

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET DES  
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



## Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers  
Filière : Géologie  
Spécialité : Géologie de Bassins Sédimentaires

### THEME

**Modélisation et mise en évidence des structures diapirique  
au Nord Sahara Algérien (cas du rocher de sel- Djelfa et El  
Outaya)**

Présenté par

**M. REBBOUH Anas**

*Soutenu publiquement le 25/06/2018*

**Devant le jury :**

<b>Président :</b>	M. Rémita abdelatif	M. A. A Univ. Ouargla
<b>Promoteur :</b>	Dr. Melaouh Oualid	M. C. B Univ. Ouargla
<b>Examineur :</b>	M. Guerradi Houcine	M. C. B Univ. Ouargla

**Année Universitaire : 2017 /2018**

## الملخص

تقع مناطق الدراسة في الجزء الشمالي الشرقي والوسط للصحراء الجزائرية (لوطاية والجلفة)، تتميز هذه المناطق برواسب ذات كثافة خفيفة جدا وأحواض تتجه شمال شرق- جنوب غرب وشبكة كثيفة من الصدوع اتجاهاها الرئيسي شمال غرب- جنوب شرق، شمال شرق- جنوب غرب شرق وشمال جنوب، مرتبطة أو مؤثرة في مختلف هذه الهياكل.

الأحواض الترياسية في منطقة الدراسة خضعت لتطور هام مراقب بعوامل الديناميكية الارضية التي سادت طوال تشكل الحوض، هذه العوامل ناتجة عن تحرك المواد الترياسية.

الاهتمام بالدراسة الجو فيزيائية للديابير هو نتيجة لاكتشافات عديدة للبتروول مرتبطة بهذا النوع من النشاط.

كلمات المفتاح: لوطاية، الجلفة، الديابير، الدراسة الجيوفيزيائية، الاحواض الترياسية.

## RESUMÉ

Les zones d'étude sont situées dans la partie nord-est et centrale du Sahara algérien (l'Outaya et Djelfa), caractérisées par des sédiments de très faible densité, les bassins nord-est sud-ouest sont caractérisé par réseau dense de fissures, principalement nord-ouest-sud-est, nord-ouest Influente dans ces différentes structures.

Les bassins triasiques de la zone d'étude ont subi une évolution importante, contrôlée par les facteurs de dynamique terrestre qui ont prévalu tout au long de la formation du bassin, ces facteurs étant le résultat du mouvement des matériaux triasiques.

L'étude géophysique réalisé à pour but la caractérisation géomorphologiques des structures diapirique au Nord du Sahara Algérien, souvent mal connues.

Mots-Clés : l'Outaya, Djelfa, Diapirs, étude géophysique, Les bassins triasiques.

## ABSTRACT

The study areas are located in the north-eastern and central part of the Algerian Sahara (l'Outaya and Djelfa). These areas are characterized by very low density sediments, the northeast-southwest basins, and a dense network of fissures, mainly north-west-southeast, northeast-southwest, Influential in these various structures.

The Triassic basins in the study area underwent an important evolution monitored by the earth dynamics factors that prevailed throughout the formation of the basin. These factors are the result of the movement of the Triassic materials.

The purpose of the geophysical study is the geomorphologic characterization of diapiric structures localized in the Algerian Sahara, which are often poorly understood.

Keywords : l'Outaya, Djelfa, diapirs, the geophysical study, The Triassic basins.

# Dédicace

je dédie ce travail à :

Mes très chers parents Takia et Miloud pour leurs sacrifices et leurs encouragements durant toutes mes études sans oublier ma grandmère Zina.

Mon frère haïthem

Mes sœurs

Tous Mes amis

Toute la famille Rebbouh

Ainsi qu'à tous les étudiants de ma promotion.

Anas

# REMERCIEMENS

Nous voudrions remercier, en premier ALLAH, de m'avoir donné la puissance et la force pour achever mon travail.

Qu'il me soit permis avant toute chose d'exprimer ma reconnaissance envers toutes les personnes

qui de près ou de loin m'ont soutenu dans mes efforts et ont contribué ainsi à la réalisation de ce mémoire.

Nous remercions chaleureusement mes parents qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire qu'ils trouvent ici l'expression de notre profonde gratitude

et respect. Toute mes infinie gratitude va à Mon promoteur, **MELOUAH Oualid** pour son encadrement et ses conseils précieux et tous les enseignants du Département des sciences de la Terre et de l'Univers.

# SOMMAIRE

**Dédicace**

**Remerciements**

**Introduction general**

## **Chapitre I: Généralitéssur le diapirisme salifère**

Généralitéssur le diapirisme salifère.....	3
1. Introduction.....	3
2. Aperçu sur les époques salifères en Algérie .....	3
3. Définition du diapir de sel.....	3
4. Facteur déclencheur des diapirs .....	3
4.1. La densité .....	3
4.2. Extension régionale .....	4
5. Etapes de formation du diapir .....	6
7. Zonalité d'un diapir et formation d'un cap-rock.....	7
8. Méthode et technique d'étude.....	8
9. Extension dans le Sahara Algérien .....	9
9.1. Diapir de l'Outaya.....	9
9.2. Rocher de sel de Djelfa .....	10

## **Chapitre II: Généralités sur la gravimétrie**

Généralités sur la gravimétrie.....	11
1-Rappels théoriques.....	11
1-1-Principe de la méthode gravimétrique .....	11
1-2-Signification de l'anomalie de Bouguer .....	11
2-Généralité sur les cartes gravimétriques.....	12
2-1-La carte de l'anomalie résiduelle .....	12
2-2-Gravimétrie internationale (BGI): .....	13
-3-Interprétation des données gravimétriques.....	13
3-Evolution des techniques d'interprétation .....	14
3-3- La carte structural.....	15

## **Chapitre III : Géologie et hydrogéologie de la zone d'étude Diapirs de l'Outaya**

Diapirs de l'Outaya.....	16
Présentation.....	16
Cadre géologique régional .....	16
Le Mésozoïque .....	17
Le Trias .....	17
2.1.2. Le Jurassique .....	19
a. Le Lias .....	19
b- l'Hauterivien.....	20

c- le Barrémien.....	20
d- L’Aptien.....	20
e- L’Albien.....	20
B. Le Crétacé supérieur .....	21
Le Tertiaire.....	23
Le Paléogène (ou Nummulitique) .....	23
A- Eocène inférieur et moyen.....	23
B- Eocène supérieur.....	23
Le Néogène .....	23
B- Le Miocène continental.....	24
C- Le Pliocène.....	24
2.1.3. Le Crétacé .....	25
- Le Crétacé inférieur.....	25
- Le Valanginien.....	25
3. Géologie locale .....	26
Lithostratigraphie .....	26
Le Trias .....	26
3.1.2. Jurassique .....	28
A. Jurassique inférieur et moyen .....	28
B. Le Jurassique supérieur.....	28
3.1.3. Le crétacé .....	28
A. Le crétacé inférieur .....	28
B. Le crétacé supérieur .....	28
Le Paléogène .....	29
Miocène.....	29
3.1.6 Le Pliocène.....	29
3.1.7. Le Quaternaire.....	29
4. Corrélations N - S dans le bassin d’El Outaya.....	31
5. Tectonique : .....	35
6. Géologie de diapir de sel de l’Outaya.....	36
6.1. Age de dépôt.....	36
6.2. Age de mise en place.....	36
6.3. Mécanismes de mise en place .....	36
7. Hydrogéologie.....	37
7.1. Réseau hydrographique:.....	37
7.2. Hydrogéologie.....	39
8. les formations aquifères à nappe libre, semi libre à semicaptive .....	39
9. les formations aquifères captives:.....	40
La Rocher de Sel.....	41
1 Introduction.....	41
2 Description lithologique des formations :.....	41
2.1 Trias.....	41
2.2 Cretace.....	42
2.4 Quaternaire .....	45
3 Hydrogeologie et Stratigraphie :.....	46
3.1 Formations perméables : .....	46
3.2 Formations imperméables : .....	46
4.Tectonique.....	47
4.1 La partie centrale (axiale) :.....	47
4.2 Les flancs Nord et Sud du synclinal :.....	48

## **Chapitre IV : Application des méthodes du champ de potentiel à la zone d'étude**

Diapir de l'Outaya.....	50
1-séparation des anomalies résiduelle et régionale.....	50
2-Réalisation des cartes du gradient horizontal .....	52
3-Carte des solutions d'Euler :.....	54
3-1- Choix des paramètres de la déconvolution .....	54
3-2- Analyse structurale .....	56
La Rocher de sel (Djelfa).....	57
1-Séparation des anomalies gravimétriques.....	57
2-Réalisation des cartes du gradient horizontal .....	58
3-Carte des solutions d'Euler :.....	60
3-1- Choix des paramètres de la déconvolution .....	60
3-2- Analyse structurale .....	61

## **Chapitre V: Modélisation 2D et extension souterraines des diapirs**

1- Objectif de la modélisation 2D.....	63
1-1 Choix des profils.....	63
1-2 Technique de modélisation.....	63
a-Région d'El Outaya (Biskra).....	64
b-rocher de sel (Djelfa) .....	65
1-3- Estimation de la densité des formations .....	65
Résultats et interprétation .....	68
Influence du phénomène sur les structures environnantes.....	71

Conclusion .....	72
------------------	----

References bibliographiques

Planches photographiques

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1:</b> Effet du taux d'extension et de la viscosité de la couche source sur la structure du style du graben. (A) la vitesse de l'extension comprime le fluide au-dessous du graben. (B) une extension lente permet au fluide de monter réactivement au-dessous du graben (d'après B.Vendeville 1992a).....	5
<b>Figure 2:</b> Trois modes de percement pour les diapirs salifères(en bleu) et leurs caractéristiques. a)réactif, b) actif et c)passif. P, V et B sont respectivement la tension provoquée par la pression du sel, la viscosité du sel et l'intensité de la fragilité de la couverture (d'après Jackson et al.1994).....	5
<b>Figure 3:</b> Schémas montrant les étapes de formation d'un diapir salifère. (A.B.C.D). (Boutine, 2013).....	6
<b>Figure 4:</b> Schémas montrant les formes typiques des diapirs (d'après T.Christpher et al, (1987).....	7
<b>Figure 5:</b> Disposition des différentes zones minéralogiques d'un Cap-rock (D'après Posey, 1988, modifiée).....	8
<b>Figure 6:</b> Situation géographique du diapir de l'Outaya ou Dj. El-Melah (Google Earth, 2018) .....	9
<b>Figure 7:</b> Situation géographique du rocher de sel de Djelfa (Google Earth, 2018).....	10
<b>Figure 8:</b> carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude (l'Outaya).....	12
<b>Figure 9:</b> carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude (Djelfa).....	13
<b>Figure 10:</b> Carte géologique du bassin d'El Outaya dessinée d'après les travaux de Laffitte et de Guiraud ; modifiée (Chebbah, 2007) ).....	16
<b>Figure 11:</b> Diapir de Sel d'El-Outaya (Brinis., 2003) (D'après Cartes hydrogéologique ANRH 1980) ).....	19
<b>Figure 12:</b> Logs lithostratigraphiques des aurès et de la plateforme saharienne. D'après Cornet (Chabour, 2006).....	21
<b>Figure 13:</b> Coupe lithostratigraphique type du Néogène (Chabbah, 2007) .....	26
<b>Figure 14:</b> extrait de cart geologie de EL-Kantara .....	27



<b>Figure 15:</b> coupe AB sur la cart géologique d'El-Kantara 1/50000 (Bouttine, 2013) .....	27
<b>Figure 16:</b> Log litho – stratigraphique synthétique de la région d'étude (Chebbah, 2007).....	31
<b>Figure 17:</b> Coupes géologiques de la plaine d'El-Outaya (Chebbah, 2007) .....	33
<b>Figure 18:</b> Corrélation N- S dans le secteur oriental du bassin d'El Outaya ).....	34
<b>Figure 19:</b> Schéma structural du nord-ouest de Biskra (Guiraud, 1990).....	35
<b>Figure 20:</b> Réseau hydrographique (FRHANI, 2003).....	37
<b>Figure 21:</b> Coupes hydrogéologique schématique de la région de Biskra. (Extrait de 1/200.000). (Brinis. 2011)la carte hydrogéologique de BISKRA.....	40
<b>Figure 22:</b> Géologie de la région d'étude à partir de l'extrait de la carte géologique de Djelfa.....	42
<b>Figure 23:</b> Coupes géologiques traversant la région d'étude (réalisées a partir de la carte géologique et topographique de Djelfa-1/200000-) (Rahmani, 2016).....	43
<b>Figure 24:</b> Log stratigraphique synthétique du Synclinal de Djelfa. (Article : Chibane B, Boutaleb A, Lacroix M (2010), modifié) (Rahmani, 2016).....	47
<b>Figure 25:</b> Schéma tectonique du monts des Ouled Nail et bassin des Zahrez (D'après G. CORNET 1952, complété par J. TRAYSAC 1981).....	49
<b>Figure 26:</b> carte des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1.....	50
<b>Figure 27 :</b> Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pendages (b). (Vanié et al ,2005).....	52
<b>Figure 28:</b> Carte du Gradient horizontal.....	53
<b>Figure 29:</b> migration des maximas du gradient horizontal en fonction des hauteurs du prolongement .....	54
<b>Figure 30:</b> Accidents tectoniques (failles verticales) obtenus sur la Carte du Gradient horizontal.....	55
<b>Figure 31:</b> Gradient horizontal des données gravimétriques prolongé vers le haut à 3km.....	55

<b>Figure 32:</b> Rosace des linéaments obtenus par campagne de terrain sur une partie de la zone d'étude ).....	56
<b>Figure 33:</b> carte des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1.....	57
<b>Figure 34:</b> Carte du Gradient horizontal.....	59
<b>Figure 35:</b> migration des maximas du gradient horizontal en fonction des hauteurs du prolongement.....	59
<b>Figure 36:</b> Accidents tectoniques (failles verticales) obtenus sur la Carte du Gradient horizontal.....	61
<b>Figure 37:</b> Rosace des linéaments obtenus par campagne de terrain sur une partie de la zone d'étude).....	61
<b>Figure 38:</b> Profil 1 géologique interprétative.....	64
<b>Figure 39:</b> Profil 2 géologique interprétative.....	65
<b>Figure 40:</b> Profil 1 géologique interprétative.....	65

## LISTE DES PHOTOS

<b>Photo1</b> : Vue panoramique de l’affleurement triasique de Djebel El Melah.....	18
<b>Photo 2</b> : Associations des cristaux de gypse transparent formant des agrégats .....	18
<b>Photo 3</b> : les argiles rouge et les gypses triasiques.....	18
<b>Photo 4</b> position contact anormal (créacé) avec le diapir de sel.....	19
<b>Photo 5</b> : Compagne de recensement des fractures et des dolines sur terrain.....	62
<b>Photo 6</b> : le contact inormal avec Dj-El Melah d'El Outaya.....	70
<b>Photo 7</b> : le contact inormal avec Rocher de sel Djelfa.....	70
<b>Photo 8</b> : l'accident N74 E de Dj-El Melah d'El Outaya.....	71

# LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1:</b> Densité des roches ( bouttine ,2013).....	4
<b>Tableau 2:</b> Récapitulatif des anomalies gravimétriques.....	57
<b>Tableau 3:</b> Récapitulatif des anomalies gravimétriques.....	66
<b>Tableau 4:</b> Valeurs de densités de quelques formation.....	66
<b>Tableau 5:</b> Densité des calcaires aptiens dans la région de Dj El-Melah.....	66
<b>Tableau 6:</b> Densité des marnes (d'après des échantillons prélevés en surface).....	66
<b>Tableau 7:</b> Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface).....	66
<b>Tableau 8:</b> Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface).....	67
<b>Tableau 9:</b> Les différentes gammes de densité des Dj El-Melah.....	67

**INTRODUCTION**  
**GENERALE**

## **I. Introduction :**

La connaissance de la structure de la terre est faite à partir d'observations directes par la géologie ou à partir de l'étude des phénomènes physiques affectant la Terre, c'est le domaine du géophysicien.

La géophysique est la science qui utilise les principes de la Physique à l'étude de la Terre. Elle utilise des techniques d'investigation du sous-sol reposant sur la mesure des différentes propriétés physiques de celui-ci. L'analyse des résultats des mesures révèle comment varient verticalement et latéralement les propriétés physiques à l'intérieur du globe terrestre.

A travers ce travail, nous essayons d'apporter l'appui des techniques avancées du traitement gravimétrique à la détermination de la structures des diapirs dans la région Nord du Sahara Algérien ainsi que l'élaboration des cartes structurales à partir des résultats du gradient horizontal et la deconvolution d'Euler appliqué aux données gravimétriques.

Le texte qui traduit l'ensemble de cette étude s'articulera donc sur plusieurs chapitres:

**1. Le premier chapitre** est consacré à Pour l'étude générale sur **le phénomène de Diapir** et la présentation des zones d'étude

**2. Le deuxième chapitre** est consacré à Pour l'étude **généralités sur la gravimétrie**.

**3. Le troisième chapitre** est réservé à **la géologie**. Dans ce chapitre on a présenté dans un premier temps le cadre lithostratigraphique et décrit les principaux traits structuraux résultant des mouvements tectoniques que la région a subis durant son évolution et structurale et hydrogéologie.

**4. Le quatrième chapitre** est réservé à **la gravimétrie**, où l'on a relaté après un aperçu théorique sur la méthode gravimétrique, l'acquisition des données, la densité des formations géologiques. Puis on a essayé de donner une interprétation gravifique des cartes gravimétriques établies à partir des données de terrain mises à notre disposition, et d'esquisser à partir de quelques profils menés, un modèle donnant une idée sur la profondeur et la masse des structures profondes.

**5. Dans le cinquième et dernier chapitre "Schéma structural interprétatif" ou "Modélisation 2D et extension souterraines des diapirs"**, on a dressé un schéma structural interprétatif sur la base de l'ensemble des résultats obtenus de la géophysique et de la géologie.

# **Chapitre I**

## **Généralités sur le diapirisme**

## **Généralité sur le diapirisme salifère**

### **1. Introduction**

Les caractéristiques physiques des évaporites ( densité ,plasticité et basse viscosité ) ont permis aux quantités des sels précipités pendant le précambrien, le permien, et durant le trias de réapparaître à la surface par le phénomène de Halocénèse. La différence de la plupart des roches sédimentaires, le sel qui a une basse viscosité lui permet de se déformer sous des basses températures et sous un bas taux de déviateur de contrainte. Le changement de ces conditions (densité et contrainte) permet au sel de se fluer vers le haut sous forme des diapirs.

### **2. Aperçu sur les époques salifères en Algérie**

En Algérie, quatre époques salifères importantes et d'intensité décroissante ont pu être mises en évidence :

- Une époque salifère triasique.
- Une époque salifère sénonienne.
- Une époque salifère nummulitique (paléogène).
- Une époque salifère plio-quadernaire.

### **3. Définition du diapir de sel**

Est un corps géologique de forme kilométrique, cylindrique ayant des racines très profondes. Il est composé par des formations évaporitiques en particulier les sels et les anhydrites qui sont précipités en grandes profondeurs et leur apparition à la surface ou en sub-surface sous l'effet de leur faible densité et pression par le phénomène de halocénèse.

### **4. Facteur déclencheur des diapirs**

#### **4.1. La densité**

Les formations diapiriques sont caractérisées par des densités variables selon leur genèse et la nature de la roche, le tableau suivant illustre quelques ordres de grandeur des densités attribuées aux formations diapiriques.



Tab. 1. Densité des roches (bouttine, 2013)

	ROCHES ET MINERAUX	DENSITES		DENSITES MOYENNES
		DE	DA	
EVAPORITES	ANHYDRITES	2.82	2.93	2.88
	GYPSES	2.30	2.33	2.32
	HALITES	2.10	2.2.	2.15
ROCHES	CALCAIRES	1.7	2.80	2.3
	ARGILES	1.3	2.40	1.9
	ALLUVIONS	1.5	1.60	1.55

Les évaporites sont associées aux roches sédimentaires, les calcaires, les argiles, les alluvions et d'autres roches. La remonté des évaporites et due au déséquilibre de densité à des profondeurs importantes. La densité des roches sédimentaires augmente en fonction de leur compaction, en fonction de la profondeur.

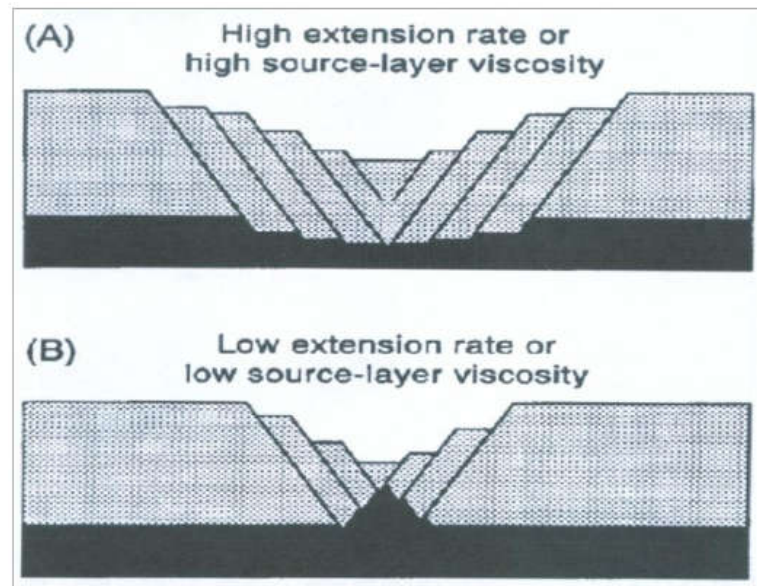
#### 4.2. Extention régionale

Les grabens des diapirs sont généralement attribués au retrait ou à la dissolution des sels.

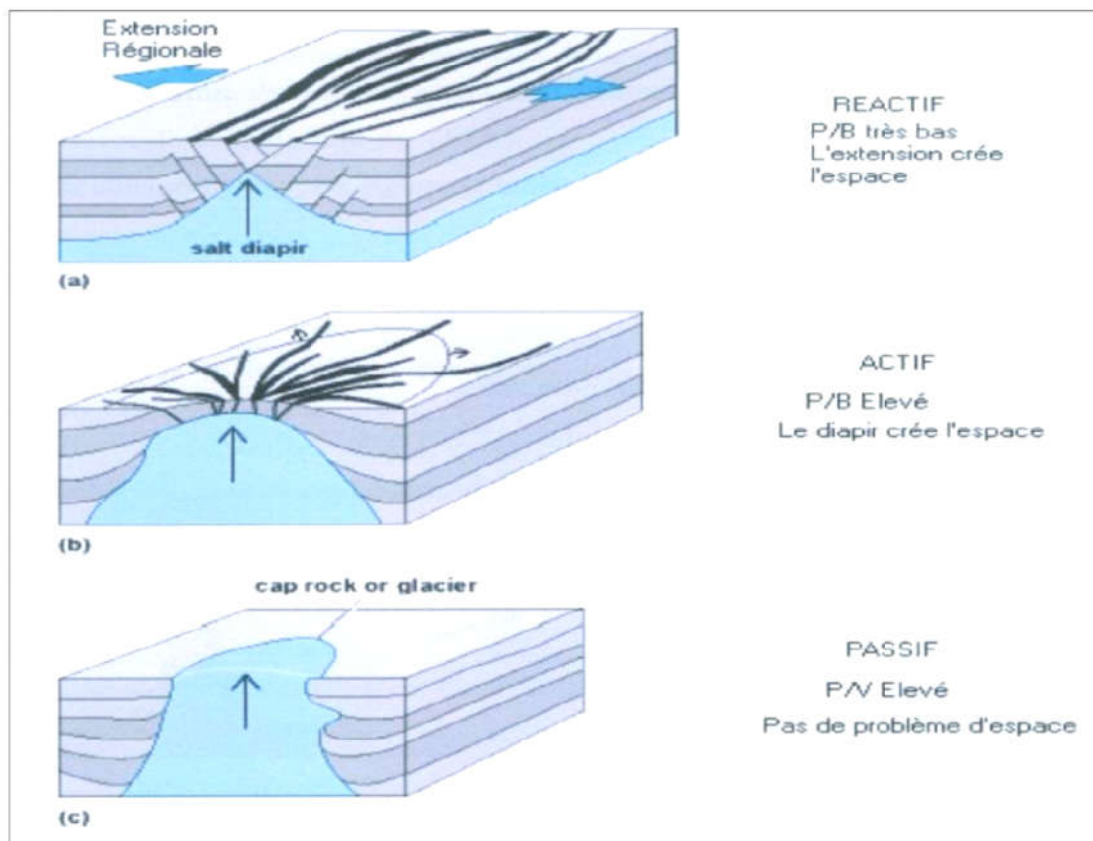
Récemment on a montré (vendevill, 1992 a in bouttine, 2013) que la plupart des grabens ou demi grabens au- dessus des diapirs sont formés pendant l'extension régionale . Ces conclusions sont soutenues par la modélisation dynamique, le raisonnement théorique et des observations sur sections sismiques (in D. Boubaya, 2006).

