République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université de Larbi Tébessi –Tébessa-

Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie
Département : de sciences de la terre et de l'univers

MEMOIRE DE MASTER
Domaine: science de la terre et de l'univers
Filière: géologie

Thème:

Etude stratigraphique et sédimentologique Des formatios Miocène de la Région de Tenoukla El Ma Labiod Wilaya de TEBESSA Nord Est ALGERIEN

Option: geologie des bassins sédimentaire

Présenté par:
Ghozlane Oumnia

Encadreur	Nabil Defaflia	Pr	Université de Tébessa
Président	Baali Fathi	Pr	Université de Tébessa
Examinateur	Riadh Hadjem	MAA	Université de Tébessa

Date de soutenance:

Note :……. **Mention** :……..……

Année universitaire 2025/2026

الملخص:

يتناول هذا العمل دراسة ستراتيغرافية وسيديمونتولوجية للتكوينات الميوسينية الظاهرة في منطقة تنوكلا الواقعة في سهل الماء الأبيض، جنوب شرق ولاية تبسة (شمال شرق الجزائر). وتمثل هذه المنطقة حوضًا جيولوجيًا واسعًا تحده كتل جبلية كلسية، وتخترقه عدة أودية موسمية.

يهدف هذا البحث إلى تحديد الوحدات الرسوبية وإعادة بناء البيئات القديمة للترسيب خلال الميوسين، وذلك اعتمادًا على ملاحظات ستراتيغرافية مفصلة وتحاليل مخبرية شملت التحليل الحبيبي، تحليل الكربونات (التكليس) ودراسة شكل حبيبات الكوارتز.

تتكون الرواسب المدروسة أساسًا من الغرين والرمال الناعمة والمتوسطة، مع ظهور مستويات من المارن والحصى، مما يدل على تعاقب بيئات ترسيب مختلفة تراوحت بين الأنهار والدلتاوات. أظهرت التحاليل الحبيبية سيطرة الرمال الناعمة والمتوسطة مصحوبة بنسبة معتبرة من الغرين، مما يعكس طاقة نقل متغيرة بين فترات من النشاط الهيدروديناميكي القوي والضعيف.

أما التحاليل المورفوسكوبية لحبيبات الكوارتز فقد بينت وجود آثار للتآكل الميكانيكي والكيميائي، مما يشير إلى أن المستويات العليا للقطع المدروسة قد ترسبت بفعل الرياح تحت مناخ جاف، بينما تشكلت المستويات السفلى في ظروف مناخية أكثر رطوبة.

وقد كشفت نتائج تحليل الكربونات ($CaCO_3$) عن تغيرات في نسبة الكربونات، مما يعبر عن تقلبات في ظروف الترسيب المرتبطة بالتغيرات المناخية وتغيرات مستوى سطح البحر خلال الميوسين.

تُبرز هذه الدراسة تأثير كل من التكتونية المحلية والتغيرات المناخية على تطور الترسيب في منطقة تنوكلا ، وتوفر مؤشرات مهمة لفهم تطور البيئات القديمة في حوض الماء الأبيض.

الكلمات المفتاحية: تنوكلا ، الماء الأبيض، الميوسين، الستراتيغرافيا، السديمونتولوجيا، البيئة القديمة، التحليل الحبيبي

Abstract

This study focuses on the stratigraphic and sedimentological analysis of Miocene formations exposed in the Tenoukla area, located within the El Ma Labiod plain, in the southeast of Tébessa Province (northeastern Algeria). This region is characterized by a large Mio-Quaternary depression bordered by limestone massifs and traversed by several temporary streams.

The main objective of this research is to define the sedimentary units and reconstruct the paleoenvironmental conditions during the Miocene through detailed stratigraphic observations and laboratory analyses, including granulometric analysis, calcimetry, and quartz grain morphoscopy.

The studied deposits are primarily composed of fine to medium sands, silts, marls, and gravels, reflecting a range of depositional environments from fluvial to deltaic settings. Granulometric results revealed a dominance of fine to medium sands, accompanied by significant silt fractions, indicating fluctuating hydrodynamic conditions

between high and low-energy regimes.

Morphoscopic analysis of quartz grains showed evidence of mechanical and chemical weathering, suggesting that the upper stratigraphic levels were deposited by aeolian processes under arid climatic conditions, while the lower levels formed under relatively more humid conditions.

The carbonate content analysis ($CaCO_3$) indicated variations that reflect shifts in depositional environments linked to climatic changes and sea-level fluctuations during the Miocene.

This study highlights the combined influence of regional tectonics and climatic variability on the sedimentary dynamics of the Tenoukla region and provides important insights into the paleoenvironmental evolution of the El Ma Labiod basin.

Keywords Tenoukla: El Ma Labiod, Miocene, stratigraphy, sedimentology, paleoenvironment, granulometry.

Résumé

Ce travail porte sur une étude stratigraphique et sédimentologique des formations miocènes affleurant dans la région de Tenoukla, située dans la plaine d'El Ma Labiod, au sud-est de la wilaya de Tébessa (nord-est de l'Algérie). Cette région représente une vaste dépression géologique encadrée par des massifs calcaires et traversée par plusieurs oueds temporaires.

L'objectif de l'étude est de caractériser les unités sédimentaires et de reconstituer les paléoenvironnements de dépôt au cours du Miocène, en se basant sur des observations stratigraphiques détaillées et des analyses granulométriques, calcimétriques et morphoscopiques réalisées en laboratoire.

Les dépôts étudiés sont essentiellement constitués de grès, de sables, de marnes et de conglomérats, témoignant de conditions de dépôt variées, passant d'environnements fluviatiles à deltaïques. L'analyse granulométrique montre une prédominance des sables fins et moyens, associés à une fraction limoneuse notable, traduisant des régimes hydrodynamiques fluctuants entre des épisodes de haut et de bas énergie.

Les résultats morphoscopiques des grains de quartz révèlent des traces d'altération mécanique et chimique, ce qui indique que les niveaux supérieurs de la séquence ont été soumis à des processus éoliens sous climat sec, tandis que les niveaux inférieurs se sont déposés sous des conditions climatiques relativement humides.

Les analyses calcimétriques montrent une variation de la teneur en carbonates ($CaCO_3$), traduisant des changements des conditions de dépôt liés aux fluctuations climatiques et à l'évolution du niveau de la mer durant le Miocène.

Ainsi, l'étude met en évidence l'influence combinée de la tectonique régionale et des variations climatiques sur la dynamique sédimentaire dans la région Tenoukla, et fournit des indications précieuses pour la reconstitution des environnements anciens dans le bassin d'El Ma Labiod.

Mots-clés : Tenoukla, El Ma Labiod, Miocène, stratigraphie, sédimentologie, paléoenvironnement, granulométrie.







إهداء

بسم الله الرحمن الرحيم

الحمد لله الذي بنعمته تتمّ الصالحات، وبفضله تتحقّق الأمنيات، وبتوفيقه يُدرَك النجاح.
خمس سنوات من السعي، من المحاولات، من الليالي الطوال التي شهدت دموعي حيناً،
وابتسامتي حيناً آخر.

خمس سنوات من العمل المتواصل، بين أمل لا يخبو، وإصرار لا ينكسر.
واليوم، ها أنا أقف أمام حلمي وقد صار واقعًا، بفضل الله أولًا، ثم بفضل من كانوا النور في طريقي.

إلى والديّ العزيزين، منبع الحنان والعطاء، السند الحقيقي الذي لا يميل، والشجرة التي ظللتني في كل مراحل تعبي... شكرًا لا يكفي.

إلى والدتي، يا من كنتِ دمي الثاني، ودعاؤك كان السر الخفي في كل خطوة نجاح.

وإلى والدي، قدوتي وملهمي في الثبات والعمل، كل فخر أحمله اليوم هو امتداد لك

إلى جدتي الغالية، وامي الثانية (فطيمة) التي كانت دعواتها تصل السماء وتعود لي رحمة وتوفيقًا... حضورك في حياتي نعمة لا توصف، ودفؤك كان لي وطنًا صغيرًا في عز الغربة الداخلية.

. إلى إخوتي ، الذين كانوا العون في الصمت، والضحكة في التعب... أنتم في قلبي دائمًا.

إلى أصدقائي، رفاق الرحلة والمواقف التي لا تُنسى، بين القاعات والممرات والمكتبات... هذا الإنجاز يحمل بصمتكم جميعًا

إلى كل من دعمني، آمن بي، ولو بكلمة... هذا ثمرة خمس سنوات من الصبر، فلكم من قلبي خالص الحب

وبكل فخر وامتنان

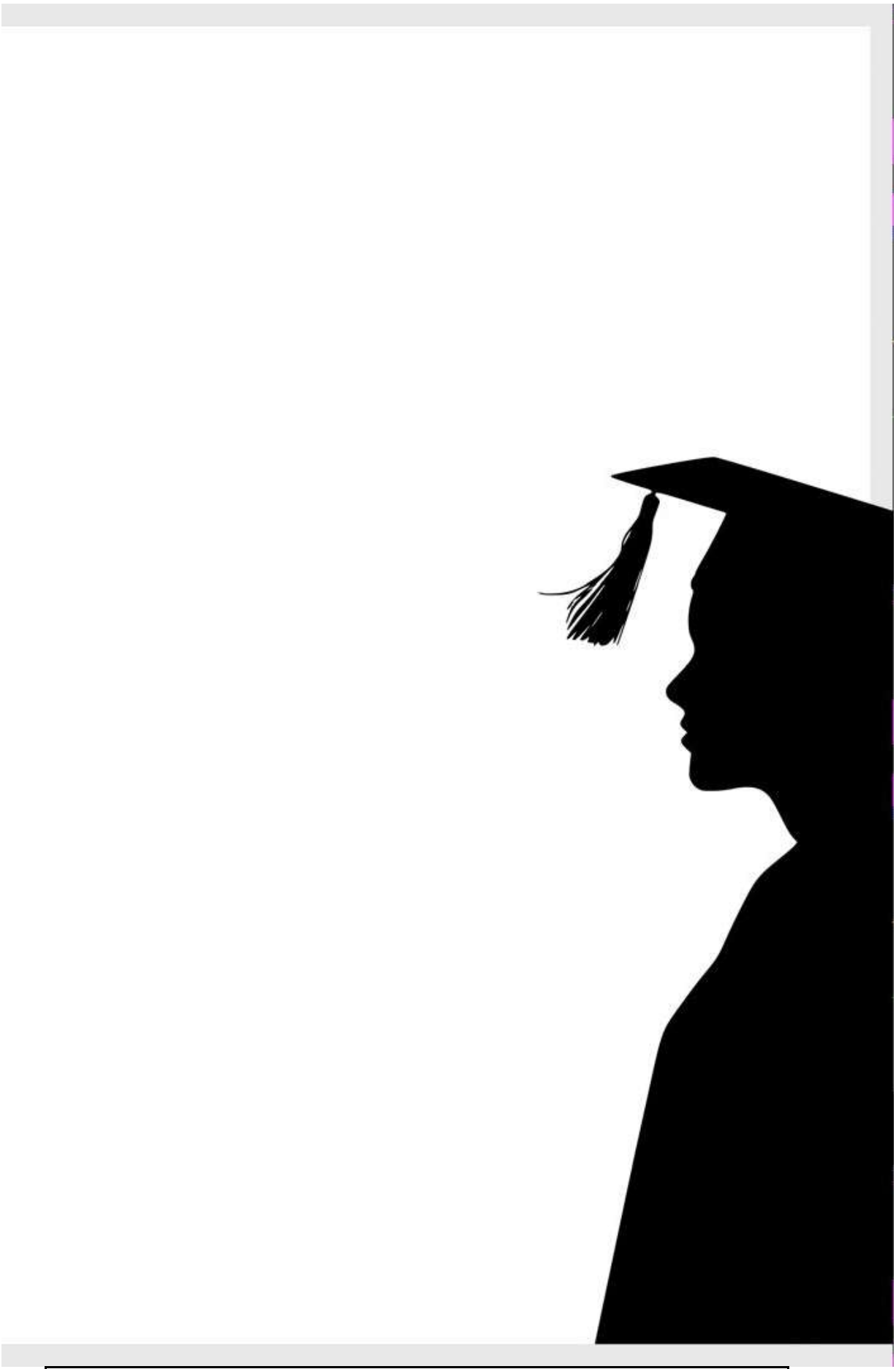
أهدي هذا العمل إلى كل من ساندني

أنا ابنةُ الحلمِ والإصرارِ منذُ مضيتُ
خمسَ سنينٍ، ولَم أنحنِ لغَيرِ العُلا سبيلا





□



Remerciement

Remerciements à mon directeur de mémoire

Somma ire

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide et la bénédiction d'Allah, à qui je rends grâce. Ensuite, je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à mon professeur et directeur de mémoire, Monsieur **Nabil Defaflia,** dont le soutien indéfectible, l'encadrement bienveillant et les précieux conseils ont été essentiels dans la réalisation de ce projet.

Votre expertise, votre patience et votre disponibilité m'ont permis de surmonter les défis et de perfectionner ce travail. Vous avez su éveiller en moi la passion pour la recherche et m'apporter la confiance nécessaire pour avancer.

Merci d'avoir cru en moi, d'avoir été une source de motivation constante, et d'avoir su guider mes pas tout au long de ce parcours. Vous avez laissé une empreinte indélébile dans mon cheminement académique.

Avec toute ma reconnaissance et mes sincères remerciements,

Ghazlane Oumnia

Introduction générale 12

CHAPITRE 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE 17

I. Introduction 17

II. Topographie 19

III. Aperçu géomorphologique 21

1. Les plaines 21

2. Les collines 21

3. Le bassin – versant 21

4. La cuvette du Miocène 21

5. Les lits des oueds 22

6. Les alluvions du Quaternaires 22

7. Les sources 22

8. Les barrières rocheuses 22

VI. Le couvert végétal 23

V. Économie de la région 23

VI. Hydrographiques 25

CHAPITRE 2 : ETUDE GEOLOGIQUE 29

I. INTRODUCTION 29

II. STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION DES FACIES 29

1. TRIAS : 30

2. Crétacé 31

A. Crétacé inferieur 31

a) L'Aptien 31

B. Crétacé Supérieur 32

a) CENOMANIEN 32

b) Le Turonien 33

c) Campanien 33

3. TERTIAIRE 34

A. Miocène 34

4. Le Quaternaire 36

III. TECTONIQUE 38

1. STULE TECTONIQUE 38

2. PHASE TECTONIQUE 38

A) Phase distensive Crétacé – Éocène 38

B) Phase compressive de l'Éocène terminal (fini-lutétien – priabonien) 38

C) Phase distensive miocène 38

D) Distension tardive et bassins néogènes 39

E) Phase tectonique pliocène inférieur 39

F) Effondrements pliocènes et diapirisme 39
J) Phase compressive locale du Plio-Quaternaire 39
H) Distension finale et activité diapirique récente 39
3. MOUVEMENT TECTONIQUE RÉCENT 39
4. Les grands traits structuraux de l'Atlas Saharien oriental 41
A. Les failles décrochantes et la structuration en blocs basculés 41
B. Le diapirisme 42
C. Les fossés d'effondrement et la subsidence 43
5. PALÉOGÉOGRAPHIE 44
CONCLUSION 46
CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE 48
I. INTRODUCTION 48
II. ÉTUDE DE TERRAIN 48
1. Établissement de la stratigraphie 48
2. Description des niveaux 48
3. Échantillonnage 49
III. ETUDE AU LABORATOIRE 49
1. Analyse Granulométrique 49
A. Définition et objectif de l'analyse granulométrique 49
a) La fraction grossière 50
b) La fraction fine 50
B. Les paramètres granulométriques 50
a) La moyenne 50
b) L'indice de classement de Trask (So) 50
c) Le coefficient d'asymétrie (Skewness) 51
d) Le Kurtosis 52
3. Dosage des carbonates 52
A. Définition et principe 54
4. Morphoscopie des grains de quartz 55
5. Mesure du pH 56
6. Minéralogie des sables 56
CHAPITRE 4 : RESULTATS ET ITNTERPRITATION 58
I. INTRODUCTION 58
II. LOCALISATION DE COUPE 58
III. ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE 59
1. Coupe stratigraphique (Tenoukla) 59
2. Description des niveaux lithologiques 59
VI. ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE 60
1. Analyse granulométrique 60
V. La morphoscopie des grains de quartz 64
VI. Etude minéralogiques 65
1. Minéralogie des sables 65
A. Etude des minéraux légers 65
B. Etude des minéraux lourds 65
2. Minéralogie des argiles 66

Conclusion 68

Conclusion général 70

BIBLIOGRAPHIE 72

Liste des figures

Figures	Titre	Page
1	Situation géographique et vu satellitaire du bassin d'El Ma Labiod (Tébessa, Algérie).	**18**
2	Situation géographique de Tenoukla (El Ma Labiod,Tébessa, Algérie).	**19**
3	Essai de représentation e 3D du bassin d'El- Ma Labiod	**20**
4	Carte des pratiques culturales. Source DT	**24**
5	Carte du réseau hydrographique/Bassin d'El Malabiod	**26**
6	Carte géologique d'el Ma El Abiod.	**30**
7	Coupes géologiques de la région d'El MA LBIOD. Modifie par Dr DEFAFLIA. N et Hacen Taib(2016).	**37**
8	carte du système de faille (UGF-BRNO1971).	**40**
9	Esquisse tectonique de pays nord est de l'Atlas Saharien des confins algéro- Tunisiens emplacement des directions des contraintes maximales, (W.M.Kowalski, A.Boudoukha, M.A.Hemila, A.Pharisat, 1977, modifié par M.Hamimed, 2004). Et modifié par Dr DEFAFLIA.N et T.Hacen, 2016	**42**
10	schéma d'un calcimètre de BERNARD	**54**
11	Principaux types de grains de quartz	**55**
12	Localisation du coupe étudiée : (A) Emplacement géographique de la zone étudiée (modifié après Soria et al., 2005) ; (C) Carte géologique simplifiée de la région d'El Ma Labiod .	**58**
13	Coupe de Tenoukla et évolution (% volumique) des fractions granulométriques	**60**
14	Evolution des paramètres granulométriques de Tenoukla	**61**
15	(A) Courbes de fréquences des échantillons : (Bleu): ech.01, (Marron): ech.17, (Vert): ech.30; (B) Courbes de fréquences des échantillons: (Bleu): ech.01, (Marron): ech.17, (Vert): ech.30 (décarbonaté).	**63**
16	Courbes cumulatives : (Bleu) : ech.01, (Marron) : ech.17, (Vert) : ech.30	**64**
17	Observation à la loupe des grains de quartz en vue de l'étude morphoscopique de la coupe Tenoukla (Ech : 03 ; 17 ; 33).	**65**
18	Diffractogramme à rayons X pour la minéralogie argileuse de certains échantillons représentatifs. Sur l' axe Y : CPS : nombre par seconde. Sur l' axe des X, 2θ en degré. (S : Smectite ; K : Kaolinite ; Se : Sépiolithe ; IL :illite)	**66**

Liste des tableaux

Tableau	Titre	Page
1	Répartition granulométrique des constituants d'un sédiment (D'après Miskovsky et Debard, 2002).	49-50
2	Classification des faciès sédimentaires en fonction du Sorting index selon l Méthode Trask	51

3 Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966). 52

Introduction générale

Le Miocène, qui s'étend d'environ 23 à 5,3 millions d'années avant le présent, constitue une période charnière de l'histoire géologique récente. Il fait partie de l'ère cénozoïque, plus précisément du Néogène, et se situe entre l'Oligocène et le Pliocène.

