



# THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1  
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600

*Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation*

Spécialité : *Sciences de la Terre et de l'Environnement*

L'UNIVERSITE DE TUNIS EL MANAR  
Faculté des Sciences

Par

**Amira Rjiba**

**Etude géophysique des systèmes d'effondrement en pull-apart en position d'avant chaîne de la région d'Oulad Boughanem- Kalaat Senam- Kalaa Khesba (Centre Ouest de la Tunisie) : Géométrie, jonctions et ressources.**

Thèse présentée et soutenue à Tunis, le 17/12/2019  
Unité de recherche : Géosciences Rennes, CNRS URM6118

## Rapporteurs avant soutenance :

Hayet Chihi                      Maître de conférences, Centre  
des Recherches et des Technologies des Eaux

Hamed Younes                Maître de conférences, Faculté  
des Sciences de Gafsa

## Composition du Jury :

Fadila Darragi                      Professeur, Université de Tunis El

Manar/Présidente  
Jean Van Den Driessche        Professeur, Université de Rennes1/  
Examineur

Hakim Gabtni                      Professeur, Centre des Recherches  
et des Technologies des Eaux/ Examineur

Tahar Aïfa                              Professeur, Université de Rennes1/

Directeur de thèse

Mohamed Ghanmi                Professeur, Université de Tunis El  
Manar/ Co-directeur de thèse

## TABLE DES MATIERES

Avant propos.....	5
Remerciements.....	6
Résumé.....	9
I. Chapitre1 : Introduction générale.....	10
II. Chapitre 2: Outils, données utilisées et méthodologie .....	19
1. Introduction .....	19
2. Les données utilisées.....	19
3. Programmes utilisés .....	19
4. Méthodologie .....	20
4.1 Méthode gravimétrique .....	20
4.1.1 Notion de base de la gravimétrie.....	21
4.1.2 Corrections gravimétriques.....	22
- Correction d'altitude .....	22
- Correction de latitude.....	22
- Correction de plateau .....	23
- Correction astrale ou luni-solaire.....	23
4.2 Méthode sismique réflexion .....	23
5. Synthèse des données et conclusion.....	24
III. Chapitre 3 : Contexte géologique et géo-ressources associées .....	25
1. Localisation et cadre régional du secteur d'étude .....	25
2. Contexte lithosphérique et crustal de l'Atlas tellien .....	27
3. Contexte géologique.....	33
3.1 Aperçu lithostratigraphique .....	33
3.1.1 Trias .....	35

3.1.2	Crétacé .....	36
3.1.3	Paléogène .....	42
3.1.4	Néogène .....	43
3.1.5	Quaternaire.....	44
3.2	Configuration structurale et tectonique .....	47
3.2.1	Structures majeures .....	49
3.2.2	Evolution tectonique et géodynamique.....	56
4.	Géorressources.....	58
4.1	Introduction .....	58
4.2	Contexte minier .....	60
4.2.1	Mines Slata et Hamaima .....	60
4.2.2	Mine Jerissa .....	61
4.2.3	Mines de phosphates .....	62
4.2.4	PB et Zn de Guern Halfaya .....	63
4.2.5	Observations sur le terrain .....	63
4.3	Ressources hydrauliques.....	65
4.3.1	Oued Serrath .....	66
4.3.2	Oued Mellègue.....	67
4.3.3	Contexte hydrogéologique .....	71
4.4	Ressources énergétiques (hydrocarbures) .....	72
4.4.1	Puits pétroliers .....	72
4.4.2	Corrélations lithostratigraphiques .....	80
5.	Synthèse des données et conclusion.....	83
IV.	Chapitre 4: Mise en évidence de l'héritage tectonique "thick-skinned tectonics" à une échelle régionale .....	85
1.	Introduction .....	85
2.	Etude gravimétrique .....	85

2.1	Traitements et interprétations des données gravimétriques.....	85
2.1.1	Carte d'anomalie de Bouguer .....	86
2.1.2	Carte d'anomalie Régionale.....	87
2.1.3	Carte d'anomalie Résiduelle .....	91
2.1.4	Spectre d'énergie du champ de gravité de Bouguer .....	93
2.1.5	Cartes de prolongements vers le haut .....	94
2.1.6	Carte de dérivés selon x .....	98
2.1.7	Carte de dérivés selon y .....	99
2.1.8	Carte de dérivés selon z .....	100
2.1.9	Carte de TILT .....	101
2.1.10	Carte de TDX .....	102
2.1.11	Carte de HGG .....	103
2.1.12	Carte de déconvolution d'Euler .....	104
2.1.13	Analyse quantitative: Modèle gravimétrique 2.5D suivant le profil l A'- A.....	105
3.	Etude sismique .....	108
3.1	Introduction .....	108
3.2	Données sismiques .....	108
3.3	Calage aux puits.....	110
3.4	Conversion temps-profondeur .....	112
3.5	Pointés des horizons .....	112
3.6	Elaboration des cartes .....	113
3.7	Carte des isochrones .....	113
3.8	Carte en isovitesses.....	113
3.9	Carte en isobathes .....	113
3.10	Interprétation des profils sismiques.....	113
3.11	Interprétation des cartes.....	127

3.11.1	Carte en isochrones au toit de formation Serdj .....	127
3.11.2	Carte en isovitesse au toit de formation Serdj .....	128
3.11.3	Carte en isobathes au toit de formation Serdj .....	128
3.11.4	Carte en isochrones au toit de formation Abiod .....	129
3.11.5	Carte en isobathes au toit de la formation Abiod.....	130
3.11.6	Carte en isochrones au toit de formation El Gueria .....	131
3.11.7	Carte en isobathe au toit de formation El Gueria.....	132
4.	Synthèse des données et conclusion .....	133
V.	Chapitre 4 : Mise en évidence de la structure "Thin Skinned" à l'échelle du graben Kalaa Khesba.....	136
1.	Introduction .....	136
2.	Etude gravimétrique .....	136
2.1	Traitements et interprétations des données gravimétriques.....	137
2.1.1	Carte d'anomalie de Bouguer .....	137
2.1.2	Spectre d'énergie radial du champ de gravité de Bouguer en fonction de l'unité de fréquence en cycles / km de Kalaa Khesba .....	139
2.1.3	Carte d'anomalie Résiduelle .....	141
2.1.4	Carte de TILT .....	142
2.1.5	Carte de TDX.....	143
2.1.6	Caret de MGH.....	143
2.1.7	Carte de déconvolution d'Euler .....	144
3.	Etude sismique .....	145
3.1	Interprétation des profils sismiques.....	146
4.	Synthèse des données et conclusion .....	149
VI.	Conclusion générale .....	151
VII.	Références bibliographiques .....	154
VIII.	Annexe .....	172

# *Avant propos*

Cette Thèse de Doctorat a été entreprise dans le cadre d'une collaboration scientifique entre 3 trois organismes :

- Le laboratoire de Géoressources (Centre des Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE)), sous la direction du Professeur Hakim Gabtni.
- L'unité de recherche : Géomatique, Géologie Structurale et Appliquée du département de Géologie (La Faculté des Sciences Mathématiques, Physiques et Naturelles de Tunis), sous la direction du Professeur Mohamed Ghanmi.
- L'unité de recherche : Tectonique, Terre, Temps, Traçage (T4) (Université de Rennes 1: Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes(OSUR)), sous la direction du Professeur Tahar Aïfa.

Elle porte sur l'étude des systèmes d'effondrement en position d'avant chaîne de la région d'Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba (Centre-Ouest de la Tunisie) menée à partir des données de puits pétroliers et des investigations sismiques et gravimétriques.

Ce sujet, répond à un souci de synthèse suite à une série de travaux d'investigation, (i) dans une zone charnière entre la région des plissements et déplacements tangentiels au Nord, (ii) celle de l'Atlas tunisien à fossés d'effondrements qui est largement parcourue des remontées diapiriques et d'accidents régionaux jalonnant les principales entités structurales, (iii) l'importance des ressources pétrolières, minières et hydrauliques.

Ce travail a pu être mené à terme, grâce au soutien logistique trouvé auprès de l'Entreprise tunisienne d'activités pétrolières (ETAP) (profils et résultats des investigations géophysiques), Université de Rennes 1 (Observatoire des Sciences de l'Univers : OSUR), l'Office National des Mines (ONM) pour les données gravimétriques et le Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE) et la Faculté des Sciences de Tunis (FST) (Laboratoires et logiciel d'interprétation, sortie de terrain et mission d'acquisition gravimétrique).

# Remerciements

*Soyons reconnaissants aux personnes qui nous donnent  
du bonheur ; elles sont les charmants jardiniers  
par qui nos âmes sont fleuries.*  
**Marcel Proust**

Il m'est très difficile de remercier tout le monde en précisant sa contribution car c'est grâce à l'aide de nombreuses personnes que j'ai pu mener cette thèse à son terme. Mes remerciements s'adressent aux personnes qui ont cru en moi et qui m'ont aidé pour arriver au bout de cette thèse.

Je voudrais tout d'abord remercier grandement monsieur *Tahar Aïfa*, professeur à l'Université de Géosciences Rennes1 (OSUR), qui m'a encadré tout au long de cette thèse et qui m'a fait partager ses brillantes intuitions. Qu'il soit aussi remercié pour sa gentillesse, sa disponibilité permanente et ses nombreux encouragements qu'il m'a prodigués. Cette thèse est le fruit d'une attention scientifique de sa part, durant plus de trois années. C'est à ses côtés que j'ai saisi le sens de la rigueur, de la précision et de l'honnêteté scientifique.

Je tiens à remercier d'autre part Monsieur *Hakim Gabtni*, professeur au Centre des Recherches et des Technologies des Eaux (CERTÉ-Tunisie) pour son accompagnement et son appui scientifique. Il a été présent chaque fois que ceci est nécessaire, pour me soutenir et me conseiller. L'intérêt qu'il a manifesté pour mon travail malgré ses nombreuses charges, les moyens qu'il a mis en œuvre pour m'assurer le déplacement sur le terrain et des observations pertinentes, m'ont beaucoup aidée à m'initier au métier de Géologue.

Je remercie également Monsieur *Mohamed Ghanmi*, professeur à la faculté des sciences mathématiques, physiques et naturelles de Tunis (FST) pour les nombreuses occasions de discussion portant sur le sujet de mon travail et ses conseils qui m'ont accompagné tout au long de mon cursus à la Faculté des Sciences (FST). Il m'est impossible d'oublier son aide précieuse et sa disponibilité, tout en étant continuellement présent. Il trouve ici, l'expression de ma reconnaissance pour m'avoir aidé à tenir le cap surtout dans les moments difficiles.

Je tiens à remercier également, Monsieur *Achref Boulares*, ingénieur géophysicien, au sein de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières pour m'avoir accueillie durant les trois années de mon travail, tout en m'expliquant avec patience, les étapes à suivre pour

l'interprétation géophysique. C'est grâce à ses directives que j'ai pu apprécier et concilier avec bonheur, l'apport de l'exploration du sous-sol, à la signification de l'explication géologique.

Je suis également infiniment gré à Mme *Mélanie Davranche*, Monsieur *David Menier*, Monsieur *Jean-Laurent Monnier*, Monsieur *Fabrice Redois* et Monsieur *Yannik Branquet* de s'être rendus disponible pour mon accompagnement et le suivi de l'avancement de mon travail, tout en me prodiguant maints conseils. C'est à travers l'intérêt qu'ils ont manifesté à l'égard de ma recherche que j'ai trouvé le soutien appréciable pour continuer.

Ce travail est également l'occasion pour adresser mes remerciements à Madame *Hayet Chihi*, Maître de conférences au Centre des Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), ainsi qu'à Monsieur *Hamed Younes*, Maître de conférences, Faculté des Sciences de Gafsa, de l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'être rapporteurs de cette thèse. Ils ont pris le temps de m'écouter et de discuter avec moi. Leurs remarques m'ont permis d'envisager mon travail sous un autre angle. Pour tout cela je les remercie. Aussi un grand remerciement à Monsieur *Eric Mercier*, Professeur à l'université de Nantes, qui a fait un gros effort de rapporteur, mais suite au changement des règles de l'ED-EGAAL (en Octobre sans que je ne suis pas informée), il n'est pas possible que Mr Mercier, du LPG de l'Université de Nantes soit rapporteur (il est stipulé que les rapporteurs, titulaires de l'HDR, soient choisis en dehors du périmètre de l'ED EGAAL).

J'exprime ma gratitude à Monsieur *Hakim Gabtni*, Professeur au Centre des Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), et Monsieur *Jean Van Den Driessche*, Professeur à l'Université de Rennes 1, qui ont bien voulu être examinateurs.

Je remercie également Madame *Fadila Darragi* pour l'honneur qu'elle me fait d'être présidente dans mon jury de thèse.

Je tiens à remercier Monsieur *Tahar Aïfa* et Monsieur *Mohamed Ghanmi* pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse, pour leur participation scientifique ainsi que le temps qu'ils ont consacré à ma recherche.

Enfin, je tiens à remercier toutes les personnes, qui ont répondu avec calme et patience aux questions quotidiennes dont je les accablais. Je remercie aussi les collègues avec qui j'ai partagé mes années d'études et notamment celles de cette thèse.

Au terme de ce parcours, je remercie enfin celles et ceux qui me sont chers et que j'ai quelque peu délaissés ces derniers mois pour achever cette thèse. Leurs attentions et encouragements m'ont accompagnée tout au long de ces années. Je suis redevable à mes parents, pour leur confiance indéfectible dans mes choix, leur aide, et leur soutien moral et matériel avec la longue absence tant sur le terrain en Tunisie qu'en France. Je profite de cette occasion pour remercier infiniment mon oncle qui m'a soutenue pour avancer en m'encourageant. Mes derniers remerciements vont à ma magnifique sœur, pour son sacrifice, son amour, ses conseils, et surtout son support dans tout ce que j'ai entrepris.

# *Résumé*

*"Le commencement de toutes les sciences, c'est l'étonnement de ce que les choses sont ce qu'elles sont."*

*Aristote*

L'étude des systèmes d'effondrement en position d'avant chaîne de la région d'Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba (Centre-Ouest de la Tunisie) est menée, à partir des données de puits pétroliers et des investigations sismiques et gravimétriques. Cette région se caractérise par un agencement de grabens en système de pull-apart dont les jonctions sont jalonnées par des formations triassiques salifères. Les données géophysiques acquises, ont fait l'objet d'une analyse détaillée afin de mieux imaginer les structures de subsurface et de distinguer les éléments associés à une « tectonique subtile » des structures.

Dans une première partie, l'étude porte sur les variations des faciès ainsi que l'organisation des structures profondes sur la base de corrélations lithostratigraphiques. Afin de mieux comprendre la structuration de ces grabens en subsurface, la deuxième partie est dédiée à l'analyse, l'interprétation des données gravimétriques et sismiques disponibles et à la construction d'un modèle 2.5D du graben Kalaat Senam.

La combinaison des différents résultats géophysiques issus du traitement et de l'interprétation de l'ensemble de l'information disponible, montre (i) en gravimétrie, après différents types de traitements: calcul de prolongements vers le haut, de dérivée Tilt-derivative, TDX, dérivée horizontale totale (MGH/ SED)), montre l'existence de failles de direction NW-SE, NNW-SSE à NS et NE-SW à EW ; des sources à 4 km de profondeur et des structures "syn-graben cachées", et (ii) en sismique un dédoublement des séries d'âge Eocène-Paléocène (formations El Haria, Chouabine et El Garia), avec un chevauchement remarquable en sub-surface d'âge Mio-Plio-Quaternaire, et un plis-faille au sein du graben Kalaa Khesba.

La tectonique syn-graben et la jonction inter-graben ont joué un rôle majeur dans la genèse des plis, des failles, ainsi que la mise en place des corps salifères. A la lumière de l'analyse des données géophysiques et la modélisation du système, des pistes d'améliorations de l'interprétation de la structure géologique du sous sol sont proposées en vue d'orienter les futures explorations.

**Mots clés:** Grabens, Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba, Sismique réflexion, gravimétrie

## I. Chapitre 1 : Introduction générale

La Méditerranée occidentale est une zone de subduction entre les deux plaques : africaine et eurasiennne qui se rapprochent continuellement, ce qui est à l'origine de collisions continentales (Fig.1). Cela explique la forte activité sismique et le volcanisme dans cette région.

La Méditerranée occidentale recouvre une superficie d'environ 0,85 million de kilomètres carrés et présente une structuration géologique complexe. L'évolution géodynamique est associée à l'orogénie Alpine (Rosenbaum et al., 2002). L'océan alpin mésozoïque, Téthys, s'est formé comme un grand bassin en pull-apart durant le Jurassique, suite à l'ouverture de l'Atlantique et du mouvement de l'Afrique vers l'est par rapport à une Europe restée fixe (Coward et al., 1989). Des événements tectoniques majeurs en relation avec les plaques Africaine et Eurasiatique ont eu lieu suite au déformations des chaînes Alpines (Dercourt et al., 1986).

