and urban arrangement. This study belongs to the national project which aims at making a seismic micro-zonation of all Northern Algeria in respect with cities such as Algiers, Boumerdes, Chelif and others.

Keywords: earthquake, epicentral distance, micro-zonation.

Remerciement

Je remercie dieu le tout puissant qui m'a donné la force, la volonté et le courage pour accomplir ce mémoire.

Je tiens à formuler ma gratitude et ma profonde reconnaissance à l'égard de **Mr. A. Boumazbeur** qui m'a toujours accueilli avec bienveillance et qui n'a ménagé ni son temps ni ses efforts pour m'orienter.

Mes remerciements s'adressent aussi aux :

- **Prof. M.Redha MENANI**, de l'université de Batna, qui m'a fait l'honneur de présider ce Jury.
- **Prof. Abdelouahab YAHYAOUI**, au **Prof. A. BOUDOUKHA** de l'université de Batna et au **Dr. N.CHABOUR** de l'université de Constantine, qui ont examiné ce travail et ont accepté de faire partie du jury.

Merci à ma famille et à tous mes proches pour leur patience et soutien de tous les jours. A la mémoire de mon père

Sommaire

Abstract	1
<i>Remerciement</i>	2
Sommaire	3
Liste des Tableaux.....	6
Liste des Figures.....	7
Introduction générale.....	9
Chapitre I : Géologie de la ville de Constantine et ses environs.....	11
I.1 Cadre géographique et localisation du secteur d'étude	11
I.2 Géologie régionale.....	11
I.2.1 Le domaine interne.....	12
I.2.2 Le domaine des flyschs	13
I.2.3 Le domaine externe	13
I.3 Les principales phases tectoniques	15
I.3.1 Les évènements tectoniques durant le Mésozoïque	16
I.3.2 Les évènements tectoniques durant le tertiaire	18
I.3.3 La tectonique récente	20
I.4 Géologie local.....	22
I.4.1 Contexte stratigraphique	22
I.4.2 Le Style tectonique des unités telliennes.....	24
I.4.3 Colonne stratigraphique synthétique.....	25
Chapitre II : Hydrogéologie de la ville de Constantine et ses environs.....	28
II.1 Introduction	28
II.2 Analyse des caractéristiques climatiques	28
II.2.1 La pluviométrie	28
II.2.2 La température.....	31
II.2.3 Graphe Ombro-Thermique :	33
II.2.4 L'humidité.....	33
II.2.5 L'aridité.....	34
II.2.6 Appréciation du bilan hydrologique :	35
II.2.7 Conclusion.....	37
II.3 Conditions hydrogéologiques du site	38
II.4 Conclusion.....	38
Chapitre III : Caractéristiques géométriques et géotechniques des formations récentes de Constantine.....	41
III.1 Introduction	41
III.2 Méthodologie du travail.....	41

III.3	Description géotechnique des unités du sol :.....	42
III.3.1	Le rocher de Constantine.....	42
III.3.2	Les formations marneuses	43
III.3.3	Les formations argilo-marneuse.....	46
III.3.4	Les conglomérats.....	49
III.3.5	Les terrasses récent à actuel	51
III.3.6	Les remblais	53
III.4	Cartographie des formations de la zone d'étude	53
III.5	Conclusion.....	53
Chapitre IV : Sismicité de la région d'étude.....		56
IV.1	Introduction	56
IV.2	Tectonique actuelle dans le contexte méditerranéen	56
IV.3	Caractéristiques des séismes en Algérie.....	58
IV.4	Analyse de la sismicité	59
IV.4.1	La sismicité historique	59
IV.4.2	Intensités historiques maximales.....	63
IV.5	Synthèse de l'aléa sismique.....	67
IV.5.1	Critères d'identification des failles actives	67
IV.5.2	Identification des sources sismiques	69
IV.5.3	Caractérisation des sources sismiques.....	71
IV.5.4	Estimation de la magnitude maximale	72
IV.5.5	Atténuation des mouvements forts	75
IV.6	Cartographie de l'aléa sismique	76
IV.7	Conclusion.....	76
Chapitre V : Généralités sur les Principes et méthodes de la microzonation sismique et application au cas de Constantine.....		80
V.1	Introduction :	80
V.2	Principe et méthodes :.....	80
V.3	Le potentiel d'instabilités de terrains liées aux séismes	83
V.3.1	Le potentiel de liquéfaction et tassement	83
V.3.2	Le potentiel de glissement de terrain.....	96
V.3.3	Le Potentiel de rupture de faille en surface.....	100
V.3.4	Potentiel d'inondations liées aux séismes	100
V.4	Cartes de potentiel d'instabilités de terrain liées aux séismes dans les sites urbains	101
V.5	Microzonation sismique	103
V.5.1	Description des zones de microzonage sismique	103
V.6	Conclusion.....	104

Conclusion générale	106
BIBLIOGRAPHIE	108

Liste des Tableaux

Tableau 1 Précipitations moyennes mensuelles en mm durant la période : 1986 – 2005 Station d'Ain El Bey, Constantine	29
Tableau 2 Températures moyennes mensuelles en °C durant la période : 1986 – 2005 Station de Ain El Bey, Constantine	31
Tableau 3 Bilan hydrologique durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey. Erreur ! Signet non défini.	
Tableau 4 Classification utilisée pour la cartographie géotechnique	42
Tableau 5 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques de la formation marneuse	44
Tableau 6 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des argiles marneuses	47
Tableau 7 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des Conglomérats	49
Tableau 8 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des terrasses récent à actuel	51
Tableau 9 Les Périodes considérées dans la définition d'une faille active selon les organismes (Slemmons, 1982).	68
Tableau 10 Paramètres de calcul de l'aléa sismique	75
Tableau 11 Les valeurs de l'accélération horizontale maximale (PGA).....	76
Tableau 12 Possibilité d'occurrence de la liquéfaction pour les dépôts continentaux, (Guide méthodologique AFPS-1993).....	88
Tableau 13 Possibilité d'occurrence de la liquéfaction en zones côtières, (Guide méthodologique AFPS-1993).....	88
Tableau 14 Susceptibilité des dépôts sédimentaires à la liquéfaction en fonction de la nature et de l'âge du dépôt (d'après Youd et Perkins, 1978)	89
Tableau 15 L'influence de la profondeur de la nappe et l'âge du dépôt sur le potentiel de liquéfaction (Guide méthodologique AFPS-1993 pour la réalisation d'étude de microzonage sismique).	90

Liste des Figures

Figure 1 Carte de situation de zone d'étude.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 2 Carte structurale de la chaine des Maghrébides (M. Durand.Delga, 1969).....	12
Figure 3 Cadre structural africain et ibérique de la chaine tello-rifaine (d'après W. Wildi, 1983).....	15
Figure 4 Carte géologique de la région d'étude redessinée par l'auteur	21
Figure 5 Colonne stratigraphique synthétique de la région de Constantine.....	26
Figure 6 Distribution des précipitations moyennes mensuelles durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey.....	30
Figure 7 Répartition de précipitations moyennes saisonnières durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey.....	30
Figure 8 Températures moyennes mensuelles en °C durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey.....	32
Figure 9 Répartition de températures moyennes saisonnières durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey.....	32
Figure 10 : Graphe Ombro-Thermique durant la période 1986 - 2005 Station de Ain El Bey	33
Figure 11 Humidité relative moyenne en % durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey	34
Figure 12 Représentation graphique du bilan hydrologique pour la période 1986 - 2005 Station de Ain El Bey.....	37
Figure 13 Diagramme de plasticité de la formation marneuse.....	44
Figure 14 Fuseau granulométrique des marnes.....	45
Figure 15 Diagramme de plasticité des argiles marneuse	47
Figure 16 Fuseau granulométrique des argiles marneuses.....	48
Figure 17 Fuseau granulométrique des Conglomérats.....	50
Figure 18 Diagramme de plasticité des terrasses récent à actuel	52
Figure 19 Fuseau granulométrique des terrasses récent à actuel.....	52
Figure 20 Carte géotechnique de la région d'étude	54
Figure 21 Convergences entre les plaques africaines et eurasiennes (Mc Kenzie, 1972).....	56
Figure 22 La limite des plaques africaine et eurasienne entre les Açores et la Silice (Anderson & Jackson, 1987).....	57
Figure 23 Carte des intensités maximales (Roussel, 1971), periode :1716 - 1970	58
Figure 24 carte de la sismicité historique de la région de Constantine	62
Figure 25 La carte historique des intensités maximales de la région d'étude	64

Figure 26 Carte des isoséistes du séisme du 04 Août 1908 (redessinée à partir de Bounouar, 1994).....	65
Figure 27 Carte des isoséistes du séisme du 06 Août 1947 (redessinée à partir de Benhallou, 1985).....	66
Figure 28 Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985 (redessinée à partir de Benhallou, 1985).	67
Figure 29 Modèle des sources sismiques (zones et lignes sources).....	72
Figure 30 Carte des iso accélérations pour une période de retour de 100 ans (CGS, 2003)....	77
Figure 31 Carte des iso accélérations pour une période de retour de 500 ans (CGS, 2003)....	78
Figure 32 Les étapes méthodologiques d'un microzonage sismique	82
Figure 33 Phénomène de liquéfaction	84
Figure 34 Grain de sol dans un dépôt de sol. La taille de la colonne représente le niveau de la pression interstitielle dans le sol.....	85
Figure 35 La longueur des flèches représente l'amplitude des forces du contact entre différents grains de sol.....	85
Figure 36 Réduction des forces de contact et augmentation de la pression interstitielle.....	85
Figure 37 Influence de K_0 sur la résistance à la liquéfaction (RCC) (d'après Seed & Peck, 1976).....	86
Figure 38 Influence de degré de saturation sur la résistance à la liquéfaction.....	87
Figure 39 Fuseau granulométrique des sols liquéfiables d'après ISHIHARA (1985).....	91
Figure 40 Influence du degré de saturation sur la résistance à la liquéfaction (D'après Peck, 1978).....	91
Figure 41 Critère d'évaluation du potentiel de liquéfaction basée sur la résistance à la pénétration d'après Seed et Idriss (1982).	92
Figure 42 Facteur réducteur r_d , proposé par Seed et Idriss (1971), pour estimer la variation de CSR avec la profondeur.	93
Figure 43 Accélération nécessaires pour provoquer la liquéfaction d'après Seed et Idriss (1982).	94
Figure 44 Model numérique du terrain de la région d'étude.....	99
Figure 45 Carte des aléas sismiques de la région d'étude	102
Figure 46 Carte de microzonation sismique de la région d'étude	105

Introduction générale

Les séismes sont des catastrophes naturelles aussi meurtrières qu'imprévisibles. En l'espace de quelques dizaines de secondes et sans signes précurseurs clairement identifiables, des villes entières peuvent être détruites et les victimes se compter par dizaines de milliers. A défaut de prédire les séismes, mieux vaut prévenir leurs effets et construire des bâtiments capables de résister aux secousses, ils représentent donc un enjeu autour duquel gravitent des facteurs humains, économiques et environnementaux.

La prédiction des séismes à court terme n'étant pas possible actuellement. Cependant, Une étude d'évaluation de l'aléa et de microzonage sismique s'avère utile aux autorités et aux agences concernées par le développement urbain de l'agglomération d'une région donnée, de contrôler l'aménagement des zones concernées en tenant compte des aléas géologiques définis par microzones.

Le microzonage sismique est une pratique récente développée dans quelques pays ayant une activité sismique importante telle que le Japon, les U.S.A, l'Italie, la Yougoslavie et la France. L'étude est menée afin de réduire la vulnérabilité des concentrations urbaines et industrielles face au risque sismique.

Il comprend une somme d'informations géologiques, sismiques et géotechniques, qui varie suivant les pays, les auteurs et les moyens d'investigation. Les cartes de microzonage très élaborées, donnent des indications détaillées à l'échelle locale (fréquence et amplification des vibrations), permettant à l'urbaniste et au constructeur de choisir en fonction du zoning, le type de construction et de fondation qui assure aux ouvrages leur sécurité.

Vue que les catalogues de la sismicité historique de l'Algérie montre que le Nord du pays a été ébranlé par de nombreux séismes de magnitudes modérées à élevées (Ech-Chelif ex El Asnam octobre 1980, Constantine 1985, Oued Djer 1988, Tipaza 1989, Mascara 1994, AïnTémouchent 1999, Béni Ourtilane 2000 et le plus récent celui de Boumerdes Mai 2003), pour cela une étude de microzonage couvrant le secteur d'étude (Constantine) est la démarche la plus adéquate pour réduire les dégâts causés par un séisme.

Chapitre I
Étude géologique de la ville de
Constantine et ses environs

I Géologie de la ville de Constantine et ses environs

I.1 Cadre géographique et localisation du secteur d'étude

La zone objet de cette étude est comprise entre $36^{\circ} 19' 11.59''$ et $36^{\circ} 24' 30.65''$ de latitude Nord et $6^{\circ} 33' 56.68''$ et $6^{\circ} 40' 22.48''$ de longitude Est, elle couvre toute la ville de Constantine sur une superficie de 2197.2 Km^2 . Elle est située dans l'Est du pays, administrativement elle correspond au chef-lieu de la wilaya de Constantine, les limites géographiques du secteur d'étude sont (fig 1) :

- A l'Ouest par la Wilaya de Mila
- A l'Est par la Wilaya de Guelma
- Au Sud par la Wilaya de Oum El Bouaghi
- Au Nord par les wilayets de Skikda et Jijel.

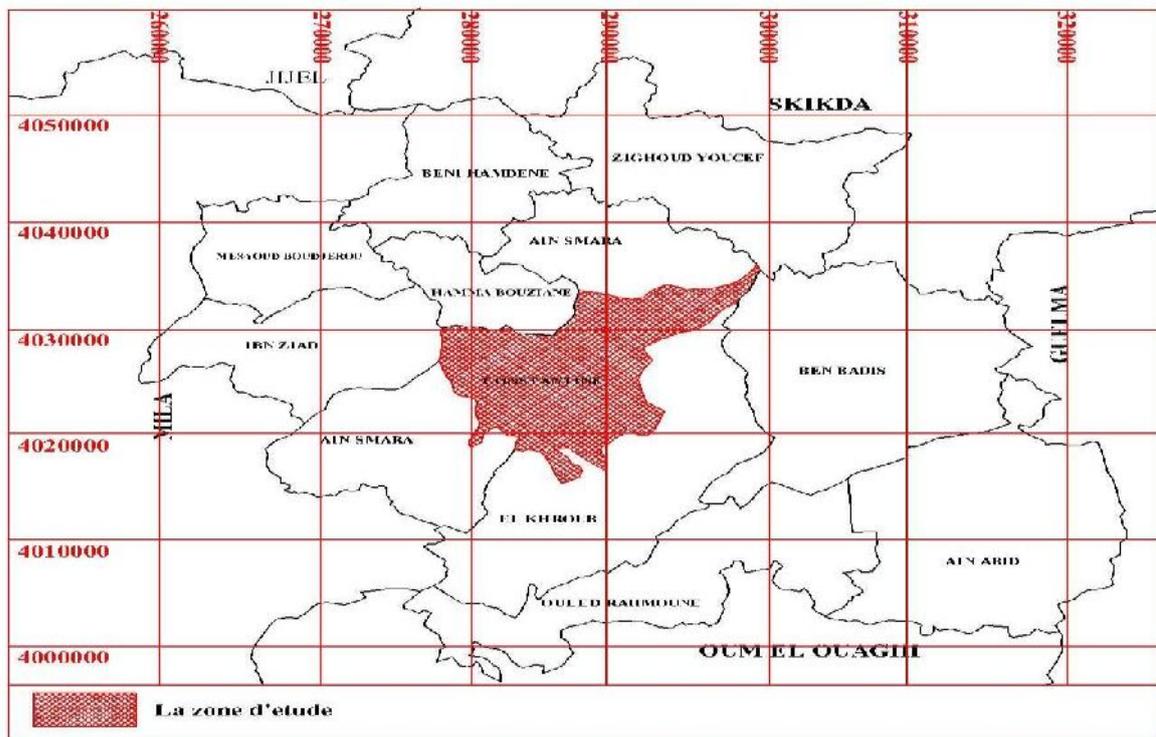


Figure 1 Carte de situation de zone d'étude

I.2 Géologie régionale

La région de Constantine fait partie de l'Algérie nord oriental, qui se rattache aux chaînes côtières d'Afrique du nord Wildi W., (1983) ou Maghrébide Durand Delga., (1980). Les Maghrébides (fig. 2), forment une chaîne à vergence sud, s'étendant de Gibraltar jusqu'à

la Sicile, sur plus de 2 000 km. L'édifice orogénique de cette dernière résulte de la structuration du bassin Maghrébin et de ses marges

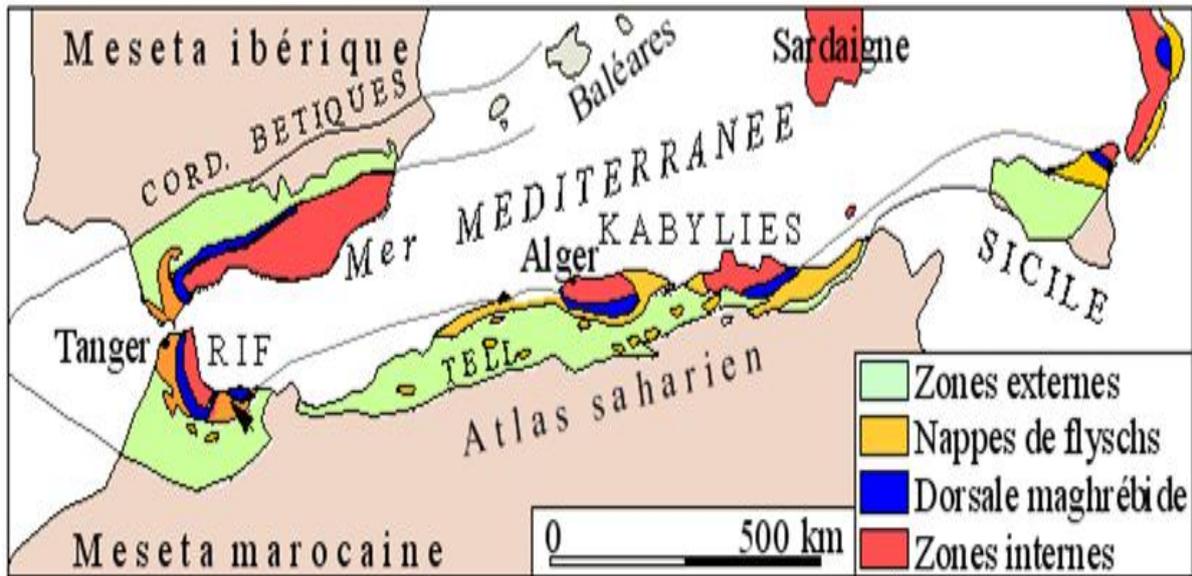


Figure 2 Carte structurale de la chaîne des Maghrébides (M. Durand.Delga, 1969)

Trois grandes familles qu'on peut distinguer du nord vers le sud et qui sont respectivement :

- Le domaine interne.
- Le domaine de nappe de flysch.
- Le domaine externe.

I.2.1 Le domaine interne

En Algérie il s'agit du dorsale Kabyle et de la chaîne calcaire (Durand Delga, 1969 ; Vila J.M, 1980). Ce domaine est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran : socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire. On attribue au socle (Bouillon J.P., 1977 et Raoult J.F., 1974) trois ensembles lithologiques :

- Un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites.
- Un ensemble cristallophyllien supérieur, comptant « des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oeillés».
- La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

I.2.2 Le domaine des flyschs

Ce domaine correspond aux nappes de flyshes dont le matériel crétacé paléogène est expulsé vers le sud. Ces flysches sont déposés dans un bassin de nature marine (Bouillin J.P., 1986).

Ces flysches ont été subdivisés du Nord au Sud en trois types, de natures distinctes :

- Flysch mauritanien ;
- Flysch massylien ;
- Flysch numidien.

I.2.2.1 Flysch mauritanien

Il s'agit d'une réunion en une seule série des flysches de type Guerrouche (Durand Delga M., 1969), il contient de bas en haut (Vila J.M., 1980) :

- Des radiolarites rouges du Malm avec un flysch argilo-gréseux d'âge Crétacé inférieur ;
- Des calcaires conglomératiques ou micro conglomératiques à bandes silicifiées blanches d'âge Crétacé supérieur ;
- Des formations conglomératiques et micro conglomératiques d'âge Yprésien.

I.2.2.2 Flysch massylien

Flysch argilo-quartzique d'âge Crétacé inférieur avec des phanites du Cénomaniens suivi par une alternance d'argiles et de micro-brèches du Crétacé supérieur (Raoult J.F., 1969).

I.2.2.3 Flysch numidien

Flysch gréseux Oligo-aquitain, qui atteint le Burdigalien inférieur, se dispose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch mauritanien (Benabbas C., 2006).

I.2.3 Le domaine externe

Ce domaine correspond à la marge de la Téthys du côté de la plaque africaine, on peut distinguer deux grands types de séries :

- Les séries telliennes
- Les séries de l'avant pays

I.2.3.1 Les séries telliennes

Ce sont des séries très épaisses à dominante marneuse issue du sillon tellien. Ce sont, du Nord vers le Sud (Wildi W., 1983 ; Vila J.M., 1980) :

- Les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- Les unités telliennes sensu-stricto, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritique. Prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène.

I.2.3.2 Les séries de l'avant pays

On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines suivants :

I.2.3.2.1 Unité néritique constantinoise

Appelée aussi môle néritique Constantinois, elle est

caractérisé principalement par des formations carbonatées, du Mésozoïque, cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone, Durand Delga M.,(1969) ; elle est allochtone et chevauche, pour Vila J.M.,(1980), les écailles de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes. L'autochtonie de cette unité est reprise par Chadi M., (1991) et Coiffait P.E., (1992). Une certitude cependant, durant les phases tectoniques alpines, cette unité s'est comportée de façon rigide (Benabbas C., 2006).

I.2.3.2.2 Unités sud- sétifiennes

Ces unités considérées par Savornin J., (1920) comme « bati pré-saharien », ont été décrites par Vila J.M., (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plates-formes admettant des intercalations pélagiques (Benabbas., 2006).

I.2.3.2.3 Unités des Sellaoua

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites ; l'Oligocène est signalé par J.M. Vila (1980) et par P.E. Coiffait (1992). L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs (Benabbas C., 2006).

I.2.3.2.4 Le para autochtone Nord-aurésien

Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi.

Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché.

I.2.3.2.5 L'autochtone Nord-aurésien

Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par un Trias diapirique d'âge aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa. (Farah A.S., 1991).

I.3 Les principales phases tectoniques

La chaîne des Maghrébides s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires (Benabbas., 2006). Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs, dont le contenu est largement charrié au-dessus des zones externes (fig. 3). Les zones externes enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté-Tertiaire, Aris Y., (1994). Les structures de la chaîne alpine de l'Algérie nord-orientale et leur répartition sont la conséquence de plusieurs événements tectoniques (Benabbas., 2006) :

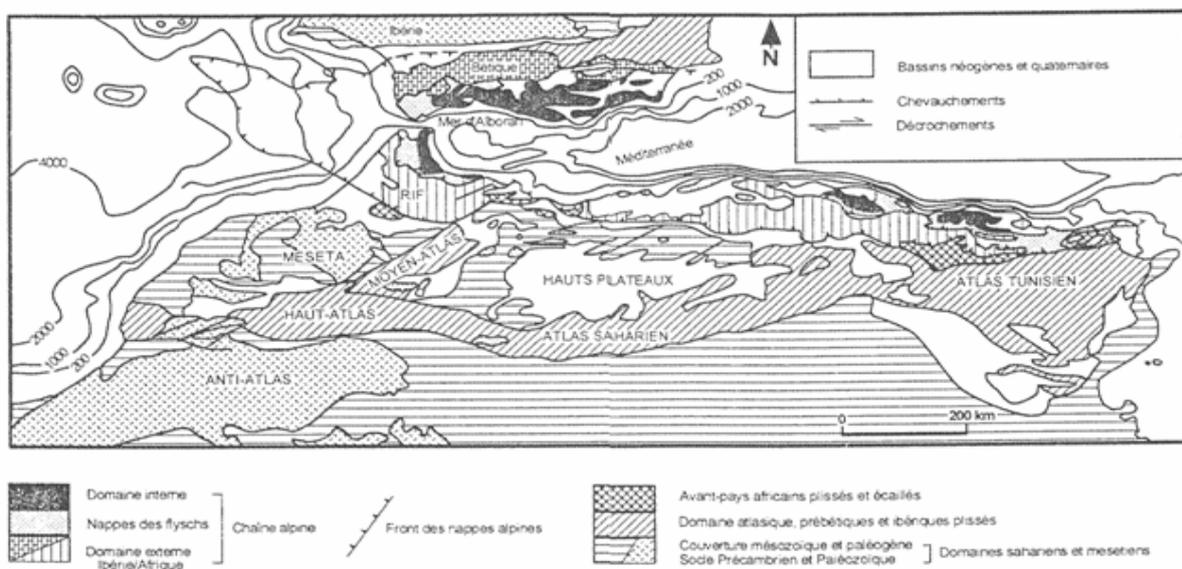


Figure 3 Cadre structural africain et ibérique de la chaîne tello-rifaine (d'après W. Wildi, 1983)

I.3.1 Les évènements tectoniques durant le Mésozoïque

A l'échelle des zones externes de l'Algérie nord orientale, les événements tectoniques durant cette époque sont peu étudiés. Les travaux réalisés jusqu' à présent s'accordent sur les événements suivants :

I.3.1.1 Au Trias :

Le Trias correspond à une période d'extension généralisé qui affecte le domaine Atlasique. Les bassins Triasique en Algérie ne sont connus que localement et en sub-surface. Les présences des pélites et des évaporites très épaisses dans l'ensemble des domaines externes du Tell témoignent d'une forte subsidence à partir du Trias moyen et supérieur. Les séries évaporatiques (sédimentation argilo-gypseuse) sont accompagnées de coulées basaltiques et de carbonates du Keuper (Benabbas., 2006).

I.3.1.2 Au Lias Rifting et ouverture, subsidence et installation de la mer ouverte

La distension provoque une subsidence différentielle. Celle-ci se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur, permettant de la sorte la création de bassins marins ouverts dans les hauts atlas sahariens, Wildi W., (1983).

La plate-forme constantinoise se distingue dès la fin du Lias comme un haut-fond à sédimentation calcaire dominante, Guellal S., et al, (1973a).

I.3.1.3 Au Dogger – Malm Ouverture et coulissage

Selon Benabbas., (2006) à cette période, l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accroissent. Le bloc africain est décalé par un coulissage senestre par rapport à l'Ibérie et au bloc Alboran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les premiers plissements dans les Babors vers la fin du Malm, avec des axes de plis d'orientation N-S.

Le Malm représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le Dogger.

Dans les zones telliennes, les structures associées à la tectonique du Malm sont attestées par des discordances angulaires marquant la base du Crétacé inférieur.

Plus au Sud, dans l'avant pays, la phase Jurassique supérieure se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable, Wildi W., (1983).

I.3.1.4 Au Crétacé inférieur

Selon Benabbas., 2006 aucune phase tectonique importante n'est connue à cette époque ni en Ibérie ni en Afrique. L'origine du dépôt des sédiments détritiques sur la bordure Nord de l'Afrique et sur le continent ibérique ne serait pas tectonique mais climatique.

D'après l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'atlantique Nord, les coulissages senestres E-W entre l'Ibérie et l'Afrique s'arrêtent pratiquement dès l'Aptien supérieur (110 Ma), Wildi W., (1983).

Suivant une transversale régionale, au Crétacé inférieur on peut noter une alternance de régressions et de transgressions individualisant ainsi des zones sédimentaires préfigurant déjà les unités structurales majeures, tel le domaine néritique, qui dès cette période, apparaît comme un entablement massivement carbonaté situé entre deux zones vaseuses, Guellal S., et al, (1973).

I.3.1.5 Au Crétacé supérieur

Selon Benabbas., 2006 au Crétacé supérieur, il semble qu'un épisode tectonique important correspondant au Cénomaniens inférieur a eu lieu. En effet sur la bordure Sud-Ouest de la plate-forme néritique constantinoise et dans le Sud sétifien, la sédimentation devient planctonique. Les marnes pélagiques succèdent aux calcaires. Ce changement peut être relié à un épisode tectonique entraînant un relèvement du niveau eustatique. Cet épisode tectonique est le plus souvent traduit dans la sédimentation par une surface durcie (Hard-ground) observable dans plusieurs massifs (Oum Settas). Cette phase correspond à une phase compressive, qui coïncide avec le début de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Cette phase compressive a engendré des plis orientés E-W ainsi qu'une forte schistosité de fracture dans les Babors affectant les niveaux anté-vraconiens. Elle est orientée conformément aux plissements W-E à SW-NE. Des évaporites triasiques se trouvent remaniées et resédimentées dans des formations qui datent de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur surtout, Wildi W., (1983).

A cette époque la différenciation paléogéographique, apparue au Crétacé inférieur, se poursuit et s'accroît par le fonctionnement des zones positives et négatives. Dans le domaine néritique, la construction de l'entablement carbonaté s'achève avec l'émersion définitive de la fin du Crétacé supérieur. Cette émersion est confirmée par Guellal S et al, (1973).

- Remaniement conglomératique du Vraconien-Turonien dans le Sénonien dans la partie Nord du domaine néritique (massif de Chettaba).
- Présence de nombreux hard-grounds.
- Turonien localement érodé ou absent.
- Faciès néritique en lentilles (massif de Karkara)

I.3.2 Les évènements tectoniques durant le tertiaire

La chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale s'est surtout structurée pendant les phases Tertiaires.

I.3.2.1 A l'Eocène Phase priabonnienne

Cette phase compressive se situe vers la fin du Lutétien, appelée phase fini-lutétienne ou phase atlasique d'après Durand Delga M., (1969) et Raoult J.F., (1974) ou encore phase priabonnienne selon Vila J.M., (1980).

Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire ayant débuté dès le Trias supérieur, et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomaniens, Aris Y., (1994).

Cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge Africaine tellienne. Dans les zones internes la position relative E-W de la Kabylie par rapport au Tell est bloquée dès l'Eocène supérieur. Elle est associée à un métamorphisme régional, Wildi W., (1983).

Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-Ouest, entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la « transversale de Constantine ».

I.3.2.2 Au Miocène

I.3.2.2.1 Phase compressive du Burdigalien

La phase Miocène est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien. Cette phase se manifeste par (Benabbas., 2006) :

- L'avancée de la nappe numidienne vers le Sud et la formation des olistostromes kabyles dans une dépression septentrionale.

- Un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional, où s'étaient antérieurement empilées les unités de flyschs sur les nappes telliennes au Priabonien.
- Des structures plissées, au sud du domaine kabyle.

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes. Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent.

Cette transgression va de pair avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui a mis en place les intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les Babors et en petite Kabylie. Les datations radio-métriques y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 Ma.

I.3.2.2.2 Phase tangentielle tortonienne -phase alpine-

Pour Vila J.M., (1980), c'est la phase tortonienne majeure, à vergence Sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. Toujours selon le même auteur, cette phase serait responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites».

Cette phase a engendré dans l'ensemble de l'Algérie Nord orientale des chevauchements vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétifiennes et des écaillés de Sellaoua, ainsi que des plissements à axes E-W des monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès ; genèse des « plis emboutis » qui interfèrent et reprennent les plis éocènes.

Pour revenir à la notion de tectonique tangentielle tortonienne selon Vila J.M., du nord au sud et de haut en bas de l'édifice structural on distingue :

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien).
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien constitue un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

I.3.3 La tectonique récente

Cette phase tectonique post-nappes est responsable de l'orographie actuelle. Elle a induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants (Benabbas., 2006).

A l'échelle du Constantinois, les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée. En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. Parmi ces plis on note ceux de Djebel Ouahch, du massif du Chettaba et du Djebel Djaffa.

Par ailleurs, des failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, tel l'accident de M'cid Aïcha-Debbar d'une centaine de kilomètres, peuvent être observées. Le long de cet accident, des chevauchements Nord-Sud post-miocène sont localement signalés, Guellal S., et al, (1973).