La montée des sels est une réaction remplissant le vides en exploitant le décalage des blocs de failles provoqué par l'extention des terrains. L'espace entre les plans des failles augmente sous la pression des sels remontés.

Pendant le stad actif, la couverture sédimentaire s'amincit et et le sel se flue vers le haut et en arrivant à la surface de la terre, il se déborde en donnant naissance à an glacier de sel. Cette étapee correspond à un diapirisme (**figure 2**) (Bouttine, 2013).



**Figure 1:** Effet du taux d’extension et de la viscosité de la couche source sur la structure du style du graben. (A) la vitesse de l’extension comprime le fluide au-dessous du graben. (B) une extension lente permet au fluide de monter réactivement au-dessous du graben (d’après B.Vendeville 1992a).



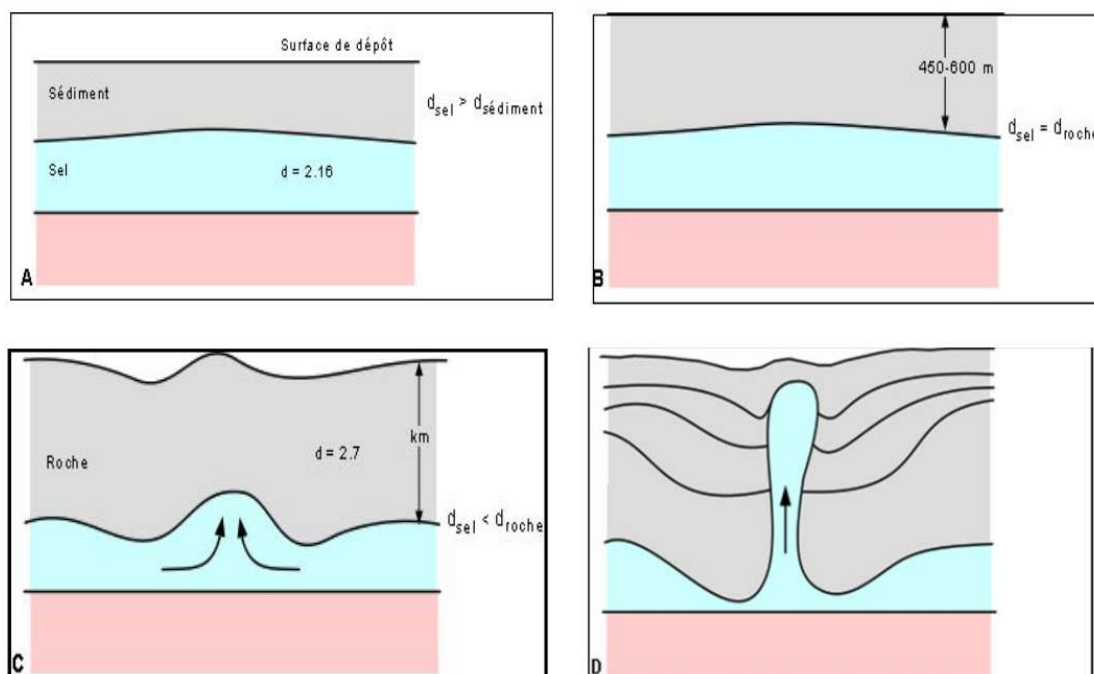
**Figure 2:** Trois modes de percement pour les diapirs salifères(en bleu) et leurs caractéristiques. a)réactif, b) actif et c)passif. P, V et B sont respectivement la tension provoquée par la pression du sel, la viscosité du sel et l’intensité de la fragilité de la couverture (d’après Jackson et al.1994).

## 5. Etapes de formation du diapir

Le diapir peut commencer dès le dépôt d'une couverture sédimentaire qui sera suffisant pour la création du diapir ou halocénese qui dépend aussi des modalités de la subsidence. L'étude géologique des bassins salifères montre que l'halocénese démarre lorsqu'une couche de sel épaisse de 300 m au moins est enfouie sous une couverture de 1000 m au moins, d'après plusieurs autres. Les schémas expliquent la formation d'un diapir salifère. Une couche de sel d'une centaine de mètres se dépose d'autres dépôts de différente nature. Les dépôts s'empilent avec le temps et se compactent, leur densité au début sera inférieure à celle du sel, et cela avant leur compaction.

L'empilement continu avec le temps et il en forme une couche de plus en plus épaisse au-dessus du sel (schéma B).

Durant leur compaction, ils se transforment en roche sédimentaire leur densité augmente. Quand l'épaisseur de la couche recouvrant le sel arrive à quelques milliers de mètres, en raison de la compaction, la densité de la couverture augmente et devient supérieure à celle de sel. Les sels en raison de leur plasticité, pour rééquilibrer les densités épaisse au-dessus du sel donne une forme diapirique (schéma D).



**Figure3:**Schémas montrant les étapes de formation d'un diapir salifère. (A.B.C.D).

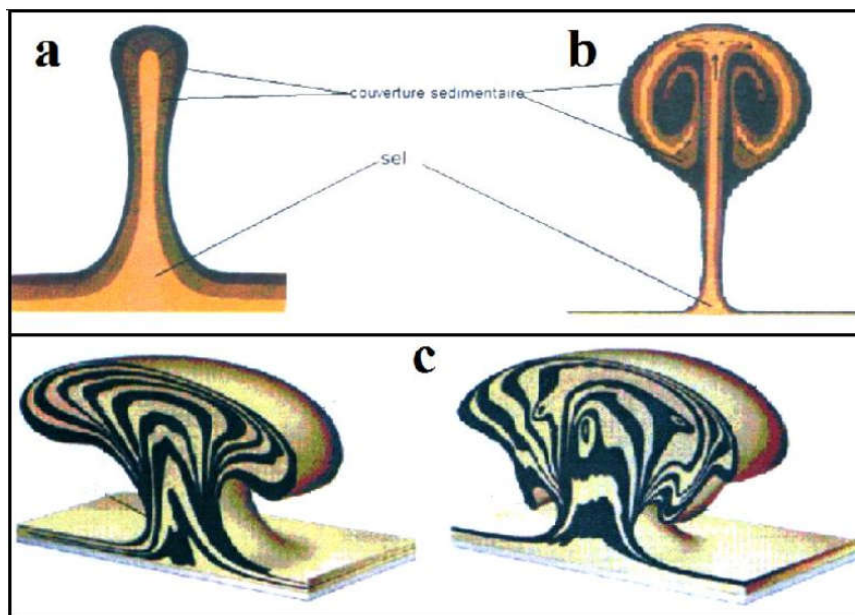
(Boutine, 2013)

Selon les auteurs les formes des diapirs salifères sont liées à la nature des terrains, c'est-à-dire tout dépend de la rigidité des terrains traversés par le sel, et les différentes formes résultantes sont donc dues à la nature des terrains, tendres ou rigides.

Dans ce sens les auteurs confirme l'existence de trois formes typiques de bulbes dues à la remontée du sel.

1. En forme de doigt de gant : si la couverture des sels est moins dure que les sels (**fig. 4a**).
2. En forme de ballon (sphérique) : si la couverture est plus rigide que les sels (**fig. 4b**).
3. Sous forme de champignon : si les sels ont la même viscosité que la couverture (**fig. 4c**).

Ces trois types de formes peuvent se développer en profondeur avant que le diapir rencontre une limite supérieure.



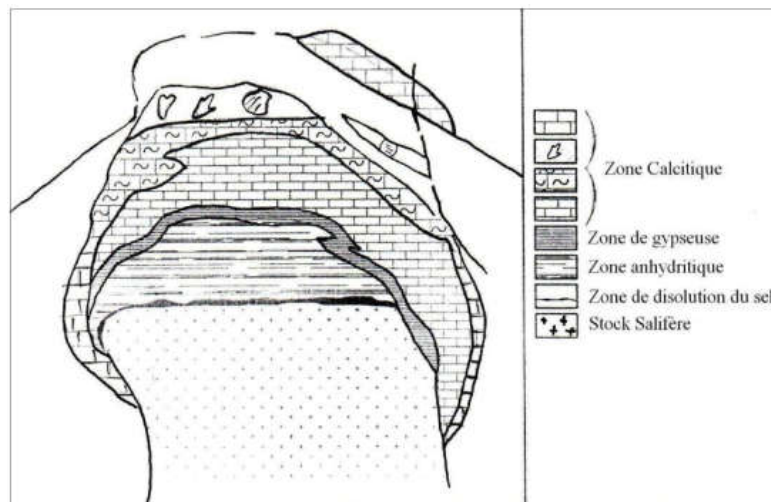
**Figure 4:** Schémas montrant les formes typiques des diapirs (d'après T.Christpher et al, (1987)

### 7. Zonalité d'un diapir et formation d'un cap-rock

Aux Etats Unis les diapirs salifères de la Gulf Coast sont généralement surmontés par une formation résiduelle appelée "cap-rocks" qui résulte de la dissolution du piston salifère.

Ce cap-rock est composé d'une zone anhydritique, d'une zone gypseuse et d'une zone calcitique.

Pratiquement tous les caps-rocks contiennent une zone anhydritique, mais la zone gypseuse et calcitique peuvent ou ne pas être présentes. Les différents stades de formation d'un cap-rock et des concentrations minérales associées, se résument dans la (fig. 5).



**Figure 5:**Disposition des différentes zones minéralogiques d'un Cap-rock  
(D'après Posey, 1988, modifiée)

## 8. Méthode et technique d'étude

Le présent mémoire rentre dans le cadre de la préparation du diplôme master 2 d'état en géologie de bassins sédimentaires.

Il nous a été proposé une « étude géologique et géophysique du diapir de (l'Outaya) et rocher de sel (Djelfa).

Dans ce mémoire un plan de travail a été adopté :

- La préparation de ce travail à nécessité un stage de terrain à l'Outaya et Djelfa, et des différentes analyses aux laboratoire.
- Les travaux de terrain ont consisté à l'étude des différentes formations affleurant dans la zone d'étude et aussi la réalisation des coupes géologiques ; un échantillonnage dans les diverses formations qui affleurent dans la zone d'étude.
- Les travaux de laboratoire ont consisté à l'analyse de densité de la roche.
- la modélisation 2d à les éléments structural de la région.

## 9. Extension dans le Sahara Algérien

le matériel triasique dans la région Nord-Est Sahara Algérien (l'Outaya, Djelfa) connue sous l'appellation de "zone des diapirs", reste jusqu'à présent un dilemme pour plusieurs auteurs dont les travaux se sont succédés principalement cette dernière décennie.

Un des buts de cette étude consiste à caractériser à l'appui de la géologie de surface et étude gravimétrique les structures significatives majeures des zones des diapirs.

### 9.1. Diapir de l'Outaya

-Situation géographique d'Outaya

La plaine de l'Outaya est située à 25 km au Nord-Nord-Ouest du chef-lieu de la wilaya de Biskra. Elle comprend cinq communes : El Outaya, El Kantara, Djemourah, Branis et AïnZatout dont les coordonnées:

latitude Nord 33°21' à 35°03' / longitude Est 4° 46' 13" à 6°9'38".

Le diapir de l'Outaya (dj. el-melah) se situe au nord-ouest de Biskra et à 07 km au nord-est de ville de l'Outaya. Il appartient d'une part dans la partie ouest du massif montagneux de l'Aurès et d'autre part à la terminaison Est de la plaine de l'Outaya.



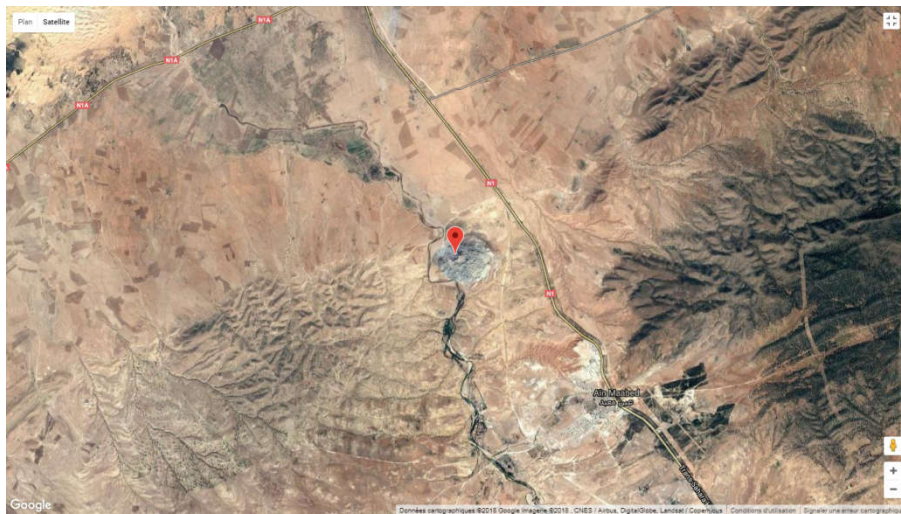
**Figure 6:** Situation géographique du diapir de l'Outaya ou dj. el-melah  
(Google Earth, 2018)

## 9.2. Rocher de sel de Djelfa

-Situation géographique d'Outaya

Coordonnées géographiques : E 3°6' / N 34°50'

Le Rocher de Sel est situé sur la route d'Alger à Djelfa, à 25 km au nord de Djelfa. Il s'agit d'un pointement triasique (diapir) constitué essentiellement de sel gemme. C'est une véritable montagne de sel de 1500 m de diamètre. Les falaises, constituées de sel gemme, ont des abrupts qui peuvent atteindre 100 m.



**Figure 7:** Situation géographique du rocher de sel de Djelfa (Google Earth, 2018)

## **Chapitre II**

### **Généralités sur la gravimétrie**





## Généralités sur la gravimétrie

### 1-Rappels théoriques

#### 1-1-Principe de la méthode gravimétrique

La gravimétrie est une méthode géophysique qui cherche à déterminer d'après les perturbations du champ de la pesanteur en différents points de la surface du sol, la répartition probable, dans le sous-sol, des divers types de roches caractérisées par leur densité. Cette méthode est une technique qui mesure les variations spatio-temporelle terrestre liées à la distribution des masses au sein de la Terre, à proximité de la surface, voire en surface. La détermination des anomalies de densité dans le sous-sol. peut être mesurée par des levés gravimétriques, en utilisant des instruments extrêmement sensibles (gravimètres).

#### 1-2-Signification de l'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer constitue la réponse gravimétrique causée par les hétérogénéités de densité du sous-sol. L'interprétation se fait donc à partir de celle-ci. Elle est donnée par

$$\Delta g_s = \Delta g_{\text{observée}} \pm \text{les 5 corrections}$$

Ou les corrections sont :

1. Correction de dérivé de l'appareil et des marées ;
2. Correction de latitude  $\Delta L = 8.1669 \cdot 10^{-4} \sin 2\theta$  mGal ;
3. Correction d'altitude  $\Delta h = 0.3086 h$  mGal
4. Correction de plateau  $\Delta_B = - 0.04191 \rho g h$  mGal
5. Correction de terrain  $\Delta T$

Et où  $h$  est en mètre et positif si la station est au-dessus du référentiel et négatif dessous, et

$$\Delta g_{\text{observée}} = g_{\text{observée}} - g_{\text{réf.}}$$

Si pour un niveau  $z$  de référence,  $g$  observée en  $x$ ,  $y$  et  $z$  sont rendues comparables à  $g_{\text{réf}}$  calculée sur l'ellipsoïde de référence en  $(x, y, z = 0)$  grâce aux corrections. On en conclut donc que  $g_{\text{observée}}$  a été réduite au niveau de l'ellipsoïde.

En fait, il faudrait plutôt écrire

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} - (g_{\text{réf}} \pm \Delta g)$$

Au point  $(x, y, z)$ , on peut faire correspondre un point  $(x, y, 0)$  sur l'ellipsoïde où la gravité Normale vaut  $g_{\text{réf}}$ . En effet,  $g_{\text{observée}}$  et  $g_{\text{réf}}$  ne sont pas comparables car  $(x, y, z)$  et  $(x, y, 0)$  ne sont pas à la même altitude ni affectés du même relief. On fait donc subir à  $g_{\text{réf}}$  les corrections nécessaires pour l'emmener dans la position désirée et nous permettre de disposer d'une valeur théorique convenable de  $g$  en  $(x, y, z)$ . L'anomalie de Bouguer est donc attachée au point  $(x, y, z)$  et non pas au point  $(x, y, 0)$  comme on tend à le croire (Melouah, 2012).

2-Généralité sur les cartes gravimétriques

2-1-La carte de l'anomalie résiduelle

La carte des anomalies résiduelle est la carte obtenu après la soustraction de l’anomalie régionale, plusieurs techniques sont utilisé pour effectuer la séparation ,cette carte permet de déterminé la localisation des formations dense qui cause généralement des anomalies positifs dans le signal gravimétrique par contre les formations moins dense et à forte épaisseur se manifeste par des signaux négatifs, d’une manière générale la carte des anomalies résiduelles permet d’avoir une idée sur la distribution des densités dans les milieux géologiques et permet donc de localisé les grandes structures.

$$\text{Anomalie résiduelle} = \text{Anomalie de Bouguer corrigé} - \text{Anomalie régionale}$$

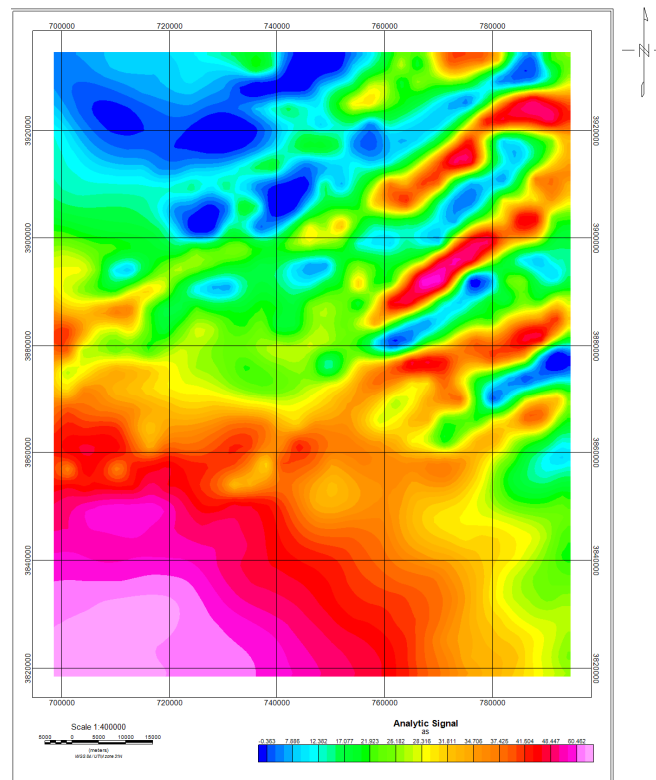
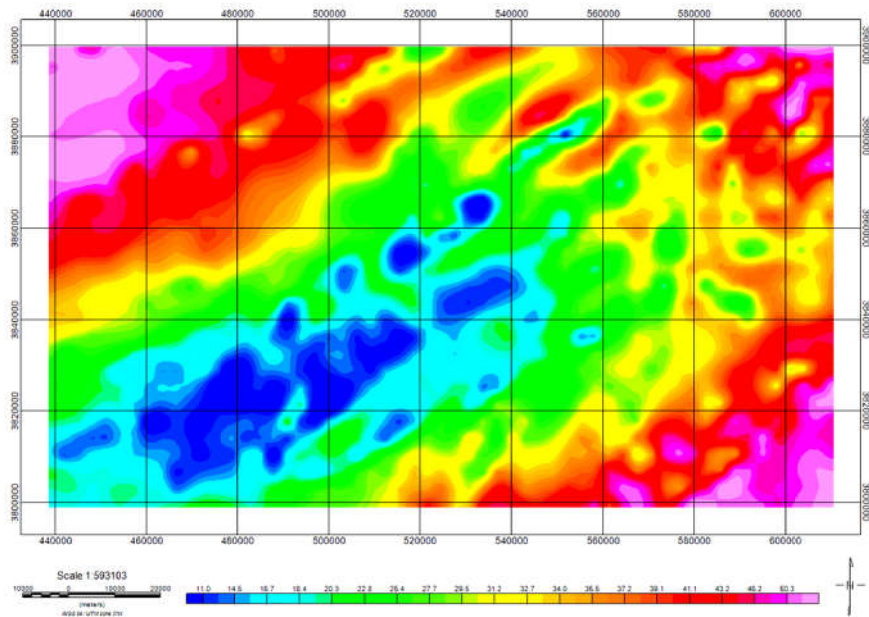


Figure8: carte de l’anomalie de Bouguer de la zone d’étude (l’Outaya)



**Figure 9:**carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude (Djelfa)

### 2-2-Gravimétrie international (BGI):

Ces données sont issues des campagnes d'acquisitions terrestres et aéroportées effectués selon un maillage régulier de 3 km selon les directions X,Y. Le nombre total des points de mesures est de 9452, les cartes reproduites ont été créés par krigage selon une maille de 750 m.

L'anomalie de Bouguer est calculée avec une densité de correction de  $2.670 \text{ g/cm}^3$ . Les corrections topographiques ont été attribués aux données afin de réduire l'influence du relief sur les mesures gravimétriques (Balmino et al, 2012. Hinderer et al, 2008). Les informations obtenues à partir de la carte des anomalies de Bouguer se limitent à la distribution des hétérogénéités gravimétriques dues aux contrastes de densités entre les matériaux géologiques.

### 2-3-Interprétation des données gravimétriques

Lorsqu'on a calculé une anomalie d'un certain paramètre géophysique, point par point, sur une zone donnée, on commence par la représenter suivant la courbe de son amplitude sur un profil, s'il s'agit de mesures faites le long d'un profil, ou sur une carte, lorsque les mesures ont été faites point par point sur un plan. Dans ce dernier cas, on trace les courbes iso-anomalies, ou isanomales, qui sont les courbes de niveau de l'intensité de l'anomalie. Par exemple, une carte topographique est une carte d'anomalies d'altitude par rapport à la surface d'altitude zéro. Les courbes de niveau de cette carte sont les isanomales.

L'étape suivante consiste à chercher un modèle, qui permette de rendre compte de cette anomalie. La forme de la courbe anomalie, profil ou isanomales, nous donne une idée du corps perturbateur. À partir de cette idée, on se donne un corps perturbateur par sa géométrie, sa

position par rapport au profil ou à la surface, et un écart du paramètre considéré (densité, susceptibilité magnétique, vitesse des ondes sismiques, etc.) avec l'encaissant. On calcule alors, par un calcul direct, l'effet théorique sur le paramètre considéré le long du profil ou sur la surface. On obtient ainsi l'anomalie produite par le corps perturbateur.

On compare alors cette anomalie théorique avec l'anomalie observée. Deux cas peuvent alors se présenter :

- il y a coïncidence parfaite entre l'anomalie observée et l'anomalie calculée. On dit alors que l'on a trouvé un modèle qui rend compte de l'anomalie observée. Mais on se rappelle que ce modèle n'est pas unique et que l'on pourrait peut-être en trouver un autre différent, qui donnerait aussi coïncidence entre anomalie calculée et anomalie observée.
- il n'y a pas coïncidence (et c'est le cas le plus fréquent). On examine les points dissemblables et on modifie le corps perturbateur (géométrie, position, valeur du contraste du paramètre avec l'encaissant) et on refait le calcul direct conduisant à une nouvelle anomalie calculée théorique, que l'on compare avec l'anomalie observée. Là encore, deux cas peuvent se présenter... Par itérations successives, on dit que l'on ajuste le modèle jusqu'à ce que les anomalies calculée et observée coïncident.

### 3-Evolution des techniques d'interprétation

#### 3-1-Le Gradient horizontal

Elle est basée sur le calcul des dérivées selon  $x$ ,  $y$  d'un champ de potentiel. Cette méthode est utilisée pour la localisation des corps à fort contraste gravimétrique (Cordell et Grauch, 1982). L'amplitude d'un gradient horizontal est exprimée par :

$$GH = \left[ (\partial g / \partial x)^2 + (\partial g / \partial y)^2 \right]^{1/2}$$

Où  $(\partial g / \partial x)$  et  $(\partial g / \partial y)$  sont les dérivées horizontales selon  $x$  et  $y$  du champ de gravité.

Les maxima du gradient horizontal calculés selon la méthode de Blakly et Simpson (1986) permettent la localisation des contacts géologiques liés à la présence des failles (Khattach et al, 2004 ; Cordell et al, 1982).

#### 3-2- Déconvolution d'Euler

La Déconvolution d'Euler (Reid et al.1990, Thompson, 1982) est une technique utilisée pour la localisation des sources gravimétriques. Elle est basée sur la résolution de l'équation d'homogénéité d'Euler :

$$[(x - x_0)\partial T / \partial x] + [(y - y_0)\partial T / \partial y] + [(z - z_0)\partial T / \partial z] = N(B - T)$$

Où  $(x_0, y_0, z_0)$  sont les positions des sources gravimétriques détectées à partir du champ  $T$  à la position  $(x, y, z)$ . Le champ a une valeur régional  $B$  et le degré d'homogénéité  $N$  peut être interprété comme Indice Structural **SI** (Reid et al, 1990).

