

REPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITÉ M'HAMED BOUGARA-BOUMERDES
FACULTÉ DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE



Département : Gisements Minier et Pétrolier

LABORATOIRE DE RESSOURCES MINÉRALES ET ÉNERGETIQUES
(LRME)

MEMOIRE

Présenté par :

DJEROUIT NADIA

EN VUE DE L'OBTENTION DU TITRE DE

**MAGISTER EN RESSOURCES MINÉRALES ET
ÉNERGETIQUES**

Option : Recherche et prospection des hydrocarbures et des minéraux utiles

THEME

**ÉTUDE DES FAILLES SISMOGENES DE L'ALGEROIS ET
COMPORTEMENT DES SOLS SUITE A UN SEISME CAUSE
PAR CES FAILLES**

Soutenu devant le jury:

Pr DJEDDI Mabrouk	Professeur	(UMBB)	Président
Dr LOUMI Khaled	Maître de Conférence- A	(UMBB)	Rapporteur
Pr BADDARI Kamel	Professeur	(UMBB)	Examineur
Dr CHATELAIN Jean Luc	Directeur de recherche	(IRD-Grenoble)	Examineur
Dr SAADAOUI Moussa	Maître de Conférence - A	(UMBB)	Examineur
Dr ASSES Amar	Maître de Conférence - B	(UMBB)	Examineur
Dr MACHANE Djamel	Charge de recherche-B	(CGS)	Examineur

Remerciements

*Tout d'abord, je tiens à remercier Monsieur **K. LOUMI** pour l'encadrement qu'il m'a assuré et ses précieux et judicieux conseils qu'il n'a cessé de me prodiguer tout au long de ce projet, sa confiance témoignée, sans oublier sa qualité humaine. Il trouve ici ma gratitude et ma reconnaissance profondes.*

*Je tiens à exprimer également ma profonde gratitude, ma reconnaissance totale et mon respect à l'endroit de mon co-rapporteur, **D. MACHANE** pour m'avoir proposé ce sujet. Je le remercie du fond du cœur pour toute l'attention qu'il m'a accordée lors de nos discussions sur le sujet.*

*Je tiens à exprimer mes vifs remerciements au Professeur **M. DJEDDI** d'avoir accepté de présider ce jury.*

*Je remercie également le docteur **J.L. CHATELAIN** de participer à ce jury pour examiner mon travail de recherche. Je n'oublierai pas de rappeler qu'il a mis à ma disposition un ordinateur portable pour réaliser ma thèse.*

*Je remercie le professeur **K. BADDARI** et le docteur **M. SAADAOU** d'avoir accepté d'examiner mon travail .*

*Le docteur **A. ASSES** qui a bien voulu revoir avec moi les colonnes stratigraphiques me fait l'honneur aujourd'hui d'examiner mon travail. Je l'en remercie*

*Mes remerciements vont également à tous mes enseignants: **A.SEBBAR, R.CHAOUCHI, K.ZELLOUF, A. OTMANINE** de l'université M'Hamed Bougara et Monsieur **M. KECIR** pour leurs conseils et surtout leur compréhension.*

Je tiens à remercier le directeur de CGS et le chef de département DAS pour avoir accepté mon stage.

*J'adresse aussi mes remerciements à notre chef de département **M. REMICHI** pour ses encouragements.*

*Mes remerciements vont également à l'endroit de mes enseignants de l'**USTHB**.*

*Je remercie également **N.GUESSOUM** et **LILA**, pour leurs différentes aides en termes de bibliographie ainsi que pour leurs encouragements.*

*Mes remerciements vont à l'endroit de mon oncle **Abdallah** pour ses encouragements.*

*J'exprime toute ma gratitude à mes parents, mon défunt père, ma mère, mes frères et ma sœur, ma nièce **Douaa** et mon neveu **Zineddine** qui m'ont apporté soutien et encouragements tout au long de mes études. Je leur réserve une pensée toute particulière.*

*Enfin, merci à mes amis (es) qui ont partagé au quotidien mes espoirs et mes inquiétudes, qui m'ont réconforté dans les moments difficiles et avec qui j'ai partagé d'inoubliables instants de détente. Je vous remercie tous chaleureusement : **H.Medaouri, C.Megdoud, C.Mekhaldi, S.Talamaali, A.Belkacemi, A.Gherbi, D.Zougab, N.Haoui, Y.Zaamoum, S.Hadid, A.Khoudjaoui, H.Fedlaoui, M.Negrrouche, H.Kiche, S.Tadger, F. Khelifi, W.Belmedreg, R.Hadouche, R.Kifouche, A. Korichi , Fathya.***

Abstract

The earthquake of Zemmouri-Boumerdes, 21 May 2003; magnitude ($M_w = 6.8$), shows the importance of risk which is the main problem of Algiers region, major damage has been reported to the edges of the basin and around the faults affected by them. Like all sedimentary basins, the basin of the Mitidja is a geological formation structured by the action of various tectonic. This work is composed by two parts. The first one relates the study of sismogenic faults of Algiers region and the second deals with the study of the ground behavior after an earthquake caused by these faults. We have also developed the study of seismic potential of active faults in the region of Algiers. The length, the depth and the surface of the faults, and for the first time, the real dip (grather than 45 degrees or 90 degrees) have been used to estimate the maximum magnitude acting on the active faults of study area; But, before reaching this stage we have made a synthesis of geology regional bibliography, and the seismicity and tectonics of the Algiers region.

The experimental work is based on technical ratio of horizontal spectral component over the versus component vertical (H / V) of the recording background noise. This new technique allows us to determine the vibration frequencies of the ground in order to know, even, if there are resonance phenomenas with the buildings in case of earthquake.

Keywords: earthquake, tectonic, sismogenic faults, potential seismic, active faults, magnitude, method H / V , frequency of vibration, noise, resonance.

Résumé :

Le séisme de Zemmouri –Boumerdes du 21 Mai 2003 de magnitude 6.8 a montré l'importance du risque auquel est soumis l'Algérois. Les grands dégâts ont été enregistrés sur les bordures de ce bassin et au voisinage des failles qui l'affectent. Comme tous les bassins sédimentaires, le bassin de la Mitidja (Algérois) a enregistré les différentes phases de déformation. Ce travail est composé de deux parties:

1- La première concerne l'étude des failles sismogènes de l'Algérois.

2- la seconde traite de l'étude du comportement du sol lors d'un séisme.

Pour déterminer les magnitudes maximales probables pour l'ensemble des failles actives de notre région d'étude nous avons utilisé les caractères géométriques de ces failles à savoir leur longueur, profondeur, surface et pendage. Pour ce dernier caractère, nous avons utilisés le pendage réel et non pas la valeur de 45° ou 90° prise habituellement par défaut. Ces calculs sont précédés par une synthèse bibliographique se rapportant à la connaissance de la géologie régionale et la sismicité du secteur d'étude.

Le travail analytique est basé sur les enregistrements de bruit de fond qui comportent deux composantes horizontale et verticale. Cette méthode utilisant le rapport (H/V) aboutit à la détermination des fréquences de vibration du sol. Ainsi elle permet de mieux maîtriser les phénomènes de résonance et par conséquent d'améliorer la résistance des constructions par de meilleurs calculs des structures.

Mots clés : séisme, phases de déformation, failles sismogènes, pendage réel, failles actives, magnitude, méthode H/V, fréquence de vibration, bruit de fond, résonance.

LISTE DES TABLEAUX	Page
Tableau 1: Stratigraphie des formations géologiques.....	25
Tableau 2 : Chronologies et evolution des directions de contraintes en Algerie du Nord.....	32
Tableau 3 : Principaux séismes d'Algérie	38
Tableau 4 :Synthèses des origines du bruit de fond sismique en fonction des gammes de fréquences	79
Tableau 5 : Synthèses sur la composition (nature) du champ d'ondes du bruit de fond sismique	80
Tableau 6 : Synthèses de la proportion des ondes de Rayleigh et ondes de Love contenues dans le bruit de fond	81
Tableau 7: Modèles d'une couche sédimentaire sur un demi-espace infini.....	87
Tableau 8: Comparaisons entre deux fréquences obtenues par des enregistrements de bruit de fond sismique et par les downs holes.....	114

LISTE DES FIGURES	
Figure I.1 : Carte de localisation des principales unités géologiques.....	1
Figure I.2 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides	2
Figure I.3 : Coupe géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides.....	2
Figure I.4 : Schéma sur l'origine du volcanisme de la marge algérienne	6
Figure I.5 : Carte bathymétrique et topographique du nord-ouest de l'Algérie	7
Figure I.6 : Schéma évolutif d'ouverture et fermeture des bassins en Méditerranée Occidentale	9
Figure I.7 : Schéma néotectonique de la marge ouest algérienne	10
Figure I.8 : Image satellite de la zone d'étude	12
Figure I.9 : Carte géomorphologique de la zone nord-est-algéroise.....	13
Figure I.10 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle.....	17
Figure II.1 Les terrasses marines et alluviales de l'Oued Isser	20
Figure II.2 : Coupe géologique N-S entre Mandoura et Legata	22
Figure II.3 : Dispositions morphologiques des différentes terrasses marines	22
Figure II.4: Carte paléogéographique du Miocène aux environs d'Alger	26
Figure II.5 : Remplissages sédimentaires typiques du bassin profond algérien.....	28
Figure III.1 : Les différents paramètres de la faille.....	29
Figure III.2 : Principaux types de failles et leurs mécanismes au foyer associé.....	30
Figure III.3 : Carte structurale de la région d'Alger	36
Figure III.4 : Coupe géologique de la Mitidja, de Meftah, au SE, à l'anticlinal du Sahel, au Nord	37
Figure III.5 : Schéma sismotectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell et sources des principaux mécanismes au foyer	37
Figure IV.1 : Sismicité et mécanisme au foyer du nord de l'Algérie.	41
Figure IV.2 : Sismicité de la région d'Alger.....	43
Figure IV.3 : Distributions spatiales des répliques des séismes du Chenoua (1989) et de Tipaza (1990) sur une carte et en profondeur.....	46
Figure IV.4: Récents séismes significatifs dans la région d'Alger.....	51
Figure V.1: Carte néotectonique de la région d'Alger.....	53
Figure V.2: Carte de la sismicité historique	54
Figure V.3: Localisation des différentes failles de l'Algérois	55
Figure V.4: Modèles numériques de terrain montrant la faille de Thénia.....	55

Figure V.5 : Ruptures de surface interprétées par Meghraoui (1991) à la suite du séisme du Chenoua de 1989.....	56
Figure V.6 : Données bathymétriques de la campagne Maradja (partie Est) montrant la faille de Zemmouri qui a eu lieu le 21-05-2003.....	57
Figure V.7 : Données de sismique réflexion de la campagne Maradja montrant les dépôts quaternaires basculés par le déplacement le long de la faille au large de Boumerdes.....	58
Figure V.8 : Données bathymétriques de la croisière Maradja (partie de l'Ouest) montrant la faille au large de Khayr Eddine au Nord de la berge de banc du Khayr Eddine	58
Figure V.9 : Extension Miocène.....	61
Figure V.10 : Régime de contrainte compressif qui pourrait être dû au rapprochement des deux continents.....	66
Figure V.11 : La faille sud mitidjienne d'après la topographie	73
Figure V.12 : Bloc diagramme montrant la tectonique et la géométrie des failles en profondeur dans la région offshore - on shore d'Alger.....	75
Figure V.13 : Carte montrant les différents plans de faille (projetés à la surface) obtenus par les modélisations.....	75
Figure VI.1 : Vue schématique des effets de site	73
Figure VI.2 : Effet de site par résonance	75
Figure VI.3 : Vue schématique des effets 1D par «réverbération verticale».....	75
Figure VI.4 : Vue schématique d'un modèle-3d, «réverbération verticale et latérale».....	76
Figure VI.5 : Schéma représentant l'évolution du nombre d'articles (en pourcentage et en chiffre) consacré à la nature du bruit de fond sismique	78
Figure VI.6 : Principe de la méthode H/V bruit de fond.	84
Figure VI.7 : Mouvement particulière et direction de propagation des ondes de Rayleigh Lorsque'on a une couche à stratification horizontale, l'ellipticité des ondes de Rayleigh changent en fonction de la fréquence.....	85
Figure VI.8: Ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh	86
Figure VI.9 : Exemple de courbes H/V bruit calculées pour des sites alluviaux (sédiments) et rocheux.....	89
Figure VI.10 : Comparaison entre fréquence fondamentale obtenue par la méthode H/V (F_{0nn}) et mesurée à partir d'enregistrements de séismes (F_{0sr})	90
Figure VII.1 : Carte de localisation des sondages.....	92
Figure VII.2: Localisations des quinze sondages carottés.....	93
Figure VII.3: Matériels d'enregistrements (sismomètre et Cityshark).....	98
Figure VII.4 : Feuille d'inscription des informations du terrain.....	99
Figure VII.5 : Remplissages de la feuille d'essai et fait le traitement des données avec logiciel Geopsy développé par Wathelet (http://geopsy.org).....	100
Figure VII.6 : Schéma de l'algorithme du calcul du Rapport H/V.....	102
Figure VII.7: Résultats des rapports spectraux H/V bruit de fond dans la zone d'Alger.....	111
Figure VII.8: Carte en iso fréquence minimale ($F_{0\min}$).....	112
Figure VII.9 : Carte en iso fréquence maximale ($F_{0\max}$).....	113
Figure VII.10 : Réponses d'un bâtiment de grande taille à un mouvement horizontal du sol comparé à la réponse d'un bâtiment de petite taille	118
Figure VII.11 : Fréquence de vibration d'un bâtiment en fonction du nombre d'étage.....	119

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PREMIERE PARTIE : TECTONIQUE, SISMICITE ET SISMOTECTONIQUE

CHAPITRE I: GENERALITES

Page

I-1. Les grands ensembles structuraux de l'Algerie du Nord.....	1
<i>I-1-1. Zonnes internes.....</i>	<i>1</i>
<i>I-1-2. Les nappes de flyschs.....</i>	<i>3</i>
<i>I-1-3. Les nappes telliennes.....</i>	<i>3</i>
<i>I-1-4. La couverture récente du tell.....</i>	<i>4</i>
<i>I-1-5. Le magmatisme.....</i>	<i>4</i>
A- A l'Est d'Alger.....	4
B- A l'Ouest d'Alger.....	5
C- Contexte géodynamique de la mise en place du magmatisme.....	5
<i>I-1-6. La marge algérienne.....</i>	<i>6</i>
I-1-6-1. La morphologie de la marge algérienne.....	6
I-1-6-2. Age et structuration.....	7
I-2. Évolution géodynamique de la marge au cours de Cénozoïque.....	8
<i>I-2-1. Les théories avant la tectonique des plaques.....</i>	<i>8</i>
<i>I-2-2. L'époque post-tectonique des plaques.....</i>	<i>8</i>
I-3. Présentation de la région d'étude.....	11
<i>I-3-1. Situation géographique.....</i>	<i>11</i>
<i>I-3-2. Cadre géologique.....</i>	<i>11</i>
<i>I-3-3. Cadre géomorphologique.....</i>	<i>12</i>
<i>I-3-4. Historique des travaux géologiques.....</i>	<i>14</i>

CHAPITRE II: STRATIGRAPHIE DE L'ALGEROIS

II-1. Le Primaire.....	18
II-2 .Le Secondaire.....	18
II-3. Le Tertiaire.....	18
<i>II-3-1. Miocène post- nappe.....</i>	<i>19</i>
<i>II-3-2. Pliocène.....</i>	<i>19</i>
II-4. Le Quaternaire.....	20
<i>II-4-1. Répartition des terrasses marines et des terrasses alluviales.....</i>	<i>20</i>
A- Dans l'Est Algérois.....	20
B- Dans l'ouest d'Algérois.....	22
<i>II-4-2. Comparaison entre L'Est et L'Ouest de l'Algérois.....</i>	<i>24</i>

<i>II-4-3. Conclusion</i>	26
II-5. Stratigraphie de la marge algérienne	27
CHAPITRE III: LES ACCIDENTS	
III-1-Théorie	29
<i>III-1-1. Définition</i>	29
<i>III-1-2. Géométrie d'une faille</i>	29
<i>III-1-3. Différents types de failles</i>	30
III-2-Contraintes	31
<i>III-2-1. Introduction</i>	31
<i>III-2-2. Direction des contraintes au Néogène en Afrique du Nord</i>	31
III-3- Le réseau cassant en Algérie	32
III-4- Les failles actives d'Alger	33
<i>III-4-1. Critères d'identification des failles actives</i>	33
<i>III-4-2. Rôle du pendage d'une faille dans un séisme</i>	34
<i>III-4-3. Les accidents signalés dans les environs d'Alger</i>	35
CHAPITRE IV: SISMICITE	
IV-1- Introduction	38
IV-2- Sismicite historique de l'Algérie du Nord	39
<i>IV-2-1. Le domaine maritime</i>	40
<i>IV- 2-2. Le tell</i>	40
<i>IV-2-3. Les hauts plateaux</i>	40
<i>IV-2-4. Atlas saharien</i>	40
IV-3- les zones sismogenes de la région Nord Algérienne	40
<i>IV-3-1. La région de l'Ouest</i>	40
<i>IV-3-2. La région d'Alger</i>	40
IV-4- Distribution de la sismicite	42
IV-5- Mécanisme au foyer	43
CHAPITRE V:SISMOTECTONIQUE	
V-1- Introduction	45
V-2- Critères tectoniques et morphologiques	45
<i>V-2-1. Les évidences liées à l'activité des failles</i>	45
<i>V-2-2. Les évidences morphologiques</i>	45
V-3- les caracteristiques sismotectoniques	46
<i>V-3-1. La zone de la Mitidja</i>	47
<i>V-3-2. La zone de l'atlas Blidéen</i>	47
V-4- Zones sources-failles actives de la région d'Alger	48
<i>V-4-1.Définition</i>	48
<i>V-4-2. La ligne source en méditerranée</i>	49
<i>V-4-3. La zone source d'El Afroun-Blida</i>	49
<i>V-4-4. La zone source de Bouinan</i>	49

<i>V-4-5. La ligne source de Cap Matifou-Isser.....</i>	49
V-5- Conclusion.....	49
V-6-les failles actives de l'Algérois.....	50
<i>V-6-1. Localisation.....</i>	51
V-6-1-1. La faille du Sahel.....	51
V-6-1-2. La faille de la Mitidja Sud (Blida).....	52
V-6-1-3. La faille de Thenia.....	52
V-6-1-4. La faille du Chenoua.....	53
V-6-1-5. Faille active au large le long de la marge algerienne (Zemmouri et Khaireddine).....	54
<i>V-6-2 Caractéristiques sismotectoniques.....</i>	56
V-6-2-1. La faille du Sahel.....	56
V-6-2-2. La faille du Chenoua	59
V-6-2-3. La faille de la Mitidja Sud (Blida)	59
V-6-2-4. La faille de Thenia	59
V-6-2-5. Failles actives au large de la marge algerienne (Zemmouri et Khair eddine).....	60
V-7- Modèle sismotectonique.....	60
V-8-Détermination de la magnitude maximale.....	62
V-8-1.Méthodologie.....	62
V-8-2.Magnitude maximale des failles de l'Algérois.....	62
V-9-Conclusion.....	69

DEUXIEME PARTIE : FREQUENCE DE VIBRATION DES SOLS ET TECHNIQUE H/V

CHAPITRE VI :GENERALITES

VI-1. LES EFFETS DE SITE.....	73
<i>VI-1. Introduction.....</i>	73
<i>VI-2. Définition.....</i>	74
<i>VI-3. Phénomène de résonance.....</i>	74
<i>VI-4. Effet de site lié à une couche sédimentaire (EFFET 1D).....</i>	75
<i>VI-5. Effets multi dimensionnels 2D/3D.....</i>	76
<i>VI-6. Effets de bord de vallée.....</i>	76
<i>VI-7. Comment accéder aux effets de site</i>	77
VI-2. LE BRUIT DE FOND SISMIQUE.....	77
<i>VI-2-1. Introduction.....</i>	77
<i>VI-2-2. Historique sur les travaux de bruit de fond.....</i>	77
<i>VI-2-3. Origine du bruit de fond.....</i>	78
<i>VI-2-4. Nature du bruit de fond.....</i>	80
VI-2-4-1. Rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface.....	80
VI-2-4-2. Rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.....	81
VI-2-4-3. Rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh.....	82

<i>VI-2-5. Conclusion...</i>	82
VI-3. LA METHODE DES RAPPORTS SPECTRAUX H/V.....	82
<i>VI-3-1. Introduction.....</i>	82
<i>VI-3-2. Avantage et principe de la méthode H/V.....</i>	83
<i>VI-3-2-1. Outils utilisés.....</i>	84
<i>VI-3-2-2. Mode opératoire.....</i>	85
<i>VI-3-3. Ellipticité des ondes de Rayleigh</i>	85
<i>VI-3-4. Relation H/V, ellipticité onde de Rayleigh et fonction de Transfert</i>	87
<i>VI-3-5. Potentialité de la méthode H/V</i>	88
<i>VI-3-6. Conclusion.....</i>	90

CHAPITRE VII : ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES

<i>VII-1. Localisation des sites d'enregistrement de bruit de fond.....</i>	92
<i>VII-2. Description lithologique.....</i>	93
<i>VII-3. Détermination de la fréquence de résonance F0 à partir des courbes H/V.....</i>	97
<i>VII-4. Détermination de la fréquence F0 à partir des down holes.....</i>	114
<i>VII-5. Comparaison entre les deux fréquences (H/V ET DOWN HOLES).....</i>	115
<i>VII-6. Recommandations d'interprétation des rapports H/V.....</i>	119
<i>VII-7. Conclusion et implication de la fréquence de vibration</i>	120

CONCLUSION GÉNÉRALE

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les dégâts causés par les tremblements de terre incitent les scientifiques à comprendre les phénomènes mis en oeuvre lors des séismes pour réduire leurs effets destructeurs. Ces effets sont de plus en plus meurtriers du fait de l'urbanisation galopante de certaines villes, c'est le cas de la région de l'Algérois.

Actuellement, nous savons que la source d'un séisme est liée à une rupture (faille) dans la roche. Les ondes que nous ressentons en surface sont émises par le glissement d'un compartiment de roches par rapport à l'autre, sur un plan de faille.

Le sismologue n'a pas les moyens d'étudier d'une manière directe ce phénomène, il ne peut qu'observer ses effets en surface. Il peut alors comparer les observations (quand elles sont disponibles) aux modèles analogiques, théoriques ou numériques. Cette comparaison permet essentiellement d'écarter les hypothèses n'expliquant pas la réalité. L'étude des tremblements de terre est devenue, en l'espace de quelques décennies, une véritable science. Elle regroupe plusieurs disciplines: physique, mathématiques, mécanique, géologie etc... Cette science a fait un progrès significatif dans la compréhension de la physique de base des tremblements de Terre. Dans le domaine particulier de l'étude de la source sismique, de plus en plus d'observations précises et abondantes sont disponibles pour étudier le phénomène à l'origine des ondes sismiques. De nombreux séismes destructeurs ont eu lieu dans le Nord de l'Algérie. Cette activité sismique est liée à une activité tectonique récente qui affecte la partie superficielle de la lithosphère. Les structures géologiques montrent des terrains d'âge pliocène et quaternaire déformés. Au cours du séisme d'El Asnam, le 10 octobre 1980 ($M_s=7.3$) et de Zemmouri, le 21 mai 2003 ($M_s=6.9$), cette déformation s'est traduite par l'apparition en surface de plis et failles inverses associés. De nombreuses études ont été entreprises pour comprendre l'activité tectonique qui affecte les terrains quaternaires (Pléistocène à Holocène) et ce, par le biais de nouvelles méthodes de recherche telles que la géomorphologie appliquée aux zones actives.

Le travail présenté ici a pour but d'étudier les failles sismogènes de l'Algérois, et le comportement du sol lors d'un séisme:

1- les failles sismogènes de l'Algérois : Cette étude comporte un aspect multidisciplinaire qui fait appel à plusieurs spécialités des sciences de la terre. La collecte et l'analyse des données sismiques, des données de géologie structurale (néotectonique, tectonique active), sont les principales techniques utilisées au cours de nos recherches.

Les structures tectoniques actives génératrices de séismes et responsables de la quasi-totalité de la sismicité dans le Nord algérien sont restées longtemps inconnues. L'avènement de la sismologie moderne et de la sismotectonique a permis de trouver des descriptions détaillées pour étudier le rapport tectonique/séisme, cartographier et définir les failles actives responsables des séismes récents.

Les structures tectoniques compressives récentes dans l'Atlas tellien sont le produit de la convergence de la plaque Africaine et de la plaque Eurasiatique (Mckenzie, 1972). Durant les deux derniers siècles, cette région fut le siège de nombreux séismes (Rothé, 1950 ; Benouar, 1994...).

Les événements sismiques d'El Asnam du 10/10/1980 ($M_s=7.3$) et de Zemmouri du 21 Mai 2003 ($M_w=6.8$) sont ceux qui illustrent parfaitement la relation entre l'activité tectonique qui s'exprime au Quaternaire récent et l'activité sismique préhistorique, historique et instrumentale. Ce dernier séisme (Boumerdes) a fait l'objet de nombreuses études, certaines ont fait l'objet de publications dans des revues internationales et ont servi de références pour des études ultérieures.

D'autres structures géologiques récentes sont visibles en mer (Campagne Maradja 2005) dans la partie ouest de la marge algéroise telle que la faille de Khair eddine et sur le continent (faille de Thenia, Sahel, Blida et Chenoua).

Leurs études apporteraient certainement beaucoup pour la compréhension du phénomène séismique en Algérie. Ces structures sont en majorité des failles inverses et un décrochement pour la faille de Thenia.

Pour comprendre l'activité sismique dans l'Algérois, les études sismotectoniques sont une nécessité impérieuse, vu le risque qu'engendrent ces zones sismogènes sur une population dense mais surtout concentrée dans cette partie du pays où les infrastructures économiques et sociales sont implantées.

Dans cette première partie, nous avons développé également l'étude du potentiel sismique des failles actives de la région de l'Algérois. La longueur de faille, la profondeur, la surface, et pour la première fois, le pendage réel (et non celui de 45° ou 90° pris par défaut pour les calculs des magnitudes maximales) ont été les critères géométriques que nous avons utilisé pour dériver les estimations de magnitudes maximales probables pour l'ensemble des failles actives de notre

région d'étude. Mais avant d'arriver à ce stade, nous avons fait une synthèse de géologie régionale, de la stratigraphie et de la tectonique du secteur de l'Algérois.

2- comportement du sol lors d'un séisme : dans cette seconde partie, nous avons focalisé nos recherches sur l'étude du bruit de fond par la technique H /V ; cette dernière permettra de déterminer les fréquences de vibration du sol dans le but de savoir, éventuellement, s'il y aura des phénomènes de résonance avec les constructions en cas de séisme.

Aussi, grâce à cette technique, nous sommes arrivés à mieux cerner les phénomènes d'amplification des sols ou effets de sites . Nous avons calé ce modèle sur les sondages existants au niveau de l'Algérois et surtout vérifié la fiabilité de cette technique par une autre technique géophysique qu'est le down-hole ou encore par les vitesses d'ondes de cisaillement tirées des SPT (test de pénétration standard) dans la région de l'Algérois.

Finalement, ces fréquences de vibration des sols nous donneront une idée sur ce qui devrait être pris en compte (cartographie des fréquences par exemple) afin d'orienter tout projet de construction futur.

Les données que nous avons utilisé dans cette partie (enregistrements de bruit de fond, données de sondages, de géotechnique et des down-holes) sont la propriété de l'équipe IRD-LGIT (Grenoble, France) et du CGS (Alger) qui les ont mis à notre disposition dans le cadre de cette thèse et d'une convention signée entre le CGS d'une part et l'université de Boumerdès d'autre part.

PREMIERE PARTIE:
TECTONIQUE, SISMICITE ET
SISMOTECTONIQUE

CHAPITRE I:

GENERALITES

I-1. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DE L'ALGERIE DU NORD

L'Algérie septentrionale composée de diverses unités géologiques et structurales, fait partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (Durand Delga, 1969 Wildi, 1983). C'est une chaîne allongée suivant une direction globale E-W et sur une distance d'environ 2000 Km avec une largeur de 150 Km. En Algérie, cet orogène est composé de deux domaines, au Nord le Tell et au Sud le système de l'Atlas intra-continental (Figure I.1).

Le tell est subdivisé en tell méridional et tell septentrional. Il est constitué par les zones internes et les zones externes.

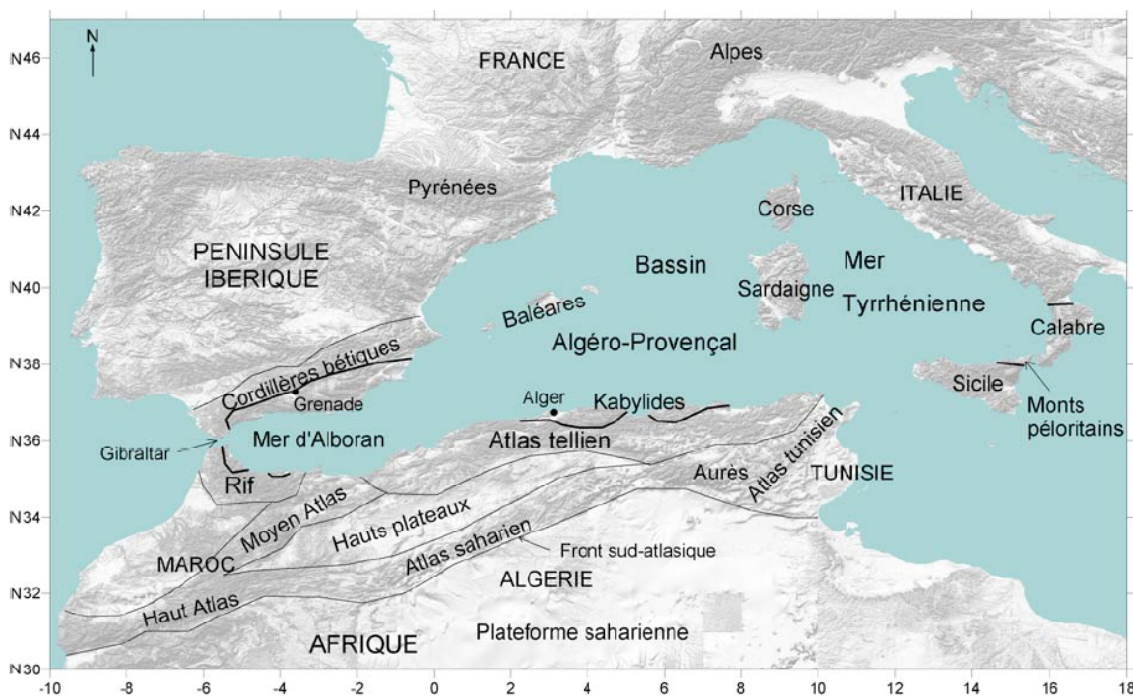


Figure 1.1 : Carte de localisation des principales unités géologiques. Kabyliques = Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle) ; Atlas intra-continental = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien. Rif + Tell = Maghrébides ; Zones Internes en Espagne = Nevado-Filabrides, Alpujarrides et Malaguides ; Zones internes dans le Rif = Sebtides et Gomarides (dorsale rifaine). Zones internes en Italie = Monts péloritains et dorsale péloritaine ; Trait plus gras : limite des Zones Internes (Domzig, 2006).

I-1-1. Zones internes

Les Kabyliques comprenant, d'Ouest en Est, les massifs du Chenoua, d'Alger, de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (Figure I.2) sont constitués de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss âgés de 480 Ma à 300 Ma selon des datations Rb-Sr par J. Sonet (In Durand-Delga, 1969), présentant des analogies à celui des massifs des Alpujarrides en Andalousie (Cordillères Bétiques) ou des Sebtides dans le Rif, et du Paléozoïque supérieur

non métamorphique comparable à celui des Malaguides en Espagne (Cordillères Bétiques) et les Ghomarides du Maroc (Rif) (Durand-Delga, 1969). Ce socle semble pelliculaire car à certains endroits (par exemple Ain Kechera) en petite Kabylie, au milieu du socle affleurent des faciès telliens sous-jacents (Durand-Delga, 1969).

Le socle est par endroits recouvert en discordance par une série sédimentaire détritique correspondant principalement à des molasses composées de conglomérats d'âge Oligocène supérieur à Burdigalien moyen (Géry et al., 1981) nommée Oligo-Miocène kabyle (OMK).

Le socle kabyle chevauche la dorsale calcaire (figure I.3) qui correspond à sa couverture sédimentaire mésozoïque. Elle est essentiellement carbonatée, d'âge allant du Trias à l'Eocène. Cette chaîne calcaire se présente sous forme d'écaillés chevauchant les nappes de flyschs le long d'un grand chevauchement à pendage nord.

Tous ces terrains formant les Kabylides font partie des zones internes appelées également « AlKaPeCa » par Bouillin et al., (1986). Les initiales correspondant à Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabre. Les Zones Externes (l'Atlas tellien) se situent au Sud des zones internes.

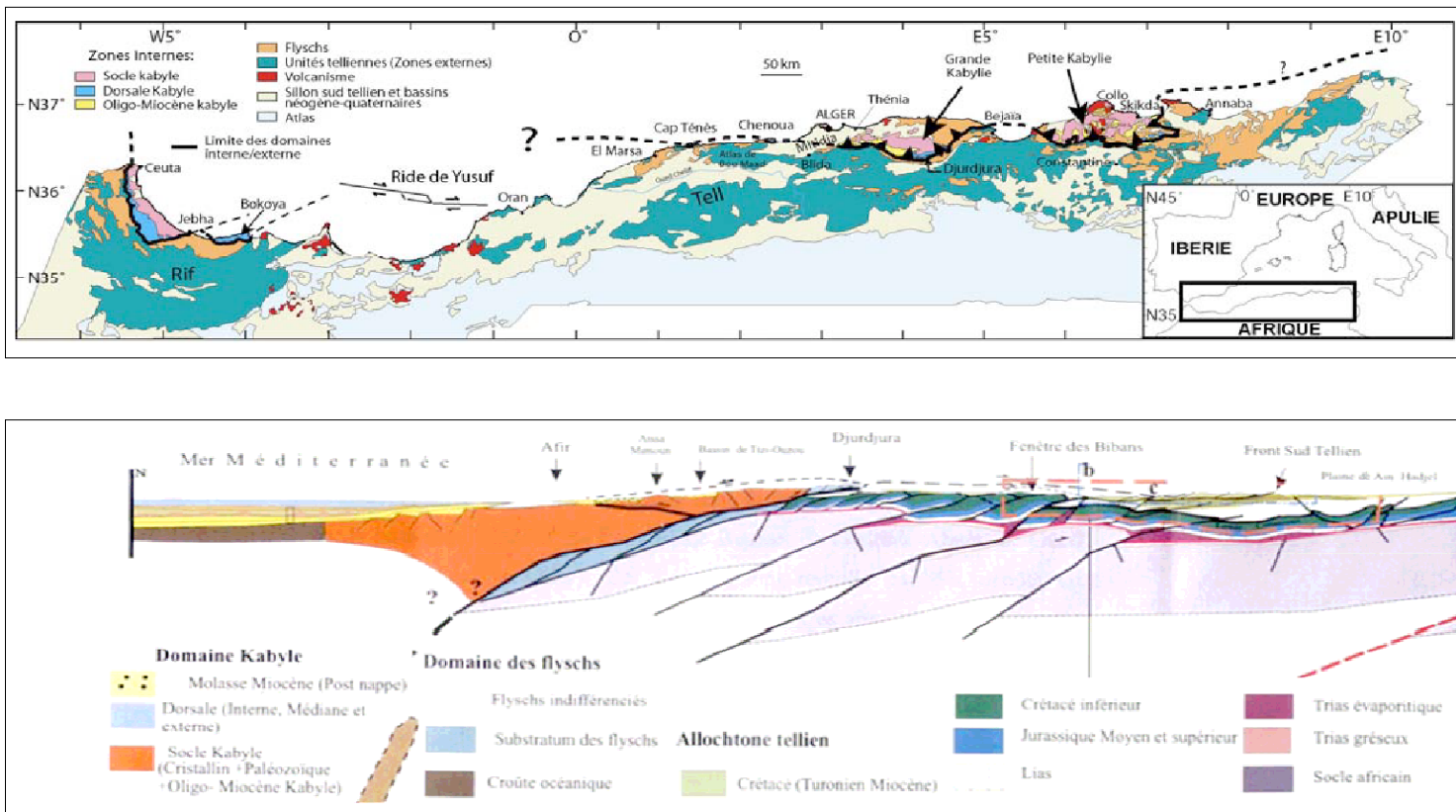


Figure I.3 : Coupe géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides (Bracène, 2001).

Toutefois, on peut globalement retenir que les Zones Internes, similaires d'un point de vue géologique, présentent un caractère très discontinu d'un point de vue géographique, et chevauchent les Zones Externes avec une limite à pendage nord (Figure I.3).

I-1-2. Les nappes de flyschs

Les nappes de Flyschs sont composées de conglomérats et autres matériaux détritiques, associés aux zones internes.

Ces nappes sont soit en position interne, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes (flyschs nord-kabyles), soit en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale Kabyle (flyschs sud-kabyles), soit totalement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, «flottant» sur le Tell externe (Figures I.2 et I .3). Durand-Delga (1969) en distingue 3 types de flyschs:

- Les flyschs de type Guerrouch (en bordure occidentale de la Petite Kabylie, dans le Dahra),
- Les flyschs Crétacé de faciès schisto-gréseux (tous les flyschs Crétacé, sauf ceux de type Guerrouch),
- Les flyschs numidiens.

Bouillin et al. (1986) utilisent une autre classification :

- Les flyschs Mauritaniens en position interne,
- Les flyschs Massyliens qui sont les plus externes,
- Les flyschs Numidiens surimposés en partie aux flyschs Massyliens.

I-1-3. Les nappes telliennes

L'Atlas Tellien (parfois aussi appelé Tell externe), est composé de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (Figure I.3), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le Sud. Il existe aussi des massifs autochtones (Durand-Delga, 1969) comme, entres autres, les massifs du BouMaad et de Blida et les massifs de la région du Cheliff (Figure I.2) qui seraient des zones anticlinales où les nappes allochtones sont inexistantes et où ont été mises à nu par la tectonique post-nappes (Blès, 1971).

Les nappes telliennes s'étendent de l'Oranie jusqu'à la Tunisie et chevauchent l'Atlas saharien avec des pendages nord (Bracène, 2001 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006).

Les systèmes du Tell et du Rif sont considérés comme faisant partie d'un orogène de type alpin (Durand-Delga et Fontboté, 1980) : on sait qu'ils se sont mis en place lors de la fermeture de l'océan Téthys (ou Téthys Maghrébine). Ces unités telliennes représentent une grande partie du littoral algérien.

1-1-4. La couverture récente du Tell

Recouvrant en discordance les différentes unités décrites auparavant, les dépôts sédimentaires du Miocène « post-nappes » scellent en quelque sorte les derniers grands mouvements tectoniques à l'origine de la formation des nappes telliennes. De grands bassins littoraux tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés WSW-ENE, sont comblés par les sédiments des transgressions marines miocènes à quaternaires (Figure I.2). Les sédiments miocènes « post-nappes » sont constitués de conglomérats et de molasses alors que les sédiments pliocènes sont typiquement composés de marnes. Les sédiments quaternaires sont généralement composés d'alluvions des fleuves dans les bassins néogènes ou d'anciennes plages quaternaires le long de la côte.

L'ensemble de ces sédiments est actuellement légèrement déformé en onshore, là où la tectonique récente (plio-quaternaire) s'exprime. En effet, on a retrouvé de nombreuses terrasses marines plio-quaternaires surélevées (Glangeaud, 1927, 1932, Saoudi, 1989) le long du littoral, et en particulier à l'ouest d'Alger.

1-1-5. Le magmatisme

Au sein de l'ensemble de ces sédiments « post-nappes », on identifie également des extrusions de roches volcaniques (Figure I.2) d'âge miocène (9 à 16 Ma) et quaternaire (1 Ma) (Bellon, 1981). Il s'agit de basaltes tholéitiques, de rhyodacites, de rhyolithes et de tufs, avec une prédominance du volcanisme calco-alcalin. En Algérie, on les retrouve généralement en zone côtière, principalement au niveau de la périphérie des bassins Miocènes (Mitidja) et les massifs anciens (Djebel Bouarous, Cap Matifou...) et coïncident parfois avec des lignes d'accidents connues.

A – A l'Est d'Alger

Le magmatisme Miocène est représenté par :

- Les intrusions plutoniques du massif granodioritique de Thenia ;
- Les coulées basaltiques sous-marines du Cap Djinet et des coulées de Dellys en position intercalaire dans les couches du Burdigalien terminal. (Hernandez et Lepvrier, 1979, 1986 ; in El Robrini, 1986).
- Les coulées dacitiques de Zemmouri El Bahri et El Karma (ex-Figuiers).

B - A l'Ouest d'Alger

Le magmatisme est distribué selon une direction ENE-WSW à E-W. Dans le secteur de Cherchell, les niveaux de tufs rhyolitiques sont antérieurs à une série marine d'âge Langhien (Hernandez et Lepvrier, 1979, in EL Robrini, 1986). Le bassin de Menacer est limité à l'Ouest par des formations rhyolitiques d'âge Langhien et des formations andésitiques d'âge Serravallien (Bellon et Brousse, 1977). A l'ouest de Cherchell, une intrusion d'âge post Langhien-Serravallien a été décrite par Leprevier et al. en 1976 (in El Robrini, 1986).

C - Contexte géodynamique de la mise en place du magmatisme

L'interprétation géodynamique de la mise en place de ce volcanisme littoral reste toujours sujette d'hypothèses. La signature pétrographique et géochimique de ce volcanisme calco-alcalin traduit une affinité avec les magmas des zones de subduction actuelles, mais le volume émis, relativement faible pour l'ensemble de la marge nord-africaine et le caractère globalement plus potassique à forte empreinte crustale ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,708 \text{ à } 0,715$) rend difficile l'explication par une subduction contemporaine à vergence sud, déjà proposée par le passé (Belanteur et al., 1995). Un modèle plus récent fait intervenir l'ancienne subduction cicatrisée de la fin d'Éocène à vergence nord de la marge africaine téthysienne (figure I.4, période du Langhien), par suite de l'enfoncement de la lithosphère. Il se produit un détachement de celle-ci, une fusion se produit dans le manteau qui engendre des magmas calco-alcalins basiques qui se contaminent en traversant la croûte continentale. Les relaxations dans ce modèle ne font que faciliter la remontée de ces magmas en surface en faveur de dislocations profondes créées durant le paroxysme alpin.

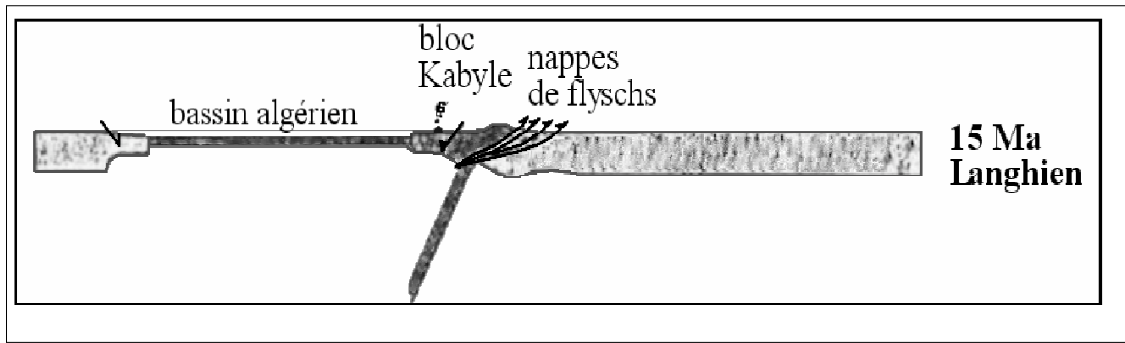


Figure I.4 : Schéma sur l'origine du volcanisme de la marge algérienne. (Frizon De Lamotte et al, 2000).

Les roches magmatiques Néogènes s'étendant sur tout le long du littoral Est et Ouest algérois constituent une véritable province magmatique dont le principal gisement dans la partie est-algéroise est la granodiorite de Thenia (Djebel Bouarous). L'activité volcanique est synchrone de la formation des bassins littoraux, elle est souvent associée aux accidents décrochants profonds qui durant les périodes de relaxation post-collision jouent en failles normales favorisant d'une certaine façon la remontée du matériel calco-alcalin localisé sur tout le littoral algérien.

I-1-6. La marge algérienne

I-1-6-1- la morphologie de la marge algérienne

La marge continentale Algérienne est orientée E-W à NE-SW. Elle est caractérisée par la diversité, la forte déclivité et de nombreuses vallées sous marines. La morphologie sous-marine du bassin méditerranéen algérien est étudiée à partir des cartes bathymétriques illustrées dans les travaux de Caulet (1972) ; Leclair (1972) et Lecann (1978). La marge algérienne est relativement peu étendue et très escarpée (largeur de 24 Km) et renferme les unités morphologique suivantes :

- Le plateau continental est généralement réduit (7 Km de largeur), sauf en face des golfes où il peut atteindre des largeurs de plusieurs dizaines de Km. En face des massifs élevés sur la côte, le plateau continental est réduit et inversement en face des bassins néogènes (bassin de la Mitidja, du Cheliff et de la Soummam) ce dernier est assez large (figure I.5 carte bathymétrique de la marge),.

- Un glacis très peu développé ;

- Un bassin profond, qui est une cuvette relativement plate, profonde de 2700 m, percée par de nombreux diapirs ou rides de sel de hauteur peu élevée. Ce dernier est limité au sud par une pente

généralement très forte (plus de 10° et parfois 20°, Leclaire, 1972) et est caractérisé par de nombreux canyons de direction E-W et parfois NE-SW ;

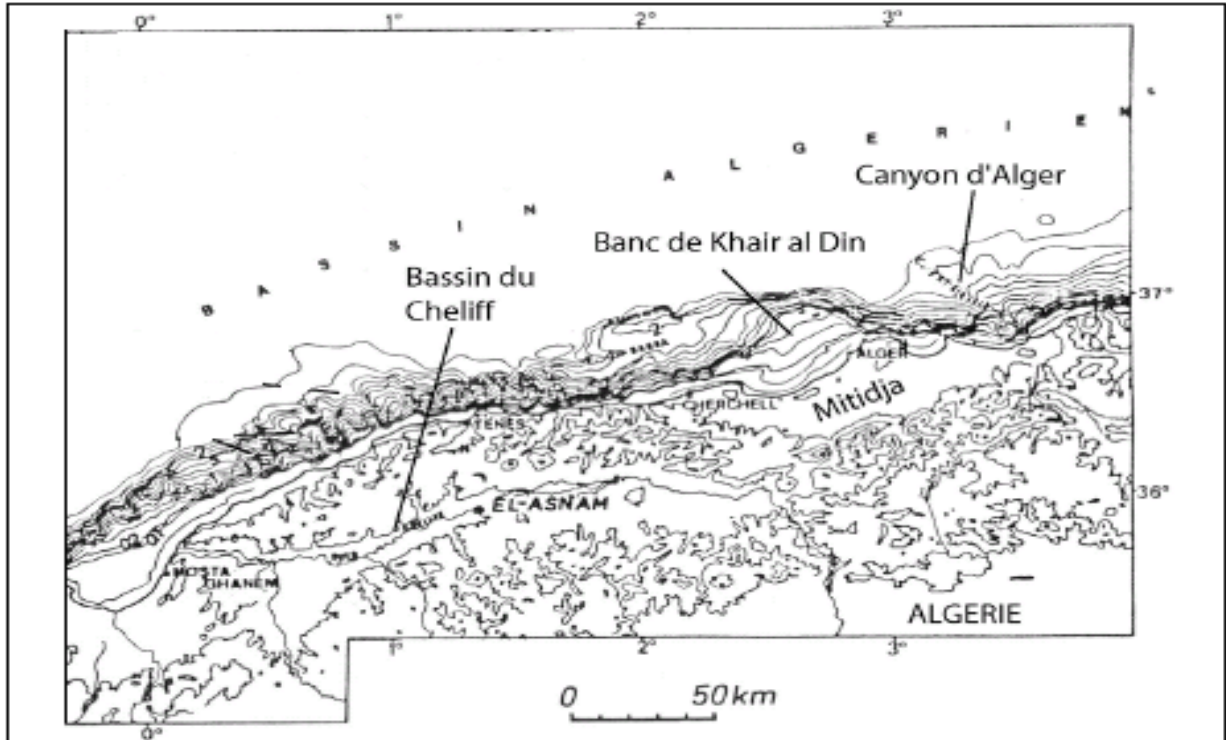


Figure I.5 : Carte bathymétrique et topographique du nord-ouest de l'Algérie (Carte COI /UNESCO, modifiée d'après El Robrini, 1986). Intervalle des courbes à terre : 200 et 1000 m, en mer : 50, 100 puis tous les 200 m (Domzig, 2006).

Le long de la pente, certains canyons bien marqués avaient déjà été identifiés, tel que le canyon d'Alger qui sont de direction NW-SE et entaillent profondément la pente au large de Zemmouri (Boudiaf, 1996) , ainsi que l'édifice sédimentaire de Deep sea fan (structure en éventail) en face de la ville d'el Marsa (El Robrini, 1986).