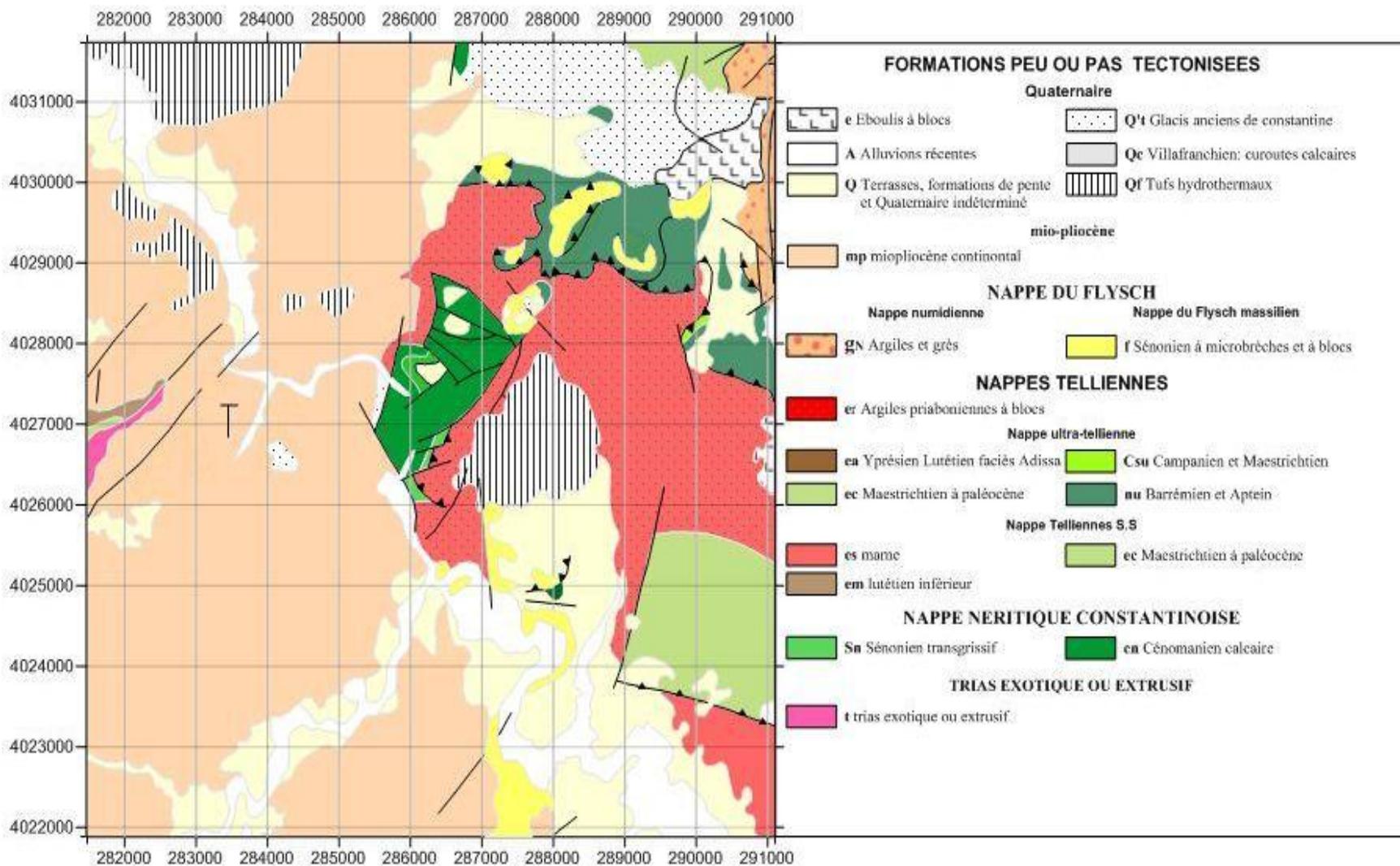


Figure 4 Carte géologique de la région

I.4 Géologie local

La région d'étude est caractérisée par une morphologie accidentée et une structure tectonique dominée par une superposition de nappes (fig 4).

I.4.1 Contexte stratigraphique

La description stratigraphique suivante est réalisée à partir des carte géologiques de Constantine au 1/200 000, Vila J.M, (1977) et de El aria 1/50 000 publiée en 1977.

I.4.1.1 Le trias

Il est essentiellement évaporitique et se présente en pointements diapériques en lames éjectées le long de certains accidents. Il est observé au Sud-Ouest de la ville de Constantine (Benabbas., 2006), ce sont surtout des masses de gypse et d'argile, de couleur rouge lie-de-vin bien caractéristique, contenant le plus souvent des blocs calcaro-dolimitiques, des cargneules, des marnes bariolées.

I.4.1.2 La nappe néritique Constantinoise

Elle est caractérisée par des formations carbonatées allant du Trias jusqu'au Sénonien (J.M Vila, 1980), à notre zone d'étude il n'est présent que les séries d'âges Cénomanién-Turonien et Sénonien

I.4.1.2.1 La série carbonatée d'âge Cénomanién-Turonien

Dans la région Nord constantinoise, le Cénomanién et le Turonien néritiques constituent une série monotone (J.M.Vila ; 1980), elle est composée de deux édifices carbonatés principaux. Le plus important, le Rocher de Constantine d'approximativement 200m d'épaisseur où la série parait la plus complète et le massif du Djebel Kellal avec une épaisseur qui ne dépasse pas 120m.

I.4.1.2.2 Le rocher de Constantine

D'après les auteurs, J.M. Vila (1974) et C. Benabbas (1994), de la base vers le sommet on trouve les faciès suivants :

- Ensemble de calcaire massif débute par 8m de calcaires massifs cristallins à abondants de microfaunes et de joints stylolithiques et se termine par une corniche de sparites (100m d'épaisseur) par fois dolomitique, jaunâtre.
- Ensemble de biomicrites noires (30m d'épaisseur) regroupe une riche association de foraminifères benthiques caractérisant le Cénomanién supérieur.
- Ensemble de biomicrites à aspect concrétionné (50m d'épaisseur). débute par des calcaires riches en Millioles,

- Ensemble de calcaires laminés (20m d'épaisseur) regroupe des calcaires plus ou moins clairs dont lesquelles nous avons pu observer un appauvrissement de microfaune bien des filaments non identifiés.

I.4.1.2.3 La série transgressive d'âge Sénonien

Il s'agit de calcaires noirs, micritiques fétides, à débris fin organogènes et à silex noirs. Selon (J.M. Vila ; 1980), les formations du Sénonien supérieur sont observées sur les hauteurs du Rocher de Constantine et faisant des affleurements chevauchés par le Priabonien à bloc, observées plus au Sud.

I.4.1.3 Les nappes telliennes

I.4.1.3.1 Le priabonien à blocs

Représenté par des marnes grisâtres ou brunâtres à blocs de tailles et de natures variables.

I.4.1.3.2 La nappe ultra-tellienne

Elle est constituée par des couches marneuses grises, alternant parfois avec des calcaires gris d'âge crétacé inférieur, le Crétacé moyen et le Sénonien correspondent à des marnes et marno-calcaire de teinte claires. L'Eocène est marneux, de couleurs noires au Lutétien, calcaires claires à la patine et noires à la cassure à l'Yprésien.

I.4.1.3.3 La nappe tellienne au sens strict

Elle est représentée par des formations marneuse, ces derniers ont une couleur noirâtres et contiennent des boules jaunes. Leur âge est Crétacé moyen-Paléocène.

I.4.1.4 La nappe de flysch

I.4.1.4.1 La nappe de flysch massylien

Elle est représentée par une série à brèches vertes et rouges. Elle affleure au Nord et au Sud-est de Constantine sous forme de klippes

I.4.1.4.2 La nappe numidienne

Elle est représentée par une série argilo-gréseuse d'âge Oligocène à Burdigalien basale (J.C. Lahonder et al, 1987) elle est caractérisée par la succession de deux types de faciès :

Des argiles de base à Tubotomaculum qui sont des argiles vertes, parfois brunes ou rougeâtres d'âge Oligocène.

Des grés numidiens d'âge Aquitanien, ils affleurent en bans massifs de teinte claire.

I.4.1.5 Les séries poste-nappes

Les séries poste-nappes dans la région de Constantine sont d'âge Mio-Plio-Quaternaire. Elles sont largement développées à l'Ouest de la région d'étude.

I.4.1.5.1 Le Mio-Pliocène continental

Il est constitué de formations d'âge Miocène supérieur à Pliocène. Il s'agit d'un matériau de comblement qui s'est déposé dans un bassin, en discordance sur les terrains antérieurs (Voute, 1967). Le Mio-Pliocène affleure sur de vastes étendues, surtout à l'Ouest de la région de Constantine. Il présente un faciès très varié constitué par des calcaires lacustres, des évaporites et des dépôts détritiques plus ou moins grossiers (J.M Vila, 1980).

I.4.1.5.2 Le Quaternaire

Ce sont les formations peu tectonisées. Il s'agit de (Benabbas., 2006) :

- Des éboulis, des alluvions et des formations de pente constituent le Quaternaire.
- Les alluvions récentes des oueds correspondent à des limons, des graviers et des galets roulés.
- Les alluvions anciennes des oueds se composent de cailloux roulés, limons et graviers parfois, encroûtés, provenant d'anciennes terrasses. Les alluvions anciennes des plateaux sont composées de cailloux roulés, limons et graviers. Elles sont souvent cimentées par une croûte calcaire.
- Les formations de pente correspondent à des glaciaires polygéniques qui forment des surfaces très faiblement inclinées, près des plaines recouvertes d'un matériel élastique, avec de vastes placages sur les versants marneux.
- Les croûtes calcaires du Villafranchien sont directement installées sur des calcaires et des conglomérats fossilifères dans lesquelles il est difficile de situer la limite entre le Pliocène supérieur et le début du Villafranchien.
- Tufs calcaires ou Travertins du Mansourah. Ils correspondent soit à des zones de sources chaudes, soit à des formes de concrétions plus ou moins vacuolaires gris à jaunâtre.

I.4.2 Le Style tectonique des unités telliennes

Les nappes telliennes sont les éléments structuraux dominants. Elles sont affectées par une tectonique de nappes, d'âge priabonien (Vila J.M., 1980).

I.4.2.1 La nappe numidienne

Déposée après la phase tangentielle priabonienne, cette nappe a été cisailée en masse. Elle présente un contact anormal plat (Benabbas., 2006).

I.4.2.2 La nappe ultra-tellienne

Elle est peu représentée dans le bassin. Sa structure complexe est d'origine purement tectonique (Benabbas., 2006).

I.4.2.3 Les nappes telliennes sensu-stricto

Elles forment un ensemble structural cohérent, continu sur plusieurs kilomètres. La direction des axes des plis d'échelle hectométrique ou kilométrique varie de N40° E à N90° E. Les nappes telliennes reposent généralement sur la nappe péni-tellienne et sur la nappe néritique constantinoise (Benabbas., 2006).

I.4.2.4 La nappe péni-tellienne

Elle est plissée assez lourdement aux Djebels Chettabah et Grouz. Au Djebel Kheneg, tous les niveaux allant du Vraconien au Campanien sont affectés par une schistosité de fracture très pénétrante. Au sud, la nappe péni-tellienne à nummulites repose sur la nappe néritique constantinoise (Benabbas., 2006).

I.4.2.5 La nappe néritique constantinoise

Elle comporte les plus hauts reliefs calcaires de la région. Cette unité possède un style particulier. Elle s'est déplacée en bloc, comme une immense banquise carbonatée, transportant ses structures propres, acquises à partir du Sénonien supérieur (failles de direction atlasiques), mais surtout au cours du plissement priaboniens (Vila J.M., 1980).

Le contact de base de la nappe néritique cisaille clairement des structures plicatives anciennes et lui confère une allure de « rouleau frontal » signalé le long de la limite méridionale de cette nappe, telle la terminaison Sud du Djebel Gueriou.

Les nappes telliennes reposent par ailleurs, quelque soit leur nature, sur des niveaux d'âges variés, de la série néritique constantinoise (Benabbas., 2006).

I.4.3 Colonne stratigraphique synthétique

La ville de Constantine et ses environs offrent, une grande variété de terrains sédimentaires d'âge crétacé à quaternaire. Leur structure géométrique est difficile à maîtriser par suite d'une tectonique alpine et néogène, complexe, et de fréquentes variations latérales

de faciès dans les formations miocènes. A cette complexité géologique s'ajoute le handicap d'une cartographie en milieu urbain. Cependant, les grands ensembles lithologiques peuvent être illustrés par la colonne suivante (Bougdal, 2007) (fig.5) :

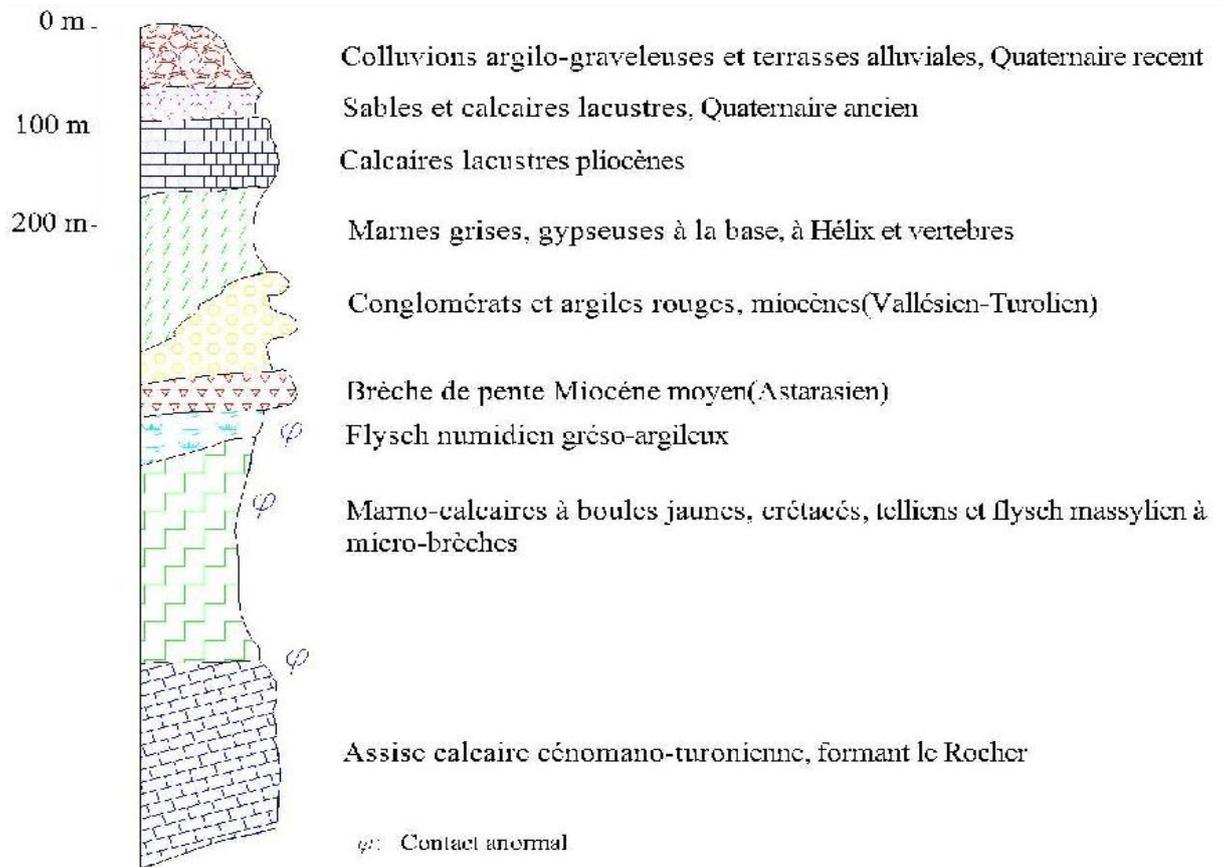


Figure 5 Colonne stratigraphique synthétique de la région de Constantine

Chapitre II
Hydrogéologie de la ville de
Constantine et ses environs

II Hydrogéologie de la ville de Constantine et ses environs

II.1 Introduction

L'un des aspects les plus importants pour les études de microzonation sismique est la caractérisation hydrologique et hydrogéologique. A cet effet, nous essayerons de donner dans la présente étude les principales caractéristiques hydroclimatiques de la région d'étude, notamment les données pluviométriques, les données de la température, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration. L'ensemble de ces données permet d'établir un bilan hydrique de la région.

II.2 Analyse des caractéristiques climatiques

En se basant sur les renseignements fournis par la station météorologiques de Ain El Bey, on peut déterminer la répartition mensuelle et annuelle des précipitations entre l'atmosphère, le sol et le sous-sol. Pour une superficie connue, cette répartition se fait selon l'équation suivante : $P = ET + R + I$, où les termes : ET, R et I correspondent successivement à l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration (P. Antoine et D. Fabre, 1980). Les précipitations moyennes et persistantes sont plus dangereuses pour la stabilité d'un sol que les fortes averses de courte durée. Les premières favorisent une infiltration poussée et donc une imprégnation plus profonde et importante des terrains. Les secondes seront dissipées en grande partie par ruissellement, sans modifier beaucoup la teneur en eau des terrains profonds. (G. Fillat, 1981).

L'estimation de la quantité d'eau imprégnant une région est très indispensable, car l'action de l'eau sur le sol se manifeste par plusieurs modes. La source principale de cette eau est la précipitation.

II.2.1 La pluviométrie

Pour évaluer le taux de ruissellement, d'infiltration et de l'alimentation des réserves aquifères, il est nécessaire de connaître la quantité d'eau précipitée sur la région.

D'après les données récentes récoltées de la station de Ain el bey nous avons élaboré un graphique des précipitations moyennes mensuelles, sur une période de 19 ans (1986 à 2005). De ces données, il ressort que le mois le plus pluvieux est celui de Décembre avec une moyenne de

80.93 mm, tandis que le mois le moins pluvieux est celui de Juillet avec une moyenne de précipitation de l'ordre de 7.49 mm (Tableau 1). En général, l'évolution des précipitations dans le temps est croissante d'Août à Décembre.

Afin d'illustrer la pluviométrie moyenne mensuelle, on a élaboré les graphiques de pluviométrie mensuelle (fig .6) saisonnière (fig.7), on remarque que presque la moitié de la lame reçue par le bassin versant se manifeste en hiver 40.05% (fig.7). Ces données de pluviométrie laissent apparaître que l'alimentation des cours d'eau et des nappes aquifères par les précipitations se fait principalement en hiver.

**Tableau 1 Précipitations moyennes mensuelles en mm durant la période : 1986 – 2005
Station d'Ain El Bey, Constantine**

	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOUT	TOTAL ANNUELLE
1986	37,7	43,1	78,6	108,3	99,9	31,9	90,5	29,2	9,5	23,8	3,3	5,6	561,4
1987	3,1	53,7	36,5	15,3	48,5	129,8	86,1	22,0	43,3	27,0	25,0	8,4	498,7
1988	31,9	4,1	17,7	130,0	66,8	47,0	62,5	37,3	41,2	56,6	14,3	2,6	512,0
1989	21,6	45,5	15,3	7,8	31,0	44,3	48,9	51,9	31,2	22,4	25,8	27,0	372,7
1990	21,3	9,5	115,4	99,9	56,0	0,0	23,3	33,6	26,7	12,4	1,8	26,3	426,2
1991	43,7	88,3	21,8	21,0	20,9	67,1	92,8	59,3	81,0	8,5	3,1	1,5	509,0
1992	20,6	22,9	116,1	192,8	52,8	33,2	49,5	134,5	97,3	10,7	17,3	10,3	758,0
1993	22,1	11,9	22,0	126,6	49,5	58,0	25,5	12,3	52,8	3,0	2,9	4,8	391,4
1994	28,8	90,6	24,0	49,4	66,1	87,5	18,1	78,8	6,0	0,0	0,3	2,0	451,6
1995	47,5	8,3	42,5	28,4	216,1	17,5	84,7	30,1	5,9	52,4	0,0	1,2	534,6
1996	15,0	10,0	26,0	47,0	88,0	181,0	54,0	67,0	62,0	42,0	21,0	15,0	628,0
1997	38,9	50,2	110,0	65,6	33,1	22,4	59,0	57,7	18,0	33,2	1,2	17,2	506,5
1998	75,2	32,6	135,3	53,1	36,4	52,7	37,4	70,8	49,6	18,3	0,0	8,9	570,3
1999	58,7	35,7	79,2	93,6	73,7	42,1	57,6	31,7	10,5	20,4	3,3	7,7	514,2
2000	18,4	38,3	31,7	57,7	17,4	36,0	14,4	32,9	84,4	43,6	0,0	15,7	390,5
2001	79,2	48,3	28,5	20,0	123,4	44,7	17,6	38,3	52,9	0,0	0,2	10,4	463,5
2002	22,3	26,8	134,7	109,7	23,5	53,3	18,2	31,8	17,0	4,5	19,4	24,0	485,2
2003	61,5	46,0	19,8	148,0	231,2	50,2	31,7	120,1	44,4	1,2	2,4	11,1	767,6
2004	24,5	30,4	142,9	181,2	87,2	11,5	66,4	47,5	66,2	29,7	0,6	12,9	701,0
2005	14,4	2,1	18,6	63,1	46,0	55,8	28,7	61,4	6,8	13,9	7,9	6,8	325,5
moyenne mensuelle	34,3	34,9	60,8	80,9	73,4	53,3	48,3	52,4	40,3	21,2	7,5	11,0	518,4

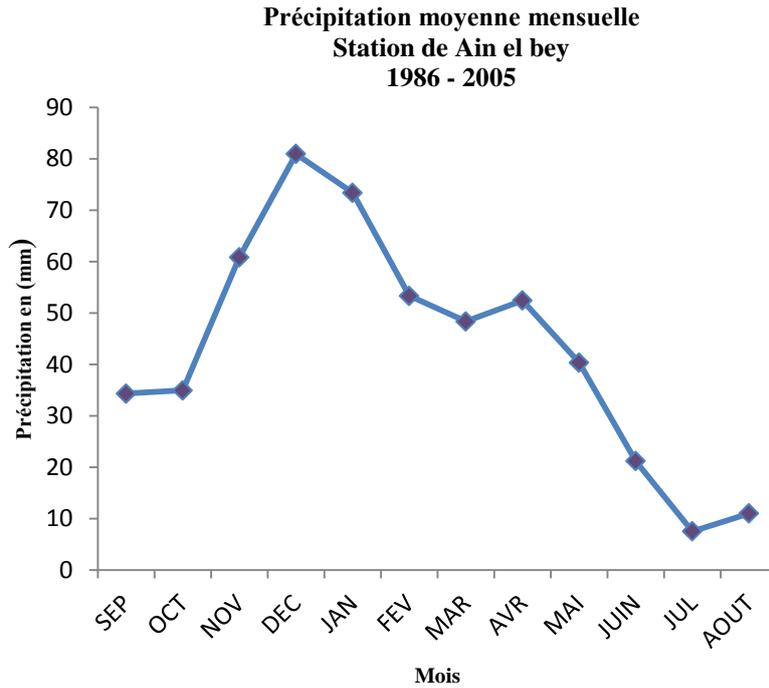


Figure 6 Distribution des précipitations moyennes mensuelles durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

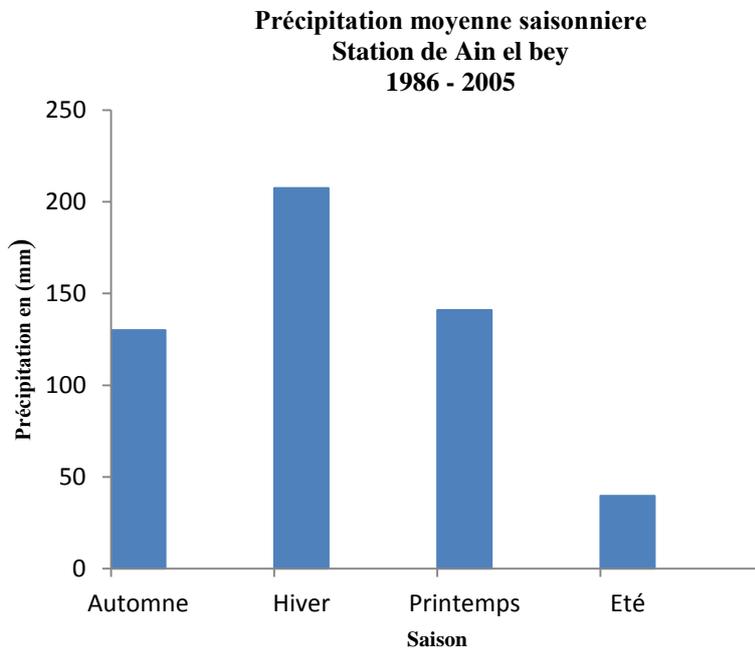


Figure 7 Répartition de précipitations moyennes saisonnières durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

II.2.2 La température

La température constitue avec les précipitations l'élément majeur qui régit le climat d'une région. Elle constitue un facteur très important qui intervient dans le calcul de l'évapotranspiration. C'est bien évident que les contrastes importants de température entre le jour et la nuit, ont un effet négatif sur le comportement des sols et des roches. En effet, les contrastes importants de température entraînent la désagrégation mécanique des roches qui facilite le phénomène de gel et dégel.

L'examen du tableau (Tableau 2) montre bien que la température moyenne inter-annuelle est de l'ordre de 15.57°, avec les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre, comme mois les plus chauds (avec un maximum de température au mois de Août : 26.03°C).

**Tableau 2 Températures moyennes mensuelles en °C durant la période : 1986 – 2005
Station de Ain El Bey, Constantine**

	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUL	AOÛT	moyenne annuelle
1986	20,9	16,7	10,5	6,5	6,2	7,6	9,0	11,6	19,1	20,9	24,2	26,2	15,0
1987	23,9	19,2	10,7	9,6	6,1	7,1	8,6	13,6	14,8	21,7	25,7	27,2	15,7
1988	20,3	18,5	12,0	6,0	8,4	7,0	9,2	13,6	18,4	21,5	26,7	26,0	15,6
1989	21,4	16,1	13,0	10,9	5,8	7,8	11,3	12,0	16,6	20,5	25,5	26,2	15,6
1990	24,3	18,5	11,4	5,7	6,8	10,4	10,5	12,2	17,1	24,1	24,5	23,5	15,8
1991	22,0	16,1	10,4	5,8	5,9	6,1	10,8	9,9	12,9	20,7	25,5	25,4	14,3
1992	21,8	16,7	11,9	7,1	5,1	6,8	8,9	11,4	16,0	19,2	22,7	24,9	14,4
1993	21,7	17,8	10,9	7,8	5,0	5,8	8,6	12,3	17,3	22,6	25,4	26,2	15,1
1994	22,9	16,8	12,7	7,9	7,5	8,3	11,3	10,3	19,7	22,5	26,7	28,7	16,3
1995	20,7	16,7	11,5	10,1	5,9	9,7	9,0	11,2	18,2	21,9	25,9	24,5	15,4
1996	19,3	14,5	12,2	9,6	9,1	6,5	10,2	11,9	16,4	19,7	24,6	25,6	15,0
1997	21,0	16,7	11,7	8,3	8,3	9,1	9,1	12,3	19,9	24,9	25,5	25,3	16,0
1998	22,2	14,5	10,0	6,4	7,1	8,1	9,4	13,3	16,2	23,6	26,5	25,4	15,2
1999	23,1	19,3	10,4	7,5	7,1	5,5	10,0	13,3	21,0	24,2	25,4	28,8	16,3
2000	21,9	15,9	12,3	9,1	4,6	8,2	11,2	14,7	20,1	22,3	26,9	26,4	16,1
2001	21,6	20,2	10,9	6,6	8,0	7,4	14,3	12,4	17,2	23,8	27,1	26,3	16,3
2002	21,3	17,9	12,3	9,2	6,4	8,6	11,1	14,0	18,7	24,8	25,6	25,0	16,2
2003	20,9	18,6	12,0	6,8	7,0	6,3	10,5	14,0	17,7	25,3	28,4	27,4	16,2
2004	21,0	19,4	9,9	7,9	7,2	8,8	10,6	11,9	15,1	21,4	25,7	26,9	15,5
2005	21,1	17,8	11,8	7,0	4,6	4,7	10,8	13,2	19,2	23,9	26,8	24,7	15,5
Moyenne mensuelle	21,7	17,4	11,4	7,8	6,6	7,5	10,2	12,5	17,6	22,5	25,8	26,0	15,6

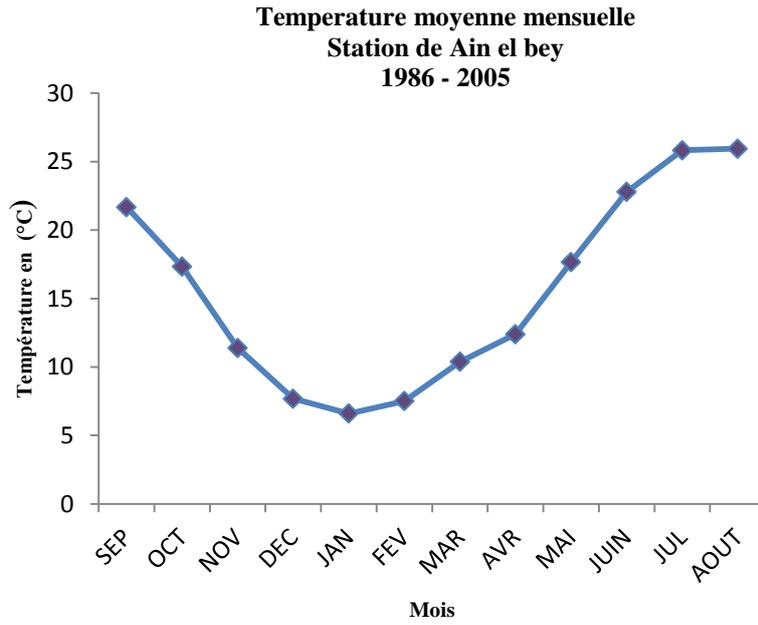


Figure 8 Températures moyennes mensuelles en °C durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

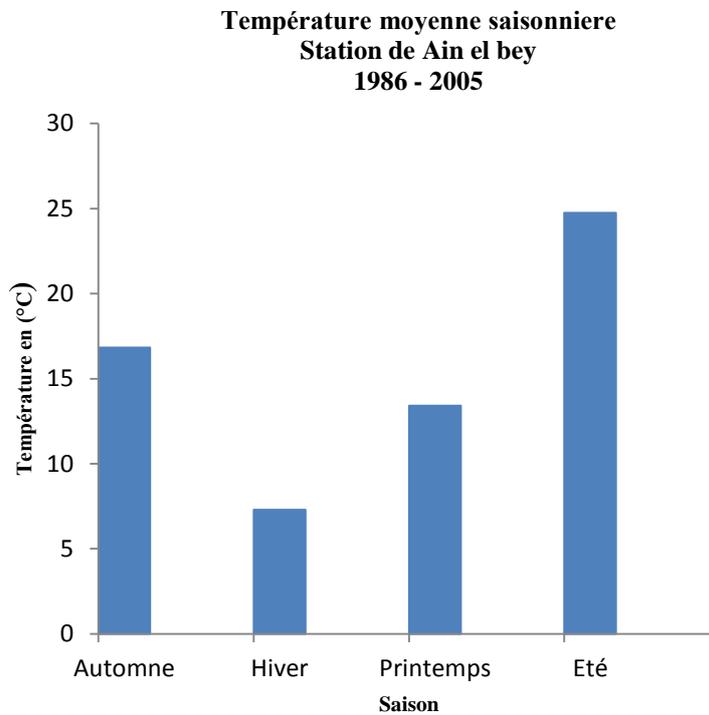


Figure 9 Répartition de températures moyennes saisonnières durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

II.2.3 Graphe Ombro-Thermique :

En étudiant la relation entre la température moyenne mensuelle et les précipitations totales du mois (fig 10), on peut constater que :

La courbe de précipitation se situe au-dessus de la courbe thermique du mois de Novembre à la fin d'Avril, tandis que du début de Mai jusqu'à la fin d'Octobre, la courbe thermique se trouve au-dessus de celle de la pluviométrie.

La période sèche s'étend du mois d'Avril au mois d'Octobre. Cette période s'étale sur plusieurs mois secs successifs.

Un mois sec est défini selon Gaussen et Bagnouls comme celui ayant un total de précipitation égal ou inférieur au double de la température moyenne du même mois ($P \leq 2T$).

Courbe Ombrothermique

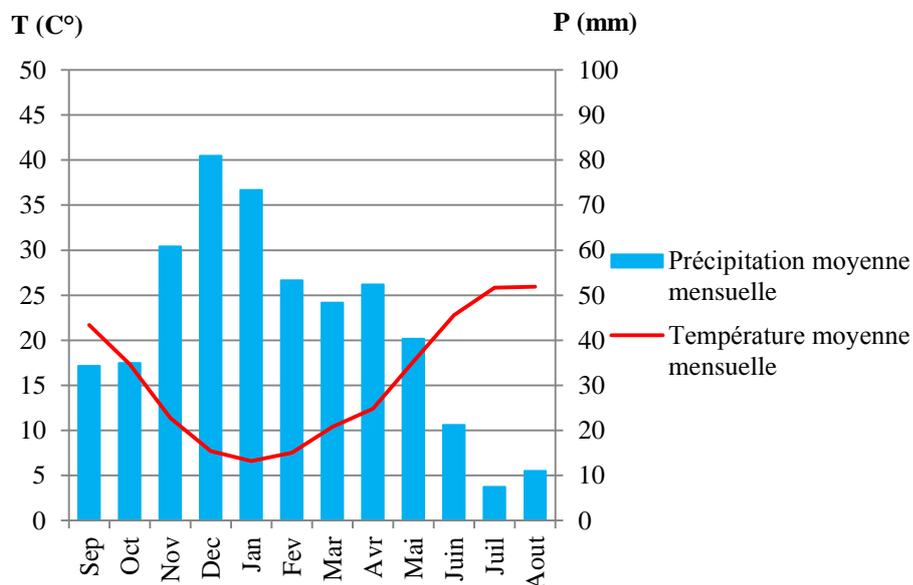


Figure 10 : Graphe Ombro-Thermique durant la période 1986 - 2005 Station de Ain El Bey

II.2.4 L'humidité

C'est un état de climat correspondant à la quantité de vapeur d'eau dans l'air. Elle peut jouer le rôle de facteur catalyseur pour les réactions d'altération chimique des roches à la surface, comme par exemple le phénomène d'oxydation.