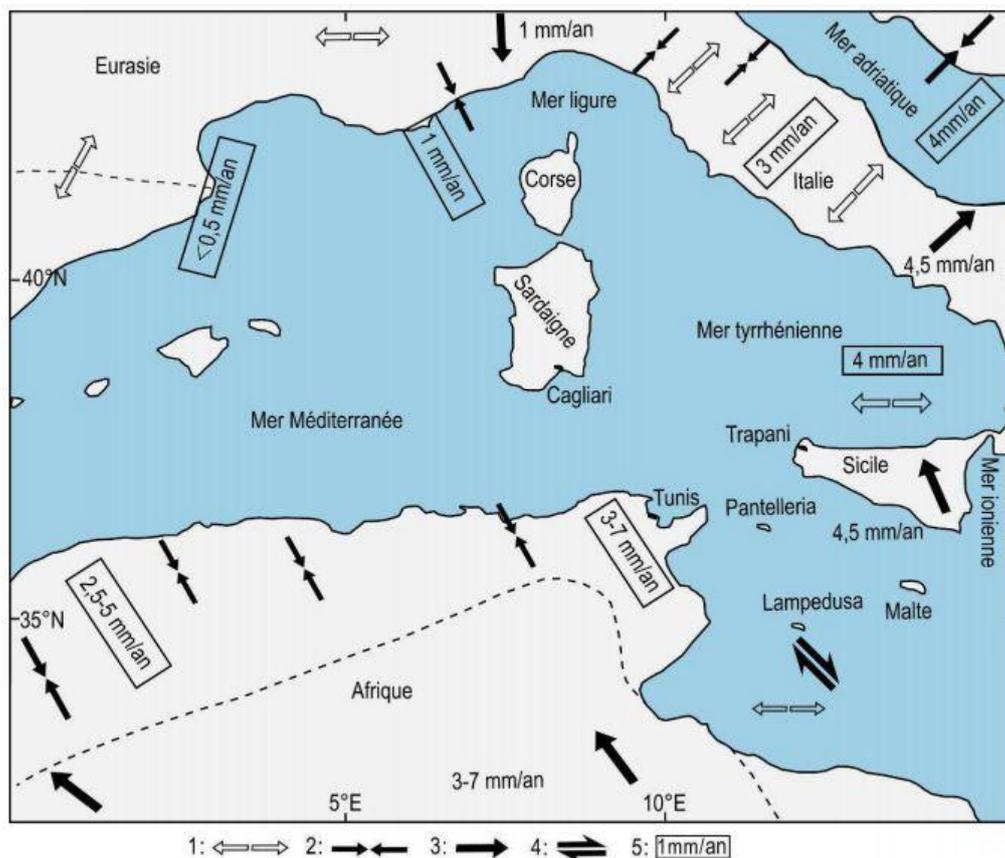


Figure 1: Carte de la cinématique des plaques Afrique et Eurasie (Nocquet et Calais, 2004). 1: Extension, 2: compression, 3: vitesse géodétique (mm/an), 4: coulissement, 5: vitesse de déformation des structures.

La Tunisie, située à l'extrémité orientale du Maghreb présentait durant le Mésozoïque et le Cénozoïque un territoire tectoniquement instable, à l'exception de la plate forme saharienne qui apparait stable (Fig. 2). L'évolution géodynamique de la Tunisie a été contrôlée par la convergence entre les plaques africaine et européenne (Bouaziz et al., 2002).

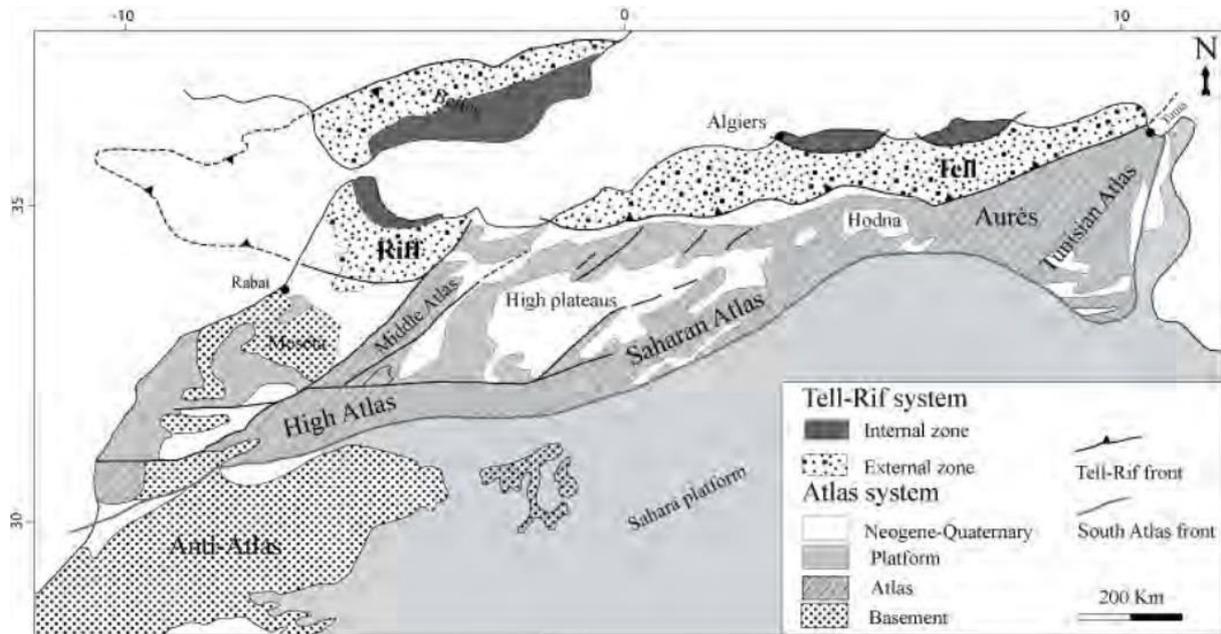


Figure 2: Les principaux domaines structuraux de l'Afrique du Nord (d'après De Lamotte et al., 2000)

La Tunisie présente de nombreux fossés d'effondrement bien développés en avant pays de la chaîne alpine (Chikhaoui, 1988; Boukadi, 1994 ; Chihi, 1995). Suite à la réactivation en jeu décrochant des failles majeures de direction E-W, sous l'effet des contraintes compressives miocènes (Ben Ayed, 1994; Ould Bagga, 2003), il y a la mise en place de bassins en pull - apart de direction NW-SE et EW (Chihi, 1995) (Fig. 3). Ces grabens se présentent comme un enchaînement en escalier. Plusieurs auteurs (Caire, 1971; Ben Ayed, 1975; Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995; Ben Romdhane et al., 2006; Belguith et al., 2011) ont étudié la genèse des fossés d'effondrements en Tunisie et ailleurs et ont considéré que ces structures naissent en régime distensif. Durant le Mésozoïque l'héritage tectonique est signalé par des failles N-S, NW-SE, NE-SW et E-W (Martinez et al., 1991).

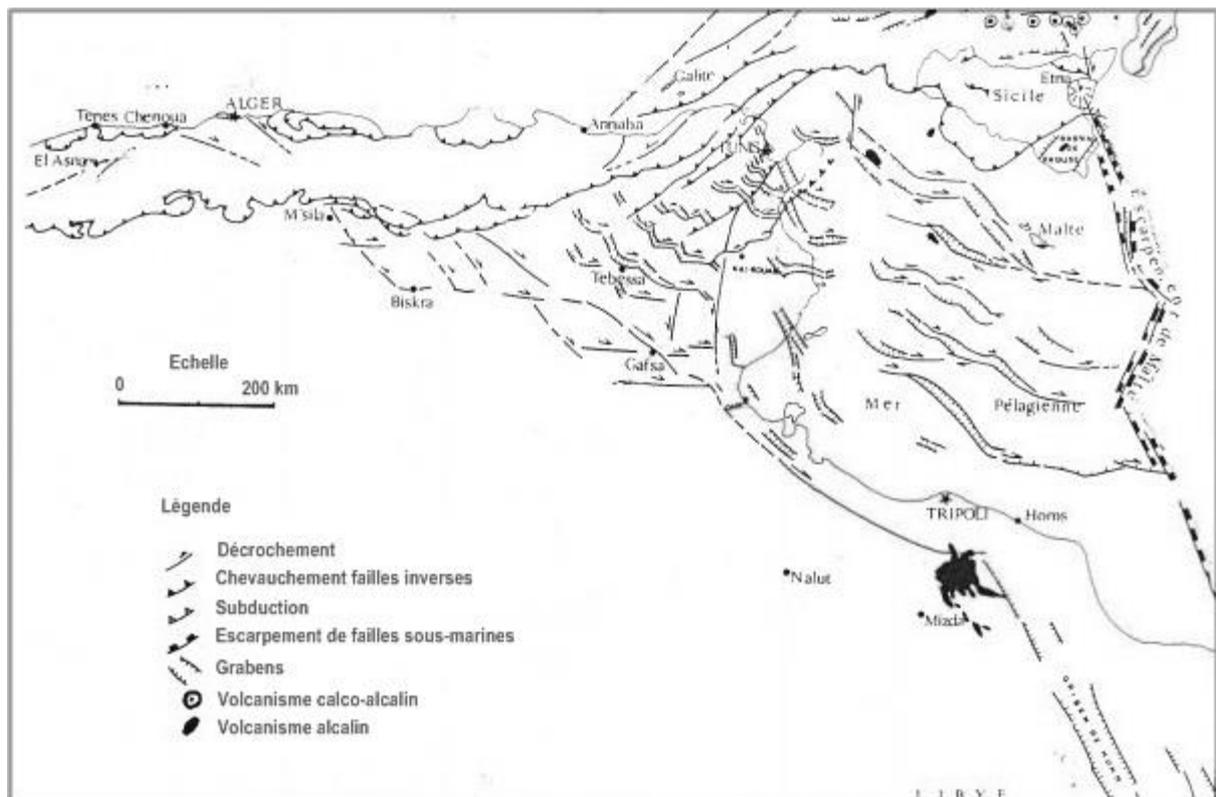


Figure 3: Domaine de distribution des fossés d’effondrement d’avant pays de la chaîne alpine d’Afrique du Nord-Sicile (Chih, 1995).

Le choix de la zone d’étude a été particulièrement influencé par le fait de la localisation des grabens qui se situent dans l’Atlas Tunisien et qui montrent une complexité particulière par rapport aux autres chaînes de l’Afrique du Nord. De plus, son emplacement est très remarquable puisqu’il apparaît à la limite de la région des diapirs et des fossés de la Tunisie centrale dont la direction générale est NW-SE. Après leurs formations la région a enregistré les effets de plusieurs phases compressives.

D’après les anciens travaux de Pervinquière (1903), Burollet (1956), M’Rabet (1981), Ben Ben Ayed (1986), et Chih (1995), on souligne une évolution géodynamique qui affecte le domaine des fossés tuniso-algériens. En effet, l’évolution géodynamique subie par la Tunisie, est marquée par une grande diversité des structures (Castany, 1952; Caire, 1970, Zargouni, 1985; Ben Ben Ayed, 1986), les accidents majeurs sont de direction NW-SE et NE-SW et les plis NE -SW (Daubourdien et Durozoy, 1950). A l’extrémité orientale des chaînes du Maghreb les fossés d’effondrement constituent une particularité structurale par rapport à l’ensemble des chaînes récentes de l’Afrique du Nord (Chih, 1995). En effet, suite à la compression néogène ainsi que l’ouverture des structures distensives dans l’avant-pays de la chaîne, plusieurs accidents hérités de direction principalement NW-SE et disposées

orthogonalement aux structures plissées. La zone d'étude, située à l'avant pays de la chaîne Alpine, est caractérisée par des systèmes de fossés d'effondrement qui sont associés à des failles NW-SE et EW réactivées en décrochement au cours des compressions miocènes. Ces grabens révèlent des structures plicatives "syn-graben cachées". Ce secteur, est caractérisé par le développement de corps triasiques. Les avis sur de la mise en place de ces séries sont controversés. En effet, ces extrusions signalées depuis longtemps, ont été interprétées comme des « dômes » ou « diapirs » (Perthuisot, 1978 ; Smati, 1986 ; Vila et al., 1996 ; Perthuisot et al., 1998 ; Hatira et al., 2000 ; Chikhaoui, 2002 ; Ghanmi, 2003 ; Ben Chelbi et al., 2006). D'autres auteurs interprètent ces affleurements triasiques comme étant des « glaciers de sel » juxtaposés aux dômes ou diapirs (Vila et al., 1994 ; Vila et al., 2002 ; Ghanmi et al., 1999 ).

Ces structures favorisent différentes ressources dans la région telles que :

- des minerais qui se présentent sous la forme de gisements miniers. En effet, dans cette zone il y a trois sites miniers importants: (1) la mine abandonnée de phosphate de Kalaa Khesba, (2) la mine de fer de Jerissa, (3) le gîte du minerai de fer de Dj. Slata (Pb-Ba-Fe) et Dj. Hamaima,
- des ressources hydriques caractérisées par l'apport en eau de surface des deux principaux oueds de : Serrath sillonnant la plaine Kalaa Khesba et de Mellègue principal affluent de la Medjerda ; ainsi que des acquièrès souterrains multi-couches,
- des ressources énergétiques révélées par l'exploration pétrolière. Les sondages pétroliers, pris en considération dans cette étude, sont au nombre de six (P1 (Aquitaine Tunisie, 1970), P2 (Exploration Tunisie, 1981), W3 (CGG, 2011) et W4 (société nord-Africaine des pétroles, 1945), W5 (équipement hydraulique, 1967), et W6 (Mosbacher Tunisia LLC, 1969) (détaillé dans le Chapitre 2)

Dans ce contexte, il importe de souligner l'apport des plusieurs travaux d'exploration et d'analyse géologique antérieurs réalisés au Nord Ouest de la Tunisie et des zones limitrophe.

**Pervinquièrè L. (1903)** a été le premier géologue à décrire une grande étendue de la Tunisie septentrionale. Son étude monographique, ne disposait que des descriptions des affleurements géologiques. Elle a servi de base pour l'amélioration de la carte géologique.

**Berthon L. (1922)** a orienté son étude vers l'exploration et l'industrie minière. Il a déduit que les terrains de cette zone ont été métamorphosés au contact du Trias.

**Castany G. (1952)** s'est intéressé à la géologie et aux grands traits structuraux de la Tunisie centrale, en mettant l'accent sur les formations crétacées.

**Burollet P.F. (1956)** a pratiquement couvert par ses travaux les différentes provinces géologiques de la Tunisie, a défini une nomenclature lithostratigraphique spécifique des formations géologiques du pays basée sur les coupes types de chaque faciès.

**Burollet P.F et Sainfeld P. (1956)** ont apporté des informations sur la connaissance de la géologie de la Tunisie tellienne

**Jauzein A. (1967)** a consacré ses travaux aux fossés d'effondrement de la Tunisie centrale et à leurs déformations. Il a avancé l'hypothèse de l'existence de nappes de charriage dans la Nord du pays.

**Richter M. (1971)** a déduit que les deux dernières phases tectoniques ont entraînée la formation des plis et les fossés d'effondrement de direction NW-SE

**Perthuisot V. (1978)** s'est intéressé aux différentes structures triasiques de la zone des diapirs de la chaîne Alpine (Tunisie du Nord) par la réactivation de nombreux accidents NW-SE, NE-SW anciens affectant la couverture, coulissants à jeux dextres et sénestres en relais.

**Chihi L. (1995)** a étudié l'évolution tectonique récente du système des grabens de la Tunisie centrale.

**Chihi L et Philip H. (1999)** localisent l'ensemble des grabens de Tunisie dans le bloc atlaso-pélagien.

**Chikhaoui M. (2002)** a montré que la zone des diapirs s'est principalement structurée pendant le Néogène. Les structures engendrées correspondent à une succession d'anticlinaux d'amortissement NE-SW, qui se sont progressivement soulevés au cours du Néogène sous l'effet de contraintes compressives de direction NW-SE.

**Ghanmi M. (2003)** a étudié différents cas d'affleurements triasiques dans le nord de la Tunisie

**Ezzine I. (2011)**, a intégré les données géologiques du terrain avec les données sismiques pour préciser la géométrie et l'évolution cinématique du pli de Bou El Hanèche : Pli de propagation du rampe.

**Belguith et al. (2011)** ont reconstitué la géodynamique des systèmes de fossés d'effondrements dans le contexte d'extension néogène.

**Zouaghi et al. (2013)** ont étudié au moyen des données sismiques la dynamique salifère triasique syn-graben de Sbiba (Tunisie centrale).

**Gabtni et al. (2016)** ont couplé les données gravimétriques aux données sismiques afin de modéliser le plan de faille de Mahjouba en bordure du graben de Kalaa Khesba (Tunisie centrale).

**Friffta et al. (2019)** ont porté une attention particulière sur la structuration en subsurface des structures effondrées du Kef.

**Hamdi et al. (2019)** ont étudié l'implication des décrochements E-W dans la structuration du Nord-Ouest tunisien.

**Khelil et al. (2019)** ont expliqué en se basant sur une modélisation numérique et physique la naissance d'un bassin d'extension dans un contexte transpressif.

**Briki et al. (2018)** ont mis l'accent sur la réactivation des failles profondes héritées dans une tectonique compressive au niveau de la région de Ghoualguia (Tajerouine, Tunisie centrale).