Sur la plate-forme continentale, dans la baie de Bou Ismail, un anticlinal d'âge récent (Glangeaud et al., 1967) avait déjà été identifié.

I-1-6-2- Age et structuration

Les bassins de l'offshore algérien, se sont mis en place à l'oligocène à la faveur de rejeu des accidents NE-SW, E-W et NW-SE, ils résulteraient de mécanismes mettant en interaction des

processus de subduction, une extension horizontale, des rotations de blocs et des accrétions (Rosembaum, 2002).

I-2. ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE AU COURS DU CENOZOIQUE

I-2-1. Les théories avant l'avènement de la tectonique des plaques

Dans les années soixante, avant l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, les premières hypothèses d'évolution géodynamique privilégient les mouvements verticaux, et considèrent un effondrement des zones actuellement immergées en Méditerranée Occidentale, laissant seulement des reliques émergées discontinues des zones internes, probablement continues à l'origine (Durand-Delga, 1969, Van Bemmelen, 1969). La présence des flyschs était alors expliquée par une orogénèse qui aurait mis à nu des socles anciens, et c'est l'érosion de ces socles qui aurait produit la quantité de matériaux détritiques retrouvés dans les flyschs. Cependant le lieu originel du dépôt des flyschs était toujours débattu : dépôt au nord des Kabylies puis charriage vers le sud (Durand-Delga, 1956), ou bien dépôt au nord et au sud des Kabylies puis glissement de certains vers le sud (Caire, 1970), ou enfin dépôt dans un sillon au sud des Kabylies puis violent serrage qui les a extravasés au sud et au nord (Durand-Delga, 1969).

Les nappes telliennes, quant à elles, furent d'abord considérées comme mises en place de manière gravitaire (Kieken, 1974 et 1975). Ces hypothèses « statiques » privilégiant l'effondrement du centre de la Méditerranée Occidentale et les glissements gravitaires des unités semblent peu réalistes depuis que l'on connaît les scénarios de cinématique des plaques qui montrent d'importants mouvements horizontaux entre les différents blocs. De plus, ce type de scénario ne pouvait pas expliquer l'origine des serrages responsables de l'expulsion latérale des flyschs, par exemple.

I-2-2. L'époque « post-tectonique des plaques »

À partir de l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, on prend conscience de l'importance des mouvements horizontaux entre les plaques, et d'autres hypothèses s'affrontent : les hypothèses « mixtes » mettant en jeu des mouvements verticaux et horizontaux, et les hypothèses « mobilistes ». Glangeaud (1966 et 1968) soutient une hypothèse mixte (mouvements verticaux et horizontaux) dont l'essentiel est :

- L'existence d'une distension au Trias qui écarte les Kabyliens du continent européen, formant ainsi le bassin algéro-provençal.

-À l'Oligocène, le rapprochement entre l'Europe et l'Afrique permet alors l'expulsion des flyschs et la création des nappes telliennes.

-À l'Oligocène supérieur, la surrection de la Téthys provoque alors le glissement des séries éocènes et numidiennes.

-À la fin du Miocène, une grande partie de la Méditerranée Occidentale est émergée, ce qui permet le creusement des canyons.

-Puis au Plio-Quaternaire, se serait produit un effondrement catastrophique du bassin méditerranéen et le retour des eaux (Bourcart, 1962). Néanmoins, il introduit pour la première fois le concept de déplacement des Kabyliens vers le sud avec l'ouverture concomitante du bassin algéro-provençal (figure I.6) Il explique en outre le « paradoxe compression-distension » par la création du bassin en arrière-arc derrière une subduction, il déduit un début de subduction du Sud vers le Nord vers 76 Ma.

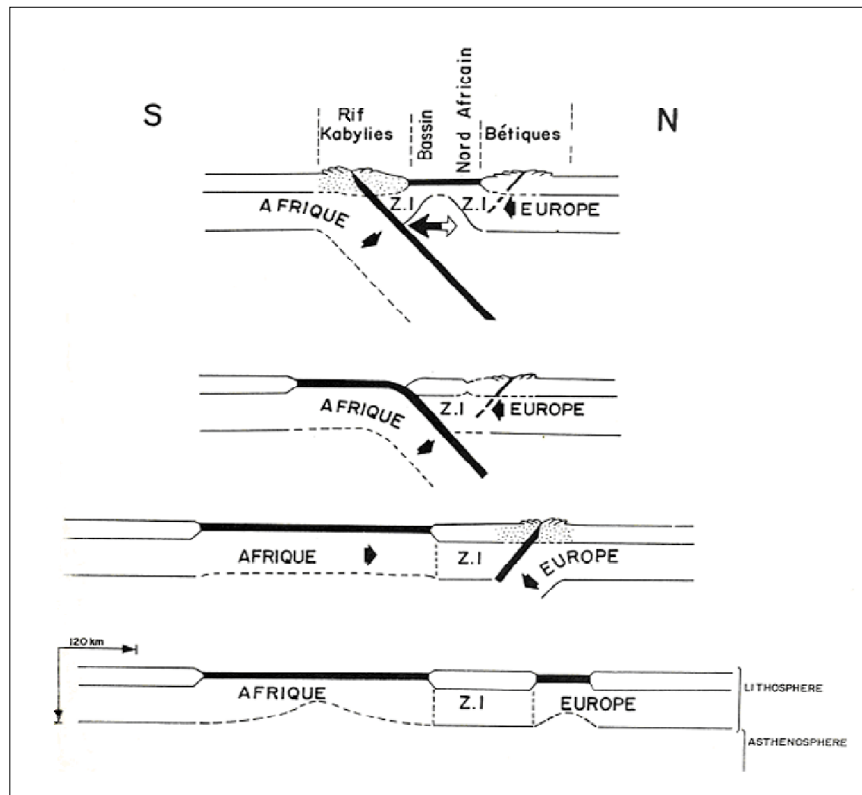


Figure I.6 : Schéma évolutif d'ouverture et fermeture des bassins en Méditerranée Occidentale (au niveau des Kabyliens, sur un transect N /S) de l'Eocène moyen (en bas) au Miocène moyen (en haut), d'après Auzende (1978). Z.I. : zones internes (in Domzig, 2006).

Pour expliquer la dispersion des zones internes, ce sont Bouillin et al. (1986) qui proposent une dérive du domaine de l'AlKaPeCa (Alboran, Kabylie, Péloritains, Calabre) contrôlée par d'importantes failles décrochantes. El Robrini (1986) et Mauffret et al. (1987) attribuent également un rôle prépondérant aux failles E-W décrochantes : ces auteurs proposent un schéma actuel de la marge algérienne occidentale basé sur des bassins limités par des failles décrochantes dextres (Figure I.7).

L'inconvénient est que les failles décrochantes proposées n'ont jamais été identifiées au large de l'Algérie, et le système proposé à terre est peu représentatif des structures observées, à savoir principalement des plis et chevauchements d'orientation SW-NE à E-W. On peut également citer le modèle de Morel et Meghraoui (1996) qui considèrent un système actuel transpressif, contrôlé par des blocs rotatifs (sens horaire) limités par des failles SW-NE inverses à composante décrochante sénestre, la rotation de ces blocs étant contrôlé par un mouvement globalement dextre. Une fois de plus, aucune preuve de l'existence de ces blocs n'existe, et aucun mouvement global dextre n'a été identifié. Le caractère très théorique de ces deux modèles fait qu'ils sont plutôt contestables et donc peu satisfaisants, et qu'ils nécessiteraient de meilleures contraintes sur l'existence des failles supposées en mer.

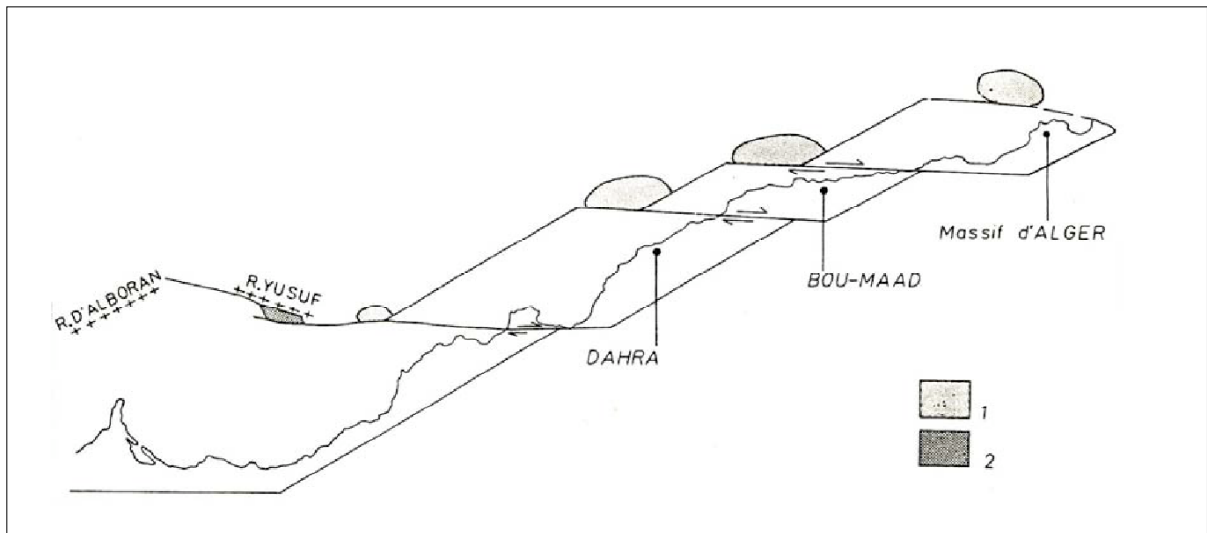


Figure I.7 : Schéma néotectonique de la marge ouest algérienne selon Mauffret et al. (1987). La marge serait composée de blocs limités par des failles décrochantes dextres. 1 : Bassin sédimentaire, 2 : bassins losangiques (pull-apart) (in Domzig et al. 2006)

I-3. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

I-3-1. Cadre géographique

La zone qui fait l'objet de notre étude est limitée à l'Est par Dellys, à l'Ouest par le massif du Chenoua, au Nord par la mer Méditerranée et au sud par l'Atlas Blidéen. Elle est limitée par les longitudes 2°15' et 3° 91' Est, et les latitudes 36° 25' et 37° 00' (figure I.8).

I-3-2. Cadre géologique

Notre région d'étude est située dans le domaine interne du segment tellien central de la Chaîne Alpine de l'Afrique du Nord. Une bonne partie est occupée par le bassin de la Mitidja qui se présente comme une vaste dépression, allongée suivant la direction est-ouest sur environ 100 Km de longueur et 20 Km de largeur. C'est un bassin sédimentaire de type intra-montagneux constitué de dépôts alluvionnaires quaternaires. Une représentation numérique de terrain 3D (figure I.8) permet de discerner ses grands axes morphologiques. La Mitidja a la forme d'un large synclinal de direction E-W. La plaine est peu élevée par rapport au niveau de la mer, son altitude moyenne varie de 200 m aux pieds des monts de l'Atlas Blidéen et va en diminuant pour atteindre 14 m seulement près de la côte. Deux grandes structures de directions E-W marquent les limites du bassin :

- Sa limite septentrionale est marquée par les massifs d'Alger et du Chenoua et du bombement du Sahel ;
- La bordure sud est soulignée par l'Atlas Blidéen.

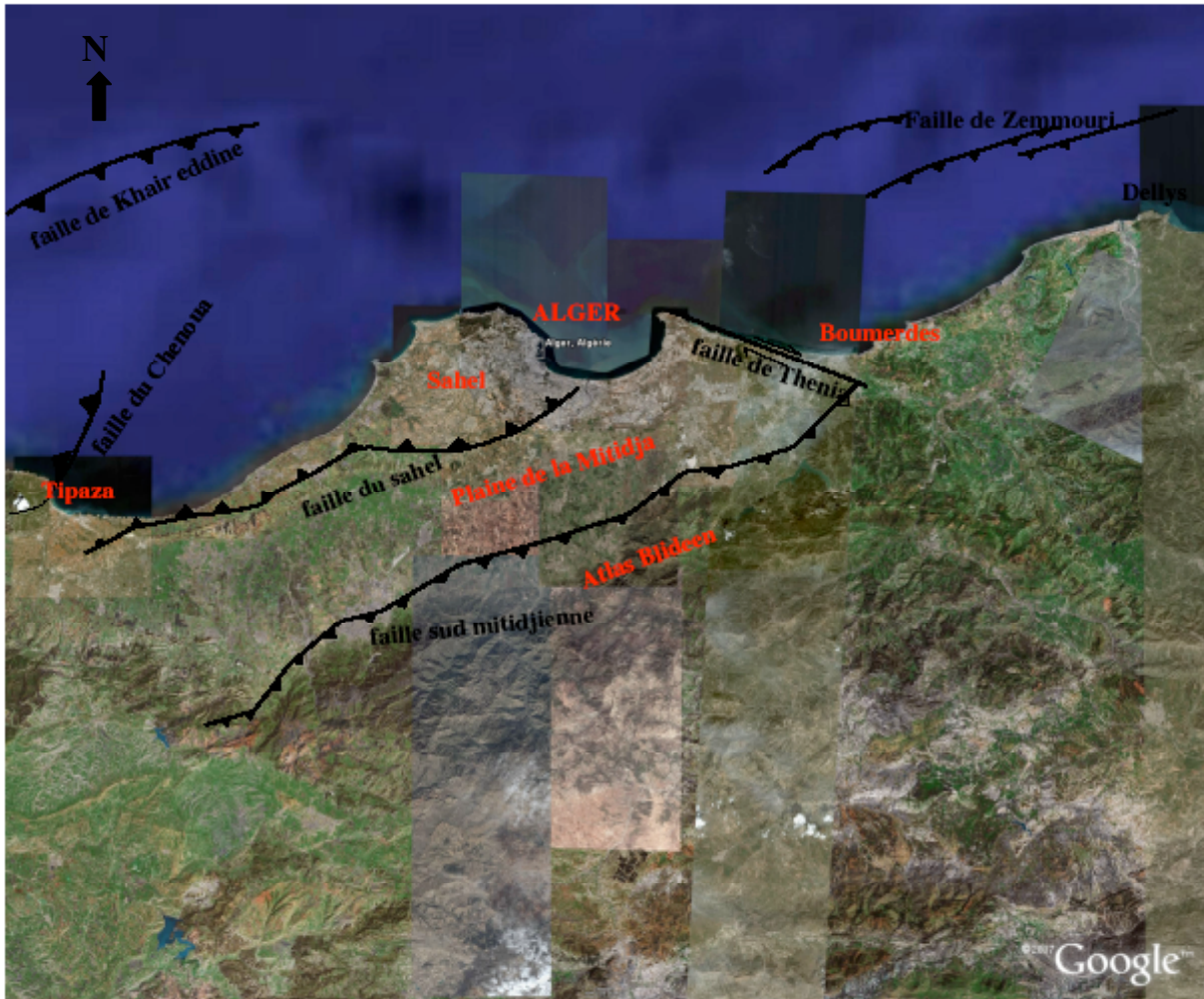


Figure I.8 : Image satellite de la zone d'étude (MNT, 3D) (source google earth 2007)

I-3-3. Cadre géomorphologique

I-3-3-1 . L'Ouest Algérois

-Les massifs métamorphiques :Il s'agit des massifs paléozoïques de Bouzareah (407 m) et celui du Chenoua (905 m), ils forment des chaînons allongés E-W.

-Le Sahel : le Sahel est subdivisé en deux unités : le Sahel occidental et le Sahel oriental.

a- le Sahel occidental d'Alger s'étend sur une distance de 70 Km et comprend d'Est en Ouest le Sahel d'Alger, le Sahel de Koléa, séparé par la cluse du Mazafran et enfin le Sahel de Tipaza. Cette ride sahélienne de structure anticlinale s'atténue progressivement vers l'Ouest en direction de la dépression synclinale tipazienne de l'oued Nador. Ce bourrelet côtier est

un ensemble de crêtes, comprises entre 50 et 200 m d'altitude, séparant la plaine de la Mitidja de la mer.

b- le Sahel oriental : il représente le prolongement naturel du Sahel occidental, la rupture morphologique entre les deux entités est interrompue aux environs de la baie d'Alger (Saoudi, 1989). Ce Sahel présente des altitudes qui ne dépassent pas les 80 m, avec une topographie de colline qui s'atténue progressivement vers l'Est pour se raccorder aux premiers reliefs Kabyles dont les éléments éruptifs se prolongent vers l'Ouest (plaine de la Mitidja).

-La plaine de la Mitidja : Il s'agit d'une dépression synclinale post-astienne de 1300 Km² (environ 120 Km de long et 20 Km de large) orientée WSW-ENE. Elle se ferme étroitement par le synclinal de Menaceur et est légèrement basculée dans une direction septentrionale. Blida est située au pieds des montagnes atlasiques (les montagnes mitidjiennes atteignent environs 1600 m). Le massif kabyle s'ouvre sur elle et les grandes dépressions zonales convergent vers elle. Les formations néogènes et quaternaires formées essentiellement de sables, graviers, et limons s'y sont accumulés.

-L'Atlas Blidéen : il s'agit d'une chaîne fortement érodée durant le Quaternaire, son altitude varie de 1000 à 1600 m. Elle comporte des marno-calcaires crétacés, des conglomérats, des schistes, des marnes et des grès du Miocène post-nappes (Glangaud, 1932).

-Terrasse marine : la terrasse marine est une unité d'affleurement entre 50 et 200 m en altitude séparant la plaine de Mitidja d'avec la mer.

I-3-2.L'EST ALGEROIS

Le paysage de la région évolue d'Est en Ouest, c'est ainsi qu'on distingue quatre unités géomorphologiques, combinant la nature lithologique et les effets de la tectonique. Ces unités se résument (Figure I-9) comme suit :

- *Le plateau de Aïn Taya - Heuraoua* : son élévation moyenne est de l'ordre de 30 m mais atteint par endroits 60 m comme à Heuraoua et au lieu dit El Chott au Nord de Réghaïa.

- *Les collines littorales entre Boudouaou et à El Kerma* : représentées par de petites collines entaillées par les cours d'eau de la région. Leurs altitudes moyennes se situent aux alentours de 50 et 200 m.

- *Les massifs de Thénia au sud-est* : de direction E-W, son sommet le plus élevé culmine à 444 m (crête de Djebel Bou Arous au Nord de Thénia) au Nord de la ville de Thénia

qui se dresse sur une dépression entre deux massifs, celui de Bou Arous au Nord et de Habedda au Sud. Ce dernier atteint une altitude moyenne de 300 m.

- Au Sud du plateau de Aïn Taya, on retrouve *la plaine de la Mitidja* à fond plat, avec une élévation moyenne de 20 m. La plaine est séparée du plateau de Aïn Taya par un talus de direction E-W que l'on considérera plus loin comme étant un escarpement de faille.

La côte de ce littoral, est constituée d'un rivage étroit souvent limité au Sud par des falaises d'une hauteur variable selon les régions (de 4 à 20 m de hauteur), avec souvent des pentes assez abruptes comme c'est le cas à Aïn Taya, Boumerdes, Boudouaou El-Bahri...etc.

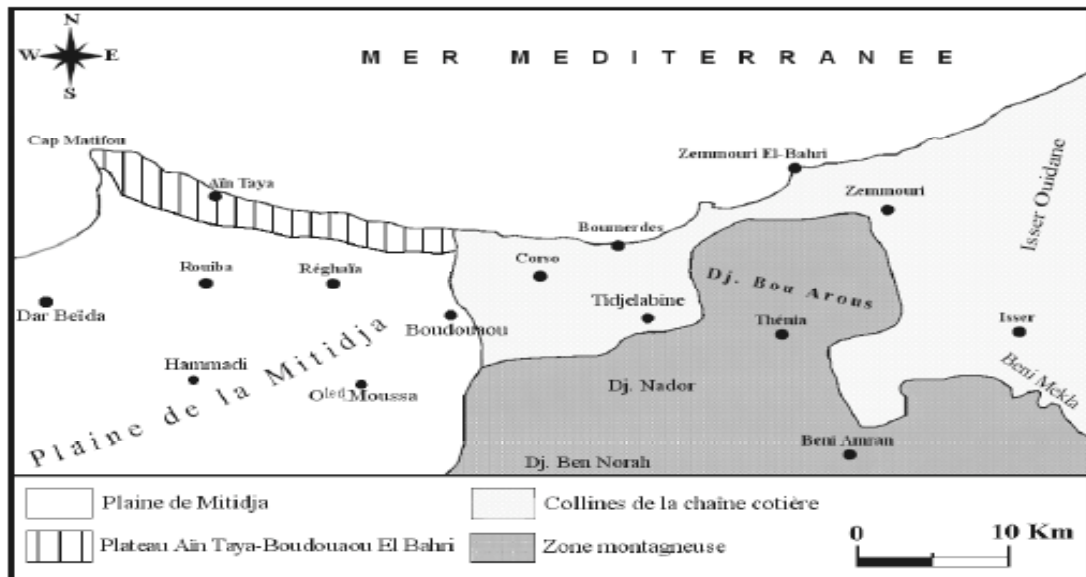


Figure I.9 : Carte géomorphologique de la zone nord-est-algéroise.

I-3-4. HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES

La zone tellienne ouest-algéroise, comprise entre Alger et Ténès, fut l'objet d'investigations géologiques dès la première moitié du XIX siècle.

- Renou (1848), range dans ce qu'il a appelle «le tertiaire supérieur» une partie des couches pliocènes. Il désigne ces formations par le nom “terrains sub-appenins”

- Pomel (1858), le premier qui donna une classification rationnelle du Miocène algérien et distingua trois termes principaux : Cartennin, Helvetien et Sahélien

- Perou critique les divisions de Pomel et adopte la classification suivante du système Miocène :Tortonien, Langhien, Helevetien et Tortonien

- La fin de XIX siècle et le début de XX virent l'avènement d'une nouvelle génération de

géologues qui réalisa les premières cartes au 1/50 000, il s'agit de Ficheur (1890), qui demeura la référence des futurs géologues, Brives, Gentil et Savornin, qui réalisèrent des cartes qui servirent de supports et de documents de référence aux travaux récents de Glangeaud (1932).

-En 1896, Deperet rangea les grès du Cartenien dans le Burdigalien, les marnes sous-jacentes dans le Langhien et le terrain helvétien de Pomel dans le Vindobonien (Helivétien et Tortonien).

-Joleaud 1908 estimait que le Cartenien englobait a la fois le Burdigalien et l'Helvétien, tandis que l'Helivétien de Pomel correspondrait au Tortonien de l'Europe.

- Glangeaud (1932) a résolu la majorité des problèmes et a défini clairement les différentes phases tectoniques qui structurent toute la région littorale centrale en Algérie du Nord. Sa thèse est une œuvre capitale pour la compréhension de la géologie des environs d'Alger, il sert encore de support à toute initiative appliquée (géotechnique, hydraulique et géologie minière).

-Plus tard, Royer (1939) focalise ses travaux sur la description du socle métamorphique de la Kabylie et bien sûr la série métamorphique du Djebel Bou Arous (massif de Thénia).

-En 1948, Aymé étudie les terrasses marines du Quaternaire se situant à l'Est d'Alger, entre l'Oued Isser et le Cap Matifou et les classes d'après leur altitude respective.

Puis vient en 1951 l'étude de Thiebaut qui est une précision de son prédécesseur Royer sur le socle kabyle, il consacra une partie sur le massif nord-ouest de la Kabylie, celui de Djebel Bou Arous.

-Un an après (1952), c'est au tour de Muraour de compléter la stratigraphie du Tertiaire en ajoutant quelques précisions sur le travail, déjà entrepris par Ficheur, grâce aux fossiles et microfossiles. Dans la même période, Glangeaud se pencha sur le problème du volcanisme tertiaire qui affecte tout le Nord de l'Afrique.

-En 1965 Aymé publia la nouvelle carte géologique d'Alger au 1/50 000e mais sans apport structural car il ne reporta aucune structure cassante sur cette carte.

-Vesnine (1971) apporta une mise à jour sur toutes les connaissances géologiques de la feuille n°22 de Thénia dans le cadre d'un accord signé entre l'Algérie et l'union soviétique (La Russie actuellement) et qui s'achève par une nouvelle carte géologique de Thénia qui n'est toujours pas éditée.

-En 1989 Belanteur étudia en détail la pétrographie de la granodiorite de Thénia et permet de lui attribuer un âge Langhien à partir de la méthode radio chronologique.

-Djediati (1990) décrit la partie nord-orientale de la Mitidja, entre Aïn Taya et Dar el Beïda dans le cadre de sa thèse de magister en géologie de l'ingénieur.

-En 1994, Aite effectue une étude microtectonique pertinente de toute la région comprise entre Tizi-Ouzou, Dellys et Thénia, il définit par la suite les différentes phases tectoniques qui affectent les formations néogènes kabyles.

-En 1996 BOUDIAF parachève sa thèse, et apporte de nouvelles connaissances sur la sismotectonique du Nord de l'Algérie en général et de la faille sismogène de Thénia.

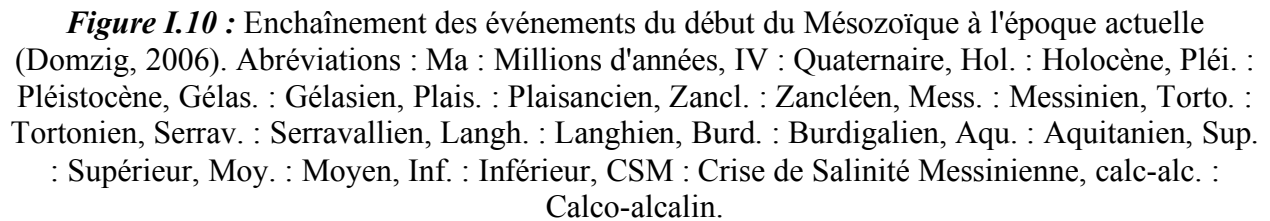
-En 2002 Maouche effectue une étude sismotectonique de l'Algérois.

-Enfin, Domzig (2006) a étudié en détail dans sa thèse la déformation récente et active, et la structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne.

La chaîne alpine de l'Afrique du Nord a subi une histoire liée à celle de la Méditerranée occidentale. Elle est née sur un édifice paléozoïque ou plus ancien, structurée par des tectoniques polyphasées pré-varisques et varisques qui ont juxtaposé les blocs africain, médian et européen à la fin du Carbonifère (Belhai, 1996).

Au même titre que la péninsule Ibérique, l'Afrique du Nord a connu au cours du cycle alpin la formation des bassins losangiques (figure I.7) attestant d'une distension nord-africaine qui a commencé au cours du Mésozoïque dès le Trias inférieur et moyen (figure I.10). Ces bassins sont nés sur des décrochements crustaux ou lithosphériques, comme ceux décrits dans les Pyrénées (Choukroune et al, 1973).

En conclusion, les mécanismes transtensifs et transpressifs alternant depuis au moins l'Hercynien, en relation avec la cinématique des plaques Afrique, Europe et la microplaque intermédiaire dite microplaque d'Alboran (Andrieux et al., 1971) ou bloc AlkAPeCa (Durand Delga, 1980).



PREMIERE PARTIE:
TECTONIQUE, SISMICITE ET
SISMOTECTONIQUE

DEUXIEME PARTIE:
FREQUENCE DE VIBRATION DES
SOLS ET TECHNIQUE H/V

CHAPITRE I:

GENERALITES

CHAPITRE II:

STRATIGRAPHIE DE L'ALGEROIS

CHAPITRE III:

LES ACCIDENTS

CHAPITRE IV:

SISMICITE

CHAPITRE V:

SISMOTECTONIQUE

CHAPITRE VI:

GENERALITES

CHAPITRE VII:

ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES

INTRODUCTION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

ANNEXE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Dans ce chapitre, nous présentons les dépôts néogènes et quaternaires de l'Algérois, c'est une synthèse basée sur des travaux réalisés antérieurement.

La constitution géologique de l'algérois se résume à un ensemble de terrains sédimentaires, tertiaires et quaternaires, qui recouvre le complexe des roches métamorphiques paléozoïques et renfermant quelques pointements des roches magmatiques.

Pour la partie Ouest, une grande surface est recouverte par du Quaternaire qui occupe la presque totalité de la surface de cette partie du bassin de la Mitidja. Par ailleurs on remarque que la série sédimentaire est incomplète avec l'absence des formations du Primaire, du Secondaire et de la partie supérieure du Miocène.

II-1. LE PRIMAIRE

Il affleure principalement à Alger (massif de Bouzareah) , au Chenoua (Dévonien-Carbonifère) (Belhai, 1987) le long de la cote de Boumerdes, à Thénia . Il est constitué par des gneiss, gneiss ocellés, gneiss fins surmontés par des schistes satinés faiblement métamorphisés (séricitoshistes et chloritoshistes).

II- 2. LE SECONDAIRE

Les travaux géologiques anciens (Aymé et Glangeaud, 1952) montrent que les terrains secondaires n'affleurent pas dans la région ouest-algéroise. Cependant les travaux plus récents indiquent qu'ils affleurent surtout au Chenoua (la chaîne calcaire et les flyschs) à l'Ouest et au Sud dans le massif de Blida (les unités telliennes).

Le secondaire est matérialisé par des terrains de type flyschs :

- Flyschs argilo gréseux de Takidoum d'âge Albien ;
- Flyschs (marnes et calcaires) d'âge albien supérieur à Sénonien ;
- Des calcaires de l'Oued Sidi el kebir ; calcaires massifs et cristallins d'âge Jurassique ;
- Calcaires et grès de la Chiffa d'âge néocomien à aptien.

II-3. LE TERTIAIRE

Le Tertiaire est marqué par des lacunes de l'Éocène et de l'Oligocène. En somme, les formations tertiaires recouvrent en discordance les faciès métamorphiques de l'Algérois.

II-3-1-Miocène post- nappes

Le Miocène est bien développé dans les secteurs de Hammam Melouane dans la région de Blida, et dans la région de Thenia et sur le littoral entre el Marsa et Ain Taya . Dans la région de Blida les séries post-nappes sont les suivantes :

- Des conglomérats rouges azoïques de 200 m d'épaisseurs d'âge Tortonien ;
- Une série marine qui débute par des calcaires massifs riches en faune dont l'épaisseur varie de 50 à 200 m ; surmontés par des marnes riches en huîtres d'épaisseur 100 m, ces niveaux sont entrecoupés par des niveaux éruptifs calco-alcalins d'âge burdigalien supérieur et tortonien (Bellon, 1976).

Le Miocène dans la région de Manaceur débute par une série détritique continentale (Miocène anté-nappes) surmontée par des laves (tufs éruptifs) (Leprevier et Magné, 1975), viennent ensuite les formations marines (Miocène post-nappes).

II-3-2-Pliocène

D'après Dalloni (1940), le Sahel d'Alger est caractérisé par des marnes grises d'âge plaisancien. Les travaux de Glangeaud et al. (1952) montrent que le faciès astien argilo-sableux termine l'épisode Pliocène. Dans la Mitidja, le Pliocène repose en discordance sur le Miocène post-nappes plus plissé (Bonneton, 1979).

II-3-2-1-Plaisancien (début Pliocène)

Il est formé par des marnes grises entrecoupées par des bancs de grés glauconieux, son épaisseur est de 1000 m (Glangeaud et al., 1952) . Ces niveaux forment une morphologie très vallonnée composant les collines d'Alger.

II-3-2-2-Astien (fin Pliocène)

L'astien est composé de plusieurs faciès séparés du Plaisancien par un niveau glauconieux de 4 m d'épaisseur.

- Faciès marno-sableux jaunâtre à blanchâtre riche en fossiles et de mollasses.
- Faciès calcaréo-gréseux : représenté par de larges dalles fossilifères (bivalves et gastéropodes).
- Faciès gréseux à sableux qui termine les niveaux Astien (30 m d'épaisseur) (Glangeaud et al., 1952).

II-3-2-3-Villafranchien

Il repose en discordance sur l'Astien et représente les premiers remblaiements villafranchiens dans la plaine de la Mitidja (Glangeaud et al., 1952). Il est constitué par des conglomérats et sables non consolidés.

II-4 . LE QUATERNAIRE

Dans la plaine de la Mitidja, le Quaternaire est constitué par des dépôts alluviaux , éoliens et marins. Sur le flanc Nord du Sahel, le Quaternaire est représenté par des terrasses marines en gradins, ces derniers correspondent à des dalles calcaires à calcaréo-gréseuses riches en faunes. En effet, ces terrasses sont bien décrites par Saoudi (1989), il s'agit de :

- La dalle tyrrhénienne à 10 m ;
- La dalle sicilienne à 60 m ;
- La dalle calabrienne à 185 m.

Ils correspondent à des soulèvements tectoniques du Sahel (Saoudi, 1989).

II-4-1. Répartition des terrasses marines et des terrasses alluviales.

II-4-1-1. Dans l'Est Algérois

Chemlal (1983) mentionne l'existence de six terrasses alluviales et quatre terrasses marines, décrites également plus tard par Boudiaf (1996) (Figure II.1) :

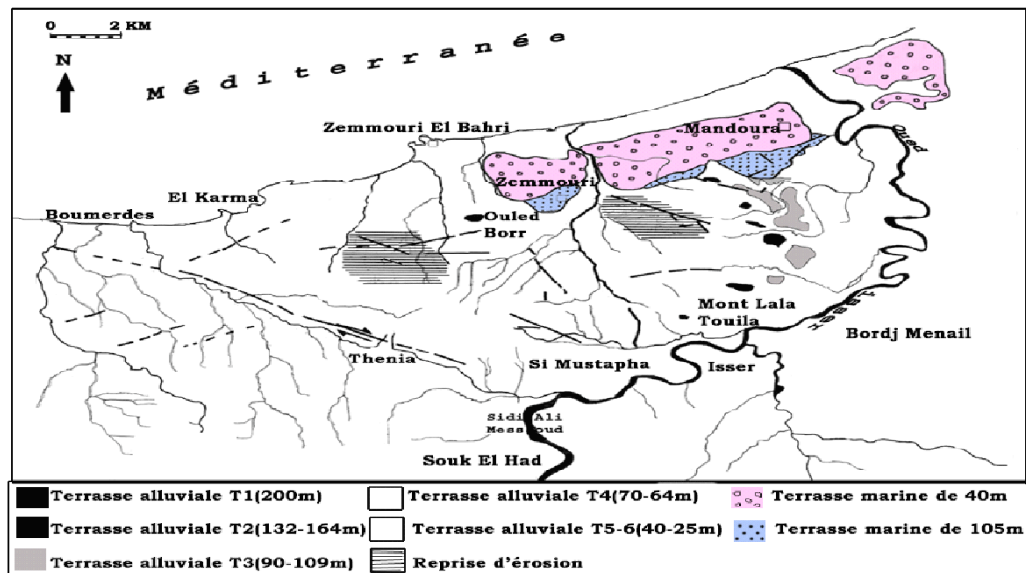


Figure II. 1 : Les terrasses marines et alluviales de l'Oued Isser (Boudiaf, 1996)

A-1. Les terrasses alluviales

*La terrasse alluviale quaternaire la plus ancienne, **T1**, est située sur la rive gauche de l'Oued El Meurdja, où elle forme le plateau d'Ouled El Borr. Elle atteint 200 m d'altitude, et c'est donc la plus haute des terrasses alluviales. Elle est composée d'un matériel détritique (schistes cristallophylliens, phyllades, grès et quartzites) issu de la haute vallée de l'Oued Isser.

* La terrasse **T2** forme des lambeaux surmontant de petites collines marneuses du Pliocène. Son altitude passe, du Sud au Nord, de 132 à 164 m. Elle est disposée sur la rive gauche de l'oued Isser, et est constituée du même matériel détritique que la terrasse **T1**.

*Les cinq terrasses **T2** à **T6** sont disposées de part et d'autre de l'Oued Isser :

- Trois de ces terrasses, **T2** (132-164 m), **T3** (90-109 m) et **T4** (64-70 m) sont étagés sur la rive gauche de l'oued Isser depuis Si Mustapha jusqu'à l'embouchure de l'oued ;

- Les deux dernières, **T5** et **T6** (25 m - 40 m), sont aussi bien développés sur la rive droite que sur la rive gauche de l'oued Isser.

A-2. Les terrasses marines

Le long de la côte, les quatre terrasses marines répertoriées par Chemlal (1983) et Boudiaf (1996) correspondent respectivement :

- À la plage actuelle (0 à 15 m) ;
- Aux dunes de sable consolidées qui dominent la plage (25 à 30 m) ;
- À une terrasse marine de 40 m d'altitude à l'Ouest du village de Mandoura, (large plateau) ;
- À la terrasse marine de 105 m d'altitude qui affleure au sud du village de Mandoura et à l'Est de la ville de Zemmouri, c'est la plus haute terrasse marine.

Boudiaf (1996) explique la position particulièrement haute des terrasses (aux sommets des collines marneuses pliocènes) par un bombement résultant d'un raccourcissement N-S (Figure II. 2) dû au rapprochement des plaques Africaine et Eurasienne. La direction de cette déformation, qui affecte à la fois le Pliocène et le Quaternaire, est cohérente avec le champ de contrainte actuel, orienté NNW-SSE.

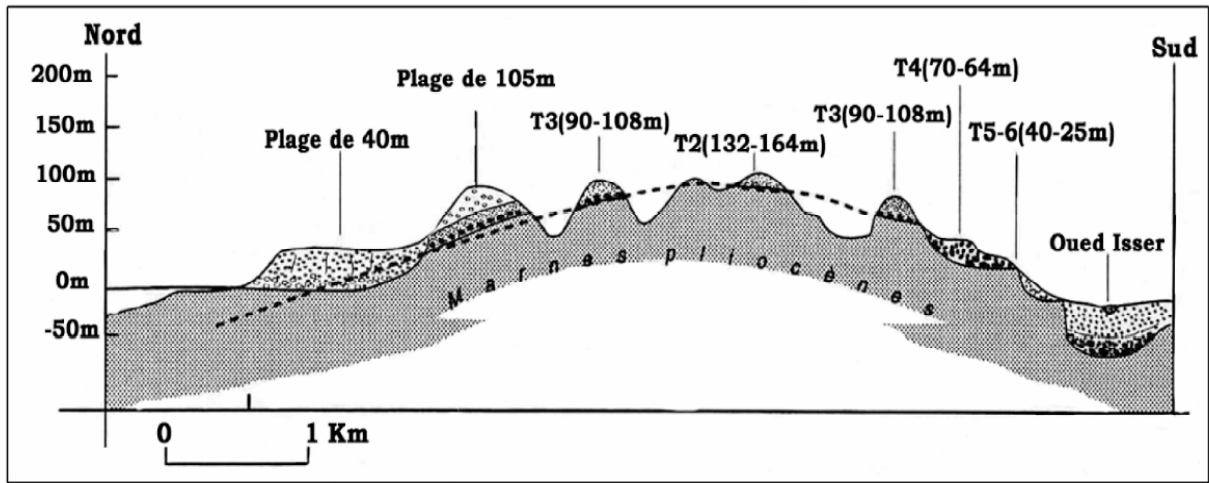


Figure II.2 : Coupe géologique N-S entre Mandoura et Legata (Boudiaf, 1996).

II-4-1-2. Dans l'Ouest Algérois

Le quaternaire d'Alger a fait l'objet de plusieurs études : Ayme (1949, 1952, 1956, 1964), Bonifay (1975), Betrouni et Saoudi (1978), Betrouni (1983), Saoudi (1982) et Boudiaf (1996).

Une synthèse de ces travaux nous a permis de retenir les caractéristiques générales des terrasses marines quaternaires de l'Ouest algérois. Une bordure marine correspondant à une plage fossile affleurant en bordure des continents. Depuis sa mise en place, le Sahel d'Alger constitue un obstacle contre les attaques marines, c'est pourquoi son versant nord est le plus marqué par les oscillations marines jusqu'à l'époque actuelle, et de ce fait, à chaque transgression, la mer avance sur le Sahel. Ce cycle sédimentaire régression – transgression, a dû se renouveler plusieurs fois avec une amplitude décroissante, ce qui conduit à la formation d'une série de gradins sur le versant nord du Sahel (figure II. 3).

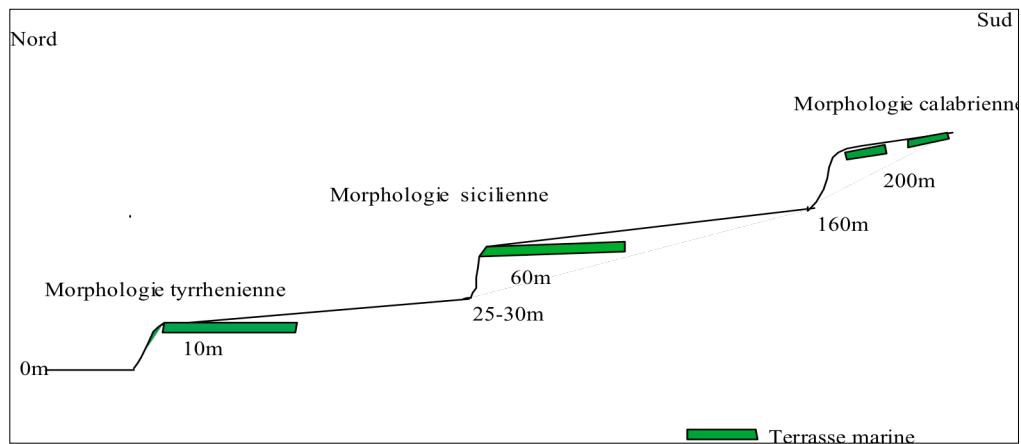


Figure II. 3 : Dispositions morphologiques des différentes terrasses marines (Saoudi, 1989)

Du point de vue lithostratigraphique, ces terrasses renferment des lambeaux des terrasses calabriennes, siciliennes et enfin des terrasses tyrrhéniennes qui occupent des altitudes variables.

B-1 - la terrasse tyrrhénienne (10 – 30 m)

La mince bande côtière constituant la plaine littorale située entre plus de 30 m et le niveau actuel de la mer, est formée essentiellement par les dépôts de la mer tyrrhénienne disposés en gradins ou paliers topographiques étagés formant la terrasse tyrrhénienne occupant aujourd'hui la RN11 (Betrouni, 1983).

Sur la base des travaux de Betrouni 1983 (ouest algérois), la stratigraphie synthétique de cette terrasse est caractérisée par deux cycles :

- Le premier cycle (inférieur) débute par une transgression nette sur un substratum pliocène avec des dépôts de poudingues à galets roulés et coquilles marines. Au sommet des grès coquilliers annoncent les premières étapes d'une régression.

- Le deuxième cycle (supérieur) qui suit immédiatement le premier, débute par le retour positif de la mer qui ravine les grès dunaires inférieurs et dépose une mince couche de pectoncles. Le retrait de la mer laisse apparaître d'importantes surfaces où vont s'accumuler les grès et limons rouges.

B- 2- La terrasse sicilienne (60 – 160 m)

Cette terrasse a facies littoral affleure en grande partie près de Tipaza, formant la falaise le long de la mer actuelle. Elle a formé également une falaise au rivage tyrrhénien . Son altitude oscille entre 60 et 160 m. Saoudi (1989) a mis en évidence plusieurs stationnements de la mer sicilienne et fait ressortir le caractère eustatique des différents niveaux de cette terrasse :

- Niveau inférieur qui a tendance à l'immersion (faciès à grosses coquilles marines)
- Niveau moyen qui a tendance à la stabilisation.
- Niveau supérieur qui a tendance à l'émersion (faciès à formations gréseuses fossilifères à pectoncles et à coquilles marines réduites).

B-3 -la terrasse calabrienne (plus de 200 m)

Dans la Mitidja, il est difficile de distinguer un Calabrien dans la série pliocène sur le plan stratigraphique. Ce n'est que paleontologiquement que Anglada (1963) a pu localiser une limite de ce Calabrien.

Cette terrasse occupe le plateau supérieur du Sahel (Saoudi, 1989). Elle est complètement démantelée et affleure également sur la retombée sud du Sahel, ce qui peut-être expliqué par des événements tectoniques.

II-4-2. Comparaison entre les deux zones (Est et Ouest Algerois)

- Le littoral Est algérois : Cap Matifou -Zemmouri el Bahri –Thénia

Une grande partie de ce secteur est recouverte par le Quaternaire qui occupe la presque totalité de la surface de cette partie du bassin de la Mitidja. Par ailleurs, on remarque que la série sédimentaire est incomplète avec l'absence des formations du Primaire, du Secondaire et de la partie supérieure du Miocène. Le Paléogène n'affleure pas dans cette région, mais se trouve plus loin sur la feuille de Thénia pour le Crétacé supérieur (Maestrichtien) qui affleure dans les environs de la région d'Aïcha sur la rive gauche de l'Oued Isser.

- Le littoral ouest-algérois : Alger -Tipaza :

Les formations sédimentaires qui affleurent à l'Ouest d'Alger sont liées à des bassins dont la subsidence débute au Miocène inférieur. De tels bassins se sont ouverts dans un édifice déjà structuré au cours des phases éo-alpines (Crétacé) et alpines (Éocène et Miocène) (Belhai, 1996).

Dans la présente étude, l'emploi de la terminologie méditerranéenne semble plus rigoureux. Une terminologie locale pourrait accentuer d'avantage les problèmes qui ont trait au Quaternaire et qui sont essentiellement d'ordre terminologique. Les subdivisions du Plio-Pléistocène en Plaisancien, Calabrien, Sicilien, Tyrrhénien, Versilien semblent avoir leurs correspondants dans le Sahel (Saoudi, 1989).

Les massifs d'Alger et du Chenoua forment les affleurements du domaine interne des Maghrébides. Le Sahel d'Alger présente les principaux affleurements du Pliocène supérieur marin. Les niveaux villafranchiens et alluvionnaires du Quaternaire récent forment la plaine de la Mitidja. La stratigraphie de ces ensembles se résume comme suit (tableau 1) :

Système	STAGE	Log Synthétique	Épaisseur (m)	L I T H O L O G I E
N E O G E N E	PLIOCENE	ASTIEN	100	Marnes gréseuses à straticules de calcaire
		PLAISANCIEN	250	Marnes et argiles calcaireuses à bancs de calcaire
	MIOCENE	HELVETIEN	500	Laves prédominantes d'andésito-basaltes à rares straticules de leurs tufs, de marnes gréseuses à bancs de grès calcaires et de calcaires
				Laves et tufs de basaltes et d'andésito-basaltes à bancs de conglomérats, de grès et de marnes.
		MOYEN	250	Marnes gréseuses à bancs de grès calcaires et de calcaires.
		INFÉRIEUR	300	Grès micacés, marnes, conglomérats, laves et tufs de rhyolites
	BURDIGALIEN		300	Conglomérats, marnes, grès calcaires .
	CRÉTACE SUPÉRIEUR	MAESTRICHIEN	300	Argiles, calcaires, grès, lentilles de conglomérats
	PRECAMBRIEN	SUPÉRIEUR	1000	Phyllades à bancs de quartzites et à lentilles de calcaires cristallins
		INFÉRIEUR	1000	Gneiss, gneiss ocellés, schistes à deux micas, avec lentilles de calcaires marmorisés.

Tableau 1 : Stratigraphie des formations géologiques établies par Vesnine (1971). La lithologie des formations est identique dans les deux feuilles est et ouest d'Alger mais les épaisseurs peuvent varier principalement pour les formations sédimentaires néogènes.

Conclusion

La sédimentation néogène s'est effectuée en cycles successifs nettement discordants et largement dominés par une puissante accumulation détritique composée de marnes bleues, ils se différencient en :

- Le premier cycle est représenté par des conglomérats et des marnes du Burdigalien.

L'essentiel de la sédimentation s'est effectuée dans des bassins post-nappes (Mitidja, Chéelif, Soummam, ...) Créés durant la période de distension (figure II. 4) ;

- Le deuxième cycle comprend des marnes du Langhien-Serravallien. Ces dépôts, Miocène post-nappes argileux et marneux sont liés à la transgression de la mer au Burdigalien (Glangeaud et al., 1952) ;

- Le troisième cycle, daté du Pliocène inférieur (Astien), est caractérisé par des marnes bleues et des argiles ;

- Le dernier cycle, du Pliocène supérieur (Plaisancien) est représenté par les faciès argileux, gréseux et calcaréo-gréseux. Ce cycle est séparé du troisième cycle par un niveau repère glauconieux.

Le Pléistocène inférieur est représenté par des argiles rouges, tandis que l'Holocène est représenté par des sables de plage et des dunes. La disposition étagée des terrasses marines et alluviales du Quaternaire est la conséquence d'une activité tectonique « des mouvements verticaux post Astien » très distingués dans certaines régions du littoral comme le Sahel d'Alger et qui durent certainement à l'époque actuelle.