L'humidité relative varie entre un minimum de 50% au mois de Juillet et un maximum de 80% au mois de Décembre et de Janvier (fig 11)

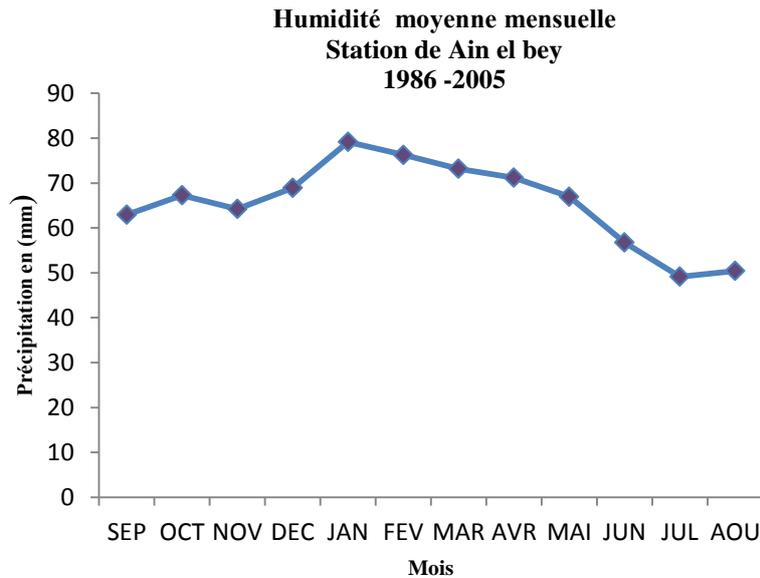


Figure 11 Humidité relative moyenne en % durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

II.2.5 L'aridité

C'est l'état du climat qui permet d'évaluer le phénomène de désagrégation, d'érosion et par conséquent de l'instabilité des sites dans une région. Cet état est exprimé par l'indice d'aridité E de Martonne, donné par la formule :

$$I = \frac{P_{moy}}{T_{moy} + 10}$$

Avec :

- I : Indice d'aridité E de Martonne ;
- P_{moy} : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;
- T_{moy} : Température moyenne annuelle (C°).

Aux différentes valeurs de I, correspondent des types de climats :

- $I < 5$: le climat est hyper-aride ;
- $5 < I < 7.5$: le climat est désertique ;
- $7.5 < I < 10$: le climat est steppique ;
- $10 < I < 20$: le climat est semi-aride ;
- $20 < I < 30$: le climat est tempéré.

$$I = \frac{612.75}{15.21+10} = 24.30$$

Donc la région d'étude est caractérisée par un climat tempéré.

II.2.6 Appréciation du bilan hydrologique :

L'établissement d'un bilan hydrologique est indispensable pour l'évaluation des réserves d'eau transmises ou emmagasinées dans une région. Il est donné par la formule suivante (G. Rémériéras, 1980) :

$$P = ETR + R + I + Wa$$

Avec :

- P : Précipitation moyenne annuelle (mm);
- ETR : Evapotranspiration réelle (mm) ;
- R : Ruissellement (mm) ;
- I : Infiltration (mm) ;
- Wa : Variation des réserves (souvent négligeable).

II.2.6.1 Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

L'évapotranspiration potentielle (ETP) correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques. A cet effet, Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle. La formule utilisée pour le calcul de l'ETP selon Thornthwaite est donnée comme suit :

$$ETP = 16 \left[\frac{10 \cdot T}{I} \right]^a$$

Avec :

- ETP : Evapotranspiration potentielle en mm;
- T : Température moyenne mensuelle du mois considéré, exprimé en °C;
- I : Indice thermique annuel égal à la somme des indices mensuels des 12 mois de l'année :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{Avec : } i = \left[\frac{T}{5} \right]^{1.514} \quad \text{et } a = 0.016 \times I + 0.5$$

$$ETPC = ETP \times K ,$$

avec :

- ETPC : évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée ;
- K : coefficient de correction.

D'après les données on a :

$$I = 70.85 \quad \text{et } a = 1.633.$$

II.2.6.2 Calcul de l'évapotranspiration réelle(ETR)

Si les précipitations du mois (P) sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle : $ETR = ETP$ et si les précipitations du mois (P) sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle $ETR = \sum Pi + RFU$; celle-ci est supposée mobilisée comme suit :

- a) Si RFU antérieure est assez forte pour combler l'insuffisance de précipitation (P) ; $ETR = ETP$.
- b) Si RFU est insuffisante pour satisfaire l'évapotranspiration potentielle, l'ETR reste inférieure à celle-ci et est égale à la somme des précipitations du mois et des RFU.

II.2.6.3 Calcul du bilan hydrologique

$I = 70.85$, $a = 1.633$ et $RFU = 50$ mm

- **Estimation du ruissellement (R):**

Selon Thornthwaite : $R = \frac{P^2}{3 \times ETP^2}$ avec : $P = 518.3$ mm et $ETP = 842.6$ mm.

$$R = \frac{518.3^3}{3 \times 842.6^2} \Rightarrow R = 65.37 \text{ mm.}$$

$$R(\%) = \frac{R(\text{mm}) \times 100}{P(\text{mm})} = \frac{65.37 \times 100}{518.3} \Rightarrow R = 12.61\%.$$

Donc le ruissèlement représente 12.61 % des précipitations

- **Calcul de l'infiltration (I) :**

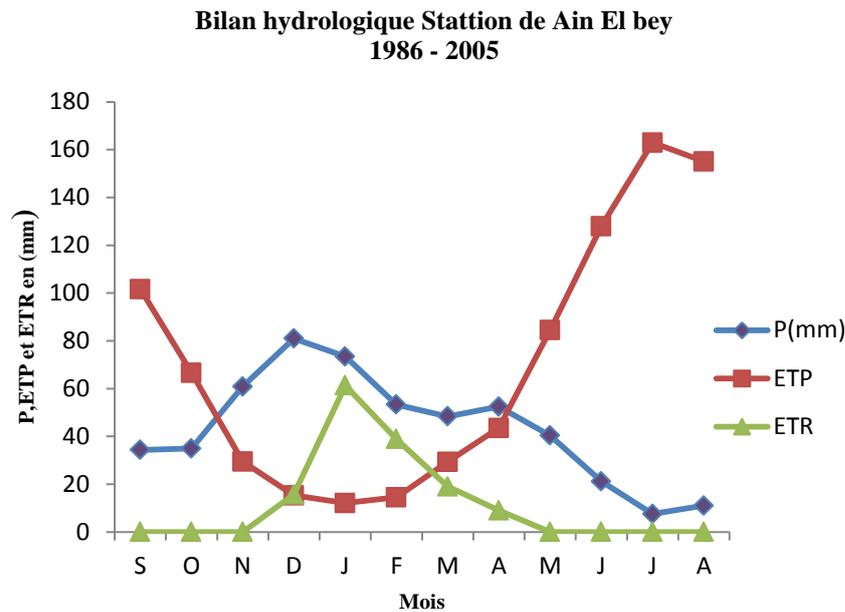
$$P = ETR + R + I \Rightarrow I = P - ETR - R = Ex - R = 175.20 - 65.37$$

$$\Rightarrow I = 109.83 \text{ mm}$$

$$I(\%) = \frac{I(\text{mm}) \times 100}{P(\text{mm})} = \frac{109.83 \times 100}{518.30} \Rightarrow I = 21.19 \%$$

Tableau 3 Bilan hydrologique durant la période 1986 – 2005 Station de Ain El Bey

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	TOTAL
P(mm)	34,3	34,9	60,8	80,9	73,4	53,3	48,3	52,4	40,3	21,2	7,5	11	518,3
ETPc (mm)	101,6	66,6	29,4	15,3	12	14,5	29,3	43,4	84,5	127,9	163	155,1	842,6
P - ETPc	-67,3	-31,7	31,4	65,6	61,4	38,8	19	9	-44,2	-106,7	-155,5	-144,1	/
RFU (50 mm)	0	0	31,4	50	50	50	50	50	5,8	0	0	0	287,2
ETR (mm)	34,3	34,9	29,4	15,3	12	14,5	29,3	43,4	40,3	21,2	7,5	11	293,1
Ecoulement (mm/mois)	0	0	0	47	61,4	38,8	19	9	0	0	0	0	175,2
Da (mm/mois)	67,3	31,7	0	0	0	0	0	0	44,2	106,7	155,5	144,1	549,5



**Figure 12 Représentation graphique du bilan hydrologique pour la période 1986 - 2005
Station de Ain El Bey**

II.2.6.4 Interprétation du bilan hydrologique

L'examen des données récapitulées dans les tableaux précédents et les résultats donnés par les graphes des bilans hydrologiques permet d'en déduire les résultats suivants :

Les précipitations atteignent leur maximum au mois de Décembre, l'évapotranspiration potentielle (ETP) atteint son minimum au mois de Janvier. Cette dernière atteint son maximum au cours de la période sèche plus précisément au mois de Juillet.

L'allure de la courbe représentant l'ETP donne une meilleure symétrie que celle des précipitations. Ceci peut être expliqué par l'homogénéité de l'ETP durant l'année, qui est due au fait qu'elle est en fonction de la température suivant une loi normale, par contre les précipitations sont hasardeuses et irrégulières d'un mois à un autre ou d'une année à l'autre.

La recharge du sol en eau commence à partir de la mi-October jusqu'à la mi-novembre.

II.2.7 Conclusion

Les données hydroclimatiques de la station de Ain El bey laissent apparaître que la région de Constantine est caractérisée par un climat tempéré, marqué par des précipitations importantes. Ces précipitations jouent un rôle primordial dans le déclenchement des instabilités de terrain. Surtout que 23.33% des eaux de précipitations s'infiltrent dans le sous-

sol et atteignent les argiles marneuses à gypse et engendrent la diminution de leurs caractéristiques mécaniques (c et ϕ).

L'eau et le contraste thermique sont deux facteurs qui jouent un rôle important dans la désagrégation mécanique et chimique des roches de la région étudiée. Cette désagrégation modifie considérablement les caractéristiques mécaniques des roches. De plus, l'accumulation des eaux au niveau des surfaces de discontinuités peut déclencher le ripage des bancs rocheux, ainsi que l'ouverture de discontinuités préexistantes.

A tout cela s'ajoute le rôle du ruissellement superficiel, surtout en cas de fortes crues ce qui attaque le pied des versants et par conséquent le déclenchement de leurs instabilité.

II.3 Conditions hydrogéologiques du site

La région de Constantine ne possède pas d'aquifères importants et l'alimentation en eau a toujours posé des problèmes, malgré que diverses formations sont susceptibles de former des aquifères pour des nappes. vu le manque de données hydrogéologiques, on va se baser sur les données lithologiques des formations formant le secteur d'étude.

Les formations lithologiques susceptibles de former des aquifères favorables sont représentées essentiellement par :

- Les formations quaternaires : les alluvions quaternaires surtout d'Oued Rhumel et Oued Boumerzoug peuvent renfermer une nappe superficielle intéressante et utile aux cultures.
- Les grès sableux interstratifiés à divers niveaux dans la puissante série argilo-marneuse à gypse du Mio-Pliocène et les lentilles de sables constituent un bon aquifère.
- Les calcaires lacustres caractérisés par une capacité de stockage d'eau importante variée selon leur état de fracturation et de karstification.
- Les zones de broyage des grands accidents tectonique constituent généralement des zones favorables pour l'infiltration, la circulation et l'emmagasinement des eaux. En effet, ces zones constituant de bons aquifères montrent souvent des résurgences de sources.

II.4 Conclusion

Les conditions hydrologiques et hydrogéologiques du site étudié jouent un rôle très important dans le déclenchement des instabilités de terrain. Cette influence est liée principalement aux aspects suivants :

La quantité importante des eaux d'infiltration au niveau du site étudié constitue le facteur principal de l'apparition des problèmes d'instabilité. Ces eaux d'infiltration saturent le terrain de couverture argileuse et lubrifient la surface de contact entre cette couverture et les formations sous-jacentes, ce qui conduit au déclenchement des mouvements superficiels. Ces derniers se manifestent par d'importantes coulées boueuses et glissements superficiels. Par ailleurs, ces infiltrations participent à l'apparition brusque de glissements profonds affectant les formations néogènes le long des couloirs des accidents tectoniques.

Les circulations des eaux souterraines le long des couloirs des grands accidents peuvent engendrer des phénomènes de dissolution des formations solubles et un soutirage des fines, ce qui entraînerait la fragilisation progressive des formations et la dégradation de leurs caractéristiques mécaniques.

Chapitre III

**Caractéristiques géométriques et
géotechniques des formations
récentes de Constantine**

III Caractéristiques géométriques et géotechniques des formations récentes de Constantine

III.1 Introduction

Lors des grands séismes, des dommages importants dus aux conditions géotechniques ont été constatés. L'analyse de la variabilité spatiale des intensités a conduit à attribuer aux sols un effet sur la distribution des dommages par l'amplification des ondes sismiques à l'intérieur des structures des formations superficielles. En vue d'une caractérisation géotechnique des sols une collecte des données géotechniques et géophysiques dans la zone d'étude a été faite par la compilation des données géotechniques telles que les propriétés géotechniques des unités lithologiques identifiées sur les cartes géologiques

L'interprétation des données géologiques, géomorphologiques et topographique, permet d'évaluer son degré de vulnérabilité vis-à-vis les risques naturels. L'analyse des coupes de sondages carottés extraites des études géotechniques a permis une description détaillée des différentes formations. Ensuite plusieurs coupes et des corrélations entre les différents sondages ont été réalisées. L'épaisseur des dépôts est estimée sur la base des observations à l'affleurement complétées par des données de forages et de sondages. En général les dépôts dont l'épaisseur est inférieure à (1) mètre ne sont pas pris en considération.

Les cartes géologiques qui couvrent la région d'étude ont servi de base aux observations de terrain, dans la mesure où les différents faciès des formations étaient distingués et les descriptions lithologiques précises.

III.2 Méthodologie du travail

Les caractéristiques et les épaisseurs des unités géologiques ainsi que les conditions géotechniques de la zone d'étude sont déterminées à partir d'une compilation, analyse et synthèse détaillées des résultats disponibles des reconnaissances du sol dans les zones urbaines.

L'analyse de ces informations a permis une identification physique mécanique de chaque formation, de fournir une appréciation de la qualité des terrains et de faire ressortir les problèmes géotechniques majeurs (tassement, glissements, effondrement, liquéfaction de sols...) liés aux séismes.

L'analyse, l'interprétation et la synthèse des caractéristiques géotechniques des formations géologiques caractérisant notre zone d'étude ont été réalisées sur la base des classifications et documents techniques réglementaire établies en mécanique des sols, NF P 11-300 et Classification LCPC.

Les propriétés physico-mécaniques de chaque formation géologique sont données sous forme d'un tableau synoptique représentant les valeurs moyennes des paramètres géotechniques, plus au moins leurs écarts type.

Pour chacune des unités lithologiques figurant sur la carte géotechnique, un système de classification a été utilisé, qui est basé sur l'âge de la formation, l'origine géologique et le type de faciès (Tableau 04).

Tableau 4 Classification utilisée pour la cartographie géotechnique

Age	symbole	Facies lithologiques	Symbole
Actuel	A	Remblais : éboulis	r
Holocène	H	Argile	a
Villafranchien	V	Marne	m
Pléistocène	PL	Calcaire	c
Plaisancien	P	alluvions	al
Miocène	M	conglomérats	co
Crétacé	C		

Exemple : la classification **Ma** est réservée aux argiles miocène.

III.3 Description géotechnique des unités du sol :

La synthèse statistique des données des études géotechniques a permis de regrouper les formations géologiques de notre région d'étude en unités géotechniques relativement homogènes :

- Le rocher et formations rigides représentés par les calcaires néritiques du rocher de Constantine, les marnes, les marnes à blocs et les marno-calcaires
- Les formations argilo-marneuses
- Les conglomérats
- Les formations alluvionnaires

III.3.1 Le rocher de Constantine

Une coupe détaillée a été faite au début par L. Joleaud (1911) et elle est reprise par J.M. Vila (1974) et C, Benabbas (1994), il s'agit de calcaire micritique plus ou moins fissuré de couleur grise. Selon les rapports des études géotechniques réalisées par les divers laboratoires et bureaux d'études, les valeurs des résistances à la compression simple varient en moyenne de 419 à 752 bars. Les essais Crosse hole et Down hole réalisés au sein du rocher

montrent que ces calcaire possèdent un V_s varie entre 1200 m/s à 2000 m/s ; elles caractérisent des calcaires peu fissurés à sains. Le toit des calcaires constitue une assise rocheuse très résistante.

III.3.2 Les formations marneuses

Elles affleurent largement à l'est et Nord –Est de Constantine, ce sont les marnes à boules jaune, les marnes à blocs, les marnes grises à patine jaune et les flysch à microbrèches.

D'après les rapports des études effectuées par les laboratoires et les bureaux d'études (LTP Est, LNHC...), ces marnes, possèdent une densité sèche qui varie entre 1.5 à 1.9 t/m³ avec une moyenne de 1.69 t/m³ qui caractérise un sol dense et un indice de plasticité IP qui varie de 20 à 35% indique un sol plastique (fig 13). Ces marnes ont un degré de saturation équivalent à 92%.

Les courbes granulométriques montrent qu'on est en présence d'un sol fin avec un pourcentage des passants à 80 μ m dépassent largement les 50% (60 à 100%) (fig 14).

L'essai de cisaillement rectiligne a montré que la cohésion de ces marnes est limitée entre 0.1 et 0.4 bar avec un angle de frottement variant de 10° à 20°. Ces marnes sont moyennement compressible avec un coefficient de compressibilité 10% < Cc < 22%, le coefficient de gonflement Cg varie de 3% à 6% et une moyenne de 4.3%, par conséquent, elles sont peu gonflantes à gonflantes.

Les résultats de l'essai de résistance à la compression simple réalisé sur les carottes de marnes ont donné des valeurs dépassant les 121 kg/cm² et pour les marno-calcaire une forte valeur (de plus de 314 kg/cm²).

Les essais Crosse hole et Down hole montrent que les vitesses sismiques des marnes varie de 500 à 1200 m/s.

Les résultats pressiométriques donnent des valeurs de module pressiométrique E entre 550 et 780 bars et le rapport E/Pl est entre 14 et 19, ce qui signifie des marnes sur-consolidé

Tableau 5 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques de la formation marneuse (LTP Est & LNHC)

Paramètres physico-mécaniques de sol	Valeurs Min	Valeurs Max	Valeur moyenne	Ecart type	Coefficient de variation (%)
γ_d (t/m ³) densité sèche	1.5	1.9	1.69	0.1	5
Sr (%) degré de saturation	80	100	91.88	5.56	6
(%) passants inférieurs à 80 μ	60	100	90.3	13.57	15
Ip (%) indice de plasticité	20	35	26.2	4.42	16
Cc (%) Coefficient de compressibilité	0.1	0.22	0.16	0.035	21
Cg (%) Coefficient de gonflement	0.03	0.06	0.043	0.008	19
Ccu (bars) Cohésion non drainée	0.1	0.4	0.27	0.094	34
Φ_{cu} (°) Angle de frottement	10	20	14.5	3.19	21

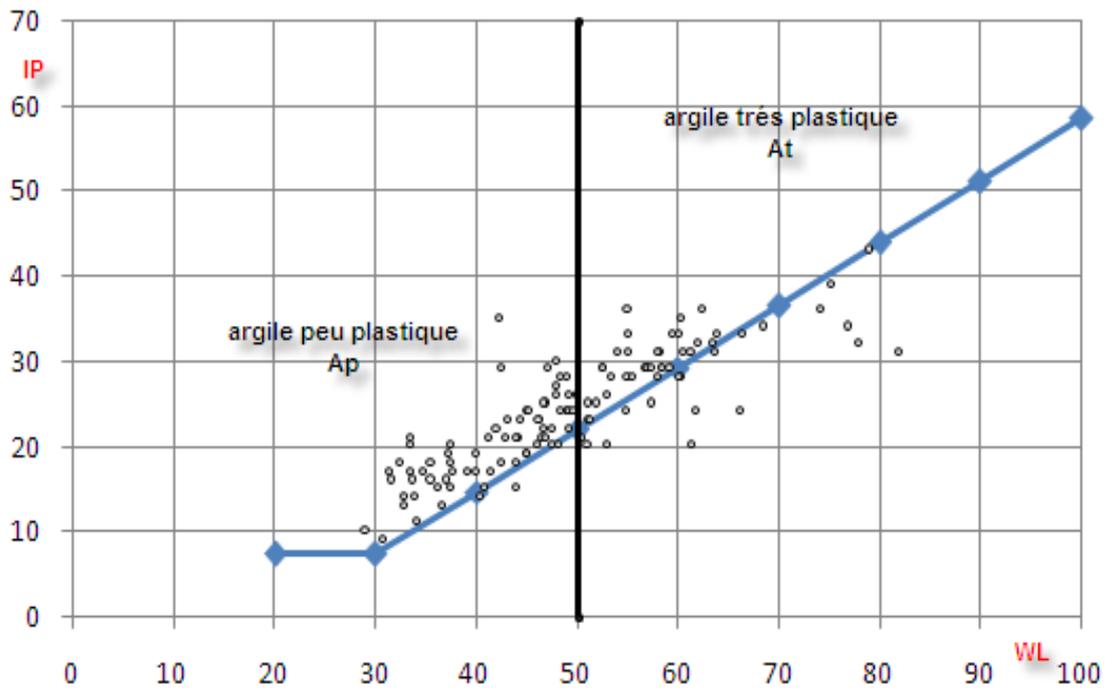


Figure 13 Diagramme de plasticité de la formation marneuse

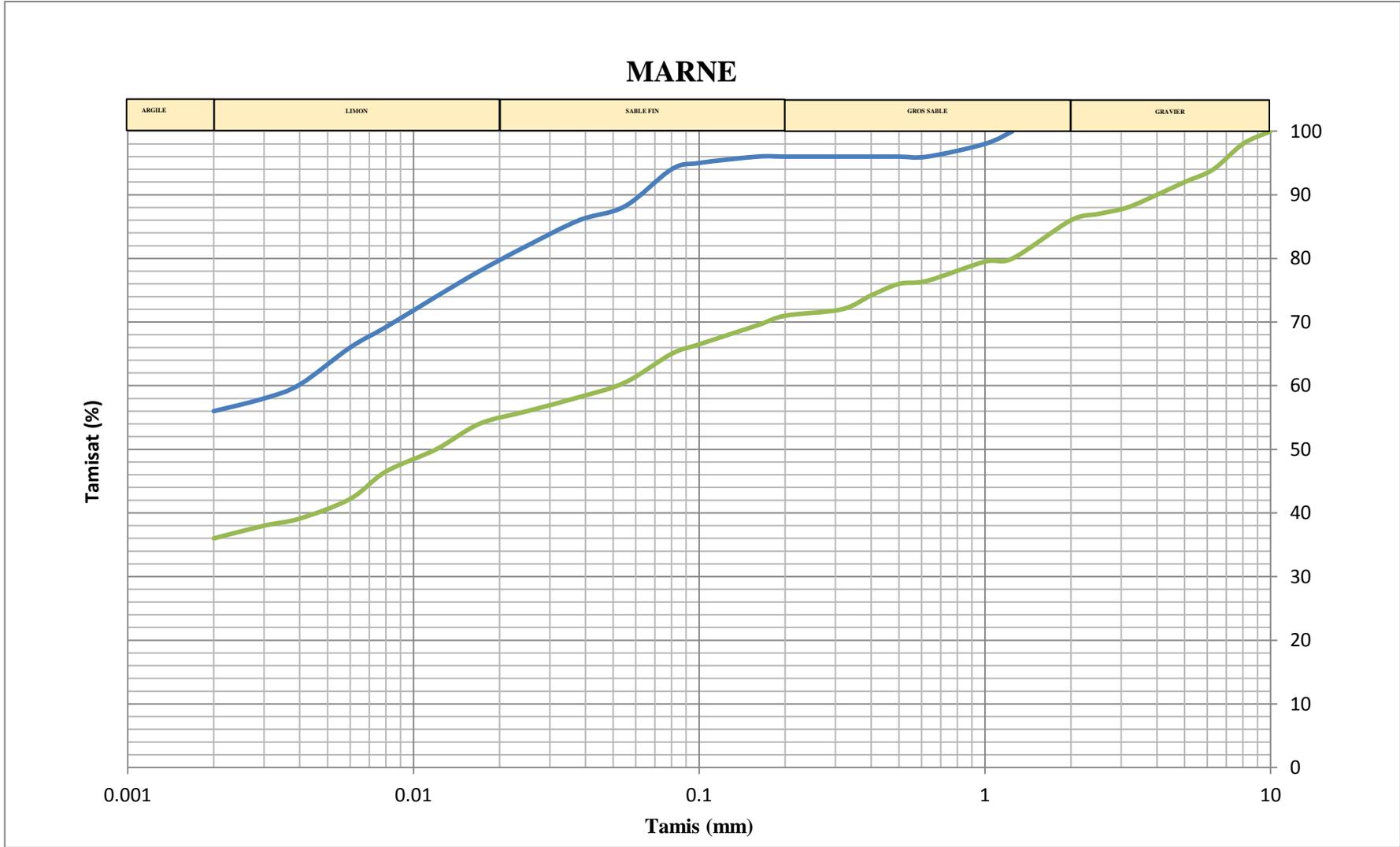


Figure 14 Fuseau granulométrique des marnes

III.3.3 Les formations argilo-marneuse

Elles sont représentées par des séries hétérogènes de marnes et d'argiles, généralement rougeâtre, on peut distinguer de bas en haut (étude de Creusot Loire) :

- Des galets de grés dans une matrice argileuse ;
- Des marnes argileuses rougeâtres avec de passées gréseuses ;
- Des argiles sableuses rouges avec de passées grés-sableuses ;
- Des argiles schisteuses grises avec des filonnets de gypses ;
- Des argiles plastiques jaunes avec des passages sableux.

Son épaisseur peut atteindre 80m au Sud-ouest de la ville de Constantine (cité Boussouf). Elles sont recouvertes sur 5 à 10m par des niveaux décomprimés, plastiques et remaniés, en profondeur elles deviennent plus compactes.

Les caractéristiques physico-mécaniques de ces argiles sont comme suit :

- Une densité qui varie de 1.6 à 1.9 t/m³ refilant un sol dense ;
- Une limite de liquidité de l'ordre de 49 % et un indice de plasticité de l'ordre de 49% indiquant un sol peu plastique (fig 15);
- Le degré de saturation moyen S_r est de 96%, ce qui indique des sols détremés à saturés, puisqu'ils présentent parfois des valeurs de S_r égale à 100% ;
- Une cohésion varie de 0.1 bar à 0.5 bar avec une moyenne de 0.32 bar, l'angle de frottement ($\varphi = 11^\circ$) affirmant la présence des sables dans le sol ;
- Un coefficient de compressibilité est entre 0.1 et 0.2 (moyenne de 0.15), le coefficient de gonflement est élevé $C_g > 0.05$. Ces valeurs caractérisent un sol moyennement compressible et gonflant ;
- Les courbes granulométriques montrent que les passants à 80 μ m sont compris entre 90 et 100% (moyenne de 96.3%) caractérisant un sol fin, les éléments inférieurs à 0.02 mm sont variés de 50 à 80% (une moyenne de 67.9%) et la moyenne de diamètre de 50% des éléments est de 0.004mm. (fig 16) ;
- Les résultats des essais pressiométriques de cette formation donnent les résultats suivant : un module pressiométrique compris entre 200 et 800 bar, cette variation dépend de la profondeur, et un rapport E/P_I de 10 à 20 ;
- Les essais Crosse hole et Downe hole qui ont été réalisés à la cité Ciloc et au niveau de Zouaghui montrent que les vitesses sismique dans les niveaux altérée

sont de l'ordre de 500 à 1000 m/s. les marnes compact sous-jacente accuse des vitesses comprise entre 1600 et 2000 m/s.

Tableau 6 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des argiles marneuses (LTP Est & LNHC)

Paramètres physico-mécaniques de sol	Valeurs Min	Valeurs Max	Valeur moyenne	Ecart type	Coefficient de variation (%)
γ_d (t/m ³) densité sèche	1.6	1.9	1.73	0.082	4
Sr (%) degré de saturation	80	100	93.57	5.35	5
(%) passants inférieurs à 80 μ	90	100	96.31	3.18	3
Ip (%) indice de plasticité	20	35	27.11	4.49	16
Cc (%) Coefficient de compressibilité	0.1	0.2	0.15	0.027	18
Cg (%) Coefficient de gonflement	0.03	0.06	0.045	0.026	58
Ccu (bars) Cohésion non drainée	0.3	0.6	0.44	0.082	18
Φ_{cu} (°) Angle de frottement	7	17	11.95	3.08	25

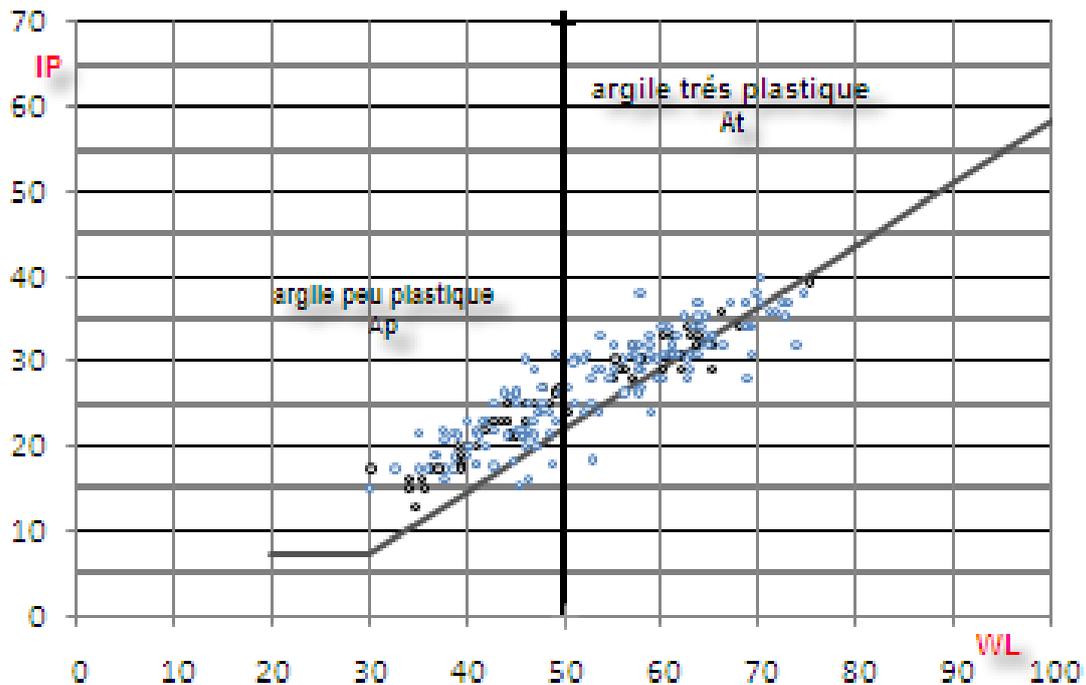


Figure 15 Diagramme de plasticité des argiles marneuse

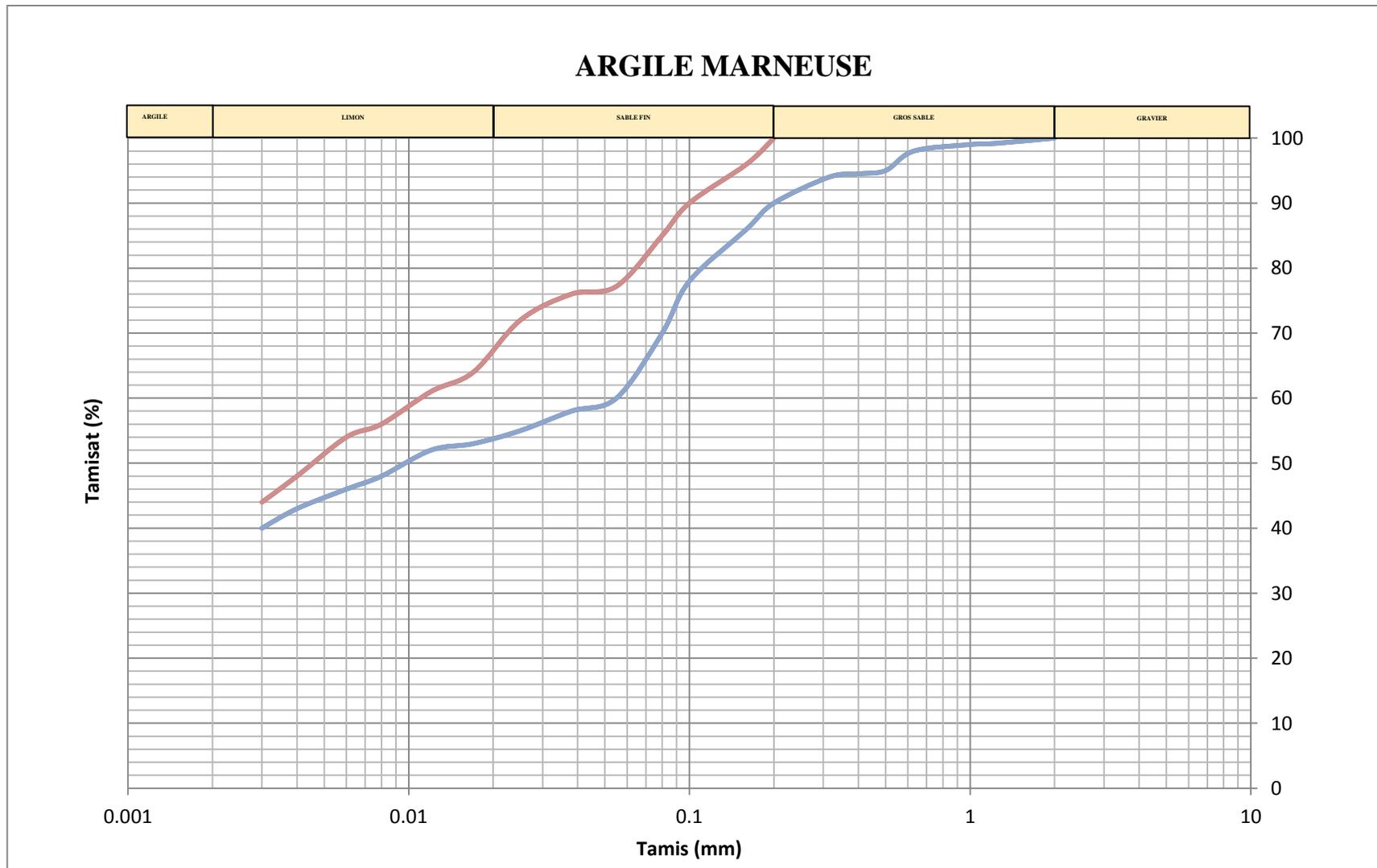


Figure 16 Fuseau granulométrique des argiles marneuses

III.3.4 Les conglomérats

Elle affleure essentiellement à l'Ouest de Constantine, cette formation peut dépasser les 100m d'épaisseur. Elle est constituée de galets ou blocs, de démentions variables, allant de 2 à 40 cm et même parfois plus, noyés dans une matrice limono-sableuse, intercalés d'argiles rouges sableuses (BENAÏSSA, 1984). On peut remarquer que les talus entaillant ces poudingues présentent une très bonne stabilité. La pente abrupte des talus naturels.