La résolution du système d'équation dépend de l'indice choisi, et plusieurs approches sont proposées pour déterminer la valeur de ce paramètre ( $N$ ). et voici une valeur pour  $N$  pour chaque structure:

dykes et les contacts  $N=0$ , pour les objets cylindriques  $N=1$ , pour les objets sphériques  $N= 2$  (Khalil, 2014).

1 pour les filons minces, les dykes et les failles à faible rejet vertical ;un indice  $N=0$  pour les failles à grand rejet et un indice de 0.5 pour les cas intermédiaires. (Reid et al.1990 et Thompson, 1982).

### **3-3- La carte structural**

La cartographie structurale est l'identification et la caractérisation de l'expression structurale de la surface.ces structures comprennent les plis, les failles et les linéaments.

- La compréhension des structures est la clé de l'interprétation des mouvements de la croûte qui ont formé le terrain actuel.
- Les structures indiquent les sites potentiels de réserves de pétrole et de gaz, car elles caractérisent la géométrie des unités de roche du substratum et le niveau de déformation et de stress survenu dans une région.
- L'on peut obtenir un profil détaillé de la structure par des techniques géophysiques telles que les relevés sismiques et gravimétrique.

**Chapitre III**  
**Géologie et hydrogéologie de la zone**  
**d'étude**

## Diapirs de l'Outaya

### 1. Présentation

Le diapir de sel de l'Outaya fait partie du domaine sud de l'Atlas saharien. Il est rattaché au Sud-Ouest de l'Aurès, situé entre les feuilles d'El-Kantara au Nord et de l'Outaya au Sud à l'échelle 1/50000. En raison de l'absence d'une carte géologique illustrative Pour la région, donc nous avons référé sur la carte d'El-Kantara. Pour connaître la position du diapir par rapport aux autres formations, nous avons effectué une coupe géologique qui traverse le Nord- Est du diapir (**Fig. 14**), et la référence faite sur les études anciennes de (Laffite ,1939 ;Guiraud, 1973 ;1990 in Bouttine, 2013), sont considérées comme références de base. Une thèse doctorat faite par (Chebbah, 2007) porte sur les formations néogènes de Biskra d'où il a tracé une coupe géologique NE et SO qui précise la position du diapir de l'Outaya. par rapport aux unités géologiques de la région.

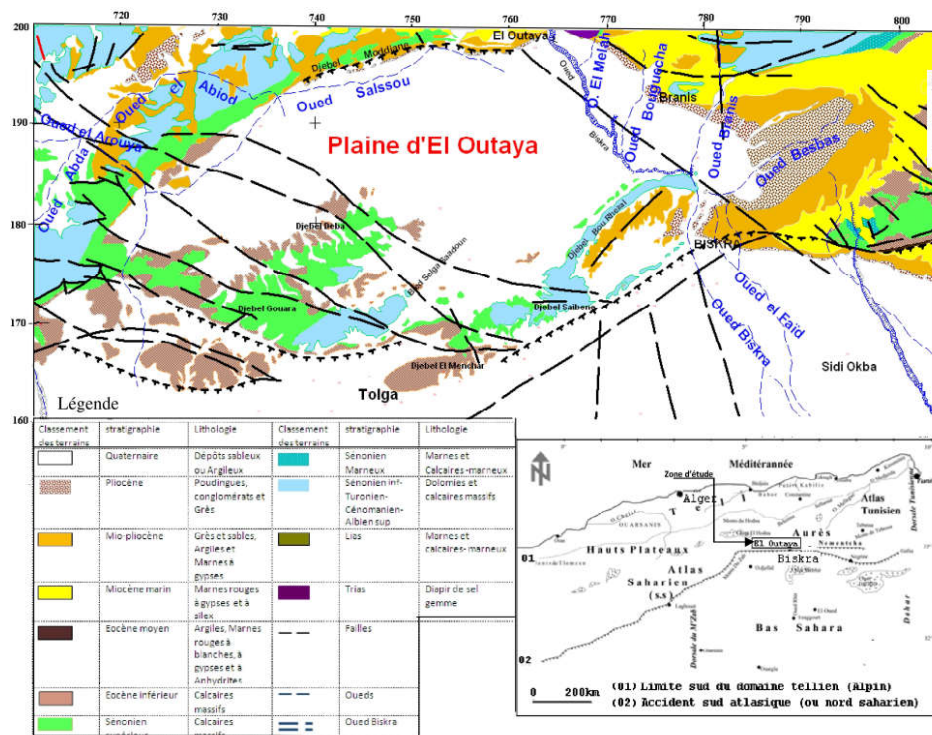


Figure10: Carte géologique du bassin d'El Outaya (D.E.M.R.H, 1978).

### Cadre géologique régional

La zone de l'Outaya se situe sur le flanc sud des monts de l'Aurès, qui s'inscrit dans le domaine de l'Atlas Saharien et la flexure Sud Atlasique.

La plaine de l'Outaya est caractérisée par une géologie complexe et tectonisée. Elle occupe un



synclinal post-Miocène. Elle se présente comme un empilement sous forme de lentilles argilo-sableuses, remplissant une cuvette allongée d'est en ouest. Le remplissage du mio-pliocène constitue une surface topographique régulière du nord au sud et le Quaternaire est formé de matériaux détritiques.

La série lithostratigraphique de bas en haut est comme suit:

### **1.1. Le Mésozoïque**

Il est dominé par des formations argilo-carbonatées et représente les principaux reliefs dans la région des Aurès.

#### **1.1.1. Le Trias**

Dans la plaine de l'Outaya et les régions voisines, on ne connaît pas des formations plus anciennes que le Trias. On les trouve en position stratigraphique anormale ou éjecté dans les séries encaissantes à la faveur des cassures.

Dans la région de l'Outaya, le Trias se manifeste en diapir (Dj. El Melah) où il est associé à des lambeaux dolomitiques liasiques.

Le Trias est formé des argiles et des marnes bariolées, de couleurs verdâtre, rougeâtre à violacée. Des blocs calcaire-dolomitique, de couleur gris-bleuté à noirâtre à passées marneuses.

Des évaporites sous forme d'amalgames replissés formés de sel et des gypses, Englobant des de roches diverses de l'ensemble de la couverture post-triasique (Brinis, 2011).

Nous donnerons les ensembles du Trias de la base vers le sommet, d'après (Guiraud, 1973).

- ❖ Le Trias gréseux: Une formation détritique gréseuse qui forme la base du Trias saharien mais absente au niveau de notre terrain d'étude. Elle est probablement restée solidaires avec le Paléozoïque lors du détachement de la couverture.
- ❖ Le Salifère principal:
  - Une formation évaporitique inférieure, peu épaisse.
  - Des passées calcaire-dolomitiques.
  - Une puissante formation évaporitique supérieure.

#### **- Les affleurements triasiques dans la région:**

Des affleurements triasiques, de taille et de constitution variable, perçant leur couverture mésozoïque et cénozoïque de façon anormale, s'observent en une dizaine de points dans l'Aurès ou sur ses bordures. En dehors de quelques intrusions mineures, dans la région d'étude, celle de Dj. El Melah d'El Outaya est la plus importante.

Il s'agit d'un dôme salifère triasique, long de 4 km, dont les sommets dominant la plaine d'El Outaya de plus de 300 m. Dans ce secteur, le Trias est délimité par des accidents que jalonnent les lambeaux arrachés aux séries encaissantes, et entouré par des formations miocènes (marno-grésos conglomératiques). Cependant, dans la région d'El Outaya le Néogène est affecté par de nombreux accidents d'orientation voisine de NW-SE ou E-W dont plusieurs convergent vers Djebel El Melah ce qui permet de lui attribuer un âge post-pliocène et dont l'accession continue, probablement, encore ; Et, il est à noter que les injections ou extrusions du Trias se sont toujours faites en faveur d'accidents importants et peu après le jeu de ces derniers.



**Photo 1:** Vue panoramique de l'affleurement triasique de Djebel El Melah.



**Photo 2:** Associations des cristaux de gypse transparent formant des agrégats.



**Photo 3:** les argiles rouge et les gypses triasiques.



Photo 4: position contact anormal (crétacé) avec le diapir de sel.

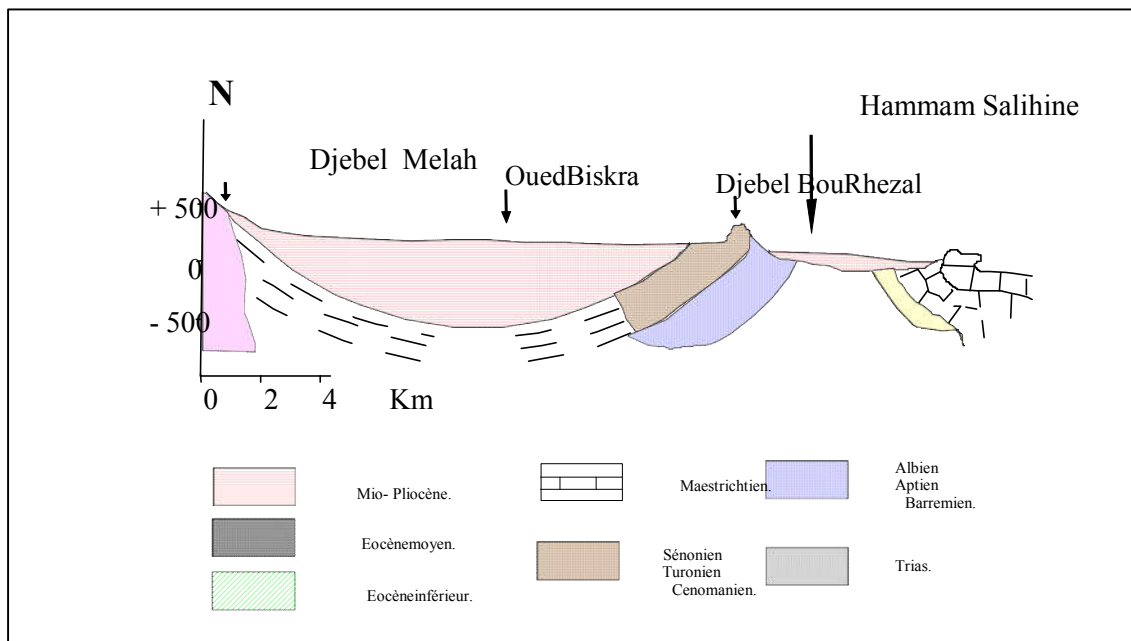


Figure 11: Diapir de Sel d’El-Outaya (Brisis., 2003) (D’après Cartes hydrogéologique ANRH 1980).

### 2.1.2. Le Jurassique

#### a. Le Lias

Comme le Trias, le Lias est inconnu en position normale et quand on le rencontre, il est enclavé dans le Trias sous forme de lambeaux constitués de dolomies foncées pyritifères souvent fissurées, constitue à la bordure sud et nord-ouest du Djebel El-Melah des paquets en relief atteindront 500 X 200 m ; il existe plusieurs blocs de 50 m à 150 m dans le massif, particulièrement à son point culminant (Haouchine, 2010).

- à la base, par des bancs marneux ;

- au niveau de la partie moyenne par des calcaires et des grès ;
- la partie supérieure par des grès et par des calcaires.
- La succession de faciès indique une diminution de profondeur due à l'accumulation de sédiments.

**b- l'Hauterivien**

Il affleure dans l'Aurès (anticlinal de djebel El Azreg), dessinant une auréole régulière où il forme autour des dépressions occupées par les marnes valanginiennes, des escarpements calcaires ou gréseux avec des passées calcaires alternant des bancs de grès. L'épaisseur est considérable, il atteint les 1000m.

**c- le Barrémien**

Dans l'Aurès, cet étage est quartzeux et présente une épaisseur de 850 à 900m par endroits. Il affleure au sud-est de l'Outaya.

Au sud de la plaine, à Koudiat El Leham (anticlinal de djebel Boughezal), se voient sur 20m d'épaisseur, des argiles rouges gréseuses sans fossiles. Selon (Laffite, 1939) ce lambeau représente les strates les plus anciennes visibles dans cet anticlinal. Vu sa faible épaisseur, il ne doit représenter que le Barrémien.

**d- L'Aptien**

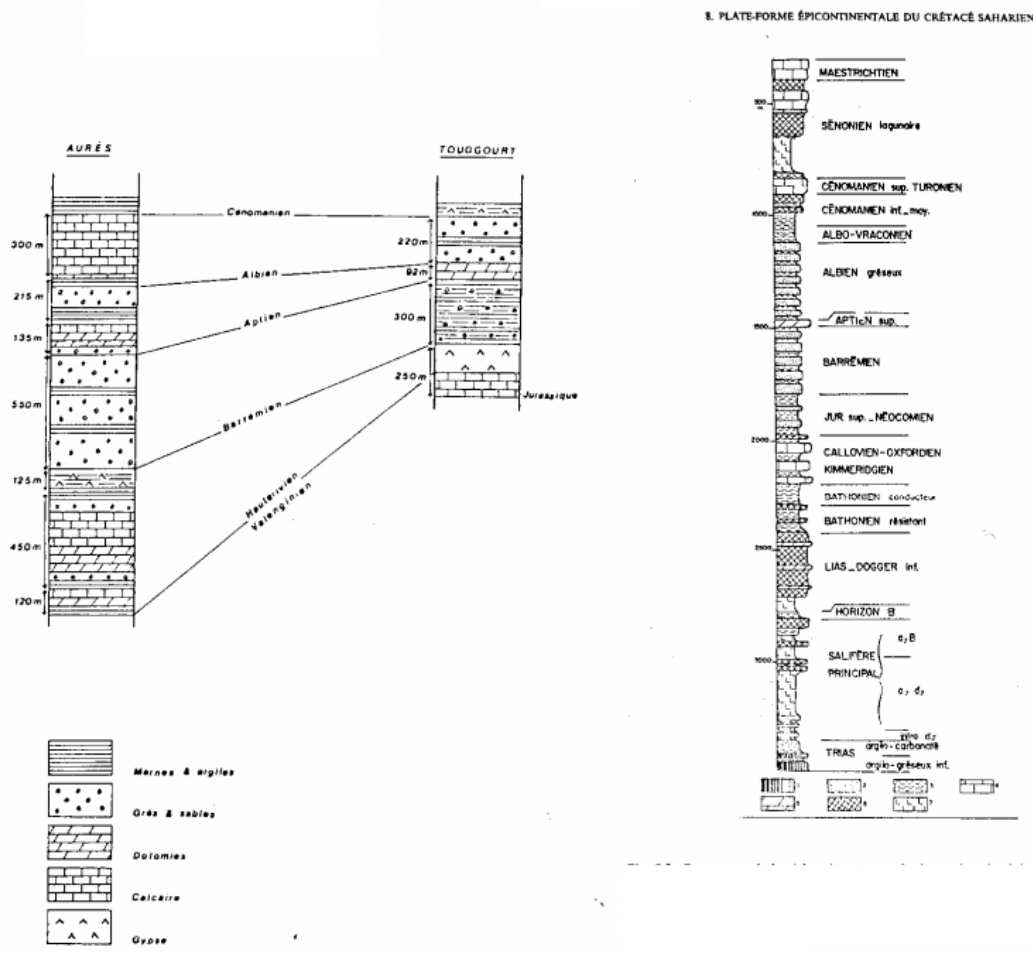
On le rencontre dans tous les grands anticlinaux de la région (Dj. Metlili, Dj. El Ezreg, Ahmar Kadou, Bou Rhezal,). Il possède une épaisseur de 250 m. Le faciès continental est toujours présent dans cet étage.

Il est caractérisé par un faciès gréseux et à Céphalopodes se localisant dans la partie inférieure et moyenne. Alors que la partie supérieure est caractérisée par des calcaires à Orbitolines pouvant alterner avec des marnes et des grès. Il existe vers le haut de la série des Rudistes et des polypiers, surmontés par une formation peu épaisse de marnes ou calcaires marneux. Au SE du massif de l'Aurès, le caractère gréseux des faciès s'accroît avec la présence d'une importante alternance de couches gréseuses et de calcaires. Plus au Sud (Dj. Bou Rhezal) seul l'Aptien supérieur est présent avec des calcaires clairs et tendres à orbitolines.

**e- L'Albien**

Il débute dans l'Aurès par des alternances de grès et de marnes atteignant souvent 150 à 200m d'épaisseur. Par la suite, les calcaires tendent à se substituer aux grès, tandis que les faunes pélagiques font leur apparition.

Au sud de l'Outaya, à Koudiat El Leham, et au nord-est de Chaïba, une coupe effectuée par(Laffite,1939) montre un Albien inférieur sous un faciès continental, formé d'une alternance de grès sableux et de marnes et un Albien supérieur sous un faciès sub-récifal, formé d'une alternance de calcaires dolomitiques. La puissance totale de cet étage est de 250m environ.



**Figure12:** Logs lithostratigraphiques des aurès et de la plateforme saharienne. D’après Cornet (Chabour, 2006).

**B. Le Crétacé supérieur**

Il forme l’essentiel des affleurements mésozoïques dans les limites de l’Aurès et des Zibans où il montre des variations de faciès liées au développement important des carbonates au dépend des marnes au voisinage de Biskra. On distingue de bas en haut :

a-Le Cénomanien

Il existe dans tous les grands anticlinaux de l’Aurès. Il est caractérisé au Sud-est du massif (El-Kantara et Biskra) par une faune abondante. Il est formé d’alternances de marnes, de calcaires et

de calcaires dolomitiques avec présence de Foraminifères arénacés, d'Echinidés, d'Ostracés, de Nérinées et de Rudistes. R. Laffitte signalait la présence du gypse et brèche sédimentaires, aux environs de Biskra. Cette présence confirme la faible épaisseur de l'eau dans le milieu de sédimentation. Et même que les conditions pouvaient devenir lagunaires. Au centre du massif les marnes sont riches en Céphalopodes et les calcaires en Ostracés avec d'autres fossiles néritiques.

L'épaisseur des sédiments dans cette zone atteint 1000 m (anticlinal du Dj Azreg). A l'Est de Biskra (flanc sud d'Ahmar Khaddou), le Cénomaniens est représenté par des marnes à ammonites et des calcaires à ostracées, huîtres et polypiers au sommet. Par contre à l'Ouest (Dj. Bou Rhezal où l'épaisseur est réduite : 200 m), il est formé d'une alternance de marnes et de calcaires à ostracées et radiolites et se termine par des marnes à huîtres contenant, à leur sommet, des bancs gypseux. Le Cénomaniens se caractérise par l'absence des niveaux gréseux.

#### b-Le Turonien

A la périphérie de l'Aurès, le Turonien est représenté par des récifs et des calcaires à rudistes sur 200m d'épaisseur environ. Au centre du massif, le faciès devient calcaire-marneux.

Il affleure au nord-ouest de l'Outaya. aux djebels Oum Djenib et Ténia, et à l'est au djebel TenietErriah. où il est composé de calcaires cristallins, des calcaires marneux et des calcaires dolomitiques. Son épaisseur est entre 200 et 300m.

Au niveau de l'anticlinal de djebel Boughezal, le Turonien est représenté dans toute la zone montagneuse : il est formé des calcaires massifs, sur une épaisseur de 200 à 300m.

#### c-Le Sénonien

Il est présent dans les synclinaux de l'Aurès et autour des anticlinaux. Il est épais de 2000m en moyenne.

Sa partie supérieure, formée des calcaires massifs, donne des sommets immenses et continues qui sont caractéristiques de l'orographie de la région.

Au nord-est de l'Outaya, au djebel el Melah, le noyau du trias a amené en affleurement de marnes noires et de calcaires situé en bas de cette montagne, attribué par (Laffite,1939) au Campanien.

Au nord et à l'est de ces marnes, affleurent des calcaires massifs à cause de leur position au-dessus du Campanien et de leur faciès, sont attribuait au Maestrichtien par cet auteur.

## **2.2. Le Tertiaire**

### **2.2.1. Le Paléogène (ou Nummulitique)**

#### **A- Eocène inférieur et moyen**

Aucun sédiment marin plus ancien que le Lutétien n'est connu dans l'Aurès.

Avant le Burdigalien qui repose en transgression et en discordance sur les terrains sans exception, seuls les terrains continentaux s'intercalent parfois entre le Lutétien et le Burdigalien. Cette période correspond à l'émersion et au plissement de la région. (Haouchine, 2010)

##### **a. Eocène inférieur**

Il affleure à l'est-sud-est de djebel El Melah. Il est représenté par une dizaine de mètres de marnes jaunes verdâtres gypseuses et des calcaires argileux. Un banc de calcaire micro-conglomératique à pecten, marque l'implantation de la sédimentation marine.

##### **b. Eocène moyen**

Il affleure à l'est de l'Outaya, sur le flanc nord de djebel Ahmar. Il est caractérisé par une sédimentation lagunaire de type d'argiles, de gypses, d'anhydrites et de calcaires ; sa puissance varie de 100 à 400m environ.

#### **B- Eocène supérieur**

Dans l'Aurès, l'éocène supérieur se trouve dans deux situations différentes :

- Dans les synclinaux, il commence à se former dès l'émersion de la région, recouvrant en concordance le Burdigalien.
- En discordance sur les séries plus anciennes qui affleurent dans l'Aurès, jusqu'au Trias

L'éocène supérieur n'affleure pas dans la plaine de l'Outaya mais on le trouve dans des endroits dans l'Aurès.

### **2.2.2. Le Néogène**

Le Néogène est bien développé dans les plaines accessibles de la périphérie de l'Aurès, entre Biskra et El Kantara. Il est subdivisé en deux sous-étages : le Néogène marin (Miocène inférieur) et le Néogène continental (Miocène supérieur et Pliocène).

#### **A- Le Miocène marin**

Le Miocène marin ne représente pas un cycle sédimentaire bien développé, mais des dépôts côtiers formés pendant la période transgression. Après l'exondation de l'Aurès et des régions avoisinantes qui suivit le Lutétien, la régression dans le sud constantinois qu'au début de la

période miocène. Cette transgression atteint le continent saharien parce qu'on trouve ses dépôts à quelques kilomètres au nord de Biskra.

Le Miocène marin affleure au nord de l'Outaya, sur le flanc nord de djebel Modiane, djebel Magraoua et à l'est de Branis. Il est représenté par des calcaires rouges à gypse et silex.

Dans l'Outaya, il est formé à l'est par des calcaires sur les pentes du massif des Aurès, et à l'ouest, par des molasses riches en fossiles, recouvertes par des marnes peu fossilifères.

Plus au nord, à Sebâa Mgataâ, le Miocène est formé de marno-calcaires riches en mollusques. Au-dessus, viennent des marnes sans fossiles avec gypse. L'épaisseur est d'environ 200 à 300m.

### **B- Le Miocène continental**

Le Miocène supérieur : Il affleure au nord de l'Outaya, à Bled Salaouine, sous forme de marno-calcaires brunes. A l'ouest, sur le flanc sud de dj. Maghraoua et sur le dj. Moddiane. Le Miocène supérieur est constitué de conglomérats et de brèches atteindront plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

A l'est de l'Outaya, (Laffite, 1939) a observé des argiles rouges, des grès grossiers avec de rares bancs de graviers, de poudingues grossiers qu'il attribue au Miocène supérieur. La puissance est d'environ 500m.

### **C- Le Pliocène**

Le Pliocène forme une série d'affleurements continus au nord et à l'est de la plaine de l'Outaya. La série comprend de bas en haut comme suit:

- Un banc de grès friable brun jaunâtre à galets, que surmontent des alternances de sables marneux et de grès fins bruns rougeâtres à stratifications ;

- Un banc de gypse ;

- Des marnes gypso-sableuses, à rares passées gréseuses ;

- Une barre conglomératique à éléments grossiers et mal cimentés, épaisse de 20 à 30m ;

A l'est de l'Outaya, le Pliocène n'affleure que par discontinuité dans la zone fortement tectonisée qui sépare djebel El-Melah du djebel El Mohar .

#### **b- Le Kimméridgien**

Il s'agit des terrains les plus anciens reconnus en position normale dans le massif de l'Aurès. Constitué de deux ensembles lithologiques:



**Ensemble carbonaté basal:** d'une épaisseur de 250 à 300 m, formé de calcaires marneux, de marnes jaunâtres, de calcaires silicifiés multicolores à inter calations de marnes rouges surmontés de calcaires, de marnes et de calcaires bréchoides avec présence de cristaux de quartz. Puis des conglomérats à intercalations marneuses à débris d'organismes récifaux associés à des bélemnites, des calcaires et des calcaires marneux ou granuleux. Cet ensemble se termine par une alternance de calcaires et de marnes.

**Un ensemble marneux sommital:** d'une épaisseur de 400 m, avec des intercalations de calcaires marneux à lamellibranches (dans sa partie médiane). Cet ensemble forme le cœur de l'anticlinal de Dj. El Ezreg.