Cette étude des systèmes d'effondrements en pull-apart accordera une attention particulière à la géométrie des fossés d'Oulad Bou Ghanem, Kalaa Khesba, Kalaat Senam. Son but est d'analyser les différentes hypothèses émises sur la structure et la jonction de ces grabens, en vue de préciser les conditions géologiques de leur mise en place, ainsi que l'identification des différents pièges favorables à la présence d'hydrocarbures. Pour ceci, on a opté à la combinaison de diverses méthodes géophysiques (sismique réflexion et gravimétrie) en vue de caractériser à différentes échelles spatiales la géométrie des réservoirs et la distribution des zones de bonne perméabilité. A l'aide d'un modèle structural local ou/et régional (Fig.4), seront élaborées les hypothèses permettant d'orienter les futures recherches et explorations.

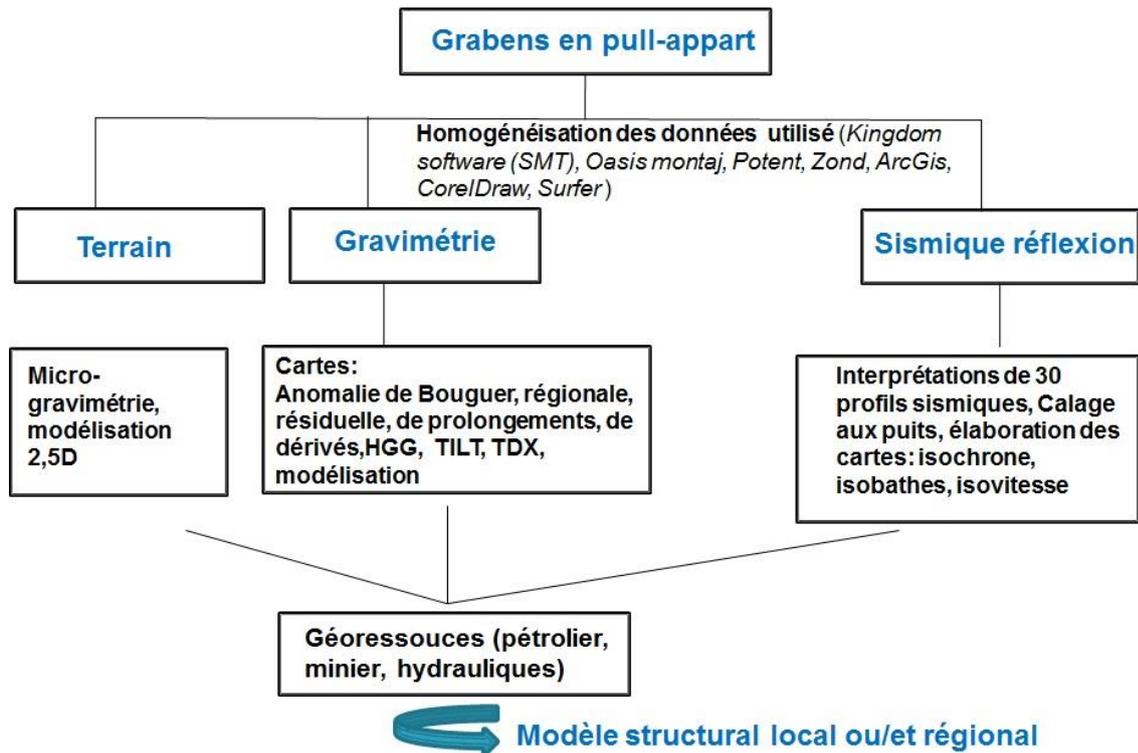


Figure 4: Organigramme montrant les principaux intérêts et les méthodes géophysiques utilisées dans le domaine d'étude.

Les objectifs visés par cette étude sont résumés dans ce qui ce suit:

- L'analyse des structures profondes au niveau de la région.
- La délimitation de système de failles bordières des grabens.
- L'interprétation géophysique basée sur des sections sismiques, des données de puits, des levées gravimétriques, en vue d'en déduire la structure du sous-sol et de sa configuration
- La reconnaissance de la géométrie de subsurface des corps triasiques au niveau du nœud tectonique de Kalaat Senam).
- L'identification des zones favorables à l'accumulation des ressources naturelles du sous-sol (hydrogéologiques, pétrolières, minières) au niveau de ce domaine d'étude.

L'approche méthodologique pour la réalisation de cette thèse est principalement basée sur:

- L'interprétation des structures géologiques de la région, en se basant sur les cartes d'affleurements géologiques de Kalaat Senam et Tajerouine.
- La combinaison de diverses techniques géophysiques, pour l'analyse des données des sondages pétroliers en vue de préciser la configuration des couches géologiques en subsurface.

- Traitement d'une couverture gravimétrique homogène (pas de 1000m) confortée par un levé gravimétrique local de précision par rapport aux grabens (pas de 200m).
- Une analyse qualitative gravimétrique est effectuée en se basant sur des filtres récents (SED, TDX, TILIT, etc.).
- Une analyse quantitative poussée par une modélisation gravimétrique 2.5D.

L'Ecole de terrain qui est basée sur (i) l'étude géologique et structurale du domaine d'étude, (ii) la mesure d'une couverture gravimétrique homogène et assez dense (pas de 200 m) qui est confortée par un levé gravimétrique de précision (gravimètre Scintrex CG5/GPSD Trimble R3 du CERTE, Tunisie): transects transversaux par rapport aux grabens.

Cette thèse est présentée en cinq chapitres qui sont les suivants:

**Le chapitre 1** présente et justifie le choix de la zone d'étude spécialement « le système de fossé d'effondrement en pull-apart ». En effet, l'ouverture de ces grabens a donné naissance à des structures particulières qui ont engendré des nœuds tectoniques avec décalage des structures de part et d'autre des grabens ainsi que l'intrusion du matériel triasique remobilisé à plusieurs époques. Ces structures se présentent sous forme de pièges pour des ressources minières, hydrauliques et pétrolières.

**Le chapitre 2** présente les deux méthodes géophysiques qui ont été retenues pour le diagnostic du sous-sol. La gravimétrie et la sismique réflexion sont utilisées pour des investigations plus détaillées. Ces deux méthodes sont appliquées sur le secteur d'étude choisi en fonction des informations fournies. Ces techniques locales sont utiles pour obtenir des informations et des cartes aussi précises que possible du sous-sol.

**Le chapitre 3** présente (i) les notions élémentaires nécessaires pour la compréhension de la géologie du secteur d'étude. Il est question de l'étude des affleurements géologiques et des structures, (ii) l'identification de l'ensemble des ressources minières, hydrauliques et pétrolières et la description de la configuration de leurs gites.

**Le chapitre 4** présente les résultats de notre contribution personnelle: il concerne l'étude géophysique à l'échelle régionale avec : (i) l'étude gravimétrique localisant les anomalies de densité dans le sous-sol. L'interprétation des cartes d'anomalie de Bouguer, régionale, résiduelle, dérivée... ce qui permet de mettre en évidence les différentes structures géologiques (failles, bassins effondrés, diapirs, etc.), masquées par la couverture sédimentaire. Une modélisation gravimétrique 2.5D a été adoptée pour élaborer un modèle géologique

donnant la géométrie des couches en subsurface validé par la géophysique. Cette modélisation traduit les traces des évènements tectoniques majeurs. (ii) l'étude sismique réflexion aidant à l'interprétation des formations et structures superficielles de l'ensemble des profils sismiques disponibles. On aboutit ainsi, à une représentation du sous sol à partir d'une image physique à deux dimensions. Chaque profil sismique est suivi par une coupe géologique basée sur l'interprétation des données de l'exploration pétrolière.

**Le chapitre 5** constitue également une partie de notre contribution personnelle : il concerne l'étude géophysique à l'échelle du graben Kalaa Khesba. Le traitement avancé des données gravimétriques est abordé en utilisant le filtre spatial de type «Gaussien» qui permet d'obtenir une image fine de la géométrie souterraine d'un graben et de mieux comprendre ainsi la complexité structurale et le rôle des différents événements tectoniques. Des cartes gravimétriques ont été réalisées et comparées aux résultats de quelques lignes sismiques. Le traitement et l'interprétation des données géophysiques combinées aux observations géologiques, révèlent des structures cachées "syn-graben".

**La conclusion générale** présente les principaux résultats ainsi obtenus et des orientations pour les investigations futures.

## II. Chapitre 2: Outils, données utilisées et méthodologie

### 1. Introduction

Ce chapitre décrit les outils et les méthodologies utilisés, c'est-à-dire la gravimétrie et la sismique réflexion pour analyser dans un contexte de géologie complexe les structures de subsurface. Premièrement, les programmes et logiciels utilisés ainsi que la stratégie développée dans le contexte de cette étude. Ensuite, les méthodologies développées pour cette étude seront décrites et expliquées dans la dernière section. Nous distinguerons la méthode :

- gravimétrie et microgravimétrie (école de terrain)
- sismique réflexion

### 2. Les données utilisées

Le présent travail rentre dans le cadre de convention entre le Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTÉ) et l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP). Il consiste à étudier la structure profonde de la région du Kalaa Khesba et de sa configuration par la compilation des plusieurs données de surface et de subsurface.

-Les données de surface : sont les cartes géologiques, les études structurales des affleurements.

-Les données de sub-surface consistent en des puits pétroliers, des lignes sismiques, des données gravimétriques, des données microgravimétriques.

### 3. Programmes utilisés

ARCGIS est une plateforme permettant de lier science et technologie à l'action et de faciliter son usage dans les collectivités territoriales, industries, ONG et toutes entreprises.

C'est un système d'information géographique (SIG) pour la collecte, la gestion et l'analyse de données. Élément fondamental des sciences de la géographie, le SIG intègre de nombreux types de données. Il permet l'analyse de la composante spatiale et organise des couches d'informations en offrant une visualisation à l'aide de cartes et de scènes 3D. Grâce à cette fonctionnalité unique, les SIG fournissent des informations plus détaillées sur les données, telles que les modèles, les relations et les situations, aidant ainsi les utilisateurs à prendre des décisions plus éclairées. Donc il aide les utilisateurs à atteindre un objectif commun : obtenir des informations exploitables à partir de tous types de données.

CORELDRAW est une suite graphique développée par l'éditeur de logiciels Corel depuis 1989. À l'origine, il s'agissait du logiciel de dessin vectoriel Corel DRAW. Il nous aide suite à d'outils graphiques professionnels à : (i) atteindre un niveau inégalé de productivité grâce aux fonctions de tout premier plan de ce programme de conception graphique polyvalent ; (ii) réaliser des illustrations, des signalétiques et des logos originaux à imprimer ou publier sur le Web ; (iii) créer à notre gré à l'aide d'une palette de styles de document professionnels, d'outils vectoriels et de mise en page.

KINGDOM SOFTWARE (SMT), fournit des résultats encore plus rapides tout en restant le logiciel d'interprétation sismique le plus largement utilisé et le mieux noté de l'industrie pour la fonctionnalité, la fiabilité et la facilité d'utilisation. C'est un logiciel qui fournit aux géophysiciens l'analyse AVO, la géostation, l'interprétation microsismique et la modélisation de la vitesse en fonction du temps à chaque interpréteur et pas seulement le spécialiste.

OASIS MONTAJ fournit un environnement adaptable pour importer, traiter, visualiser, analyser et partager de grands volumes de données géophysiques, géochimiques et géologiques au sein d'un seul et même environnement. Ce logiciel géophysique ultra performant de cartographie et de traitement de données, est conçue grâce à un ensemble de fonctions simples d'utilisation et efficaces. Il permet d'interagir de façon dynamique entre les différentes fenêtres d'images, cartes, profils, graphiques, données et métadonnées dans une, deux ou trois dimensions.

#### 4. Méthodologie

Dans cette partie, nous présenterons les deux méthodes géophysiques (gravimétrie et sismique réflexion) utilisées dans la zone d'étude.

##### 4.1 Méthode gravimétrique

La première méthode adoptée est la gravimétrie. Il s'agit d'une méthode de prospection qui peut fournir des informations sur les structures géologiques. Elle participe ainsi, indirectement, à la recherche de pétrole et, directement, à la découverte de minerais denses ou, au contraire, de cavités ; à l'échelle de la planète, ou de vastes régions. De ce fait, elle est une des disciplines de la géodésie, qui se propose de déterminer la forme d'ensemble du globe terrestre.

Au niveau de cette recherche, on a utilisé deux types d'analyse : qualitative et quantitative (Fig. 5), dans le but d'identifier les différentes structures (majeures et secondaires) ; la jonction des grabens (Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Oulad Boughanem), et d'identification des différents structures « cachées » au sein des grabens.

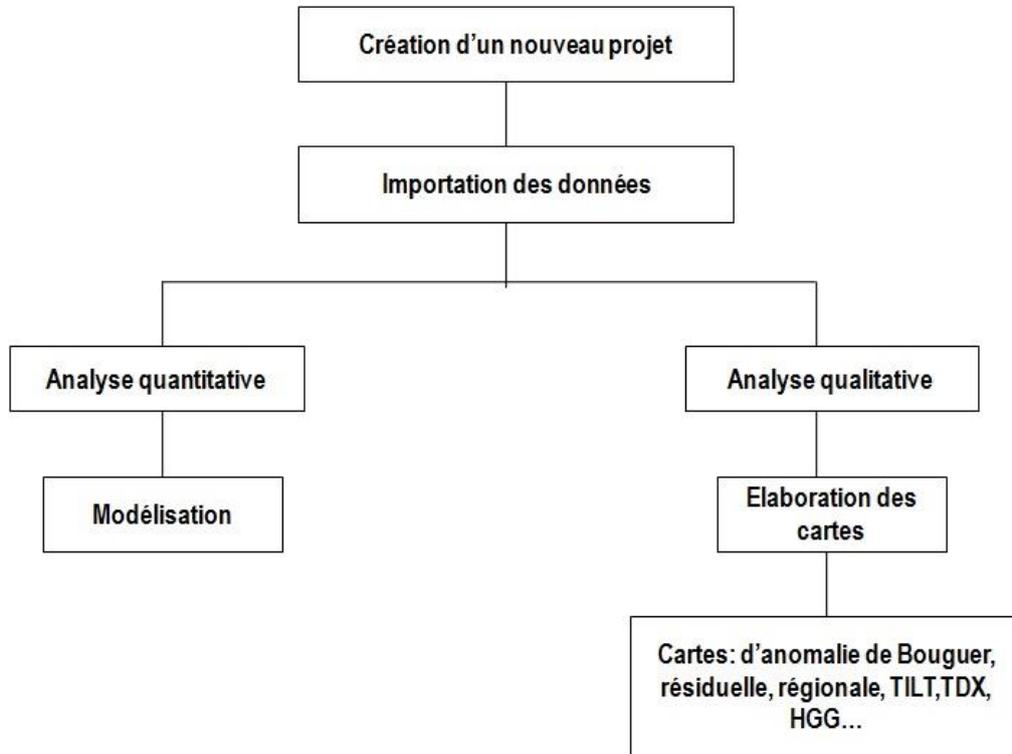


Figure 5: Organigramme représentant les étapes de traitement des données gravimétriques

#### 4.1.1 Notion de base de la gravimétrie

Les mesures gravimétriques doivent subir diverses corrections pour être comparables entre elles.

##### 1<sup>ère</sup> loi de Newton :

Deux particules de masse  $m_1$  et  $m_2$  séparées par une distance  $r$  sont attirées l'une vers l'autre par une force  $F$  telle que :

$$F = -\frac{G m_1 m_2}{r^2}$$

Où  $F$  est la force appliquée par la masse  $m_2$ ,  $r$  est la distance entre  $m_1$  et  $m_2$ , et  $G$  la constante universelle de la gravité.  $r$  et  $G$  sont données par :

$$|r| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$$

$$G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

### 2<sup>ème</sup> loi de Newton :

Il faut appliquer une force  $F$  à une masse  $m$  pour lui faire subir une accélération  $a$ . Ceci se traduit par la relation :  $F = m a$

L'accélération d'une masse  $m$  s'exprime donc à la surface du sol par :

$$a = - \frac{G M}{R^2} r = g$$

Où  $M$  est la masse de la terre ( $5.977 \cdot 10^{24} kg$ ) et  $R$  le rayon moyen de la terre (6370 km).  $g$  est dite accélération de la gravité et vaut en moyenne  $9.81 m/s^2$ .

En l'honneur de Galilée, on a nommé l'unité d'accélération gravitationnelle le gal (Gal) avec :

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

#### 4.1.2 Corrections gravimétriques

##### - Correction d'altitude

Les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément prises au-dessus d'un terrain plat. Or, plus on se rapproche du niveau de référence, plus la valeur de  $g$  augmente. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui sont influencées par l'altitude et les hétérogénéités du sous-sol. La correction de ces mesures s'effectue en traduisant l'effet de l'altitude par la formule suivante :

$$\Delta_h = 0.3086 h \text{ (mgal)} ; h > 0$$

Donc  $\Delta_h$  est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en dessous. Donc la sensibilité à  $\Delta_h$  est très grande, la précision des mesures altimétriques doit être de quelques centimètres si l'on veut tirer profit de la précision du gravimètre.