D'après l'archive des rapports des études effectués les laboratoires, ces conglomérats possèdent des densités sèches qui varient de 1.7 à 2.1 t/m³, indiquent un sol très dense. Les teneurs en eau sont de 15 à 24%. L'indice de plasticité de ce sol varie entre 15 et 30 avec une moyenne de 21.3. L'essai de cisaillement montre que sa cohésion varie de 0.4 à 0.1 bar avec un angle de frottement 24.4°.

Les courbes granulométriques montrent que les éléments inférieurs à 0.08 mm varient de 50 à 70 % . , les éléments inférieurs à 0.02mm varient de 30 à 60%) et le diamètre moyen de 50% des éléments est de 0.035mm (0.01 à 0.1mm). (fig 17)

Les résultats des essais pressiométriques réalisés sur cette formation donnent un module pressiométrique compris entre 100 à 350 bar et le rapport E/Pl entre 10 à 25

Tableau 7 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des Conglomérats (LTP Est & LNHC)

Paramètres physico-mécaniques de sol	Valeurs Min	Valeurs Max	Valeur moyenne	Ecart type	Coefficient de variation (%)
γ_d (t/m ³) densité sèche	1.7	2.1	1.90	0.11	6
(%) passants inférieurs à 80 μ	50	90	77.62	9.88	12
Ip (%) indice de plasticité	15	30	21.30	3.47	16
Cc (%) Coefficient de compressibilité	0.03	0.19	0.092	0.049	53
Cg (%) Coefficient de gonflement	0.02	0.05	0.035	0.0089	25
Ccu (bars) Cohésion non drainée	0.4	1	0.71	0.19	27
Φ_{cu} (°) Angle de frottement	18	30	24.42	3.76	15

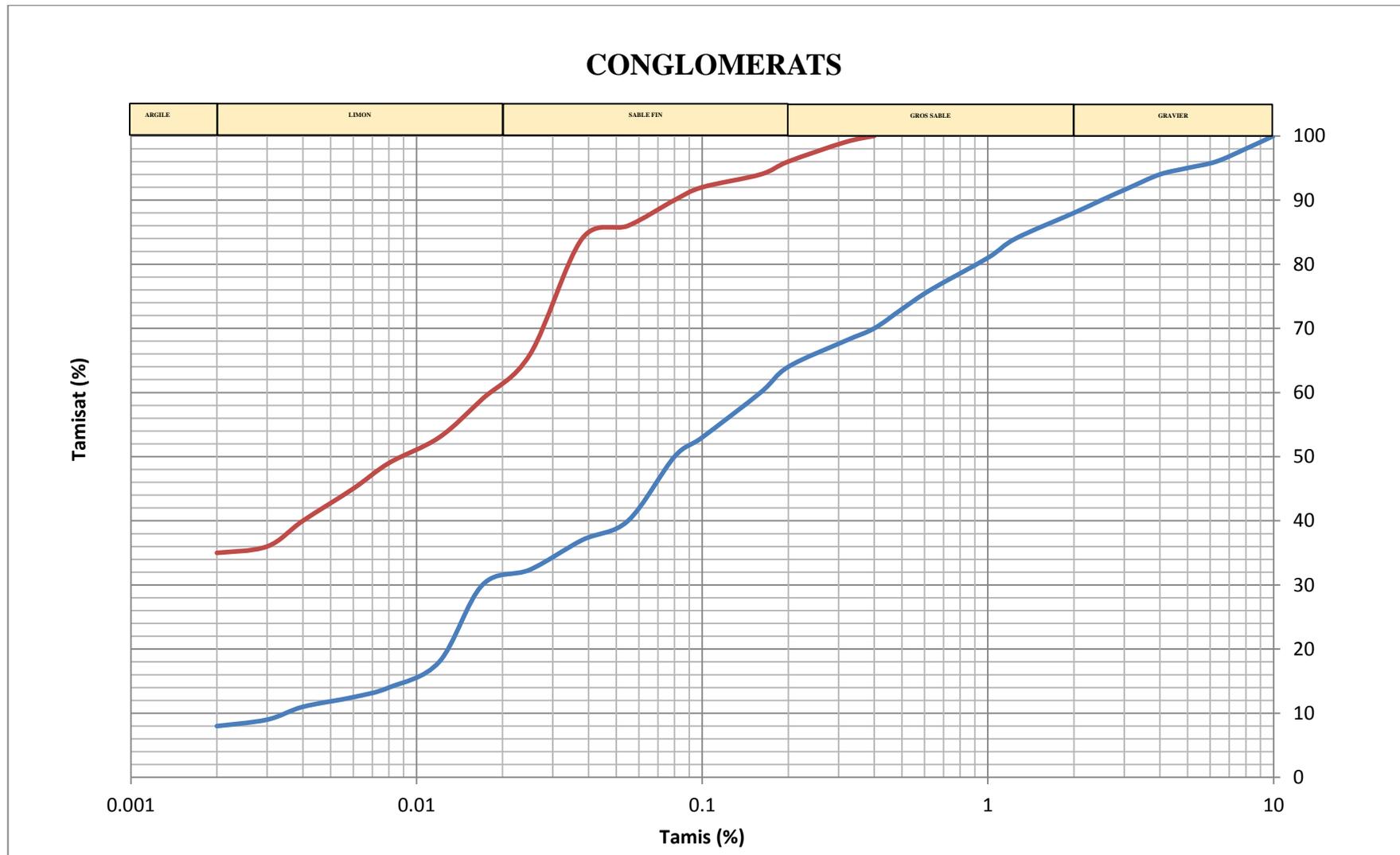


Figure 17 Fuseau granulométrique des Conglomérats

III.3.5 Les terrasses récent à actuel

Cette formation est reconnue de part et d'autre des rives du Rhumel et du Boumerzoug. On trouve des terrasses récentes situés entre 3 et 5m par rapport au niveau des lits mineurs, avec une nature sableuse ou sablo-limoneuse. Plus en retrait des cours d'eau on trouve les terrasses intermédiaires situé à une plus haute altitude de 3 à 6 m, elle est plus sableuse et renferme des galets hétérogène (BOUGDAL, 2007).

La synthèse des caractéristiques physico-mécaniques des alluvions actuelles sont comme suit :

- Une densité sèche comprise entre 1.6 t/m^3 à 1.8 t/m^3 avec une moyenne de 1.7 t/m^3 , un indice de plasticité qui varie de 20 à 30, avec une moyenne de 26.
- Les résultats de l'essais de résistance au cisaillement non drainé réalisés montrent des cohésions moyennes C_{uu} de l'ordre de 0.2 à 0.4 bars (une moyenne de 0.33 bar) et des angles de frottement φ° (UU) de 4 à 10° et une moyenne de 6.7°
- Les courbes granulométriques montrent que les passants à $80\mu\text{m}$ ont moyenne de 68% (60 à 80%), le pourcentage des éléments inférieur à $20\mu\text{m}$ est de 45% (30-50%). Les diamètres de 50% des éléments sont compris entre 0.01 mm et 0.06 mm avec une moyenne de 0.035mm.

Tableau 8 Tableau récapitulatif des caractéristiques géotechniques des terrasses récent à actuel (LTP Est & LNHC)

Paramètres physico-mécaniques de sol	Valeurs Min	Valeurs Max	Valeur moyenne	Ecart type	Coefficient de variation (%)
γ_d (t/m ³) densité sèche	1.6	1.8	1.7	0.056	3
Sr (%) degré de saturation	80	100	91	5.76	6
(%) passants inférieurs à 80μ	60	80	68	13.1	19.4
Ip (%) indice de plasticité	20	30	26	3.2	12.2
Cc (%) Coefficient de compressibilité	0.1	0.3	0.18	0.038	20
Cg (%) Coefficient de gonflement	0.03	0.06	0.044	0.008	20
Ccu (bars) Cohésion non drainée	0.2	0.4	0.33	0.078	23
Φ_{cu} (°) Angle de frottement	4	10	6.7	1.95	29

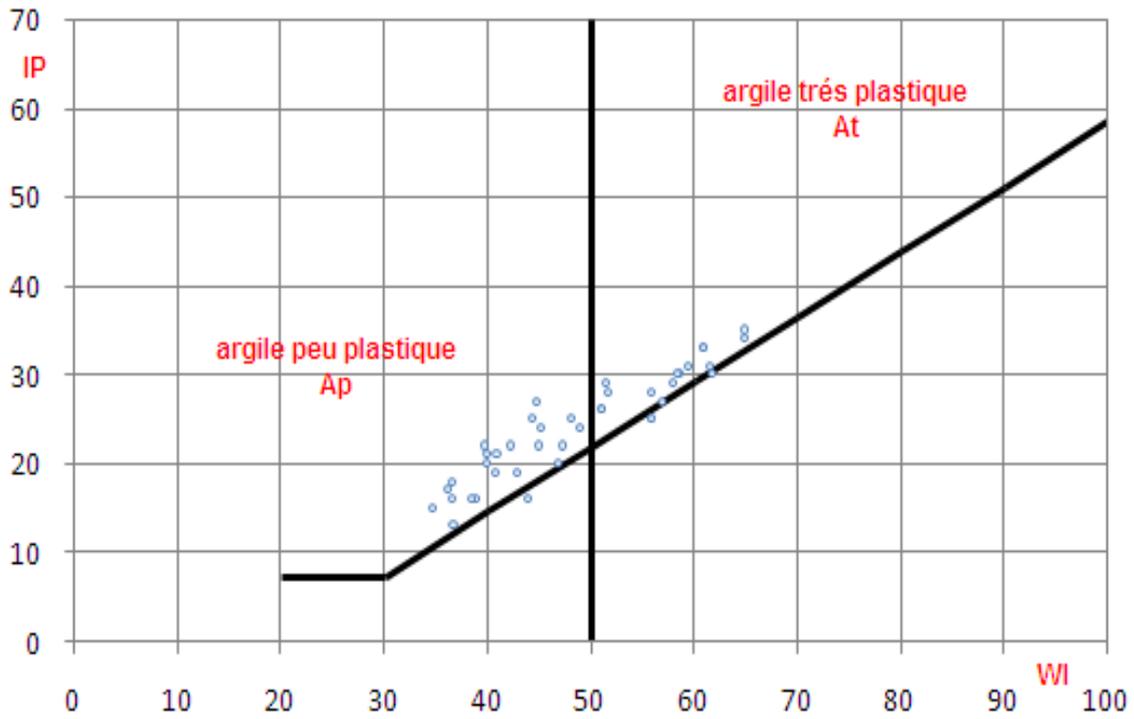


Figure 18 Diagramme de plasticité des terrasses récent à actuel

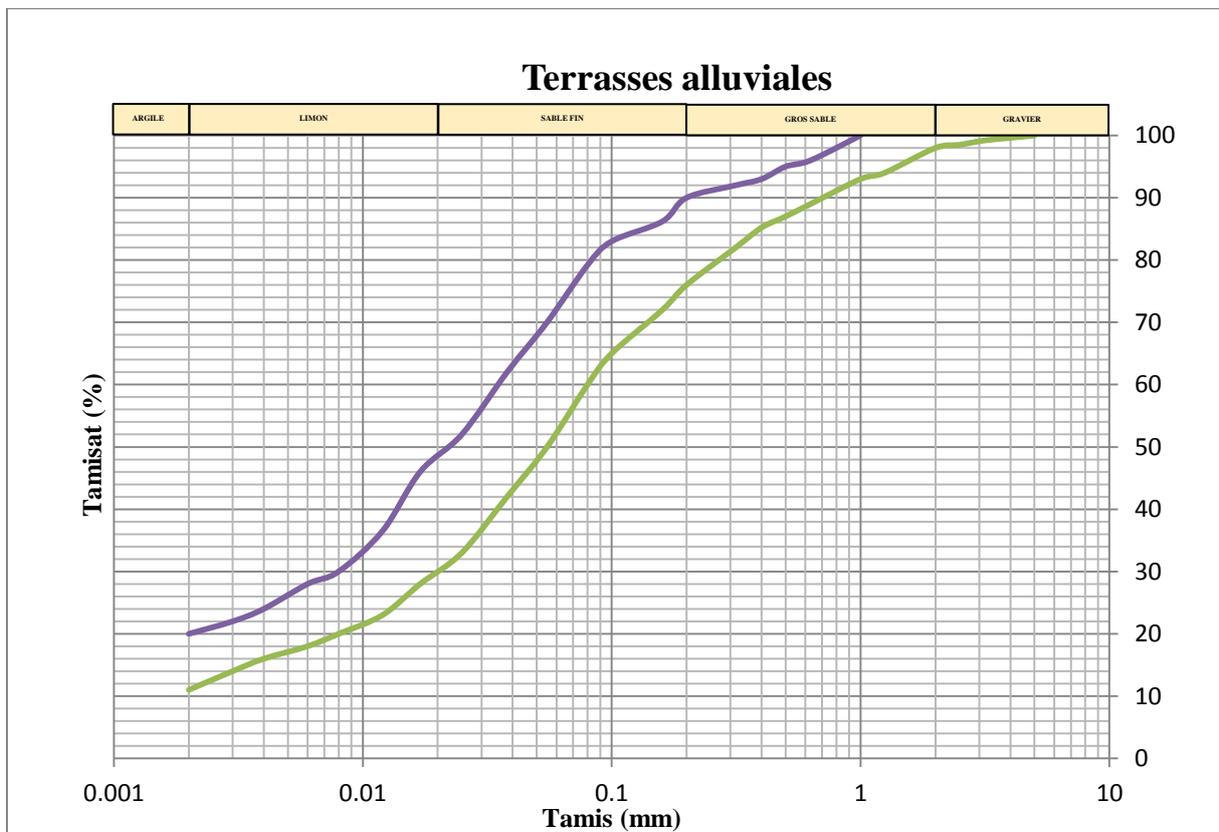


Figure 19 Fuseau granulométrique des terrasses récent à actuel

III.3.6 Les remblais

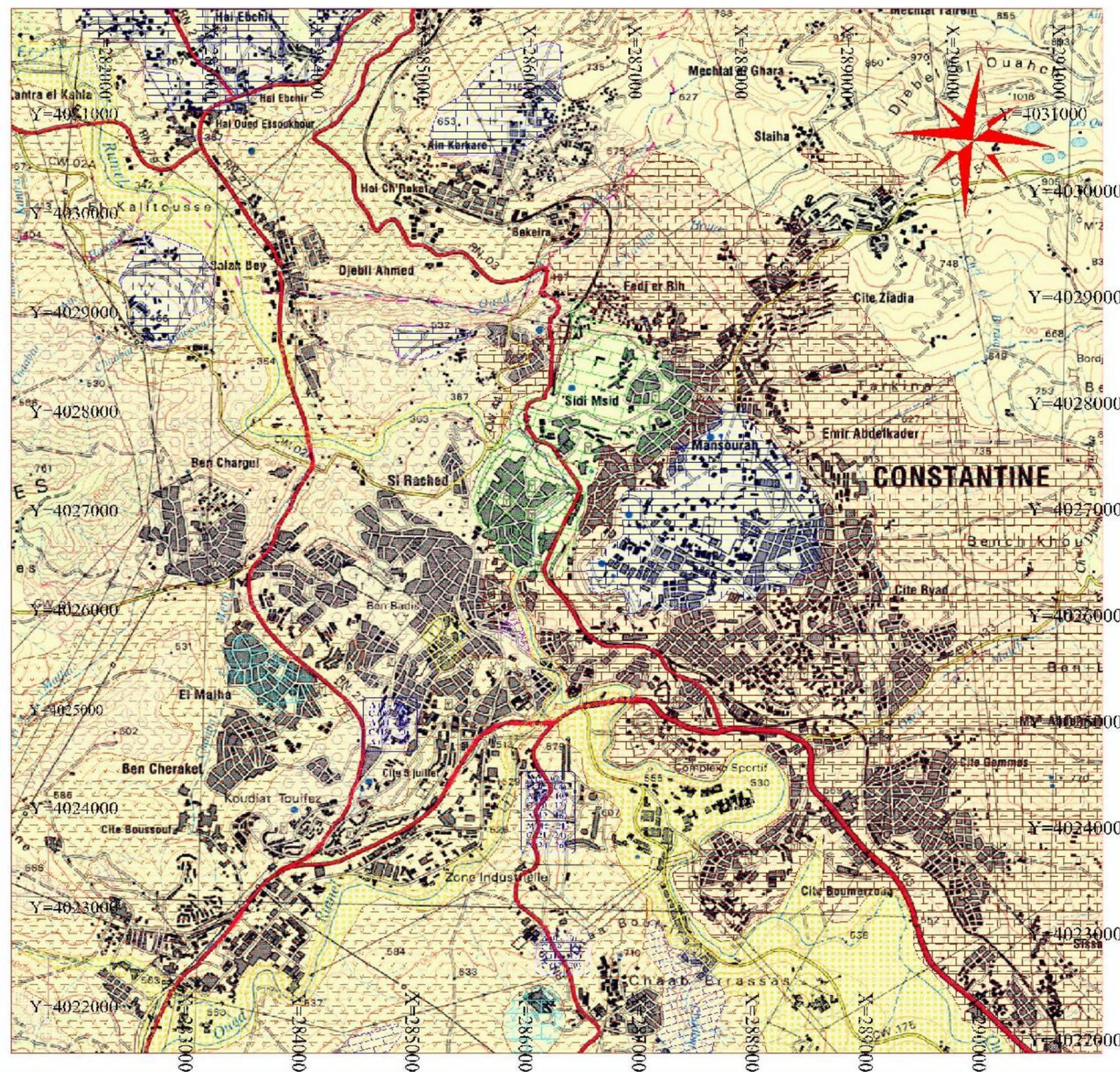
Malheureusement on ne dispose pas de renseignements sur les caractéristiques physicomécaniques des remblais de la zone d'étude, mais il est évident que ces remblais occupent des espaces non négligeables, parfois déversés sur les pentes des talus, provient généralement des matériaux de terrassements et de déchets de constructions, généralement sont non compactés.

III.4 Cartographie des formations de la zone d'étude

La carte ci-dessous présente les différentes formations de la ville de Constantine et ses environs (fig 20).

III.5 Conclusion

La ville de Constantine et ses environs est caractérisée par une grande variété de terrains d'âge du crétacé à quaternaire. Les formations les plus sensibles sont des formations constituées essentiellement de terrains argileux-marneux relativement denses, très sensibles à l'eau, on note aussi la présence des terrains plus grossiers assez perméables inter stratifiées dans des formations fines favorise l'infiltration des eaux qui augmente le risque d'instabilité des terrains.



Légende

Explication d'une unité géotechnique

A (0 - 09)	Zone recouverte de 0 à 9 m d'argile (A),
C (09 - 13)	recouvrant de 09 à 13 m conglomérats, de
A (13 - 17)	13 à 17 m argile et de 17 à 20 m
C (17 - 20)	conglomérats

Unités lithologiques:

a : Argile
s : Sable
l : Limon
m : Marne
g : Grès
c : Conglomerats

-  Terrasses alluviales et colluvions
-  Marnes et Marno-calcaire
-  Calcaire massif
-  Argilo-marneuse
-  Conglomerats
-  Remblais epais
-  Calcaire travertineux à bancs décémétriques
-  Travertins
-  Marne à gypse du miocène

Echelle :  0 2000
Mètres

Figure 20 Carte géotechnique de la région d'étude

Chapitre IV

Séismicité de la région de Constantine

IV Sismicité de la région d'étude

IV.1 Introduction

Les tremblements de terres sont un phénomène naturel qui constitue une menace permanente pour les vies humaines et pour l'équilibre socio-économique d'un pays. Ils ne transmettent leurs effets aux constructions que par l'intermédiaire des fondations, leurs conséquences ne doivent plus être ignorées, qu'il s'agisse par exemple de la liquéfaction des sols, ou de la stabilité des talus d'une digue...etc.

En effet, il est nécessaire d'avoir quelques notions sur les séismes, et une banque de données sismiques qui doit être aussi exacte, homogène, et complète que possible, afin que les caractéristiques sismo-tectoniques soient déterminées et l'aléa sismique mieux évalué; d'autant plus que le Maghreb et plus particulièrement l'Algérie du Nord est au cœur d'un système complexe de failles sismogènes.

IV.2 Tectonique actuelle dans le contexte méditerranéen

L'activité tectonique due à la conséquence des mouvements de convergence entre les plaques africaine et eurasienne (Mc Kenzie, 1972) s'est traduite par des plissements et failles qui affectent notamment les niveaux du Miocène post-nappes, du Pliocène et du Quaternaire.

Ces déformations se continuent jusqu'à l'heure actuelle, et se traduisent par une activité sismique. Cette convergence se traduit différemment d'une région à l'autre et semble obéir aux conditions géologiques de chaque région. C'est ainsi qu'au niveau des arcs égéen et tyrrhénien la convergence est absorbée par des phénomènes de subduction, alors que la région de la Méditerranée occidentale est dominée par une collision généralisée (fig 21 et 22).

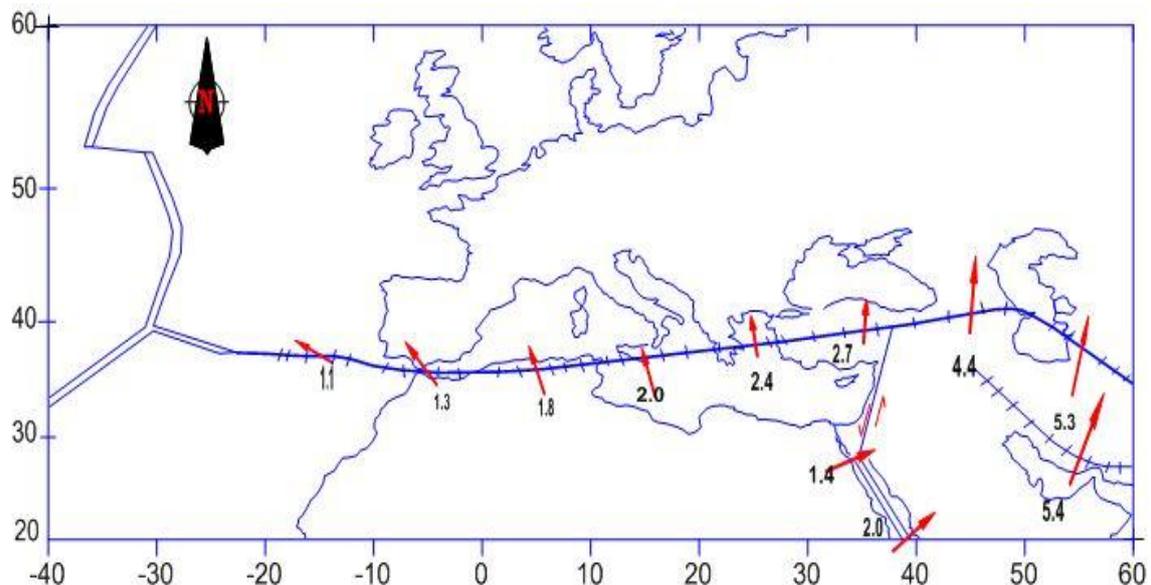


Figure 21 Convergences entre les plaques africaines et eurasiennes (Mc Kenzie, 1972)

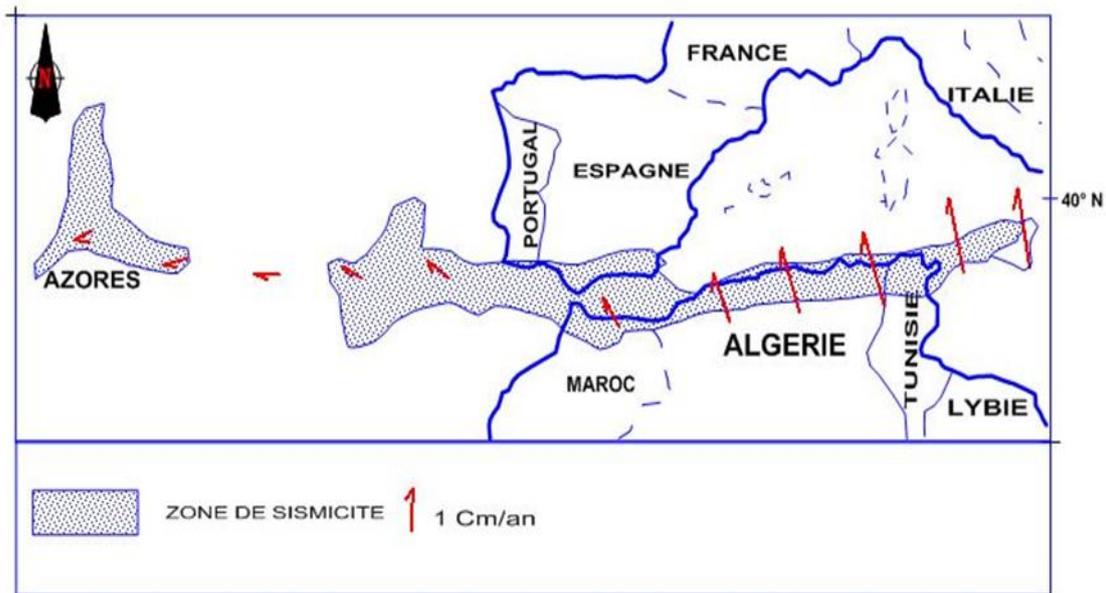


Figure 22 La limite des plaques africaine et eurasiennne entre les Açores et la Sicile (Anderson & Jackson, 1987).

Les déplacements peuvent s'exprimer par des déformations de la couverture sédimentaire, de façon lente et asismique ou par une libération brutale de l'énergie accumulée suite à une résistance à la déformation, ce qui provoquera de violents séismes. Cela a été le cas pour le séisme d'El Asnam (Ech Cheliff) du 10 octobre 1980 ($M_s = 7,3$). Le mécanisme au foyer montre une solution en relation avec un champ de contraintes compressif orienté NNW-SSE, (Ouyed et al, 1980). A quelques semaines à peine de ce séisme, le 23 novembre 1980, un autre séisme ($M_s = 6,9$) localisé en Méditerranée centrale, a affecté la région d'Iprina (Italie). Le mécanisme au foyer montrant une solution en relation avec un champ de contrainte en distension orienté NW-SE (Giardini et al, 1984).

Ces deux évènements sismiques sont en accord avec les travaux de tectoniques effectués en Asie (Tapponier, 1977). Ces derniers montrent la coexistence de mécanisme en compression et en distension dans les régions soumises à un champ de contraintes régionales identiques (Molnar et Tapponier, 1977; Philip, 1983 ; Philip, 1987).

D'après les travaux du groupe de recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) et de Philip (1983,1987), l'histoire de la région de l'Arc de Gibraltar depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel est résumé comme suit :

- Durant la période du Pliocène, toute la région de l'Arc de Gibraltar montre une tectonique caractérisée par une extension EW à ESE-WSW s'accompagnant d'un raccourcissement horizontal NNE-SSW à NS.

- Le Quaternaire ancien est marqué par un changement du régime tectonique. En général, la région de l'Arc de Gibraltar est soumise à une compression NNW-SSE à N-S. Au Maroc, aux abords de la chaîne rifaine cette direction passe de NNW-SSE dans la partie orientale à NE-SW dans la partie occidentale.
- Depuis le Quaternaire moyen jusqu'à l'Actuel la tectonique en compression NNW-SSE persiste et se maintient dans l'ensemble de la région, à quelques rares exceptions.

A l'heure actuelle, cette tectonique est exprimée à travers une sismicité localisée dans les cordillères bétiques en Espagne et dans la chaîne atlasique au Maghreb. Le caractère compressif NNW-SSE de cette tectonique est confirmé par les mécanismes au foyer des séismes de Cheliff de 1954 et 1980, de Tipaza du 29 octobre 1989 et de Mascara (Ouest algérien) du 18 août 1994, (Boudiaf, 1996).

IV.3 Caractéristiques des séismes en Algérie

La principale caractéristique des séismes en Algérie est leurs aires de répartition. En effet, ils se produisent sur l'orogène alpin maghrébin, depuis le Tell au Nord jusqu'à l'Atlas saharien au Sud. Au-delà de cette frontière naturelle, le reste du pays est considéré comme étant asismique. La carte des intensités maximales (Roussel, 1971) montre trois régions principales (fig 23) :

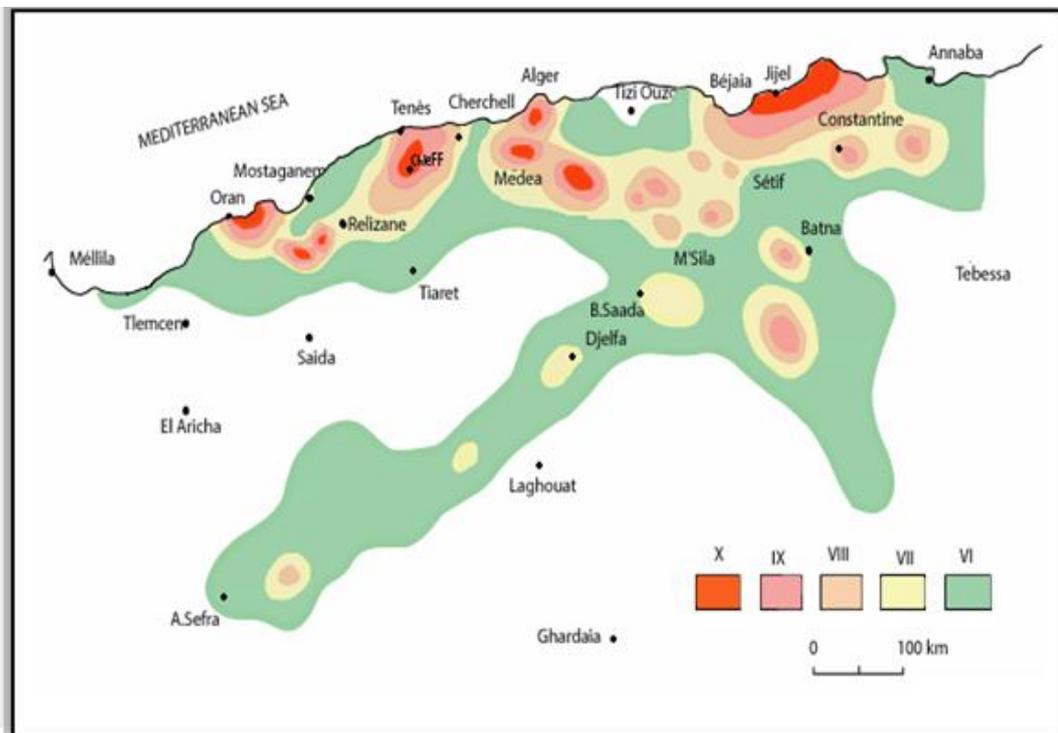


Figure 23 Carte des intensités maximales (Roussel, 1971), période :1716 - 1970

La partie Nord de l'Algérie apparaît comme la zone la plus active avec une intensité maximale de X ou XI degrés et qui s'accorde avec la géologie et la tectonique de la région. C'est une région d'intense activité sismique. En effet, durant les vingt dernières années, l'Algérie du Nord a été éprouvée par six événements sismiques modérés (CRAAG, 2003) :

- Constantine, 27 octobre 1985, MI = 6,0.
- Tipaza, 29 octobre 1989, MI = 6,0.
- Mascara, 18 août 1994, MI = 5,7.
- Ain Benian (Alger), 4 septembre 1996, MI = 5,8.
- Ain Temouchent (région d'Oran), 22 décembre 1999, MI = 5,8.
- Beni Ouartilane (région de Bejaia), 10 novembre 2000, MI = 5,4.

Les deux événements sismiques importants :

- El Asnam, 10 octobre 1980, MI = 7,3
- Boumèrdes, 21 mai 2003, Mw = 6,8.

Tous ces séismes sont localisés dans l'Atlas tellien qui reste la zone la plus active en Algérie.

La région méridionale est caractérisée par une sismicité modérée, excepté les deux régions de Biskra et Batna où quelques événements d'intensité IX sont notés.

Les Hauts Plateaux, qui présentent une faible activité sismique avec une intensité observable de moins de VI degrés.