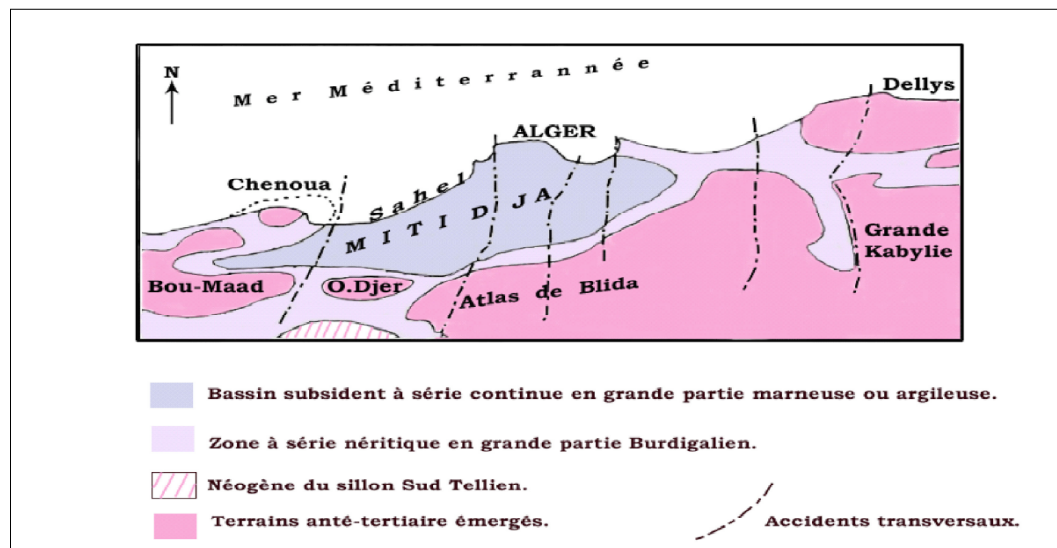


Figure II. 4 : Carte paléogéographique du Miocène aux environs d'Alger (Glangeaud, 1951)

II-5. Stratigraphie de la marge algérienne

Les différentes unités de la marge, de bas en haut, présentent les caractéristiques acoustiques et lithologiques suivantes (figure II. 5) :

- Les niveaux infra salifères : ces couches sédimentaires correspondent aux niveaux Tortonien à Langhien (Miocène supérieur). Le litage de ces séries est souvent peu visible, notamment à cause de la faible pénétration des ondes sismiques, ce qui est accentué par le fait que plus haut dans la série sédimentaire, des séries salifères masquent les réflecteurs situés au-dessous. Les niveaux infra salifères présentent une épaisseur d'environ 1 std (second tir double) (Auzende, 1978).

- Les évaporites inférieures : cet horizon lité mais faiblement réflectif marque le début de la série évaporitique messinienne. Il n'est pas toujours observé le long des différentes marges méditerranéennes, et lorsqu'il est présent, il est souvent masqué par le sel sus-jacent. Elles n'ont jamais été forées.

- La série salifère messinienne : cet horizon, dont la base est constituée d'un fort réflecteur très caractéristique, présente un faciès plutôt transparent, sans litage. Son épaisseur est hautement variable, car il forme parfois des diapirs, et a également tendance à fluer vers les zones profondes. Il est composé d'halite et de sel potassique (forage Glomar Challenger, Auzende, 1978).

- Les évaporites supérieures : ce niveau présente un litage régulier avec de forts réflecteurs. Il est généralement épais d'environ 0.7 std et épouse la forme des dômes salifères sous-jacents. Ces évaporites supérieures sont composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite.

- La pile de sédiments plio-quaternaires : cette épaisse (jusqu'à 1.8 std au maximum) série présente un litage régulier d'intensité moyenne. La base de cette série présente parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocènes. Dans l'ensemble il s'agit de marnes. Le fluage du sel ainsi que ses remontées en diapirs perturbe les sédiments supérieurs, ainsi les évaporites supérieures et les sédiments plio-quaternaires se retrouvent soulevés par les dômes de sel.

Les premières approximations des taux de sédimentation sur la marge algérienne ont donné des valeurs comprises entre 0.03 et 1 mm/an (Leclair, 1972).

Auzende et al. (1975) ont proposé un début de subduction au pied de la marge algérienne. Mais les sédiments ne présentent aucun signe d'intense déformation (El Robrini, 1986), ce qui invalide l'hypothèse de la présence d'un prisme d'accrétion.

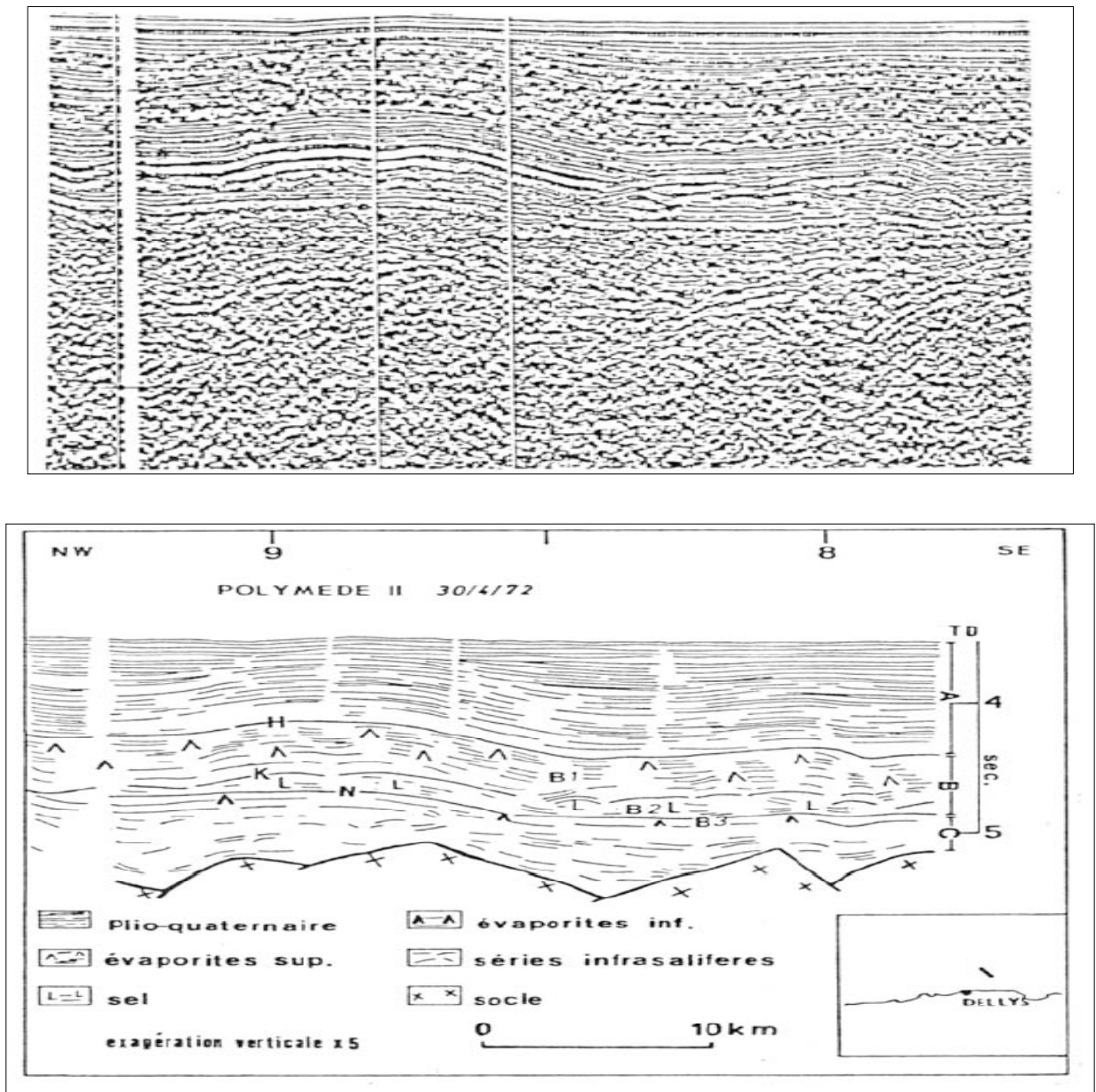


Figure II.5 : Remplissages sédimentaires typiques du bassin profond algérien (El Robrini, 1986). Ici, la coupe montrée, provenant de la campagne Polymède II est située au large de la Grande Kabylie. A : Plio-Quaternaire, B1 : évaporites supérieures, B2 : sel, B3 : évaporites inférieures, C : séries infra salifères (Domzig, 2006).

CHAPITRE III:

LES ACCIDENTS

III-1- THEORIE

III-1-1-Définition

Une faille active est définie comme étant une fracture quaternaire plane ou légèrement gauche de l'écorce terrestre, le long de laquelle des déplacements tectoniques récents ou actuels peuvent se produire.

III-1-2- La géométrie d'une faille

Les failles tectoniques se présentent avec des géométries variables qui peuvent varier d'un accident à un autre en fonction des paramètres suivants (figure III. 1) :

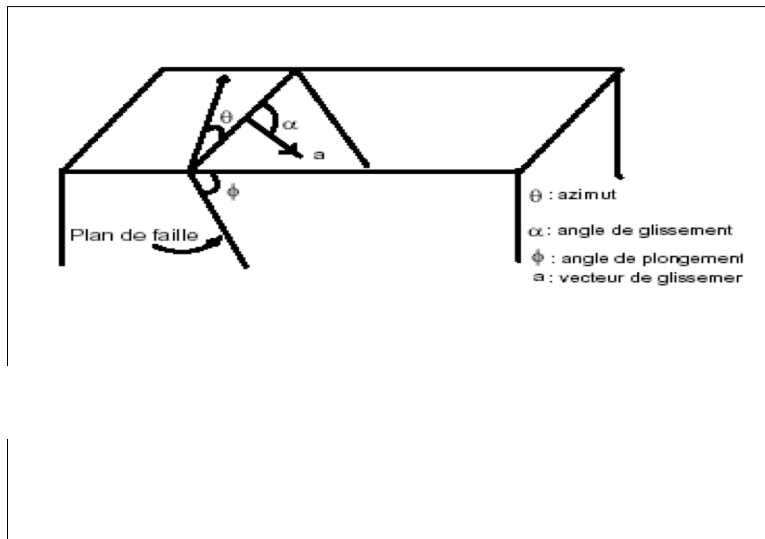


Figure III.1: Les différents paramètres de la faille

- L'azimut θ ou direction : c'est l'angle mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre le Nord et l'intersection du plan de faille avec la surface.
- L'angle de plongement ϕ : angle mesuré dans le plan vertical entre le plan de faille et un plan horizontal.
- Vecteur de glissement a : vecteur du plan de faille indiquant le mouvement relatif entre les deux cotés de la faille.
- L'angle de glissement α : angle mesuré dans le plan de faille entre le vecteur de glissement et une horizontale.
- Longueur totale et longueur de rupture des failles
- Profondeur sismogénique de toutes les sources (épaisseur crustale)

Le paramètre le plus important pour définir la profondeur et le pendage du plongement d'une faille est l'épaisseur de la croûte terrestre afin de caractériser l'ampleur des ruptures sismogènes

des failles. Ces paramètres sont utilisés pour définir les longueurs maximales de rupture pour l'évaluation de la grandeur maximum et pour évaluer les taux de moments sismiques à partir des données de taux de déformation. Pour évaluer la largeur de plongement de la faille, il faut tenir compte des évaluations de l'épaisseur de la croûte sismogénique et de l'inversion du plan de la faille dans la croûte terrestre.

Dans une région donnée, la meilleure indication de la profondeur de la croûte sismogénique est la sismicité (Bounif et al., 1987 ; Meghraoui, 1990).

III-1-3- Différents types de failles

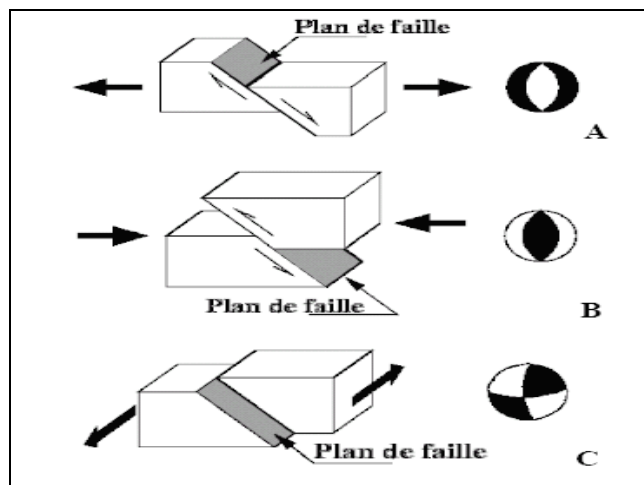
Les trois principaux types de failles (figure.III. 2) et leurs mécanismes associés sont :

-Faille normale, dans ce cas (figure. III.2 a), le bloc situé au-dessus de la faille se déplace vers le bas par rapport au bloc situé en dessous. Ce mouvement est créé par des forces extensives (allongement).

-Faille inverse, dans ce cas, le bloc situé au-dessus de la faille bouge vers le haut par rapport au bloc situé en dessous. Ce mouvement est créé par des forces en compression et provoque un raccourcissement (figure.III. 2b).

-Faille décrochante, dans ce cas (figure.III. 2c), le mouvement entre les blocs situés de part et d'autre de la faille est horizontal. Si le bloc d'en face part vers la gauche (par rapport à l'autre bloc), la faille est dite senestre (et dextre dans le cas inverse). Ce mouvement est créé par des forces de cisaillements.

Remarque : contrairement à ce que montre la figure 2C, en général le plan de faille est vertical à subvertical.



FigureIII. 2 : Principaux types de failles et leurs mécanismes au foyer associé.

III-2- CONTRAINTES

III- 2-1- Introduction

La tectonique récente (plio-quaternaire) reste fondamentalement influencée par la tectonique ancienne (assemblage et alignement du Sahel – Mitidja – atlas). Cette phase ne se limite pas sur le terrain à de simples jeux de soulèvement et d'affaissement, mais à un phénomène complexe matérialisé par des mouvements horizontaux et verticaux, accompagnés de flexures et de failles en fonction du comportement des terrains (Saoudi, 1989).

III-2-2 – Direction des contraintes au Néogène en Afrique du Nord

Depuis le Crétacé supérieur (70 Ma), les mouvements entre les deux plaques tectoniques africaine et européenne connaissent un changement depuis le régime de coulissage vers une convergence qui progresse à une vitesse au niveau du Tell estimée par McKenzie (1972) à 0.9 cm/an (in Tapponier, 1977). Les études plus récentes de Meghraoui l'estime à seulement 0.5 cm /an associant la convergence avec un léger mouvement de rotation de la plaque africaine. Ceci a pour contrecoup sur la marge d'Afrique du Nord, la création sur une bande large d'environ 300 Km d'un édifice alpin maghrébin de direction globale E-W, perpendiculaire à la direction de la contrainte de raccourcissement dont la direction générale du champ oscille suivant la transversale NNE à NNW (Dewey, 1989) en fonction de l'espace et du temps. Les résultats obtenus par divers auteurs varient légèrement. Meghraoui et al (1996) proposent les directions des contraintes compressives régionales dans le Tell occidental :

- **NNE-SSW** ou **N-S** pour la période du Pliocène.
- **NNW-SSE** durant le Quaternaire.

Dans le miocène post-nappes de Dellys et de Tizi-Ouzou, l'analyse microtectonique effectuée par Aïte a fourni les directions de paléocontraintes régionales aux différentes époques du Néogène dans les bassins Néogène de Tizi-Ouzou, Mitidja et Isser-Bouira suivantes (colonne 7 du tableau 2) :

1. Distension initiale multidirectionnelle au Miocène moyen ;
2. Compression NNW-SSE pour le Tortonien ;
3. Distension NNW-SSE vers la fin Miocène début Pliocène ;
4. Compression NNE-SSW pour le Pliocène supérieur ;
5. Compression NNW-SSE au Pléistocène qui se prolongerait actuellement.

Le Tableau suivant (Tableau 2) compile toutes les directions de contraintes données pour le domaine tellien Nord algérien.

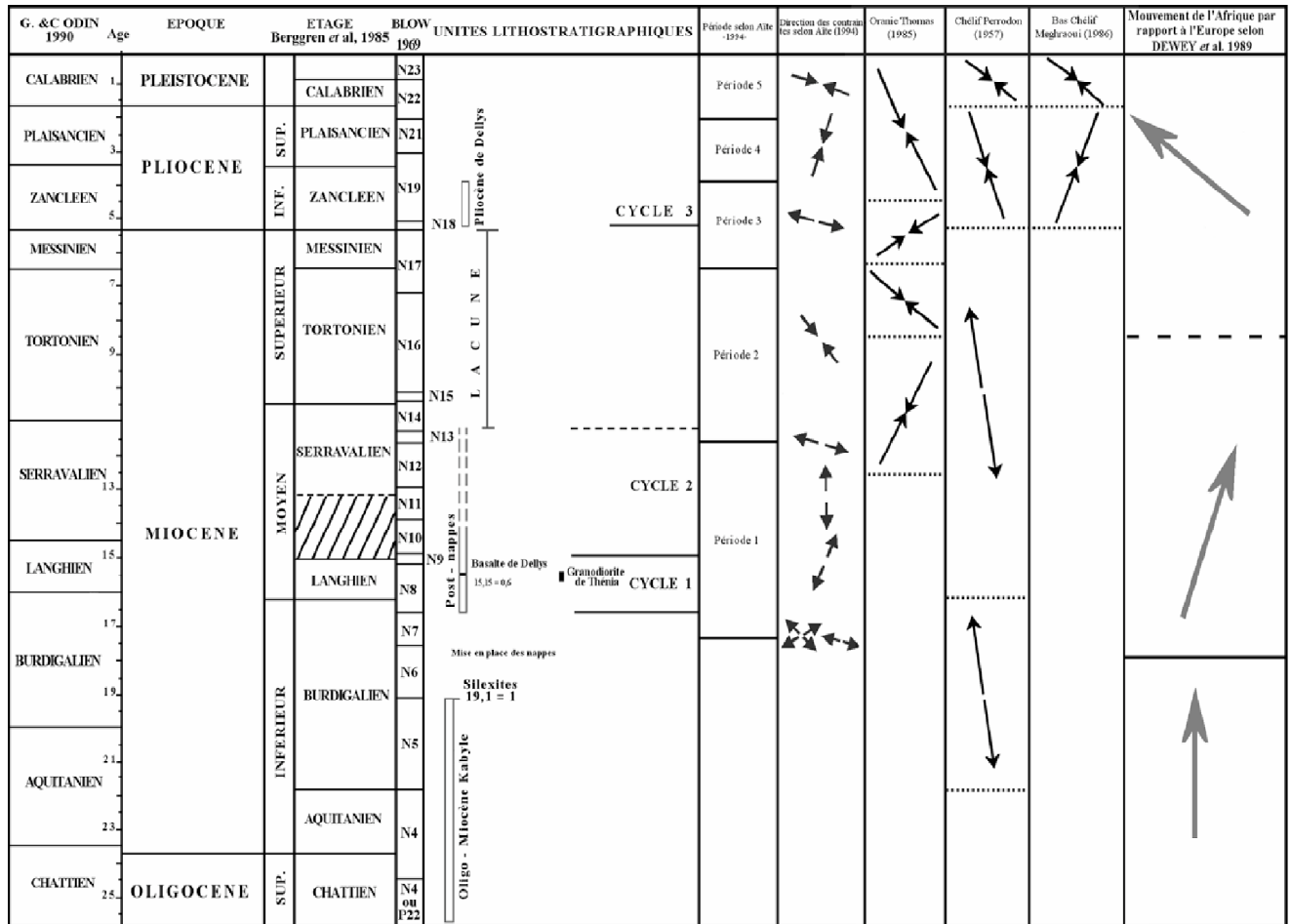


Tableau 2: Chronologie et évolution des directions de contraintes en Algérie du Nord (Ait, 1994).

III-3-LE RESEAU CASSANT EN ALGERIE DU NORD

Plusieurs études ont été menées en Algérie pour définir le réseau cassant. Andre Caire décrit deux familles conjuguée "*Fondamentale*" et "*complémentaire*" :

- La première famille dite "*Fondamentale*" dite aussi accidents obliques, est de direction NW-SE et NE-SW ;

- La seconde est dite "*complémentaire*" avec les directions N-S et E-W. La première direction fondamentale NW-SE est dans la plupart des cas dextre, la seconde direction NE-SW correspond généralement à un mouvement senestre. Cette cinématique des accidents obliques est conforme au régime compressif actuel N-S qui règne en Afrique du Nord.

Les failles subméridiennes, peuvent jouer en divers sens, et les E-W sont dans de nombreux cas des failles inverses si ce n'est des plans charriages.

Actuellement, la continuité du rapprochement des deux plaques africaine et européenne fait que la compression est en grande partie absorbée par les failles inverses et les décrochements (Groupe de recherche néotectonique, 1977).

Des travaux postérieurs ont été réalisés dans le socle métamorphique de Grande Kabylie par plusieurs auteurs et ont défini plusieurs familles:

- GANI (1988) dans la partie orientale du socle: **N005 -N035 -N065-N140-N090**,
- LOUMI (1989) dans la partie centrale du socle Beni Douala:**N090-N140-N180**,
- BETTAHAR (1990) dans la partie occidentale du socle de grande Kabylie (massif de Sid Ali Bounab):**N045-N065-N085-N135**.
- LOUNIS (2005) dans le massif de grande Kabylie centro –orientale: **N000-N010;N060-N070;N090-N100;N130-N140 et N160-N170**.

Ces accidents ont joué de façon conjuguée à différentes périodes. Il est à noter que ces accidents **N065, N005 et N140** affectent le Miocene post - nappe.

III-4-LES FAILLES ACTIVES D'ALGER

III-4-1.Critères d'identification des failles actives

L'identification des failles actives se fait par plusieurs critères reconnus comme des indicateurs qui sont selon Adair (1979) :

- Observation directe des fractures en surface à la suite des séismes (cas idéal) ;
- Indicateurs géologiques cartographiables tels que les discordances ;
- Indicateurs topographiques et géomorphologiques englobent généralement les facettes triangulaires, pendage ou changements dans la surélévation des terrasses marines ou alluviales ;
- Effets géologiques secondaire : changement brutal dans les niveaux des nappes phréatiques, de la composition chimique de l'eau , de l'alignement des volcans ou des sources d'eaux ;
- Linéaments observables sur les photographies aériennes et les photos satellites, ceux-ci sont dus à des contrastes topographiques ;

- Indicatrices 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 ;
- Indicateurs géodésiques : mouvement le long des failles détectables par des mesures géodésiques telles que le changement de la distance entre deux points fixes ;
- Sismicité telle que l'alignement des épicentres qui peuvent souligner la faille active.

III-4-2-Rôle du pendage d'une faille dans un séisme

Dans la croûte sismogénique, les sources en failles actives sont définies par leur plongement (pendage). Ce dernier est employé pour modéliser la géométrie du pendage de la faille en convertissant le taux de convergence horizontal et les taux verticaux de soulèvement en taux du moment sismique. La géométrie du pendage peut être connue grâce au mécanisme focal d'un tremblement de terre, aux coupes structurales réalisées à partir de données de terrains et /ou de forages géophysiques (sismique et gravimétrie). La majorité des failles qui seront dans la modélisation des sources sismiques pour la région d'Alger sont des failles inverses et des décrochements présentant un pendage moyen à fort, subvertical à vertical.

Il y a un manque de données sur la géométrie des failles pour reconnaître l'ensemble des pendages des failles actives. Les données instrumentales de la sismicité indiquent que les plus grands tremblements de terre historique en Algérie du Nord se sont produits sur des failles inverses qui plongent de 40 à 70° et à une profondeur de 15 à 18 Km (Yielding et al., 1981 ; Meghraoui et al., 1986). Par exemple pour le séisme d'El Asnam ($M=7,3$) du 10 Octobre 1980, le pendage de la faille est de 46°, il a été calculé à partir de l'inversion des ondes de volume et de la comparaison des observations de terrains (Nablek, 1985). Pour cet événement la profondeur focale est estimée de 6 Km.

Les données empiriques pour des séismes modérés à fort ($M>5.5$) intracontinentaux sur des failles inverses présentent un vecteur de coulissage selon un angle de $90\pm 30^\circ$ sur le plan de faille et indiquent que les angles de pendage se trouvent dans un intervalle de $12^\circ < _ < 60^\circ$ avec un maximum dans l'intervalle de 45° à 55° (Sibson et Xie ; 1998). Les sous-ensembles de cet ensemble de données pour les conditions tectoniques de collision (cas en Algérie) montre un pic maximum dans la gamme des 50° à 55° .

Sibson et Xie (1998) spéculent que le pic de 45° à 55° est le résultat de la réactivation en compression d'anciennes failles normales dans les zones subissant une inversion tectonique, exigeant un certain degré de surpression des liquides contenues dans la croûte terrestre. Ils notent aussi que le plongement des pendages pour des failles normales actives est conforme aux résultats des études précédentes et démontrent également le blocage de friction aux angles de réactivation approchant les 60°. Ils notent aussi que quelques ruptures segmentées associées à des pendages modérés incorporent des segments peu profonds, bien tardivement dans l'ordre de rupture par exemple ; San Fernando, la Californie, Racha, Georgie et el Asnam (Algérie) ceci ne peut impliquer que quelques ruptures en profondeur sur des failles inverses initiées sur des failles héritées de type normales et peuvent favorablement se prolonger de façon douce dans la croûte supérieure. Dans le cas des failles décrochantes, la valeur du pendage de 90° est systématiquement employée.

III-4-3. Les accidents signalés dans les environs d'Alger

Cette partie se base sur les rapports du centre de recherche en génie parasismique (CGS) qui a souligné et cartographié les grands accidents des environs d'Alger et la carte structurale de la région d'Alger (figure III. 3), et se base aussi sur des anciens travaux (eg. Boudiaf, 1996), grâce aussi à l'outil de photogéologie, ou par l'identification directe sur le terrain. Ces accidents dit néotectoniques forment pour la plupart les limites de bassins néogènes et sont les suivants :

III-4-3-1. Faille du Cap Matifou : Elle possède une longueur d'environ 3 Km, elle possède une direction non rectiligne globalement E-W, elle tend à plonger vers le sud-est, elle sépare le socle métamorphique d'El-Marsa et de Tamenfoust des formations néogènes au Sud, au contact de cette faille apparaît une fine bande d'andésite.

III-4-3-2. Failles de la Méditerranée (faille de Zemmouri et la faille en mer de Khair eddine) : Cet accident a été mis en évidence par les méthodes géophysiques, c'est une faille à mécanisme identifié comme inverse à quelques kilomètres au large d'Alger avec une direction moyenne E-W (détaille dans le chapitre IV).

III-4-3-3. Faille de Dellys : Elle présente une direction NE-SW parallèle à la côte entre Dellys et Cap Djinet, sa longueur avoisine les 45 Km.

III-4-3-4. Faille d'Isser-Bouira : Il s'agit d'une faille normale, mais qui peut jouer en décrochement dextre, son orientation est de N 140 et sa longueur atteint 50 Km, son possible

prolongement en mer à l'embouchure de Zemmouri El Bahri plus précisément au canyon d'Alger est à concevoir comme son héritage d'origine plus ancien.

III-4-3-5. Faille de Thénia : C'est un accident imposant comme d'autres connues dans la région, il présente une direction N 120 avec une longueur totale estimée d'au moins 40 Km sur le continent, sa continuité en mer est encore très mal connue actuellement. Cette faille sera revue en détail dans le chapitre à venir (Chapitre IV).

III-4-3-6. Faille de Réghaïa : Faille néotectonique de direction N-S de 10 Km de longueur, elle présente un jeu au Quaternaire ancien qui se matérialise par l'affaissement du bloc Ouest (NE de la Mitidja).

III-4-3-7. Faille du Sahel: Longue d'environ 30 Km, elle suit la direction de l'anticlinal du Sahel, c'est-à-dire NE-SW, elle est située entre le massif d'Alger et le Nord-Ouest du synclinal de la Mitidja (Coupe figure III. 4).

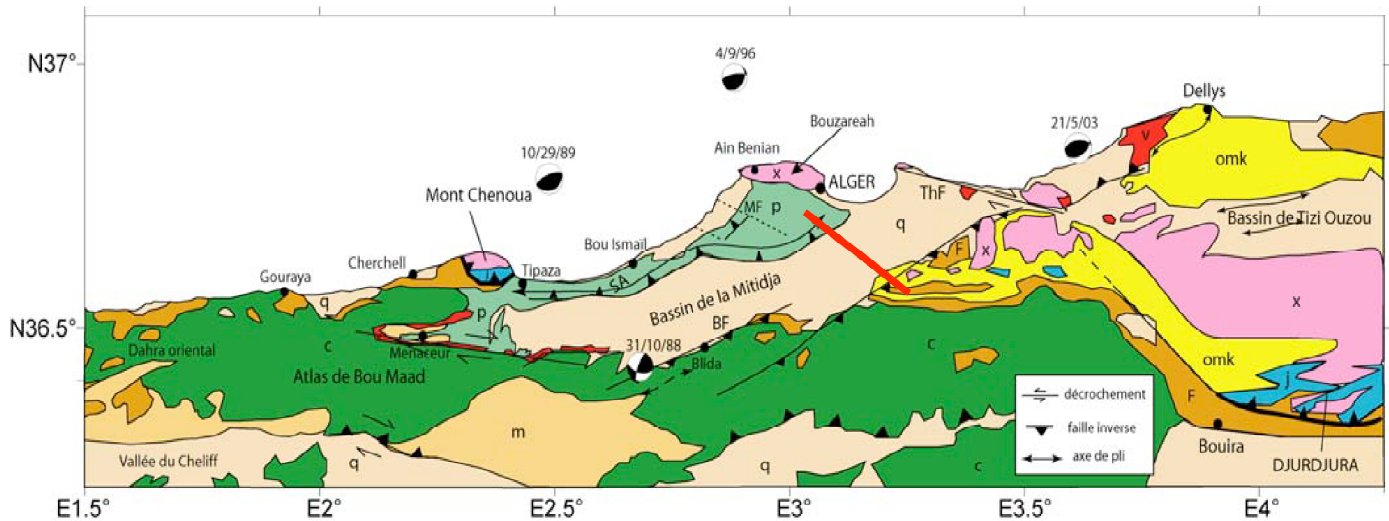


Figure III. 3 : Carte structurale de la région d'Alger (modifiée d'après Yelles et al. 2005, Kieken, 1962, Wildi, 1983, et Boudiaf, 1996). SA : anticlinal du Sahel, BF : faille de Blida, ThF : faille de Thénia, MF : faille de Mahelma, X : socle métamorphique kabyle, zones internes, F : Flyschs, omk : Oligo-Miocène Kabyle, c : Crétacé, m : Miocène, q : Quaternaire, p : Pliocène, v : volcanisme. Mécanismes au foyer : 31/10/88 : Harvard-CMT ; 10/29/89 : USGS ; 4/9/96 : IAG ; 21/5/03 : Harvard-CMT, relocalisé par Bounif et al (2004). Trait rouge gras : position de la coupe en Figure III.4.

Figure III. 5 : Schéma sismotectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell et sources des principaux mécanismes au foyer (Guiraud, 1977, Meghraoui, 1988, Benouar et al., 1994, Boudiaf, 1996 , Ayadi et al., 2003).

CHAPITRE IV:

SISMICITE

IV-1. INTRODUCTION

La sismicité en Algérie (Figure IV. 1) s'exprime particulièrement dans le tell, traduit la poursuite de la déformation compressive selon une direction de raccourcissement NW-SE (Bezzeghoud et Buform, 1999 et Philip, 1983). Le séisme qui a touché la région de Boumerdes le 21 Mai 2003 $M_w = 6,8$ (Yelles, Djellit et Hamadache 2003) témoigne de cette déformation, au même titre que le séisme d'El Asnam le 10 Octobre 1980 (Benhallou, 1985 ; Meghraoui, 1991 ; Ouyed, 1983), de Constantine le 29 Octobre 1985 (Bounif et Meghraoui, 1987), de Tipaza le 29 Octobre 1989 (Meghraoui, 1991), de Mascara le 17 Août 1994 (Benouar et al., 1994) ou d'Alger le 4 septembre 1996 (Yelles et al., 1999). Plusieurs études ont été menées à la suite des séismes d'Ain Témouchent le 22 décembre 1999 et de Beni Ourtilane le 10 Novembre 2000, ainsi que de celui de Boumerdes le 21 mai 2003. Des investigations de terrains ont été conduites dans les régions d'Oran et le bassin de la Mitidja, ainsi que dans la région de Constantine et de Guelma. Les données issues de ces travaux sont complétées par celles qui sont issues de la campagne marine Maradja (Domzig et al., 2006).

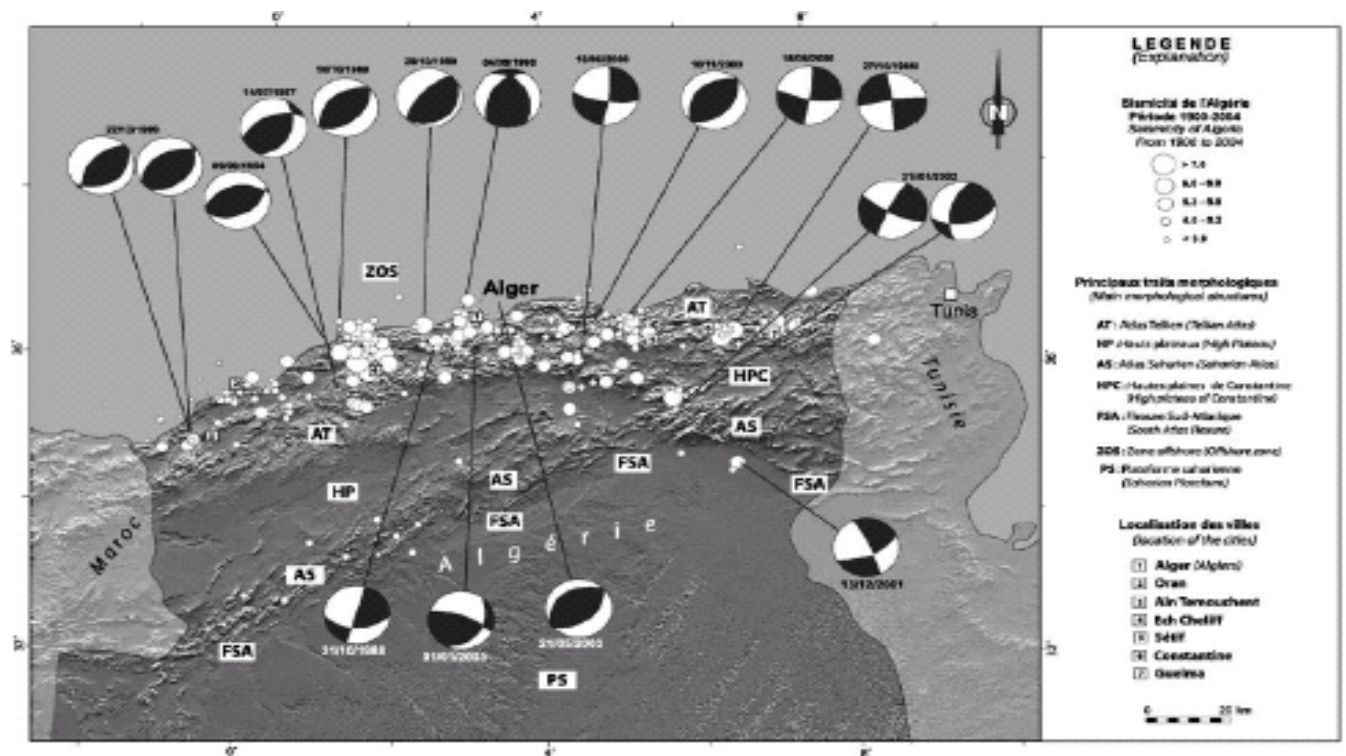


Figure IV. 1 : Sismicité et mécanisme au foyer du nord de l'Algérie.

IV-2. SISMICITE HISTORIQUE DE L'ALGERIE DU NORD

L'Algérie, au cours de son histoire, a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui ont généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes.

Le tableau suivant résume les grands séismes connus ayant affecté les régions algériennes.

Lieu	Date	I /M	M	Victimes
ALGER	30-01-1365	X	-	Plusieurs
ALGER	10-03-1673	-	-	-
MITIDJA	03-02-1716	X	-	20000
ORAN	09-10-1790	X	-	2000
BLIDA	02-03-1825	X	-	7000
DJIDJILI	22-08-1856	X	-	-
AURES	16-11-1869	IX	-	30
GOURAYA	15-01-1891	X	-	38
AUMALE	24-06-1910	VIII	6, 6	81
ORLEANSVILLE	09-09-1954	X	6, 7	1243
EL ASNAM	10-10-1980	X	7, 3	2633
CONSTANTINE	27-10-1985	VIII	6, 0	10
TIPAZA	29-10-1989	VIII	6, 0	22
BOUMERDES- ALGER	21-05-2003	X	6, 8	23000

Tableau 3 : Principaux séismes d'Algérie (1365 -2005)

Les anciens séismes (eg. année 1365) restent mal documentés, en raison de l'absence de documents ou d'archives relatives aux époques médiévales et antiques de l'Algérie, par contre la période allant de 1365 à nos jours ; la sismicité a fait l'objet de nombreux travaux (Ambraseys, 1988 ; Benhallou, 1985 ; Benouar, 1993 ; Hee, 1950 etc...). Les travaux plus récents (Maouche ; Benhallou ; Harbi, 2003) ont permis d'enrichir le catalogue des séismes qui ont touché les régions d'Alger et du Constantinois durant les siècles XIX et XX.

Les études de sismicité historique ont permis d'élaborer différents catalogues de sismicité, la réalisation de carte de sismicité et d'intensité maximale (Bezzeghoud et Bufforn, 1999), ainsi que la réalisation des cartes sismotectoniques et d'aléa sismique (Hamadache et al., 1998). À partir de

la cartographie des événements historiques, on peut établir le zonage sismique et localiser les régions sismogènes.

Quatre zones majeures de sismicité sont ainsi mises en évidence :

IV-2-1. Le domaine maritime

Parmi les plus importants séismes qui ont frappé l'Algérie du Nord, beaucoup se sont produits en mer, par exemple les séismes d'Alger en 1716, Boumerdes 2003.

IV- 2-2. Le tell

C'est la région qui connaît la plus grande activité sismique de l'Algérie du Nord.

IV-2-3. Les hauts plateaux

Actuellement, cette région se caractérise par une quasi-absence de sismicité, les hauts plateaux sont considérés comme un bloc rigide, qui se déforme au niveau de ces bordures.

IV-2-4. Atlas saharien

Des petits séismes de faible magnitude ($M < 4$) s'étalent en particulier le long du front sud atlasique.

IV-3. LES ZONES SISMOGENES DE LA REGION NORD ALGERIENNE

L'activité sismique en Algérie du Nord s'exprime dans diverses zones qui sont :

IV-3-1- la région de l'Ouest Algérien

Cette région se situe entre Oran, au nord, la région d'Ain Témouchent, au sud -ouest, et la région de Mascara, à l'est ; dans cette zone existe trois foyers majeurs de sismicité ainsi que des structures actives de direction NE-SW. Dans la région de Ténès, on note également l'existence des structures actives de direction NE-SW, et qui sont localisées en mer (Yelles-chaouche, et al., 2005).

IV-3-2- la région d'Alger

Dans cette région, l'activité sismique est localisée dans le bassin Néogène de la Mitidja (figure IV. 2) qui est caractérisé par d'importants séismes produits au cours de son histoire. Les études effectuées dans ce bassin (Boudiaf, 1996) montre que la tectonique active se manifeste le long des bordures nord et sud du bassin par des failles et plis à jeu inverse de direction NE-SW (pli-faille du Sahel) recoupés par des accidents majeurs de direction NW-SE qui déforment ces versants et surélevant la région littorale. On distingue trois zones :

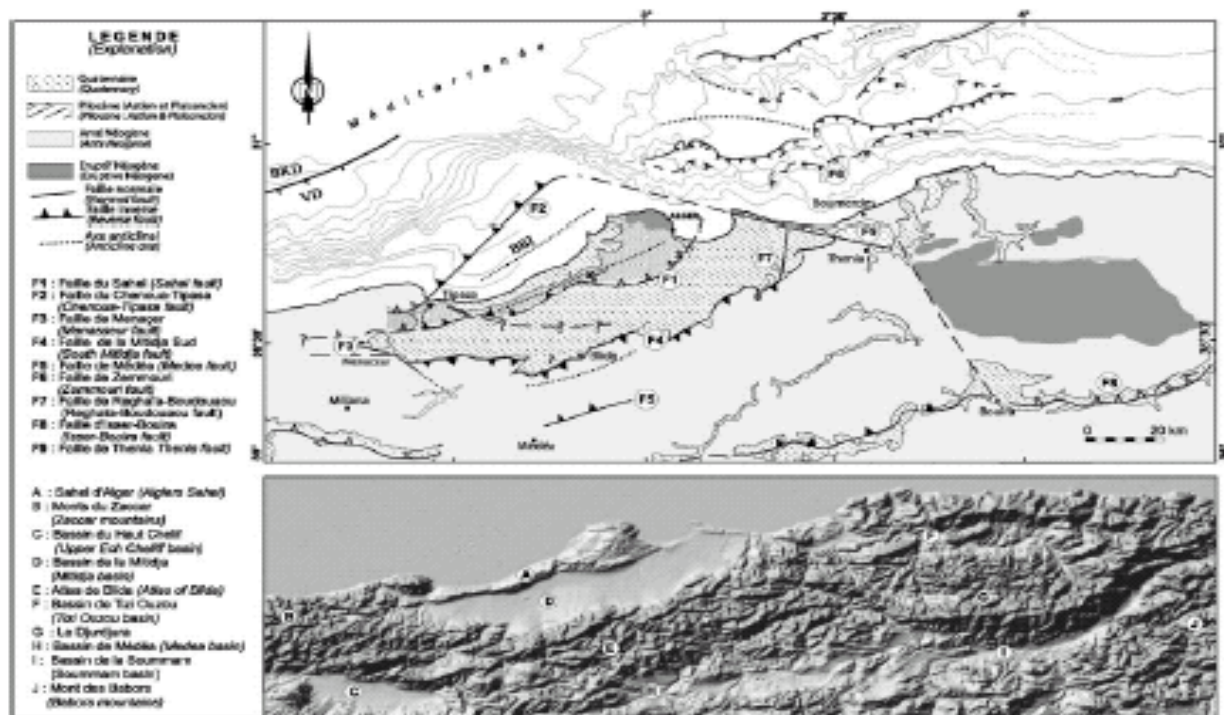


Figure IV.2 : Sismicité de la région d'Alger a) MNT, b) structures actives (Domzig et al, 2005).

➤ La région Ouest d'Alger

Dans cette région, on note la présence de l'anticlinal du Sahel, structure majeure de près de 60 Km de longueur et d'orientation NE-SW, cette région est affectée par des déformations tectoniques récentes qui touchent les terrains plio-quaternaires. Des décrochements de direction NW-SE affectant l'anticlinal du Sahel. En mer, on note l'extension marine de la faille du Chenoua ainsi que l'existence de l'accident de Khair eddine récemment cartographié par la compagnie Maradja (Domzig et al., 2006).

➤ La région Sud d'Alger

La région sud algéroise est marquée par le chapelet de failles qui bordent la zone de contact entre le bassin de la Mitidja et le massif de Blida. Il existe des indices de déformations dans les bordures de ce bassin qui affectant les niveaux plio-quaternaires. Ces déformations correspondent à des décrochements dextres ou à des chevauchements vers le nord des niveaux crétacés sur les niveaux récents du Miocène et du Plio-Quaternaire.

➤ **La région Est d'Alger**

L'expression de la sismicité est le récent séisme de Boumerdes du 21-05-2003 ($M_w=6,8$) a permis de mettre en évidence l'activité de la faille marine de Zemmouri (Yelles, Djellit et Hamadache, 2003) longue de près 50 Km, localisée entre Dellys et Boudouaou el Bahri, de direction NE-SW, la cartographie de cette faille est faite par la compagnie marine Maradja (Domzig et al., 2006).

Ce séisme a permis de mettre en évidence le soulèvement ayant affecté la zone côtière (Yelles, Djellit, Hamadache, 2003), il a enfin démontré que le niveau de sismicité de la région marine algérienne peut parfois être important.

➤ **La région des Kabylies**

A l'extrémité Est du bassin de la Mitidja, on note l'existence de la faille Isser-Bouira qui est de direction NNW-SSE à rejeu dextre et constitue un accident actif permettant le transfert de la déformation du bassin de Mitidja au domaine Kabyle.

IV-4.DISTRIBUTION DE LA SISMICITE

Les catalogues sismiques présentent à la fois :

- 1- les informations macrosismiques relatives aux grands séismes historiques (avant 1900) ;
- 2- les informations plus détaillées de la période de sismicité instrumentale.

Pour la période historique, le catalogue compilé par le CRAAG (1994) est utilisé alors que la période instrumentale, est celui compilé par Benouar (1994) et CRAAG (1994). Les points significatifs sont :

- Plusieurs cas s'étendent le long de toute la longueur de la faille du Sahel liant la Mitidja au nord ;
- Un groupe de cas est localisé sur la partie ouest de la faille de Blida liant le bassin de Mitidja au sud ;
- Plusieurs cas sont distribués au large avec un petit groupe au Nord-Est des monts du Chenoua (figure IV. 3).

Ces observations suggèrent que les failles liant le bassin de Mitidja (failles de Sahel et de Blida) ainsi que d'éventuelles structures au large sont actives dans le modèle de contraintes actuel.

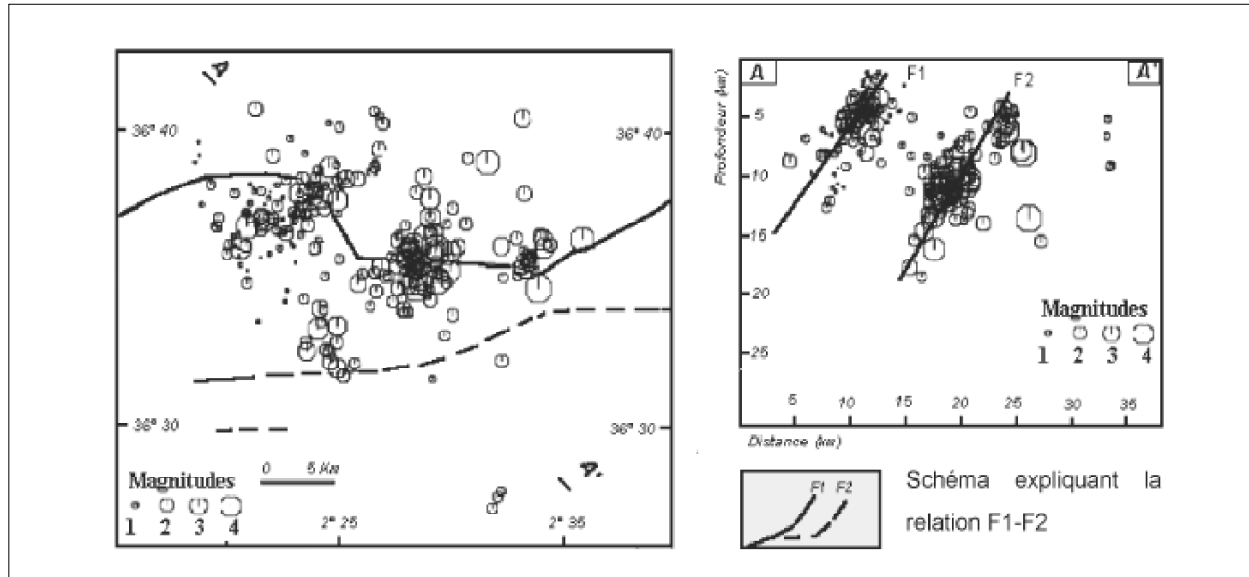


Figure IV. 3 : Distributions spatiales des répliques des séismes du Chenoua (1989) et de Tipaza (1990) sur une carte (à gauche) et en profondeur (à droite) (Maouche, 2000).

IV-5- Mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer sont représentés en stéréographie des quadrants de tension et de pression déduites des enregistrements des stations sismiques. Les quadrants de tension et de pression sont séparés par deux plans orthogonaux et nœuds (plan de faille).

Peu de mécanisme de foyer sont disponibles de la région d'Alger (figure IV. 4). Il indique que la déformation de la région d'Alger est la plupart des cas accommodé par la faille inverse des structures orientées généralement ENE-WSW. Ce régime de déformation est très logique par rapport au modèle de contrainte identifié actuellement. Il est nécessaire de collecter les données des mécanismes au foyer supplémentaire pour définir le type de faille et la géométrie du plan de faille de chacune des structures actives.