### **c- Le Portlandien et le Berriasien**

Ce niveau atteint une épaisseur de 250 à 300 m et présente un passage latéral progressif de faciès du NO vers le SE dans le massif des Aurès allant d'un faciès calcaire-marneux à un faciès dolomitique:

#### **L'ensemble calcaire-marneux:**

constitué de calcaires en bancs siliceux blanchâtres violacés surtout à radiolaires et de marnes à ammonites pyriteuses avec des intercalations de calcaires argileux et de calcaires pisolithiques à brachiopodes, lamellibranches, polypiers et échinodermes à leur sommet.

**L'ensemble dolomitique:** est formé de dolomies azoïques à rares passées de calcaires et de marnes à bélemnites et forme en majeure partie le flanc sud de DJ. El Azreg.

### **2.1.3. Le Crétacé**

La majorité des affleurements dans les limites de la plaine d'El-Outaya et les Aurès en général sont d'âge Crétacé. Les auteurs décrivent deux séries dans les formations crétacées :

- une série gréseuse basale du Crétacé inférieur (Berriasien - Albien).
- une série marno-calcaire sommitale du Crétacé supérieur (Cénomaniens – Maestrichtien).

#### **- Le Crétacé inférieur**

Il est caractérisé par une prédominance de faciès gréseux et par une épaisseur importante qui peut atteindre 2000m ; on distingue de bas en haut :

#### **- Le Valanginien**

Il affleure dans l'anticlinal de djebel El Azreg, en forme d'auréole autour du Jurassique et se

compose de marnes verdâtres et jaunâtres et de petits bancs de quartzites. Il est formé :

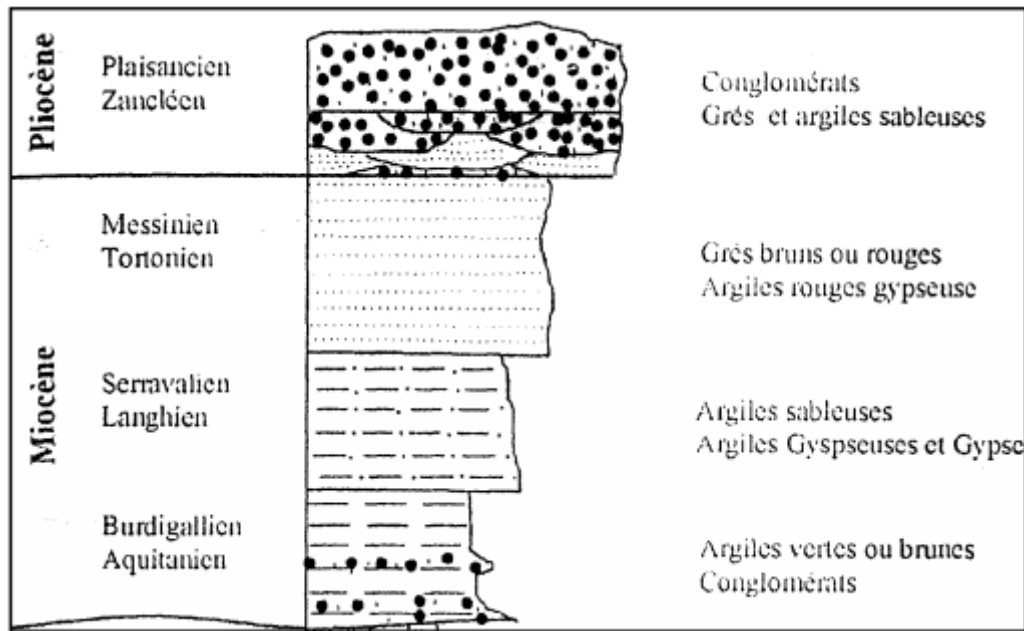


Figure13: Coupe lithostratigraphique type du Néogène (Chabbah, 2007)

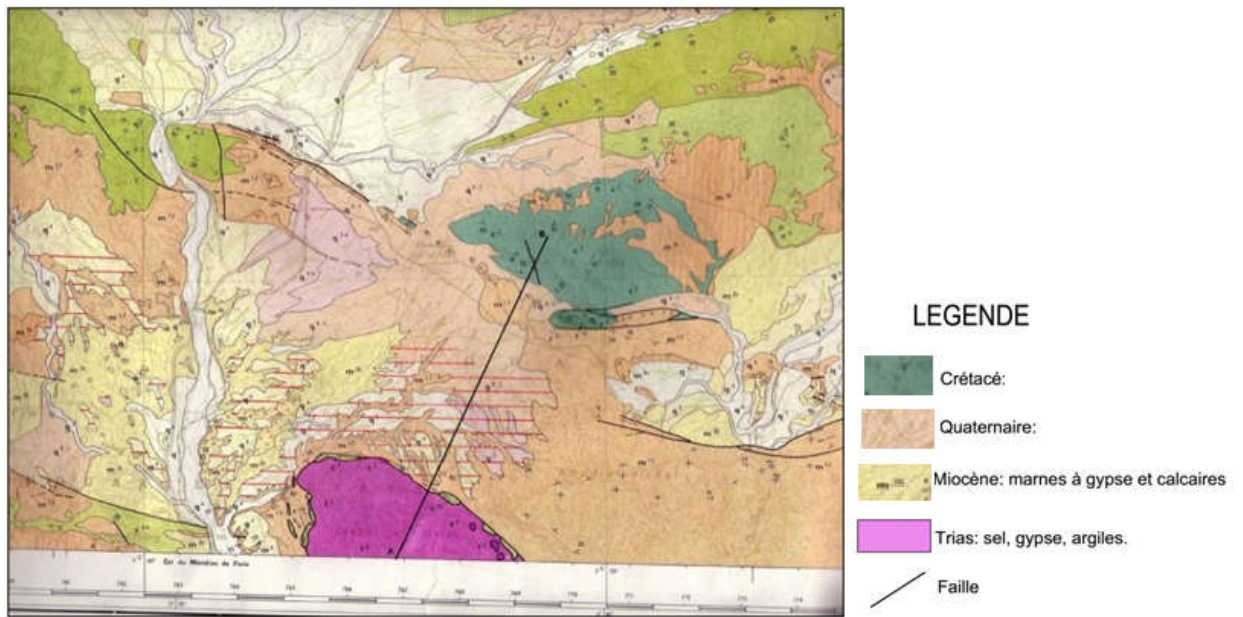
### 3. Géologie locale

#### 3.1. Lithostratigraphie

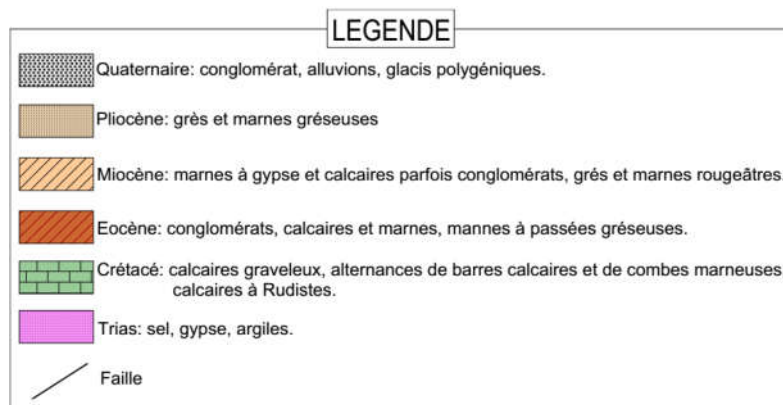
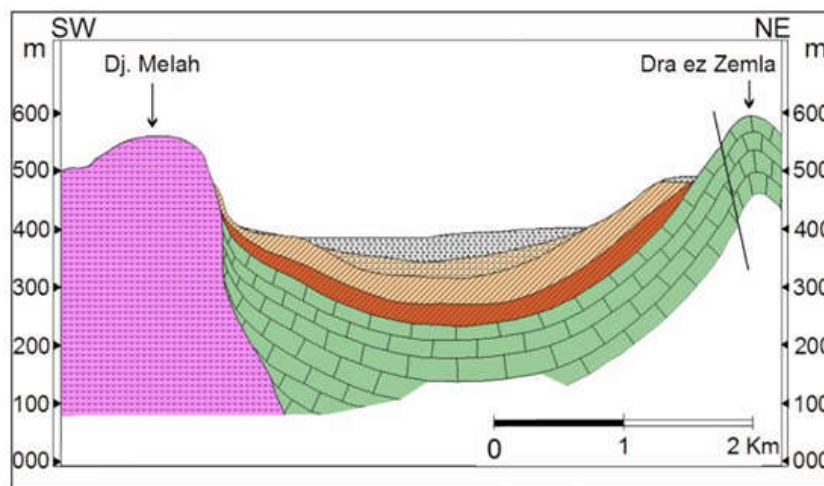
##### 3.1.1. Le Trias

Les formations du Trias sont les plus anciennes formations dans la région. Il s'agit du diapir de sel de l'Outaya (ou Dj. El-Melah). Il est formé par l'halite dominante. Le gypse est fréquent en forme de plaquettes blanches grisâtre ; des lambeaux dolomitiques attribués au Lias sont associés au salifère (ou Halite).

Le Trias du domaine atlasique est différent de la plate-forme saharienne par l'absence des faciès détritiques caractérisant la base du trias du Sahara. D'après (Guiraud 1973; 1990, in Bmis, 2011) suppose que ces niveaux détritiques sont probablement restés solidaires avec le Paléozoïque, lors du détachement de la couverture plastique .Il s'agit probablement de dépôts lagunaires.



**Figure14:** extrait de cart geologie de EL-Kantara



**Figure15:** coupe AB sur la cart géologique d'El-Kantara 1/50000 (Bouttine, 2013)

### **3.1.2. Jurassique**

#### **A. Jurassique inférieur et moyen**

Le Lias constitue avec le dogger l'ossature calcaire- dolomitique de plusieurs chaînes des monts de Hodna, qui apparaissent grâce au diapirisme. Dans ces formations carbonates les coupures stratigraphiques sont difficiles à établir. Le regroupement de Lias et du Dogger est indispensable pour former une même unité morphologique. Les dolomies sont foncées et pyritifères souvent fissurées constituent à la bordure Sud et Nord - Ouest du Dj. El-Melah (R. Laffite, 1923 in Bouttine 2013).

#### **B. Le Jurassique supérieur**

Ces formations sont mieux représentées que celles du Lias et du Dogger. Les limites lithostratigraphiques sont nettes sauf à la base de la série du Lias et de Dogger, leur position stratigraphique est souvent difficile à établir au toit des carbonates du Dogger (Guiraud, 1990 in Bouttine, 2013), leur limite supérieure correspond à la disparition brutale ou à la forte diminution des carbonates.

### **3.1.3. Le crétacé**

#### **A. Le crétacé inférieur**

Ne montre aucun affleurement dans notre terrain d'études, ce dernier par ailleurs entoure la dépression de Hodna, marqué par des épisodes marno-gréseux alternant avec des formations carbonatées. L'Albien affleure à Djebel El-Melah, montre une série complète des marnes surmontées par des grès fins, puis par des calcaires avec un passage aux marnes cénomaniennes.

#### **B. Le crétacé supérieur**

Cette série est représentée dans le massif du Djebel El-Melah venu à l'affleurement grâce à la remontée du diapir de sel. Il se compose par des formations à dominances marneuse puis calcaireuse. Les dolomies surmontées par des calcaires correspondants probablement au Cénomaniens qui sont rattachés au Turonien.

Le passage au Sénonien est formé par des calcaires marneux à l'Est de diapir. Du Coniacien au Campanien se poursuivent à l'Est où le Campanien représente des marnes grisâtres intercalés par des bancs de calcaires. Le passage au Maestrichtien à la base est marqué par l'affleurement des calcaires argileux de couleur gris clair et des marnes de couleur jaune - verdâtre, il constitue l'enveloppe du massif salin vers l'Est. Au contact du diapir de sel, les marnes sont de couleur

jaune à verdâtre présentent des litages violacé et vert à grains très fins.

Les argilites violacées sont plus au moins friables, les grains sont très fins avec une couleur violacée tachetée par des grains d'oxyde de fer. La couleur est rouge brunâtre, l'oligiste se présente en lamelles dans des vacuoles.

#### **3.1.4. Le Paléogène**

La stratigraphie du Paléogène est faite d'une façon assez imprécise. On observe à Djebel El-Melah des formations de l'Oligocène marquées par les formations suivantes, d'après (Laffite, 1939 in Bouttine, 2013) :

- Des dépressions à dominance marno-gypseuse, rouge à passer de silstones.
- Des alternances de roches argilo - gréseuse et grès et des poudings à l'Est et au Nord du Dj. El-Melah. Le nord occidental de l'Outaya affleurent des calcaires blancs jaunâtres.

#### **3.1.5. Miocène**

Il est représenté par des formations continentales parfois lagunaires localisées à l'Est et Nord-Est du Dj. El-Melah (Guiraud, 1990 in Bouttine, 2013). Il existe une épaisse série rougeâtre, qui comporte des marnes surmontés par des conglomérats. Au Nord-Ouest du massif affleurent des sables, des grès.

A l'Est, il existe des séries détritiques rouges discordantes, recouvertes par des marnes jaunes à verdâtre plus au moins gypseuses et aussi des calcaires argileux.

#### **3.1.6 Le Pliocène**

Il affleure au Nord-Ouest de la plaine de l'Outaya, sur le piémont du Dj. Fellag. La série débute par un banc de grès brun à jaunâtre. Il existe des alternances de sables marneux rougeâtres et de grès fins bruns jaunâtres avec une stratification oblique.

Au-dessus, il y a la présence de gypse, ensuite vient des marnes gypso-sableuses rougeâtres et enfin une barre conglomératique plus ou moins grossiers, mal cimentés, d'une épaisseur de 20 à 30 m.

#### **3.1.7. Le Quaternaire**

##### **a- Ancien (terrasse) :**

Cette terrasse est bien développée dans la portée et de la région, vers l'Oued Biskra. Aux environs des régions montagneuses, elle est principalement formée de poudings remplacés

progressivement par un dépôt sableux et argileux vers le sud de Biskra.

**b- Moyen :**

Il est représenté sous une forme de croûte dite « deb-deb » dont le dépôt se poursuit sans doute de nos jours. C'est une formation calcaréo-gypseuse atteignant jusqu'à deux mètres d'épaisseur. Elle occupe les contours des montagnes qui représentent des flancs calcaires (Tolga, Bouchagroun, Lichana, Aïn Ben Noui) des traversins de sources anciennes qui datent aux environs des sources Oumach, M'lili et Maghoub. Les sources actuelles s'élèvent 4 à 5 m au-dessus des anciens dépôts travertins eux, les alluvions sablonneuses et argileuses dans toutes les grandes plaines sur la rive gauche de l'Oued Djedi.

**c- Récent :**

Se sont principalement des éboulis et les cailloutis aux pieds des montagnes et sur les pentes, des dunes constamment en mouvement et des alluvions sableuses et caillouteuses dans les lits actuels des Oueds.

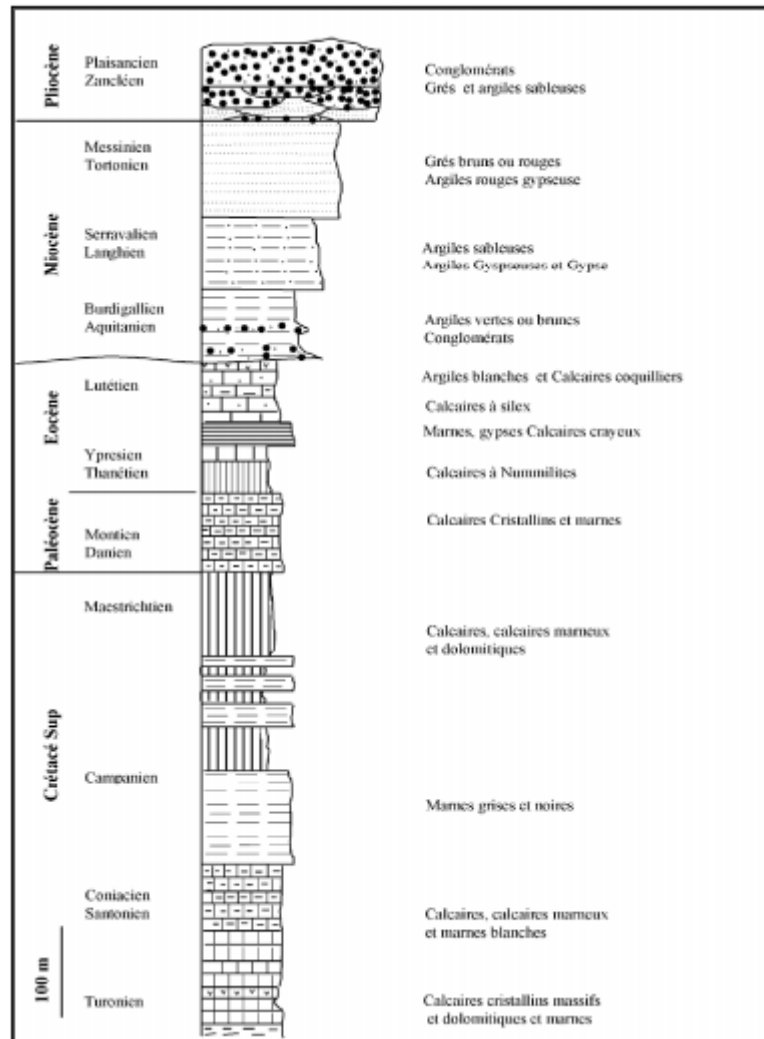


Figure16: Log litho – stratigraphique synthétique de la région d'étude (Chebbah, 2007).

#### 4. Corrélations N - S dans le bassin d'El Outaya

L'absence d'affleurements, de sondages profonds ou de prospection sismique au centre du secteur occidental du bassin empêche toute corrélation (ou reconstitution paléogéographique) précise. Toutefois, la continuité des affleurements entre Djebel Teniet er Rhiah (Branis) et Ras Chicha permet de suivre aisément la série dans le secteur oriental du bassin. La coupe N-S entre Branis et Ras Chicha montre clairement l'enchaînement des cinq ensembles qui évoluent d'un milieu marin-lagunaire à la base du Miocène à un milieu continental au Pliocène supérieur (Figure.17 et 18).

Les corrélations des coupes de terrains avec les données de quelques sondages dans le secteur occidental montre une évolution complètement différente ; elle se marque par l'homogénéité des

faciès qui sont complètement silico-clastiques à faible influence lagunaire (Fig.20). Ils montrent deux évolutions différentes de part et d'autre de la faille d'El-Outaya –Foum El Gharza et mettent en évidence la présence de hauts fonds séparant les deux secteurs du bassin du moins au cours du Néogène. Ces dépôts se sont formés dans un système morpho-structural en horsts et grabens où une tectonique extensive a joué un rôle primordial dans l'évolution de ces dépôts tout le long du Néogène.

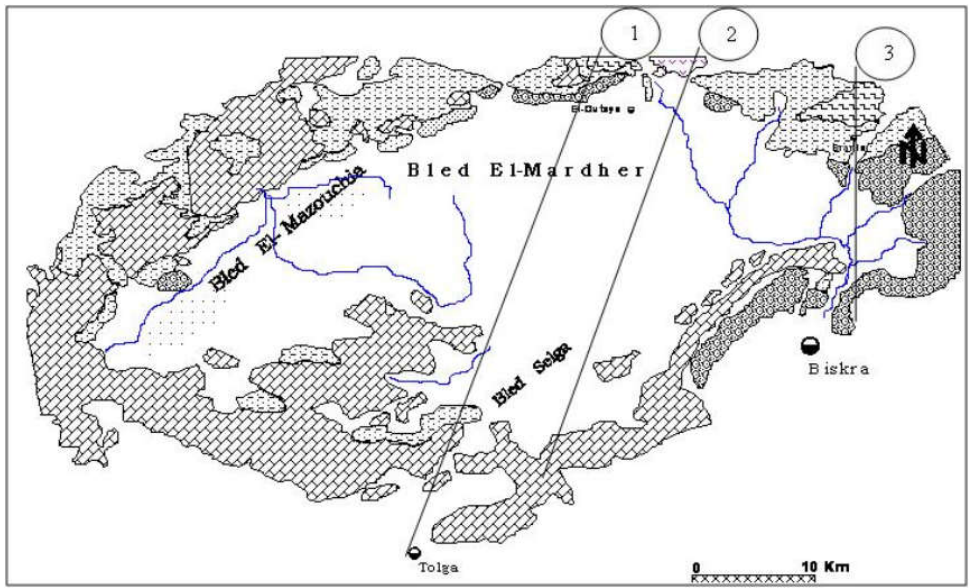
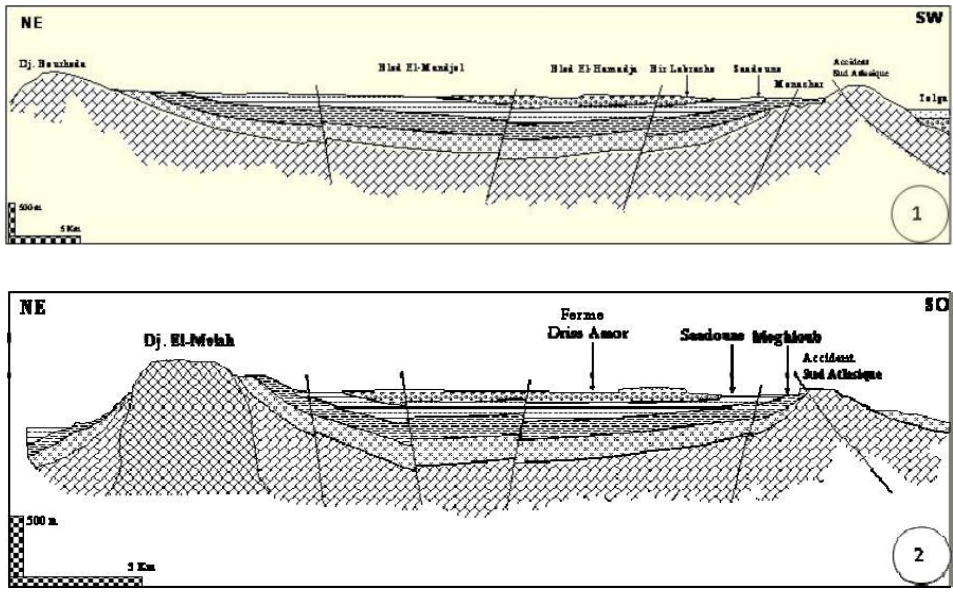


Figure 17 : Situation des coupes (1, 2 et 3)





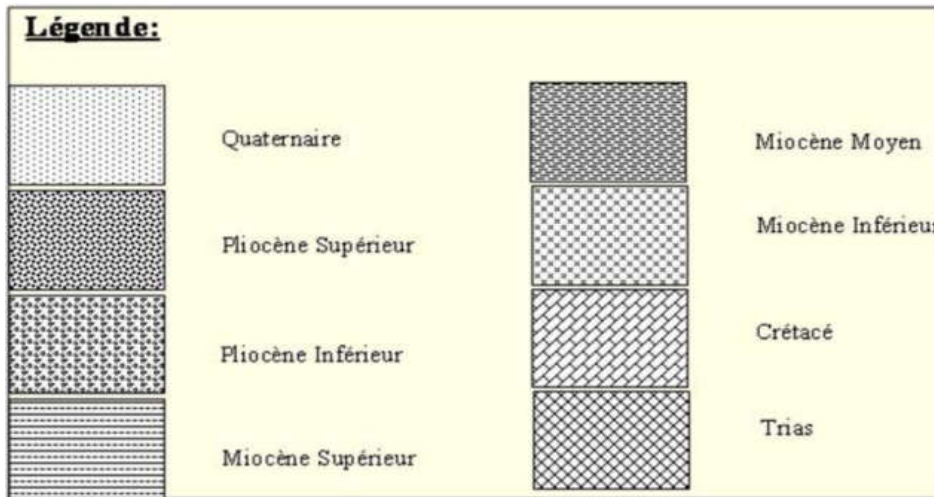
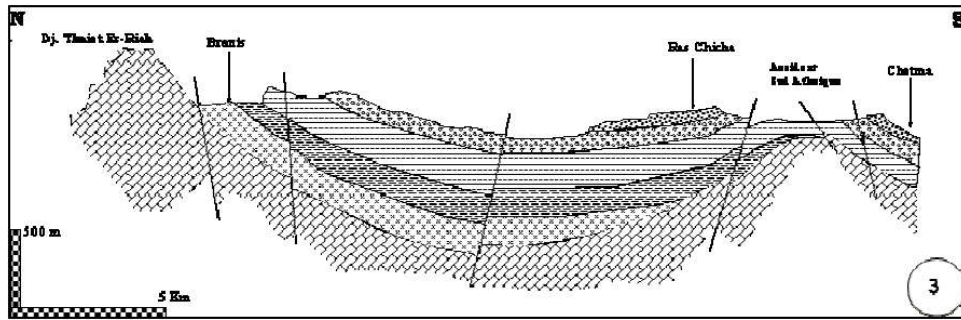


Figure17: Coupes géologiques de la plaine d'El-Outaya(Chebbah, 2007)