L'analyse de la distribution spatiale des épacentres durant ce siècle conduit à la conclusion que les séismes en Algérie se localisent dans certaines zones de l'Atlas tellien : les bassins du Cheliff, de la Mitidja et de Constantine (CRAAG, 1994).

IV.4 Analyse de la sismicité

IV.4.1 La sismicité historique

IV.4.1.1 Généralités

L'histoire sismique de la région de Constantine est incontestablement un élément important dans la perspective de l'évaluation de l'aléa sismique de cette région. L'objectif de la préparation d'une carte des épacentres ou sismicité historique est de compiler un catalogue de sismicité historique en se basant sur l'ensemble des documents disponibles relatifs à la sismicité de cette région. Certains séismes sont largement décrits et étudiés. 11 s'agit notamment des séismes destructeurs de 1908, de 1947 et le plus récent, de 1985.

IV.4.1.2 Disponibilité des données de sismicité historique en Algérie

Les catalogues de la sismicité en Algérie, généralement, ne couvrent qu'une partie de l'histoire sismique du pays. Néanmoins, les nombreuses études menées depuis essentiellement 1980, à la suite du séisme du 10 Octobre d'El Asnam. Ont permis au moins de relever les carences et d'en y remédier par des investigations dans les archives et autres documents anciens. Quatre principales périodes peuvent être remarquées:

- Période antérieure à 1850. Pour la région de Constantine nous n'avons malheureusement aucun document ou autres indications sur les séismes qui ont eu lieu dans cette région avant 1850. Pour la région de l'algérois, Ambraseys et Vogt, (1988) ont pu identifier certains événements importants dans les anciennes archives jusqu'à la période de 1365.
- Période 1850-1900. C'est une période relativement incomplète dans la mesure où il n'y a que les séismes destructeurs qui ont été enregistrés. Même si les techniques récentes de l'analyse de la sismicité historique ont évolué, la plupart des données sont sous forme de descriptions historiques.
- Période 1900-1990. La sismicité de cette période peut être considérée comme instrumentale et donc suffisamment documentée, même si le premier instrument sismographe en Algérie n'est installé qu'en 1917, à Bouzareah (Alger), tous les séismes de magnitude > 4.0 ont été enregistrés par des stations situées dans le pourtour méditerranéen.
- Période 1990-2002. Avec les techniques récentes d'analyse des enregistrements et la densification des réseaux à travers le monde, notamment dans la région péri-méditerranéenne, cette période est connue parfaitement et donc toutes les secousses de magnitudes supérieures à 3.0 sont automatiquement enregistrées.

IV.4.1.3 Méthodologie

La méthodologie suivie dans l'élaboration de la carte de la sismicité historique de la région de Constantine (fig 24) est la suivante:

- La compilation des catalogues et autres listings existants: Il s'agit de rassembler l'ensemble des catalogues de sismicité disponibles, à savoir ceux du CRAAG, (1994), Benouar (1994) et Harbi (2001), ainsi, plusieurs articles et autres documents ont été considérés (Hee, 1950).
- La complétude: définir un catalogue de base qui est souvent le plus récent et le plus complet et, le cas échéant, le compléter dans ses parties manquantes par

des données qui peuvent se trouver dans d'autres documents et archives. Le travail de Harbi (2001) a été considéré comme catalogue de base.

- L'homogénéisation: essayer d'utiliser les mêmes paramètres, tels que la magnitude et l'échelle des intensités. Concernant les magnitudes, dans ce travail, nous avons utilisé la magnitude de surface M_s , par ailleurs, les intensités ont été estimées dans l'échelle

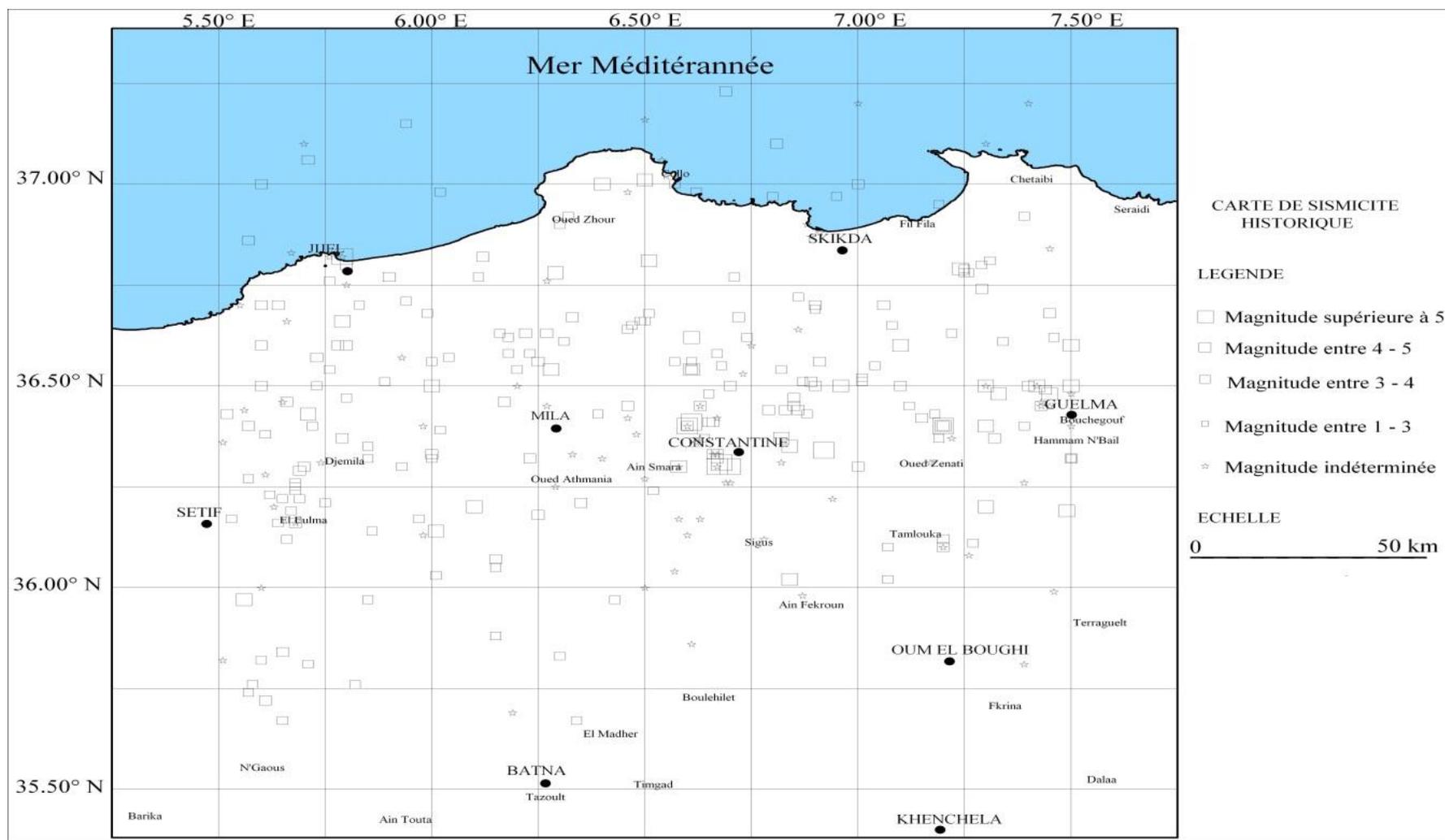


Figure 24 carte de la sismicité historique de la région de Constantine

IV.4.2 Intensités historiques maximales

IV.4.2.1 Généralités sur l'intensité macrosismique

Les descriptions des effets des séismes sur l'environnement bâti et humain ont été la première technique utilisée par les sismologues pour les études des tremblements de terre; d'ailleurs, les premières cartes d'aléa sismique ont été faites sur la base des cartes des intensités macrosismiques. Pour ce faire, plusieurs échelles ont été alors pour la quantification de ces effets des séismes. Ce sont des échelles macrosismiques. L'intensité est, à l'inverse de la magnitude qui est une grandeur quantitative, une grandeur qualitative qui donne une idée sur l'ampleur des dégâts et qui varie en fonction des conditions locales du sol et avec la distance épacentrale du séisme. En effet, cette grandeur fondée sur des observations empiriques reflète au mieux les effets du mouvement du sol généré par le tremblement de terre et constitue jusqu'à nos jours une des informations des plus précieuses pour les ingénieurs.

IV.4.2.2 Méthodologie

La carte historique des intensités maximales (fig 25), est une compilation des effets induits sur le sol par les séismes historiques importants à l'intérieur ou près d'une région donnée. Ces effets de terrain pour de grands séismes sont représentés par des observations d'intensités maximales.

En présence de plusieurs séismes, les cartes des isoséistes des différents séismes sont superposées afin d'identifier l'effet maximum en différents points de la région touchée. Ces effets sont représentés autour des surfaces affectées par chaque intensité correspondant à l'échelle MSK.

La méthodologie d'élaboration de la carte des intensités historiques maximales est la suivante (WCC, 1983):

- Les séismes importants d'une région touchée sont sélectionnés à partir du catalogue des séismes historiques et de la carte de la sismicité historique.
- Les cartes isoséistes et les descriptions des effets de terrain induits, disponibles, pour chaque séisme sont compilées. Il faut s'assurer que c'est la même échelle des intensités qui a été utilisée pour tous les événements sismiques.
- Si ce n'est pas le cas il faudrait procéder à l'homogénéisation des échelles et tracer les lignes de la même intensité.

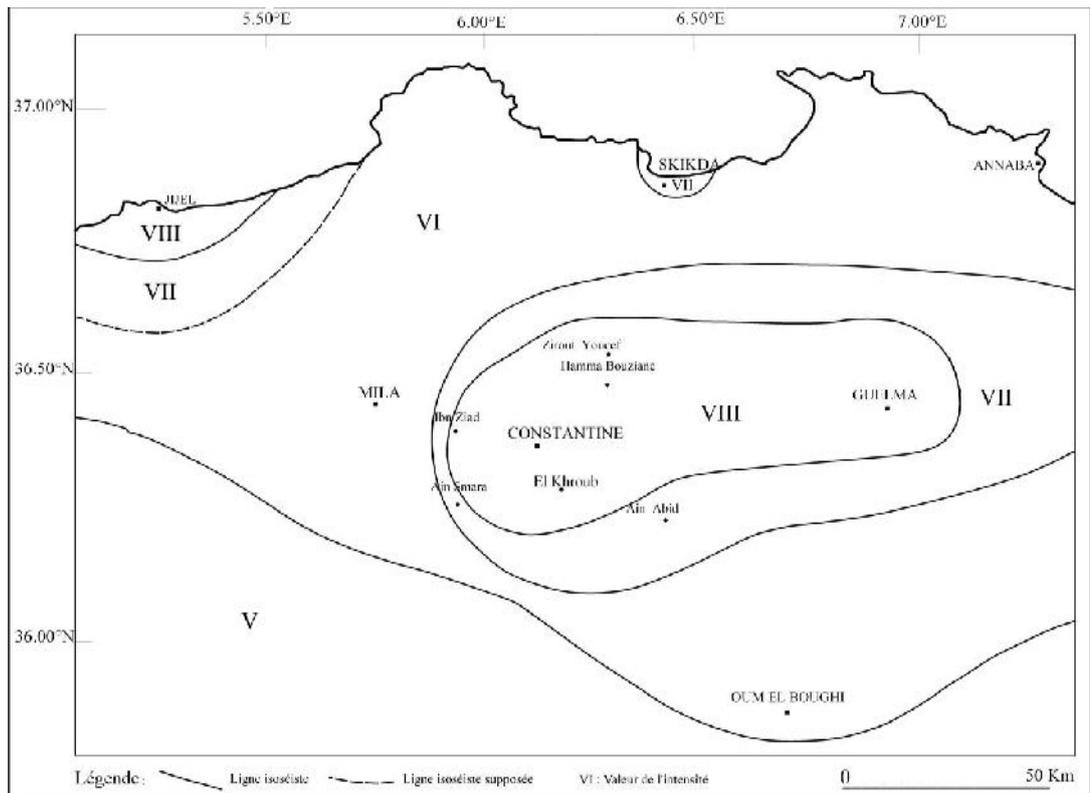


Figure 25 La carte historique des intensités maximales de la région d'étude

IV.4.2.3 Les séismes destructeurs décrits dans la région de Constantine avant 1900

Les séismes destructeurs dans la région des Constantine sont :

- Le séisme de Constantine du 11 janvier 1860 d'intensité MSK IV (Hée, 1950 et Harbi, 2001).
- Le séisme du 17 octobre 1865 d'intensité MSK de III (Harbi, 2006).
- Le séisme de Constantine du 07 octobre 1866 (Hée, 1950 in Harbi, 2001).
- Le séisme du 7 mai 1871 qui se serait produit à Constantine et ressenti à Philippeville (Mme Hée, 1950). L'intensité MSK serait de IV et la magnitude Ms de 3.2 (CRAAG, 1994).
- Le séisme de Constantine du 20 janvier 1876.
- Le séisme de Constantine du 26 novembre 1893 produit à Constantine suivis par deux secousses ressenties à Collo. La deuxième secousse aurait été la plus forte et a été ressentie à Ain Abid, Regada et Renier. L'ensemble des sources ne s'accorde pas sur une intensité donnée et le type de dégâts.
- Le séisme de Constantine du 19 septembre 1894 signalé par Hée (1950) et Mokrane (1994) donnent l'intensité VI, Harbi (2001) la ré-estime à V MSK.

IV.4.2.4 Les séismes destructeurs décrits dans la région de Constantine depuis 1900

On ne connaît pas durant la période précédant l'année 1900, un séisme fort dans la région de Constantine. Ce qui n'est pas le cas de la période instrumentale où au moins 3 séismes d'intensité maximale VIII MSK ont touché la région :

- Séisme du 4 août 1908 de magnitude $M_s = 5.2$ (fig 26) ;
- Séisme du 6 août 1947 de magnitude $M_s = 5.3$ (fig 27);
- Séisme du 27 octobre 1985 de magnitude $M_s = 6.0$ (fig 28).

On signalera aussi la crise sismique (33 séismes) de janvier à avril 1925 qui aurait selon Hée (1950) frappé la ville de Constantine.

IV.4.2.4.1 Le séisme du 4 Août 1908.

- Heure (GMT): 02 h 11 mn 00s.
- Epicentre instrumental: $36^{\circ}40' N$; $6.65 E$
- Magnitude (M_s): 5.25.
- Intensité maximale (I_0) : $I_0 = V$ (La calle). $I_0 = VIII$ (Constantine).
- Rayon moyen de perception : 175 Km.
- Profondeur: 10 Km

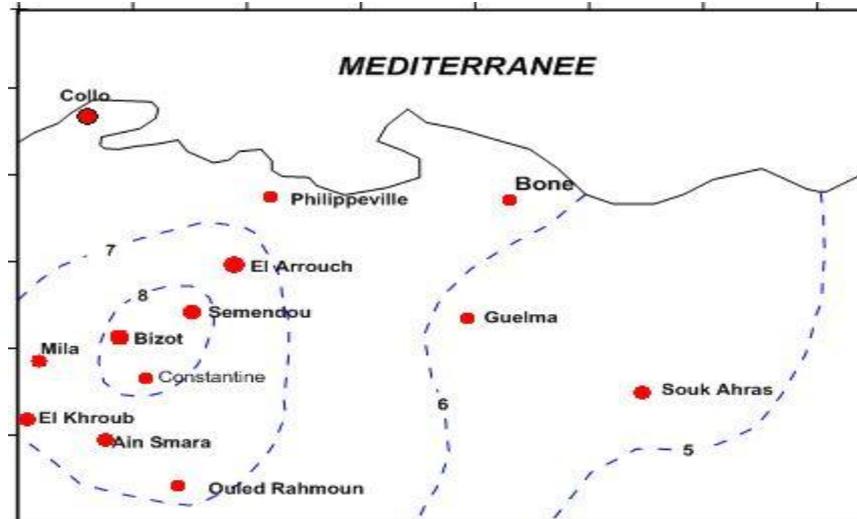


Figure 26 Carte des isoséistes du séisme du 04 Août 1908 (redessinée à partir de Bounouar, 1994).

IV.4.2.4.2 Le séisme du 06 Août 1947.

- Heure (GMT): 09 h 46 mn 38s.
- Epicentre instrumental: $36^{\circ}31' N$; $6.68^{\circ} E$
- Magnitude (M_s): 5.0.
- Epicentre macrosismique : $36^{\circ}31' N$; $6.68^{\circ} E$

- Intensité maximale (I_0) : $I_0 = \text{VIII-IX}$ à El khroub.
- Rayon moyen de perception : 70 Km.

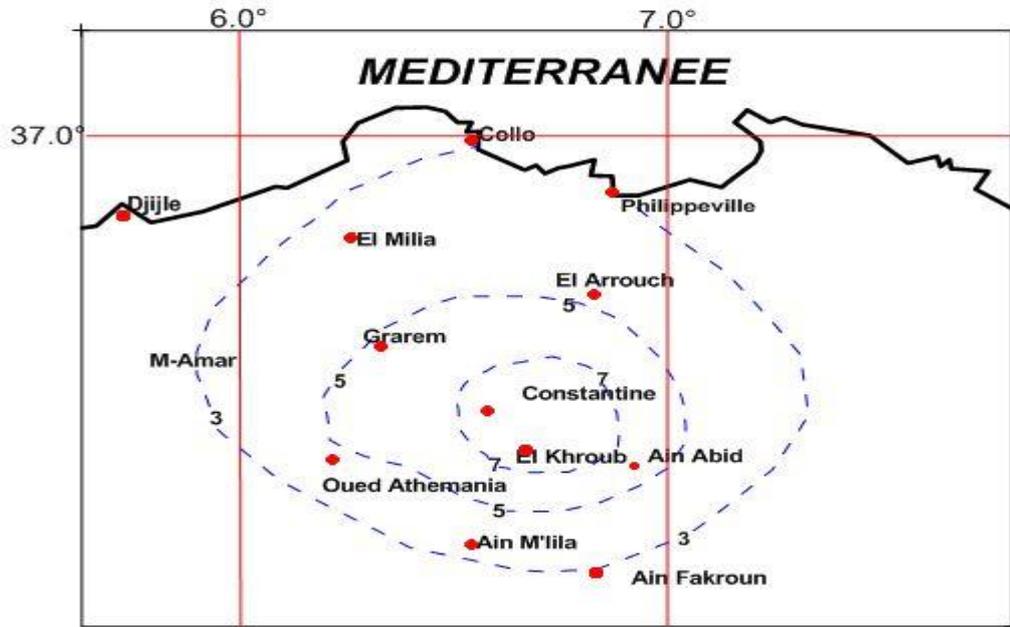


Figure 27 Carte des isoséistes du séisme du 06 Août 1947 (redessinée à partir de Benhallou, 1985).

IV.4.2.4.3 Le séisme du 27 Octobre 1985.

- Heure (GMT): 19 h 34 mn 59s.
- Epicentre instrumental: $36^{\circ}40' \text{ N}$; 6.65° E
- Magnitude (M_s): 5.7.
- Epicentre macrosismique : $36^{\circ}39' \text{ N}$; 6.85° E
- Intensité maximale (I_0) : $I_0 = \text{VIII}$ à El Aria.
- Rayon moyen de perception : 130 Km.
- Profondeur : 10 Km.

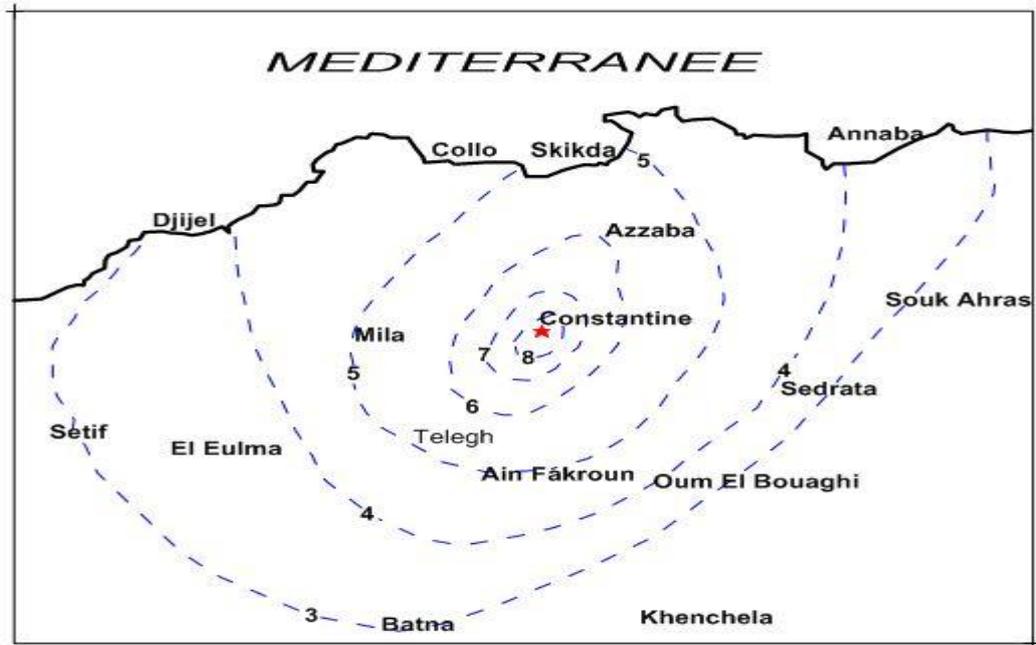


Figure 28 Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985 (redessinée à partir de Benhallou, 1985).

IV.5 Synthèse de l'aléa sismique

La synthèse de l'aléa sismique de la région d'étude a été basée sur les résultats obtenus par le bureau d'étude Français ARCADIS, dans son étude des glissements de terrain de la ville de Constantine, dont le calcul de l'aléa sismique a été réalisé sur la base de l'approche probabiliste qui se base sur les études géologiques, sismologiques et les mouvements du sol.

Les investigations géologiques fournissent l'information sur la configuration régionale des contraintes qui produisent les failles, sur les localisations probables de futurs séismes importants (identification des failles actives).

Les investigations sismologiques fournissent l'information sur la localisation et la fréquence des événements sismiques au cours des dernières centaines d'années. Les résultats des investigations géologiques et sismologiques sont alors combinés pour obtenir un modèle de sources sismiques pour la région.

IV.5.1 Critères d'identification des failles actives

Une faille est considérée comme une faille active s'il a rejoué durant les temps géologiques récents, généralement l'Holocène (10 000 dernières années), de façon répétitive (Slemmons, 1982, RGAFJ, 1992). Néanmoins, la définition précise d'une faille active pose un problème de terminologie (Tableau 9).

Tableau 9 Les Périodes considérées dans la définition d'une faille active selon les organismes (Slemmons, 1982).

Organisme	Période considérée
National Research council (NRC)	500 000 ans
California Public Utilities commission (CPUC)	100 000 – 140 000 ans
US Bureau of reclamation (USBR)	100 000 ans
US Army Corp of Engineers (USCE)	35 000 ans

Par ailleurs, plusieurs critères sont reconnus comme des indicateurs de l'identification de failles actives. Adair, (1979) en a identifié les suivants:

- Observation directe des fractures en surface généralement à la suite des tremblements de terre.
- Indicateurs géologiques cartographiables tels que les discordances.
- Indicateurs topographiques et géomorphologiques: ils englobent les escarpements topographiques, Ses facettes triangulaires, décalage du réseau hydrographique, pendage ou changement dans la surélévation des terrasses alluviales.
- Effets géologiques secondaires: Changement brut dans le niveau des nappes phréatiques, de la composition chimique de l'eau, alignement des volcans ou sources d'eau.
- Linéaments observables sur les photographies aériennes et les photos satellites, ceux-ci sont dus à des contrastes topographiques, de végétation ou géologiques.
- Indicateurs géophysiques de la présence de la faille en profondeur, il s'agit d'anomalies gravimétriques linéaires, de gradient magnétique, de différence dans la vitesse des ondes sismiques, et de décalage de la réflexion sismique horizontale.
- Indicateurs géodésiques: Mouvements le long de la faille détectable par des mesures géodésiques tel que le changement de la distance entre deux points fixes.
- Sismicité tel que l'alignement des épacentres qui peuvent souligner la faille active.

- Rejet de faille est le déplacement de l'un des compartiments de la faille par rapport à l'autre.

Dans le cas idéal on arrive à déterminer l'activité récente d'une faille par la datation des sédiments qu'elle affecte. En effet, une faille active est un accident tectonique qui met en contact les formations souvent d'âge quaternaire avec d'autres. Parfois, ce rejet est observé à la surface du sol quand les terrains affectés affleurent en surface, mais souvent ces formations se trouvent enfouies en profondeur et l'on fait souvent recours au creusement des tranchées de faille. Le meilleur outil pour la détermination de l'âge récent de la faille est la datation des matériaux organiques contenus dans les sédiments les plus récents affectés par cette faille.

IV.5.2 Identification des sources sismiques

Selon leur géométrie, on distingue trois modèles de sources sismiques : point source, ligne source et zone source. Néanmoins, le modèle le plus réaliste pour modéliser une source sismique est une ligne source. Les zones sources sont souvent utilisées afin de prendre en charge la sismicité aléatoire qui ne semble pas être associée à une faille donnée ainsi que les éventuelles failles masquées ou cachées.

Dans la région d'étude, deux types de sources sont définis (ARCADIS, 2003):

- Les lignes sources qui correspondent à une modélisation de failles connues actives dans la région (par exemple : faille de Ain Smara, faille de Sigus).
- Les zones sources régionales déterminées sur les bases de données géologiques (par exemple la zone de Ain Smara, la zone de Sigus –Temlouka et la zone nord Constantine).

La définition de la géométrie d'une source sismique est nécessaire surtout pour évaluer la distance entre le site et l'endroit où le futur séisme est supposé se produire . On entend par la géométrie d'une source sismique (faille active), sa longueur, son pendage, sa largeur ainsi que l'épaisseur de sa croûte sismogénique. Les séismes sont modélisés comme des ruptures des blocs de la croûte terrestres le long d'un plan de faille dont la largeur est proportionnelle à la magnitude maximale (Wyss, 1979 ; Wells et Coppersmith, 1994).

La détermination du pendage d'une source se fait essentiellement à la lumière des données de sismologie et de sismotectonique suite aux séismes récents qui ont eu lieu dans la région. Ainsi, selon le modèle tectonique actuel admis pour l'Algérie du Nord, les séismes importants se produisent habituellement sur des failles inverses de direction NE-SW et dont le pendage varie de 45° à 65°; pour les sources sismiques de type décrochements qui sont

généralement de direction E-W dans l'Est algérien, présentent un pendage proche de la verticale (ARCADIS, 2003). Quant à la profondeur de la couche sismogénique, elle est généralement inférieure à 20 Km.

Ainsi, quatre (04) sources sismiques (fig 29) dont trois zones sources (Z1, Z2, Z3) et une ligne source (Faille S1) sont à prendre en considération dans le microzonage sismique:

IV.5.2.1 Zone source de Ain Smara (Z1)

La zone regroupe les trois (03) segments de la faille en raison de la présence assez remarquée de nombreuses secousses sismiques historiques. Les trois fractures sont indiquées sur la carte des sources sismiques par S2, S3 et S4, de longueur respectivement de 8.70 km, 14.2 km et 14.7 km, particulièrement, la faille S4 qui affecte vraisemblablement les dépôts quaternaires. La zone source Z1 est orientée Nord Est – Sud-Ouest et a une superficie de 176.64 km² (ARCADIS, 2003).

IV.5.2.2 Zone source nord Constantinois (Z2)

La zone correspond au domaine géologique situé au nord de la ville de Constantine caractérisée par une faille active segmentée et elle est d'une superficie de 220.32 km². L'activité de cette faille est attestée par la présence d'un certain nombre de secousses sismiques historiques faibles mais vraisemblablement capable de produire à l'avenir des séismes (ARCADIS, 2003).

IV.5.2.3 Zone source Sigus-Temlouka (Z3)

La zone regroupe la faille de Temlouka et la faille de Sigus qui sont respectivement un décrochement sénestre et une faille inverse. Bien qu'il existe dans la zone, des évidences de déformation tectonique dans les terrains quaternaires, il reste difficile quand l'activité de ces deux failles du fait que la sismicité de cette région est faible et diffuse. Ce qui ne permet pas de caractériser ces failles individuellement; c'est pourquoi nous avons défini une zone source Z3, d'une superficie de 407.88 km², comme une probable source de futurs séismes afin de l'intégrer dans l'évaluation de l'aléa sismique de la région (ARCADIS, 2003).

IV.5.2.4 Lignes sources

Quatre lignes sources correspondant aux failles d'Ain Smara, Sigus, Temlouka et le front des nappes sont capables de générer des séismes dans la région de Constantine (ARCADIS, 2003):

- La ligne source de Sigus localisée dans la wilaya d'Oum El Bouagui, à environ 50 km de la ville de Constantine. 03 secousses sismiques semblent être liées à son activité.
- La ligne source de Temlouka située dans la wilaya de Guelma, c'est une faille probablement active puisqu'elle affecte les dépôts quaternaires. Quant à sa sismicité historique, deux épicentres sont localisés à proximité de cette faille.
- La ligne source du front des nappes qui semble avoir produit quelques petites secousses sismiques durant ce siècle.
- La ligne source d'Ain Smara est la mieux identifiée, elle est composée de quatre principaux segments ou branches, dont la branche NE, a produit le séisme du 27 Octobre 1985 qui a montré des évidences géologique de la faille d'Ain Smara ainsi que des ruptures de surface qui ont été observées sur une longueur totale de 4.5 km et sont apparues en échelon dans la région de Kef Tassenga. La distribution des répliques de l'évènement montre que c'est la partie nord de la faille d'Aïn S'mara qui présente une longueur 36 km, qui a rejoué durant ce séisme (Bounif et al, 1987). La plupart des séismes enregistrés dans la région sont liés à l'activité de cette faille. De ce fait, elle constitue la première menace en terme sismique pour la ville de Constantine et ses environs.

IV.5.3 Caractérisation des sources sismiques

La détermination des paramètres (sismologiques, sismotectonique et géométrique) des sources servent dans l'analyse de la récurrence des séismes tels que le paramètre b de la relation de Gutenberg-Richter, le taux d'activité (λ), la magnitude maximale (M_{\max}) probable des séismes futurs, la géométrie des sources sismiques (longueurs, pendages) ainsi que la profondeur sismogénique.

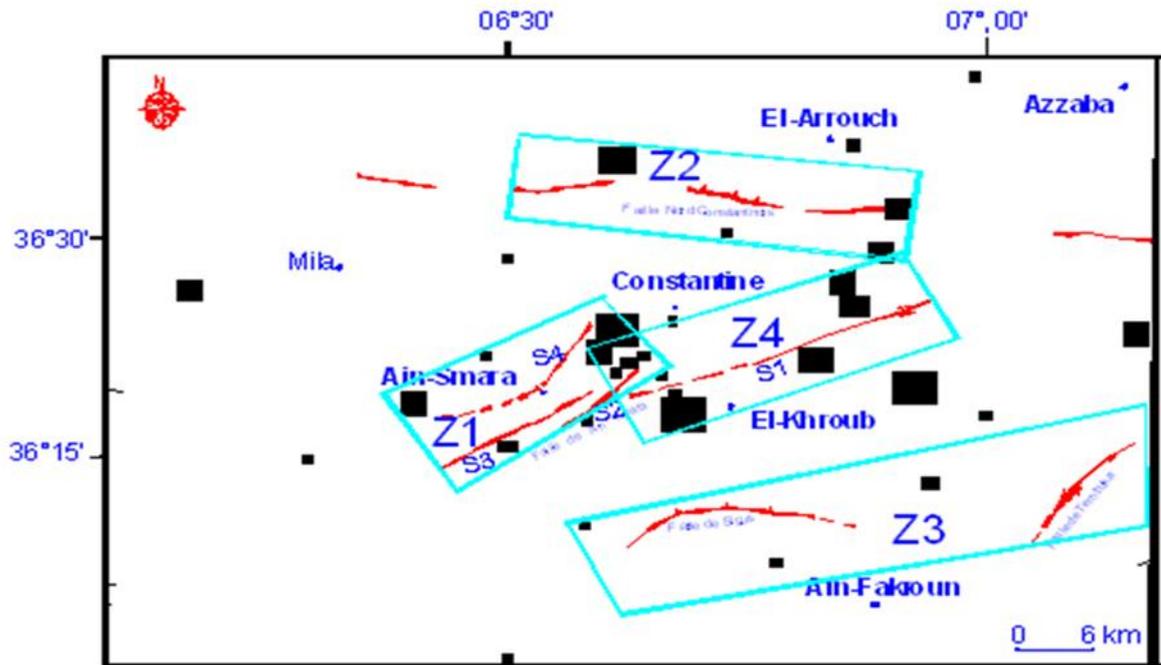


Figure 29 Modèle des sources sismiques (Arcadis, 2003)

IV.5.4 Estimation de la magnitude maximale

Il existe deux méthodes pour estimer le potentiel sismique des failles en termes de la magnitude maximale probable:

- (i) la magnitude maximale estimée à partir de l'analyse statistique d'un échantillon d'épicentres représentant la sismicité historique de la région (Kijko-Selleveoll, 1989, 1992); Dans les régions qui ont connu des séismes majeurs, où le maximum d'énergie est libéré, le séisme maximal est donc considéré comme tel.
- (ii) La magnitude maximale estimée à partir des observations géologiques de terrain, on distingue les méthodes basées sur les longueurs et les largeurs de ruptures (Wells et Coppersmith, 1994; Slemmons, 1982; Bonilla et al, 1984; Wyss, 1979) et celles basées sur la paléosismologie ou sur les déplacements cosismiques observés sur le terrain dont la géomorphologie et/ou la géologie (Slemmons, 1982).

