

Université Mohamed Kheider – Biskra
Faculté des Sciences et de la Technologie
Département d'Hydraulique et du G. civil
Ref :



جامعة محمد خيضر بسكرة
كلية العلوم والتكنولوجيا
قسم الري والهندسة المدنية
المرجع:

Thèse présentée en vue de l'obtention
du diplôme de

Doctorat en Sciences

Option : SCIENCES HYDRAULIQUES

INFLUENCE DES PARAMETRES : GEOLOGIQUE, GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE SUR LE COMPORTEMENT MECANIQUE DES SOLS DE LA WILAYA DE SETIF. (ALGERIE)

Présentée par:
DJENBA Samir

Soutenue publiquement le : 19 Mars 2015

Devant le jury composé de:

Dr. DEBABECHE Mahmoud	Professeur	Président	Université de Biskra
Dr. BOUDOUKHA Abderrahmane	Professeur	Directeur de thèse	Université de Batna
Dr. BENKHALED Abdelkader	Professeur	Examinateur	Université de Biskra
Dr. BENKADJA Rachid	Maître de conférences "A"	Examinateur	Université de M'sila
Dr. BOUMAZBEUR Abderrahmane	Professeur	Examinateur	Université de Tébessa

Dédicace

Je dédie ce travail

A mes très chers parents

A mon épouse Rachida

A ma petite princesse Bouchra

A mes frères

A mes sœurs

Remerciements

Au terme de ce travail je viens d'exprimer mes chaleureux remerciements à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Mes vifs remerciements s'adressent tout d'abord à Monsieur le Professeur Boudoukha Abderrahmane Professeur au département d'hydraulique université de Batna, qui a fait preuve d'une grande volonté en assurant l'encadrement de ce travail en dépit de son temps fort chargé et de ses multiples occupations ; en bénéficiant de son expérience et ses précieux conseils.

Mes vifs remerciements vont également à :

- Monsieur **Dr. DEBABECHE Mahmoud** Professeur de l'Université Biskra qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury.
- Monsieur **Dr. BOUMAZBER Abderrahmane** Professeur au département des sciences de la terre à l'université de Tebessa ainsi que Messieurs **Dr. BENKADJA Rachid** Maître de conférence à l'université de Msila, **Dr. BENKHALED Abdelkader** Professeur à l'université de Biskra qui m'ont fait l'honneur d'accepter de faire partie du jury de ce travail.

Mes remerciements vont également à Mr JEAN-SYLVAIN MAGAGNOSC maitre de conférences au département de géographie, université de Poitiers France, membre AFPS (association française du génie parasismique) dont j'ai beaucoup bénéficié de ses expériences en domaine de géomorphologie et l'alea sismique.

Mes remerciements et ma reconnaissance s'adressent également aux staffs du laboratoire de travaux publics Est Direction régionale de Sétif en tête Monsieur le directeur Mouloud ABBAS, qui ma facilité l'accès aux données ; Messieurs Aitou.A, Bouibaouin.L ingenieurs au labo ; qui avec eux j'ai confronté les sérieux problèmes d'instabilité de la région de Sétif.

Mes remerciements vont également à mes collègues de département des sciences de la terre de l'université de Batna dont je partage avec eux le charme scientifique du terrain.

Je voudrais profiter de cette page de remerciements pour exprimer toute ma gratitude à mon épouse pour son encouragement et son soutien au cours de ces années.

Résumé

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de sétif. Algérie

La wilaya de Sétif est caractérisée par trois types de relief, montagne au nord et extrême sud, hautes plaines au centre et les dépressions fermées au sud et sud-est, d'autre part la pluviométrie décroît du nord au sud. Ce travail de recherche est axé sur l'étude des instabilités du terrain du Nord de la région de Sétif et sur le rôle des facteurs géologiques, hydrogéologiques, géomorphologiques et mécaniques dans le déclenchement de ces instabilités. Cette réflexion est essentiellement menée à travers l'étude de deux différents types de mouvement, les glissements de terrain et les éboulements rocheux. L'ensemble des indicateurs devrait permettre de préciser les causes les plus probables des instabilités et dégager une approche utile pour l'aménageur et les bureaux d'études.

Dans les hautes plaines on est mené à la caractérisation géologique et géotechnique des sols de ce vaste étendu plat, ces sols d'âge mioplioquaternaire sont pratiquement des argiles brunes, tufs limoneux et argiles rouge conglomératiques apte à recevoir des constructions ; en revanche certaines corrélations entre les paramètres géotechniques ont été dégagée pour ses sols.

Au terme de ce travail, une ébauche sur la sismicité de la région a été faite sur la base des données sismiques et des mesures de terrain. Il reste à tenir en compte des effets de site car la région est connue par l'activité sismique liée au réseau Bougaa-guergour, la faille de Kherrata et la faille de Djemela au nord.

Mots clefs : Sétif, Glissements de terrain, Géologie, Hydrogéologie, Facteurs déclenchant, sismicité.

Abstract

the influence of geological, geomorphological and hydrogeological parameters on mechanical behavior of soils of wilaya of setif. algeria

The region of Setif is characterized by three types of relief, mountain to the north and extreme south, high plains in the center and closed depressions in the south and southeast, on the other hand, the rainfall decreases from north to south. This research focuses on the study of mass movements in northern region of Setif and the role of geological, hydrogeological, geomorphological and mechanical factors in triggering of these instabilities. This reflection is mainly conducted through the study of two different types of movement, landslides and rockfall. The set of indicators should clarify the most likely causes of instabilities and reach a useful approach to the developer and design offices.

In the high plains one is led to the geological and geotechnical characterization of soils of this vast extended flat, these soils Mio-Plio- Quaternary age are practically brown clays, silty tuffs and red clays conglomeratic suitable for receiving constructions; However some correlations between the geotechnical parameters have been cleared for its soils.

Following this work, a draft of the seismicity of the area was made on the basis of seismic data and field measurements. It remains to take into account the effects of site because the area is known for seismic activity related to Bougaa-Guergour network , fault of Kherrata and the fault of Djemela in the north.

Keywords: Setif, Landslides, Geology, Hydrogeology, Triggering factors, seismicity.

ملخص

تأثير العوامل الجيولوجية، الجيومورفولوجية و الهيدروجيولوجية على ميكانيكا التربة

ولاية سطيف الجزائر

تتميز ولاية سطيف بثلاثة أنواع من التضاريس، الجبال في الشمال وأقصى الجنوب الوسط السهول العليا أو الهضاب العليا و المنخفضات المغلقة في الجنوب والجنوب الشرقي، من جهة ثانية تنخفض الأمطار من الشمال إلى الجنوب.يركز هذا البحث على دراسة حالات الانزلاق في الجزء الشمالي من ولاية سطيف ودور العوامل الجيولوجية والهيدروجيولوجية، الجيومورفولوجية والميكانيكية في إحداث انهيارات أرضية ويتم هذا التوجه من خلال دراسة نوعين مختلفين من حركة التربة، انزلاق التربة والانهيارات الصخرية. جميع المؤشرات مورفو الهيكلية والجيولوجية، لجيومورفولوجية والهيدروجيولوجية لهذا العمل ينبغي أن توضح الأسباب الأكثر احتمالاً لعدم الاستقرار وإيجاد وسيلة عملية و مفيدة للمتخصصين في التهيئة العمرانية ومكاتب الدراسات.

في الهضاب العليا تقودنا هذه الدراسة إلى توصيف وتصنيف الجيولوجي والجيوتقني لتربة هذه السهول الممتدة، هذه التربة ذات العمر الميوليوسان والحديثة هي في مجملها طين بني ، والطين الغريني الحمراء وصخر الرصيصي صالحة للبناء.إلى ذلك تم إيجاد بعض العلاقات بين المعايير الجيوتقنية لهذه التربة. وفي ختام هذا العمل ، قدمنا مدخل حول الحركة الزلزالية في المنطقة على أساس البيانات و قياسات الميدان ويبقى أن تأخذ في الاعتبار الآثار الناجمة عن الزلازل لان المنطقة معروفة بالنشاط الزلزالي خاصة فالق جميلة، فالق خراطة و صدوع بوقاعة- قرقور.

الكلمات المفتاح: سطيف، الانزلاقات الارضية، الجيولوجيا، هيدروجيولوجيا ، العوامل المسببة ،الحركة الزلزالية

Sommaire

Dédicace	i
Remerciements	ii
Résumé	iii
Abstract	iv
ملخص	v
Sommaire	vi
Liste des figures	xvi
Liste des tableaux	xviii
Liste des Photos	xx
Introduction générale	02

chapitre I

généralités

I.1. Localisation géographique de la wilaya de Sétif.....	06
I.2. Le climat.....	06
I.3. Le relief	07
I.4. Le réseau hydrographique	08
I.5. La végétation	09
I.6. Réseau routier.....	10
I.7- Substances utiles.....	10
I.7.1- Roche pour agrégats « Calcaire et dolomie »	11
I.7.2- Matériaux de construction.....	11
I.7.3- Matériaux l'industrie	12
I.7.4- Matériaux à usage chimique.....	12

Chapitre II

Contexte Géologique

II.1-Introduction.....	14
II-2- Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord.....	14
II-2.1. Le domaine interne	15
II-2.2. Le domaine des flyschs	16

II-2.2.1. Les Flyschs Maurétaniens	17
II-2.2.2. Les Flyschs Massyliens	17
II-2.2.3. Les Flyschs Numidiens	17
II-2.3. Le Domaine Externe	17
II-2.4 -L'Avant Pays Autochtone	18
II-3.Reconstitution Paléogéographique	19
II-4. Cadre Géologique local	22
II-4.1. Formations peu ou pas tectonisées	22
a. Le Quaternaire.....	22
b- Mio-Pliocène	23
II-4.2. Les Formations Tectonisées	24
a. Le domaine des Flyschs	24
b. Les Nappes Telliennes	24
c. Les Nappes issues de l'Avant-pays Tellien	26
II-4.2.3. Trias Exotique ou Extrusif.....	30
II.4.3. Les phases tectoniques majeures dans la région d'étude.....	30
a) La phase atlasique.....	30
b) La phase du Miocène basal.....	30
c) La phase alpine.....	30
d) Une vigoureuse néotectonique.....	31
II.5 Conclusion.....	31

Chapitre III

Morphologie, hydrographie et paramètres physiques

III.1.Introduction.....	33
III.2. Géomorphologie de la région de Sétif.....	34
III.2.1. Le bourrelet montagneux tellien	35
III.2.2. Les Hautes Plaines	35
III.2.3. L'Atlas saharien	36
III.3. Carte des pentes	36
III.4. Les Bassins Hydrographiques de la wilaya de SETIF.....	38
III.4.1. Les Côtiers constantinois Ouest.....	39
III.4.2. Le Bassin de Boussellam (Soummam).....	39

III.4.3. Le Bassin du Kébir-Rhumel.....	40
III.4.4. Le Bassin des Hauts Plateaux.....	41
III.4. Paramètres Morphométriques.....	43
III.4.1- Le Sous Bassin versant d'El Eulma (07 01).....	43
III.4.1.1- Situation.....	43
III.4.1.2- Caractéristiques de forme.....	45
III.4.1.2.1- Relief et Pente.....	46
III.4.1.2.2- Indice de Pente.....	47
III.4.1.2.3- Indice de pente globale.....	47
III.4.1.2.4- Réseau hydrographique et densité de drainage.....	47
III.4.1.2.5- Géomorphologie.....	48
III.4.1.2.5.1- Les Surfaces aplanies.....	49
III.4.2- Le Bassin Versant AGRIOUN.....	51
III.4.2.1- Situation	51
III.4.2.2- Caractéristiques de forme	52
III.4.2.3- Relief et indice de Pente.....	52
III.4.2.4- Le réseau hydrographique.....	53
III.4.3- Le Sous Bassin Bousselam Amont.....	53
III.4.3.1-Situation de Bassin Versant de la Soummam.....	53
III.4.3.2- Situation de sous Bassin de Bousselem.....	54
III.4.3.3- caractéristiques morphométriques de sous BVB.....	55
III.4.3.3.1- L'analyse hypsométrique.....	58
III.4.3.3.2. Les Indices de pente et le relief	59
III.4.3.3.3. Les Classe des pentes.....	60
III.4.3.3.3.1. Les pentes faibles < 7.5 %	60
III.4.3.3.3.2. Les pentes moyennes 7.5 % < p < 14 %.....	60
III.4.3.3.3.3. Les pentes fortes > 14%.....	60
III.4.3.3.4-Géomorphologie	61
III.5- CONCLUSION.....	62

Chapitre IV

Hydroclimatologie – Hydrogéologie

IV.1- Hydroclimatologie	64
IV.1.1- Introduction.....	64
IV.1.2 - Aperçu sur le climat de la région d'étude.....	66
IV .1.3- Etude des paramètres climatiques	66
IV .1.3.1- Etude des précipitations	67
IV .1.3.1.1- la pluviométrie moyenne interannuelle.....	68
IV .1.3.1.2-variation saisonnière	69
IV .1.3.2- Les températures.....	70
IV.1.4 – Type de climat.....	70
IV.1.4.1 – Indice d'aridité de De Martonne.....	72
IV.1.4.2- Climatogramme d'Emberger.....	72
IV.1.4.3- Diagramme Pluviothermique de Gaussen et Bagnouls.....	73
IV.1.5- L'évapotranspiration.....	74
IV.1.6- bilan hydrologique.....	77
Conclusion de la première partie	81
IV.2-Hydrogéologie.....	82
IV.2.1-introduction.....	82
IV.2.2- Aquifères des formations carbonatées.....	82
IV.2.2.1 - Djebels Guergour et Anini.....	82
IV.2.2.2 – Djebels Youssef, Braou et Tnoutit.....	82
IV.2.2.3 - Région de Ain Lahdjar, Djebels Kalaoun, Tella et Tafourer.....	83
IV.2.2.4 - Djebel Sekrine.....	84
IV.2.2.5 – Djebels Agmeroual, Tisourane et Messaouda.....	84
IV.2.3 – Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire.....	84
IV.2.3.1- Conditions aux limites.....	85
IV.2.3.2 -Piézométrie.....	85
IV.2.3.3- Évolution de la piézométrie	88
IV.2.3.4- Carte de profondeur de la nappe	90
IV.2.3.5- Variation interannuelle de l'aquifère mio-plio-quaternaire	91
IV.2.3.6- Aquifère superficiel de GUEDJEL	91

IV.2.4- Conclusions	93
---------------------------	----

Chapitre V

Contexte sismique

V.1-Introduction	95
V.2-Cadre géodynamique de la marge algérienne et Nord africaine	95
V.3- Cadre Sismo-tectonique.....	98
V.3.1- Faille Active, Séisme et Cycle Sismique.....	100
V.3.1.1- Faille Active.....	100
V.3.1.2. Séisme.....	101
V.3.1.3- Cycle sismique.....	103
V.3.1.4- Effets de Site	103
V.3.1.4.1-Effets directs	104
V.3.1.4.2-Effets indirects	104
V.3.1.4.2.1- Les glissements de terrain.....	104
V.3.1.4.2.2- Eboulements et écroulements rocheux.....	105
V.3.1.4.2.3- Liquéfaction.....	105
V.3.2- Néotectonique, Marqueurs morphologiques et Sismicité Historique.....	106
V.3.2.1-Analyse Morphotectonique [la Néotectonique].....	106
V.3.2.2- Marqueurs Morphotectoniques.....	108
V.3.2.2.1- Les cônes alluviaux.....	108
V.3.2.2.2- Le Réseau Hydrographique.....	109
V.3.2.2.3- Les Croûtes calcaires et gypseuses.....	110
V.3.2.3- Sismicité Historique.....	110
V.4-Sismicité de l'Algérie et de la Région d'Etude.....	112
V.4.1- Sismicité Historique et instrumentale de l'Est algérien.....	113
V.4.1.1. Le séisme de Constantine de 1838.....	113
V.4.1.2. Le séisme de Batna du 15 février 1858.....	114
V.4.1.3. Le séisme de Tizi N'béchar du 19 juillet 1924.....	114
V.4.1.4. Le séisme de Djermouna (Kherrata) le 15 janvier 1949.....	114
V.4.1.5. Le séisme de Tocqueville (Ras El Oued) du 29 août 1953.....	115
V.4.1.6. Les séismes de Sétif de novembre 1957.....	115
V.4.1.7. Le séisme de Maouan du 18 février 1958.....	115

V.4.1.8. Les séismes de Kherrata du 6 juin 1959.....	116
V.4.1.9. Le séisme de Behagle (Bir Hadada) du 4 septembre 1963.....	116
V.4.1.10. Le séisme d'El Mahdia du 26 septembre 1967.....	117
V.4.1.11. Le séisme de Bir Hadada du 27 janvier 1968.....	117
V.4.1.12. Le séisme de Ain Abessa-El Ouricia du 11 juillet 1975.....	118
V.4.1.13. Le séisme de Djemila du 14 avril 1977.....	118
V.4.1.14. Les séismes de Djemila des 21 et 22 juin 1977.....	118
V.4.1.15. Le séisme d'El Madher du 20 mai 1986.....	119
V.4.2- Séismotectonique	121
V.4.3- Caractéristiques des éléments néotectoniques de la région.....	123
V.5-Conclusion	127

Chapitre VI :

Les mouvements de terrains

Typologie, Caractéristiques et Etudes

VI.1- Introduction.....	129
VI.2- Typologie et Caractéristiques	129
VI.2.1- Classification	130
VI.2.1.1- Les Glissements de terrain.....	133
VI.2.1.2- Eroulements et chutes de blocs	134
VI.2.1.3- Les Coulées	135
VI.2.1.4- Mouvement de Fluage.....	136
VI.2.1.5- Les affaissements et effondrements de cavités souterraines	136
VI.3- Les Instabilités dans la wilaya de Sétif	138
VI.3.1- Les instabilités de l'Ouricia.....	140
VI.3.2- Les Eboulements de Dj. Megress	142
VI.3.3- Les glissements de terrain de Dhiafet.....	145
VI.3.4- Le Glissement d'Ouled Faid.....	149
VI.3.5- Les Glissements le long du dédoublement de la RN9.....	150
VI.3.6- l'Eboulement de Dj. Aissel	150
VI.3.7- Dépôts évaporitiques de Dhiafet.....	152
VI.4- Carte d'alea, carte de rique	153
VI.5- Les glissements de la ville de Bougaa.....	155

VI.5.1-Géologie et tectonique.....	156
VI.5.2-Géomorphologie locale.....	158
VI.5.3-Les reconnaissances géotechniques.....	159
VI.5.4- Description des glissements	162
VI.5.4.1- Les Glissements de la route nationale 74	162
VI.5.4.2- Les Glissements avals	163
VI.5.4.3- Les Glissements de la nouvelle cité	164
VI.5.5- Carte d'aptitude du sol à la construction.....	166
VI.6-Conclusion	168

Chapitre VII :

**Caractéristiques géotechniques des
formations mioplioquaternaires des
hautes plaines Sétifiennes**

VII.1- Introduction.....	170
VII.2- Caractéristiques géologiques.....	170
VII.2.1- le Quaternaire.....	170
VII.2.1.1- Les alluvions actuelles et récentes	170
VII.2.1.2-Terres arables, formations de pente et Quaternaire indéterminé.....	170
VII.2.1.3- Glacis polygéniques	171
VII.2.2- Villafranchien	171
VII.2.3-Mio-Pliocène continental.....	171
VII.3- Caractéristiques géotechniques.....	172
VII.3.1- Site de Bazer Sakhra	173
VII.3.1.1- Synthèse des résultats.....	174
VII.3.1.2- Analyses des résultats physiques	174
VII.3.1.3- Analyses des résultats mécaniques	175
VII.3.2- Site de Ain Sfiha	177
VII.3.2.1- Résultats obtenus.....	178
VII.3.2.2- Analyse des résultats	178
VII.3.3- Site de Ain Arnet	180
VII.3.3.1- Résultats des essais.....	180
VII.3.3.2- Analyse des résultats.....	181

VII.3.4- Site d'El Eulma	182
VII.3.5- Site de Ouled Saber.....	183
VII.3.6- Site de Djarmane	184
VII.3.7. Comparaison des paramètres géotechniques des divers sites.....	187
VII.3.8- Interprétation des essais in situ	189
VII.4- Conclusion	190
Conclusion générale	192
Références.....	196

Listes des Figures

N°	Titre	page
Figure I.1:	Situation et découpage administratif de la wilaya de Sétif.	06
Figure I.2:	Répartition des niveaux de pluies dans la wilaya de Sétif	07
Figure I.3:	Carte des reliefs de la wilaya de Sétif	08
Figure I.4 :	Le réseau hydrographique de la wilaya de Sétif	09
Figure I.5:	Carte d'occupation des sols de la wilaya de Sétif	10
Figure II.1 :	L'orogénèse alpine périméditerranéenne	16
Figure II.2 :	Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides	16
Figure II.3 :	Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides	17
Figure II.4 :	Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est algérien (région du Constantinois)	19
Figure II.5 :	Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrébides au Crétacé inférieur	20
Figure II.6 :	Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale sur un transect NNO/SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne	21
Figure II.7 :	Position des différentes unités géologiques des Maghrébides	21
Figure II.8 :	carte géologique et structurale de la wilaya de Sétif d'après la carte géologique au 1/200000 de Sétif	27
Figure II.9 :	coupes interprétatives au 1/200000 de Sétif	28
Figure III.1 :	morphologique de l'Algérie	34
Figure III.2 :	Morphologie de l'Est algérien	36
Figure III.3. :	Carte hypsométrique de l'EST Algérien	37
Figure III.4 :	Carte des pentes.	38
Figure III.5 :	les grands bassins versants de l'Algérie	39
Figure III.6 :	Profil en long de l'oued Bousselem-Soummam	40
Figure III.7. :	Profil en long de l'Oued Kébir-Rhumel	41
Figure III.8 :	les sous Bassins versant de la wilaya de Sétif	42
Figure III-9 :	sous bassin versant d'El Eulma	44
Figure. III.10 :	Courbes hypsométriques et diagramme des fréquences des sous bassins versant d'El Eulma	47

Figure III-11:	Chevelu Hydrographique des sous Bassins Versants D'El Eulma	48
Figure III-12 :	a et b : Types d'organisation des milieux physiques dans les hautes plaines	50
Figure III.13 :	le sous Bassin d'Agrioun Amont	51
Figure III.14 :	courbe hypsométrique du sous bassin versant d'oued Agrioun amont	53
Figure III.15:	Situation géographique du grand bassin de la Soummam	54
Figure III.16 :	Situation géographique du sous-bassin versant de Bousselem amont	55
Figure III.17 :	Carte du réseau hydrographique du sous bassin versant de Boussellam	57
Figure III.18:	Profil en long de oued Bousselem et ses principaux affluents	57
Figure III.19:	Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques dans le sous Bassin de Boussellam amont	59
Figure IV.1 :	Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien	65
Figure IV.2 :	Carte des précipitations annuelles moyennes de l'Est algérien	67
Figure IV.3. :	Variation interannuelle des précipitations.	68
Figure IV.4. :	Variation saisonnière des précipitations	69
Figure IV.5 :	Indice de DE Martonn	71
Figure IV.6. :	classification climatique des cinq stations d'après le diagramme de d'Emberger.	73
Figure IV.7. :	courbes ombrothermiques	74
Figure IV.8 :	Plan de position simplifié des formations sud-Sétifiennes	86
Figure IV.9:	Piézométrie des dépressions fermées d'El Eulma -basses eaux 1985	88
Figure IV.10 :	piézométrie de la région d'El Eulma -basses eaux 2006	89
Figure IV.11 :	piézométrie de Beida Bordj -basses eaux 2002	89
Figure IV.12 :	Carte de profondeur d'eaux des depressions fermées d'El Eulma (octobre 1985)	91
Figure IV.13 :	Carte de profondeur d'eau de la nappe de Guidjel	92
Figure V.1 :	Carte sismotectonique de la Méditerranée occidentale	97
Figure V.2. :	Evolution géodynamique en coupes, des marges ibérique et nord africaine de l'Eocène à l'Actuel.	97
Figure V.3. :	Aléa, vulnérabilité, risque : Représentation schématique de l'évaluation du risque sismique	101
Figure V.4 :	Relation entre magnitude et surface de rupture dans le cas d'un décrochement.	103
Figure V.5. :	Glissement ; rapport surface affectée en km ² -magnitude	105
Figure V.6 :	Processus d'enregistrement des traces de séismes anciens aux abords d'une faille active.	109

Figure V.7 :	Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009	113
Figure V.8 :	Cartes des intensités sismiques	119
Figure V.9 :	Cartes des intensités sismiques	120
Figure V.10 :	Carte de distribution des principaux épïcêtres historiques et instrumentaux.	121
Figure V.11:	Carte sismotectonique montrant les différentes failles actives et plio-quadernaire	122
FigureV.12 :	Séismes de la région d'étude de Sétif.	126
Figure V.13 :	Schéma structural simplifié de la région de Bir El Arch	127
Figure VI.1 :	Classification de Varnes (1978)	131
Figure VI.2 :	Elements d'un glissement de terrain	133
Figure VI.3 :	Principaux types de glissements	134
Figure VI.4 :	Différents types d'écroulement	135
Figure VI.5 :	Différents types de chutes de masses rocheuses	135
Figure VI.6 :	Coulée de boue	136
FigureVI.7 :	Affaissement dû à une exploitation minière	137
Figure VI.8 :	Processus de formation d'un effondrement.	138
Figure VI.9 :	Les mouvements de sols dans la région de Sétif	139
Figure VI.10 :	Détaille de la figure VI.9	139
Figure VI.11 :	Les éboulis à blocs aux djebels Megress et Babor	140
Figure VI.12 :	carte lithologique du nord de l'Ouricia	141
Figure VI.13 :	Coupes interprétatives de la carte lithologique	142
Figure VI.14 :	Carte morpho-structurale de Laouamer NW Ouricia.	144
Figure VI.15 :	Localisation des différents mouvements de terrain Dhiafet –Ouled Adouane	146
Figure VI.16 :	Coupe schématique du glissement de la région de Dhiafet.	147
Figure VI.17 :	Solution adaptée au glissement de la région de Dhiafet.	149
Figure VI.18 :	Carte d'aléas de la région de l'Ouricia	154
Figure VI.19 :	Carte de risque de la région de l'Ouricia	155
Figure VI.20 :	Situation géographique de la ville de Bougaa	156
Figure VI.21 :	Schéma structural simplifié du N.W Sétif extrait de la carte géologique	157
Figure VI.22 :	Coupe schématique entre les massifs de Guergour et Anini montrant la structure en hors –graben	157
Figure VI.23.	Carte morphostructurale de la région de Bougaa.	158
Figure VI.24 :	Carte des pentes de la ville de Bougaa	159

Figure VI.25 :	Carte des indices	160
Figure VI.26 :	Carte géologique de Bouгаа	161
Figure VI.27 :	Carte d'aptitude du sol à la construction	166
Figure VII.1 :	Situation des sites étudiés	173
Figure VII.2 :	Diagramme de plasticité du site de Bazer Sakhra	175
Figure VII.3 :	Variation des paramètres physicomécaniques selon la profondeur au niveau du site de Bazer Sakhra.	177
Figure VII.4 :	Logs stratigraphiques des différents sites.	179
Figure VII.5 :	Variation des caractéristiques géotechniques en fonction de profondeur pour les sites d'ain Sfiha, Djermane, El eulma et Ouled Saber	188
Figure VII.6 :	Profils pressiométriques à l'aide des valeurs moyennes	189

Liste des Tableaux

N°	Titre	page
Tableau III.1 :	les grands bassins versant couvrant la wilaya de Sétif	42
Tableau III-2 :	Caractéristiques morphométriques des sous Bassins d'El Eulma	45
Tableau III.3 :	caractéristiques morphométriques de sous Bassin d'Agrioun Amont	52
Tableau III.4 :	caractéristiques morphométriques de sous Bassin de Bousselem Amont	56
Tableau III.5 :	Répartition des superficies en fonction des tranches d'altitude dans le sous bassin versant de Bousselem Amont	58
Tableau III.6 :	Paramètres morphométriques du sous bassin versant de Bousselem amont	61
Tableau IV.1 :	Caractéristiques des stations pluviométriques	66
Tableau IV.2 :	Moyennes mensuelles et saisonnières interannuelles des précipitations	69
Tableau IV.3 :	Moyennes mensuelles et saisonnières interannuelles des températures	70
Tableau IV.4 :	Classification DE Martonne	71
Tableau IV.5 :	Classification de DE Martonne pour la région de Sétif	72
Tableau IV.6 :	Classification d'Emberger pour la région de Sétif	72
Tableau IV.7 :	Valeur du coefficient λ	76
Tableau IV.8 :	Résultats de ETR des différentes méthodes	76
Tableau IV.9 :	Bilan hydrique à la station de Amoucha	78
Tableau IV.10 :	Bilan hydrique à la station de Bougaa	79
Tableau IV.11 :	Bilan hydrologique à la station de Sétif	79
Tableau IV.12 :	Bilan hydrologique à la station d'El Eulma	80
Tableau IV.13 :	Bilan hydrologique à la station d'Ain Azel	80
Tableau IV.14 :	ruissellement et infiltration des différentes stations	81
Tableau IV.15 :	Paramètres physiques des points d'eau chaude de l'ensemble allochtone sud Sétifien	84
Tableau V.1 :	Quelques catalogues de sismicité historique et instrumentale	111

	en Algérie.	
Tableau VI.1 :	Échelle de vitesse des mouvements de versant	131
Tableau VI.2 :	Classification des mouvements de pente sub-aériens	132
Tableau VII.1 :	caractéristiques physiques du site de Bazer Sakhra	176
Tableau VII.2 :	caractéristiques mécaniques du site de Bazer Sakhra	177
Tableau VII.3 :	Caractéristiques physiques des sols du site de Ain Sfiha	179
Tableau VII.4 :	Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ain Sfiha	180
Tableau VII.5 :	Caractéristiques physiques des sols du site de Ain Arnet	181
Tableau VII.6 :	Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ain Arnet	182
Tableau VII.7 :	Caractéristiques physiques des sols du site d'El eulma	183
Tableau VII.8 :	Caractéristiques physiques des sols du site de Ouled Saber	184
Tableau VII.9 :	Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ouled Saber	184
Tableau VII.10 :	Caractéristiques physiques des sols du site de Djarmane	186
Tableau VII.11 :	Caractéristiques mécaniques des sols du site de Djermane	187

Liste des Photos

N°	Titre	Page
Photo V.1 :	Rejet vertical de la faille D'Asnam.	99
Photo.V.2. :	Soulèvement côtier cosismique Zemmouri du 21 mai 2003.	99
Photo.V.3.a:	Niche d'arrachement du glissement de Beni Rached (séisme El Asnam 1980)	106
Photo.V.3. b :	« Volcans de sable » dus à la liquéfaction dans les alluvions de l'oued Chelif (séisme de l'El Asnam).	106
Photo.V.4:	Photos prises au flanc Nord-Ouest de djebel Tella	123
Photo.V.5. :	Faille de Djemila.	124
Photo VI.1. :	Texture et structure des grés de la nappe Numidienne	143
Photo VI.2 :	vue panoramique de Dj. Megress montrant l'éboulement en masse	143
Photo VI.3. :	Vue d'ensemble de l'éboulement du Kef	145
Photos VI.4 :	description de glissement sur la RN09 de Dhiafet	147
Photo VI.5 :	déroulement des travaux de confortement	148
Photo.VI.6. :	Glissement de Ouled Fayed	150
Photos VI.7. :	Glissement touchant la nouvelle route	151
Photo VI.8. :	Désolidarisations des bancs calcaires	151
Photo.VI.9. :	Badland des Formations gypseuses due à la dissolution	152
Photo.VI.10. :	Cavités sous la chaussé due à la dissolution des gypses	152
PhotoVI.11. :	Glissements affectant la route	163
Photos.VI.12. :	Glissement de l'abattoir	164
PhotosVI.13. :	Glissement de la cite du 5 juillet	165
PhotosVI.14. :	Désordre observé dans les constructions	165

Introduction générale

Introduction générale

1- Contexte

La situation de la wilaya de Sétif au cœur de l'Est algérien lui permet d'être le carrefour vers toutes les directions du pays ; elle relie les villes intérieures aux villes côtières et les villes du centre à celles de l'Est. Possédant une infrastructure routière très développée (RN5, RN9, RN28, RN74, RN77) lui permet de faciliter la traficabilité de marchandise et des personnes. La route nationale RN5, qui est l'artère de réseau routier de l'Est, est dédoublé depuis plus d'une décennie, actuellement le dédoublement du reste des routes (RN9, RN74 et RN28), lui a permis de franchir un grand pat dans l'infrastructure routière, afin de canaliser le flux routier de plus en plus important. Récemment ce réseau routier vient d'être amélioré par la mise en circulation de l'autoroute Est-Ouest dont 86km se trouvent dans le territoire de la wilaya. La pénétrante Jijel-El Eulma à l'autoroute a été lancée cette année pour être en service en 2017. La construction de ces divers réseaux routiers, se heurtent à des problèmes géotechniques liés à la morphologie du terrain et sa nature lithologique. Ainsi, la région Sétifienne possède trois types de relief, les montagnes au Nord et extrême Sud, les hautes plaines et les dépressions fermées au centre.

Si la RN5 traverse des terrains plus au moins plats des hautes plaines, la RN9 (Sétif-Bejaia) au contraire, doit surmonter les difficultés liées au relief et aux instabilités du sol et des roches, le même déficit doit être également surélevé pour la nouvelle pénétrante Jijel -El Eulma sur une distance de 110 km sachant qu'elle comporte 33 ouvrages d'art dont 18 sur le territoire de la wilaya de Sétif.

Les villes de Sétif, El Eulma, Ain Oulmen, Ain Azel ainsi Bougga ont connu une véritable mutation, l'augmentation de la population notamment dans les années 1990. Cette expansion a permis l'occupation des sols où peu d'informations géotechniques sont disponibles. Pour ce qui est des villes situées au Nord de chef-lieu où est enregistré un déficit dans le foncier urbain, le problème est plus délicat, ce qui implique une occupation des talus et des pentes connu par ses fréquents glissements de terrain.

Dans notre travail nous procédons à décrire les principaux facteurs intervenant directement dans la stabilité et la portance des sols qui sont la géologie, l'eau et la géomorphologie.

2- Limite de terrain d'étude

Le terrain concerné par d'étude est plus vaste il concerne la région de wilaya de Sétif, ainsi on a tenté d'un coté de cibler des sites qui ont fait l'objet des investigations géotechniques afin de rendre nos analyses et synthèses plus fine et d'autre cote d'étudier d'autres mode de mouvement du sol présent au nord de territoire la région.

3- Méthodologie

Ce travail utilise l'approche réaliste basée sur l'observation directe de terrain. Nous disposons pour chaque site étudier une couverture topographique et géologique, des d'images satellitaires et des prélèvements et mesures in-situ dont le but de cartographier les instabilités des pentes et d'évaluer l'adaptation des sols a la construction.

Le mémoire de thèse comprend sept chapitres :

- **Le premier chapitre** : la présentation sommaire de la région de Sétif ;
- **Le deuxième chapitre** : concerne la géologie de l'Algérie alpine et plus précisément la géologie de la région de Sétif ;
- **Le troisième chapitre** : évoque les paramètres hydrographique, géomorphologique
- **Le quatrième chapitre** : on traite, dans un premier temps, les données climatiques des cinq stations pluviométriques bien répartie sur le territoire de la wilaya afin de quantifier la part de ruissèlement et celle de l'infiltration, dans la deuxième partie on traite les eaux souterraines précisément la nappe superficielle où le comportement mécanique des sols est étroitement lié à l'état de ses saturation.
- **Le cinquième chapitre** : au début, le schéma général de notre travail est ciblé sur les premiers chapitres cités ci-dessus, mais au fil du temps on a pensé à donner au moins un aperçu sur la sismicité de la région dont on à relevé quelques indices qu'on aurait pu contribuer à l'évaluation de l'aléa sismique.
- **Le sixième chapitre** : ce chapitre est la partie concrète de notre tache de terrain. A partir de ces observations générales sur les glissements de terrain et les éboulements rocheux et des connaissances acquises dans le cadre de mes encadrements des ingénieurs géologues sur les mouvements du sol de la région,

j'ai été conduit à aborder l'analyse qualitative et quantitative des facteurs de prédisposition et des facteurs déclenchant de sites choisis.

Ce qui permet de mieux comprendre les conditions de la rupture, d'une part et d'autre part de dresser des cartes géotechniques.

- **Le septième chapitre** : ce dernier chapitre est consacré à l'étude et l'analyse des caractéristiques géologique et géotechnique des sols de la partie médiane de la région, dont le but de les classer en unités semblables, des corrélations géotechniques ont été établis et il reste dans le futur proche à les compléter en modèles mathématiques en enrichissant notre banque de donnée.

Chapitre I

Généralités

I.1. Localisation géographique de la wilaya de Sétif

Du point de vue géographique, la wilaya de Sétif est localisée dans l'Est algérien dans les Hauts-Plateaux. Elle est limitée : au Nord par les wilayas de Bejaia et Jijel, à l'Est par la wilaya de Mila, au Sud par les wilayas de Batna et M'Sila et à l'Ouest par la wilaya de Bordj Bou Arréridj. Elle occupe une superficie de 6,549,64 km² et comporte 60 communes réparties selon 20 Daïras. Fig. I.1.

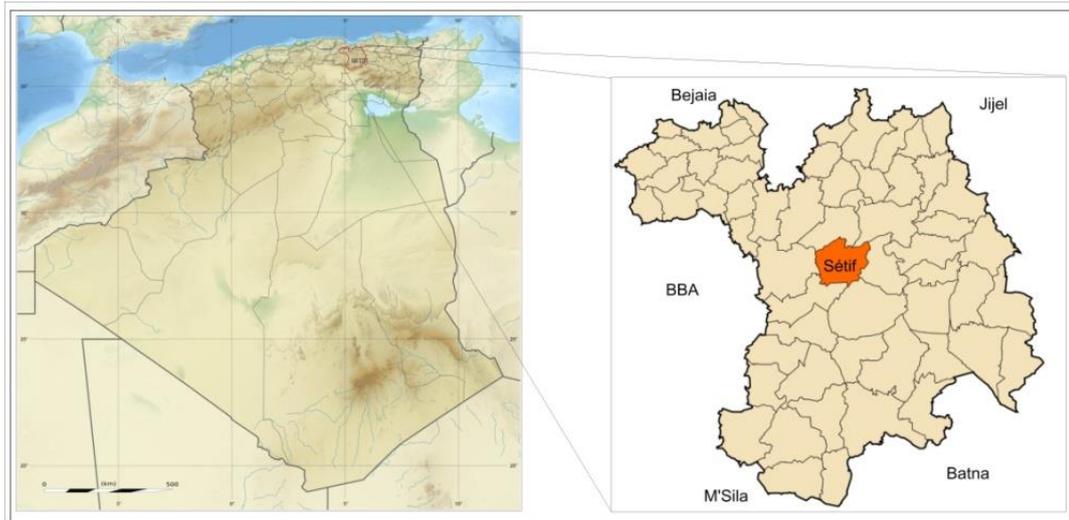


Figure I.1. Situation et découpage administratif de la wilaya de Sétif.

I.2. Le climat

La wilaya de Sétif se caractérise par un climat continental semi-aride, avec des étés chauds et secs et des hivers froids et pluvieux. Les pluies sont insuffisantes et irrégulières à la fois dans le temps et dans l'espace. Si les monts des Babors sont les plus arrosés en recevant plus de 700 mm par an, la quantité diminue sensiblement pour atteindre 400 mm en moyenne par an sur les hautes plaines, par contre la zone Sud est la moins arrosée et les précipitations annuelles ne dépassent guère les 300 mm. Fig. I.2.

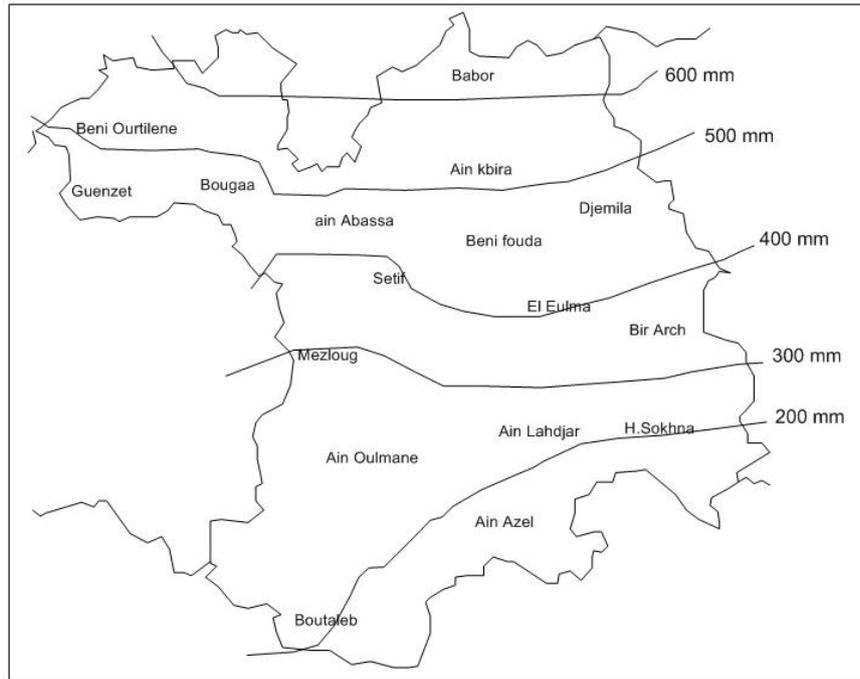


Fig.I.2 : Répartition des niveaux de pluies dans la wilaya de Sétif (DSA de Sétif, 2011)

I.3. Le relief

Le relief de la zone sétifienne, se divise en trois grandes zones (Figure I.3) :

- a. **Zone montagneuse** : Cette zone occupe plus de 40% de la superficie de la wilaya elle est bien représentée au Nord et au Sud. La partie Nord est représentée par deux lignes principales de reliefs. La plus septentrionale correspond à la chaîne des Babors représentée par Sidi Mimoune (1.646 m), Tilioune (1.698 m) avec le point culminant, le sommet de Djebel Babor (2004 m). La deuxième ligne de hauteurs est moins continue et s'abaissent progressivement vers le Sud. D'Ouest en Est, il s'agit des Biban de Zemmoura (1503 m), Djebel Guergour (1613 m), Djebel Anini (1554 m), Djebel Mégriss (1737 m), Djebel Médjounès (1461 m) et des hauteurs de Djemila (1462 m). La partie Sud et Sud-Ouest de la région est occupés par les premiers contreforts des monts du Hodna et appartient à cette zone, où l'altitude atteint 1890 m à Djebel Boutaleb.
- b. **Zone des hautes plaines** : c'est une immense étendue, occupant 50% de la superficie totale de la wilaya, elle est relativement plane et dont l'altitude varie de 950 m à l'Ouest jusqu'à 750 m à l'Est. Des reliefs isolés surgissent au centre de la plaine, comme Djebel Zdimm (1160 m), Djebel Youcef (1442 m), Djebel Braou (1263

m), Djebel Tnoutit (1192 m) Djebel El Meksem (1077 m), Rokbet El Djemel (1406 m), Djebel Gherour (1271 m) et Djebel El Hammam (1237 m).

- c. **Zone de dépression Sud:** elle est située dans le Sud de la wilaya, où l'altitude dépasse rarement les 900 m. Cette zone pratiquement plane, elle couvre une superficie de 10% de l'espace de la wilaya et se caractérise par la présence de 'Chotts' ou dépression salées comme Chott El Beidha, Chott El Ferain, Sebkheth Melloul et Sebkhha Bazer.

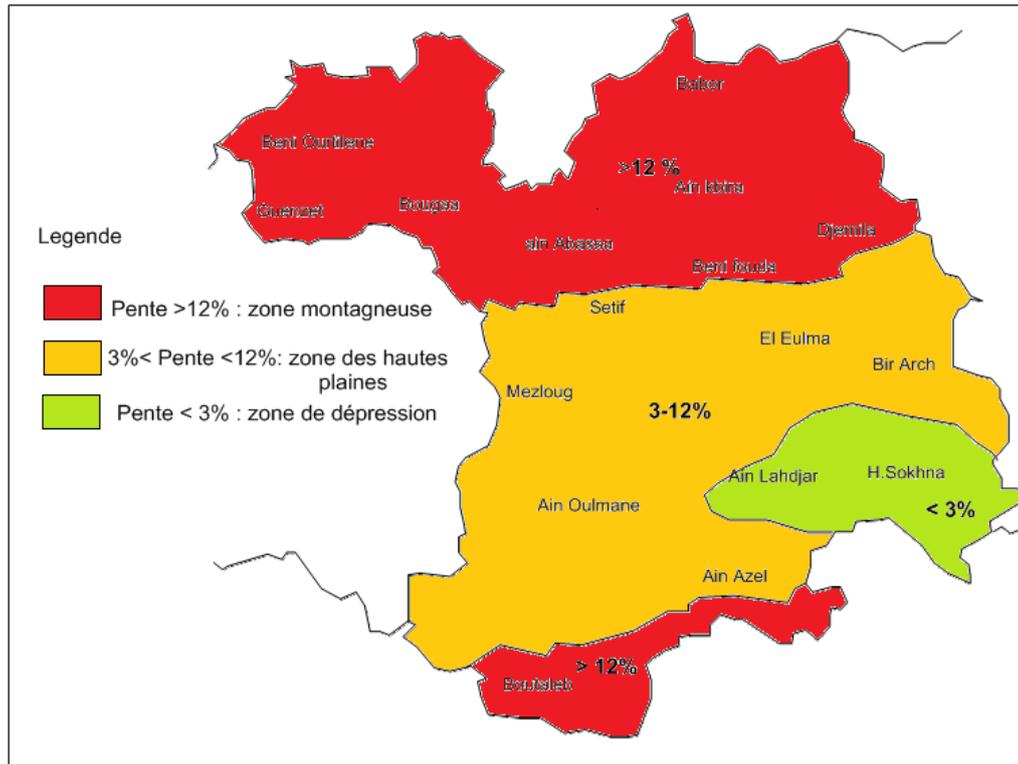


Fig I.3 : Carte des reliefs de la wilaya de Sétif (SDRD. Sétif 2004).

I.4. Le réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique est organisé autour du dispositif montagneux de la région. Dans la moitié Nord, l'écoulement des eaux de surface se fait vers la mer Méditerranée par Oued Bou Sellam qui rejoint la Soummam, Oued Agrioun, Oued El Kebir, Oued Bou Slah et Oued Rhumel. Ces réseaux hydrographiques alimentent les barrages et les retenues collinaires de la région. Le reste des cours d'eau et spécialement ceux du Sud ; constituent un réseau hydrographique endoréique centrée sur les Chotts.

Fig. I.4.

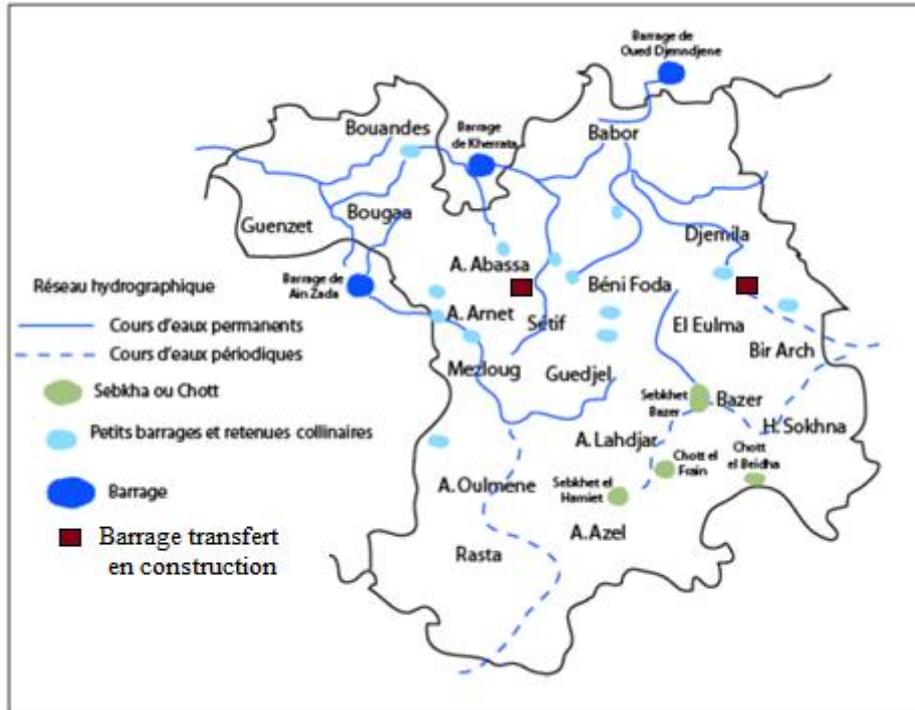


Fig I.4 : Le réseau hydrographique de la wilaya de Sétif (D.H.A 2011).

I.5. La végétation :

La barrière climatique des reliefs septentrionaux et l'altitude accentuent les contrastes et diversifient la végétation. On distingue sur les monts des babor les forêts d'Alep, de cèdre, le sapin de Numidie, le cyprès, le chêne vert et le chêne-liège. Fig. I.5. Par ailleurs, la zone montagneuse demeure une région de l'arboriculture notamment l'olivier et le figuier.

Les hautes plaines sont le domaine de la céréaliculture et des cultures maraîchères. Par contre pour la zone des dépressions et compte tenu de la qualité saline de ses sols, la flore est généralement pauvre.

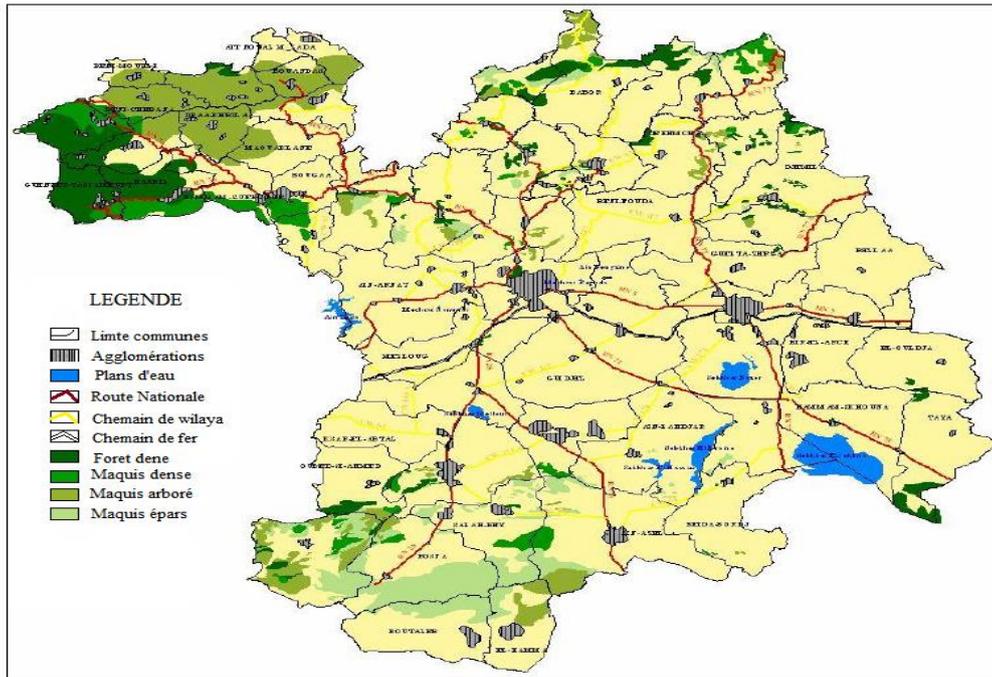


Figure I.5. Carte d'occupation des sols de la wilaya de Sétif (DSA Sétif, 2008).

I.6. Réseau routier

La vaste étendue de la wilaya (6.549,64 km²), elle est desservie par un important réseau routier à caractère national constitué de (Fig. I.5): la RN5 reliant Alger à Constantine, la RN9 reliant Bejaïa à Sétif, la RN28 reliant Biskra à Sétif, la RN75 reliant Batna à Sétif. Le réseau routier de la wilaya a une longueur de près de 3500 km répartir en:

- Routes nationales : 634 km
- Chemins de wilaya : 673 km
- Chemins communaux : 2162 km
- L'autoroute Est-Ouest traverse la wilaya sur 75 km ;
- La pénétrante Jijel -El Eulma est en cour de réalisation.

En outre la Wilaya est traversée par une ligne de chemin de fer de 83 Km soit 20% de la liaison Alger – Constantine.

I.7- Substances utiles

Vu sa grande superficie, le territoire de la wilaya de Sétif possède autant de roches de nature variée qui possède des indices élevés servant pour être matériaux de construction ou a usage industriel. Ainsi on compte les matériaux suivants :

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

I.7.1- Roche pour agrégats « Calcaire et dolomie » :

Ils sont abondants dans les formations jurassiques et crétacées et paléogènes (Eocène). Les calcaires jurassiques ont une extension limitée et se sont développés principalement dans la partie sud (Dj.Kalaoun, Dj.braou et le revers nord des monts de hodna) ; ces mêmes calcaires affleurent plus au Nord dans les Babors mais le relief accidenté les rend inaccessibles malgré leur bonne qualité qui leur confère une large utilisation : métallurgie, industrie chimique.

Les calcaires crétacés constituent la plus grande partie des roches carbonatées dans la wilaya.

Elles sont rencontrées notamment dans les djebels Zdim, Youssef et Thoutit , les formations de crétacé supérieur sont représentées en majeure partie par le Maestrichtien dans les dômes Sétifiens.

Ces potentialités sont réparties à travers le territoire de la wilaya et peuvent couvrir tous les besoins en agrégat à moindre coût.

I.7.2- Matériaux de construction

a. Ciment

Deux indices ont été mis en évidence ; celui de Dj.Medjounes constitué de calcaires marneux du Maestrichtien et celui de Ouled Adouan représenté par des argiles marneuses du crétacé supérieur.

b. Matière à brique et tuiles

Les formations argileuses aptes pour la production des briques et tuiles sont rencontrées à travers l'ensemble du territoire de la wilaya. Elles sont présentes dans les formations du crétacé, le Miocène et le quaternaire.

c. Gypse

Les gites de gypse se rapportent aux formations triasiques, elles mêmes apparaissant en lambeaux à travers les autres formations de différents âges. Le seul gisement revêt une certaine importance parmi les 13 indices recensés dans la région est celui de djemila.

I.7.3- Matériaux à usage industriel

a. Barytine

Grâce à sa densité élevée (4,3-4,6) et son inertie chimique, la barytine est largement utilisée tant qu'alourdissant pour la boue de forage ainsi que dans la fabrication des peintures, caoutchouc, verre, céramique, papier, ciment et béton spéciaux.

Deux indices présentent un intérêt pratique il s'agit de dj. Hellal et dj.Dakhla, les corps barytisés présentent sous forme de filons associés aux calcaires et dolomies du jurassique.

b. Grés quartzeux

Les grés de Megress sont valables pour l'industrie de verrerie parce qu'ils présentent un aspect quartzitique mais il nécessite une étude approfondie pour conformer leurs intérêts.

I.7.4- Matériaux à usage chimique

Les phosphates sont utilisés essentiellement comme engrais agricoles, un seul indice de phosphate présent dans le territoire de la wilaya mais sans intérêt économique c'est l'indice de Baida bordj (Sud.Est) dans les formations éocènes.

Le gîte des sels gemmes en exploitation est celui de Guelal. Les plus grands utilisateurs de sel sont l'industrie chimique et alimentaire.

Chapitre II :

Contexte Géologique

II.1-Introduction

D'un point de vue géologique, l'Algérie est subdivisée en deux domaines qui s'opposent par leur histoire et leur structure géologique :

- **Un domaine septentrional ou Algérie du Nord**, qui fait partie de la chaîne alpine, édifié au cours du Tertiaire et qui demeure encore instable aujourd'hui.
- **L'Algérie saharienne**, domaine relativement stable depuis la fin du Précambrien, constitué d'un socle déformé par les orogènes éburnéenne et panafricaine, d'une couverture paléozoïque généralement tabulaire affectée localement de plis hercyniens et d'une couverture méso-cénozoïque tabulaire.

La frontière entre ces deux domaines est délimitée par **l'accident sud-atlasique** qui suit le revers Sud de l'atlas saharien.

La région étudiée (Sétif) appartient au premier domaine et fait partie de **la chaîne Maghrébides** que nous exposons brièvement.

II-2- Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord :

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen (Durand-Delga,1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud, à l'arc calabro-sicilien (figure II.1).

Dans ce domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de **nappes de charriages**. C'est le domaine des nappes ou domaine **allochtone**.

En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du Nord au Sud les domaines suivants (figure II.2) :

II-2.1. Le domaine interne :

Appelé aussi **socle kabyle** ou **Kabylide**, est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique. Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs du Chenoua (à l'Ouest d'Alger), à Alger, à la Grande Kabylie et à la Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda). Ce dernier, avec 120 km de long et 30 km de large, constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie. Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, appelés **Oligo-Miocène Kabyle**. Les massifs internes des Maghrébides ont constitué une zone haute de la fin du Paléozoïque à l'Oligocène supérieur. Le socle kabyle est bordé au Sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la **Dorsale Kabyle** appelée parfois « **chaîne calcaire** » à cause de l'importance du Jurassique inférieur calcaire. Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques km de largeur. Le premier affleurement de la dorsale kabyle en Algérie est situé à Cap Ténès. On la retrouve ensuite dans le massif du Chenoua puis au Sud Est d'Alger où elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 km de long (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura). Elle apparaît ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris) et on la suit sur 90 km jusqu'au Sud d'Annaba (Zit Emba). La dorsale kabyle se présente sous forme d'écaillés d'âge Permo-triasique à Eocène moyen (Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias. La dorsale kabyle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires : dorsale **interne**, **médiane** et **externe**. En général, les faciès traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque l'on passe des formations de la dorsale interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux) à celles de la dorsale médiane (dépôts marneux et plus profonds du Crétacé à l'Eocène) puis aux formations de la dorsale externe (qui montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm) (Bouillin, 1986). Du côté Sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

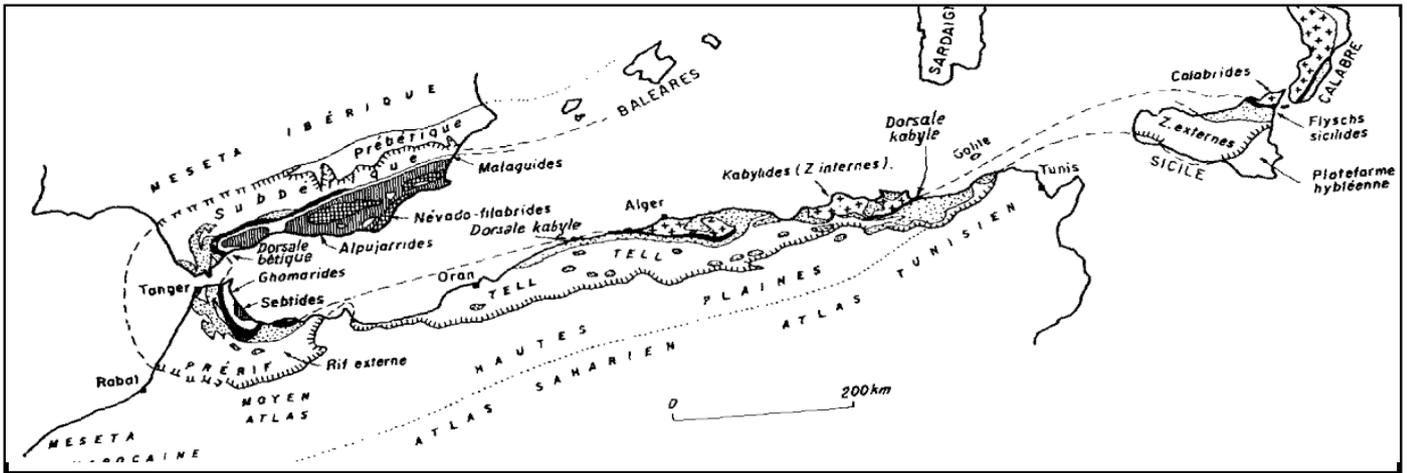


Figure II.1 : L'orogénèse alpine périméditerranéenne (d'après Durand-Delga, 1969)

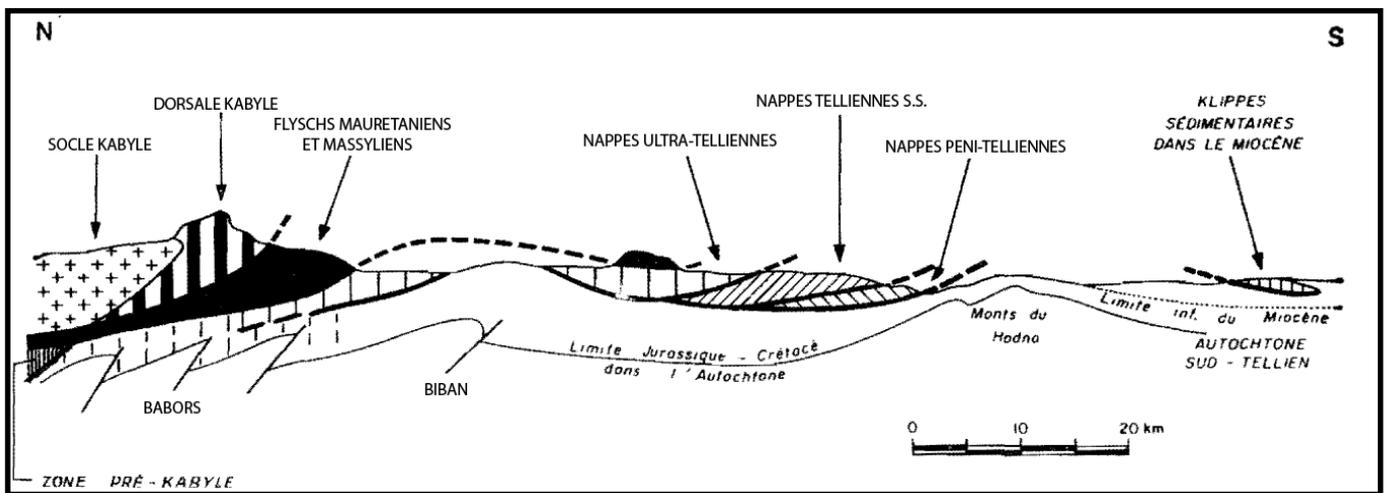


Figure II.2 : Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiée d'après Durand-Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'Autochtone font également partie des nappes telliennes)

II-2.2. Le domaine des flyschs :

Est constitué par des nappes de flyschs crétacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte en Tunisie. Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités. Ces flyschs se présentent de trois manières (figure II.3) : (i) en position interne, superposés aux massifs kabyles, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes, et appelés flyschs nord-kabyles ; (ii) en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale kabyle (flyschs sud-kabyle) et enfin (iii) en position très externe, sous forme de masses isolées flottant sur le Tell charrié jusqu'à une centaine de kilomètres au Sud.