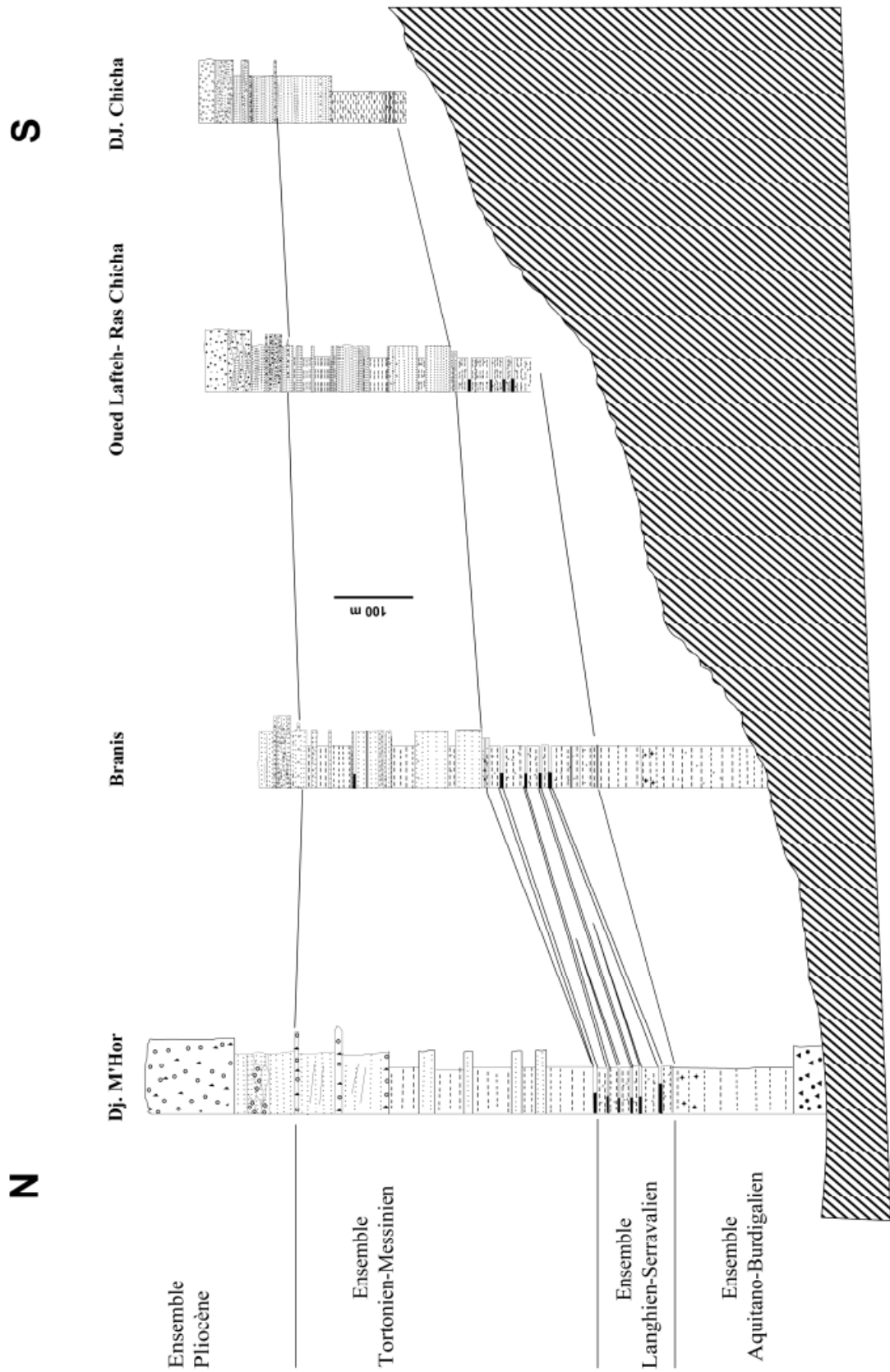


Figure18: Corrélacion N- S dans le secteur oriental du bassin d'El Outaya.

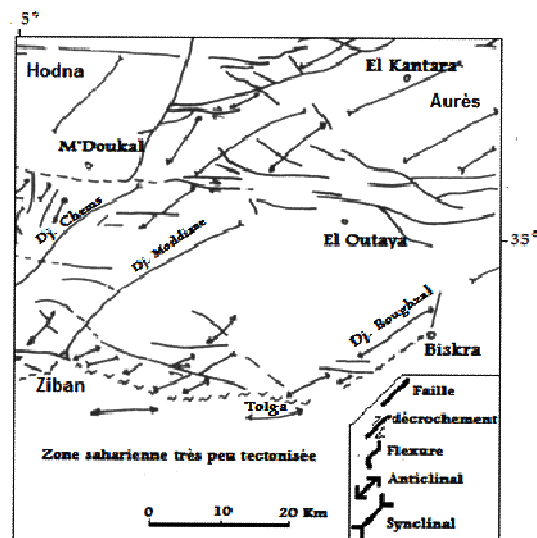
### 5. Tectonique :

La structure de la plaine résulte de la superposition de deux phases tectoniques majeures reconnues dans toute la région:

La phase atlasique (alpine) globalement N 60 à 80° E du Lutétien Elle a engendré de vastes plis (concentrique orientés entre N 40 et N 60° E) et de nombreux accidents à la faveur desquels des pointements triasiques ont vu le jour et qui a été suivit d'une autre phase de rajeunissement des reliefs à l'Oligocène.

La phase du quaternaire basal globalement E-W (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 et 1990). Cette phase n'a sérieusement affecté que les régions méridionales de Biskra particulièrement la chaîne de Rhélliss. Elle a aussi provoquée de nombreux accidents de directions très variées (N-S à N 30° E, N 45 ° E, N80 à 100° E et N 120 à 160° E) dont leur répartition n'est pas homogène dans l'ensemble du domaine atlasique ; seule la région M'Doukal- Biskra (zone du Ziban) est affectée par toute la gamme des accidents qu'on peut rencontrer dans ce domaine et se distingue donc en cela, des deux portions de la chaîne atlasique qu'elle sépare nettement, l'Atlas saharien s. s. à l'Ouest et les Aurès à l'Est.

Au Néogène, il est comblé, par des dépôts silico clastique scon finés, d'épaisseurs variables et contrôlés par les rejeux d'anciens accidents hérités de l'orogénèse atlasique. Son évolution, liée au découpage préexistant de la couverture post-triasique par des accidents NW/ SE, accompagnait un processus d'effondrement du domaine atlasique lors d'une tectonique en extension post-tecto-orogénique qui s'intègre dans un modèle de plate former estreinte associé à un bassin d'avant pays (Chebbahet al,2008).



**Figure 19:** Schéma structural du nord-ouest de Biskra (Guiraud, 1990).

## **6. Géologie de diapir de sel de l'Outaya**

### **6.1. Age de dépôt**

La formation de diapir appartient au salifère qui débute au Trias, âge de l'ouverture du bassin atlasique se termine au début du Lias. Cela est témoigné par la présence de marnes et argilites bariolées enclavés dans le corps minéralisé.

Les argilites et les marnes de couleur verdâtre, rougeâtre, ne caractérisent le trias que si elles renferment en plus au moins une quantité de minéraux (quartz, oligiste, barytine, dolomite, etc....).

Dans les argilites de ce diapir, des lamelles d'oligiste et des cristaux de la calcite visible (SONAREM). Cet indice ne témoigne pas l'âge triasique du dépôt mais aussi l'origine de diapir de sel de l'Outaya.

### **6.2. Age de mise en place**

D'après (Lafite, 1939 in Bouttine 2013), l'abondance du sel de l'Outaya ne tient pas compte à un caractère original du Trias du diapir, car ce pointement est d'âge post-miocène. Le sel n'a pas eu le temps d'être dissous, mais dans d'autres pointements d'âge anté-miocène, il a disparu depuis longtemps. Ils sont marqués par le manque du terme supérieur à Halite dominante, peut être disparu par dissolution et érosion pendant ou avant la transgression Burdigalienne.

Selon (Guiraud, 1990 in Bouttine, 2013), la mise en place du fini-pliocène de ce diapir sans doute, mais il existe des raisons de la richesse de celui-ci en sel.

Le diapir de sel de l'Outaya n'a pas pu surmonter le substratum marin durant la période anté-miocène. Il n'y a pas exclusion d'une tectonique synsédimentaire de ce diapir.

### **6.3. Mécanismes de mise en place**

La mise en place de diapir de sel de l'Outaya appartient au phénomène diapirique qui dépend de la subsidence et des accidents synsédimentaires. Le diapirisme peut surmonter dès le dépôt d'une couverture sédimentaire suffisante pour favoriser le mécanisme du diapir (ou halocénèse) et il dépend des facteurs de la subsidence du bassin. L'étude géologique des bassins salifères montre que l'halocénèse démarre lorsqu'une couche de sel présente une épaisseur de 300 m au moins est enfouie sous une couverture de 1000 m.

Djebel El-Melah a une épaisseur dépassant les 300 m. Sa montée a démarré postérieurement au Jurassique et/ ou au Crétacé. Le diapir a engendré un bombement sous le substratum marin durant la période anté-miocène. Avant l'affleurement du diapir, le réseau des accidents synsédimentaires a participé à l'activation de la surrection du diapir, en particulier

les accidents de l'Aurès et de l'Atlas saharien de directions EO et NO-SE.

## 7. Hydrogéologie

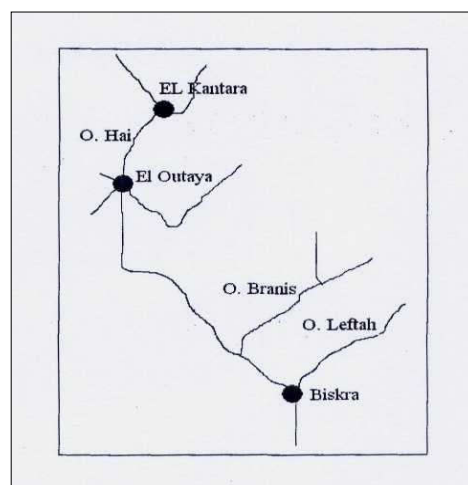
### 7.1. Réseau hydrographique:

Le réseau hydrographique de la région est squelettique. Il comporte un tronc principal, l'Oued Biskra, qui fait partie du bassin fermé de Chott Melrhir étroit sur sa rive gauche quelques tributaires issus du versant sud de l'Aurès, ces oueds étalent leurs graviers sur une largeur de 50 à 400 m entre des berges abruptes de 1 à 3 m de haut. (Brinis, 2003).

L'Oued Biskra est sec, sauf lors des pluies exceptionnelles (à l'exception de l'endroit à l'aval du barrage Fontaine des Gazelles, il existe des sources pérennes où ce même oued porte le nom de l'Oued El-Hai), il subsiste toutefois, entre les crues, quelques mares comme celle du passage de la route de Djemourah (W 54). Le principal affluent, l'Oued Branis, montrait avant les années de la sécheresse qui frappe la région de l'eau courante jusqu'à son débouché de l'Aurès ceci n'apparaît pas de nos jours. Mentionnant toutefois les filets d'eau saumâtre qui s'écoulent presque en permanence dans de profondes encoches à la périphérie du Djebel Melah, comme l'Oued Melah.

Il existe également, à l'ouest de l'Oued de Biskra, tout un réseau de seguias, canaux d'irrigation qui étaient alimentés autrefois par un petit barrage. Ces seguias ne sont plus utilisées que pendant les crues (tarissement des sources au niveau de l'oued). Jadis les axes principaux avaient un débit permanent notable ; certains d'entre eux paraissent emprunter le tracé d'anciens affluents de l'oued. (Brinis, 2003).

A noter, par ailleurs, l'existence d'une importante source thermale (35-40°) du Hammam Sidi El Hadj à environ 7 km au nord de la zone étudiée.



**Figure 20:** Réseau hydrographique (FRHANI, 2003).

## **7.2. Hydrogéologie**

D'après la notice explicative de la carte hydrogéologique de Biskra (1980) où ses limites ne correspondent pas dans leur ensemble aux limites d'un bassin hydrogéologique, car elle englobe la vallée de l'Oued Djeddi, la région de Biskra et la cuvette d'El-Outaya ; la lithologie et les considérations hydrodynamiques permettent de différencier quatre (4) formations ou unités aquifères principales.

### **8. les formations aquifères à nappe libre, semi libre à semi captive**

**a. Nappe phréatique du Quaternaire :** elle est localisée dans les accumulations alluvionnaires du Quaternaire. Elle est mieux connue au niveau des palmeraies de Tolga et des Oueds (nappes d'inféro-flux), sa profondeur varie de 0 à 10 m ; son réservoir de composition hétérogène est constitué par des matériaux détritiques (blocs, de galets, de graviers et de sables). Son substratum est formé d'une épaisse formation argileuse, parfois, il apparaît sous forme de lentilles de sables en discordance avec les couches d'argiles. Elle est, surtout, alimentée par les eaux de précipitations, les infiltrations des oueds et les eaux d'irrigations. La catégorie des eaux de cette nappe est salée ou très salée, elle se classe parmi les chlorurés alcalines et sulfatées calcomagésiuses.

**b. Nappe des sables du Mio-pliocène :** contenant plusieurs niveaux aquifères de composition hétérogène : matériaux détritiques, des graviers et des sables dans une matrice argileuse. En profondeur, la formation devient à prédominance argilo-sableuses et repose sur une formation imperméable composée de marnes à gypse et d'anhydrite de l'Eocène moyen, ce qui implique qu'il n'y a pas infiltration des eaux de cet aquifère vers l'aquifère inférieur puisque leur nature lithologique freine toute circulation, mais il faut noter que près de bordures des monts des Ziban, les argiles sableuses sont en contact avec les calcaires de l'Eocène inférieure. Ceci veut dire qu'il y a des possibilités d'échange entre les aquifères de sables et de calcaires fissurés, notamment là où l'épaisseur d'argile est faible. La nappe des sables est couverte d'un dépôt alluvionnaire peu épais ou d'une couche sablo-gypseuse du Quaternaire. Par endroits, le Mio-pliocène affleure mettant en contact direct, cet aquifère, avec la surface assurant ainsi son alimentation à partir des eaux de la surface. (Mimeche, 1998).

Cette nappe a une extension considérable, elle est captée par de nombreux forages dans la plaine d'El Outaya. Son épaisseur faible sur les piémonts, augmente progressivement vers milieu de la plaine et donc vers le centre du bassin.

9. les formations aquifères captives:

**a. Nappe des calcaires (Eocène inférieur et Sénonien supérieur) :** cette nappe est localisée en grande partie dans la région de Biskra. Elle est plus exploitée à l'Ouest qu'à l'Est de Biskra à cause des faibles profondeurs relatives de captage. A l'Ouest, la profondeur varie de 15 à plus que 200 m alors qu'à l'Est, la profondeur dépasse les 400 m. Cette nappe recèle d'importantes réserves qui sont liées d'une part aux faciès et à l'état de fissuration de la roche, et d'autre part à sa recharge souterraine à partir de l'Atlas saharien. Son toit est constitué par des formations argilo-sableuses du Mio-pliocène au nord et des marnes à gypses de l'Eocène moyen au Sud contribuant à sa mise en charge (Mimeche,1998).

**b. Nappe du Continental Intercalaire CI :** cette nappe est souvent appelée « nappe albienne », elle est constituée de grès et d'argiles. Elle est peu exploitée dans la région, sauf à Ouled Djellalet Sidi Khaled où les formations gréseuses de l'Albien ou du Barrémien sont touchées à des profondeurs de 1500 à 2500m.

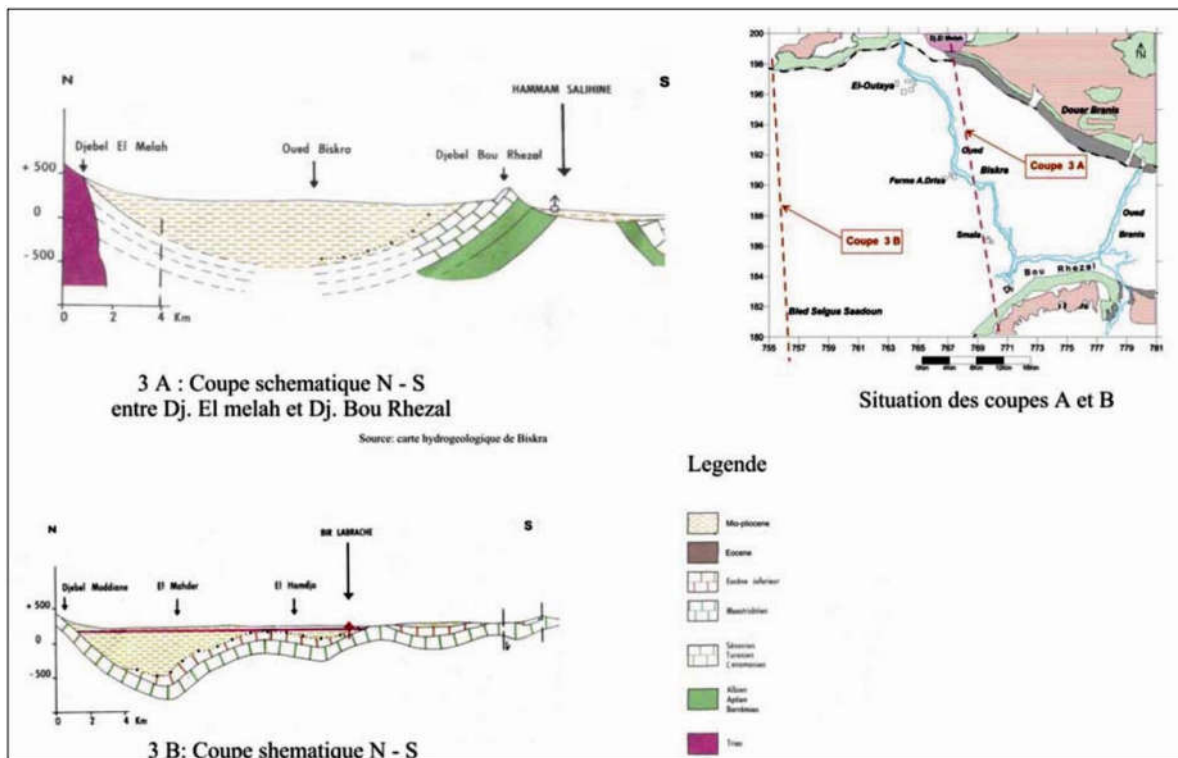


Figure 21: Coupes hydrogéologique schématique de la région de Biskra. (Extrait de la carte hydrogéologique de BISKRA 1/200.000). (Brisis. 2011)

## **La Rocher de Sel**

### **1 Introduction**

Le synclinal de Djelfa fait partie des monts de OuledsNaïls qui forment la partie centrale de l'Atlas Saharien, qui est d'orientation grossière Sud Ouest - Nord Est. Représenté principalement sur la carte de Djelfa 1/200000 (NI-31-XVI) et la carte d'Aflou 1/200000 (NI31-XV).

En se basant sur les anciens travaux géologiques régionaux de nombreux géologues chercheurs tels que: G.CORNET (1952), A.CAIRE (1967), POUGET(1980), J.TRAYSSAC (1981) etc, le synclinal est constitué d'un matériel de nature continentale d'âge, Trias, Crétacée, Tertiaire et Quaternaire, plissé au cours des phases orogéniques Tertiaires, Ces formations sont constituées de:

- Terrains anciens représentés par le Trias.
- Très importantes assises carbonatées, grès, marnes d'âge Crétacé.
- Remplissage Mio-Plio-Quaternaire constitué essentiellement de limons, d'argiles, de marnes, de lentilles de grés et de conglomérats.

### **2 Description lithologique des formations :**

En se référant aux études sus citer, La série stratigraphique de la région d'étude se présente de bas en haut comme suit (Fig. 03 et 04):

#### **2.1 Trias**

Le Trias ne se trouve en surface que dans quelques diapirs, c'est-à-dire dans des endroits où il a remonté à travers les couches qui l'avaient recouvert, où se trouve en contact anormal avec les couches plus récentes.

Le plus important de ces diapirs est le « Rocher de sel » , situé à une vingtaine de Kilomètres au Nord de la ville de Djelfa , il existe également d'autres affleurements triasiques visibles le long de la route (Alger-Djelfa, RN°01) à l'entrée de la ville de Djelfa , et aussi à l'extrême Sud Est de la zone d'étude au niveau du Maalba.

Ce sont des faciès évaporitiques constitués de sel gemme, de gypse lamellaire, d'anhydrite, de marnes bariolées, de grés argileux de couleur lie de vin et de schistes versicolores, avec des inclusions de conglomérats.

Le Trias est sans intérêt hydrogéologique, au contraire, il peut constituer un problème de salinité des eaux.



2.2 Cretace

2.2.1 Néocomien

Il affleure et forme les reliefs du Kef-Haouas et Djebel Aissa qui sont situées au Nord à proximité de Djebel Sen alba. Il est représenté par des argiles gréseuses, sur lesquelles reposent des bancs décimétriques de calcaires dolomitiques, riches en polypiers diaclasés avec des figures de dissolution en surface. Vers le sommet on trouve des calcaires gréseux, des calcaires à térébratules et échinidés. L'ensemble atteint une épaisseur de 800 m.

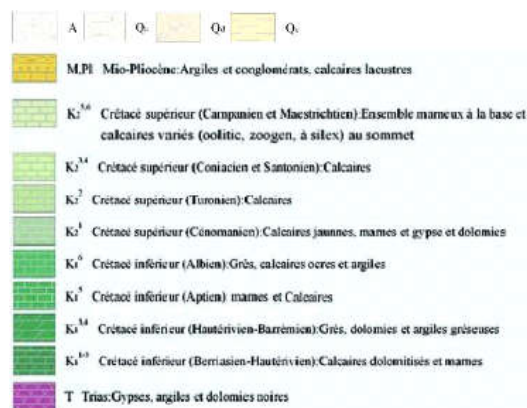
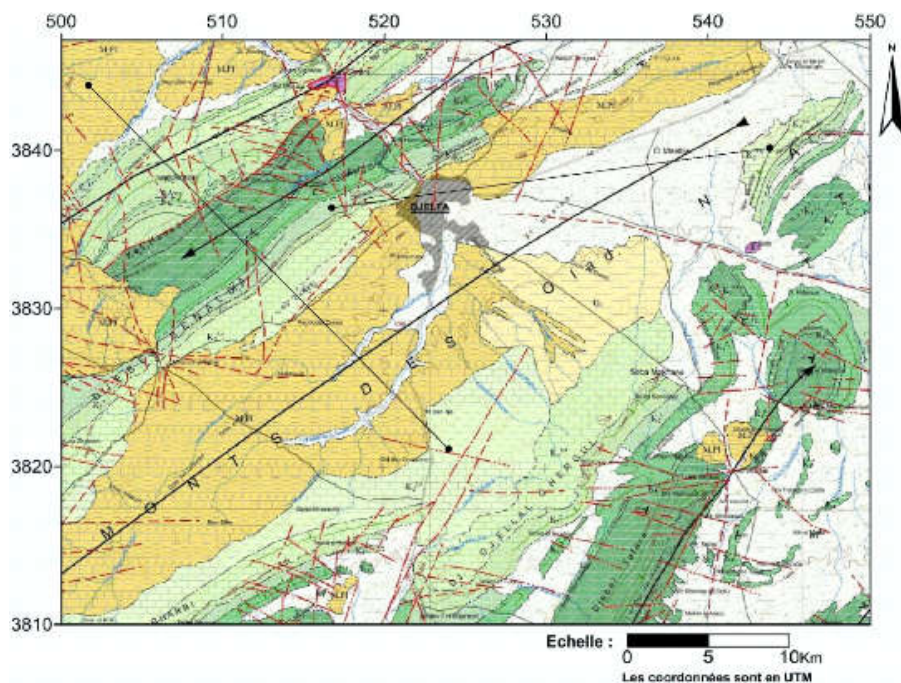
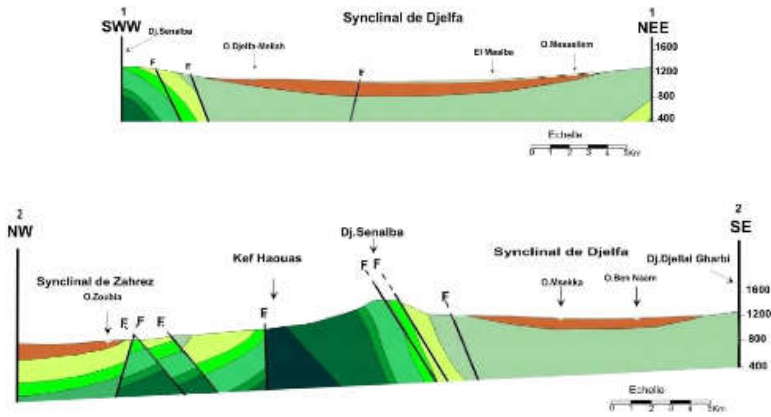


Figure 22: Géologie de la région d'étude à partir de l'extrait de la carte géologique de Djelfa.