Cette époque se caractérise par de profondes transformations géologiques, climatiques et biologiques qui ont laissé des empreintes claires dans les archives sédimentaires et fossiles à travers le monde, notamment dans le bassin méditerranéen. L'étude du Miocène est ainsi essentielle pour comprendre la dynamique des paléoenvironnements, les changements climatiques et les fluctuations du niveau marin.

- Climat du Miocène :

Le climat du début du Miocène était globalement chaud et humide, proche de celui de l'Éocène. Des forêts tropicales s'étendaient largement, et même les régions polaires jouissaient de températures modérées.

Cependant, à partir du Miocène moyen (vers 15 Ma), un refroidissement progressif s'est amorcé, marqué par :

L'initiation de la calotte glaciaire sur le continent antarctique ;

Le recul des forêts tropicales au profit des prairies et savanes ;

L'expansion des zones arides et semi-arides ;

Une variation importante dans les régimes de précipitations.

Ces changements ont eu des répercussions profondes sur la nature des dépôts sédimentaires, ainsi que sur la distribution des écosystèmes terrestres et marins.

- Faune du Miocène :

La faune du Miocène a connu une diversification remarquable dans plusieurs groupes d'animaux, en réponse aux changements environnementaux :

Mammifères terrestres :

Apparition et développement de plusieurs groupes tels que les éléphants primitifs, les chevaux à plusieurs doigts (Mesohippus), les girafes, les antilopes et les cervidés. On observe également une diversification des carnivores modernes (félins, canidés, hyènes). C'est aussi durant cette période qu'apparaît Proconsul, un des premiers hominoïdes, ancêtre probable des grands singes et de l'homme.

Oiseaux :

Les oiseaux deviennent plus abondants et variés. Certains groupes prédateurs géants, comme les Phorusrhacidae, apparaissent notamment en Amérique du Sud.

Faune marine :

Riche et diversifiée : requins géants comme Megalodon, mammifères marins (baleines primitives, dauphins), mollusques et coraux. Ces espèces sont d'excellents indicateurs paléoenvironnementaux.

Tectonique et géographie au Miocène :

Durant le Miocène, la dynamique tectonique est marquée par la poursuite de la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasienne, ce qui entraîne progressivement la fermeture de la mer de Téthys. Cette convergence a favorisé la surrection de plusieurs chaînes de montagnes, notamment les Alpes et les Pyrénées, contribuant ainsi à la structuration actuelle du bassin méditerranéen. Parallèlement, une activité volcanique intense s'est manifestée dans plusieurs régions, en lien avec ces mouvements orogéniques.

Fossiles caractéristiques du Miocène :

Les archives fossiles du Miocène sont particulièrement riches en restes marins, témoignant de périodes où les mers recouvraient des zones étendues. Parmi les fossiles les plus fréquents, on trouve des requins, mollusques, coraux, et divers invertébrés marins, qui permettent d'identifier les variations du niveau marin et les conditions environnementales de cette époque.

L'étude de l'histoire géologique du Miocène dans les régions côtières et internes du bassin méditerranéen a occupé une place importante dans la compréhension des évolutions paléoenvironnementales, paléoclimatiques et des fluctuations du niveau de la mer. La région d'El Ma Labiod, située dans la Wilaya de Tébessa au nord-est de l'Algérie, abrite des affleurements miocènes particulièrement intéressants pour l'étude de ces phénomènes.

Les recherches géologiques menées dans le bassin méditerranéen ont souvent permis d'éclairer l'évolution des environnements littoraux et marins, mais également des changements climatiques sur des échelles de temps géologiques importantes.

Les formations miocènes de la région d'El Ma Labiod -Tenoukla -témoignent de variations sédimentaires complexes et diversifiées, qui reflètent les conditions climatiques et écologiques spécifiques de l'époque. Ces affleurements sont composés principalement de grès, de sables, de marnes et de conglomérats, reposant sur des formations anté-miocènes telles que les séries crétacées et triasiques. L'analyse stratigraphique et la distribution des faciès dans cette région révèlent des environnements variés, allant de milieux littoraux à des environnements plus profonds, marins ou lacustres.

Bien que de nombreuses études aient été réalisées sur les séries miocènes d'autres régions d'Algérie, en particulier dans le Bassin du Bas Chelif (Kowalski et al., 1995), les travaux dans la région d'El Ma Labiod restent relativement limités, notamment en ce qui concerne les études micropaléontologiques. Les recherches menées

par Kowalski et al. (1995) et Hamimed et al. (2001) ont permis d'apporter des informations précieuses sur la stratigraphie, les paléoenvironnements et les changements climatiques, mais il subsiste encore des lacunes dans l'analyse des microfaunes (notamment les foraminifères et les ostracodes), qui sont des outils essentiels pour reconstruire les environnements marins et littoraux du Miocène.

But du travail

Le principal objectif de notre étude est de reconstituer les paléoenvironnements de la région d'El Ma Labiod Tenoukla , à travers une approche pluridisciplinaire. Cette étude vise à identifier les différentes unités sédimentaires et à analyser les variations temporelles et spatiales des dépôts, ainsi que les changements climatiques associés. Pour ce faire, nous adoptons une méthodologie:

- Une étude stratigraphique sédimentologique des formations miocène

L'objectif final est de placer les données locales de la région de " Tenoukla " dans un contexte plus large, en les comparants aux évolutions paléoenvironnementales observées dans d'autres régions méditerranéennes. Une telle comparaison permettra d'évaluer l'impact des événements géologiques globaux sur les paléoenvironnements littoraux et marins de la région au cours du Miocène.

Cette étude apporte ainsi des éclairages nouveaux sur les interactions entre les variations climatiques, les changements du niveau de la mer et l'évolution des écosystèmes marins dans le bassin méditerranéen au Miocène, avec un focus particulier sur la région. de Tenoukla.

Les grandes lignes de ce travail se résument en quatre chapitres :

- Le premier chapitre consiste à définir la sutiation géologique
- Le deuxième chapitre consiste à définir le Cadre géologique de la région
- Le troisième chapitre est réservé à la description des méthodes et des techniques utilisées (méthodologie)
- Le quatrième chapitre est consacré à la présentation des résultats et leur interprétation

Le thème sera finalisé par une conclusion générale englobant les principaux résultats et des perspectives futures

INTRODUCTION GENERELE

CHAPITRE 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE

I. Introduction

La plaine d'El Ma El Abiod est située à environ 260 km au sud de la mer Méditerranée, à proximité de la frontière algéro-tunisienne (figure 1) Elle s'inscrit entièrement dans le bassin versant saharien et constitue une composante des Hauts Plateaux, caractérisés par un réseau complexe de chaînes montagneuses de moyenne à forte altitude, entrecoupées de dépressions.

Sa limite nord est formée par les djebels Doukkane, Anoual et Bouroumane, qui dessinent une ligne de crêtes marquante dans le paysage local. Ces reliefs représentent également la ligne de partage des eaux entre les bassins méditerranéen et saharien (Rouabhia et al., 2004). En effet, au nord de la zone d'étude, le bassin versant de l'oued Ksob collecte les eaux en direction de la Méditerranée. À l'est, la plaine s'étend jusqu'aux confins du territoire tunisien, dans la région de Koudiat Sidi Salah. À l'ouest, elle est bordée par la plaine de Chéria, la plus haute du sud-est constantinois, drainée par l'oued Chéria, à écoulement saharien, et par un tronçon de 15 km marqué par la présence de zones marécageuses en aval de la ville. Vers le sud, la plaine de Telidjen, à faible densité hydrographique, constitue une autre limite naturelle. Enfin, la bordure sud de la plaine est délimitée par le synclinal de Bir Sbeikia, dont la formation remonte au Mio-Quaternaire.

Le site de Tenoukla (figure 2) se situe au sud de la plaine d'El Ma Labiod, dans la partie sud-est de la ville de Tébessa, non loin de la frontière tunisienne. Il est encadré au nord par une chaîne de montagnes de moyenne à haute altitude, comprenant les djebels Doukkane, Anoual et Bouroumane, et au sud par les djebels Boudjelal, Dalaa et Gallal.

La vaste dépression mio-quaternaire d'El Ma El Abiod est bordée par des massifs calcaires. Au nord, elle est délimitée par les Djebels Doukkane, Anoual et Bouroumane, tandis qu'au sud, elle est encadrée par les Djebels Boudjelal, Dalaa et El Gallal. À l'ouest de la route reliant Tébessa à El Ma El Abiod, on observe également la présence de petites crêtes calcaires de faible altitude. L'altitude de la dépression diminue progressivement du nord vers le sud, passant de 1712 mètres au niveau du Djebel Doukkane à 1019 mètres à El Ma El Abiod. Cette plaine est parcourue par de nombreux ravins qui alimentent trois collecteurs secondaires, caractérisés par un écoulement temporaire et torrentiel lors des fortes précipitations. En raison de la faible pente de la plaine, ces collecteurs suivent un tracé sinueux et ont creusé des lits profonds de 2 à 3 mètres. En amont de la ville, ils se rejoignent pour former un écoulement pérenne, soutenu par la nappe alluviale, avec un lit atteignant jusqu'à 50 mètres de large.

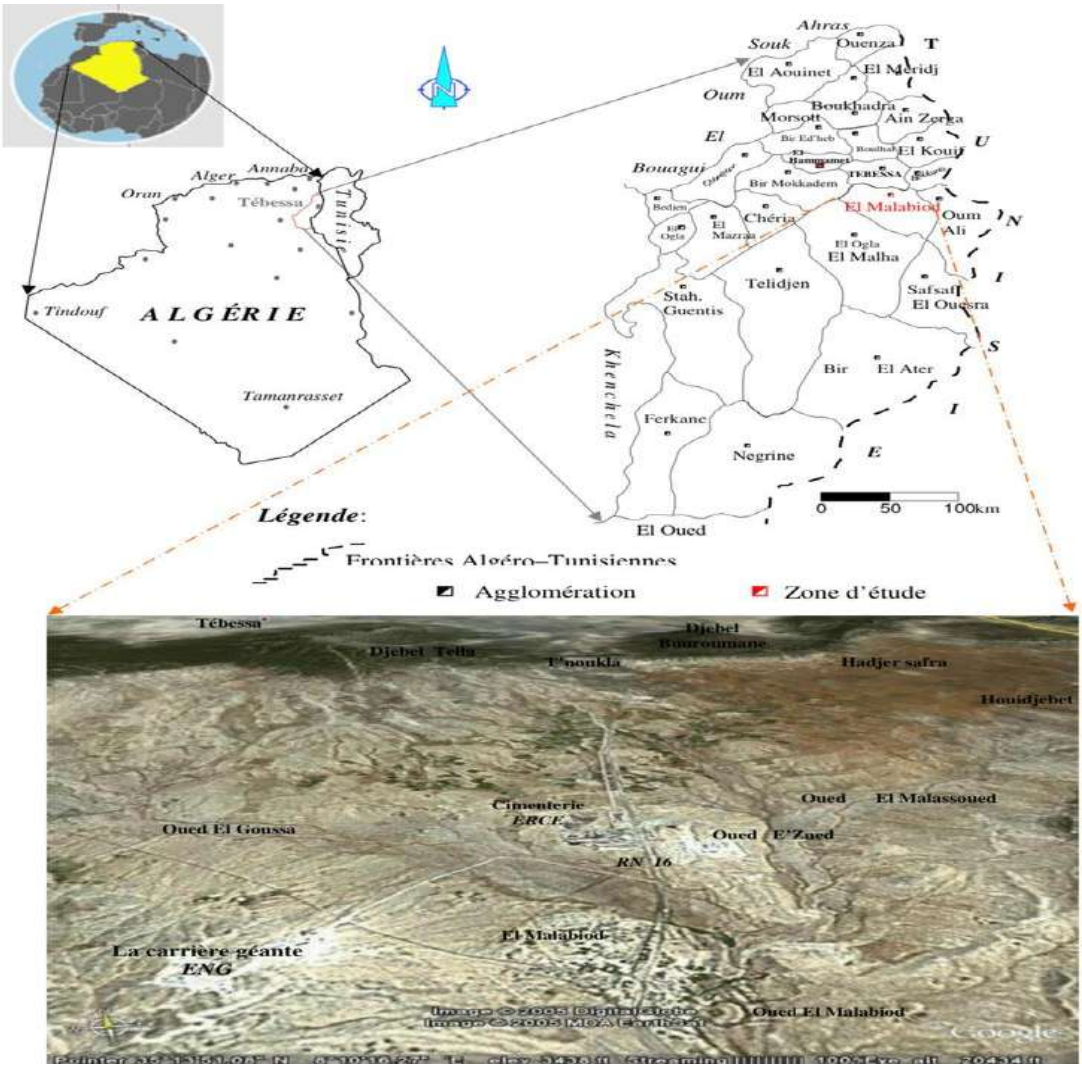


Figure 1: Situation géographique et vu satellitaire du bassin d'El Ma Labiod (Tébessa, Algérie).

11



Figure 2: Situation géographique de Tenoukla (El Ma Labiod,Tébessa, Algérie).

Ce qui distingue la plaine d'El Ma El Abiod des autres dépressions des Hauts Plateaux, telles que celles de Tébessa, Chéria ou Aïn Beida, c'est l'absence de bassins fermés. En effet, chaque dépression dispose d'un exutoire naturel permettant un écoulement superficiel complet vers les zones les plus basses du Sahara oriental, notamment les chotts, comme le chott Melhgir, situé à environ -40 mètres en dessous du niveau de la mer.

II. Topographie

La région d'El Ma El Abiod se présente sous la forme d'une vaste cuvette topographique. L'altitude y varie de 1050 mètres au centre de la dépression jusqu'à environ 1300 mètres dans sa partie nord, avec un point culminant atteint au niveau du djebel Doukkane, situé au nord, à 1712 mètres d'altitude.

La zone centrale est occupée par une plaine encadrée par des montagnes escarpées au nord et au sud, conférant à l'ensemble une morphologie de dépression fermée. Cette configuration accentue l'aspect de cuvette naturelle. On y observe également l'apparition de quelques coteaux isolés, se détachant légèrement du relief environnant, avec une hauteur relative variant entre 10 et 20 mètres par rapport à la plaine. Ces reliefs localisés seraient liés à une possible remontée des couches géologiques imperméables, notamment en amont de l'oued El Goussa, dans la partie sud de la région, le long d'un axe parallèle à la route nationale RN 16..

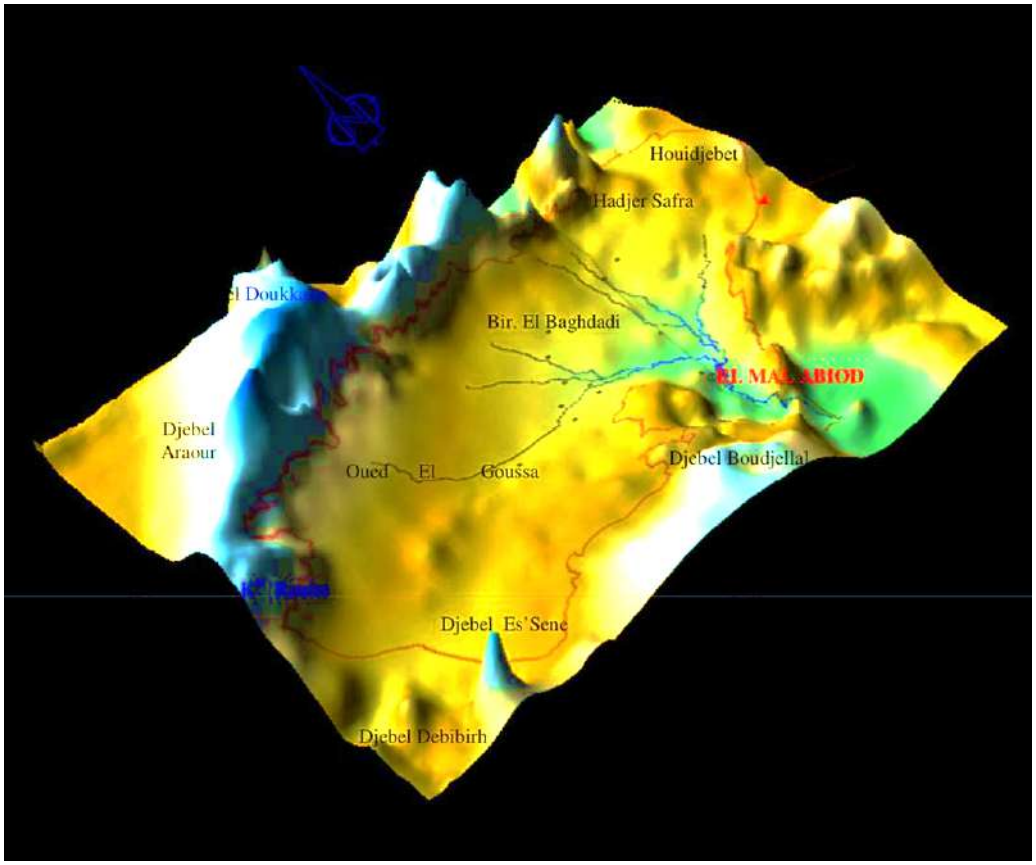


Figure 3 : Essai de représentation e 3D du bassin d'El- Ma Labiod

Par Rouabhia

III. Aperçu géomorphologique

L'apport des recherches géologiques et des études géomorphologiques s'avère essentiel, en particulier dans le domaine hydrologique et pour l'étude des eaux souterraines. Une bonne compréhension des formations géologiques susceptibles de constituer des aquifères, de leurs mécanismes d'alimentation ainsi que de leur potentiel, permet d'en apprécier toute l'importance.

L'évolution morphologique du secteur étudié a donné lieu à un modelé complexe du relief. Le bassin d'El Ma El Abiod présente ainsi une variété de formes géomorphologiques caractéristiques des milieux sédimentaires, que l'on peut regrouper comme suit :

1. Les plaines

Il s’agit de vastes étendues intermontagneuses relativement planes, s’étirant sur plusieurs kilomètres. Leur orientation principale est nord-est/sud-ouest ou nord-sud. La dénivellation y est généralement faible, traduisant une topographie régulière, à l’exception de quelques affleurements rocheux isolés, présentant des dénivelés d’environ 10 mètres.