##### - Correction de latitude

La correction de l'effet de la latitude tient compte des variations de  $g$  avec la latitude dues à la rotation de la terre et à son aplatissement.

La correction de la latitude se fait de la formule suivante :

$$\Delta_L = 0.081 dl \sin(2\varphi) = 0.08038 \left( \frac{\text{mgal}}{100} m \right), \text{ où } dl \text{ est la variation en latitude et } \varphi \text{ la latitude}$$

- Correction de plateau

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. Pour une tranche de hauteur  $h$ , l'attraction est donnée par :

$$\Delta_p = 2 \pi G \rho_B h$$

$G$  est la constante universelle de la gravitation et  $\rho_B$  correspond à la densité présumée de la croûte terrestre ( $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$  en moyenne)

Le plus souvent, on combine la correction d'altitude et celle du plateau pour obtenir ce que l'on appelle alors la correction de Bouguer.

$$\Delta_{hB} = (0.3086 - 0.04191 \rho_B) * h \text{ (mgal)} ; h > 0$$

- Correction astrale ou luni-solaire

La rotation de la terre présente dans les champs gravitationnels de la lune et du soleil, des effets périodiques qu'on devrait soustraire en effectuant la correction luni-solaire.

Cette correction est facilement effectuée grâce à des tables de valeurs. Les perturbations périodiques sont ainsi éliminées.

#### 4.2 Méthode sismique réflexion

Avec cette étude, nous montrerons notamment qu'aucun outil ne répond pleinement à nos objectifs et qu'il est donc nécessaire de proposer une autre méthode. La méthode de sismique réflexion devra notamment nous confirmer tous les résultats que nous avons identifiés et obtenus au niveau de la première méthode. En effet cette méthode est l'une des plus développées en géophysique dû à son utilisation à grande échelle pour l'exploration de pétrole et de gaz.

La sismique réflexion utilise la réflexion des ondes sur les interfaces entre plusieurs niveaux géologiques. La sismique réflexion peut être monotrace ou multitrace. Dans ce dernier cas, en plus d'augmenter le rapport signal sur bruit, il est possible de calculer les vitesses des milieux traversés. Cette information permet ensuite de convertir les données en profondeur. Elle consiste à induire une onde sismique dans le sol puis enregistrer les ondes qui sont réfléchies par les diverses interfaces entre les horizons se trouvant sous la zone étudiée. La sismique réflexion est généralement utilisée pour des profondeurs de 50 m et plus.

Les applications de la sismique réflexion comprennent :

Exploration gazière et pétrolière ;

Cartographie géologique ;

Exploration minérale.

Cette technique est utilisée dans la zone d'étude. Le but c'est d'avoir plus d'information, identifier les différents structures majeures profondes ainsi que les pièges favorables à la présence d'hydrocarbures qui nous paraissent essentielles et intéressantes dans cette zone. Plusieurs traitements (calage aux puits, conversion temps-profondeur, pointés des horizons, élaboration des cartes) ont faits pour pouvoir interpréter les lignes sismique disponible (Fig.6), (voir chapitre suivant).

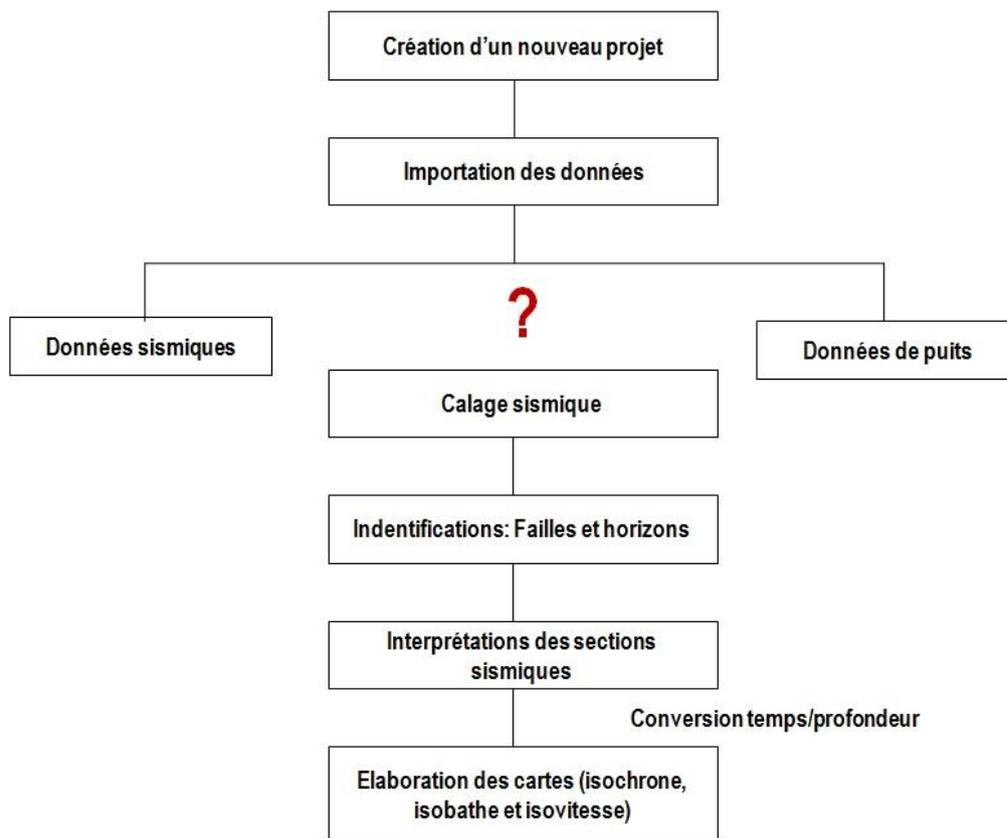


Figure 6: Organigramme représentant les étapes de traitement des données sismiques

## 5. Synthèse des données et conclusion

Dans ce chapitre on a présenté avec détail les méthodologies adoptées tout le long de ce travail. Les méthodologies suivies ont permis d'établir des cartes et des modèles de subsurfaces qui peuvent être comparé entre eux. Le traitement, l'interprétation et l'analyse des

différents données tel que les profils sismique, gravimétriques, géologiques permet d'élargir les informations existante concernant les structures de la région de Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Ouled Boughanem, ainsi que de mieux expliquer et identifier les différentes failles majeures ayant affecté la région dans le but d'élaborer un modèle tectonique.

### **III. Chapitre 3 : Contexte géologique et géo-ressources associées**

#### **1. Localisation et cadre régional du secteur d'étude**

Le présent travail est focalisé sur les trois bassins d'Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba appartient à la région de El Kef-Tadjerouine Centre-Ouest de la Tunisie). Cette zone s'étend le long de la frontière algéro-tunisienne et couvre les 2 cartes 1:50 000 de Tadjerouine (Gottis (1951), Burolet (1953), Dardel (1953), Sainfeld (1954), n°51) et Kalaat Senam (Lehotsky et Bujnowsky, 1995). Elle s'étend entre les coordonnées suivantes:

Kalaat Senam: 35° 45' 54" Nord, 8° 20' 43" Est

Tajerouina : 35° 53' 30" Nord, 8° 33' 10" Est

Les localités de Kalaat Senam et Tajerouine sont deux villes rattachées au gouvernorat du Kef. Kalaat Senam est le chef-lieu d'une délégation de 16 454 habitants (en 2004) et compte 5 044 habitants. Tajerouine se situe à 35 kilomètres au sud du Kef, sur l'axe menant à Kasserine, au pied du Djebel Slata. Elle est le chef-lieu d'une délégation et constitue une municipalité comptant 17 530 habitants en 2014. La population de la ville elle-même avoisine 7200 habitants.

Le secteur d'étude est desservi par :

- La route A 3 de menant de Tunis à Sloughia
- La route P 5 menant de Sloughia à Kef
- La route P 17 menant du Kef à Tajerouine

La route de P 18 menant de Tajerouine à Kalaat Senam

La région de Kalaat Senam-Tajerouine est marquée par un climat humide. Elle est localisée à l'Ouest de la dorsale tunisienne représentée par l'alignement des massifs atlasiques d'orientation NE- SW. Ces reliefs font partie des structures des confins algéro-tunisiens appartenant à l'Atlas tellienne. On y identifie : Dj. Jerissa (650 m), Dj. Hamaima (687m), Dj. Mzita (1050 m), Dj. Bou El Hanèch (1229 m), Dj. Slata (1103 m). Deux principaux cours d'eau parcourent cette région. Ce sont les oueds Mellègue et Serrath riche en alluvion et lave un affleurement triasique ([Pervinquièrè, 1903](#)). Plusieurs routes sillonnent la région, notamment celles de Bou El Hanèche. La Table de Jugurtha (1271m), qui est un haut plateau de 80 hectares et de 200 mètres de long, correspond à un relief transversal en forme de « Cuesta » de 1229 m d'altitude.

La région d'étude est marquée par 3 grabens qui se repartissent selon un système en pull appart : le fossé d'Oulad Boughanem à remplissage de dépôts d'âge aptien, albien, cénomanien, miocène et quaternaire celui de Kalaa Khesba à remplissage de dépôts quaternaire ([Fig. 7](#)). Ces deux grabens sont séparés par une zone déformée délimitée à l'Est par Dj. Slata et à l'ouest par les gisements de Pb, Zn, Fe, et Ba ([Aissaou, 1990](#)).

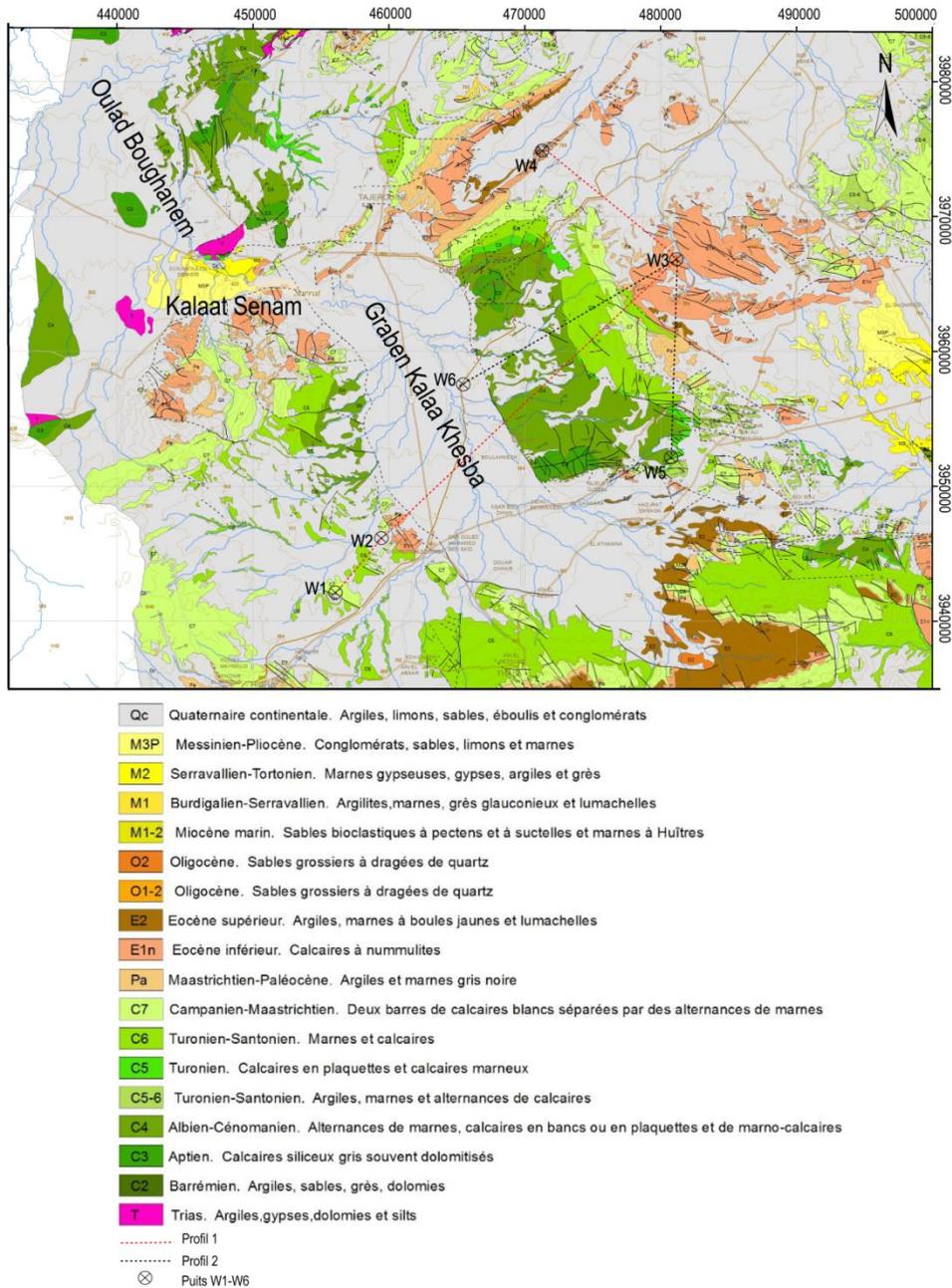


Figure 7: Partie de la carte géologique du Kasserine 1/200 000

## 2. Contexte lithosphérique et crustal de l'Atlas tellien

La reconnaissance de la structure profonde de la région a été commencée avec les travaux de [Midassi et al \(1981\)](#), [Midassi \(1982\)](#), [Mickus et Jallouli \(1999\)](#). Ces travaux ont été basés sur l'analyse des données gravimétriques avec leur interprétation suivant deux méthodes : (i) qualitative pour les cartes d'anomalie de Bouguer et résiduelle, et (ii) quantitative avec des modèles gravimétriques à deux dimensions pour fournir des estimations de l'emplacement, de la profondeur et de la géométrie des sources d'anomalie. Son étude sismique a été entreprise,

en juillet 1985, avec une campagne de sismiques réfractions réalisées dans le cadre du projet Géotraverse (EGT85) qui a comporté 8 points de tirs ont été enregistrés par 120 stations en Tunisie (onshore et offshore) suivant 9 grands profils, avec un total de longueur supérieure à 1300 km. Ce projet a permis de localiser la profondeur du Moho et celle du socle en Tunisie en particulier sur le profil sismique régional NW-SE à travers la Tunisie atlasique (Fig. 8).

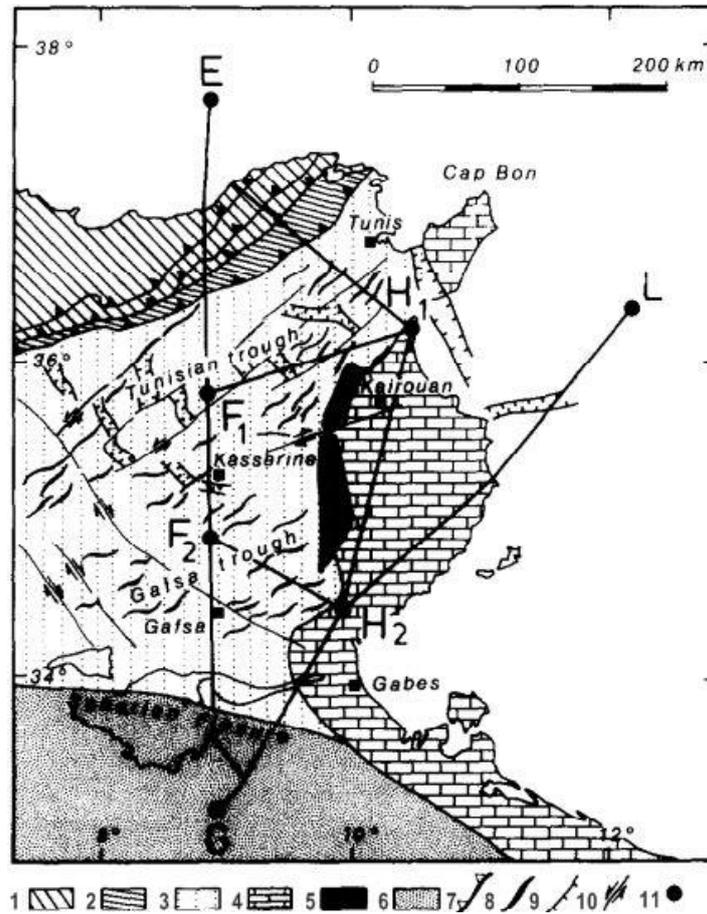


Figure 8: Carte de position de l'expérience sismique en Tunisie, avec les points de tir et les segments étudiés. I = chaînes telliennes; 2 = zone de chevauchement du nord de la Tunisie; 3 = Atlas plié; 4 = Sahel; 5 = axe nord-sud; 6 = plate-forme saharienne; 7 = chevauchement; 8 = axe du pli; 9 = faille normale; 10 = faille de décrochement; II = point de tir (Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992).

Le segment sud de ce profil donnant une idée sur la profondeur du Moho en Tunisie (Buness et al 1989; Ben Ferjani et al., 1990 ; Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992) montre l'épaississement de la croûte continentale d'Est en Ouest et du Nord vers le Sud, avec une profondeur du Moho variant entre 30 et 35 km environ.