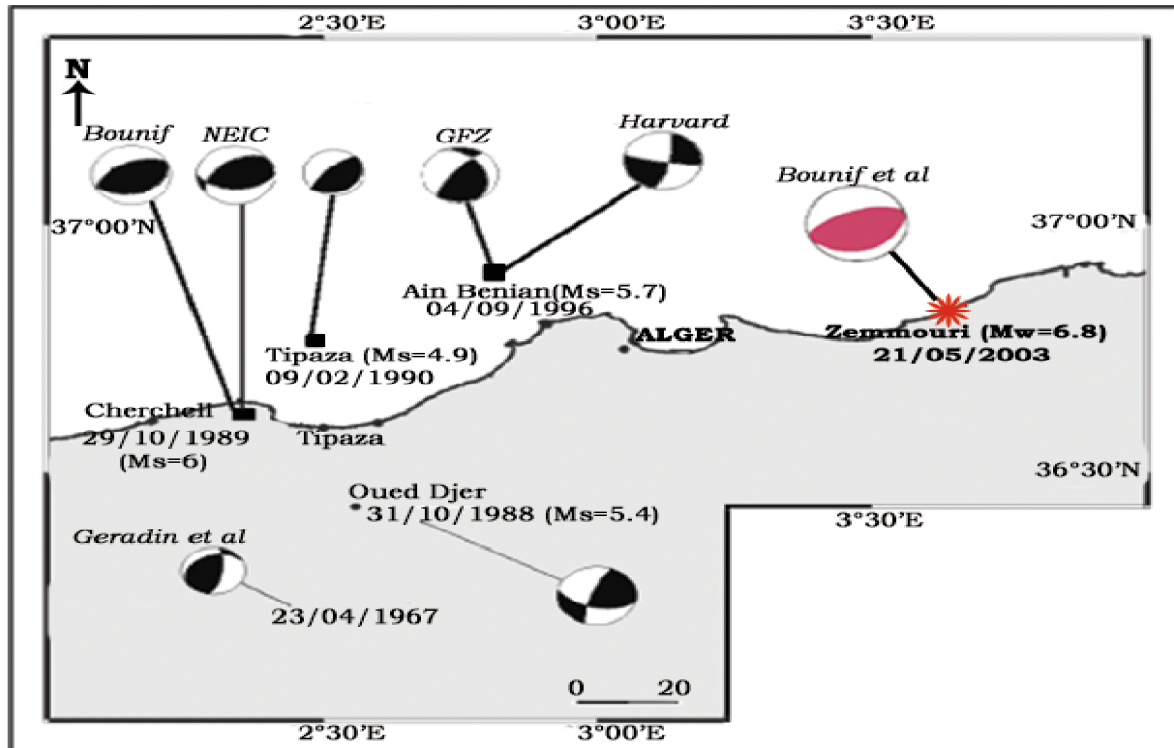


Figure IV. 4 : Récents séismes significatifs dans la région d'Alger (JICA, 2006)

CHAPITRE V:

SISMOTECTONIQUE

V-1. INTRODUCTION

Le principal but de la sismotectonique est de clarifier les conditions géologiques dans lesquelles se produisent les tremblements de terre. Il est connu que les séismes ne sont pas répartis uniformément dans l'écorce terrestre. Selon la profondeur des foyers, les tremblements de terre peuvent être profonds, intermédiaires ou superficiels. Ces derniers sont associés aux déformations tectoniques de la croûte terrestre. On remarquera également que la distribution spatiale des épicentres est facilement corrélable avec les lignes de failles.

V-2.CRITERES TECTONIQUES ET MORPHOLOGIQUES

Les évidences de la néotectonique dans la région d'étude sont de deux catégories :

- Évidences liées à l'activité des failles ;
- Évidences géologiques et morphologiques.

V-2-1-Les évidences liés à l'activité des failles

L'observation des images satellites et des photographies aériennes montre plusieurs linéaments dont certains peuvent être des failles. L'examen détaillé de ces linéaments montre que ces derniers coïncident avec des failles qui y aient eu un déplacement récent évident ou non, ces failles peuvent être classées comme étant à activité certaine ou à activité probable.

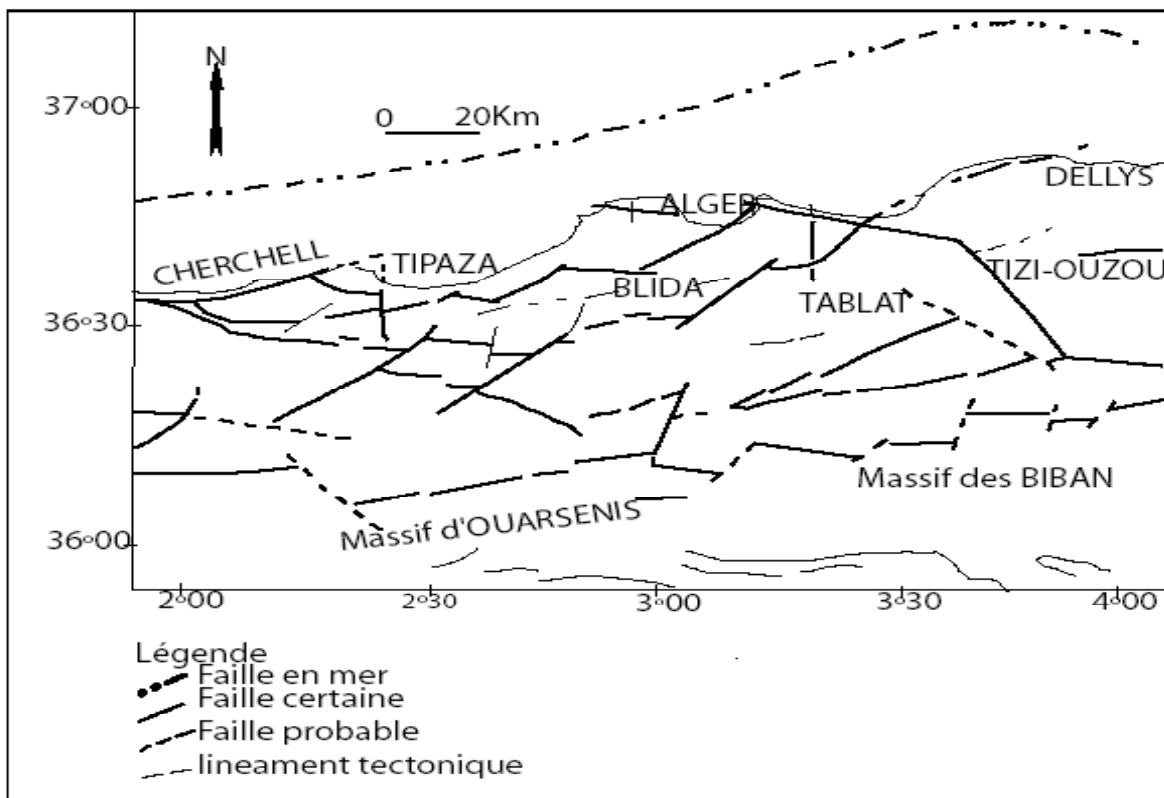
- Faille à activité certaine : ce sont des failles de grande étendue nettement visibles sur les photos aériennes ; leur existence et leur activité se confirment facilement sur le terrain par des escarpements de failles, des zones de broyage et des changements de faciès affectant les formations quaternaires (Pléistocène récent ou Holocène) et parfois par des stries de failles.
- Failles probables : elles sont difficiles à observer sur les photos aériennes, parce qu'elles sont souvent recouvertes par les formations quaternaires, leur activité est considérée comme étant probable car l'époque pendant laquelle a eu lieu le plus récent événement est certaine, c'est le cas des failles subméridiennes qui traversent les terrains quaternaires du bassin de la Mitidja.

V-2-2.Les évidences morphologiques

Il existe une relation étroite entre la géologie du secteur étudié et la néotectonique (figure V.1). Ces relations se manifestent par :

- Des terrasses marines le long du littoral : Tipaza, Ain Tagourait, Reghaia et d'autres dans le Sahel. Ces terrasses marines sont le résultat des mouvements verticaux durant la période du Quaternaire ;

- L'existence de failles segmentées de direction sensiblement E-W bordant la plaine de la Mitidja au Nord et au Sud. La couverture quaternaire est d'épaisseur variable, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Les failles qui bordent le bassin sont parfois jalonnées par de nombreux pointements triasiques, des minéralisations et des remontées d'eaux thermo minérales. Ces dernières sont étroitement liées au volcanisme.



FigureV.1: Carte néotectonique de la région d'Alger (CGS,1998).

V-3- LES CARACTERISTIQUES SISMOTECTONIQUES DES DIFFERENTES REGIONS

L'observation de la carte sismotectonique montre que la répartition des événements sismiques, représentés par leurs intensités et/ou leurs magnitudes est concordante avec la localisation des failles à activité certaine et probable. L'observation de la carte sismotectonique de la région de l'Algérois (FigureV.2) a permis de distinguer deux zones sismotectoniques actives.

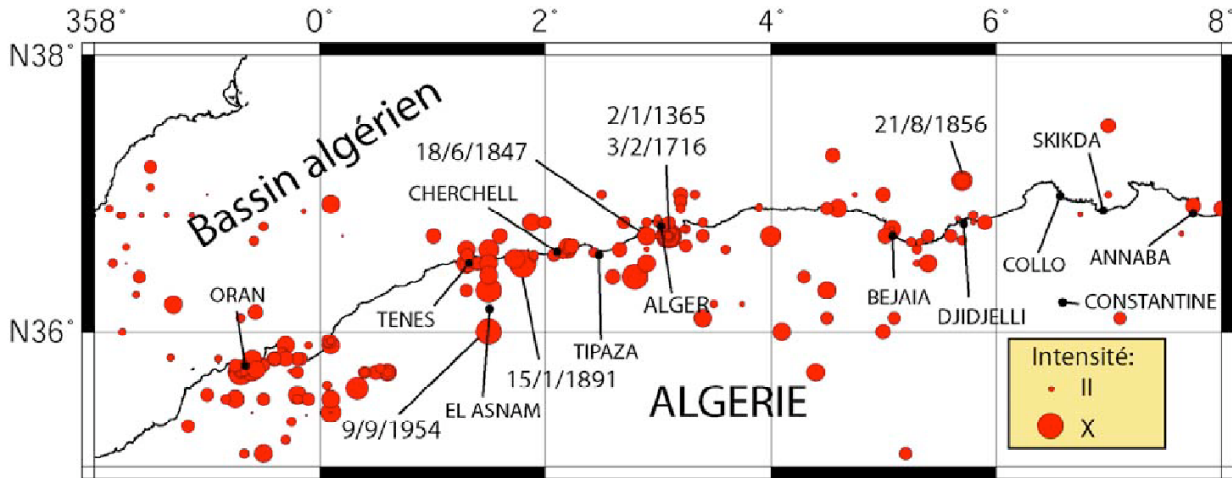


Figure V.2 : Carte de la sismicité historique (bases de données du CRAAG et USGS, de 1365 à 1972). L'intensité est indiquée à l'échelle MSK.

V-3-1- La zone de la Mitidja

La phase d'évolution contemporaine de cette zone est caractérisée par une intense activité en mouvements verticaux des morphostructures néotectoniques. La plus importante activité sismotectonique dans cette zone semble être associée aux failles qui séparent le bassin de la Mitidja des morphostructures de surrection qui l'environnent, comme résultat de cette activité sismotectonique, de nombreux tremblements de terre sont localisés le long de la faille sud-mitidjienne, en particulier, le long du segment El-Affroun-Blida. La limite nord du bassin contemporain de la Mitidja est soulignée par la faille du Sahel. Le contraste qui existe entre la Mitidja et le Sahel est associée à l'activité sismique mise en évidence par les nombreux épicentres disposés le long de la faille dite du Sahel.

En plus de ces principales failles qui bordent la Mitidja au Nord et au Sud, il existe certaines zones de distribution des épicentres le long d'autres failles de moindres étendues : c'est le cas des épicentres localisés à Tipaza, Ain Taya et Cherchell. Les séismes qui ont eu lieu dans ces endroits ont des magnitudes modérées à l'exception du séisme du 29.10.1989 de Tipaza.

V-3-2- La zone de l'atlas Blidéen

Elle est caractérisée par une intense activité sismotectonique qui est liée à la surrection de l'ensemble des blocs, mais avec des vitesses différentes. Ainsi la surrection des massifs Boumaad-Blida-Tamesguida-Djurdjura au Nord et celle des massifs Ouarsenis-Titteri-Biban, au Sud avec le Miocène post-nappes du bassin Cheliff Soummam provoque une accumulation de

l'énergie qui s'exprime par des séismes. La distribution des épicentres est liée aux failles qui bordent ce bassin. La concentration des épicentres dans la région de Tablât à l'intérieur du complexe pré-néogène est liée aux failles NE-SW. Cela résulte de la différence des vitesses de surrection à l'intérieur même du complexe.

V-4- ZONES SOURCE- FAILLES ACTIVES DE LA REGION D'ALGER

V-4-1- DEFINITION

La reconnaissance des zones sources verra la plupart du temps la collaboration des tectoniciens, des géologues et des sismologues : les failles très actives marquent suffisamment la morphologie du paysage pour que la localisation des sources soit possible. L'identification des failles n'est pourtant pas toujours simple, la recherche d'indices de sismicité historique et le concours de tectoniciens et des géologues sont utiles (Hernandez, 2000). Les investigations de sismotectonique et d'aléa sismique de la région d'Alger, malgré son importance stratégique, n'ont véritablement, commencé qu'après le séisme d'El Asnam de 1980 (Bouhadad, 2004). Dès lors, des études de recherche visant à évaluer l'aléa sismique de la région ont été réalisées, menées aussi bien par des chercheurs universitaires (Meghraoui, 1988 ; Boudiaf, 1996) que par des organismes de recherche (CGS et CRAAG).

Sur la base des travaux réalisés dans le cadre du microzonage de la région d'Alger (CGS, 1998) et d'une étude de la sismotectonique d'Alger et de la Kabylie (Boudiaf, 1996), nous allons décrire le cadre sismotectonique de notre région d'étude.

Du point de vue de l'activité sismotectonique, les deux domaines définis à savoir le bassin de la Mitidja et l'Atlas Blidéen sont des zones actives correspondant à de nombreuses sources sismiques. Chaque source a ses propriétés spécifiques morphologiques et sismiques.

Du point de vue morphologique, on distingue des lignes sources et des zones sources, tandis que les propriétés sismiques sont liées aux magnitudes maximales probables de ces sources.

Notre région est marquée par des failles et des provinces sismiques actives (voir carte sismotectonique) qui peuvent provoquer un risque sismique assez élevé. De ces éléments sismogéniques, on peut trouver différents types de sources sismiques : points sources, lignes sources et zones sources, dont certaines bien qu'éloignées de notre secteur, peuvent influencer sur notre région.

V-4-2 - La ligne source en Méditerranée

Elle est liée à la tectonique de la faille se situant le long de la limite entre le bassin franchement marin en Méditerranée et le bloc continental au sud. Cette faille, d'importance régionale, est caractérisée par une grande profondeur et est capable de générer des séismes de magnitude maximale de 7.0.

V-4-3- La zone source d'El Afroun - Blida

Elle représente la jonction de deux systèmes de failles décrochantes NE-SW et la faille sud-mitidjienne.

V-4-4- La zone source de Bouinan

Liée à la faille de la dépression sud-mitidjienne, elle est représentée par le segment central de la faille sud-mitidjienne qui se caractérise à son tour par ses coupures en plusieurs failles décrochantes.

V-4-5- La ligne source de Cap Matifou- Isser

La faille de Thénia est la structure cassante la plus extraordinaire de notre secteur et qui s'impose immédiatement sur la carte structurale avec une longueur totale d'au moins 35 Km. Elle a été datée comme anté-alpine, mais réactivée (CGS, 1998). Elle fut cartographiée pour la première fois par Ficheur (1890) mais sans soupçonner sa prolongation vers l'Ouest qui fut établie quelques années plus tard par Glangeaud. Récemment elle fut étudiée par Boudiaf (1996). Elle est facile à cartographier avec une direction N 120°. Elle est bien marquée au niveau du massif granodioritique de Thénia, orientée N120° et affecte des formations d'âge plio-quadernaire. A l'Est de Thénia, la faille peut encore s'observer sur son prolongement vers l'Ouest, au-delà de Boumerdes, elle est marquée par un escarpement, son prolongement au-delà de l'Oued Isser a été confirmé par Boudiaf (1996).

V-5 –CONCLUSION

Hormis certaines circonstances exceptionnelles, comme lorsqu'il s'accompagne d'un raz-de-marée (tsunami) ou qu'il provoque de grands glissements de terrain, le séisme n'est dangereux pour l'homme qu'à travers ses effets sur les ouvrages. En conséquence, c'est sur ces derniers que doit porter l'essentiel de l'effort de prévention. La sismicité d'un site intègre la grandeur des intensités des secousses ainsi que la fréquence avec laquelle elle se produit. Les effets des séismes et notamment ceux dus aux composantes horizontales du mouvement, sollicitent les

ouvrages d'une façon particulière, qui n'a généralement pas d'équivalent dans les conditions de service normal. Ainsi la plupart des bâtiments sont soumis à des charges de service essentiellement vertical, dues aux poids propres et aux surcharges d'exploitation. Le dimensionnement requis pour résister à ces charges de service peut être insuffisant pour reprendre les efforts de cisaillement et de flexions induits par les forces d'inertie horizontales engendrées par un séisme. Le caractère aléatoire du risque sismique et le coût élevé des mesures de protection correspondant aux fortes intensités nous conduisent à une double interrogation :

- Comment apprécier ce risque et se fixer une intensité limite au-delà de laquelle on renonce à se protéger ?
- Si cette intensité est atteinte, que sauvegarde-t-on ? Les vies seules ? Les biens en plus ?

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

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

Le potentiel de rupture d'une faille en surface est fonction de l'énergie qu'un événement sismique dissipe. Outre les mouvements vibratoires qu'il génère et qui concurrencent 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 de la faille des sites urbanisés où ouvrages particuliers signifie que son déplacement en surface peut les démolir. La déformation du sol et les dégâts occasionnés aux structures par rupture de faille en surface sont liés à la localisation de la faille par rapport aux ouvrages, à la géométrie et au régime tectonique de cette faille.

V-6-LES FAILLES ACTIVES DE L'ALGEROIS

Le contexte géodynamique régional a engendré dans le nord de l'Algérie un ensemble de structures tectoniques (pli, failles, pli-failles) d'activités sismiques élevées comme l'atteste la fréquence des séismes durant le siècle dernier. L'essentiel de ce risque, permanent dans cette partie nord, particulièrement dans l'Algérois est concerné par cinq (05) importantes failles actives.

V-6-1- Localisation:

Les cinq failles importantes sont de direction moyenne NE-SW (figure V. 3). Il s'agit de:

- La faille de Kheir eddine qui se trouve en mer au large d'Alger;
- La faille de Zemmouri qui se trouve également en mer au nord de Zemmouri et de Boumerdes;
- La faille du Sahel qui borde la partie Sud du Sahel et qui est au Nord de la Mitidja;
- La faille de Blida qui borde la Mitidja au Sud au pied de l'Atlas Blidien;
- La faille de Thenia qui est décrochante et de direction NW-SE n'a pas apparemment joué un rôle si non mineur dans un séisme de 21 Mai 2003 de Boumerdes.

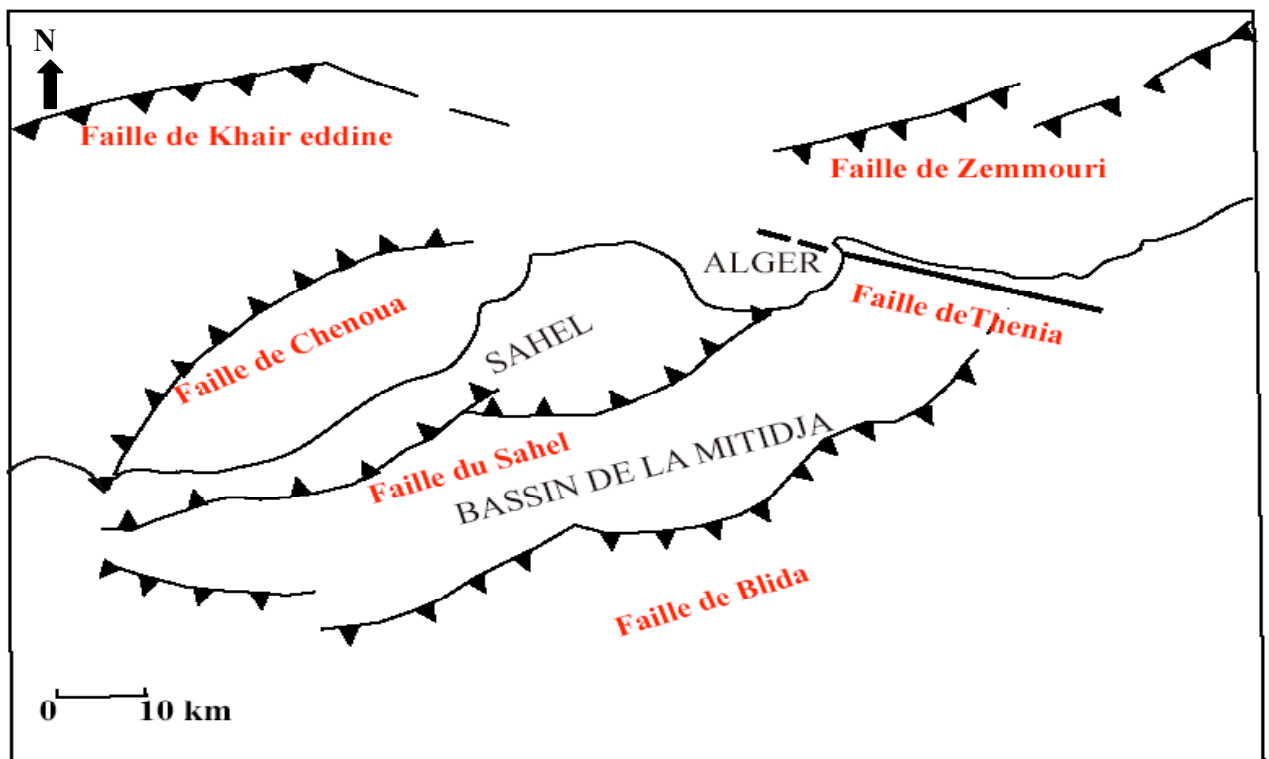


Figure V.3 : Localisation des différentes failles de l'Algérois.

V-6-1-1. La faille du Sahel. Il s'agit du pli-faille du Sahel. Il délimite le bassin de la Mitidja au Nord.

La topographie suivant la faille sur son compartiment du Nord est une tendance anticlinale ENE-WSW (figure V.3) d'environ 200 m d'élévation résultant du glissement inverse sur le plan de la

faille en plongeant vers le Nord. Cette faille n'apparaît pas en surface est restée imperceptible le long de toute sa longueur. Deux segments se mettant en contact à l'oued Mazafran. Le segment oriental apparaît comme propagation vers le Sud de la poussée et accommode certaines déformations susceptibles d'avoir été localisée au préalable sur un segment abandonné actuellement. Sur l'activité plio-quadernaire de la faille, selon les travaux sismotectoniques, Saoudi, (1989) et Boudiaf, 1996), montrent que cette faille majeure est plus importante qu'on le suppose et a un déplacement actif.

V-6-1-2. La faille de la Mitidja Sud (Blida). À l'instar du Plan Nord, le Plan Sud du bassin de la Mitidja est limité par une faille équivalente à celle du Sahel. Elle s'étend de Hadjout-Blida jusqu'à Boudouaou et longe les côtes des communes de Boumerdes et Dellys. La faille de Blida marque une interface entre le bassin de Mitidja au Nord et l'Atlas blidéen au Sud. L'Atlas blidéen est une chaîne d'élévation d'environ 1500 m. Cette topographie reflète le déplacement inverse à long terme sur le plan de faille plongeant au Sud. En surface la faille apparaît divisée en segments. Par contre leur géométrie en profondeur et leur segmentation sont inconnues. Dans sa partie occidentale, la trace de la faille s'affaiblit progressivement avant d'être connectée avec la faille de Sahel ou la faille de Tipaza sur sa partie orientale, le tracé de la faille s'affaiblit également et disparaît avant d'atteindre la zone de Boumerdes. La sismicité instrumentale montre une activité sismique plus importante focalisée sur la partie occidentale de la faille (figure V.3). Le séisme de Oued Djer du 31 octobre 1988 ($M_s=5,4$) confirme le mouvement inverse d'un plan de faille plongeant vers le Sud avec une composante supplémentaire latérale dextre.

V-6-1-3. La faille de Thénia. Cette faille s'étend des Issers jusqu'à Bordj El Bahri (baie d'Alger). Elle fait partie d'un trait structural qui va jusqu'à Bejaia tout en limitant le massif du Djurdjura au Sud. C'est une faille de direction WNW-ESE (figure V.3 et V.4) près de la ville de Boumerdes ; elle a une longueur totale d'environ 35 Km. D'après Deverchères et al., (2005), les données bathymétriques ne montrent pas une étendue au large significative de la faille, contrairement à ce que pensait Boudiaf (1996). En topographie, la trace de la faille est rectilinéaire suggérant un plan de faille en pente raide. La faille près du littoral forme une topographie nette d'environ 50 à 80 m d'élévation qui montre la récente activité limitée à l'élévation du compartiment du Nord.

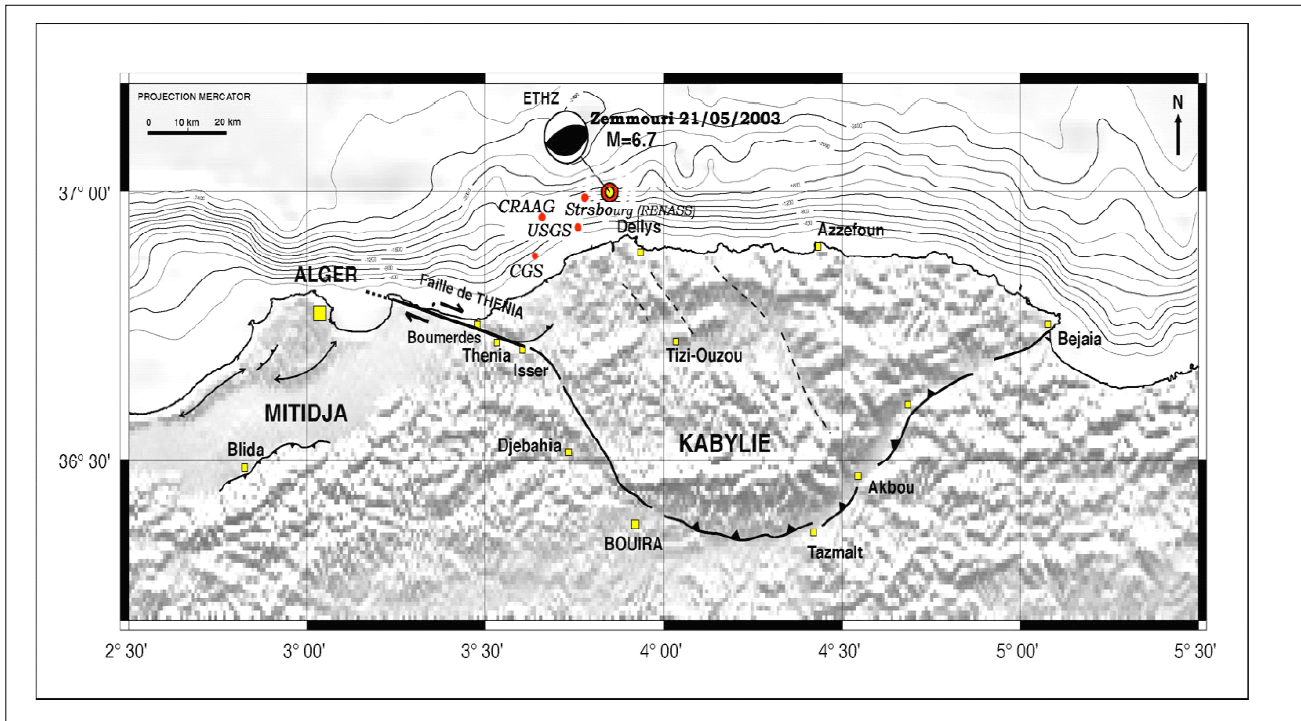


Figure V.4 : Modèles numériques de terrain montrant la faille de Thénia (Source Meghraoui, d'après Boudiaf, sites de IPG- Strasbourg et CSEM).

V-6-1-4. Faille du Chenoua. La faille de Chenoua délimite le massif du Chenoua au Sud et s'étend au large en direction nord-est (figure V.3 et figure V.5). La longueur et la géométrie de cette faille sont mal étudiées car elle se prolonge au large. Les répliques du séismes de Tipaza du 29 octobre 1989 ($M_s=6$) et de Chenoua 9 février 1990 ($M_s=4.9$) ont permis de définir sa forme et donner des informations sur sa géométrie. Une partie terrestre et une partie sub-méridienne en mer. Les répliques de ces deux cas suggèrent deux plans de failles parallèles de direction NE-SW et plongeant vers le NW avec un angle de 45° (Maouche, 2000). Ces deux plans sont considérés comme étant absorbés en profondeur et formant une faille isolée. Le mécanisme au foyer de deux séismes montre le développement d'une faille inverse sur les plans de faille plongeant vers le Nord Ouest avec un angle de 45° , suivant la sismique réflexion qui a traversé la faille, on voit l'existence d'un anticlinal croissant sur les compartiment de la faille Nord Ouest suggérant une topographie à géométrie similaire de celle de sahel.

D'après les données bathymétriques de la campagne scientifique Maradja au large de la côte algérienne (Domzig et al., 2006) la trace de la faille s'étend d'environ 50 Km à l'Ouest d'Ain Benian. Grâce au mécanisme au foyer du séisme du 4 Septembre 1996 ($M_s=5.7$), d'Ain Benian, la géométrie de la faille montre un mouvement inverse sur le plan de la faille plongeant vers le Nord-Nord-Ouest.

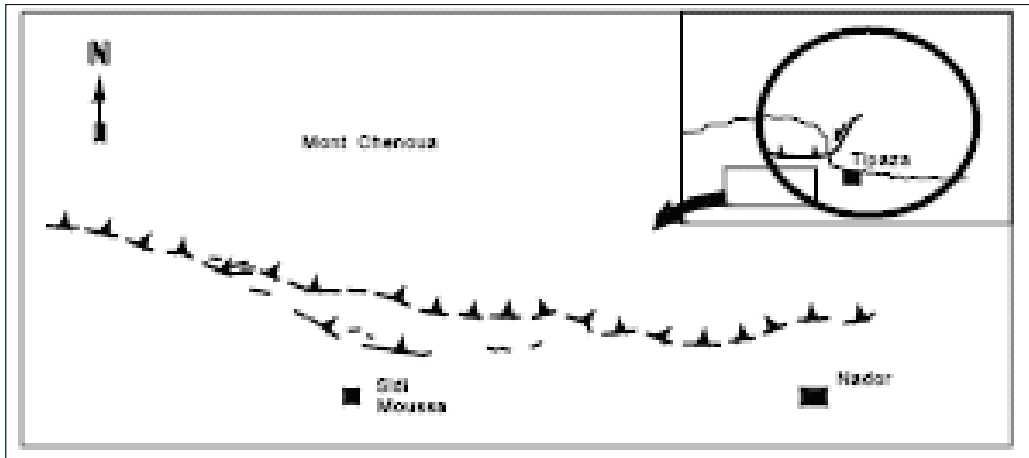


Figure V.5 : Ruptures de surface interprétées par Meghraoui (1991) à la suite du séisme du Chenoua de 1989. La faille du Chenoua apparaît dans la zone encadrée.

V-6-1-5. Les failles au large de la marge Algérienne (Zemmouri et Khair Eddine). Selon les premières modélisations sismologiques et les observations de terrain, la faille active qui a causé le séisme du 21 mai 2003 est localisée en mer (figures V.1 et V.3). Elle présenterait une direction N 65° (USGS) et se prolongerait sur une longueur d'environ 30 km. Cette faille active qui était alors inconnue de par sa position (quoique des failles en mer étaient soupçonnées) est révélée par le séisme violent du 21 mai 2003, de magnitude 6.8 (Yagi, 2003 ; Bouhadad et al., 2003). Le séisme du 21 mai 2003 a engendré des dégâts considérables dans la région. La faille de Zemmouri présente un pendage vers le SE dont le mouvement a causé un soulèvement de la côte d'environ 70 cm.

Les récentes données de la sismique réflexion et bathymétriques au large de la campagne Maradja (Deverchères et al., 2005) donnent lieu à imaginer la trace de cette dernière au large le long de la base de la pente continental du Nord de Zemmouri (figure V.6) à environ 14 Km de la côte, contrairement à ce que dit Meghraoui (2004) qui pense qu'elle est à 7 Km de la côte.

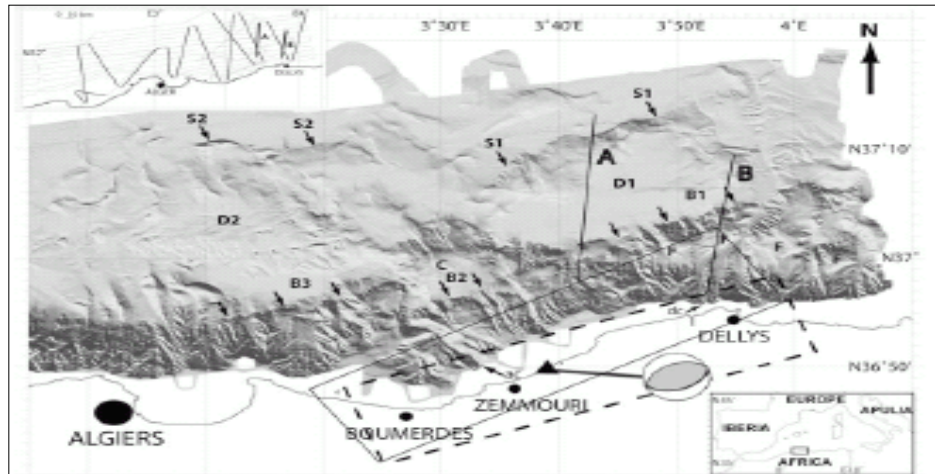


Figure V.6 : Données bathymétriques de la campagne Maradja (partie est) montrant la faille de Zemmouri qui a eu lieu le 21-05-2003 (Domzig et al., 2006).

L'activité le long de cette faille a été prouvée par :

- 1-le séisme de Boumerdes.
- 2-la géométrie en éventail des sédiments quaternaires à la base en pente continentale (figure V.7).

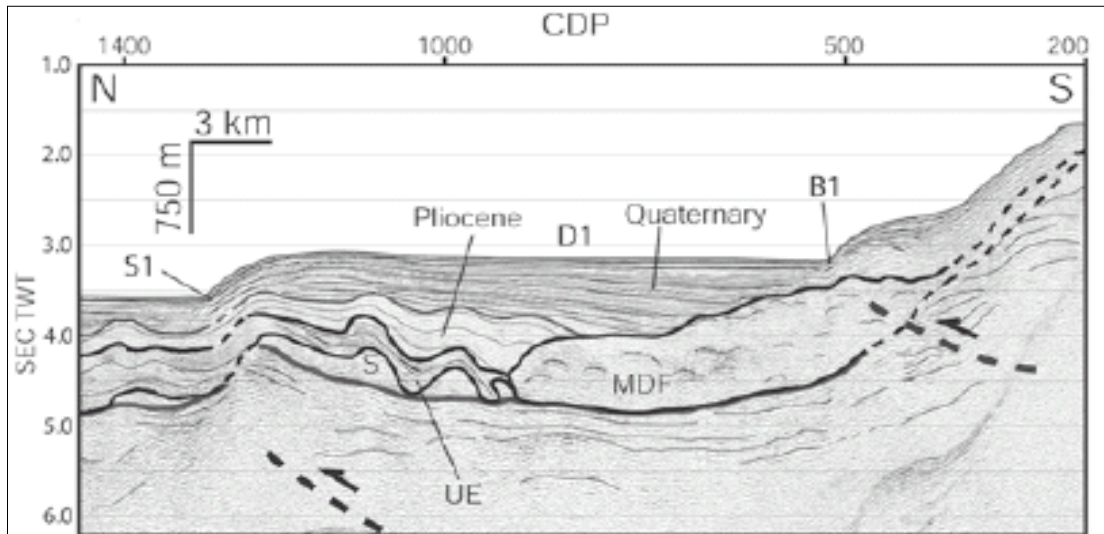


Figure V.7 : Données de sismique réflexion de la campagne Maradja montrant les dépôts quaternaires basculés par le déplacement le long de la faille au large de Boumerdes (Domzig et al., 2006)

Les études de la campagne Maradja sur la Baie d'Alger à l'Ouest (Domzig et al., 2006) montrent l'existence d'une faille principale au large plongeant vers le sud suivant la base de la pente continentale du banc de Khair Eddine (figure V.8).

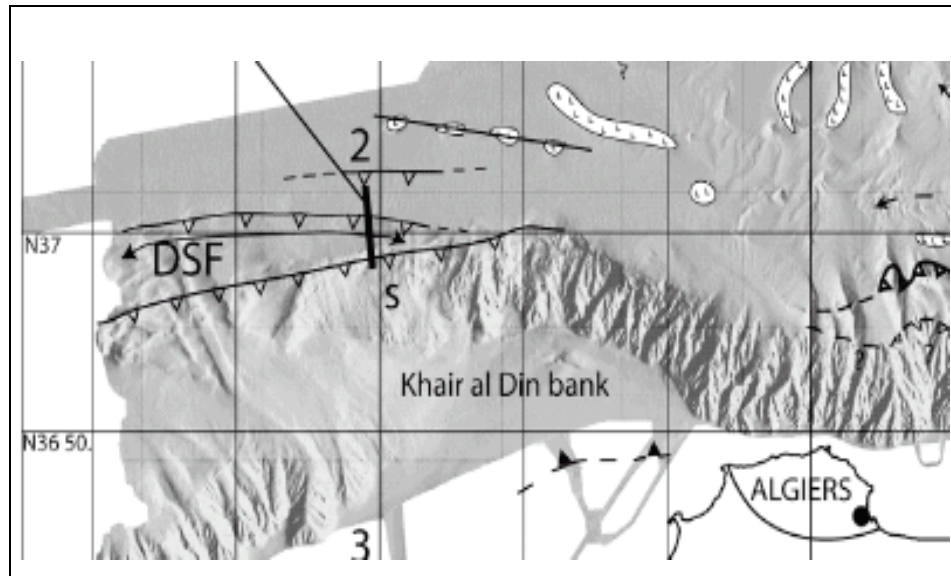


Figure V.8 : Données bathymétriques de la croisière Maradja (partie de l'Ouest) montrant la faille au large de Khayr Eddine au Nord de la berge de banc du Khayr Eddine (Domzig, 2006). Une étendue vers l'Est de cette faille jusqu'à la longitude approximative d'Ain Benian (données bathymétriques).

Ces failles au large de Zemmouri et de Khair Eddine (figure V.6 et V.8) selon la topographie (environs 2500 m de pente continentale) doivent être considérées comme principales. Dans ce contexte, les failles de Sahel et de Chenoua mesurant quelques centaines de mètres en élévation sont des structures secondaires, c-à-d les failles inverses sur le compartiment supérieur de la faille au large de Khair Eddine.

V-6-2-CARACTERISTIQUE SISMOTECTONIQUE

Les structures actives identifiées précédemment (Sahel ; Thénia ; Blida ; Chenoua ; Zemmouri et Khair Eddine) sont considérées très importantes et très dangereuses.

V-6-2-1-La faille du Sahel

❖ Longueur :

Les structures profondes et la géométrie de cette faille restent inconnues malgré les nombreuses études effectuées sur cette faille.

Les critiques sur la géométrie de la faille telle que l'angle de plongement, segmentation et la largeur du plan de faille, sont requises pour évaluer la capacité sismogène et l'alea associée.

La géométrie profonde de la faille est inconnue, mais, il est considéré comme une rupture le long de toute la longueur de la faille avec tous les segments se connectant en profondeur : la longueur estimée est de 75 km.

❖ Largeur :

La faille de Sahel s'étend vers le bas à une profondeur de 15 km. La cinématique de la faille est inconnue, mais Meghraoui (1991) a calculé une élévation de terrasse marine de l'Est de Tipaza de 0, 1 à 0, 2 mm /an, sur la base de l'âge radiométrique.

*Faille néoformée

Dans l'algérois, de nombreuses failles majeures ont connu une longue évolution depuis le mésozoïque au quaternaire, la faille de Sahel, la faille de Blida ont été marquées par des inversions tectoniques. Leur étude a fait notamment l'objet de récentes interprétations.

L'anticlinal du Sahel est marqué par plusieurs déformations post-pliocènes localisées dans la région de Tipaza, Berrad-Attatba et Mahelma (Boudiaf, 1996). Il est allongé sur plus de 80 Km de la côte ouest d'Alger, sa longueur est de 3 Km environ.

Nous pensons que cette faille correspondrait probablement à une ancienne faille normale Miocène (formation de bassin de Mitidja) de rejet plus proche de la verticale et a vergence vers le Sud, qui se serait inversé actuellement, jouant alors en faille inverse à vergence Nord suite au changement du régime tectonique (distensif en compressif).

Le mouvement récent de la faille est difficile à estimer car les traces de la faille repérée en géophysique (sismologie) sont peu exprimées morphologiquement.

D'après nos interprétations, on distingue les stades suivants :

- Le premier stade (figure V.9) caractérise par un régime d'extension où les failles qui bordent le bassin de la Mitidja sont des failles normales. donc cette extension serait le résultat, peut-être, à la période de l'ouverture de la Méditerranée (extension Miocène ou le plongement vers le Sud).

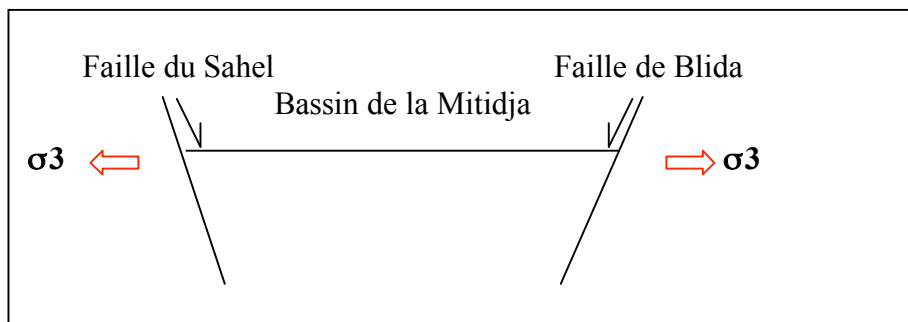


Figure V.9: Extension Miocène

-Le deuxième stade (figure V.10) correspond à un changement de régime (passage d'un régime extensif à un régime compressif), ce qui engendrerait des failles inverses (actuellement) avec de changement de plongement qui devient par exemple vers le Nord pour le Sahel.

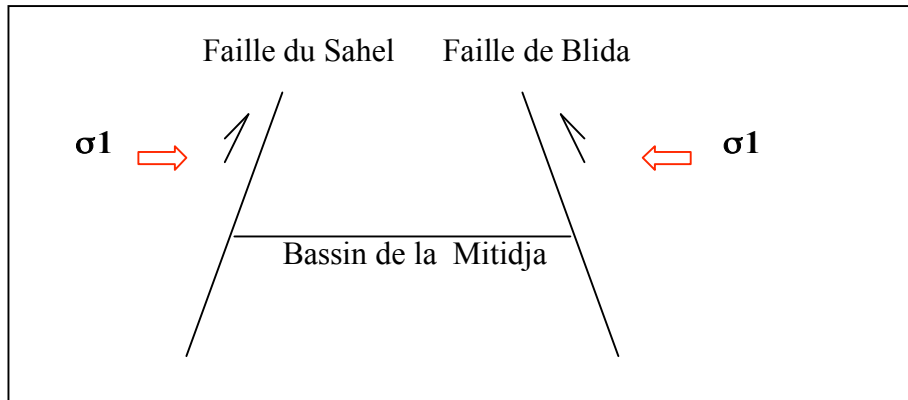


Figure V.10: Régime de déformation compressif qui pourrait être dû au rapprochement des deux continents africaine et européen.

Actuellement, d'après les travaux de plusieurs auteurs, la faille de Sahel est active, donc l'inversion tectonique a généré, ou bien un changement du plongement de la faille originelle ou bien, pour une seconde hypothèse, elle pourrait être dû à la néoformation de ce que l'on appelle actuellement la faille du Sahel (avec la segmentation de la faille). Il en est de même pour la faille de la Mitidja sud.

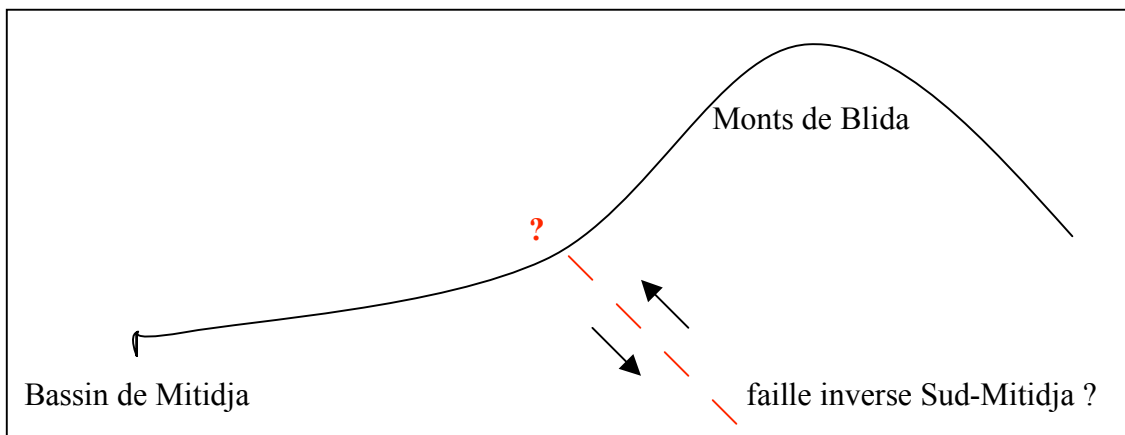


Figure V.11: La faille sud mitidjienne d'après la topographie.

On remarque d'après la topographie (figure V.11) que l'Atlas blidéen est une zone haute et la Mitidja est une zone basse (bassin) donc, entre ces deux zones on peut situer une faille qui les limite c'est la faille inverse de Blida ou faille sud-mitidjienne.

V-6-2-2- la faille du Chenoua

❖ Longueur

Les études effectuées par la campagne Maradja (données bathymétriques) et la sismicité instrumentale, la faille du Chenoua ont donné une longueur d'environ 50 Km sur un plongement vers le Nord-ouest et un angle de 45°.

-Le long de cette faille ; le taux de glissement est estimé de $0,5 \pm 0,2$ mm / an (JICA, 2006).

V-6-2-3- la faille sud Mitidjienne (Blida)

❖ Longueur

L'incertitude significative sur cette faille est associée à :

- la géométrie en profondeur (angle de plongement, propagation vers le bas, segmentation, connexion avec les autres structures) ;
- le taux de glissement et la vitesse de glissement.

La faille de Blida s'absorbe en profondeur et forme un segment unique d'une longueur d'environ 90 Km.

❖ Largeur

La faille de Blida s'étend sur 20 Km de profondeur.

-le taux de glissement de cette faille est estimé à de $2,5 \pm 1$ mm/an (JICA, 2006).

V-6-2-4- la faille de Thenia

❖ Longueur

Dans la partie visible de cette faille, la longueur estimée n'est que de 8 Km. Elle se prolonge vers le Nord-Ouest jusqu'aux environs d'Alger, vers le Sud Est elle disparaît sous les alluvions de l'oued Isser, dans ce cas, sa longueur totale serait de 35 Km.

Si on prend son prolongement en mer, nous estimons qu'il faut tenir compte d'un minimum de 20 Km, donc la longueur totale de cette faille est de 55 Km (Boudiaf, 1996). Cependant, ce prolongement en mer a été remis en cause (Deverchères et al., 2005).

-Sur le plan de la longueur et du rôle dans le contexte tectonique régional, la faille de Thenia est une faille secondaire (JICA, 2006).

-Le taux de glissement estimé pour cette faille est de $0.75 \pm 0,25$ mm/an le long de la faille.

V-6-2-5- les failles actives le long de la marge algérienne

Les données bathymétriques et de la sismique réflexion font imaginer une faille au large de Zemmouri dans la partie orientale de la zone d'Alger (Deverchères et al., 2005) et la faille au large de Khair Eddine dans la partie occidentale (Domzig et al., 2005).

❖ Longueur

La segmentation des deux failles est inconnue, mais une éventuelle rupture le long de toute la longueur de ces deux structures, d'environ 100 Km est possible.

❖ Largeur

Ces deux failles sont des structures importantes et s'étendent jusqu'à 20 Km de profondeur.

- Le taux de glissement des deux failles au large pourrait être de l'ordre de quelques mm par an.

La situation de chaque faille au large dans le modèle de déformation montre que :

-À l'Ouest, un raccourcissement est absorbé par les deux structures, faille de Khair eddine et de Blida.

-À l'Est, un raccourcissement est accommodé par une structure principale, la faille de Zemmouri.

Ceci suggère que le taux de glissement pour la faille de Khair Eddine de $2,5 \pm 1,0$ mm/an et $4,0 \pm 1,0$ mm/an le long de la faille de Zemmouri (JICA, 2006).

V-7- MODELE SISMOTECTONIQUE

L'analyse des données géologiques, tectoniques, géodynamiques et de sismicité permet de réaliser un modèle sismotectonique pour comprendre le séisme du 21 Mai 2003 de Boumerdes.