2. Les collines

Ces formes apparaissent comme des îlots au sein des formations miocènes, correspondant à d’anciens horsts ou fragments de bassins versants, remaniés par une tectonique active. Elles jouent un rôle important dans l’hydrogéologie de la région.

Selon leur composition, ces collines peuvent :

Soit constituer des pièges à eaux souterraines lorsqu'elles sont formées de matériaux imperméables (argiles, marnes, calcaires massifs) ;

Soit agir comme zones d’alimentation secondaire de la nappe, si elles sont composées de formations perméables comme des calcaires fissurés ou karstifiés.

3. Le bassin – versant

Il repose essentiellement sur des formations du Crétacé (marnes et marno-calcaires), qui constituent le substratum ancien. Sur ce socle viennent se déposer les formations miocènes, bien visibles dans les coupes géologiques de la région.

4. La cuvette du Miocène

Le remplissage de cette cuvette est composé d’argiles rouges, de sables et de grès, recouverts par des colluvions et des alluvions le long des cours d’eau. Ces formations, très perméables, abritent une nappe phréatique importante, mise en évidence par de nombreux puits et forages — elle constitue d’ailleurs l’objet central de la présente étude.

5. Les lits des oueds

Les oueds, tributaires des précipitations saisonnières, présentent un régime torrentiel marqué par des crues violentes et une érosion significative. Leur lit est souvent à sec et creusé profondément dans les formations miocènes supérieures, où l’on distingue aussi quelques terrasses fluviales.

6. Les alluvions du Quaternaires

Les formations alluvionnaires quaternaires présentent une faible puissance et ne jouent qu’un rôle très limité sur le plan hydrogéologique. Il est par ailleurs difficile de distinguer clairement les niveaux de terrasse (basse, moyenne, haute) dans ce secteur..

7. Les sources

La jonction entre les formations crétacées et le remplissage miocène favorise localement l’émergence de sources. Toutefois, la quasi-totalité de ces sources est aujourd’hui tarie, à l’exception de quelques-unes situées dans la commune de Houidjbet, telles que Ain Taga et Ain Mansoura. Autrefois, elles constituaient des ressources précieuses pour l’alimentation en eau potable et l’abreuvement du bétail.

8. Les barrières rocheuses

Barrière du Nord : Elle se compose d’une chaîne montagneuse continue d’environ 60 km, orientée nord-est/sud-ouest. Elle inclut les djebels Arrour, Doukkane (culminant à 1 712 m), Tella, Anoual et Bouroumane. Cette barrière constitue la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Mellègue et du Melhir.

Barrière du Sud : Elle présente des caractéristiques similaires à la barrière nord, tant en termes d’orientation que de rôle hydrologique. Elle est formée par les monts de Fouwa, Botna et Saf Saf, agissant comme un cordon méridional.

Chaîne centrale : Les massifs de Boudjellal, El Outed et Ed’Dalaâ forment une barrière intermédiaire culminant à 1 496 m. Ils divisent la région entre la plaine de Boudjellal au sud et celle d’El Ma El Abiod au nord..

VI. Le couvert végétal

Le couvert végétal dans la région d’El Ma El Abiod se caractérise par une répartition contrastée. La végétation naturelle, principalement constituée de pins d’Alep, est bien développée dans le nord de la zone d’étude, mais devient progressivement plus rare en se dirigeant vers le sud, jusqu’à disparaître complètement à la hauteur du djebel Boudjelal. Contrairement aux plaines de la Mellègue ou aux monts de Tébessa, les chaînes montagneuses qui encadrent la plaine d’El Ma El Abiod se distinguent par une quasi-absence de végétation arbustive. Seul l’escarpement nord du bassin présente une couverture forestière notable, dominée par les pins d’Alep. On peut également citer les peuplements de genévriers épais au niveau du djebel Abiod, ainsi que sur les pentes sud du djebel Arour. Dans le reste de la région, la végétation se limite à une steppe clairsemée dominée par l’Alfa, où les affleurements rocheux et les sols nus sont fréquents entre les touffes herbacées. Le couvert végétal reste néanmoins diversifié : 23,59 % de la superficie est occupée par des formations forestières, tandis que les terres agricoles s’étendent sur environ 27 400 hectares. Le reste du territoire est constitué de parcours pastoraux, de

terres incultes ou jugées improductives.

V. Économie de la région

Possède une vocation traditionnellement agricole et pastorale. Depuis l'Antiquité, elle est reconnue comme un territoire de transhumance et de parcours, si bien que les Romains la surnommaient déjà « le pays du blé ». Aujourd'hui encore, l'espace rural y est largement consacré à l'agriculture intensive, notamment les grandes cultures et les cultures maraîchères, couvrant une superficie d'environ 27 400 hectares.

L'industrialisation de la région reste récente : ce n'est qu'au début des années 1990 que la première usine y a été implantée — une filiale de la société de ciment et dérivés de Tébessa (ciment Portland). Elle a été suivie par la mise en place d'une verrerie (ENAVA), puis de l'Entreprise nationale des tubes roulés et de transformation des produits métalliques (ANABIB). Ces unités industrielles représentent aujourd'hui un levier important pour le développement économique local.

En termes d'occupation agricole, la céréaliculture représente 5,55 % de la surface agricole utile (SAU) à El Ma El Abiod et 8,37 % à Houidjbet, soit une moyenne de 6,81 % pour l'ensemble des deux communes. Les cultures maraîchères couvrent respectivement 6,41 % et 7,72 % de la SAU. La culture fourragère, essentielle pour l'élevage, s'étend sur des superficies bien plus vastes : 30,48 % à El Ma El Abiod et 39,69 % à Houidjbet, soit un total de 34,81 %.

CHAPITRE 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE

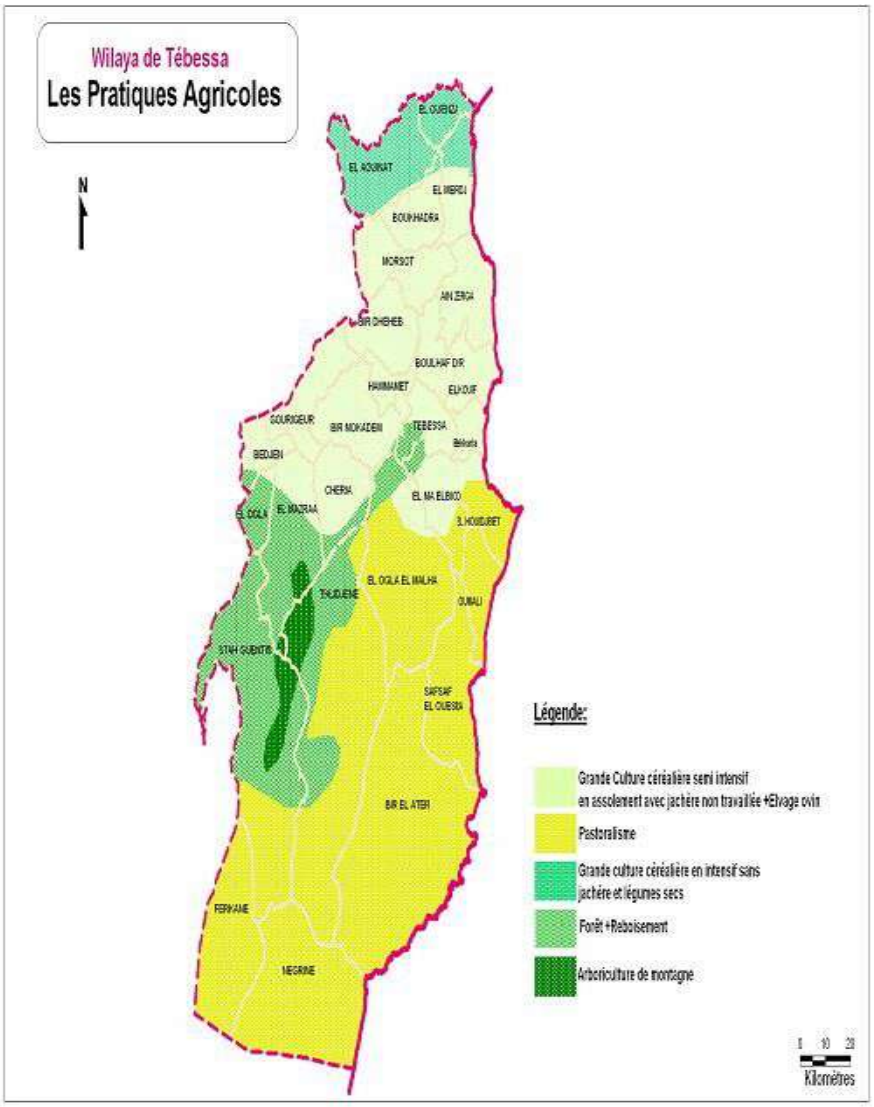


Figure 4 : Carte des pratiques culturales. Source DT

La plaine d'El Ma El Abiod est traversée par deux grandes voies de communication : un axe nord-sud reliant Tébessa à El Oued, et un axe nord-sud-est reliant Tébessa à Bouchebka, en direction de la frontière tunisienne. Ces routes structurantes renforcent l'accessibilité de la région et témoignent de son importance stratégique. Par ailleurs, plusieurs vestiges archéologiques disséminés dans la région révèlent l'existence d'anciens écosystèmes et de conditions biogéographiques bien différentes de celles observées aujourd'hui. Parmi ces témoignages du passé, on retrouve des sites néolithiques connus sous le nom d'« escargotières », ainsi appelés en raison de l'abondance des coquilles d'escargots d'eau douce retrouvées sur place. Ces sites s'étendaient autrefois en périphérie des lacs qui existaient durant la période capsienne.
Des traces plus récentes, datant de l'époque romaine, sont également présentes et bien conservées. Elles incluent notamment des vestiges d'anciennes huileries, soulignant l'importance qu'avait la culture de l'olivier dans l'économie locale. La fertilité de la région à cette époque était telle que les Romains la désignaient comme la « région du blé »

VI. Hydrographiques

C'est un ensemble de cours d'eau, naturels (ou artificiels), pérennes (ou temporaires), qui drainent les eaux de ruissellement ou de restitution des nappes ; sous formes de sources ou tout au long des lits d'oueds.
Il est différencié selon quatre facteurs principaux ; la géologie (sensibilité à l'érosion, présence de structures conditionnant le sens du courant…), le climat (réseau dense en région montagneuses et humides…), la pente du terrain (réseau en phase érosive ou sédimentaire…) et la présence humaine (modification du tracé originel du réseau par le drainage, l'endiguement, construction de barrages…).Il est souvent caractérisé par sa hiérarchisation, son profil en long et son développement (nombre de cours d'eau et leurs longueurs).

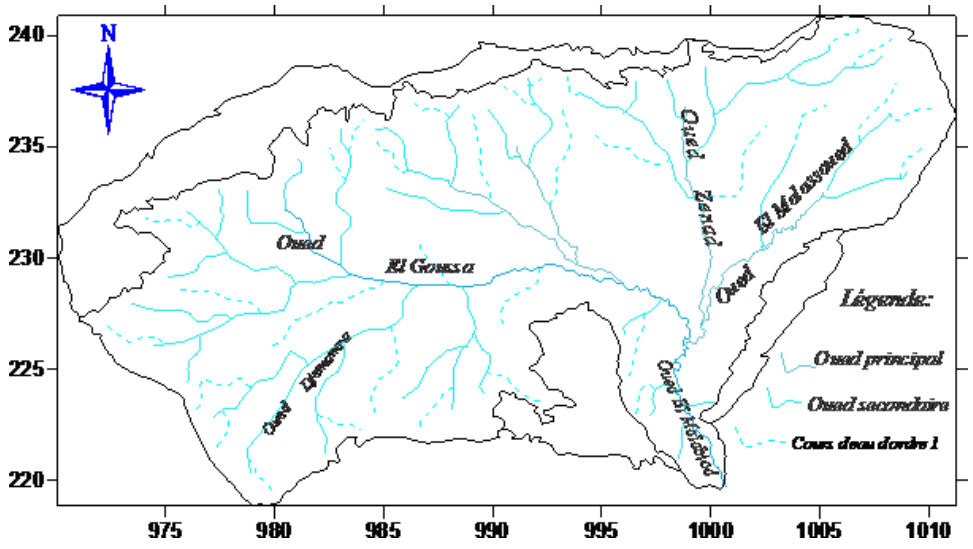


Figure 5 : Carte du réseau hydrographique/Bassin d'El Malabiod

La projection, de ce qui a été avancé plus haut, sur le bassin étudié permet de dire que : De par sa situation (région semi-aride), le nombre de cours d'eau y est limité, cela n'empêche que le réseau est quand même dense, marqué de nombreux ravins formants des affluents secondaires, sinueux, intermittents et à pentes raides. Les quelques Oueds importants qui collectent les eaux d'orages et les drainent à l'exutoire à savoir ;

- **Oued El Goussa**, qui prend son origine à l'Ouest et tend sa vallée selon une direction Ouest-Est sur une longueur d'environ 28,2Km. C'est le thalweg principal. Il draine cette partie avec comme affluent, Oued Es-Sagui et celui du Koriz, qui commence à couler après fente des neiges sur Djebel Doukkane, néanmoins, il finira par se perdre un peu en aval, dans les alluvions quaternaires

- **Oued El Malassoued** qui lui, trouve sa source au Nord-Est (Djebel Taga) et reçoit, après un parcours de 12Km, Oued Ez'Zenad et longe ensuite la plaine. Il est considéré comme le collecteur des eaux de ruissellement du Nord et du Nord-Est du secteur.

- **Oued Ez'Zned**, prend naissance au Nord, il reçoit l'Oued de T'noukla (issu de Kef T'noukla) et s'écoule, comme ses prédécesseurs, vers le Sud.

- **Oued El Malabiod**, la confluence de ces cours, donne naissance au conduit principal du bassin, un peu en

amont de la ville d'où il tire l'appellation, Oued El Malabiod

Il est à rappeler qu'un peu plus au Sud, l'Oued Berzguène et celui de Saf Saf, y prennent naissance. Ces derniers reçoivent à leur tour Oued Gh'routa, Guelb Es'sfa et El Ouesra, ce qui est à l'origine du cours qui draine les eaux vers chott Melrhir au Sud.

L'écoulement de l'entrelacement (du système) se fait du Nord au Sud, caractéristique typique des cours d'eau de l'Atlas saharien, néanmoins il n'est pas toujours continuel.

Les crues ne font jamais référence à une saison quelconque (humide), mais sont fonction particulièrement des orages qui se manifestent à la fin du printemps et au début de l'automne.



CHAPITRE 2 : ETUDE GEOLOGIQUE

I. INTRODUCTION

La région d'El Ma Labiod Située au nord-est de l'Algérie, aux confins de la frontière algéro-tunisienne et rattachée à l'Atlas saharien, la zone d'étude se caractérise par un relief contrasté. Elle est marquée par des structures plissées orientées sud-ouest – nord-est, qui encadrent, au nord et au sud, une plaine à pente douce.
La limite nord, représentée par l'alignement Djebel Doukkane – Djebel Anoual – Djebel Bouroumane, joue le rôle de ligne de partage des eaux entre deux grands bassins versants :
- celui de la Medjerdah, qui s'écoule vers le nord en direction de la mer, et celui de Melhrir, qui draine vers le sud.

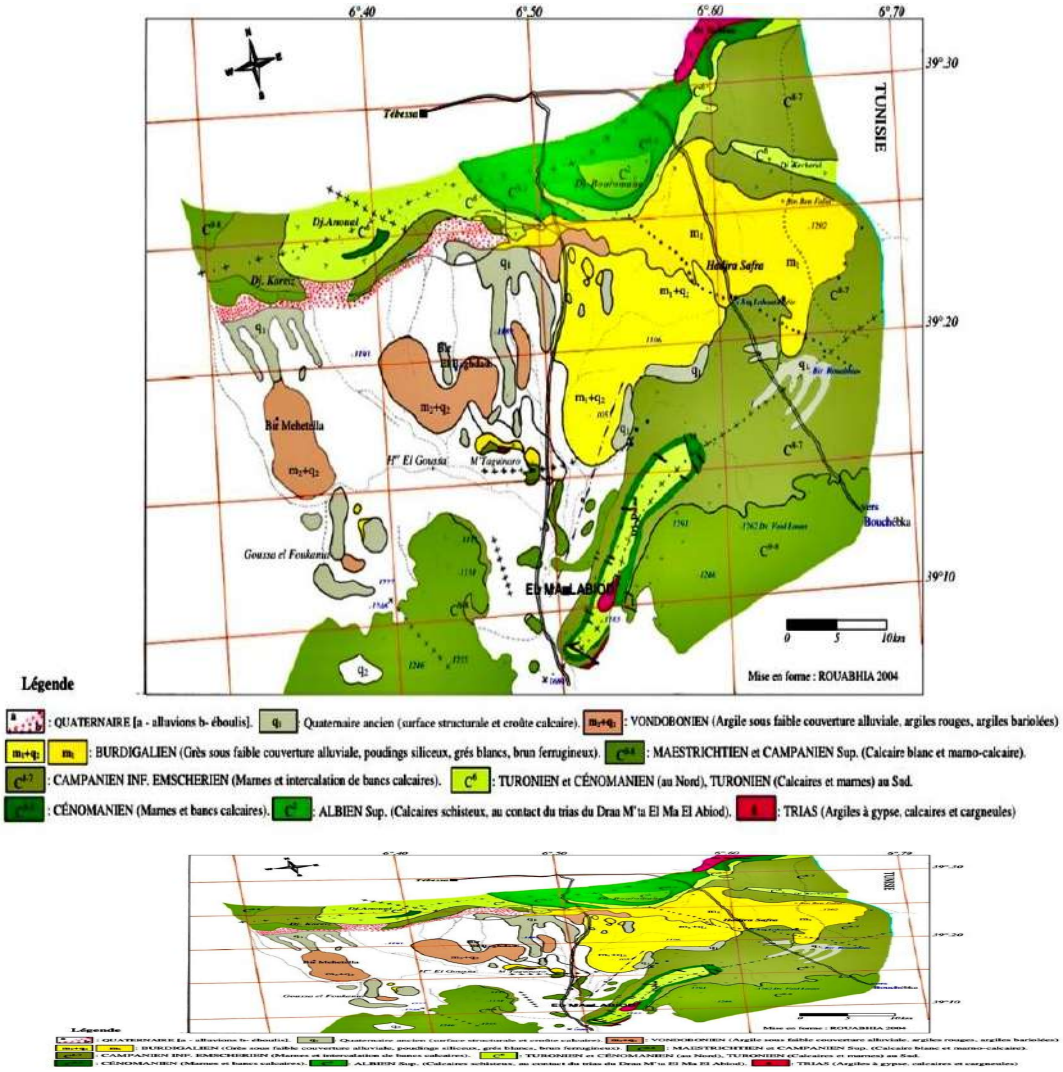
Les reliefs sont principalement constitués de massifs calcaires, tandis que la couverture sédimentaire comprend :
- Des affleurements triasiques de type germanique sous forme de diapirs,
- Des grès et argiles bariolés à la base du Miocène,
- Des dépôts épicontinentaux d'âge aptien à maastrichtien, montrant des variations de faciès et d'épaisseur, disposés selon une orientation sud-ouest – nord-est.
- Les formations crétacées ont également été affectées par des plissements reprenant cette même direction. Deux phases tectoniques majeures sont à l'origine de l'architecture actuelle de la région.

II. STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION DES FACIES

Bien que la région d'El Ma Labiod ait fait l'objet de peu d'études spécifiques et détaillées, elle a néanmoins été intégrée dans un cadre géologique régional mieux connu. D'un point de vue structural, les travaux existants mettent en évidence son caractère de bassin subsident, encadré au nord par une série de massifs calcaires à forts reliefs, tels que le Djebel Anoual, le Djebel Tenoukla et le Djebel El Khorza, allongés globalement selon une direction Ouest–Est.

Sur le plan stratigraphique, le bassin présente deux grands ensembles lithostratigraphiques. Le premier est constitué par les affleurements de bordure, attribués au Crétacé, qui forment le substratum tectono-sédimentaire du bassin. Le second ensemble, qui couvre la majeure partie de la surface du bassin, est formé de dépôts d'âge miocène et quaternaire. L'agencement de ces deux ensembles révèle une série stratigraphique incomplète, marquée par une lacune correspondant à

L'absence des formations paléogènes, en particulier celles de l'Éocène, probablement liée à une phase de non-dépôt ou d'érosion antérieure à la subsidence miocène. voir (figure 6).



.Figure 6: Carte géologique d'el Ma El Abiod

: **TRIAS .1**

: La formation la plus ancienne de la région se compose principalement de
calcaires dolomitiques -
dolomies rouges et noire -
argiles rouges et vertes -

- gypses gris et roses renfermant des quartzs bipyramides.

Cette formation est largement exposée dans divers secteurs, notamment sur des épointements diapiriques tels que Djebel Draâ M'taa El Ma Labiod (Djebel Dalaâ Er-Rouaïl), ainsi qu'au nord-est, sur une vaste portion de Djebel Djebissa. Des gisements métallifères, incluant principalement la limonite et l'hématite, y ont été signalés**.**

2. Crétacé

A. Crétacé inferieur

a) L'Aptien

Un affleurement de calcaires dolomitiques durs est observé au flanc Est de Djebel Bouroumane, avec des fossiles tels que des Oolites ferrugineuses, des Ammonites, des Foraminifères, et des Rudistes. La série varie en épaisseur entre 7 et 175 m au nord et au sud de l'anticlinal, atteignant 400 m en moyenne. Plus au sud, à une profondeur de 2 040 m, l'épaisseur atteint 850 m, tandis qu'au sud-est elle est plus faible 116m.

➢ **L'Aptien inférieur :**

L'apparition de cette formation a été confirmée lors du forage pétrolier BDJ-2, réalisé à Koudiet Adeïla, à une profondeur de 2 786 m. Elle se distingue par des alternances de calcaires gris foncés, compacts, cryptocristallins, parfois argileux, et de marnes gris foncées, compactes, silteuses, finement pyriteuses, ainsi que des argiles grises

à gris foncées, feuilletées et carbonatées.

➢ **L'Aptien Moyen :**

Le rapport du forage BDJ-2 confirme la présence de cette formation à 2 531 m, sous forme de calcaires gris clairs à brunâtres, durs, compacts, bioclastiques et pseudo-oolitiques, légèrement dolomitiques, avec des intercalations d'argiles vertes et grises, légèrement carbonatées et souvent feuilletées.

➢ **L'Aptien Supérieur :**

Ce faciès est décrit comme des calcaires massifs gris ou roux, bien au nord (à Djebel Bouroumane), avec quelques intercalations de marnes et de marno-calcaires, marquées par une présence fréquente d'Orbitolines. Il est signalé à 2 316 m lors du forage BDJ-2, au sud, où il se compose de calcaires gris clairs à gris foncés, oolitiques, bioclastiques, parfois cryptocristallins, rarement argileux, avec des intercalations d'argiles grises, noirâtres, indurées, feuilletées, et parfois silteuses et pyriteuses.

➢ **ALBIEN INFERIEUR :**

Au Djebel Bouroumane, cet étage se traduit par des bancs calcaires bruns, épais et très durs, renfermant Ostrea latissima, ainsi que par des bancs à Rudistes ; plus au sud, le forage Boudjellal-2 révèle, de bas en haut, 85 m de calcaires gris-clairs à blanchâtres et brunâtres, compacts, souvent crayeux et oolito-bioclasteux, ponctués de foraminifères et d'intercalations d'argile grise ; puis 87 m d'alternances de calcaires gris-clairs à blanchâtres, majoritairement bioclastiques et parfois graveleux, entrecoupés d'argiles grises à gris-foncées, noirâtres et feuilletées ; et enfin 40 m de dolomies microcristallines compactes, blanches à gris-brunâtres.

➢ **ALBIEN SUPERIEUR :**

À la charnière du Trias de Draa M'taa El Ma El Abiod (Djebel Dalaa Er-Rouaïl), l'Albien supérieur affleure sous forme de plaquettes calcaires et marno-calcaires ; dans le forage Boudjellal-2 à Adeïla, il se compose, de bas en haut, de 116 m d'alternances de calcaires gris clair à beige, argileux, et d'argiles grises à gris foncé, feuilletées et partiellement dolomitiques, puis de 129 m d'alternances de calcaires gris à gris foncé, argileux, et de marnes gris noirâtre, compactes, indurées et silteuses.

B. Crétacé Supérieur

a) CENOMANIEN

Le Cénomanien affleure largement dans la portion sud-est de la zone d'étude, où il est en contact tectonique direct avec les formations triasiques sous-jacentes. Cette formation se présente sous forme d'une épaisse série marno-calcaire, constituée de marnes jaunes à grises et de bancs de calcaires lumachelliques, riches en macrofaune benthique typique des environnements marins peu profonds (Ostrea, Exogyra, Cardita). L'épaisseur cumulée atteint 682 mètres. La succession lithostratigraphique, ordonnée de la base vers le sommet, est détaillée comme suit :

✓ 24,5 m d'alternances de calcaires lithographiques blancs et d'argiles feuilletées grises à verdâtres, soulignant un environnement plus stable et calme.

✓ 29,5 m d'argiles grises à gris verdâtre avec intercalations de calcaires blancs crayeux, interprétés comme une phase transgressive marquée.

✓ .39 m de calcaires cryptocristallins à crayeux, blancs à crème, parfois gris, traduisant une importante sédimentation carbonatée en milieu ouvert.

✓ 72 m d'argiles calcareuses gris verdâtre, fossilifères, évoluant vers des marnes dans les 16 derniers mètres, avec de fines intercalations de calcaires gris blanchâtres lumachelliques, indiquant une phase de régression progressive

✓ 73 m d'alternances d'argiles gris foncé et de calcaires lumachelliques, témoignant de conditions favorables à la bioproduction et à la préservation des coquilles.

✓ 76 m de calcaires cryptocristallins gris à gris clair, ponctués d'intercalations d'argiles feuilletées gris à vert, traduisant des phases de dépôt carbonaté entrecoupées d'apports fins terrigènes 130 m d'alternances de calcaires gris clairs et d'argiles grises à gris verdâtre, feuilletées, indiquant une dynamique sédimentaire rythmée.

✓ Enfin 238 m d'argiles grises à gris foncé, riches en carbonate, traduisant un environnement calme à dominante argileuse.

b) Le Turonien

Le Turonien affleure principalement dans la partie nord de la région, notamment au niveau du Sif Bouroumane, du Djebel El-Koreize et aux alentours de Tenoukla. Il débute par une séquence homogène de calcaires marneux gris en petits bancs, d'une épaisseur comprise entre 60 et 70 mètres, reposant sur les formations cénomaniennes. Cette base est surmontée par une assise massive de calcaires beiges et de dolomies ou calcaires dolomitiques, marquant un approfondissement relatif du bassin. La partie supérieure est ponctuée de rognons de silex, indicateurs d'une évolution diagénétique sous conditions marines plus profondes.

À proximité de Tenoukla, le Turonien supérieur, épais de 150 mètres, présente, de haut en bas, la séquence suivante :

Marnes noires gypsifères, indiquant des conditions anoxiques ou confinées.
Marno-calcaires gris en plaquettes, traduisant une alternance marne-calcaire en milieu subtidal
Marno-calcaires noirs, souvent lumachelliques et ognoneux, témoins d'une sédimentation riche en matière organique dans un environnement stagnant.
Au sud, dans la région du Djebel Ed-Dalaa, la formation montre des alternances régulières de calcaires, marnes et bancs calcaires, soulignant une évolution rythmique du milieu de dépôt.
Par ailleurs, le forage pétrolier Boudjellal-2, localisé à environ 8 km à l'ouest d'El Ma El Abiod, a permis d'identifier la série suivante (du bas vers le haut) :

✓ 109,5 m de calcaires bruns, crayeux, légèrement dolomitiques et partiellement lumachelliques, indiquant un dépôt en milieu marin interne, relativement peu profond.
✓ 131,5 m de calcaires gris clairs compacts, entrecoupés d'intercalations d'argiles marneuses grises à gris foncé, correspondant à une sédimentation mixte carbonatée et argileuse dans un environnement semi-profond à dynamique modérée.

c) Campanien

Les formations attribuées au Campanien sont constituées de calcaires marneux blancs à teinte crayeuse, riches en microfaune caractéristique de cet étage, confirmant leur attribution chronostratigraphique. Les marno-calcaires très feuilletés contiennent localement des empreintes de poissons, témoins d'un environnement marin peu profond à faible énergie, favorable à la conservation des éléments fins et fossiles.

➢ **CAMPANIEN INFERIEUR (EMSCHERIEN):**

Ces faciès comprennent des marnes grises à verdâtres interstratifiées avec des bancs de calcaires lumachelliques, souvent fossilifères. Ils affleurent largement au Djebel Doukkane (au nord-ouest) et au Djebel Ed-Dalaa, tandis que des affleurements plus discrets, de dimensions modestes (quelques mètres d'épaisseur), sont observés à proximité de Tenoukla, M'togui-Naro et Adelia, au sud-sud-ouest d'El Ma El Abiod.

La coupe la plus complète de cette formation est révélée par le forage pétrolier Boudjellal-2, qui met en évidence, du haut vers la base, la succession suivante :

✓ 47 m d'argile brune rougeâtre surmontée de marne gris-verdâtre.

✓ 83 m d'argile grise, renfermant quelques bancs de calcaires gris clairs.

✓ 242 m d'argiles grises, entrecoupées de bancs fossilifères de calcaires gris clairs.

✓ 24 m de calcaires compacts gris, marneux et riches en foraminifères.

✓ 88 m de marne grise indurée, légèrement dolomitique, avec intercalations de calcaires brun-rouge, souvent à structure marneuse

➢ **Campanien supérieur (Maastrichtien) :**

Cette formation est localisée principalement au nord-ouest, dans la région du Djebel Koreiz, ainsi qu'au centre de la plaine de M'tagui Naro et dans les environs immédiats de la ville d'El Ma El Abiod. Elle est caractérisée par une alternance de calcaires blancs compacts et de marno-calcaires à teinte claire, localement identifiés comme des calcaires à Inocerames, témoignant d'un environnement marin de type plateforme externe à pélagique.

À Adelia, cette formation affleure largement. Le forage Boudjellal-2 y a permis la reconnaissance d'un faciès typique sur 67 mètres d'épaisseur, représenté par :

Un calcaire blanc compact, de type biomicrite argileuse, renfermant une faune pélagique abondante, caractéristique de milieux ouverts et plus profonds.

3. TERTIAIRE

A. Miocène

Selon le rapport de G. Durozoy (18 avril 1949), la plaine d'El-Ma El Abiod est dominée dans sa quasi-totalité par des formations d'âge miocène, témoignant d'une large transgression marine sur les terrains plus anciens.

En prenant pour axe de référence la route nationale N16 qui relie Tébessa à El-Ma El Abiod du nord au sud, on observe une nette répartition des affleurements :

À l'est de cette route, affleurent largement les formations du Miocène inférieur et moyen, caractérisées par des dépôts marno-calcaires et gréseux à fort contenu fossilifère.

À l'ouest, c'est le Miocène supérieur qui prédomine, bien qu'en partie masqué par une faible couverture alluviale.

Ces séries sont de nature transgressive, recouvrant directement les formations plus anciennes sous-jacentes (Paléogène ou Mésocène), ce qui témoigne d'un épisode majeur de réajustement tectono-sédimentaire et de variation du niveau marin au cours du Miocène

➢ **Miocène Moyen et inférieur (Vindobonien et Burdigalien) :**

La série dans la région de T'noukla – Hadjar Sefra se présente principalement sous forme d'une succession

gréseuse, composée de :

Grès blancs à brunâtres, parfois à teinte ferrugineuse, témoignant de conditions oxydantes lors du dépôt ou de la diagenèse.

Ces niveaux sont souvent faiblement recouverts d'alluvions récentes, ce qui permet leur reconnaissance en affleurement.

Par endroits, on observe également :

Des poudingues siliceux, souvent ferrugineux, témoins d'un environnement de haute énergie, probablement fluviatile ou deltaïque proximal.

Des intercalations de marnes de teinte jaune à verte, indiquant des phases de dépôt plus calmes dans des environnements plus fins (lacustres ou lagunaires).

(Voir Figure 6) pour une illustration représentative de cette alternance lithologique.

Dans la région de Hadjar Sefra, les niveaux supérieurs de cette série sont particulièrement durs et présentent une nature conglomératique marquée, traduisant une intensification de l'énergie du milieu de dépôt vers le sommet de la série.

L'épaisseur de cette formation varie fortement :

De 45 mètres à certains endroits, Jusqu'à 1480 mètres selon les données de forages hydrauliques, ce qui indique une variabilité importante de la subsidence locale, sans doute liée à une structuration tectonique hétérogène du substratum

➢ **Miocène Supérieur (Pontien) :**

Dans la région de Tenoukla, les formations attribuées au Pontien affleurent de manière significative. Elles se composent essentiellement de sables fins à grossiers, souvent associés à des grès massifs, traduisant un milieu de dépôt de type continental à littoral, à forte énergie.

Ces formations reposent en discordance sur des terrains plus anciens, notamment :

Les calcaires du Maestrichtien (Crétacé supérieur),Ou les marnes émschériennes (Cénomanien-Turonien). Cette disposition met en évidence une transgression pontienne sur des formations d'âge crétacé, signalant un épisode de réactivation tectonique suivi d'un remplissage sédimentaire rapide

Les dépôts comprennent également :

✓ marnes rouges continentales, témoins d'un environnement continental chaud, soumis à une oxydation intense.

✓ marnes peuvent être bariolées, indiquant une variabilité des conditions hydriques et une possible influence d'environnements semi-arides ou fluviatiles.

✓ L'épaisseur de ces séries pontiennes peut atteindre localement les 120 mètres, ce qui témoigne d'une subsidence notable et d'un apport sédimentaire conséquent durant cette période.

4. Le Quaternaire

Recouvre une grande partie de la plaine d'El Ma El Abiod, bien que son épaisseur reste relativement modeste, ne dépassant généralement pas 20 mètres. Cette formation se divise en deux grands ensembles lithologiques : les faciès anciens et les faciès récents (G. Durozoy, 1949).

- Faciès anciens : Les faciès anciens sont essentiellement constitués de conglomérats résultant de la cimentation d'anciens éboulis ou de matériaux d'épandage. Ces formations témoignent d'une dynamique ancienne d'altération et de sédimentation. Le forage M6, situé à 2 km au nord d'El Ma El Abiod, révèle une puissance quaternaire de 20 mètres composée en grande partie de ces dépôts.

À l'ouest de la route nationale reliant Tébessa à El Ma El Abiod, on observe également une croûte calcaire bien développée, se formant principalement sur les alluvions caillouteuses. Cette croûte est le résultat de précipitations carbonatées issues d'eaux chargées en bicarbonates, processus typique des zones à forte évaporation.

- **Faciès récents :**Les dépôts récents sont constitués d'alluvions meubles, composées principalement de graviers fins à moyens, parfois associés à des sables et à des niveaux argileux. Le forage M12, effectué sur le flanc sud-ouest du Djebel Dalaa, met clairement en évidence ces différents niveaux.

On retrouve également des éboulis actuels au pied des reliefs calcaires bordant la plaine, témoignant de l'action continue des processus d'érosion gravitaire et de ruissellement

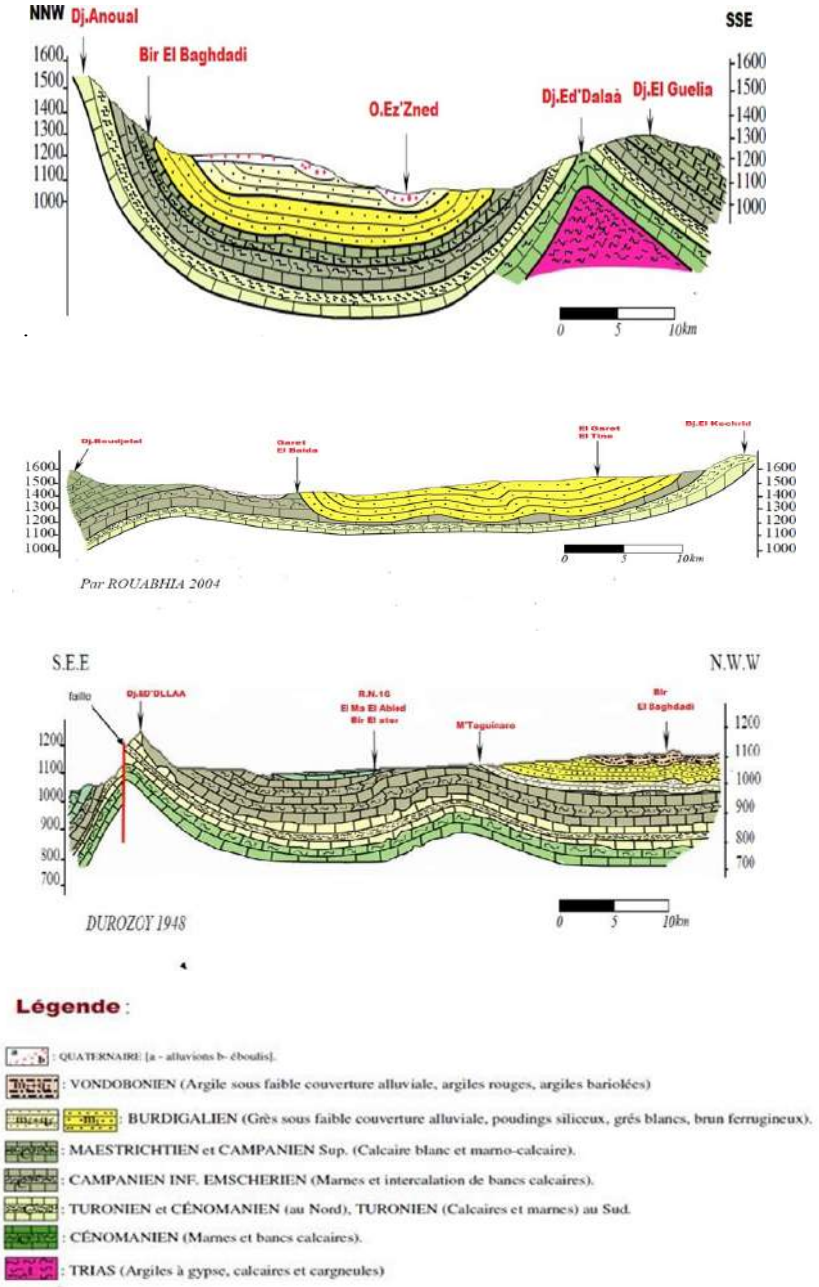


Figure 7 : Coupes géologiques de la région d'El MA LBIOD. Modifie par Dr DEFAFLIA. N et Hacen Taib(2016).