Légende :



Figure 23: Coupes géologiques traversant la région d'étude

(réalisée à partir de la carte géologique et topographique de Djelfa-1/200000-)

(Rahmani, 2016)

2.2.2 Barrémien

Ces formations affleurent au Kef-Haouas et dans l'Est de la carte, avec des épaisseurs allant jusqu'à 1500m à l'Ouest et plus de 2000m à l'Est. Ces formations sont représentées par des dépôts continentaux où nous y trouvons des alternances de grès et d'argiles gréseuses rouges. Les grès sont durs à stratifications entrecroisées, constitués de grains fins très consolidés. Vers la partie sommitale, les bancs de grès sont moins épais (de l'ordre métrique). Les diaclases sont fréquentes et conformes à la direction des failles.

**2.2.3 Aptien**

L'Aptien forme une bande étroite, continue bien visible dans les deux flancs, Nord et Sud, parfois il est discontinu quand il est caché par le quaternaire. (Rapport ANRH 1999)

Concernant la lithologie, l'Aptien II est formé de calcaires à orbitolines plus ou moins durs, de couleur beige à patine jaune légèrement verdâtre, et des marnes verdâtres à grisâtres. Les marnes sont plus dominantes que les calcaires, parfois on rencontre des bancs de calcaires fins argileux ou gréseux avec une épaisseur de 50 m au niveau de Djebel Djellal Chargui et Sen alba. L'ensemble atteint une épaisseur de 200 m.

**2.2.4 Albien**

Les formations de l'Albien sont affleures tout au tour du synclinal. Sa partie inférieure est formée de grès massifs fins de couleur rouge, parfois blanc pâle tacheté de points noirs. Les grès sont intercalés par des passées d'argiles grisâtres. L'épaisseur est de 400 m en moyenne.

Sa partie supérieure est constituée de calcaires et marnes en alternance, avec une épaisseur d'environ 200 m.

**2.2.5 Cénomaniens**

Ces formations sont bien représentées dans la partie Nord au niveau de Djebel Sen alba, avec une épaisseur moyenne 350m. Cette série est formée essentiellement par des marnes jaunes à jaunes verdâtres avec parfois des argiles jaunâtres, dans la partie sommitale, on y trouve aussi des intercalations de bancs calcaires, peu épais.

**2.2.6 Turonien**

Ces formations affleurent tout au tour du synclinal, avec une épaisseur moyenne 400m. Cette série est formée dans la partie sommitale de calcaires durs de couleur blanche claire ou grisâtre, très diaclases et fissurés avec des figures de dissolution. Les fissures non concrétionnées, sont en communication directe, ce qui implique son intérêt hydrogéologique.

Vers la partie médiane, on rencontre un ensemble marneux gris verdâtre, fossilifère avec des intercalations des niveaux de calcaires organiques. Cet étage s'achève par des calcaires en plaquettes et des gypses.

### **2.2.7 Sénonien**

Nous rencontrons ces formations sur les bordures et sous les affleurements Mio-pliocène et du Quaternaire. C'est essentiellement une alternance plus ou moins régulière de marnes, de calcaires dolomitiques, de calcaires blanc diaclasés à inocérames (de couleur jaunâtre à gris) et de lentilles de gypse qui sont fréquentes dans la partie sommitale. Il admet une épaisseur comprise entre 800 et 1000m.

## **2.3 Neogene**

### **2.3.1 Mio-Pliocène**

Il est bien représenté, au centre, au Nord, à l'Est, au Sud et à l'Ouest de la carte. Il est constitué de marnes, argiles rouges à jaunes verdâtres, de bancs de calcaires peu épais, de conglomérats à éléments calcaires et de gypse.

Les lentilles de conglomérat d'épaisseur entre 0,50 m à 1 m, alternat tous les 0.5 m avec des limons sableux rosâtres finement lités (J. TRAYSSAC 1981). Dans le matériel conglomératique nous y trouvons une prédominance de calcaire Turonien, aux cotés des débris de grès Albien, des marnes bariolées du Trias et des marnes bitumineuses Aptiennes à rognons de silex.

Il existe cependant, en allant vers le centre du synclinal, dans des assises supérieures, de rares intercalations de poudings, ce sont des grosses lentilles de 2 à 5 m d'épaisseur et de longueur pouvant atteindre plus de 30 mètres. Des figures de courants et de stratifications obliques, sont également représentées au niveau des lentilles conglomératiques ainsi que sur les limons sableux rouges.

Nous avons aussi un certain grano classement; les gros galets et blocs sont massés en haut, tandis que la base est gravillonnée.

## **2.4 Quaternaire**

### **2.4.1 Quaternaire ancien**

Représenté par un premier glacis, constitué d'une croute très épaisse et très dure presque dépourvue du matériel grossier. Il existe cependant un deuxième glacis, reposant sur les

formations sablo-limoneuses du Néogène. Ils sont dans un premier lieu en discordance sur l'horizon de limon carbonaté blanc pulvérulent. Par dessus, on passe à un horizon bréchié très fortement consolidé par une croûte carbonatée (Rahmani, 2016).

### **3 Hydrogéologie et Stratigraphie :**

A partir de la série lithostratigraphique décrite plus haut, on peut déduire les formations susceptibles d'être aquifères, présentant un intérêt hydrogéologique, et d'autres imperméables pouvant jouer le rôle de substratum imperméable (**Figure 25**) :

#### **3.1 Formations perméables :**

On peut citer :

- Les calcaires gréseux du néocomien supérieur
- Les grès du Barrémien.
- Les grès et les calcaires de l'Albien.
- Les calcaires du Cénomanién supérieure
- Les calcaires du Turonien.
- Les formations Moi-Plio-Quaternaires.

#### **3.2 Formations imperméables :**

On peut citer :

- Les argiles du Néocomien inférieure.
- Les marnes de l'Aptien.
- Les marnes et les argiles du Cénomanién inférieure.
- Les marnes du Sénonien.

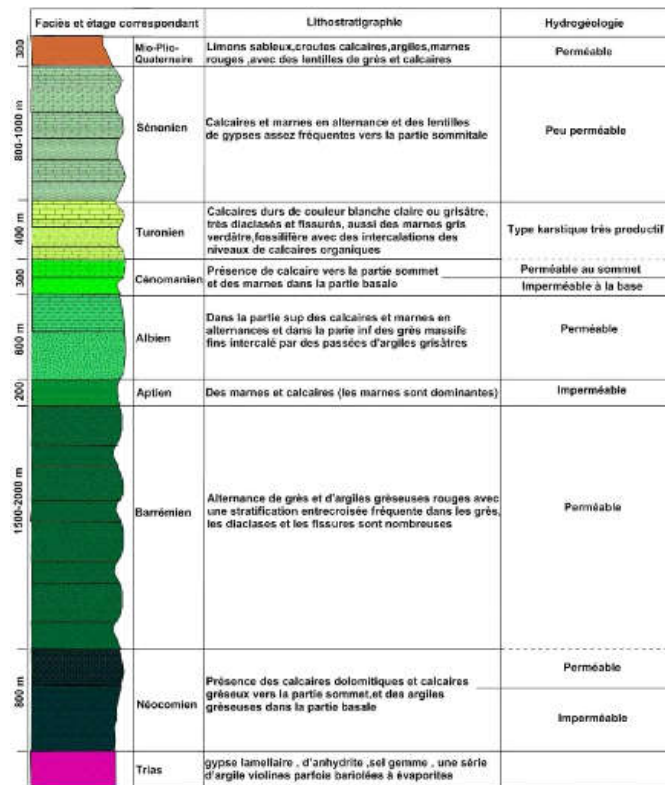


Figure 24: Log stratigraphique synthétique du Synclinal de Djelfa.

(Article : Chibane B, Boutaleb A, Lacroix M (2010), modifié)

(Rahmani, 2016)

#### 4. Tectonique

La structure géologique actuelle des monts des OuledsNaïls est issue essentiellement des plissements tertiaires, avec des séries créacées constituant l'ossature de ces monts, ils sont très plissés selon une direction SW-NE (J. TRAYSSAC 1981).

Le synclinal est subdivisé en deux parties :

- La partie centrale (axiale)
- Les flancs Nord et Sud du synclinal.

##### 4.1 La partie centrale (axiale) :

La zone axiale caractérisée par une orographie basse, correspond à une vaste cuvette d'axe SW-NE. Elle est comblée par des dépôts continentaux du Néogène et du Quaternaire.

**4.2 Les flancs Nord et Sud du synclinal : Le flanc Nord :**

Est constitué de deux sous-ensembles séparés par un contact tectonique majeur d'une direction conforme à la direction globale du synclinal.

-Le premier sous-ensemble de pendage supérieur à  $40^\circ$  est formé par une série monoclinale d'âge Sénonien à Néocomien. Ce qui correspond à une zone montagneuse parcourue par un réseau hydrographique orienté SE-NW dont l'oued principal est celui de Djelfa-Melah.

-Le deuxième sous-ensemble de même série à pendage NW inversé SE formant des plis au niveau de Kef-Haouas (Rahmani, 2016).

**Le flanc Sud :**

Il est constitué par une série monoclinale de pendage NW relativement plus faible de  $12^\circ$  à  $30^\circ$ . Ce flanc est affecté par un accident tectonique important, c'est un décrochement dextre dont le rejet horizontal dépasse les 5 Km subdivisant le flanc Sud du synclinal de Djelfa en deux parties (Djebels): Djebel Djellal Gharbi à l'Ouest de la route Djelfa-Laghouat et Djebel Djellal Chergui à l'Est de cette route.

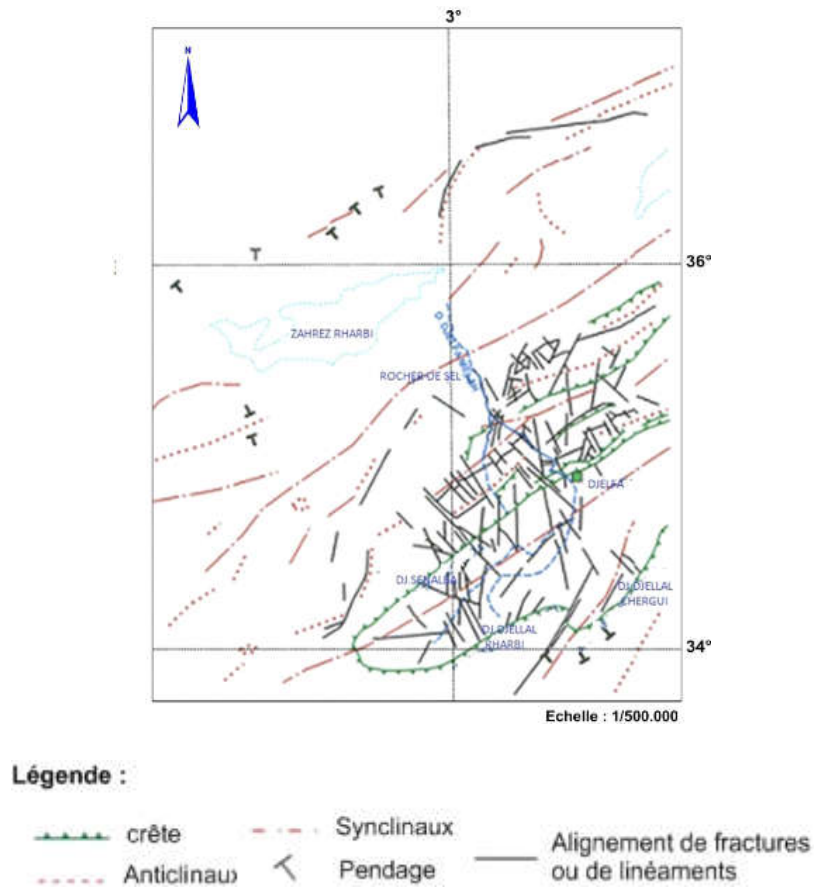
L'observation de la figure 06 montre que le flanc Nord de la dépression de Djelfa est beaucoup plus affecté par les accidents tectoniques que le flanc Sud. En générale la fracturation prend deux familles de directions différentes qui sont :

-Une famille orientée NW-SE a pour trois directions préférentielles:

N  $110^\circ$  à N  $120^\circ$ , N  $120^\circ$  à N  $130^\circ$ , N  $130^\circ$  à N  $140^\circ$ .

- Une famille orientée N-S a pour direction N  $0^\circ$  à N  $10^\circ$ .

Notant également, l'existence des fractures orientées NE-SW (Rahmani, 2016).



**Figure 25:** Schéma tectonique du monts des Ouled Nail et bassin des Zahrez (D'après G. CORNET 1952, complété par J. TRAYSAC 1981)



## **Chapitre IV**

### **Application des méthodes du champ de potentiel à la zone d'étude**

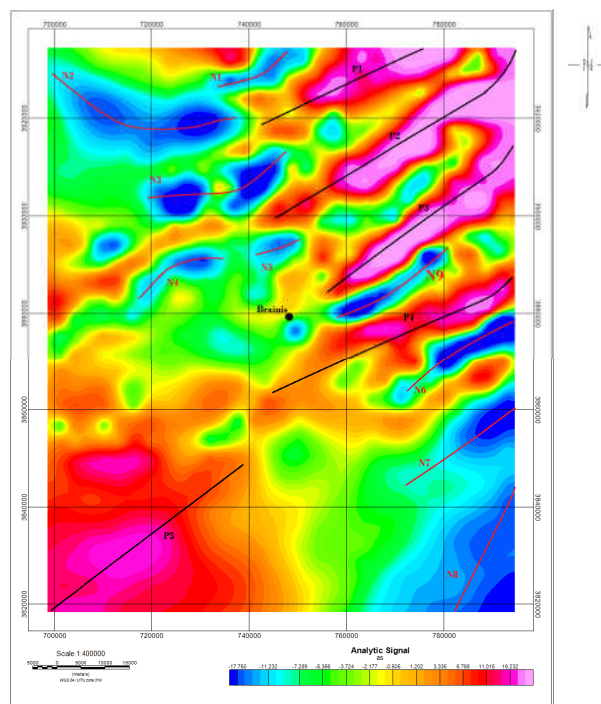
## **Diapirs de l'Outaya**

### **1-séparation des anomalies résiduelle et régionale**

Les anomalies de courtes longueurs d'ondes sont générées par des sources superficielles tandis que ceux générés en profondeurs sont caractérisés par des grandes longueurs d'ondes.

Afin d'obtenir la carte des anomalies résiduelles la séparation des anomalies est une étape indispensable, l'anomalie régional issue des grandes structures influe considérablement les valeurs gravimétriques pour cela la soustraction de ces anomalies reflète l'influence des structures situées en sub-surface, Le prolongement vers le haut, qui est un puissant filtre passe-bas, est également utilisé pour déterminer la régionale, toutefois, cette méthode présente également un handicap qui réside dans la difficulté à déterminer l'altitude de prolongement appropriée en vue d'avoir la meilleure approche de la régionale. Dans le cas de la présente étude, nous avons adapté la méthode de Zeng (1989) qui est un compromis entre le prolongement vers le haut et le lissage polynomial. Cette méthode permet de déterminer le degré optimal de la surface polynomiale qui donne la meilleure estimation de la tendance régionale à partir de la carte d'anomalie de Bouguer

L'application d'un polynôme (Hamoudi et al ,2011. Njandjock et al, 2003)d'ordre 1 a permis d'obtenir les résultats représentés dans la figure 26.



**Figure26:**cartes des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1

Après soustraction de l'anomalie régionale, les valeurs du champ gravimétrique résiduelles sont situées entre -17.76 et +16.23 mGal. Plusieurs axes gravimétriques sont localisés dans la région orientée NE-SW/ E-W/NW-SE. Le **tableau 2** résume ces anomalies et les causes de leur apparition.

**Tableau 2:** Récapitulatif des anomalies gravimétriques

<b>Anomalie</b>	<b>Direction</b>	<b>Localisation</b>	<b>Source</b>
N1 Négatif	NE-SW	Nord d'lOutaya	<b>Bassinsédimentaire/Diapirisme</b>
N2 Négatif	NW-NE	Nord d'lOutaya	<b>Bassinsédimentaire/Diapirisme</b>
N3,4,5 Négatif	NE-SW	Nord d'lOutaya	<b>Bassinsédimentaire/Diapirisme</b>
N6, 7, 8, N 9 Négatif	NE-SW	Sud Est d'lOutaya	
P1, P2, P3, P4 Positif	NE-SW	Est d'lOutaya	<b>Branis</b>
P5 Positif	NE-SW	Sud Ouest d'lOtaya	<b>Mechounche</b>

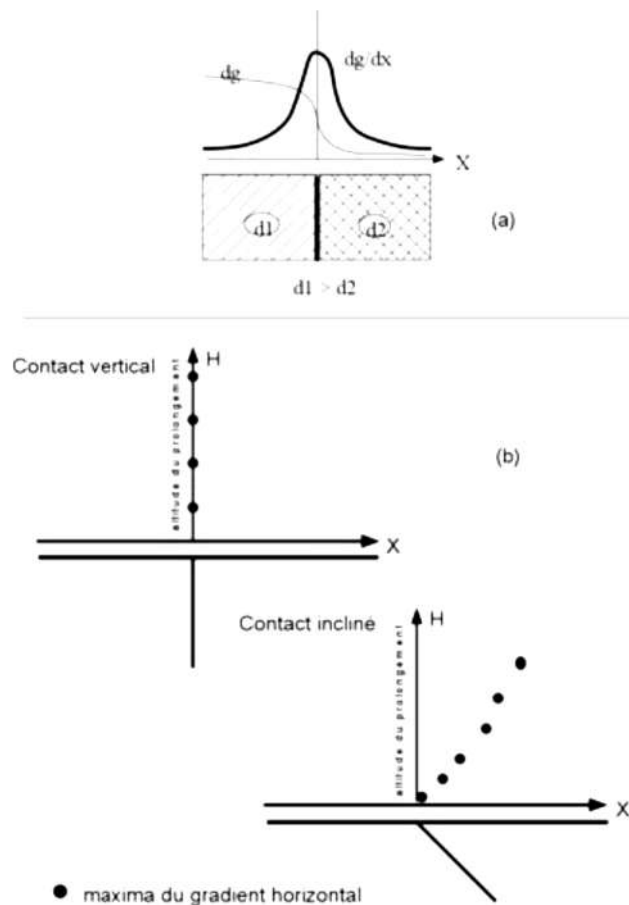
La carte des anomalies résiduelles (**figure 26**) reflète la variation latérale des anomalies gravimétriques, et montre l'existence de plusieurs axes. La corrélation des résultats avec la géologie permet de déduire ce qui suit :

- Les axes négatif N1, N2 orienté NW-SE/ NW-SW au Nord Est d'El Outaya est dû à la présence des formations salifères, similaires aux formations du Dj-El Melah de Biskra.
- Les axes négatif N3, 4, et N5 orienté NE-SW situé a l'Outaya présente les mêmes caractéristiques géologiques que celui de l'Outaya et semble être la continuation de ce dernier vers le Est; Cette anomalie dessinant fidèlement les contours du graben, est provoquée par le remplissage de cet effondrement par des sédiments récents de faible densité.
- Les axes positifs P1, 2, 3, et P4 orienté SW-NW situé a sud de El Kantara est dû à alternence l'affleurement des monts carbonatés du Dj Bous et Dj el Azrage, Fedj el Djir, Dj el Krouma et Dj Ahmar Khaddou.
- les axes positifs P5 orienté NE-SW situé à Sud de l'Outaya ver Mechounche est dû à la présence de Dj Bou Ghezel.
- l'axe négatif N6, 7, 8 et N9 orienté NE-SW-SW au Sud Est de l'Outaya est dû à la présence du synéclise.

## 2-Réalisation des cartes du gradient horizontal

L'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical (**Fig 27**) est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal

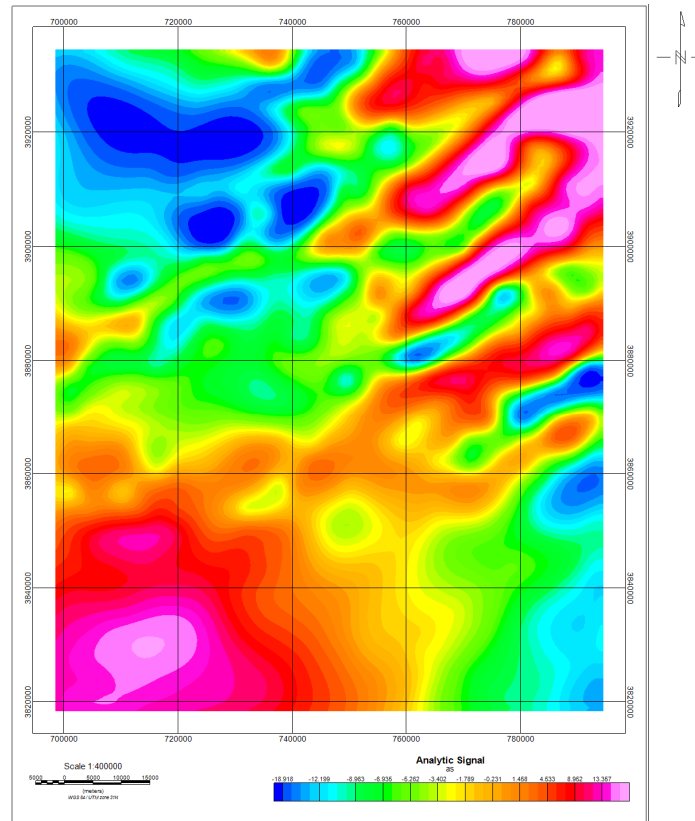
Si le contact à un pendage non vertical (**Fig. 27b**), les maxima du gradient horizontal se déplacent dans le sens du pendage (Blakely et al, 1986. Everaerst et al, 2001. Khattach et al, 2004. Vanié et al ,2005).



**Figure 27:**Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pendages (b). (Vanié et al ,2005)

La carte du gradient Horizontal obtenu (figure 28) reflète la distribution de l'amplitude du gradient, dans la partie Nord Est il est important à cause des formations carbonatées qui constituent la séries de Dj Merah, Dj El Azrag, Fedj el Djir et Dj Krouma Nord biskra ainsi que la fracturation importante dans cette zone, la région est caractérisée par des fortes amplitudes par rapport aux formations environnantes (Dépassant  $13,35 \cdot 10^{-3}$  mGal/km).

Pour le reste du terrain plusieurs anomalies sont observées qui sont générées par un fort contraste des roches ou par la présence de faille et de discontinuité tectonique importante.



**Figure 28:** Carte du Gradient horizontal

La partie Est de la région est caractérisée par la présence de linéaments orientés vers la direction NE et NNE, tandis que la partie centrale en allant vers le Dj Deba est de direction NE, NW et NNW.

Les maxima du gradient Horizontal prolongés vers le Haut ont permis d'identifier des structures linéaires qui correspondent à des failles (Blakely et al, 1986. Everaerst et al, 2001), les hauteurs de prolongement sont entre 301m, 693m, 961m, 1358m, 1501m à 2051m, les maxima obtenus à chaque itérations se superpose ce qui se traduit par des failles vertical à sub vertical.

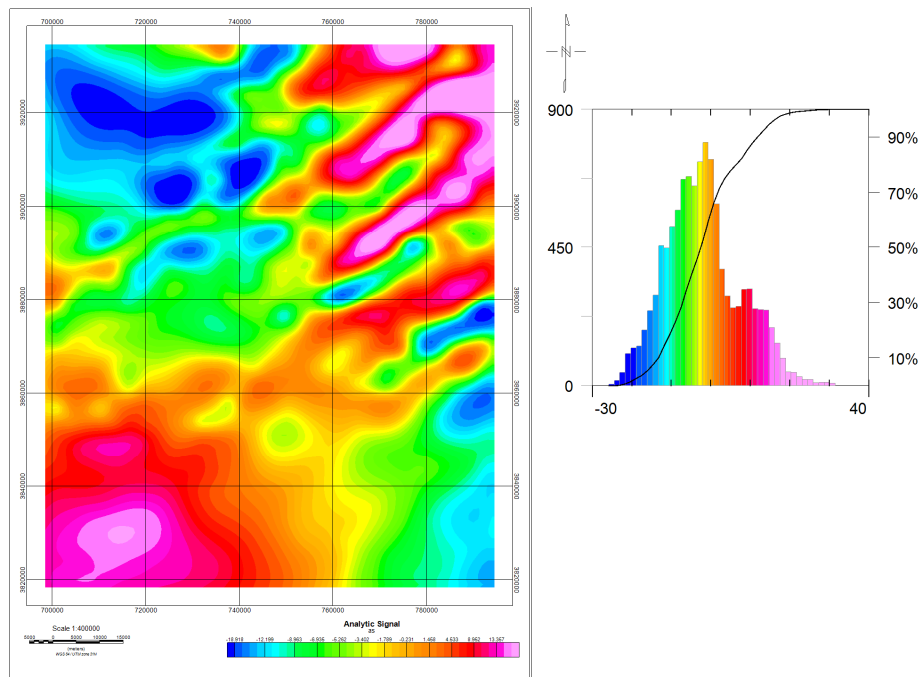
L'analyse statistique des linéaments permet d'identifier quatre familles de faille, la première orientée entre N 15°- 75°, la deuxième orientée entre E 90°-165°, et Troisième S 210°-255°, et quatrième W 270°-345°.

une nette dominance de la première famille.