Il y a six failles critiques pour la région d'Alger (figure V.12):

- Faille du Sahel ;
- Faille du Chenoua similaire à la faille du Sahel ;
- Faille du Sud du bassin de la Mitidja.
- Faille de Thénia liant les deux blocs et accommodant leur déplacement différentiel.

-Faille de Zemmouri située au pied de l'escarpement au large, de 2500 m de haut en topographie, au Nord-Est de la baie d'Alger.

-Faille de Khair Eddine située au pied de l'escarpement au large, de 2500 m de haut, faisant face au Nord-Ouest de la baie d'Alger.

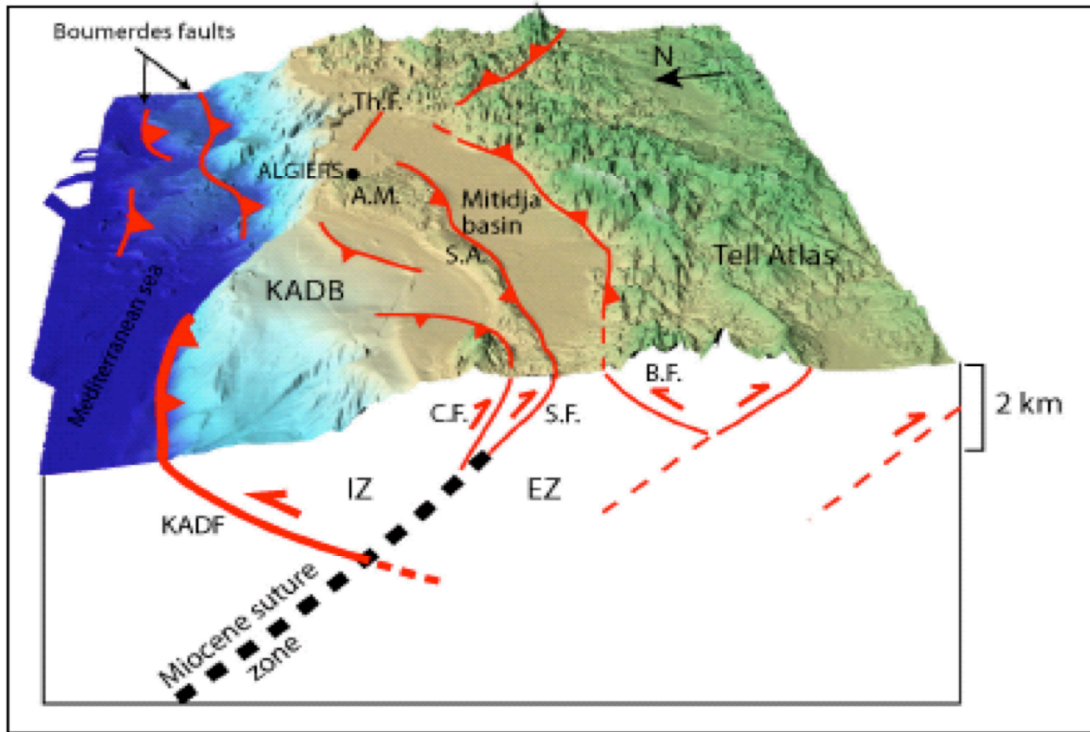


Figure V.12 : Bloc diagramme montrant la tectonique et la géométrie des failles en profondeur dans la région offshore - on shore d'Alger. On assume que la ligne (trait noir -zone de suture) est la plupart du temps inactive (Domzig et al., 2006). KADB : Banc de Khair Eddine, KADF : faille de Khair Eddine, Th. F. : Faille de Thenia, A.M. : Massif d'Alger, SA : Anticlinal du Sahel, S.F. : faille du Sahel, C.M. : Bâti du Chenoua, C.F. : faille du Chenoua, B.F. : faille de Blida, IZ : Zones Internes, EZ : Zones Externes.

L'interprétation de ce modèle sismotectonique montre que :

La faille de Thenia à un rôle moins important dans les modèles précédents (c à d Swan, 1998), puisqu'elle accommode uniquement le déplacement différentiel entre le bloc de Zemmouri au Nord et le bloc d'Alger au Sud-Ouest.

D'après les études effectuées sur la faille de Thénia et les données bathymétriques, rien ne prouve que celle-ci a une importante étendue au large. L'étendue de cette faille au Sud et au Sud Est au niveau de l'Oued Isser n'est visible, ni en géologie ni en topographie (JICA, 2006), donc nous

considérons que la faille de Thenia n'est une structure d'importance régionale, ceci dit, l'on peut dire que cette faille est une structure active capable de générer de forts tremblements de terre.

V-8- DETERMINATION DE LA MAGNITUDE MAXIMALE

V-8-1- Méthodologie

Une magnitude doit être désignée à chaque source sismogène critique identifiée, c'est à dire à d les failles capables de présenter une menace dans la zone d'étude. Il existe plusieurs méthodes pour estimer la magnitude (eg. Idriss, 1985), la capacité de ces failles aurait été constatée à travers les données sismiques historiques et instrumentales et les critères géologiques tels que la rupture, la longueur, et la magnitude.

La magnitude sur chaque faille active identifiée est dérivée en utilisant les rapports de Wells et Coppersmith (1994). Ils ont compilé les rapports superficiels universels liés aux séismes et dériver les rapports empiriques entre le moment sismique, qui donne le lien entre les dimensions de la faille et les ondes sismiques rayonnées de la rupture le long de la faille, et la géométrie du plan de faille en rupture (longueur, largeur, et surface de rupture, ...etc.).

-Pour les failles inverses ,le rapport est :

$$MW=4,33 +0.90 \log_{10} RA \pm 0.25$$

-Pour les décrochements ; le rapport est :

$$MW=3,98 +1,02 \log_{10} RA \pm 0.23$$

Où:

- **M_w** est la magnitude

-**RA** est la surface de rupture en Km² / **RA =LONGUEUR × LARGEUR.**

Puisque la surface de rupture est le paramètre le plus important pour définir la géométrie du plan de faille rompu, le rapport de la faille de décrochement dextre est utilisé pour la faille de Thenia alors que le rapport de la faille inverse est utilisé pour les failles de Blida, Sahel, Chenoua, Khair Eddine et celle de Zemmouri.

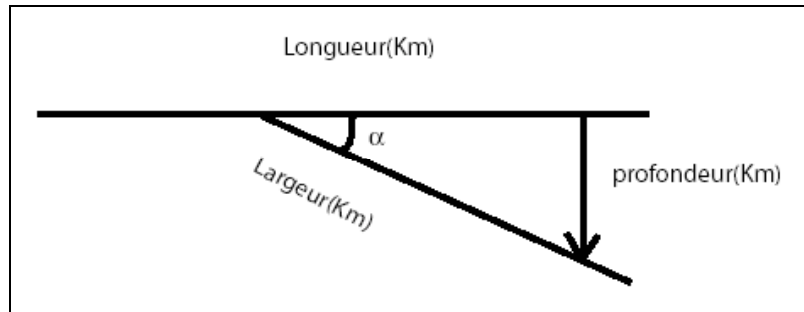
V-8-2- Magnitude maximale des failles actives de l'Algérois

La magnitude des failles actives identifiées dans l'Algérois est donnée grâce à des connaissances sismotectoniques actuelles.

V-8-2-1. La faille du Sahel

Pour cette faille, la magnitude a été dérivée de sa segmentation déduite à partir de l'image satellite. Cette faille a une longueur de 75 Km plongeant vers le nord avec un angle de 30° (faille inverse $<45^\circ$). Sachant qu'en mécanique des roches, la rupture dans les conditions normales se fait toujours selon un angle de 45° , par contre, ce qui est connu pour les failles néoformées en général, c'est que la rupture d'une faille normale se fait à 60° et celle d'une faille inverse à 30° . Donc la valeur de 30° est attribuée à cette faille vu que c'est une faille inverse que l'on considère pour la première hypothèse comme néoformée. Sa profondeur va jusqu'à 15 Km où elle se voit connecter avec une faille antithétique au large, la capacité sismogène de cette source est de :

$$M_w = 4.33 + 0.90 \log R_a \pm 0.25 \text{ avec}$$



$$R_a \text{ surface de rupture en } \text{Km}^2 = L \times l \quad \text{Longueur} = 75 \text{ Km, largeur} = l ?$$

$$\text{Pour le calculer la largeur on a : Profondeur} = 15 \text{ Km}$$

$$\text{Angle de plongement de } 30^\circ$$

$$\sin \alpha = 15/l - l = 15/\sin \alpha \text{ avec } \alpha = 30^\circ$$

$$l = 15/\sin 30^\circ = 30 \text{ Km } l = 30 \text{ Km}$$

$$R_a = L \times l = 75 \times 30 = 2250 \text{ Km}^2 \text{ qui correspond à la surface de rupture.}$$

$$M_w = 4.33 + 0.90 \log 2250 \pm 0.25 \quad \boxed{M_w = 7.34 \pm 0.25}$$

Avec un pendage théorique $\alpha = 45^\circ$ (angle pris habituellement pour le calcul de magnitude pour une faille inverse) on a :

$$\boxed{M_w = 7, 21 \pm 0, 25} \quad (R_a = 1606, 5 \text{ Km}^2).$$

S'il s'agit d'une faille ayant subi une réactivation et une inversion (eg. Sibson et Xie, 1998 qui attribue le pic de 45° à 55° au résultat de la réactivation en compression d'anciennes failles normales dans les zones subissant une inversion tectonique) le pendage peut aller jusqu'à 55° pour les failles normales inversées. Ce pendage de 55° est plus fort que les deux pendages précédents (30° et 45°), nous obtiendrons dans ce cas par le calcul une magnitude sensiblement plus faible que les deux précédentes.

V-8-2-2. La faille du Chenoua

La magnitude pour la faille du Chenoua a été dérivée de la géométrie du plan de faille telle qu'imaginée par la distribution des répliques des séismes du Chenoua du 29 octobre 1989, $M_s=6$ et de Tipaza du 9 février 1990 $M_s=4.9$ (Maouche, 2000) dans cette hypothèse où il y a une faille de 50 ± 10 Km de long plongeant vers le NW avec un angle de 56° (Bounif et al, 2003) jusqu'à 15 Km de profondeur. La capacité sismogène de cette source est estimée à :

$$M_w = 4,33 \pm 0,90 \log_{10} R_a \pm 0,25$$

Longueur = 50 Km Largeur = ? Pendage = 56° Profondeur = 15 Km

$$\sin \alpha = \text{profondeur} / \text{largeur} \Rightarrow \text{largeur} = \text{profondeur} / \sin \alpha = 15 / \sin 56$$

$$L = 18,29 \text{ Km}$$

$$\text{On a : } R_a (\text{surface de rupture}) = \text{Longueur} \times \text{largeur} = L \times l$$

$$R_a = 50 \times 18,29 = 914,63 \text{ Km}^2$$

$$M_w = 4,33 \pm 0,90 \log_{10} R_a \pm 0,25 = 6,99 \pm 0,25$$

$$M_w = 6,99 \pm 0,25$$

Cette magnitude correspond à une surface de rupture de 914,63 Km².

Pour $\alpha = 45^\circ$, la magnitude obtenue est de $M_w = 7,05 \pm 0,25$ et la surface de rupture est égale à 1071 Km².

Pour un angle de plongement de la faille inférieur à 45° ou égale à 30°, la magnitude aurait été plus forte.

V-8-2-3. La faille de Blida (sud mitidjienne)

La magnitude a été dérivée de sa segmentation déduite de l'image satellite, dans l'hypothèse où la faille de 90 Km de long plonge vers le Sud avec un angle de 30° (?) jusqu'à 20 Km de profondeur. Dans ce cas, le potentiel sismogène serait de : **Mw=7.53** correspondant à une surface de rupture de 3600 Km².

La valeur de la magnitude pour un angle de plongement de 45° est de **Mw=7, 39 ± 0, 25** correspondant à une surface de rupture de $R_a = 2571, 42 \text{ Km}^2$.

V-8-2-4. La faille de Thénia

La géométrie de cette faille a été définie à partir de la carte géologique, des photos aériennes et des images satellitaires. Dans l'hypothèse où la faille est verticale (décrochement dextre $\alpha=80^\circ$ - $\alpha=90^\circ$) atteignant 15 Km de profondeur, d'une longueur de 40 Km. Nous avons calculé La surface de rupture pour $\alpha=80^\circ$ et $\alpha=90^\circ$:

Lorsque $\alpha=80^\circ$: la magnitude **Mw=6.83 ± 0.23** qui correspond à une surface de rupture de $R_A = L \times l = 40 \times 15 = 600 \text{ Km}^2$ (ici la largeur correspond à la profondeur de la faille verticale)

$\alpha=90^\circ$: la magnitude **Mw=6, 81 ± 0, 23** qui correspond à une surface de rupture de 612, 24 Km²

V-8-2-5. La faille de Khair Eddine : pour la faille de Khair-Eddine, la magnitude a été dérivée de sa segmentation et la géométrie plongeante du plan de faille telle qu'imaginée par les données de la campagne marine Maradja (Deverchères et al., 2005). Dans l'hypothèse où la faille a 100 Km de long, plongeant vers le Sud avec un angle de 30° jusqu'à 20 Km de profondeur, la capacité sismogène de cette dernière est de **Mw=7.57 ± 0.3** qui correspond à une surface de rupture de 4000 Km².

D'après les résultats de la campagne Maradja, la longueur de la faille est égale à 80 Km avec un plongement de 45° la surface de rupture a été recalculée pour un angle d'inclinaison de 45° et la valeur obtenue est de $R_a = 3265, 30 \text{ Km}^2$.

Le déplacement de la faille de Khair Eddine est estimée à 0.41 +/- 0.1 mm/an, avec une magnitude maximale de **7.3**, ce qui fait de ce chevauchement l'une des structures avec un des plus forts potentiels sismogéniques de la région (Maradja, 2003).

V-8-2-6. La faille de Zemmouri : la magnitude de cette faille a été dérivée de sa segmentation et de la géométrie plongeante du plan de faille telle qu'imaginée par les données de la campagne Maradja (Domzig et al., 2005 ; Deverchères et al., 2005). Dans l'hypothèse où la faille a une longueur de 100 Km plongeant vers le Sud avec un angle de 30° jusqu'à 20 Km de profondeur, le potentiel sismogène de cette source est de : $M_w = 7.57 \pm 0.3$ avec une surface de rupture de 4000 Km².

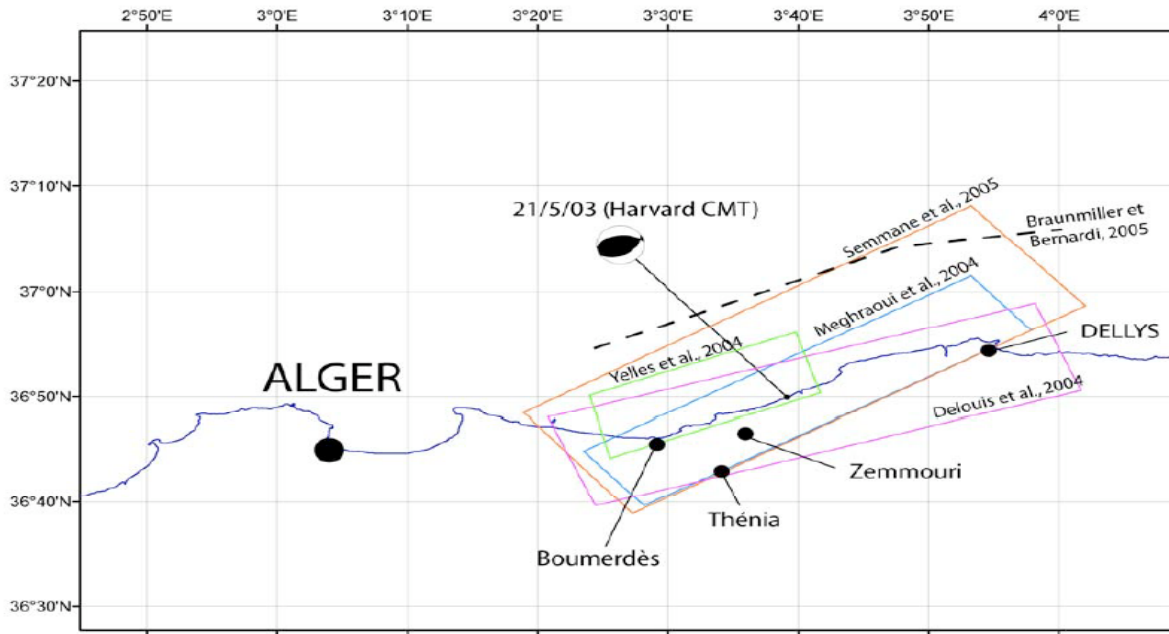


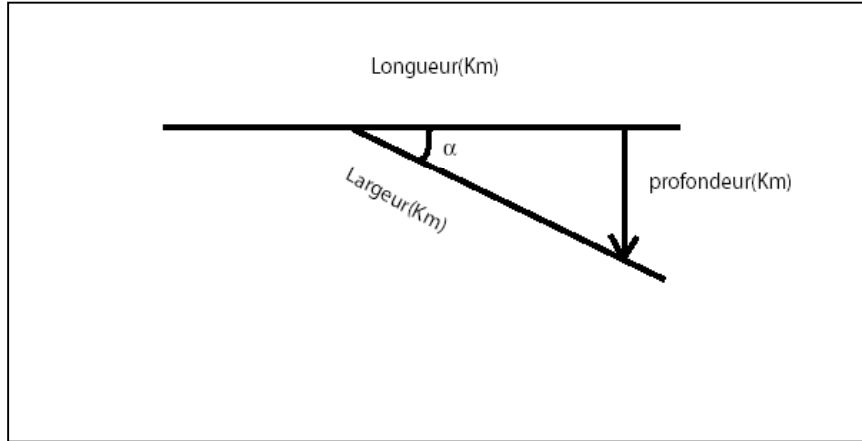
Figure V.13 : Carte montrant les différents plans de faille (projetés à la surface) obtenus par les modélisations (Delouis et al., 2004 en violet, Meghraoui et al., 2004 en bleu, Yelles et al., 2004 en vert, et Semmane et al., 2005 en orange). En traits pointillés : l'émergence possible de la faille selon Braunmiller et Bernardi, 2005.

Pour calculer la magnitude de plusieurs études ont été faites sur le séisme de Boumerdès 21 mai 2003, en tenant compte des interprétations des différents auteurs (figure V.13) on a :

1- Modélisation du plan de rupture de Meghraoui et al., 2004, donnent les estimations suivantes :

- La faille de Zemmouri a une direction de N 54°E.
- Longueur de 54 Km.
- pendage de 50°SE qui a rompu selon deux zones de rupture de 25 Km chacune, de 1 Km sous la surface à 15 Km de profondeur ainsi ces auteurs n'excluent pas la possibilité de rupture de surface à 5-10 Km au large.

Pour cela la magnitude est égal a :



$$\sin \alpha = 15 / l \Rightarrow l = 15 / \sin \alpha \quad \text{Avec } \alpha = 50^\circ \quad l = 15 / \sin 50 = 15 / 0.76$$

$$l = 19,72 \text{ Km}$$

$$Ra = L \times l = 19,73 \times 54 = 1065,78$$

$$\boxed{Ra = 1065,78 \text{ Km}^2}$$

$$Mw = 4,33 + 0.90 \log_{10} Ra \pm 0,25$$

$$Mw = 4,33 + 3,02$$

$$\boxed{Mw = 7,35 \pm 0,25}$$

2- D'autres études ont aussi combiné ces données de soulèvement côtier avec des données GPS et des données sismiques afin de modéliser la géométrie de la faille en profondeur par leur inversion (Delouis et al., 2004) (figure V.13). Ils obtiennent les résultats suivants:

- Une faille à pendage Sud de 40-45°.

- Direction N70°E qui a rompu sur 55 Km,

- Deux zones de rupture ont fonctionné : l'une au sud ouest, de 11 à 2 Km de profondeur et l'autre au Nord est, de 6 Km de profondeur à la surface.

A- Zone Sud-Ouest

Profondeur de 2 à 11 Km : - **2 Km**

$$\sin \alpha = 2 / l \Leftrightarrow l = 2 / \sin 40 \Rightarrow l = 3,125 \text{ Km}$$

$$Ra = L \times l = 55 \times 3,125 = 171,87$$

$$\boxed{Ra = 171,87 \text{ Km}^2}$$

$$\boxed{Mw = 6,34 \pm 0,25}$$

- **11 Km**

$$\sin \alpha = 11 / l \Leftrightarrow l = 11 / \sin 40 \Rightarrow l = 17,18 \text{ Km}$$

$$Ra = L \times l = 55 \times 17,18 = 944,9 \text{ Km}^2$$

$$\boxed{Ra = 944,9 \text{ Km}^2}$$

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 944,9 \pm 0,25$$

$$\boxed{Mw = 7,30 \pm 0,25}$$

B- Zone Nord Est

- Profondeur de 6 Km $\alpha = 45^\circ$

$$\sin \alpha = 6/l \Leftrightarrow l = 6/\sin 45^\circ \Rightarrow l = 8,57 \text{ Km}$$

$$\boxed{Ra = 471,42 \text{ Km}^2}$$

$$\boxed{Mw = 6,73 \pm 0,25}$$

3- Une autre étude sur cette faille (Semmane et al, 2005) qui a combiné les données du réseau d'accéléromètre ainsi que des stations GPS (global positioning system) a obtenu un pendage de 47° vers le SE avec une direction de 54° (figure V.13). Ce qui est compatible avec une émergence de la faille à environ 15 Km au large. Cette étude montre également que la rupture s'arrête brusquement au SW de Zemmouri, ce qui suggère un blocage par la faille de Thenia quasiment perpendiculaire à la faille de Boumerdes (Domzig, 2006).

Pour le calcul de la magnitude, la longueur estimée est de 55 Km et la profondeur est de 15 Km. Le pendage est de 47° .

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 10 Ra \pm 0,25 \text{ avec } Ra = L \times l$$

$$\text{On a } \sin \alpha = 15/l \Rightarrow l = 15/\sin \alpha \text{ avec } \alpha = 47^\circ \Rightarrow l = 15/\sin 47^\circ = 20,54 \text{ Km}$$

$$Ra = L \times l = 55 \times 20,54 = 1130,13 \text{ Km}^2$$

$$\boxed{Ra = 1130,13 \text{ Km}^2}$$

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 10 Ra \pm 0,25$$

$$\boxed{Mw = 7,07 \pm 0,25}$$

4- Enfin, l'étude effectuée par Yelles et al 2004, utilisant les mesures des stations GPS, a également montré que la faille a un pendage de 42° , il a été montré que la faille s'arrêtait à 3,4° à l'ouest, la projection à la surface du plan de faille modélisé s'étendait de 6 Km au large à 4 Km dans la surface (on shore) et que la rupture a atteint 12 Km de profondeur (figure V.13). D'après cette modélisation, il semble que la faille n'a pas pu atteindre la surface.

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 10 Ra \pm 0,25$$

- Longueur 55 Km, largeur = ?

- Profondeur 12 Km

- Pendage 42°

$$\sin \alpha = 12/l \quad l = 15/\sin \alpha \quad \alpha = 42^\circ \quad l = 22,72 \text{ Km}$$

$$Ra = 55 \times 22,72 = 1250 \text{ Km}^2$$

$$Ra = 1250 \text{ Km}^2$$

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 1250$$

$$Mw = 7,11 \pm 0,25$$

5- Bounif et al. (2004) a permis de relocaliser précisément le choc principal du séisme de Boumerdes basée sur les enregistrements du réseau de stations sismiques temporaires installées peu après le séisme. Les résultats obtenus montrent un alignement en profondeur des répliques en accord avec un plan de faille à pendage $45-55^\circ$ vers le SE et une faille de 50 Km de long d'orientation $55-60^\circ$ E.

Le choc principal fut localisé à 8-10 Km de profondeur et les répliques de 5 à 13 Km de profondeur principale, et jusqu'à 16 Km de profondeur.

Bounif et al (2004), pensent que la rupture a peut être pu se propager jusqu'en surface. D'après eux la surface de rupture calculée seraient alors de 860 Km², d'après le moment sismique, donc on peut calculer directement la magnitude :

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 10 Ra \pm 0,25$$

$$Ra = 860 \text{ Km}^2$$

$$= 4,33 + 0,90 \log 10 860$$

$$= 4,33 + 2,64$$

$$Mw = 6,97 \pm 0,25$$

6- Braunmiller et Bernard (2005) se basant sur l'analyse des moments de tenseurs sismiques, montre que la faille a 50 Km de long (figure V.13) et un pendage Sud est de $25 \pm 5^\circ$, la possibilité d'une segmentation de la faille est également évoqué.

-Longueur = 50 Km $l = ?$

-Pendage 25°

$$\sin \alpha = 15/l \quad l = 15/\sin \alpha \quad \alpha = 25^\circ \quad l = 15/\sin 25 = 35,71 \text{ Km}$$

$$Ra = 50 \times 35,71 = 1785,71$$

$$Ra = 1785,71 \text{ Km}^2$$

$$Mw = 4,33 + 0,90 \log 1785,71 = 7,25$$

$$Mw = 7,25 \pm 0,25$$

CONCLUSION

L'essentiel de l'analyse sismologique a porté sur les séismes en Algérie après le séisme d'El Asnam de 10 Octobre 1980, montre que la sismicité affecte aussi bien l'intérieur du continent que la marge. Les principales failles actives sont des failles inverses généralement associées à des plis dissymétriques.

Les différentes études obtiennent les paramètres suivants pour la faille de Zemmouri :

- Longueur de la faille **50-55 Km** ;
- Direction **N54-70° E** ;
- Pendage **40-55° SE** ;
- Hypocentre : **6-10 Km** de profondeur ;
- Profondeur de la rupture est de **0 à 16 Km** ;
- Épicentre de 7 à 15 Km de la côte ;
- Magnitude calculée par la formule de Wells et Coppersmith (1994) sont égales à : **6, 30**

±0, 25 à 7, 35±0, 25.

Ceci nous permet de comprendre la complexité de la détermination des paramètres d'une faille active telle que la faille de Zemmouri même si des dizaines d'études scientifiques ont été consacrées à cette faille.

Le tableau ci-dessous résume les résultats de la magnitude des failles actives de l'Algérois. Ces résultats tiennent compte des pendages théoriques (30° pour les failles inverses par exemple) de failles quand ces derniers ne sont pas connus et du pendage réel quand il est connu.

Failles	LONGUEUR KM	ANGLE DE PLONGEMENT (°)	PROFONDEUR KM	SURFACE DE RUPTURE KM ²	MAGNITUDE
SAHEL	75	30	15	2250	7, 34 ± 0, 25
CHENOUA	50	56	15	914, 63	6, 99 ± 0, 25
BLIDA	90	30	20	3600	7, 53 ± 0, 25
THENIA	40	80-90	15-15, 23	600-609, 25	6, 83 ± 0, 23
KHAIR EDDINE	100	30	40	4000	7, 57 ± 0, 3
ZEMMOURI	100	30	40	4000	7, 57 ± 0, 3

D'après les calculs effectués pour la détermination de la magnitude maximales des failles actives de l'Algérois, avec des pendages variant de 30° à 60° (c'est-à-dire réels à partir des mécanismes au foyer) ou supposés en tenant compte des pendages théoriques de ruptures des failles inverses ou normales, connus dans la littérature, ou bien encore de la réactivation et de l'inversion du régime tectonique des failles), voire même 80° ou 90° pour les cas de décrochements, on peut en déduire que le pendage influe sensiblement sur la grandeur de la magnitude. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, la grandeur de la surface de rupture est fonction de la longueur, de la largeur et du pendage de la faille. Cette même magnitude varie également en fonction des pendages qui sont déterminés à partir des différentes modélisations pour la faille de Zemmouri par exemple (eg. Semmane et al., 2005). Nous tenons à signaler que même les mécanismes au foyer donnent en réalité des pendages plutôt théoriques, vu qu'ils tiennent compte des mécanismes de rupture par rapport aux contraintes. D'ailleurs Michel Cara le dit si bien dans son livre : "on remarque le plus souvent que la direction de la rupture d'une faille sur le terrain se fait toujours à 15° par rapport à celle donnée par les mécanismes au foyer". Ceci dit, nous pouvons extrapoler cela aux valeurs des pendages que donnent les mécanismes au foyer.

Cela peut devenir encore plus complexe quand il s'agit de l'utilisation d'un pendage théorique, car le plus souvent, on a des failles avec des composantes mixtes (c.a.d. failles inverse décrochante, normale décrochante...etc).

Ceci nous amène à reconsidérer les calculs et la détermination de l'aléa sismique de l'Algérois qui tient tout le temps compte des pendages moyens (c'est-à-dire 45° pour les failles inverses ou normales et 90° pour les failles en décrochement). Pour ceci, nous suggérons d'utiliser des pendages réels des failles dans les calculs d'aléa sismique, en ayant recours aux différentes techniques de géophysique appliquée (eg. Sismique Réflexion) afin d'attribuer des magnitudes maximales plus proche de la réalité, que ce qui se fait de nos jours. D'autant plus quand on sait que lorsque le pendage est fort la magnitude est faible (et inversement).

Dans cette première partie, nous avons vu que toutes les grandes failles actives de l'Algérois, peuvent générer de très forts séismes. Reste à savoir comment vibrent les sols en cas de séisme et à quelle fréquence vibrent ces derniers afin de savoir que devrait on construire et sur quel sol. C'est ce que nous développons dans la deuxième partie de ce travail.

PREMIERE PARTIE:
TECTONIQUE, SISMICITE ET
SISMOTECTONIQUE

DEUXIEME PARTIE:
FREQUENCE DE VIBRATION DES
SOLS ET TECHNIQUE H/V

CHAPITRE I:

GENERALITES

CHAPITRE II:

STRATIGRAPHIE DE L'ALGEROIS

CHAPITRE III:

LES ACCIDENTS

CHAPITRE IV:

SISMICITE

CHAPITRE V:

SISMOTECTONIQUE

CHAPITRE VI:

GENERALITES

CHAPITRE VII:

ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES

INTRODUCTION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

ANNEXE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CHAPITRE VI:

GENERALITES

La compréhension de la tectonique des plaques et précisément la réponse du sous-sol face aux ondes sismiques ont entraîné de nombreux travaux de recherche. Cependant, ces recherches restent largement insuffisantes pour définir les phénomènes induits par les séismes dans le sol. Nous n'avons aujourd'hui qu'une connaissance incomplète des processus qui se mettent en place lors de la propagation des ondes sismiques.

Dans les régions à sismicité modère, les études à partir d'enregistrement sismique sont difficiles, ce qui a poussé de nombreux chercheurs dont Aki (1957) qui a mis en place la première méthode quantitative basée sur le bruit de fond. Nogoshi et Igarashi (1971), qui posent les principes fondateurs de la méthode, se sont intéressés au bruit de fond sismique en milieu urbain. Au cours de ces dernières années, les méthodes basées sur le bruit de fond urbain ont connu un grand essor et sont largement utilisées pour estimer les caractéristiques des sols.

Dans cette partie nous abordons l'étude de la fréquence de vibration des sols et la technique H/V-bruit de fond, qui consiste à obtenir une estimation de la fréquence propre d'un site en effectuant le rapport des amplitudes spectrales du bruit enregistré sur les composantes horizontales et la composante verticale (Nogoshi et Igarashi, 1971 ; Nakamura, 1989). Cette technique a aussi été utilisée dans des études récentes pour estimer rapidement la profondeur d'une couche de sédiments sur un substratum (e.g. Guillier et al, 2006), sous réserve de connaître la vitesse des ondes S, avec la formule $f_0 = V_s/4h$ avec f_0 : la fréquence de résonance de la couche de sédiment, V_s : la vitesse moyenne des ondes S dans la couche et h : la hauteur de cette couche.

Les deux aspects de la technique H/V sont utilisés dans cette étude. Après une brève synthèse bibliographique sur les effets de site et le bruit de fond, la fréquence de vibration sur le site d'étude au niveau de différents sondages sera déterminée grâce à la méthode H/V-bruit de fond. Le calcul de la fréquence par la formule de Madera (1971) effectuées au niveau de chaque sondage permettra de comparer les fréquences des pics des courbes H/V et les fréquences calculées en utilisant les vitesses des ondes de cisaillement (V_s) obtenues à partir des down holes ou parfois des SPT (Standard Penetration Test).

La bonne corrélation des fréquences de pics permettra de valider la méthode H/V bruit de fond, d'étudier le comportement de sol et enfin son influence sur la vibration des bâtiments.

VI-1- LES EFFETS DE SITE

VI-1-1. Introduction

Les effets de sites (figure VI.1) traduisent le fait qu'à cause d'une géologie particulière, et/ou une géométrie particulière, le mouvement du sol induit par une sollicitation sismique est amplifié et prolongé dans le temps. Lorsqu'un séisme se produit, l'énergie libérée par la source se propage sous forme d'ondes sismiques à travers les différents milieux composant la structure terrestre jusqu'à la surface. Généralement, on distingue trois grandes classes d'effets affectant le signal produit par un séisme (figure VI.1), en amplitude, longueur d'onde et contenu fréquentiel :

- les effets de source, qui sont liés à la taille, la géométrie et au mode de rupture de la faille ;
- les effets de propagation des ondes depuis la source jusqu'à la surface ;
- les effets de site, propres à décrire les modifications du mouvement du sol par la structure proche de la surface.

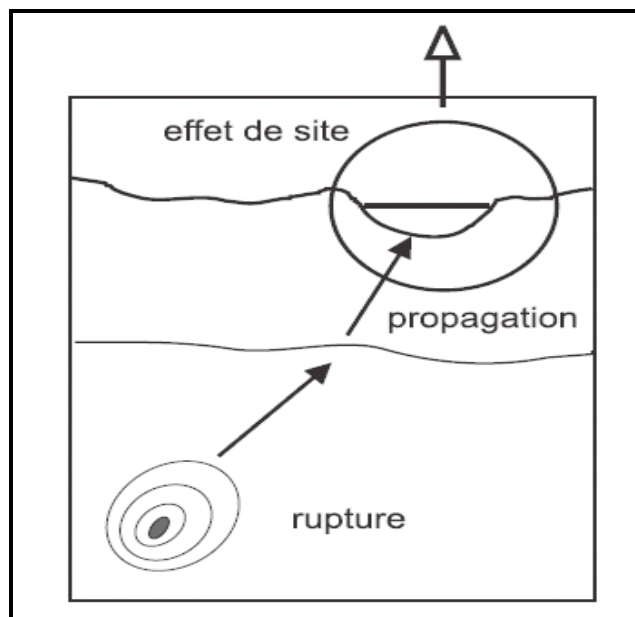


Figure VI.1 : Vue schématique des effets de site. Les enregistrements du mouvement du sol au rocher et à la surface montrent les effets induits (allongement temporel et amplification du mouvement du sol) par le piégeage des ondes sismiques dans un bassin sédimentaire lors d'une sollicitation sismique (Cornou, 2002).

Le séisme de Michoacán (Mexique) en 1985 en offre l'un des exemples les plus impressionnants, de par les nombreux dégâts subis par la ville de Mexico alors que l'épicentre du séisme était localisé à près de 400 Km de Mexico. Depuis, les tremblements de terre de Loma Prieta (1987), de Northridge (1994), de Kobe (1995), et d'Izmit (1999) n'ont fait que confirmer l'importance de ces effets, et donc la nécessité de les prendre en compte lors d'études d'alea sismique.

VI-1-2. Définition

Le terme «effet de site» englobe tous les effets qui, au voisinage du site considéré, viennent perturber le comportement du champ d'onde (et donc le mouvement du sol) qui va plus ou moins s'amplifier et se prolonger dans le temps. Ainsi, sont évoquées :

- Géli et al., 1998 ; Pedersen et al., 1994 distinguent les effets provoqués par la topographie ;
- Bard et Bouchon (1985) montrent l'existence des effets de résonance dans la couche sédimentaire (effets géologiques) ;
- Les effets induits par la structure bi ou tridimensionnelle du site (effet géométrique ; Franquel et al ., 1991 ; Graves, 1993 ; Philips et al., 1993 ; Gao et Val ., 1996 ; Pitarka et al., 1998) ; (in Cornou, 2002) ;
- Les effets provoqués par le comportement non linéaire du sol (Field et al ., 1997) ;
- Les effets d'interaction site-ville (Guéguen, 2000).

VI-1-3. Phénomène de résonance

Le phénomène de résonance, dans le cas d'un champ d'onde S incidente verticalement, a lieu aux fréquences f_n propre ($n=0$) et harmonique de la couche de sol considérée (caractérisée par une vitesse sismique β et une épaisseur H) :

$$f_n = (2n+1) \beta / 4H$$

Dans le cas d'effet géologique (une seule dimension 1D), l'estimation du premier ordre de l'amplification des mouvements du sol peut être évaluée en calculant la fonction de transfert 1D en ondes S verticalement incidente, qui fournit, la fonction de transfert entre la base du remplissage sédimentaire et la surface ; fonction de transfert qui permet de déterminer la fréquence de résonance d'une structure 1D (effet géologique) (figure VI-2).

$$S(t) = e(t) * f(t)$$

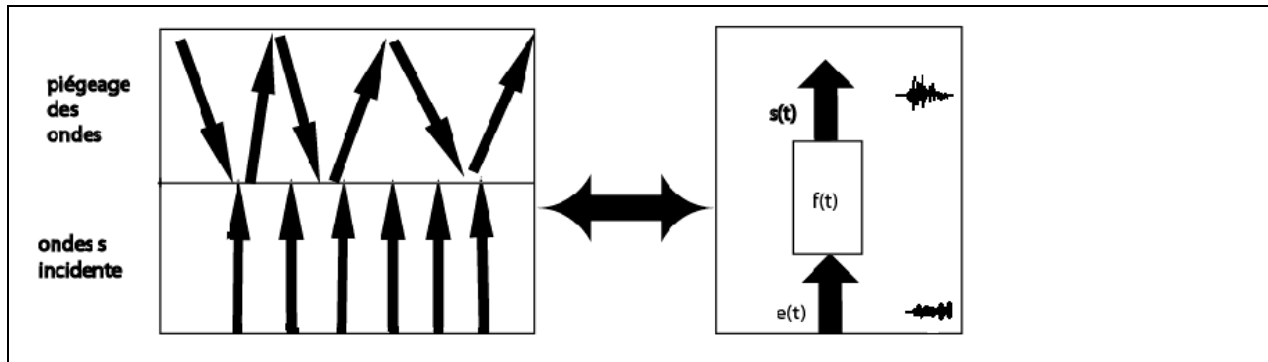


Figure VI-2 : Effet de site par résonance. Les ondes incidentes représentent le signal d'entrée $e(t)$, la couche sédimentaire représente le filtre $f(t)$ qui est la fonction de transfert, $s(t)$ est le signal enregistré à la surface.

VI-1-4 Effet de site lié à une couche sédimentaire (effet 1D)

Dans le cas d'une structure 1D, une couche sédimentaire stratifiée horizontalement surmonte un substratum, l'effet de site résultant est principalement dû au contraste d'impédance ($CI = Z_{\text{rocher}}/Z_{\text{sédiment}}$) existant entre un milieu compétant (substratum) et un milieu plus mou (remplissage sédimentaire).

Le contraste d'impédance conduit à deux effets différents :

- 1- une augmentation de l'amplitude du mouvement du sol par rapport au mouvement incident à la base des dépôts peu consolidés ;
- 2- un effet de résonance dû à des phénomènes de réverbérations verticales du champ d'ondes incident dans le milieu peu consolidé. Les ondes se trouvent donc piégées dans le milieu le moins compétant (figure VI.3).

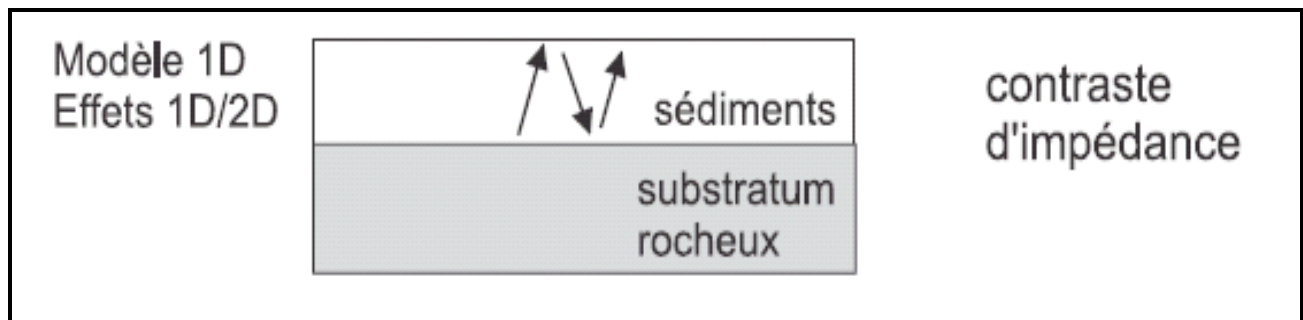


Figure VI.3 : Vue schématique des effets 1D par «réverbération verticale» (Cornou, 2002).

VI-1-5. Effets multi dimensionnels 2D/3D

Dans les vallées ou bassins sédimentaires qui ont des géométries bi ou tridimensionnelles, s'apparentant à des systèmes clos insérés entre des bords rigides, se reposent la plupart des métropoles vulnérables aux séismes, le mouvement sismique est alors contrôlée non seulement par le contraste d'impédance entre le substratum rocheux et sédiments, qui provoque amplification et allongement de la durée du mouvement sismique, mais aussi par l'effet de la géométrie du bassin ou de vallée suivant la configuration géologique. Ces effets sont dus, entre autres, à des interférences constructives d'ondes incidentes sur les bords de bassin, ce qui se traduit par la génération d'onde de surface, qui à leur tour se trouvent piégées dans le remplissage sédimentaire (figure VI.4).

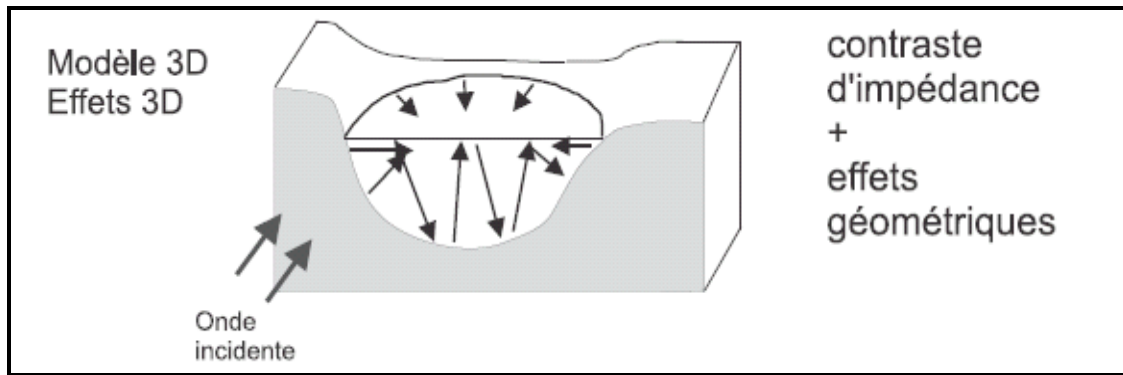


Figure VI.4 : Vue schématique d'un model 3D, «réverbération verticale et latérale» (Cornou2002). Ces ondes contribuent à amplifier encore plus le mouvement du sol par rapport au cas 1D et sont généralement évoquées pour expliquer les importants dommages observés près des bords de vallées (Kawase et Aki, 1989). Outre les ondes de surface, localement générées aux bords du bassin, l'irrégularité de la géométrie du milieu sous-jacent peut contribuer à des effets de focalisation d'énergie à certains endroits (Gao et al ., 1996).

VI-1-6. Effets de bord de vallée

L'effet de bord de vallée se fait ressentir sur une bande parallèle au bord de vallée, où le substratum rocheux et les terrains meubles se rencontrent en surface. Il provoque la génération d'onde de surface qui peut dominer localement les ondes de volume S normalement prédominantes. Les connaissances relatives à cette bande ainsi que l'effet d'amplification sont à leur tour limitées. La prise en compte de cet effet n'est à l'heure actuelle possible que par des simulations numériques relatives complexes.

VI-1-7. comment accéder aux effets de site?

Il existe différentes méthodes pour évaluer les effets de site :

-Les méthodes de prospection géophysiques classiques comme la sismique réflexion ; sismique réfraction, prospection électrique, le pénétromètre ou la réalisation de forage. Il s'ensuit alors une modélisation numérique directe ;

-Méthodes basées sur les enregistrements de séismes au site considéré (sédiment) par comparaison avec un site de référence (rocher), donnant une mesure directe des effets de site ;

-Les méthodes basées sur des enregistrements de bruit de fond sismique (méthode des rapports spectraux H/V, analyse en réseau).

La méthode des rapports spectraux (H/V), méthode dite Nakamura, est une des méthodes basées sur le bruit de fond. Elle est cependant la plus largement utilisée dans le monde pour la caractérisation des effets de site et pour le microzonage.

VI-2- LE BRUIT DE FOND SISMIQUE

VI-2.1- Introduction

L'objet essentiel sur lequel se base la méthode des rapports spectraux H/V est le bruit de fond sismique. En grande partie, la mauvaise compréhension de la méthode vient du fait que les connaissances sur le bruit vibratoire ambiant sont limitées, que ce soit son origine ou sa nature.

VI-2. 2 - Historique des études sur le bruit de fond

De nombreuses études sur le bruit de fond sismique ont été menées dès la fin du 19^{ème} siècle jusqu'à nos jours, Bertelli (1872) installa un pendule et observa que celui-ci était toujours en mouvement. L'auteur remarqua une corrélation entre ces microséismes et des perturbations de pression atmosphérique. D'après les travaux de Bonnefoy Claudet (2004) on distingue trois (3) grandes périodes d'études de bruit de fond :

- 1- les scientifiques et les chercheurs focalisés à comprendre la nature de bruit de fond, avant les années 1950.
- 2- En 1957, apparaît la première méthode quantitative basée sur le bruit de fond sismique.
- 3- Depuis les années 1990, on observe une stabilisation en volume d'articles publiés concernant les analyses en réseaux (un peu plus de 20%) ;

Nogoshi et Igarashi (1971) posent les principes fondamentaux de la méthode H/V (liée à l'ellipticité des ondes de Rayleigh). Mais ce n'est qu'en 1989, suite à l'article de Nakaruma en anglais, que la méthode H/V bruit de fond va réellement connaître un essor mondial. Le nombre d'articles consacrés au H/V, augmente au cours de temps.

Bonnefoy Claudet (2004) synthétise l'évolution des utilisations de bruit de fond. Certes la figure VI-5 n'a qu'une valeur relative du fait que la collecte d'articles scientifiques sur le bruit de fond est loin d'être exhaustive. Elle est cependant représentative de l'évolution de l'utilisation du bruit de fond au cours du dernier siècle.

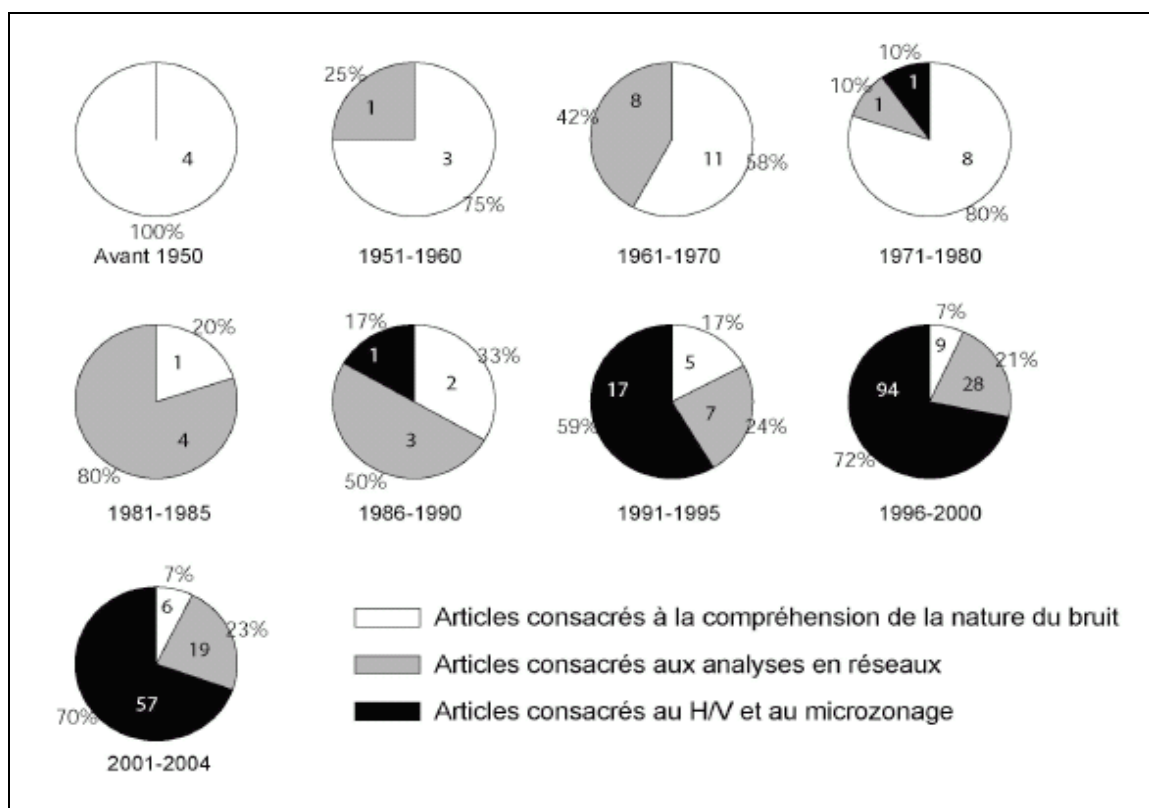


Figure VI.5 : Schéma représentant l'évolution du nombre d'articles (en pourcentage et en chiffre) consacré à la nature du bruit de fond sismique (blanc), et aux méthodes basées sur le bruit (analyses en réseau (gris) et H/V (noir)) ; pour différentes périodes de temps (a) avant 1950, (b) entre 1951 et 1960, (c) entre 1961 et 1970, (d) entre 1971 et 1980, (e) entre 1981 et 1985, (f) entre 1986 et 1990, (g) entre 1991 et 1995, (h) entre 1996 et 2000, (i) entre 2001 et 2004 (Bonnefoy-Claudet, 2004).