III. TECTONIQUE

La région d'étude, présente une histoire tectonique particulièrement complexe.

Elle est caractérisée par l'alternance de phases compressives et distensives qui ont profondément façonné sa structure géologique. Ces dynamiques ont joué un rôle essentiel dans la mise en place des structures actuelles,

ainsi que dans le contrôle de la sédimentation et de l'évolution des bassins.

La présente section propose une synthèse des principales phases tectoniques ayant affecté cette région depuis le Crétacé jusqu'au Plio-Quaternaire.

1. STULE TECTONIQUE

Dans la région d'étude on reconnait deux grandes directions structurales dominantes : Sud-Ouest – Nord-Est et Est – Ouest. Ces directions s'expriment clairement à travers les structures tectoniques majeures telles que les plis, les flexures, les cassures ainsi que par l'allongement des bassins sédimentaires. Elles sont également perceptibles dans la morphologie du relief et, dans une moindre mesure, dans l'organisation du réseau hydrographique.

Les plis observés sont généralement isopaques, indiquant une origine à partir des niveaux structuraux intermédiaires. Ils sont souvent serrés et redressés, avec des plans axiaux proches de la verticalité. Ce style de plissement est caractéristique des structures de l'Atlas saharien, témoignant d'une importante compression ayant affecté uniquement la couverture sédimentaire, sans grande implication du socle rigide sous-jacent.

L'ensemble des observations suggère que la région est dominée par une tectonique de couverture, dans laquelle les déformations affectent principalement les couches superficielles, tandis que le socle reste peu déformé en profondeur.

2. PHASE TECTONIQUE

A) Phase distensive Crétacé – Éocène

Durant le Crétacé jusqu'à l'Éocène, la région a été soumise à une impulsion distensive ayant favorisé le développement d'un milieu subsident, propice au dépôt de formations néritiques. Cette période est marquée par une sédimentation marine calme sur une croûte étirée, préparant le terrain aux déformations ultérieures.

B) Phase compressive de l'Éocène terminal (fini-lutétien – priabonien)

Une phase compressive majeure, orientée selon une contrainte maximale NNW-SSE, intervient à la fin de l'Éocène. Elle correspond à la phase atlasique, responsable du développement de plis à direction SW-NE affectant la couverture sédimentaire. C'est également durant cette phase que se forment des failles comme celle de T'noukla, orientées SE-NO, perpendiculaires aux plis.

C) Phase distensive miocène

Après une période de dénudation oligocène, une nouvelle phase distensive affecte la région au Miocène. Elle conduit à la formation du bassin subsident d'El Ma El Abiod. Cette distension s'accompagne d'une subsidence active au Langhien-Serravalien, favorisant une ingression marine, suivie d'une sédimentation deltaïque. La fin de cette subsidence se manifeste par l'arrêt des dépôts marins et l'apparition d'une croûte ferrugineuse.

D) Distension tardive et bassins néogènes

La réactivation de la distension miocène entraîne l'apparition de nouveaux bassins subsidents à l'ouest de Hadjer Sefra, probablement comblés par des sédiments tortonien. Ces bassins illustrent une dynamique continue de la croûte dans cette région.

E) Phase tectonique pliocène inférieur

Cette phase, associée à la tectonique tellienne attardée, est responsable de la formation de plis orientés E-O, particulièrement développés dans la région de Tébessa. Elle réorganise les structures héritées de la phase atlasique, engendrant de nouveaux plis tels que le synclinal de Draâ Es Snouber, les anticlinaux de Djebel Tebega, Djebel Kechrid, Djebel Sif-Bouroumane, Djebel Khorza et Djebel Anoual. Le plissement de Djebel Kechrid facilite l'apparition des formations miocènes aux marges du bassin d'El Ma El Abiod, notamment vers Mechta Ben Falia et Aïn El Ksob.

F) Effondrements pliocènes et diapirisme

Le stade distensif du Pliocène entraîne l'effondrement partiel de l'anticlinal de Djebel Kechrid, ainsi que celui du fossé de Foussana, probablement contemporain du fossé de Morsott, précédant celui de Tébessa. Cette distension favorise également le diapirisme du Djebel Djebissa. Le Trias, déjà actif à l'Albo-Aptien par sa présence en substratum, montre des signes de mise en place ancienne, sans percement à cette époque.

J) Phase compressive locale du Plio-Quaternaire

Cette phase compressive récente se manifeste par des plis à direction NNO-SSE, parallèles au fossé de Morsott, dont les structures majeures incluent l'anticlinal de Djebel Belkfif et le synclinal de Oued Faid El Obbiz. Cette phase est interprétée comme une flexure par certains auteurs, ou comme une structure polyphasée par d'autres.

H) Distension finale et activité diapirique récente

La phase distensive finale donne naissance au fossé de Tébessa, provoquant l'effondrement de structures antérieures et la réactivation du diapir de Djebissa. Ce mouvement est responsable de la verticalisation des séries miocènes au nord de la région, reposant directement sur le Turonien.

3. MOUVEMENT TECTONIQUE RÉCENT

La tectonique récente, bien que marquée, n'a pas altéré l'organisation des structures plissées plus anciennes. Elle est principalement responsable de la genèse du fossé d'El Ma El Abiod, un élément structural typique des formations autochtones observées en Tunisie et dans l'Est algérien (G. Castany, 1954 ; Dubourdieu, 1965).

Deux types d'expression tectonique peuvent être distingués :

- D'une part, une tectonique plicative affectant les formations miocènes, comme

le montrent les plissements des grès miocènes au niveau du col de T'noukla.

- D'autre part, une tectonique cassante marquant les unités plus anciennes, notamment les formations crétacées, telles que la dislocation de l'anticlinal cénomanien-turonien de Draâ M'taa El Ma El Abiod ou encore les fractures affectant la falaise turonienne de T'noukla.

Ces déformations récentes semblent liées à la phase compressive atlasique, caractérisée par une contrainte principale orientée Nord-Ouest – Sud-Est, ayant généré des coulissements profonds affectant même le socle au cours du Plio-Quaternaire.

Par ailleurs, la distension affectant la couverture sédimentaire a engendré d'importantes déchirures tectoniques, à l'origine des fossés subsidents, résultant en partie des mouvements d'origine méditerranéenne affectant la région.

Parmi les principales failles actives, on distingue((figure 8) :

✓ La faille F : située à l'est du centre d'El Ma El Abiod, d'environ 6 km de long.

✓ La faille F2 : traversant la plaine avec un rejet estimé à 30 km. Elle présente un décrochement majeur, et sa direction initiale NE–SO s'oriente progressivement E–O à hauteur de Houidjbet (à l'est).

✓ La faille F3, repérée au nord de la plaine, affiche un rejet d'environ 22 km, avec une orientation Nord-Est – Sud-Ouest.

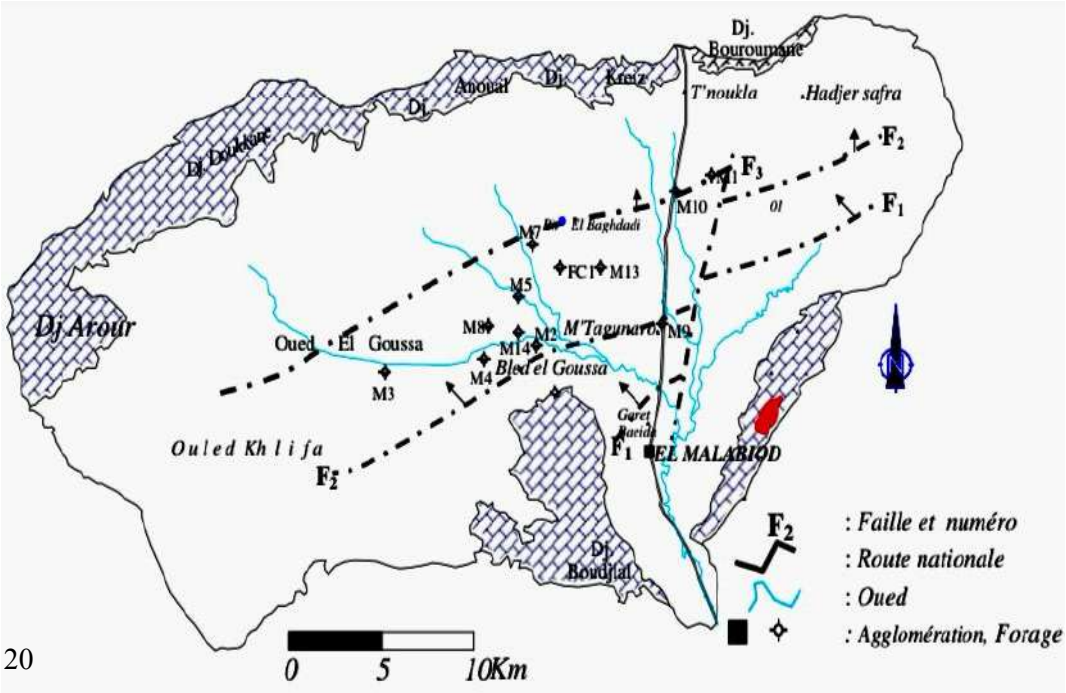


Figure 08 : carte du système de faille (UGF-BRNO1971).

4. Les grands traits structuraux de l'Atlas Saharien oriental

A. Les failles décrochantes et la structuration en blocs basculés

L'analyse des données de terrain recueillies aux confins de la frontière algéro-tunisienne, appuyée par l'interprétation des profils sismiques et des cartes aéromagnétiques (30), notamment dans les régions des Hameimat et des monts de Tébessa (figure 9), a révélé une structuration en blocs basculés. Ces derniers sont orientés selon des directions NW-SE à WNW-ESE, avec un pendage vers le NE à ENE. Ils sont délimités par des failles majeures orientées NNE-SSW, en cohérence avec les directions des grandes fractures hercyniennes affectant le socle permo-mésozoïque d'Afrique du Nord.

Ces structures tectoniques semblent actives depuis la fin de l'Albien et ont probablement continué à jouer un rôle jusqu'au Cénomanien-Turonien. Elles prolongent vers l'est les systèmes de blocs basculés observés dans l'Atlas central tunisien. Les limites de ces blocs sont contrôlées par des accidents orientés ENE-WSW et NE-SW,

correspondant aux bordures du bassin sédimentaire, notamment l'accident nord-atlasique et celui du môle de Kasserine.

Par ailleurs, ces failles ont été réactivées par des mouvements halocinétiques dès la fin du Barrémien ou durant l'Aptien, favorisant le basculement différentiel des blocs. Cette dynamique tectono-sédimentaire a généré des zones de hauts-fonds et de dépressions, influençant la répartition des faciès crétacés. Les dépressions sont marquées par une sédimentation marine continue liée à la subsidence, tandis que les hauts-fonds sont caractérisés par des dépôts carbonatés péri-récifaux, d'émersion, responsables de lacunes de dépôt et du biseautage des couches sédimentaires

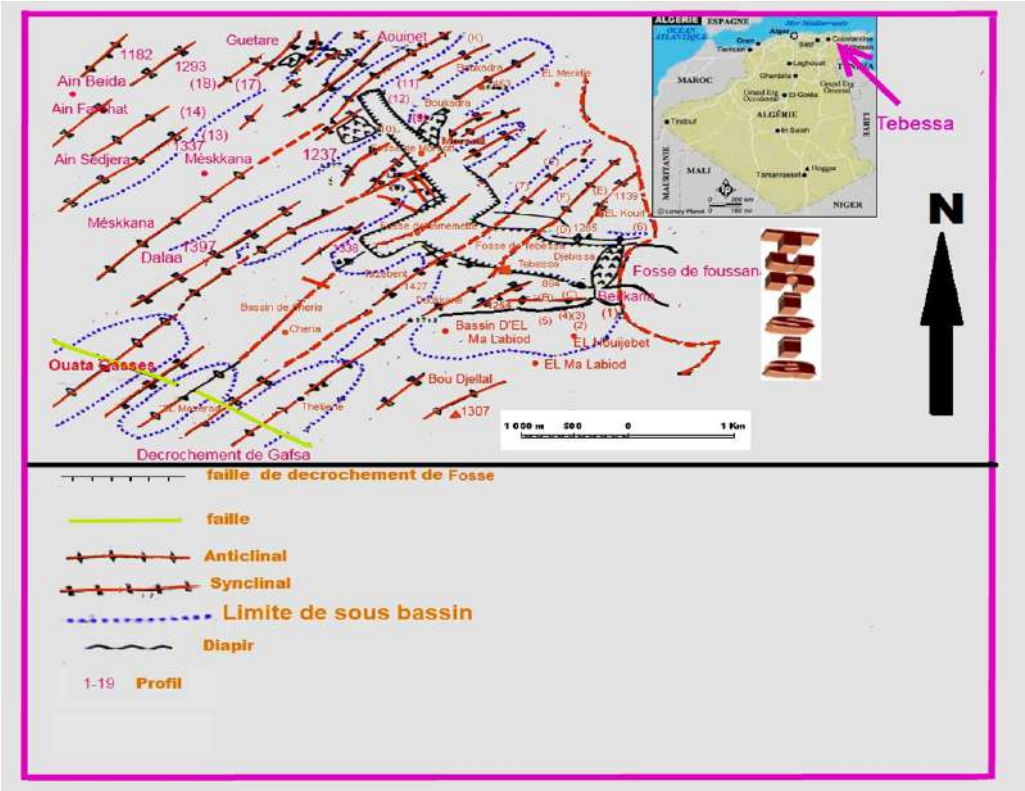


Figure 9 : Esquisse tectonique de pays nord est de l'Atlas Saharien des confins algéro- Tunisiens emplacement des directions des contraintes maximales, (W.M.Kowalski,

A.Boudoukha, M.A.Hemila, A.Pharisat, 1977, modifié par M.Hamimed, 2004).

Et modifié par Dr DEFAFLIA.N et T.Hacen, 2016

B. Le diapirisme

CHAPITRE 2 : ETUDE GEOLOGIQUE

La région des confins algéro-tunisiens est marquée par un vaste couloir diapirique, caractérisé par un alignement continu de structures salifères, s'étendant depuis le diapir d'El Outaya à Biskra, à travers l'Aurès (Maafa et Khenchela), jusqu'aux massifs de Tébessa (Ouenza, Boukhadra, Mesloula). Le diapir de Sakiet Sidi Youssef, situé à la frontière, est souvent considéré comme le prolongement de la structure de Mesloula, et cet axe se poursuit en territoire tunisien jusqu'à Chibra, formant l'un des alignements diapiriques les plus remarquables de par sa longueur et le volume de matériel triasique exposé en surface.

Les formations triasiques, principalement constituées de marnes gypsifères plastiques et de faible densité, sont particulièrement sensibles aux déséquilibres mécaniques. Lorsqu'elles ne sont plus confinées par leur couverture sédimentaire, elles ont tendance à s'élever en exploitant les zones de faiblesse. La mise en place des diapirs résulte d'un ensemble complexe de mécanismes, incluant la déformation des couches sus-jacentes, le soulèvement différentiel, et l'intrusion progressive de matériaux salifères.

Sur le terrain, de nombreux effets du diapirisme ont été observés : plissements, redressements verticaux des couches encaissantes, laminations dans les calcaires, et contacts anormaux entre le Trias et les séries sus-jacentes ou entre formations elles-mêmes. Dans certains cas, on observe même de véritables extrusions de sédiments plastiques, fortement enrichis en argile, tandis que dans d'autres, le Trias se contente d'élargir les failles qui lui servent de conduits.

Il arrive également que des formations non triasiques soient poussées vers le haut par la pression diapirique. Plusieurs auteurs, notamment G. Dubourdieu (1952, 1956, 1959), ont considéré ces mouvements comme appartenant à un diapirisme d'âge albo-aptien. Cependant, cette interprétation a été remise en question, notamment par J.M. Vila (1993), qui a proposé la théorie du « glacier de sel », comparant la dynamique du sel

triasique à celle d'un fluide glacial.

Cette hypothèse a toutefois été rejetée dans certaines études, comme celle de Bouzenoune (1995) à la mine d'Ouenza, où les observations de terrain ne soutiennent pas la notion de déplacement massif de type glaciaire. Des études plus récentes, notamment celles de S. Salim-Laouar (1998) dans le massif de Boujaber et de M. Amouri (1986) du côté tunisien du Djebel Boujaber, ont confirmé la présence d'effets diapiriques profonds, parfois responsables de l'installation de gisements polymétalliques karstifiés.

Les recherches gravimétriques menées par A. Zerdazi (1990) dans l'Atlas Saharien ont également mis en évidence, par le biais d'anomalies, la présence de diapirs en profondeur. Selon les travaux les plus récents de Kowalski et Hamimed (1997, 2000), quatre phases principales de diapirisme ont été identifiées : Albo-Aptien, Burdigalien, Langhien-Serravallien et Mio-Plio-Quaternaire. Ces épisodes sont étroitement liés à un régime tectonique distensif, responsable de la formation des fossés d'effondrement et facilitant la remontée des évaporites.

Cette dynamique tectonique remet en cause la validité de la théorie du « glacier de sel » en soulignant la diversité des processus responsables de la mise en place des structures diapiriques.

C. Les fossés d'effondrement et la subsidence

Les fossés d'effondrement (ou grabens) sont largement répandus dans la région et présentent des orientations variées, allant de NW-SE à E-W. Leur formation est généralement attribuée à une activité tectonique postérieure au Miocène inférieur, comme le suggèrent Dubourdieu et Durozoy (1950) puis Dubourdieu (1956). D'autres chercheurs, notamment Kowalski et Hamimed (2000), considèrent ces structures comme le résultat de failles normales associées à des bassins en subsidence.