La recherche géophysique sur l'EGT-S avec des expériences de sondage par sismique profonde (DSS) et la collecte de flux de chaleur, gravité, données magnétiques, sismologiques et sismo-tectoniques confirment l'approfondissement brutal du Moho (de 20 à environ 35 km

dans la région du Tell), et indiquent (i) une vitesse crustale moyenne très faible, nécessitant l'inversion de la vitesse dans la croûte inférieure, (ii) des réflecteurs révélant un manteau supérieur structuré (Morelli et Nicolich, 1990).

La méthode géophysique la plus couramment utilisée pour la reconnaissance du socle est la gravimétrie. En effet, plusieurs travaux ont été publiés sur la densité de flux thermique (HFD) afin d'obtenir une estimation valide pour les principales provinces tectoniques traversées par le segment européen Geotraverse Southern (EGT-S) en fonction de leurs caractéristiques géodynamiques et des conditions structurales.

Ben Dhia (1987) a établi une carte de gradient géothermique du centre de la Tunisie sur la base des données structurales, gravimétriques et pétrolières. Ces résultats montrent que : (i) les cinq plus importants gisements de pétrole du centre de la Tunisie sont situés près de la courbe de gradient géothermique de  $40\text{ }^{\circ}\text{C / km}$ , (ii) l'allure des courbes du gradient géothermique reflète dans la région les directions N-S, SW-NE et E-W.

Lucazeau et Ben Dhia (1989), en adoptant une méthode d'inversion pour l'estimation du flux géothermique et les températures interpolés à des profondeurs constantes en Algérie, en Tunisie et dans le détroit de la Sicile, ont élaboré une carte de densité de flux thermique (HFD) expliquant les principales tendances observées en Tunisie sur l'évolution récente de la Méditerranée occidentale, la formation de structures alpines au Mésozoïque et la formation de la mer Pélagienne au Miocène. Les données ainsi utilisées indiquent que le niveau moyen de flux thermique est de l'ordre de  $80\text{ mW. m}^{-2}$ . Ce niveau relativement élevé pourrait être attribué à une éventuelle réactivation thermique du sous-sol pendant la phase atlasique et l'orogénèse alpine (Fig. 9).

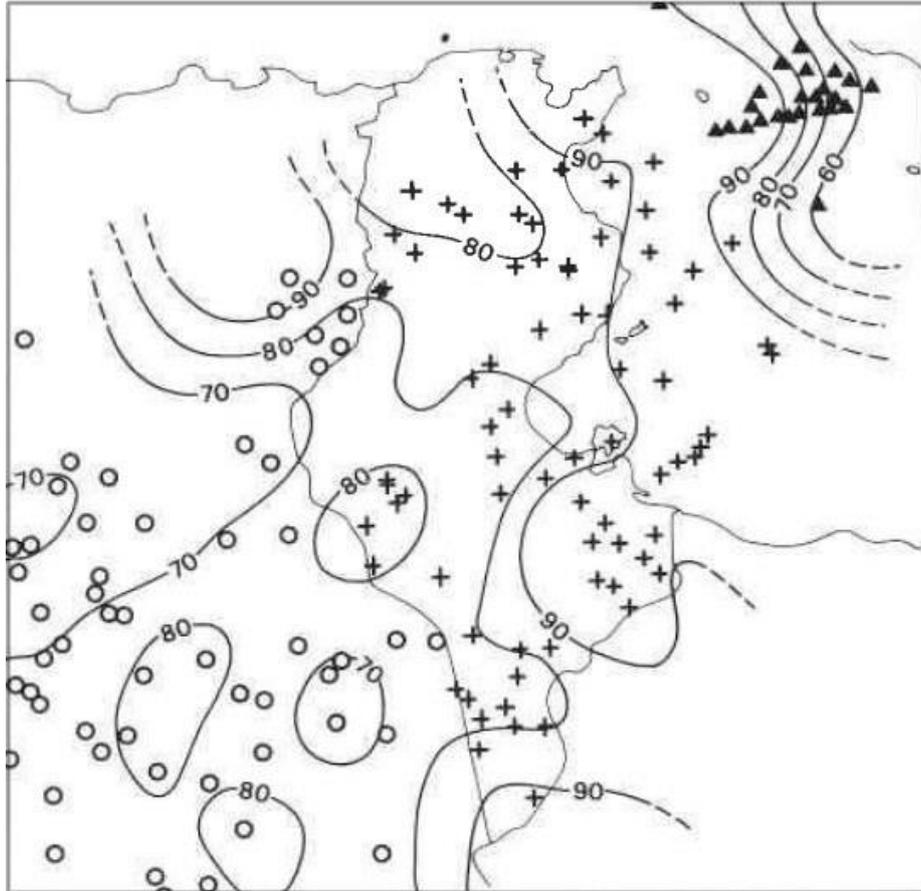


Figure 9: Carte de densité du flux thermique de la Tunisie. Isocontours en mW. m<sup>-2</sup>. +: données de la Tunisie, O: données algériennes (Takherist et Lesquer, 1989), Triangle : données de la montée sicilienne (Zolotarev et Sokhel'nikov 1980) (Lucazeau, Ben Dhia, 1989)

Della Vedova et al. (1995) ont utilisé une approche géostatistique basée sur l'interpolation automatique et permettant d'obtenir une carte de densité du flux thermique (HFD) qui dénote une correspondance remarquable avec l'anomalie de Bouguer.

Parmi les travaux s'intéressant à l'analyse les cartes d'anomalie de Bouguer, les cartes résiduelles isostatiques et les points de tir de sismique réfraction de Géotraverse EGT-S ceux de :

Mooney et al. (1998), donnent à l'aide d'un modèle CRUST 5.1, une description complète des propriétés physiques de la croûte terrestre. Ce travail s'est soldé par une nouvelle carte d'épaisseur de la croûte terrestre.

Morelli et Nicolich (1999) ont effectué une analyse détaillée des données gravimétriques dans le but de déterminer la structure générale de la croûte terrestre et du manteau des ceintures

orogéniques de Tell et Atlas en Algérie et en Tunisie, ont procédé à une analyse détaillée des données gravimétriques et ce en utilisant des modèles de gravité bidimensionnelle pour obtenir une meilleur représentation quantitative des structure de sub-surface (Fig. 10).

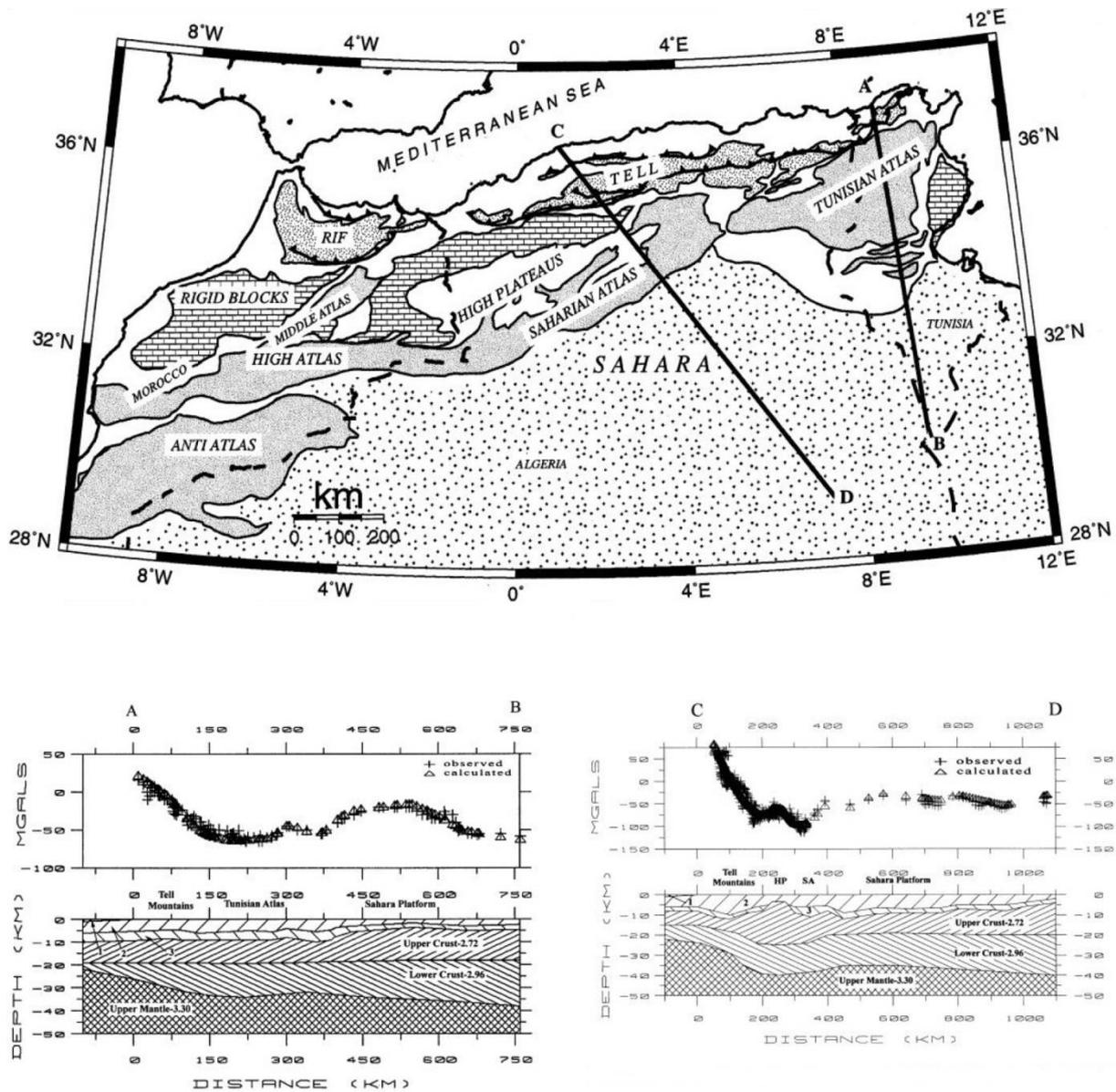


Figure 10: Modèles de gravité bidimensionnelle le long du profil AB et CD de la croûte en Algérie et en Tunisie d'après les données gravimétriques. Les chiffres entre parenthèses représentent la densité moyenne d'un corps en grammes par centimètre cube. 1: eau ( $1,03 \text{ g / cm}^3$ ); 2: sédiments mésozoïques et cénozoïques ( $2,38 \text{ g / cm}^3$ ); 3: sédiments paléozoïques ( $2,58 \text{ g / cm}^3$ ), (Mickus et Jallouli, 1999).

Des travaux récemment publiés et concernant l'Afrique du Nord et l'Europe, précisent la configuration et la géométrie de la discontinuité du Moho:

Marone et al. (2003, 2004), en se basant sur les données régionales et télesismiques disponibles, ont élaboré une nouvelle carte de la discontinuité du Moho (EAM02). Grâce au modèle de topographie du Moho et à la structure résultante de la vitesse S, ont observés, en Méditerranée, une variation latérale confirmant l'évolution complexe de la plaque Eurasie-Afrique (Fig. 11).

Van der Meijde et al. (2003), en utilisant une nouvelle méthode de recherche de grille pour avoir la profondeur précise de Moho ont réduit le compromis entre les vitesses de la croûte terrestre et la profondeur de la discontinuité.

Gabtani et Jallouli (2017), en adoptant les données disponibles, (i) une carte de la profondeur du Moho montre des profondeurs comprises entre 20 et 25 km sur la côte (domaines Tell et Sahel-Pélagien) et supérieure à 35–40 km dans le domaine Atlasique, et une carte de l'anomalie de Bouguer dont les valeurs varient de -90 mGal à 40 mGal et sont généralement faibles dans la partie du centre-ouest relative au domaine atlasique (Fig. 12).

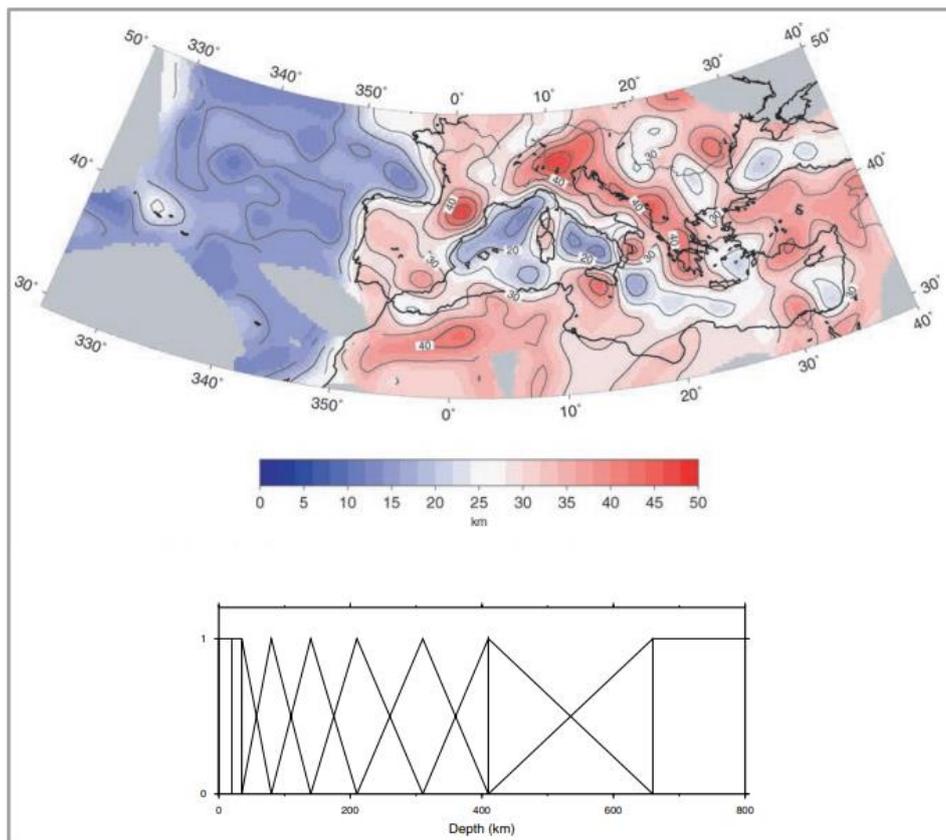


Figure 11: Carte de la profondeur de Moho (Marone et al., 2003). Ensemble de fonctions de base utilisées pour paramétrer la perturbation moyenne de la vitesse le long du chemin entre la source et le récepteur (Marone et al., 2004).

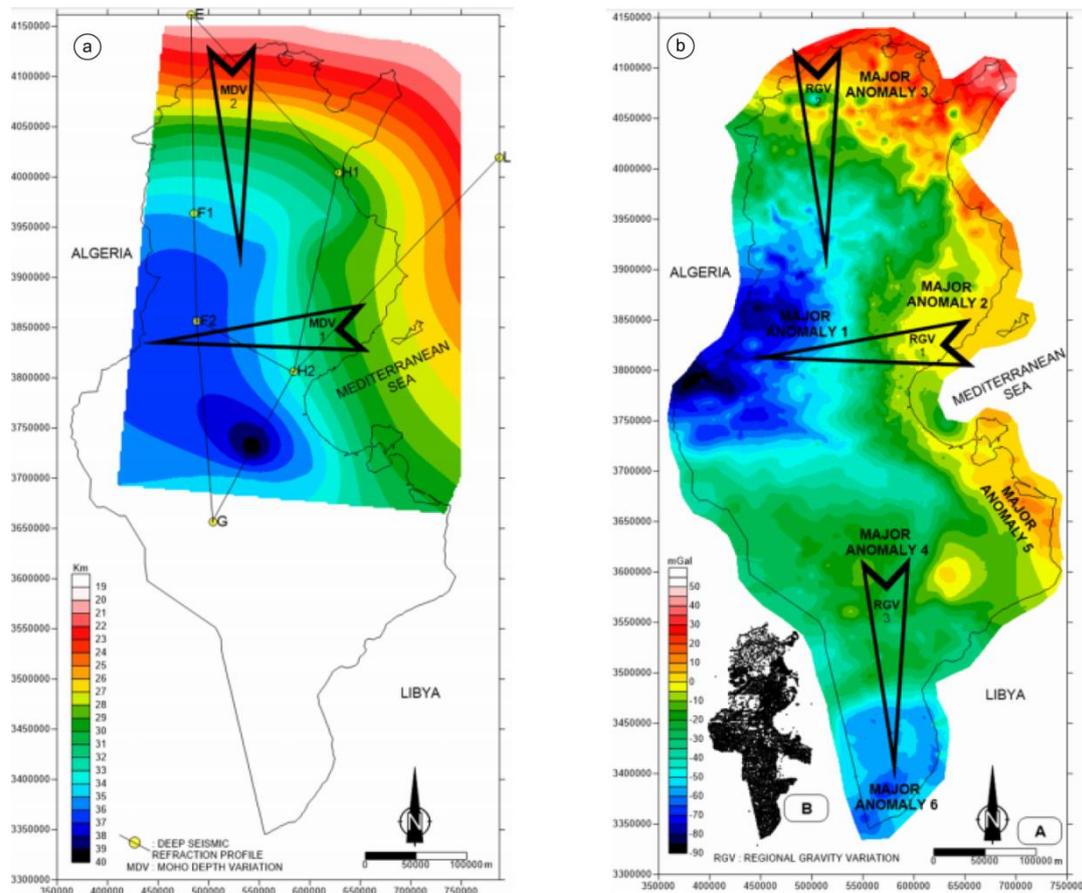


Figure 12: (a) Carte de la profondeur de Moho basée sur le segment européen Geotransverse Southern (EGT-S), (b) Carte des anomalies de Bouguer en Tunisie (Gabtni et Jallouli, 2017)

### 3. Contexte géologique

#### 3.1 Aperçu lithostratigraphique

Les trois grabens Kalaa Khesba, Kalat Senam et Oulad Boughanem présentés sur la carte géologique (Fig. 13) montrent que les terrains géologiques affleurant au niveau de la région d'étude s'étendent du Trias jusqu'au Quaternaire. La figure 10 de feuilles au 1/50.000 de la carte géologique de la Tunisie (Kalat Senam (Lehotsky et Bujnowsky, 1995), Tajerouine (Gottis, 1951 ; Burollet, 1953 ; Dardel, 1953 ; Sainfeld, 1954) montre que certaines formations comme celles des séries jurassiques et paléocènes, n'affleurent qu'en dehors de la région (Fig. 13). Le Jurassique n'a pas été reconnu ni à l'affleurement ni au niveau des forages.