VI-2-3. Origine du bruit de fond

On entend par « origine du bruit » tout ce qui est source de bruit, c'est à dire toute sollicitation, autre qu'un séisme, qui génère des vibrations dans le sol. Ces sollicitations peuvent être de

natures diverses et variées, citons par exemple : les marées, l'impact des vagues sur les rivages, l'écoulement de l'eau d'une rivière ou d'un torrent, la pluie ou le vent frappant le sol, les racines des arbres ou les fondations d'un immeuble vibrant sous l'effet du vent, les machines d'une usine, le roulement des trains et des voitures, ou tout simplement un individu qui marche.

Au premier abord, il semble difficile de classer de manière cohérente les différentes sources de bruit. Néanmoins, si on s'intéresse à la nature de ces sources alors un critère simple permet d'établir une telle classification : le caractère naturel ou anthropique de ces sources. Ce critère permet de faire la distinction entre microséisme et microtremor, correspondant respectivement à des sources d'origine naturelle et anthropique. Gutenberg (1958) fut le premier à établir une telle classification en différenciant les sources par les gammes de fréquence où elles émettent. Quelques années plus tard, Asten (1978) et Asten et Henstridge (1984) établissent le même type de conclusion au cours d'une synthèse sur le bruit. Le Tableau 4 résume les résultats de ces recherches.

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Vagues océaniques contrent les cotes	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Moisson/perturbation météorologiques à grande échelle	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Cyclones au dessus des océans	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Conditions météorologiques locales	1.4-5 Hz	
Tremors volcaniques	2-10 Hz	
Activité humaine	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Tableau 4 : Synthèse des origines du bruit de fond sismique en fonction des gammes de fréquences, synthèse établie d'après les travaux de Gutenberg (1958) et Asten (1978-1984).

D'après les travaux réalisées, les auteurs (Gutenberg, 1958 ; Kanni et Tanaka, 1961 ; Franti, 1963 ; Asten, 1978 ; Asten et Henstridge, 1984 ; Yacamora et al. 1993) montrent qu'il existe deux origines distinctes du bruit de fond : naturelle et anthropique (Bonnetfoy-Claudet, 2004).

Suivant que le bruit est issu de l'une ou de l'autre de ces sources, son comportement (fréquentiel) est différent. L'amplitude du bruit urbain a une variation journalière et hebdomadaire, à l'inverse de celle due aux phénomènes naturels, la fréquence de 1 Hz étant la « frontière » entre le bruit naturel et anthropique. Au regard des différentes études, on peut établir l'origine du bruit par gamme de fréquence :

- L'origine des ondes est liée aux conditions météorologiques et océaniques à grande échelle, dans un domaine en dessous de 0.5 Hz ;
- L'origine des ondes est liée aux conditions météorologiques régionales et locales, dans un domaine proche de 1 Hz ;
- Enfin, au-dessus de 1 Hz, l'origine des ondes est liée à l'activité humaine.

VI-2.4 - Nature du bruit de fond

Pour aborder la composition du bruit de fond sismique il semble logique de rechercher à quantifier les trois rapports suivants:

- 1- Le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface.
- 2- Le rapport entre les ondes de Rayleigh et ondes de Love.
- 3- Le rapport entre le mode fondamental de Rayleigh et les modes supérieurs.

VI-2.4-1. Rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface

Le tableau 5 schématise les conclusions des auteurs sur la nature de bruit de fond, ces auteurs (Li et al., 1984 ; Horike, 1985 ; Yamanaka et al., 1994) semblent dire que les microséismes (fréquences < 1 Hz) sont constitués majoritairement du mode fondamental des ondes de Rayleigh. À plus haute fréquence, il est difficile d'établir une corrélation sur la composition physique du bruit de fond : mélange d'ondes P, d'ondes de Rayleigh (mode fondamentale et /ou supérieur) ?

																			Fréquence		
	0				0.5					1					1.5				2		Hz
Douze 1968					R1/P					R1/P									R3/P		
Toksoz 1964/67	R0		R+	P/R+	P																
Li 1984													R+	and / or	P						=> 20hz
Horike 1985							R0								R0 / R+						=> 3 hz
Yamanaka 1994				R0																	

P = Ondes de volumes

Rn = Ondes de Rayleigh

n=0 : mode fondamental

n=1,2,... : n mode supérieur

n=+ : modes supérieurs (pas de précision sur l'ordre)

Tableau 5 : Synthèses sur la composition (nature) du champ d'ondes du bruit de fond sismique établi d'après les auteurs sous cités (Tokoz et al., 1968 ; Douze, 1964, 1967 ; Li et al., 1984 ; Horike, 1985 ; Yamanaka et al., 1994). (In Bonnfoy-claudet, 2004).

VI-2.4-2. Rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love

Dans ce cas, les études sont basées sur l'hypothèse que le bruit de fond sismique est majoritairement constitué d'onde de surface.

Les travaux des auteurs sont classés dans le tableau n°6 ci-dessous ; d'après ces résultats, il est difficile d'établir une conclusion univoque quant à la proportion des ondes de Rayleigh et de Love présentes dans le bruit. Pour des gammes de fréquences à peu près équivalentes (microtremor), Chouet et al. (1989), Yamamoto (2000) et Arai et al. (1998, 2000) obtiennent des valeurs quantitatives différentes. Cependant, ces auteurs s'accommodent sur la prééminence des ondes de Love dans le bruit de fond. L'étude de Chouet et al. (1998) ayant été menée sur les tremors volcaniques, ses résultats sont donc à prendre avec prudence dans l'étude du bruit de fond sismique en milieu urbain. Pour ce qui concerne le bruit de fond basse fréquence, il est difficile d'apporter une synthèse étant donné qu'il n'y a qu'une seule étude, réalisée par Cornou en 2002. Il ressort quand même un point commun entre ces différentes études : elles sont toutes basées sur des mesures de bruit de fond en réseau. Bien que pour le moment les résultats concernant le rapport Rayleigh sur Love divergent, il semble que les mesures de bruit de fond en réseau (3 composantes) soient une clef pour apporter une réponse plus fiable (Bonnfoy-Claudet, 2004).

	Fréquence (Hz)	Rayleigh (%)	Love (%)	Site
Chouet et al, 1998	>2	23	77	Volcan
Yamamoto, 2000	3-10	<50	>50	Couches sédimentaires (épaisseur < 100 m)
Arai et al, 1998	1-12	40	60	Couches sédimentaires (épaisseur < 100 m)
Cornou, 2000	<1	60	40	Bassins sédimentaires (épaisseur 500 m)

Tableau 6 : Synthèses de la proportion des ondes de Rayleigh et ondes de Love contenues dans le bruit de fond, établie d'après différents auteurs (Chouet et al., 1998 ; Yamamoto, 2000 ; Arai et al., 1998 et Cornou, 2002) (in Bonnfoy-Claudet, 2004).

VI-2.4.3. Rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh

L'existence (ou non) de modes supérieurs pour les ondes de Rayleigh dans le bruit de fond sismique n'a été que très rarement abordée. Il y a un manque de connaissances sur la nature des ondes constituant le bruit de fond (ondes de volume ou de surface ? onde de Love ou onde de Rayleigh ?). Résoudre cette interrogation est un préalable nécessaire à l'étude du rapport entre le mode fondamentale et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh dans le bruit.

Tokimatsu (1997) a montré que :

- Les modes supérieurs des ondes de Rayleigh peuvent être présents dans le bruit de fond, sur des modèles théoriques ;
- La stratification du sol (profil de vitesse des ondes de cisaillement) joue un rôle important dans l'excitation des modes supérieurs ;

VI-3-LA METHODE DES RAPPORTS SPECTRAUX H/V

VI-3.1- Introduction

Pendant les trois dernières années, le nombre de publications consacrées aux études des effets de sites par la technique des rapports spectraux basées sur le bruit de fond ou méthode dite de Nakamura ou H/V, montre l'intérêt de la communauté scientifique du génie parasismique vis-à-vis de cette méthode. Cette dernière est la plus utilisée dans le monde pour la cratérisation des effets de site et aussi pour le microzonage.

Nogoshi et Igarashi 1971, proposent cette méthode ; en 1989 Nakamura fait connaître cette technique au reste de la communauté scientifique mondiale.

VI-3.2. Avantage et principe de la méthode H/V

La mise en œuvre des méthodes géophysiques traditionnelles est souvent difficile dans les zones fortement urbanisées où l'aléa sismique est élevé (le risque sismique résulte de l'aléa et de la vulnérabilité).

En milieu urbain, l'utilisation d'explosif ou de camion vibreur requièrent des autorisations spéciales qui ne sont pas systématiquement accordées par les autorités locales.

L'Algérie qui est caractérisée par des séismes faibles à modérés et rarement forts, il est difficile d'utiliser la méthode d'enregistrement des séismes, vu que l'on peut attendre un séisme pour faire une étude.

Les méthodes basées sur le bruit de fond, notamment la méthode H/V utilise les propriétés du bruit de fond urbain pour estimer les caractéristiques physiques des sols. La méthode du rapport H/V est une technique basée sur l'enregistrement du bruit de fond sismique pendant quelques minutes sur plusieurs points d'un site à l'aide d'un sismomètre trois composantes. Ensuite, le rapport spectral entre les composantes horizontales et verticales est calculé. Cette technique des rapports spectraux a été utilisée également, entre autre, à San Francisco par Ohmachi et al. (1991). La communauté du génie parasismique a montré un grand intérêt pour la méthode H/V. Le faible coût et la rapidité d'exécution sont les atouts majeurs de cette méthode. Il suffit d'un enregistrement d'un quart d'heure, de calculer le spectre des signaux et de faire le rapport entre le spectre horizontal (moyenne des deux directions) et le spectre vertical. Le pic H/V est toujours localisé à une fréquence proche de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert des ondes S. Donc, en résumé, la technique des rapports spectraux (figure VI-6) consiste à obtenir une estimation de la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport des amplitudes spectrales du bruit enregistré sur les composantes horizontales et la composante verticale. L'origine du pic H/V dépend du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher. Quand le contraste est faible, le pic est dû à la résonance des ondes S. Pour un contraste modéré à fort, le pic H/V dépend des ondes de Rayleigh-Love ou encore de la résonance des ondes S. La fréquence du pic est localisée à proximité de la fréquence de résonance des ondes S. Sauf pour le cas des sources lointaines et/ou profondes, ce pic n'est pas uniquement dû à la résonance des ondes S (Bonnefoy-Claudet, 2004).

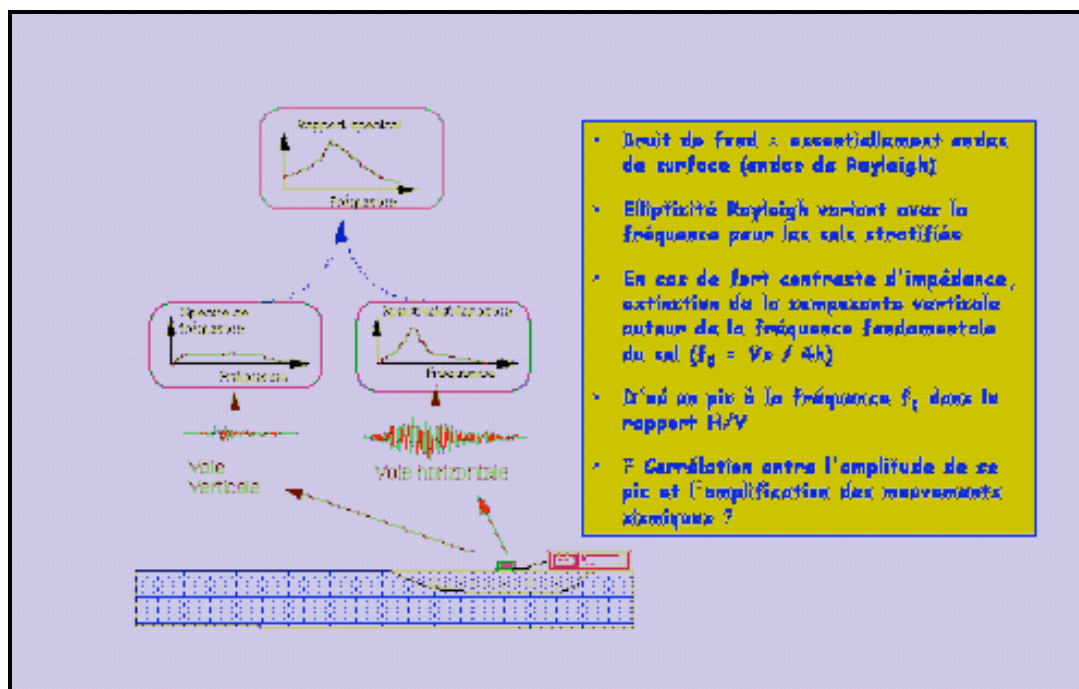


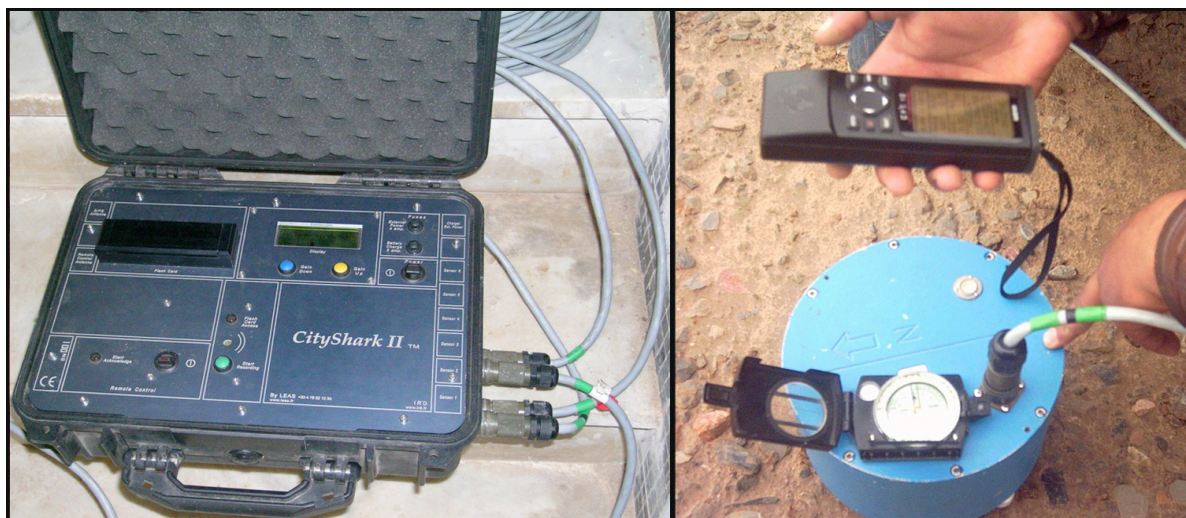
Figure VI-6 : Principe de la méthode H/V bruit de fond. (Bard, 2003)

VI-3-2-1- Outils utilisés

Le matériel qui sera utilisé pour la technique des rapports spectraux H/V est composé de :

A- sismomètres trois composantes Lenartz 5-secondes ;

B- station d'enregistrement City Shark (Chatelain et al., 2000).



Photos montrant la station Cityshark à gauche et le sismomètre à droite.

Pour le traitement des données, nous utiliserons le programme Geopsy, élaboré dans le cadre du projet (SESAME, 2004).

VI-3-2-2. Mode opératoire

La méthode H/V bruit de fond sismique comme elle est simple, consiste à enregistrer toutes les vibrations du sol causées par des sources de bruit (les marées, la pluie, les voitures...etc.).

Pour l'enregistrement de ces bruits, nous avons suivi les opérations suivantes :

- le choix de terrain où est implanté le sondage et là on va exécuter la méthode ;
- placer le sismomètre ou le capteur horizontalement sur la terre, avec une orientation vers le Nord, en utilisant la boussole (voir photo au dessus).
- prendre les coordonnées X,Y,Z (longitude, latitude, et altitude) avec le GPS.
- lancer la station d'enregistrement (CityShark) après l'insertion du disque mémoire d'enregistrement, en choisissant un gain moyen pour ne pas avoir de saturation. La durée de l'enregistrement est de 15 minutes pour chaque point d'enregistrement.
- remplir la feuille de terrain, en inscrivant toutes les informations relatives au climat, à la circulation routière, à l'urbanisation...etc.

VI-3-3. Ellipticité des ondes de Rayleigh

Les déplacements suivant les axes horizontaux et l'axe vertical détermine le mouvement particulier d'une onde, le mouvement des ondes de Rayleigh a la particularité d'être elliptique dans le plan déterminé par la verticale et la direction de propagation (voir figure VI.7).

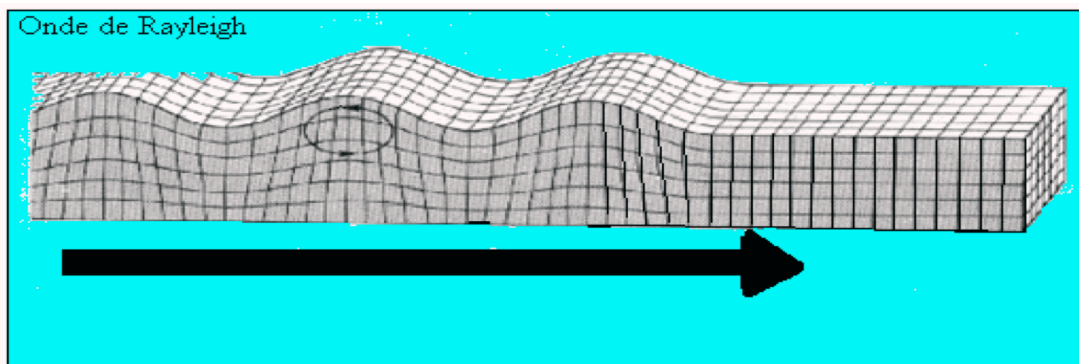


Figure VI.7 : Mouvement particulier et direction de propagation des ondes de Rayleigh.

Lorsqu'on a une couche à stratification horizontale, l'ellipticité des ondes de Rayleigh change en fonction de la fréquence : rétrograde (cas usuel), prograde.

Un changement de polarité au voisinage de la fréquence de résonance de structure en cas de fort contraste d'impédance, à cette fréquence, l'ellipticité tend à être purement horizontale et s'annule sur la composante verticale.

Bonnefoy-claudet (2004), pour étudier le comportement de l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh en fonction du contraste d'impédance, a considéré un modèle de sol constitué d'une couche sur un demi-espace infini (analogue à une couche sédimentaire sur du rocher). La figure VI-8 montre l'ellipticité calculée pour un tel type de structure (une couche sédimentaire avec un contraste d'impédance plus ou moins fort par rapport au rocher) :

1. Pour des structures avec un fort contraste (type 3, contraste d'impédance égal à 5), le mouvement particulaire est purement horizontal à la fréquence $F1$, et purement vertical à la fréquence $F2$. Pour des fréquences comprises entre $F1$ et $F2$, le mouvement particulaire est elliptique prograde, et elliptique rétrograde pour les autres fréquences.

2. Pour des structures avec un faible contraste (type 1 et 2), on observe deux types de comportement :

- a) soit un mouvement particulaire analogue à celui observé dans le cas du demi-espace infini (elliptique rétrograde), ici représenté par le type 1 (contraste égale à 2) ;
- b) soit un mouvement particulaire purement vertical à deux fréquences distinctes ($F1$ et $F2$), le mouvement est elliptique prograde pour des fréquences comprises entre $F1$ et $F2$, et elliptique rétrograde pour les autres fréquences (type 2, contraste d'impédance égal à 2.5).

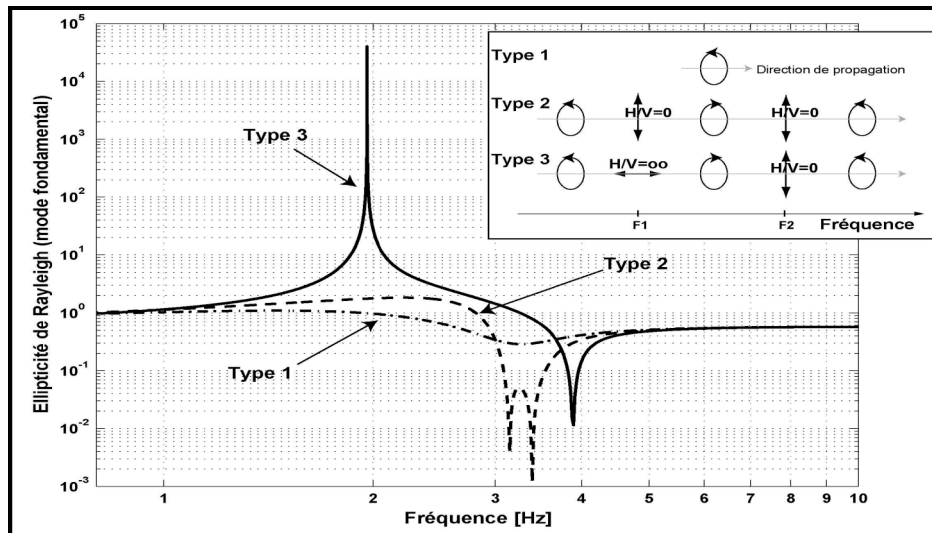


Figure VI.8 : Ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh, calculé dans le cas de structures bicouches (couche sédimentaire sur du rocher) pour différents contrastes en onde S : 1) faibles contrastes (type 1 et 2) ; 2) fort contraste (type 3) ; voir tableau 4 pour les paramètres des modèles. L'épaisseur de la couche est choisie afin que la fréquence de résonance soit égale à 2 Hertz (d'après Bonnefoy-Claudet, 2004).

a) type 1-contraste 2	b) type 2- contraste 2, 5	c) type 3- contraste 5
$V_{s1}=500 \text{ m/s}$	$V_{s1}=400 \text{ m/s}$	$V_{s1}=200 \text{ m/s}$
$H= V_{s1} / 8m$	$H= V_{s1} / 8m$	$H= V_{s1} / 8m$
$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$	$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$	$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$
$V_{s2}=1000 \text{ m/s}$	$V_{s2}=1000 \text{ m/s}$	$V_{s2}= 1000 \text{ m/s}$
$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$	$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$	$\rho=2, 0 \text{ g / cm}^3$

Tableau 7: Modèles d'une couche sédimentaire sur un demi-espace infini, avec, différent contraste de vitesse entre les deux couches : (a) contraste de 2 (type 1), (b) contraste de 2.5 (type 2), (c) contraste de 5 (type 3).

Dans le cas de forts contrastes entre deux couches (type 3), lorsque le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh est purement horizontal (le déplacement suivant l'axe vertical est nul), le rapport du déplacement horizontal sur vertical devient donc très grand, et on observe un pic sur l'ellipticité. Cette singularité n'apparaît qu'à une fréquence particulière : celle où l'épaisseur de la couche est égale au quart de la longueur d'onde des ondes S (à la fréquence de résonance de la couche).

VI-3-4. Relation entre H/V, ellipticité des ondes de Rayleigh et fonction de transfert (cas d'une couche sédimentaire sur du rocher)

Nakamura en 1989 conclut que le rapport H/V était dû aux ondes S. Cette explication a séduit un grand nombre de personnes dans la communauté parasismique car elle permet d'établir que le rapport H/V est une image de la fonction de transfert en ondes S, et donne une estimation de l'amplification en plus de la fréquence de résonance. Cette explication a été remise en cause par plusieurs auteurs (Lachet et Bard, 1994 ; Kudo, 1995 ; Bard, 1998 ; Konno et al., 1998) qui mettent en avant et montrent la dépendance des rapports spectraux H/V vis-à-vis de l'ellipticité des ondes de Rayleigh, hypothèse déjà émise par Nogoshi et Igarashi dès 1971.

Bonnefoy-Claudet (2002) montre le rôle déterminant du contraste d'impédance dans la définition des courbes H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Lorsque le contraste entre sédiment et rocher est fort (> 4) le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh. Lorsque le contraste entre sédiment et rocher est faible (< 3) ou modéré (entre 3 et 4) ; le pic H/V ne peut être dû à la polarisation des ondes de Rayleigh mais à la résonance des ondes S.

En conclusion l'interprétation du rapport spectral H/V bruit est intimement liée à la composition du champ d'onde sismique responsable des vibrations ambiantes, qui dépendent, eux aussi, des sources de vibrations et de la structure du sous-sol.

Le champ d'onde étant un mélange des ondes de Rayleigh, de Love et des ondes de volumes, l'origine des pics de H/V est multiple : l'ellipticité d'onde de Rayleigh, la phase Airy des ondes de Love, résonance des ondes de volumes S et/ou de P (Sésame, 2004).

Ohmachi et al. (1991), Konno et al. (1998), Bard (1999), Delgado *et al.* (2000), Bonnefoy-Claudet (2004), et bien d'autres auteurs précisent que l'amplitude des rapports spectraux H/V bruit sous-estime d'une manière systématique l'amplification.

VI-3-5 . Potentialité de la méthode

L'expérience montre que le rapport H/V est étonnamment stable dans le temps et que :

- 1- le rapport H/V est généralement plat et oscille autour de 1, sur les sites rocheux.
- 2- ce rapport présente un pic bien marqué centré sur la fréquence fondamentale de résonance du site : c'est le cas des sites alluviaux, cette fréquence est liée, à la fois, à la vitesse des ondes S et à l'épaisseur des sédiments (figure VI-9).

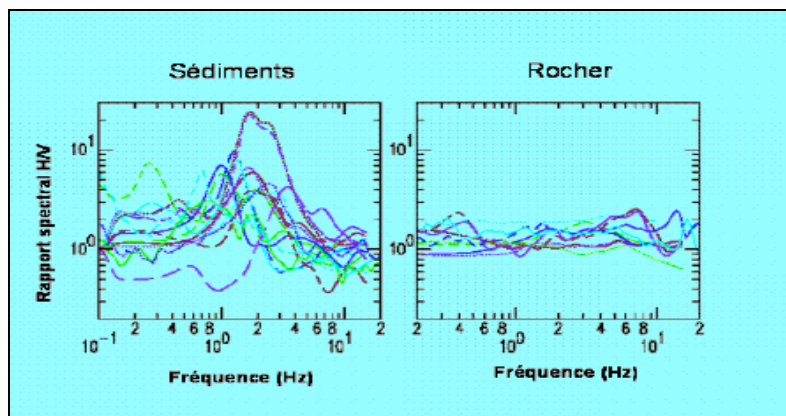


Figure VI-9 : Exemple de courbes H/V bruit calculées pour des sites alluviaux (sédiments) et rocheux (Dunand et al .,2003).

Une analyse plus fine montre que la fréquence du pic H/V est la fréquence fondamentale **f0** de résonance du site, fréquence au-dessous de laquelle il n'existe aucune amplification, et au-delà de laquelle l'amplification provient des réverbérations multiples et des modes harmoniques. Pour un milieu à une couche, d'épaisseur **H** et de vitesse d'onde **S** qui surmonte le substratum rocheux, la fréquence fondamentale peut être calculée par la relation : **F0=Vs/4H**.

La figure VI-10 présente la corrélation entre la fréquence du pic (H/V), et la fréquence fondamentale observée directement sur les fonctions d'amplifications mesurée à partir d'enregistrement sismique pour un grand nombre de site différents.

La mesure est simple et rapide (15 à 30' d'enregistrement suffisent), et le traitement simple également. Cette technique peut donc être appliquée systématiquement soit pour obtenir rapidement une information semi qualitative ou semi quantitative sur un site particulier (elle pourrait par exemple être utilisée pour identifier la catégorie de site). Elle peut aussi être utilisée sur de grandes surfaces pour cartographier la fréquence de résonance f0, et guider ainsi le microzonage sismique.

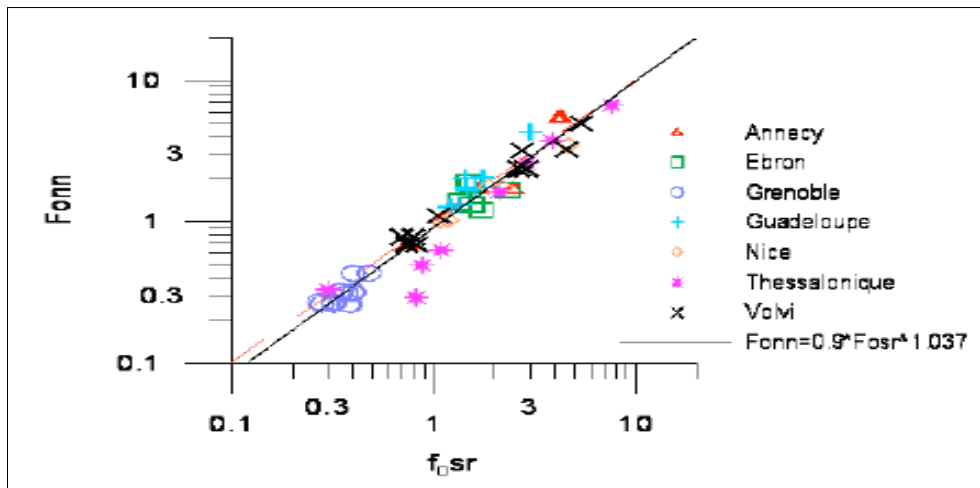


Figure VI.10 : Comparaison entre fréquence fondamentale obtenue par la méthode H/V (**F0nn**) et mesurée à partir d'enregistrements de séismes (**F0sr**) (Dunand et al ., 2003).

Elle présente cependant un inconvénient du fait même de sa simplicité : publiée en 1989 par un japonais, Nakamura (1989), elle s'est répandue dans le monde entier, dans les pays à sismicité modérée, et elle est sans doute souvent utilisée au-delà de ses capacités réelles. Beaucoup de

scientifiques ou d'ingénieurs, à commencer par Nakamura, prétendent qu'elle donne aussi une estimation fiable de l'amplification du site, par l'intermédiaire de l'amplitude de ce pic H/V, voire directement de la fonction d'amplification du site, par l'intermédiaire de l'ensemble de la courbe H/V (f), mais ceci a été remis en cause par la suite.

VI-3-6. Conclusion

L'enregistrement du bruit de fond est simple, rapide et non destructive (sans sollicitation volontaire). Le traitement des données simple et le coût très bas font que cette technique est très largement employée pour :

- obtenir des informations semi qualitatives et semi quantitatives, sur un site particulier (V_s : vitesse de l'onde cisaillement, H : épaisseur de la couche) ;
- la cartographie de la fréquence de résonance du sol ;
- guider le microzonage sismique (estimation de l'alea sismique local).

CHAPITRE VII:

ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES

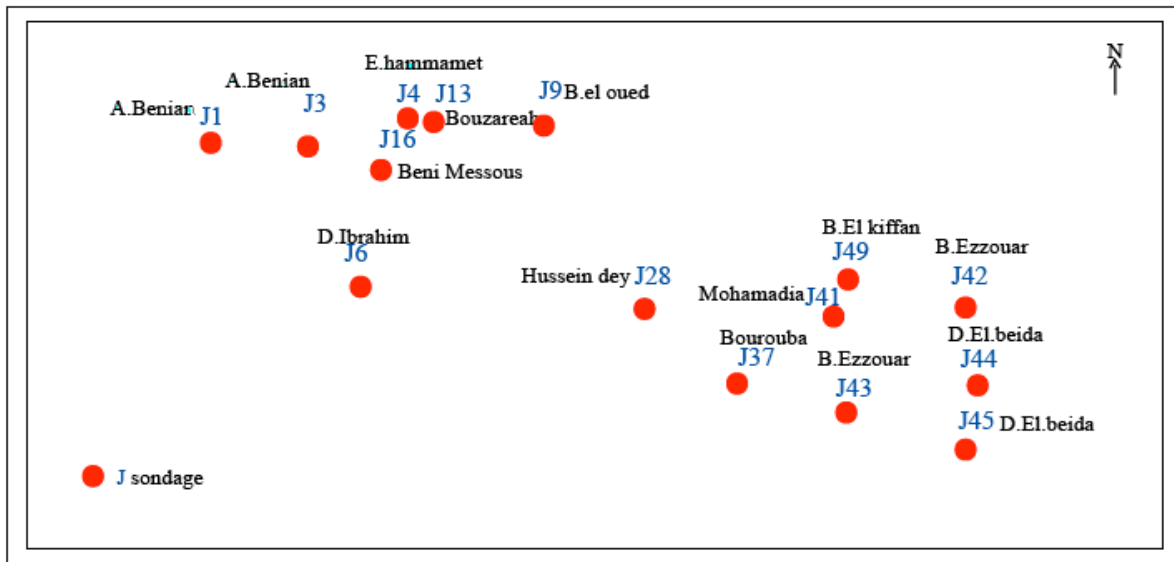
Le projet de Japan International Coopération Agency (**JICA** 2006) a fait l'objet de reconnaissance aux sondages carottés dans l'Algérois et les zones limitrophes (figure VII. 1), et une cinquantaine ont été réalisées, dont une trentaine avec down holes. Nous n'avons pu exploiter les résultats que de quinze d'entre eux (figure VII.2). Des essais SPT (Standard Penetration Test) ont aussi été effectué.



Figure VII. 1: Carte de localisation des sondages (JICA, 2006)

VII-1- LOCALISATION DES SITES D'ENREGISTREMENT DU BRUIT DE FOND

La localisation de différents enregistrements de bruit de fond sismique au niveau des quinze sondages utilisés dans notre étude est reportée dans la figure VII. 2.



FigureVII. 2: Localisations des quinze sondages carottés.

VII-2- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Les colonnes stratigraphiques établies à partir des sondages sont reportées an annexe.

VII-2-1- SONDAGE J1 - 06 20 12 54.003 AIN BENIAN

Du point de vue lithologique, ce sondage est caractérisé de haut en bas par la succession suivante :

- Une couche de 1 m de remblais ;
- De 1 m à 26 m sont des formations fines comme les sables fins à moyen de couleur grisâtre, puis suivie de graviers (sables moyen au milieu, sable noir) et sables grossiers ;
- De 26 m à 33 m c'est des marnes bleues, marnes sableuses gris jaune sans coquilles.

VII-2-2- SONDAGE J3 - 06 20 14 34 .004 AIN BENIAN

Ce sondage a une profondeur de 40 m, de point de vue stratigraphique il est constitué par la succession suivante :

- Une couche d'1 m représentés par le sol ;
- De 1 a 6 m un mélange de graviers versicolores (blanc, gris, jaune, brun sombre)
- De 6 a 12m c'est des marnes rougeâtres à jaune et gris sans coquilles
- De 12 à 39 m, couche formée par des schistes altérés noir-gris et fragments de roche rouge jaune à gris sombre.
- 39 à 40 m c'est le socle qui est formé par des granulites.

VII-2-3- SONDAGE J4 – 11 17 1300.003 EL HAMMAMET

Ce sondage a une profondeur de 33 m, formée essentiellement par deux couches l'une à la surface (sol de 1 m d'épaisseur) et une autre de 32 m de schistes altérés (sables), graviers arrondis, schistes, sable, graviers rouges, schistes grise sombres et des argiles, à la base il y a des sables.

VII-2-4- SONDAGE J6 – 11 07 1051 .001 DELY IBRAHIM

Lithologiquement, il est constitué de deux couches, l'une à la surface de 6 m qui est représentée par des marnes de teinte jaune et l'autre en profondeur (6 à 20 m) des marnes blue gris.

VII-2-5- SONDAGE J09– 12 24 1012 .001 BAB EL OUED

Ce sondage a une profondeur de 30 m, il constitue par :
des remblais à la surface (0-3 m), suivis d'une couche de 2 m (3-5 m) de sables, il y a des schistes avec l'apparition d'une zone de fracturation (5-30 m) et à la base, il y'a des roches dures.

VII-2-6- SONDAGE J13- 11 07 1352 .004 BOUZAREAH

Les formations de ce sondage sont :

- 0-8 m : remblais et argiles sableux rouges et jaunes avec des graviers sableux.
- 8-37 m : schistes, gneiss, les schistes altérés contiennent des galets de gneiss.

VII-2-7- SONDAGE J16 -1107 1143.002 BENI MESSOUS

Profondeur de 31 m, composé de haut en bas par les formations suivantes :

Une couche superficielle d'1 m de remblais suivis par des argiles silteuses jaunes vertes, argiles silteuses (13 m) et, à la base, on retrouve des marnes bleues gris jaunes incluant des sables (14 a 31 m).

VII-2-8- SONDAGE J28 – 0418 1212.001 HUSSEIN DEY

Profondeur de 72 m, de haut en bas on distingue les éléments lithologiques suivants :

- 0-1 m des remblais ;
- 1-2 m sables ;
- 2-5 m silts de remblais de 0 a 0,7m, asphaltes (0,1m), galets 0,1 a 0,7m, sables rouges, argiles silteuses ;
- 5-7 m sable grossier à matrice jaune marron ;

- 7-13 m grès, la carotte contient des sables fins marron incluant des calcaires gréseux ;
- 13 –72 m marne bleue, marnes sableuses grises, sable marneux avec coquilles grises, carotte de sable gris non consolidé (lâche), marne sableux très importante incluant coquilles, grises et enfin une carotte constituée de silt.

VII-2-9- SONDAGE J37 – 07 20 1136. 003 BOUROUBA

Profondeur de 73 m, il est composé de :

- 0-4 m remblais et graviers ;
- 4-17 m argile grise, carotte d'argiles (à 8 m), des graviers, silts, argile rougeâtre à gris ;
- 17-21 m : conglomérats, où il y a une carotte constituée d'argiles, graviers sans matrice ;
- 21-27 m : marnes jaunes (a coquilles) ;
- 27-30 m : des grès ;
- 30-36 m : conglomérats, galets ;
- 36-38 m des grès ;
- 38-51 m conglomérats ;
- 51-73 m : marnes, marnes sableuses grises, sables a graviers, marnes sableux à la base.

VII-2-10- SONDAGE J41- 11 17 1500.005 MOHAMADIA

La colonne stratigraphique de ce sondage (40 m de profondeur) est caractérisée par :

- Une couche de remblais (1m) suivie par ;
- Des sables rouges avec graviers avec alternance de sable moyen gris, des graviers (1-18 m) ;
- 18-21 m graviers ;
- 21-24 m sables ;
- 24-32 m : grès rouges, jaunes sans calcaire.

VII-2-11- SONDAGE J42 – 11171320.003 BAB EZZOUAR

Profondeur de 31 m, composé de haut en bas par :

- 0-1 m sol ;
- 1-11 m argiles organiques noires jaunes, carotte de sable, marnes rouge jaune ;
- 11-16 m graviers (carotte de sable) bruns sombres ;
- 16-20 m argiles et marnes avec des coquilles ;

- 20-22 m grès ;
- 22 m-24 m siltstone, marnes grises ;
- 24-31 m grès, calcaire gréseux.

VII-2-12- SONDAGE J43 – 11 17 1637.006 BAB EZZOUAR

La profondeur estimée de ce sondage est de 103 m, c'est le sondage le plus profond, il se trouve à proximité de la gare ferroviaire de Bab Ezzouar, il est composée essentiellement par :

- Une alternance d'argiles versicolores (gris, gris brun), grès, graviers, conglomérats et des marnes à la base.

VII-2-13- SONDAGE J44 - 11 17 1006. 001 DAR EL BEIDA

À une profondeur de 80 m, formé par :

- À 2 m, il y a le sol ;
- 2-20 m argiles, plantes brunes, alternances des argiles jaunâtres et argiles gréseux ;
- 20-23 m des graviers ;
- 23-55 m des calcaires et des grès consolidés ;
- 55-59 m marnes et grès graveleux ;
- 59-69 m grès marneux versicolores ;
- 69-72 m marnes ;
- 72-79 m grès (carottes de grès entre 72 et 80m).

VII-2-14- SONDAGE J 45 – 1117 1133 .004 DAR EL BEIDA

Ce sondage est constitué par une alternance de marnes, conglomérats, grès, silts et sandstone, sur une profondeur de 57 m.

VII-2-15- SONDAGE J 49- 11 17 1411.004 BORDJ EL KIFFAN

Il est Formé par : une couche superficielle de remblais d'épaisseur 3 m, suivie par une alternance de sable et graviers (3 à 9 m).

D'après la description des différents sondages, on conclut que les sondages sont forés en majorité dans le bassin de la Mitidja qui est connu par la grandeur de la colonne des dépôts sédimentaires

qui dépassent quelques centaines de mètres d'épaisseur. Certains auteurs avancent même le chiffre 1000 mètres d'épaisseur. Les sondages carottés sont arrivés globalement à des profondeurs ne dépassent pas les 100 mètres. Les formations quaternaires recoupées par les sondages sont composés d'une alternance de sables, calcaires, marnes, de graviers et d'argiles et des passages intermédiaires de sable graveleux, graviers argileux et des argiles sableuses qui continuent au-delà de la limite du sondage et aussi l'existence de substratum rocheux qui forme par des granulites et de schistes. Et en surface tous ces sondages sont recouverts par une couche mince de remblais ne dépassant pas les 5 mètres. Nous constatons qu'à plusieurs endroits, ces sondages n'avaient pas atteint le substratum rocheux (ou substratum sismique) formé de roches de socle car ils sont le plus souvent arrêtés en atteignant le substratum de l'ingénieur. Nous considérons, de ce fait, que pour quantifier l'amplification exacte au niveau de ce bassin, ceci passerait obligatoirement par la connaissance de toute la structure du substratum formé par le socle métamorphique.

VII-3- Détermination de la fréquence F_0 à partir des courbes H/V

L'objectif essentiel de cette partie est de présenter toutes les étapes de traitement utilisées pour le calcul des rapports spectraux H/V, ensuite, par comparaison entre la fréquence de résonance calculée par la formule $F_0 = V_s / 4H$ des sondages (DOWN HOLES) et la fréquence tirées à partir des pics des courbes moyennes H/V (average H/V).

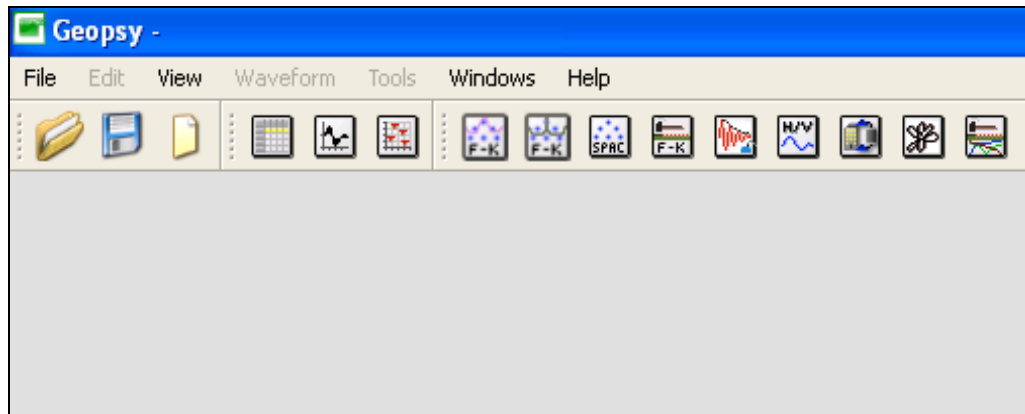
Les moyens matériels utilisés sont : un sismomètre et une station d'enregistrement CityShark (Chatelain et al., 2000) (figureVII.3).



FigureVII. 3 : Matériels d'enregistrements (sismomètre et Cityshark).

Avant d'arriver aux résultats, nous avons effectué plusieurs enregistrements de bruit de fond à proximité de chaque sondage carotté sus-cité. La méthodologie est la suivante :

- Placer le sismomètre ou le capteur horizontalement sur la terre à moins d'un mètre du sondage carotté, avec une orientation vers le Nord, en utilisant la boussole ;
- Régler le sismomètre en l'orientant vers le nord ;
- Installer la disquette et lancer la station d'enregistrement, en choisissant un gain moyen (ni trop fort ni trop faible) pour ne pas avoir de saturation. La durée de l'enregistrement est de 15 minutes pour chaque point d'enregistrement.



FigureVII. 5 : Remplissages de la feuille d'essai et fait le traitement des données avec logiciel **Geopsy** développé par Wathelet (<http://geopsy.org>).

VII-3-1- METHODOLOGIE DU CALCUL DES RAPPORTS SPECTRAUX H /V

Les rapports spectraux H/V, ont été calculés avec le logiciel GEOPSY développé par Wathelet (<http://www.geopsy.org/>) en marge du programme européen de recherche SESAME, pour les rapports spectraux H/V. L'algorithme de fonctionnement de ce programme se décrit de la manière suivante et est schématisé sur la figure VII.6.

1. Sélection des trois composantes (vertical v , nord-sud n , et est-ouest e) d'un signal de bruit de fond sismique.

2. Choix de la durée des fenêtres à prendre en compte qui dépend de la fréquence du phénomène à observer. En effet, pour qu'un spectre soit représentatif du phénomène, il est nécessaire que le spectre soit calculé sur un temps d'environ 10 fois la période du phénomène observé.

3. Recherche des Ni fenêtres stationnaires simultanément sur les trois composantes, par un critère d'anti-trigger LTA/STA. Ce critère repose sur la comparaison des moyennes du signal calculées sur deux durées différentes. La première est une moyenne de courte durée STA (Short Time Average) de l'ordre de 1 seconde, dont la valeur est sensible aux variations d'amplitude. La deuxième est une moyenne de longue durée LTA (Long Time Average) de 130 secondes, dont la valeur est peu sensible aux variations d'amplitude. Le rapport de ces deux moyennes STA /LTA, donne une idée sur la stabilité du signal. Si le signal est stable, ce rapport est voisin de l'unité. Par contre, si le signal est instable, ce rapport est différent de l'unité. Afin de quantifier la stabilité du signal, il est défini des bornes entre lesquelles ce rapport peu varier. Ces bornes sont de 0.3 et de 2.0. Pour qu'une fenêtre de signal soit stable, il faut que le rapport STA/LTA soit compris entre ces valeurs limites sur toute la fenêtre.