Par ailleurs, il est d'usage de considérer comme séisme maximal, notamment dans les études de microzonage sismique, la sismicité historique majorée de 0.5. Ainsi, pour le cas de Constantine, on prend le séisme de 27 octobre 1985 de magnitude $M_s = 6.0$, ainsi le séisme maximal historique est estimé : $SMH = 6.0 + 0.5 = 6.5$

Les magnitudes maximales des différentes zones sources définies ont été calculées à partir des données sismologiques et à partir des données géologiques en utilisant les relations suivantes de Wells et Coppersmith (1994):

Cas de décrochement:

- $M_w = 5.16 + 1.12 \cdot \log(\text{SRL})$ (1)

- $M_w = 3.98 + 1.02 \cdot \log(\text{RA})$ (2)

Cas de faille inverse:

- $M_w = 5.00 + 1.22 \cdot \log(\text{SRL})$ (3)

- $M_w = 4.33 + 0.90 \cdot \log(\text{RA})$ (4)

M_w = la magnitude du moment, SRL = surface de rupture (Surface Rupture Length) et RA= largeur de rupture. Les écarts types pour les relations (1), (2), (3) et (4) sont respectivement 0.28, 0.23, 0.28 et 0.25.

La magnitude maximale indiquée sur le tableau 10, représente la moyenne des magnitudes obtenues par les relations (1) et (2) ou (3) et (4). Il est à signaler que le terme de magnitude maximale est à vrai dire une magnitude maximale moyenne (Abrahamson, 2000), car il existe une variabilité aléatoire associée à ces relations empiriques.

Sachant que les longueurs maximales des failles telles que cartographiées sont mesurées et introduites dans la formule (1) et (3) comme SRL.

La surface de rupture (RA) utilisée dans les formules (2) et (4) c'est la longueur de rupture SRL qui est multipliée par la profondeur sismogénique (une profondeur moyenne de 10 km est considérée, selon les données de la sismicité historique).

Il est à signaler que l'échelle des magnitudes utilisée dans les catalogues de la sismicité historique, est la magnitude de surface M_s par conséquent les magnitudes maximales calculées à partir des données de la sismicité historique sont des magnitudes de surface (M_s). En revanche, les magnitudes estimées à partir des lois d'échelle de Wells et Coppersmith (1994) sont des magnitudes de moment (M_w). Dans la pratique il est admis que dans l'intervalle de magnitudes 4.5 et 7.5 la magnitude M_s est assumée égale à la magnitude du moment (M_w).

IV.5.4.1 Fréquence et récurrence des séismes

La récurrence des sources sismiques concerne la fréquence des séismes (événement /an) de différentes magnitudes. Les paramètres qui déterminent la récurrence des séismes sont

le paramètre b et λ . Dans la pratique de l'analyse de l'aléa sismique deux modèles de récurrence sont utilisés, il s'agit du :

- Modèle de récurrence exponentiel (Cornell, 1968 & Van Marke, 1969) appliqué pour les zones sources ;
- Modèle caractéristique de Youngs et Coppersmith (1985) appliqué pour les lignes sources.

Le modèle caractéristique considère que la récurrence des séismes majeurs est supérieure à ce que peut prédire le modèle de récurrence exponentielle. Il est démontré qu'il existe pour chaque faille « active », un séisme caractéristique qui est proche du séisme maximal. Le taux d'activité est obtenu pour cette source sismique par l'utilisation des données de sismicité [(b-value et $N(m_0)$)] et le taux de glissement co-sismique. Les catalogues de sismicité historiques du CRAAG et Bennouar sont utilisés pour calculer ces deux paramètres sismologiques.

IV.5.4.2 Profondeur de la couche sismo-génique

Les profondeurs hypo-centrales disponibles pour les séismes de Constantine en particulier et de l'Algérie du Nord de façon générale montrent que 95 % des séismes ont eu lieu à des profondeurs de moins de 33 km et environ 60% d'entre eux se sont produits à des profondeurs de moins de 20 km (Ouyed et al, 1981; Benouar, 1994). Dans l'analyse probabiliste trois alternatives de profondeurs sismogéniques sont considérées à savoir 10 km, 15 km et 18 km.

Le tableau 10 résume les caractéristiques sismotectoniques des zones et lignes sources et les paramètres de calcul de l'aléa sismique et les poids qui leurs sont accordés (CGS, 2003). Les chiffres entre parenthèses indiquent les poids accordés aux valeurs de ces paramètres. Par ailleurs, les lois d'atténuation d'Ambraseys et Bommer (1991) et Sadigh et al. (1993) ont été utilisées avec des poids égaux de 0.5 chacune.

Tableau 10 Paramètres de calcul de l'aléa sismique

Source	Profondeur focale (Km)	Pendage (°)	Magnitudes maximales (M_s)	Taux d'activité	Paramètre b
Zone d'Ain Smara (Z1)	10	85 vers SE	6.5 (0.6)	0.11 (0.6)	0.86 (0.2)
	15		6.3 (0.2)	0.18 (0.3)	0.36 (0.4)
	18	75 vers SE	5.7 (0.2)	0.03 (0.1)	0.61 (0.4)
Zone Nord Constantine (Z2)	10	70 vers NW	6.4 (0.5)	0.028 (0.6)	0.87 (0.7)
	15	80 vers NW	5.7 (0.5)	0.03 (0.2)	0.59 (0.2)
	18		0.026 (0.2)	0.31 (0.1)	
Zone SigusTemlouka (Z3)	10	65 vers NW	6.6 (0.2)	0.096 (0.6)	0.87 (0.7)
	15	75 vers NW	6.3 (0.6)	0.051 (0.4)	0.59 (0.2)
	18		5.7 (0.2)	0.31 (0.1)	
Faille d'Ain Smara (S1)	10	85 vers SE	7.0 (0.2)	0.07 (0.2)	0.46 (0.4)
	15		6.6 (0.6)	0.10 (0.6)	0.69 (0.4)
	18	75 vers SE	6.2 (0.2)	0.04 (0.2)	0.27 (0.2)

IV.5.5 Atténuation des mouvements forts

Les lois d'atténuation du mouvement décrivent la variation du pic d'accélération du sol avec la magnitude du séisme et la distance entre la source et le site. Les mouvements forts du sol produits par les tremblements de terre sont influencés par les caractéristiques de la source sismique, du trajet de propagation des ondes et de la géologie locale du site.

Les lois d'atténuation usuellement utilisées pour le calcul d'un séisme fort affectant le Nord de l'Algérie, sont développées dans d'autres régions du monde qui présentent des similitudes avec le contexte sismotectonique algérien. Ces relations sont appropriées pour les conditions en surface correspondant aux sites rocheux. La relation développée d'Ambraseys&Bommer, 1991:

$$\log_{10}(a_h) = -0.87 + 0.217(M_s) - \log_{10}(r) - 0.00117(r) \pm 0.26P$$

Semble la mieux adaptée et elle a été dérivée à partir de plus de 500 enregistrements accélérométriques obtenus principalement sur de la roche meuble et le sol, provenant de 219 séismes superficiels comprenant les données méditerranéennes et quelques données algériennes.

IV.6 Cartographie de l'aléa sismique

La carte d'iso-accélération pour une période de retour donnée est obtenue à partir du calcul des accélérations au rocher pour un maillage de 6 km x 6 km.

Les résultats de l'évaluation de l'aléa sismique présentés sur le tableau 11 en termes de pics d'accélération du sol pour les périodes de retour de 100 et 500 ans ont été tirés des courbes d'iso-accélérations (fig. 30 & 31).

Pour la période de retour de 100 ans, la valeur d'accélération est modérée et elle est en moyenne de 0.11g. Pour la période de retour de 500 ans, la valeur d'accélération est assez forte et elle est en moyenne de 0.34g.

Tableau 11 Les valeurs de l'accélération horizontale maximale (PGA)

Période de retour	Acc. P de 100 ans	Acc. P de 500 ans
Accélération	0.11 g	0.34 g

IV.7 Conclusion

La ville de Constantine et ses environs sont bordées par des zones caractérisées par une sismicité modérée mais fréquente. Les séismes historiques ont induit des intensités maximales de l'ordre de VIII à certains endroits. Des sources sismiques appartenant aux provinces sismotectoniques de Sigus- Temlouka, Ain Smara et nord Constantine, sont caractérisées par des périodes de retour assez importantes. Les valeurs en accélérations maximales est de 0.11g et 0.34g pour les périodes de retour de 100 et 500 ans respectivement.

La région est donc susceptible d'être affectés dans le futur par des mouvements forts qui peuvent atteindre plus de 0.34g pour une période de retour de 500 ans.

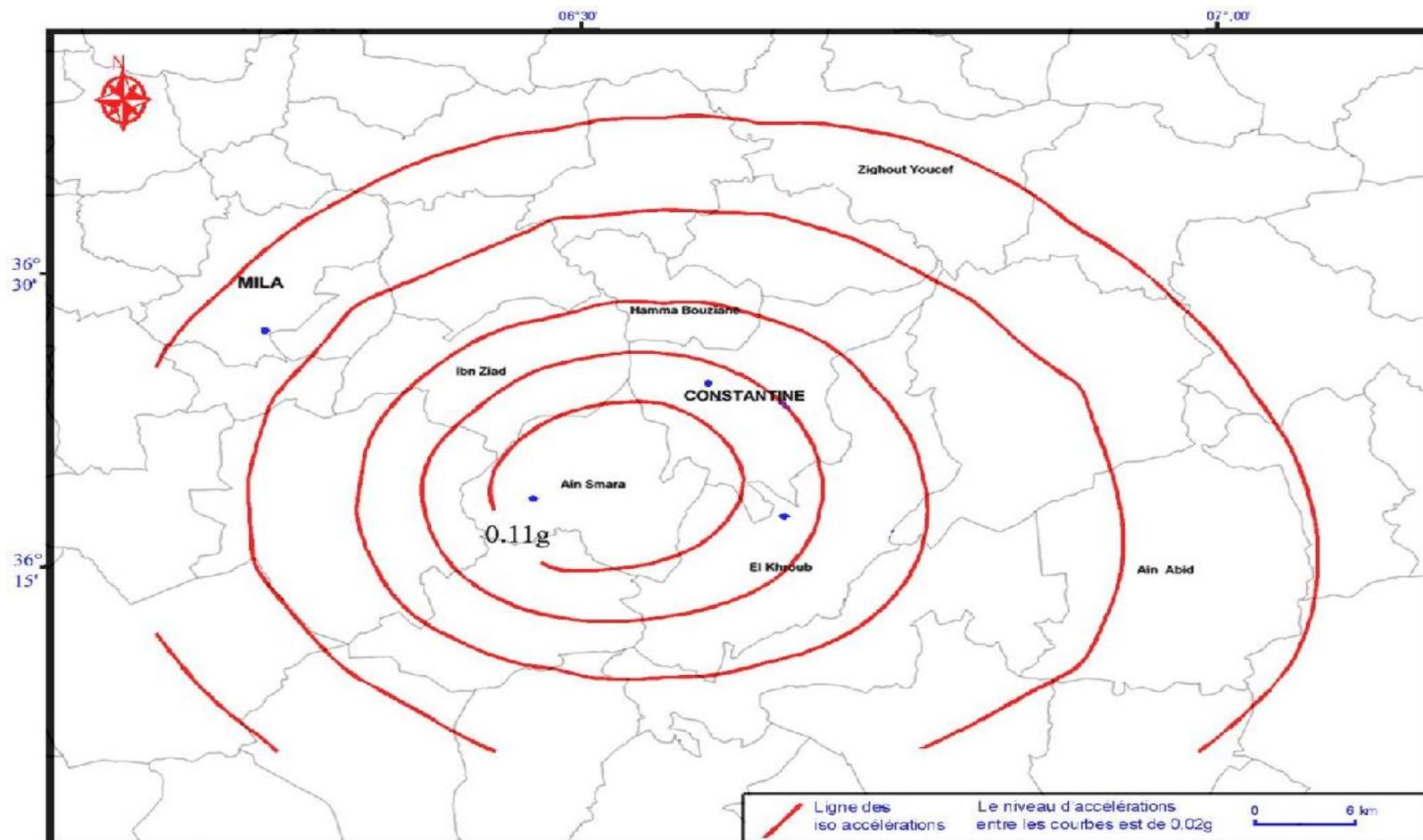


Figure 30 Carte des iso accélérations pour une période de retour de 100 ans (CGS, 2003)

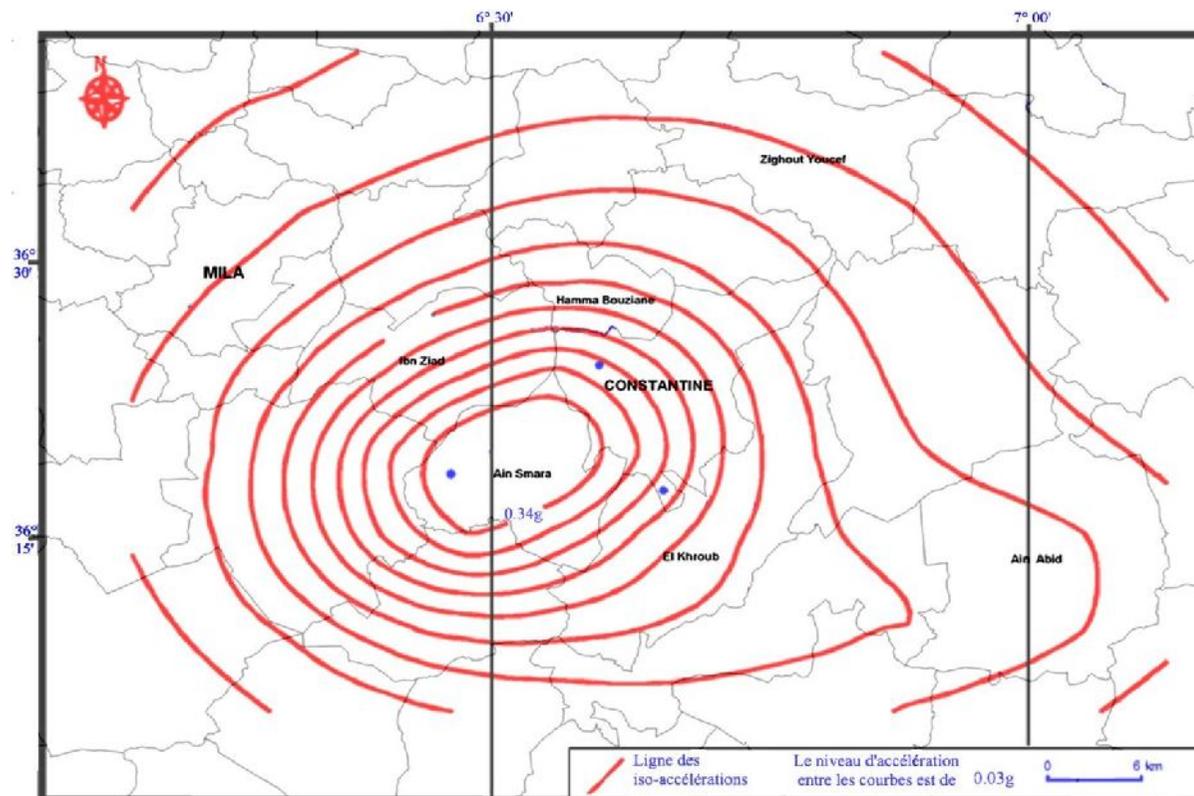


Figure 31 Carte des iso accélérations pour une période de retour de 500 ans (CGS, 2003)

Chapitre V

Généralités sur les principes et méthodes de la microzonation sismique et application au cas de Constantine

V Généralités sur les Principes et méthodes de la microzonation sismique et application au cas de Constantine

V.1 Introduction :

Le microzonage sismique est une pratique développée au cours des années récentes dans quelques pays sismiques : Japon, U.S.A, Italie, Yougoslave, France. Le but principal du microzonage sismique d'un site urbain consiste à définir les aléas sismiques qui peuvent l'affecter, de les synthétiser et les présenter en un format utile à l'urbanisme et à la construction. Les aléas sismiques, sont principalement : les glissements de terrains, la liquéfaction des sols, les inondations et l'apparition de failles en surface. Ces aléas géologiques souvent catastrophiques ont longtemps été ignorés par les ingénieurs et les aménageurs. Il aura fallu plusieurs dizaines d'années, au prix de nombreuses victimes et d'incalculables dommages matériels, pour le prendre en considération dans le processus de planification et d'urbanisme dans la perspective de réduction du risque sismique et de prévention.

V.2 Principe et méthodes :

Les différentes méthodologies de microzonage sismique font généralement appel aux travaux suivants :

- Levé photogéologique pour identifier les zones potentiellement dangereuses telles que celles qui bordent les failles actives, ou celle sont sujettes aux glissements de terrain et délimiter dans l'espace les différents dépôts de surface,
- Compilation et analyse des données géotechniques,
- Compilation des données hydrogéologiques pour estimer le potentiel de liquéfaction de sols les sites urbains,
- Evaluation pour chaque zone urbaine, du potentiel d'effondrement de terrain lié aux séismes (liquéfaction de sols, glissements de terrain ou rupture de faille en surface),
- Evaluation du potentiel d'inondation dans les zones urbaines dû à un abaissement ou à un soulèvement tectonique du lit des oueds ou dû aux glissements de terrain induits par un séisme et qui pourrait obstruer les cours d'eau,
- Synthèse des données sur les intensités sismiques historiques maximales pour le site urbain considéré,

- Détermination des accélérations maximales au sol correspondant aux différentes périodes de retour et développement de spectre de réponse caractéristique pour le rocher,
- Préparation des cartes de synthèse des aléas sismiques et de microzonage sismique des sites urbains considérés. Ces cartes résument les aléas sismiques potentiels et partagent le site urbain en zones qui ont un risque comparable dû aux effets combinés de tous ces aléas.

La figure 32 est un schéma de synthèse qui résume les étapes méthodologiques d'un microzonage sismique

Première étape

Etude d'aléa sismique régional

- Model tectonique
- Détermination de l'aléa sismique

Fournir une explication sur la localisation des séismes, leur magnitude et leur fréquence.

Deuxième étape

Cartographie de microzonation sismique :

- Carte photogéologique
- Carte géotechnique et données hydrogéologiques
 - Analyse hydrogéologique
 - Analyse géotechnique
- Carte des aléas géologiques secondaire
 - Carte du potentiel de liquéfaction
 - Carte du potentiel d'inondation
 - Carte du potentiel de rupture de faille en surface
 - Carte du potentiel du glissement du terrain
- Carte de synthèse et de microzonage sismique
 - Spectre d'accélération pour le spectre du rocher de référence
 - Fonction de transfert sol

Analyse des différents aléas et définition de microzones

Fournir au sein des sites à étudier les zones susceptibles d'être sujettes à un ou plusieurs potentiels d'aléa sismique qui doivent être pris en considération dans :

- *L'élaboration des plans d'occupation des sols*
- *Choix des sites à urbaniser*

La conception et la construction des structures.

Figure 32 Les étapes méthodologiques d'un microzonage sismique

V.3 Le potentiel d'instabilités de terrains liées aux séismes

Les tremblements de terre sont destructeurs, généralement à cause des vibrations sismiques qui émanent de la source lors de la rupture au niveau de la faille. Cependant, des instabilités de terrains telles que la liquéfaction, les tassements, les chutes de blocs, les glissements de terrain, la rupture de faille en surface et les effondrements de sol peuvent être la cause principale des dommages lors d'un séisme. Tous ces aléas sont pris en compte, là où ils existent, sur les cartes de potentiel d'instabilités de terrains de la région d'étude.

V.3.1 Le potentiel de liquéfaction et tassement

L'une des causes des dommages les plus dramatiques causés aux structures durant les tremblements de terre est le développement de la liquéfaction. Ce phénomène peut causer des dégâts spectaculaires et coûteux en terme de perte en vie humaine, et de destruction d'équipement divers ; comme ce fut le cas des dommages occasionnés par les séismes qui frappèrent la région de Valdez en Alaska, et Nigata au Japon en 1964, Nihonkai-Chubu (1983), de Kobe (Japon. 2006), Loma Prieta (San Francisco, 1080) et Luzon (Philippines, 1990) ou encore Izmit (Turquie, 1999). En Algérie, le phénomène de liquéfaction a été révélé par le séisme d'El Asnam (Cheliff) en 1980 ; et il vient être constaté lors du séisme du 21 mai 2003.

V.3.1.1 Description du phénomène

On définit, d'une façon générale, la liquéfaction comme étant un processus de transformation d'une substance, de l'état solide à l'état liquide. Le terme de liquéfaction traduit ici, une similitude de comportement fluide d'un sable soumis à une augmentation brusque de la pression interstitielle de l'eau qu'il renferme. Cette augmentation est le résultat, soit d'un chargement statique monotone, soit d'un chargement cyclique comme celui produit par un séisme. Elle a pour conséquence une diminution des contraintes effectives régnantes dans le sol, et donc une diminution de sa résistance au cisaillement qui à l'état ultime peut devenir nulle.

$$\text{On a : } \begin{cases} \sigma = \sigma' + U \\ \tau = \sigma' \tan \varphi \end{cases} \text{ Liquéfaction} \rightarrow \begin{cases} \sigma = U + \Delta U \rightarrow \sigma' = 0 \\ \tau = 0 \end{cases} \text{ avec:}$$

- σ : Contrainte verticale totale;
- σ' : Contrainte effective due aux poids des terres;
- U : pression interstitielle;
- τ : Contrainte de cisaillement;

Le phénomène de liquéfaction se traduit par une éjection en surface du mélange liquide – sable (figure 33) à travers des fissures générées à la surface du sol, entraînant ainsi la possibilité d'effondrement. Le phénomène de liquéfaction est donc lié à la conjonction des trois paramètres suivants:

- Présence d'un matériau pulvérulent;
- Présence d'une nappe phréatique;
- Déclenchement d'une sollicitation.

Bien entendu, la simple réunion de ces trois paramètres ne conduit pas nécessairement à l'état de liquéfaction. En effet, la liquéfaction dépend de la densité relative du sable, l'amplitude de la sollicitation cyclique et du nombre de cycles. Elle est fonction également, de la contrainte effective moyenne, c'est-à-dire, de la profondeur à laquelle se trouve le sable.

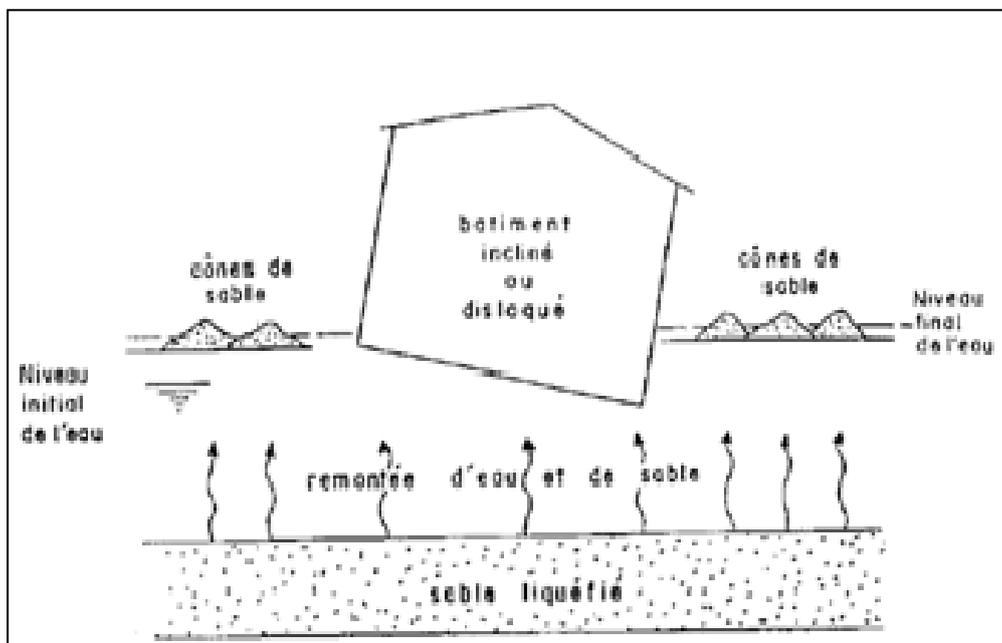


Figure 33 Phénomène de liquéfaction

V.3.1.2 Explication physique du phénomène

Pour comprendre le phénomène de la liquéfaction, il est nécessaire de déterminer les conditions physiques et géométriques qui existent dans un dépôt de sol avant un séisme. Un dépôt de sol se compose d'un assemblage de différentes particules. Si nous regardons avec précision ces particules, nous observons que chaque particule est en contact avec un certain nombre de particules voisines. Le poids des particules sus-jacentes de sol produisent des forces de contact entre les particules, et donnent au sol capacité portante (figure 34 et figure 35).

La liquéfaction se produit quand la structure d'un sable lâche et saturé se décompose à cause de la sollicitation rapidement appliquée. Pendant que la structure de sable se décompose, les différentes particules de sol lâche essaient de se restructurer d'une manière plus dense. Cependant, durant un séisme, il n'y a pas assez de temps pour que l'eau dans les pores du sol peut être drainée. Au lieu de cela, l'eau est emprisonnée et empêche les particules de sol de se déplacer ensemble. Ceci est accompagné d'une augmentation de la pression de l'eau qui réduit les forces de contact entre les différentes particules de sol, affaiblissant de ce fait la capacité portante du dépôt de sol (figure 36). Si la pression interstitielle augmente de telle sorte qu'elle est deviennent si forte que plusieurs particules de sol peuvent perdre le contact entre-elles, alors le sol perd sa résistance portante, et le sol se comporte soudainement plutôt comme un liquide qu'un solide, on dit à ce moment que le sol se liquéfie.



Figure 34 Grain de sol dans un dépôt de sol. La taille de la colonne représente le niveau de la pression interstitielle dans le sol.



Figure 35 La longueur des flèches représente l'amplitude des forces du contact entre différents grains de sol.



Figure 36 Réduction des forces de contact et augmentation de la pression interstitielle.

V.3.1.3 Les paramètres qui affectent la résistance à la liquéfaction

La magnitude du séisme est inversement proportionnelle à la résistance à la liquéfaction.

Cette dernière dépend principalement des trois paramètres qui sont les suivantes :

- L'état de contrainte initial ;
- L'histoire des contraintes et des déformations ;
- Le degré de saturation.

V.3.1.3.1 Influence de l'état de contrainte actuel

L'état de contrainte initial d'un élément de sol au repos à une profondeur H est défini par la contrainte effective σ'_v et σ'_h régnant à cette profondeur.

Surface de sol

- K_0 : coefficient des terres au repos.
- σ'_v : Contrainte effective verticale.
- σ'_h : Contrainte effective horizontale.
- H : hauteur de couche.

$$\sigma'_h = K_0 \sigma'_v$$

D'après SEED et PECK, la résistance à la liquéfaction augmente avec K_0 . Comme K_0 croît avec la compacité du sol et que celle-ci augmente avec la profondeur, ceci va provoquer une amélioration de la résistance à la liquéfaction pour les couches les profondes

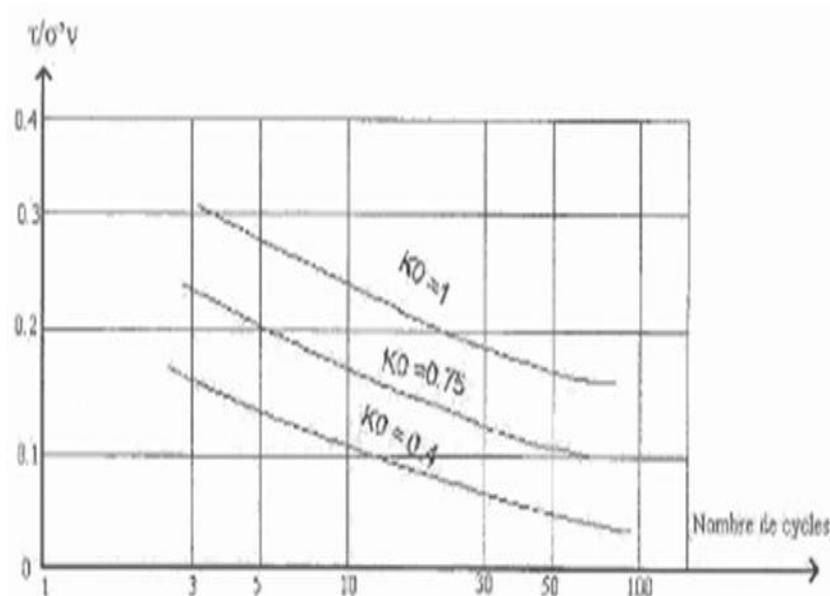


Figure 37 Influence de K_0 sur la résistance à la liquéfaction (RCC) (d'après Seed & Peck, 1976).

V.3.1.3.2 Influence de la structure du sol :

L'arrangement minimal est obtenu par diversement à sec, sans vibration et au contraire, l'arrangement maximal est obtenu par vibration sous haute fréquence de l'échantillon déjà humide. Nous constatons que :

- La différence entre les résistances à la liquéfaction est beaucoup plus prononcée pour les contraintes de cisaillements élevées.
- La liquéfaction instantanée n'est observable que pour les échantillons dont les grains ont subi un arrangement minimal.

V.3.1.3.3 Influence de la saturation :

La résistance à la liquéfaction d'un échantillon non saturé est plus élevée que celle d'un échantillon saturé.

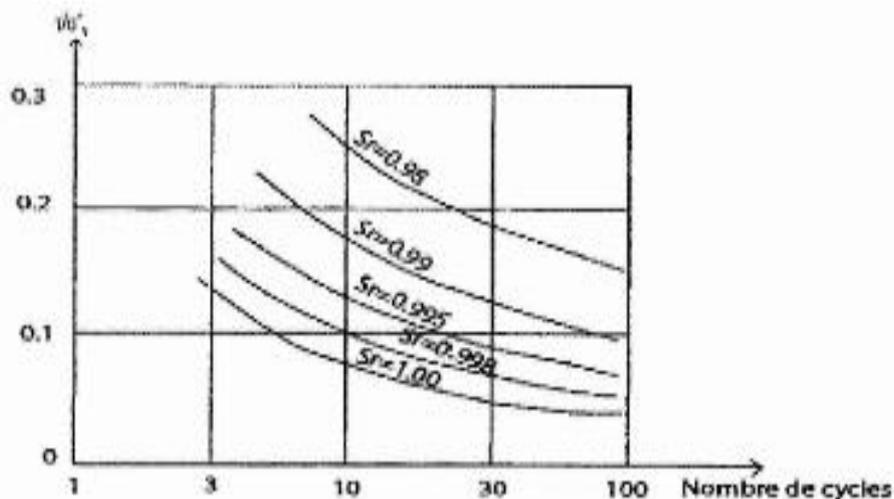


Figure 38 Influence de degré de saturation sur la résistance à la liquéfaction

V.3.1.4 Le potentiel de liquéfaction

Le potentiel de liquéfaction est fonction à la fois de la prédisposition à la liquéfaction et de l'opportunité de liquéfaction d'une zone. La prédisposition à la liquéfaction est la probabilité relative qu'un dépôt de sol se liquéfie et s'effondre au cours d'une secousse sismique violente. L'opportunité à la liquéfaction est la probabilité que le dépôt de sol soit soumis à une secousse sismique violente.

V.3.1.5 La prédisposition à la liquéfaction

La prédisposition à la liquéfaction des sols dépend fortement des conditions géologiques, hydrogéologiques et géotechniques (l'âge géologique et le milieu de dépôts de la formation, la densité relative, l'arrangement structural et la taille des grains, le niveau statique de la nappe phréatique, etc.).

V.3.1.5.1 La géologie et la géomorphologie

Les facteurs géologiques et géomorphologiques influencent directement ou indirectement les propriétés géotechniques, d'un terrain donné. En effet, les occurrences de liquéfaction passées ont généralement montré que la prédisposition des sols à la liquéfaction diminue avec l'âge de la formation géologique (tableau 12), ceci est lié à la compacité qui augmente généralement avec l'âge et elle dépend de l'environnement de déposition.

Tableau 12 Possibilité d'occurrence de la liquéfaction pour les dépôts continentaux, (Guide méthodologique AFPS-1993)

Nature de dépôts		Rivières	Plaines alluviales	Dépôts éoliens	Terrasses marines	Deltas	Dépôts lacustres	colluvions	dunes
Age	< 500 ans	Très élevée	élevée	modérée	modérée	élevée	élevée	élevée	élevée
	< 1000 ans Holocène	élevée	modérée	faible	faible	Modérée	modérée	modérée	modérée
	> 1000 ans Pléistocène	Très élevée	Faible à très faible						

Tableau 13 Possibilité d'occurrence de la liquéfaction en zones côtières, (Guide méthodologique AFPS-1993)

Nature de dépôts		Deltas	Estuaires	plages	Lagons
Age	< 500 ans	Très élevée	Elevée	Modérée	Modérée
	<1000 ans Holocène	Elevée	Modérée	Faible	Faible
	>1000 ans Pléistocène	Faible à très faible			

En plus de cette classification, Youd et Perkins (1978) Tableau 14, affirment que la liquéfaction se réalise le plus dans les conditions de sols de type dépôts fluviaux ou deltaïques, spécialement ceux ayant moins de quelques centaines d'années « on ne connaît pratiquement pas de rupture s'étant produite dans des dépôts d'âge géologique quaternaire antérieur au Pléistocène ».