Les failles de la première famille sont situées entre la région de sidi Ali, Brinis, Dj Bou Rhezal.

Le prolongement vers le Haut à des hauteurs dépassant les 3 Km indique que ces failles sont profondes et continues (figures 29).

La deuxième famille des failles est présente dans massif du Dj-El Melah et les zones qui l'entours (Brinis, B. El Hamadja), la troisième famille des failles est présente dans massif du B. El Hamadja et FomeDefour, Les structures linéaires situées entre l'Outaya et Branis apparaissent à des profondeurs importantes.



**Figure 29:** Gradient horizontal des données gravimétriques prolongé vers le haut à 3km

### **3-Carte des solutions d'Euler :**

#### **3-1- Choix des paramètres de la déconvolution**

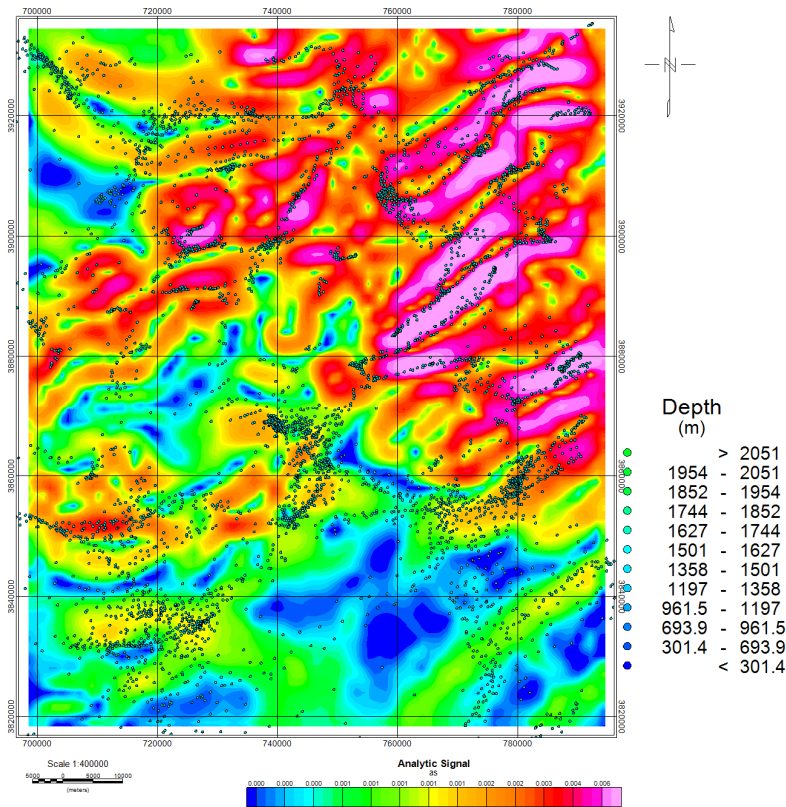
La Déconvolution d'Euler est une technique délicate qui nécessite un bon choix des paramètres, le choix d'un indice structural peu adapté conduit à des solutions erronées en termes de profondeur et de localisation, (Reid et al.1990 et Thompson, 1982)

Dans ce travail l'indice utilisé est SI (0.25), les résultats obtenus sont représentés dans la figure (voire annexe pour les figures en hautes résolution)

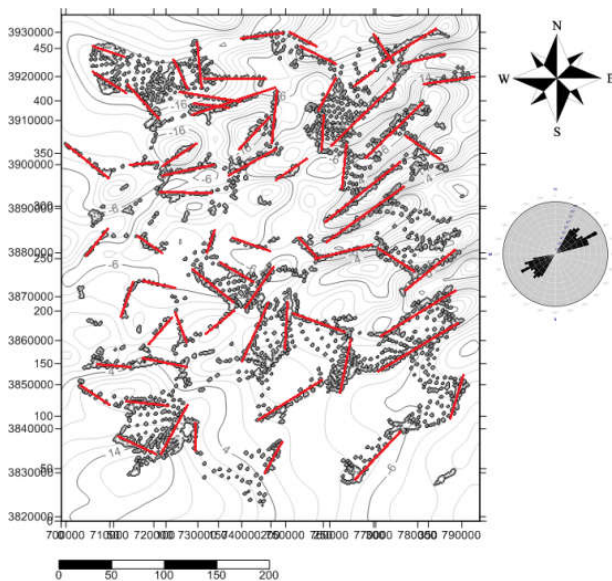
Les solutions d'Euler pour l'indice structural  $N=0.25$  montrent une distribution homogène des solutions, la modélisation des données gravimétriques pour les failles et les linéaments se base sur la connaissance d'une structure connue en terme de profondeur, de localisation et de densité, dans ce travail une faille géologiquement cartographiable en surface au Nord de

l'Outaya va servir comme modèle pour déterminer le choix le plus adéquat de l'indice structural.

La déconvolution d'Euler permet de cartographier les linéaments qui résulte d'un ajustement linéaire des solutions d'Euler à une profondeur donnée.



**Figure30:** Carte des solutions d'Euler pour IS=0.25 région d'El Outaya



la Carte des solutions d'Euler

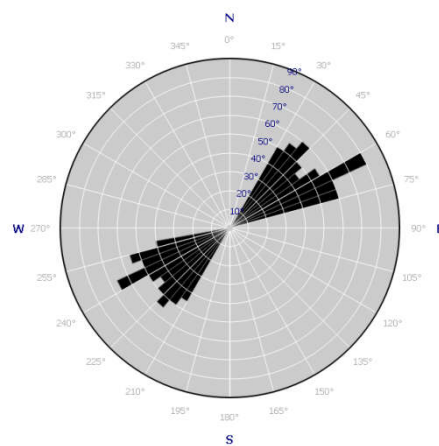
**Figure31:** Accidents tectoniques obtenus sur

L'ensemble des solutions obtenues par la déconvolution d'Euler indiquant la présence d'accidents tectoniques d'origine profondes c ce qui ce traduit par les solutions obtenus (figures 30,31)

### **3-2- Analyse structurale**

Les orientations obtenus après la combinaison des résultats de la déconvolution d'Euler avec les maximas du gradient horizontal prolongé sont N-S à N 30° E, N 45 ° E, N80 à 100° E et N 120 à 160° E.

Les observations sur une partie du secteur d'étude révèlent l'existence de diaclases orientées vers N-S à N 30-45 ° E, N80-100° E et N 120-160° E



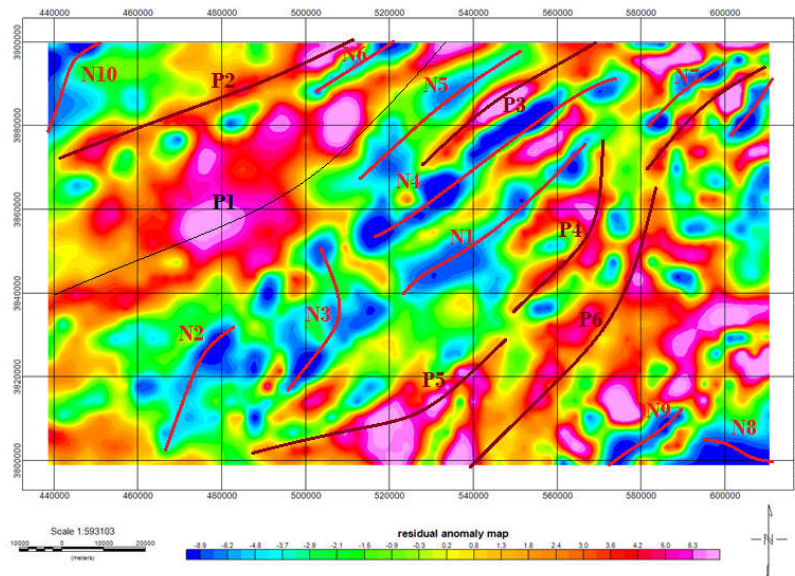
**Figure 32:** Rosace des linéaments obtenus par campagne de terrain sur une partie de la zone d'étude



**La Rocher de sel (Djelfa)**

Coordonnées géographiques: x 508607.73/ y 3854672.42

**1-Séparation des anomalies gravimétriques**



**Figure 33:** carte des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1

Après soustraction de l'anomalie régionale, les valeurs du champ gravimétrique résiduelles sont situées entre -8.9 et +6.3 mGal. Plusieurs axes gravimétriques sont localisés dans la région orientée NE-SW/NNE-SSW. Le **tableau 3** résume ces anomalies et les causes de leur apparition.

**Tableau 3:** Récapitulatif des anomalies gravimétriques

Anomalie	Direction	Localisation	Source
N1,2,3,4,5,7 Négatif	NNE-SSW	Ain Maabad	Bassin sédimentaire/Diapirisme
N10 Négatif	NE-SW	Ouest de Hassibahbah	Anticlinal Zahrez Gharbi
P1 P2 Positif	SW-NE	Nord de AinMaabad	Monts Dj. Sahri
P4 P5 P6 Positif	NE-SW	Sud de Djelfa	Monts des Oulad Nail

La carte des anomalies résiduelles (**Figure 33**) reflète la variation latérale des anomalies gravimétriques, et montre l'existence de plusieurs axes. La corrélation des résultats avec la géologie permet de déduire ce qui suit :

-Les axes négatif N1, 2, 3, 4, 5 et N7 orienté NNE-SSW au Nord de Zehrez Chergui est dû à la présence des formations salifères, formations du « rocher de sel ».

-l'axe négatif N10 orienté NE-SW de Hassi Bahbah est dû à la présence du synéclyse de Zahrez Gharbi.

-L'axe positif P1, P2 orienté SW-NE situé au nord de Roche de Sel est dû à l'affleurement des monts carbonatés Dj Sahri.

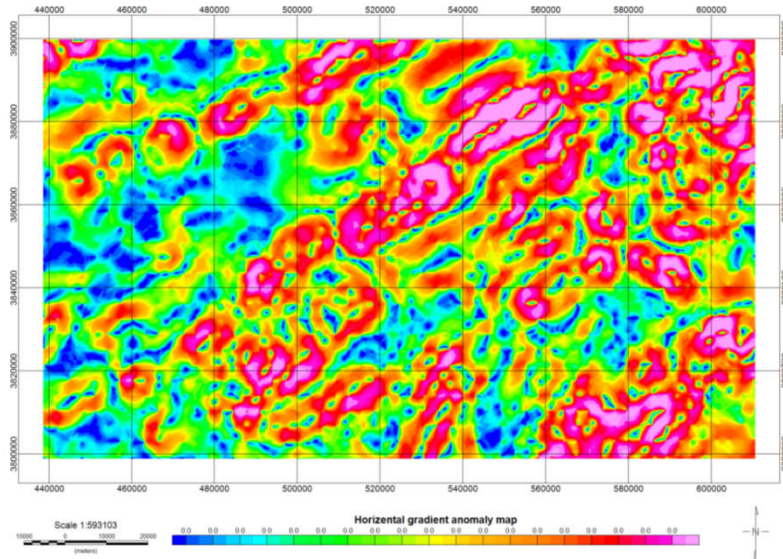
-l'axe positif P4, P5, P6 orienté NE-SW situé à le Sud de Djelfa est dû à la présence de la Monts des Oulad Nail (calcaires).

Le pays des Ain Maabad est situé dans une zone à anomalie négative entre les axes P1 et P5, P6 (figure 33) générée par l'abondance des formation salifère. La présence de Beaucoup de trous dolines est un indicateur sur le développement passé de réseau souterrain à travers ces formations. Les travaux de confirment la présence de quelque gouffre et cavités tapissées de matériaux perméables responsables du soutirage des eaux superficielles. Le réseau hydrographique dans la zone des Ain Maabad est dense. Toutes ces informations nécessitent d'être exploitées et combinées avec les données structurales du site. Afin d'avoir une idée plus claire sur la distribution des linéaments et des accidents tectoniques la Déconvolution d'Euler et le gradient horizontal fournissent les résultats nécessaires.

## **2-Réalisation des cartes du gradient horizontal**

La carte du gradient Horizontal obtenu reflète la distribution de l'amplitude du gradient, dans la partie Nord Ouest et Sud il est important à cause des formations carbonatées qui constituent la série de Dj Sahri el Monts Des Oulad Nail au Sud de Djelfa ainsi que la fracturation importante dans cette zone (**figure 34**), la région du Zaafran et Ain El-ibel est caractérisée par des fortes amplitudes par rapport aux formations environnantes (Dépassant  $6.3.10^{-3}$  mGal/km).

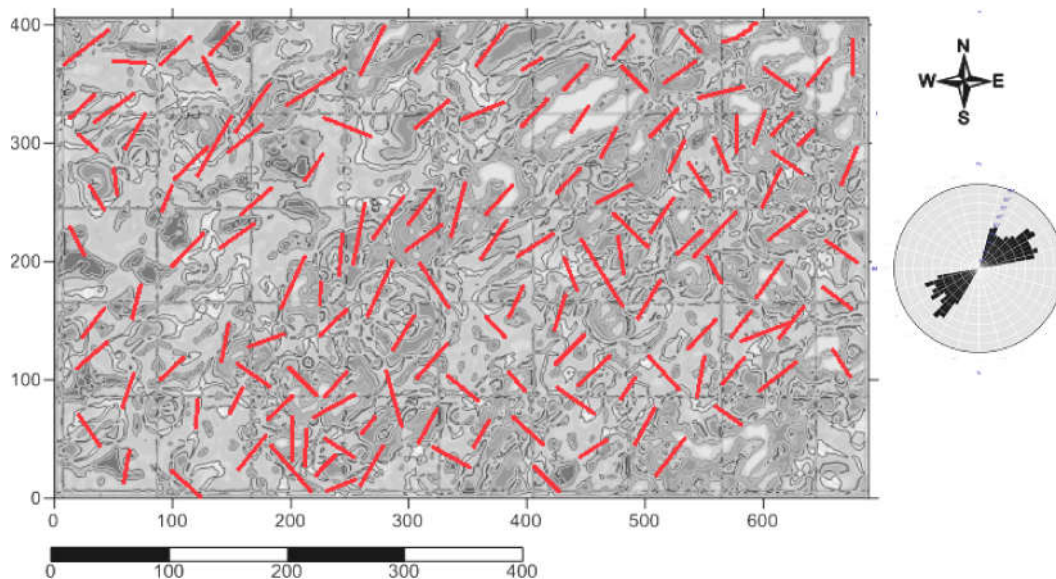
Pour le reste du terrain plusieurs anomalies sont observées qui sont générées par un fort contraste des roches ou par la présence de faille et de discontinuité tectonique importante.



**Figure 34:** Carte du Gradient horizontal

La partie Est de la région est caractérisée par la présence de linéaments orientés vers la direction NE et NNE, tandis que la partie centrale allant vers le Ain Maabad est de direction NO/ NS et NNW.

Les maxima du gradient Horizontal prolongés vers le Haut ont permis d'identifier des structures linéaires qui correspondent à des failles (Blakely et al, 1986. Everaerst et al, 2001), les hauteurs de prolongement sont entre 250m, 500m, 750m, 1000m, les maxima obtenus à chaque itération se superposent ce qui se traduit par des failles verticales à sub verticales (**figure 35**).



**Figure 35:** Accidents tectoniques (failles verticales) obtenus sur la Carte du Gradient horizontal

L'analyse statistique des linéaments permet d'identifier quatre familles de faille:

- La première orientée entre N 10°- 85°
- La deuxième orientée entre E 90°-155°
- Troisième S 195°-270°
- Quatrième W 270°-360°.

une nette dominance de la première et deuxième famille.

-Les failles de la première famille sont situées à la région de Dar Chioukh, Mlihia, EzZaafran, Ain Maabad, Ain El Ibel.

-La deuxième famille située à la région de Mlihia, Zakar, Dar Chioukh.

-Le prolongement vers le Haut à des hauteurs dépassant les 1 Km indique que ces failles sont profondes et continues (figure IV.8).

-La troisième et quatrième famille des failles est présente dans massif du Rocher de sel et les zones qui l'entours (Djelfa, Charef, Beni Yagoub).

-Les structures linéaires situées entre Djelfa et Ain Maabad et Zaafran apparaissent à des profondeurs importantes.

### **3-Carte des solutions d'Euler :**

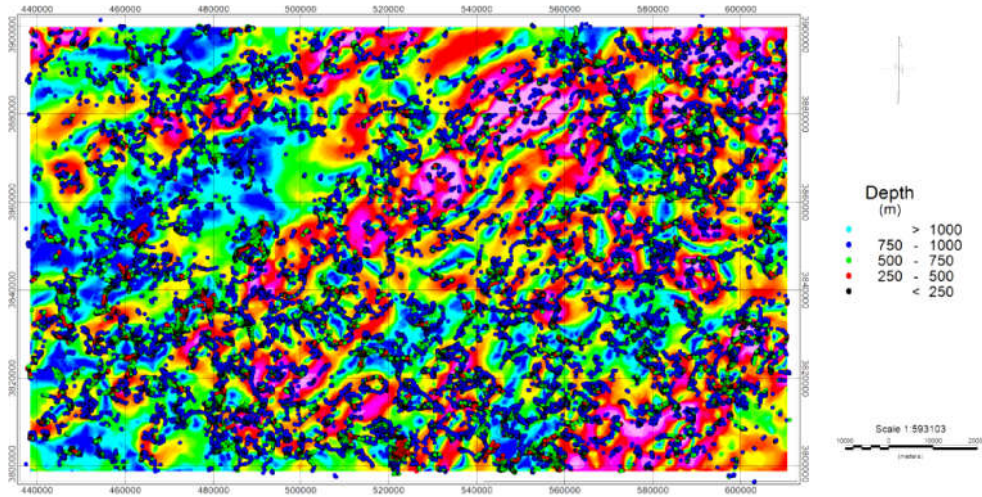
#### **3-1- Choix des paramètres de la déconvolution**

Dans ce travail variante sont testé (0.25), les résultats obtenus sont représentés dans les figure (voire annexe pour les figures en hautes résolution)

Les solutions d'Euler pour l'indice structural  $N=0.25$  montrent une distribution homogène des solutions.

dans ce travail une faille géologiquement cartographiable en surface au Nord-Ouest de Djelfa va servir comme modèle pour déterminer le choix le plus adéquat de l'indice structural.

La déconvolution d'Euler permet de cartographié les linéaments qui résulte d'un ajustement linéaire des solutions d'Euler à une profondeur données.



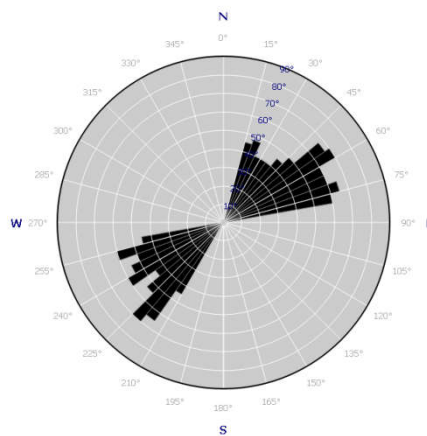
**Figure 36:**carte de la deconvolution d'Euler pour un IS=0,25

Les résultats obtenus pour le deconvolution d'Euler (**figure 36**) indique la présence de plusieurs gamme de solution qui signifient des linéaments généralement de moyenne a faible profondeur, ces solution sont en partie issue des mouvements tectoniques hérités qui ont affecté le nord du Sahara Algérien et qui sont probablement de la phase sénonienne déclenchant ainsi l'apparition du diapirisme dans la région

### 3-2- Analyse structurale

Les orientations obtenus après la combinaison des résultats de la déconvolution d'Euler avec les maxima du gradient horizontal prolongé sont W 355°-360°, S230°-235°, N80°, S85°, E100°-105° (fig. ).

Les observations sur une partie du secteur d'étude révèlent l'existence de diaclases orientées vers S230°-235°, N 110°-120°, N 120°-N 130°, N 130°-140°.



**Figure37:**Rosace des linéaments obtenus par campagne de terrain sur une partie de la zone d'étude



**Photo 5:** Compagne de recensement des fractures et des dolines sur terrain

**Chapitre V**  
**Modélisation 2D et extension**  
**souterraines des diapirs**

## **1- Objectif de la modélisation 2D**

La modélisation du sous-sol profond est effectuée par le logiciel Potent 2D1/2. C'est un logiciel permettant la comparaison entre la courbe expérimentale obtenue à partir des profils tracés sur la carte d'anomalies de Bouguer et la courbe calculée.

Au terme de l'analyse qualitative de la carte des anomalies gravimétriques nous avons pu établir la corrélation entre les anomalies observées et les différentes entités géologiques. L'analyse a aussi permis de voir les signatures gravimétriques des directions tectoniques majeures de la zone d'étude. Nous allons à présent procéder à l'interprétation quantitative des données expérimentales. Elle consiste à obtenir un modèle de structure du sous-sol comportant différentes couches de terrain avec leurs épaisseurs et à déterminer la géométrie des surfaces de contact entre terrains différents ainsi que celle des accidents éventuels. Pour le faire, on procédera à une interprétation directe des anomalies par une modélisation 2D1/2 le long d'un profil ; la modélisation sera précédée par une analyse spectrale des données.

### **1-1 Choix des profils**

L'interprétation est effectuée à partir des profils géométriques exécutés perpendiculairement à l'allongement principal de la structure à étudier. Les profils choisis doivent déborder largement la zone où la structure est suspectée pour tenir compte de l'influence des masses souterraines ou éloignées.

Une grande extension longitudinale des anomalies permet une interprétation en modèles bidimensionnels (2D). L'interprétation d'un profil ne conduit pas à une solution unique et l'interprétation 2D est rarement univoque ; la confrontation des modèles gravimétriques avec la géologie est donc indispensable pour déterminer un modèle réaliste.

### **1-2 Technique de modélisation**

- 1- construction d'un modèle raisonnable,
- 2- tracé de la courbe des anomalies issue de ce modèle,

Le processus est itératif et la bonne correspondance entre les anomalies observées et calculées est progressivement améliorée. La structure initiale pour amorcer le processus correspond à un modèle de départ dont les paramètres (profondeur, épaisseur, densité, géométrie etc.) sont suggérés par les résultats de l'interprétation géologique.



On doit donc fournir au programme de traitement :

- les contrastes de densité des différentes couches,
- la valeur maximale de l'anomalie régionale dans la zone d'étude,
- la profondeur d'investigation de la structure source de l'anomalie observée.

L'interprétation est faite le long d'un profil gravimétrique d'orientation N-S/E-W qui traverse la zone d'étude du Nord Sud au Est Ouest. Ce profil est presque perpendiculaire au réseau de courbes iso anomales de Bouguer et a une longueur d'environ quelques kilomètres. La grande extension du profil permettra d'effectuer une interprétation bidimensionnelle (2D).

Le rapprochement du profil avec la carte géologique montre qu'il traverse du Sud au Nord et de Est au Ouest , Le profil a l'allure d'un polynôme . L'examen du profil conduit à distinguer couches délimités par des ruptures de pente représentant des contacts tectoniques ou des failles.

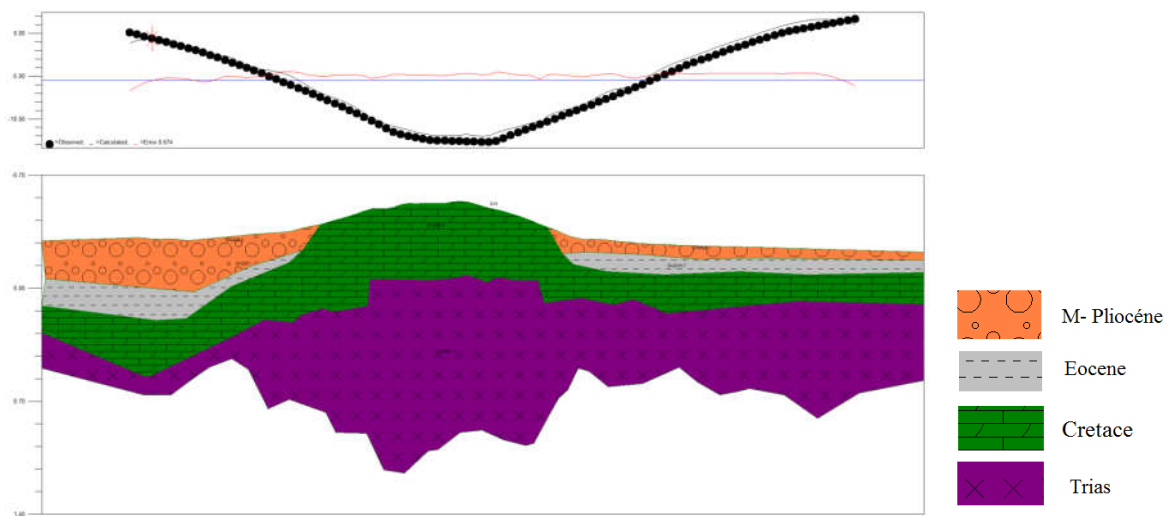
Après la modélisation en 2D est formé deux profils de région l'Outaya et Djelfa.