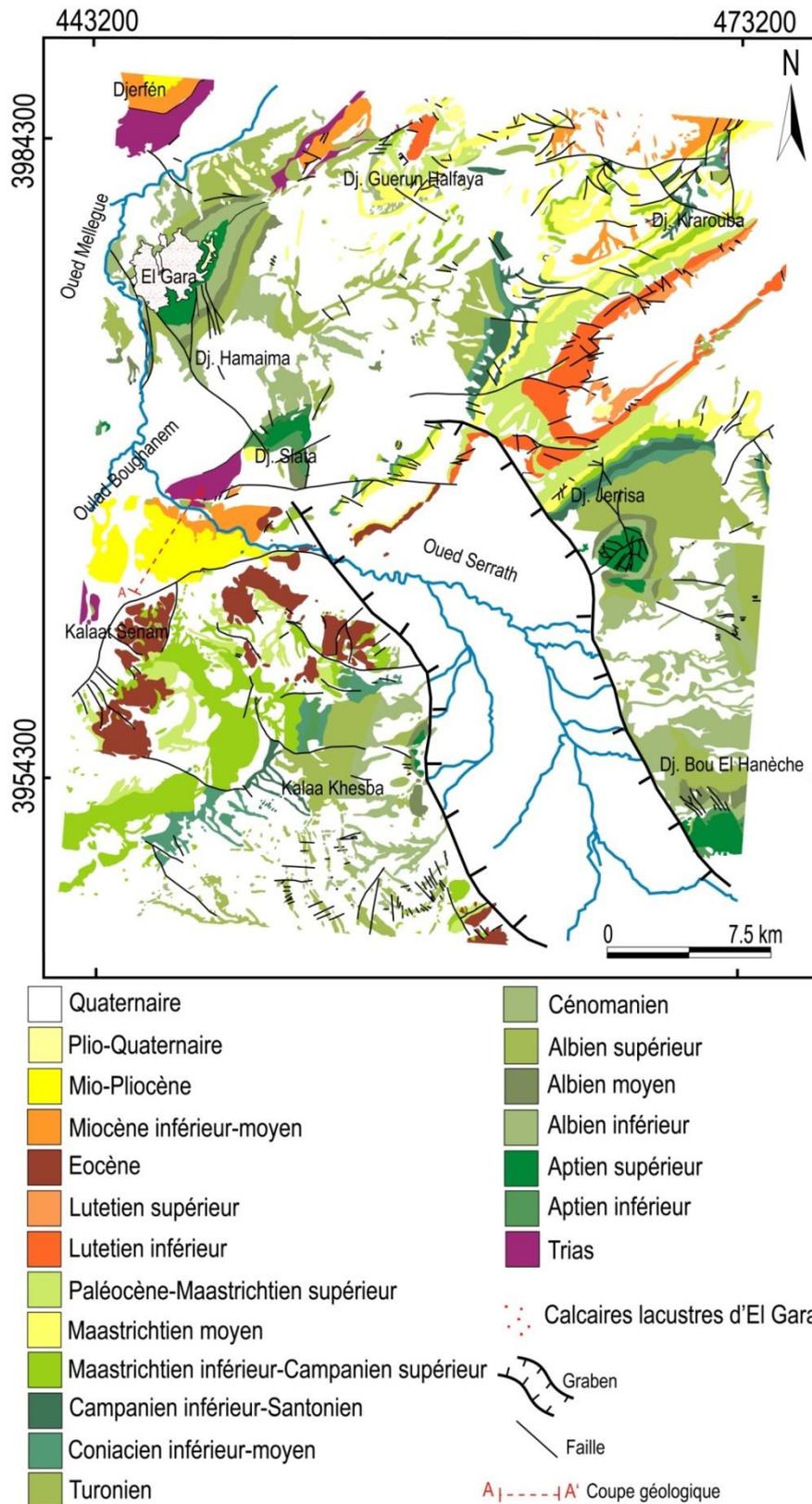


Figure 13: Carte géologique de la région redessinée à partir des cartes 1/50.000 de Kalaat Seman (Lehotsky et Bujnowsky, 1995), et Tajerouine (Gottis, 1951 ; Burollet, 1953 ; Dardel, 1953 ; Sainfeld, 1954)

### 3.1.1 Trias

Partout en Tunisie, le Trias est représenté par différents types de faciès.

Dans le sud tunisien, les affleurements triasiques présentent des contacts normaux avec son encaissant tout en étant formé à la base de grès à passées argileuses (Bonnefous, 1972).

Dans le reste de la Tunisie, il est en contact anormal avec les terrains les plus récents (encaissant): c'est le Trias diapirique.

Dans le NW de la Tunisie, le Trias se présente sous forme de son faciès évaporitique et se caractérise par une tectonique très complexe. Il est ainsi très pauvre en fossiles.

Dans la région de Tajerouine, quelques affleurements diapiriques jalonnent les deux derniers alignements directionnels importants vers le SE du sillon tunisien (Fig. 13) : (i) à Koudiat El Amssan où le Trias est formé d'une brèche à ciment gypseux et argileux comportant d'énormes blocs de calcaires siliceux dolomitiques d'agilites et de grès bariolés, de calcaires siliceux à cristaux allongés de quartz. (ii) à Koudiat Ennab El Azreg où le Trias se présente sous forme d'un petit diapir observable vers l'intersection des failles directionnelles et obliques affectant la terminaison périclinale NE de l'Albo-Aptien d'El Gara. (iii) à Sidi Nasseur, où le Trias est en affleurement en position préclinale SW de l'anticlinal aptien du Slata sous forme d'une brèche argileuse à éléments de calcaires dolomitiques parfois minéralisés en baryte.

La stratification des argiles et grès est localement très régulières. La proportion de gypse augmente sensiblement au SW vers l'Oued Serrath. Vers l'Est, la faille méridionale du Dj. Slata est injectée d'une brèche argileuse rougeâtre à blocs dolomitiques. Elle est masquée cachée aux affleurements sous les croutes calcaires récentes, mais visible suite aux travaux miniers dans la galerie à remblais, les puits et divers sondages intérieurs. (V) à Koudiat Sidi, le Trias se présente sous forme d'un minuscule jalon en trois pointements triasique, formé aux affleurements, de brèche calcaro-dolomitique siliceuse.



Figure 14: Les formations triassiques sont recoupées par Oued Serrath

Dans la région de Kalaat Senam, le Trias se présente sous forme d'un mélange d'évaporites, d'argiles bariolées, de marnes, de gypses avec de fins ou de gros grains (sous formes de petits replis laminaires liant de fragments de schistes bariolés), de dolomies, de cargneules et rarement de grés (Fig. 14). Le matériel triasique est en surface chaotique et argilo-gypseux. L'origine primaire de dolomies formées est celle d'un milieu lagunaire hypersalin instable avec une sédimentation évaporitique rapide et rythmique. En effet, les formations triasiques ont pu être identifiées en subsurface dans le puits W6 implanté en plein fossé de Kalaa Khesba.

### 3.1.2 Crétacé

La série des formations attribuées au Crétacé inférieur et supérieur affleurent largement en Tunisie septentrionale et le long de l'Atlas tunisien.

Dans le nord-ouest de la Tunisie :

Le Barrémien est représenté par des séries de marnes et de calcaires marneux connue sous le nom de formation Méloussi. Cette unité affleure au voisinage de Dj. Jerissa sous forme de marne jaunâtre à intercalations de calcaires marneux. Les marnes présentent des fissures remplies de gypse provenant des solutions infiltrées. On y reconnaît une faune constituée de *Pelecypodes*, *Orbitolines*, *Epiaster toxasteroides* (Petrovic et Grubic, 1970).

Trois types de lithofaciès régionaux sont reconnus à cette époque (Fig. 15): (i) Les séries évaporitiques (dolomie et anhydrite) se développant le long de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne ainsi que sur le pourtour de la zone centrale de la Tunisie, (ii) les dépôts carbonatés (calcaires bioclastiques, pararécifaux, parfois dolomitisés) qui entourent les évaporites de la bordure de la zone centrale, (iii) et les dépôts essentiellement argileux, à micro-faune pélagique. Les conditions sédimentaires favorisent les développements récifaux en bordure de la plate-forme externe et même en milieu marin franchement ouvert, résultant de l'action diapirique. La transgression, amorcée dès l'Aptien inférieur, se stabilise et s'achève au cours de l'Aptien supérieur (Marie et al., 1984).

Une phase tectonique, permet de séparer le Crétacé en deux cycles sédimentaires importants.

(i) L'érosion de l'Ile de Kairouan (éléments gréseux): Formation Hamaima (Gargasien supérieur) développée au nord-ouest dans la région de Tajerouine et El Gara, ainsi qu'au nord-est, en mer Pélagienne.

(ii) les traces d'activité volcanique (plate-forme externe) localisées uniquement en Tunisie orientale, à terre et en mer.

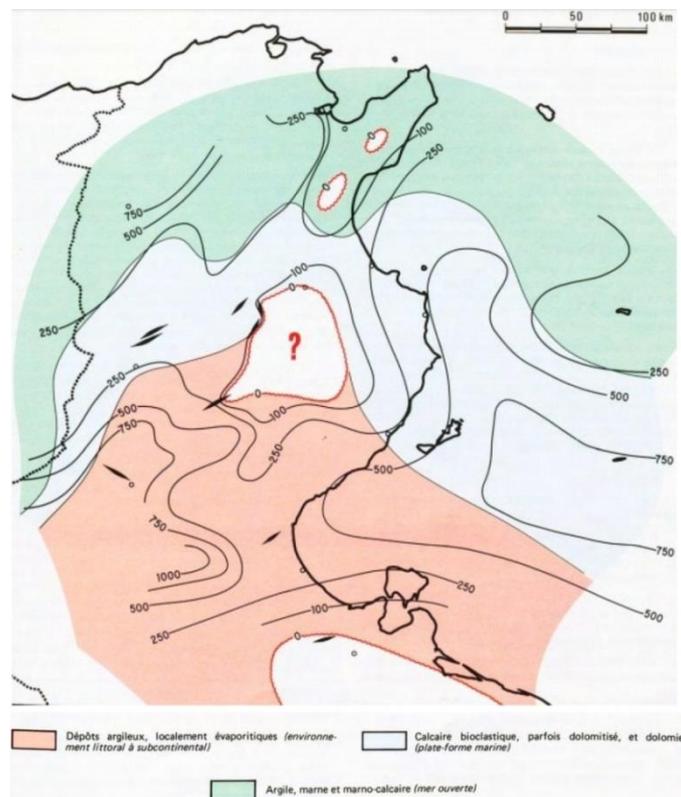


Figure 15: Barrémien et Aptien inférieur. Lithofaciès et environnements sédimentaires (Marie et al., 1984).



Figure 16: Photo de terrain du massif Slata

L'Aptien affleure au cœur de Dj. Hamaima, d'EL Gara, Dj. Jerissa et Dj. Slata (Fig. 16) : c'est dans ce dernier que la série est la plus complète. Les formations d'âges aptien et albien sont :

**La Formation Serdj** (Aptien) qui est caractérisée par des calcaires massifs disposés en bordures des fossés de Kalaa Khesba et Oulad Bou Ghanem. Ces calcaires se situent également aux sommets des diapirs de Dj. Bou El Hanèche, Dj. Jerissa et Dj. Slata (Lehotsky et Bujnowsky, 1995). Cette formation est riche en algues, coraux, et foraminifères, avec des intercalations de calcaire argileux, marnes, et quelques niveaux de silts.

**La Formation Hamaima** (Aptien) est constituée dans le domaine d'étude de schistes gris foncé et de marnes; ainsi que de grès bioclastiques calcaires interstratifiés. D'après Burollet (1956), la partie périphérique du Dj. Jerissa est formée d'alternances de calcaires plus ou moins siliceux et dolomitiques, de marnes et d'argiles brunes et avec des bancs gréseux durs (Burollet, 1959). On y reconnaît une faune constituée de *Zeilleria tamarindus* Sow., *Heteraster cf. tissosti* Coq, *Epiaster restrictus* Gauthier *Terebratula sella* Sow, *Pinna robinaldina* d'Orbigny, *Pecten* sp. et *Parahoplites* sp. (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

Dj. Slata : on a (i) des alternances inférieures visibles sur le flanc nord-ouest et dans la mine de Sidi Amor. Elles sont constituées d'argiles ou marnes grises avec des bancs calcaires intercalés plus ou moins dolomités ou silicifiés.(ii) de calcaires francs, massifs, subrécifaux, gris ou bleu foncé (iii) des alternances supérieures, visibles vers Sidi Nasseur et surtout sur le flanc septentrional vers la mine des Charren. Elles se présentent sous forme d'alternance de marnes et de bancs calcaires (Burolet et Sainfeld, 1956).

A Dj. Hamaima, le massif calcaire apparaît sur la feuille voisine de Tajerouine, et seules les alternances supérieures affleurent sur le bord occidental de la carte près de Henchir Lemsén. Ce sont essentiellement des grès ferrugineux. (Burolet et Sainfeld, 1956).

A El Gara, le cœur de l'anticlinal ne laisse apparaître que les alternances supérieures sous forme d'argiles et marnes grises, beiges ou verdâtres, avec des sables fins jaunâtres, des calcaires noirs plus ou moins siliceux, des dolomies ou des calcaires dolomitiques, bruns finement cristallisés (Burolet et Sainfeld, 1956).

A Dj. Jerissa, le Crétacé inférieur est représenté par une série albienne analogue avec les épaisseurs respectives suivantes pour les trois termes (210m, 130m et 340m). C'est un niveau à Clansayes, avec de grandes Ammonites, une petite faune pyriteuse, et des calcaires feuilletés (Burolet et Sainfeld, 1956).

Les formations d'âge Albo-Cénomaniens (Crétacé supérieur) sont :

**La formation Fahdene** (Crétacé supérieur) est lithologiquement, représentée par un ensemble assez homogène qui se présente sous forme de marno-calcaires feuilletés, d'argiles, marnes et calcaires. Au niveau de Kalaat Senam, les dépôts de Cénomaniens sont bien développés aux environs de Dj. Jerissa, Dj. Bou El Hanéche et Bir Es Solaa. La faune caractéristique de ce niveau englobe *Anomalina aumalensis* Sigal, *Clavulinoides gaultinus*, *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan, *Lenticulina*, *Ostracodes* div sp., *Praeglobotruncana marginaculeata*, *Rotalipora cushmani cushmani* (Morrow), *Vaginulina gaultina* Berthelin (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

**La formation Bahloul** (Crétacé supérieur) est représentée par une double corniche calcaire, bien marquée dans la topographie de la région d'étude. Elle apparaît également sur le pourtour du Kef El Jegaga et au village de l'Oued Serrath. La microfaune identifiée est composée de *Clavihedbergella* sp. ; *Cl. Subdigitata*, *Gaudryina* sp. ; *Globotruncana stephani turbinata*

*Reichell, Hedbergella div. Sp., Heterohelix globulosa, Praeglobotruncana hagni Scheibnerova, Rotundina cretacea* (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

La puissance de cette formation est réduite sur le flanc oriental du l'anticlinal de Jerissa. Mais elle est bien développée sur le plateau entre El Gara et Djebel Slata. La coupe suivante a été relevée à l'ouest d'El Gara (Burollet et Sainfeld, 1956) :

-Marnes et agiles noires

-Alternances de marnes grises, dures et de calcaires un peu siliceux

-Argiles brune foncée ou grise foncée devenant verdâtres en surface

Le Turonien inférieur se présente sous forme d'une double corniche bien marquée dans la topographie et dessinant les plis observables entre Gueurn Alfaya et Dj.Slata.