Tableau 14 Susceptibilité des dépôts sédimentaires à la liquéfaction en fonction de la nature et de l'âge du dépôt (d'après Youd et Perkins, 1978)

Nature du dépôt	possibilités d'occurrence de liquéfaction de sols pulvérulents saturés			
	< 500 ans	Holocène < 1000 ans	Pléistocène < 1 650 000 ans	Prépléistocène > 1 650 000 ans
DEPOTS CONTINENTAUX				
Rivière	Très élevée	Elevée	Faible	Très faible
Plaine alluviale	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
dépôt éoliens	Modérée	Faible	Faible	Très faible
Terrasses marines	-	Faible	Très faible	Très faible
Deltas	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
dépôts lacustres	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
Colluvions	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
Dunes	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
Læss	Elevée	Elevée	Elevé	
Moraines glacières	Faible	Faible	Très faible	Très faible
ZONES COTIERS				
Deltas	Très élevée	Elevée	Faible	Très faible
Estuaires	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
Plages	Modérée à élevée	Modérée à faible	Faible à très faible	Très faible
Lagons	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
REMBLAIS ARTIFICIELS				
Non compacté	Très faible	-	-	-
Compacté	Faible	-	-	-

V.3.1.5.2 Les conditions hydrogéologiques (niveau d'eau souterraine)

La profondeur de la nappe et l'âge du dépôt influencent sur la liquéfaction : si la profondeur de la nappe phréatique dépasse les 10 mètres, et si l'âge des dépôts est très ancien,

la plupart des types de dépôts devraient être considérés comme ayant une faible prédisposition à la liquéfaction. C'est dire que le risque de liquéfaction existe à partir des dépôts d'âge holocène avec une profondeur de la nappe ne dépassant pas les dix mètres, ci-dessous

Tableau 15 L'influence de la profondeur de la nappe et l'âge du dépôt sur le potentiel de liquéfaction (Guide méthodologique AFPS-1993 pour la réalisation d'étude de microzonage sismique).

Age du dépôt	Profondeur de la nappe			
	0-3	3-10	10-15	> 15
Holocène récent < 500 ans	Elevée à très élevée	Modérée	Faible	Très faible
Holocène < 10 000 ans	Elevée	Modérée	Faible	Très faible
Pléistocène récent < 1 650 000 ans	Faible	Faible	Très faible	Très faible
Pléistocène > 1 650 000 ans	Très faible	Très faible	Très faible	Très faible

V.3.1.5.3 Les caractéristiques géotechniques

En général, les terrains à considérer comme a priori suspects vis-à-vis du phénomène de liquéfaction sont les dépôts sableux lâches et saturés qui répondent aux conditions suivantes :

V.3.1.5.3.1 La granulométrie.

Les caractéristiques concernant la taille des grains, influencent sa prédisposition à la liquéfaction. Les sables fins ont tendance à être liquéfiables que les limons et les graviers. D'après Ishihara (1985), les sables liquéfiables sont ceux, dont le diamètre des grains est compris entre 0.05 mm et 1.5 mm, et dont la granulométrie est uniforme avec, $C_u < 15$ (figure 39). Pour Seed et Idriss, les sables dont le D50 est compris entre 0.075 mm et 0.2 mm, sont les plus propices à la liquéfaction.

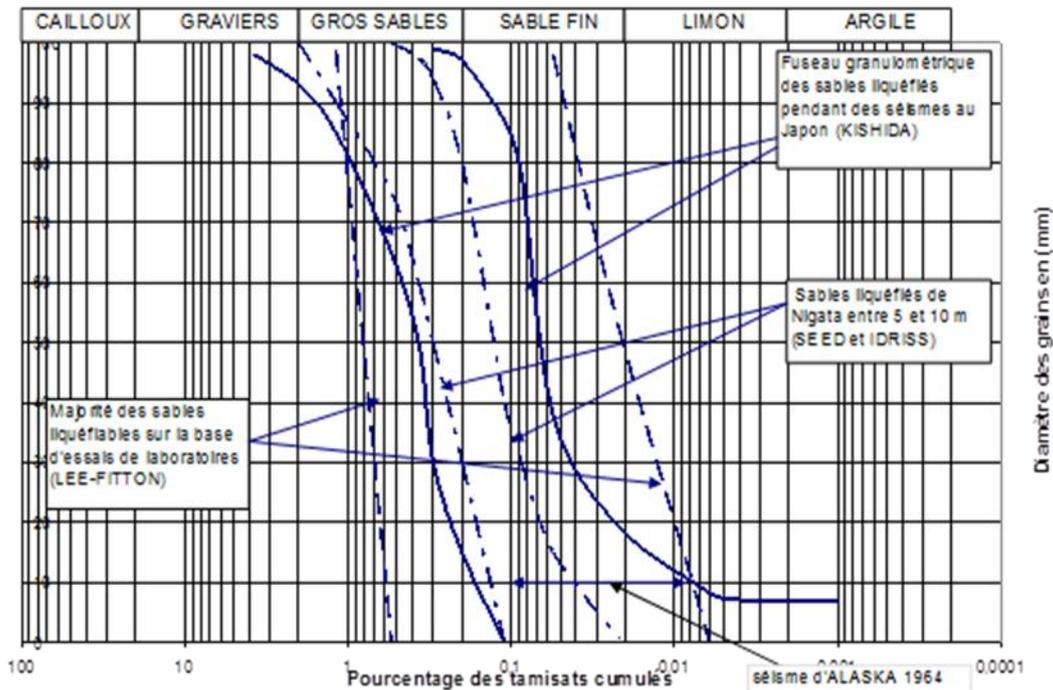


Figure 39 Fuseau granulométrique des sols liquéfiabiles d'après ISHIHARA (1985)

V.3.1.5.3.2 Degré de saturation

La résistance à la liquéfaction d'un échantillon non saturé, est plus élevée que celle d'un échantillon saturé. La figure 40, montre que pour une diminution de 2 % du degré de saturation, la résistance à la liquéfaction croit de 50%.

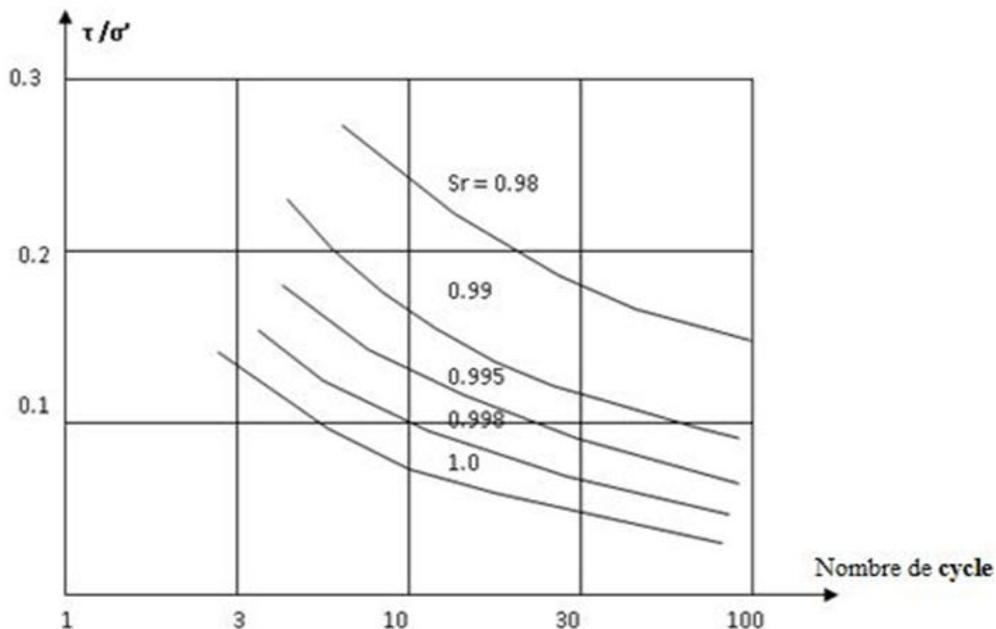


Figure 40 Influence du degré de saturation sur la résistance à la liquéfaction (D'après Peck.1978)

V.3.1.6 Evaluation du potentiel de liquéfaction

L'évaluation quantitative du potentiel de liquéfaction repose sur des méthodes expérimentales qui considèrent d'une part, les paramètres sismiques (contraintes de cisaillement et accélération maximales, induites ; magnitudes) et d'autres part, les caractéristiques géotechniques du terrain (résistance au cisaillement cyclique ; densité relative).

La méthode expérimentale de Seed et Idriss (1982) qui est actuellement la plus utilisée, consiste à établir, dans les terrains ayant subi des séismes, des corrélations empiriques entre les données de résistance à la pénétration N_{SPT} (Standart Penetration Test) et les contraintes engendrées par ces mêmes séismes.

Les courbes corrélatives ainsi obtenues entre les paramètres N_1 et τ_{av}/σ'_v en considérant la magnitude (fig. 41) permettent une évaluation du potentiel de liquéfaction. Les courbes présentent les limites entre le cas où la liquéfaction peut se produire et où la liquéfaction n'est pas escomptée. Ces courbes dépendent donc de la magnitude, du rapport de contrainte cyclique induite et de la résistance à la pénétration.

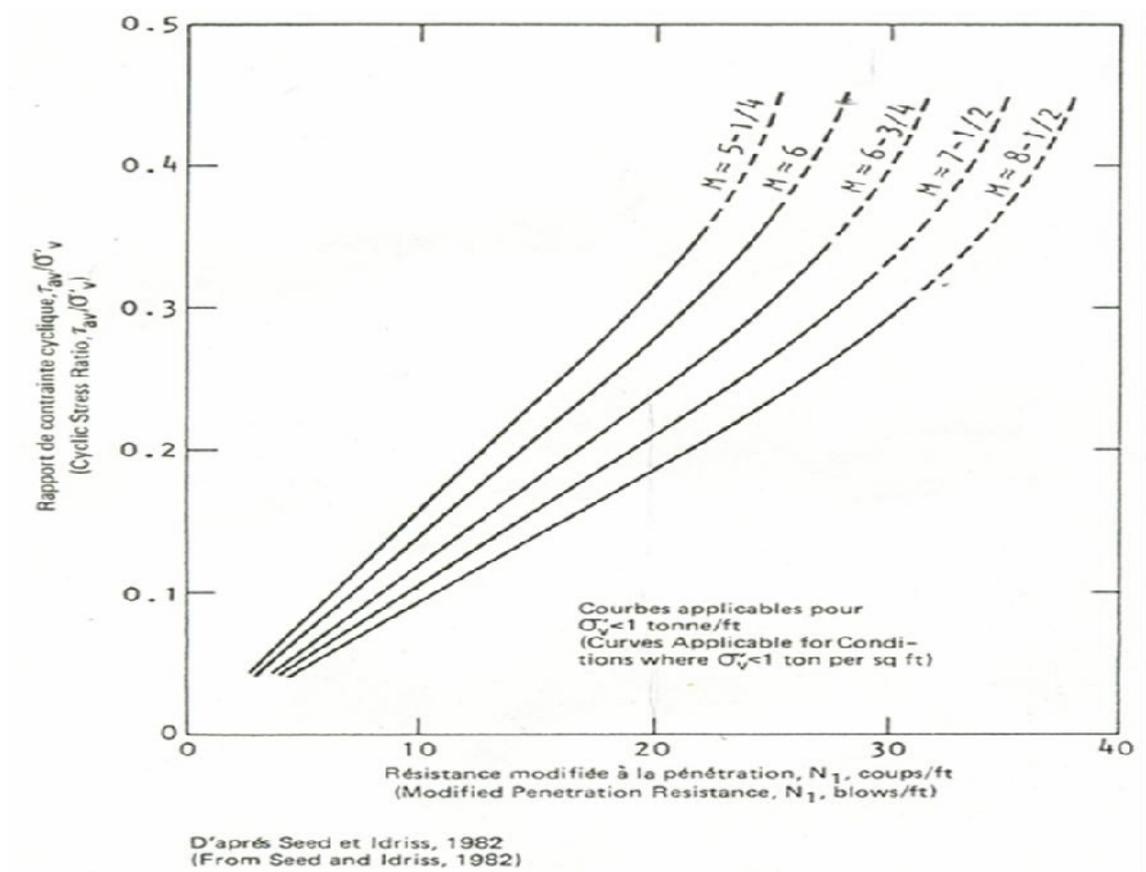


Figure 41 Critère d'évaluation du potentiel de liquéfaction basée sur la résistance à la pénétration d'après Seed et Idriss (1982).

Le rapport de contrainte cyclique dans le dépôt de sol peut être relié à l'accélération maximale au sol en utilisant l'expression (Seed et Idriss, 1971 ; Seed et al, 1983) suivante :

$$\frac{\tau_{av}}{\sigma'v} = 0.65 \times \frac{\sigma v}{\sigma'v} \times \frac{a \max}{g} \times r_d$$

Avec:

- τ_{av} : Contrainte cyclique de cisaillement moyenne due au séisme à une profondeur donnée
- σv : Contrainte verticale totale (bars) de terrains de couverture.
- σ' : Contrainte verticale effective (bars).
- $a \max$: Accélération maximale au sol sous l'effet des vibrations sismiques.
- g : Accélération de la pesanteur (m/s^2).
- r_d : Facteur correcteur de réduction de la contrainte de cisaillement avec la profondeur (voir figure.41).

$r_d = 1 - 0,00765 Z$ pour $Z < 9.15m$ (Z : profondeur du sol en mètre) $r_d = 1.174 - 0.0267 Z$ pour $9.15 < Z < 23m$.

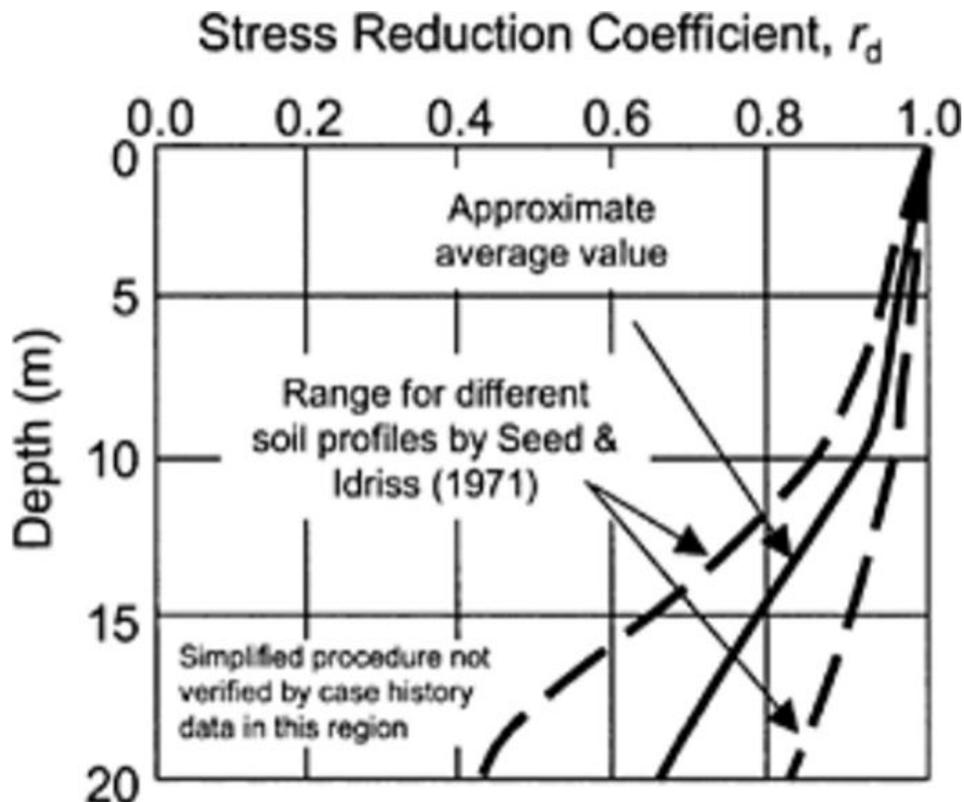


Figure 42 Facteur réducteur r_d , proposé par Seed et Idriss (1971), pour estimer la variation de CSR avec la profondeur.

Les rapports τ_{av}/σ'_{v} sont calculés en fonction d'accélérations maximales caractéristiques et tiennent compte des corrélations hydrogéologiques les plus défavorables : présence systématique de la nappe au toit des alluvions actuelles, récentes et anciennes.

L'exploitation des valeurs de N ainsi obtenues dans la région d'étude, et leur report sur les diagrammes de corrélation (fig.43) permettent l'estimation du potentiel de liquéfaction.

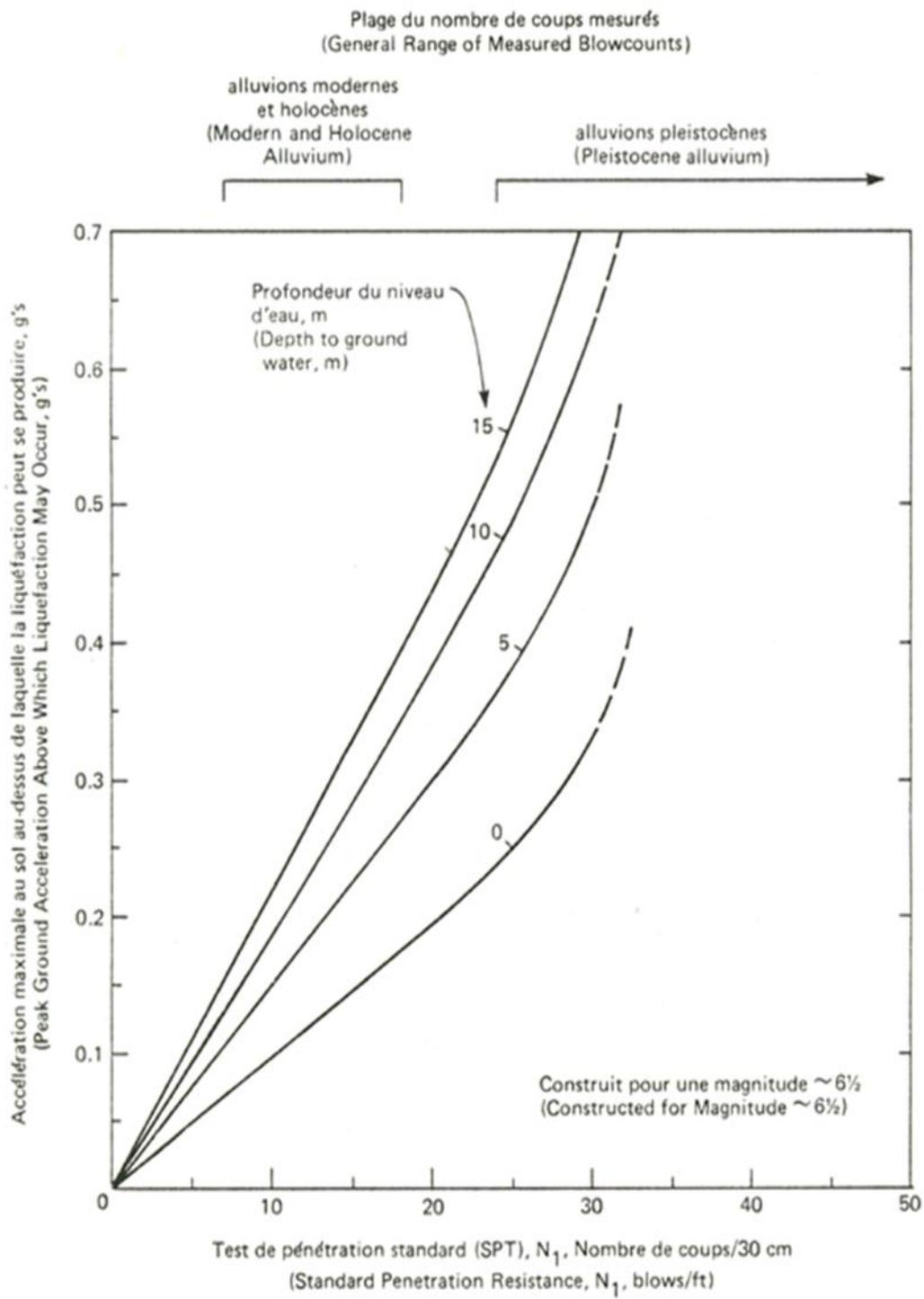


Figure 43 Accélération nécessaires pour provoquer la liquéfaction d'après Seed et Idriss (1982).

V.3.1.7 Cartographie du potentiel de liquéfaction

Le potentiel de liquéfaction pour les dépôts de sol situés dans la zone d'étude a été évalué principalement sur la base du guide méthodologique AFPS-1993 et la classification, Youd et Perkins (1978).

Deux degrés généralisés d'aléas de liquéfaction ont été définis pour cartographier le potentiel de liquéfaction.

V.3.1.7.1 Le potentiel de liquéfaction modéré

Comprend les zones généralement dont le sous-sol est en général composé d'alluvions récentes ou Holocène avec une nappe aquifère ou un niveau piézométrique moyennement profond (comprise entre 3 et 10 mètres).

V.3.1.7.2 Le potentiel de liquéfaction faible à nul

Comprend les zones situées sur des sols argileux ou sur le rocher en place ; ou les zones situées sur des sols sableux denses avec une nappe profonde (généralement d'une profondeur supérieure à 15 mètres).

V.3.1.8 Tassement des sédiments secs

En plus de la liquéfaction qui traduit une diminution de la résistance au cisaillement des sables suite à une augmentation de pression interstitielle dans les sols sableux saturés au cours du mouvement vibratoire sismique l'autre phénomène apparenté est la densification ou tassement des sols non saturés au cours d'une secousse sismique. Ce phénomène est couramment observé dans les remblais non compactés ou mal compactés, et dans les sols ou les alluvions sableuses relativement lâches.

Les facteurs primaires qui contrôlent les tassements induits par les tremblements de terre sont fonction du taux de contraintes cycliques. Ces contraintes qui affectent les sédiments saturés vont causer de fortes pressions sur les interstices. Les tensions de cisaillement vont sécher les sédiments partiellement saturés. Tout ceci est fonction de la magnitude du tremblement de terre.

Cet aléa n'est pas considéré comme étant important relativement aux autres aléas. Néanmoins, il pourrait causer des dégâts remarquables lorsqu'il s'agit d'un tassement différentiel important.

En raison des caractéristiques mécaniques assez médiocres et surtout par la présence de couches et lentille de sables et limon, les alluvions et les remblais de la région d'étude présentent un potentiel de tassement modéré. Les zones qui présentent des remblais épais,

sont les plus vulnérables vis-à-vis de ce phénomène de tassement, en raison de leurs mauvaises caractéristiques géotechniques.

V.3.1.9 Conclusion

Les terrasses alluviales rencontrées dans la région d'étude tombent généralement dans la catégorie des rivières, et la catégorie des plaines alluviales. En utilisant le tableau 2, les rivières seraient considérées comme ayant une prédisposition à la liquéfaction très élevée ; les plaines alluviales, une prédisposition élevée. Les alluvions anciennes pléistocènes, une faible prédisposition à la liquéfaction (les dépôts de sols argileux, seraient considérés comme n'ayant pratiquement aucune prédisposition à la liquéfaction). La profondeur de la nappe phréatique est supposée inférieure à 10 mètre. Si la nappe est supérieure à 10 mètres, la plupart des types de dépôts devraient être considérés comme ayant une faible prédisposition (AFPS ; 1993, Youd et Perkins ; 1978). Les conditions géologiques et hydrogéologiques propices sont réunies avec des alluvionnaires de sables lâches et la profondeur de la nappe aquifère est superficielle estimée à trois mètres environ. Les sites situées légèrement plus en retrait des cours d'eau du Rhumel et de Bou Merzoug ont une prédisposition à la liquéfaction modérée à élevée.

Certaines formations est par nature ne sont pas concernées par le phénomène de liquéfaction: C'est le cas du socle rocheux, des marnes, grès, argiles et des calcaires. De même, des formations à dominante argileuse, décrites comme cohérentes, compactes et souvent plastiques, telles les alluvions anciennes sont généralement hors-nappe pour être potentiellement liquéfiables. Pour les remblais, la plupart sont situées sur des pentes et sont hors nappe, et ils ne sont donc a priori pas liquéfiables.

V.3.2 Le potentiel de glissement de terrain

Les secousses sismiques sont parmi les causes majeures de glissements de terrain et d'éboulements rocheux. Ces phénomènes peuvent être très importante et induire des dégâts considérables dont l'ampleur dépend des paramètres sismiques (magnitude, fréquences des vibrations) et de leurs effets sur les conditions du sol (morphologie, lithologie, propriétés géotechniques et état de saturation). D'après les rapports du Centre National de Recherche appliquée en Génie Parasismique (C.G.S) le Nord de l'Algérie a connu dans le passé des cas d'instabilités de ce genre notamment durant les séismes de Tenes (1922), Kherrata (1949), Chellif (1980), Chenoua (1989) et Boumerdès (2003).

V.3.2.1 Potentiel de glissements de terrains dans la zone d'étude

Les zones susceptibles de donner des mouvements de terrain dont l'origine est un séisme ont été cartographiées et hiérarchisées afin de prendre en compte le fait que les secousses sismiques peuvent induire des mouvements de terrain.

V.3.2.1.1 Méthodologie

La méthode d'élaboration a nécessité une analyse fine de la carte géologique, la synthèse géotechnique et hydrogéologique réalisées permet de qualifier la lithologie des formations et leur susceptibilité aux mouvements de terrain. L'étude d'inventaire des événements déjà survenus sur la région a permis d'établir la cartographie des glissements de terrains propre à la zone d'étude.

V.3.2.1.1.1 Les principaux glissements de terrain dans la région d'étude

Les principaux glissements de terrain reconnus dans la ville de Constantine et sa périphérie sont, d'Ouest et Est et du Nord au Sud (Bougdal, 2007):

- Les glissements de Bélouizdad, Kitouni, Kaïdi ;
- Les mouvements lents des versants de Chabet el Merdja ;
- Le glissement du pont de Sidi Rached jusqu'à la gare ferroviaire de Constantine ;
- Les écroulements en rive gauche de l'oued El Mellah;
- Les ruptures du versant rive droite du Rhumel, à la hauteur de l'Université Mentouri ;
- Le glissement la Poudrière ;
- Le glissement du Bardo.

V.3.2.1.1.2 Les facteurs déterminants d'instabilité

Les mouvements de versants résultent de l'action conjointe de nombreux facteurs qui interviennent dans leur préparation et leur déclenchement :

V.3.2.1.1.2.1 La lithologie

Dans la région de Constantine les glissements de terrain sont localisés dans quatre types de terrain qui sont (Bougdal, 2007) :

- Les marnes grises et argiles rouges, miocènes,
- Les conglomérats mio-pliocènes à intercalation d'argiles,
- Les marno-calcaires crétacés,
- Les remblais.

V.3.2.1.1.2.2 La pente topographique

Les contrastes topographiques tels que les versants abrupts, rebords de terrasses, collines isolées, sont le siège de mouvements fréquents, attribués à l'amplification importante des ondes sismiques.

L'analyse du modèle numérique de terrain (fig.44) et la distribution des mouvements de versants en fonction des pentes moyennes, et de la lithologie dans la région de Constantine permet les constatations suivantes :

- De 0 à 5 %, de pente, les instabilités sont rares. Les zones correspondant à cette morphologie peu déclinée. Il concerne la cité Daksi, Souika et la zone industrielle.
- De 6 à 10 %, des terrains de faible pente localisent au Nord-Ouest et au Sud-Est de la ville de Constantine.
- De 11 à 20 %, cette catégorie est largement prédominante, elle occupe la plus grande partie de la ville de Constantine.
- De 21 à 30%, cette catégorie est présentée essentiellement dans la partie sud de la ville.

Les zones les plus instables dans la région d'étude sont situées à des pentes supérieures ou égales à 12 %.

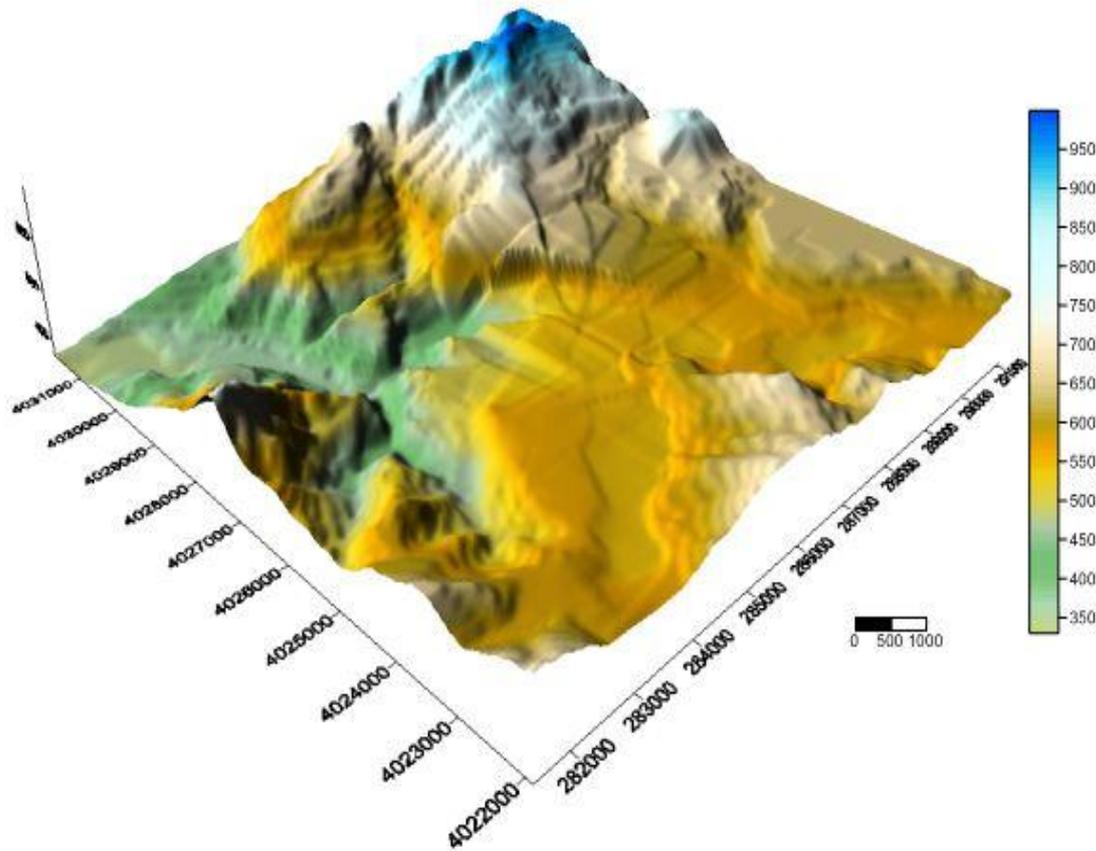


Figure 44 Model numérique du terrain de la région d'étude

V.3.2.1.1.2.3 Influence de l'eau

Un climat contrasté avec des saisons sèches qui altèrent la roche, la fissurent, et des saisons humides dont les précipitations sous forme d'averses, la saturent, réduisent ses propriétés de résistance mécanique et créent des pressions interstitielles dans les fissures. Les premières grandes pluies d'automne déclenchent régulièrement, de nombreux glissements de terrain, en particulier si le séisme fait suite à des épisodes pluviométriques importants

V.3.2.1.1.2.4 Les facteurs anthropiques

L'action anthropique joue un rôle non négligeable dans la déstabilisation des versants. Prenant l'exemple des remblais épais, déposés le long de la rive droite de l'oued El Mellah, forment un resserrement topographique de la section de ce cours d'eau, qui acquiert ainsi, des écoulements torrentiels et des débordements fréquents, en période de crue, qui amplifient le sapement du versant rive droite de faible stabilité.

V.3.2.2 III.2.3 Conclusion

Les glissements de terrains de la ville de Constantine et ses environs sont le résultat de la lithologie des formations qui est convenable à ces instabilités, ajouté à cela les pentes abruptes et autres falaises bordant la ville de Constantine. Les sites affectés par ces instabilités sont ceux de Belouizdad-Kitouni-Koudiat, Belle Vue-Mosquée Emir Abd El Kader, El Menia-Boudraa Salah, Salah Bey-Ben Chargui- décharge publique, la cité Boussouf, le Chemin Forestier et le pont de Sidi Rached, l'université de Constantine, la cité Zaouech, etc.

V.3.3 Le Potentiel de rupture de faille en surface

V.3.3.1 Introduction

La région d'étude est classée zone sismique **IIa** (RPA 99 / version 2003), dans la région de Constantine il existe de nombreuses failles actives ou potentiellement actives (ARCADIS, 2003).

V.3.3.2 Le Potentiel de rupture de faille en surface dans le secteur d'étude

Le potentiel de rupture de faille en surface est fonction de l'énergie dégagée par un événement sismique. Outre les mouvements vibratoires qu'il génère et qui concernent toute la région environnante, le danger que représente l'apparition de la faille en surface vient des mouvements mécaniques qui tendent à déplacer la surface du sol aussi bien verticalement qu'horizontalement. La proximité d'une faille des sites urbanisés ou d'ouvrages particuliers signifie que son déplacement en surface peut les démolir même s'ils sont construits parfaitement parasismiques. La déformation du sol et les dégâts provoqués aux structures, par rupture de faille en surface, sont en fonction de la localisation de la structure par rapport à la faille, de la géométrie et du régime tectonique de cette faille.

V.3.4 Potentiel d'inondations liées aux séismes

L'examen des facteurs pouvant provoqués des inondations dans une zone urbaine sont :

- Déformations tectoniques provoquant le soulèvement du lit d'un cours d'eau en aval d'une zone urbaine.
- Glissement de terrain induit par un séisme qui pourrait obstruer un cours d'eau et en changer le cours.
- Rupture induite par un séisme de la retenue d'un barrage en amont d'une zone urbaine.