**a-Région d’El Outaya (Biskra)**

Le profils région d’El Outaya (Biskra) dans la figure 38, 39 se situe entre :

Latitude 35° 02' 55,199.

Longitude 5° 37' 56, 4405.



**Figure38:** Profil 1 géologique interprétative diapir de l'Outaya

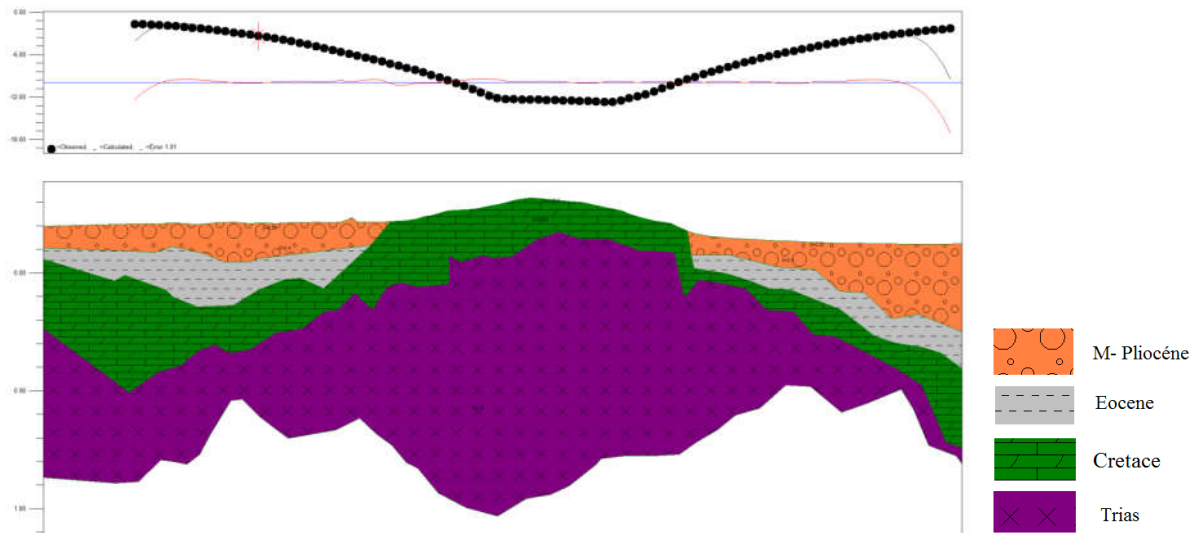


Figure 39: Profil 2 géologique interprétative diapir de l'Outaya

**b-rocher de sel (Djelfa)**

Le profiles rocher de sel (Djelfa) dans la figure 40 se situe:

x 508607.73/ y 3854672.42

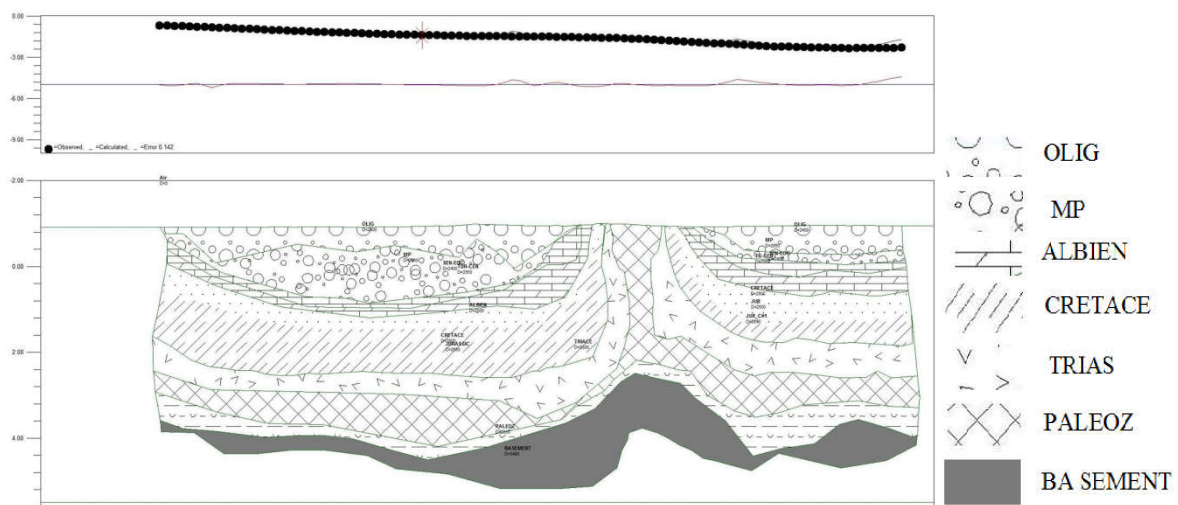


Figure40: Profil géologique interprétative de rocher de sel Djelfa

**1-3- Estimation de la densité des formations**

Les anomalies gravimétriques résultent de la différence de densité ou du contraste de densité entre une roche et le milieu environnant (encaissant). Pour un corps de densité contenu dans un matériau de densité , le contraste de densité est donné par :

$$\Delta\rho= \rho_1- \rho_2$$

Le signe du contraste de densité est déterminé par le signe de l'anomalie gravimétrique.

ces valeurs sont consignées dans le tableau suivant:

**Tableau 4:** Valeurs de densités de quelques formation

Type de formation	Valeur limites de densité		Densité moyenne
Cretace	2.65	2.5	2.4
Trias	1.86	2.3	2.07
Eocene	2.31	2.4	2.4
M- Pliocène	1.86	2	2.1

Les tableaux suivants illustrent les résultats de la densité de la roche de Dj-El Melah

**Tableau 5:** Densité des calcaires aptiens dans la région de Dj El-Melah.

syst	Sous sys	Lieu du prélèvement	Nombre d'échantillon	g / cm <sup>3</sup> Densité en		
				Val min	Val moy	Val max
<b>CRETACE</b>	<b>APTIEN</b>	Dj El-Melah	03	2.29	2.41	2.53

**Tableau 6:** Densité des marnes (d'après des échantillons prélevés en surface)

Syst	Sous- Etages	Nombre d'échantillon	g / cm <sup>3</sup> Densité en		
			Val min	Val moy	Vol max
<b>CRETACE</b>	Crétacé inf – Aptien	04	2.57	2.61	2.55

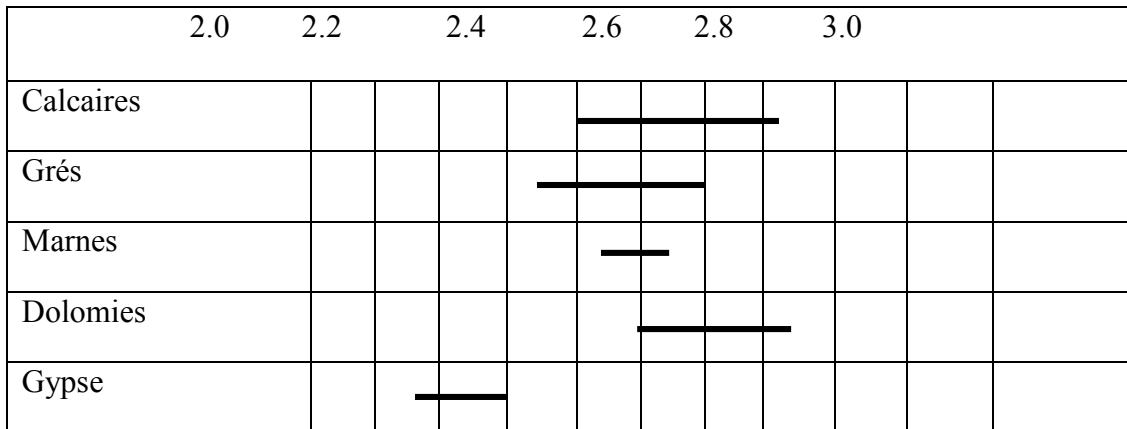
**Tableau 7:** Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface).

syst	Lieu du prélèvement	Nombre d'échantillon	g / cm <sup>3</sup> Densité en	
<b>TRIAS</b>	Dj El-Melah	03	Val min	Val max
			2.09	2.07

**Tableau 8:**Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface).

Syst	Sous- sys- Etages	Nombre d'échantillon	g / cm <sup>3</sup> Densité en	
			Val min	Val max
<b>MIOCEN</b>	Miocène sup – Tortonien	2	2.63	2.65
	Miocène moy -Helvétien	2	2.65	2.67
	Miocène inf - Aquitanien	3	2.64	2.65

**Tableau 9:**Les différentes gammes de densité des Dj El-Melah.



Conclusion

La majeure partie des sédiments sont constitués par :

- des calcaires massifs
- des calcaires dolomitiques
- des grès
- des marnes

**Resultats**  
**et**  
**Interpretation**

## **Résultats et interprétation**

Pour l'étude des structures superficielles et profondes a diapir de l'Outaya et rocher de sel de djelfa, nous avons effectué une investigation géophysique sur la base des données gravimétriques existantes. Dans ce chapitre nous faisons une synthèse des résultats obtenus au chapitre précédent ; l'examen critique de ces résultats permettra de dégager les idées essentielles à retenir de ce travail.

Le profil gravimétrique étudié a été interprété par un modèle de structure à des formations. L'analyse de la coupe structurale issue de la modélisation montre que le socle de la région présente plusieurs intrusions responsables des anomalies observées.

Les anomalies de grande longueur d'onde dans le nord de la région sont principalement dues à la présence des intrusions de formation triasique de contraste de densité  $2.09 \text{ g/cm}^3$  à la surface de la formation à une profondeur de 3km. Ces roches se seraient mises en place à la suite de pression du socle dans la partie centrale de la région.

L'analyse qualitative des données gravimétriques a permis de mettre en évidence dans les régions d'étude un Anomalies négatives dans le Nord-Ouest de l'Outaya et le Nord de Djelfa (Ain Maabad).

-L'anomalie positive de grande longueur d'onde qui se place au nord-Est du l'Outaya et Nord du Djelfa associée à des roches denses dans la surface.

-L'anomalie négative de grande longueur d'onde au Nord-Ouest et Sud-Est du l'Outaya et Nord-Ouest du Djelfa liée à un densité de la roche, De nombreuses anomalies de courtes longueurs d'onde se superposent à ces anomalies et sont attribuables à des structures géologiques localisées.

Ainsi, les nombreuses anomalies positives de courte longueur d'onde qu'on observe au Nord-Ouest et Nord-Est et à l'Ouest dans les localités de l'Outaya, et aussi à le Nord du Djelfa.

qui s'étendent Longitudinale vers le Ouest en direction de Brinis à région l'Outaya et le Nord du Dar Chioukh a Djelfa indiquent la présence d'une zone de faiblesse que l'on peut associer à un couloir tectonique majeur dans la région.

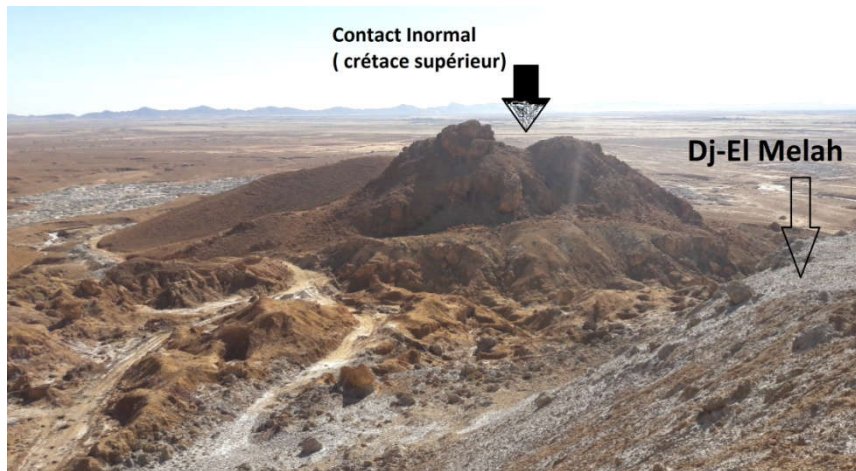
L'analyse et l'interprétation des anomalies de Bouguer permettent de suggérer l'existence de plusieurs lignes structurales dans les régions ; celles-ci sont généralement matérialisées par des gradients. On distingue ainsi :

- Dans le nord-est en direction de la ligne structurale linéaire NE-SW sur le bassin l'Outaya.
- Une direction NE-SW ou E-W, celle d'une série d'axes positifs et négatifs interférents correspondant respectivement aux anticlinaux et synclinaux et les diapirs triasiques.
- Dans la partie ouest sur les bords des blocs de lumière dans les directions NW-SE La présence de lignes longitudinales traverse la région de Brinis, confirmant l'existence d'une ligne structurale dans cette zone.
- Le prolongement vers le Haut à des hauteurs dépassant les 1 Km indique que ces failles sont profondes et continues de région l'Outaya et Djelfa
- Les orientations obtenus après la combinaison des résultats de la déconvolution d'Euler avec les maximas du gradient horizontal prolongé sont:
  - Djelfa: W 355°-360°, S230°-235°, N80°, S85°, E100°-105°, N 30° E, N 45 ° E, N80 à 100° E et N 120 à 160° E.
  - l'Outaya: W 330°-315°, S240°-255°, N250°, S210°, N 15°- 75°,E 90°-165°.
- Une absence de contraste de densité entre les formations diapiriques et le matériel remplissant les synclinaux bordiers des diapirs.
- Un accident NE-SW traverse en diagonale toute la zone des diapirs de l'Outaya et Rocher de sel.
- Le contact entre les deux blocs est matérialisé par des structures lourdes et léger à la profondeur. Ces roches seraient responsables de l'anomalie positive et Négatif de la région.
- la formation d'olistolites (SE Dj Melah, Dj. M'hor) témoignent de l'existence de légers mouvements compressifs en bordure du bassin à la base du Miocène.
- Les grandes failles engendrant des horsts et des grabens ont joué ou rejoué dès la base du Miocène également permettant l'ouverture du bassin et sa structuration.

## Résultats et interprétation

- Les discordances occasionnées par la tectonique, d'étendue surtout locale, reflètent bien l'instabilité continue qui régnait dans ce bassin durant tout le bassin.

-Le contact anormal de Dj- el Melah et Rocher de sel avec crétace supérieur orienté NE-SW. Cette série est complètement représentée dans le massif du Dj. El-Melah qui venu à l'affleurement grâce à la remonté du diapir salin.



**Photo 6:** le contact inormal avec Dj-El Melah d'El Outaya.



**Photo 7:** le contact inormal avec Rocher de sel Djelfa

Après arrêt des mouvements distensifs. la sédimentation est contrôlée par un accident N 74 E.



Aucune donnée de terrain ne nous permet de préciser le jeu de celui-ci. Il s'inscrirait toutefois dans un contexte dynamique régional en compression, selon le Travail de terrain.

Des l'iocène moyen, une extension multidirectionnelle occasionne l'effondrement d'un graben guidé par l'accident N 74 E précédent. Cette distension étant locale, il pourrait s'agir d'une collapse salifère (**Photo 8**).



**Photo 8:** l'accident N74 E de Dj-El Melah d'El Outaya.

Les accidents mis en évidence au Nord-Ouest (l'Outaya) et Nord (Djelfa) de la carte présentent les traits d'une tectonique cassante en profondeur associée à une phase tectonique distensive qui aurait entraîné l'affaissement du compartiment central de la région d'étude. Cette phase distensive aurait été suivie par une phase compressive dont les granulites observés dans la partie centrale, le Ouest et partie Nord de bassins l'Outaya et Djelfa. seraient les témoins et qui aurait entraîné des plissements des terrains superficiels dans la région.

### **Influence du phénomène sur les structures environnantes**

L'effet du diapir sur les zones environnantes est la salinité de l'eau et son instabilité dans les eaux souterraines en raison des grands trous très profonds.

**CONCLUSION**  
**GENERALE**

# CONCLUSION GENERALE

Le diapir de l'Outaya (ou Dj. El-Melah) se situe au nord-ouest de Biskra et à 07 km au Nord-Est de la ville de l'Outaya. Il appartient d'une part à la partie Ouest du massif montagneux de l'Aurès et d'autre part à la terminaison Est de la plaine de l'Outaya.

La plaine de l'Outaya est caractérisée par une géologie très complexe et fortement tectonisée. Elle occupe un vaste synclinal post-Miocène, affecté par des anticlinales mineures. La Lithostratigraphie de la région de l'Outaya est représentée par des formations allant du Trias au Quaternaire.

La formation du diapir de sel de l'Outaya appartient au salifère qui débute au Trias, âge de l'ouverture du bassin atlasique se termine au début du Lias. La mise en place de diapir de sel dépend de la subsidence et des accidents synsédimentaires.

Les principales substances utiles de ce diapir sont représentées en particulier par des dépôts évaporitiques tel que le gypse, le sel gemme, et de l'anhydrite.

A été montré à l'étude géophysique des structures superficielles et profondes de diapir de l'Outaya et rocher de sel de Djelfa Ce qui suit

L'analyse et l'interprétation des anomalies de Bouguer permettent de suggérer l'existence de plusieurs lignes structurales dans les régions ; celles-ci sont généralement matérialisées par des gradients. On distingue ainsi :

- Dans le nord-est en direction de la ligne structurale linéaire NE-SW sur le bassin l'Outaya.
- Une direction NE-SW ou E-W, celle d'une série d'axes positifs et négatifs interférents correspondant respectivement aux anticlinaux et synclinaux et les diapirs triasiques.

Dans la zone d'étude, située à 1 km à l'est du diapir d'el Outaya, il y a un signal de gravimétrique très faible indiquant que le matériau triasique n'a pas été soulevé à la surface,

A travers à l'étude, nous avons mené un plan structurel explicatif pour l'infrastructure de ce Diapir.

Quant à La Rocher de Sel est situé sur la route d'Alger à Djelfa, à 25 km au Nord de Djelfa. Il s'agit d'un pointement triasique (diapir) constitué essentiellement de sel gemme. C'est une

véritable montagne de sel de 2km de diamètre. Les falaises, constituées de sel gemme, ont des abrupts qui peuvent atteindre 100 m de hauteur.

L'étude géophysique et la géologie de surface font ressortir deux directions principales caractérisant la région :

- Une direction NW-SE, celle des fossés d'effondrement à l'origine des anomalies négatives.
- Une direction NE-SW ou E-W, celle d'une série d'axes négatifs et positifs interférents correspondant respectivement aux anticlinaux et synclinaux et au rocher de sel

Après avoir représenté la modélisation en 2D de Diapir l'Outaya et Rocher de sel de Djelfa, nous avons trouvé que le type de diapir est sous la forme d'un champignon.

Bien que la gravimétrie a permis d'établir d'une part, une cartographie plus précise et fine, et d'émettre quelques hypothèses concernant les différentes extrusions triasiques d'autre part, cette interprétation reste tributaire de nombreux facteurs (forme de corps, homogénéité des sédiments des bassins et de la couverture ...etc.) ce qui nous pousse à suggérer qu'une méthodologie de recherche combinant plusieurs méthodes géophysiques principalement sismiques et électriques est très souhaitable dans le but de résoudre le problème des extrusions triasiques.

**REFERENCES**

**BIBLIOGRAPHIQUES**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**BLAKELY, R.J, SIMPSON, R.W,(1986)** : Approximating edges of source bodies from magnetic and gravity anomalies. Geophysics 51, 1494-1498.

**BOUBAYA, D. (2006)** : Etude géophysique multi méthode du Nord : implication sur le lien entre le diapirisme salifère et l'extension de couverture, Est algérien, Mémoire de magister USTHB, Alger.

**BOUTTINE. N.(2013)** : Caractéristiques géologiques, pétrographiques, minéralogiques et gîtologiques des substances utiles liées au diapir de Guellal (Sétif, Nord- Est d'Algérie).

**BLAKELY, R. J.,(1995)**: Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press, 441p.

**BRINIS. N, (2003)**:Essai d'explication de la salinité des eaux de la nappe du mio-pliocène, cas de la zone est de la plaine d'El-Outaya Biskra ALGERIE. Mémoire de magister, Univ.Badjimokhtar Annaba, 150p.

**BRINIS. N. (2011)**: Thèse du Doctorat en Sciences la Terre Spécialité hydrogéologie : caractérisation de la salinité d'un complexe aquifère en zone aride cas de l'aquifère d'el Outaya région nord-ouest de Biskra. Algérie- Université Mohamed Kheider - Biskra. Pp 23-41.

**CHABOUR N. (2006)**:Hydrogéologie des domaines de transition , entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne ,à l'Est de l'Algérie. Thèse doct. d'état, (option : géologie). Univ.Mentouri - Constantine.176 p.

**CHABOUR, N.(2006)**:Thème de Doctorat d'Etat en géologie: Hydrogéologie des domaines de transition entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne à l'Est de l'Algérie, Université Mentouri Constantine,

**CHABOUR. N.,(2008)**: Hydrogéologie du domaine de transition entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne à l'Est de l'Algérie. Thèse de doctorat d'état de l'Université mentouri. 176p.

**CHEBBAH. M. (2007)**: Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra. Thèse de doctorat d'état de l'Université Mentouri. Pp 45-86.

**CHRISTPHER, T. et MARTIN, J., (1987)** : Les remontées de sel. Pour la Sciences de Scientifique American. n120. Pp 47-55 ; 23 fig. Edition française.

**CORNET G .(1952)** : Etude hydrogéologique du bassin fermé des Zahrez Gharbi et

Chergui XIX° congr .Géol . Inst .Alger , la géologie et les problème de l'eau en Algérie, t.2 .  
données sur l'hydrogéologie, Alger . 20 p.

**GUIRAUD, R., (1990):**L'évolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines: Thèse Doct. Sci. Univ. Nice, 259 p. Mémoires n03, Publ. de l'ONIG, Alger.

**GUIRAUD. R. (1973):** Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sci. Univ. Nice, 270 p, 114.

**HAOUCHINE A. (2010).** Hydrogéologie en zone semi aride et aride : région de Biskra(Algérie). Thèse Doct. d'état, (option : Hydrogéologie). Univ. Houari boumediene - Alger.155 p.

**KHETTACH. D,** Apport de la gravimétrie a l'étude de la structure du basin des Triffa (Maroc nord-oriental) :implication hydrogéologique C.R Geosciences 336 (2004) 1427 - 1432.

**LAFFITE R. (1939) :** Etude géologique de l'Aurès. Thèse, Paris, Bull. Serv. Carte géologique Algérie, Alger, 2eme édition,484 p.

**MELOUAH.O,(2012)**Etude de la fracturation au developpement des phenomenes karstiques au nord du saharaalgerien, Université Kasdi Merbah, Ouargla.

**POUGET M. (1977) :** Géomorphologie , pédologie , groupement végétaux , aptitude du melieu a la mise en valeur , région de Messade-Ain ibel (Algérie) . Paris . ORSTOM .73 p.

**RAHMANI B. (2016):** Approche hydrogéologique et hydrochimique des eaux souterraines dans une zone semi aride . Cas de la nappe mio-plio-quatenaire du synclinal de Djelfa (Algérie centrale ).Thème de Magister (Option : Impact de changement climatique sur les ressources hydriques en Algérie). UniversitéLarbiTebessi. 8,11p.

**REID, A.(1990) :** Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: Geophysics, 55, 80 91.

**THOMPSON, D. T,(1982) :** EULDPH: A new technique for making computer- assisted depth estimates from magnetic data: Geophysics, 47,(2000), 31–37.

**TRAYSSAC J . (1981) :** Etude géomorphologique du bassin versant de l'oued Djelfa Mellah , versant Nord des Monts de OuledNaïl (Algérie) . Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle . Univ.de Poitiers .fac,dessc , Humaines .308 p.

**VENDEVILLE, B. C., and JACKSON, M. P. A., (1992 a):** The rise of diapirs during thin-skinned extension: Marine and Petroleum Geology, vol. 9, p. 331-353.

**VENDEVILLE, B. C., and JACKSON, M. P. A., (1992 b) :** The rise of diapirs during

thin-skinned extension: *Marine and Petroleum Geology*, vol. 9, p. 354-371.



**PLANCHES**  
**PHOTOGRAPHIQUES**



Panorama au N d'El Outaya, avec discordance du Quaternaire sur le Miocène.



Série miocène, Oued Biskra, El Outaya.



Grés miocènes en bancs, Oued Biskra, El Outaya.



Grés à stratifications parallèles puis entrecroisées ;  
Miocène supérieur, Oued Biskra - El Outaya.



Série gréseuse pliocène, Oued Biskra, El outaya.



Ensemble argilo-conglomératique basal du Miocène,  
Khenig ez Zenad, El Outaya.



Le diapir de l'Outaya



Contact unormal avec diapir.



Complexe ENSAL (l'Outaya)



Les argiles rouge.



Rocher de sel (Djelfa)



Rocher de sel (Djelfa)



Rocher de sel (Djelfa)