Ces fossés ont été progressivement comblés par des dépôts quaternaires. Cependant, la subsidence dans ces zones reste encore active de nos jours, en parallèle avec le soulèvement progressif des bordures des fossés. Le substratum structural de ces zones montre une organisation en mosaïque composée de horsts et de grabens, comme l'ont démontré les travaux de Kowalski et al. (1997).

5. PALÉOGÉOGRAPHIE

L'Aptien représente la formation autochtone la plus ancienne affleurant dans la région d'El Malabiod, notamment au niveau de l'anticlinal de Bouroumane. Les données issues du sondage BDJ-2 indiquent que les niveaux du Crétacé inférieur, représentés par le Barrémien et le Néocomien, sont situés respectivement à des profondeurs de 2 890 m et 3 368 m.

Le Néocomien se caractérise par une sédimentation néritique, dominée par des dolomies fines riches en huîtres. À sa base, les dépôts montrent une alternance de grès, argiles, dolomies et dolomies calcaires, témoignant d'un environnement marin peu profond avec une influence continentale marquée.

Au Jurassique, selon R.F. Burollet, un apport terrigène est identifié dans la région de Tataouine (Tunisie), dû à une phase d'émersion dans le Sud. Cet apport atteint un maximum au Barrémien, avec des dépôts gréseux atteignant plus de 400 m d'épaisseur dans le sondage BDJ-2, avant de diminuer significativement au Néocomien inférieur, où la sédimentation redevient typique d'un environnement marin restreint.

L'Hauterivien marque le début d'une régression, annonçant l'introduction progressive de dépôts continentaux. Selon Burollet (1956) et Jouzein (1962), l'ensemble de la Tunisie centrale était alors recouvert de sables d'épaisseurs variables, issus d'un apport terrigène méridional. Ce phénomène est interprété comme le résultat d'une reprise orogénique active depuis le Néocomien inférieur jusqu'à l'Aptien inférieur, période durant laquelle les continents émergés subissent une forte érosion, alimentant les bassins du Nord en sédiments silico-clastiques.

Cette régression régionale, amorcée au Barrémien, prend fin à l'Aptien inférieur avec le début d'une transgression marine. Celle-ci se traduit par des dépôts caractéristiques d'une mer peu profonde, marquant une sédimentation carbonatée de type plate-forme. La subsidence, plus marquée au Nord qu'au Sud, contribue à la différenciation progressive du bassin.

Au début de l'Albien, une réduction latérale des dépôts carbonatés est observée. Dans la région d'El Malabiod, cette phase se traduit par l'installation de dépôts terrigènes à dominante calcaro-argileuse, indiquant un environnement plus profond que celui des carbonates précédents. À mesure que l'Albien progresse, ces matériaux sont progressivement remplacés par des dépôts carbonatés, bien que le faciès de plate-forme ne semble pas s'étendre jusqu'à Morsott, au Nord. En revanche, à Ouenza, des faciès marneux terrigènes sont bien développés.

L'activité orogénique affectant la région entraîne une forte réduction de l'épaisseur des dépôts albien, passant de 700 m dans les zones nordiques à environ 100 m en affleurement et 250 m en sondage dans la zone d'étude. Dès l'Aptien supérieur, la région commence à se structurer en hauts-fonds. Parallèlement, plus au Sud-Est, l'île de Kasserine commence à s'individualiser (A. Jouzein, 1962).

Cette réduction sédimentaire correspond également au début de la migration diapirique du Trias, comme le note J.M. Vila (1980). La fin de l'Albien et le début du Cénomanien sont marqués par un approfondissement relatif de

la plate-forme, accompagné du retour de faciès terrigènes calcaro-argileux. R.F. Burollet (1957) signale alors une transgression majeure affectant de vastes surfaces de la région. La description paléogéographique du Crétacé par R. Laffite (1949) compare d'ailleurs les paysages à ceux des estuaires et côtes basses actuels du Sénégal.

Au Cénomanien, la sédimentation devient homogène avec des dépôts marins épinéritiques. Le début du Turonien voit l'expansion de faciès carbonatés récifaux, remplaçant progressivement les dépôts de plate-forme. Ces dépôts témoignent d'une mer agitée et bien oxygénée. Cependant, une réduction sédimentaire significative (d'environ 30 m) affecte la série turonienne.

R.F. Burollet (1975) rapporte un phénomène similaire dans la région de Kasserine (Tunisie), où cette réduction est attribuée à l'installation de formations deltaïques. L'île de Bouroumane semble également s'être individualisée durant cette période.

CONCLUSION

Après analyse des documents disponibles et au terme de cette étude géologique, plusieurs observations pertinentes ont pu être formulées concernant le contexte géodynamique de la région.

La structuration actuelle de la zone semble résulter de l'action conjuguée de plusieurs phénomènes tectoniques, notamment au cours de deux phases orogéniques majeures. Ces événements ont façonné un haut plateau appartenant à l'Atlas saharien, caractérisé par une série de plis orientés Nord-Est/Sud-Ouest, qui encadrent un bassin en subsidence.

Le bassin étudié se divise en deux grands ensembles géologiques : d'une part, des affleurements crétacés bien développés sur les bordures, et d'autre part, une vaste plaine occupée essentiellement par des formations miocènes et quaternaires.

La morphologie de la plaine évoque celle d'une vaste cuvette, reposant sur un substratum calcaire et marneux d'âge crétacé. Ce substratum est séparé des dépôts miocènes par une couche d'éboulis à forte perméabilité.

Les formations des bordures, constituées d'environ 100 mètres de calcaires, jouent un rôle essentiel dans l'alimentation du système aquifère régional. Quant aux formations de la plaine — composées de plus de 50 mètres de grès et de 40 à 250 mètres de sables — elles forment le principal réservoir hydrogéologique, grâce à leurs excellentes propriétés hydrodynamiques et à leur capacité de stockage en eau.

Enfin, les matériaux alluviaux recouvrant l'ensemble constituent un aquifère supplémentaire, certes moins important en raison de sa faible épaisseur et de son extension plus limitée, mais qui participe néanmoins au fonctionnement global du système aquifère de la région.

CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE

I. INTRODUCTION

Dans le cadre de ce travail, deux approches méthodologiques principales ont été adoptées, chacune développée dans un chapitre distinct. Le premier chapitre est consacré aux méthodes sédimentologiques et aux analyses chimiques, qui permettent de mettre en évidence les effets des facteurs climatiques ayant influencé les dépôts et la transformation des sédiments. Le second chapitre porte sur les méthodes magnétiques.
L'objectif de cette étude est d'analyser les échantillons prélevés afin de contribuer à la compréhension de la granulométrie, de la minéralogie des argiles ainsi que du paléoclimat associé à ce remplissage. Pour ce faire, deux types d'études ont été menés :

Une étude de terrain ;

Une étude en laboratoire.

II. ÉTUDE DE TERRAIN

Sur le terrain, l'attention a été portée sur la description macroscopique des niveaux stratigraphiques des terrasses fluviatiles Tenoukla. Un échantillonnage rigoureux a été réalisé à travers les différents niveaux observés, dans le but de suivre l'évolution verticale et spatiale de la terrasse.

1. Établissement de la stratigraphie

Il est essentiel de distinguer la couche géologique proprement dite (liée à un mode de dépôt particulier) des modifications pédologiques postérieures qu'elle a pu subir. En effet, un même sol peut recouvrir plusieurs couches successives, tout comme une même couche peut avoir été affectée par plusieurs processus de pédogenèse.

2. Description des niveaux

Cette étape permet de renseigner sur plusieurs caractéristiques :
L'épaisseur moyenne du niveau ;
La texture ;
La couleur ;
La forme et la nature des limites ;
La structure observable à l'œil nu (macro-structure) ;
Les particularités spécifiques du niveau, s'il y en a (hydromorphie, taches, racines, artefacts préhistoriques, etc.) ;
La porosité : généralement plus élevée dans les sols à texture fine (argile) que dans ceux à texture grossière (sable), avec une estimation appuyée par l'analyse granulométrique.

3. Échantillonnage

Une première série de prélèvements a été réalisée sur le terrain. Un échantillonnage systématique a ensuite été mis en place, à intervalles réguliers de 5 cm puis de 10 cm sur les différentes coupes stratigraphiques. Chaque échantillon correspond à une tranche verticale de 5 cm, puis de 10 cm dans les couches plus profondes. Ces échantillons ont ensuite été soumis en laboratoire à diverses analyses : granulométrie, calcimétrie, propriétés magnétiques, minéralogie des argiles, etc

III. ETUDE AU LABORATOIRE

1. Analyse Granulométrique

A. Définition et objectif de l'analyse granulométrique

L'analyse granulométrique est une méthode qui permet de séparer un ensemble de particules selon leur taille, et d'évaluer leur répartition statistique en fonction de cette dimension. Les ensembles ainsi obtenus sont appelés fractions granulométriques. Chaque fraction regroupe des particules dont les dimensions se situent dans un intervalle relativement étroit, diminuant progressivement d'une fraction à l'autre.
Cette analyse vise à identifier les substances associées aux différentes fractions granulométriques contenues dans les sédiments. Elle permet notamment de déterminer si ces substances se trouvent dans les fractions fines,

moyennes ou grossières.
Dans le cadre de notre étude, cette méthode a été utilisée afin de reconstituer les conditions de transport et de dépôt des particules. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur une classification granulométrique spécifique, présentée comme suit :

Diamètre des éléments	Classe granulométrique	Fraction Granulométrique
Au-dessus de 10 cm	Blocs	**Fraction grossière**
De 10 cm à 01 cm	Pierres ou cailloux	
De 01 cm à 02 mm	Granules, graviers	
De 2 mm à 0,2 mm	Sables grossiers	**Fraction fine**
De 0,2 mm à 40 : µm	Sables fins	
De 40 : m à 2 :µm	Limons ou poudres	
Au-dessous de 2 : µm	Argiles	

Tab. 1: Répartition granulométrique des constituants d'un sédiment (D'après Miskovsky et Debard, 2002).

a) La fraction grossière
La fraction grossière regroupe les particules dont le diamètre est supérieur à 2 mm. Ces éléments sont récupérés spécifiquement en vue de réaliser une granulométrie des éléments pierreux. Cette analyse permet d'évaluer la contribution des fragments grossiers au sein des dépôts sédimentaires.
b) La fraction fine
L'analyse granulométrique de la fraction fine est réalisée à la fois sur le sédiment brut et sur le sédiment décarbonaté, dans un objectif comparatif. Cette double approche permet de mieux comprendre l'influence des carbonates sur la distribution granulométrique, ainsi que de distinguer les composantes minérales réellement liées au sédiment siliceux ou argileux.
B. Les paramètres granulométriques
De nombreux paramètres peuvent être utilisés pour évaluer le degré de classement d'un sédiment
a) La moyenne
La moyenne d'une distribution granulométrique peut être exprimée sous forme arithmétique ou logarithmique, en fonction de l'échelle utilisée sur l'axe des abscisses (linéaire ou en unité phi). Ce paramètre reflète la taille moyenne des particules dans l'échantillon. Il constitue un indicateur essentiel pour estimer l'énergie du milieu de dépôt ainsi que la distance de transport des sédiments. En général, plus la moyenne est élevée (grains plus grossiers), plus le milieu de dépôt est énergique.
b) L'indice de classement de Trask (So)
L'indice de classement de Trask, noté So, permet d'évaluer le degré de tri d'un sédiment. Il est calculé selon la formule suivante :

$$So = \sqrt{(Q1 / Q3)} \text{ (en mm)},$$

Indic de classement	Classement
So < à 2,5	sédiment très bien classé
2,5 < So > 3,5	sédiment normalement classé
3,5 < So > 4,5	sédiment assez bien classé
So > 4,5	sédiment mal classé

où Q1 est le premier quartile (granulométrie des 25 % les plus fins) et Q3 le troisième quartile (75 %)

Tab. 2 : Classification des faciès sédimentaires en fonction du Sorting index selon l Méthode Trask

Selon Trask, plus l'indice So est élevé, plus le classement est mauvais, c'est-à-dire que la répartition des tailles de particules est hétérogène. Inversement, un indice faible traduit une distribution bien triée, typique d'un milieu de dépôt stable ou sélectif.

c) Le coefficient d'asymétrie (Skewness)

Le coefficient d'asymétrie ou Skewness (noté Sk) est un paramètre qui mesure le degré de distorsion de la distribution granulométrique. Il est calculé selon la formule :

$$Sk = \sqrt{((Q1 * Q3) / Md^2)} \text{ (en mm)},$$

Où Q1 est le premier quartile, Q3 est le troisième quartile, et Md est la médiane.
Un Skewness égal à zéro indique une distribution symétrique parfaite, où la médiane, le mode et la moyenne coïncident. En revanche :

- Si le Skewness est négatif, cela signifie que les grains fins sont mieux classés, c'est-à-dire que la distribution est plus concentrée sur les tailles fines.
- Si le Skewness est positif, cela indique que les grains grossiers sont mieux classés, et donc que la distribution est dominée par des particules plus grandes.

Ce paramètre renseigne sur les caractéristiques du milieu de dépôt, en fournissant des informations sur la manière dont les particules ont été triées, mais il est également influencé par les conditions de transport.

Skewness	Classement
01>Sk>0,3	Très asymétrique vers les fins
0,3>Sk>0,1	Asymétrique vers les fins
0,1>Sk>-0,1	Presque symétrique
-0,1>Sk>-0,3	Asymétrique vers les grossiers
-0,3>Sk>-1	Très asymétrique vers les grossiers

Tab. 3 : Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie

(Folk, 1966).

d) Le Kurtosis

Le Kurtosis mesure la forme de la courbe de la distribution granulométrique, en particulier la finesse du pic et sa largeur. Il permet de caractériser la distribution des tailles de particules :
- **Kurtosis égal à zéro** : la distribution est dite mésokurtique, signifiant une distribution moyennement classée.
- **Kurtosis supérieur à zéro** : la courbe est leptokurtique, ce qui indique une distribution bien classée. Cela suggère un mode de transport caractérisé par une énergie constante, où les particules sont plus homogènes en taille.
- **Kurtosis négatif** : la courbe est platykurtique, indiquant une distribution mal classée, avec une large variété de tailles de particules, souvent liée à un milieu de dépôt plus turbulent ou hétérogène.

3. Dosage des carbonates

Pour déterminer le pourcentage de carbonate de calcium dans les sédiments, nous avons utilisé la méthode de calcimétrie, qui repose sur la réaction chimique entre le carbonate de calcium et de l'acide chlorhydrique. Le principe est de libérer le dioxyde de carbone (CO_2) en attaquant les carbonates avec de l'acide, puis de mesurer le volume de CO_2 dégagé pour calculer le pourcentage de carbonate dans l'échantillon.
La réaction chimique est la suivante :

$$\mathbf{CaCO_3 + 2HCl \rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2}$$

Le pourcentage de $CaCO_3$ est calculé à partir de la formule :

$$\mathbf{\% \ CACO3 = (V.0,25.100)/V0 .0,5 = (V/V0).50}$$

Où :

$\mathbf{V_0}$: volume de CO_2 déterminé à partir de 0,25 g de carbonate de calcium pur (témoin).

V : volume de CO_2 dégagé à partir de 0,5 g de sédiment.

- **Procédure expérimentale :**

Préparation du témoin : Un échantillon de carbonate de calcium pur (0,25 g) est utilisé comme témoin pour établir la référence à 100 % de carbonate.

L'échantillon de sédiment (0,5 g) et le témoin sont placés dans un Erlenmeyer, auxquels on ajoute 35 % d'acide chlorhydrique en excès par rapport à la quantité de carbonate.
Le flacon est ensuite hermétiquement bouché avec un bouchon en caoutchouc, perforé pour permettre
Le passage d'un tuyau relié à une colonne graduée contenant de l'eau.
Après agitation, l'acide réagit avec les carbonates et dégage du CO_2. Le gaz libéré déplace l'eau dans la colonne, et le volume de CO_2 est mesuré par l'élévation du niveau d'eau dans la colonne.

- Précautions :

Le témoignage (calibration) doit être régulièrement effectué en raison des variations de pression atmosphérique, qui influencent les mesures de volume. Il est conseillé de refaire le témoin toutes les deux heures.
Il convient aussi de vérifier que les conditions de travail, notamment les variations de pression causées par les hottes du laboratoire, ne perturbent pas les mesures avec des balances de haute précision.

- Concrétionnement :

Le concrétionnement des carbonates, observé dans certains sédiments, est souvent associé à des périodes humides. L'eau est nécessaire pour dissoudre le calcaire avant qu'il ne précipite sous une autre forme.

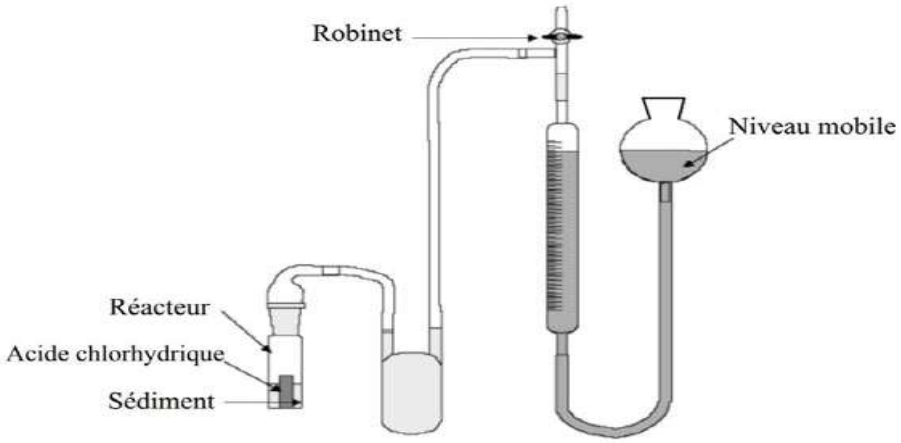


Figure 10 : schéma d'un calcimètre de BERNARD

A. Définition et principe

Le Calcimètre est un appareil utilisé pour déterminer la teneur en carbonates (RCO_3) des sédiments (fig 8). L'analyse repose sur la mesure du volume de CO_2 libéré lors de la réaction d'un échantillon de sédiment avec de l'acide chlorhydrique (HCl). Cette réaction est décrite par l'équation chimique suivante :

$$\mathbf{RCO_3 + 2HCl \rightleftharpoons RCl_2 + H_2O + CO_2}$$

Les conditions normales de l'expérience sont généralement de 20°C de température et 760 mmHg de pression, ce qui permet d'assimiler le CO_2 dégagé à un gaz parfait. Le gaz libéré exerce une pression sur le liquide dans une burette graduée, ce qui provoque une variation de volume de ce liquide, mesurée par la différence entre les volumes V_1 (initial) et V_2 (final).
Le pourcentage de $CaCO_3$ est calculé selon la formule :

$$\mathbf{CaCO3\% = [(\Delta v\ CO2\ (ml)] / M\ (g)]}$$

Où :
Δv : différence de volume initial (V_1) et final (V_2) de CO_2,
P : pression,
T° : température,
M : masse en g de l'échantillon.