V.3.4.1 Inondations dues à une déformation tectonique

Elles peuvent se produire aux environs d'une faille active traversée par un cours d'eau important. L'étude des conditions topographiques, géologiques et tectoniques de la ville de Constantine n'a pas révélé de tels cas.

V.3.4.2 Inondations dues à des glissements de terrains

Ce phénomène nécessite un écoulement dans une vallée suffisamment encaissée pour permettre à un glissement ou un éboulement de l'obstruer.

Le déclenchement d'un séisme peut donner ou générer des glissements ou des éboulements important. Mais la probabilité pour qu'une pareille masse glissée soit d'un volume suffisant pour obstruer les lits d'oueds de grande largeur reste minime.

V.3.4.3 Conclusion

Pour notre zone d'étude l'inondation menace les sites les plus proches des cours d'eau du Rhumel et du Bou Merzoug. La partie la plus basse de la zone industrielle est plus exposée aux inondations.

V.4 Cartes de potentiel d'instabilités de terrain liées aux séismes dans les sites urbains

Les aléas dus aux instabilités de terrain liées aux séismes dans la zone d'étude sont présentés ci-dessous, (figure 45).



Légende

(Instabilité de terrain)	Potentiel d'instabilité
Glissement de terrain	Potentiel élevé
Inondation	Potentiel modéré
Liquéfaction	Potentiel faible
Tassement	Aucun potentiel
Rupture de faille en surface	

Remarque :
 Cette carte décrit les conditions générales d'aléas relatifs aux instabilités de terrain liées aux séismes. La carte fournit une idée des localisations et des degrés probables des aléas d'instabilités du terrain. L'évaluation des potentiels de glissement de terrain est basée sur la carte géotechnique et hydrogéologique.

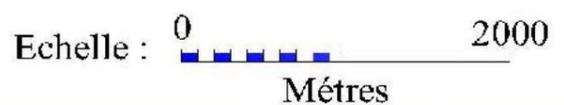


Figure 45 Carte des aléas sismiques de la région d'étude

V.5 Microzonation sismique

Trois zones, I, II, III, ont été définies et utilisées pour la cartographie de microzonation de la zone d'étude. La zone I inclut des conditions qui impliquent, généralement, des aléas d'effondrements de terrain liés aux séismes pour les bâtiments courants ; la zone III inclut des conditions qui n'impliquent généralement pas d'aléas significatifs ; et la zone II comprend des conditions intermédiaires entre celles des zones I et III.

V.5.1 Description des zones de microzonage sismique

V.5.1.1 Zone I

Cette zone comprend les secteurs caractérisés par un potentiel de liquéfaction élevé; les secteurs à potentiel de glissement de terrain. En plus du potentiel de violents mouvements de sol, les conditions de la zone I présentent de sérieux aléas d'instabilités de terrain liées aux séismes, ceci pour des bâtiments ordinaires. Les études géotechniques, entreprises pour la construction de bâtiments à l'intérieur de cette zone, devraient inclure une estimation des aléas liés aux séismes indiqués pour chaque secteur de la zone I et en déduire des recommandations pour la conception des fondations, la stabilisation du sol ou toute autre mesure nécessaire pour réduire ces aléas.

Elle est représentée par les quartiers de Ben Chergui, Boudraa, versant sud-est de la cité de Zaouche, rive droite de Rhumel, entre boussouf et l'Université de Mentouri, versant nord de Gammas du Kaidi jusqu'à la poudrière et la gare ferroviaire. Les terrasses alluviales, situées plus en retrait des cours d'eau du Rhumel et de Boumerzoug (Fig 46).

V.5.1.2 Zone II

Cette zone comprend les secteurs caractérisés par des sols à potentiel d'instabilités de terrain modéré. En plus du potentiel de violents mouvements de sol, les conditions de la zone II peuvent présenter des aléas d'instabilités de terrain liées aux séismes, ceci pour des bâtiments ordinaires. D'une manière générale, la gravité de ces aléas est moindre que dans la zone I. Les études géotechniques, entreprises pour la construction de bâtiments à l'intérieur de cette zone, devraient inclure une estimation des aléas liés aux séismes indiqués. Si de sérieux aléas sont révélés, des recommandations pour la conception des fondations, la stabilisation du sol ou toute autre mesure nécessaire pour réduire les aléas devraient être prises en compte.

Elle est représentée par les sites urbanisés de Bardo, Bellevue, Mosquée de E. Abdlkader..(Fig 46).

V.5.1.3 Zone III

Cette zone comprend les secteurs caractérisés par des sols et ou du rocher à faible potentiel d'instabilités de terrain liées aux séismes ainsi que par un faible potentiel d'inondations, attribué à des déformations tectoniques causées par un séismes. Les secteurs présentant de récentes alluvions sableuses, lâches, épaisse, situées au-dessus du niveau piezométrique, ont un certain potentiel de tassement induit par un séisme et sont notées.

A l'exception du potentiel de violents mouvements de sol, les conditions de la zone III ne présentent en principe pas d'aléa séismique significatif, pour des bâtiments ordinaires.

Elle occupe plus de la moitié de la surface de la zone d'étude, elle est représentée par les quartiers de Mansourah, Casbah, Sidi Mebrouk, Coudiat Touifez..(Fig 46).

V.6 Conclusion

La carte de microzonation sismique de Constantine fournit (Figure. 46), une synthèse des aléas d'instabilités de terrain et la microzonation en zones possédant un degré global semblable des aléas d'instabilités de terrain. Les informations obtenues par cette carte peuvent être utilisées dans l'analyse des aptitudes d'aménagement des sols, dans l'évaluation initiale des aléas de ruptures du sol pour un site spécifique, et dans la détermination des exigences pour les investigations géotechniques d'un site. La carte de microzonation sismique montre que près de la moitié de la surface considéré est non constructible, la ville de Constantine et ses environs est très sensibles aux glissements de terrain. Les deux formations argilo-marneuse et les Terrasses alluviales représentent les terrains les plus exposés aux risques.

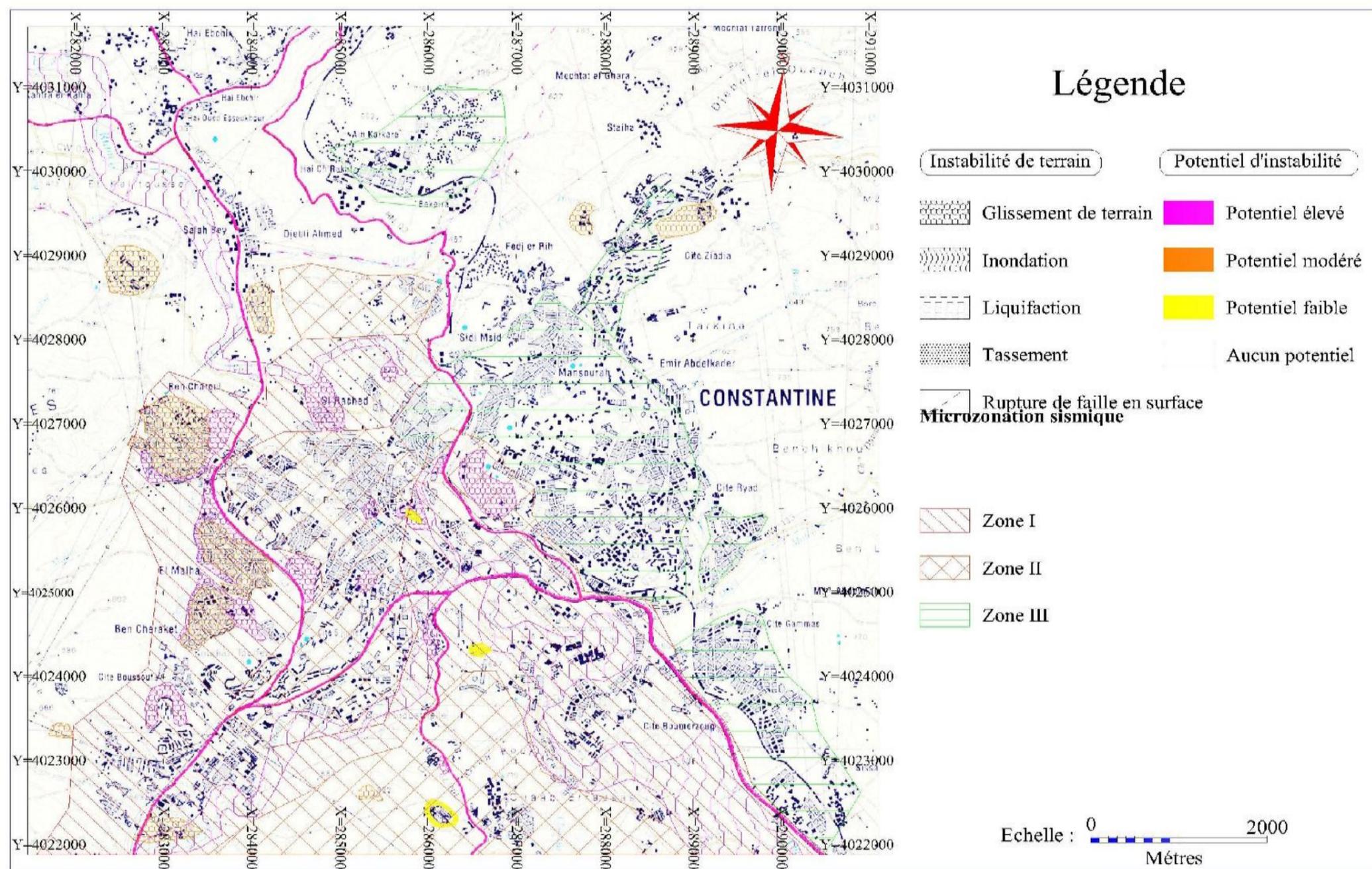


Figure 46 Carte de microzonation sismique de la région d'étude

Conclusion générale

Le microzonage sismique est une pratique récente développée dans quelques pays ayant une activité sismique importante telle que le Japon, les U.S.A, l'Italie, la Yougoslavie et la France. L'étude est menée afin de réduire la vulnérabilité des concentrations urbaines et industrielles face au risque sismique.

La ville de Constantine et sa périphérie offrent, sur un espace relativement réduit, une grande variété de terrains sédimentaires d'âge crétacé à quaternaire. Leur structure géométrique est difficile à maîtriser par suite d'une tectonique alpine et néogène, complexe, et de fréquentes variations latérales de faciès dans les formations miocènes. A cette complexité géologique s'ajoute le handicap d'une cartographie en milieu urbain.

Les conditions hydrologiques et hydrogéologiques du site étudié jouent un rôle très important dans le déclenchement des instabilités de terrain. Cette influence est liée principalement aux aspects suivants :

La quantité importante des eaux d'infiltration au niveau du site étudié constitue le facteur principal de l'apparition des problèmes d'instabilité. Ces eaux d'infiltration saturant le terrain de couverture argileuse et lubrifient la surface de contact entre cette couverture et les formations sous-jacentes, ce qui conduit au déclenchement des mouvements superficiels. Ces derniers se manifestent par d'importantes coulées boueuses et glissements superficiels. Par ailleurs, ces infiltrations participent à l'apparition brusque de glissements profonds affectant les formations néogènes le long des couloirs des accidents tectoniques.

Les circulations des eaux souterraines le long des couloirs des grands accidents peuvent engendrer des phénomènes de dissolution des formations solubles et un soutirage des fines, ce qui entraînerait la fragilisation progressive des formations et la dégradation de leurs caractéristiques mécaniques.

La ville de Constantine et ses environs est caractérisée par des formations d'âge Mio-Pliocène constituées essentiellement de terrains argileux-marneux relativement denses, très sensibles à l'eau, on note aussi la présence des terrains plus grossiers assez perméables interstratifiées dans des formations fines favorise l'infiltration des eaux qui augmente la pression interstitielle.

L'étude probabiliste a montré que la ville de Constantine est bordée par des zones caractérisées par une sismicité modérée mais fréquente. Les séismes historiques ont induit des intensités maximales de l'ordre de VIII à certains endroits. Des sources sismiques appartenant

aux provinces sismotectoniques de Sigus- Temlouka, Ain Smara et nord Constantine, sont caractérisées par des périodes de retour assez importantes. Cette étude a permis de déterminer les valeurs en accélérations maximales de 0.11g et 0.34g pour les périodes de retour de 100 et 500 ans, respectivement.

La ville de Constantine et ses environs sont bordées par des zones caractérisées par une sismicité modérée mais fréquente. Les séismes historiques ont induit des intensités maximales de l'ordre de VIII à certains endroits. Des sources sismiques appartenant aux provinces sismotectoniques de Sigus- Temlouka, Ain Smara et nord Constantine, sont caractérisées par des périodes de retour assez importantes. Les valeurs en accélérations maximales est de 0.11g et 0.34g pour les périodes de retour de 100 et 500 ans respectivement.

La région est donc susceptible d'être affectés dans le futur par des mouvements forts qui peuvent atteindre plus de 0.34g pour une période de retour de 500 ans.

La carte de microzonation sismique de Constantine fournit, une synthèse des aléas d'instabilités de terrain et la microzonation en zones possédant un degré global semblable des aléas d'instabilités de terrain. Les informations obtenues par cette carte peuvent être utilisées dans l'analyse des aptitudes d'aménagement des sols, dans l'évaluation initiale des aléas de ruptures du sol pour un site spécifique, et dans la détermination des exigences pour les investigations géotechniques d'un site. La carte de microzonation sismique mentre que près de la moitié de la surface considéré est non constructible, la ville de Constantine et ses environs est très sensibles aux glissements de terrain. Les deux formations argilo-marneuse et les Terrasses alluviales représentent les terrains les plus exposés aux risques.

BIBLIOGRAPHIE

- ARIS Y., 1994 :** Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quadernaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différences phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.
- ADAIR, 1979 :** Geology of a site for a nuclear power plant. In A.W. Hataway and C.R. Mc Cuire, eds Geology in setting of nuclear power plants. Geol. Soc. Am., 4, 27-39.
- BENAISSA A., 1989 :** Contribution à l'étude des glissements de terrain dans la région de Constantine. Thèse. Doct. UJF. Grenoble.
- BENABBAS, C., 2006 :** Evolution moi-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie Nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat. Univ. Constantine. 256p.
- BENABBAS C., CHADI M., 2004 :** Particularités morpho géologiques et indices néotectoniques dans la région de Constantine. 1ere Séminaire national sur les Sciences de la Terre au service du Développement Durable (26-27 avril), Tébessa.
- BOUILLON J P., 1986 :** le bassin maghrébin une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. II, n° 4, pp. 547-558.
- BENOUAR, D. 1994 :** The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, Annali di Geofisica, volume XXXVII, N. 4, July 1994.
- BENOUAR, D., Molas, G. L., and Yamazaki, F: 1996,** Earthquake hazard mapping in Maghreb countries. Earthq. Eng. & Struct. Dyn., 25, 1151-1164.
- BOUNIL, A., Hassler, H and Meghraoui, M. 1987:** The Constantine (northeast Algeria) earthquake, of Octobre 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. Earth and Planetary Science Letters, 85 (1987) 451-460.
- BOUNIL, M.A. 1990 :** Etudes sismotectoniques en Algérie du Nord. Contribution à l'étude d'un tronçon de la chaîne tellienne à partir des répliques du séisme de Constantine du 27 Octobre 1985. Thèse de Magistère. USTHB.
- BOUNIF, M.A. & Dorbath, C. 1998 :** Three dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria ($M_s = 5.9$) earthquake. Annali Di Geofisica, VOL. 41, N.1, April 1998.
- BOUGDAL, R., 2007 :** Urbanisation et mouvements de versants dans le contexte géologique et géotechnique des bassins néogènes d'Algérie du Nord,
- CGS, 2003 :** RPA99. Règlement Parasismique Algérien, version. 2003.

- CHADI M., 1991 :** Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy I, 191p.
- COIFFAIT P E., et VILA J M., 1979 :** Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'EL Aria.
- COIFFAIT PE., 1992 :** Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I.P. 502.
- CRAAG, 1994 :** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département : Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah.
- CENTRE NATIONAL DES ETUDES ET RECHERCHES EN GENIE PARASISMIQUE (C.G.S.), 2003 :** Aléa sismique en Algérie et microzonage, cas de l'Algérie.
- DURAND DELGA, M., 1969 :** Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 39, pp. 89-131.
- FARAH A S., 1991 :** Etude du comportement hydrochimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ces causes naturelles et anthropiques : l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. France.
- HARBI, A., 2001 :** Analyse de la sismicité et mise en évidence d'actifs dans le Nord-Est Algérien., Thèse de Magister, USTHB, 189 pages.
- HEE, A., 1950 :** Catalogue des séismes de 1950-1911. Ann. Phys. Globe. Strasbourg. 6, 41-49.
- HARBI, A., Maouche, S. et Ayadi, A., 1999 :** Neotectonics and associated seismicity in the Eastern Tellean Atlas of Algeria, J. Seismol., 3, 95-104.
- HARBI, A., 2001:** Analyse de la sismicité et mise en evidence actifs dans le Nord-Est Algérien. Thèse de magister, USTHB, 189 pages.
- JOLEAUD L., 1912 :** Etude géologique de la chaîne numidique des monts de Constantine. MontPellier, Montane, Sicardiet, Valentin Ed.438.9P.I. Thèse. Paris.
- KIJKO, A. & SELLEVOLL, M. A. 1989 :** Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilisation of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes. BSSA, 79, 3, 645-654.
- KIJKO, A. & Sellevoll, M. A. 1992 :** Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seismol. Soc. Am. 82, 1, 120-134.

LABORATOIRE DES TRAVAUX PUBLICS DE L'EST (LTPE) : Archives d'études de sols de la ville de Constantine (Période 1970-2009).

LABORATOIRE NATIONAL DE L'HABITAT ET DE LA CONSTRUCTION (LNHC) : Archives des études de sols de la ville de Constantine (Période 1970-2009).

MC KENZIE, D., 1972 : Active tectonics of the Mediterranean region : Geophysical journal of the royal astronomical society, V., 30, P 109-185.

ROUSSEL, J. 1974 : Note sur le séisme de Mansoura (Biban) du 24 novembre 1973. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord. Alger, t. 65, fasc. 1 et 2.

RAOULT J F., 1969 : Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t, XI, pp 516-543.

VILA J M., 1974 : Le Rocher de Constantine, stratigraphie, microfaunes et position structurale Bull. Soc. Hist. Nat. Afr-nord, 65.fasc 1-2. Ppp385-392.Alger.

VILA J M., 1977 : Carte de l'Algerie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4),. Publ. Comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., 1980 : La chaine alpine d'Algerie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse sci. Univ. Paris VI.665p.

VOUTE C., 1967 : Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Ain Babouche et des régions limitrophes. Bull. Serv. Carte géol. N.S. Bull N°36, 3 vol, Alger.

WILDI W., 1983 : La chaine tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.

WELLS D.L & Coppersmith, K.J ; 1994 : Updated empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement BSSA, 84, 974-1002.

ANNEXES

Annexe I

Comparaison entre les échelles macrosismiques

Comparison of seismic intensity scales (Reiter, 1999; Murphy and O'Brien, 1977; Richter, 1958); MM – Modified Mercalli; RF – Rossi-Forel; JMA – Japanese Meteorological Agency; MCS – Mercalli-Cancani-Sieberg; MSK – Medvedev-Sponheuer-Kamik

MM	RF	JMA	MCS	MSK
I	I	I	II	I
II			III	II
III			IV	III
IV	IV	II	V	IV
	V		VI	V
V	VI	III	VII	VI
VI	VII	IV	VIII	VII
VII	VIII	V	IX	VIII
VIII			X	IX
IX	IX	VI	XI	X
X	X		XII	XI
XI		XII	XII	
XII				

Annexe II

Echelle EMS (brève description des niveaux d'intensité)

Intensité EMS	Définition	Description des effets typiques observés (résumé)
I	Non ressenti	Non ressenti.
II	Rarement ressenti	Ressenti uniquement par quelques personnes au repos dans les habitations.
III	Faible	Ressenti à l'intérieur des habitations par quelques personnes. Les personnes au repos ressentent une vibration ou un léger tremblement.
IV	Largement observé	Ressenti à l'intérieur des habitations par de nombreuses personnes, à l'extérieur par très peu. Quelques personnes sont réveillées. Les fenêtres, les portes et la vaisselle vibrent.
V	Fort	Ressenti à l'intérieur des habitations par la plupart, à l'extérieur par quelques personnes. De nombreux dormeurs se réveillent. Quelques personnes sont effrayées. Les bâtiments tremblent dans leur ensemble. Les objets suspendus se balancent fortement. Les petits objets sont déplacés. Les portes et les fenêtres s'ouvrent ou se ferment.
VI	Dégâts légers	De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Chutes d'objets. De nombreux bâtiments subissent des dégâts non structuraux comme de très fines fissures et des chutes de petits morceaux de plâtre.
VII	Dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Les meubles se déplacent et beaucoup d'objets tombent des étagères. De nombreux bâtiments ordinaires bien construits subissent des dégâts modérés : petites fissures dans les murs, chutes de plâtre, chutes de parties de cheminées ; des bâtiments plus anciens peuvent présenter de larges fissures dans les murs et une défaillance des cloisons de remplissage.
VIII	Dégâts importants	De nombreuses personnes éprouvent des difficultés à rester debout. Beaucoup de bâtiments ont de larges fissures dans les murs. Quelques bâtiments ordinaires bien construits présentent des défaillances sérieuses des murs, tandis que des structures anciennes peu solides peuvent s'écrouler.
IX	Destructions	Panique générale. De nombreuses constructions peu solides s'écroulent. Même des bâtiments bien construits présentent des dégâts très importants : défaillances sérieuses des murs et effondrement structural partiel.
X	Destructions importantes	De nombreux bâtiments bien construits s'effondrent.
XI	Catastrophe	La plupart des bâtiments bien construits s'effondrent, même ceux ayant une bonne conception parasismique sont détruits.
XII	Catastrophe généralisée	Pratiquement tous les bâtiments sont détruits.

Annexe III

Catalogue des séismes de la région de Constantine pour la période de 1850 à 2000.

Année	Mois	Jour	Heure	Min	Sec.	Lat.	Lon.	Ms	ITSC	Site
1850	DEC	17	12	30	0	36,48	7,45	4,2	6MSK	Héliopolis
1856	OCT	6	7	0	0	35,56	6,17	2,8	3MSlv	Batna
1859	APR	24	16	0	0	36,45	7,43	2,8	3MSK	Guelma
1860	JAN	11	17	45	0	36,36	6,62	3,2	4MSK	Constantine
1862	NOV	30	0	25	0	36,5	5,3	4,2	6MSK	Takitount
1862	DEC	9	12	15	0	36,32	6,4	3,2	4MSK	Ouled Rahmoun
1862	DEC	9	15	30	0	36,5	5,3	3,2	3MSK	Takitount
1865	OCT	17	22	5	0	36,36	6,62	2,8	3MSK	Constantine
1866	OCT	7	6	0	4	36,36	6,62	2,8	3MSK	Constantine
1867	JAN	19	6	0	0	36,48	7,45	3,2	4MSK	Guelma
1867	JAN	19	6	13	0	36,48	7,45	2,8	-	Guelma
1867	JUL	19	16	20	0	36,16	5,68	3,7	5MSK	El Euima
1867	OCT	26	0	25	0	36,27	6,5	2,8	3MSK	Ain Smara
1870	JUN	1	0	15	0	36,45	7,43	3,2	4MSK	Guelma
1871	MAY	7	2	30	0	36,36	6,62	3,2	4MSK	Constantine
1876	JAN	20	6	-	-	-	-	-	-	Constantine
1877	JUN	12	9	0	0	36,45	7,43	2,8	3MSK	Guelma
1883	AUG	15	21	0	0	36,47	7,43	3,2	4MSK	Guelma
1883	AUG	15	22	0	0	36,47	7,43	2,8	3MSK	Guelma
1883	AUG	16	-	-	-	36,47	7,43	2,8	4MSK	Guelma
1883	AUG	21	4	45	0	36,47	7,43	2,8	3MSK	Guelma
1886	MAR	-	-	-	-	36,22	6,94	2,8	3MSK	Ain Abid
1890	FEV	24	14	14	0	36,45	7,43	2,8	3MSK	Guelma
1890	FEV	24	22	40	0	36,45	7,43	2,8	3xMSK	Guelma
1893	NOV	26	11	55	0	-	-	-	-	Constantine
1894	SEP	19	6	40	0	36,4	6,6	3,7	5MSK	Constantine
1907	SEP	16	-	-	-	36,4	6,6	-	8MM	Constantine
1908	JUN	17	0	24	0	36,5	7,5	-	8MM	Guelma
1908	AUG	4	2	11	0	36,41	6,61	5,2	8MSK	Constantine
1916	JAN	22	11	40	0	36,3	6,58	-	3MSK	Constantine
1921	DEC	2	10	15	0	36,64	6,86	-	-	El Arrouch

1923	APR	7	21	0	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	APR	7	23	0	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	APR	12	1	10	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	MAY	14	22	25	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	JUN	12	1	10	0	36,5	7,42	-	6MSK	Guelma
1923	JUN	12	3	45	0	36,5	7,42	-	-	Guelma
1923	JUN	28	23	20	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
3924	MAY	21	18	45	0	36,64	6,86	-	-	El Arrouch
1925	JAN	22	11	0	0	36,17	6,58	-	5MSK	Constantine
1925	JAN	22	13	20	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	22	15	0	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	22	23	0	0	36,17	6,58	-	4MSK	Constantine
1925	JAN	24	21	30	0	36,17	6,58	-	5MM	Constantine
1925	JAN	24	23	15	0	36,17	6,58	-	5MM	Constantine
1925	JAN	25	6	40	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	10	50	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	18	30	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	22	45	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	10	40	0	36,53	6,73	-	-	Béni-Ziad
1925	JAN	26	21	30	0	36,53	6,73	-	-	Béni-Ziad
1925	FEV	1	13	40	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	3	14	0	0	36,53	4,69	-	-	Constantine
1925	FEB	12	10	50	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	16	13	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	19	23	50	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	20	20	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	22	0	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	28	4	40	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEB	28	5	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	6	11	20	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	10	4	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	15	23	0	0	36,53	6,73	-	-	Béni-Ziad
1925	MAR	30	2	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	10	5	45	0	36,36	6,62	-	-	Constantine

1925	APR	12	13	15	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	13	8	35	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	14	20	0	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	16	12	0	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	16	21	15	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	16	21	40	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1925	APR	24	1	35	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1926	JAN	25	2	50	0	36,42	6,67	_	4MSK	El Arrouch
1926	NOV	23	21	10	0	36,53	6,73	_		Béni-Ziad
1927	JAN	5	16	45	0	36,36	6,62	_		Constantine
1927	AUG	7	9	0	0	36,53	6,73	_		Béni-Ziad
1928	MAR	17	12	10	0	36,53	6,73	_		Béni-Ziad
1928	MAY	10	23	34	0	36,64	6,86	_	•	El Arrouch
1928	OCT	23	2	48	11	36,3	6,58	_	6MM	Constantine
1928	DEC	3	5	30	0	36,4	7,2	4,9	_	Guelma
1929	MAR	23	12	20	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1929	MAR	26	9	18	0	36,45	7,43	_	_	Guelma
1929	JUL	1	12	15	0	36,64	6,86	_	_	El Arrouch
1929	JUL	26	9	0	0	36,45	7,43	_	_	Guelma
1929	JUL	28	21	0	0	36,64	6,86	_	_	El Arrouch
1931	SEP	11	0	10	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1931	SEP	11	0	20	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1931	SEP	11	1	5	0	36,36	6,62	_	_	Constantine
1933	JAN	3	5	0	0	36,45	7,43	_	_	Guelma
1933	JUN	15	4	44	24	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1933	OCT	25	4	0	0	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1933	NOV	8	23	45	0	36,38	6,48	_	_	Béni-Ziad
1933	NOV	11	19	3	0	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1933	NOV	23	3	40	0	36,36	5,51	_	_	Périgotville
1934	MAY	15	11	40		36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1934	NOV	12	3	0	0	36,53	6,29	_	_	Oued Athmania
1935	JAN	17	H	45	0	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1935	SEP	16	17	30	0	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad
1936	NOV	13	16	0	0	36,53	6,73	_	_	Béni-Ziad

1936	DEC	18	22	0	0	36,49	5.28	-	-	Kherrata
1937	JUL	19	19	0	0	35,69	6.19	-	-	Pasteur
1937	DEC	7	4	0	0	36,45	7.43	-	-	Guelma
1937	DEC	11	5	0	0	36,45	7.43	-	-	Guelma
1937	DEC	11	7	0	0	36,45	7.43	-	-	Guelma
1943	FEB	16	13	0	0	36,48	7.5	-	-	Guelma
1946	MAR	2	3	58	50	36,46	7.43	-	-	Guelma
1946	MAR	19	6	0	0	36,4	6.6	-	4MSK	Constantine
1947	AUG	6	9	46	38	36,31	6.68	5	8MSK	Constantine
1947	AUG	7	12	29	28	36,3	6.7	5	-	Constantine
1947	NOV	18	5	59	0	36,4	6.6	-	4MSK	Constantine
1948	APR	14	0	25	0	36,5	7.42	-	4MSK	Guelma
1948	JUL	21	11	40	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1948	SEP	17	19	0	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1953	MAY	30	18	21	55	36,33	6,67	-	4MSK	N. Khroub
1956	MAR	31	3	1	42	36,37	6,63	-	-	Constantine
1956	JUL	21	16	42	12	36,5	6,5	-	5MSK	Robertville
1958	SEP	2	12	26	30	36,5	7,4	-	5MM	Guelma
1959	AUG	23	18	47	12	36,33	6,66	-	3MSK	Constantine
1959	AUG	25	22	31	30	36,33	6,66	-	5MSK	Constantine
1968	OCT	14	9	37	0	36	6,5	-	-	E. Ain Mlila
1968	DEC	6	14	55	31	35,6	6,2	-	-	Batna
1977	FEB	21	-	-	-	36,45	7,45	-	3MSK	Guelma
1978	MAR	16	23	11	3	36,48	7,33	4,4	5MSK	Guelma
1978	MAR	28	-	-	-	36,48	7,3	-	3MSK	Guelma
1978	AUG	23	2	56	49	36,46	6,17	3,9	-	W.Constantine
1981	NOV	14	9	54	0	36,45	7,36	-	5MSK	Guelma
1983	DEC	20	20	39	3	36,62	6,61	4,5	5MSK	SE. El Arrouch
1983	DEC	20	20	39	4	36,62	6,61	4,4	4MSK	SE. El Arrouch
1984	MAR	18	-	-	-	35,55	6,19	-	4MSK	Batna
1984	OCT	5	6	37	28	36,02	6,84	4,6	6MSK	Ain Fekroun
1985	AUG	6	21	40	26	36,59	8,61	4	-	W Bousellam
1985	OCT	27	17	50	36	36,3	7	-	-	Khroub
1985	OCT	27	19	34	56	36,34	6,92	5,7	8MSK	Constantine

1985	OCT	28	0	38	58	35,25	7,39	–	–	Ain Beida
1985	OCT	28	1	54	24	36,47	6,85	3,6	–	El Arrouch
1985	OCT	28	3	39	16	36,4	7,2	3,7	–	Azzaba
1985	NOV	1	3	1	48	36,56	6,91	3,6	–	S.El Arrouch
1985	NOV	3	12	32	30	36,44	6,86	3	–	NE.Constantine
1985	NOV	9	11	46	45	36,51	6,89	3,1	–	Constantine
1986	MAR	28	2	56	23	36,37	6,82	4,6	5MSK	El Aria
1986	MAY	20	7	29	49	35,3	6,17	4,1	6MSK	El Madher (Batna)
1986	JUL	8	19	35	36	37,28	6,7	–	–	N.Stora
1987	JUL	31	2	24	3	36,37	7,86	3,7	–	E.Guelma
1988	SEP	22	6	34	21	36,82	6,13	–	–	El Anceur
1989	AVR	4	5	37	32	36,87	6,89	–	–	Skikda
1993	OCT	17	21	16	52	36,81	6,51	–	–	Ksir Bni Zid (Collo)
2000	JUN	3	13	43	21	36,76	6,99	–	–	S. Skikda

RESUME :

L'étude présentée dans ce mémoire porte sur l'aléa sismique et microzonation dans la région de Constantine

L'étude géotechnique montre La ville de Constantine et ses environs est caractérisée par des formations d'âge Mio-Pliocène constituées essentiellement de terrains argileux-marneux relativement denses, très sensibles à l'eau

L'étude sismique montre que La région est susceptible d'être affectés dans le futur par des mouvements forts qui peuvent atteindre plus de 0.34g pour une période de retour de 500 ans.

Le microzonage sismique montre que près de la moitié de la surface considéré est non constructible, la ville de Constantine et ses environs est très sensibles aux glissements de terrain.

ABSTRACT:

The study presented in this thesis focuses on the seismic hazard and micro-zoning in the region of Constantine.

The geotechnical study shows that The city of Constantine and its surrounding area is characterized by the Mio- Pliocene epoch formations ;consisting mainly of clay -marl lands; relatively dense and very sensitive to water.

The seismic study shows that in the future; the region is likely to be affected by strong movements that can reach more than 0.34g for a return period of 500 year .

The seismic micro zoning shows that almost half of the considered area is not buildable, the city of Constantine and the surrounding area is very susceptible to landslides.