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

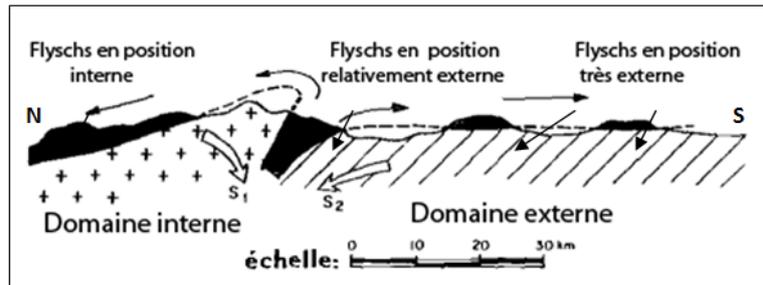


Figure II.3 : Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (modifiée d'après Durand-Delga, 1969)

On distingue du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs, les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs numidiens d'âge Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur.

II-2.2.1. Les Flyschs Maurétaniens :

Sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

II-2.2.2. Les Flyschs Massyliens :

Occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série pélito-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélito-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur.

II-2.2.3. Les Flyschs Numidiens :

Constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal–Aquitaniens épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores oligocènes. Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

II-2.3. Le Domaine Externe :

Ou domaine tellien constitué par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été

charriées sur une centaine de km vers le Sud. On distingue du Nord au Sud : (i) les nappes **ultra-telliennes**, aux formations bathyales du Crétacé et de l'Eocène et une série plus détritique au Sénonien et à l'Eocène, ne sont connues que dans l'Est algérien et en Tunisie. Elles présentent des caractères proches de ceux du flysch massylien. (ii) les nappes **telliennes** sensu-stricto formées de Lias de plate-forme surmonté de Jurassique plus marneux, puis par le Crétacé qui, détritique, devient marneux à argilo-calcaire et enfin, l'Eocène aux marnes épaisses et les (iii) nappes **péni-telliennes** dont les séries néritiques du Crétacé à l'Oligocène sont carbonatées et marneuses. Les nappes péni-telliennes, définies dans l'Est algérien, présentent des caractères proches de ceux du néritique constantinois. Dans le domaine externe, existent des unités encore plus externes et d'allochtonie notable, mais moindre, structurées au Miocène moyen qu'on appelle séries de l'avant-pays allochtone ou tellien et se placent entre les nappes telliennes au Nord et l'autochtone ou para-autochtone atlasique au Sud. On distingue ainsi d'Ouest en Est : (i) **l'ensemble allochtone sud-sétifien** (séries des Djebels Guergour, Anini, Zdim, Youssef, Braou, Tnoutit, Sékirine, Tafouret, Agmérout, Zana, Azraouat, Hammam, Ain el Ahdjar, Koudiat Tella et série supérieure du Djebel Kalaoun) à matériel carbonaté et marneux du Jurassique au Miocène, et qui apparaît plus à l'Ouest dans la région des Biban et à l'Est dans les Azerou. Il se présente sous la forme d'un vaste empilement d'écaillés limitées par des accidents cisailants (ii) la « **nappe néritique constantinoise** », à matériel carbonaté épais et massif du Jurassique-Crétacé, et, plus au Sud, (iii) l'unité des « **écaillés des Sellaoua** », dont le Crétacé possède un faciès de bassin.

II-2.4 -L'Avant Pays Autochtone :

C'est un vaste domaine comprenant d'Ouest en Est les monts du Hodna, de Belezma, des Aurès et du Mellègue et plus au Sud, la vaste zone des diapirs représentée par les djebels d'El Ouesta, de Ouenza-Boukhadra, de Mesloul, etc.... La sédimentation y est restée homogène à faciès de plate-forme subsidente du Lias au Crétacé moyen envahie par une sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien. Ce domaine est séparé de la chaîne des Maghrébides par une marge particulièrement accidentée marquée par des phénomènes tectoniques importants définissant des éléments paraautochtones et délimitant le « front sud sétifien » de l'édifice Alpin. La figure

II.4 montre un exemple d'agencement des différents domaines et unités cités précédemment en Algérie (exemple du Constantinois, Algérie nord-orientale).

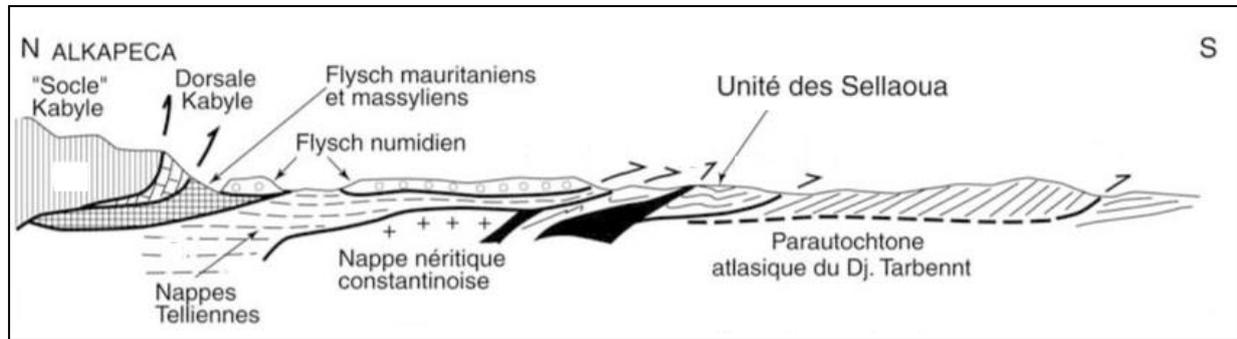


Figure II.4 : Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est algérien (région du Constantinois) (modifiée d'après Peybernès et al., 2002)

Enfin, signalons que des formations sédimentaires du Miocène au Quaternaire recouvrent en discordance les différentes unités précédentes, et sont déposées postérieurement aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flyschs et des nappes telliennes formant de grands bassins « post-nappes » tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés OSO-ENE et les bassins de Constantine et de la Soummam. Au sein des bassins « post-nappes » littoraux, s'est mis en place un magmatisme calcaro-alcalin et alcalin d'âge miocène et quaternaire. Ces roches magmatiques sont présentes dans les zones côtières à l'Ouest d'Oran, dans l'algérois (régions de Cherchell, Dellys et Thénia), autour de la baie de Bejaia, dans le massif de Collo, et entre Skikda et Annaba.

II-3.Reconstitution Paléogéographique :

On admet aujourd'hui que le domaine interne de la chaîne des Maghrébides faisait partie d'un microcontinent ou terrane appelé ALKaPeCa (pour Alboran, Kabylies, Paloritain et Calabre qui sont les différents massifs internes de l'orogène périméditerranéen) qui était situé beaucoup plus au Nord et appartenait à la marge européenne. La dorsale kabyle constituait la marge méridionale et le talus continental de ce bloc. Les flyschs se sont déposés dans le bassin océanique profond qui séparait la marge européenne (ou le bloc ALKaPeCa) et la marge africaine. Les flyschs maurétaniens se sont déposés au pied de la dorsale kabyle et sont alimentés par les zones internes. Les

flyschs massyliens se sont déposés au pied de la marge africaine et sont alimentés par les zones externes. Certains flyschs, tels ceux de Ziane ou de Tamalous présentent des caractères mixtes où s'intriquent verticalement tous les faciès caractéristiques de l'une ou l'autre des deux séries de flyschs, ce qui indique qu'ils se sont probablement déposés dans une zone de milieu de bassin, recevant aussi bien du matériel d'origine méridionale que d'origine septentrionale. Les nappes telliennes correspondent à la couverture sédimentaire qui s'est déposée sur la marge nord de la plaque africaine. Figure II.5.

Les deux domaines, externe et interne se sont affrontés suite au rapprochement des plaques africaine et européenne. Ceci a conduit à la fermeture du bassin des flyschs, et celle du sillon tellien, l'écaillage de la dorsale kabyle et le déplacement des flyschs et des unités telliennes en nappes pelliculaires loin vers le Sud. Figures II.5, II.6, II.7.

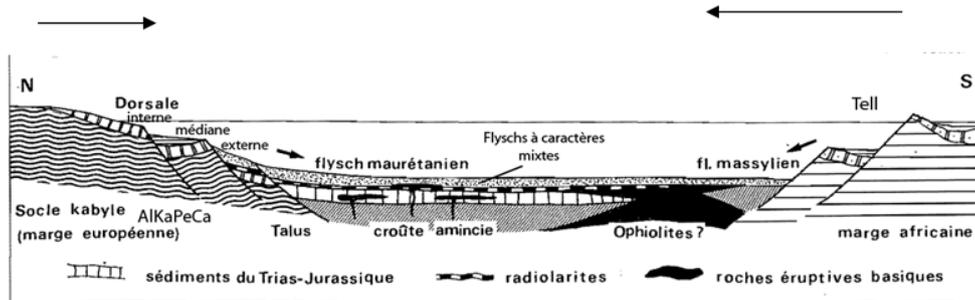


Figure II.5 : Reconstitution paléogéographique des différents domaines des Maghrébides au Crétacé inférieur (Bouillin, 1986)

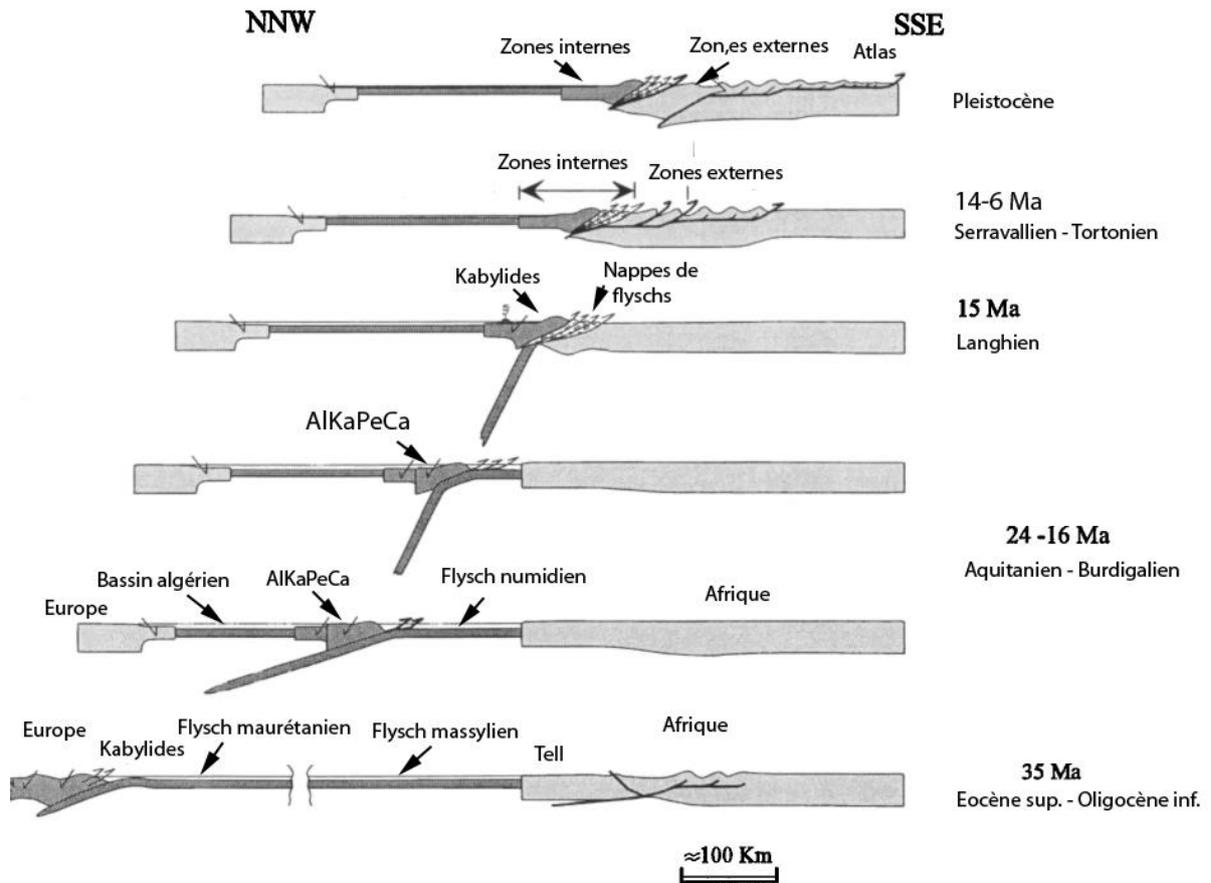


Figure II.6 : Scénario d'évolution de la Méditerranée Occidentale sur un transect NNO/SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte et al. (2000).

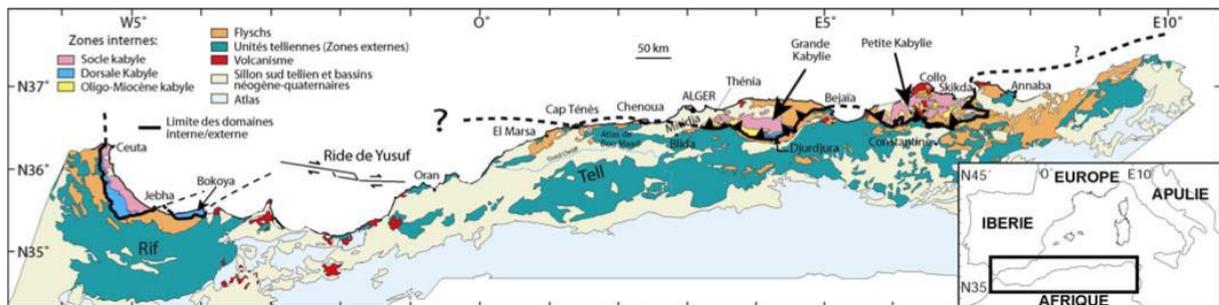


Figure II.7 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006)

II-4. Cadre Géologique local

A l'exception de la dorsale et du socle kabyle toutes les unités géologiques de la chaîne alpine sont bien représentées dans la région de Sétif. Figures II.8 et II.9.

II-4.1. Formations peu ou pas tectonisées

a. Le Quaternaire. Il est représenté par :

- **Les éboulis :** il s'agit d'éboulis de cône torrentiel qui sont limités au revers septentrional des monts du Hodna, les éboulis à blocs qui sont les plus fréquents et les plus récents et on les trouve essentiellement à la base des corniches calcaires ou gréseuses et les éboulis en masse qu'on trouve essentiellement sur la limite nord de la nappe numidienne gréseuse du Djebel Mégriss.
- **Les alluvions récentes :** elles forment généralement une mince bande souvent discontinue au fond des oueds les plus importants. Dans le Nord, leur composition est plus nettement argileuse, alors que dans le Sud, il s'agit surtout de sables et de graviers.
- **Terrasses, formations de pente et Quaternaire indéterminé :** les formations de pente correspondent à des terrasses dilacérées ou à des alluvions anciennes sur lesquelles sont développés des sols bruns peu ou pas calcaires. Au Quaternaire indéterminés sont rapportés des placages dispersés de nature variée qui prennent un grand développement sur les niveaux marneux et qui en gênent considérablement l'observation.
- **Glacis polygéniques :** ces glacis correspondent à des surfaces très faiblement pentées près des plaines dont la pente augmente progressivement vers la montagne. Au moment des fortes pluies de printemps ou des gros orages d'août –septembre, ces glacis sont localement le siège d'un écoulement en nappe avec remise en mouvement de nombreux galets et du limon superficiel.
- **Villafranchien (croûtes calcaires) :** ce sont les formations les plus caractéristiques des hautes plaines sétifiennes. Elles sont datées, notamment à l'Ain Lahnech près d'Eulma, par des associations de grands Vertébrés. Ces niveaux sont en outre ravinés par des argiles à lits de

cailloutis qui ont fourni des sphéroïdes à facettes. Au dessus viennent 10 à 15 m de marnes jaunes : puis la croûte calcaire tuffacée.

- **Sebkha** : ce sont des vases salées, souvent inondées, surtout l'hiver et recouvertes l'été par des croûtes de sel.
- **Sols salés** : il s'agit de limons salés à végétation typique de Salsolacées correspondant à des sols hydromorphes incultes, très mal drainés.
- **Formations dunaires** : ce sont des amas éolisés de sables calcaireux et de poussières limoneuses mêlés à des débris coquilliers fins (Gastéropodes) ou à des végétaux. Ces formations actuellement en cours de démantèlement témoignent d'une époque où l'aridité été encore plus marquée.
- **Tufs hydrothermaux** : les tufs hydrothermaux les plus développés correspondent aux surfaces planes ou faiblement inclinés du Hammam Guergour au débouché de l'Oued Bousselem. Prés d'Ain Roua, à la pointe Est du Djebel Anini, sur le revers Nord du Djebel Medjounès et près de Redjas el Ferada, il s'agit de surfaces modestes liées à des sources chaudes toujours plus ou moins en activité, associées à des failles normales très récentes.

b. Mio-Pliocène

- **Mio-Pliocène continental** : les formations attribuées au Mio-Pliocène continental occupent de vastes espaces. La partie argileuse la plus ancienne peut correspondre, comme dans le bassin de Béni-Fouda ou dans celui de Bousselem, à la partie terminale du Miocène. L'ensemble de ces formations présente des faciès très variables. En bordure des reliefs actuels, elles s'enrichissent en conglomérats rougeâtres mal cimentés.
- **Miocène marin (Burdigalien-Langhien)** : près d'Arbaoun, sur le revers Sud-ouest du Djebel Sidi-Mimoun, affleurent les faciès classiques du « Cartennien ». Ce sont des grès calcaireux, des calcaires gréseux organogènes, des brèches et des conglomérats à ciment calcaire. Les conglomérats remanient le Numidien sous-jacent et des roches volcaniques analogues à celles d'El Aouana à Jijel. Au-dessus, des marnes sableuses bleues ou grises,

parfois à reflets violacés contiennent d'abondants débris de Mélobésiées, des Foraminifères et des Ostracodes.

II-4.2. Les Formations Tectonisées

On distingue les domaines suivants :

- Le domaine des flyschs.
- Le domaine tellien.
- Le domaine néritique de la plate-forme sétifienne.
- Les domaines, parautochtone et autochtone hodnéens.

a. Le domaine des Flyschs

Ce domaine comporte plusieurs nappes qui sont :

- Le flysch numidienne : cette nappe affleure sur la bordure septentrionale de la Wilaya de Sétif et dans les deux massifs isolés du Chouf Karoun et du Djebel Mégriss. Elle correspond à une alternance de grès grossiers et d'argiles d'âge Oligocène à Miocène.
- La nappe du flysch mauritanien : cette nappe affleure à l'extrême Ouest de la Wilaya et constitue l'élément supérieur des klippes de Ras el Fedh (Ain Roua) et de l'Oued Chertioua. Elle est constituée d'un ensemble argilo-conglomératique d'âge Crétacé à Lutétien et de grès micacés datés du Priabono-oligocène.
- La nappe de flysch massylien : sa répartition géographique est la même que celle du flysch maurétanien et comprend des grès, argiles à microbrèches et à blocs crétacés.

b. Les Nappes Telliennes

Ce domaine comporte plusieurs nappes qui sont :

- La nappe ultra-tellienne : elle est représentée par de minuscules témoins dans les régions de Djemila et Kherrata. Elle est constituée de marnes claires du Sénonien, de calcaires siliceux éocènes et de marnes noires et grises de l'Eocène-Oligocène.

- La nappe de type Barbacha : cette unité affleure au Nord d'Ain Roua et comprend une alternance de calcaires gris-clairs et de lits marneux du Lias et des schistes métamorphiques sombres du Crétacé inférieur.
- La nappe de type Draa el Arba : elle affleure à la bordure septentrionale de la région (Kherrata et Ain Roua) et comprend une puissante série marneuse à boules jaunes à intercalations calcaires du Sénonien et des marnes brunes et des marno-calcaires du Cénomaniens.
- La nappe de type Béni-Abdallah : Cette unité constitue les klippes des Béni-Abdallah et de Ras el Fedh au Nord d'Ain Roua, un lambeau sous le Numidien du Djebel Chouf Karoun. Elle est constituée de dolomies brunes et calcaires compacts gris-clair du Jurassique (Lias-Dogger) et des marnes noires à intercalations calcaires du Sénonien.
- L'unité supérieure à matériel Eocène : cette unité est bien représentée dans les feuilles au 1/50.000 de Djemila, de Kherrata, de Sétif, d'El Eulma, de Bousselem et d'Ain Taghrout. Elle est constituée de marnes noires fini-Crétacées et Paléocènes à boules jaunes, de calcaires marneux schistosés à patine blanche de l'Yprésien-Lutétien et d'une série marneuse riche en boules jaunes et en bancs dolomitiques du Lutétien-Priabonien.
- La nappe bibanique : elle affleure à l'Ouest de la région et comprend une série pélitique à intercalations marno-calcaires schisteuses du Crétacé inférieur, des alternances de calcaires marneux noirs et de marnes grises de l'Albien-Vraconien-Cénomaniens basal, une série marno-calcaires à silex du Cénomaniens-Turonien, des marno-calcaires puis des marnes à boules jaunes du Sénonien (Coniacien au Maestrichtien).
- La nappe de Djemila et l'unité inférieure à matériel Eocène : elle couvre des surfaces considérables dans la moitié Nord de la wilaya où elle constitue l'essentiel des affleurements. C'est la seule unité tellienne représentée par une série complète allant du Lias à la fin de l'Eocène à faciès marno-calcaires et marneux.
- La nappe de Djebel Sattor et les unités Eocènes à Nummulites et à Huîtres : la nappe de Djebel Sattor est développée depuis le bord Ouest jusqu'à la dépression située entre le Djebel Zdim et le Djebel Hsane. Elle comprend

essentiellement des séries marneuses à intercalations lumachelliques du Sénonien supérieur au Lutétien et de grès calcaireux roux du Miocène qui repose avec une forte discordance angulaire sur les formations sous-jacentes.

- La nappe péni-tellienne : La nappe péni-tellienne apparaît au Djebel Hellel, au Djebel de Halfa, aux Djebel Boucherf et Ouakissène, dans le massif d'Ahmed Rachedi et au Djebel Grouz. Elle comprend des séries marnopélitiques, calcaire, marneuses et micritiques du Crétacé.

c. Les Nappes issues de l'Avant-pays Tellien

- La nappe néritique constantinoise : est visible en fenêtre sous la nappe de Djemila à Koudiat Touachra, à Djebel Grouz et qui chevauche clairement.
- L'ensemble allochtone Sud-sétifien : cet ensemble comprend les séries des Djebels Guergour, Anini, Zdimm, Youssef, Braou, Tnoutit, Sékrine, Tafourer, Agmérrouel, Zana, Azraouat, Hammam, d'Ain el Ahdjar, de la Koudiat Tella et série supérieure du Djebel Kalaoun. Il comprend des séries argilo-marneuses, dolomitiques, calcaro-dolomitiques, de calcaires massifs et marneuses dont l'âge va du Lias à l'Eocène. Ces séries sont surmontées en discordance par du Miocène marin conglomératique à la base puis calcaires gréseux et marneux au sommet.

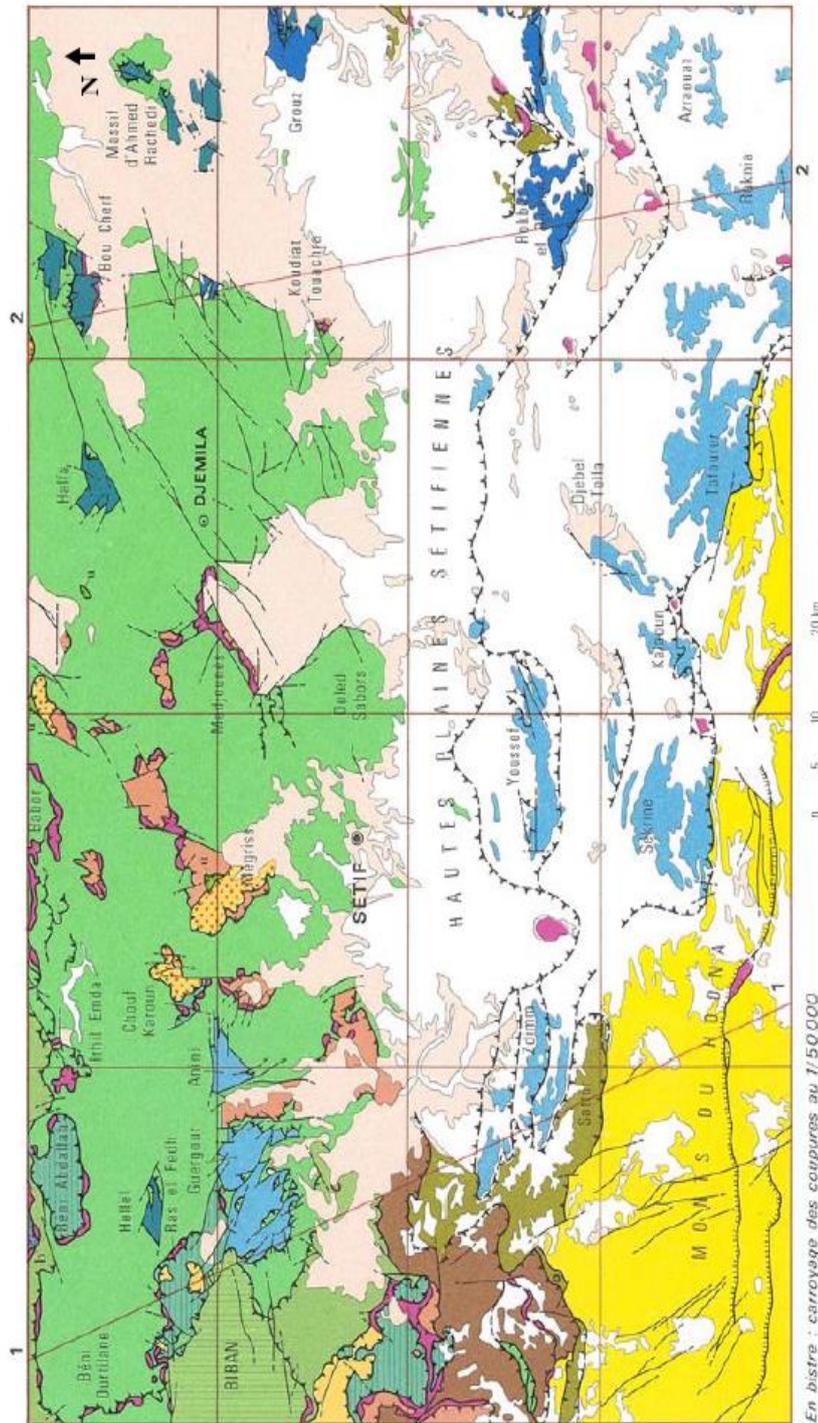


Figure II.8- Carte géologique et structurale de la Wilaya de Sétif (d'après Carte géologique au 1/200.000, Sétif)

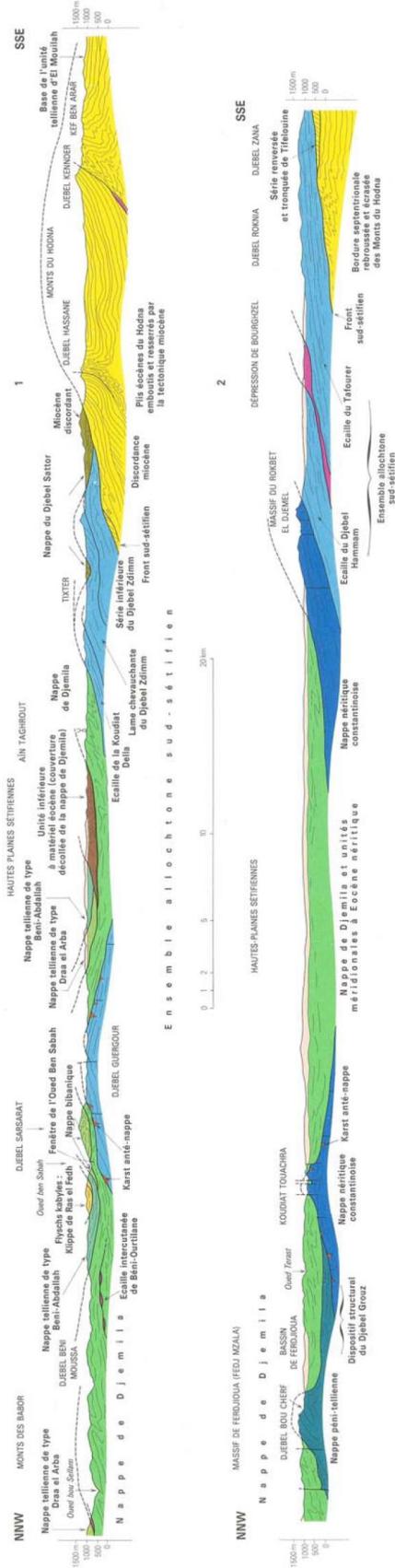
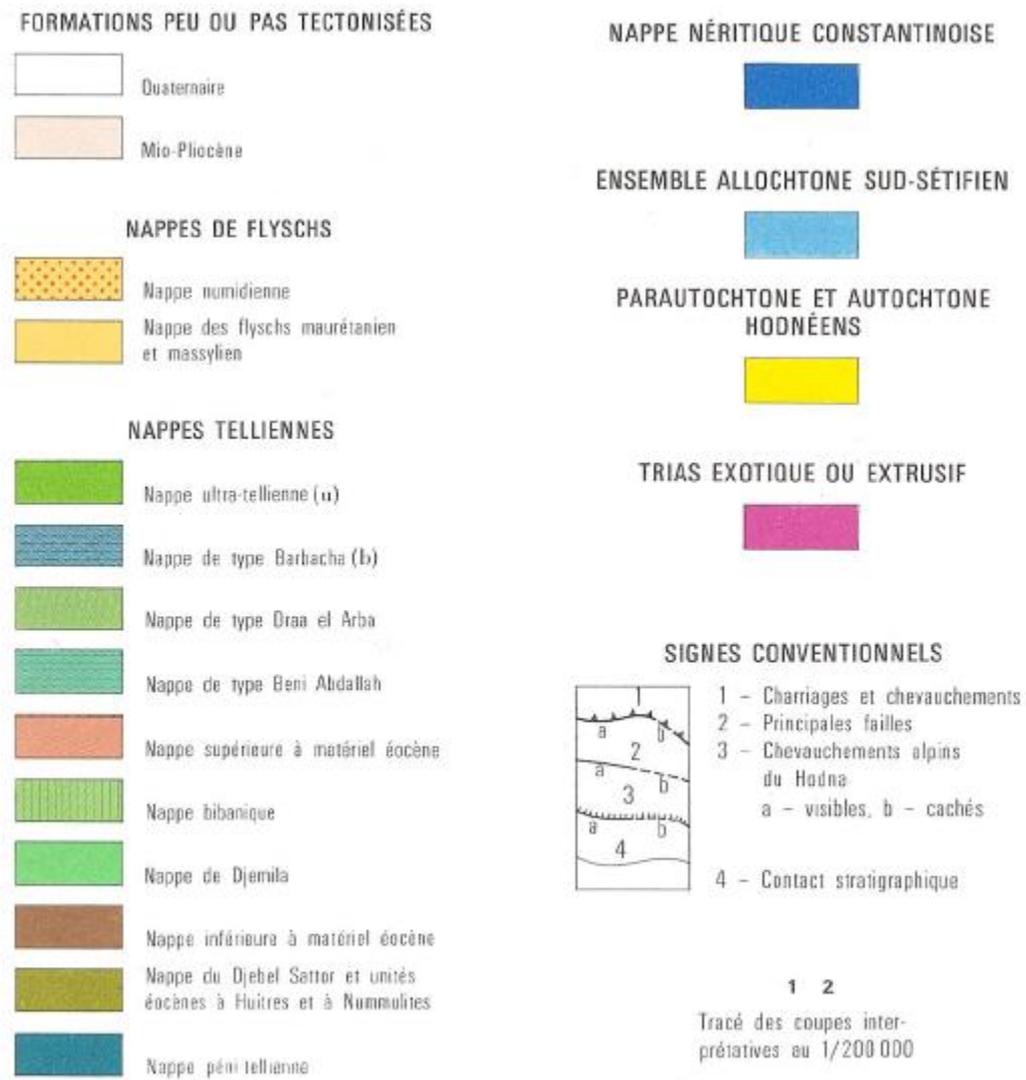


Figure II.9. Coupes interprétatives au 1/200.000. Les couleurs des coupes sont identiques à celles de la figure (D) après la carte géologique de Sétif au 1/200.000)



Legende de figure II.8; II.9

d. Le Parautochtone et l'Autochtone Hodnéens

Les formations parautochtones sont représentées par la série renversée et tronquée basalement du col de Tiflouine et par les terrains du compartiment Nord des failles inverses d'El Bahira- Hadjar Labiod-Ain Azel-Ddjebel Gouzi au Sud de la région. Il comprend des séries marneuses, calcaro-dolomitiques et gréseuses qui vont du Lias au Lutétien supérieur. Ces séries sont surmontées en discordance par du Miocène marin qui débute par des poudingues rouges et des grès, suivies de calcaires gréseux puis d'une puissante série marneuse.

II-4.2.3. Trias Exotique ou Extrusif

En dehors des secteurs autochtones méridionaux où le Trias occupe une position anticlinale clairement extrusive, les masses broyées argilo-gypseuses du Trias jalonnent les contacts anormaux tangentiels. Il englobe des débris de taille variée, généralement broyés représentant le Trias moyen ou l'infra-Lias. Les pointements « ophitiques » ne sont pas rares mais n'ont pas de répartition significative.

II.4.3. Les phases tectoniques majeures dans la région d'étude

Deux phases tectoniques majeures caractérisent la région de Sétif (Villa J.M 1980):

- (i) la première est fini-éocène, c'est la phase atlasique ;
- (ii) la seconde est la phase « alpine » proprement dite. Un troisième événement s'intercale entre ceux-ci, c'est une phase d'âge Miocène basal.

a. La phase atlasique : marquée par l'arrêt des séries à la fin de l'Eocène. L'Oligocène qui y fait suite ne reflète plus du tout l'appartenance à une quelconque unité. Cette phase est mieux définie à l'Est de la région d'étude où existe des formations à blocs syntectoniques associées aux formations telliennes et datées du Priabonien qui traduisent des rapprochements considérables indiquant une tectonique tangentielle.

b. La phase du Miocène basal : marquée par un décalage dans la sédimentation, lequel n'est rompu que par la transgression du Burdigalien supérieur. Dans certains secteurs, ce Burdigalien fossilise des structures plissées à flancs verticaux évoquant des plis coffrés au Sud du Djebel Sékrine.

c. La phase alpine : est responsable des grands chevauchements méridionaux où le Miocène est largement impliqué. Dans le domaine tellien, cette phase est responsable des nombreux contacts qui semblent se recouper ou se relayer sans laminage apparent. C'est la phase alpine qui est responsable des torsions d'axes, décrochements et compressions supplémentaires de l'autochtone hodnéen. Les nappes telliennes présentent des phénomènes analogues de torsion de plis. La tectonisation simultanée des nappes telliennes et de leur substratum parautochtone ou autochtone prouve que leur mise en place ne peut être attribuée à un phénomène purement gravitatif.

- d. Une vigoureuse néotectonique :** est responsable de l'orographie actuelle. Elle a déterminée le comblement des bassins Mio-Pliocènes, alimentés par des reliefs environnants. C'est à cette époque que l'on doit situer la formation des grands anticlinaux du Nord de Sétif : les « dômes sétifiens ». Elle s'est poursuivie par la déformation des assises villafranchiennes, peut-être faillées au Nord de Djebel Youssef et nettement bombées en anticlinal par la montée récente des gypses triasiques de Guellal entre les Djebel Zdimm et Youssef.

II.5-Conclusion :

L'Algérie du Nord fait parti de la chaîne alpine qui est une chaîne jeune au cours de formation ce qui a pour conséquence une activité sismique intense suite aux raccourcissements Nord-Sud. La géologie de Sétif est forte complexe où toutes les unités structurales sont présentes à l'exception du socle et la dorsale kabyle. Au Nord la complexité morphostructurale ajoutée à la nature lithologique des terrains à tendance perméable et plastique reposant sur un substratum imperméable, favorise beaucoup plus les instabilités de ces terrains, en revanche au centre et au sud domaine des hautes plaines où se sont installés des sols argileux-graveleux et croutes calcaires quaternaire et des argiles rouges et conglomérats d'âge miocène.

Chapitre III :
Morphologie, hydrographie et
paramètres physiques

III.1. Introduction :

La morphologie de l'Algérie (Fig. III.1) comprend quatre grands domaines ; du Nord au Sud:

- L'Atlas tellien (ou le Tell), constitué de reliefs escarpés et de plaines littorales dont les plus riches d'Algérie sont la Mitidja au Centre, le Chelif à l'Ouest et le Seybouse à l'Est;
- Les Hauts Plateaux ou les hautes plaines ;
- L'Atlas saharien, forme une longue suite de reliefs orientés NE-SO s'étendant de la frontière marocaine à celle de la Tunisie;
- Le Sahara, un désert formé de grandes étendues de dunes (Erg Oriental et Erg Occidental), de plaines caillouteuses (regs) et parsemé d'oasis, qui sont autant de centres urbains comme El Oued, Ghardaïa et Djanet. Le massif des Eglab à l'Ouest et le massif du Hoggar à l'Est forment, pratiquement, la limite méridionale du Sahara algérien.

Cette disposition est la conséquence de la géologie régionale qui est formée comme on l'a vu, par deux unités tectoniques majeures séparées par la faille sud-atlasique

- Le Nord de l'Algérie portant l'empreinte de la tectonique alpine;
- La plate-forme saharienne, relativement stable, où la tectonique est moins prononcée.

Le Nord de l'Algérie est délimité :

- Au Sud, l'Atlas saharien, une chaîne de montagnes d'origine alpine;
- Au Centre, des plateformes comme la Méséta oranaise à l'Ouest et le môle d'Ain Regada à l'Est;
- Dans la partie septentrionale, l'Atlas tellien est une zone complexe constituée de nappes mises en place au Miocène inférieur. Des bassins néogènes tardifs comme le Chélif et le Hodna se sont installés sur ces nappes.

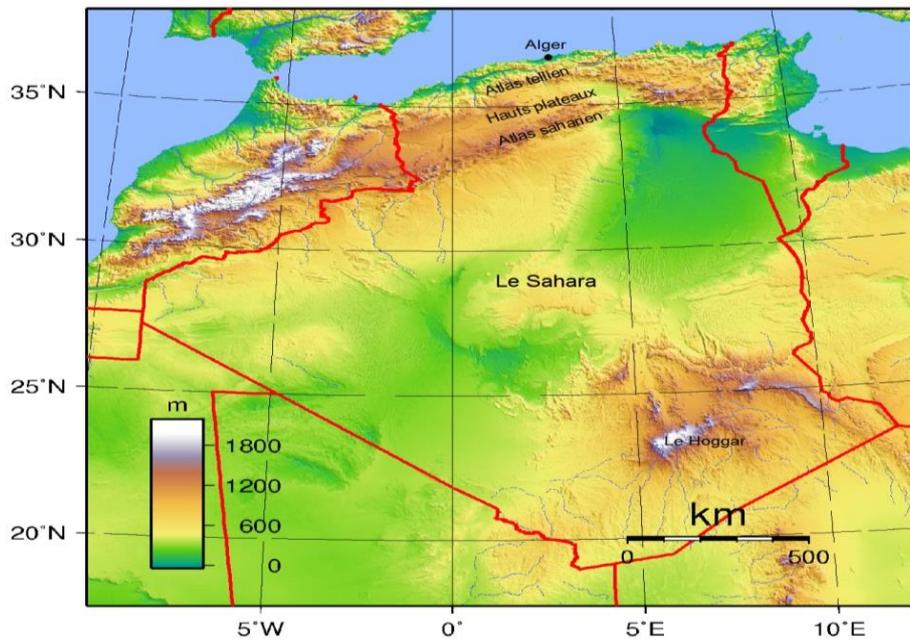


Figure III.1 : morphologie de l'Algérie

III.2. Géomorphologie de la région de Sétif :

Le milieu physique de la wilaya de Sétif a pour principale caractéristique l'ordonnement du relief en éléments longitudinaux quasiment parallèles. La chaîne du tell au Nord et une lisière au Sud renfermant des cuvettes où dorment les chotts. Entre ces deux barrières s'installent d'immenses hautes plaines fermées à l'Ouest et s'élargissent à l'Est, appelées communément les hautes plaines Sétifiennes (**Mebarki**).

L'organisation orographique de l'Algérie orientale est, plus qu'ailleurs, affectée d'un fort gradient latitudinal qui concerne aussi bien les altitudes topographiques que les étages bioclimatiques (M.Côte, 1996a).

Le climat fort contrasté y imprime sa plus grande marque. Latitude et continentalité donnent lieu à une disposition en bandes zonales Est-Ouest de la pluviométrie et de l'évapotranspiration. Ainsi la région septentrionale est la plus arrosée (plus de 1 m sur les bords), par contre une sécheresse nettement marquée à l'intérieur.

La nature et la répartition du couvert végétal sont, de manière générale, commandées par ce compartimentage physico-climatique.

La figure III.2 (MNT de global mapper) illustre l'organisation de relief de la région de Sétif on ainsi on a :

III.2.1. Le bourrelet montagneux tellien :

Cette chaîne dédoublée (Tell interne et Tell externe) de côtes de Bejaia jusqu'à les monts des Babors, doit son caractère montagnard moins à l'altitude qu'aux vallées et au climat. Une série de petits cours d'eau parallèles et courts, descendent du flanc Nord des djebels bien arrosés et se précipitent en pentes raides vers la Méditerranée.

Les Babors, prolongement du Djurjura, commence à la vallée de la Soummam à l'Ouest, au Sud une dépression assez marquée, correspond à un synclinal Sénonien, sépare les Babors de la chaîne Crétacée des Bibans. Cette dépression, parcourue par Oued Bousselem dans son cours inférieur, passe au Sud des Beni-Ourtilane, au Nord d'Aïn-Roua et vers Amoucha, longeant le flanc Nord du Djebel Megriss. A l'Est, la limite conventionnelle peut être indiquée par une ligne menée du cap Cavallo à l'Oued-Deheb.

On rencontre ici :

- Une première ligne indiquée par les époinçements des Beni-Ourtilane et des Beni-Khiar, de l'Ouled Embarek et par le dôme du grand Babor (2004 m), qui continuent les rochers de Sidi-Mimoun.
- Puit Gueldanian, le Djebel Trouna, la chaîne de Kerrafa, le Takoucht (1896 m) et l'Adrar Amellal, enfin le Tababor (1963 m).

Des cours d'eau telliens plus importants, avant d'atteindre la mer, entaillent vigoureusement le relief, à l'image de l'oued Agrioun qui emprunte les fameuses gorges de Kherrata dans la chaîne des Babor. Le plus grand cours d'eau, l'oued Bousselem, descendant des Hautes Plaines et traversant le bourrelet en taillant d'étroites gorges du Guergour.

III.2.2. Les Hautes Plaines :

Ce sont de vastes étendues planes, compartimentées en une série de bassins individualisés, plus ou moins délimités par des horsts calcaires. Elles sont topographiquement perchées par rapport aux plaines littorales ou sahariennes, mais toujours dominées par les chaînes Nord et Sud.

Les zones de faiblesse du centre sont jalonnées par un chapelet de chotts et sebkhas, où viennent se jeter les oueds dévalant du piémont Nord de l'Atlas Saharien. Dans cette « gouttière des Hautes Plaines » la marque de l'endoréisme est nette tant s'y conjuguent la topographie de cuvette et la semi-aridité du climat (M.Côte, 1996a).

III.2.3. L'Atlas saharien :

C'est un ensemble de massifs volumineux mais relativement ouverts. Les reliefs dissymétriques de l'Aurès se caractérisent par des alignements Sud-Ouest - Nord-Est où gros anticlinaux et larges synclinaux perchés se succèdent. C'est là où s'élève le plus haut massif de l'Est algérien, Djebel Chélia (2 326 m).

Au sud de Sétif, ce sont les Monts du Hodna, qui jouxtent l'Aurès à l'Ouest, ferment en diagonale les Hautes plaines et font la jonction entre l'Atlas saharien et la chaîne tellienne. On y rencontre djebel Boutaleb, kef hammam, dj. Fourhal, Sekrine, Agmerouel formant le versant Nord de Chott Hodna.

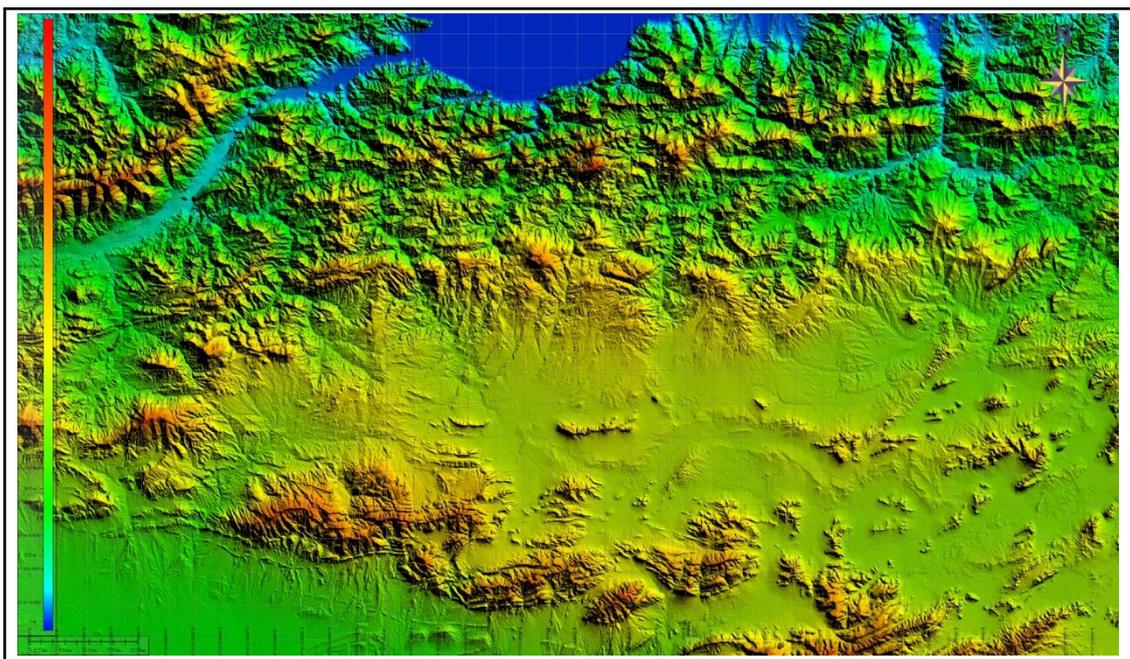


Figure III.2 : Morphologie de l'Est algérien (MNT Global mapper)

III.3. Carte des pentes

La carte des pentes est un document essentiel dans l'étude de la cartographie géotechnique car elle fournit une image de la distribution des surfaces en classes de pente. On a tenté d'élaborer une carte de pente relative à une partie de l'Est algérien.

Fig.III.5. Ceci a été possible à l'aide du logiciel Arcgis en traitant l'image SRTM en résolution de 30 mètres gratuitement téléchargeable depuis le site USGS/NASA.

La carte de base est une carte hypsométrique (FigIII.4) comprise entre les coordonnées géographiques suivantes : De 4° à 6°30' EST

De 35° 45' à 37° Nord

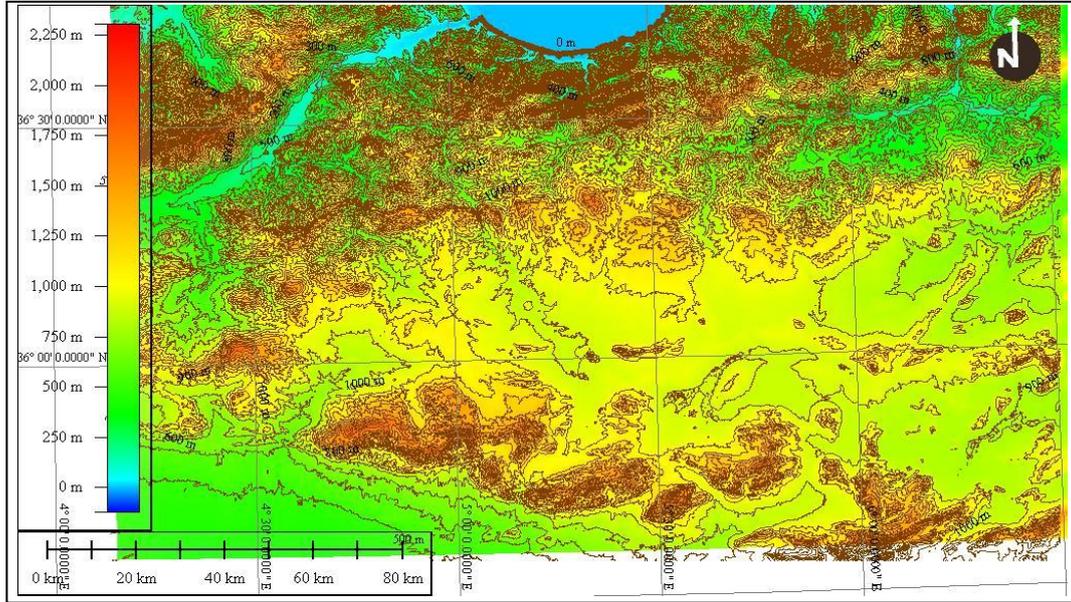


Figure III.3. Carte hypsométrique de l'EST Algérien

La région est divisée en cinq classes de pentes où on note que les fortes pentes (>25°) correspond au relief se trouvant au Nord des djebels Babor, massif de Kharata et plus au Sud dans le massif de Dj. Boutalab. Alors que la majorité du terrain est relativement plate, occupant le centre de terrain.

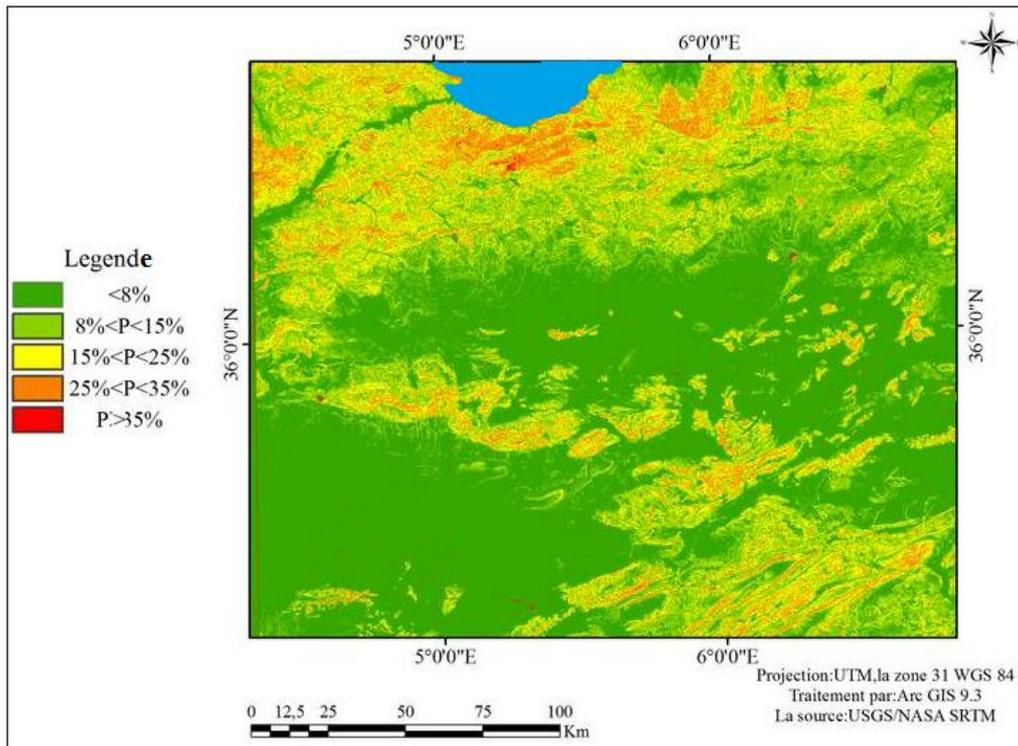


Figure III.4 Carte des pentes.

III.4. Les Bassins Hydrographiques de la wilaya de SETIF

La morphologie distincte de la région permet aux eaux superficielles d'être réparties selon quatre grands bassins hydrographiques. Fig. III.5, Fig. III.8.

- Le Bassin versant de côtiers constantinois,
- Le Bassin versant de kebir Rhumel,
- Le Bassin versant de hauts plateaux constantinois,
- Le Bassin versant de Soummam,
- Le Bassin versant de chott hodna

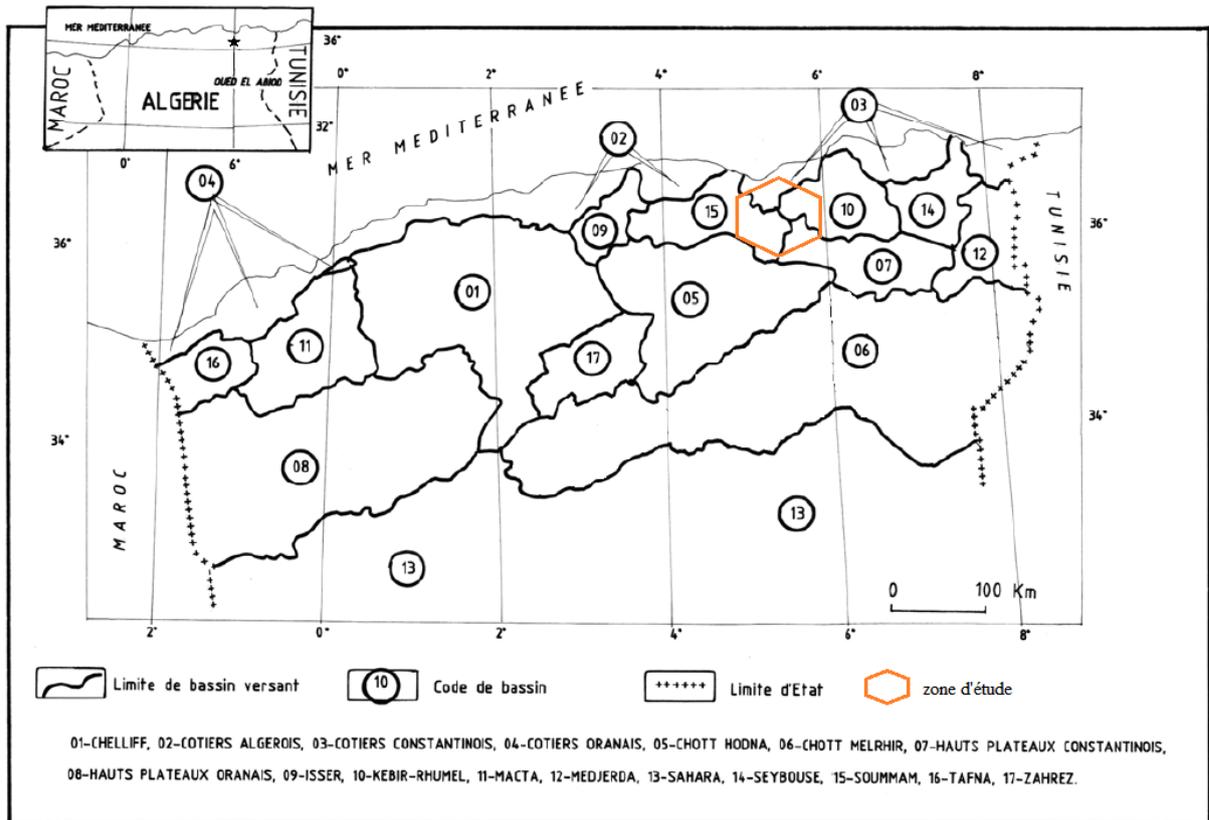


Figure III.5 : les grands bassins versants de l'Algérie (annuaire hydrogéologique de l'Algérie 1985-1986)

III.4.1. Les Côtiers constantinois Ouest (N°03) :

Les oueds coulent vers la Méditerranée, dans le sens général Sud-Nord, Plus à l'Ouest, l'oued Agrioun prend naissance dans le massif des Babor et le versant septentrional du Djebel Meghris. Il traverse vigoureusement les gorges de Kherrata et draine, plus en aval, la vallée alluviale de Souk El Tnine avant de rejoindre la mer Méditerranée.

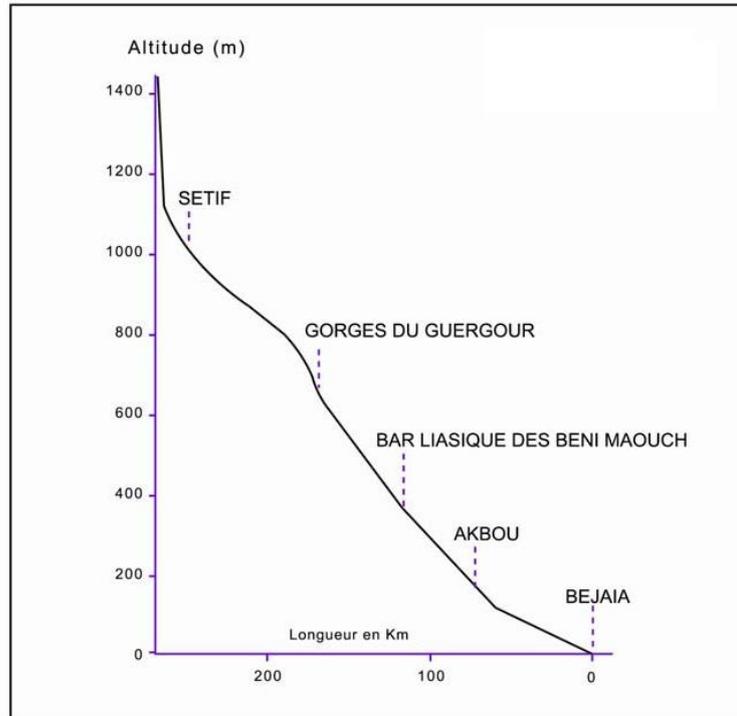
III.4.2. Le Bassin de Bousellam (Soummam) (N°15)

L'Oued Bousselem à l'Est, constitue avec l'oued Sahel à l'Ouest, l'un des deux principaux affluents de la Soummam ; il draine 54,9 % de la superficie totale du bassin à la mer.

L'oued Bousselem qui prend sa source au djebel Meghris, au Nord de Sétif, coule d'abord du Nord vers le Sud puis il vire brusquement vers le Nord-Ouest. Il s'échappe des Hautes Plaines par les gorges creusées dans les calcaires du Guergour, dans la région de

Bougaa. Plus au Nord, il décrit une grande courbure et joint à lui un important affluent, Oued Mahadjar, venant du Sud. Enfin, sa confluence dans la direction Ouest, avec son principal collecteur, Oued Soummam, s'effectue dans la région d'Akbou. Fig.III.6).

Le cours supérieur de l'oued Bousselem est régularisé par le barrage d'Ain Zada ; sur le cours inférieur, le barrage de Tichy Haf est en cours de réalisation.



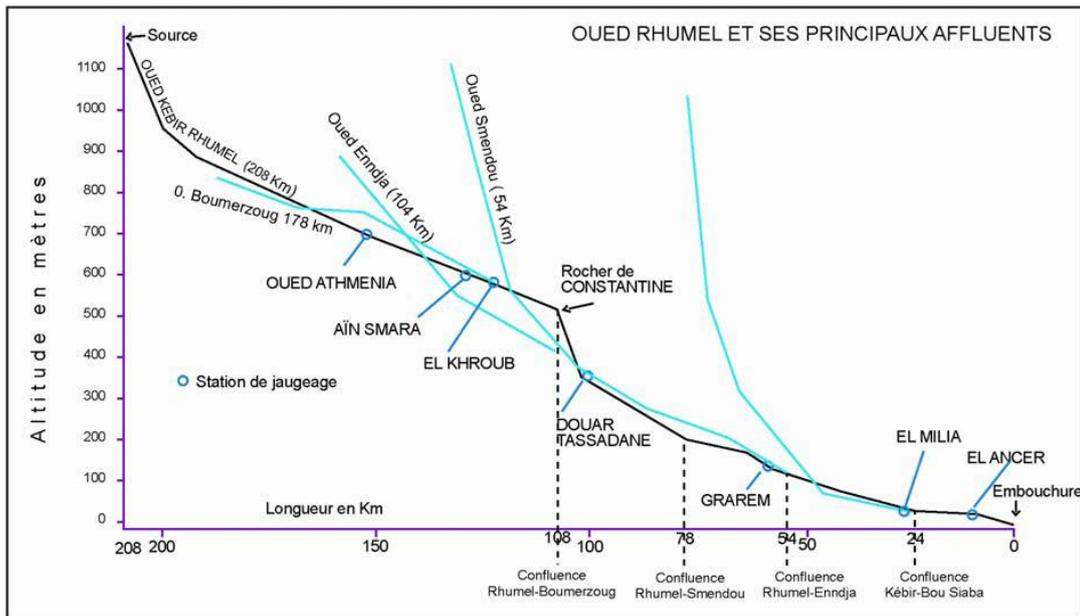
**Figure III.6 : Profil en long de l'oued Bousselem-Soummam
(d'après Gautier E-F., 1910)**

III.4.3. Le Bassin du Kébir-Rhumel (N°10)

L'oued Rhumel prend sa source vers 1160 m dans les marges méridionales du Tell, au Nord-Ouest de Belaa (Est de Sétif). Il draine, suivant une orientation Sud-Ouest, Nord-Est, les sous-bassins semi-arides des Hautes Plaines (Tadjenanet, Chelghoum Laid) puis franchit le Rocher de Constantine. Fig. III.7. Depuis, il s'écoule en direction Nord-Ouest et plus au Nord, aux environs de Sidi Merouane, il conflue avec l'oued Enndja qui draine la partie occidentale du bassin.