4. Morphoscopie des grains de quartz

La morphoscopie est une méthode employée pour analyser la forme et la texture des grains de quartz dans le but d'en déduire leur mode de transport. Proposée par Cailleux et Tricart (1963), cette approche repose sur l'observation minutieuse des grains à l'aide d'une loupe binoculaire. Avant l'analyse, les grains sont soigneusement lavés à l'eau, ou si nécessaire, à l'acide chlorhydrique à froid ou à chaud, afin d'éliminer toute impureté ou revêtement superficiel. Ils sont ensuite séchés, puis examinés à sec sur un fond noir, ce qui permet une lecture claire de leur morphologie.
L'étude morphoscopique a permis d'identifier plusieurs types de grains caractéristiques :
Les grains non usés : anguleux, à faces planes et cassures nettes, indiquant une absence de transport ou un déplacement très limité.
Les grains émoussés ou luisants : présentant des arêtes arrondies et une surface brillante ou opaque, typiques d'un transport prolongé par l'eau.
Les grains ronds mats : de forme sphérique, avec des traces de microchocs, suggérant un transport éolien sur de longues distances.
Cette méthode apporte ainsi des informations précieuses sur les agents de transport (hydraulique ou éolien) ayant

agi sur les matériaux sédimentaires

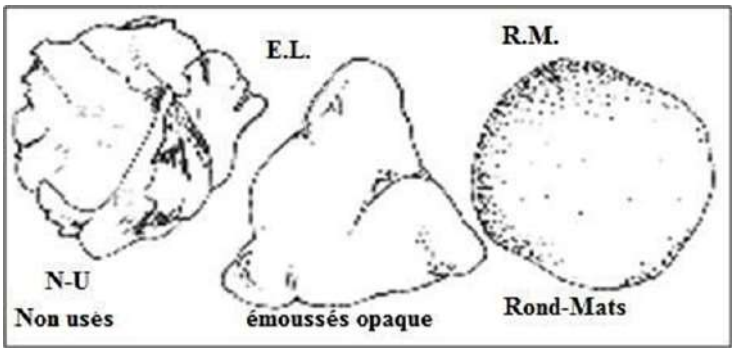


Figure 11 : Principaux types de grains de quartz.

5. Mesure du pH

Le pH mesure l'acidité, l'alcalinité ou la neutralité d'une solution aqueuse. Il est exprimé comme le logarithme en base 10 de l'inverse de la concentration des ions hydrogène (H^+) dans la solution, en moles par litre. Ce paramètre est essentiel pour évaluer l'environnement chimique des échantillons de sédiments.

6. Minéralogie des sables

L'étude minéralogique des sables est cruciale pour les reconstitutions paléogéographiques. Les minéraux présents dans les sables permettent de retracer la source du matériel, et les modifications ou altérations qu'ils ont subies fournissent des informations importantes sur leur histoire géologique.

Le processus d'analyse des sables consiste à les traiter :

- **À l'acide chlorhydrique** pour éliminer les carbonates,
- **À l'eau oxygénée** pour retirer la matière organique.

Ensuite, l'échantillon brut est lavé entre les tamis de 2 mm et 40 µm. Les fractions obtenues sont :

- **Fraction grossière** : récupérée à partir du tamis de 2 mm,
- **Fraction sableuse** : récupérée entre les tamis de 2 mm et 40 µm,
- **Fraction limono-argileuse** : récupérée après passage à travers le tamis de 40 µm.

La fraction sableuse est ensuite séparée en 4 fractions différentes selon les tailles des particules, à l'aide des tamis suivants :

- **FS** : entre 1,60 mm et 0,630 mm,
- **FI** : entre 0,500 mm et 0,315 mm,
- **FII** : entre 0,250 mm et 0,160 mm,
- **FIII** : entre 0,125 mm et 0,040 mm.

Après la décalcification à froid, seules les fractions FI, FII et FIII sont séparées et traitées dans un liquide à base de bromoforme (avec une densité de 2,87-2,88) pour distinguer les différentes phases minérales.

*

CHAPITRE 4 : RESULTATS ET ITNTERPRITATION

I. INTRODUCTION

Ce chapitre porte sur une étude stratigraphique et sédimentologique des formations miocènes de la région de Tenoukla – El Ma Labiod, située dans la wilaya de Tébessa. À travers l'observation des affleurements, la description des unités lithostratigraphiques, ainsi que l'analyse des structures sédimentaires et des caractéristiques granulométriques, cette approche vise à reconstituer l'histoire sédimentaire de la région. Elle permet également d'interpréter les conditions paléoenvironnementales qui ont présidé à la mise en place de ces dépôts durant le Miocène.

II. LOCALISATION DE COUPE

La coupe a été réalisée au niveau de la carrière de sable de Tenoukla, où les prélèvements ont été effectués de manière systématique (Figure 12). La coupe a été subdivisée en plusieurs niveaux stratigraphiques successifs, chacun caractérisé par des critères lithologiques et faunistiques distincts, depuis le sommet jusqu'à la base. Cette organisation permet une lecture précise de la succession des dépôts et facilite l'interprétation des environnements de sédimentation.

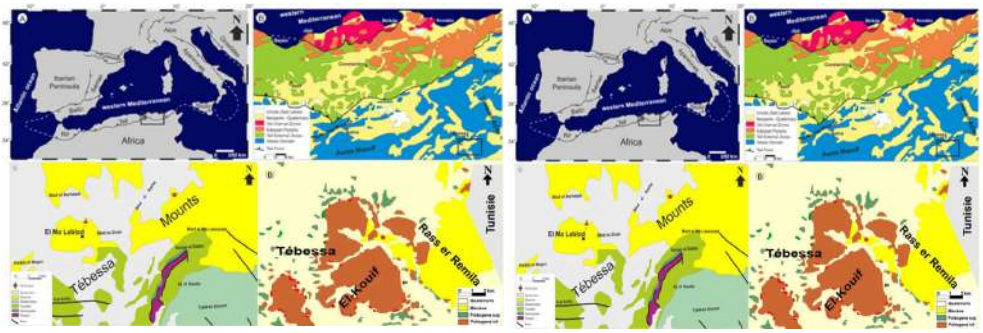


Figure 12. Localisation du coupe étudiée : (A) Emplacement géographique de la zone étudiée (modifié après Soria et al., 2005) ; (C) Carte géologique simplifiée de la région d'El Ma Labiod .

III. ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

L'observation macroscopique réalisée sur le terrain a permis de subdiviser l'ensemble du remplissage en (3) niveaux stratigraphiques bien distincts

1. Coupe stratigraphique (Tenoukla)

Trente-cinq (35) échantillons ont été prélevés d'une façon systématique du sommet vers la base de la coupe stratigraphique.

2. Description des niveaux lithologiques

La coupe géologique étudiée au niveau de la carrière de sable d'El Ma Labiod, dans le site Tenoukla, atteint une profondeur totale de 250 cm (Figure13). Elle révèle une stratification distincte, permettant de distinguer trois grands niveaux sédimentaires, chacun présentant des caractéristiques lithologiques, granulométriques et paléontologiques propres, traduisant une évolution progressive des conditions de dépôt.

Niveau 1 (0 à 115 cm) : Ce niveau supérieur est dominé par une matrice limoneuse mêlée à des sables très fins et silteux. Quelques lits de sable fin à grossier y sont localement observés. L'absence notable de restes fauniques, surtout à la base, indique un environnement relativement calme, peu favorable à la vie biologique, correspondant probablement à une phase de décantation dans un milieu à faible énergie.

Niveau 2 (115 à 210 cm) : Ce niveau intermédiaire présente une grande variabilité granulométrique. Il est constitué de sables silteux alternant avec des lits de sable fin à grossier, de couleur beige à jaune clair, liés par un ciment argileux. Un lit de petits graviers, accompagné de concrétions carbonatées et de fragments de coquilles, est également présent. Cette configuration suggère une augmentation de l'énergie hydrodynamique, pouvant résulter de courants plus actifs ou de phases de dépôt plus intenses, traduisant un environnement plus dynamique.

Niveau 3 (210 à 250 cm) : Le niveau basal se compose de sables très fins à texture silteuse, de teinte blanchâtre, légèrement carbonatés. Il est ponctué par quelques passées de sables plus grossiers et la présence de petits graviers et cailloux. Ce niveau se distingue par une abondance de fragments de coquilles, révélant un enrichissement biologique important. Cela suggère un environnement de dépôt plus stable et favorable à la faune, probablement en lien avec un système fluviatile ou lacustre peu profond à dynamique modérée

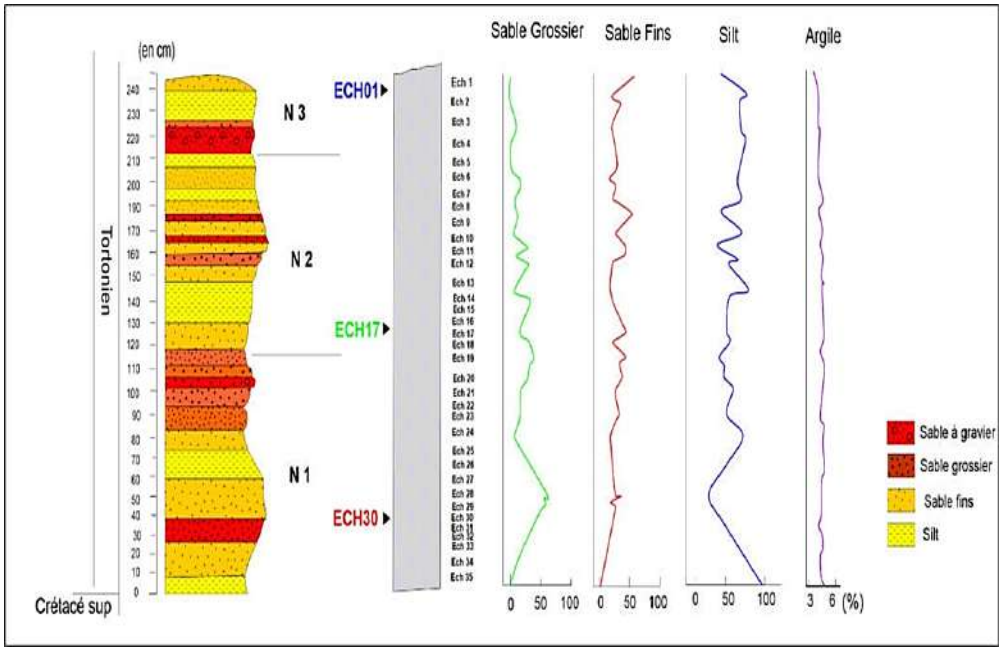


Figure 13 : Coupe de Tenoukla et évolution (% volumique) des fractions granulométriques.

VI. ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Des échantillons ont été prélevés au niveau de la coupe étudiée (Figure 15) dans le site de Tenoukla. Ces échantillons ont permis d'obtenir des informations plus détaillées sur la nature des dépôts rencontrés. Leur analyse a contribué à une meilleure compréhension des caractéristiques sédimentologiques et à l'interprétation des relations entre ces dépôts et l'environnement immédiat de la région étudiée.

1. Analyse granulométrique

Les paramètres granulométriques des faciès sédimentaires de la coupe de Tenoukla sont illustrés dans la (Figure14). Ces paramètres ont été sélectionnés afin de mettre en évidence la signification et les caractéristiques des indices granulométriques des sédiments

L'évolution de ces paramètres, représentée dans la(Figure14), ainsi que les courbes granulométriques de fréquence et les courbes cumulatives (Figures 15et16), de la coupe Tenoukla nous donne les informations : suivantes

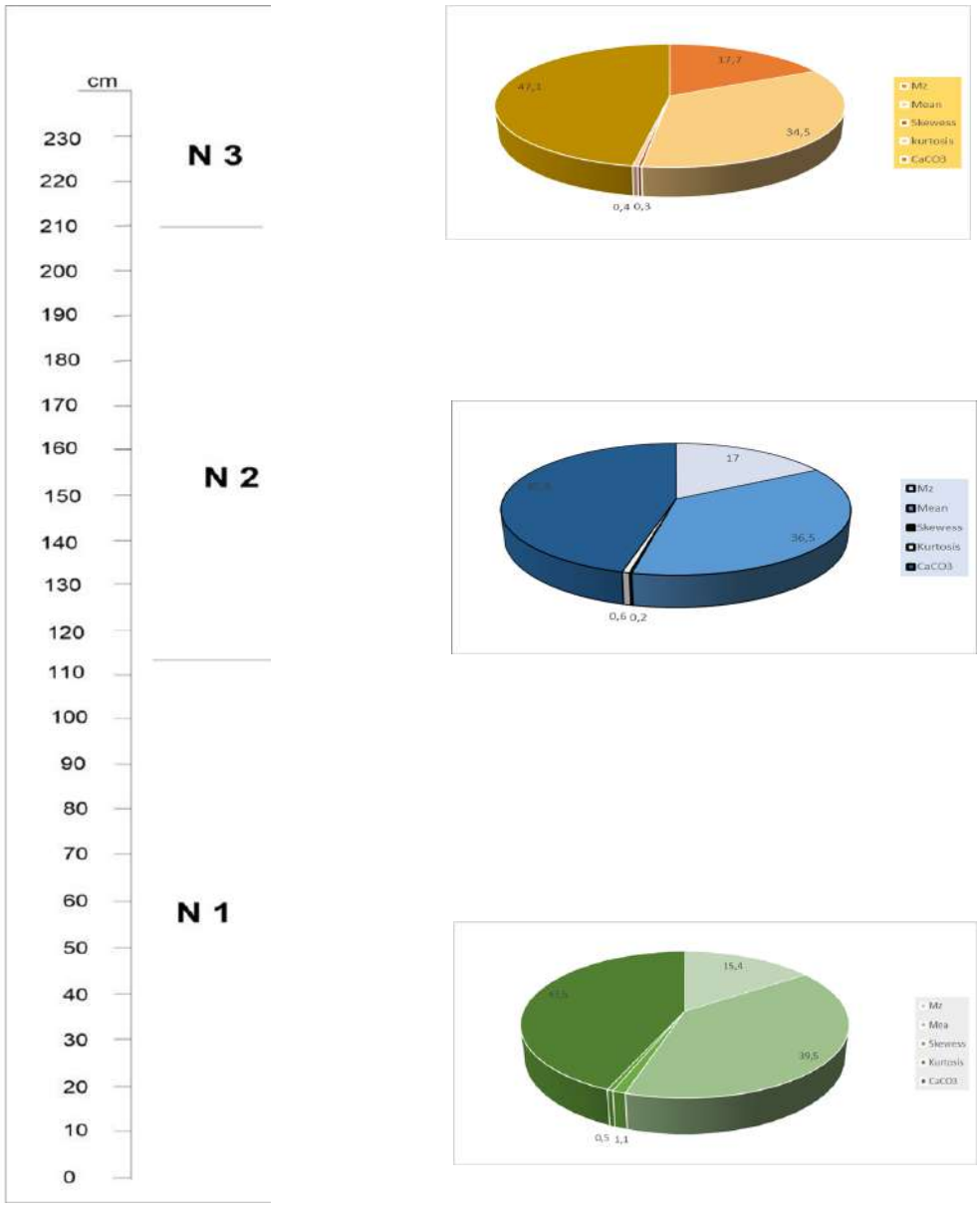


Figure 14. Evolution des paramètres granulométriques de Tenoukla

Niveau 1 : Ce niveau se caractérise par une alternance de sédiments à granulométrie variée, allant de fines à grossières, traduisant une distribution polymodale. La distribution granulométrique est globalement symétrique ($-0,1 < Sk < 0,1$), suggérant un bon équilibre entre les fractions fines et grossières. Les courbes indiquent des faciès sublogarithmiques à logarithmiques ($N \approx 0$), typiques d'un milieu de dépôt à faible énergie hydrodynamique. Cette configuration reflète probablement un environnement de décantation lent, comme une zone marginale de plaine alluviale ou de lagune, où les fluctuations du courant sont limitées et permettent le dépôt progressif de particules hétérogènes, mais faiblement triées.

Niveau 2 : Ce niveau présente une composition dominée par des fractions fines, avec une médiane comprise entre 3,32 et 4,1 Φ, indiquant des sables fins à très fins. Les courbes de fréquence sont majoritairement trimodales, ce qui révèle une diversité dans les sources sédimentaires ou une variabilité dans les processus de transport. La distribution est légèrement asymétrique ($Sk < 1$), tandis que la kurtosis élevée ($K > 0$) reflète une forte concentration des grains autour de la médiane. Le faciès granulométrique, sublogarithmique ($N \approx 0$), renvoie à des environnements de dépôt calmes, peu profonds, tels que les zones littorales abritées ou les marges deltaïques à faible énergie. Ces caractéristiques sédimentaires sont compatibles avec un environnement semi-fermé, où les apports détritiques sont modérés et souvent influencés par les variations saisonnières ou climatiques.

Niveau 3 : Le niveau basal se distingue par une très mauvaise classification ($\sigma < 4$), révélatrice d'un tri inefficace. Les courbes granulométriques montrent une transition bimodale à la base vers une unimodalité au

sommet, traduisant une évolution progressive dans la dynamique sédimentaire. L'asymétrie négative (–Sk < 1) indique une prédominance de grains grossiers, tandis que l'allure leptokurtique (K > 0) témoigne d'une accumulation sélective autour de certaines classes granulométriques. Les courbes cumulatives présentent une grande variabilité : sublogarithmiques (N ≈ 0), paraboliques (N > 0), voire hyperboliques (N < 0), suggérant des apports discontinus et multiphasés. Cette variabilité peut être interprétée comme le résultat de processus de transport fluctuants (pulsations hydrauliques, crues ou reflux énergétiques), dans un milieu continental fluviatile ou deltaïque soumis à des influences extérieures irrégulières (climatiques, tectoniques ou anthropiques).

Effet de la décarbonatation :

Après décarbonatation, les courbes de la majorité des échantillons ne changent pas leurs allures et désignent un sable mal classé, excepté l'échantillon n° 1 qui montre une courbe hyperbolique (sable bien classé) (figure 15). La médiane et les autres paramètres granulométriques de cet échantillon diminuent, ce qui est dû à l'enrichissement du matériel en matière carbonatée.

Figure15. (A) Courbes de fréquences des échantillons : (Bleu): ech.01, (Marron): ech.17, (Vert): ech.30; (B) Courbes de fréquences des échantillons: (Bleu): ech.01, (Marron): ech.17, (Vert): ech.30 (décarbonaté).