4. Calcul des spectres de chaque composante $S_v(Ni)$, $S_n(Ni)$ et $S_e(Ni)$ sur chacune des Ni fenêtres par une transformée de Fourier ;

5. Lissage des spectres (pour chaque Ni fenêtre) avec une fenêtre glissante dont la forme et la largeur dépendent de la fréquence suivant la méthode de Konno et Ohmachi (1998), avec un paramètre de lissage égal à 40 ;

6. Calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux lissés $Sh(Ni)$ (composantes nord-sud et est-ouest) pour chaque fenêtre :

$$Sh(Ni) = \sqrt{\frac{Sn(Ni)^2 + Se(Ni)^2}{2}}$$

7. Calcul des rapports spectraux H/V (Ni) pour chaque fenêtre :

$$H/V(Ni) = \left(\frac{Sh(Ni)}{Sv(Ni)} \right)$$

8. Calcul de la moyenne géométrique du rapport spectral H/V sur toutes les fenêtres :

$$H/V = 10^{\frac{\sum \log_{10}(H/V(Ni))}{Ni}}$$

9. Détermination de la fréquence F du (des) pic (s) de la courbe H/V , et interprétation de la courbe H/V .

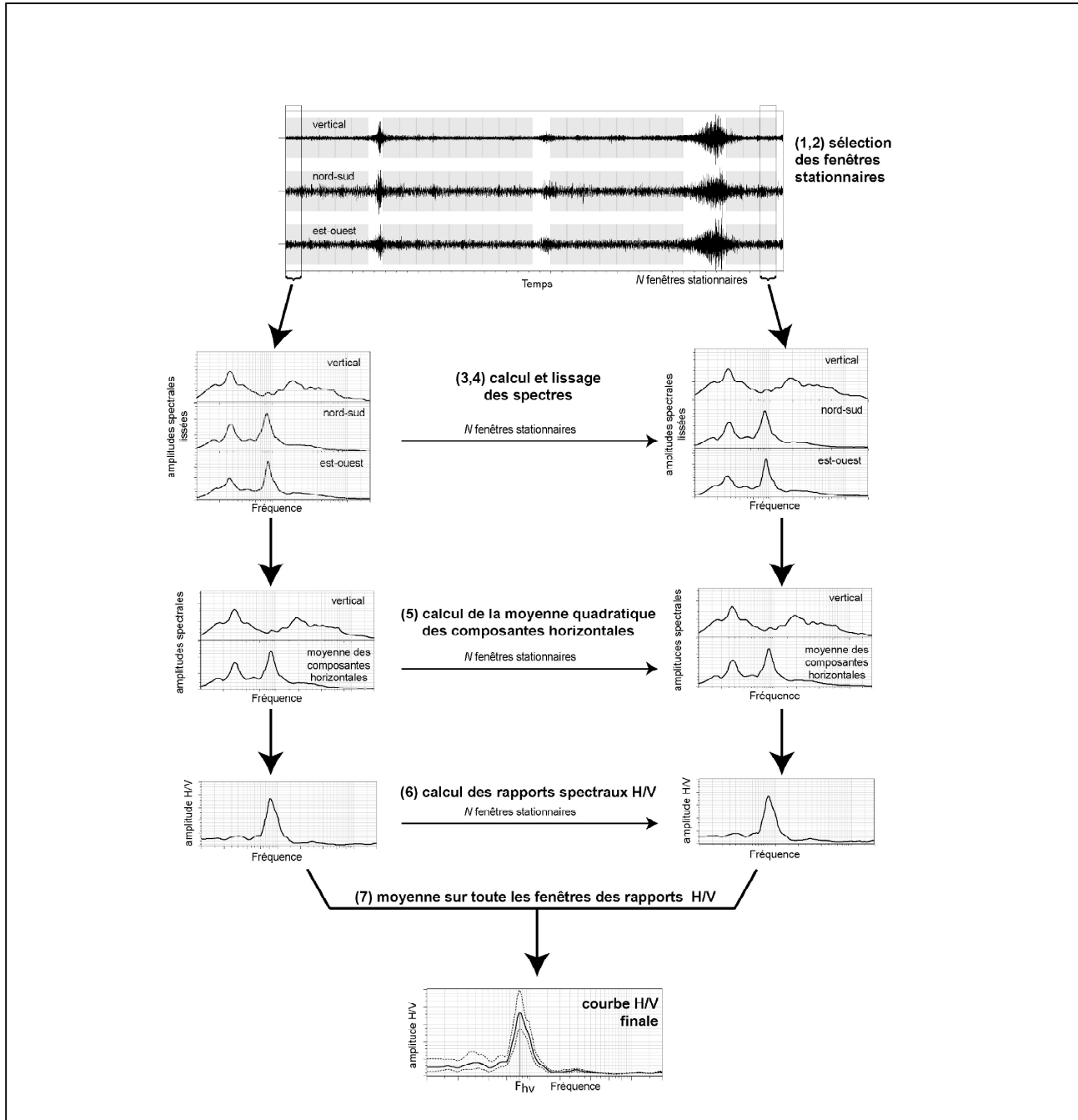


Figure VII. 6: Schéma de l'algorithme du calcul du Rapport H/V (Bonnefoy-Claudet, 2004)

VII-3-2- DETERMINATION DE LA FREQUENCE DE RESONANCE f_0 DU PIC H/V

H/V

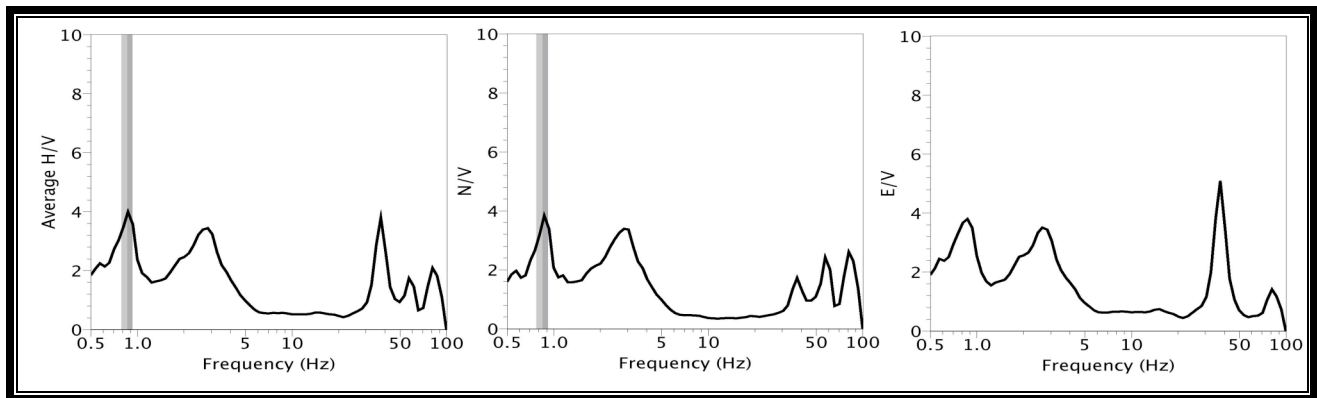
Pour la détermination de la fréquence de résonance f_0 du pic H/V, nous avons distingué plusieurs types de courbes simples ou complexes, pour cela nous considérons les règles suivantes :

- Le pic H/V doit avoir une amplitude supérieure à 2 (recommandations de SESAME, 2004) ;
- Lorsque les courbes H/V exhibent une forme simple ou le pic est clair, la fréquence est déterminée comme étant la fréquence du plus haut pic.
- Pour les hautes fréquences ($f_0 > 20$ Hz) nous avons utilisé le damping (amortissement), pour savoir si l'amplification est due à la vibration du sol ou à un phénomène non naturel (l'électricité par exemple), vu qu'un enregistrement effectué à proximité de poteaux électriques peut donner un pic artificiel sur les courbes H/V.

À partir des courbes H/V obtenues par le logiciel GEOPSY, les fréquences ont été déterminées à partir des pics de ces courbes pour chaque enregistrement.

VII-1- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J1.0620 1254 .003 AIN

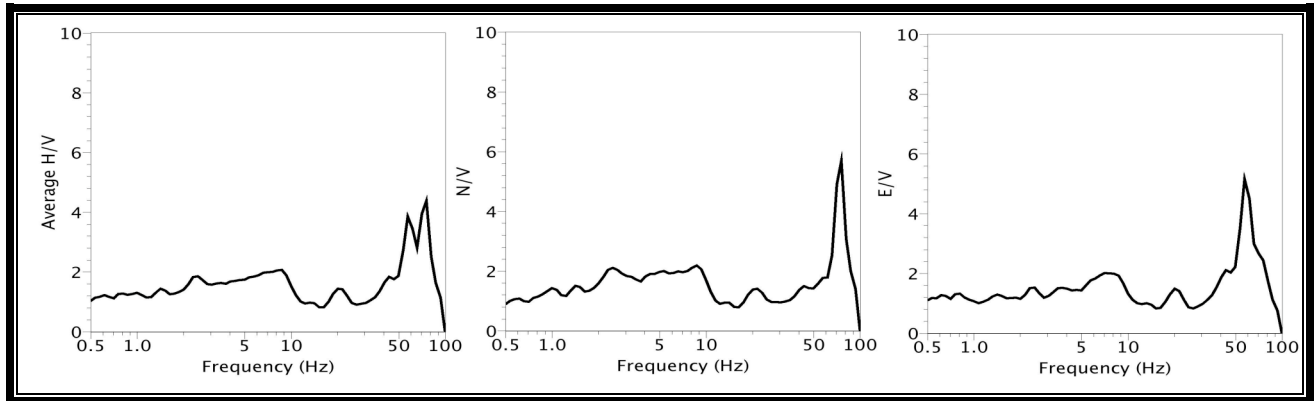
BENIAN



La figure ci-dessus illustre les graphes du rapport H/V en fonction de la fréquence, la fréquence de résonance f_0 de site correspond alors à l'amplification du plus grand pic sur le spectre H/V montré par la ligne en grisé relativement peu épaisse (symbole de l'écart type). Le premier graphe donne la moyenne (Average) H/V tandis que les deux autres courbes donnent respectivement le rapport de la composante N-S sur la composante verticale et celui de la composante E-W sur la composante verticale. Les fréquences de cette courbe sont de 0,7 Hz et 2,7 Hz pour les basses fréquences ; les plus hautes fréquences qui matérialisent les couches

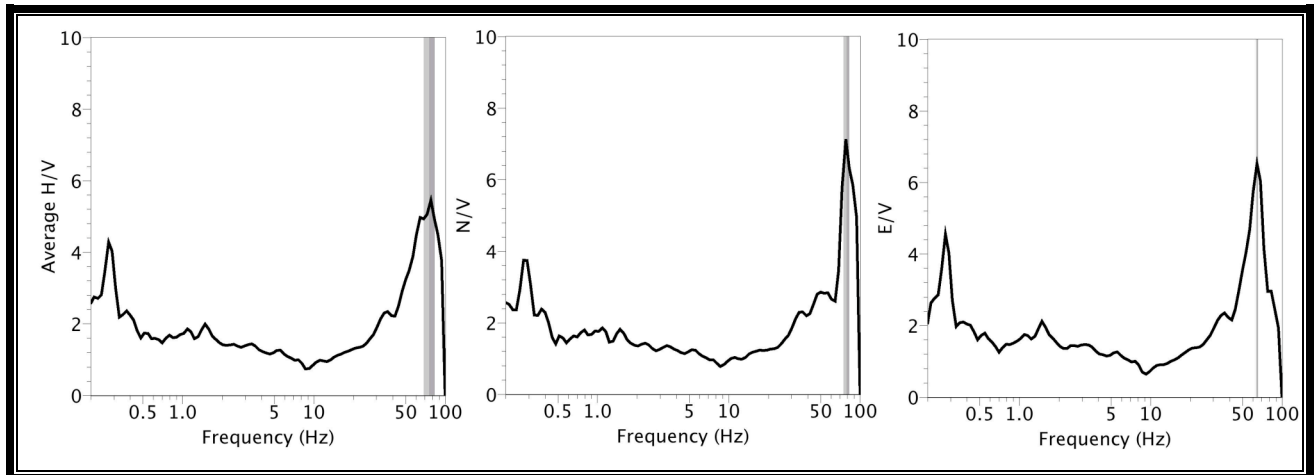
sédimentaires proches de la surface du sol sont de 3,7 Hz, 57 Hz et 80 Hz. Pour ces dernières on a effectuée le damping (pour savoir s'il est dû au sol ou à l'électricité par exemple).

VII-2- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J3.0620 1434.004 AIN BENIAN



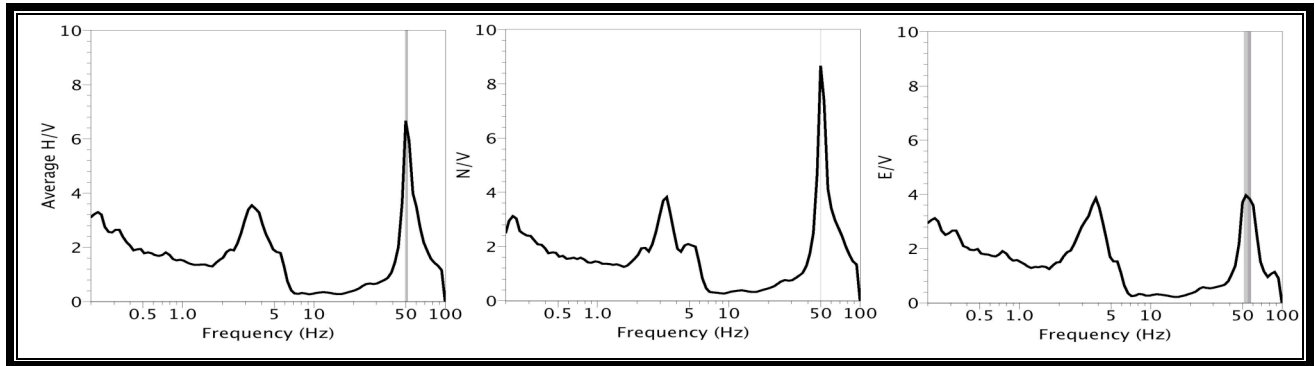
Les fréquences tirées à partir de ces courbes varient entre $F_0 = 55,94$ Hz à droite, 8,56 Hz et 2,40 Hz vers la gauche.

VII-3- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J4.11071300.003EL HAMMAMET (Sidi Youcef)



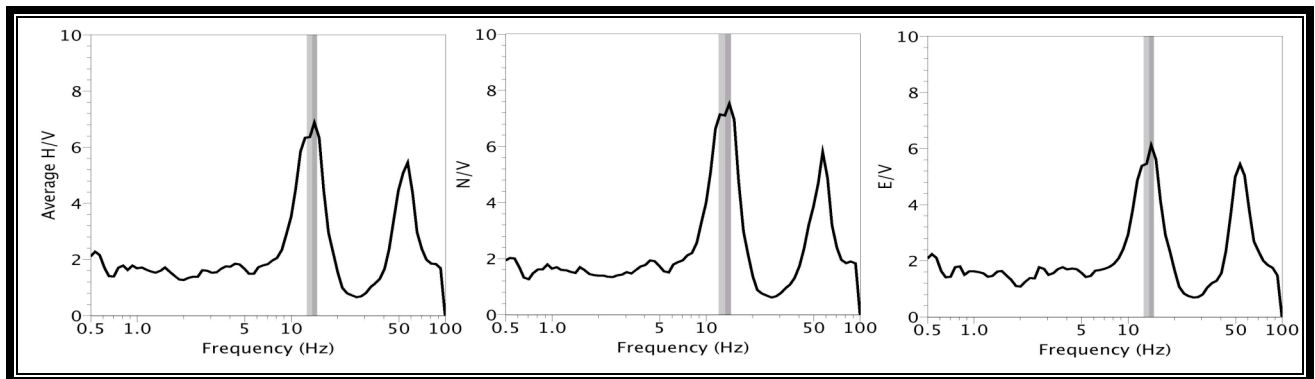
Ce sondage est caractérisé par un bon pic avec une fréquence $F_0 = 74$ Hz (courbe H/V), dans ce cas, la fréquence est supérieure à 20 Hz donc on a eu recours au damping.

VII-4- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J6. 11 071051.001 DELY BRAHIM



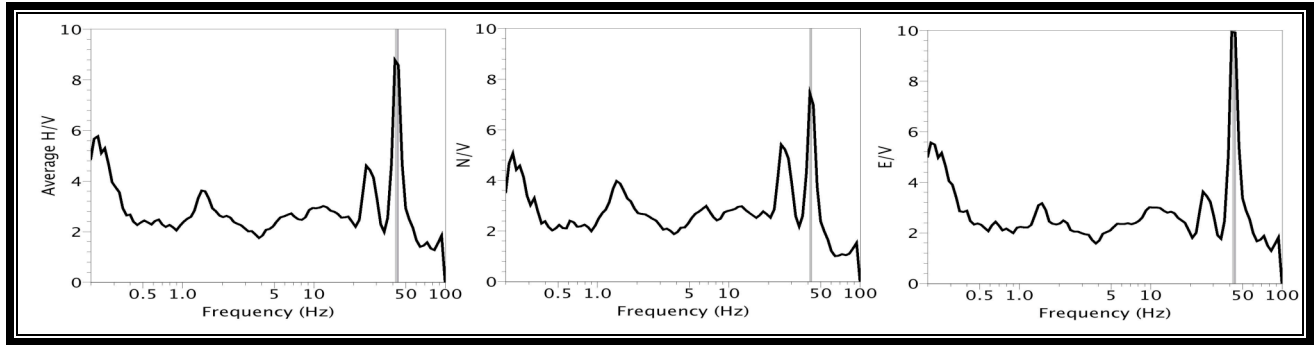
Le graphe de courbe H/V montre deux pics bien marqués, l'un à une fréquence de **3,3 Hz** et un autre matérialisant les couches superficielles du sol qui est de **51 Hz**, pour celle-là on a utilisé le damping et on a vu donc que l'amplification est due au sol.

VII-5- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J9.1224 1012.001 BAB EL OUED



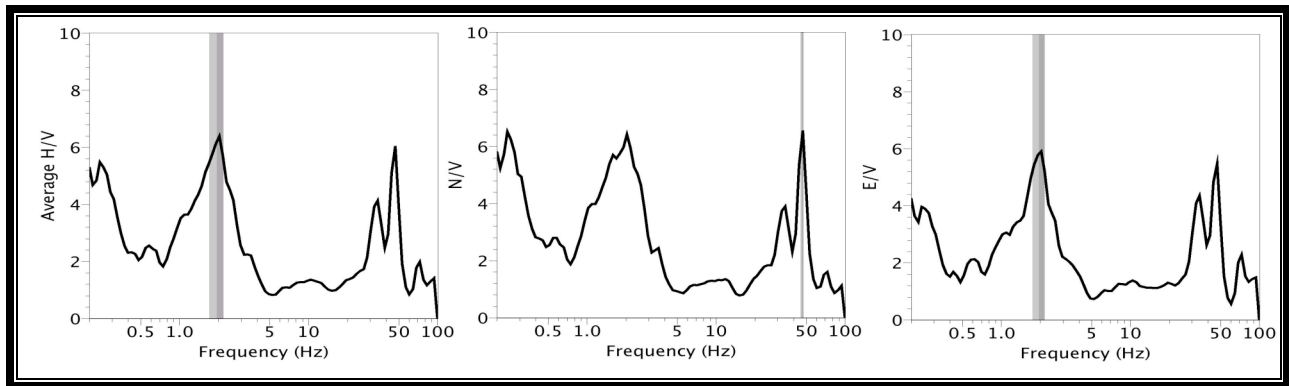
La courbe H/V montre deux pics, les fréquences de **14 Hz** (bon pic) et **56 Hz**.

VII-6- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J13.1107 1352.004 BOUZAREAH



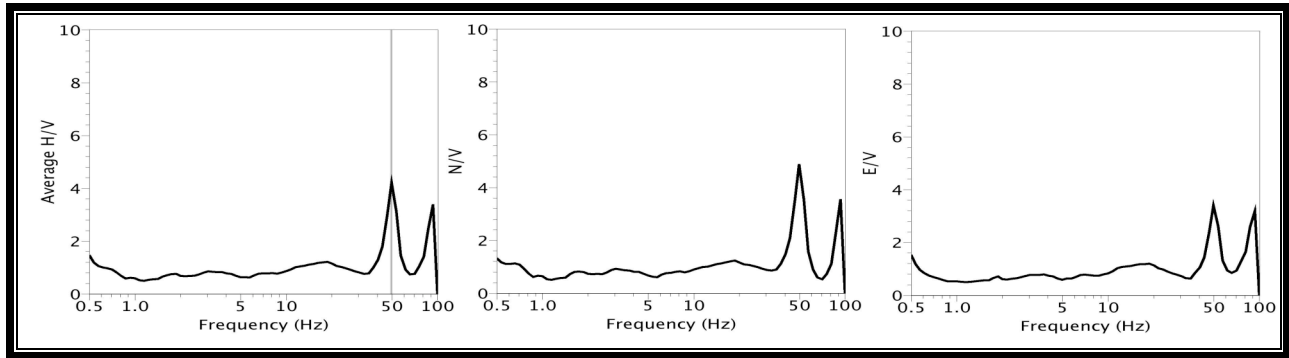
La courbe H /V montre des fréquences de **25,30 Hz** et **42,20 Hz**, le grand pic de fréquence matérialisent les couches superficielles.

VII-7- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J16.1107 1143.002 BENI MESSOUS



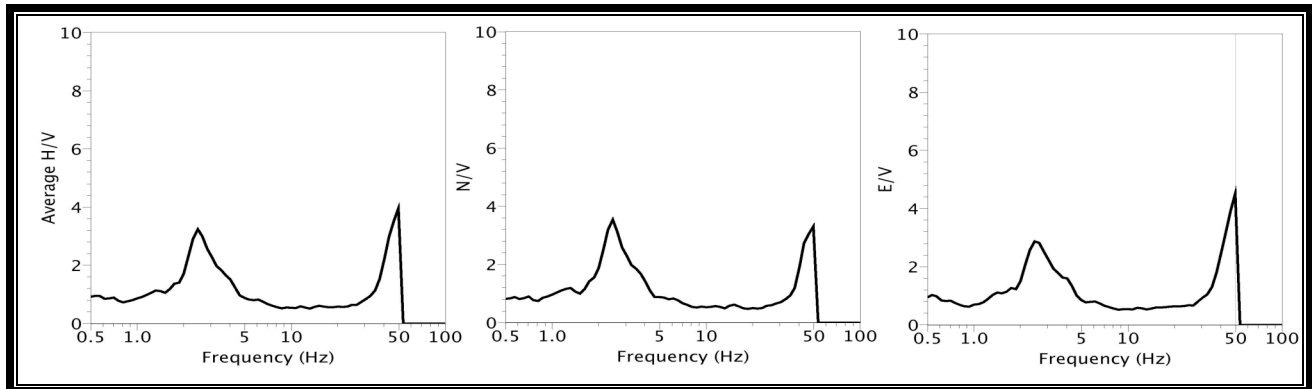
La courbe de H/V, montre un bon pic de fréquence à **1,97 Hz**, à **33,1 HZ** et à **45, 13 Hz**.

VII-8- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J28.0418 1212.001 HUSSEIN DEY



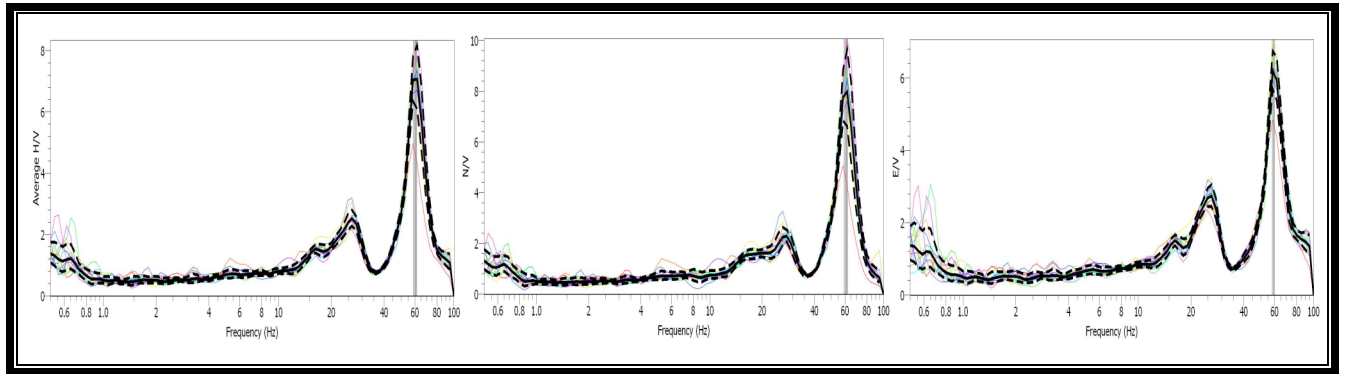
Le graphe de la courbe H/V montre des bons pics matérialisant les couches proches de la surface du sol à une fréquence **F0 = 49,6 Hz**.

VII-9- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J 37.0720 1136.003 BOUROUBA



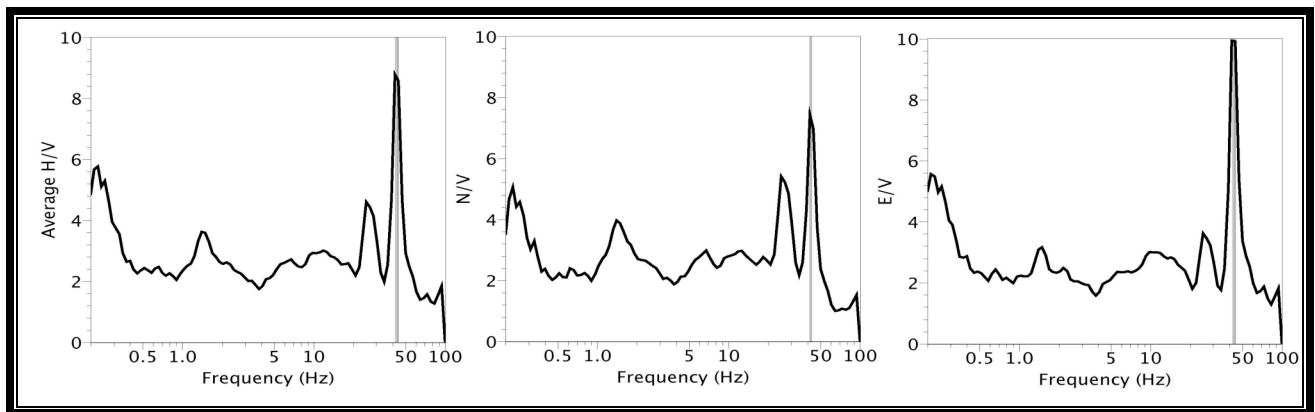
Le graphe de la courbe de H /V de ce sondage montre un bon pic de la fréquence de résonance matérialisant les couches en profondeur. Cette fréquence est de **F0=2, 40 Hz** et un autre pic plus important vers la surface ou $f = 48, 35$ Hz. En appliquant le damping pour ce second pic, on se rend compte qu'il est naturel et non artificiel.

VII-10- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J41.1117 1500.005 MOHAMADIA



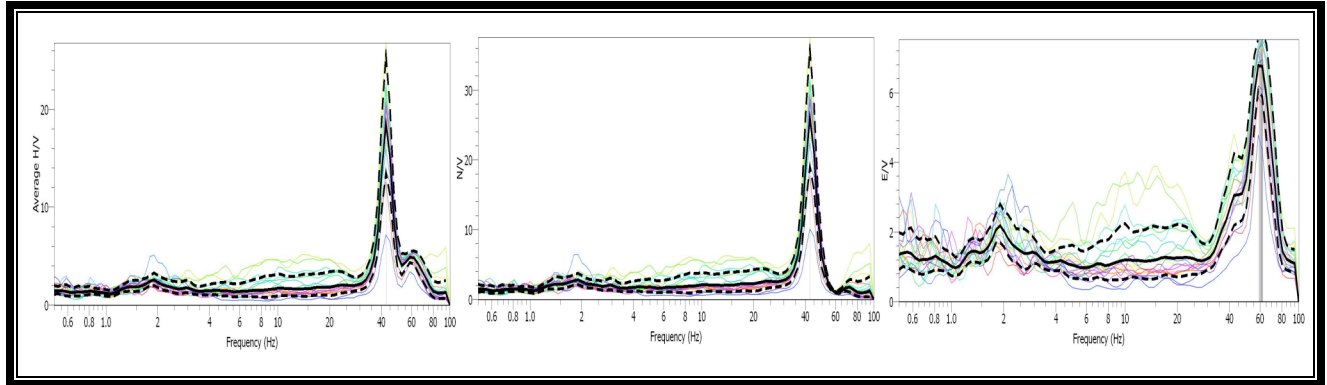
Les fréquences tirées de la courbe H /V sont de **24,60 Hz** et **36,38 Hz**.

VII-11- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J42.1117 1320.003 BAB EZZOUAR



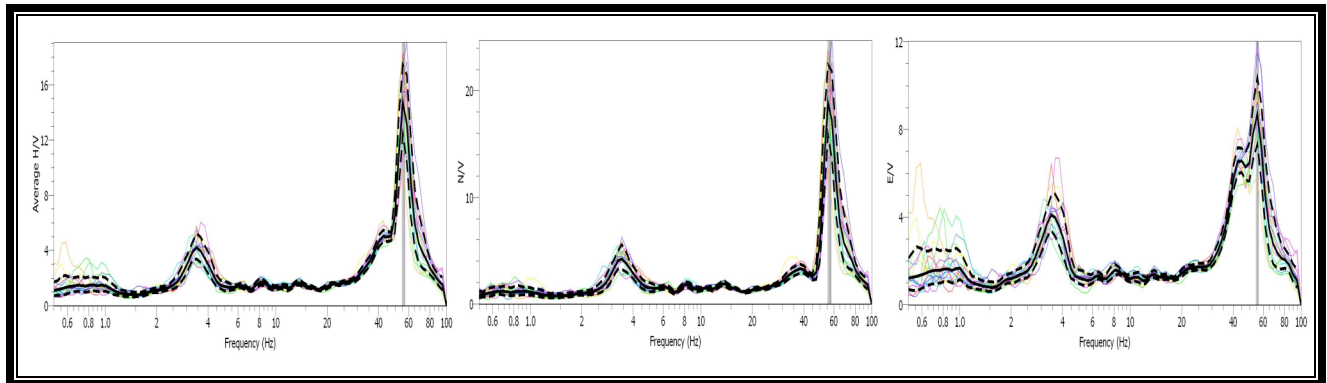
La fréquence des pics pour la courbe H /V est de **25,30 Hz** et **42,20 Hz**.

VII-12- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J43.1117 1637.006 BAB EZZOUAR



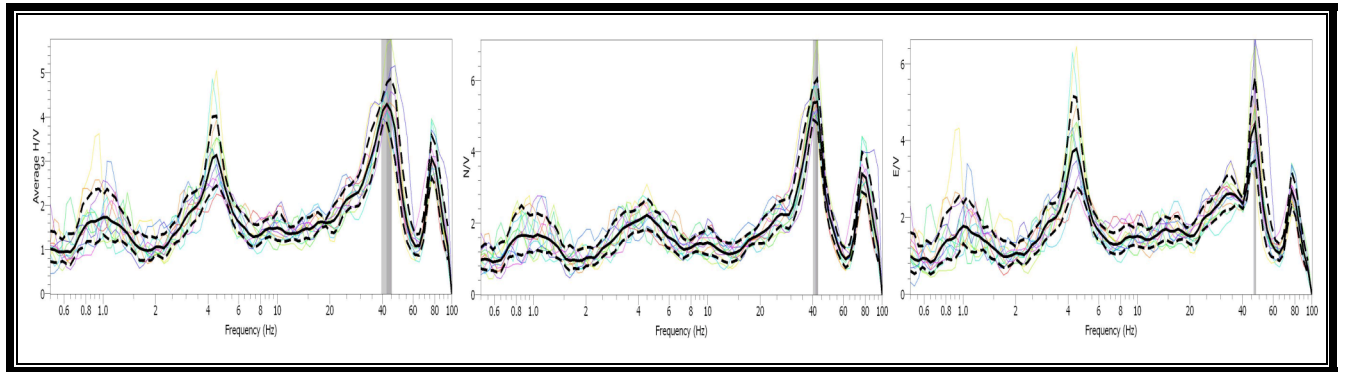
Le graphe de courbe H/V montre de gauche à droite une sorte de bombement qui peut parfois matérialiser une amplification selon Guillier et al. (2006) autour d'une fréquence de **1,84 Hz**, et un pic de **58,30 Hz** (la vibration est due au sol lorsqu'on regarde le damping).

VII-13- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J44.1117 1006.001 DAR EL BEIDA



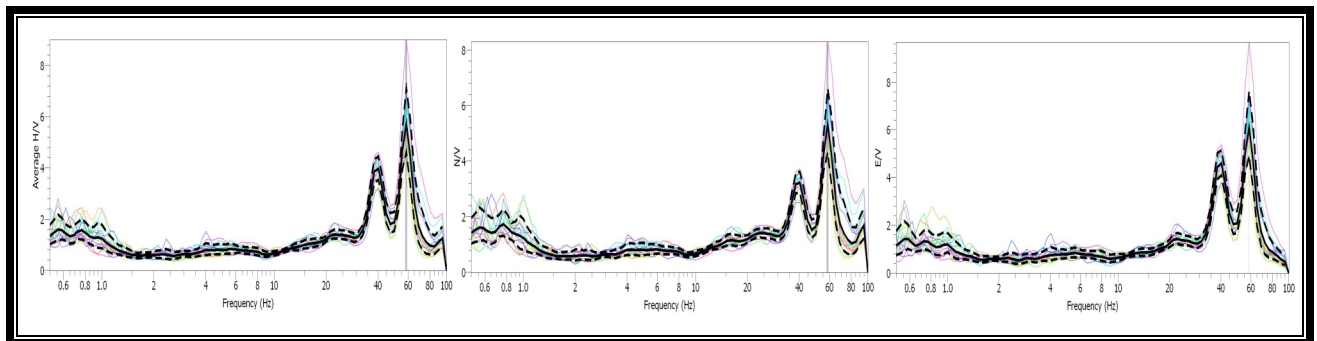
La courbe H/V montre deux bons pics avec des fréquences de **3,43 Hz** et de **55,50 Hz**.

VII-14- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J45.11171133.002 DAR EL BEIDA



La fréquence de résonance tirée de cette courbe est de **0,9 Hz – 4,38 Hz et 16,87 Hz**.

VII-15- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J49.1117 1411.004 BORDJ EL KIFFAN



Les fréquences sont de **0,9 Hz, 41, 63 Hz et 66, 73 Hz** sur le graphe de la courbe H/V.

Les différentes valeurs des différentes fréquences (F_0) obtenu à partir des courbes H /V pour chaque sondage ont été reportées sur la figureVII. 7. Suite à cela nous avons établi deux cartes d'iso fréquence à l'aide du logiciel Surfer 8, la première concerne la fréquence minimale et la deuxième concerne la fréquence maximale.

-Carte iso- fréquence minimale ($F_0 \text{ min}$) (figureVII.8) : les valeurs les plus forts ont été enregistrés dans les sondages J9, J16 , J3 et les valeurs les plus faibles sont enregistrés au niveau de sondages J45, J42, J49 ce qui indique que l'épaisseur des couches sédimentaires est plus important.

-Carte iso- fréquence maximale ($F_0 \text{ max}$) (figureVII.9): les hautes fréquences observées sur les courbes H/V sont dus a l'existence d'une très fine couche de remblais à la surface.

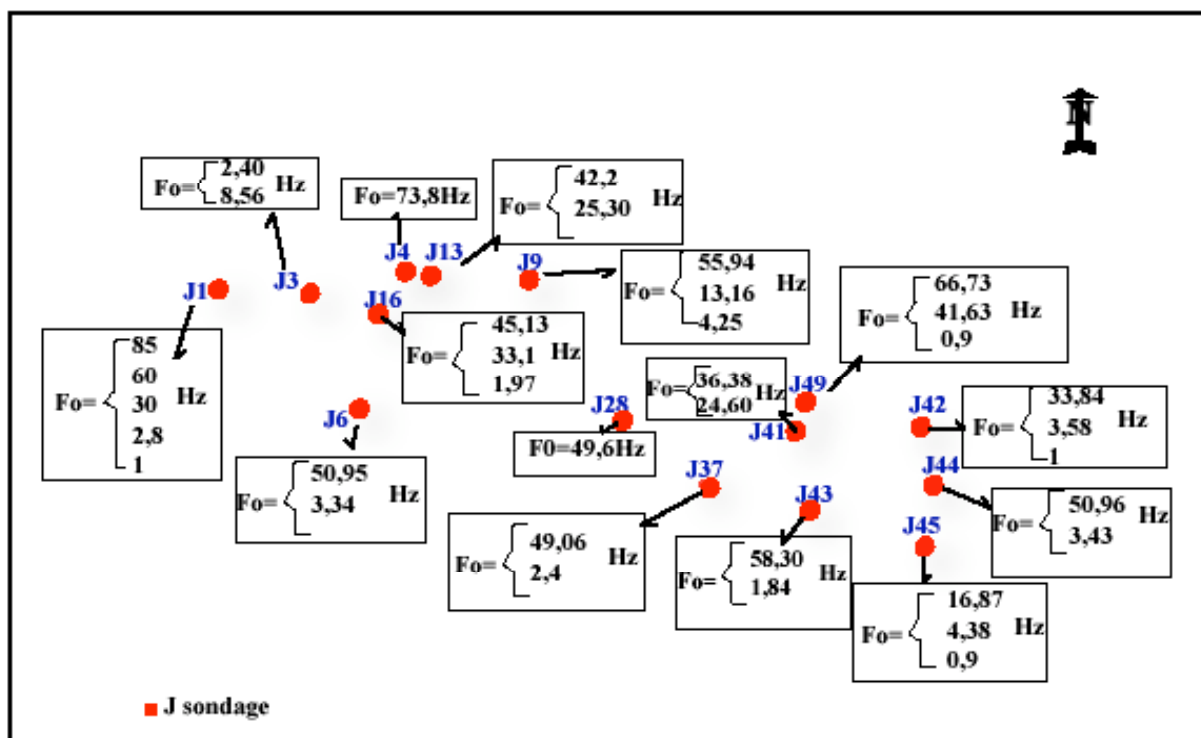
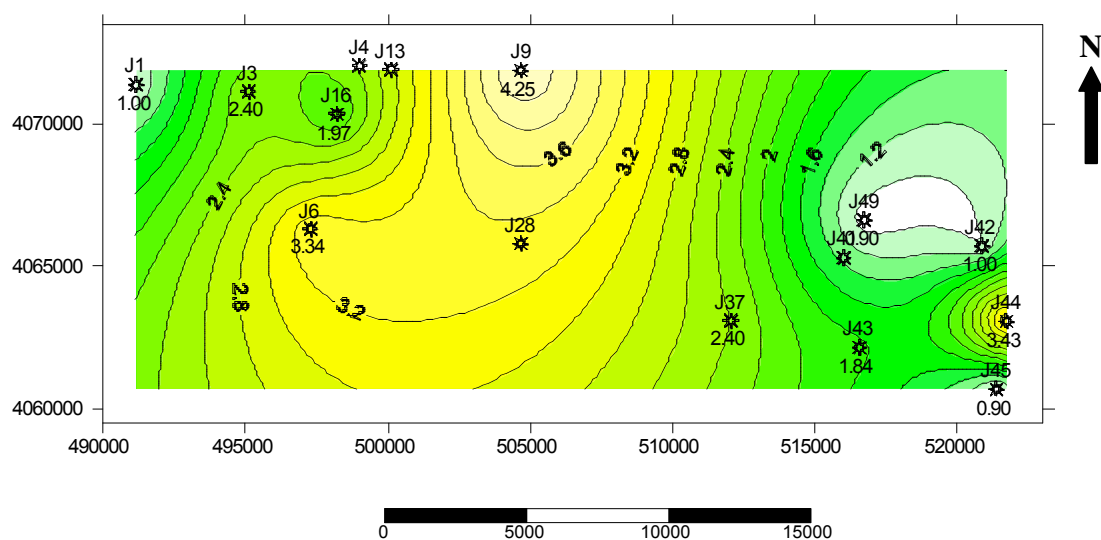


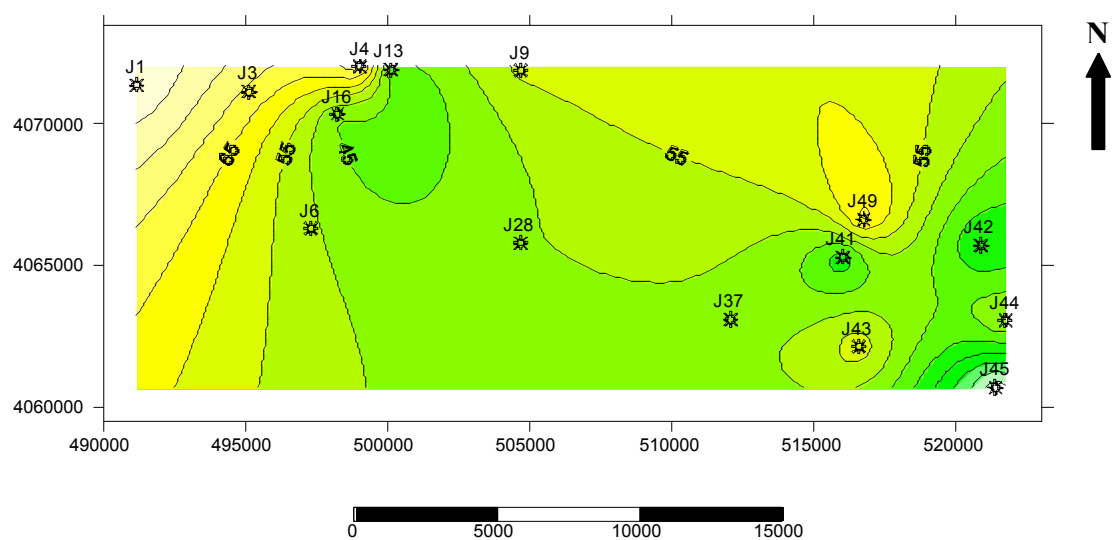
Figure VII.7 : Résultats des rapports spectraux H/V bruit de fond dans la zone d'Alger.



Légende:

- J1 : Position des sondages.
- 3,2 — : Courbes d'iso fréquence.

Figure VII. 8: Cartes en iso fréquence minimale (Fo min).



Légende:

- J1 : Position des sondages.
- 45 — : Courbes d'iso fréquence.

Figure VII. 9: Cartes en iso fréquence maximale ($F_o \max$).

VII-4- DETERMINATION DE LA FREQUENCE f_0 À PARTIR DES DOWN HOLES

Le down hole est une diagraphe sismique qui permet de déterminer les vitesses sismiques VP et VS par l'analyse des signaux transmis par une source active à un capteur à une profondeur donnée. Ce procédé permet en particulier de mettre en évidence des hétérogénéités dans un site sédimentaire moyennant une hypothèse sur la masse volumique moyenne du matériau.

Pour déterminer la fréquence à partir des résultats obtenus grâce aux Down holes réalisés au niveau des sondages, nous avons d'abord calculé la vitesse moyenne de propagation des ondes S en utilisant la formule donnée par Madéra et al. (1971) ($V = \sum V_i H_i / H$) pour chaque ensemble de couches (c'est-à-dire d'abord pour la première couche, puis pour les deux premières couches, puis pour les trois premières couches...etc.). Par la suite nous avons calculé la fréquence de résonance F_0 (pour une couche, deux couches, trois couches...etc.) avec la formule $f_0 = V_s / 4h$ où h est l'épaisseur de la couche sédimentaire stratifiée horizontalement et V_s la vitesse de propagation des ondes de cisaillement S. Nous tenons à signaler que la fréquence de résonance a été calculée pour toutes les couches et sans tenir compte du contraste d'impédance qui devrait exister entre ces couches afin de pouvoir comparer toutes ces fréquences avec celles qui sont données par les courbes H/V et afin de montrer également l'influence de ce contraste d'impédance (ou vitesse). Les fréquences calculées à partir des quinze sondages sont résumées dans le tableau 8. D'après les résultats obtenus par le calcul des fréquences, on distingue que les basses fréquences matérialisent les couches profondes et inversement pour les hautes fréquences.

VII-5- COMPARAISON ENTRE LES DEUX FREQUENCES (H/V et DOWN HOLES)

Nous avons réalisé des enregistrements de bruit de fond au niveau des quinze sondages où il y a eu des down holes et nous avons déterminées les fréquences de résonance. Nous avons déterminé également les fréquences de résonance à partir des down holes. La synthèse des résultats des traitements de ces enregistrements et de ceux des down holes est présentée dans le tableau 8.

Sondages (Down holes)	Les fréquences de sol calculées (Hz) (De haut en bas des sondages)	Fréquences de sol tirées des courbes H/V (Hz)
J3 Ain Benian	7,8 / 6,1	2, 4 / 8,6
J4 Sidi Youcef	22 / 8,6 / 7,4	0,38
J6 Dely Ibrahim	3,2 / 4,1 / 4,4	3,3
J9 Bab el Oued	14 / 10	13 / 4, 3
J13 Sidi Youcef	22 / 11 / 7, 3	25
J16 Beni Messous	18 / 6,3 / 3,9 / 3	1, 9
J37 Bourouba	4,1 / 3,3 / 2,7 / 2,1	2,4
J43 Bab Ezzouar	5, 3 / 2,7 / 2 / 1,4 / 1	1,9
J44 Dar el Beida	14 / 3,8 / 3,5 / 3,7 / 3	3,4
J1 Ain el Benian	25 / 5,9 / 3,6	2,8 / 1
J28 Hussein Dey	10,7 / 7,1 / 4,9 / 2,5 / 2,1	-
J41 Mohammedia	15, 6 / 6,8 / 4,2	-
J42 Bab Ezzouar	14 / 7,7 / 5,2 / 3,6 / 3,1	3,6 / 1
J45 Dar el Beida	6,9 / 3,5 / 3,3 / 1,5	4,4 / 0, 9
J49 Bordj el Kiffan	15 / 7,3 / 3,7 / 2,4 / 2,3	0, 9

Tableau 8 : Comparaisons entre deux fréquences obtenues par des enregistrements de bruit de fond sismique et par les down holes. Les fréquences supérieures à 25 Hz n'ont pas été reportées dans le tableau, car elles correspondent à une couche très faible de remblais.

La comparaison des résultats des fréquences calculées à partir des down holes avec les fréquences tirées de la moyenne du rapport H/V fait apparaître une très bonne corrélation surtout pour les 9 sondages (J9 Bab el Oued, J3 Ain Benian, J6 Dely Ibrahim, J13 Sidi Youcef, J37 Bourouba, J43 Bab Ezzouar, J44 Dar el Beida, J1 Ain el Benian, J42 Bab Ezzouar) où les deux types de fréquence donnent globalement les mêmes valeurs (Tableau 8). Ceci confirme aussi la possibilité d'avoir plusieurs pics sur une même courbe H/V. Le petit écart des valeurs entre les deux types de fréquences peut s'expliquer parfois par l'écart type donné par les courbes H/V qui arrive parfois sur certaines courbes H/V jusqu'à 0,4 Hz au niveau des basses fréquences.

En revanche, les six autres sondages présentent des bons pics sur H /V et pas de contraste d'impédance.

D'après les vitesses Vs tirées des SPT des sondages, on a trouvé un bon contraste pour le sondage J49 (Bordj el kiffan) où la Vitesse Vs varie de 100 m/s à 300 m/s à une profondeur de 4 m. Ce qui donne une fréquence de 9,37 Hz. Ce contraste de vitesses existe pas au niveau du down-hole (f : 7,25 Hz). Dans ce cas, le H/V n'a pas donné un pic pour ces basses fréquences, contrairement

aux hautes fréquences. Il n'a pas été donné de vitesse V_s pour le remblai. Par contre, un contraste existe au niveau des SPT. En effet, pour ce qui est de la valeur de 57,4 et 39,6 Hz donnée par le H/V (voir 15- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J49 1411 BORDJ EL KIFFAN), elles correspondent probablement et respectivement à la couche de remblais de 3 mètres d'épaisseur (ou il n'y a pas eu de vitesse V_s calculée sur les down-hole et SPT).

Le sondage J4 (Sidi Youcef) présente un très bon contraste d'impédance où V_s varie de 250m/s à 600m/s ou plus. Un autre contraste de vitesse existe à une profondeur de 9 m ($V_s=250\text{m/s}$ et $V_s=800\text{m/s}$), ce qui donne des fréquences respectivement de 16,87 Hz et 7,34 Hz. Ceci dit, ces contrastes de vitesses n'existent pas au niveau du down-hole. Pour ce qui est de la valeur de 73,8 Hz donnée par le H/V, elle correspond probablement à la couche de remblais d'un mètre d'épaisseur. Et un grand pic sur les courbes H/V est de 0,1 Hz (très basse fréquence), ce qui correspondrait à une couche très profonde non atteinte par les sondages (voir 3- ACQUISITION AU NIVEAU DU SONDAGE J4 1300 EL HAMMAMET, Sidi Youcef).

Certains down-holes n'ont peut être pas été bien interprétés, vu que les vitesses qu'ils donnent sont différentes de celles tirées des SPT par la formule d'Imai (Rapport JICA, 2006) et inversement parfois. Les fréquences calculées grâce aux vitesses obtenues par les SPT se corrélaient bien avec celles obtenues par le H/V bruit de fond sismique.

Pour ce qui est des quatre sondages restants, nous avons pu voir qu'ils montraient tous un pic à très basse fréquence (autour de 0.4 Hz, voir les courbes H/V correspondantes), ceci correspondrait en théorie à une couche très profonde que les sondages n'auraient pas pu atteindre. Donc les sondages (**J16** de Beni Messous, **J28** Hussein dey, **J41** Mohamadia et **J49** bordj el kiffan) présentent des bons pics au niveau des courbes H/V (très basse fréquence), par contre pas de contraste de vitesse au niveau des sondages vu que ces derniers n'ont pas pu atteindre de grandes profondeurs.

Au-delà de cette profondeur maximale de 72 mètres atteinte par les sondages, on peut trouver peut être l'interface de contraste de vitesse. Donc c'est le même cas pour les trois sondages restants qui donnent des fréquences autour de 0,4 Hz pour J41 Mohamadia, J45 Dar el Beida et J16 de Beni Messous.

Finalement, on peut conclure qu'au niveau des 15 sondages, la technique H/V bruit de fond donne de bonnes valeurs pour les fréquences de résonance des sols surtout qu'on a des pics très

nets. Par ailleurs nous pouvons considérer que les down holes n'ont pas tous été réalisés correctement (profondeur d'investigation) ce qui nous donne des V_s différents et par conséquent des f_0 corrélables pour les trois sondages J4, J45, J49.

VII-6- Recommandations sur l'interprétation des rapports H /V de bruit de fond

Les recommandations faites dans le cadre du projet Sesame (2004) pour l'interprétation des résultats des courbes et des pics des rapports H /V de bruit de fond sont :

- Les résultats sont clairs et simples en cas de structures horizontalement stratifiées ayant un fort contraste d'impédance ($> 4-5$).
- Les résultats deviennent de moins en moins nets dans les cas suivants:
 - a) pour des contrastes décroissants et
 - b) pour des pentes croissantes des interfaces.
- Les résultats théoriques et numériques sont de loin nombreux et faciles à interpréter pour les sources locales (anthropiques), c.à.d., essentiellement, au-dessus de 1 hertz.
- Densifier les enregistrements H/V pour le microzonage sismique.
- On devrait toujours recueillir l'information géologique et géotechnique disponible, et des indications quant aux variations latérales des structures souterraines.
- Les pics à basse fréquence (< 1 Hz) sont souvent moins faciles à détecter et à interpréter (car sont situées à de plus grandes profondeurs) que les pics à haute fréquence qui se situent généralement à la surface.
- Les mesures additionnelles à proximité des sites d'intérêt aident souvent à trouver un pic cohérent de H/V.