L'oued Kébir résultant de la jonction des deux cours d'eau (Rhumel et Enndja), franchit la chaîne numidique, puis, il traverse les massifs très arrosés de la Petite Kabylie d'El Milia, avant de s'écouler dans une large vallée vers la mer.

Le haut Rhumel à Oued Athménia est régularisé par le barrage de Hammam Grouz, l’oued Kébir par barrage de Beni Haroun.



**Figure III.7. : Profil en long de l’Oued Kébir-Rhumel
(d’après Mebarki A., 1982 et 1984)**

III.4.4. Le Bassin des Hauts Plateaux (N°07)

La dénomination des sous-bassins, utilisée par l’Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), est suggestive de l’endoréisme caractérisant ces hydrosystèmes : Garaet El Tarf, Sebket Ezzemoul, Chott Beida. Tableau III.1. Le bassin des Hauts Plateaux est subdivisé en 7 sous-bassins couvrant une superficie totale de 9 578 km². C’est un milieu, en réalité, de « Hautes Plaines », décrites plus haut comme de vastes étendues planes, hautes de 800-1000 m d’altitude, dont le bord septentrional correspond au flanc Sud de l’Atlas tellien et le bord méridional, au flanc Nord de l’Atlas saharien. Les piémonts des massifs calcaires entourant les plaines plio-quaternaires, se prolongent par de longs glacis. Les écarts thermiques sont considérables et le sirocco y trouve son aire de fréquence maximum.

On dénombre une dizaine de lacs salés ; Garaet El Tarf en EST la plus grande dépression lacustre, d’origine à la fois tectonique et climatique (Côte M. ; Benkartoussa A., 1974; Benazzouz M-T., 1986).

Tableau III.1 : les grands bassins versant couvrant la wilaya de Sétif

Bassin versant	Code	sous bassin	Surface totale du BV (km ²)
Côtiers constantinois Ouest 03	03 02	Oued AGRIOUN	936
KEBIR- RHUMEL B.V. 10	10 01	Oued DEHAMECHA	1061
	10 02	Oued KEBIR- ENDJA	1098
	10 03	Oued RHUMEL AMONT	1220
Soummam B.V. 15	15 06	Oued BOU SELLAM AMONT	1785
	15 07	Oued BOU SELLAM MOYEN	1234
	15 08	Oued EL MAIN	930
	15 09	Oued BOU SELLAM AVAL	1061
Hauts plateaux constantinois B.V. 07	07 01	CHOTT BEIDA (El eulma)	1596

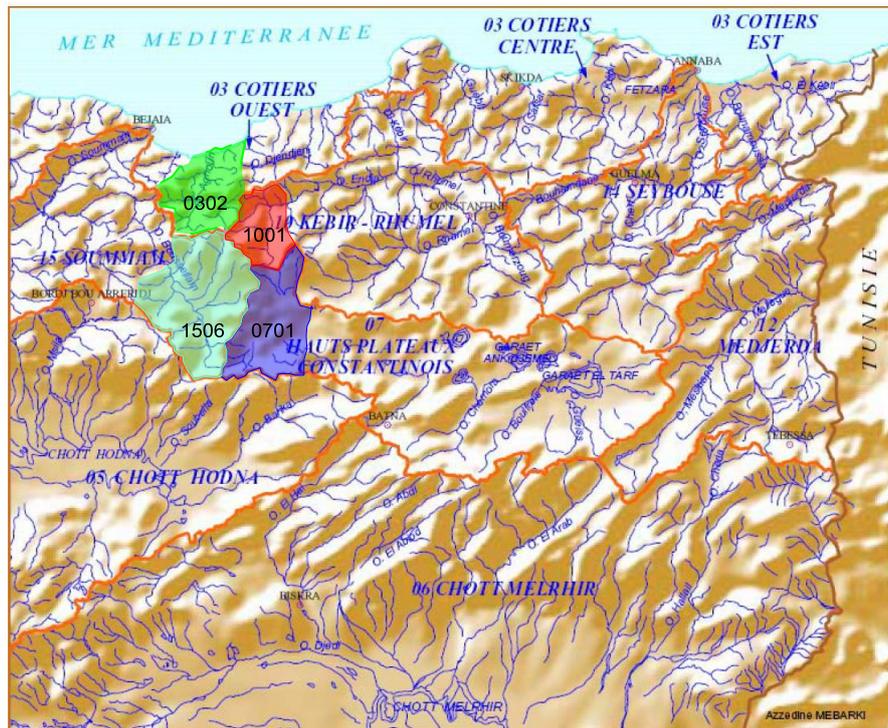


Figure III.8 : les sous Bassins versant de la wilaya de Sétif

III.4. Paramètres Morphométriques :

III.4.1- Le Sous Bassin versant d'El Eulma (07 01):

III.4.1.1- Situation

Le sous bassin d'El Eulma appartient aux hauts plateaux Constantinois. Fig.III-9 et fig.III10. Il couvre une surface de 1598 km², et il est composé de six sous bassins.

- Le sous bassin de Bazer (357 Km²)
- Le sous bassin d'El Guinguet (107 Km²)
- Le sous bassin d'El Madjene (23 Km²)
- Le sous bassin d'El Hamiet (399 Km²)
- Le sous bassin d'El Frain (126 Km²)
- Le sous bassin du Chott El Beida (585 Km²)

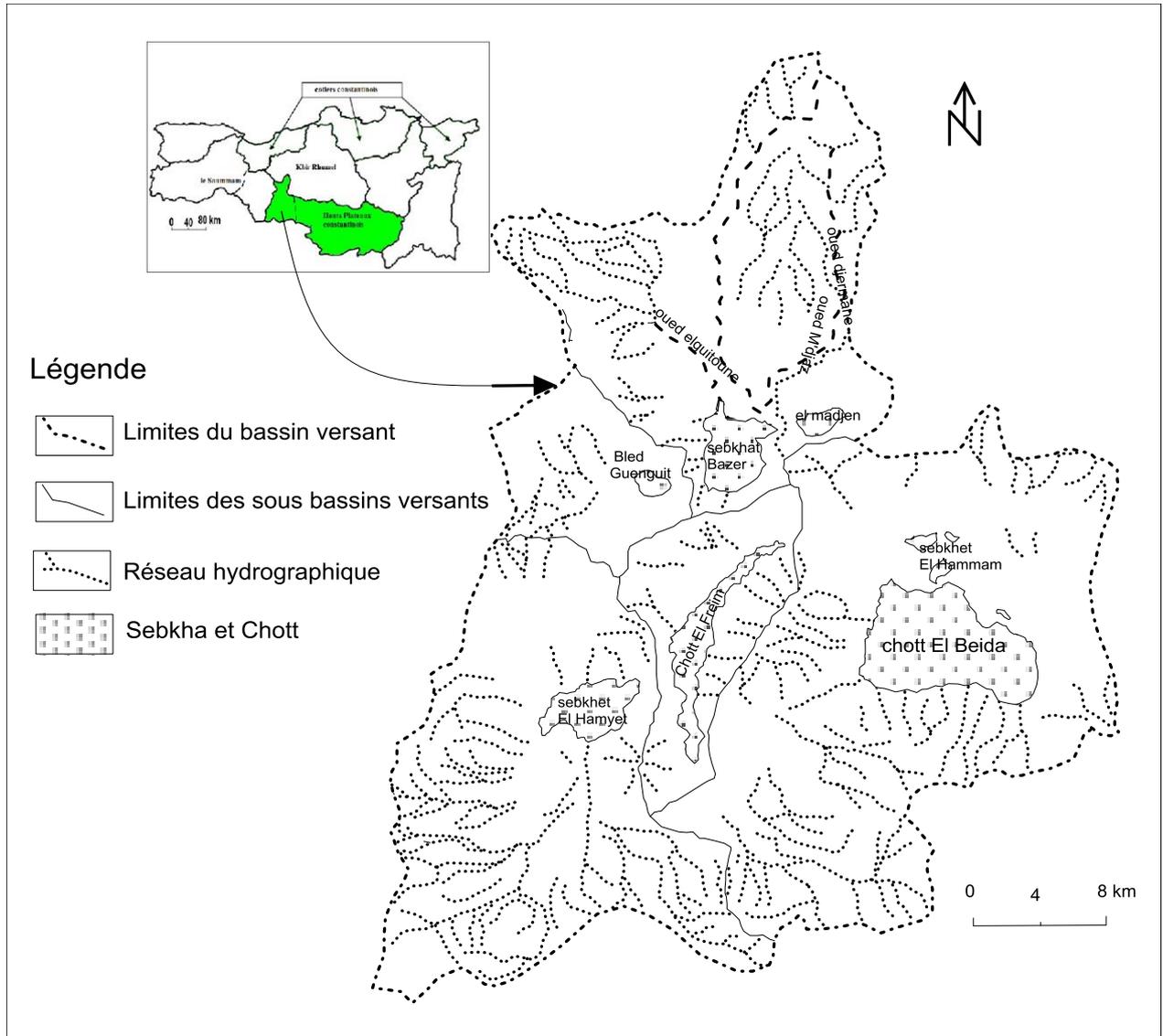


Figure III-9 : sous bassin versant d'El Eulma (Demdoum.A 2010)

III.4.1.2- Caractéristiques de forme

Ce sont les caractéristiques purement géométriques des bassins que l'on peut atteindre par la seule analyse des documents topographiques. La précision des calculs sera bien évidemment liée à celle des cartes topographiques utilisées. La forme des bassins est importante à étudier car elle conditionne directement le temps de réponse du bassin aux précipitations c'est-à-dire, la durée du ruissellement de surface et le temps de parcours à travers le réseau de drainage.

Dans cette étude des caractéristiques de forme, plusieurs modèles ont été proposés par Gravelius, Schumm, Caquot et bien d'autres. En ce qui nous concerne, nous nous limiterons ici à la méthode proposée par Gravelius.

**Tableau III-2 : Caractéristiques morphométriques des sous Bassins d'El Eulma
(Demdoum.A 2010)**

Sous B.V Paramètre	Sebkhet Bazer sakra	Sebkhet El Guinguet	Chott El Frein	Sebkhet El Hamiet	Chott El Beida
Hmax (m)	1298	1351	1136	1560	1748
Hmin (m)	907	899	897	897	871
D(m) H5% -H95%	272	170	101	320	385
S (km²)	357,13	107	126,3	400,2	584,76
P (km)	84	52	42	112	92
L (km)	29,88	11,81	19,36	41,66	33,92
l (km)	18,89	10,34	11,24	24,18	20,00
Ig	9,20	14,39	5,16	9,60	9,49
Kc	1,24	1,29	1,13	1,29	1,28
Forme	losange assez compact	losange	ramassée légèrement étiré	losange	Losange

Les valeurs de l'indice de compacité « Kc » (Tableau III-2) sont très rapprochées, ce qui traduit l'homogénéité des différents sous-bassins. Favorisant ainsi, d'un point de vue géomorphologique, l'érosion régressive.

III.4.1.2.1- Relief et Pente

Il est connu que le relief à une forte influence sur l'hydrogramme de crue. Une pente plus forte provoque un écoulement plus rapide donc un temps de concentration plus court et une montée plus raide de la partie de l'hydrogramme correspondant à la crue.

La zone d'étude se présente comme une immense surface plane, parsemée de quelques Djebels ou reliefs vigoureux dont les plus importants sont Djebels Fourhal (1748 m), Drâa Akhennchoub (1578 m), Djebel Mahdjouba (1492 m) et Djebel Tafourer (1449 m). Au Sud de chott El beida. Djebels Tafeliount (1616 m), Tazila (1560 m) et Menés (1444 m) forment la limite Sud du sous bassin El hamiet alors qu'à L'Est, le sommet le plus élevé est celui de Djebel Sekrine et Kef El Ahmer avec respectivement 1453 m et 1351 m d'altitude. Au Nord de la zone d'étude, djebel Bou djemline (1259 m) et Dj. de Tachouda vers 1336 m. Au centre, les Djebel Braou à Ouest de Bazer et Djebel Tnoutit à l'Est dépassent 1150 m d'altitude.

Les secteurs d'altitude supérieure à 1400 m ne représentent que 1% de la superficie totale; ils correspondent aux sommets déjà cités précédemment. Les zones d'altitude comprises entre 1400 et 1200 m sont très peu étendues, soit environ 4,5% de la surface total du bassin versant.

Les secteurs d'altitudes comprises entre 1200 et 900 m couvrent presque la totalité du bassin versant avec 1278 km², soit environ 80% de la superficie totale.

Enfin les zones d'altitudes inférieures à 900 m, représentant plus de 235 km² de la superficie totale. Les quatre dépressions (chott El Beida. chott Frain. Sebkhath El Hamiet et Sebkhath Bazer) couvrent à elles seules une superficie de 15 %.

Toutes les courbes tracées des sous bassins d'El Eulma sont caractéristiques d'un système, pénéplaine disposant de buttes résiduelles. Fig. III.10.

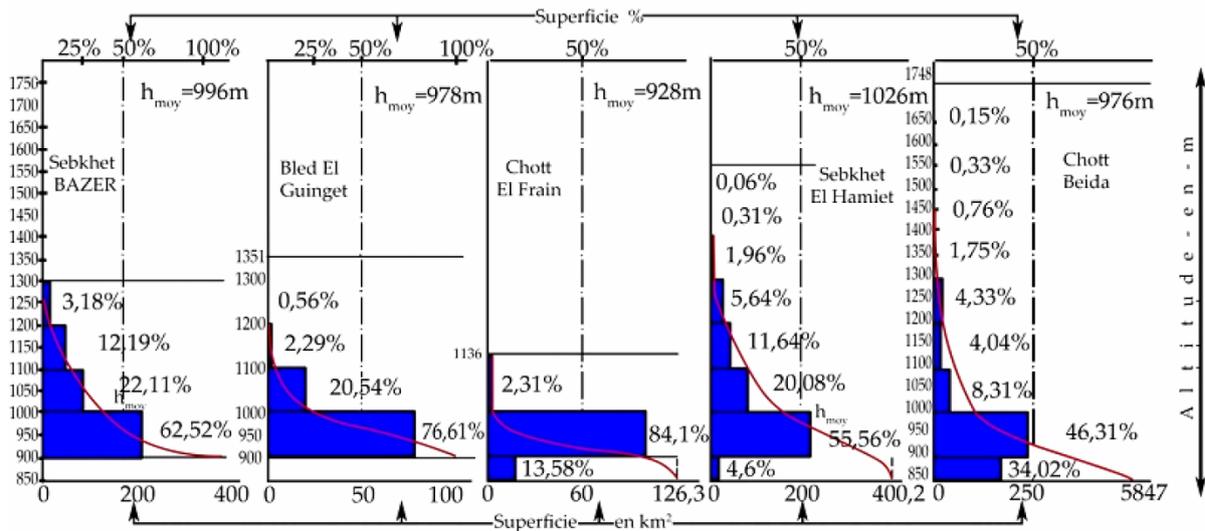


Figure. III.10 : Courbes hypsométriques et diagramme des fréquences des sous bassins versant d'El Eulma (Demdoum.A 2010)

III.4.1.2.2- Indice de Pente

Partant du rectangle équivalent, M. Roche a introduit la notion d'indice de pente (I_p) qui est la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments compris entre deux courbes de niveau d_i et d_{i-1} . Les résultats obtenus (Fig.III.10) montrent que dans l'ensemble les pentes sont faibles et dépassent rarement les 12%. Les plaines alluviales notamment et les glacis à croûtes, dans leur majorité présentent des pentes inférieures à 2% et ce n'est que dans les parties amont de ces dernières ou dans les secteurs tectonisés que se notent des dénivelées plus importantes.

III.4.1.2.3- Indice de pente globale

L'indice global (I_g), plus facile à estimer que l'indice de pente (I_p), est également défini par M. Roche(1963). Les résultats obtenus montrent des valeurs faibles de (I_g) (relief modéré) caractérisant les Hautes Plaines Sétifiennes, relativement plate et homogène (Tableau III-2).

III.4.1.2.4- Réseau hydrographique et densité de drainage

La densité de drainage est le rapport entre la longueur des cours d'eaux drainant le bassin et sa superficie. Dans l'ensemble, la densité de drainage temporaire est nettement plus élevée dans la région des hautes plaines où la majeure partie, des drains est à sec la

plupart du temps. Fig. III-11. En effet la faible densité de drainage permanente est étroitement liés à deux facteurs principaux : la lithologie de la région où sont installées des formations moi-plio-quaternaires plus ou moins perméables qui favorisent autant l'infiltration que le ruissèlement et insuffisance des précipitations, ainsi que l'évapotranspiration très élevée.

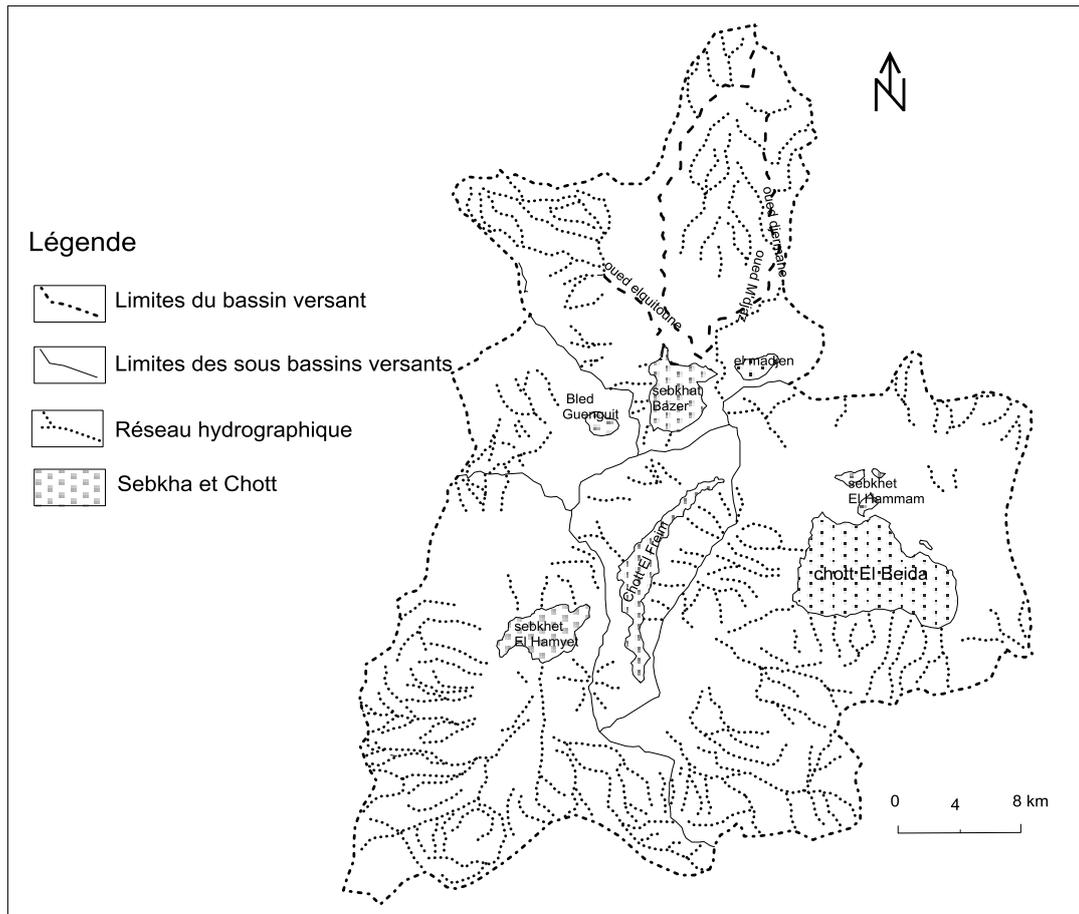


Figure III-11: Chevelu Hydrographique des sous Bassins Versants D'El Eulma

III.4.1.2.5- Géomorphologie

On peut schématiser les unités géographiques par deux types. Fig. III-12.

- Une série de glacis étages conduisant le versant montagneux à une gouttière. Le remblaiement Plio-quaternaire, a généralement moins de 100 mètres d'épaisseur, les formes dominantes sont assurées par le glacis anciens.

- Les piémonts sont beaucoup moins différenciés et les glacis très courts. Les remblaiements peuvent atteindre 300 à 500 mètres d'épaisseur. Les formes dominantes sont assurées par l'immense plaine d'accumulation sub-horizontale non encroûtée.

Les Hautes Plaines se présentent comme une mosaïque de petits éléments juxtaposés. Les composantes sont relativement simples : massifs calcaires, glacis encroûté, Merdja; sebkha.

III.4.1.2.5.1- Les Surfaces aplanies

L'aplanissement peut avoir deux causes.

- La rigidité de la structure (Meseta) et la proximité du socle ancien permettent de considérer qu'elle est constituée par la "dalle" calcaire (néritique). Cette dernière s'étant trouvée déplacée vers le Sud lors des grandes poussées septentrionales de la fin du Tertiaire. Cette dalle calcaire (néritique) portée en position haute, est réfractaire aux plissements de toute la région.
- La faible épaisseur des sédiments post-Crétacés explique que les grandes phases orogéniques du Tertiaire se sont traduites par une tectonique plus cassante que plissée, les massifs sont plus des horsts que des anticlinaux, et les bassins sont plus des grabens que des synclinaux.

Les Hautes Plaines ont évoluées donc comme une série de petits compartiments. L'érosion postérieure, limitée sur ces massifs durs, et les remblaiements limités, n'ont pas modifié cette topographie contrastée régulée par la tectonique.

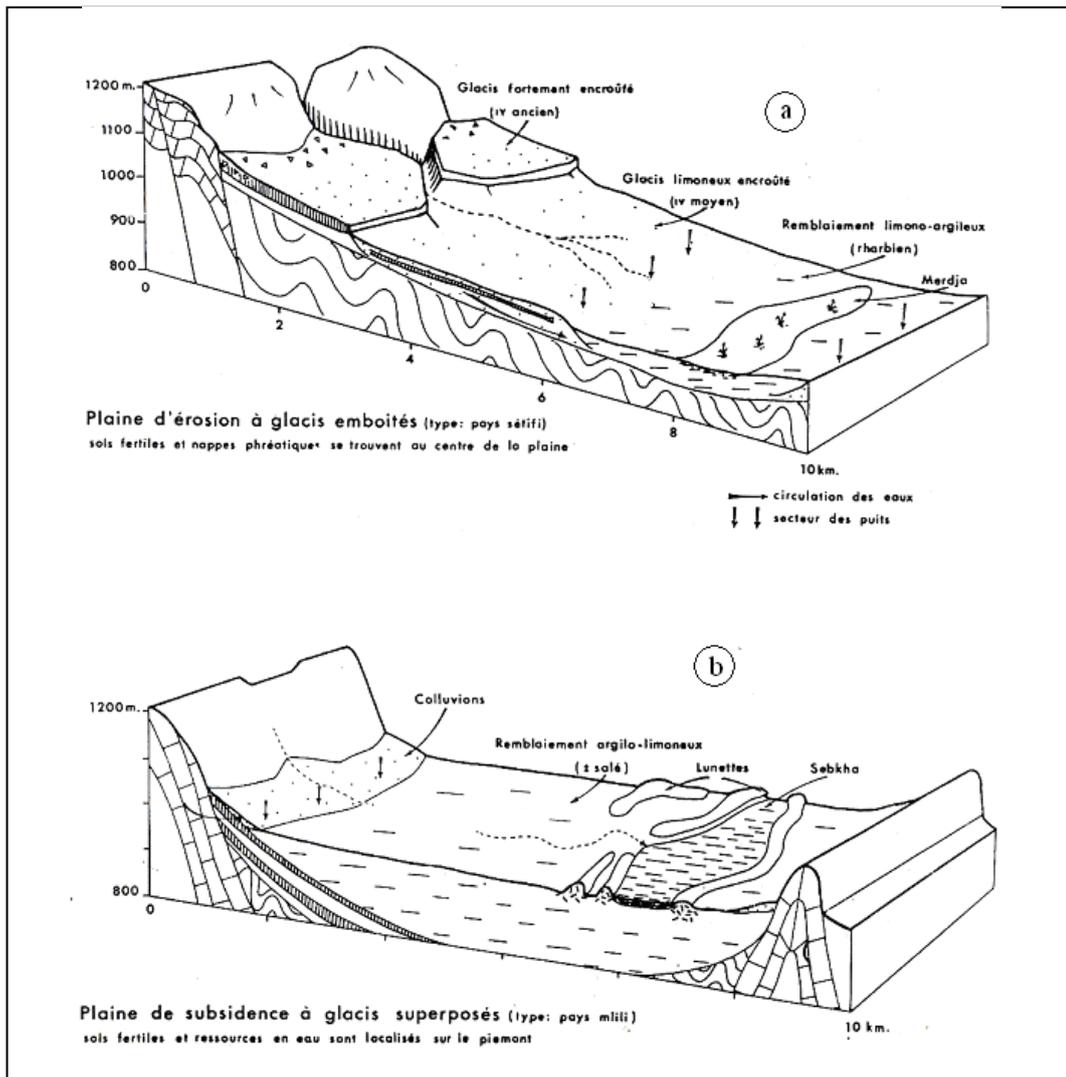


Figure III-12. a et b : Types d'organisation des milieux physiques dans les hautes plaines (D'après Cote 1981)

La conjonction des phénomènes topographiques et la semi aridité du climat ont donné naissance à un phénomène d'endoréisme qui se traduit par la présence de cuvettes fermées (sebkhas, Chotts) qui jalonnent d'Ouest en Est la région Sud de Sétif on dénombre sept principales dépressions fermées. Les dépressions s'expliquent essentiellement par la tectonique.

III.4.2- Le Bassin Versant AGRIOUN

III.4.2.1- Situation :

Le sous bassin d'Agrouin appartient aux côtiers constantinois Ouest N°03 (Fig.III.13). Il couvre une superficie de 936 Km² et il est limité par les coordonnées géographiques suivantes :

- Longitude : 5° 31' N - 5°6' N
- Latitude : 36°18' E - 36°41' E

Composé de deux parties :

- Agrioun Amont comprend :
 - Le sous bassin d'Oued el bared ;
 - Le sous bassin d'Oued M'barek ;
 - Le sous bassin d'Oued Atteba.
- Agrioun Aval comprend :
 - Le sous bassin de Bouzazen;
 - Le sous bassin de Bouismail;
 - Le sous bassin ighzer ouftis.

Nous intéressant à la partie Agrioun Sud où la quasi-totalité de territoire de la wilaya de Sétif est drainée par ces sous bassins.

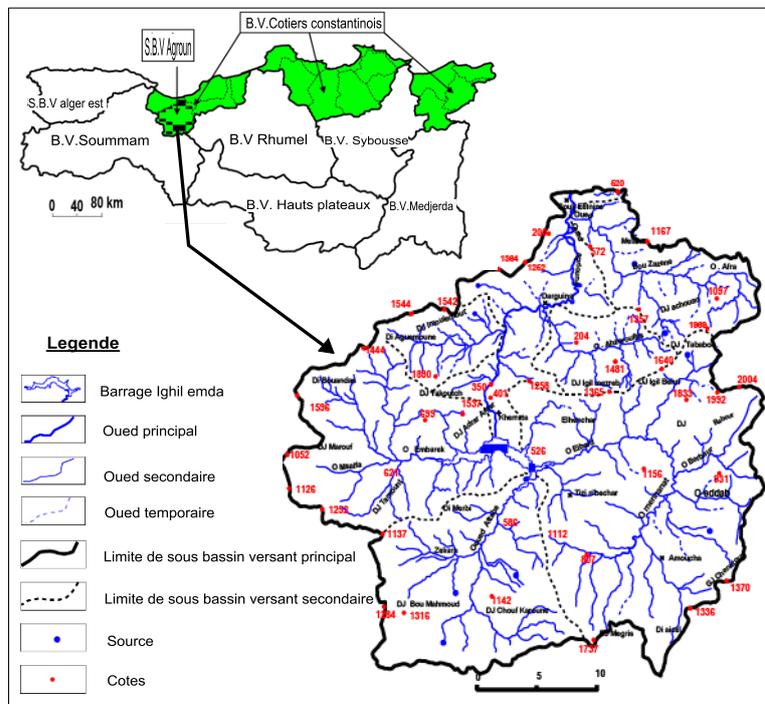


Figure III.13 : le sous Bassin d'Agrioun Amont (Abache.H. 2011)

III.4.2.2- Caractéristiques de forme :

Les valeurs des paramètres morphométriques sont représentées dans le tableau III.3 ainsi les coefficients de compacité des sous bassins en question traduisent un temps de concentration court et par conséquent un drainage rapide des eaux de surface.

**Tableau III.3 : caractéristiques morphométriques de sous Bassin d’Agrioun Amont
(Abache.H. 2011)**

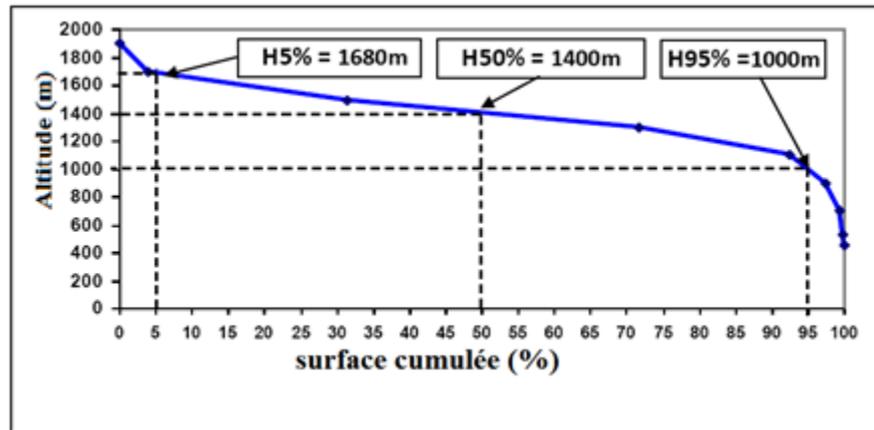
Sous B.V	Hmax (m)	Hmi n (m)	D(m) H5%- 5%	S (km ²)	P (m)	L (km)	l (km)	Kc	Forme
Oued el Bared				343	87.87	34,23	10,02	1,34	losange
Oued Atteba				152	54.6	19,83	7,67	1,25	ramassée
Oueb M'barek				157	48.7			1,10	ramassée

III.4.2.3- Relief et indice de Pente

A partir du tableau III.5, on peut dire que la dénivelée est de plus de 1500 m ce qui explique le caractère montagnard de la région. On rencontre les monts des Babors à l’EST qui culminent à 2004 m et à Ouest, on a les djebels de Athrar amelel (1770 m), Takouchit (1896 m) et dj. Bouandes vers 1600 m. Cette série se prolonge par une autre série au Sud mais moins accentuée, il s’agit de djbel Megress (1737 m), Chouf karoun (1124 m) et dj Assel (1296 m).

Ainsi la répartition des surfaces en fonction des altitudes se fait de la manière suivante (Fig. III.14) :

- De 400 à 800 m : ce sont les piémonts Nord et Sud (46%) partout entouré par les montagnes ce qui permet la formation de de cuvettes fermés.
- De 800 à 1200 m : représente essentiellement les plateaux au Sud (41%), c’est terre agricole.
- Plus de 1200 m : moins de 5% de la superficie totale de sous bassin, ce sont les montagnes qui entourent et occupent le milieu de sous bassin.



FigIII.14 : courbe hypsométrique du sous bassin versant d'oued Agrioun amont
(Abache.H. 2011)

III.4.2.4- Le réseau hydrographique :

La superficie de sous bassin de Oued Agrioun est de 936 km² caractérisée par une grande dénivèle qui passe de 0 m à 2000 m d'altitude sur moins de 10 km à vol d'oiseau du Nord vers le Sud. Le réseau hydrographie est dense et exoréique, les oueds qui coulent vers la mer sont en générale permanents dans la partie Nord du sous bassin, et temporaire dans la partie Sud. On trouve dans ce dernier les principaux oueds suivants:

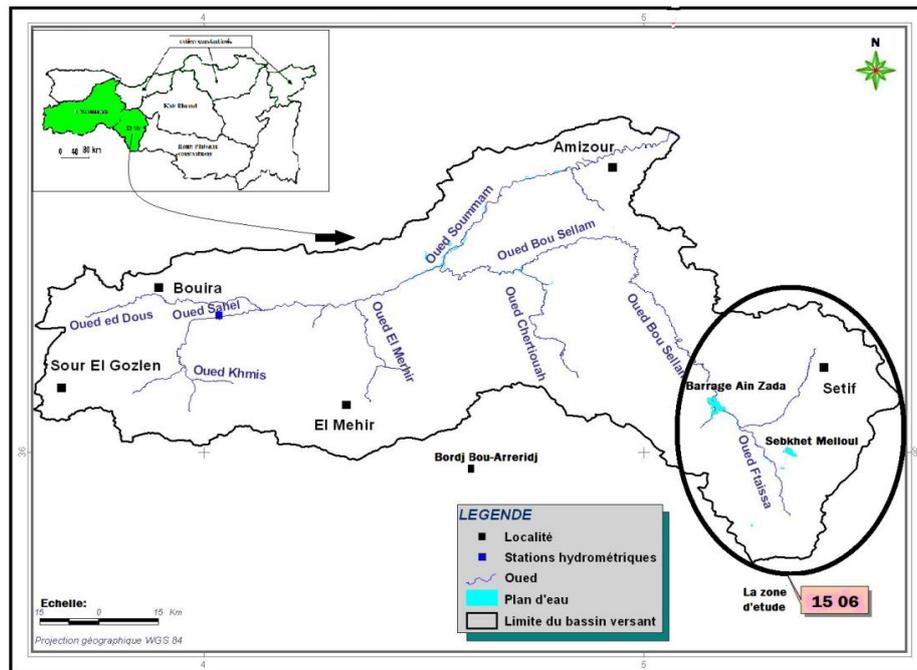
- Oued Bered : la plus grande cours d'eau ; oued mennanat qui décent de dj. Mgres (1737 m), oued Dhab qui coule de dj.chenator au Sud Est (1370 m) et oued berbour qui provient de dj. Babor (2004 m) à l'Est ; après sa conjonction avec ses deux premiers, il achemine ses eaux au barrage de Ighil emda à Kharata sur une longueur de 32,7 km.
- Oued Atteba : provient des djebels du Sud (dj.chouf karoun ,dj.mahmoud) et se dirige vers le barrage de Ighil emda sur une longueur de 22 km.
- Oued M'barek : provient de djbel Bouandes à plus de 1596 m et se dirige vers Ighil emda sur une longueur de 15,35 km.

III.4.3- Le Sous Bassin Bouselam Amont

III.4.3.1-Situation de Bassin Versant de la Soummam :

Avec une superficie de 9125 Km² le bassin versant de la Soummam(figureIII.15) est l'un de grand bassin Algérois-Hodna-Soummam (AHS), soit 19 % de la superficie totale de ce grand bassin, il s'étend sur l'Est de l'Algérois à 100 Km au Sud de la capitale Alger, sa position exacte est définie par l'espace se trouvant entre les méridiens 3°.38 et 5°.38 EST et

les parallèles 35°.45 et 36°.45 Nord, il est limité par les chaînes montagneuses du Djurdjura et ses contreforts qui s'étendent jusqu'à la mer au Nord, les contreforts du mont du Hodna au Sud, les chaînes des Babors et le plateau de Sétif à l'Est, le plateau de Bouira à l'Ouest.



**Figure III.15: Situation géographique du grand bassin de la Soummam.
(Mebarkia.M)**

III.4.3.2- Situation de sous Bassin de Bousselem:

L'oued Bousselem est le principal affluent de la Soummam avec une longueur de 150 Km et drainant une surface de 5010 Km². Ce sous bassin est subdivisé en quatre sous bassin (le Bousselem amont (C/ 15 06, S/1785 Km²), le Bousselem moyen (C/ 15 07, S/1234 Km²), El Moyen (C/ 15 08, S/930 Km²), et le Bousselem aval (C/ 15 09, S/1061 Km²). Fig. .III. 16). Nous nous intéresserons que le sous bassin amont ayant pour code C15 06 .

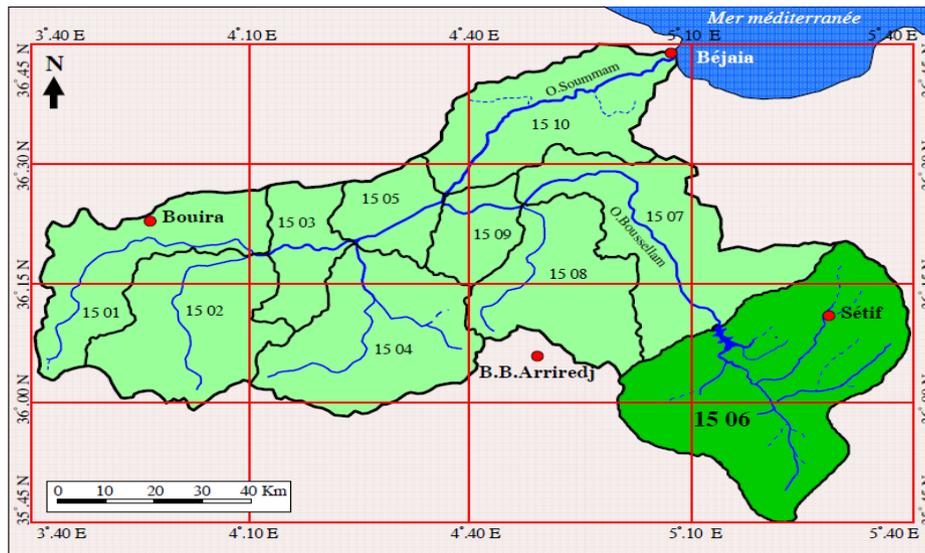


Figure III.16. Situation géographique du sous-bassin versant de Bousselem amont. (Mebarkia.M)

Ce sous bassin occupe 35 % de la surface du grand Bousselem (1785 Km²) et une longueur de 65 Km. Il se situe entre le grand bassin Constantinois à l'Est, et celui de Hodna au Sud, et le sous bassin de Bousselem moyen à l'Ouest. Il est limité :

- Au Nord par Dj.Medjounes, Dj Aissel, Dj Megris, et Dj Matrona.
- A l'Est par Kef Boudjemline, Dj. Merouane, Dj. Youssef, et Dj.Sekrine.
- Au Sud par Dj. Hassane, Dj.Sattor, et Kef Della et djebel boutaleb.

Administrativement, ce sous bassin amont se trouve à cheval sur deux wilayas, Sétif et une Bordj Bou-Arreridj. Ce sous bassin est contrôlé par le barrage de Ain zada avec une capacité utile de 110 Mm³ et permet d'assurer les besoins en eau potable et industrielle des villes de la wilaya de Sétif, et celle de Bordj Bou Arréridj.

III.4.3.3- caractéristiques morphométriques de sous BVB:

Le sous bassin Bousselem Amont est drainé par deux groupes de cours d'eau, l'un Nord, l'autre Sud (FigIII.17 cartes de RH).

❖ Le groupe Nord

On a les talwegs suivant :

- Petit sous bassin de Fermatou
- Petit sous bassin de Bousselem amont
- Petit sous bassin de Khalfoun
- Petit sous bassin de Malah

- Petit sous bassin de Tixter
- Petit sous bassin de Ain Taghrout
- Petit sous bassin de Kharoua

❖ **Le Sud :**

Il est formé essentiellement par Oued Ftaissa qui draine la plaine de Mezloug et Hammam Ouled Yelles. Oued Ftaissa a pour Affluents :

- Petit sous bassin de Ben Diab
- Oued Bendiab
- Oued El Malah
- Oued de Fareh
- Oued Guellal

Le tableau III.4 récapitule les principaux paramètres physiques de ce sous bassin.

**Tableau III.4 : caractéristiques morphométriques de sous Bassin de Boussem
Amont(Mebarkia.M)**

Sous B.V	Hmax (m)	Hmin (m)	D(m) H5%- 5%	S (km ²)	P (m)	L (km)	I (km)	Kc	Forme
Boussem Amont	1737	850	364	1785	175	53.22	33.53	1,15	Losange légèrement étiré

Ces principaux cours d'eaux drainent une région hétérogène tant topographiquement que lithologiquement, depuis les altitudes djebels Medjounes, Aissel, Megris, et djebel Matrana au Nord ; et djebels Hassane, Sattor, Kef Della et djebel boutaleb au Sud. Ce relief accidenté permet l'installation d'un régime torrentiel des écoulements pour atteindre en quelques kilomètres la région des plaines de (Mezloug, Hammam Ouled Yelles et Sebket Melloul) où les écoulements deviennent lents.

Le profil en long irrégulier du Talweg principal « oued Bousselem » (où deux points de rupture sont remarquable sur ce même profil Riet R2). Et ses principaux affluents permet au cours d'eau de perd sa torrentialité en abandonnant une partie de sa charge liquide et solide a la faveur des plaines étendue notamment au sud de sous bassin.

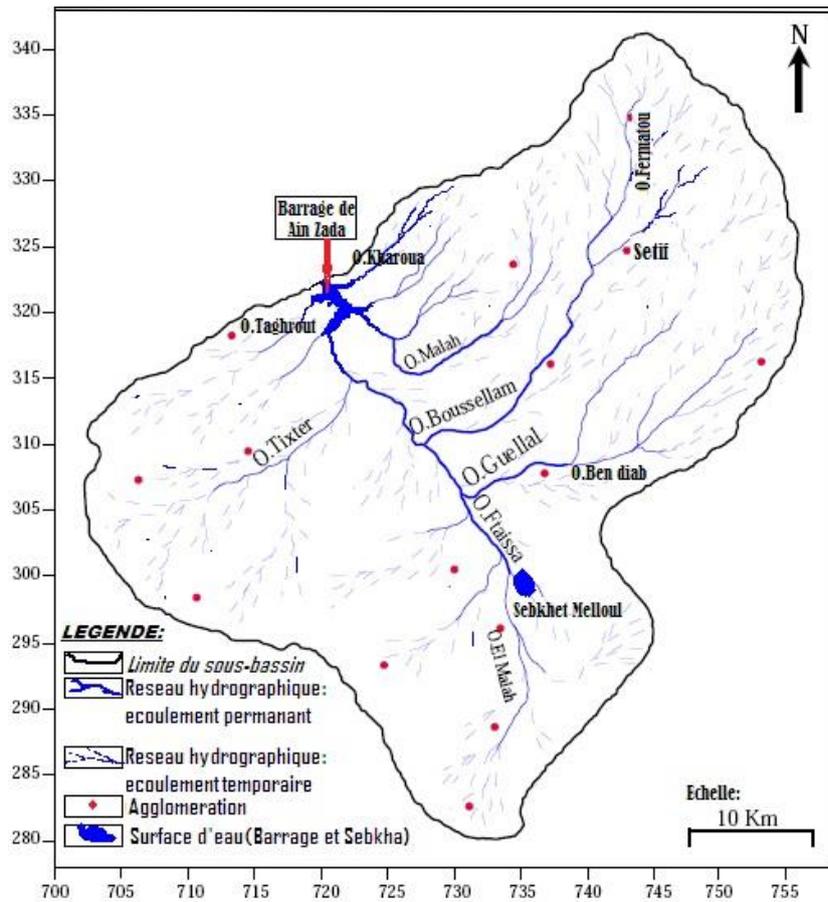


Fig.III.17 : Carte du réseau hydrographique du sous bassin versant de Boussellam (Mebarkia.M)

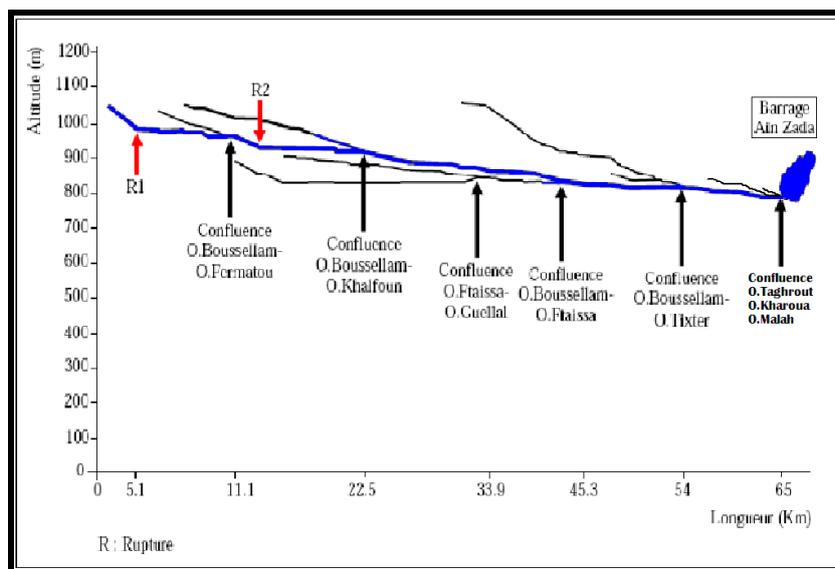


Figure III.18: Profil en long de oued Bousselem et ses principaux affluents. (Mebarkia.M)

III.4.3.3.1- L'analyse hypsométrique:

L'analyse hypsométrique (tableau III.5), est réalisée à partir de la carte topographique de Sétif (1 / 200 000).

Tableau III.05. Répartition des superficies en fonction des tranches d'altitude dans le sous bassin versant de Boussellam Amont (Mebarkia.M)

Tranche d'altitude(m)	Hauteur moyenne(m)	Surface partielle Si (km²)	Surface cumulée Si (km²)	Surface partielle Si (%)	Surface cumulée Si (%)
≤ 800	0	0	0	0	0
800 -1000	900	1066.28	1785	59.73	100
1000 – 1200	1100	557.14	718.72	31.21	40.25
1200 – 1400	1300	103.27	161.58	5.78	9.04
1400 -1600	1500	48.05	58.31	2.69	3.26
1600 -1800	1700	10.26	10.26	0.57	0.57
Total bassin		1785		100	

L'altitude moyenne du sous bassin de Bousselem, calculée à partir de la courbe hypsométrique (Fig. III. 18) est de l'ordre de 1000 m, cette valeur traduit une altitude moyenne assez forte, où le diagramme des fréquences altimétriques fait ressortir la répartition par tranche d'altitude de la superficie du bassin. Le secteur d'altitude dépassant les 1600 m est très peu étendu dans le bassin (0.57%) et correspond à djebel Megriss (1737 m) situé au Nord du bassin. Les zones d'altitudes comprises entre et 1200 et 1600 m couvrent 151 km², soit environ 8.47% de la superficie totale et correspondent aux fronts Sud des monts de Megriss, Medjounes, Matriona, Tarmount, Mnaguer, et Aissel. Les zones d'altitudes allant de 1000 à 1200 m couvrent une superficie de 557 km², soit 31.21 % de la superficie totale et concernent les hautes plaines sétifiennes au Nord et au Sud. Enfin, la tranche d'altitudes entre 800 et 1000 m, s'étale sur une superficie de 1066 km² soit 59.73%, et concerne largement la vallée du Bousselem et ses vallées représentées par les vastes hautes plaines sétifiennes jusqu'au barrage d'Ain Zada.

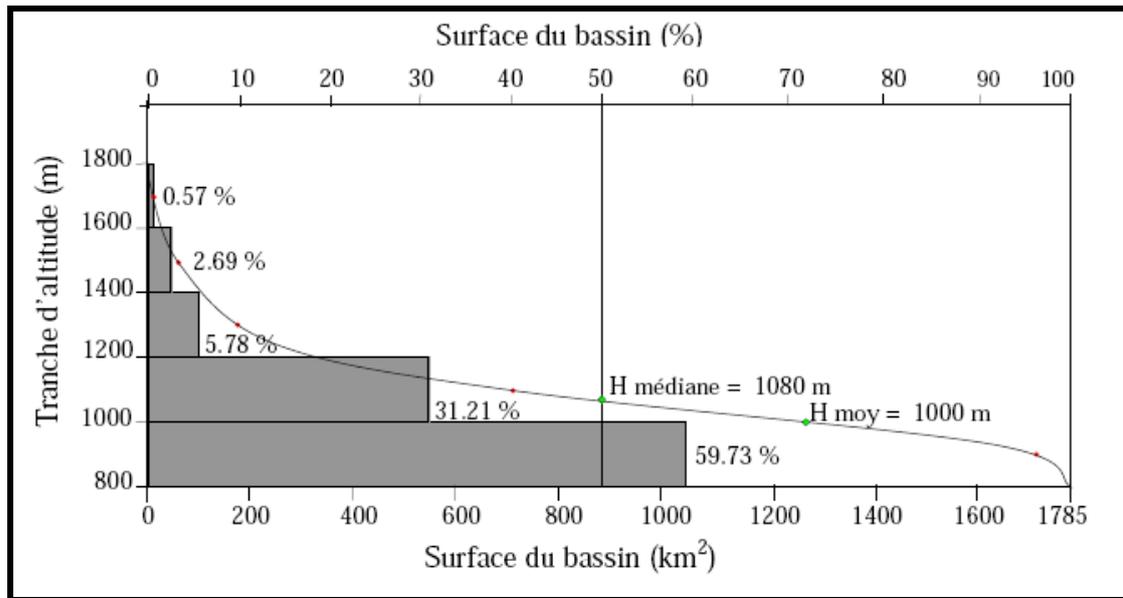


Figure III.19: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques dans le sous Bassin de Bousellam amont. (Mebarkia.M)

III.4.3.3.2. Les Indices de pente et le relief :

Ces indices permettent de caractériser les pentes d'un bassin versant et d'établir une classification des différents reliefs pour faire ensuite des comparaisons entre les différents bassins, l'appréhension du relief peut être faite à l'aide d'au moins deux indices.

Indice de pente global (I_g):

Cet indice présente l'avantage d'être très simple et facile à calculer, l'indice de pente global (**I_g**), exprimé en m/km, est donné par le rapport de la dénivelée utile (**D** en m), estimée à partir de la courbe hypsométrique, à la longueur du rectangle équivalent en km (**L**).

L'indice de pente global **I_g** est estimé à 8.64 m/ km, ou 0.008 cela implique que le relief du bassin de Bousselem est assez faible ($0.005 > I_g > 0.010$) Selon la classification de l'**O.R.S.T.O.M.**

Mais pour classer le relief du bassin de Bousselem, il semble plus fiable de se baser sur la dénivelée spécifique (**DS**) au lieu de l'indice de pente global (**I_g**), car ce dernier ne peut être significatif qu'en cas des bassins de plus de 25 km² de superficie.

La D_s estimée est de 365 m, donne au relief du sous-bassin de Bousselem la qualification de relief fort ($250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$ selon la classification de *I.O.R.S.T.O.M*, ce relief fort est un élément déterminant de la réaction du bassin vis-à-vis les pluies.

III.4.3.3. Les Classe des pentes:

On a pu distinguer trois de classes de pentes selon ainsi :

III.4.3.3.1. Les pentes faibles $< 7.5 \%$:

Elles s'étendent des piémonts des monts au Nord tels djebels Megriss, Aissel, et Madjounes, et ceux au Sud tels des djebels Sekrine, kennder et Sattor jusqu'à le barrage d'Ain Zada à l'Ouest. Cette catégorie est représentée. Cette zone se caractérise par un relief ondulé dont les parties hautes voient affleurer le substrat marneux et dont les parties basses sont noyées par des alluvions et colluvions. Les pentes diminuent parfois jusqu'à 0 % comme la zone située entre l'altitude de 862 m et 937 m où le Bousselem prend un tracé régulier.

III.4.3.3.2. Les pentes moyennes $7.5 \% < p < 14 \%$

Le cadre montagneux du Nord formé par les monts Megriss, Aissel, et Medjounes s'étendent au Nord et Sekrine et kenneder au Sud, présentent les piémonts des Ouricia, Salah bey, et Ain Oulmène.

III.4.3.3.3. Les pentes fortes $> 14\%$

Représentés par les sommets des monts au Nord, au centre du sous-bassin et au Sud par :

- Au Nord: Dj. Medjounes, Aissel, Megriss, Metrona
- Au centre Djebel Youssef, djebel Zdimm
- Sud-est : Dj.Merouane, et Sekrine, Kef El Ahmer, et Kef Boudjemline.
- Au Sud : Dj. Hassane, Dj kenneder, Dj.Sattor, et Djbel boutaleb.

Tableau III.6. Paramètres morphométriques du sous bassin versant de Bousselem amont

Paramètres	Symboles	Valeurs	Unités
Superficie	S	1785	km ²
Périmètre	P	175	Km
Coefficient de capacité	Kc	1.15	/
Altitude maximale	H max	1737	M
Altitude moyenne	H moy	1000	M
Altitude minimale	H min	850	M
Dénivelée spécifique	Ds	364	M
Densité de drainage	Dd	3.03	km/km ²
Longueur du Talweg principal	Lp	65	Km
Pente moyenne	Pm	2.71	m/km
Longueur du rectangle équivalent	Le	53.22	Km
Largeur du rectangle équivalent	L	33.53	Km

III.4.3.3.4-Géomorphologie :

Le sous bassin dans sa totalité est caractérisé par une évolution qui a commencée au Quaternaire et qui continue jusqu'à l'heure actuelle. L'hétérogénéité morphologique est caractérisée par la juxtaposition des trois éléments :

- La zone montagneuse
 - Les hautes plaines
 - Les dépressions
- a. La zone montagneuse :** qui borne le sous bassin dans sa partie Nord par djebel Megres, aissel et Medjounes et au Sud et Sud Ouest par les djebels Hassen, Lougrine et Sekrine.
 - b. Les hautes plaines :** de vaste plaines d'altitudes allant de 900 m à 1000 m occupant le centre de ce sous bassin, les djebels Zdim et Youssef pointent au centre d'une grande étendue.
 - c. Les dépressions :** Il s'agit du plus bas terrain de la région de Sétif représenté dans ce sous bassins par sebkha Melloul.

III.5- CONCLUSION

Le territoire de la wilaya de Sétif se trouve ainsi devisé en quatre grands bassins hydrographiques se qui lui ne permet pas de bénéficier de ces eaux superficielles, qui ruissellent aux wilayas limitrophes. Les principaux cours d'eau sont le Bousselam, oued Kbir et les affluents amont d'oued rhumel qui se sont régularisés respectivement par les barrages de Ighil emda à Bejaia, Ain zada à Borj Bouarirridj et Beni haroune à Mila. La partie Sud et Sud Ouest possède un l'écoulement endoréique vers les chotts et sebkhas. La densité de drainage est guidée par la lithologie, la structure et le climat ; ainsi la partie Nord de la région possède un réseau hydrographique plus dense que celui au Sud ceci est dû à la nature marneuse des affleurements et l'abondance des précipitations; en présence de ces terrains en pente, des instabilités furent fréquentes par conséquence dans cette région.

Chapitre IV :
Hydroclimatologie - Hydrogéologie

IV.1- HYDROCLIMATOLOGIE

IV.1.1- Introduction

L'expérience a montrée que la plus part des catastrophes liées aux glissements de terrain ont eu lieu durant les saisons des pluies exceptionnelles. Cette constatation rend l'eau responsable de la majorité des instabilités des talus. Ceci s'explique par deux faits importants :

- La présence d'eau augmente le poids et la poussée des terres mises en jeux dans le glissement surtout quand le massif n'est pas suffisamment perméable.
- La présence d'eau diminue très sensiblement les caractéristiques mécaniques de la plus part des sols.

L'étude des données climatologiques est donc une opération indispensable dans toutes études de sol et de roche car le climat joue un rôle prépondérant dans le modelé et le remaniement de la surface du sol (érosion et altération sous toutes leurs formes) et par conséquent la modification de ses caractéristiques géotechniques.

L'étude des caractéristiques climatiques permet de quantifier les paramètres tel que la lame des eaux écoulée, l'infiltration et l'évapotranspiration, on se basant sur les précipitations et la température.

IV.1.2 - Aperçu sur le climat de la région d'étude :

Selon Seltzer, (1946), le climat de l'Algérie est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de Septembre à Mai et un été sec et ensoleillé. Du point de vue climatique, l'Algérie est subdivisée du Nord au Sud, selon Cote, (1998) en cinq zones bioclimatiques en relation avec le relief et les précipitations. Fig. IV.1.

- Le domaine humide n'est limité pratiquement qu'à la cote surtout à l'Est algérien ;
- Le domaine subhumide qui remonte parfois jusqu'à la cote à l'exception du centre ;
- Le semi-aride remonte dans les bassins intérieurs du Tell (Mila-Ferjioua, Guelma) et il est particulièrement développé dans les Hautes Plaines qui le prolongent plus loin vers le Sud ;
- Le domaine subaride qui se limite au flanc Sud de l'Atlas saharien ;

- Le domaine aride qui occupe pratiquement tout le Sahara.

Cette zonation est régie principalement par le degré d'influence des courants froids issus du front polaire, qui s'atténuent en allant vers le Sud. L'Atlas tellien joue le rôle d'un rempart qui provoque la condensation de la vapeur d'eau amenée par les vents soufflant de la mer. Le climat de l'Atlas tellien présente tous les degrés intermédiaires entre un climat de montagnes pluvieuses, froid à amplitude thermique relativement faible avec chutes de neige et un climat de plaines plus sec relativement chaud et à forts écarts thermiques.

La région de Sétif dans sa partie centrale et Sud est caractérisée par un climat semi- aride avec un été chaud et sec prolongé et un hiver froid et rigoureux où des chutes de neige couvrent fréquemment les montagnes pendant plusieurs semaines au cours des mois de Décembre et Janvier. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 15°C. Elle descend à moins de 05°C en hiver et atteint 35°C en été. Dans sa frange Nord le climat est subhumide avec des précipitations allant de 500 mm à 700 mm, les Babors reçoivent plus 1000 mm.

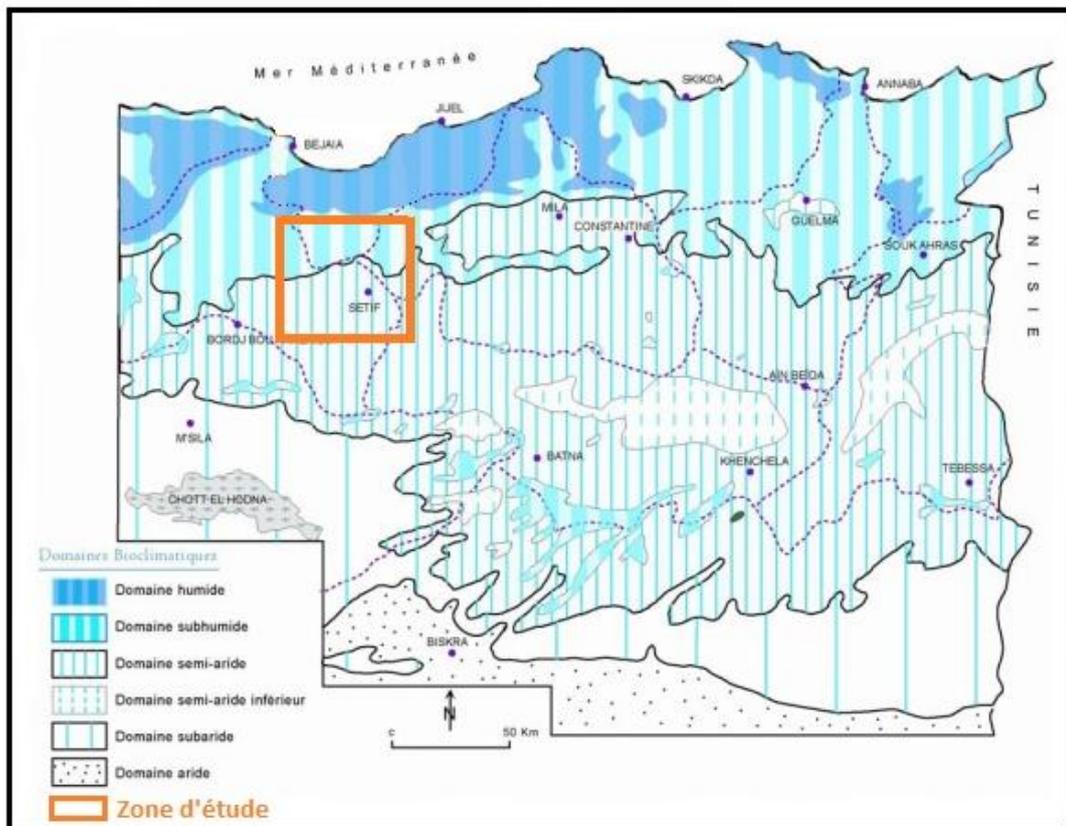


Figure IV.1 Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien. Côte, 1998.

IV .1.3- Etude des paramètres climatiques :

Elle est basée essentiellement sur les précipitations et la température des stations dont les coordonnées sont mentionnées dans le tableau IV.1.

Tableau IV.1 : Caractéristiques des stations pluviométriques.

Basin versant	STATION	LONGITUDE ou X (m)	LATITUDE ou Y (m)	ALTITUDE (m)	Période d'observatio n
B.V Hauts Plateau de Constantine	El Eulma	05°42'E	36°09'N	960	P:1974-2000 T:1971-1995
	Ain Azel	05°31'E	36°49'N	960	
B.V de la Soumam	Sétif	05°25'E	36°11'N	1081	1981-2010 P: 1924-1938 T: 1970-2003
	Bougaa	/	/	886	
B.V Côtiers constantinois	Amoucha	743,38	346,44	778	1981-2011

La pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, tels que Seltzer, (1913-1938), Gaussen, (1918-1947), Medinger, (1913-1953), Chaumont et Paquin, (1913-1963). Mais l'office national de météorologie (ONM) possède une banque de données climatiques récente, toutefois la quasi-totalité des séries renferment des lacunes d'enregistrement. On a essayé dans un premiers temps sélectionné les séries qui reflètent au mieux la réalité climatique de la région.