Figure16. Courbes cumulatives : (Bleu) : ech.01, (Marron) : ech.17, (Vert) : ech.30

V. La morphoscopie des grains de quartz

L'analyse morphoscopique des grains de quartz révèle une nette prédominance de grains émoussés à subémoussés, à surface luisante, représentant environ 82 % des fractions analysées (Figure 17). Cette morphologie est typique d'un transport fluviatile prolongé, suivi d'un dépôt dans un environnement côtier ou littoral. Cette interprétation est corroborée par la présence de microfaune marine (foraminifères et ostracodes) observée dans les mêmes horizons, suggérant une transition fluviatile-marine dans la dynamique sédimentaire.

L'origine de ces matériaux semble liée aux reliefs environnants, notamment aux affleurements calcaires crétacés, comme en témoigne la présence de grains calcaires associés, indiquant un apport détritique issu de la dégradation mécanique de ces formations rocheuses.

Par ailleurs, des grains à morphologie ronde et mate (RM), représentant environ 12 % de l'assemblage, ont été identifiés au sommet de la coupe. Ces grains sont caractérisés par un enduit ferrugineux, marqueur typique d'un début de processus pédogénétique. Leur présence suggère une exposition temporaire à des conditions subaériennes, favorables à l'altération chimique et à la formation d'horizons pédologiques superficiels.

Enfin, les grains non usés (NU), peu fréquents (6 %), se distinguent par leur morphologie anguleuse et leur surface peu altérée, traduisant une faible distance de transport. Ils indiquent une source nourricière proche et un dépôt relativement rapide de sédiments peu transformés, probablement issus d'épisodes d'érosion brutale ou de ruissellements locaux.



Figure .17 Observation à la loupe des grains de quartz en vue de l'étude morphoscopique de la coupe Tenoukla (Ech : 03 ; 17 ; 33).

VI. Etude minéralogiques

1. Minéralogie des sables

A. Etude des minéraux légers

Les minéraux légers sont plus abondants que les minéraux lourds. Cette étude montre la quasi dominance du quartz.

B. Etude des minéraux lourds

Les minéraux lourds sont totalement absents.

2. Minéralogie des argiles

D'après l'analyse minéralogique de dix échantillons prélevés au niveau de la coupe de Tenoukla , réalisée par diffraction des rayons X (DRX), il ressort que l'assemblage argileux des dépôts est composé d'illite, de sépiolite, de kaolinite, de smectite et de chlorite. La répartition de ces minéraux nous a permis de distinguer trois niveaux :

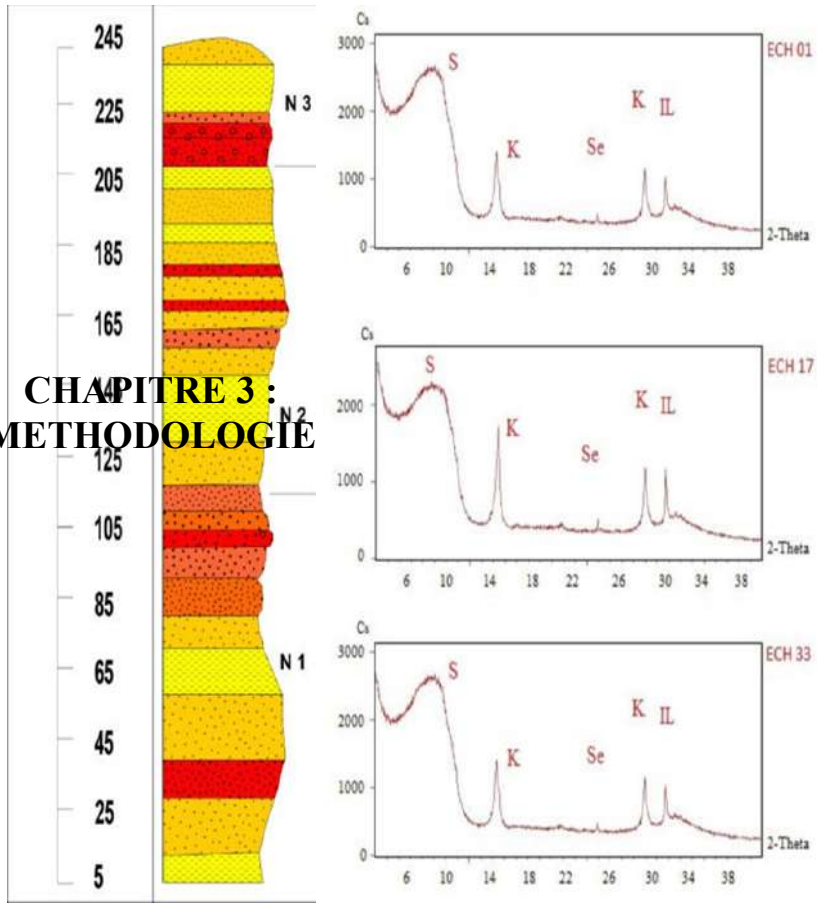


Figure18. Diffractogramme à rayons X pour la minéralogie argileuse de certains échantillons .représentatifs
.Sur l' axe Y : CPS : nombre par seconde. Sur l' axe des X, 2θ en degré
(S : Smectite ; K : Kaolinite ; Se : Sépiolithe ; IL :illite)

Niveau 3 : Le cortège argileux est dominé, par ordre décroissant, par la smectite (64 % à 84 %), suivie de la kaolinite (15 % à 30 %), de l'illite (1 % à 3 %) et de la sépiolite (0,2 % à 2 %) (Figure15).
Niveau 2 : Il présente une composition similaire à celle du niveau 3, mais se caractérise par une augmentation relative des proportions de kaolinite, d'illite et de sépiolite.
Niveau 1 (de 80 cm jusqu'à la base de la coupe) : Il montre une répartition similaire à celle des niveaux précédents.

Discussion

Les minéraux argileux sont reconnus comme des traceurs efficaces de l'évolution de l'origine des matériaux sédimentaires au cours du temps (Sabatier, 2008). Dans le cas de la coupe de Tenoukla, l'association argileuse est dominée par la smectite, suivie de la kaolinite, tandis que l'illite est présente en quantités moindres, et la sépiolite y est quasiment absente (inférieure à 1 %).
L'évolution du cortège argileux dans cette coupe met en évidence les points suivants :
La smectite se développe en abondance dans des contextes climatiques chauds marqués par une alternance de phases humides et sèches (Chamley, 1971). Elle est fréquente dans les sédiments à caractère détritique (Trauth, 1977), mais peut également résulter de processus de néoformation dans des milieux confinés riches en matière organique (Millot, 1970).
L'illite, quant à elle, est typiquement associée à des climats froids et/ou secs (Millot, 1964 ; Chamley, 1989). Sa répartition relativement homogène au sein de la série sédimentaire et sa corrélation avec les faciès riches en quartz suggèrent une origine terrigène détritique. Il est à noter que ses teneurs évoluent de façon inversement proportionnelle à celles de la kaolinite, traduisant des différences dans les conditions de formation ou les sources d'apport.

Conclusion

Les résultats issus de l'étude sédimentologique de la coupe de Tenoukla indiquent une dominance des sédiments fins, mal classés, déposés dans un milieu de faible énergie, soumis à un régime hydrodynamique irrégulier. Les textures granulométriques, combinées aux valeurs de carbonate et à l'état morphoscopique des grains de quartz, révèlent un système sédimentaire de type fluviatile à influence deltaïque ou littorale, influencé par les apports des massifs calcaires adjacents.

Les formes unimodales et bimodales des courbes, ainsi que l'hétérogénéité des valeurs granulométriques, traduisent la coexistence de plusieurs processus sédimentaires, souvent discontinus, qui reflètent un système instable, potentiellement soumis à des crues, à des épisodes d'érosion ou à des phases de sédimentation plus calmes.

Ainsi, la coupe de Tenoukla constitue un enregistrement précieux des dynamiques paléohydrologiques du bassin miocène de la région d'El Ma Labiod, et elle illustre parfaitement l'évolution d'un système sédimentaire continental à tendance marginale, marqué par des influences climatiques, tectoniques et géomorphologiques conjuguées.



Conclusion général

Ce travail de recherche s'est inscrit dans le cadre d'une étude stratigraphique et sédimentologique approfondie des formations miocènes de la région de - Tenoukla - commune d'El Ma El Abiod, wilaya de Tébessa, à la frontière orientale de l'Algérie, au sein de l'Atlas saharien oriental. Cette région constitue un site géologique particulièrement favorable à l'analyse des environnements de dépôt du Miocène, en raison de l'exposition remarquable des affleurements, de leur diversité lithologique, et de leur structuration tectonique complexe.

L'approche adoptée s'est voulue pluridisciplinaire, combinant les outils classiques de la stratigraphie descriptive à des méthodes d'analyse sédimentologique fine (granulométrie, calcimétrie, pH-métrie, morphoscopie). Les résultats obtenus ont permis de reconstruire une succession lithostratigraphique hiérarchisée, mettant en évidence plusieurs cycles sédimentaires attribuables à des dynamiques transgressives-régressives, contrôlées à la fois par la tectonique régionale et les variations eustatiques globales.

La stratigraphie révèle une superposition de faciès typiques d'environnements variés : dépôts fluviatiles à lit moyen ou tressé, séquences deltaïques à influence marine, niveaux marneux et gréseux associés à des environnements littoraux ou lagunaires, et enfin dépôts massifs de grès ou de conglomérats traduisant des apports en haute énergie. Ces alternances s'inscrivent dans un contexte de subsidence différentielle, favorisée par des failles normales et une structuration en blocs basculés, caractéristiques du cadre distensif tardi-orogénique du Miocène supérieur.

Du point de vue sédimentologique, l'analyse granulométrique a permis de caractériser les textures sédimentaires, de mesurer les paramètres statistiques (moyenne, sorting, skewness, kurtosis), et d'identifier les processus de transport et de dépôt. Les valeurs relevées indiquent une dynamique hydrodynamique fluctuante, allant de dépôts calmes en milieu subtidal à des dépôts brutaux d'origine torrentielle ou deltaïque. Le degré de tri et la forme des grains de quartz observés en morphoscopie appuient cette interprétation, en montrant à la fois des grains bien usés (transport prolongé) et des grains anguleux (transport court ou dépôt proximal).

Par ailleurs, la teneur en carbonates ($CaCO_3$) et les valeurs de pH témoignent de conditions chimiques variables dans le milieu de dépôt, révélatrices d'influences marines par endroits, et continentales ou subaériennes dans d'autres. Ces données apportent un éclairage précieux sur l'évolution paléoclimatique du bassin, suggérant l'alternance de périodes plus humides (favorisant l'altération et la sédimentation fine) et plus sèches (associées aux dépôts gréseux massifs et aux croûtes carbonatées).

Sur le plan tectonique, la région est le siège d'une structuration polyphasée, avec des influences combinées de la phase atlasique (compression NNW-SSE), de distensions néogènes, et de mouvements récents ayant donné naissance à des fossés d'effondrement, à l'activité diapirique et à des plis étroits affectant les séries miocènes.

Ces déformations ont joué un rôle fondamental dans le contrôle de l'espace d'accommodation, la répartition des faciès, et la migration des eaux souterraines dans les aquifères du Mio-Quaternaire.

En définitive, cette étude stratigraphique et sédimentologique de la région de – Tenoukla – met en évidence une évolution complexe du bassin sédimentaire, marquée par des interactions étroites entre les processus sédimentaires, les mouvements tectoniques, et les changements climatiques à l'échelle locale et régionale.

1. **Bessedik, M.; Belkebir, L., Mansour, B., (2002),** Révision de l'âge Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie): conséquences biostratigraphique et géodynamique. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, 11:167186.
2. **Bignot.G.,(1988) :** Micropaléontologie. Edition Dunod. pp. 193.201.
3. **Blés J.L., (1969).**contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (Sud Est constantinois, Algérie).les microfractures et leurs relatioins avec les failles et les plis.Pub.Serv. Carte géol. Algérie, N.S.,30,p.7-17.
4. **Bouchez. C., (2008)** :Rapport de sédimentologie : étude des milieux de dépôts. 13 p.
5. **Bourguignon,A.,Bellier,A.,Delpont. G., Chevrel S., (2007).** Spectrométrie pour la caractérisation minéralogique des minéraux argileux Application aux risques naturels. BRGM. 21p.
6. **Caillere S., Henin S. ET Rautureau M. (1982) -** Minéralogie des argiles. 1. Structures et propriétés physico-chimiques.INRA, Actualités scientifiques et agronomiques, 8, Masson édition, 2e éd., Paris, 184 p

7. **Caillese. S., & Hénin. S., (1982),** Minéralogie des argiles, classification et nomenclature Édition Masson
8. **Cailleux etTricart., (1963),** Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 369 p
9. **Chameley., (1971),** Sur les minéraux argileux des terrasses pléistocènes du confluent RhôneIsère. Quaternaire, Volume 11, Numéro 2. pp. 61 – 64.
10. **Cheel.R.J.,(2005):**Introduction to Clastic Sedimentology. 129 p.
11. **Chellat. S., 2009 -** « Paléoenvironnement des terrasses fluviatiles et alluvionnaires de l'Oued Mellègue et ses affluents (Oued Ksob): approche sédimentologique, stratigraphique et agnétique». Mémoire de magister (Université de Tébessa).
12. **Damnati. B., Maatouk. M., Meco. J., et Petit-Maire. N., (2005)** : Sédimentologie et minéralogie de la séquence Sédimentaire «mala» située a Lanzarote (iles canaries, Espagne) : les significations paléoclimatiques. pp179-185.
13. **Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Lees, J.A., Loveland, P.J., Maher, B.A., O'Grady, K., 1996**. Frequency dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophys. J. Int. 124, 228-240. **Débats autour du Quaternaire, disponible à l'adresse URL :** http://paleopolis.rediris.es/odin/gso/pdf/gso493txtQr.pdf .G.S.2008
14. **Debret.M., (2003) :** Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget : Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans. Mémoire Master 2 recherche Géosciences des milieux sédimentaires. 50 p.
15. **DEFAFLIA N. ,(2014) , A.DJERRAB** : Paléoenvironnement des formations quaternaires du site d'El Ma Labiod (Tébessa, Algérie): approches sédimentologique, stratigraphique et magnétique. Colloque international sur la géologie du Sahara. 3 - 5 décembre 2012. Université d'Ouargla.
16. **DEFAFLIA N. (2014)** : Cadre Stratigraphique et paléoenvironnemental des formations quaternaires de la région d'El Ma El Abiod (Tébessa, Algérie). Thèse en science, université de Tébessa.
17. **DEFAFLIA N. (2015) :** les propriétés des roches carbonatées de la région de Tébessa, (Algérie). 5th tunisian days of applied Geology-JTGA 2013, international conference on natural hazards and geomatics –ICNHG 2013, Hammamet, Tunisia,17-20 May 2013.
18. **DEFAFLIA N., (2015)** PALEOENVIRONNEMENT DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU SITE D'EL MA LABIOD (TEBESSA) : approches sedimontologique, STRATIGRAPHIQUE ET MAGNETIQUE. 3ème colloque international les géosciences au service du développement durable. Université de Tébessa.
19. **Durozoy, G., (1948)** Esquisse géologique proviso ire au 1/100000 de la region dé El Ma Labiod (inédit).
20. **Durozoy, G., (1956),** Geological Map of Algeria at 1/50 000 of Tebessa (n°206). Geolog. Map Serv. Of Algeria, Algiers
21. **Echchat. R., (2008) :** Étude stratigraphique, sédimentologique et micromorphologique de remplissage du pléistocène supérieur de la grotte tournal (bize-minervois, aude).Thèse docteur de l'université de perpignan. 213 p.
22. **Folk, P.L., Ward, W.C., (1957),** Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27, pp. 3-26.
23. **Hamimed M. et Kowalski W.M.,(2001).** Analyse sédimontologique et paléogéographie des sédiments miocènes (Langhien-Serravalien) des environs de Tébessa (Nord-Est de l'algérie). Bull. Serv. Géol. De l'algérie, Vol.12, n°1,pp.49-75
24. **Hamimed M. et Kowalski W.M.,Pharisat A.,(2001).**Analyses granulométriques et séquentielles du Tortonien inférieur du bassin d'EL Ma Labiod. Bull. Soc. Hist. Nat.
25. **Hamimed M., (2004) :** Étude sédimontologique et paléogéographie des sédiments miocènes au pays du Nord-Est de l'atlas saharien des confins Algéro-Tunisiens. Thèse de doctorat, l'université de Constantine, Algérie.
26. **Institut Géographique National,** Carte topographique d'El Malabiod, feuille 235 au 1/50 000.
27. **Kowalski, W. M., Pharisat, A., Hamimed, M., (1995),** Sedimentological analysis of Miocene sands around Tebessa (Algerian-Tunisian borders). Univ. Sci. Ann. of Fr-Comté, Besançon, Vol.4 (12), 45-54
28. **Leneuf. N., (1972) :** Aspects microscopiques de la surface de grains de quartz Du continental terminal de cote d'ivoire. pp. 53-65.
29. **Léveque, A., (1973),** Méthode de présentation des résultats de l' analyse granulométrique des sables en vue de leur interprétation pour les sols développés sur le socle granito-gneissique au Togo. Cah. ORSTOM, série pédol., vol. XI, n° 3/4, 1973 : pp 201-213.
30. **Miskovsky, J.C., (2002),** Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire. Paris, Géopré, Presses universitaires de Perpignan. 1519 p.
31. **Rhoujjati.A.,(2007):**Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques depuis 21.000 ans 14C dans le Moyen Atlas marocain : les lacs Ifrah et Iffer. Thèse de doctorat d'état es sciences, université chouaib doukkali faculté des sciences el Jadida. 186 p.
32. **RIBAULT L., (1975)** : l'exoscopie .Méthode et applications. C.F.P, Notes et mém. n°12, Paris 239 p.456 fig.
33. **RIBAULT L., (1977) :** l'exoscopie des quartz. Paris, Masson Ed., 150p.
34. **Rivière, A**., (1977), Méthodes granulométriques, technique et interprétation. Edition Masson. 170p.
35. **Robert M. (1975),** Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide de rayons X. Annales Agronomiques. 26, 4, pp. 363-399
36. **ROGARIA A , 2004**_carte geologique de la region d'EL Ma EL Abiod
37. **Verger, F., (1963),** Les techniques d'analyse granulométrique. Mémoires et documents, tome IX, fasc. 1,

CNRS, 64 p
38. **Zerdazi A., (1990).** Etude gravimétrique de la mole d'Ain M' Lila et de l'Atlas Saharien septentrionale orientale (Nord-Est) de l'Algérie. Thèse Doc.Sci.Univ. Lausanne, Fac.Sc Geopys. 227p. Lausanne, Suisse