On doit également considérer que les enregistrements de vibrations ambiantes incluent également un certain nombre de "fausses" sources (telles que le vent, ou les machines harmoniques industrielles) qui peuvent affecter l'évaluation de la courbe de H/V, et rendent l'interprétation plus difficile.

VII-7-Conclusion et implication de la fréquence de vibration

VII-7-1. Introduction

Même si la région de l'Algérois se trouve dans une zone à activité sismique modérée à fortes parfois, les effets d'un séisme sont à prendre en compte lors de la conception et la réalisation d'une construction de petite ou de grande hauteur, un ensemble de règles de construction doit être appliqué à ces constructions, non seulement en terme de vibrations des structures, mais aussi en terme de résonance avec les vibrations du sol pour que ces structures résistent le mieux possible à un séisme.

Il est cependant très compliqué d'obtenir des résultats très précis quant aux réactions d'un bâtiment aux séismes en général. En effet, tous les tremblements de terre sont différents en amplitudes (déplacement maximal par rapport à la position d'équilibre), en fréquence et en durée. De plus il est impossible de réaliser le modèle de bâtiment qui colle parfaitement à la réalité. Néanmoins, on peut toujours limiter le risque en sachant quoi construire dans un site spécifique, surtout, pour notre cas, en vue d'éviter les fréquences de résonance.

VII-7-2. Vibrations des bâtiments

Pour mesurer l'influence des sols en matière de construction parasismique, on commence par étudier un facteur important qui est la façon dont les bâtiments "bougent" lorsqu'ils subissent les mouvements du sol. Comme on peut le voir sur la figure VII.10, les grands et les petits ouvrages ne se comportent pas de la même façon. Ce qui intéresse les spécialistes ce sont les périodes (inverse de la fréquence de vibration) de ces mouvements. Si ces périodes sont du même ordre que les périodes de vibration des sols sur lesquels ces bâtiments sont construits il peut se produire des phénomènes de résonance, ce qui augmente considérablement l'amplitude des mouvements et donc les contraintes qu'ils subissent.

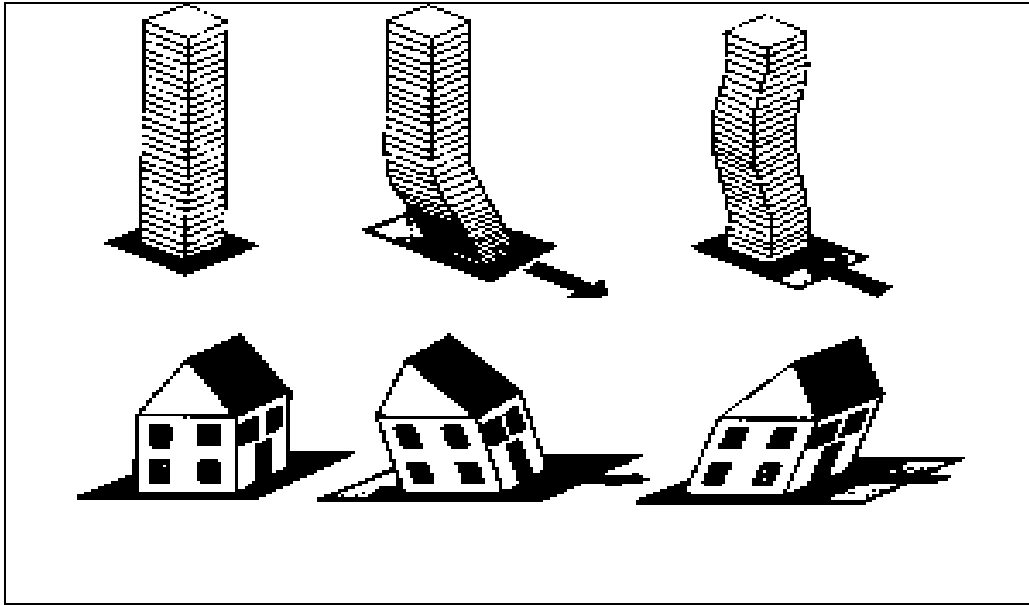


Figure VII.10 : Réponses d'un bâtiment de grande taille à un mouvement horizontal du sol comparé à la réponse d'un bâtiment de petite taille (D'après Lagorio, 1990). Les périodes de vibrations ne sont pas les mêmes : les petits bâtiments bougent "en bloc" alors que les grands bâtiments se déforment et ont des vibrations plus complexes.

La fréquence de vibration d'un bâtiment dépend de sa hauteur (nombre d'étages), de sa masse et de la répartition de ses charges. On sait que la fréquence de résonance du bâtiment est d'autant plus élevée que le bâtiment est petit. Si on simplifie les paramètres dont dépend la fréquence de vibration d'un bâtiment et l'on ne garde que sa hauteur (fig.VII. 11), on arrive à la conclusion suivante : pour un bâtiment d'un étage, sa fréquence de vibration est de 10 Hz et pour celui de 10 étages, sa fréquence de vibration est de 1 Hz.

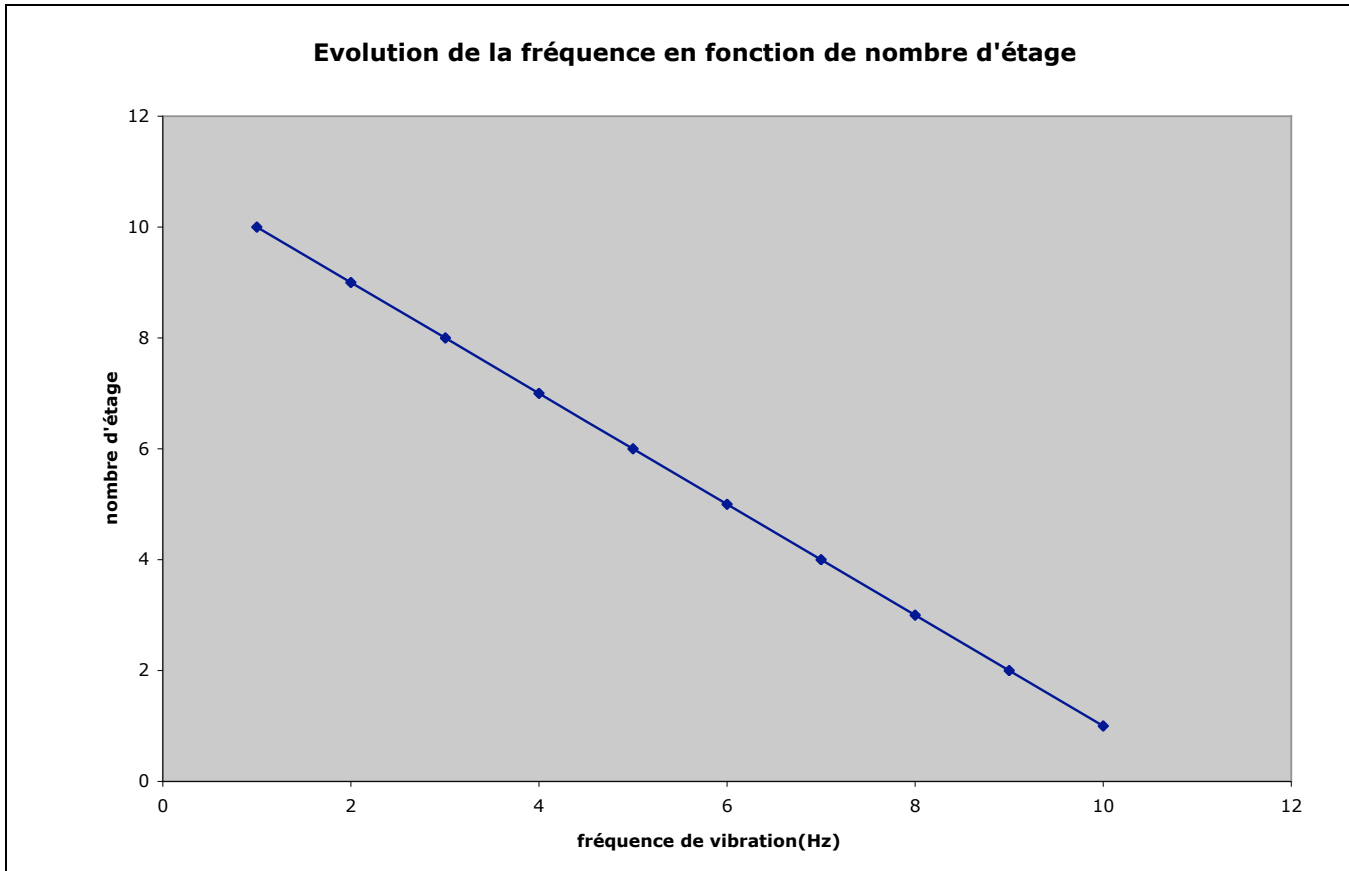


Figure VII.11: Fréquence de vibration d'un bâtiment en fonction du nombre d'étages.

VII-7-3- Fréquence de résonance

Pour qu'il y est le phénomène de résonance, il faut que la fréquence de vibration de la structure soit la même que celle du sol :

A- fréquence de sol : la fréquence de vibration de sol au niveau de la région d'Alger et tirées à partir des enregistrements de bruit de fond au niveau des quinze sondages.

B- fréquence de bâtiment : la fréquence de vibration des bâtiments varie en fonction de nombre d'étages.

Pour la région d'Alger, nous avons effectué les enregistrements des fréquences de sol à partir de la technique H/V (bruit de fond) on constate par exemple que :

Pour le sondage d'Ain el Beniane J1, la fréquence de vibration du sol est de 2,8 Hz. Si on regarde cette valeur de fréquence sur le graphe de fréquence des bâtiments, on s'aperçoit que cela correspond à une construction de 8 étages. Donc, si un bâtiment de 8 étages est construit sur ce site, il rentrerait en résonance en cas de séisme avec le sol, ce qui fera que sa vibration sera

amplifiée et le risque d'endommagement ou de destruction devient plus élevée. De ce fait, il ne faut jamais construire des constructions de 8n étages sur ce site.

On peut appliquer la même chose pour les autres sondages et l'on saura quel type de structure ne doit pas être construit sur un tel site. Vu que les fréquences de sol n'ont été déterminées qu'au niveau des quinze sites correspondant à ces sondages, on ne peut appliquer cette technique qu'à proximité de ces sondages, donc, nous suggérons d'étaler ces acquisitions de bruit de fond et faire une cartographies des fréquences au niveau de tous les sites de l'Algérois et avec une maille très serrée.

En ce sens, les fréquences de vibration du sol devraient être prise en considération pour tous les projets de construction futurs.

La région environnant Alger connaît une activité sismique significative, et elle aura certainement a subir d'autres secousses à l'avenir sans aucun moyen d'arrêter cette impressionnante puissance de la terre. Le seul remède de se protéger contre ce type de risque parfois dévastateur reste la prévention en construisant des bâtiments capables de résister aux secousses. Pour cela, il faut commencer par densifier les enregistrements de bruit de fond afin de déterminer la fréquence de vibration de sol à chaque endroit.

CONCLUSION GENERALE

Dans le but de cerner au mieux les structures tectoniques actives responsables de la sismicité dans l'Algérois, qui est une zone très active de l'orogène alpin, nous avons essayé d'appliquer la méthodologie la mieux indiquée et la plus appropriée. Ainsi il a été procédé à une confrontation des données géologiques, sismologiques et morphologiques.

Sur la base de travaux bibliographiques, Ambraseys et Vogt (1988), ont proposé quelques localisations pour les séismes antérieurs à 1716. Ainsi ils situent les épicentres des séismes destructeurs d'Alger du 2 janvier 1365 et du 10 mars 1673 dans la ville. Quant au séisme du 3 février 1716, ils localisent son épicentre dans la région d'Ech Cheliff (?). Leur approche basée uniquement sur l'étude et l'analyse de documents historiques ne répond pas réellement aux problèmes de localisation des sources sismogènes, de leur cinématique et de leur magnitude maximale.

Au cours de notre travail nous avons vu que les chaînes de montagnes situées à l'Est, au centre et à l'Ouest d'Alger présentent des déformations récentes. Nous avons montré que ces chaînes à fort gradient de pente correspondent à deux types de zones. Le premier type est associé à une importante sismicité actuelle et concerne la région Ouest d'Alger (Mitidja) ; alors que le second, localisé à l'Est, n'est pas associé à une importante activité sismique (avant le séisme de Boumerdes 2003).

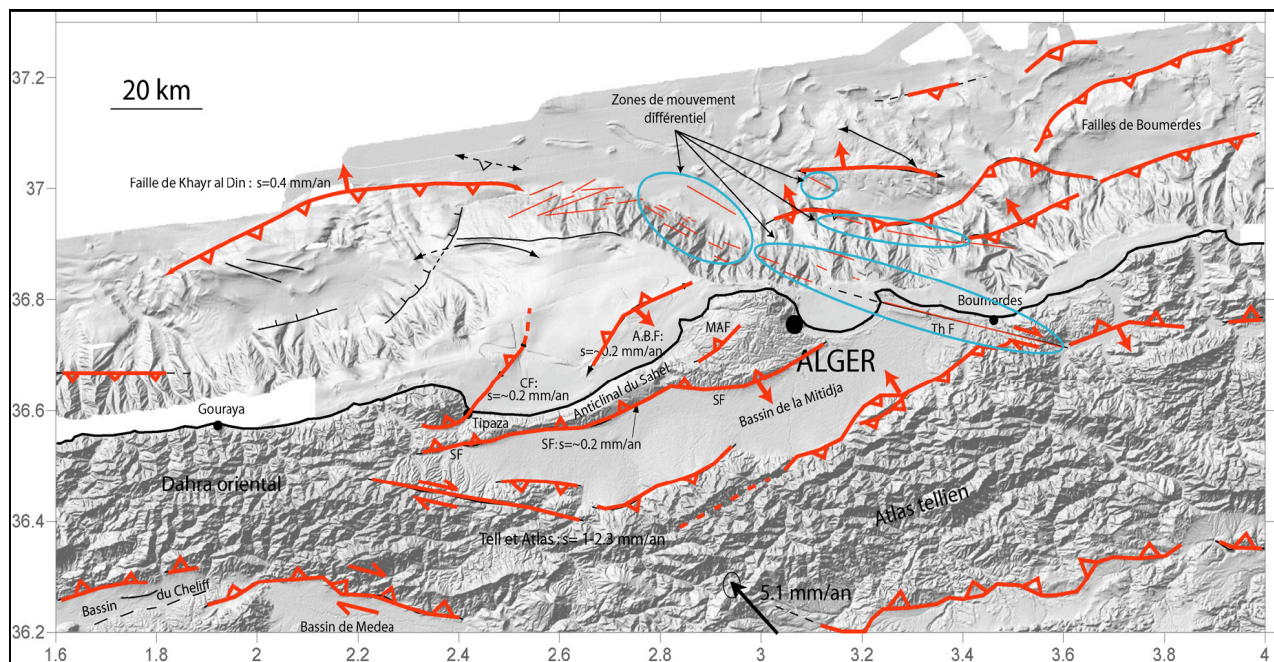
Dans la région située à l'Ouest d'Alger, nous avons reconnu deux zones sismogènes correspondant aux limites septentrionale et méridionale du bassin néogène post-nappes de la Mitidja :

- Vers le Nord, le bassin de la Mitidja est limité par les premiers reliefs de l'anticlinal dissymétrique du Sahel. Nous avons montré que cette bordure orientée E-W à NE-SW correspondait aux directions des différents segments de l'anticlinal (ou faille du Sahel dont la Magnitude maximale est de $7,34 \pm 0,25$...).

- Vers le Sud, la faille Sud- Mitidjienne ou faille de Blida (Magnitude maximale $7,53 \pm 0,25$).

A l'Est d'Alger, nous avons vu que la faille de Thenia-Boumerdes, orientée N120°, était associée à une tectonique récente en décrochement dextre. Cette activité est attestée (selon Boudiaf, 1996) par l'importante défluviatation vers l'Est de l'oued Isser. Quelques épicentres des séismes de la région Est d'Alger sont localisés le long de cette faille, nous avons estimé une magnitude maximale probable à $M_m=6.83\pm0.23$.

Entre Dellys et Cherchell, en mer, se localise les failles inverses de Zemmouri ; le banc de khair eddine, situe dans la marge au Nord de Cherchell et la faille du Chenoua, voir la figure ci après :



Carte des structures actives de la région. En rouge, les principales failles ou plis de part et d'autre de la « prolongation en mer » de la faille de Thénia (Th F). Les flèches rouges indiquent grossièrement la direction de mouvement sur les failles. Les ellipses bleues indiquent la présence de courts segments dans le prolongement de la faille de Thénia. CF : Faille du Chenoua, SF : Faille du Sahel, MAF : Faille de Mahelma, A.B.F : Faille d'Ain Benian. Certains taux de raccourcissement sur les failles sont aussi indiqués (s) (Domzig, 2006).

Les magnitudes que l'on peut associer à ces failles sont respectivement $M_w=7.57\pm0.3$, $M_w=7.57\pm0.3$ et $M_w = 6, 99 \pm 0, 25$.

D'après les calculs effectués pour la détermination de la magnitude maximales des failles actives de l'Algérois, avec des pentages variant de 30° à 60° (c'est-à-dire réels à partir des mécanismes

au foyer) ou supposés en tenant compte des pendages théoriques de ruptures des failles inverses ou normales, connus dans la littérature, ou bien encore de la réactivation et de l'inversion du régime tectonique des failles), voire même 80° ou 90° pour les cas de décrochements, on peut en déduire que le pendage influe sensiblement sur la grandeur de la magnitude. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, la grandeur de la surface de rupture est fonction de la longueur, de la largeur et du pendage de la faille. Cette même magnitude varie également, par exemple, en fonction des pendages qui sont déterminés à partir des différentes modélisations pour la faille de Zemmouri (eg. Semmane et al., 2005). Nous tenons à signaler que même les mécanismes au foyer donnent en réalité des pendages plutôt théoriques, vu qu'ils tiennent compte des mécanismes de rupture par rapport aux contraintes (qui est souvent basée sur la théorie de la rupture à 45°). D'ailleurs Michel Cara le dit bien dans son livre : "on remarque le plus souvent que la direction de la rupture d'une faille sur le terrain se fait toujours à 15° par rapport à celle donnée par les mécanismes au foyer". Ceci dit, nous pouvons extrapoler cela aux valeurs des pendages que donnent les mécanismes au foyer. Finalement, nous estimons que le pendage le plus juste est celui obtenu par la géophysique (sismique par exemple) car même en géologie, quand une faille affleure sur le terrain, le pendage que l'on voit est celui superficiel (les premiers mètres de la faille) qui change souvent en profondeur. Cela peut devenir encore plus complexe quand il s'agit de l'utilisation d'un pendage théorique (45° ou 90°), car le plus souvent, on a des failles avec des composantes mixtes (c.a.d. failles inverse décrochante, normale décrochante...etc).

Ceci nous amène à reconsidérer les calculs et la détermination de l'aléa sismique de l'Algérois qui tient tout le temps compte des pendages moyens (c'est-à-dire 45° pour les failles inverses ou normales et 90° pour les failles en décrochement). Pour ceci, nous suggérons d'utiliser des pendages réels des failles dans les calculs d'aléa sismique, en ayant recours aux différentes techniques de géophysique appliquée (eg. Sismique Réflexion) afin d'attribuer des magnitudes maximales plus proche de la réalité, que ce qui se fait de nos jours. D'autant plus quand on sait que lorsque le pendage est faible la magnitude devient forte (et inversement).

Pour la deuxième partie de ce travail, elle concerne essentiellement l'apport et l'application de la nouvelle technique H/V bruit de fond sismique pour la détermination de fréquence de vibration

de sol. Après un aperçu sur les effets de site, le bruit de fond sismique et la méthode des rapports spectraux H/V, nous avons fait des applications avec cette technique pour ce qui est de la détermination des fréquences de résonance des sols, en s'appuyant sur les données de sondages afin de vérifier la fiabilité de cette technique.

Les résultats que nous avons obtenu permettent de conclure que cette méthode donne de bonnes évaluations de la fréquence de résonance de couches sédimentaires, de grandes ou de faibles épaisseurs, qui se traduisent par des pics sur les courbes H/V, dans les basses et hautes fréquences respectivement, dépendant du contraste de vitesse des ondes sismiques de cisaillement (V_s) avec la couche sous-jacente.

La comparaison des investigations et calculs au niveau des quinze sondages que nous avons étudiés montre que les fréquences calculées au niveau de chaque sondage sont pratiquement les mêmes fréquences que celles tirées à partir des pics des courbes H/V. Vu ces bonnes corrélations entre les fréquences obtenues grâce aux calculs des rapports spectraux H/V et les fréquences calculées à partir des down-holes ou des SPT, nous avons vu que cette simple technique géophysique H/V-Bruit de fond est très fiable dans la détermination des fréquences de vibration. Cependant pour certains sondages (au nombre de 4), par exemple celui de Hussein-dey, pour avoir la même fréquence, il faut atteindre de grandes profondeurs que les sondages n'ont pas pu atteindre pour voir le contraste de vitesse correspondant au pic donné par les courbes H/V. En effet, la très basse fréquence donnée par la courbe H/V (0.1 Hz) correspond à une couche très profonde que le sondage n'a pas atteint même s'il est relativement profond. On peut en déduire que cette technique reviendrait à un moindre coût par rapport au coût du sondage lui-même et du down-hole si on veut connaître la fréquence de vibration d'un sol.

Nous pouvons avancer que cette technique du rapport spectral H/V bruit de fond permet d'estimer aisément et de façon très fiable la fréquence de résonance d'un site, mais, selon Sesame (2004), elle sous-estime la valeur de l'amplification d'un site. Elle est très importante pour les études de microzonage sismique dans le milieu urbain et aussi pour cartographier la variation spatiale des fréquences de résonance.

Finalement, ces fréquences de vibration déterminées au niveau de tous les sondages grâce à la technique H/V bruit de fond ne sont, dans ce travail, que le prélude (on l'espère) d'une cartographie à grande échelle des fréquences de vibration des sols de l'Algérois, afin de pouvoir orienter les constructions futures et les plans d'urbanisme. Nous avons vu, par exemple, que les constructions ne devraient avoir à aucun moment des fréquences égales à celles des fréquences des sols sur lesquelles elles seront basées afin d'éviter les phénomènes de résonance en cas de séisme.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aïte M.O. (1994), analyse de la micro fracturation et paléo contraintes dans le Néogène post-nappes de Grande Kabylie (Algérie). Thèse doctorat. Univ. Du Maine. 166p.
- Ambraseys N.N. (1982), The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria., *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24 (93), 31-37.
- Ambraseys N.N., and Vogt, J. (1988), Material for the investigation for the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthquake Eng.*, 3, 16-29.
- Andrieux J., Fontboté J.-M., and Mattauer M. (1971), Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12 (2), 191-198.
- Arai H et K. Tokimatsu, 1998. Evaluation of local site affects based on microtremor H/Vspectra. proceeding of the second international symposium of the effects of surface geology on seismic motion.yokohama,japon.2673-680.
- Arai H et K. Tokimatsu, 2000. Effects of rayleigh and love waves on microtremor H/Vspectra.Proceeding of the 12th world conference on earthquake engineering auckland, new Zeeland. Paper 2232.
- Asten M.W, 1978. Geological control of three component spectra of rayleigh wave microseisms.Bulletin of the seismological society of America,68-6,1623-1636.
- Asten M.W et J.D.henstridge, 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentarybasins,geophysics,49-11,1828-1837.
- Auzende J.-M. (1978), Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale, Thèse de doctorat d'état, 152 pp., Université Paris VII.
- Ayadi A., Maouche S., Harbi A., Meghraoui M., Beldjoudi H., Oussadou F., Mahsas A., Benouar D., Heddar A., Rouchiche Y., Kherroubi A., Frogneux M., Lammali K., Benhamouda F., Sebaï A., Bourouis S., Alasset P.J., Aoudia A., Cakir Z., Merahi M., Nouar O., Yelles A., Bellik A., Briole P., Charade O., Thouvenot F., Semmane F., Ferkoul A., Deramchi A., and Haned S.A. (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, 84(50), 561-568.
- Bard P.Y., 1999. Micrometers measurements : a tool for site effet estimation ? The Effectsof Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds). 1999 Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809 030 2.
- Belanteur O *et al.* (1995).- Le magmatisme miocène de l'Est algérois, géologie, géochimie et géochronologie K-Ar. C.R. Acad. Sci. Paris, t.321, série II a, pp.489-496. Erratum C. R Acad. Sci. Paris, t. 321, série II a, p. 721, 1995.
- Belhai D. (1987), Massif de Chenoua (Algérie), Mise en place des flyschs en relation avec un cisaillement transcurent E-W responsable de la structure en éventail. Thèse de magister FSTGAT/ USTHB.Alger.
- Belhai D. (1996), évolution tectonique de la zone ouest algérois(Tenes-Chenoua) :approche stratigraphique et structurale.Thèse Doctorat d'état.USTHB.Alger.

- Bellon H. (1981), Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma, in *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, edited by F.C. Wezel, Tecnoprint, Bologna.
- Benaouali-Mebarek N., Frizon de Lamotte D., Roca E., Bracène R., Faure J.-L., Sassi W., and Roure F. (2006), Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria : Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, 338, 115-125.
- Benhallou H. (1985). Les catastrophes sismiques de la région d'Echellif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. Thèse doctorat es sciences, FSTGAT/USTHB, Alger
- Benouar D., Aoudia A., Maouche S., and Meghraoui M. (1994), The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake – a quick-look report, *Terra Nova*, 6, 634-637.
- Bertelli 1872. Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologici Boll, Meteorol. Observ. coll. Roma, 9, 101.
- Bettahar A. (1990): Massif de Sid Ali Bounab (Grande Kabylie), mise en place d'un granite au cours d'un cisaillement tangentiel à vergence NW à W. Thèse de Magister. USTHB. Alger
- Blès J.-L. (1971), Étude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du N), *Bull. Soc. Géol. Fr.* 13(5-6), 498-511.
- Bonnefoy-Claudet S., 2004. Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. Thèse : observatoire de Grenoble et LGIT, 2004, 216 p.
- Bonneton J.-R. (1977), Géologie de la zone de contact entre Mitidja et Atlas de Blida au Sud d'Alger, Thèse de 3^e cycle, 115 pp., Université de Paris 6.
- Boudiaf A. (1996), Étude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat 274 pp., Université de Montpellier II.
- Bouillin, 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(4), 547-558.
- Bouillin J.-P., Durand Delga M., and Olivier P. (1986), Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : Distinctive features, genesis and development stages. The origin of Arcs, in *Developments in Geotectonics*, edited by F.C. Wezel, 21, pp. 281-304, Elsevier.
- Bounif A., Dorbath C., Ayadi A., Meghraoui M., Beldjoudi H., Laouami N., Frogneux M., Slimani A., Alasset P.-J., Kherroubi A., Ousadou F., Chikh M., Harbi A., Larbes S., and Maouche S. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8 : Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19606, doi :10.1029/2004GL020586.
- Bracène R. (2001), Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de doctorat, 101 pp., Université de Cergy Pontoise.
- Bracène R., and Frizon de Lamotte D. (2002), The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria : from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207– 226.

- Braunmiller J., and Bernardi F. (2005), The 2003 Boumerdes, Algeria earthquake : regional moment tensor analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06305, doi :10.1029/2004GL022038.
- Caire A. (1970), Tectonique de la Méditerranée centrale, *Ann. Soc. Geol. Nord. T.X.C*, 307-346, Lille.
- Caire A. (1978), The central Mediterranean mountain chains in the Alpine orogenic environment, in : *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, edited by A.M.E. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, pp. 201-256, New York, N.Y.
- Chatelain J-L., Gueguen P., Guillier B., Frechet J., Bondoux F., Sarrault J., Sulpice P., Neuville J-M (2000): City Shark: A user -friendly instrument dedicated to ambient noise (microtremor) recording for site and building response studies. *Seismological research Letters* Volume 71, Number 6.
- CGS centre de recherche en génie parasismique (1998) Rapport de microzonage d'Alger (rapports internes).
- Cornou C., 2002. Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 260 pp.
- CRAAG (1994) : les séismes en Algérie de 1365a 1992, publications du *centre du recherche en Astronomie, Astrophysique, et Géophysique*.
- Delgado J., C. Lopez Casado, J. Giner, A. Estevez, A. Cuenca et S. Molina ; 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: Application and limitations. *Pure and Applied geophysics*, 157-9, 1445-1462.
- Delouis B., Vallée M., Meghraoui M., Calais E., Maouche S., Lammali K., Mahsas A., Briole P., Benhamouda F., and Yelles K. (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi :10.1029/2004GL020687.
- Déverchère J., Yelle K., Domzig A., Mercier de Lépinay B., Bouillin J.-P., Gaullier V., Bracène R., Calais E., Savoye B., Kherroubi A., Le Roy P., Pauc H., and Dan G. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi :10.1029/ 2004GL021646.
- Domzig A., Yelles K., Le Roy C., Déverchère J., Bouillin J.-P., Bracène R., Mercier de Lépinay B., Le Roy P., Calais E., Kherroubi A., Gaullier V., Savoye B., and Pauc H. (2006), Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Geoscience*, 338, 80-91.
- Domzig A., Gaullier V., Giresse P., Pauc H., Savoye B., and Déverchère J., Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), *Western Mediterranean*, soumis à *Marine and Petroleum Geology*.
- Domzig A., (2006) Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. thèse doctorat, 333pp, Université de Bretagne Occidentale.
- Durand-Delga M. (1956), Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale, *Geol. Symp. HansStille, Stuttgart*, 304-335.

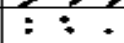
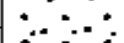
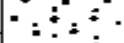
- Durand-Delga M. (1969), Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.
- Durand-Delga M., and Fonboté, J.M. (1980), Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*, edited by J. Aubouin, J. Debelmas, M.Latreille, Colloque no 5, 26e Congrès géologique international, Paris, in : Mém. BRGM, pp. 67– 85.
- El Robrini M. (1986), Evolution morpho-structurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale) : Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, 164 pp., Université Paris IV.
- El Robrini M., Genesseeux M., and Mauffret A. (1985), Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean), *Geo Mar. Lett.*, 5, 171-176.
- Fernandez M., Marzá I., Correia A., and Ramalho E. (1998), Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Ficheur E. (1890), Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Étude spéciale des terrains tertiaires. Thèse, Paris. Fontana et Cie, édit. Alger.
- Frizon de Lamotte D., Saint Bezar B., Bracène R., and Mercier E. (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.
- Gani R. (1988): Étude petro-structurale des massifs cristallins de Larbaa Naïth Irathen et de Djemaa Saharidj (Grande Kabylie, Algérie). Thèses de Magister, USTHB. Alger
- Glangeaud L. (1927), Sur les plissements post-asténiens dans le nord de la province d'Alger, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 27, 239-246.
- Glangeaud L. (1932), Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2e série, 8, 617 p.
- Glangeaud L. (1952), Histoire géologique de la province d'Alger. XIXe congrès géologique international, Monographies régionales, 1e série : Algérie, 25., 141 pp.
- Glangeaud L. (1966), Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 2405-2408.
- Glangeaud L., Alinat J., Agarate C., Leenhardt O., and Pautot G. (1967), Les phénomènes pontoplio-quadernaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, 208-211.
- Glangeaud L. (1968), Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée Occidentale, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10(2), 83-135.
- Guéguen P., Chatelain J-L, Guiller B, Yepes H et Egred J., 1998. Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 March 1996 earthquake. Soil dynamics and earthquake engineering, 17-5, 329-334
- Guillier B., Cornou C., Kristek J., Moczo's P., Bonnefoy-Claudet S., Bard P.Y., Fah D. 2006. Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures? Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 30 August-1 September 2006. Paper Number 185.

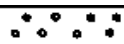
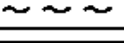
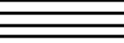
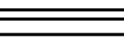
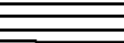
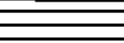
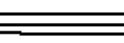
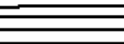
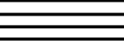
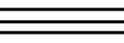
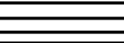
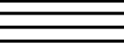
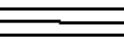
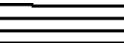
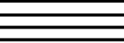
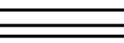
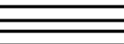
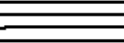
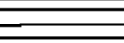
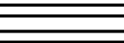
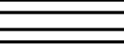
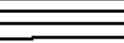
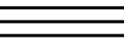
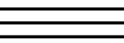
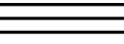
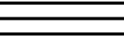
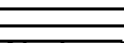
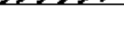
- Harbi A. (2001), Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le nord-est algérien, Thèse de Magister, 196 pp., USTBH Alger.
- Japan International Cooperation Agency Jica (2006) :Étude de microzonage sismique de la wilaya d'Alger (OYO international corp. Nippon Koeico.LTD) rapport CGS
- Kieken M. (1962), Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord) – Exposé sur les connaissances actuelles de la structure de l'Algérie et présentation d'une carte tectonique, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, 31, 16 pp.
- Kieken M. (1974), Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Bibans. Thèse ès Sciences, Paris, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série*, 1(46), 217 pp.
- Kieken M. (1975), Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban, Thèse ès Sciences, Paris, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série*, 2(46), 281 pp.
- Gutenberg B. 1958. Microseisms. *Advan. geophys.* 5, 53-92
- Konno K., Ohmachi T. 1998. Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (1), 228-241.
- Lachet C., Bard P.Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations on the Nakamura's technique. *Journal of the Physical Earth*, 42, 1994.
- Leclaire L. (1972), La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléaire (Précontinent algérien), *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, Nouv. Ser., C*, 24, 391 p.
- Loumi K. (1989): Étude structurale de la région de Beni Douala (Socle cristallophyllien de grande –Kabylie -Algérie) : Mise en évidence de mouvements vers le NW. Thèse de Magister, USTHB. Alger.
- Lounis R. (2005): la déformation fragile dans le massif de grande Kabylie Centro-Oriental (Algérie). Thèse de Magister, USTHB. Alger
- Madera G.A. 1971. Fundamental period and amplification of peak acceleration in layered systems. Research Report R
- Maouche S. (2002), Etude sismotectonique de l'Algérois et des zones limitrophes de Cherchell – Gouraya, Thèse de Magister, 113 pp., USTHB Alger.
- Maouche S., Rouchiche, Y., and Harbi, A. (1999), The Larhat – Gouraya (Algeria) earthquake of 15 January 1891, *Sismica* 99, 2ème Rencontre en Génie Parasismique des Pays Méditerranéens, Faro, 28-30 Oct., 1999, Ed. C.A.P. Mar., Univ. do Algarve, Portugal, pp. 59-68.
- McKenzie D.P. (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie D.P. (1977), The initiation of trenches : a finite amplitude instability, in *Islands arcs, Deep Sea Trenches, and back-arc basin*, Maurice Ewing Ser., vol. 1, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, pp. 57-61, AGU, Washington, D.C.

- Meghraoui M. (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, Thèse de doctorat, 356 pp., Université Paris XI.
- Meghraoui M. (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mount Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (North-Central Algeria), *Terra Nova*, 3, 84-93.
- Meghraoui M., Morel J.-L., Andrieux J., and Dahmani M. (1996), Tectonique plio-quaternaire de la Chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 (1), 141-157.
- Meghraoui M., Maouche S., Chemaï B., Cakir Z., Aoudia A., Harbi A., Alasset P.-J., Ayadi A., Bouhadad Y., and Benhamouda F. (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi :10.1029/2004GL020466.
- Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using micrometer on the ground surface. Quaternary report railway Tech. Res. Inst. 30:25-30, 1989.
- Nogoshi M. et Igarashi T, 1971.on the amplitude characteristics of microtremor(part2)(in japanese with english abstract).journal of seismological Society of japan,24,26-40
- Rothé J.-P. (1950), Les séismes de Kerrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Géophys.*, 3, 3-40.
- Rothé J.-P. (1955), Le tremblement de terre d'Orléansville et la sismicité de l'Algérie, *La Nature*, 3237, 1-9.
- Saoudi N. (1989), Pliocène et Pléistocène inférieur et moyen du Sahel d'Alger. ENAL, Alger.
- Semmane F., Campillo M., and Cotton F. (2005), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01305, doi : 10.1029/2004GL021268.
- Swan F.H. (1988), Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda fault, Algeria, *Geology*, 16, 1092-1095.
- Tapponnier P. (1977), Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 437-460.
- Wathelet M., 2003. report on the inversion of velocity profile and version 0 of the inversion software.SESAMereport D14.07,(-<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble-fr/>.)
- Wildi W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 201-297.
- Yamamoto H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of love and rayleigh waves in microtremors. Proceedings of the 12th world conference on earthquake Engineering.auckland.New Zealand.
- Yelles-Chaouche A.K., Aït Ouali R., Bracène R., Derder M.E.M., and Djellit H. (2001), Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 285-293.

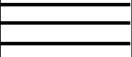
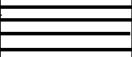
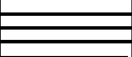
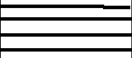
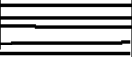
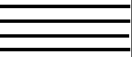
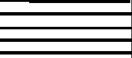
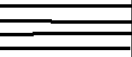
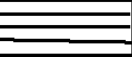
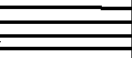
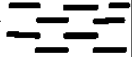
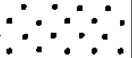
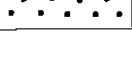
- Yelles-Chaouche A.K., Djellit H., Beldjoudi H., Bezzeghoud M., and Buform E. (2004), The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22nd, 1999, *Pure appl. geophys.*, *161*, 607–621.
- Yelles K., Lammali K., Mahsas A., Calais E., and Briole P. (2004), Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13610, doi :10.1029/2004GL019884.
- Yelles A. K., Domzig A., Déverchère J., Bracène R., Mercier de Lépinay B., Bertrand G., Boudiaf A., Winter T., Kherroubi A., Le Roy P., and Djellit H., Evidence for a large active fault offshore West Algiers, Algeria, and seismotectonic implications. Soumis à *Geophysical Journal International*.
- Yielding G., Ouyed M., King, G.C.P., and Hatzfeld D. (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains – evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J.*, *99*(3), 761-788.

ANNEXE

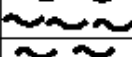
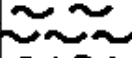
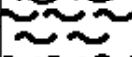
Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		Sable
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		11-13 sable fin
12		
13		13-22 sable moyen gris
14		
15		
16		
17		
18		
19		
20		
21		
22		23-25 gravier, sable moyen noir
23		
24		25-26 sable grossier
25		
26		
27		Marne blue
28		26-28 marne greseux gris - jaune- rougeatre
29		
30		
31		
32		28-32 sans coquilles

Profondeur (m)	Log	Description
1		Sol
2		Brun sombre
3		Rougeatre jaune
4		Blanc gris
5		5,8-6,0
6		Gravier
7		Marne rougeatre jaune
8		
9		
10		Gris sans coquilles
11		
12		
13		Schiste altere noir a gris avec fragment de roches
14		
15		
16		
17		
18		
19		
20		
21		
22		
23		
24		
25		Rougeatre-jaune
26		
27		
28		
29		
30		
31		Gris sombre
32		
33		
34		
35		
36		
37		
38		
39		39,0 Granulites

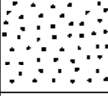
J4:11071300.003 EL HAMMAMAT

Profondeur (m)	Log	Description
1		Remblais
2		Schistes altere 2,0-5,0mm
3		Gravier arrondi
4		
5		
6		5,8-6,0 Schiste sables
7		
8		
9		3,0-19 Sable,gravier rouge
10		
11		
12		
13		
14		
15		15,0-16 Schiste
16		
17		
18		
19		
20		
21		
22		
23		19,0-32,0 Gris sombre
24		
25		25,0-27,0 Argiles
26		
27		
28		
29		
30		
31		27,0-32,0 Sable
32		

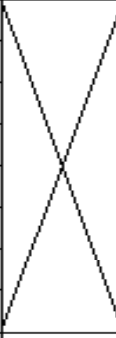
J6:11071051.001 DELY_BRAHIM

Profondeur(m)	Log	Description
1		Marnes
2		
3		
4		Marnes Jaune
5		
6		
7		Marnes bleues
8		
9		
10		Gris
11		
12		
13		
14		
15		
16		
17		
18		
19		

J9:12241012.001 BAB EL OUED

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		
3		
4		Sable
5		Schiste
6		
7		
8		
9		7.5-7.8 Zone fracture
10		9.8-9.9 Zone fracture
11		11.0-11.3 Zone fracture
12		
13		
14		13.8-14.2 Zone fracture
15		15.0-15.7 Zone fracture
16		
17		
18		
19		
20		20-21.0 Roche dure
21		
22		
23		
24		
25		
26		
27		
28		
29		

J13:11071352.004 BOUZAREAH

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		2.0-4.0 Argiles sableuses jaune rouge
3		
4		
5		Gres,Gravier
6		
7		
8		
9		Schiste
10		8.0- Gneiss les schiste alteres contiennent des galets de gneis
11		
12		
13		
14		
15		
16		
17		
18		Schistes alteres
19		
20		
21		
22		
23		
24		
25		
26		21.0-26.0 Brun
27		
28		
29		
30		
31		
32		
33		26.0-37.0 Gris
34		
35		
36		

J 16:1107 1143.002 EL MOURADIA

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		1.1-1.7 Silt, argiles
3		2.8-7.5 jaune-verdatres
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		7.5-14.0 Vert jaunatre
11		
12		12.0-14.0 Argiles silteuses
13		
14		Marnes blue
15		
16		
17		
18		Gris
19		
20		
21		
22		22.0-25.0 Marnes avec des gres jaune
23		
24		
25		
26		
27		
28		
29		
30		

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		Sable
3		Silt de remblais de 0m-0.7m
4		Asphalt, 0.1 m galets 0.1 a 0.7m
5		Sable rouge-argiles silteuses 0.7m a 4m
6		Sable a matrice grossiere jaune- marron 5m-7m.
7		7-11m Gres(carotte de sable fin a moyen)
8		
9		
10		
11		11-13m inclusion de calcaire gresseux
12		
13		Marne blue
14		
15		Sable marneux gris
16		
17		
18		
19		
20		Sable marneux avec de coquilles (gris)
21		21-23m carotte(sable gris non consolide)
22		
23		
24		
25		
26		
27		
28		
29		
30		
31		
32		32-35m marne sableux tres important incluant coquilles gris
33		34-35m carotte (silt)
34		
35		
36		Marnes sableuses a des coquilles(gris)
37		
38		
39		Marnes sableuses a des coquilles(gris)
40		
41		
42		41-45m carotte non consolides
43		
44		
45		
46		
47		
48		
49		49-51m Marne sableuses a des coquilles(gris)
50		
51		
52		52-54m Argiles grises
53		
54		
55		Carotte non consolide(sable) 55-58m
56		
57		
58		
59		
60		57-65m Carotte:sable fin gris
61		
62		
63		
64		
65		
66		
67		
68		
69		
70		
71		

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		3,5-4m gravier
3		
4		Argiles
5		
6		Gris
7		
8		Carotte (argile)
9		
10		
11		
12		
13		13-14m Gravier
14		
15		Silt argiles rougeatre a gris
16		
17		Conglomerats 17-18m
18		
19		Carotte(argiles a graviers sans matrice de 18 a 21m)
20		
21		
22		Marne a coquillage(jaune)
23		
24		
25		25-35m
26		
27		Gres
28		
29		
30		
31		Conglomerats
32		30-33m Galets
33		
34		
35		
36		
37		Gres
38		
39		Conglomerats
40		
41		
42		
43		
44		
45		
46		
47		
48		
49		
50		
51		Marnes
52		51-72m
53		Marnes sableuses grises
54		
55		Sable a graviers
56		
57		
58		Marnes sableuses
59		
60		
61		
62		
63		
64		
65		
66		
67		
68		
69		
70		
71		Marnes sableuses
72		

Profondeur(m)	L O G	Description
		Remblais
1		
2		0,8, Sable rouge avec gravier
3		
4		3, Sable moyen gris
5		
6		
7		Gris comme ci dessus
8		
9		
10		
11		
12		
13		
14		
15		
16		Gravier
17		
18		
19		Gravier
20		
21		
22		Sable
23		
24		
25		Gres rouge,jaune non calcaire
26		
27		
28		
29		
30		
31		31,8-32 Calcaires
32		
33		Marnes blue
34		
35		32-35m Marnes sableuses avec coquilles
36		
37		
38		
39		

Profondeur(m)	L O G	Description
		Sol
1		1-3 argiles organiques noir
2		
3		
4		
5		4-6 carotte(sable jaunatre)
6		
7		6-12 marnes rouges -jaunes
8		
9		
10		
11		Gravier
12		
13		Sable marron sombre(carotte) 1-20mm
14		
15		
16		Argiles
17		
18		16-20 marnes a coquilles
19		
20		Gres
21		
22		Siltstone
23		
24		Marne
25		
26		22-30 Gres
27		
28		28-30 Calcaires gresieux
29		
30		

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Argiles
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		
12		
13		
14		
15		
16		
17		
18		
19		Gres gris
20		
21		
22		
23		Graviers
24		
25		
26		
27		Gres grisâtre a jaune
28		
29		Conglomerat a (pale)(2,3mm)
30		
31		Argile
32		
33		Conglomerat
34		
35		Argiles
36		
37		Marnes
38		
39		
40		
41		Marnes gresseuses verdâtres a jaunes et bleues
42		
43		
44		
45		Conglomerat
46		
47		
48		
49		Marnes gris coquilles sans coquillage
50		
51		
52		
53		
54		
55		
56		
57		
58		
59		
60		
61		
62		
63		
64		
65		
66		
67		
68		
69		
70		
71		
72		
73		
74		
75		
76		
77		
78		
79		
80		
81		
82		
83		
84		
85		
86		
87		
88		
89		
90		
91		
92		
93		
94		
95		
96		
97		
98		
99		
100		

J46:11171006.001 DAR EL BEIDA

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Sol
2		Argiles
3		Plantes brunes
4		Argiles jaunâtres
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		10-11 Argiles grasseux jaunes
12		
13		
14		14-17 Gravier de taille (20mm)
15		
16		
17		17-19 Gres argileux jaunes
18		
19		
20		
21		Gravier
22		
23		Gres
24		
25		
26		
27		
28		28-35 Calcaire/gres consolidés (jaune-blanc)
29		
30		
31		
32		
33		
34		
35		
36		
37		
38		
39		
40		Gres graveleux
41		
42		Fragment
43		
44		43-45m Carottes(gres)
45		
46		
47		
48		
49		
50		
51		
52		Gres/gres marnoux
53		
54		
55		
56		Marnes
57		
58		
59		
60		Gres jaune-marron
61		
62		63-64 sable-marron
63		
64		
65		64-65 marron
66		
67		
68		
69		
70		Marne 63,9-72 gris
71		
72		
73		Gres
74		74-75m
75		72-80 jaune
76		
77		
78		carottes(gres)
79		

J45:11171133.002 DAR EL BEIDA

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Peat
2		
3		Silt
4		
5		Argiles sombre jaunâtre a brunes contenant des bois
6		
7		
8		
9		Sable
10		Gres
11		
12		
13		13-15 Argile
14		
15		
16		
17		
18		
19		Siltstone
20		
21		Gres
22		
23		
24		
25		
26		Marne bleue
27		
28		
29		
30		
31		
32		
33		
34		
35		
36		
37		
38		
39		
40		Conglomerat Gres essentiellement non consolide
41		
42		
43		Galets arrondis (40-50mm)
44		
45		
46		
47		Marne
48		
49		
50		
51		
52		
53		
54		
55		Conglomerat
56		
57		
58		
59		
60		Marne
61		
62		
63		
64		
65		

J49:11171411.004 BORDJ EL KIFFAN

Profondeur(m)	L O G	Description
1		Remblais
2		Sable incluant des coquilles
3		
4		Sable, gravier
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		
12		
13		Gres
14		
15		Gravier de taille 100mm
16		
17		
18		
19		
20		Gres
21		
22		
23		
24		
25		
26		
27		
28		
29		
30		
31		
32		
33		
34		
35		
36		
37		
38		
39		
40		
41		
42		
43		
44		
45		
46		
47		
48		
49		
50		

Communications :

- ❖ Djerouit. Nadia ., Machane. Djamel ., Chatelain Jean-Luc ., Guiller Bertrand ., Loumi Khaled * Application de la méthode H/V (bruit de fond sismique) dans les sondages carottes de la région d'Alger*. 4^{ème} symposium international des hydrocarbures et de la chimie. Ghardaïa 23-26 Mars 2008.

- ❖ Djerouit Nadia ., Medaouri Hakim * Faults sealing*. 4th North African / Mediterranean Petroleum and Geosciences Conference & Exhibition in Tunis, Tunisia from 2-4 March 2009.