IV 1.3.1- Etude des précipitations

Le terme précipitation englobe toutes les eaux météoriques, recueillies par le pluviomètre pluie, neige, grêle. Les précipitations constituent le facteur principal de l'alimentation du réseau hydrographique d'une région ainsi que son système aquifère. Elles forment avec les températures, un paramètre indispensable du bilan hydrique et ou hydrologique.

La carte pluviométrique de l'Algérie établie par l'A.N.R.H. en 1993, montre que la région Est, est la plus arrosée avec de fortes précipitations allant de 600 à 1600 mm sur

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

les hauteurs d'Erraguène-Babors. Fig. IV.2. Puis cette lame d'eau diminue progressivement vers le Sud pour atteindre les 400 mm à Sétif. Le caractère d'irrégularité temporelle et spatial des précipitations est, par ailleurs, une donnée fondamentale du climat algérien. Deux groupes de facteurs, géographiques (éloignement par rapport à la mer, altitude, exposition des versants par rapport aux vents pluvieux du Nord-Ouest) et météorologiques (déplacement des masses d'air polaire océanique, froid et humide, des masses d'air tropical chaud et humide de l'Atlantique Sud et enfin des masses d'air tropical continental ou anticyclone saharien) influencent la répartition spatiale des précipitations mais aussi les structures des régimes pluviométriques. Chaumont et Paquin, 1971.

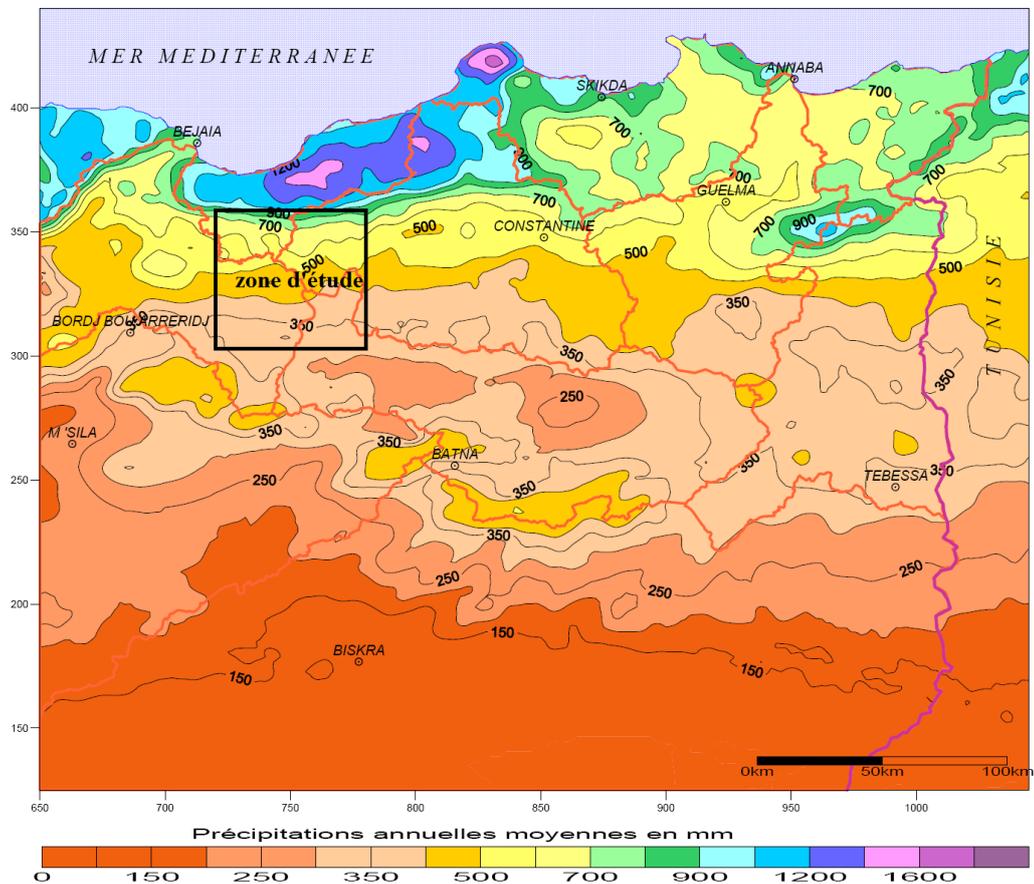


Figure IV.2 Carte des précipitations annuelles moyennes de l'Est algérien.

A.N.R.H., 1993

IV 1.3.1.1- la pluviométrie moyenne interannuelle :

Les courbes de la pluviométrie moyenne interannuelle des différentes stations ont la même allure Fig.IV.3, avec une forte pluviométrie nettement observable au Nord de

Sétif à Amoucha et à Bougaa avec des moyennes interannuelles respectives de l'ordre de 600 mm, 592 mm. Cette lame précipitée diminue en allant vers le Sud; les stations de Sétif et El Eulma reçoivent respectivement en moyenne 402 mm/an et 395mm/an alors celle de Ain Azel se trouvant plus au sud, ne reçoit que 316 mm/an.

Le mois le plus pluvieux est le mois décembre pour Amoucha, Sétif et El Eulma, et janvier pour Bougaa alors que pour la station de Ain Azel, le mois le plus arrosé, est celui de mai. Le mois le plus sec est le mois de juillet pour toutes les stations.

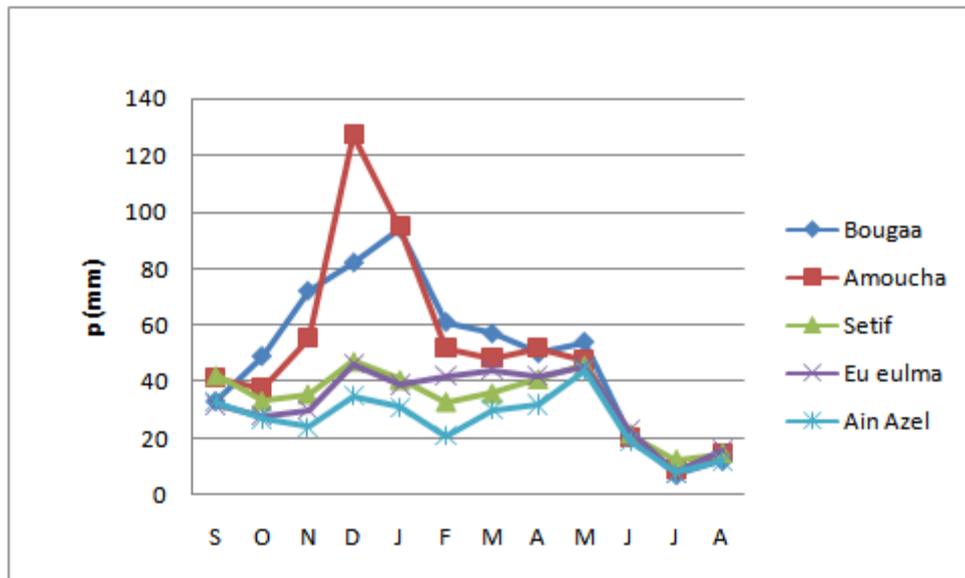


Figure IV.3. Variation interannuelle des précipitations

IV 1.3.1.2-variation saisonnière :

Examen de la figure IV.4 relative des variations saisonnières des précipitations montre que la période pluvieuse s'étale entre septembre et mai. On remarque que l'hiver est la saison la plus pluvieuse avec de 45.6% et 40% respectivement pour Amoucha et Bougaa. Tableau IV.2. Le printemps et l'automne reçoivent pratiquement les mêmes pourcentages d'eau entour des 25% et 26% alors que l'été ne reçoit que 7%.

Pour les stations de Sétif et El Eulma, l'hiver et le printemps reçoivent pratiquement la même lame d'eau alors que pour l'automne, elle est légèrement supérieure bien que la station de Ain Azel est caractérisée par un printemps plus arrosée par rapport à l'hiver.

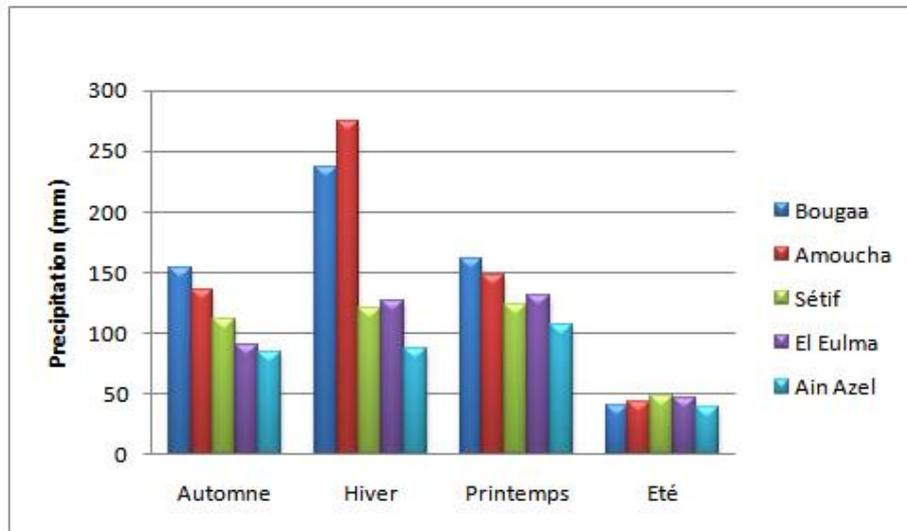


Figure IV.4. Variation saisonnière des précipitations

Tableau IV.2 : Moyennes mensuelles et saisonnières interannuelles des précipitations (mm, %)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aout	Total
Bougaa	33	49	72	82	94	61	57	50	54	21	7	12	592
	26,01%			40,03%			27,19%			6,75%			
Amoucha	41,2	37,7	55,6	127	94,8	52	48,3	52	47,5	20,2	8,9	14,4	600,49
	22,50%			45,60%			24,60%			5,30%			
Sétif	42,1	33,2	35,5	47,1	40,6	32,8	35,8	41	45,8	21,4	12	14,5	403,2
	27,50%			30,10%			30,60%			12,10%			
El Eulma	32	28	30	46	39	42	44	42	45	23	8	16	395
	22,70%			32,10%			33,10%			11,90%			
Ain Azel	33	27	24	35	31	21	30	32	44	19	8	12	316
	26,50%			27,50%			33,50%			12,30%			

IV 1.3.2- Les températures

Les températures jouent un rôle important dans le phénomène de l'évapotranspiration.

Les différentes stations possèdent des températures moyennes interannuelles qui oscillent entre 14.64°C et 15,1°C avec le mois janvier le plus froid pour toutes les stations et le mois de juillet est le mois le plus chaud. Tableau IV.3.

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de sétif. Algérie

IV.1.4 – Type de climat

Dans ce paragraphe nous essayerons caractériser le type des climats pour les stations retenues. Il existe plusieurs méthodes et de formules qui permettent d'évaluer les indices climatiques, comme celui de De Martonne, d'Emberger, de Moral, ...

Pour notre région nous nous contenterons de calculer l'indice d'aridité annuel de De Martonne et le climatogramme d'Emberger et cela en se basant sur les données de températures et de précipitations.

Tableau IV.3. Moyennes mensuelles et saisonnières interannuelles des températures

Station	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aout	Moy an.
Bougaa	20,6	13,4	10,6	8,1	6,5	7,4	9,8	12,1	16,5	22	26	27,3	15
Amoucha	20,6	15,7	10,1	6,2	5,2	6,1	8,9	11,7	16,7	22,3	26	25,6	14,9
Sétif	20,7	15,9	9,7	6,23	5,1	6,57	9	11,4	16,77	22,3	26	25,9	14,6
El Eulma	20,6	15	10,1	6,8	6,3	8,7	10,5	12,7	18	22,8	25	23,3	15
Ain Azel	21,8	16	10,7	7,1	5,7	7,3	9,5	12,3	17,2	21,7	26	26,3	15,1

IV.1.4.1 – Indice d'aridité de De Martonne

Cet indice, proposé par De Martonne en 1923, est fondé sur le régime des précipitations et les températures, il est calculé par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Où :

I : indice d'aridité annuel de De Martonne;

P : précipitations moyennes annuelles (mm);

T : température moyenne annuelle (°C).

D'après cet indice les régions sont classées en cinq types de climat. Tableau IV.4; il est également possible de les positionner sur un abaque. Fig.IV.5.

Tableau IV.4 : Classification DE Martonne

Indice d'aridité	Climat
$20 < I < 30$	Tempérée
$10 < I < 20$	Semi-aride
$7.5 < I < 10$	Stepmique
$5 < I < 7.5$	Désertique
$I < 5$	Hyperaride

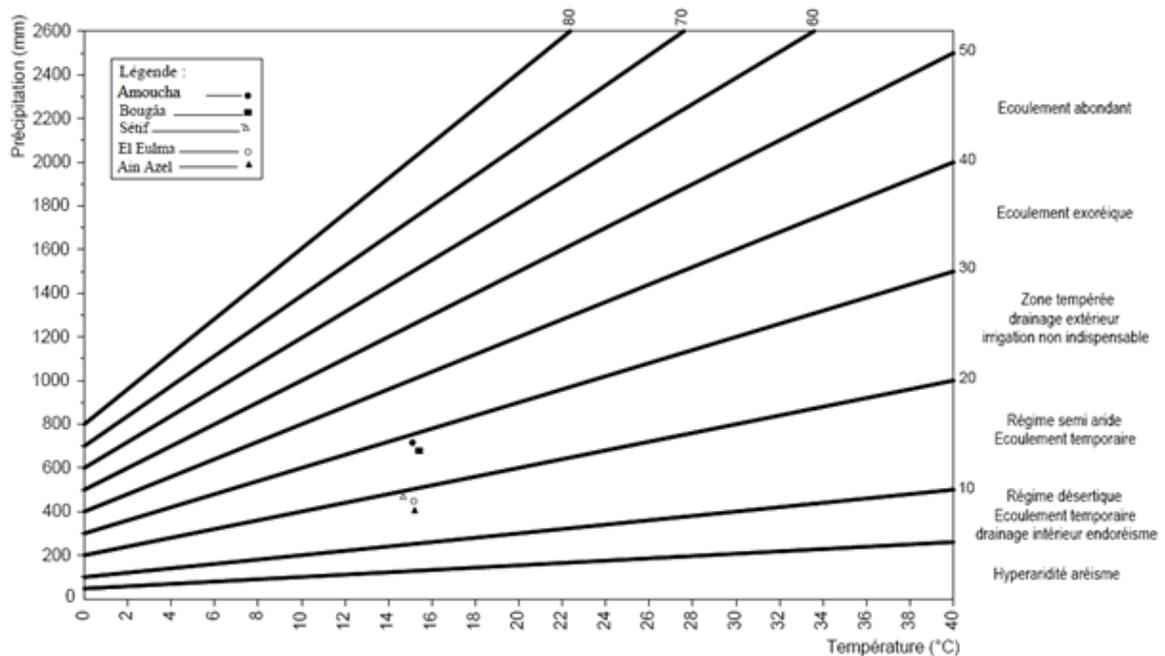


Figure IV.5 : Indice de DE Martonn

Ainsi pour notre région d'étude on remarque que les stations de Amoucha et de Bougaa sont caractérisées par un climat tempéré tandis que le reste de la région est caractérisé par un climat type semi aride.

Tableau IV.5 : Classification de DE Martonne pour la région de Sétif

Station	I	Climat
Amoucha	24.09	Tempéré
Bougaa	23.68	Tempéré
Setif	16.38	Semi aride
El eulma	15.8	Semi aride
Ain azel	12.58	Semi aride

IV.1.4.2- Climatogramme d'Emberger

La classification bioclimatique la plus utilisée en Afrique du Nord et particulièrement en Algérie, est celle d'Emberger. Cette classification utilise le diagramme de la figure IV.6 avec en ordonnées les valeurs de Q_2 données par la relation suivante :

$$Q_2 = 2000 \frac{P}{(M^2 - m^2)}$$

Avec :

P: la précipitation annuelle en (mm).

M: la moyenne des maxima du mois le plus chaud en degré kelvin (K°).

m: la moyenne des minima du mois le plus froid en degré kelvin (K°).

Le tableau IV.6, récapitule les valeurs trouvées par cette classification.

Tableau IV.6 : Classification d'Emberger pour la région de Sétif

Station	M	M	P	Q_2
Amoucha	301,9	276,1	600,5	80,53
Bougaa	307,44	275,63	592	63,83
Setif	273,6	305,7	402	43,23
El eulma	273,7	305,9	395	42,32

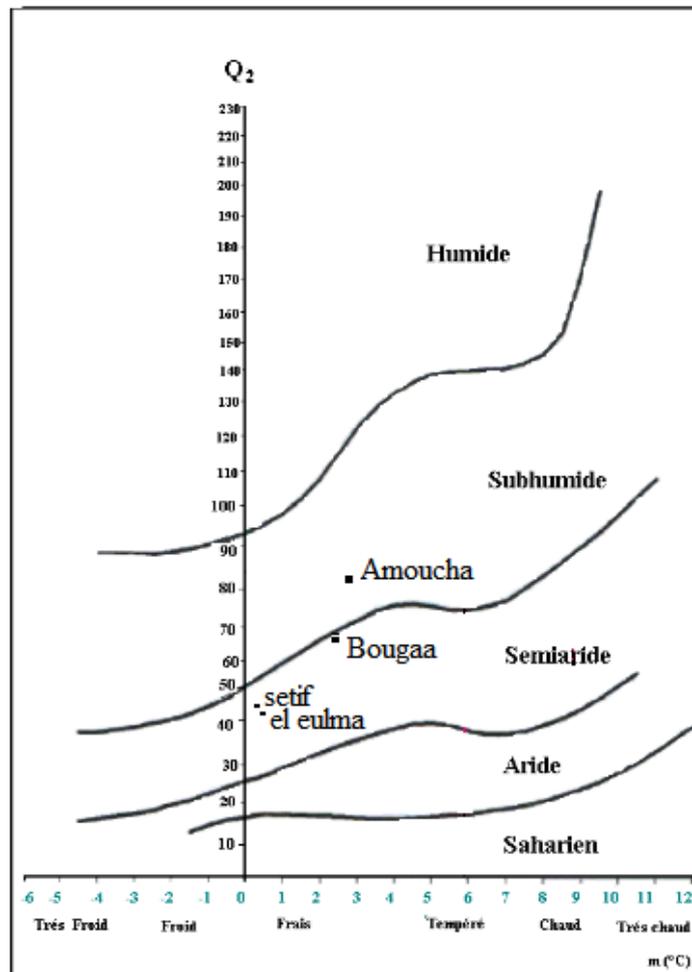


Figure IV.6 : classification climatique des cinq stations d'après le diagramme de d'Emberger

Ainsi, les stations de Bougaa, Sétif et El Eulma sont classées, dans l'étage bioclimatique semi-aride supérieur tandis que la station d'Amoucha est classée dans l'étage subhumide. Fig. IV.6.

IV.4.3- Diagramme Pluiothermique de Gaussen et Bagnouls

Le diagramme pluiothermique est obtenu à l'aide des facteurs thermiques et pluviométriques. Les températures moyennes mensuelles sont reportées à une échelle double des précipitations moyennes mensuelles ($P=2T$). Cette relation permet d'établir un diagramme qui permet de déterminer la période sèche et la période humide. Fig. IV.7.

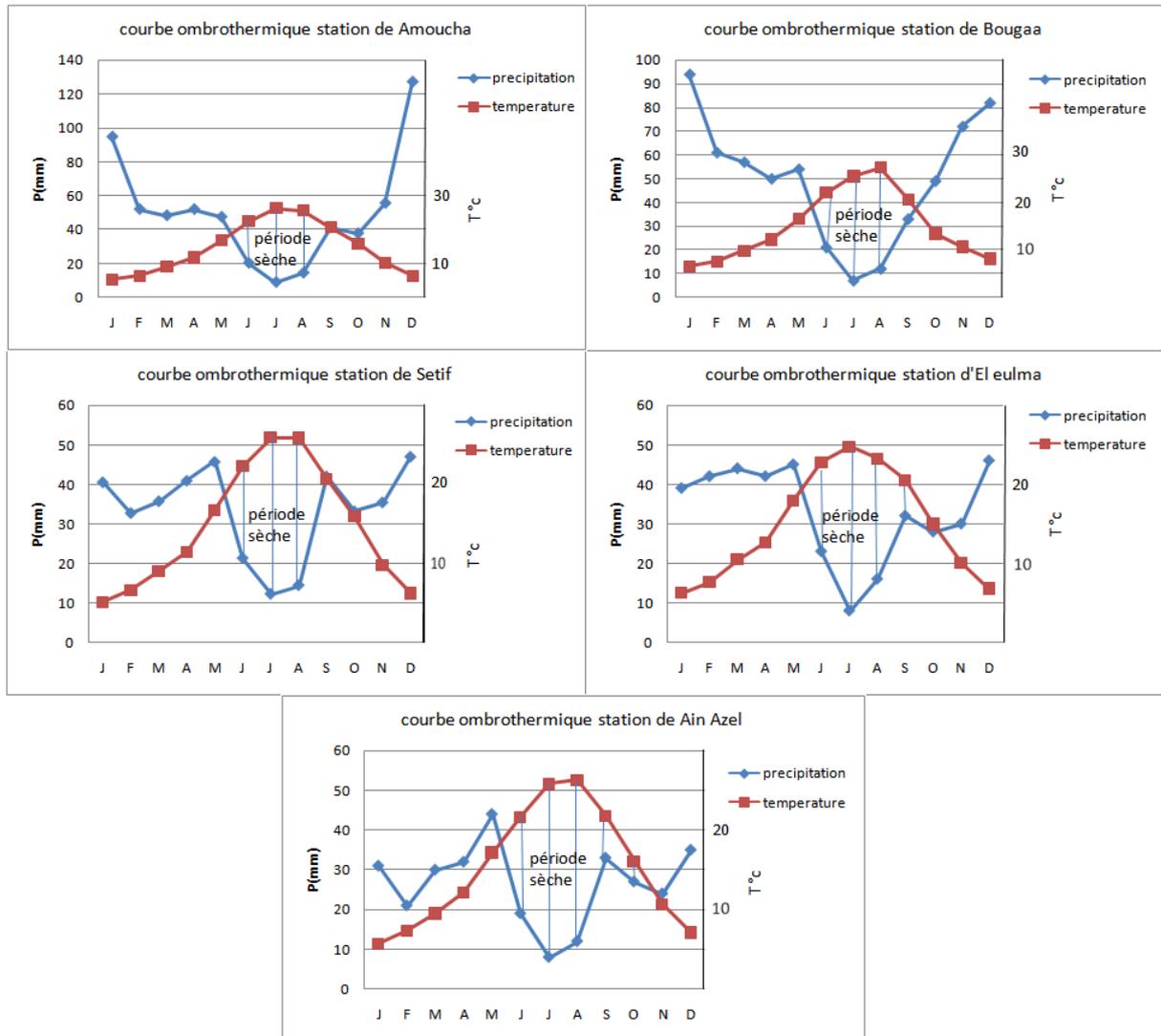


Figure IV.7 : courbes ombrothermiques

Ces deux périodes sont présentes pour toutes les stations. La période sèche début dès la deuxième semaine du mois de mai jusqu'au mois de septembre pour la station de Amoucha de Bougaa et Sétif ; elle se prolonge jusqu'au début d'octobre pour El Eulma et fin octobre pour Ain azel. Ce diagramme montre que la période sèche est plus longue au niveau de la station de Ain Azel (22 semaines) ce qui influe sur la lame d'eau ruisselée et infiltrée.

IV.1.5- L'évapotranspiration

Évapotranspiration englobent les pertes d'eau par évaporation direct et à l'aide du mécanisme biologique (transpiration des plantes), c'est un paramètre très important du bilan hydrologique après les précipitations. Ce paramètre climatique peut être mesuré

directement sur le terrain par des appareils (évaporomètres, bacs d'évaporation) ou estimé par des formules empiriques telles que celle de Thornthwaite, Turc, Coutagne et Wundt.

Evaluation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) sera faite à l'aide des formules empiriques traditionnelles suivantes :

- **Formule de THORNTHWAITE**

La formule donnée par THORNTHWAITE, qui exprime le pouvoir évaporant est la suivante :

$$ETP_{nc} = 16 \left[\frac{10 \times T}{I} \right]^a$$

Avec :

$$I = \sum_{i=1}^n i \quad \text{et} \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

I : indice thermique annuel ;

i : indice thermique mensuel ;

T : température moyenne du mois considéré en °C ;

a : coefficient calculé par la formule suivant : $a = 0.016 I + 0.5$

Évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée est obtenue on multipliant ETP calculée par un coefficient de correction K, dépendant de la latitude donc de l'insolation. Ce coefficient est donné par un tableau type. Les résultats obtenus à l'aide de ces formules, sont regroupés dans le tableau IV.7.

- **Méthode de TURC:**

Elle est fonction des précipitations et des températures moyennes annuelles. Elle est donnée par la formule suivante :

$$ETR(\text{mm}) = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

ETR : évapotranspiration réelle en mm ;

P: précipitation moyenne annuelle en mm ;

L : paramètre dépendant de la température avec :

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$$

T : température annuelle moyenne de l'air en degrés Celsius.

- **Méthode de COUTAGNE**

L'ETR peut être estimée à l'aide de la formule suivante :

$$ETR = P - \lambda P^2$$

Tel que : $\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14T}$

Cette formule n'est applicable qu'à la condition suivante : $\frac{1}{8\lambda} \leq P \leq \frac{1}{2\lambda}$

T : température moyenne annuelle en °C ;

P : précipitation moyenne annuelle en mm.

Les résultats de différentes méthodes sont donnés sur le tableau IV.8.

Tableau N° IV.7. Valeur du coefficient λ

station	P(mm)	λ
Amoucha	600	0.35
Bougaa	461.3	0.32
Setif	402	0.35
El eulma	395	0.34
Ain azel	316	0.47 (Non Applicable)

Tableau N° IV.8. Résultats de ETR des différentes méthodes

station	Methode P (mm)	Turc		Coutagne		Thornthwaite	
		ETR (mm)	ETR/P (%)	ETR (mm)	ETR/P (%)	ETR (mm)	ETR/P (%)
Amoucha	600	501	83,5	474	79	396,79	66,13
Bougaa	592	502	84,97	475,84	80,37	416,77	70,4
Setif	402	376,7	97	345,4	85,92	349,65	86,97
El eulma	395	373,3	93,7	342	86,58	353,29	89,44
Ain azel	316	309,8	98,03	NA	NA	291,84	92,35

L'examen de ces résultats permet de dire que la part d'évapotranspiration est très importante par rapport aux précipitations, elle croit du Nord vers le Sud. On remarque également que la méthode de Turc donne des résultats supérieurs à ceux de Coutagne et Thornthwaite, par ailleurs ces deux dernières méthodes donnent des résultats sensiblement égaux pour la station de Sétif et la station d'El Eulma, de cet effet il nous semble que la méthode de Coutagne est la plus convenable pour les pays semi-arides.

IV.1.6- bilan hydrologique

Le bilan hydrologique a été fait selon la méthode de Thornthwaite, qui consiste de calculer, à pas mensuel, la ETR à partir de t, P, ETP et RFU (réserve facilement utilisables).

La RFU peut être évaluée par cette formule :

$$RFU = \frac{1}{3} D_a \times H_e \times P \quad (\text{Richard ; 1979})$$

Avec :

D_a : densité apparente du sol ;

H_e : capacité de rétention en % ;

P : profondeur de la terre parcourue par les racines.

Dans notre cas on a pris :

$RFU = 100 \text{ mm}$ pour la région Nord (Cheddad, 2009) ;

$RFU = 56 \text{ mm}$ pour la région Nord (Boudoukha, 1988) ;

$RFU = 28 \text{ mm}$ pour la région Nord (Djenba, 2002) ;

Le principe est d'établir une équation d'équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves et l'excédent. Ce dernier paramètre représente le surplus d'eau dont une partie va se ruisseler (R), et l'autre, s'infiltrer (I). Les résultats des calculs sont présentés dans les tableaux IV9-10-11-12-13.

Commentaire des bilans :

L'examen des bilans hydrologiques des quatre stations (Amoucha, Bougaa, Sétif et El Eulma) montre que les RFU commencent dès le mois de novembre et s'épuisent en mois de juin. Le surplus apparaît cinq à quatre mois, il s'agit des mois de l'hiver et du printemps pour la station de Amoucha et de la station de Bougaa et de trois mois de

janvier, février, mars et avril pour la station de Sétif et d'El Eulma. Le déficit aura lieu durant la période juin octobre.

Le bilan de la station de Ain Azel semble être très déficitaire car le RFU débute en décembre et s'épuise en mai, l'excédant n'est présent qu'en janvier, mars et avril, le reste de l'année est déficitaire.

On remarque également que les ETR reprennent 66 à 70% au Nord et 87 à 89% au centre et plus de 92% à Ain Azel.

Calcul du ruissellement et de l'infiltration infiltration :

L'estimation de ruissèlement est faite à l'aide de la formule de TIXERON-BERKALOFF (1960).

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2}$$

Ainsi l'infiltration est déduite par cette relation : $I = EX - R$

Les résultats du calcul des cinq stations sont représentés au tableau IV.14.

Tableau IV.9 : Bilan hydrique à la station de Amoucha

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Totaux
P(mm)	41,2	37,7	55,6	127,3	94,8	52	48,3	52	47,5	20,2	8,9	14,4	599,9
T(°C)	20,6	15,7	10,1	6,2	5,2	6,1	8,9	11,7	16,7	22,3	26,2	25,6	
I	8,53	5,65	2,90	1,38	1,06	1,35	2,39	3,62	6,21	9,62	12,28	11,85	66,85
ETP_{nc}	93,60	61,11	30,57	14,21	10,78	13,85	25,07	38,51	67,33	106,00	136,52	131,64	729,24
K	1,03	0,97	0,85	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	
ETP_c	96,40	59,27	26,00	11,80	9,27	11,64	25,82	42,36	82,14	130,38	170,65	154,02	819,79
ETR	41,20	37,70	26,00	11,80	9,27	11,64	25,82	42,36	82,14	85,56	8,90	14,40	396,79
P-ETP	-55,20	-21,57	29,60	115,50	85,53	40,36	22,48	9,64	-34,64	-110,1	-161,7	-139,6	
RFU	0	0	29,6	100	100	100	100	100	65,36	0	0	0	
Da	55,2	21,57								44,82	161,75	139,62	422,96
Ex				45,1	85,53	40,36	22,48	9,64					203,11

Tableau IV.10 : Bilan hydrique à la station de Bouгаа

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Totaux
P(mm)	33	49	72	82	94	61	57	50	54	21	7	12	592
T(°C)	20,6	13,4	10,6	8,1	6,5	7,4	9,8	12,1	16,5	22	26	27,3	
I	8,53	4,45	3,12	2,08	1,49	1,81	2,77	3,81	6,10	9,42	12,13	13,07	68,77
ETP_{nc}	92,60	46,53	31,98	20,79	14,62	17,99	28,20	39,52	64,92	102,87	134,40	145,32	739,73
K	1,03	0,97	0,85	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	
ETP_c	95,38	45,13	27,18	17,26	12,57	15,11	29,05	43,47	79,20	126,53	168,00	170,02	828,9
ETR	33,00	45,13	27,18	17,26	12,57	15,11	29,05	43,47	79,20	95,80	7,00	12,00	416,77
P-ETP	-62,38	3,87	44,82	64,74	81,43	45,89	27,95	6,53	-25,20	-105,5	-161,0	-158,0	
RFU	0	3,87	48,69	100	100	100	100	100	74,80	0	0	0	
Da	62,38									30,73	161,00	158,02	412,13
Ex				13,43	81,43	45,89	27,95	6,53					175,23

Tableau IV.11 : Bilan hydrologique à la station de Sétif

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Totaux
P(mm)	42,1	33,2	35,5	47,1	40,6	32,8	35,8	41	45,8	21,4	12,3	14,5	402,1
T(°C)	20,72	15,94	9,79	6,23	5,12	6,57	9	11,43	16,77	22,33	25,95	25,89	
I	8,61	5,79	2,77	1,40	1,04	1,51	2,43	3,50	6,25	9,64	12,10	12,06	67,07
ETP_{nc}	94,34	62,45	29,00	14,24	10,46	15,48	25,41	37,00	67,64	106,13	134,43	133,94	730,56
K	1,03	0,97	0,85	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	
ETP_c	97,17	60,57	24,65	11,82	8,00	13,00	26,17	40,71	82,52	130,54	168,03	156,71	820,93
ETR	42,1	33,2	24,65	11,82	8	13	26,17	40,71	82,52	40,68	12,3	14,5	349,65
P-ETP	-55,07	-27,37	10,85	35,28	32,6	19,8	9,69	0,29	-36,72	-109,1	-155,7	-142,2	
RFU	0	0	10,85	46,13	56	56	56	56	19,28	0	0	0	
Da	55,07	27,37									155,73	142,21	380,38
Ex					22,73	19,8	9,69	0,29					52,51

Tableau IV.12 : Bilan hydrologique à la station d'El Eulma

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Totaux
P(mm)	32	28	30	46	39	42	44	42	45	23	8	16	395
T(°C)	20,6	15	10,1	6,8	6,3	8,7	10,5	12,7	18	22,8	24,8	23,3	
I	8,53	5,27	2,89	1,59	1,41	2,31	3,07	4,10	6,95	9,94	11,29	10,27	67,68
ETP_{nc}	93,17	56,38	30,15	16,11	14,28	23,80	32,06	43,32	75,25	109,40	124,98	113,22	732,18
K	1,03	0,97	0,85	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	
ETP_c	95,96	54,69	25,62	13,37	12,28	19,00	33,02	47,66	91,81	134,57	156,22	132,47	817,72
ETR	32	28	25,62	13,37	12,28	19,00	33,02	47,66	91,81	26,53	8,00	16,00	353,29
P-ETP	-63,96	-26,69	4,38	32,63	26,72	23,00	11,00	-5,66	-46,81	-111,57	-148,22	-116,47	
RFU	0,00	0,00	4,38	37,01	56,00	56,00	56,00	50,34	3,53	0,00	0,00	0,00	
Da	63,96	26,69								108,04	148,22	116,47	463,38
Ex					7,73	23,00	11,00						41,73

Tableau IV.13 : Bilan hydrologique à la station de Ain Azel

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aut	Totaux
P(mm)	33	27	24	35	31	21	30	32	44	19	8	12	316
T (°C)	21,8	16	10,7	7,1	5,7	7,3	9,5	12,3	17,2	21,7	25,8	26,3	
I	9,29	5,81	3,16	1,70	1,22	1,77	2,64	3,90	6,49	9,23	11,99	12,34	69,58
ETP_{nc}	100,98	61,31	32,03	16,52	11,59	17,28	26,44	40,11	68,89	100,23	132,52	136,69	744,65
K	1,03	0,97	0,85	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	
ETP_c	104,01	59,47	27,23	13,72	9,97	14,52	27,23	44,12	84,05	123,29	165,65	159,92	833,22
ETR	33,00	27,00	24,00	13,72	9,97	14,52	27,23	44,12	59,28	19,00	8,00	12,00	291,84
P-ETP	-71,02	-32,47	-3,23	21,28	21,03	6,48	2,76	-12,12	-40,06	-104,29	-157,65	-147,23	
RFU	0,00	0,00	0,00	21,28	28,00	28,00	28,00	15,28	0,00	0,00	0,00	0,00	
Da	71,02	32,47	3,23						24,78	104,29	157,65	147,23	540,67
Ex					14,31	6,48	2,76						23,55

Tableau IV.14: ruissellement et infiltration des différentes stations

Station	Excédant (mm)	Ruissèlent (mm)	Infiltration (mm)
Amoucha	203,11	107,15	96
Bougaa	175,23	102,1	73,13
Sétif	52,51	32,12	20,39
El eulma	41,73	30,72	11,01
Ain azel	23,55	15,15	8,4

Conclusion de la première partie

Au terme de cette première partie de ce chapitre on peut dire que les paramètres climatiques (température-précipitation) de la région de Sétif changent et évoluent dans le temps et dans l'espace. Les hauteurs des précipitations sont particulièrement significatives au Nord où la moyenne est de l'ordre de 600 mm alors qu'au Sud, elle est de l'ordre de 300 mm.

A l'échelle d'une année hydrologique, on considère que les bilans d'eau sont équilibrés, c'est-à-dire qu'une égalité a pu se constituer entre les entrées et les sorties. On constate ainsi que l'excédent au Nord, est de plus de 180 mm bien qu'au Sud, il est de l'ordre de 40 mm.

Il ressort que les mouvements des sols sont liés aux conditions climatiques. Les sols argileux présentent parfois des variations de volume parfois importantes lorsque leur teneur en eau varie selon les conditions climatiques. En plus, la topographie et la lithologie sont favorables aux mouvements de terrain se trouvant dans la frange Nord de la région de Sétif.

IV.2-HYDROGEOLOGIE

IV.2.1-introduction :

L'hydrogéologie de la région de Sétif est très diversifiée et les hautes plaines ont été le siège de nombreuses études que ce soit par les services de l'hydraulique ou dans le cadre de la recherche proprement dite. Ces études ont tous un but unique, c'est de répondre aux besoins croissants de la population et à l'irrigation. La région de Sétif est le siège de deux domaines hydrogéologiques distincts, celui des aquifères superficiels et celui des aquifères karstiques se trouvant dans les massifs carbonatés de l'ensemble sétifien. La partie Nord du domaine sétifien où la complexité de la géologie est bien marquée, ce facteur ne permet pas le développement d'importants aquifères. Le but de ce chapitre est de donner un bref aperçu sur l'hydrogéologie de la région.

IV.2.2- Aquifères des formations carbonatées

Les formations carbonatées de l'ensemble Sud-Sétifien datant du Crétacé inférieur (Aptien – Barrémien) et du Crétacé moyen et supérieur (calcaires du Sénonien supérieur ou les calcaires du Cénomaniens ou Turonien), constituent le seul aquifère potentiel karstifié des hautes plaines sétifiennes (Fig. IV.8). Ces aquifères sont actuellement exploités par des forages d'une profondeur moyenne de 200 m.

IV.2.2.1 - Djebels Guergour et Anini

La région des Djebels Guergour et Anini est caractérisée par un réseau de fractures très dense et très complexe, et par la présence d'un réseau karstique comblé par des sédiments ferrifères. Ces caractéristiques assurent la présence d'un important aquifère en profondeur. Ces aquifères sont drainés par la source d'eau froide de Ain Roua qui émerge sur le flanc Nord de Dj. Anini et la source thermique de Hammam Guergour dont la température est de 42.1°C.

IV.2.2.2 – Djebels Youssef, Braou et Tnoutit

Il s'agit de massifs carbonatés fracturés et à faible pendage vers le Nord, très favorable à la formation d'aquifère. En effet, les forages implantés sur le flanc nord du

Djebel Youssef et surtout du Djebel Guettar ont donné de très bons débits pour des profondeurs qui ne dépassent pas les 200 m alors ceux du flanc Sud se sont avérés non productifs. Ainsi, un forage de 350 m qui a été implanté au Sud-Ouest sur le flanc n'a donné qu'un débit dérisoire de l'ordre de 3 l/s.

La même constatation peut se faire pour Djebel Braou où sur les trois forages implantés sur le glacis de ce massif, les deux implantés sur le flanc sud sont positifs alors que celui implanté sur le flanc Est n'a donné que 2 l/s pour une profondeur de 200 m. On signale également que Djebel Tnoutit n'a été prospecté que sur son flanc Ouest où les forages ont été satisfaisants.

En ce qui concerne le thermalisme dans cette région, on signale l'existence de trois points:

- Le premier sur le flanc Nord Ouest de Djebel Youssef où la température de l'eau dans certains puits atteint 35 °C ;
- Le deuxième dans la région de Djebel Braou où une anomalie de température de l'eau est supérieure à 25 °C a été remarqué. Boudoukha, 1998;
- Le troisième au Sud Est de Djebel Tnoutit appelé Hammam Sokhna où l'eau émerge à 45 °C qui est probablement liée à une flexure très récente et qui déforme non loin, la croûte Villafranchienne attribuée au Mio-Pliocène à Koudiat Dourdour.

IV.2.2.3 - Région de Ain Lahdjar, Djebels Kalaoun, Tella et Tafourer

On sait qu'en profondeur, se trouve le prolongement de ces formations et qu'elles ne présentent aucun exutoire notable sauf la source de Ain El Beida. Ceci laisse supposer l'existence d'aquifères profonds installés dans les niveaux carbonatés fracturés de ces massifs. En effet, l'exécution d'un certain nombre de forages dans la région de Dj. Kalaoun, Tella, ..., ont été satisfaisants.

D'autre part, Chott El Beida est installé dans une vaste cuvette limitée au Nord par Koudiat Dourdour, à l'Ouest par Djebel Tella, au Sud par Djebel Tafourer et à l'Est par Djebel Agmeroual. Cette disposition ne pourrait correspondre qu'à un exutoire naturel commun à ces massifs calcaires limitrophes.

IV.2.2.4 - Djebel Sekrine

La présence de niveaux carbonatés fracturés favorise la présence d'aquifères. La température de l'eau est anormalement élevée, elle atteint les 40 °C. On signale également la présence d'une source thermique à Hammam Ouled Yelles où la température de l'eau est de 42 °C. Tableau IV.15. La partie nord-est laisse affleurer les marnes qui excluent la présence de l'eau.

IV.2.2.5 – Djebels Agmeroual, Tisourane et Messaouda

La nature carbonatée et subtabulaire des séries affleurantes sur la feuille de Ain Djacer permet d'envisager l'existence en profondeur de ressources importantes en eau. Cette interprétation est étayée par la présence d'un faible pendage vers le Nord de ces massifs et d'une morphologie karstique typique de la vaste dalle carbonatée de Djebel Mestaoua. Il faut noter également la présence d'un certain nombre de sources à fort débit notamment celle de Zana et probablement des sources sous-alluviales, ce qui explique la présence de zones marécageuses permanentes plus au Nord.

Tableau IV.15 : Paramètres physiques des points d'eau chaud de l'ensemble allochtone sud Sétifien (ATHAMENA, 2006)

	Température (°C)	Conductivité (µS/cm)	Minéralisation (mg/l)	pH
Hammam Guergour	42,1	4200	2620	7,43
Hammam Ouled Yelles	42,3	2400	1500	7,37
Flanc Est de Dj. Zdim	43,1	1700	1100	7,17
Hammam Sokhna	43,4	3200	2000	7,55

IV.2.3 – Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire

Dans la région de Sétif, les sédiments du Mio-Plio-Quaternaire, qui occupent les dépressions d'El Eulma, Ain Azel, Ain Lahdjar et Beida Bordj, sont caractérisés par un dépôt continental très hétérogène. Il est composé de galets, graviers, sables à remplissage argileux et limoneux dans lesquels s'intercalent plusieurs niveaux argilo-marneux et des calcaires lacustres de très faibles épaisseurs. L'aquifère mio-plio-quaternaire s'étend vers

le sud jusqu'aux piedmonts Nord des Djebels Boutaleb, Gouzi et Fourhal. Vers l'Ouest, il est limité par les flancs Est des Djebels Sekrine, Hadjar Labiod et du Kef El Djebbas. Son épaisseur est variable, les forages servant à l'alimentation en eau potable ont donné des épaisseurs allant de 8 à 125 mètres.

IV.2.3.1 Conditions aux limites

La carte piézométrique (Fig. IV.9) établie en 1985 par Boudoukha, (1988), montre que la région des dépressions fermées d'El Eulma est subdivisée en cinq sous bassins hydrogéologiques selon des lignes de crêtes piézométriques bien distinctes. Les limites Nord et Sud sont à flux imposé, venant des massifs carbonatés environnants. Le mur de la nappe correspond à des argiles imperméables qui sont en même temps le toit de l'aquifère basal constitué par les calcaires lacustres.

IV.2.3.2 Piézométrie

L'examen de la carte piézométrique met en évidence cinq sous bassins hydrogéologiques. Du Nord vers le Sud on a :

- *Le sous bassin d'El Eulma* : drainé par sebkhet Bazer et centré sur la ville d'El Eulma. Ce sous bassins est caractérisé par la présence d'une nappe mixte .la nappe est divergente dans sa partie Est et convergente à l'Ouest ceci a donné un écoulement NE-SO à l'Est et au Nord et NO-SE à l'Ouest.
- *Le sous bassin de Braou* : est situé au Sud-Ouest de celui d'El Eulma et le juxtapose. Il est caractérisé par la présence d'une dépression piézométrique due à l'existence d'un Madjen qui draine les eaux de surface.
- *Le sous bassin de Chott El fraim*: vient juxtaposer au Sud ces deux premiers sous bassin, sa nappe est drainée par le chott, l'écoulement est NO-SE à l'Ouest du chott et SE-NO à l'Est de ce dernier par contre la partie Nord Est, est le siège d'une nappe convergente.
- *Le sous bassin d'Ain Lahdjar* : se trouve dans le prolongement Sud-Ouest de celui de Chott Fraim et séparé de ce dernier par la ligne des partage des eaux passant par Chouf-tine. Ce sous bassin est à nappe convergente avec des courbes piézométriques qui se referment autour de la Sebkhha comme

c'est le cas pour tous les lacs salés de la région. Ce caractère drainant et caractérisé par l'apparition de plusieurs petites sources autour de ces lacs.

- *La partie Est de la région* : est occupée par le sous bassin de Beida Bordj où chott El Beida est le plus important lac salé de la région drainant l'aquifère. La nappe est de type convergent et l'écoulement est presque toujours dirigé vers le chott sauf dans sa partie Sud-Ouest où l'écoulement est dirigé vers le centre de la plaine, créant ainsi cette dépression.

IV.2.3.3- Évolution de la piézométrie

Nous avons tenté de faire une analyse comparative de la piézométrie de la région en période des basses eaux entre les années 1985-2006 ; ces campagnes sont réalisées respectivement par Boudoukha, (1985), Djenba, (2002) et par Demdoum, (2006). Fig. IV.9. à IV.11.

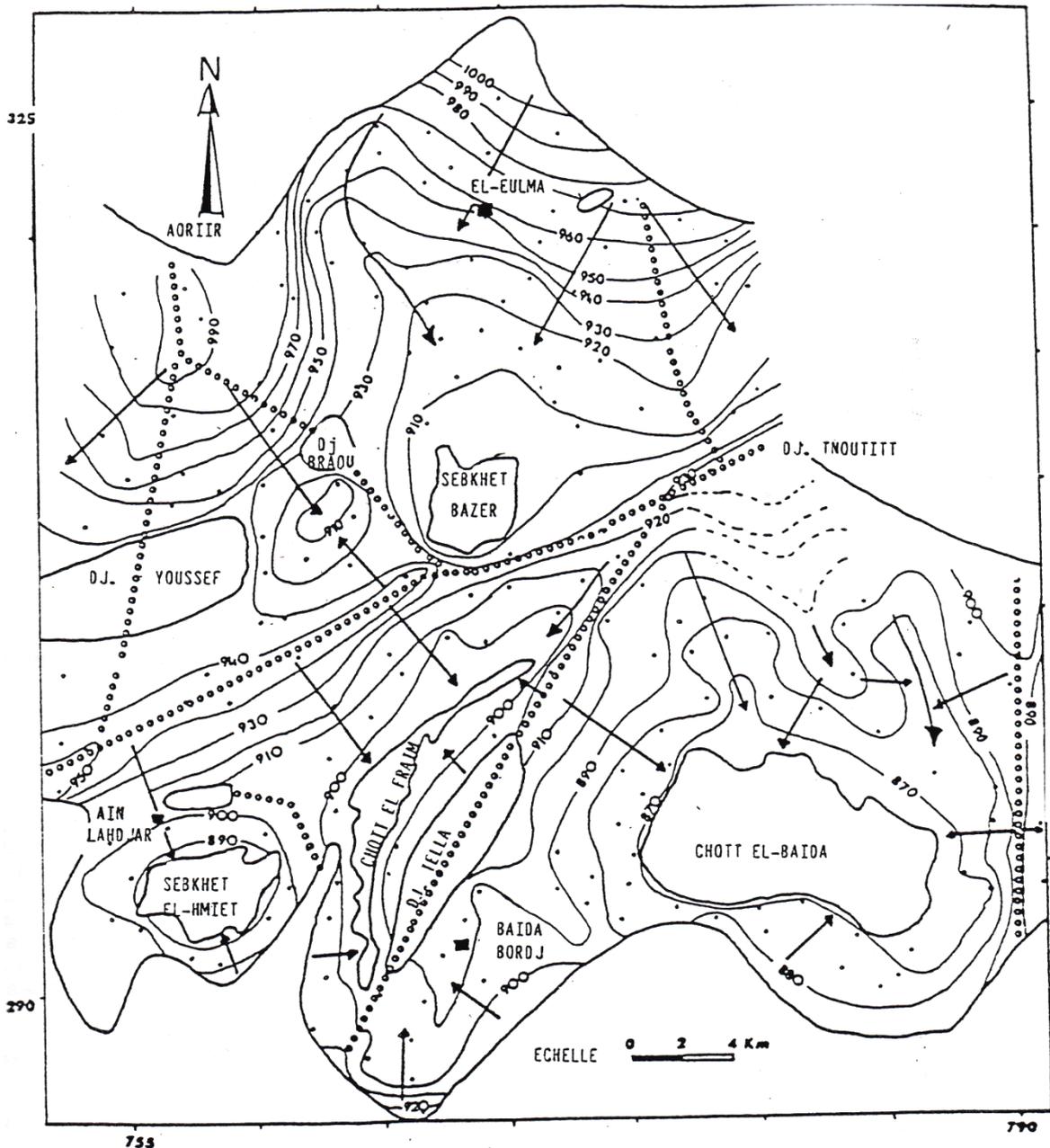


Figure IV.9. Piézométrie des dépressions fermées d'El Eulma -basses eaux 1985.

[Boudoukha, 1988.]

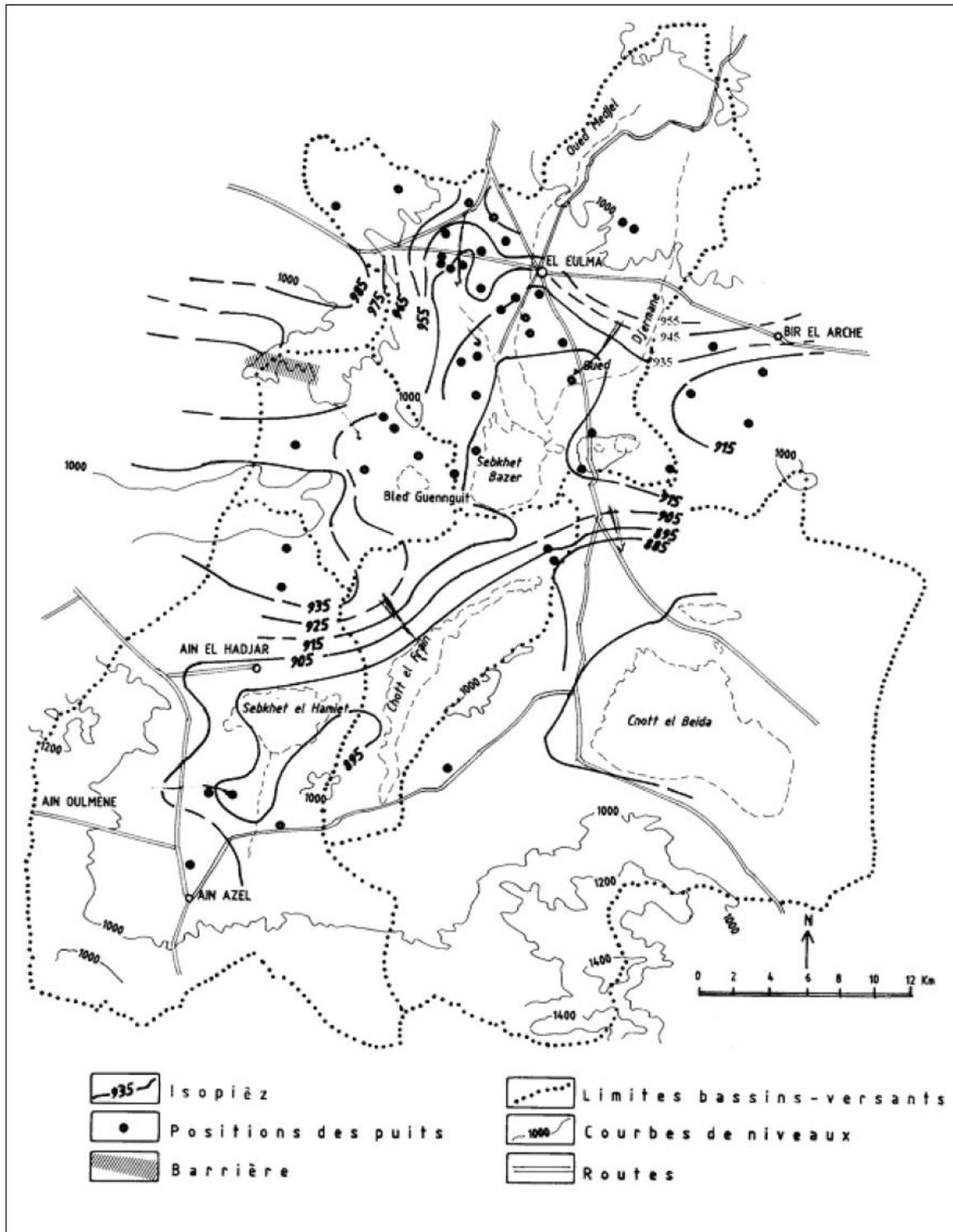


Figure IV.10 : piézométrie de la région d'El Eulma -basses eaux 2006-
[Demdoum, 2006.]

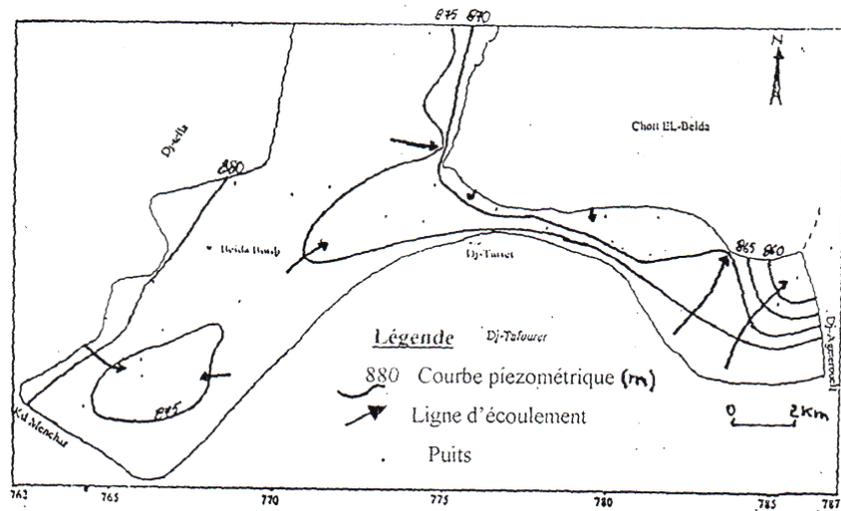


Figure IV.11 : piézométrie de Beida Bordj -basses eaux 2002- [Djenba, 2002.]

Cette comparaison montre que la variation du niveau piézométrique de la nappe est très considérable en tout point de la région, il est en moyenne de 5 m pour les sous bassins d'El Eulma, Braou et Ain lahdjar. En ce qui concerne le sous bassin de Baida bordj la superposition des deux cartes, montre que le battement de la nappe varie de 5 à 17 m. Ce fort battement de la nappe superficielle est due à la fois à la sécheresse, donc en liaison avec la faible alimentation de la nappe et la forte densité des puits ce qui a fortement sollicité la nappe.

IV.2.3.4. Carte de profondeur de la nappe

Les diverses cartes piézométriques, ont permis de dresser une carte de profondeur de la nappe. Ce document semble être intéressant dans la mesure où il apporte un supplément d'information pour l'interprétation des données géotechniques étant donné que le comportement mécanique des sols est intimement lié à l'état de saturation des sols. Ce document a été réalisé à l'aide des données de 186 points d'eau répertoriés dans les travaux de Boudoukha, (1988) relatifs à l'année hydrologique 1985-1986. Cette carte est établie par kregage sous logiciel Surfer 11. Fig. IV.12. L'examen de cette carte montre que la profondeur d'eau varie de moins un mètre près de chotts et sebkha et 30 mètres dans la partie sud Est.

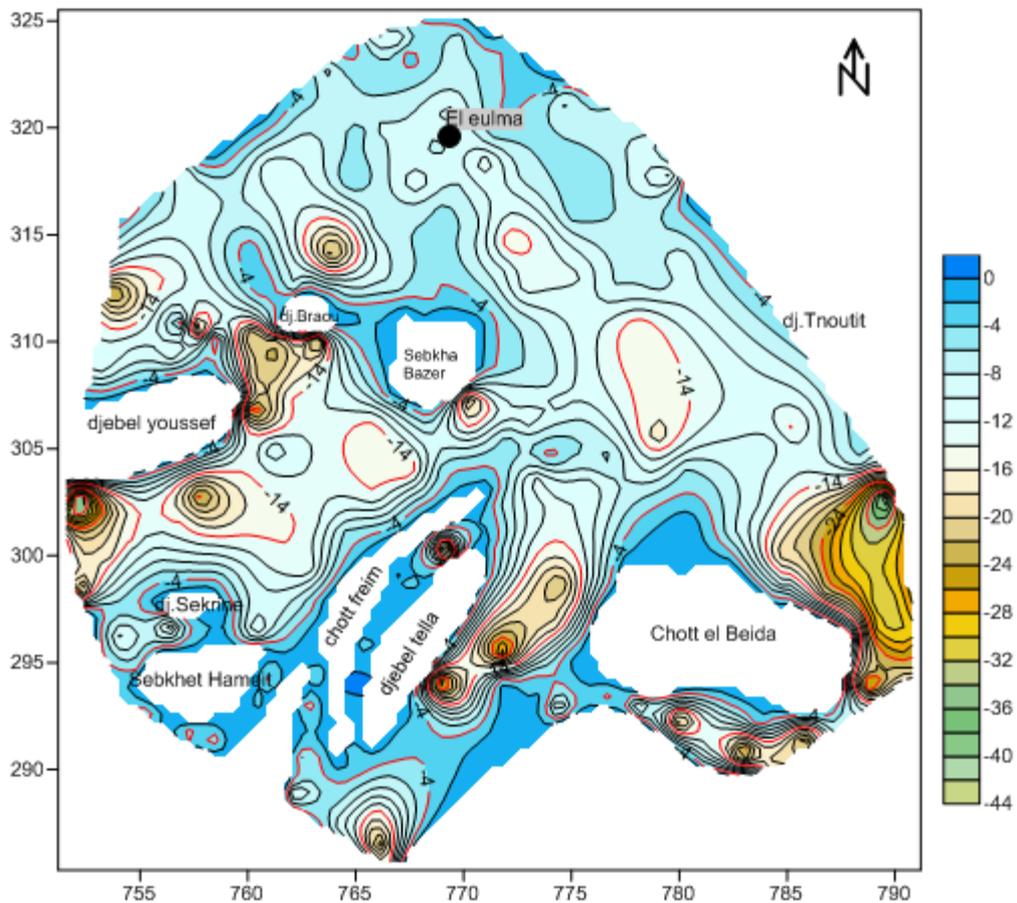


Figure IV.12 : Carte de profondeur d’eaux des dépressions fermées d’El Eulma (oct.1985)

IV.2.3.5- Variation interannuelle de l’aquifère mio-plio-quaternaire

La comparaison entre la carte piézométrique de 1986 et celle faite en 2006 nous permet de dire que cet aquifère a connu une baisse du niveau piézométrique très considérable; ceci est en liaison avec la période de sécheresse et la multiplication du nombre de puits qui exploitent cette nappe.

IV.2.3.6- Aquifère superficiel de GUEDJEL :

Cet aquifère est situé à l’Ouest des dépressions fermées d’El Eulma, il est limité :

- Au Nord par Ouled Sabor;
- Au Sud par Bir Haddada ;
- A l’Est par El Eulma ;
- A l’Ouest par Mezloug.

On utilisant les coordonnées de la compagnie piézométrique des hautes eaux, effectuée par Djemmal, (2008) dans cette région, on a pu tracer la carte de la profondeur d'eau.

La figure IV.13, montre que la nappe d'eau superficielle se trouve à plus de 10 mètres de profondeur dans le centre de la plaine et s'enfance jusqu'à plus de 26 mètres sur les limites.