**La formation Aleg** (Crétacé supérieur) est caractérisée par des dépôts marneux, des argiles avec de rares intercalations calcaires continues. Elle comprend de la base au sommet les deux membres suivants : (i) Membre Annaba, marqué par une dominance marneuse, vers la base et au sommet, des intercalations de calcaires argileux sombres ainsi que des constructions récifales à rudistes. (ii) Membre Bireno, représenté par une calcarénite grossière riche en rudistes, algues et en conglomérats. On y trouve les microfossiles suivants *Bolivina incrassata* (Reuss), *Fronicularia deflaensis* Sigal, *Gl. contusa scutilla* Gandolfi, *Gl. Subspinosa* Pessagno, *Heterohelix globulosa*, *Rzehakina epigona*, *Stensioeina pommerana* Brotzen (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

**La formation Abiod** (Crétacé supérieur) comporte trois membres : (i) une barre inférieure représentée par des calcaires crayeux blancs qui constitue par endroits des reliefs notables, (ii) des alternances moyennes sous forme de niveaux hémi-métriques de marnes gris verdâtre avec des bancs décimétriques de calcaires blanchâtres, et (iii) une barre supérieure représentée par des calcaires blancs, métriques à hémi-métriques. Les microfossiles qui y ont été identifiés comprennent *Anomalina (Gavelinella) costulata* (Marie), *Bolivina incrassata gigantea* Wicher, *B. incrassata* Reuss, *Dorthis bulleta* (Carsey), *Gl.rugosa*, *Gyroidinoides globulosus* (Hagenova), *P.elegans* Rzehak, *P.nuttalli* Voorwijk. Les macrofossiles, très abondants, sont uniquement représentés par des empreintes d'inocérames (surtout des *Inoceramus regularis* d'Orbigny) (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

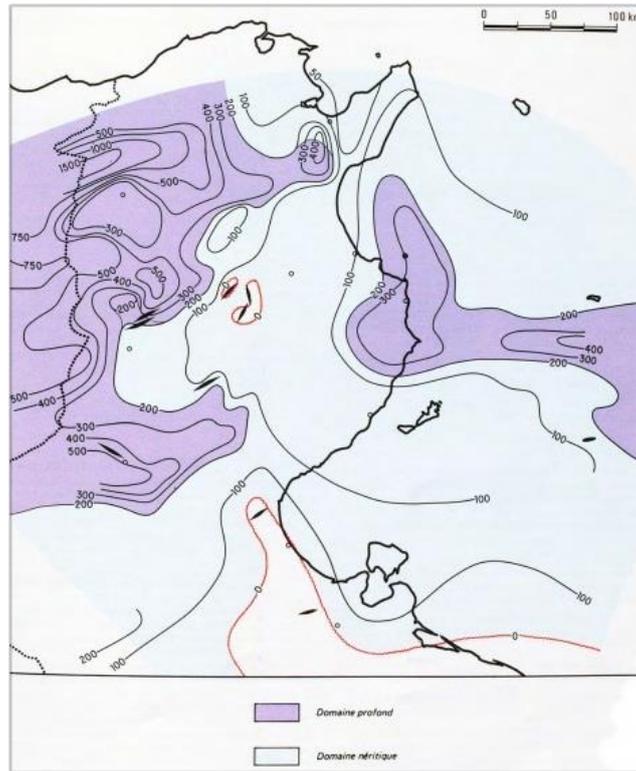


Figure 17: Albien supérieur et Vraconien. Lithofaciès et environnements sédimentaires (Marie et al., 1984).

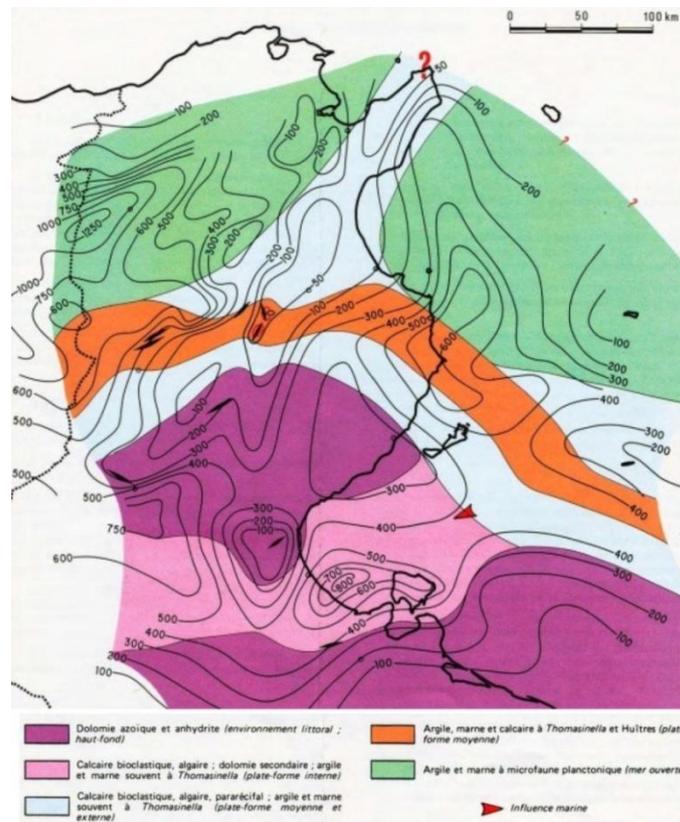


Figure 18: Cénomane. Lithofaciès et environnements sédimentaires. (Marie et al., 1984).

Durant l'Albien terminal et le Cénomaniens la diversité des lithofaciès régionaux est remarquable. On peut distinguer des dépôts évaporitiques (dolomie azoïque alternant ou non avec des anhydrites), des dépôts carbonatés, des dépôts marno-calcaires, des constructions récifales ou para-récifales, intercalées d'argile à microfaune planctonique et des dépôts essentiellement argileux et à Foraminifères planctoniques, contenant parfois des intercalations de calcaire bioclastique ou récifal (Fig. 17-18).

Dès l'Albien inférieur-moyen, une transgression s'accroît à l'Albien supérieur et à l'Albien terminal pour atteindre son extension maximale et sa stabilisation au Cénomaniens. On distingue aussi la présence d'une zone à taux de sédimentation faible ou parfois nul au centre. Ce terrain correspond à une région de hauts-fonds qui montre des faciès bréchiqes; (plate-forme littorale) (Marie et al., 1984).

### 3.1.3 Paléogène

Le paléocène est bien représenté dans la région de Tadjerouine par des marnes avec quelques lits marno-calcaires blanchâtres, tendres, plus ou moins glauconieux et phosphatés, surmontés par un niveau phosphaté riche en dents de Poissons, assez peu développé dans la région sauf à El Salsala, et plus au Sud sur la carte de Kalaat Senam (Buroillet et Sainfeld, 1956).

**La formation El Haria** correspond à une série d'argiles de couleur gris sombre ou noirâtre. Elle est riche en microfaunes (Foraminifères benthiques et planctoniques). Les marnes d'El Haria reposent sur la masse des calcaires supérieurs de l'Abiod et le passage au Paléocène se fait souvent par quelques mètres où alternent des marnes et des calcaires. D'après Buroillet (1956), on évalue la puissance des marnes d'El Haria, autour de la table de Jugurtha à 275 m.

**La formation Chouabine** est une unité marneuse qui surmonte la formation d'El Haria, Elle est reconnaissable par sa richesse en phosphate. Dans le domaine d'étude, la formation Chouabine est représentée par une succession d'alternances de phosphorites marneuses, de marnes et de carbonates.

**La formation El Garia** est représentée par un dépôt de calcaire à microfaune benthique. Il s'agit des calcaires éocènes à Nummulites qui se trouvent au dessus de niveau phosphatés.

### 3.1.4 Néogène

Le Néogène est présent dans la région de Kalaat Senam et à Tajerouine. On subdivise le Néogène en deux parties (i) le Miocène inférieur-moyen, (ii) le Mio-Pliocène, qui sont présentées sur le log lithostratigraphique (Fig. 19).

#### Miocène inférieur-moyen

Le Miocène est caractérisé dans la région sous formes d'alternance de grès, conglomérats et de marnes, et marnes bariolées riches en gypse alternant avec des silts et des grès. Cette formation littorale à lagunaire, occupe les fossés bordés par les reliefs diapiriques secondaires : Oued Sarrath, au sud du Dj. Slata et à la bordure du diapir du Kef EL Jegaga. La puissance totale de cette formation atteint 530 m. Les organismes qui y ont été identifiés sont des *Globigerina gr. Bulloides Orbigny*, *Robulus aff. Orbicularis (d'Orbigny)*, *Cibicides aff. floridanus (Cushman)* et tubes d'organismes perforants.

Dans la région de Tajerouine : (i) le miocène inférieur se présente sous forme de dépôts soit marins et néritiques, soit continentaux et lagunaires. (ii) le miocène moyen présente deux lambeaux marneux riches en *Ostrea crassissima*. Le premier, au nord du Dj. Es Sif, a été interprété comme un petit synclinal allongé ce sont des marnes très gypseuses à entrelits calcaires et gypseux. Le second est un petit affleurement semblable en bordure du diapir triasique de Sidi Nasseur (Burolet et Sainfeld, 1956).

#### Mio-Pliocène

Le Mio-Pliocène continental est constitué de conglomérats cimentés par des grès et des alternants avec un ensemble de grès et d'argiles. Il occupe les fossés d'effondrement de Kalaa Khesba et Oulad Boughanem. Entre les diapirs du Kef El Jegaga, Kat. Guerfa et Sidi Serroud. Le Mio-Pliocène repose directement, sans limite nette, sur la série sous-jacente du Miocène littoral à lagunaire.

Quelques lambeaux de marnes rougeâtres, avec des niveaux conglomératiques très grossiers, apparaissent près de la route de Kalaat Senam (ils s'étendent largement au S dans la vallée de l'oued Serrath) (Burolet et Sainfeld, 1956).

### 3.1.5 Quaternaire

On distingue, dans le Quaternaire de la région de Tajerouine et Kalaat Senam, les formes et dépôts suivants:

**Villafranchien** : l'auréole de sables argileux, à niveaux conglomératiques irréguliers et à pouppées calcaires.

**Quaternaire moyen** : Calcaires lacustres subtabulaires répandus sur la rive droite du Mellègue où ils constituent, avec les terrasses anciennes auxquelles ils semblent passer latéralement, une morphologie caractéristique dont le type est marqué par le plateau d'El Gara.

#### **Terrasses anciennes :**

- une ancienne terrasse de l'Oued Mellègue, dont quelques lambeaux très redressés contre le diapir du Koudiat el Amssane subsistent sur la rive gauche
- une haute terrasse, bien apparente en pente douce vers les Oueds Mellègue et Serrath.
- Basses terrasses : des alluvions récentes d'oueds.

#### **Alluvions anciennes non apparentes, éboulis de pentes et sols de plaines :**

- Les cônes d'éboulis sont importants sur les pentes du Gueurn El Alfaya, où d'énormes blocs de calcaires éocènes ont pu être observés, particulièrement sur celles du Dj. Slata.
- Les croutes calcaires récentes sont répandues sur le plateau.

#### **Les alluvions actuelles d'oueds (limons, sables et galets)**

Dans le Quaternaire de la région de Kalaat Senam, on note les formes et dépôts suivants :

- **des terrasses anciennes** apparentes d'Oueds qui se trouvent en plusieurs points de la plaine de Kalaa Khasba ;
- **des croûtes récentes** de couleur blanchâtre ou rosée qui se durcissent progressivement vers leur partie supérieure. La croûte calcaire inférieure se traduit par un puissant encroûtement horizontal et discordant sur les terrasses ;

- **des éboulis de pentes** abondent sous les falaises des calcaires à nummulites de l'Eocène (aux alentours de la table de Jugurtha) ;
- **des limons actuels**, recouvrant les alluvions et croûtes anciennes non apparentes de couleur grise, caractérisent les dépôts récents. Ces limons sont très fins, non lités et admettent parfois quelques intercalations caillouteuses. Ils recouvrent une superficie extrêmement étendue cachant les alluvions et les croûtes anciennes de plusieurs mètres ;
- **des alluvions actuelles et terrasses basses d'Oueds** où l'érosion, le transport et la sédimentation actuelle y ont laissé traces. Les alluvions sont formées par des sables, graviers et limons. La granulométrie des dépôts varie suivant la courbure des thalwegs et la quantité d'eau.

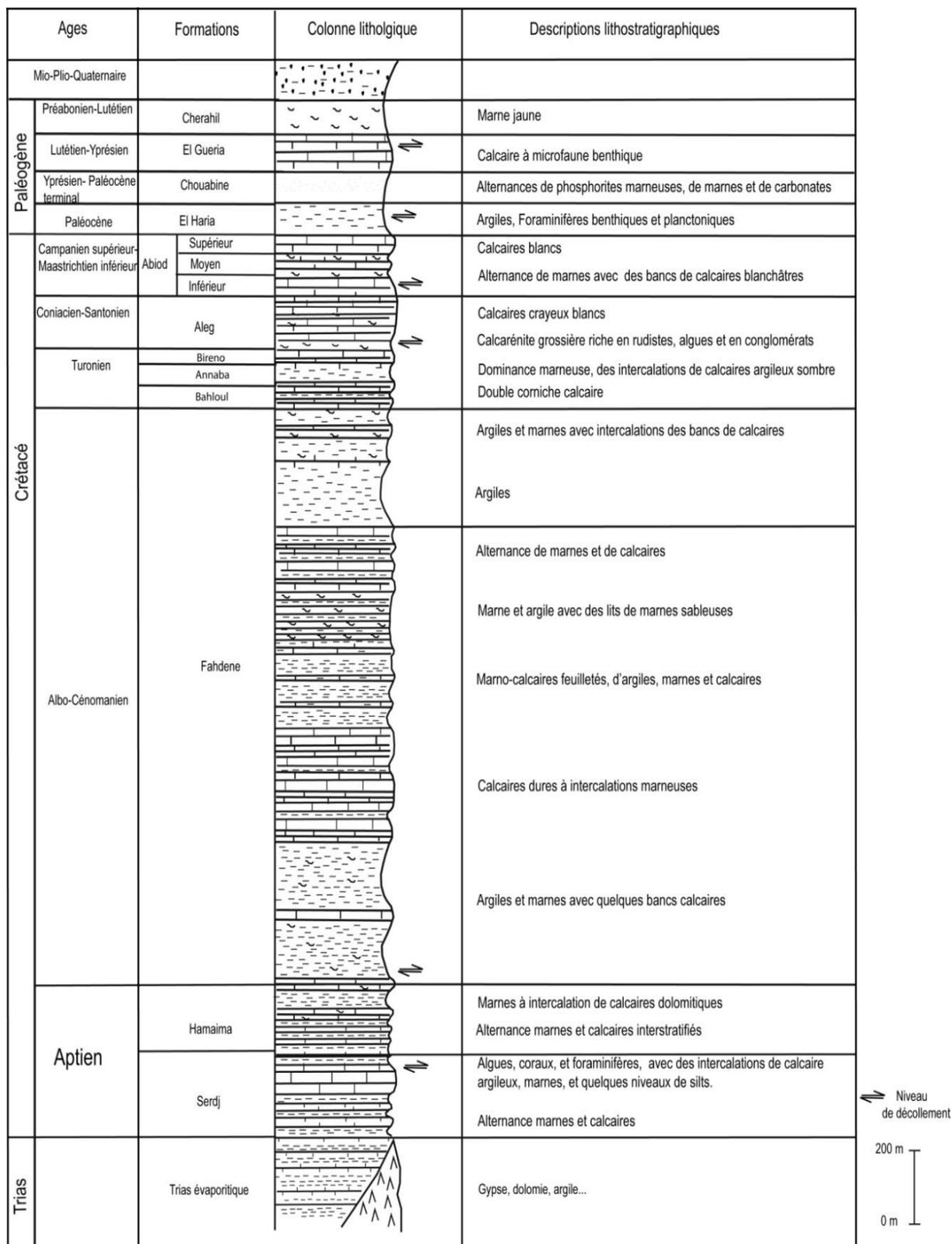


Figure 19: Log lithostratigraphique synthétique de la région d'étude

### 3.2 Configuration structurale et tectonique

L'analyse du système d'effondrement en pull-apart des grabens a fait en Tunisie depuis une vingtaine d'années l'objet de plusieurs travaux géologiques (Fig. 20) (Castany, 1952; Burollet et Rouvier, 1971; Cairo, 1971; Rouvier, 1977; Zargouni, 1984; Perthuisot et al., 1988, 1998; Ben Ayed, 1986; Turki et al., 1988; Bouaziz et al., 1994, 1995, 1998, 2002; Chihi, 1995; Boukadi, 1996; Dlala, 2001; Belguith, 2001; Ezzine, 2011; Soumaya et al., 2015).