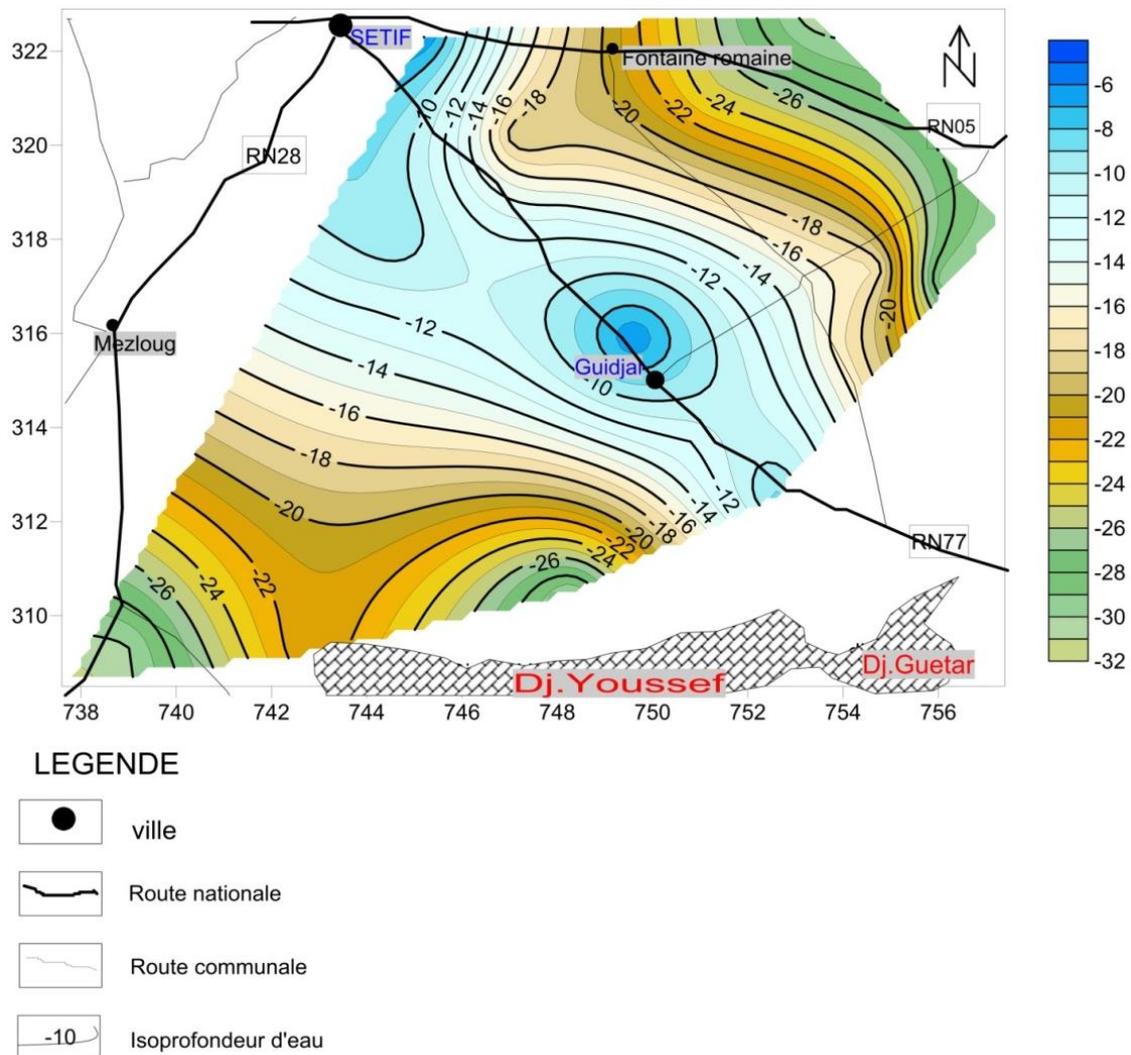


Figure IV.13 : Carte de profondeur d'eau de la nappe de Guidjel

IV.2.4- Conclusion

Si l'hydrogéologie des hautes plaines est actuellement bien connu grâce aux nombreuses études menées ces dernières années (1985,2002,2006,2008). L'hydrogéologie du Nord Sétifienne reste, cependant, peu connue malgré l'émergence de quelques signes indiquant l'existence d'un potentiel hydrogéologique important.

L'examen de l'évolution interannuelle de la nappe superficielle des hautes plaines montre que le niveau piézométrique de celle-ci ne cesse de s'abaisser; ceci est dû aux deux facteurs principaux ; l'irrégularité des précipitations manifester de temps en temps par des longues sécheresses, d'autre coté de la forte exploitation de la nappe ; de ce fait la profondeur d'eau en générale est plus de quatre mètres a l'exception des franges des sebkhas. Ainsi, d'un point de vue géotechnique, les sols deviennent consolidés, les calculs de portance et de stabilité des futurs ouvrages devront être menés en tous les cas en contraintes effectives.

Chapitre V :
Contexte sismique

V.1-Introduction :

En revue dans ce chapitre on va examiner la sismicité de l'Algérie du Nord et en particulier la partie orientale de pays, dans laquelle se situe la wilaya de Sétif, notre secteur d'intérêt. Ceci permettra de contribuer à l'évaluation d'aléa sismique qui influe sur la stabilité du terrain. Pour atteindre cet objectif il fallait donner un aperçu sur la géodynamique régionale, puis locale.

V.2-Cadre géodynamique de la marge algérienne et Nord africaine :

Les chaînes tellienne et saharienne, font partie de la chaîne Alpine, et sont le résultat de la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasiatique. Dans ce contexte, on donnera un aperçu sur les mécanismes et la cinématique de cette collision qui est en relation avec l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. On présentera brièvement leur évolution tectonique depuis le début du Mésozoïque puis on s'intéressera à l'activité sismique de Nord algérien et en particulier celui de l'Est algérien.

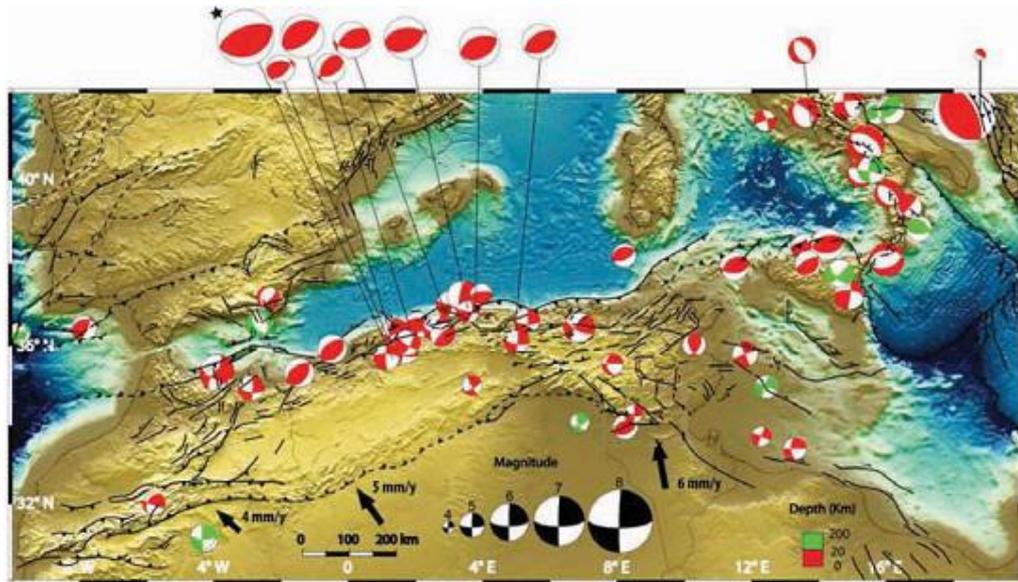
Le mouvement relatif convergent entre les plaques africaine et européenne change de direction et de vitesse d'Ouest en Est. Fig.V.1 et V.2. Cette convergence est NO-SE au niveau du Maroc, elle devient purement N-S à la longitude du Caire. Argus et al.1989. Parallèlement, la vitesse de la convergence croît de l'Ouest vers l'Est, elle est de 4 mm/an au niveau de la marge Nord marocaine, 5 mm/an à la longitude d'Alger, 6 mm/an au niveau de la marge tunisienne et 9 mm/an à la longitude du Caire. Argus et al.1989. Fig. V.1. Cette différence est due à la rotation anti-horaire de la plaque africaine initiée à partir de la collision avec la plaque européenne. Les coupes de la figure V.2, montrent le détachement d'un bloc d'AlKaPeCa (les Kabylies), sa dérive vers le sud-Est, puis sa collision avec l'Afrique du Nord entraînant la mise en place des chaînes des Maghrébides et atlasiques. Frizon de Lamotte, 2000.

La convergence totale entre les deux plaques depuis 18 Ma est estimée entre 230 km (Biju-Duval et al.1977) et 350 km (Dewey and Celil sengör. 1979). Le résultat de cette convergence se matérialise par la mise en place des chaînes des Maghrébides et atlasiques tout au long de l'Afrique du Nord. Actuellement, cette convergence se manifeste par un raccourcissement crustal actif de direction NNW-SSE. Anderson and Jackson, 1987; Pondrelli et al.1995; Rebaï et al.1992).

Au Maroc, les premiers signes de convergence Afrique-Eurasie ont été datés dans le Haut-Atlas Marocain au Crétacé inférieur (Mattauer et al.1977) voire au Lias supérieur (Fraissinet, 1989; Laville, 1985). Ce raccourcissement s'accroît vers le Crétacé terminal (Fraissinet, 1989) donnant une chaîne plissée (Mattauer et al. 1977). Toutefois, ces datations ont été contestées par plusieurs auteurs (Piqué et al. 2002) qui se rejoignent pour considérer que les périodes de déformation majeures datent du Miocène et du Quaternaire.

En Algérie, les travaux d'Aissaoui (1984) et Addoum (1995) sur l'Atlas Saharien, corroborés par les travaux de Wildi (1983) dans le domaine tellien, plaident en faveur d'une évolution unique constituée de deux événements compressifs majeurs post-Lutétien et Villafranchien (Quaternaire ancien), communément appelés la « phase Atlasique » et la « phase Alpine », et un événement de faible importance d'âge Pliocène qui s'intercale entre les deux.

En Tunisie, plusieurs travaux (Delteil, 1982; Aissaoui, 1984; Ouali, 1984 ; Yaïch, 1984; Zouari, 1995) ont conclu à l'existence de deux périodes majeures de plissement : la première d'âge Serravalien-Tortonien et la deuxième d'âge Villafranchien. Les directions de raccourcissement se répartissent globalement dans l'octant NW-SE à NS qui correspond bien à la direction de collision des plaques Africaine et Eurasiatique.



Legende

- ↖ 4mm/y Direction et vitesse de convergence de la plaque africaine
- ↗ Nappe de charriage
- Faille
- ⊕ Mécanisme au foyer
- ★ Sisme d'El Asnam du 10 octobre 1980, Ms = 7,3

Figure V.1 : Carte sismotectonique de la Méditerranée occidentale. Barrier et al., 2004

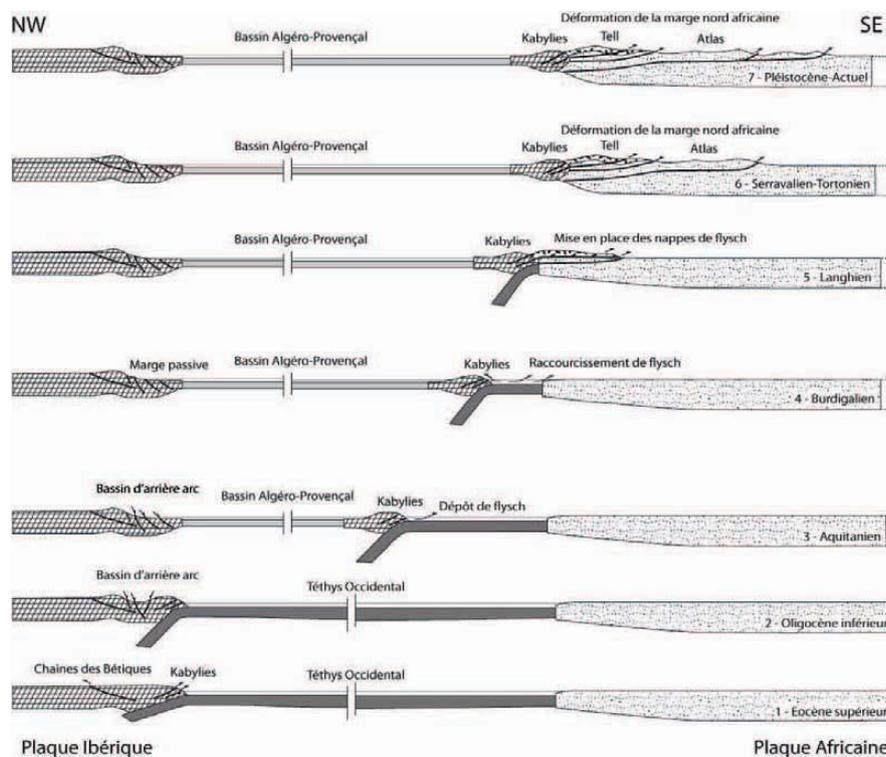


Figure V.2 : Evolution géodynamique en coupes, des marges ibérique et nord africaine de l'Eocène à l'Actuel.

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

V.3- Cadre Sismo-tectonique

La plus grande partie de l'activité sismique de l'Algérie se manifeste au niveau du Tell qui constitue la région la plus exposée aux séismes violents et dévastateurs puisque la majeure partie de la population algérienne y réside. Au cours de son histoire, le Tell algérien a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui ont généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes. Les travaux sur la sismicité historique montrent que les séismes les plus violents sont ceux qui ont eu lieu à Alger (1365,1673, 1716, 1755, 1924), Oran (1790, 1889, 1912, 1959), Blida (1825), Ténès (1867, 1955, 1956), Bejaïa (1865, 1880, 1946), Djidjelli (1856) et Gouraya (1891). De même, le Tell algérien a connu plusieurs séismes instrumentaux dont les plus importants sont ceux de Sour El Ghozlane (24 juin 1910, $M_s = 6,4$), Orléansville (9 septembre 1954, $M_s = 6,7$), El Asnam (10 Octobre 1980, $M_s = 7,3$), Tipaza (29 octobre 1989, $M_w = 6,1$), Alger (4 septembre 1996, $M_w = 5,7$) et Zemmouri (21 Mai 2003, $M_w = 6,8$). Le séisme d'El Asnam a produit une rupture co-sismique de surface d'environ 2 m de rejet vertical. Photo.V.1. Meghraoui et al., 1986. Le séisme de Zemmouri a enregistré un soulèvement côtier de 55 cm. Megharoui et al.2004. Photo.V.2.

L'essentiel de la sismicité des 40 dernières années est concentré au sein du système constitué essentiellement de bassins inversés. Depuis la fin du Pliocène, l'ensemble du système est soumis à un raccourcissement globalement NO-SE à NNO-SSE (Meghraoui et al.1986; Meghraoui and Doumaz, 1996).

Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 4 (Fig. V.1) montrent une dominance des mouvements inverses sur des failles orientées NE-SO et à pendage NO, le séisme d'El Asnam représente l'archétype. Selon ces mêmes auteurs, le pendage assez raide de ces failles et les faibles profondeurs des foyers (0-8 km) montrent qu'il s'agit d'anciennes failles normales de la marge Nord-africaine qui s'enracinent sur un décollement de faible pendage (20°) et seraient réactivées en compression. Selon les mêmes auteurs, comme il n'y a pas d'indices de subduction au pied de la marge actuelle, c'est toute la marge qui accomode la convergence Afrique-Europe dans ce secteur en activant préférentiellement les segments en relais qui jalonnent le front de la chaîne côtière du Tell.

Photo V.1 : Rejet vertical de la faille
D'Asnam.



Légende :

- (a) Terrasse marine soulevée. La flèche noire indique l'ancienne ligne de rivage et la flèche blanche indique la nouvelle ligne de rivage.
- (b) Le soulèvement est mesuré grâce à la bande d'algues émergée. Les flèches grises indiquent des marqueurs d'anciens niveaux marins dont le soulèvement est dû probablement à des paléoséismes. Les flèches blanches indiquent le platier soulevé lors du séisme de 2003.

Photo.V.2. : Soulèvement côtier cosismique Zemmouri du 21 mai 2003, Meghraoui et al.2004.

V.3.1- Faille Active, Séisme et Cycle Sismique

V.3.1.1- Faille Active

Une faille est une discontinuité le long de laquelle deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ce déplacement est dû aux forces exercées par les contraintes tectoniques. Les failles existent depuis l'échelle microscopique (millimétrique) jusqu'à celle des plaques tectoniques (plusieurs centaines de kilomètres). Les grandes failles se trouvent aux limites de plaques et aussi au sein des zones déformées intraplaques. L'organisation d'une faille dans l'espace est souvent complexe, en particulier pour les failles pluri-kilométriques. La plupart des failles sont constituées de différents plans élémentaires, appelés segments, aux relations étroites et dont la distribution détermine une structure géologique.

Une faille active est une faille le long de laquelle un ou plusieurs déplacements se sont produits pendant le Quaternaire et peuvent toujours se produire. Elle peut donc engendrer un séisme dans un futur proche (les futurs millénaires). Les failles actives sont responsables de la majorité des tremblements de terre. A chaque faille active sont associés un aléa, une vulnérabilité et un risque sismique. L'aléa correspond à l'apparition d'un potentiel séisme de magnitude donnée sur une période donnée. La vulnérabilité est une notion qui repose sur l'évaluation des conséquences d'un séisme sur le plan économique et humain. Fig.V.3.

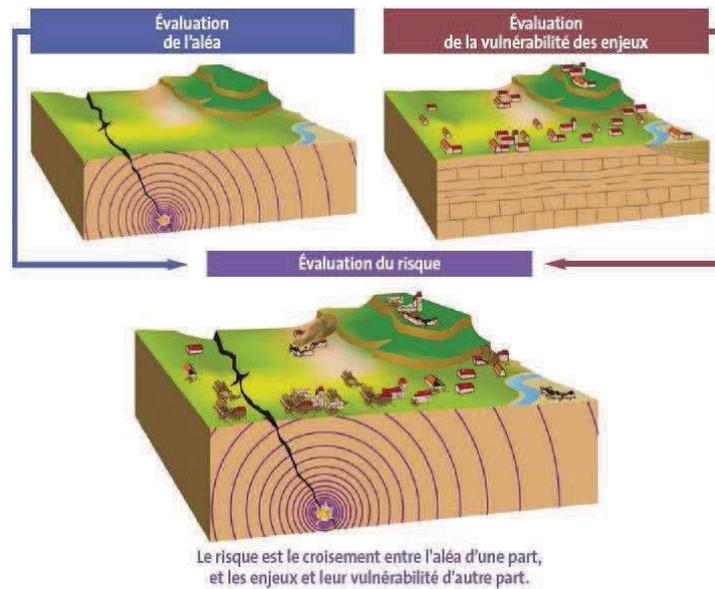


Figure V.3 : Aléa, vulnérabilité, risque : Représentation schématique de l'évaluation du risque sismique (Extrait du Classeur « Le risque sismique en PACA », coédition BRGM, DIREN PACA, Région PACA, décembre 2006).

Le croisement entre l'aléa sismique en un point donné et la vulnérabilité des enjeux qui s'y trouvent exposés (personnes, bâtiments, infrastructures...) correspond au risque sismique Fig. V.3. L'importance des dommages subis dépend très fortement de la vulnérabilité des enjeux à cet aléa. Par exemple, un séisme de magnitude importante ayant lieu dans le désert présente un risque faible alors qu'un séisme de magnitude moins importante survenu dans une région peuplée présente un risque fort. Pour deux séismes de magnitude similaire, ayant lieu dans deux villes ayant la même population, c'est surtout la différence de vulnérabilité entre les constructions qui permet d'expliquer l'écart au niveau des victimes.

V.3.1.2. Séisme

Un séisme correspond à une libération de l'énergie élastique emmagasinée dans les volumes rocheux sous l'effet des contraintes tectoniques. Il est causé par un déplacement quasi-instantané et brutal (quelques secondes à quelques dizaines de secondes) le long d'une faille. Il correspond à l'activation d'un ou de plusieurs de ses segments. En glissant l'une par rapport à l'autre, les parois de la faille engendrent des ondes sismiques (P, S et de Raleigh) se propageant dans toutes les directions. L'analyse de l'amplitude des ondes

enregistrées permet de déterminer l'importance du séisme, ou magnitude exprimée sur l'échelle de Richter.

Les séismes proviennent du mouvement de failles situées dans les premiers 10 ou 20 km de la croûte terrestre (couche ou croûte sismogénique). Au dessous, au niveau de la croûte inférieure, le glissement se fait de manière lente et continue par fluage plastique le long d'une zone de cisaillement ductile. Dans la zone sismogénique, les ruptures peuvent se propager par nucléation de segments de failles disjointes les unes des autres au début du phénomène. Dans la zone superficielle et cassante de la lithosphère, les failles actives forment un réseau complexe de surfaces de glissement qui évoluent à court terme (100 ans) au cours du cycle sismique. C'est la répétitivité des phénomènes sismiques, enregistrés sur un pas à long terme (> 100 000 ans), qui est à l'origine de nombreux reliefs de failles.

L'étude des mécanismes au foyer permet de connaître le type de faille à l'origine du séisme, les orientations potentielles de cette faille, ainsi que la direction du mouvement sur cette faille. On répertorie le premier mouvement, compression ou dilatation, observé sur toutes les stations sismologiques sur une sphère entourant le foyer; la projection de cette sphère en surface délimite des zones de compression et des zones de dilatation, séparées entre elles par deux plans nodaux perpendiculaires: le plan de faille et le plan auxiliaire. Sur un sismogramme, si le premier pic est vers le haut, le premier mouvement observé est un mouvement en compression, s'il est vers le bas, le premier mouvement observé est un mouvement en dilatation. On associe alors à chaque type de faille un mécanisme au foyer.

L'étude de nombreux séismes a permis d'établir des lois d'échelle qui relient les dimensions de rupture de surface (longueur de la rupture, surface de la rupture) à la magnitude. Hanks and Kanamori, 1979; Wells and Coppersmith, 1994. Un séisme de magnitude 4 correspond à une surface de rupture de l'ordre du 1 km^2 et un glissement moyen de quelques centimètres. Un séisme de magnitude 7 correspond à un glissement de 2 à 3 m sur un plan de faille de 15 km de large et de quelques dizaines de km de longueur. Fig.V.4. Pour des séismes de plus forte magnitude, la largeur du plan de rupture est limitée par la base de la croûte sismogénique. Un séisme de magnitude 8 correspond à un glissement moyen de plusieurs mètres sur un plan de faille de 15 km de large et de 200 km de long. Fig.V.4.

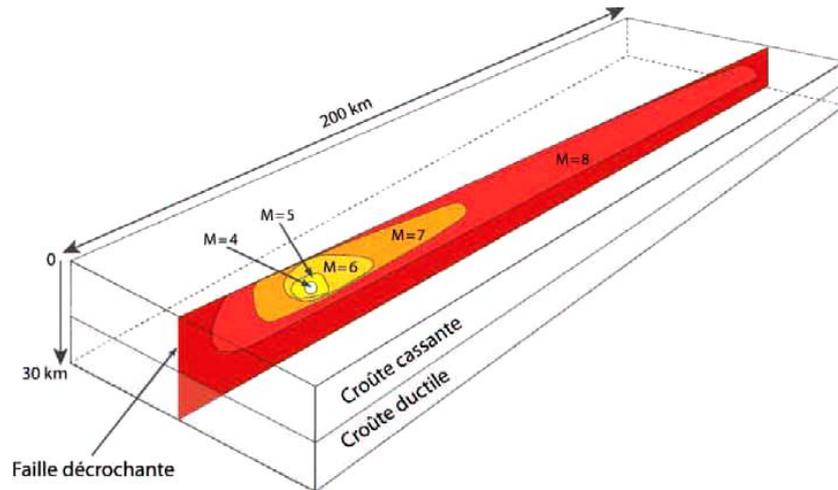


Figure V.4 : Relation entre magnitude et surface de rupture dans le cas d'un décrochement. Philip et al., 2007.

V.3.1.3- Cycle sismique

La faille reste bloquée pendant une longue période alors que les blocs qu'elle sépare se déplacent de manière continue à distance de la faille. Cette période est de quelques centaines d'années pour les failles à vitesse pluricentimétriques (par exemple, failles de San Andreas et nord-anatolienne), de quelques milliers d'années pour les failles à vitesse millimétrique, et peut atteindre plusieurs dizaines de milliers d'années pour les failles plus lentes. Cette période de charge (phase intersismique) s'accompagne d'une augmentation des contraintes sur le plan de faille. La restitution de la déformation accumulée et le rattrapage du déplacement au niveau de la faille surviennent par rebond élastique lors de tremblements de terre (phase cosismique) plus ou moins violents qui se produisent à intervalle de temps plus ou moins réguliers.

Un cycle sismique correspond à la succession d'une phase intersismique et d'une phase cosismique. En d'autres termes, deux séismes majeurs successifs définissent un « cycle sismique ».

V.3.1.4- Effets de Site

Tous séismes génèrent des ondes sismiques considérées comme un effet direct, elles même déclenchent d'autres effets, on distingue des modifications en surface et celles

qui en résultent (effets indirect). Ces modifications et conséquences sont groupées habituellement sous le terme *effets macrosismiques*.

V.3.1.4.1-Effets directs

On entend par effet direct les manifestations en surface associées au fonctionnement d'une faille. Ce sont des mouvements verticaux ou horizontaux qui aboutissent à la déformation permanente de la surface topographique « déformation permanente co-sismique ».

Notant bien que ces ruptures de surface sont associée aux séismes major ($M_n > 6$) ; le séisme d'Asnam « Chelef actuellement » à eu lieu le 10 octobre 1980 avec une magnitude de 7.3 a engendré une rupture du surface de 0.5 m à 5 m sur la faille major principale. Photo.V.1.

V.3.1.4.2-Effets indirects :

Les effets indirects consistent en des mouvements gravitaires de terrain meubles ou des roches cohérentes. On a ainsi les glissements de terrain, la liquéfaction, les éboulements, les effondrements, le tassement et le tsunami. Toutefois ces instabilités existent en dehors des secousses sismiques mais ces dernières sont considérées comme des facteurs déclenchants.

V.3.1.4.2.1- Les glissements de terrain :

Les glissements de terrain sont très communs dans les zones épacentrales des séismes, aussi bien à terre qu'en mer. Leur nombre et leur importance est fonction de la magnitude du séisme. Fig. V.5. Il en est de même pour la surface sur laquelle ils peuvent se produire : jusqu'à plus de 100 000 km² pour du séisme de magnitude supérieure à 8. Keefer, 1984.

Celui de Beni Rached (séisme de Chlef) est le plus grand d'une surface d'environ 18km².

V.3.1.4.2.2- Eboulements et écroulements rocheux :

Les séismes frappent souvent des régions à fort relief qui comportent des masses rocheuses rigides vigoureusement attaquées par l'érosion et affleurent en falaise. Ces dernières sont la source d'éboulement et chutes de blocs et de pierres.

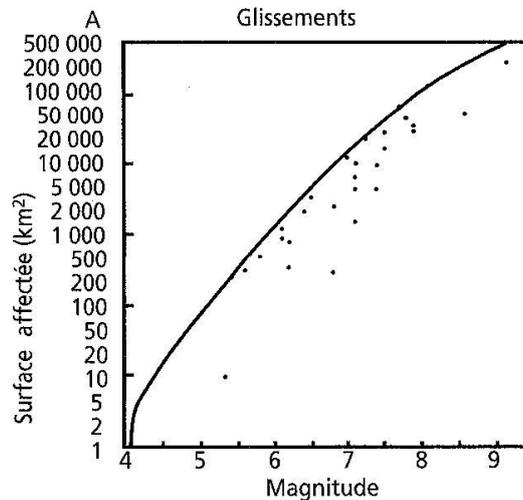
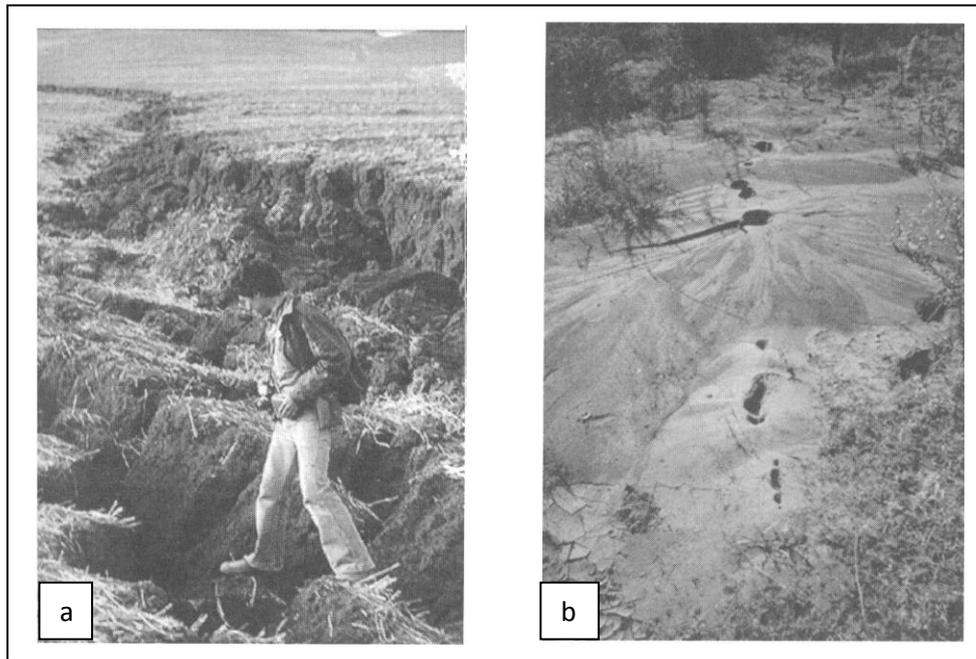


Figure V.5 : Glissement ; rapport surface affectée en km²-magnitude. Keefer, 1984.

V.3.1.4.2.3- Liquéfaction

Ce phénomène accompagne très fréquemment les séismes et peut avoir de lourdes conséquences sur les bâtis. Sous l'effet des secousses sismiques, certaines formations géologiques superficielles (sables saturés), perdent leur cohésion et se « liquéfient ». Sur le terrain, après un séisme, des cratères ou « volcans » de sable sont les manifestations visibles les plus nettes de ce phénomène. Photo.V.3.



**Photo.V.3.a: Niche d'arrachement
du glissement de Beni Rached
(séisme El Asnam 1980)**

**Photo.V.3. b : « Volcans de sable »
dus à la liquéfaction dans les
alluvions de l'oued Cheliff (séisme
de l'El Asnam).**

V.3.2- Néotectonique, Marqueurs morphologiques et Sismicité Historique

V.3.2.1-Analyse Morphotectonique [la Néotectonique]

En Europe, le terme néotectonique a été employé pour caractériser les déformations ainsi que des mouvements de grande ampleur que géologues et géomorphologues observent grâce aux terrains pléistocènes. La néotectonique et la paléosismologie servent à repérer les failles actives. Pour comprendre les processus tectoniques qui affectent une région sur plusieurs cycles sismiques, il est nécessaire d'analyser les structures géologiques et la morphologie des paysages à différentes échelles, depuis l'image satellitaire jusqu'au terrain. Il est alors nécessaire d'étudier des objets géomorphologiques (cônes, terrasses, piedmonts, vallées, réseau hydrique...) qui enregistrent la déformation qu'on appelle « marqueurs morphotectoniques ».

La quantification des mouvements superficiels de la croûte terrestre sur plusieurs échelles de temps nécessite la datation des marqueurs morphotectoniques. Ces marqueurs sont le plus souvent des dépôts alluviaux ou colluviaux affectés par la déformation. En datant l'âge de mise en place ou la période d'exposition en surface de ces

objets et en mesurant la déformation associée à cette période, on peut ainsi déterminer des taux de glissement des failles. La première étape d'une analyse morphotectonique consiste à observer les structures géologiques et les marqueurs morphotectoniques à plusieurs échelles spatiales. Pour cela, on utilise une panoplie d'outils et de techniques tels que les images satellitaires, les photos aériennes et les modèles numériques de terrain (MNT). Les images satellitaires permettent d'étudier des régions de différente taille.

A l'échelle régionale, on utilise généralement des images à moyenne résolution (quelques dizaines de mètres) comme les Landsat ou Aster pour avoir une vue d'ensemble de l'objet étudié dans le contexte tectonique et repérer les éléments morphologiques majeurs et les structures principales qui le caractérisent. A l'échelle d'un massif, les images doivent permettre d'analyser en détail les segments de faille, les réseaux de drainage, les surfaces alluviales, etc. On utilise alors des images satellitaires avec une meilleure résolution (quelques mètres) ou des photos aériennes. Dans notre cas, les images satellites nous ont permis de repérer les principales structures potentiellement actives (plis, failles,...). Les images utilisées dans ce travail ont été acquises par divers satellites (Spot landsat-...) accessibles à l'aide du logiciel de navigation géographique « Google Earth ».

Ces documents ont une résolution de 2,5 m. La dernière phase d'observation est réalisée sur terrain. L'analyse des affleurements permet de déterminer la nature des roches et les environnements géométriques de dépôt des formations détritiques, d'apprécier l'état de préservation des surfaces alluviales, etc. Le travail d'observation sur le terrain est donc indispensable pour compléter l'information acquise indirectement par la télédétection et préciser la chronologie relative entre les différents marqueurs morphotectoniques. Le travail de terrain étant largement plus long et plus coûteux, l'imagerie permet de le rendre plus efficace en permettant une sélection des sites a priori les plus démonstratifs.

On souligne également que l'évolution d'escarpement de la faille est conditionnée par les conditions climatiques. Dans le domaine méditerranéen, de nombreux escarpements de faille en roches carbonatées ont été érodés très efficacement par la gélifraction pendant les périodes froides pléistocènes.

V.3.2.2- Marqueurs Morphotectoniques

Les dépôts récents du Moi-Plio- Quaternaire, enregistrent les effets de la tectonique et des oscillations du climat. La géométrie des formations fluviales et leurs faciès, par exemple, sont d'excellents indicateurs des mouvements verticaux et des changements climatiques. Les principaux marqueurs morphotectoniques qui peuvent aider à analyser la tectonique active sont : les cônes alluviaux, les encroûtements à leur surface et le réseau hydrographique.

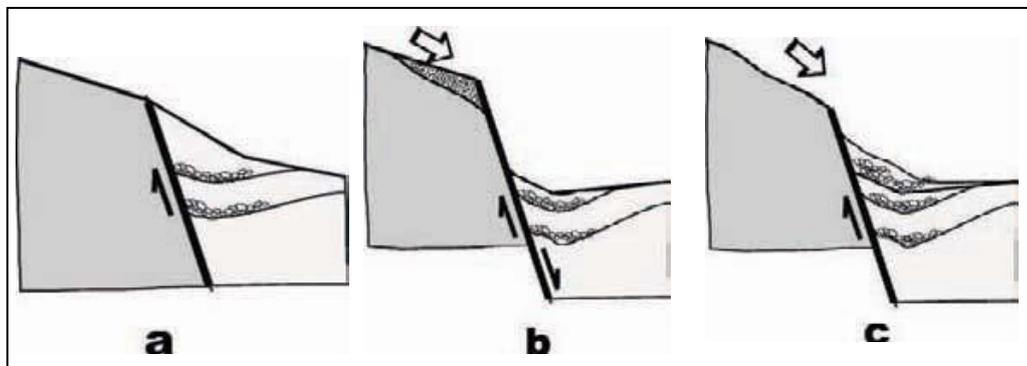
V.3.2.2.1- Les cônes alluviaux

Les cônes alluviaux constituent des éléments morphologiques particulièrement intéressants. En effet, ils traduisent, d'une part, les conditions climatiques et morphologiques de l'époque de leur formation, et d'autre part, l'analyse de la déformation de ces glaciaires, permet de caractériser les mouvements tectoniques les plus récents. Les cônes alluviaux sont définis comme des dépôts de drainage étendus et de faible pente dont la géométrie forme un éventail ouvert ou semi-conique. Nilsen, 1982. Fig. V.6. Ils sont déposés par un drainage torrentiel dans un lieu où la puissance du flux décroît soudainement et provoque une baisse de l'efficacité de transport et donc le dépôt des sédiments. Fisher et Brown, 1972 ; Delcaillau, 2004. Le cône comprend généralement trois parties qui, de l'amont vers l'aval, sont la zone apicale (ou l'apex), la zone de transition et la zone distale. Au niveau de l'apex, le cône se raccorde au cours d'eau qui l'alimente. Les cônes alluviaux coalescents se forment d'une façon adjacente les uns à côté des autres et forment des surfaces régionales dans les plaines de piémont au pied des reliefs.

La superficie des cônes alluviaux répond aux particularités géomorphologiques des bassins versants pourvoyeurs de sédiments (surface, pente moyenne, lithologie) et est influencée par les forçages tectoniques et climatiques. La pente des cônes est conditionnée par la tectonique active, l'organisation morphologique des bassins versants et la dynamique des chenaux. Elle varie, en moyenne, entre 0.5 % et 5 % et diminue progressivement de l'amont vers l'aval. Delcaillau, 2004. Les grands bassins d'alimentation produisent de grands cônes à faible pente. Les cônes composés de matériaux grossiers ont une forte pente. Les cônes répondent à un équilibre dynamique entre le transport des particules grossières (issues de l'érosion du relief au niveau du bassin versant) et leur dépôt. L'épaisseur du cône diminue depuis l'apex vers ses bordures

distales. La valeur du rapport entre la surface du cône et son épaisseur est plus élevée dans les régions humides et dans les zones soulevées que dans les régions arides et les domaines subsidents.

Dans un contexte ordinaire (région tectoniquement stable), les cônes alluviaux se développent dans une disposition horizontale à sub-horizontale ayant un léger pendage vers la plaine. En allant vers l'apex, le pendage de la surface du cône croît et présente une forme concave au niveau de son raccordement avec les épontes du relief. Le basculement des cônes est influencé par l'activité tectonique. Les mouvements verticaux induits par une faille active provoquent une érosion du bloc soulevé et une accommodation sédimentaire dans le bloc affaissé.



Légende :

- (a) escarpement de faille normale à l'étape présismique ; (b) trace en surface avec déplacement co-sismique et début de l'érosion de l'escarpement co-sismique ainsi généré; (c) érosion de l'escarpement et dépôt des sédiments colluviaux.
- Meghraoui, 2001.

Figure V.6 : Processus d'enregistrement des traces de séismes anciens aux abords d'une faille active.

V.3.2.2.2- Le Réseau Hydrographique

On désigne par réseau hydrographique un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire, d'un bassin versant ou d'une région donnée. Le réseau hydrographique est d'autant plus dense que le climat est plus humide, que les pluies sont plus abondantes, les pentes plus fortes, les roches ou formations superficielles moins perméables. L'agencement des éléments du réseau dépend de la structure, de la géologie et du relief.

On utilise le mot « Oued » pour désigner un cours d'eau caractéristique du climat semi-aride à aride, avec des crues d'automne et de printemps qui atteignent des débits considérables.

Ce type de réseau hydrographique constitue un marqueur morphotectonique important pour décrypter la tectonique active d'une région vu que les anomalies des cours d'eau sont faciles à repérer que ce soit sur la photo satellite ou aérienne ou sur terrain.

V.3.2.2.3- Les Croûtes calcaires et gypseuses

Les croûtes sont des formations superficielles qui se développent exclusivement dans les domaines climatiques arides. En général, la faiblesse des précipitations, l'action du vent et l'intensité de l'évaporation, sont les conditions les plus favorables à leur genèse. Coques, 1951. Dans la zone d'étude, les surfaces de cônes constituent des éléments morphologiques particulièrement intéressants. En effet, ces surfaces traduisent, d'une part, les conditions climatiques et morphologiques de l'époque de leur formation, et d'autre part, l'analyse du style de déformation de ces glacis permettent de caractériser les mouvements tectoniques les plus récents.

Dans ce travail, les croûtes de calcaires ont été utilisées comme indice de déformation active. Elles ont permis de déterminer si la faille active émerge en surface où si elle est encore aveugle. En effet, dans ce dernier cas, les calcrètes sont basculées sans que la faille les affecte directement.

V.3.2.3- Sismicité Historique

Les recherches qui concernent les séismes anciens, se basent sur l'étude des archives (lettres, ouvrages, chroniques, journaux ...etc) relatant les séismes major et leurs conséquences. S'appuyant sur l'écrit (testes arabes, grec et latins) la sismicité historique reste la seule source d'information jusqu'à XIX^e siècle, plus tardivement des catalogues sont dressés puis des échelles d'intensité sont proposées pour comparer l'importance des tremblements de terre.

En Algérie on dispose plusieurs catalogues (Tableau V.1), ils couvrent différentes périodes de temps, mais sont incomplets dans certaines régions et souvent insuffisants en terme de localisations, période d'occurrence, magnitude, intensité et références.

Mokrane *et al.*, (1994) sont les premiers à avoir établi un catalogue de ce genre au Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (C.R.A.A.G). Cet ouvrage traite de la sismicité de l'Algérie pour la période 1365-1992. Benouar, 1994 a établi un catalogue pour toute la région du Maghreb qui s'étend de 1900 à 1990. Harbi, 2001 a fait le même travail pour le Nord-Est Algérien mais pour la période qui s'étend de l'an 419 à 2002 basé sur les catalogues historiques de Benhallou, 1985, Mokrane (1994)...ect. Le même auteur a enrichi et réévalué la sismicité historique que nous avons utilisé dans notre étude.

Tableau V.1 : Quelques catalogues de sismicité historique et instrumentale en Algérie. Layadi 2009

Auteur	Année de publication	Période couverture	Limite de zone d'étude
Rothé	1950	1716 -1949	Toute l'Algérie
Grandjean	1954	1940 -1950	Toute l'Algérie
Benhallou	1985	1790 -1984	Toute l'Algérie
Mokrane et al	1994	1365 -1992	Toute l'Algérie
Benouar	1994	1900 – 1990	Toute la région du Maghreb
Harbi	2001	1850 – 2000	4°E – 9.5° E ; 22° N – 38° N
CRAAG	2002	1992 – 2001	Toute l'Algérie
CRAAG	2004	2003	Toute l'Algérie
CRAAG	2005	2004	Toute l'Algérie
CRAAG	2006	2005	Toute l'Algérie
CRAAG	2007	2006	Toute l'Algérie

La paléosismicité peut contribuer à l'évaluation d'aléa sismique qui prennent en compte la fréquence et la taille des tremblements de terre sur des périodes de plusieurs dizaines de milliers d'années. Elle consiste à identifier, le long d'une faille connue ou présumée active, une zone où la sédimentation est suffisamment continue et récente pour avoir pu enregistrer les déformations de surface associées à un séisme, voir plusieurs séismes.

S'ajoute à cette méthode l'archéosismologie qui fournit des signes importants aux chercheurs. En premier lieu elle examine les désordres des constructions de l'antiquité qui pourraient avoir été provoqués par des tremblements de terre, elle apporte parfois des compléments (localisation et évaluation des effets) à la connaissance de certains séismes connus par la sismologie historique, et elle révèle d'autres informations qui n'ont pas été signalés par les écrits. En second lieu, dans les régions sismiques elle fournit les modes anciens de constructions parasismiques.

V.4-Sismicité de l'Algérie et de la Région d'Etude :

Comme il est déjà mentionné plus haut, l'Algérie est connue comme la région la plus sismique de l'Afrique du Nord. Cette sismicité est due au rapprochement des deux plaques, africaine et eurasiennne. Au cours de l'histoire, plusieurs séismes importants ont été recensés. On cite le séisme de Sétif (419 AJ) comme le premier séisme historique connu, rapporté par Guidoboni, (1994) et Mohammedi, (1991) et confirmé par Harbi et al., (2003). Puis les séismes d'Alger en 1365 et 1716, celui d'Oran en 1790 et celui de Gouraya en 1891. Dans une période plus récente, nous pouvons citer les séismes d'Orléansville le 09/09/1954, d'El Asnam le 10/10/1980 (Ouyed et al., 1981 ; Benhallou, 1985 ; Meghraoui, 1988), de Constantine le 27/10/1985 (Bounif et al.,1991), celui de Tipaza le 29/10/1989 (Meghraoui, 1991), celui de Mascara le 17/08/1994 (Benouar et al., 1996), celui d'Alger le 04/09/1996 (Yelles et al., 1997) , celui de Ain Temouchent le 22/12/1999 (Yelles et al.,2004) et celui de Beni-Ouartilane le 10/11/2000 (Yelles et al., 2001) et celui de Boumerdes le 21/05/2003 (Yelles et al.,2003 ; Delouis et al.,2004 ;Semmane, 2005 ; Belabbès, 2009).

L'étude de cette sismicité historique et actuelle a permis d'élaborer les différents catalogues de sismicité (Roussel, 1967 ; Benhallou, 1985 ; Mokrane et al., 1994 ; Bennouar, 1994; Boudiaf, 1996 ; Yelles et al., 2002 ; Harbi 2006) aussi bien des cartes de sismicité telles que celle des Intensité Maximale (Bockel,1972 ; Roussel,1973 ; Bezzeghoud, 1996), d'Aléa sismique (Hamdache, 1998).

Le centre de recherche en astrophysique, astronomique et de géophysique algérien (CRAAG) a élaboré des catalogues et des cartes sismiques basées sur des données de sismicités historiques et/ou de la sismicité instrumentale. On remarque que le Nord est la zone la plus sismique alors que le Sahara est plus stable. Fig. V7.

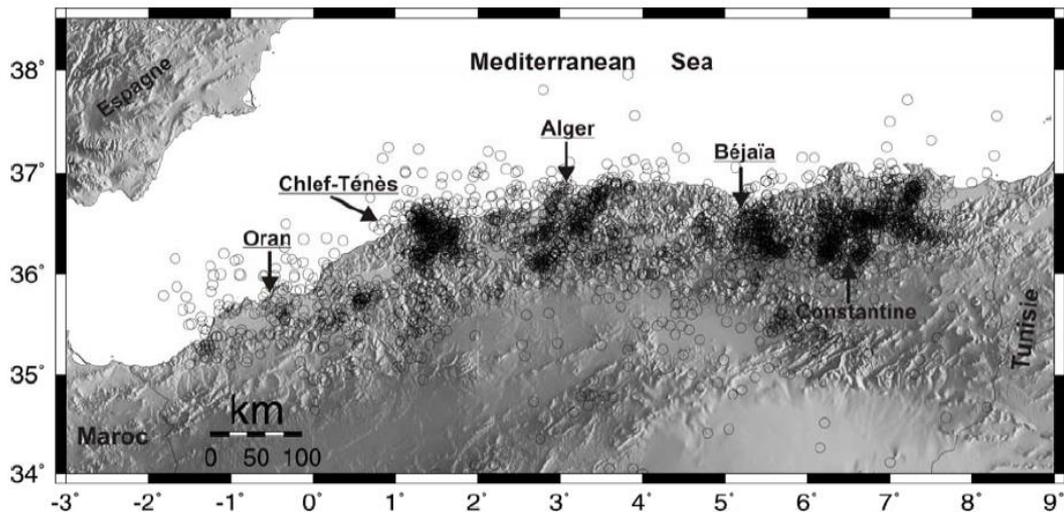


Figure V.7 : Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009. Catalogue du CRAAG. (In Djoudi.H.2011).

Les séismes algériens sont généralement des séismes superficiels dépassent rarement les 50 km de profondeur, ce qui les rend plus dangereux et plus dévastateurs. Les failles qui engendrent ces séismes sont principalement orientées NE-SW. Ouyed et al., 1983 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Bounif et al., 2004 ; Delouis et al., 2004 ; Chaouche et al., 2004. Dans l'Est algérien nous nous référons aux travaux de Harbi, 2001 qui ont été consacrés notamment à l'élaboration des catalogues sismiques de région. Fig. V.13. Plusieurs séismes historiques ont été répertoriés dans ces catalogues dans lesquels l'auteur a apporté beaucoup de soins que nous allons passer en revue l'essentiel des cartes d'isointensité de principaux séismes.

V.4.1- Sismicité Historique et instrumentale de l'Est algérien

L'Est algérien a connu au cours de l'histoire, comme tous le Nord, des secousses sismiques importantes quoique la majorité de ces événements n'a pas été citée dans les manuscrits des historiens. On cite les plus importants de ces mouvements qui se trouvent localisés près de la région de Sétif qui sont tirés de travaux de Harbi, (2006) .

V.4.1.1. Le séisme de Constantine de 1838

Saidani, 1988, cite un séisme qui aurait eu lieu à Constantine en 1837. Selon Rozet et Carette, (1850), trois légères secousses de tremblement de terre ont été ressenties à Constantine dans la nuit du 27 au 28 avril 1838.

V.4.1.2. Le séisme de Batna du 15 février 1858

Cet événement cité seulement par Hée, (1950) est rapporté par Le Maréchal Vaillant qui donne connaissance d'une lettre de Batna publiée dans les « *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences* datant du mois de janvier 1858 (tome XLVI) » selon laquelle une violente secousse, dont les oscillations ont duré environ dix secondes avec une direction NO-SE. Ce séisme a été ressenti à Batna et Lambèse.

V.4.1.3. Le séisme de Tizi N'béchar du 19 juillet 1924

Cet événement d'intensité VII MSK d'après Benouar, (1993) n'est pas rapporté dans les archives de presse de l'époque malgré sa grandeur. Selon Hée et Rothé, (1950) ;

- une violente secousse de 3s a été ressenti à Tizi N'béchar entraînant des lézardes à la maison cantonnière ;
- 3 secousses de direction NS ont été ressenties à Seddouk et Tizi Ouzou ;
- 2 secousses à Haussonvillers ;

Ce séisme a aussi été ressenti à Bouira, fortement recenti à Maillot et faiblement ressenti à Ain Bessem et Palestro où la direction des oscillations été SO-NE. Selon Hée, (1924), l'épicentre serait situé dans la région comprise entre Akbou et Kherrata. Ce séisme a sûrement été largement observé mais l'intensité qui lui a été attribuée auparavant n'est pas justifiée. Fig. V.8.

V.4.1.4. Le séisme de Djermouna (Kherrata) le 15 janvier 1949

Ce séisme est cité par plusieurs auteurs. Grandjean, (1954) rapporte que la secousse a été huit fois moins forte que celle du 17 février 1949. Les journaux disponibles à la Bibliothèque Nationale de la ville d'Alger ne rapportent rien sur ce séisme. *Le Journal d'Alger* du 18 février 1949 mentionne qu'il y'a eu des secousses depuis le 5, 6 et 7 janvier à Oued Marsa sans plus. Pourtant Grandjean, (1954) parle de 30 gourbis détruits au douar Djermouna et estime l'aire macrosismique à 25 km. Dans le catalogue de Benouar, (1993), l'intensité est estimée à V MSK mais comme nous manquons d'information sur les effets induits par la secousse et pas de précisions sur les destructions, nous préférons ne pas estimer d'intensité ni de garder celle existante.

V.4.1.5. Le séisme de Tocqueville (Ras El Oued) du 29 août 1953

L'intensité de ce séisme est estimée à VI MSK par Benouar, (1993). Selon Benhallou ,(1985), cette secousse a concerné la région de Colbert (zone la plus affectée), au Nord des Monts du Hodna où il a provoqué des dégâts et lézardes à Ain Azel, Salah Bey et Ain Oulmène ; il y aurait eu un enfant tué dans un douar voisin. Les archives de presse ne mentionnent pas ce séisme qui a certes, entraîné des dégâts avec une intensité d'au moins VI EMS.

V.4.1.6. Les séismes de Sétif de novembre 1957

Le 13 novembre 1957 à 19h 16m 24s (GMT), un tremblement de terre frappa la région de Sétif et ses environs. Selon Benhallou, (1985), la secousse a été assez violemment ressentie dans la région de Sétif (degré VII-VIII MM à Sétif et El Ourcia). L'épicentre localisé à Dj. Megriss, correspond à un foyer superficiel (h=3,5 km). Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie par toute la population à Sétif et à El Eulma, Fermatou, Ain Abessa et à El Ouricia. Des répliques suivirent ce premier choc le 14 novembre à 1h 22, 2 h 45 et 3h 45 (la deuxième était la plus forte). Le 21 novembre un séisme frappa Sétif à 20h 16mn et fut ressentie par tout le monde ; le séisme de cette journée aurait été ressenti à Amoucha. Une autre réplique a été ressentie à Sétif le 22 novembre à 3h 40mn et réveillant beaucoup de monde et causant des vibrations de vaisselle et de vitres et craquement de meubles. La plus forte réplique fut ressentie le 26 novembre 1957 mais elle fut plus faible à El Ouricia et a été suivie par d'autres répliques. Le 29 novembre, la première a eu lieu à 5h 21m (GMT) et a été ressentie par tout le monde et la deuxième à 22h 45 qui a été ressentie par de nombreuses personnes ; les deux ont causé la vibration de vaisselle et de vitres. Mokrane et al., (1994) reprennent Benhallou et adoptent l'épicentre macrosismique estimé par l'IMPGA à Dj. Megriss. L'analyse de l'information macrosismique récoltée nous amène à estimer l'épicentre macrosismique plutôt à El Ouricia où il y'a eu plus d'effet et de réévaluer l'intensité maximale I_0 de VII-VIII MM (Mokrane et al., 1994) à VI-VII EMS. Fig.V.9.

V.4.1.7. Le séisme de Maouan du 18 février 1958

Le 18 février 1958, un séisme a été fortement ressenti à Mahouan à 9h 2m 24s (GMT) en causant quelques dégâts. Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie

par plusieurs personnes à Ain Roua où il y eut vibration de vaisselle, chute d'objets légers et craquement de tuiles. A Sétif, la secousse a été ressentie par tout le monde et on rapporte la vibration de vitres, le craquement de meubles et déplacement d'objets. Sur la base de l'information recueillie, la carte d'intensité est revue, l'épicentre macrosismique 36.20°N, 5.40°E donné par Mokrane et al., (1994) est adopté et l'intensité maximale I_0 est réévaluée de VI MM (Mokrane et al., 1994) à V-VI EMS et est attribuée à Mahouan. Fig.V.9.

V.4.1.8. Les séismes de Kherrata du 6 juin 1959

Le 6 juin 1959, un tremblement de terre frappa la zone de Kherrata et ses environs à 22h 34mn 42s (GMT). Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie par tout le monde à Aokas où il y eu craquements, vibration de vaisselle mais pas de dégâts. A Darguinah, on signala de grosses vibrations de vitres, tintement de sonnettes, arrêt d'appareillage électriques et réveil général des dormeurs. La secousse précédée d'un précurseur le 1 juin à 5h 6m 18s (GMT) a été ressentie à Kherrata par presque tout le monde ; on rapporte des craquements et déplacements de meubles, le réveil des dormeurs dont certains sont sortis des habitations. A El Main, la secousse a été ressentie par tout le monde ; on ne rapporte que quelques murs qui ont été lézardés, les sols en ciment craquelés et crevassés ainsi que quelques éboulements. Benouar, (1993) le cite comme étant un séisme de Darguinah. Sur la base de l'information recueillie, la carte 96 d'isoseiste est revue, l'épicentre macrosismique 36.60°N ; 5.30°E donné par Mokrane et al., (1994) est ré-estimé et l'intensité maximale I_0 est réévaluée de V-VI MM à Darguinah (Mokrane et al., 1994) à V-VI EMS attribuée à Kherrata et El Main. Fig.V.11. Toutefois la région de Kherrata enregistre fréquemment des séismes liés à la faille active qui porte le même nom. On signale aussi le séisme du 22 janvier 1960 avec une intensité de V-VI EMS, le séisme de Derguinah , Nord de Kherrta, du 28 juin 1974 avec une intensité de VII EMS, et le séisme du 09 novembre 1974 avec une intensité de VII EMS.

V.4.1.9. Le séisme de Behagle (Bir Hadada) du 4 septembre 1963

Le 4 septembre 1963, un tremblement de terre frappa la région de Sétif à 5h 6m 46s (GMT). Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie par tout le monde à Ain Abessa, Ampère, Belâa, Bir Hadada, Boutaleb, Arbaoun, Lafayette, El Hammam, Tixter et

Ras El Oued. On rapporte (1) fissures de terrains à Belâa où il y'a eu aussi glissement léger ; (2) eau trouble et changement de débit à Ampère. Mais c'est à Behagle (Bir Hadada) qu'il y'a eu le plus de dégâts avec déplacement de toute chose, fissures dans toute la région et destruction totale de plusieurs maisons. Selon Benhallou, (1985), il y eut un mort et une centaine de blessés suite au séisme qui fut suivi de plusieurs secousses ressenties à Bordj Bou Arréridj, Batna et Châteaudun et dont une cinquantaine a été enregistrée à Sétif dans un intervalle de 1h 30. La même information est rapportée dans *La Dépêche de Constantine et de l'Est Algérien* du 5 septembre 1963. Benouar, (1993) le place à Ain Taghrout alors que Mokrane et al., (1994) reprend la localisation donnée par le BCIS mais aucune estimation d'intensité n'est effectuée. Sur la base de l'information recueillie, une carte isoséismicité est établie, un épicentre macrosismique est estimé et l'intensité maximale I_0 est évaluée à VIII-IX EMS et est attribuée à Behagle (Bir Hadada). Fig.V.9.

V.4.1.10. Le séisme d'El Mahdia du 26 septembre 1967

Ce séisme n'est cité que par Benouar, (1993) qui se réfère à Mezcuca et Martinez, (1983). Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie à El Mahdia (Mac Donald) par tout le monde et il y eu la chute de tuiles (V EMS). On l'a aussi ressentie à Fermatou avec une intensité de IV-V EMS mais pas à Guidjel, Khelil, Ras El Ma, Sétif et Ain Abessa

V.4.1.11. Le séisme de Bir Hadada du 27 janvier 1968

Ce séisme est connu sous le nom de séisme des Monts Hodna dans les travaux antérieurs. Selon les questionnaires, la secousse a été ressentie par tout le monde à Ain Arnat, Magra, Bir Hadada et Ras El Oued. On signala la vibration de fenêtres, vaisselle et vitres et le craquement de portes dans toutes ces localités mais dans les deux dernières, on rapporte aussi des fissures de plafonds et d'immeubles ainsi que quelques fissures à Berhoum et Belimour. Sur la base de l'information récoltée à partir des questionnaires, la carte isoséismicité est revue, l'épicentre macrosismique 35.90°N , 5.10°E donné par Mokrane et al., (1994) à Ras

El Oued est ré-estimé à Bir Hadada qui a été secouée en 1963 par un séisme destructeur et qui se trouve proche de l'épicentre instrumental. L'intensité maximale I_0 est réévaluée de VI MM (Mokrane et al., 1994) à V-VI EMS et est attribuée à Bir Hadada et Ras El Oued. Fig.V.9.

V.4.1.12. Le séisme de Ain Abessa-El Ouricia du 11 juillet 1975

Le 11 juillet 1975, un tremblement de terre frappa la région de Sétif plus spécialement la zone de Ain Abessa-El Ouricia où il a été ressenti par tout le monde et où les questionnaires rapportent le plus d'effets. Ces derniers se résument à la vibration de vaisselle et de vitres, , craquement de meubles, dégâts aux immeubles particulièrement des fissures assez importantes aux murs et plafonds des édifices publics ou habitations privées (80% des bâtisses d'El Ouricia). Plusieurs sources auraient changé de niveau d'eau. Selon le journal *El Moudjahid* du 1er juillet 1975, sept secousses telluriques ont été ressenties ce jour-là à Sétif entre 2h 40 et 13h 20 dont la plus forte, celle de 7h 19m, qui a fait un mort (*suite à l'écroulement d'un ancien édifice religieux dont l'intérieur s'est effondré*) et 18 blessés et endommagé de nombreuses habitations (Fig.V.8).

V.4.1.13. Le séisme de Djemila du 14 avril 1977

Le 14 avril 1977, un tremblement de terre frappa la zone de Djemila dans la région de Sétif. Benouar, (1993) l'identifie comme étant celui de Si Merouane. L'épicentre estimé par l'ISC est proche d'Arbaoun où le séisme a été fortement ressenti. Les questionnaires révèlent qu'il y'a eu vibration de vaisselle avec déplacements de meuble à Béni Fouda, Rouached, vibration à Béni Amrane, à Béni Aziz (Arbaoun), vibration de vitres à Texenna, Jijel, Amoucha. À Ferdjioua l'eau de bain thermal est devenue trouble et a changé de couleur (rouge). A Djemila, la secousse a été ressentie par tout le monde, il y'a eu craquement de planchers et plafonds, fissures dans les immeubles, chute de tuiles et de cheminées, eau de source troublée (blanche comme du lait), fissures sur les routes et glissement de terrain.

Sur la base de l'information recueillie, la carte isoséiste est revue, l'épicentre macrosismique 36.29°N, 5.68°E donné par Mokrane et al., 1994 est adopté et l'intensité maximale I_0 est réévaluée de V MM (IMPGA) à VI-VII EMS et est attribuée à Djemila. Fig.V.8.

V.4.1.14. Les séismes de Djemila des 21 et 22 juin 1977

Le 21 juin 1977, un tremblement de terre frappa encore la zone de Djemila, deux mois après celui qu'elle a éprouvé en avril de la même année. Mokrane et al., (1994) adoptent l'intensité donnée par Benhallou (1985), i.e. IV MM mais rapportent la date du 22 juin 1977. Benouar, (1993) estime un épicentre au Nord de Djamila mais aucun catalogue

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

ne mentionne les répliques qui ont suivi cet événement qui ne semble pas avoir été enregistré par les sismographes. En effet les questionnaires rapportent que des secousses ont été ressenties du 21 au 26 juin 1977. Mokrane et al., (1994) comme Benouar, (1993) affectent une intensité de IV MM en se référant à Benhallou, (1985). Sur la base de l'information recueillie, nous ré-estimons l'intensité maximale I_0 à V EMS pour ce fort événement que nous considérons comme étant une forte réplique du séisme de Djamilia du 14.4.1977.

V.4.1.15. Le séisme d'El Madher du 20 mai 1986

Le 20 mai 1986, un fort séisme fut ressenti dans la région de Batna. Selon les questionnaires, le séisme a été fortement ressenti à El Madher causant des fissures aux plafonds et à certains murs et de façon moindre à Chemmora, Seriana, Batna, Tazoult et Timgad. Notons que l'épicentre instrumental donné par l'ISC est localisé au Sud d'El Madher, mais à Teniet El Abed ce séisme n'a pas été ressenti. Fig. V.8.

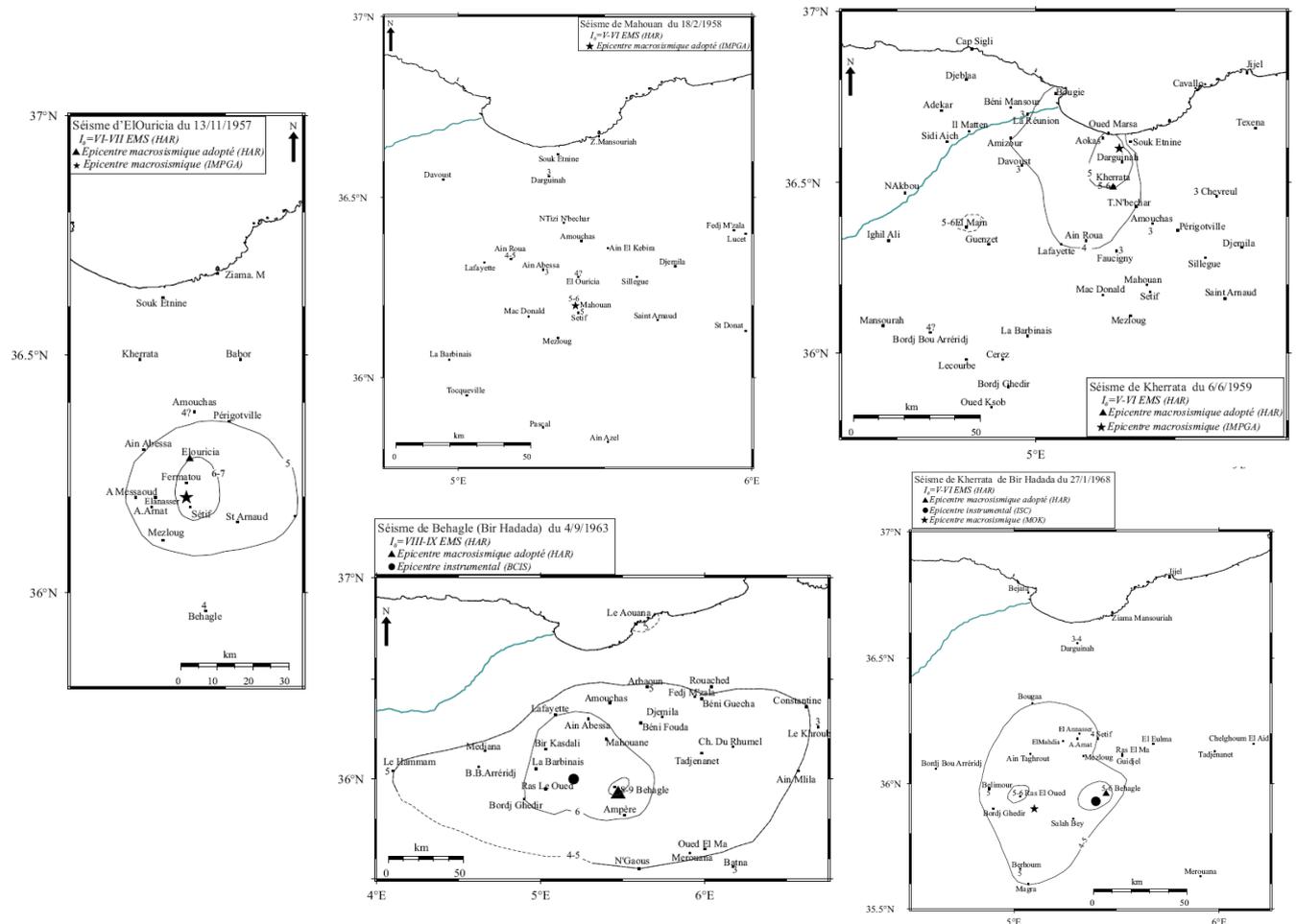


Figure V.8 : cartes des intensités sismiques

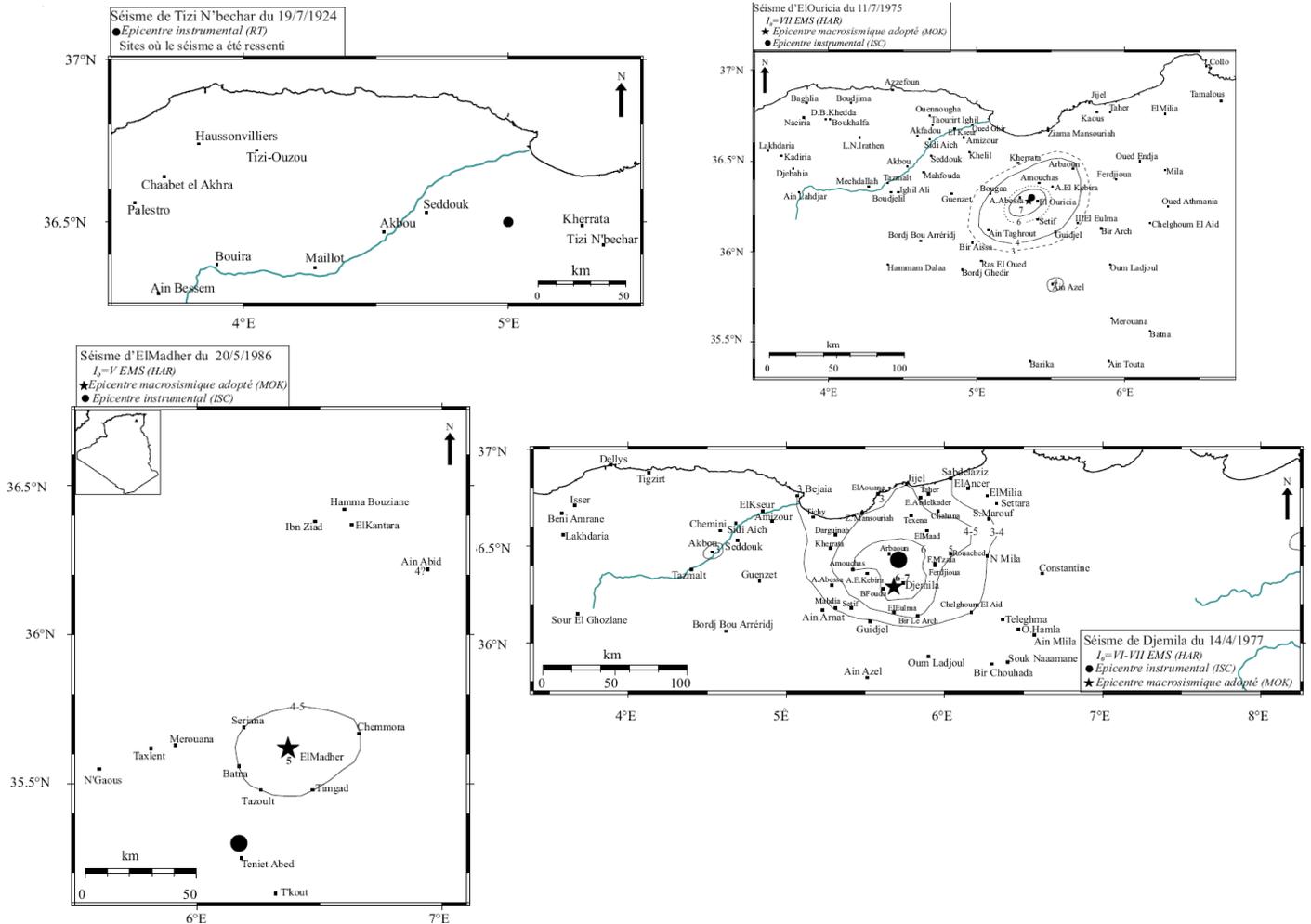
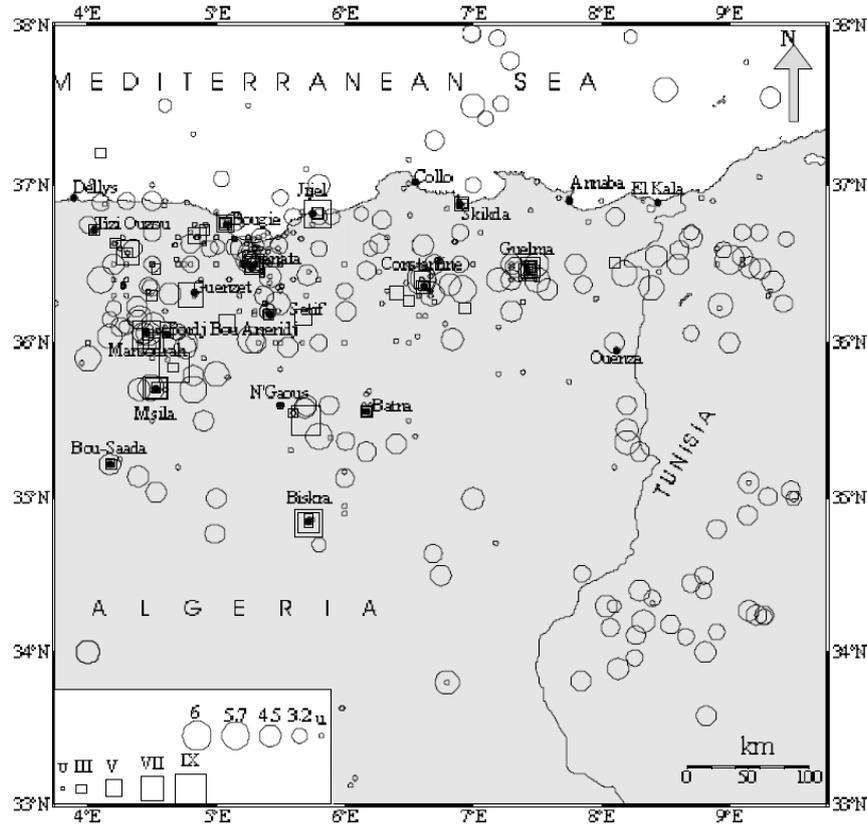


Figure V.9 : cartes des intensités sismiques

La figure V.10 illustre les séismes instrumentaux et historiques principaux depuis 1850 à 1997. On constate que la sismicité est concentrée dans une large bande d'orientation E-W principalement. On remarque aussi que la plus forte activité sismique se situe dans la partie occidentale de la région Est. La distribution spatiotemporelle laisse apparaître des zones sismogènes nettement discernables. Il s'agit de la région formée par Guelma, Constantine, Kherrata, Setif, El eulma, M'sila, Bordj Bouarriridj, Mansourah, N'gaous, Batna et la zone côtière Bejaia-Aoukas-Jijel. Il est à relever que les séismes de cette région sont pour la plupart assez superficiels.



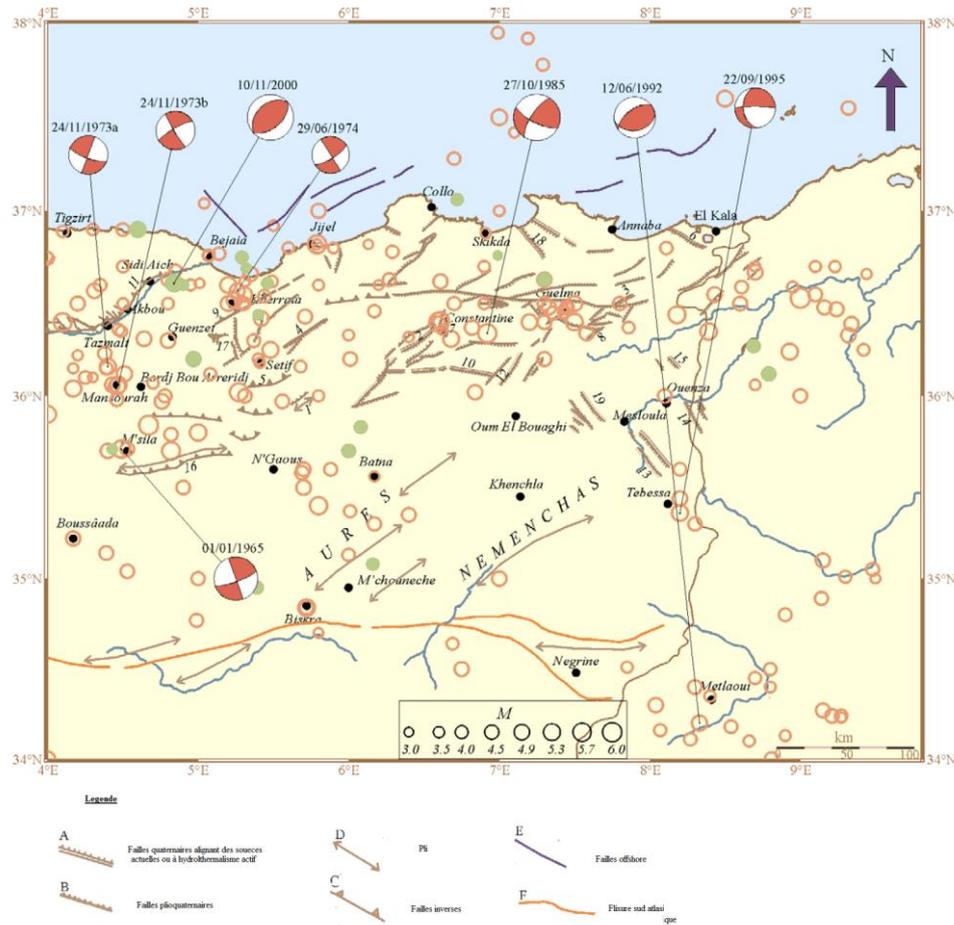
Légende :

Cercle : séisme instrumental. Carré : séisme historique. u : magnitude inconnue.

Figure V.10 : Carte de distribution des principaux épacentres historiques et instrumentaux. Harbi, 2001.

V.4.2- Séismotectonique

Il est évident que l'activité sismique est liée au contexte géodynamique, ce qui est le cas pour la région septentrionale de l'Algérie. La superposition des épacentres de la région Est évoquée au paragraphe précédent sur la carte structurale des éléments néotectonique (Fig.V.11), montre que ces séismes sont associés aux failles actives et probablement aux contacts basaux anormaux liés aux nappes de charriage. Les mécanismes aux foyers ainsi calculés correspondent aux failles coulissantes et à certaines failles inverses ce qui confirme le caractère rapprochant de la marge Afrique du Nord de la marge européenne.



La sismicité représentée concerne les séismes de magnitude supérieure ou égale à 3 de 1900 à nos jours (les cercles verts : de 1998 à 2000).

1) Anticlinal quaternaire du Djebel Tella, 2) Faille d'Ain Smara, 3) Faille de Bouchegouf, 4) Faille du Nord de Djemila, 5) Faille du Djebel Youcef, 6) Faille du Cap Rosa, 7) Faille de Constantine, 8) Faille de Hammam N'Bailis, 9) Faille de Kherrata, 10) Faille de Sigus, 11) Faille de Tazmalt-Mechadallah, 12) Faille de Tamlouka, 13) Fossé de Mesloulou, 14) Fossé de l'ouenza, 15) Fossé de Taoura, 16) Pli-faille de Chott El Hammam, 17) Réseau Guergour-Anini, 18) Faille de Djebel Safia, 19) Fossé de Terraguel

Figure V.11: Carte sismotectonique montrant les différentes failles actives et plio-quaternaire réalisées sur la base des travaux de ila(1980),Maghraoui(1988),Boudiaf(1996),Harbi.al(1999)

D'après cette carte de la figure V.11, on a recensé dans le secteur de la wilaya de Sétif les structures actives suivantes :

- la faille de Kherrata ;
- Réseau Guergour-Anini ;
- la faille de Djemila ;
- la faille de djebel Youssef ;
- Anticlinal de djebel Tella.

V.4.3- Caractéristiques des éléments néotectoniques de la région

On a tenté d'expliquer les caractéristiques des éléments de la néotectonique de la région de Sétif, par les failles présumées de Djemila, celle de Dj. Tella et celle de Dj. Youssef. Ce dernier a la structure d'un anticlinal constitué de formations éocènes et sénoniennes. Sur son flanc Nord-Ouest, on a relevé la déformation des glacis d'âge Quaternaire qui suit pratiquement le même pendage des formations antérieures. On remarque également la présence de quelques failles qui affectent les formations récentes. Fig.V.4. Les mêmes observations sont constatées également à Guellal où on a relevé une direction de 25° E et un pendage de 20° vers le NW des formations moi-plio-quaternaires.



Légende :

- A : conglomérats miopliocènes faillé, le pendage est vers le NW
- B : glacis polygénique d'âge quaternaire ; incliné et faillé
- C : faille présumée au piémont de djebel ; on note la déflexion du sol quaternaire

Photo.V.4: Photos prises au flanc Nord-Ouest de djebel Tella

La faille de Djemila à une longueur de plus de 32 km ; elle est divisée en deux grandes parties, initialement elle a une direction NE-SW traversant les formations de la nappe de Djemila, puis elle change la direction vers le SSW en traversant les formations

mio-pliocènes de Beni Fouda. Fig.V.5. On note aussi, d'après la carte géologiques 1/200000 de Sétif, une deuxième ligne située plus au Nord et parallèle à la première qui traverse uniquement les formations mio-pliocènes. Cette faille est citée dans les travaux de Vila 1980 comme une faille de type inverse.



Légende :

- A : contact anormal trias-nappe de djemila longeant la RN75
- B : Faille de djemila calcaire à silex ypresien-lutetien
- C : Faille inverse dans les formations mioplioquaternaire bassin de Beni fouda
- D : faille normale

Photo V.5 : Faille de Djemila

La faille de Djebel Youssef est plus importante que celle de Djebel Tella, elle a plus de 27 Km de longueur. Selon Harbi, (2001), ces failles sont potentiellement actives et appartiennent à la zone sismique des Bibans. Selon la carte structurale, cette faille est située au Sud de Dj. Youssef où un contact anormal est signalé sous les formations

quaternaires. Vila(1980) a noté que les formations quaternaires et les croutes villafranchiennes sont déformées et peu être faillées au Nord de Dj. Youssef et Dj. Braou. Le réseau Guergour-Anini est cité par Vila (1980), comme un ensemble de failles de diverses orientations, N-S, E-W, NE-SW, affectant les dépôts du Quaternaire récent. La longueur de ces failles est comprise entre 5.7 et 14.3 Km, de type inverse.

Dans la région de Kherrata, située au Nord de la ville de Sétif, l'activité sismique se manifeste régulièrement. Cette activité sismique est générée par la faille active de type inverse et qui est associée à un anticlinal de direction NE-SW. Après le séisme de Kherrata le 17-04-1949 ($M_s=4.7$, $I_0=VII$ MSK), des ruptures de surfaces dû à ce séisme s'étaient manifestées. J.P.Rothé (1950) a dressé une carte de cette faille qui correspond à un anticlinal de direction N70E. Meghraoui, (1988) a confirmé l'existence de cette activité en se basant sur quelques études géomorphologiques. Il s'agit d'une faille inverse.

La figure V.12 est la projection des séismes fournis par les catalogues internationaux et par USGS sur une image Google earth. On a pu tirer les remarques suivantes :

Les épicentres constituent trois d'arc successif alignés selon une direction NW-SE dans trois régions, le premier dans les monts de Belezma, le second dans la zone comprise entre Dj. Youssef et Dj. Tella et le troisième dans les monts de Bouandas-Ain roua-Gourgour (Fig V.11).

Par ailleurs ces arcs semblent être joints entre eux et ce avec des points qui s'alignent selon une direction NW-SE longeant l'Oued Bousselem. Ce qui nous laisse penser à l'existence d'une faille aveugle tout le long de cet Oued, qui reste à confirmer avec des études plus fines.

Cette disposition est en concordance avec le régime tectonique compressif dû à la convergence de deux plaques Afrique-Europe (Fig. II.9). La tectonique villafranchienne marque sa présence dans la région ; deux indices visible, le premier la flexure des formations quaternaires (Fig.V.13) au nord de djebel Youssef et le deuxième l'inflexion d'oued de bousselem (cf.chapitre III).

En ce qui concerne la profondeur de ces séismes, il s'agit de séismes superficiels et ne dépassent guère les 10 km.

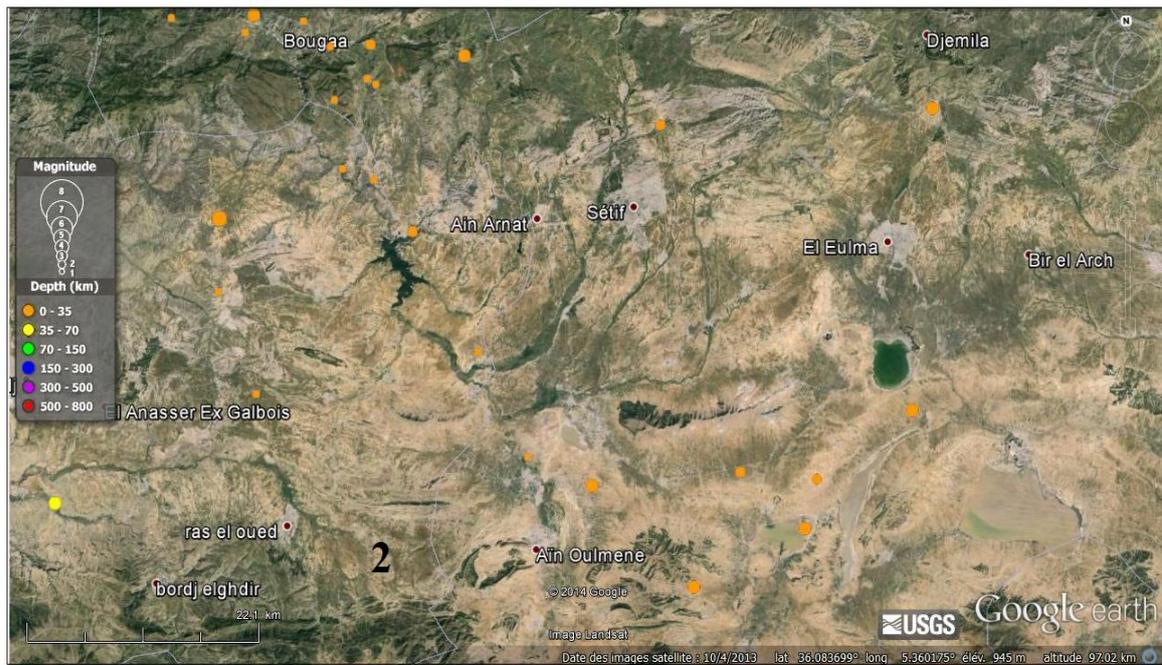
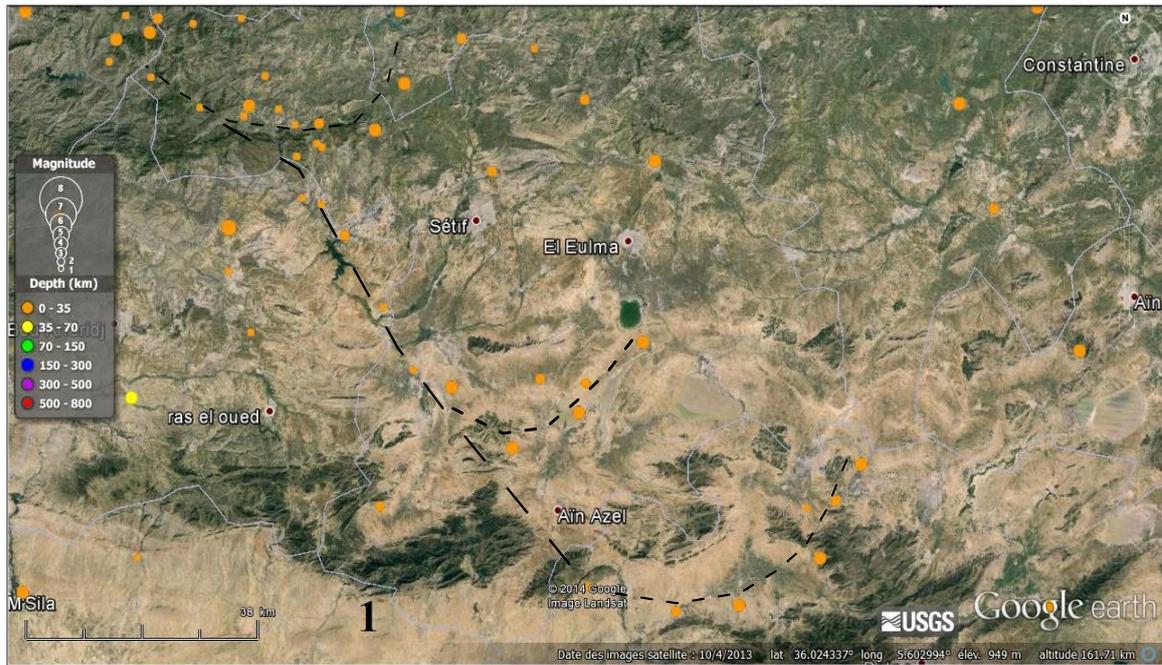


Figure V.12 : Séismes de la région d'étude de Sétif. (source site internet USGS)

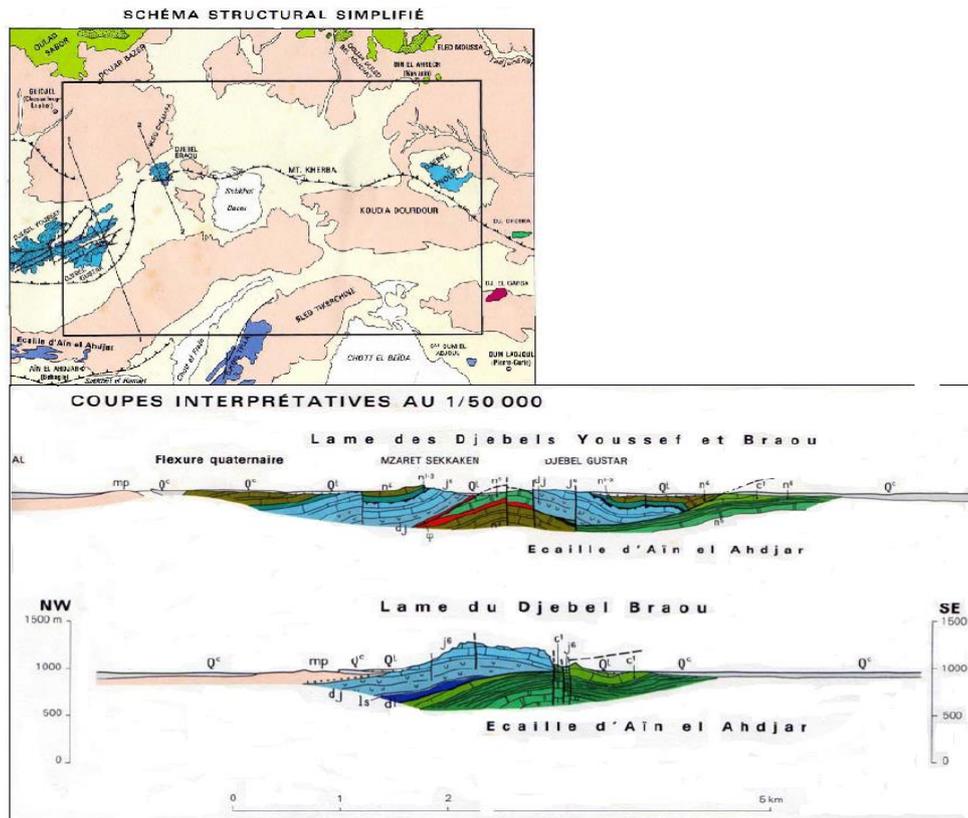


Figure V.13 : Schéma structural simplifié de la région de Bir El Arch tiré de la carte géologique de Bir Arch au 1/50 000.

V.5-Conclusion

La compilation et la confrontation des données sismiques et géosturcturales semble être fructueuse, étant donné qu'elle a permis de lier certaines instabilités de terrain (glissements de terrain et chute de blocs) de la wilaya de Sétif qui est connu par son activité sismique moyenne à forte. Des exemples ont été déjà évoqués ci-dessus.

Sur le terrain un effort à été ainsi consacré au recensement des indices de déformation récent, on a peu décelé l'activité sismiques des failles suivantes :

- La faille de Djemila,
- La faille de Sud djebel Youssef,
- Le réseau de faille de Bouгаа-Gourgour,
- La faille de Kherrata,

Notre ébauche sera focalisée, au futur proche, à la quantification et l'évaluation de l'alea sismique de la région.

Chapitre VI :
Les mouvements de terrains
Typologie, Caractéristiques et Etudes

VI.1- Introduction

Dans ce chapitre on met l'accent sur quelques mouvements de terrain de la wilaya de Sétif en s'appuyant sur les rapports d'études, les cartes géologiques et sur notre expérience de terrain. Avant d'entamer le détail il est souhaitable de donner un aperçu sur les différents mouvements, leurs typologies, caractéristiques et les facteurs responsables de leur déclenchement.

VI.2- Typologie et Caractéristiques

Les mouvements de terrain concernent les sols ou les sous-sols sont des phénomènes naturels d'origines très diverses, plus ou moins brutaux. Ces mouvements sont liés à la nature lithologique du sol et aux paramètres mécaniques (la cohésion et angle de frottement interne), conditionnés par la topographie et le climat. Ces glissements peuvent avoir une origine anthropique par modification des conditions initiales de terrain, comme le terrassement ou la surcharge. Les volumes mis en jeu peuvent être de quelques mètres cubes et quelques millions de mètres cubes. Les déplacements peuvent être lents (quelques millimètres par an) ou très rapides (quelques centaines de mètres par jour).

Les mouvements lents et continus regroupent :

- Les tassements et les affaissements: certains sols compressibles peuvent se tasser sous l'effet de surcharges (constructions, remblais) ou en cas d'assèchement (drainage, pompage).
- Le retrait-gonflement des argiles : la variation de la quantité d'eau dans certains terrains argileux produit des gonflements (période humide) et des tassements (périodes sèches).
- Les glissements de terrain se produisent généralement en situation de forte saturation des sols en eau. Ils peuvent mobiliser des volumes considérables de terrain, qui se déplacent le long d'une pente.

Les mouvements rapides et discontinus regroupent:

- Les effondrements de cavités souterraines : l'évolution des cavités souterraines naturelles (dissolution de gypse) ou artificielles (carrières et ouvrages

souterrains) peut entraîner l'effondrement du toit de la cavité et provoquer en surface une dépression généralement de forme circulaire.

- Les écroulements et les chutes de blocs : l'évolution des falaises et des versants rocheux engendre des chutes de pierres (volume inférieur à 1 dm^3), des chutes de blocs (volume supérieur à 1 dm^3) ou des écroulements en masse (volume pouvant atteindre plusieurs millions de m^3). Les blocs isolés rebondissent ou roulent sur le versant, tandis que dans le cas des écroulements en masse, les matériaux " s'écoulent " à grande vitesse sur une très grande distance.
- Les coulées boueuses et torrentielles sont caractérisées par un transport de matériaux sous forme plus ou moins fluide. Les coulées boueuses se produisent sur des pentes, par dégénérescence de certains glissements avec afflux d'eau. Les coulées torrentielles se produisent dans le lit de torrents au moment des crues.

VI.2.1- Classification

De nombreux auteurs ont cherché à classer les mouvements de terrain suivant différents critères :

- Type de matériaux déplacés :

- La nature de ces matériaux peuvent être des roches ou des massifs rocheux, des sols ou des massifs de sols ou des formations superficielles ;
- Quant à leurs caractéristiques géotechniques, il s'agit de matériaux avec ou sans cohésion, des matériaux ayant déjà ou non donné lieu à des mouvements de terrain ;

- Type de mécanisme de déformation, de rupture et de déplacement des matériaux :

- Vecteur de déplacement : composante verticale ou horizontale dominante ;
- Géométrie et volume des masses instables ;
- Causes du mouvement et facteurs de déclenchement ;
- Conditions de pressions interstitielles ;
- Mécanisme de rupture brutale ou progressive ;
- Cinétique de déplacement des matériaux ;

La classification qui est acceptée par une majorité de spécialistes est celle de Varnes (1978) basée principalement sur des critères géologiques. Fig.VI.1.

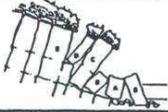
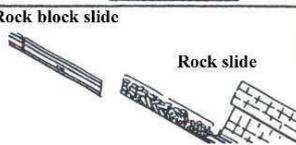
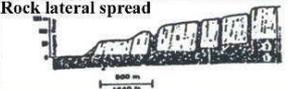
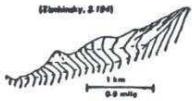
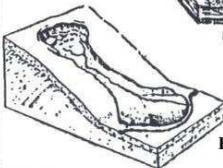
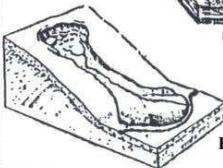
TYPE OF MOVEMENT	TYPE OF MATERIAL		
	BED ROCK	ENGINEERING SOIL	
		DEBRIS	EARTH
I. FALLS	Rock fall 	Debris fall	Earth fall
II. TOPPLES	Rock topple 	Debris topple 	Earth topple
III. SLIDES A. ROTATIONAL B. TRANSLATIONAL	Rock slump 	Debris slump	Earth slump 
	Rock block slide  Rock slide	Debris slide 	Earth block slide 
IV. LATERAL SPREAD	Rock lateral spread 		Earth lateral spread 
V. FLOWS	Gravitational sagging  <small>(Hammack, Fubak, and Rydzak, 2, 1968)</small>  <small>(Slobokin, 2, 1941)</small>	Debris avalanche  	Rapid earth flow (Quick clay flow)  
		Soil creep 	Earth flow 

Figure VI.1 : Classification de Varnes (1978)

La classification de Cruden et Varnes (1996) fait référence à la vitesse de déplacement des masses glissées. TableauVI.1. La classification d'Hutchinson (1988) s'appuie plus sur les caractéristiques des processus de déformation et rupture des terrains. Tableau VI.2.

TableauVI.1 : Échelle de vitesse des mouvements de versant (Cruden et Varnes 1996)

Classe de vitesse	Description	Vitesse (m.s ⁻¹)	Vitesse typique
7	Extrêmement rapide	5	5 m.s ⁻¹
6	Très rapide	0,05	3 m.min ⁻¹
5	Rapide	5.10 ⁻⁴	1,8 m.h ⁻¹
4	Modéré	5.10 ⁻⁶	13 m.mois ⁻¹
3	Lent	5.10 ⁻⁸	1,6 m.an ⁻¹
2	Très lent	5.10 ⁻¹⁰	16 mm.an ⁻¹
1	Extrêmement lent		

Tableau VI.2 : Classification des mouvements de pente sub-aériens (Hutchinson 1988)

A. Rebond isostatique (Rebound)
B. Fluage (Creep) <ol style="list-style-type: none">1. superficiel, principalement saisonnier2. profond, continu3. progressif, avant rupture4. après rupture
C. Affaissement (Sagging) <ol style="list-style-type: none">1. associé à la génération d'un glissement2. associé à la génération de deux glissements3. associé à un basculement multiple
D. Glissement (Landslides) <ol style="list-style-type: none">1. ruptures confinées2. rupture en rotation3. ruptures composées4. rupture en translation
E. Mouvements de débris de type écoulement (flow-like form) <ol style="list-style-type: none">1. coulées de boue (mudslides)2. coulées de boue périglaciaires (gélifluction des argiles)3. glissements-coulées4. laves torrentielles (debris flows)5. sturzstroms
F. Basculements (Topples) <ol style="list-style-type: none">1. limités par des discontinuités pré-existantes2. résultat de rupture en tension
G. Chutes (Falls) <ol style="list-style-type: none">1. primaires, détachement de matériaux frais2. secondaires, remobilisation
H. Mouvements de pente complexes <ol style="list-style-type: none">1. bombement de vallée (cambering and bulging)2. mouvements de pente de type bloc3. escarpements argileux abandonnés4. glissements évoluant vers le bas en coulées de boue ou écoulements5. glissements causés par ruissellement6. glissements multiples en gradins7. glissement ancien avec plusieurs évolutions

Nous intéressons dans ce qui suit, aux mouvements à composante subhorizontale (glissements de terrain, éboulements) car ils sont bien visible même hors le tissu urbain et affectent des surfaces bien étendue. Le reste des mouvements à composante verticale (tassement, retrait-gonflement et parfois même les effondrements) n'est détectable que dans les terrains sollicités.

VI.2.1.1- Les Glissements de terrain :

Les glissements de terrain sont des mouvements de masse lents induits par insuffisance de résistance au cisaillement sur une ou plusieurs surfaces de rupture généralement courbe ou plane, ainsi que sur tous type de matériau (Varnes, 1978). Le mouvement peut être progressif, c'est à dire que le cisaillement peut ne pas être simultané sur la totalité de la surface de rupture. La propagation de la rupture est contrôlée par le développement des zones entrant en plasticité. La surface de cisaillement devient alors une surface de séparation entre matériau en place et matériau en mouvement. Fig.VI.2.

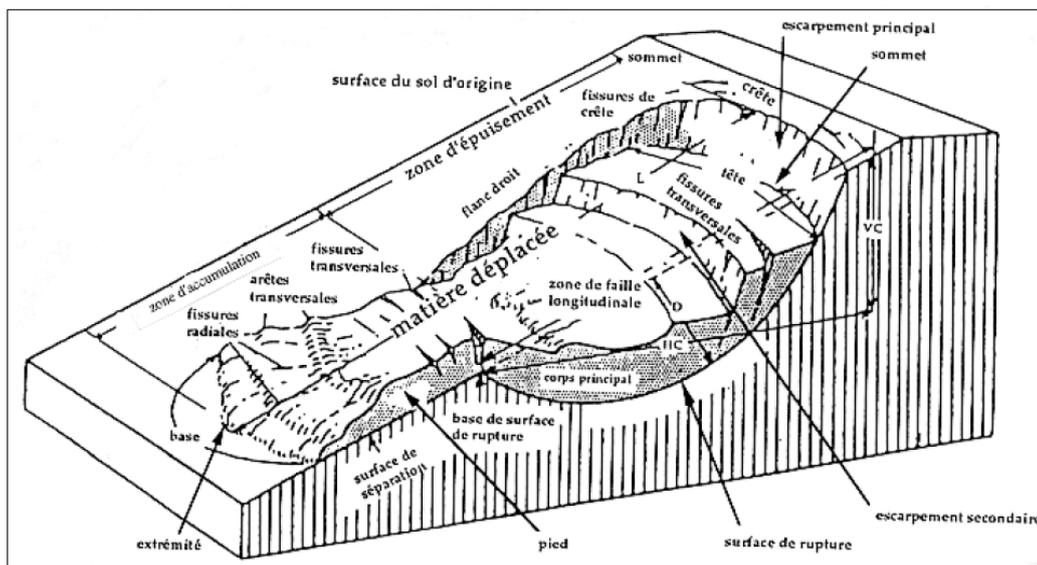


Figure VI.2 : Elements d'un glissement de terrain (Varnes 1978)

Selon la surface de rupture rencontrée dans cette classe, Varnes (1978) et par la suite Flageollet (1989) ont subdivisé les glissements en deux catégories : (Fig.VI.3)

Les glissements plan ou translationnels "Translational slides" : ils correspondent à un mouvement de masse évoluant le long d'un plan de faible résistance mécanique. Lorsque dans un tel type de glissement, une seule unité est mobilisée, on parle de "glissement par blocs". Les glissements plans sont très souvent contrôlés par la structure géologique du versant et les surfaces ou zones de moindre résistance mécanique.

Les glissements circulaire ou rotationnels "Rotational slides" : Il s'agit là du phénomène le plus courant. La surface de rupture présente une concavité orientée vers le haut avec

une éventuelle présence de fissures concentriques, en plan, et concaves suivant la direction du glissement (forme d'une cuillère). La forme du glissement peut être influencée par la nature des terrains concernés et les éventuelles discontinuités rencontrées. L'escarpement au niveau de la niche d'arrachement peut être relativement vertical et les mouvements sont relativement rapides. En amont de la niche d'arrachement, il peut apparaître des fissures de traction et une évolution régressive vers l'amont ou latérale du mouvement.

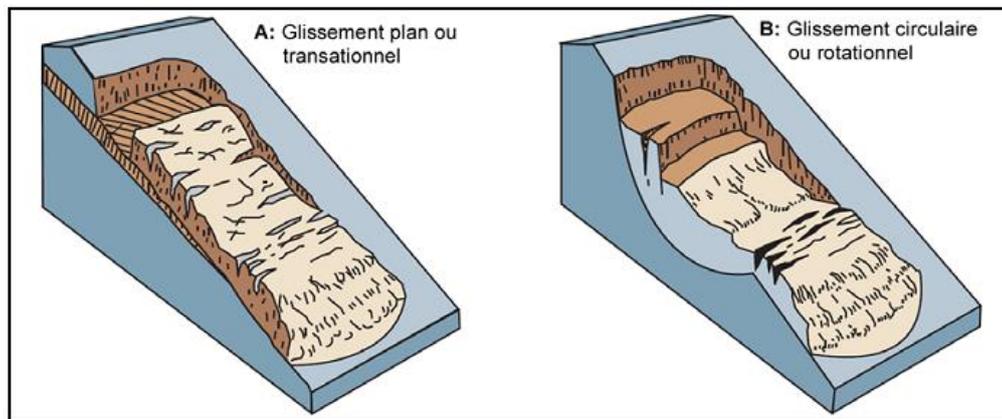


Figure VI.3 : Principaux types de glissements. USGS, 1982.

VI.2.1.2- Ecoulements et chutes de blocs

Les écoulements et les chutes de blocs sont des phénomènes rapides et brutaux qui affectent des roches rigides et fracturées. Varnes, (1978). Il s'agit de masses de taille variable qui se détachent d'une pente escarpée ou d'une falaise. Les vitesses de déplacement sont rapides à extrêmement rapides, avec des rebonds et des trajectoires paraboliques. Dans le cas des roches sédimentaires, la stratification accroît le découpage de la roche. Fig.VI.4.

La phase initiale de la chute des éléments rocheux est longue et difficile à déceler (altération des joints de stratification, endommagement progressif des roches, fracturation, etc.). La phase d'accélération qui aboutit à la rupture est très rapide ce qui rend ces phénomènes difficilement prévisibles.

En fonction du type de matériaux constituant le versant, certains chercheurs comme Varnes, (1978) et Cruden et Varnes (1996) ont différencié : les chutes de blocs

lorsque la masse se détache du socle, les éboulis de débris composés par des fragments détritiques grossiers et les éboulis de sol composés de fragments détritiques fins. Fig.VI.5. Les facteurs naturels favorisant le déclenchement de tels phénomènes sont nombreux. On peut citer par exemple les fortes variations de températures (gel/dégel), la croissance de la végétation ou au contraire sa disparition (feux de broussailles), les pressions hydrostatiques dues à la pluviométrie et à la fonte des neiges, les séismes...

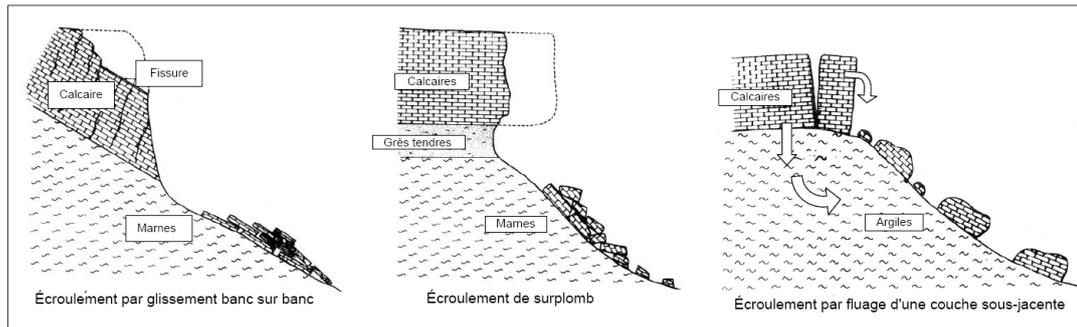


Figure VI.4 : Différents types d'éroulement

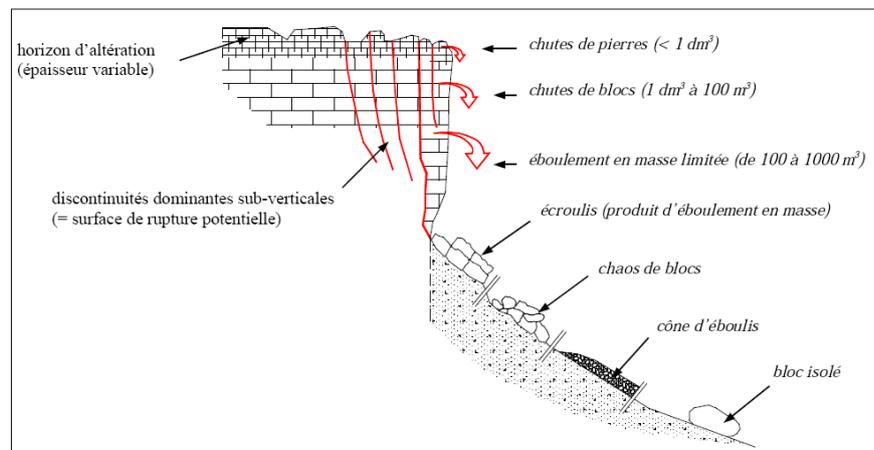


Figure VI.5 : Différents types de chutes de masses rocheuses

VI.2.1.3- Les Coulées

Elles sont dues à la mise en mouvement, généralement brutale, de masses de sol à l'état "liquide" qui, dans leur écoulement, peuvent transporter un débit solide important (rochers, troncs d'arbres, débris de constructions, etc.) dont l'impact sur les structures peut être désastreux. Fig.VI.6. Les coulées se produisent essentiellement en montagne,

souvent du fait d'une rencontre de matériaux ayant glissé et d'un courant de torrent. Notons que la fonte des neiges est favorable à la formation de coulées boueuses.

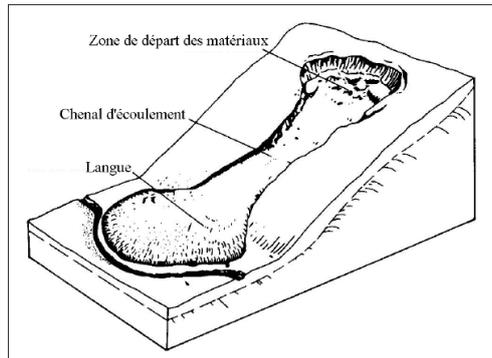


Figure VI.6 : Coulée de boue

VI.2.1.4- Mouvement de Fluage

Par opposition aux mouvements précédents, limités dans le temps et caractérisés par une zone de rupture nettement définie, les mouvements de fluage constituent la manifestation externe des déformations du sol dans sa masse. Ce sont des mouvements lents, de faible amplitude, qui se développent dans une zone dont les contours sont généralement difficiles à définir, tant en extension qu'en profondeur.

Les cas de fluage pur (déformation sans modification des sollicitations extérieures) sont très rares et très délicats à mettre en évidence (Biarez et Boucek, 1973). Par contre, de nombreux glissements d'ouvrages sont précédés de mouvements lents de fluage dont l'évolution provoque la rupture. C'est le cas de certains remblais construits sur versants.

VI.2.1.5- Les affaissements et effondrements de cavités souterraines

Les affaissements et effondrements sont liés à la présence de cavités souterraines d'origine naturelle (phénomène de dissolution de la roche par l'eau) ou anthropique (exploitation souterraine).

a- Les affaissements

Les affaissements sont des dépressions topographiques en forme de cuvette dues au fléchissement lent et progressif du sol, sans ruptures apparentes de ce dernier. Fig.VI.7.

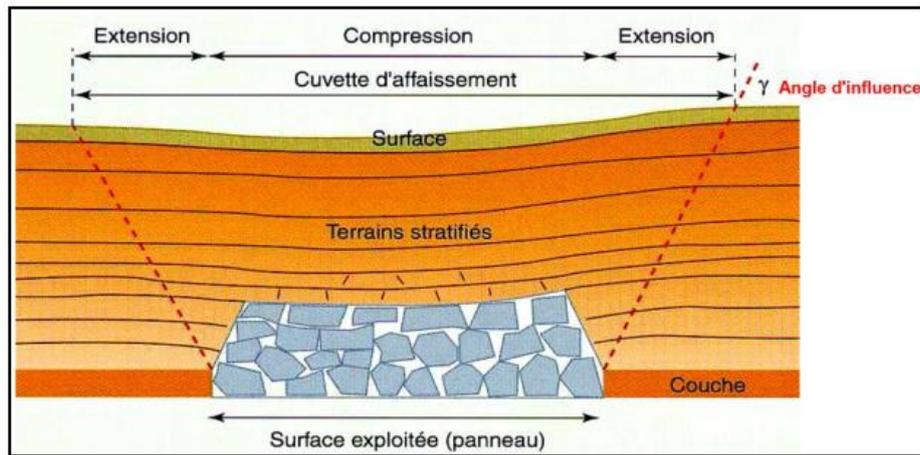


Figure VI.7 : Affaissement dû à une exploitation minière. BRGM, 2013.

b- Les effondrements

Les effondrements se manifestent par des déplacements verticaux instantanés de la surface du sol par rupture brutale de cavités souterraines préexistantes, naturelles ou artificielles, avec ouverture d'excavations grossièrement cylindriques. Ladite rupture se propage jusqu'en surface de manière plus ou moins brutale, puis détermine l'ouverture d'une excavation grossièrement cylindrique. Les dimensions de cette excavation dépendent des conditions géologiques, de la taille et de la profondeur de la cavité ainsi que du mode de rupture. Ce phénomène peut être ponctuel ou généralisé et dans ce cas concerner des superficies de plusieurs hectares. S'il est ponctuel, il se traduit par la création de fontis plus ou moins importants, dont le diamètre est généralement inférieur à cinquante mètres. Fig.VI.8.

Parmi les facteurs naturels qui conditionnent les effondrements, dans les calcaires notamment, figurent en premier lieu la résistance de la roche à la rupture. Cette résistance dépendant essentiellement de la teneur en argiles et de l'ampleur de la zone décomprimée autour des galeries. Elle dépend aussi de l'hétérogénéité du sol, notamment l'intercalation de strates plus argileuses ou gréseuses qui favorisent la rupture des voûtes, de la densité des diaclases, de la présence de failles, de joints de strates, du pendage des couches, ainsi que de la taille des vides.

Le déclenchement du phénomène se fait par l'intervention des facteurs climatiques et hydrogéologiques. L'augmentation des pressions dans les drains et un accroissement de la plasticité des argiles, lors de fortes pluies, en saison humide ou en cas de circulation

d'eau souterraine, s'accompagnent de dissolutions, d'altérations, d'érosion, d'expulsions de bouchons de sédiments, de rupture de voûtes, etc.

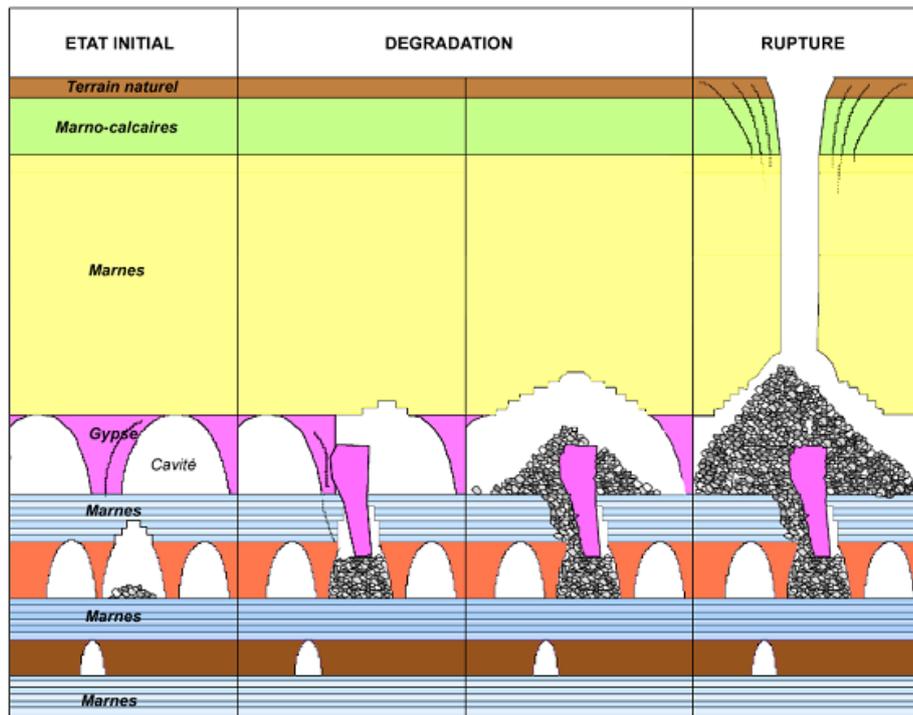


Figure VI.8 : Processus de formation d'un effondrement. BRGM, 2013.

VI.3- Les Instabilités dans la wilaya de Sétif

Sur les deux tiers septentrionaux de la wilaya de Sétif le paysage est relativement accidenté et raviné. Le terrain est formé par des marnes et des marno-calcaires. Les principaux reliefs sont, d'Ouest en Est : Djebel Anini (1 554 m), Djebel Mégriss (1737 m) et Djebel Medjounès (1461 m). A partir de là, le relief s'abaisse régulièrement jusqu'à la parallèle de Sétif, où il se stabilise aux alentours de 1 000 m. Deux reliefs accidentent ce glacis, Djebel Matriona entre Ain Abessa et Mahouane et Djebel Mnaouer, juste à l'Est d'El Ouricia.

S'ajoute à cette organisation, une nette distribution spatiale de la pluviométrie qui décroît du Nord vers le Sud.

L'examen de la carte géologique de Sétif au 1/200000^{ème} montre que la région Nord est formée en majorité par des terrains de nature marneuses et argileuses donc imperméable, favorisent beaucoup plus le ruissèlement que l'infiltration. Ces différents

facteurs ont abouti au déclenchement de nombreuses instabilités, il s'agit plus particulièrement des glissements de terrain et des éboulements rocheux. Fig. VI.9.

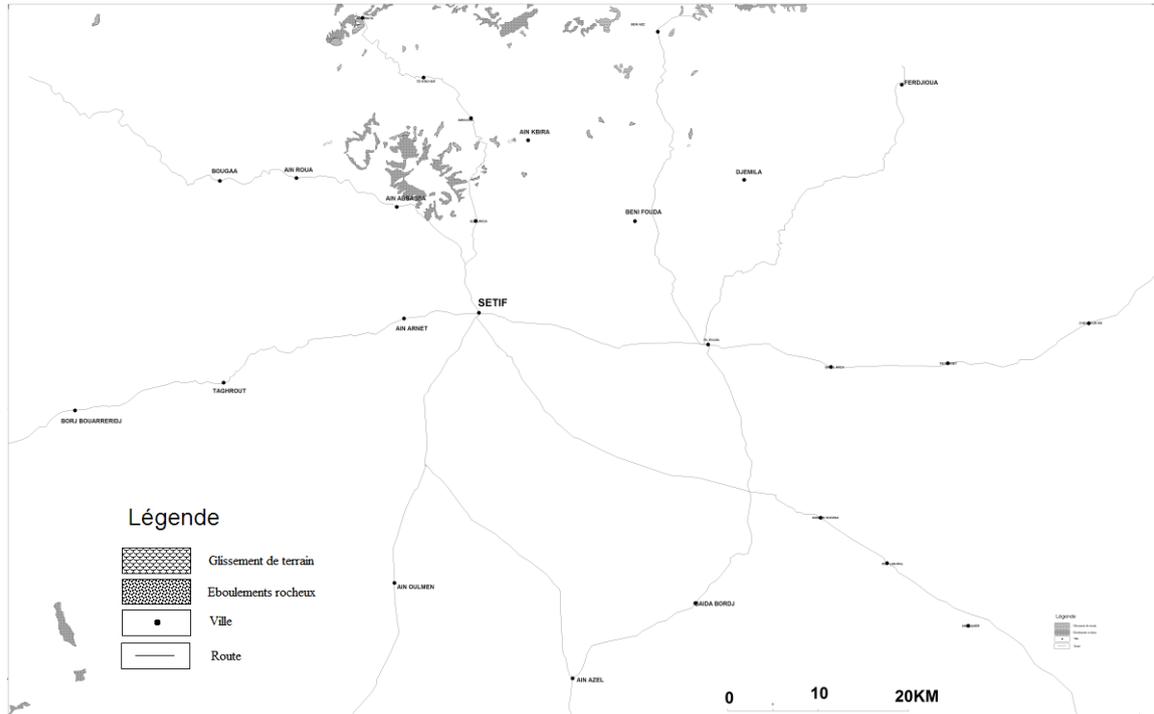


Figure VI.9 : Les mouvements de sols dans la région de Sétif

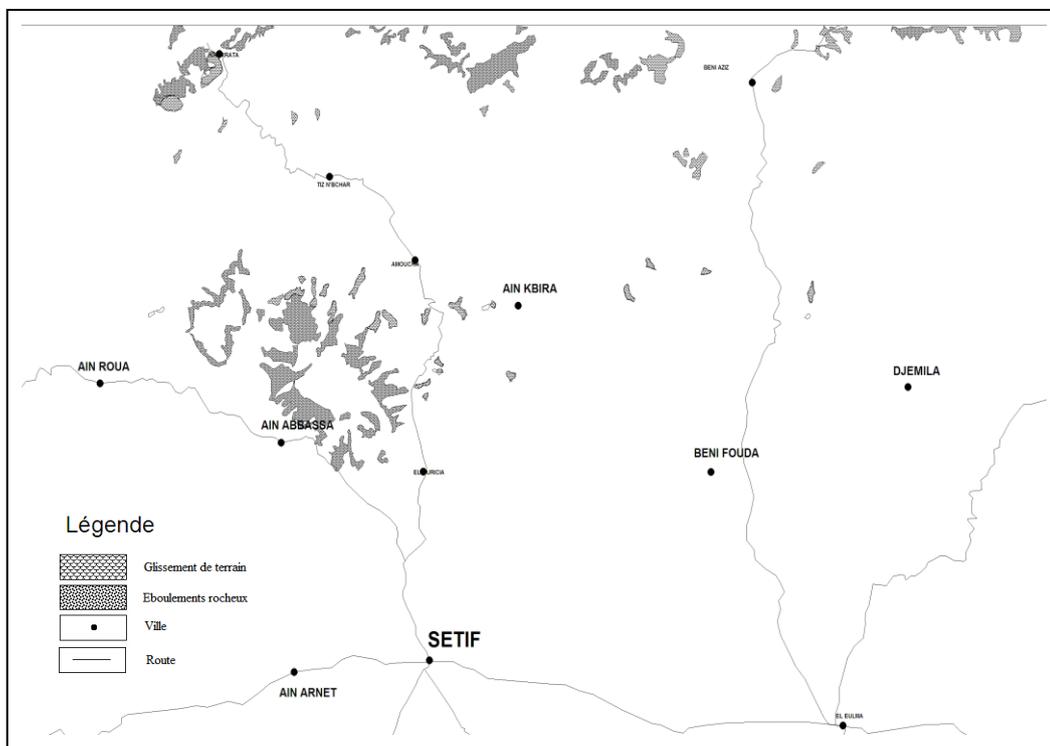


Figure VI.10 : Détail de la figure VI.9

La quasi-totalité des glissements de terrain sont présents au Nord de la commune d'Ouricia, à l'Est de Ain kbira et aux environs de Beni Aziz. Fig. VI.10. Ces mouvements de terrain affectent le plus souvent les formations quaternaires, (formation de pente, terrasses et Quaternaire indéterminé) et certaines marnes très altérées, en pente.

Les éboulements rocheux quant à eux forment une bande notamment autour du massif de Megress et au flanc Sud de Dj. Babor. Fig.VI.11.

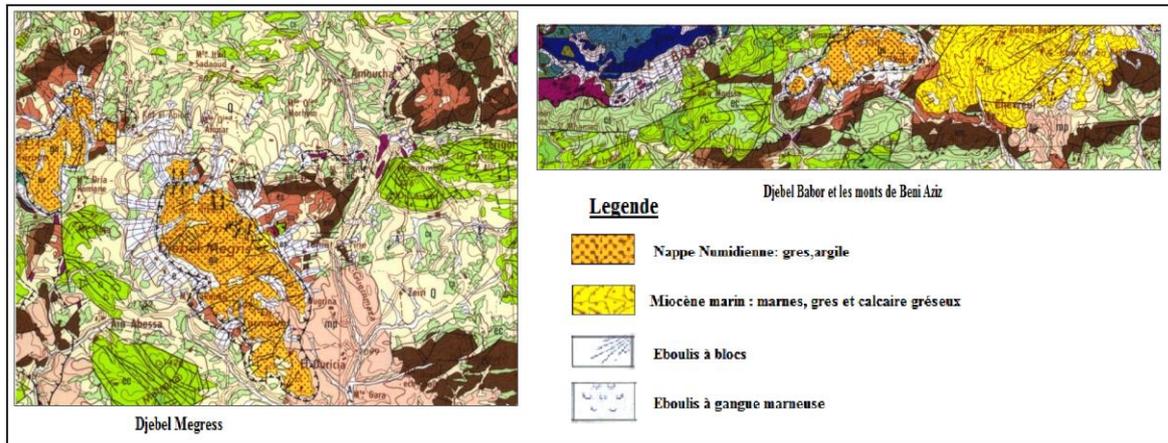


Figure VI.11 : Les éboulements à blocs aux djebels Megress et Babor

VI.3.1- Les instabilités de l'Ouricia

La parallèle d'Ain Abbassa, Ouricia, Ain Kbira est le commencement de l'aspect montagnard du Nord de Sétif où les instabilités de terrain sont bien rependues.

Avant d'entreprendre l'étude de ce secteur il est souhaitable de faire un rappel sur géologie de cette région.

D'après la carte géologique feuille de Kherrata au 1/50000 (Fig.VI.12) la région de l'Ouricia appartient au domaine allochtone externe où sont présentes, la nappe de Djemila, l'unité supérieure à matériel éocène et la nappe numidienne d'âge Oligocène.

Ces unités sont en contacts anormaux matérialisés par la présence du Trais. Elles sont plus ou moins recouvertes par des formations moi-plio-quaternaires. De ce fait les nappes possèdent la stratigraphie suivante :

- La nappe de Djemila :
 - a) Calcaires bien réglés en bancs métriques c'est le Maestrichtien inférieur ;
 - b) Marnes noires indifférenciées parfois à boules jaunes d'âge Maestrichtien supérieur ;

- L'unité supérieure à matériel éocène :
 - a) Calcaires bitumineux blancs à cassures noirs et silex noirs d'âge Yprésien-Lutétien inférieur ;
 - b) Marnes noires, brunes ou grises à bancs et boules jaunes d'âge Eocène moyen et supérieur ;
- La nappe numidienne : Barres de grés grossiers à intercalation argileuse.

Les coupe 1 et la coupe 2 de la Figure VI.13, illustrent la structure générale de cette zone.

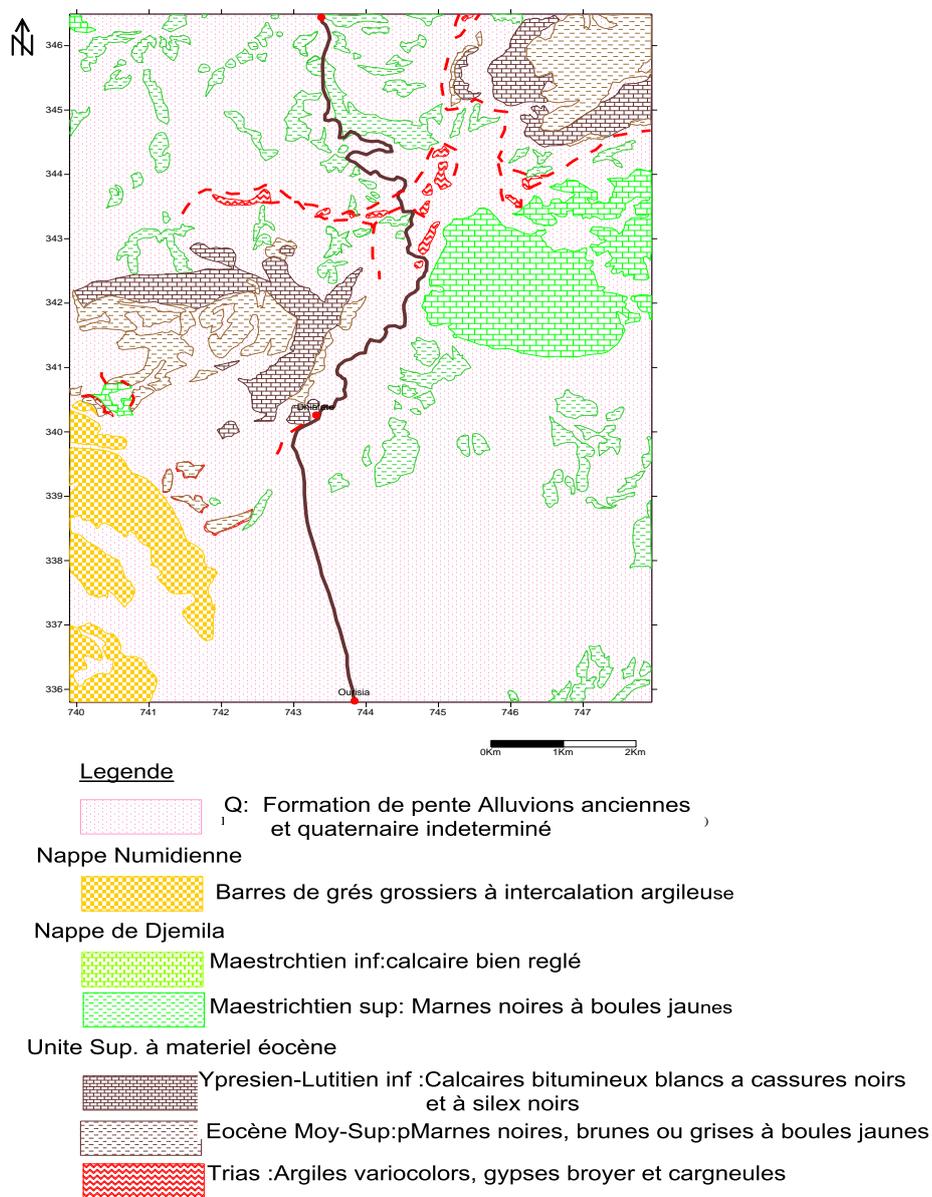


Figure VI.12 : carte lithologique du nord de l'Ouricia

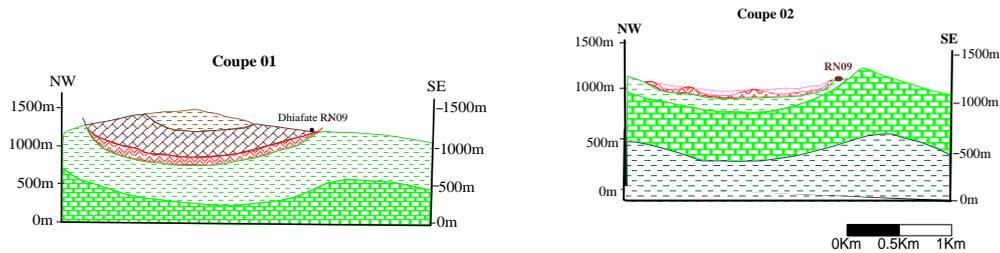


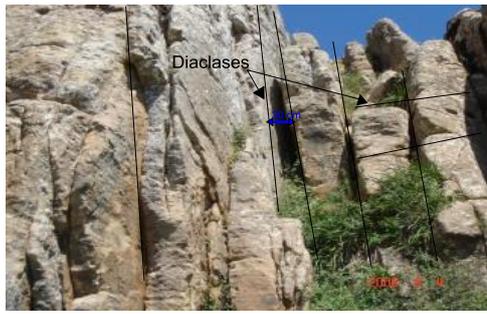
Figure VI.13 : Coupes interprétatives de la carte lithologique

VI.3.2- Les Eboulements de Dj. Megress

La nappe numidienne est singulièrement bien représentée à Djebel Megress, qui cumule les 1736 m, c'est une série constituée d'une centaine de mètres de grès quartzeux surmontant les argiles de base. Cette nappe d'une structure tabulaire repose anormalement sur la nappe de Djemila (photo VI.1 et VI.2). On rencontre de fréquents éboulis à blocs mêlés parfois avec de l'argile, marne et sables, des blocs de grès métriques isolés et dispersés sur de longues distances y sont aussi présents.

Deux causes principales s'ajoutent à la structure tabulaire et au perchage de cette nappe et qui accélèrent le démantèlement des grès :

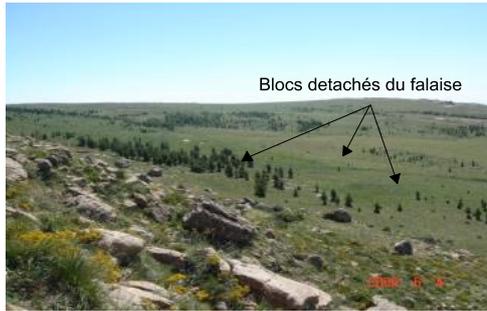
- le contraste climatique (assez froid en hiver avec plusieurs semaines d'enneigement, chaud en été) ;
- La présence de deux familles orthogonales de diaclases avec des ouvertures béantes qui dépassent les décimètres. Photo VI.1 et VI.2.



Vue en face du falaise, failles et diaclases



vue en haut de falaise

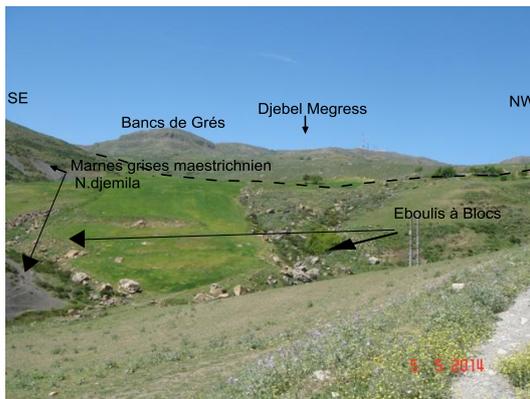


détachements des blocs

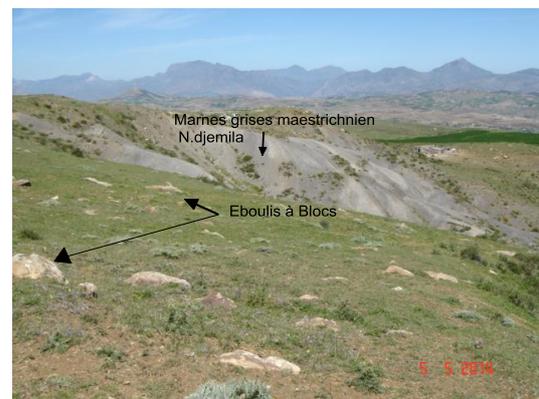


vue de près ;
grains de quartz millimétrique à centimétrique

Photo VI.1 : Texture et structure des grés de la nappe Numidienne



Eboulis en masse de Djebel Megress



Vue vers le Nord

Photo VI.2 : vue panoramique de Dj. Megress montrant l'éboulement en masse

Au lieu dit "Kef" situé près du village de Laouamer, un bon exemple d'éroulement rocheux c'est produit Fig.VI.14 et Photo VI.3. Ce mouvement de masse est également signalé sur la carte géologique, toutefois il est régénéré en mobilisant un millier de mètres cube et créant ainsi une raide falaise en arrière. Il nous semble que tout le massif montagneux est précaire à ce phénomène.

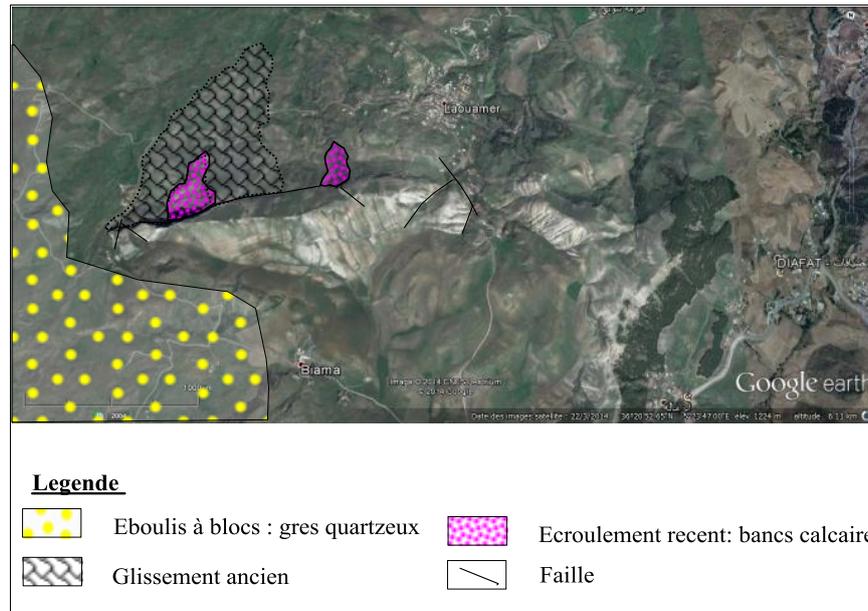


Figure VI.14 : Carte morpho-structurale de Laouamer NW Ouricia.

Ce massif appartient à l'unité supérieure à matériel éocène, du bas en haut on trouve :

- Marnes grises
- Calcaires bitumineux
- Les couches ont une direction E-W et un pendage de 45° vers le Sud.

Cette structure de falaise avec la présence d'une couche sus-jacente dure surmontant une couche tendre et friable, a favorisé une altération sélective qui va éroder intensivement les marnes et les calcaires. Il est à signaler que ce phénomène est lié aussi à l'activité de la faille avoisinante.

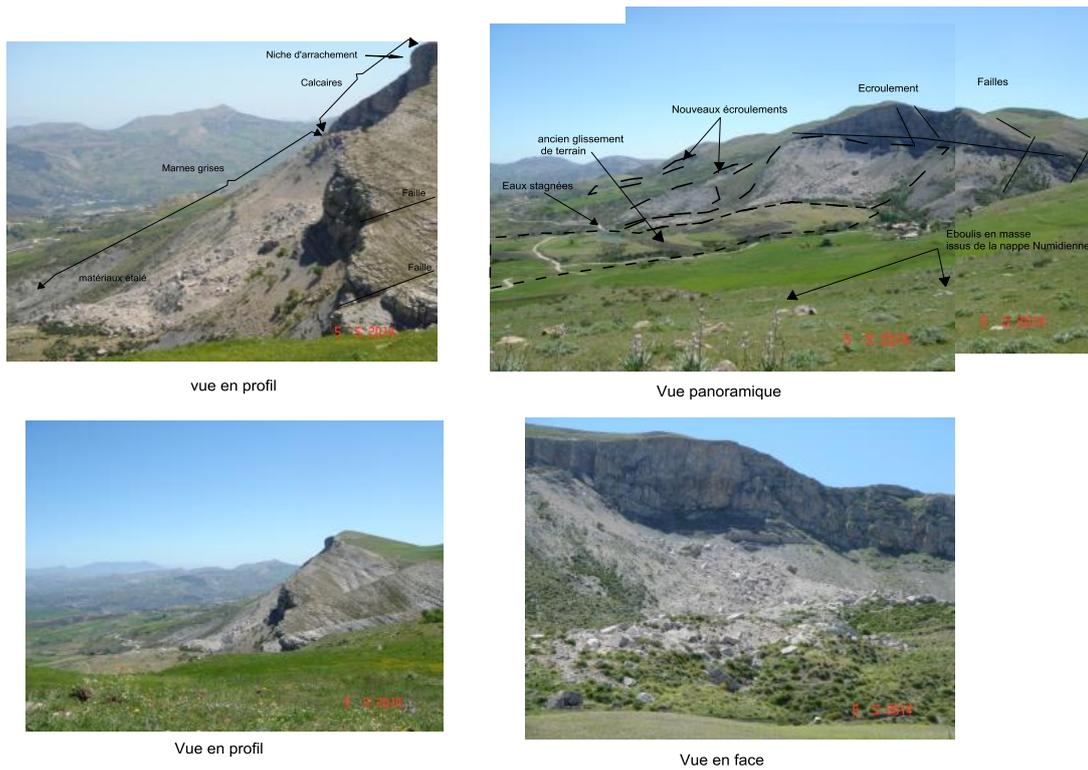


Photo VI.3 : Vue d'ensemble de l'éboulement du Kef

VI.3.3- Les glissements de terrain de Dhiafet

Il s'agit de mouvements de terrain au nombre de 7 sur 8 km tout au long de la RN 09 à partir de PK 93 en allant vers Bejaia. Il s'agit d'anciennes loupes de glissements de terrain réactivés suite aux fortes précipitations hivernales. Nos sorties ont permis de découvrir d'autres types de mouvements tels que les éboulements rocheux sur le piedmont de Djebel Aissel et la dissolution des formations gypseuses triasiques. (Fig.VI.15).

a- Le glissement

Le glissement en question concerne la partie de la RN09 au point kilométrique 93+500 à 5 Km au Nord de la ville d'El-Ouricia. Il s'agit d'un petit ravin sur lequel la route passe par un remblai d'accès. Il affecte le coté aval de la route sur une longueur de 100 m et une largeur de 50 m avec un bourrelet qui dépasse les 50 cm.

Il convient tout d'abord de signaler que la section de la RN9 affectée par le glissement en question est située dans l'unité tellienne qui est caractérisée par une forte instabilité

Influence des paramètres géologique, géomorphologique et hydrogéologique sur le comportement mécanique des sols de la wilaya de setif. Algérie

de ses sols à cause d'une part de la lithologie et de la morphologie particulière des terrains et d'autre part des précipitations abondantes (Boudoukha&al).

La morphologie des versants est marquée par un relief plus ou moins contrasté avec des pentes moyennes de l'ordre de 30°. Ces versants à dominance marneuse présentent un important ravinement.

Ainsi, on remarque que :

- le remblai d'accès a été posé sur un ancien glissement de terrain. Les signes du mouvement de l'ancien glissement de terrain sont matérialisés par la morphologie du terrain ondulée, bombée et le bourrelet de la grande masse glissée.
- une coupe lithologique schématique transversale à la route montre la nature géologique du terrain. Fig. VI.16.
- Absence ou insuffisance d'un système de drainage ou d'évacuation des eaux.
- Influence du trafic et des charges roulantes.

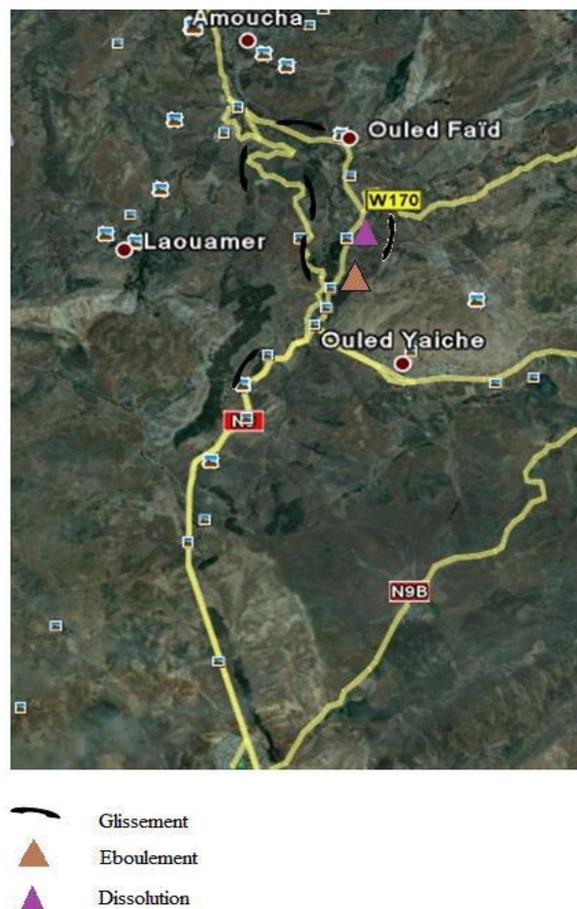


Figure VI.15 : Localisation des différents mouvements de terrain Dhiafet -Ouled Adouane.

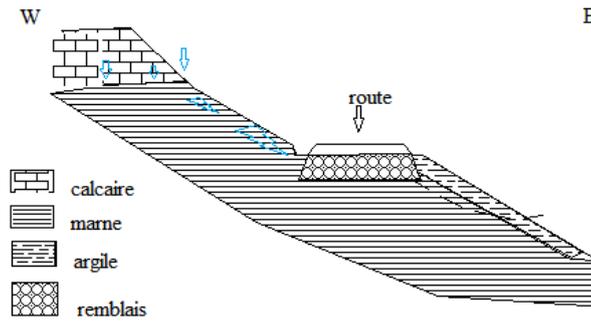
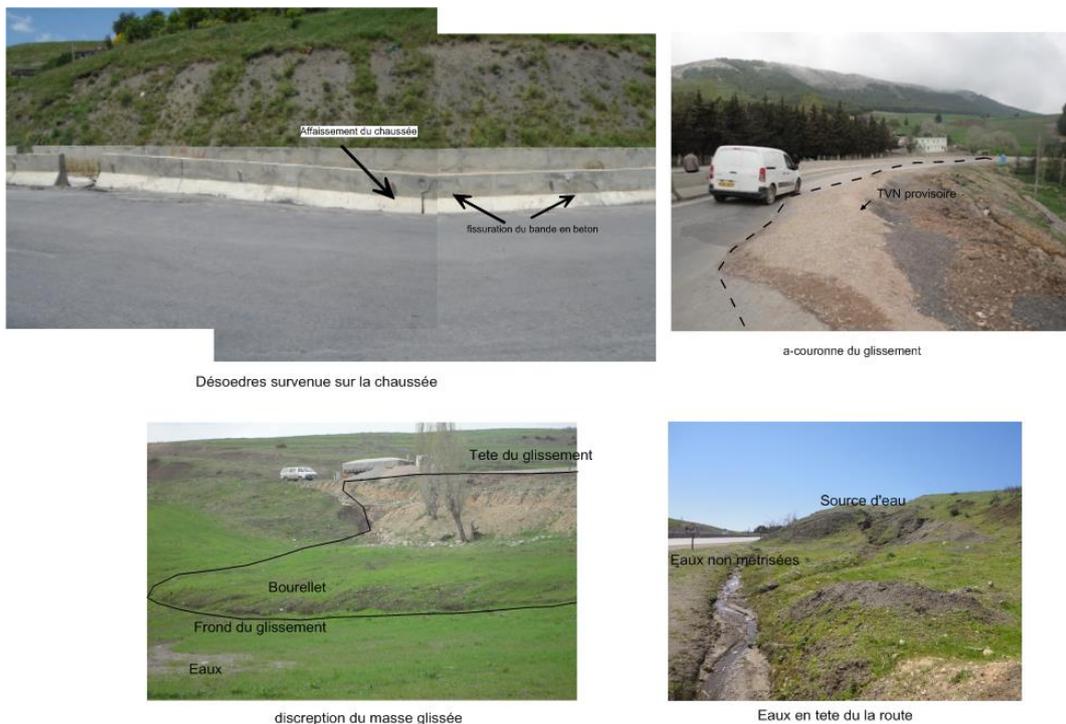


Figure VI.16 : Coupe schématique du glissement de la région de Dhiafet.

La visite du site nous a permis d'observer plusieurs désordres (PhotoVI.4)

- un affaissement de la route ;
- des ondulations et des fissurations sur la route ;
- l'inclinaison sur le mur de soutènement en gabions ;
- Inclinaison des arbres ;
- présence d'eau en amont.



Photos VI.4 : description de glissement sur la RN09 de Dhiafet

Le facteur déclanchant de ce glissement c'est bien l'eau car l'action de celle-ci est triple, elle permet :

- une augmentation du poids volumique des sols par l'augmentation de la teneur en eau;
- change l'état de sol ce qui permet au sol de passer de l'état solide à l'état plastique voir même l'état liquide ;
- l'action mécanique ; pressions interstitielles.

b- Remèdes

Les travaux de réhabilitation d'urgence qui ont été entrepris par la direction de LTPE, consistent à enlever l'ancien remblai déstabilisé et mettre en place une grille de gabion étagé (PhotoVI.5) en comblant à nouveau le vide par TVN (matériaux tous venant naturel). Le but de cette action est de créer une butée face aux forces motrices.



Photo VI.5 : déroulement des travaux de confortement

Il nous a paru que cette solution a aggravé la situation du fait que le terrain est en pente et constitué de marnes altérée en surface surmontées par des calcaires fracturés plus en haut. Cette disposition permet l'infiltration de l'eau à partir des calcaires qui permet le gonflement des argiles qui vont par la suite déstabiliser la route. Donc le gabionnage n'a joué le rôle que de masse déstabilisatrice au lieu d'être une action stabilisatrice.

c- Technique proposé

La technique proposée est simple dans son principe, elle consiste à éliminer toute sorte d'eau voir :

- Une canalisation des eaux internes par des tranchées drainantes du côté amont de la route (Fig.VI.17) et l'acheminer vers l'exutoire existant (coté gauche) ;
- Eliminer l'infiltration des eaux de surface (eaux de pluie, eaux de ruissellement, etc.) par des ouvrages d'assainissement étanches à l'aide d'un géocomposite étanche pour minimiser les infiltrations ;
- une purge de toute la zone glissée et de reconstruire le talus aval (travaux de terrassement : déblai-remblai) avec un matériau grossier propre et frottant.

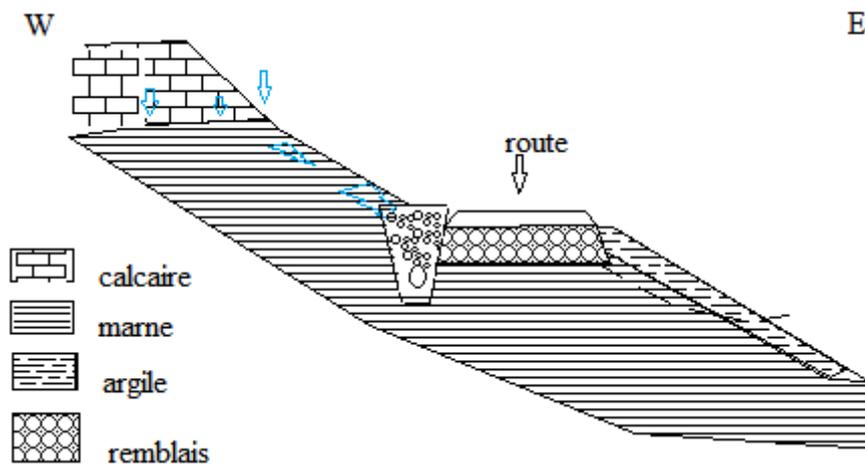


Figure VI.17. Solution adaptée au glissement de la région de Dhiafet.

VI.3.4- Le Glissement d'Ouled Faid

Ce glissement se trouve à côté de la RN9 (PK 90+300) et à l'extrémité Nord de mechta de Ouled Fayed. Ce glissement s'étend sur 70 m de longueur et de 93 m de largeur avec une rupture sommitale de 1 m et un bourrelet de 0,40 m de hauteur qui s'est formé en pied et de plusieurs fissures transversales. Photo VI.6.

Le sol en mouvement laisse apparaitre des formations marneuses très altérées en surface. A côté du site, on a constaté la présence d'une source d'eau à très faible débit. Ce glissement s'est manifesté par un affaissement d'une partie de la route.



Photo.VI.6 : Glissement de Ouled Fayed.

VI.3.5- Les Glissements le long du dédoublement de la RN9

Trois autres glissements sont apparus le long de la RN9 lors du nouveau dédoublement.

Le premier glissement est situé sur la partie amont de la route et s'étend sur 25 m de longueur et sur 16 m de largeur avec une rupture sommitale de 0,5 m, formé au pied de plusieurs fissures transversales. Le sol en mouvement est une marne feuilletée.

Il n'y a pas de sources d'eau à cet endroit, la cause est à imputer à des circulations d'eau d'infiltration qui sont dû aux précipitations au contact du terrain naturel.

Le deuxième glissement est sur la partie aval de la route et s'étend sur 30 m de largeur, 33 m de longueur avec une rupture sommitale de 0,7 m et un bourrelet de 0,90 m de hauteur qui s'est formé en pied de plusieurs fissures transversales. Le sol en mouvement est une formation de pente argileuse.

Le troisième glissement est de même type que le glissement précédent avec une géométrie différente, 90 m de longueur et 34m de largeur avec une rupture sommitale de 0,5m. En générale se sont des nouveaux glissements superficiels provoqués hors des travaux de dédoublement de la route nationale N°9. Ainsi ses travaux de terrassement entrepris vont créés des pentes sans soutènement et drainage.

VI.3.6- l'Eboulement de Dj. Aissel

La région de Dhiafet présente toutes les caractéristiques "favorables" pour les éboulements ; Au PK91 à Dj. Aissel en allant vers Bejaia, on rencontre des calcaires d'âges Maestrichtien de la nappe de Djemila ayant un pendage N45°E45°NW. PhotoVI.7.

L'épaisseur de ces calcaires est de l'ordre décimétrique. Aux discontinuées sédimentaires s'ajoutent deux familles de diaclases orthogonales et un réseau de failles fort complexe (failles, contact anormal). Cette structure a permis l' glissement d'une importante masse de terrain suite au fort enneigement pendant l'hiver 2011.



Photos VI.7 : Glissement touchant la nouvelle route



Zone de broyage



Massif discontinu : failles, diaclases, plans de stratification, remarquer bloc détaché



Blocs issus d'éboulement de 2011



Blocs détachés récemment

Photo VI.8 : Désolidarisations des bancs calcaires

VI.3.7- Dépôts évaporitiques de Dhiafet

L'examen de la carte géologique de la région de Kherrata au 1/50000 et la visite de terrain ont permis de voir que le Trias de cette région est composé d'argiles varicolores, gypses broyés, cargneules et glaçons calcalo-dolomitiques. Ces formations sont assez répendues le long de la route pouvant atteindre 200 m d'épaisseur. Exposées aux eaux météorologiques, ces formations donnent des badlands (photo.VI.9.). Cette dissolution est très poussée en profondeur et notamment sous la chaussée de la route par des eaux de ruissellements (Boudoukha&al). Ceci a abouti à la formation de trois gouffres de 2 à 3 mètres de profondeur (Photo VI.10). Ces conditions géologiques et hydrologiques conditionnant l'apparition d'effondrements et d'affaissements résultant de la dissolution de la roche et provoquant des effondrements.



Photo VI.9 : Badland des Formations gypseuses due à la dissolution



Photo VI.10 : Cavités sous la chaussé due à la dissolution des gypses

VI.4- Carte d'alea, carte de risque

La carte des aléas représente les phénomènes naturels qui peuvent exister ou se manifester dans un territoire bien limité, sans qu'un phénomène soit évalué en degré. Leur détermination est donc une *prospective*, qui est menée par une expertise, sans prospections ou modélisations lourdes (géophysique, modèles numériques), mais en utilisant uniquement les études antérieures.

L'aléa est caractérisée par :

Sa *nature*, qui est celle du phénomène (glissement de terrain, éboulement rocheux...);

Son *extension dans l'espace*,

Dans ce travail on se base sur les critères suivants :

1. La localisation et la délimitation des zones actuellement instables ;
2. L'extension des anciens glissements ;
3. La délimitation de l'ensemble lithologique ;
4. La topographie ;

La carte de la figure VI.18, montre les mouvements suivants :

- les anciens glissements.
- les glissements récents.
- les éboulements.
- La dissolution des formations gypsifères.

Outre les mouvements déjà mentionnée sur la carte géologique, on a relevé les nouveaux glissements, éboulements et dissolution des formations triasiques le long de la RN9. Toutefois le croisement de ces aléas avec les enjeux constitue un risque.

Risque = Alea x enjeux

La carte de la figure VI.19, délimite les zones de risque tout en long la RN09 de l'Ouricia.

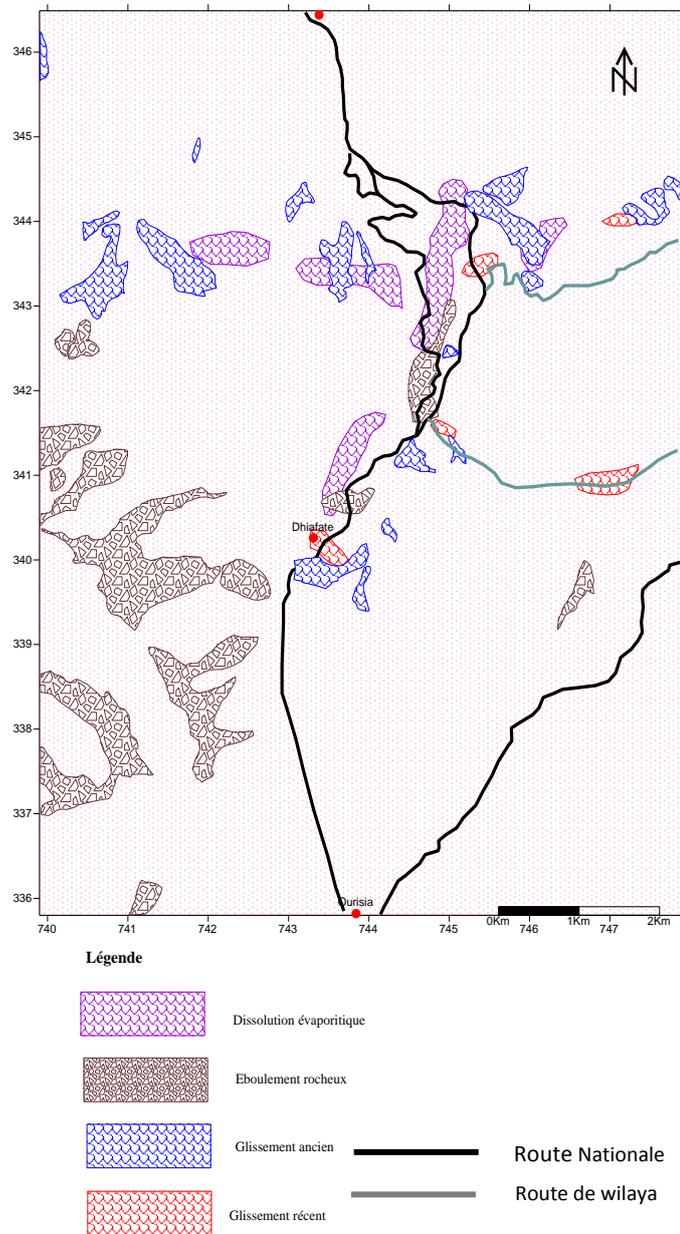


Figure VI.18 : Carte d'aléas de la région de l'Ouricia (recherche, Seker 2012).

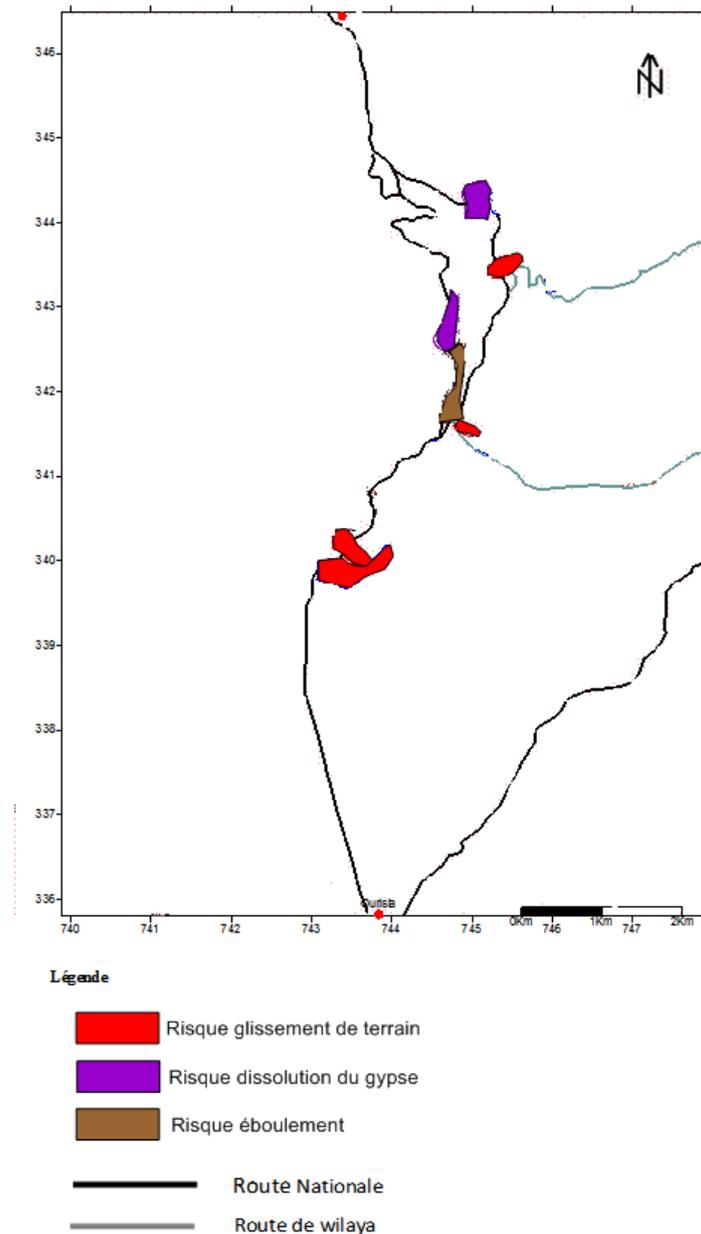


Figure VI.19. Carte de risque de la région de l'Ouricia

VI.5- Les glissements de la ville de Bougaa

La ville de Bougaa, est située dans la partie nord-ouest de la wilaya de Sétif, à environ 45 Km de chef-lieu. Fig.VI.20. La zone concernée par cette étude englobe l'ancienne ville et son extension vers l'Est; elle dessine une forme rectangulaire (étirée à l'angle Est) sur une longueur de 2500m et une largeur de 1500m, soit une superficie d'environ 375 hectares.

Le site est déterminé par les coordonnées Lambert suivantes:

- X = 714 250 à 717 000 m
- Y = 338 800 à 340 500 m

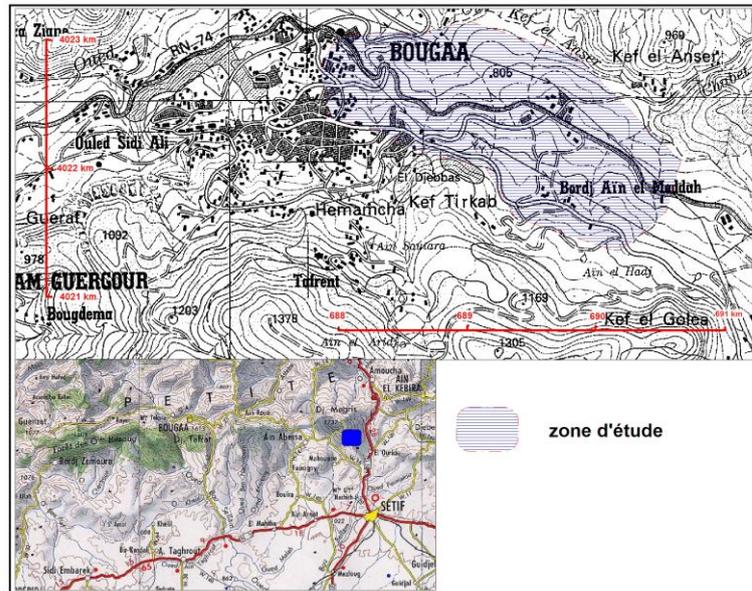


Figure VI.20 : Situation géographique de la ville de Bougaa

VI.5.1-Géologie et tectonique

La ville de Bougaa se trouve à la limite septentrionale d'une fenêtre de terrains jurassique et crétaé parautochtone (Fig.VI.21). Après la mise en place des nappes au Miocène inférieur, les bombements tarditectoniques ont fait ressortir le massif de Guergour composé de terrains calcaires dolomitiques et marneux du Jurassique et du Crétaé formant les reliefs au Sud de la ville. Par ailleurs, l'assise de cette dernière est formée par les argiles et des calcaires de l'Eocène de la nappe de Djemila. D'après les travaux de Glaçon, (1967), la région possède une structure en hors-graben. Fig.VI.22.

Deux types d'accidents majeurs en rendent compte.

- la première d'une direction essentielle NW-SE représente plus de 70% de l'ensemble des directions.
- et d'autres directions apparaissent avec un pourcentage plus faible, NS et EW.

Une intense fracturation a facilité l'édification de formes karstiques qui sont dirigées le long des failles majeures.

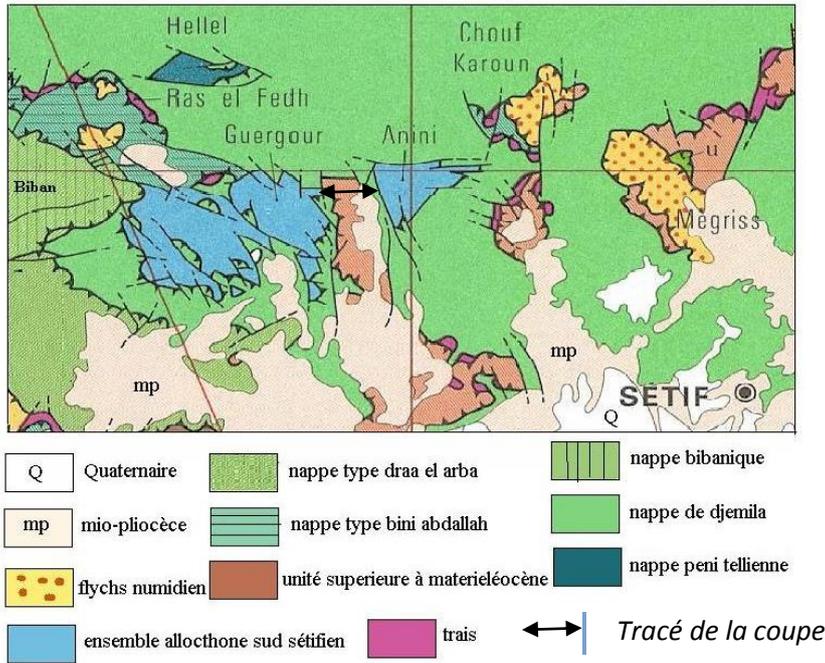


Figure VI.21 : Schéma structural simplifié du N.W Sétif extrait de la carte géologique 1/200000

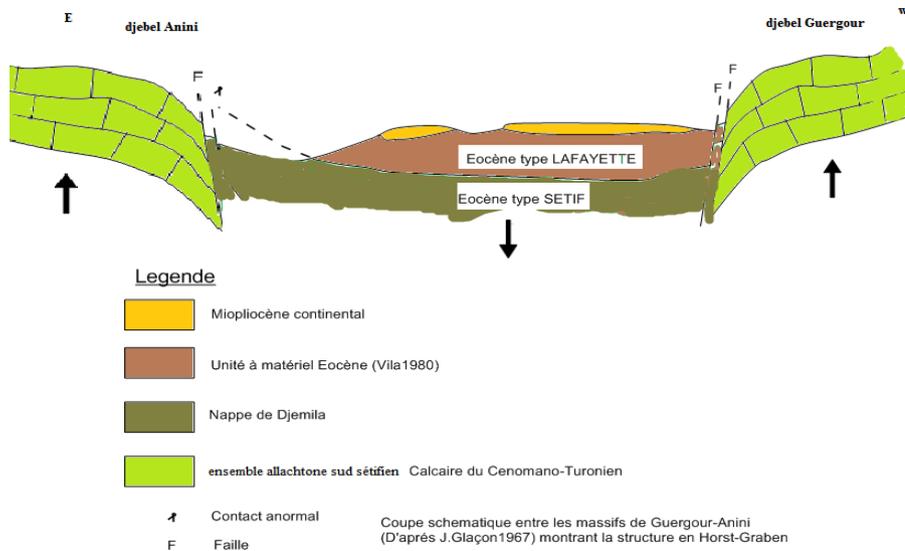


Figure VI.22 : Coupe schématique entre les massifs de Guergour et Anini montrant la structure en hors-graben. Glaçon, 1967.

La carte morphostructurale superposée sur une image Google Earth, celle-ci fait apparaître un réseau de faille très intense lié à la rigidité de faciès de Dj. Guergour d'un cote et à la sismicité de la région d'autre coté.

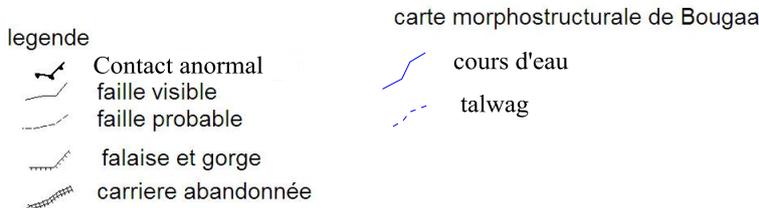
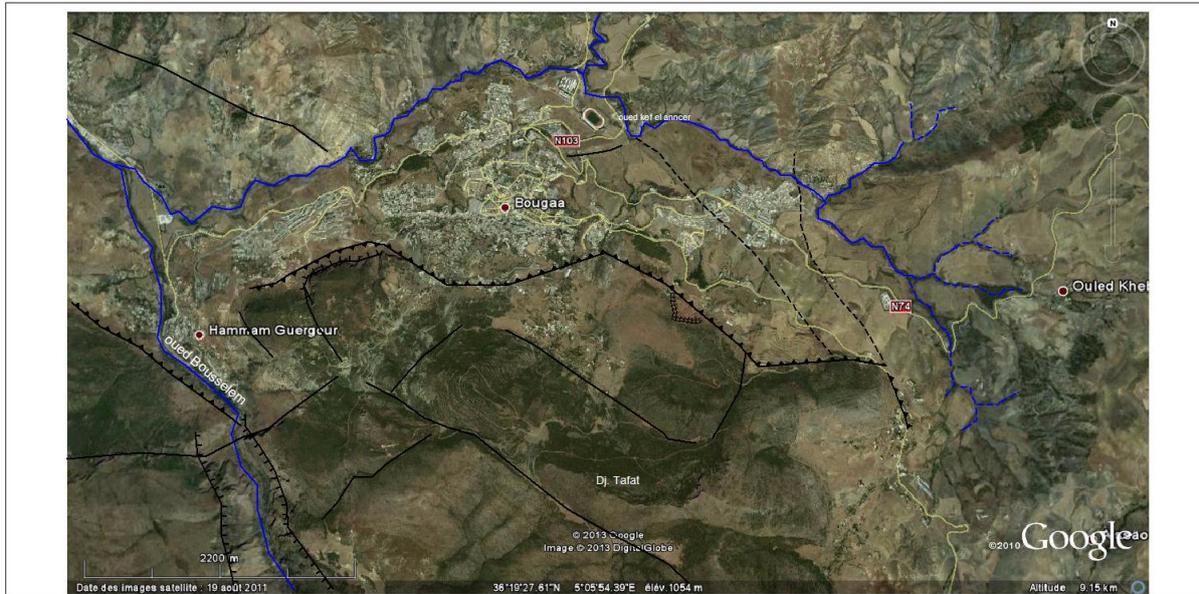


Figure VI.23 : Carte morphostructurale de la région de Bougaa.

VI.5.2-Géomorphologie locale:

Cette zone nord Sétifienne s'étend sur la partie méridionale des Babors. Le chaînon Takintouch-Bouandes détermine au nord, les points les plus élevés (1596 m). L'altitude s'abaisse progressivement vers le Sud en direction des Dj. Guergour et Anini pour se raccorder avec les hautes plaines Sétifiennes. La ville de Bougaa dont le relief est spécifiquement montagneux, se trouve sur le flanc Ouest de Dj. Guergour, surplombe le bas-relief de la partie Sud. Cette partie de la plaine a été creusée par les Oueds Kef El Anncer, Sidi Ali et El Guetter qui collectent toutes les eaux des ravines avoisinantes et les acheminer vers Oued Bousselam.

Cette importante densité de drainage est caractérisée sur le plan hydrologique par des variations brusques des débits. L'aquifère de Bougaa se trouve dans les calcaires de Guergour qui se déverse en partie dans les éboulis de pente et l'argilite. Ceci permet la création de petites nappes perchées très disséminées provoquant des résurgences d'eau ponctuelles à débit faible. Toutefois on signale la présence d'une station hydrothermale à Hammam Guergour

nombre de onze localisés en major partie sur les éboulis à blocs. Tous ces mouvements sont associés à des pentes moyennes à fortes. On remarque également un réseau de drainage qui converge vers le Nord et quatre zones humides en liaison avec les formations de pente qui suggèrent un écoulement d'eau souterraine.

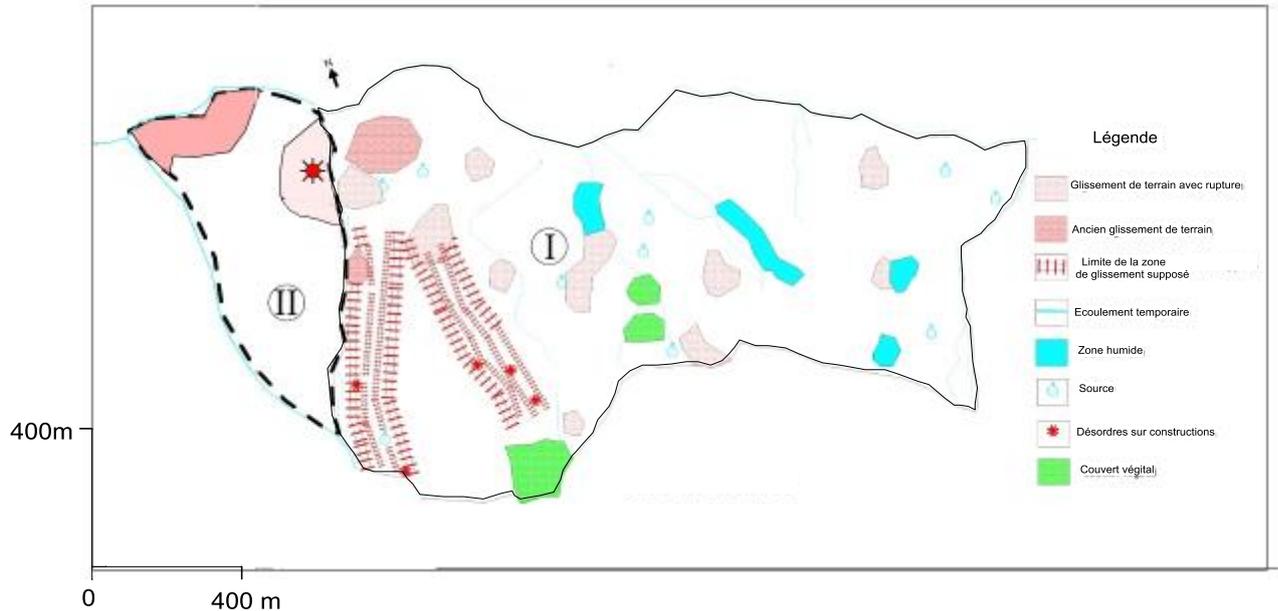


Figure VI.25 : Carte des indices (LTPE 2002 complété par l'auteur 'II')

À la lumière des observations du terrain et les reconnaissances par sondages carottés, nous remarquons la présence d'un terrain lithologiquement hétérogène. Fig.VI.26.

Ces formations géologiques sont regroupées en deux catégories : les formations quaternaires et les dépôts grossiers de pente.

- Les formations du Quaternaire

Sont associés à ces formations :

- **Les dépôts de pente fins (colluvions) :**

Ils sont représentés par des argiles beiges, brunes à jaunâtres renfermant parfois des graves et cailloux ou encore des fragments rocheux de petites dimensions peu usés. Ces dépôts colluviaux couvrent de grandes surfaces du versant, ils sont de granulométries fines, issues de formations meubles plus anciennes. Ils présentent une épaisseur très variable (2 à 20 m).

- **Les dépôts de pente grossiers :**

Ce sont des anciens éboulis fixés dans une gangue argileuse. La granulométrie de ces formations est très hétérogène et grossière, avec des éléments métriques la plupart du temps. Nous associons à cette catégorie, les éboulis consolidés avec de gros blocs de calcaire et de brèche à ciment limono-argileux rougeâtre. Ces formations ont pour origine les affleurements souvent en falaises, de roches de toute nature.

- **Les alluvions anciennes**

Elles couvrent l'étendue plate le long de Oued Ancer au Nord-Est de la carte. Ces alluvions sont formées par des graves et cailloux enrobés dans une matrice limono-argileuse.

- **les matériaux de dépôts (les remblais)**

Les remblais sont constitués de terre végétale, limons, argiles et de fragments de roches diverses, leur épaisseur est généralement variable (1 à 5m).

- **Pour le matériau rocheux nous distinguons :**

- **les argilites schisteuses grises à brunes, à boules jaune** qui constituent le substratum et qui se présentent sous forme d'affleurement dans les zones hautes et centrales. Ces roches relativement dures forment un relief plus ou moins accusé. Ces formations sont parfois légèrement calcaires avec quelques bancs de calcaire marneux.
- **les calcaires à silex** présentent des affleurements très limités et très réduits dont le pendage a un plongement vers le Nord.

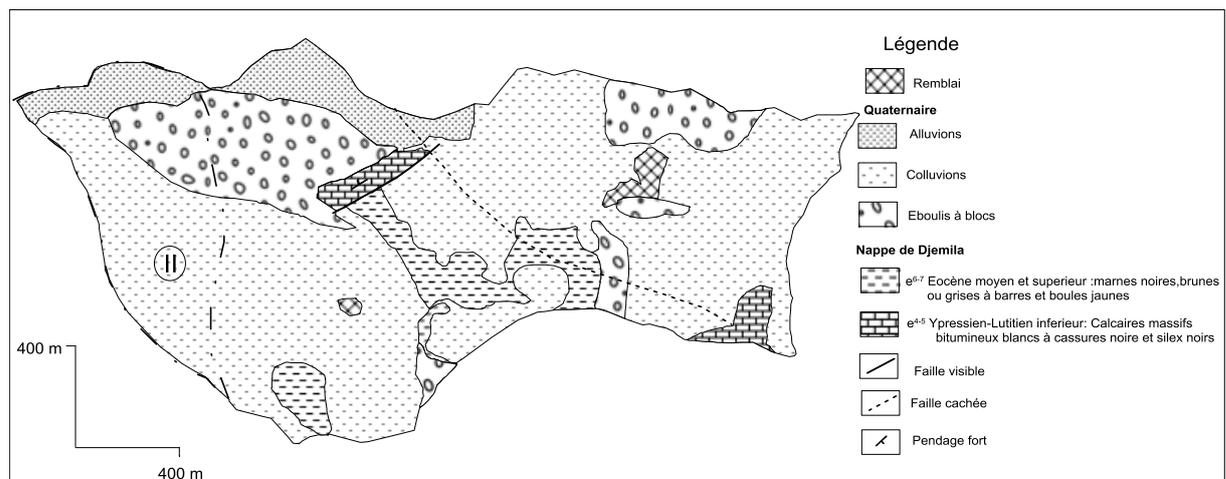


Figure VI.26 : Carte géologique de Bougaa (LTPE 2002 complétée par l'auteur 'II')

VI.5.4- Description des glissements

D'après une étude géotechnique réalisée par LTPE en 1976, il s'agit de deux couloires de glissement de terrain (Fig.VI.25) dirigé du Sud vers le Nord toutefois la nouvelle étude menée par le même organisme en 2002 dévoile de nouveaux mouvements de terrain plus récents dus à la expansion de tissu urbain vers d'autre site d'anciens glissements réactivés suite aux modifications topographiques par des travaux de terrassement. On va dans ce qui va suivre, mettre l'accent sur quelques exemples de ces glissements de terrain de la ville de Bougaa.

VI.5.4.1- Les Glissements de la route nationale 74

Plusieurs points d'instabilités affectant les deux voies de la RN74 et du CV9), ce sont les glissements du parc Auto école, l'hôpital, parc EIT et Souk El Fellah et bien entendu d'autres points de taille plus petite.

Les terrains mobilisés sont constitués, en majeure partie, par des argiles limoneuses et graveleuses surmontant les argilites de bases. Leur épaisseur est variable et elle atteint à quelques endroits, les dix mètres. Photo.VI.11.

Ce sont des glissements superficiels de 200 m de longueur et de 50 m de largeur avec un décrochement sommitale de 40 cm dépassant le mètre en quelques endroits.



Glissement par ravinement



Arbres inclinées dans le sens de déplacement



Route détériorée



Travaux de confortement

PhotoVI.11 : Glissements affectant la route

VI.5.4.2- Les Glissements avals

Ce sont des glissements qui sont générés soit par l'action érosive de Oued El Anser ou par l'action des poids de matériaux d'apport. Ces terrains se situent en aval, près de l'abattoir. Photos.VI.12.

La masse en mouvement s'étend sur 80 m de long et 75 m de large avec une rupture sommitale de 3 m, un bourrelet de 1,20 m de hauteur qui s'est formé en pied et de plusieurs fissures transversales. Les sols en mouvement laissent apparaître des formations argileuses de versant englobant surtout des blocs calcaires.

A cet endroit nous constatons :

- la présence de l'eau en trois endroits ;
- une zone humide ;
- le chargement en tête du glissement par matériaux d'apport.



formation de pente



zone humide

Photos.VI.12 : Glissement de l'abattoir

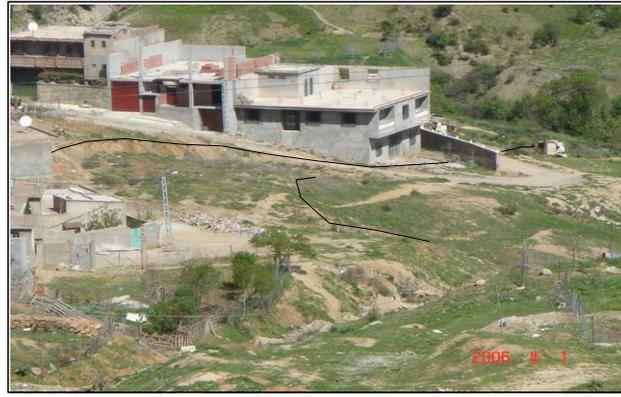
VI.5.4.3- Les Glissements de la nouvelle cité

Il s'agit d'une nouvelle cité installée sur des terrains en pente. Cette cité porte le nom de 5 juillet. On examinant minutieusement ces mouvements, on a remarqué que le terrain servant d'assiette à la nouvelle cite été le siège d'un ancien glissement et qui a été réactivé suite aux charges créés par les constructions en amont. PhotosVI.13.

Le glissement à une longueur de 200 m et une largeur de 80 m avec un décrochement sommital de 1m, on repère facilement une rupture secondaire juste au bas de la principale rupture qui suggère un glissement superficiel régressif. En revanche des constructions ont été fortement sollicitées. Photos.VI.14.

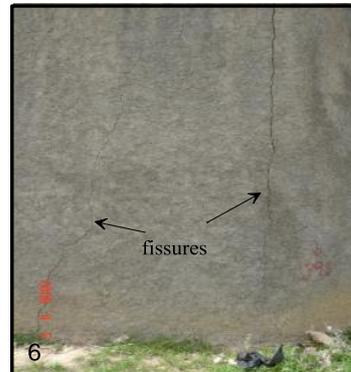
Les désordres observés se résument comme suit :

- des affaissements de plus de 30 cm ;
- des fissures longitudinales et en escaliers parfois ouvertes dans la maçonnerie,
- affaissement des trottoirs suivi par un décollement du réseaux d'assainissement.



cité 5 juillet - Bougaa-

PhotosVI.13 : Glissement de la cite du 5 juillet



cité 5 juillet - Bougaa-

PhotosVI.14 : Désordre observé dans les constructions

VI.5.5- Carte d'aptitude du sol à la construction

La superposition de la carte des indices, la carte lithologique et la carte des pentes, permet de réaliser une carte dite d'aptitude du sol à la construction. Fig.VI.27. Elle définit le territoire en trois catégories vis-à-vis à l'adaptation de terrain à la construction, les principaux facteurs pris en considération sont les mouvements du sol que soit récent ou ancien, la pente et la présence simultanée d'eau et matériaux plastiques.

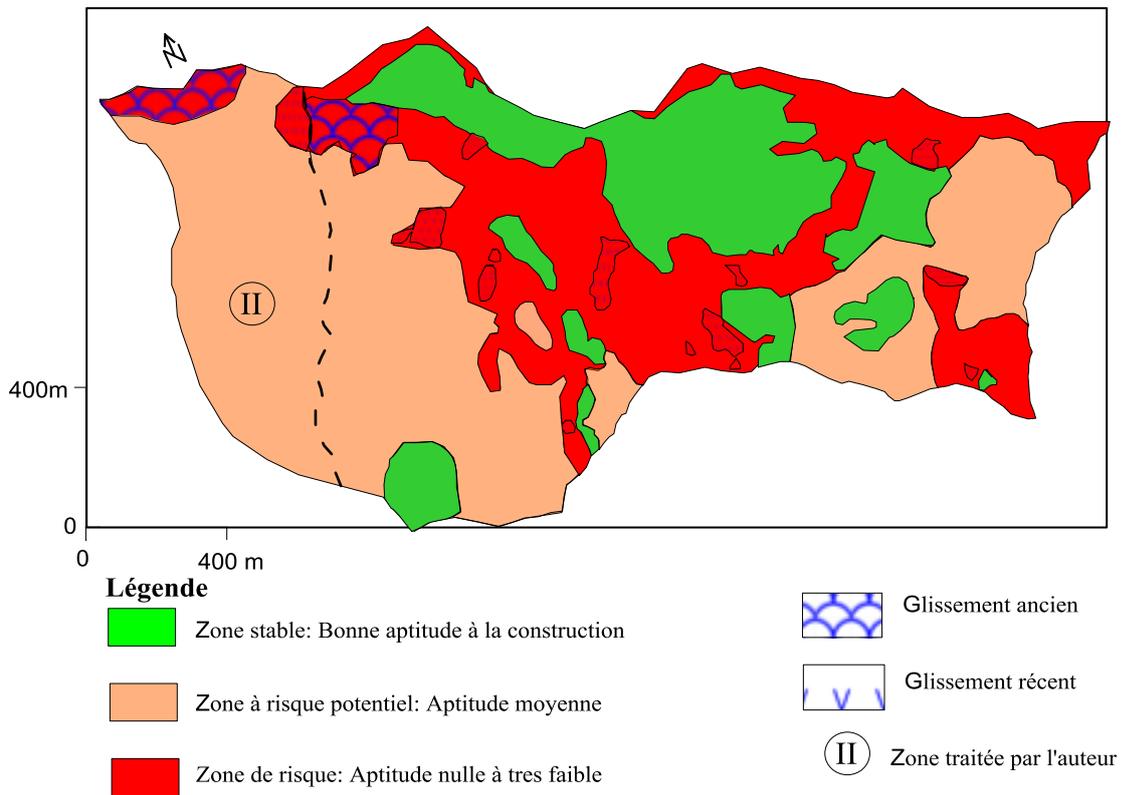


Figure VI.27 : Carte d'aptitude du sol à la construction

(LTPE 2002 complété par l'auteur 'II')

Cette carte présente trois zones, A ou zone favorable, B ou zone de risque potentiel, C ou zone à risque.

a- Zone A ou zone favorable

Les zones favorables se limitent surtout dans la partie Nord Est de la ville de Bougaa. Cette zone est caractérisée par un substratum rocheux qui affleure ou qui est atteint à de faible profondeur. Les pentes de ces terrains sont inférieures à 15%, la nappe

est inexistante dans ces zones, les tassements ne sont pas à craindre et le choix des fondations est simple. Ces terrains conviennent à des ouvrages lourds ou semi-lourds reposant sur semelles isolées.

On associe à cette zone, les terrains plats situés au nord-ouest de la carte. Ces terrains présentent une forte épaisseur d'alluvions anciennes sur lesquelles reposent actuellement le lycée technicum et la salle omnisports.

b- Zone B ou zone de risque potentiel

Cette zone comprend les terrains de pente moyenne à assez forte où l'épaisseur des colluvions atteint quelques mètres à plusieurs mètres. Dans cette zone on n'observe pas de glissements de terrain, et la nappe ne semble pas être trop proche de la surface. On classe également dans cette unité les zones caractérisées par une topographie mouvementée. Ces formations sont donc très souvent à leur limite de stabilité et donc les travaux de terrassement sont à réaliser avec prudence. Un soin particulier en matière de drainage semble primordial. On ne peut condamner à priori ces zones, mais une certaine vigilance est nécessaire. Les équipements projetés nécessitent une étude géotechnique plus détaillée qui détermine, le mode de construction ou les dispositifs de confortement.

D'autres risques particuliers mais très localisés ont été recensés dans cette zone tel que l'effet du gonflement et de retraits des argiles servant d'assise au siège de la Daira. Des tassements différentiels ont été observés dans certains matériaux très hétérogènes comme les éboulis de pente qui ont des propriétés mécaniques variables.

c-Zone C ou zone à risque

Ces zones sont constituées de dépôts de pente fins (colluvions) ou d'éboulis de moyenne à forte épaisseur sur des pentes moyennes à fortes, parfois gorgées d'eau ou avec émergence de sources. Ces zones ont subi des glissements à des époques récentes et dont les traces de mouvement sont encore visibles sur certains endroits. Des phénomènes d'anciens glissements aujourd'hui stabilisés, accompagnés également d'émergence de sources sont classés dans cette zone à

risque. A ces zones s'ajoutent les sites humides et les zones de dépression large qui assure la circulation et le drainage des eaux de ruissellement aussi qui les terrains à proximité des oueds ou des talwegs.

Cette unité couvre une partie des terrains où aucun accident ne s'est jusqu'à présent manifesté, mais une déstabilisation de ces terrains est possible si une modification survenait dans les conditions actuelles. Des travaux de terrassement ou de nouveaux équipements pourraient déclencher de nouveaux mouvements de terrain qui menaceraient les voies de circulation ou la stabilité d'autres zones. On classe cette zone comme étant une zone à risque où l'aptitude à la construction est nul à faible, en conséquence toute occupation est interdite.

VI.6- Conclusion

Au terme de ce chapitre on peut dire que la partie nord de la wilaya de Sétif est sujette à différents modes de mouvements de terrain que ce soit glissement de terrain, éboulements rocheux ou même parfois des dissolutions des formations salines. Ceci est dû au fait que dans cette région sont réunis les trois facteurs responsables de tels phénomènes comme la topographie accidentée, la lithologie marneuse ou argileuse dominante et la pluviométrie plus ou moins abondante. Si ces instabilités prennent place dans les versants naturels, elles seront qualifiées d'aléas, leur croisement avec les enjeux leur permet de les classer comme des risques. De ce fait, toute sorte d'action sur le sol (occupation de sol, aménagement de territoire, habitation ou ouvrages de travaux publics) doit être impérativement bien étudiée dans le contexte géologique et géotechnique.

Chapitre VII :
Caractéristiques géotechniques des
formations mioplioquaternaires des
hautes plaines Sétifiennes

VII.1- Introduction

En revanche au Nord de la wilaya de Setif caractérisée par sa topographie accidentée favorisant l'appariation des mouvements de masses; on examinera les caractéristiques géologiques et géotechniques des sols des hautes plaines Sétifiennes, la où le relief est assez plat, interrompu de quelques buttes représentés par les djebels Youssef, Braou et Tnoutit. De ce fait notre objectif sera focalisé sur la variabilité spatiale des paramètres géotechniques de ces sols afin de les classer vis-à-vis de leur aptitude à la construction.

VII.2- Caractéristiques géologiques

Les formations de surface couvrent une vaste étendu de la wilaya de Sétif. Selon la carte géologique 1/200000^{ème} de Sétif il s'agit de terrains appartenant au Mio-Plio-Quaternaire

VII.2.1- le Quaternaire :

Le Quaternaire représente les formations les plus récentes et on trouve des alluvions d'oueds, des terres arables, des formations de pentes et du Quaternaire indéterminé.

VII.2.1.1- Les alluvions actuelles et récentes

Ces formations sont constituées généralement de limon, de sable, de gravier et de cailloutis. Ces terrains occupent souvent le lit majeur des oueds surtout dans les régions septentrionales où le creusement reste actif. Plus au Sud, ces dépôts s'élargissent et constituent une véritable petite terrasse attribuable au Rharbien, notamment le long de l'Oued Bousselem.

VII.2.1.2-Terres arables, formations de pente et Quaternaire indéterminé

Les formations de pente correspondent à des terrasses dilacérées ou à des alluvions anciennes sur lesquelles sont développés des sols bruns peu ou pas calcaires. Au Quaternaire indéterminé, sont rapportés des placages dispersés de nature variée qui

prennent un grand développement sur les niveaux marneux et qui en gênent considérablement l'observation.

VII.2.1.3- Glacis polygéniques

Ces glacis correspondent à des surfaces très faiblement pentées près des plaines dont la pente augmente progressivement vers la montagne. Ils sont recouverts d'un matériel classique faiblement calibré et très fragmenté, vers le bas devenant plus anguleux et plus grossier au voisinage du Kinck. En profondeur, les traces d'encroûtement sont fréquentes et présentent habituellement un aspect de croûte feuilletée classiquement attribuée au Tensiftien. Au moment des fortes pluies de printemps ou des gros orages d'août-septembre, ces glacis sont localement le siège d'un écoulement en nappe avec remise en mouvement de nombreux galets et du limon superficiel. Ceci conduit donc à considérer qu'il s'agit d'une évolution étalée dans le temps et qui continue encore épisodiquement quand les terrassements préliminaires du reboisement n'arrêtent plus les écoulements en nappe.

VII.2.2- Villafranchien

Il est représenté par des formations les plus caractéristiques des hautes plaines Sétifiennes. Elles sont datées, notamment à Ain Hanech près d'El Eulma par des associations de gros vertébrés (Aramberg 1949-1959). Elles sont en outre ravinées par des argiles à lits de cailloutis qui fournissent des sphéroïdes à facettes, éléments d'une industrie humaine très primitive. Au dessus viennent 10 à 15 m de marnes jaunes puis de la croûte calcaire tuffacée. A la base, un horizon tuffacé à poupées calcaires, puis massive, atteignant parfois 2 à 3 mètres d'épaisseur. Sur ces croûtes, se sont installés des sols squelettiques où la partie plus récente est une nouvelle croûte de 10 à 20 cm d'épaisseur alimentée en carbonate par les niveaux sous-jacents et généralement disloquée et pulvérisée par les labours.

VII.2.3-Mio-Pliocène continental :

Ce sont des dépôts fluvio-lacustres offrant habituellement une coloration rougeâtre assez prononcée. D'après J.SAVORNIN, la partie argileuse la plus ancienne peut correspondre à la partie terminale du Miocène. Au-dessus, on a des marnes grises et des

cailloutis qui contiennent de grosses lentilles conglomératiques et des niveaux de sel ou de gypse. Dans l'Est de la région de Sétif, des calcaires plus ou moins grumeleux et des marnes superposés aux dépôts précédents renferment une faune d'invertébrés à *Melanopsis sp*, *Helix constantinae* qui indiquent le Pliocène. L'ensemble de ces formations présente des faciès très variable. En bordure des reliefs actuels elles s'enrichissent en conglomérats rougeâtres mal cimentés.

VII.3- Caractéristiques géotechniques

Vue sa position entre deux principaux pôles urbains Sétif et El Eulma, les hautes plaines Sétifiennes ont été le siège d'importants programmes de reconnaissances géotechniques relatif à l'expansion des villes et au tracé de l'autoroute Est-Ouest. Sept sites ont été retenus et qui sont répartie sur le territoire Sétifien. Ces sites servent d'assiette à de nouveaux projets de construction (logements, route...), il s'agit des projets de construction des bâtiments à El Eulma (224 logements), Ouled Saber (76 logements) et Djarmane (250 logements).

Trois sites sur l'itinéraire de l'autoroute Est-Ouest au Nord d' El Eulma, à Ain Arnet et à Ain Sefiha. On a également pris en considération l'assise de la station d'épuration à Bazer Sakhra. Fig. VII.1. La démarche à suivre dans ce travail est la description géologique de ces sols on analysant ainsi leurs caractéristiques géotechniques à travers les essais in situ et les essais au laboratoire. Une tentative de corrélation de certains paramètres entre eux couronne ce chapitre.

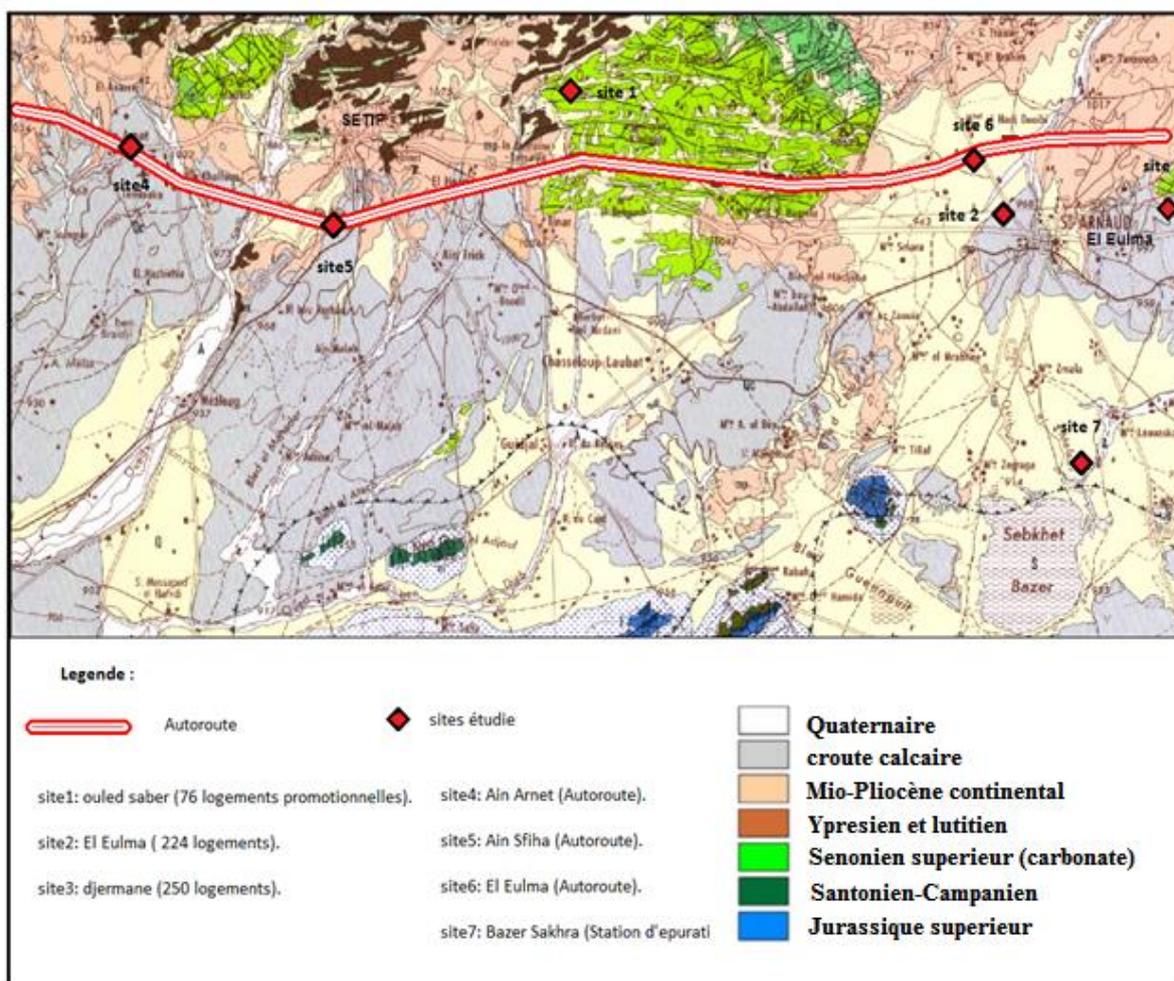


Figure VII.1 : Situation des sites étudiés

VII.3.1- Site de Bazer Sakhra

La station d'épuration des eaux usées étudiée est située à Bazer sekhra et se trouvant à 5 km au Sud-Est de la ville d'El Eulma Fig.VII.1 d'une superficie de l'ordre de 11 hectares. La reconnaissance in situ des sols a été réalisée à l'aide de

- 12 sondages carottés avec une profondeur allant jusqu'à 25 m,
- 13 essais pressiométriques effectués tous les 2 mètres dans des forages à la tarière de 63 mm de diamètre et conduits jusqu'à 23m ;
- 5 puits à ciel ouvert de 3 m de profondeur chacun, réalisés à l'aide d'une pelle hydraulique.
- Les échantillons paraffinés ont fait objet d'essais au laboratoire.

VII.3.1.1- Synthèse des résultats

Ces différentes opérations ont permis de connaître la nature géotechnique des différentes couches du sol. L'examen des logs des sondages et des tarières montre la présence :

- **Sols de couverture** : dans tous les sondages formée par de la terre végétale épaisse de 0,40 m surmonté par des alluvions modernes.
- **Les alluvions modernes ou récentes** : qui sont représentées par des argiles brunes limoneuses noires puis des argiles jaunâtres. Ces alluvions se développent jusqu'à une profondeur de 2,00 à 3,00 m.
- **Les alluvions anciennes** : qui sont argilo graveleuses à graves argileuses et qui ont une épaisseur de 0,30 à 1,50 m.
- **Substratum** : qui correspond à des argiles d'âge Mio-Pliocène se trouvant à partir de 4 m de profondeur.

On note également la présence d'un niveau statique dans les sondages, entre 1,55 et 1,90 m de profondeur.

VII.3.1.1.1- Analyses des résultats physiques

La fraction des fines (0,08 mm) demeure dominante avec plus de 85% de la composition granululaire et elle est composée essentiellement d'argile et de limon. Cette fraction des fines est composée de 36% d'argile, 35% de limons et de 14% de sable, ceci nous amène à considérer le sol comme étant argileux en profondeur. Tableau VII.1 et VII.2.

Ces sols sont caractérisés par :

- Une teneur en eau qui s'échelonne entre 14 et 26,5 % avec une moyenne de 20,3 %.
- Un degré de saturation (Sr) compris entre 92,3 et 100 % sauf le point SC9 à 3 m de profondeur où on a un Sr= 20,3 %. Ce site possède une densité sèche élevée par rapport à l'ensemble ce qui caractérise un sable graveleux. De telles valeurs de Sr caractérisent un état saturé.
- La densité sèche mesurée sur les mêmes échantillons s'échelonnent entre 1,5 et 1,8 avec une moyenne de 1,71 t /m³. Ce qui induit une densité humide de 2 t/m³.

D'après la norme géotechnique (XP P 94-011), le sol argileux se situe dans la famille de sols denses.

Selon le diagramme de plasticité, les sols ayant de telles caractéristiques sont de type argile très plastique (At) et de consistance dure. Fig.VII.2.

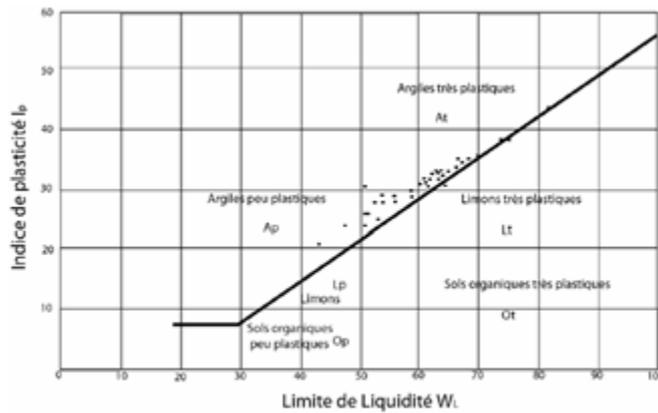


Figure VII.2 : Diagramme de plasticité du site de Bazer Sakhra(2005)

VII.3.1.1.2- Analyses des résultats mécaniques

Par caractéristiques mécaniques, nous entendons la cohésion et l'angle de frottement interne qu'on déduit de l'essai de cisaillement, ainsi au moyen d'un bâti oedométrique trois paramètres peuvent être déterminés : pression de consolidation, coefficient de compressibilité et de gonflement.

Un seul essai de cisaillement, non drainés non consolidés a été réalisé et qui a permis de donner une valeur de l'angle de frottement égale à 8° avec une cohésion de 0,95 bar ce qui traduit la qualité des argiles.

Les données des essais œdométriques classent le sol dans la catégorie des sols normalement consolidé, moyennement compressibles non gonflant.

Pour les argiles miopliocènes, la fraction des fines (0,08 mm) demeure dominante avec plus de 88% de la composition granulaire et elle est composée essentiellement d'argile et de limon. La teneur en eau oscille de cette fraction est comprise entre 17,6 et 32,1 % avec une moyenne de 23,4 %, l avec un degré de saturation qui varie entre 89 et 100 % traduisant un sol saturé.

La valeur de la densité sèche mesurée sur les mêmes échantillons se tient dans une fourchette de 1,4 à 1,8 avec une moyenne de 1,63 t /m³ ce qui conduit à une densité humide de 2 t/m³. D'après la norme géotechnique (XP P 94-011), le sol argileux se situe dans la famille de sols denses.

Selon le diagramme de plasticité, il s'agit bien d'une argile très plastique (At). Pour les essais au cisaillement on note une légère diminution de cohésion en condition drainé. Les essais de cisaillement, non drainés non consolidés nous donne une valeur d'angle de frottement égale à 9° avec une cohésion de 0,72 bar. Ceci traduit la bonne qualité des argiles. Il apparaît donc que le sol testé est doté d'une bonne cohésion.

D'après les données des essais œdométriques, le sol est classé dans la catégorie de sol normalement consolidé à sur consolidé en profondeur , non gonflant moyennement compressibles.

La Figure VII.3 représente la variation en profondeur de certaines caractéristiques physicomécaniques des sols.

Tableau VII.1 : caractéristiques physiques du site de Bazer Sakhra-

	Wn	γd	Sr			WL	WP	IP
	(%)	t/m ³	(%)	2mm	80μ	%	%	%
Quaternaire	Nbr	9	9	9	7	7	7	7
	Max	26,57	1,89	98,11	100	97	75	36,8
	Min	14,2	1,545	20,34	97	68	47	22,3
	Moy	20,30	1,71	86,44	99,285	86,85	59,21	28,97
	Ecart	3,89	0,12	24,84	1,25	10,73	9,90	5,12
mio-pléocène	Nbr	37	37	37	37	37	37	37
	Max	32,17	1,85	100	100	99	82	43,4
	Min	17,65	1,44	88,93	91	59	43	22
	Moy	23,47	29,51	95,62	99,70	88,27	60,62	1,63
	Ecart	3,651	0,098	3,038	1,488	8,719	7,4663	3,597

Tableau VII.2 : caractéristiques mécaniques du site de Bazer Sakhra-

	Pc	Cc	Cg	Cuu (Bars)	φ_{uu}°	
Quaternaire	Nbr	4	4	4	1	1
	Max	1,26	0,13	0,033	0,95	8
	Min	0,79	0,06	0,018	0,95	8
	Moy	1,0325	0,09	0,0245	0,95	8
	Ecart	0,212	0,0294	0,0065		
mio-pléocène	Nbr	16	16	15	6	6
	Max	2,37	0,176	0,056	0,89	16
	Min	0,9	0,056	0,0039	0,51	2
	Moy	1,3685	0,1147	0,0355	0,726	9,16
	Ecart	0,4418	0,0346	0,0346	0,151	4,66

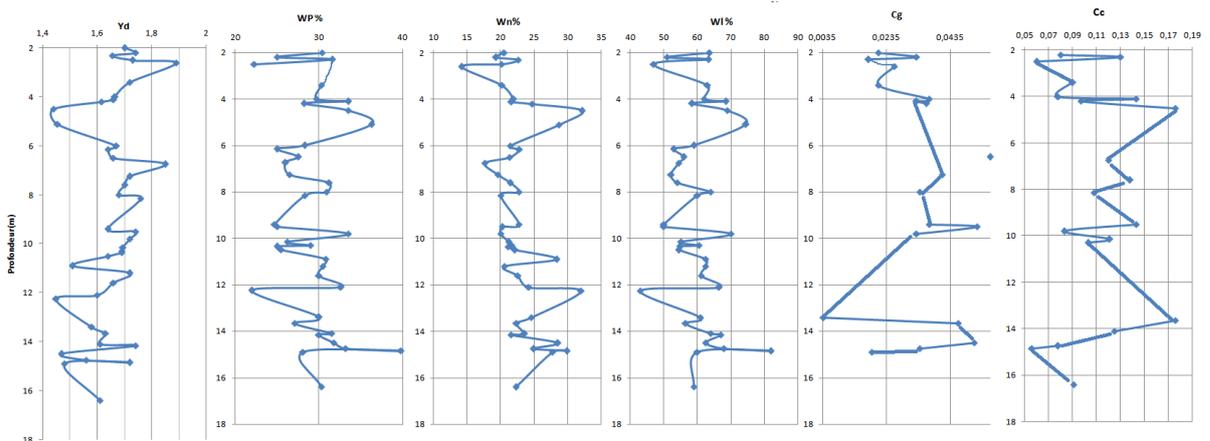


Figure VII.3 : Variation des paramètres physicomécaniques selon la profondeur
Site de Bazer Sakhra.

VII.3.2- Site de Ain Sfiha

Ain Sfiha est une petite agglomération au Sud de Sétif, cette zone a fait l'objet de deux études relative à l'autoroute un pour l'échangeur et l'autre pour le péage. Au total, ont été réalisé, trois sondages pressiométriques poussés jusqu'à 30 m de profondeur, quatre sondages mécaniques allant jusqu'un 25 m et deux puits à la pelle de 3,5 m de

profondeur chacun. Des échantillons intacts et remaniés ont été également prélevés à différentes profondeurs pour des essais au laboratoire.

VII.3.2.1- Résultats obtenus

De la surface à 30 m de profondeur on distingue la présence de (Fig VII.4) :

- De la terre végétale de 30 à 45 cm,
- Des alluvions modernes ou récentes qui sont représentées par des argiles brunes limoneuses noires puis des argiles jaunâtres ;
- Des alluvions anciennes qui sont de type argilo graveleuses à graves argileuses recouverte en quelques endroits par des encroutements. Ces formations quaternaires ont une épaisseur de 3 m ;
- Un substratum argileux d'âge Moï-Pliocène à partir de 3 m, il s'agit d'argile rouge très plastique parfois encroutée surmontant les argiles graveleuses.

Les essais pressiométriques donnent des valeurs moyennes pour les quatre premiers mètres et deviennent plus élevées à partir de 21 m de profondeur, reflétant bien la stratigraphie déterminée par les sondages.

VII.3.2.2- Analyse des résultats

La fraction fine (0,08 mm) demeure dominante avec plus de 85% de la composition granulaire, composée essentiellement d'argile et de limon ce qui permet de dire qu'en profondeur le sol est argileux. Tab VII.3. La densité varie de 1,45 à 1,78 t/m³, la teneur en eau s'échelonne entre 17 et 30 % avec une moyenne de 23,6 % et un degré de saturation compris entre 84 et 96 %. Ces caractéristiques caractérisent un état saturé.

Selon le diagramme de plasticité, il s'agit d'une argile très plastique (At), de consistance dure.

Les caractéristiques mécaniques donnent une valeur d'angle de frottement moyenne égale à 22,5° et une cohésion qui varie entre 0,126 bar et 0,929 bar classant ce sol respectivement de moyenne consistance à raide.

D'après les données des essais œdométriques, le sol est classé dans la catégorie de sol normalement consolidé à sur consolidé compressible à moyennement compressibles, non gonflant à gonflant. Tab VII.4.

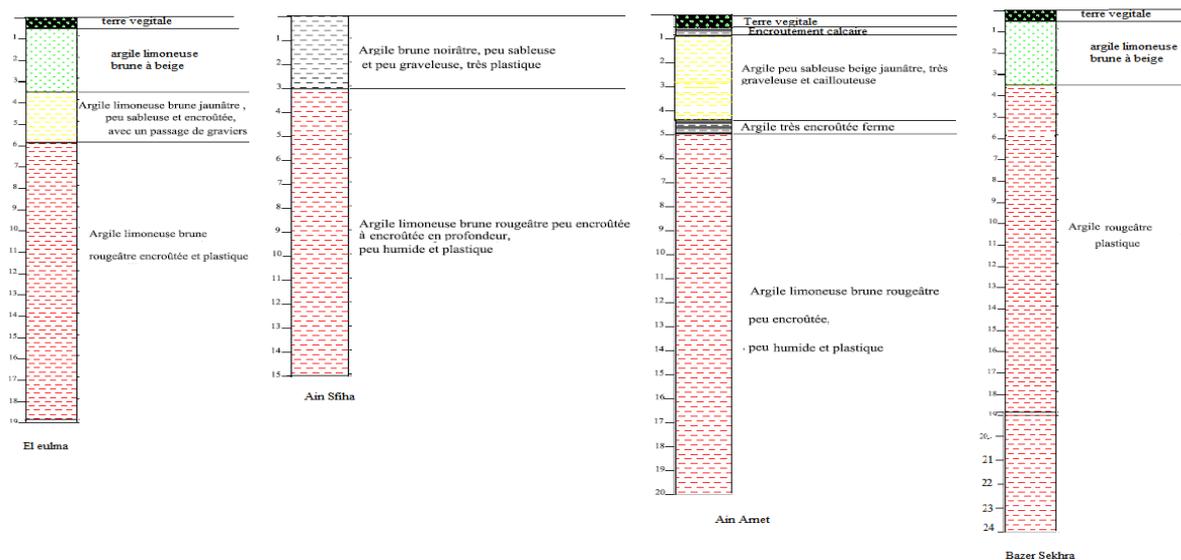


Figure VII.4 : Logs stratigraphiques des différents sites.

Tableau VII.3 : Caractéristiques physiques des sols du site de Ain Sfiha-

	γ_d (t/m^3)	γ_h (t/m^3)	S_r (%)	W_n (%)	W_l (%)	W_p (%)	I_p (%)	2mm	80 μ
Quaternaire	Nbr			4	4		4	4	4
	Max			32	68,78	33,78	35	99	94
	Min			18	65,28	32,24	33,04	96	88
	Moy			23,5	66,69	32,44	34,25	97,5	91,5
	Ecart type				6,027	1,643	0,727	0,915	1,29
mio-pléocène	Nbr	6	6	6	6	6	6	6	6
	Max	1,78	2,08	96	30	91,04	42,04	49	99
	Min	1,45	1,89	84	17	54,48	25,05	29,61	76
	Moy	1,59	1,97	92	23,66	72,64	34,32	38,35	91
	Ecart type	0,143	0,086	4,427	6,022	13,608	6,307	7,334	7,874

Tableau VII.4 : Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ain Sfiha-

		PC	Cc	Cg	C uu	Ø uu
mio-pléocène	Nbr	6	6	6	6	6
	Max	4,535	0,302	0,066	0,93	39
	Min	1,785	0,15	0,026	0,126	8
	Moy	2,993	0,213	0,05	0,5	22,5
	Ecart					
	type	1,005	0,054	0,014	0,411	12,58

VII.3.3- Site de Ain Arnet

Situé à l'Ouest de Sétif, le site de Ain Arnet a fait l'objet de deux études pour l'autoroute, il s'agit d'un échangeur et d'un point de péage. Lors de cette étude, ont été réalisés, trois sondages pressiométriques jusqu'à 25 m de profondeur, trois sondages mécaniques allant jusqu'à un 20 m et quatre puits à la pelle de 3,5 m de profondeur. Des échantillons intacts et remaniés ont été également prélevés à différentes profondeurs pour des essais au laboratoire.

VII.3.3.1- Résultats des essais

Ces essais ont permis de constater que de la surface à 25 m de profondeur on distingue la présence :

- De la terre végétale de 30 à 45 cm,
- Des alluvions modernes ou récentes représentées par des argiles brunes limoneuses noires à jaunâtres.
- Un encroûtement formé par des argiles, tuf et argile graveleuses ayant une épaisseur de 3 m ;
- Un substratum argileux d'âge Mio-Pliocène à partir de 3 m. Il s'agit d'argile rouge très plastique parfois encroûtée.

Les essais pressiométriques donnent des valeurs moyennes pour les quatre premiers mètres et deviennent plus élevées à partir de 21 m de profondeur, reflétant la stratigraphie déterminée par les sondages.

VII.3.3.2- Analyse des résultats

Les formations de surface sont caractérisées par des pourcentages variables (13 à 91 %) de la partie fine (0,08 mm). Cette fraction fine possède un indice de plasticité de 16 à 30%.

La fraction des fines des argiles sous-jacentes (TabVII.5) demeure dominante avec plus de 83% de la composition granulaire composé essentiellement d'argile et de limon. Ceci nous permet de dire que le sol en profondeur est argileux; sa densité sèche varie de 1,81 à 1,99 t/m³, sa teneur en eau s'échelonne entre 21 et 34 % avec une moyenne de 25,5 %, un degré de saturation compris entre 84 et 96 % de tels seuils caractérisant un état saturé. La plage de plasticité est très grande, il s'agit bien d'une argile très plastique de consistance dure.

Les caractéristiques mécaniques (Tab.VII.6) donnent une valeur de l'angle de frottement assez variable de 8° à 44° et une cohésion de 0,44 bar à 0,95 bar classant ce sol respectivement de moyenne consistance à raide.

D'après les données des essais œdométriques, le sol est classé dans la catégorie de sol normalement consolidé à surconsolidé, compressible à assez compressibles, non gonflant à gonflant.

Tableau VII.5 : Caractéristiques physiques des sols du site de Ain Arnet-

	Wn (%)	γh (t/m ³)	γd (t/m ³)	Sr (%)	Wl (%)	Wp (%)	Ip (%)	2mm	80μ
Quaternaire	Nbr				7	7	7	7	7
	Max				55,83	26,56	29,27	95	91,5
	Min				34,54	17,84	16,19	18	13
	Moy				43,11	21,28	21,83	59,88	58,12
	Ecart type				7,999	3,271	4,797	34,687	31,913
mio-pléocène	Nbr	4	4	4	4	6	6	3	7
	Max	35	1,63	1,99	96	89,73	42,19	47,53	95
	Min	21	1,33	1,81	85	61	28	33,67	79
	Moy	25,5	1,54	1,94	91,75	75,33	35,98	40,61	88,85
	Ecart type	6,454	0,14	0,085	4,787	10,664	4,996	6,93	6,517

Tableau VII.6 : Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ain Arnet-

	CU					
	bar	ϕ_u°	Pc	Cc	Cg	
mio-pléocène	Nbr	3	3	3	3	
	Max	0,95	44	3,285	0,254	0,065
	Min	0,44	6	2,285	0,14	0,0032
	Moy	0,62	26	2,785	0,186	0,0347
	Ecart					
	type	0,29	19,07	0,5	0,059	0,0309

VII.3.4- Site d'El Eulma

Ce site a fait l'objet de trois études, deux pour l'autoroute et une étude pour la construction du nouveau siège de la CASNOS. Au total, 17 sondages pressiométriques de 8 à 14 m de profondeur, un sondage mécanique de 19 m de profondeur et deux puits à la pelle de 3,5 m de profondeur, ont été réalisés. Des échantillons intacts et remaniés ont été également prélevés à différentes profondeurs pour des essais au laboratoire.

Ces essais ont montré de haut en bas :

- Des formations alluvionnaires ou des encroutements avec des valeurs de la fraction sableuse de 31 à 67 % et une fraction argileuse de 18 à 52 % , l'indice de plasticité est de 20 à 22 %.
- les argiles rouges ont une teneur en eau de 20 à 24 % avec un degré de saturation de 96 %. La fraction fine est assez présente avec une moyenne supérieure à 82 %, un indice de plasticité de 25 à 35 %. Tab. VII.7. En fin une densité sèche de 1,6 à 1,65 t/m³. Il s'agit donc d'une argile saturée très plastique plus ou moins dense.

Les essais au pressiomètre Ménard donnent des valeurs moyennes de pression limite (PL) de 23 bars pour le premier mètre puits de 17 à 18 bars pour les deux mètres qui suivent. Cette pression augmente à nouveau avec la profondeur. Ceci est dû à la lithologie de la région qui correspond à une dalle calcaire villafranchienne proche de la surface.

Tableau VII.7 : Caractéristiques physiques des sols du site d'El eulma-

	γ_d (t/m ³)	γ_h (t/m ³)	Wn (%)	Sr (%)	Wl (%)	Wp (%)	Ip (%)	2mm	80 μ	
Quaternaire	Nbr				2	2	2	2	2	
	Max				41,8	19,52	22,27	67	52	
	Min				37,53	17,75	19,8	31	18	
	Moy				39,66	18,63	21,03	49	35	
	Ecart									
	type					3,019	1,251	1,746	25,455	24,041
mio-pléocène	Nbr	3	3	3	3	3	3	3	3	
	Max	1,68	2,04	24	96	70,76	35,77	34,99	98	94
	Min	1,6	1,99	20	94	50,3	25,36	24,94	77	72
	Moy	1,64	2,01	21,66	95	60,48	30,42	30,06	87	82
	Ecart									
	type	0,04	0,024	2,081	1	10,23	5,211	5,027	10,535	11,135

VII.3.5- Site de Ouled Saber

La commune d'Ouled Saber est située entre Sétif et El Eulma, le site en question est un terrain conçu pour recevoir 76 logements LCP. Le sol de ce site commence en surface par un remblai d'épaisseur de 1 m. En dessous, on rencontre des argiles limoneuses brunâtres et des argiles limoneuses rougeâtres, graveleuse en profondeur. Quatre points d'échantillonnage ont été choisis de 4 m à 12 m de profondeur et par conséquence seules les formations du Mio-Pliocène ont été examinées.

Les essais de l'analyse granulométrie sur des échantillons prélevés entre 2 à 12 m de profondeur, montrent que la fraction fine oscille entre 57 % et 84 % avec une moyenne de 66%. La teneur en eau a un minimum de 16.5 et un maximum de 26% avec un taux de saturation très élevé. En ce qui concerne les limites d'Atterberg (Tab.VII.8) ces formations ont une grande plage de plasticité ce qui permet de les classer, d'après la classification LCP, dans la catégorie des sols argileux, plastiques et saturés avec une densité sèche qui varie entre 1,55 à 1,77 t/m³. D'après la classification de sol en fonction de Cc, il s'agit de

sols moyennement compressible à fortement compressible et à très faible sensibilité au gonflement.

Les caractéristiques mécaniques (Tab.VII.9) donnent une valeur de l'angle de frottement faible, allant de 2° à 16° et une cohésion de 0,26 bar à 0,69 bar, classant ce sol comme étant de moyenne consistance.

D'après les données des essais œdométriques, le sol est classé dans la catégorie de sol normalement consolidé à surconsolidé, compressible à assez compressibles et non gonflant à gonflant.

Tableau VII.8 : Caractéristiques physiques des sols du site de Ouled Saber-

	Wn (%)	γ_d t/m ³	Sr (%)	zmm	80 μ	WL (%)	WP (%)	IP (%)
Mio-pliocène	Nbr	4	4	4	4	4	4	4
	Max	26,62	1,77	98,02	98	84	75	32,66
	Min	16,57	1,55	85,03	78	57	60	18,42
	Moy	22,78	1,64	94,59	87,25	66	68,25	27,72
	Ecart	4,446	0,096	6,378	8,301	12,247	6,652	6,371

Tableau VII.9 : Caractéristiques mécaniques des sols du site de Ouled Saber-

	Pc	Cc	Cg	Cuu (Bars)	ϕ_{uu}°
Mio-pliocène	Nbr	4	4	4	4
	Max	2,115	0,342	0,064	0,696
	Min	1,655	0,178	0,04	0,264
	Moy	1,909	0,231	0,051	0,51
	Ecart	0,238	0,074	0,011	0,2

VII.3.6- Site de Djarmane

Ce site se trouve à l'entrée Est de la ville d'El Eulma, il s'agit d'un terrain conçu pour recevoir 250 logements LCP. Les essais ont permis de constater que le terrain est formé par :

- de la terres végétales en surface, jusqu'à 0.25 m de profondeur qui repose sur des argiles brunes avec un encroûtement de calcaire tendre à 2 m.
- des argiles limoneuses brunâtres et argiles rougeâtres consolidées qui s'étendent entre 2 et 10 m de profondeur.

Treize test sur les formations quaternaires ont été réalisés et de 3 à 4 test pour les formations rougeâtres de profondeur

Les formations quaternaires sont caractérisées par une granulométrie de la fraction fine de 1 à 65% avec une moyenne de 36%. Tab.VII.10. La teneur en eau varie entre 18% à 21,5% avec un taux de saturation de 83% en moyenne. En ce qui concerne les limites d'Atterberg, ces formations ont une grande plage de plasticité ce qui permet de les classer d'après la classification LCP, dans la catégorie des sols argileux plastiques, peu saturés et avec une densité sèche de 1,57 à 1,71t/m³. D'après la classification de sol en fonction de Cc, il s'agit de sol moyennement compressible à fortement compressible et à très faible sensibilité au gonflement.

Un seul essai à la boîte de cisaillement (Tab.VII.11) a été réalisé et qui a donné une valeur de l'angle de frottement de 14° et une cohésion de 0,54 bar classant ce sol à moyenne consistance.

D'après les données des essais œdométriques, le sol est classé dans la catégorie de sol normalement consolidé à surconsolidé, compressible à assez compressibles et non gonflant à gonflant.

Tableau VII.10 : Caractéristiques physiques des sols du site de Djarmane-

	Pc (bars)	Cc	Cg	Cu (bars)	φ°
Quaternaire	Nbr	3	3	3	1
	Min	1,365	0,164	0,028	0,54
	Max	2,855	0,248	0,049	0,54
	Moy	1,978	0,206	0,041	0,54
	Ecart type	0,779	0,042	0,0118	
mio-pléocène	Nbr	4	4	4	3
	Min	1,575	0,151	0,035	0,271
	Max	3,235	0,275	0,062	0,447
	Moy	2,67	0,204	0,046	0,372
	Ecart type	0,7579	0,0523	0,0114	0,0908

Pour les formations rougeâtres de profondeur, la fraction fine est plus ou moins présente et représente 42,5 %. La plage de plasticité de cette formation est grande avec un indice de plasticité qui varie entre 28 et 42,5% et la densité sèche croît avec la profondeur. La teneur en eau de ces argiles est de l'ordre de 24% en moyenne ce qui les classe comme une argile plastique saturée.

Quatre essais mécaniques ont été réalisés sur ces argiles, les résultats donnent une cohésion de 27 à 44 bars correspond respectivement aux angles de frottement de 13 à 25°. Les valeurs de pression de consolidation (Pc) les classent comme étant des argiles très consolidées.

Tableau VII.11 : Caractéristiques mécaniques des sols du site de Djermane-

	γ_d (t/m ³)	Wn (%)	Sr (%)	Wl (%)	Wp (%)	Ip (%)	2mm	80 μ
quaternaire	Nbr	13	13	13	13	13	5	5
	Min	1,57	18,25	79	44	21	0,7	0,27
	Max	1,71	21,5	83	62,5	28,5	34	74,5
	Moy	1,63	19,75	80,53	56	26	30	44,99
	Ecart type	0,066	1,679	2,025	6,991	2,776	4,222	40,402
mio-pliocène	Nbr	3	3	3	3	3	2	2
	Min	1,46	18,25	83	53	25	80,5	42,5
	Max	1,71	30,3	96	77,5	35	42,5	80,5
	Moy	1,57	24,05	87,33	69,33	31,66	37,66	80,5
	Ecart type	0,127	6,036	7,505	14,145	5,773	8,371	

VII.3.7. Comparaison des paramètres géotechniques des divers sites

La figure VII.5 représente l'évolution en profondeur des paramètres géotechnique des sites d'El Eulma, Ain Sfiha, Djermane et Ouled Saber. Ainsi la densité sèche possède deux pics, le premier à 6 m de profondeur et le second à 10m en moyenne. Ceci est explique par la présence d'une croûte calcaire villafranchienne surmontant des argiles plastiques ces dernières renferme des lits gréseux parfois conglomératiques. Les limites de plasticité et de liquidité gardent les mêmes plages de plasticité, leurs faibles valeurs correspondent parfaitement avec les niveaux durs (croûte et grés), même remarque pour les indices de compression « Cc » et du gonflement « Cg ».

L'examen des ces courbes notamment les limites et les indices de compression et du gonflement nous laisse penser l'existence d'une corrélation entre elles de fait quelles synchronisent.

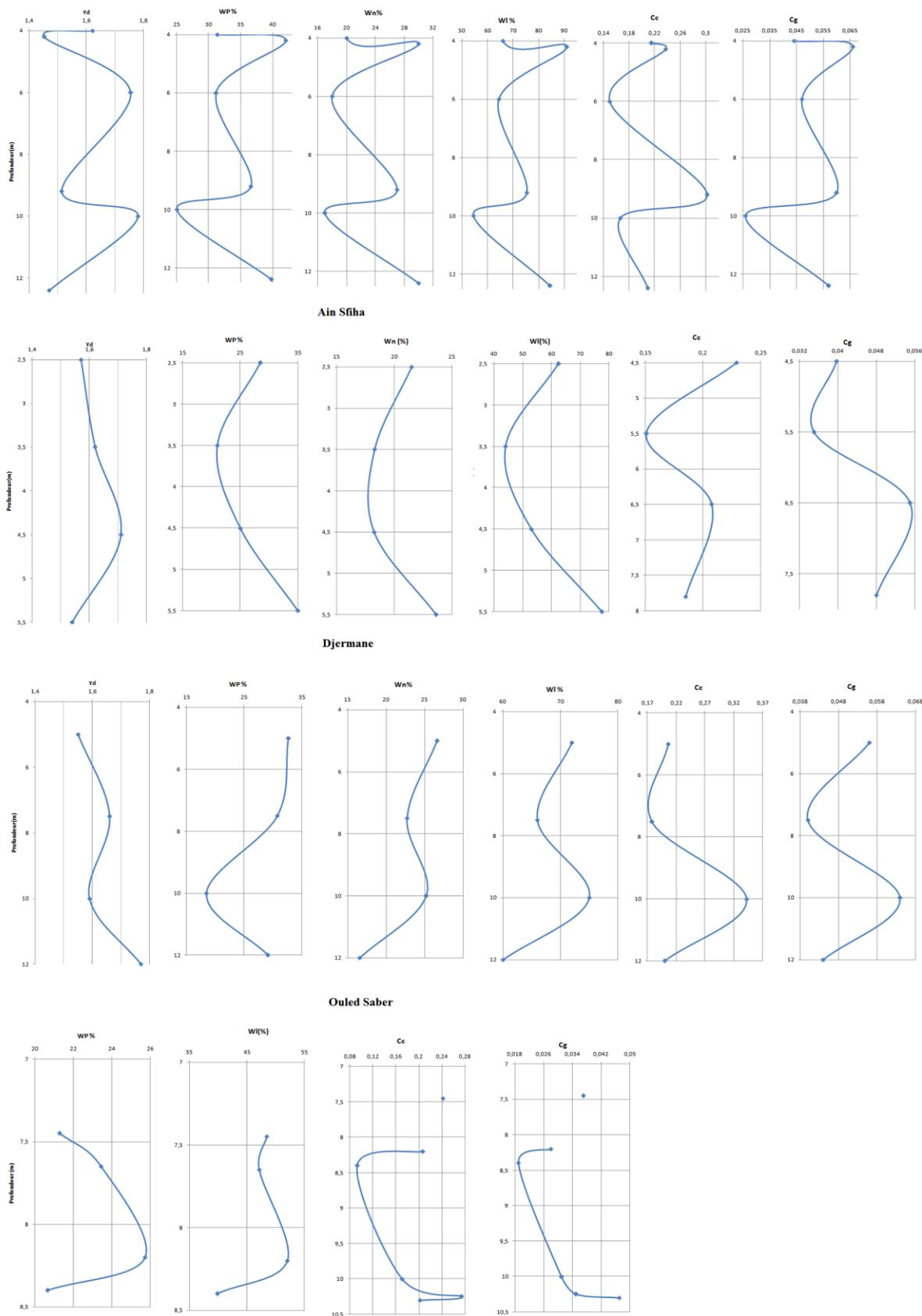


Figure VII.5 :Variation des caractéristiques géotechniques en fonction de profondeur pour les sites d'ain Sfiha, Djermane,El eulma et Ouled Saber

VII.3.8- Interprétation des essais in situ

Des essais au pressiomètre Ménard ont été réalisés in situ avec un pas de 1 mètre pour les sites d'El Eulma, Ouled Saber, 2 mètres pour le site de Bazer Sakhra et 3 mètres pour le reste des sites. L'analyse des différents profils pressiométriques montre qu'ils caractérisent en général trois horizons qui se succèdent de haut en bas. Il s'agit d'argiles limoneuses récentes, d'encroustement villafranchien et d'argiles rouges avec des lentilles conglomératiques du Moi-Plicène. Fig.VII.6.

Les valeurs des pressions limites d'El eulma, Ain Sfiha et Ain Arnet sont homogènes dans les dix premiers mètres et croissent nettement en profondeur notamment à Ain Sfiha et à Ain Arnet ; ceci est dû à l'état dure et plastique de cette argile et à la présence des lits conglomératiques très denses.

Les faibles valeurs de pression limite de Bazer Sakhra (par rapport aux autres sites) est dû probablement à la présence de la nappe phréatique proche à la surface.

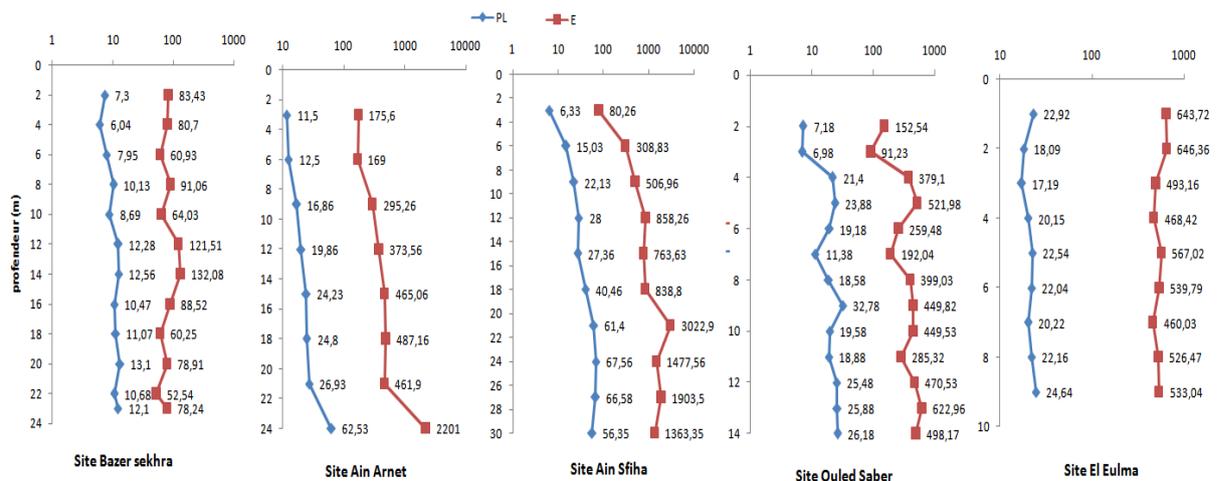


Figure VII.6 : Profils pressiométriques à l'aide des valeurs moyennes

VII.4- Conclusion

Au terme de ce chapitre on peut dire que les sols des hautes plaines Sétifiennes sont constitués en général de terre de recouvrement quaternaire d'épaisseur variable qui peut atteindre les trois mètres en quelques endroits, surmontant des argiles rougeâtres, des conglomérats, des grés d'âge Mio-Pliocène, une croute calcaire ou des turfs d'âge villafranchien sont omniprésents entre ces deux étages.

Les analyses des différents essais géotechniques, que ce soit in situ ou au laboratoire ont confirmés cette lithologie. L'analyse statistique de ces paramètres a conduit à de bonnes corrélations entre les limites de plasticité, de liquidité, les pressions de consolidation et de gonflement. D'un point de vue géotechnique, ces sols sont classés comme étant des argiles plastiques surconsolidées en profondeur, peu ou pas gonflant, aptes à recevoir des structures de faible et moyenne charge. En ce qui concerne Les tufs et les croutes friables ils offrent de bonnes caractéristiques de plasticité et teneur en eau, ce qui permet de les réutilisées comme couches de base et remblais pour les routes.

Conclusion générale

Conclusion générale

Le thème de recherche de ce mémoire est une approche sur la compréhension du comportement mécanique des différents sols de la région de Sétif. Ainsi pour cerner le comportement d'un sol il a fallu chercher et comprendre l'influence des principaux facteurs : la géologie, l'eau dans tous ces différents états et la morphologie des terrains. la wilaya de Sétif située au milieu de l'Est du pays avec un panorama de relief varié, atlas tellien, hautes plaines, et atlas saharien plus au sud. la zone nord à caractère montagnard réputée par ses glissements de terrain que ce soit ancien ou récent affectant en major partie les formations de pente meubles à matrice argileuse plastiques, quelques éboulements sont aussi présents aux bord des falaises calcaire maestrichtien et les grés Numidien . Dans les zones à pente faite, c'est-à-dire au fur et a mesure qu'on dirige vers les hautes plaines ces instabilités se limitent en quelques endroits on est en présent des terrains miopliocène où on est amené de quantifier leurs caractéristiques géotechniques.

D'un point de vu géologique, Sétif appartient au domaine externe de l'Algérie alpine, on trouve, a l'exception de la dorsale et du socle kabyle toutes les unités géologiques de cette chaîne. Cet édifice est structuré par la superposition anormale, suite de phases tectoniques, de plusieurs types de série diverses par leur styles et leurs caractères distribués en général du Trais au Priabonien. Dans cet empilement anormal sont impliquées des formations oligo-miocènes variées. Une sédimentation mio-pliocène essentiellement continentale coiffe partiellement cet édifice.

Le régime géotectonique global gouvernant est de type compressif où la plaque africaine et eurasiennne se convergent à l'heure actuelle, ce qui a génère des séismes de moyen amplitude et parfois des séismes dévastateurs sur toute la frange Nord du pays. On a essayé de surligner l'activité sismique de la région en mettant en évidence les principales failles sismiques qui sont : la faille de djemila, la faille de kherrata et la faille de djebel Youssef et le réseau de djebel Gourgour et quelques marqueurs tectoniques récents.

L'étude des paramètres climatiques (température-précipitation) des cinq stations météorologiques de la région de Sétif nous permet de dire que ces paramètres évoluent dans le temps et dans l'espace. Les hauteurs des précipitations sont particulièrement

significatives au Nord où la moyenne est de l'ordre de 600 mm alors qu'au Sud, elle est de l'ordre de 300 mm.

A l'échelle d'une année hydrologique, on considère que les bilans d'eau sont équilibrés on constate ainsi que l'excédent au Nord est de plus de 180 mm bien qu'au Sud, il est de l'ordre de 40 mm.

L'examen de l'évolution interannuelle de la nappe superficielle des hautes plaines montre un fort rabattement de niveau piézométrique ceci est dû aux deux facteurs principaux ; l'irrégularité des précipitations manifester de temps en temps par des longues sécheresses, d'autre coté de la forte exploitation de la nappe ; de ce fait la profondeur d'eau est en générale plus de quatre mètres , d'un point de vue géotechnique, les sols deviennent consolidés, les calculs de portance de ses sols et de stabilité des futurs ouvrages devront être menés en tous les cas en contraintes effectives.

La Jonction des trois principaux facteurs, topographie accidentée, lithologie marneuse ou argileuse dominante et pluviométrie plus ou moins abondante ont favorisant l'apparitions de nombreux glissements de terrain ; ainsi quelques éboulements rocheux au nord de la wilaya de Sétif., on a tente de cartographier les mouvements de terrain au nord de la commune de l'Ouricia notamment ceux qui se manifestent tout en long de la RN 09 sur 9 km. Au cour de notre travail de terrain on a pu relever la dissolution des formations salines triasique, un risque d'effondrement du chaussée est à craindre si aucune mesure ne sera entreprise.

A l'echelle c'est une ville ; Bougaa constitue un prototype. La cartographie géotechnique de cette ville fait ressortir de nombreux glissenments de terrain dont certains parmi eux sont des anciens glissements réactivés, l'action antropique en été la cause.

Cette ville à caractere montegnad avec un denivellé de l'ordre de 300 m de sud vers le nord est installée sur les argilites schisteuse de la nappe de djemila, les calcaires kastifiés parauthoctone sud sétifien surplombant la ville conduisent des filets d'eau en alimentant les formations de pente permeable, cette situation a crée des aquiferes perché discerné par des zones humides et quelques resurgenceances à faible debit.

En ce qui concerne les hautes plaines Sétifiennes l'étude des paramètres géotechniques de ces sols laisse apparaître en général de terre de recouvrement quaternaire d'épaisseur variable qui peut atteindre les trois mètres en quelques endroits, surmontant des argiles rougeâtres avec lit conglomératiques, et des grès d'âge Mio-Pliocène, et une croûte calcaire et/ou des turfs d'âge villafranchien est omniprésente entre ces deux étages.

Les analyses des différents essais géotechniques, que ce soit in situ ou au laboratoire ont confirmé cette lithologie. De bonnes corrélations entre les limites de plasticité, de liquidité, les pressions de consolidation et de gonflement ont été observées. D'un point de vue géotechnique, ces sols sont classés comme étant des argiles plastiques dures surconsolidées en profondeur, peu ou pas gonflant, aptes à recevoir des structures de faible et moyenne charge.

Références

Références

1. Abache.H. 2011 : horizons et limites du barrage d'Ighil emda dans le système de transfer Ouest Sétif-Hodna. Mémoire de magister, FSTGA université de Constantine(en arabe)
2. Addoum, B. (1995), L'Atlas Saharien Sud-Oriental : cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est constantinois (confins algéro tunisiens), Thèse de Doctorat, 158 pp, Univ. Paris-Sud, Orsay.
3. Addoum, B. (1995), L'Atlas Saharien Sud-Oriental : cinématique des plis-chevauchements et Aissaoui, D. (1984), Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne.
4. Anderson, H. A., and J. A. Jackson (1987), Active tectonics of the Adriatic region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 937–983.
5. Argus, D. F., R. G. Gordon, C. DeMets, and S. Stein (1989), Closure of the Africa-Eurasia-
6. Aymen SAID : Tectonique active de l'Atlas Sud Tunisien approche structurale et morphotectonique thèse 2011 l'Université Toulouse III 228 p.
7. Barrier, E., N. Chamot-Rooke, and G. Giordano (2004), Geodynamic Maps of the Mediterranean – sheet 1: Tectonics and kinematics, Commission for the Geological Map of the World (CGMW) and Unesco, 1:13.000.000 scale.
8. Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds.), International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, 143—164.
9. Biju-Duval, B., J. Dercourt, and X. Le Pichon (1977), From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, In:
10. Boudoukha.A (1988): étude hydrogéologique et modalisation du système aquifère fermé d'El Eulma Ain lahdjar (region Est de Sétif).thèse doctorat unvi. De Besancon .France 188 P.

11. Boudoukha.A (1998): hydrogéologie des hautes plaines Sétifiennes et qualité chimique des eaux souterraine souterraine thèse d'état univ. Annaba 232 P
12. Boudoukha.A,Djenba.S,Chettah.W,Belkhiri.K, Badani.S : Cartographie géologique et géotechnique d'aléas des mouvements des sols le long de la RN n°9 Sétif-Bejaia PNR 2012-2013.
13. Bouillin J.P. (1986). Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(2) 547-558.
14. COTE. M.1981: Mutations rurales en Algérie, IST de Constantine, 159 pages, cartes.
15. Delcaillau, B. (Ed.) (2004), *Reliefs et tectonique récente*, 259 pp., Ed. Vuibert, Paris.
16. Delteil, J. (1982), Le cadre néotectonique de la sédimentation plio-quadernaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXIV(2), 187-193.
17. Demdoun .A.2010 : Etude hydrogéochimique et impact de la pollution sur les eaux de la région d'el Eulma. thèse d'état, FSTGA université de Constantine
18. Dewey, J. F., and A. M. Celil _engör (1979), Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
19. Djenba samir : caractérisation géologique et géotechnique des glissements de terrain de la ville de Bougaa N.W Sétif, colloque international « Terre et eau » Annaba 2008.
20. Djenba.S (2001) : étude hydrogéologique et modélisation du système aquifère de Baida Bordj, mémoire de magister, université de Tebessa.
21. Djoudi.H.2011 : étude de la sismicité du nord algérien thèse sc.sciences FSNVT.Univ.Tlemcen *Doctorat*, 158 pp, Univ. Paris-Sud, Orsay.
22. Domzig A. (2006). Déformation active (zone de rupture du 21/05/03) et structuration tectono-sédimentaire de la marge ouest-algérienne. Thèse de Doctorat, Université de Brest, 332 p.
23. Domzig, A. (2006), Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne, *Thèse de Doctorat*, 343 pp, Univ. Bretagne Occidentale, Brest.
24. Durand-Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n°39, 89-131.

25. Facies analysis; annotated outline and bibliography, 230 pp, Univ. Texas, Bureau of Economic.
26. Fisher, W. L., and L. F. Brown (1972), Clastic depositional systems—a genetic approach to
27. Fraissinet, C. (1989), Les étapes de la structuration récente du Haut Atlas calcaire (Maroc):
28. Frizon de Lamotte D., Saint Bezar B., Bracene R., Mercier E., The two main steps of the Atlas building and Geodynamics of West Mediterranean. *Tectonics*, 19 (2000) 740-761.
29. Frizon de Lamotte, D., B. S. Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19(4), 740-761.
30. Gautier E.-F. : Profils en long de cours d'eau en Algérie-Tunisie (second article) (existe au chapitre II)
31. Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979), A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, Hervé Philip, Claude Bousquet, Frédéric Massan : séismes et risques sismiques approche sismotectonique; Dunod Paris 2007 ; 340 p.
32. Harbi.A (2001) : analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le Nord-Est algérien, thèse de magister USTHB Alger.
33. Harbi.A (2006) : évaluation de l'aléa sismique en Algérie du Nord par la modélisation de l'imput sismique dans les zones urbaines et l'établissement d'un catalogue, thèse doctorat sciences USTHB Alger.
34. In: *Annales de Géographie*. 1911, t. 20, n°114. pp. 431
35. intracontinentale, *Thèse de 3^{ème} cycle*, 267 pp, Univ. Paris XI, Orsay.
36. Laville, E. (1985), Évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements, *Thèse d'état*, 186 pp, Univ. Montpellier, Montpellier.
37. Mandra, Algérie: Evolution géométrique et cinématique, *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Louis

38. Mattauer, M., P. Tapponnier, and F. Proust (1977), Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(19), 521-526.
39. MEBARKI A. 2009. Ressources en eau et aménagement en Algérie. Les bassins hydrographiques de l'Est. Office des Publications Universitaires, Algérie.
40. Mebarkia.M. 2011. Etude des caractéristiques physico-chimiques des eaux de surface. Cas du barrage de Ain Zada, wilaya de Bordj Bouarréridj, Nord Est algérien, mémoire de magister, Université de Annaba.
41. Mediterranean – sheet 1: Tectonics and kinematics, *Commission for the Geological Map of the World (CGMW) and Unesco, 1:13.000.000 scale.*
42. Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, *In:*
43. Meghraoui, M. (1982), Etude néotectonique de la région Nord-est d'El Asnam / Relation avec le séisme du 10/10/1980., *Thèse de 3 ème cycle*, 200 pp, Univ. Paris XI, Orsay.
44. Meghraoui, M. (1988), Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, *Thèse d'état*, 356 pp, Univ. Paris XI, Orsay.
45. Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986), Seismotectonics of the Lower Chelif Basin - Structural background of the El-Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics*, 5(6), 809- 836.
46. Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, 101(B8), 17617-17644.
47. Nilsen, T. H. (1982), Alluvial fan deposits. *In: Sandstone depositional environments*, Scholle, P. A., Spearing, D. (eds.), *AAPG Mem.*, 31, 49-86.
48. North America Plate Motion Circuit and Tectonics of the Gloria Fault, *J. Geophys. Res.*,
49. Ouali, J. (1984), Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale), *Thèse de 3 ème cycle*, 120 pp, Univ. Rennes, Rennes. Pasteur, Strasbourg.

50. Peybernès B., Chouabbi A., Vila J.M., Reconstitution du substratum jurassique-crétacé basal du domaine des Sellaoua (marge sud-téthysienne, Algérie nord-orientale) à partir des galets du bassin mio-pliocène d'Hamman N'Bails. *Comptes Rendus Palevol*, 1(8) (2002) 681-688.
51. Philip, H., J. C. Bousquet, and F. Masson (Eds.) (2007), *Séismes et risques sismiques : Approche sismotectonique*, 340 pp., Dunod, coll. Sciences Sup.
52. Piqué, A., P. Tricart, R. Guiraud, E. Laville, S. Bouaziz, M. Amrhar, and R. Ait Ouali (2002), The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview, *Geodinamica Acta*, 15(3), 185-208.
53. Pondrelli, S., A. Morelli, and E. Boschi (1995), Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, *Geophys. J. Int.*, 122(3), 938-952.
54. Rebaï, S., P. Hervé, and T. Alfredo (1992), Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.*, 110(1), 106-140.
55. Rechache, A ; Saker, A : étude géologique et géotechnique des mouvements de sols et de roches le long la RN9 PK 93-PK88, mémoire d'ingénieur 2012 dept STU. Univ. Batna
56. Rothé J.P.(1950) : les séismes de Kherrata (1949) et la sismicité de l'Algérie , annales de l'institut de physique du globe , Tome VI 1950.
57. Travaux inédits: étude géotechnique des glissements de terrain de la commune de Bougaa 2001; rapport interne LTPE Setif
58. Villa J.M. (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Docteur ès Sciences. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.
59. Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.
60. Wildi W. (1983). La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3, pp 201-297.

61. Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24(3), 201-297.
62. Yaïch, C. (1984), Etude géologique des chaînons du Cherahil et du Khechem el Artsouma (Tunisie centrale) : liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes, *Thèse de 3 ème cycle*, 265 pp, Univ. Franche-Comté, Besançon.
63. Zouari, H. (1995), Évolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire, *Thèse d'état*, 278 pp, Univ. Tunis II, Tunis.