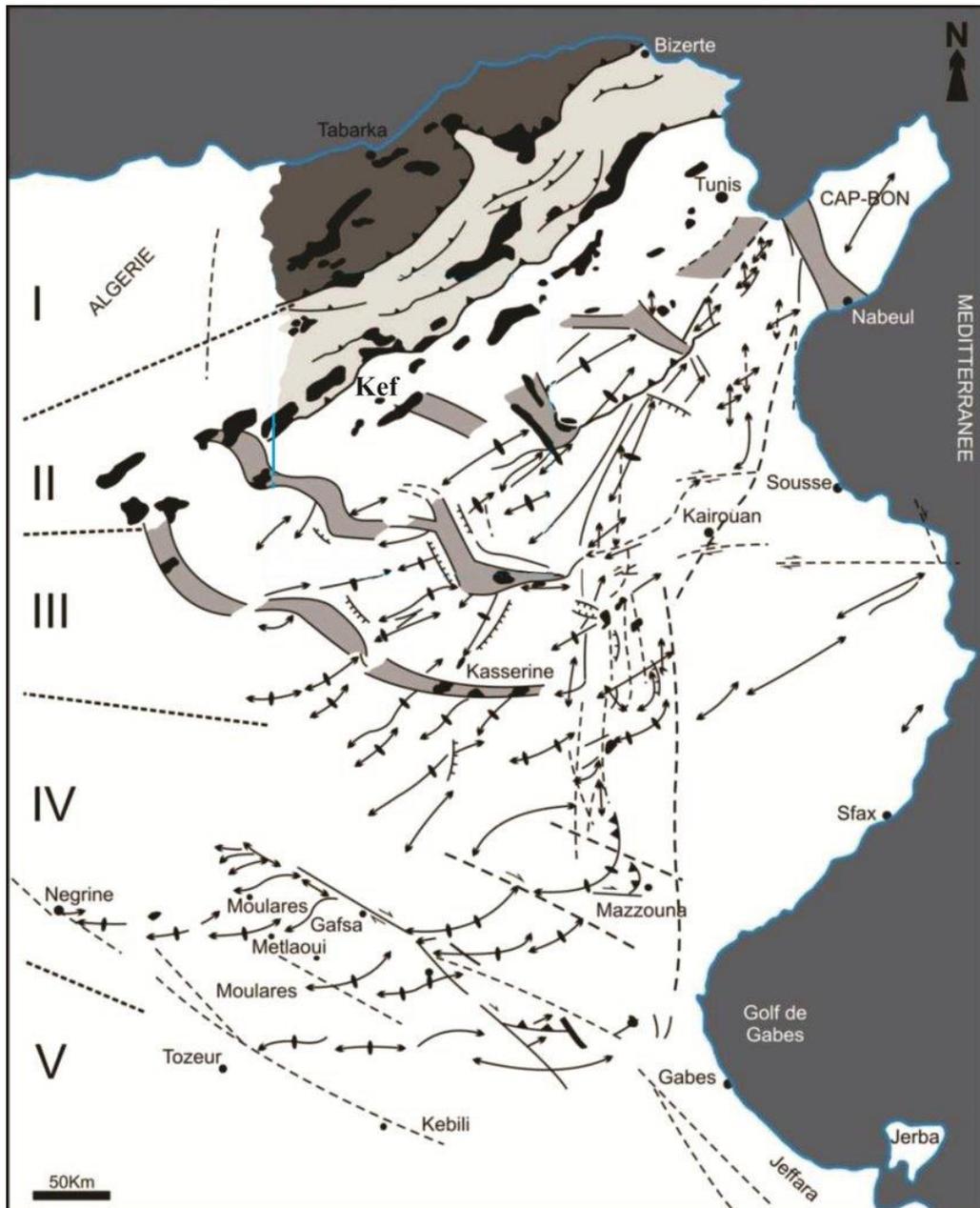


Figure 20: Carte structurale simplifiée de l'Atlas de la Tunisie (Frifita, 2017; Solignac, 1927; Rouvier, 1977; Castany, 1951; Zargouni, 1985), I : Zone des Nappes de charriage. II : Zones des Diapirs. III : Atlas tunisien. IV : Atlas centro-méridional. V: Plate-forme saharienne.

En géologie, un bassin en pull-apart est un bassin sédimentaire allongé (Fig. 21). Ce bassin est une zone de décrochement le long de failles plus ou moins parallèles ou les blocs se déplacent latéralement les uns par rapport aux autres. Le déplacement laisse un espace pour la sédimentation. Ce type de bassin est aussi appelé bassin transtensif ou rhombochasme (Foucault et Raoult, 2005).

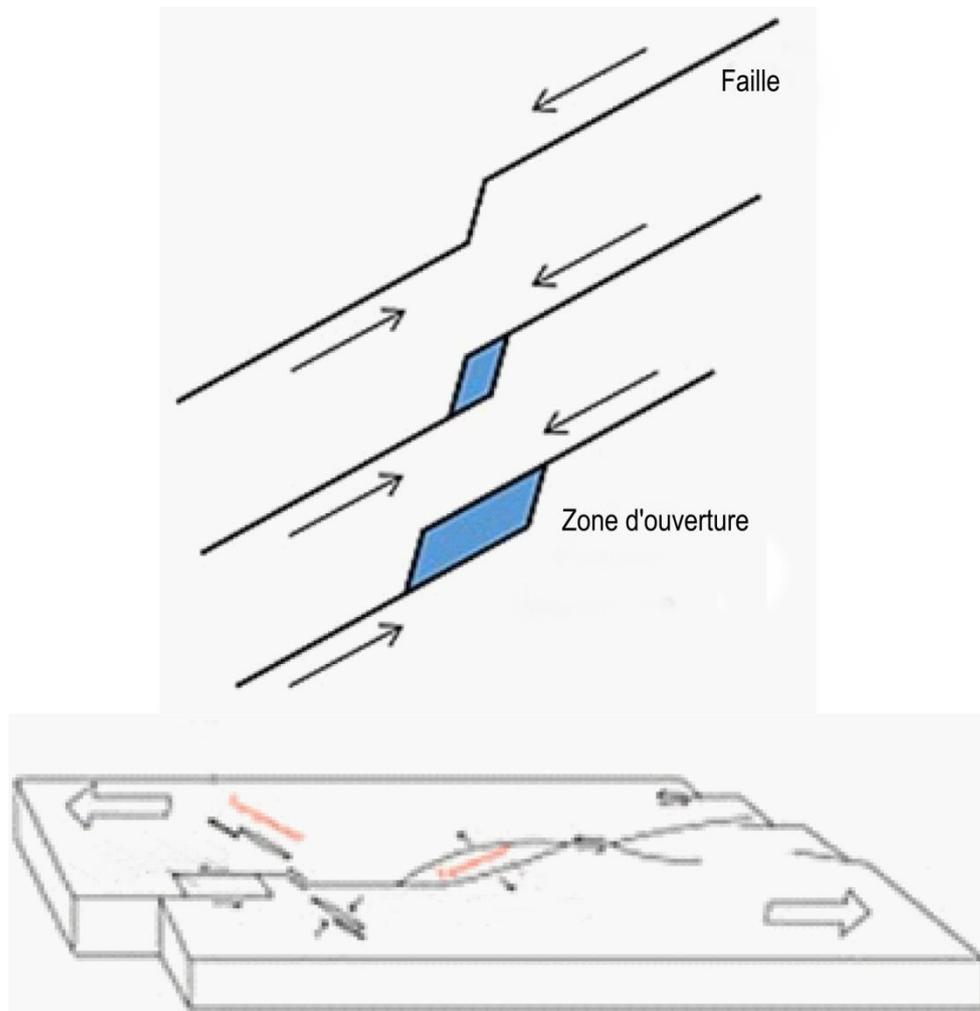


Figure 21: Caractéristiques générales d'un bassin en pull-apart (Foucault et Raoult, 2005).

Nombreux auteurs se sont intéressés à la structuration de ces grabens, c'est-à-dire à leur mise en place et leur évolution géodynamique (Ghanmi et al., 2001 ; Chikhaoui et al., 2002 ; Belguith et al., 2011 ; Ezzine et al., 2012 ; Gabtni et al., 2013, 2016 ; Frifita et al., 2019). Dans cette perspective, le présent travail vient compléter ces travaux en mettant l'accent sur l'importance des accidents majeurs dans la structuration de la Tunisie centro-septentrionale. En effet, cette zone d'Oulad Boughanem, Kalaat Seman et Kalaa Khesba montre les principales caractéristiques structurales des bassins pull-apart, à savoir : des structures

majeures, les traces d'évolution géodynamique et des géoressources associées à cette évolution.

### 3.2.1 Structures majeures

La région d'étude présente des ensembles structuraux marqués par les éléments suivants:

- Failles majeures encadrant des compartiments structurés en fossés et tangentielllement étirés
- Structures diapiriques perçant leur couverture sédimentaire dont l'alignement est celui de l'étirement tangentiel.
- Failles et structures majeures (Anticlinaux et synclinaux) :

Cette région est caractérisée par une série de fossés d'effondrement en pull-apart qui sont ainsi localisés à l'extrémité orientale des chaînes atlasiques du Maghreb. Ces grabens sont reliés entre eux par une jonction (Chihi, 1995) (Fig. 22). Les directions NW-SE à NS et NE-SW à EW occupent la majorité des terrains du secteur d'étude. L'activité de ces grabens été expliquée par l'effondrement et l'extension de la couverture salifère (Burolet, 1991).

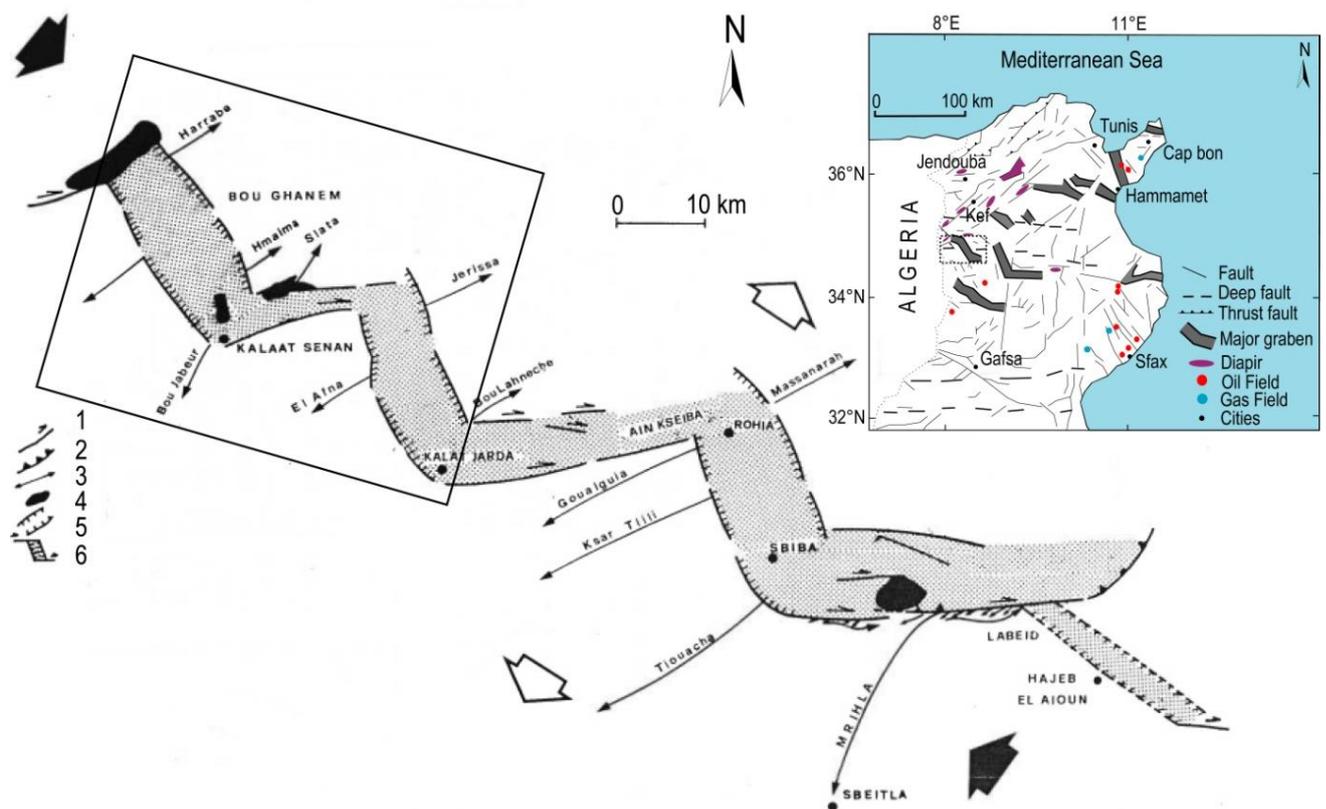


Figure 22: Modèle d'ouverture des fossés (Chihi, 1995). Rectangle : Zone d'étude; 1 : Décrochement; 2 : Chevauchement; 3 : Pli; 4 : Trias; 5 : Graben; 6 : Ouverture de bassin en pull-apart.

Oulad Boughanem, présente dans sa partie orientale deux branches de faille la première à sa bordure occidentale (en territoire algérien) de direction NW-SE et la deuxième orientée EW correspondant à la dépression située au Dj. Slata (Chih, 1995). La plus importante faille, dans la partie orientale du graben, longe Dj. Hamaima jusqu'à Dj. Harraba sous forme de failles en relais N140-160 (Smati, 1986 ; Perthuisot et al., 1988). D'après Gouasmia et al. (2006), trois familles de failles ont été montrées dans la région de Hamaima (i) l'une de direction NW-SE (failles bordières d'Oulad Boughanem), (ii) la deuxième orientée NE-SW et affectant les anticlinaux et (iii) la troisième orientée EW et conduite par la compression NW-SE, représente un décrochement dextre.

Le graben Kalaa Khesba, représente un véritable graben de direction NNW-SSE. Il est délimité par des accidents N140° à N160° conjugués aux failles de décrochement N80° de Bou El Hanèche et Slata (Ben Ayed, 1986). Ce fossé est encadré par les massifs de Jerissa, Bou El Hanèche et Koudiat El Afna. Leur remplissage est formé par des dépôts du Mio-Pliocène et de Quaternaire. La puissance du Mio-Pliocène est d'environ 650 m et celle du Quaternaire atteint 30 m (Lehotsky et Bujnowsky, 1995). Le graben de Kalaa Khesba, avec ses deux branches NW-SE et EW assure la jonction tectonique avec le graben d'Oulad Boughanem au NW (Chih, 1995).

Kalaat Senam correspond à un synclinal limité par des accidents de direction N140° qui assurent son effondrement. Dans la partie Ouest du graben (au niveau de Dj. Hamaima), l'une de ces failles présente des stries qui plongent de 85°N et au niveau de Dj. Jerissa, des stries prologeant de 20°S (Ben Ayed, 1986).

Les fossés d'effondrement Kalaa Khesba et Oulad Boughanem se présentent sous forme d'un véritable graben de direction NNW-SSE qui prend au sud une direction EW et disparaît partiellement au nord en prenant une direction SW ou NW vers les Dj. Hamaima et Harraba. Les bordures des grabens présentent des failles en escaliers avec des pendages variant entre 50 et 80° (Lehotsky et Bujnowsky, 1995). Ces grabens sont dus à des décrochements majeurs dextres parcourant la région (Ben Ayed 1986; Dlala and Ben Ayed 1988; El Ghali et al. 2003). Les principaux décrochements de cette zone sont les suivants (Ben Ayed, 1986) :

(i) Une grande faille de direction EW pentée 65° vers le sud associée à l'accident du Dj. Harraba.

(ii) Une faille majeure de direction WSW-ENE correspondant au décrochement de Mellègue. Ce décrochement présente la flexure de l'anticlinal d'El Gara (plis de direction NE-SW). Il est relayé au NW par le chevauchement de Guern Halfaya.

(iii) les failles en relai de Kalaat Senam qui ont un fort plongement axial de 30° à 50° sont assoés à des décrochements dextres.

(iv) des couloirs de cisaillement : de Bou El Hanèche et ceux au nord de la Koudiat el Afna sur la bordure occidentale du graben Kalaa Khesbda et au sud de Dj Jerissa.

Cette zone est caractérisée par plusieurs relais de synclinaux et d'anticlinaux de direction générale NE-SW dont leur développement s'effectue vers le sud et le SE où les axes deviennent franchement WE ([Castany, 1952](#)).

Les principales structures délimitées par les failles d'effondrement de cette zone, sont les suivantes:

(i) des anticlinaux allongés et souvent coffrés avec une voute vigoureuse grâce aux masses calcaires de l'Albo-Aptien : Les reliefs du Dj. Jerissa, Slata, et Bou El Hanèche.

(ii) des synclinaux perchés (Table de Jugurtha) formés par les calcaires Yprésien-Lutétiens et souvent pincés et remplis par les formations de l'Eocène supérieur et autres séries plus récentes ([Burolet et Rouvier 1971](#)). Ces plis sont parfois tapissés par du matériel triasique injecté qui s'étend sur plusieurs kilomètres. C'est ce qu'on observe depuis l'Oued Mellègue en passant par le fossé d'Oulad Boughanem, Kalaat Senam et Kalaa Khesba en formant les hauts reliefs de la région (Dj. Jerissa, Dj. Slata, Dj. Hamaima, Dj. Bou El Hanèche). Les séries de ces synclinaux enfouies sous les sédiments du Cénozoïque supérieur, sont affectées par les principales failles normales et décrochantes orientatées NS, EW, NE-SW et NW-SE ([Bouaziz et al., 2002](#); [Ouali, 2007](#) ; [Bahrouni et al., 2014](#) ; [Briki et al., 2018](#)) (Fig. 23).

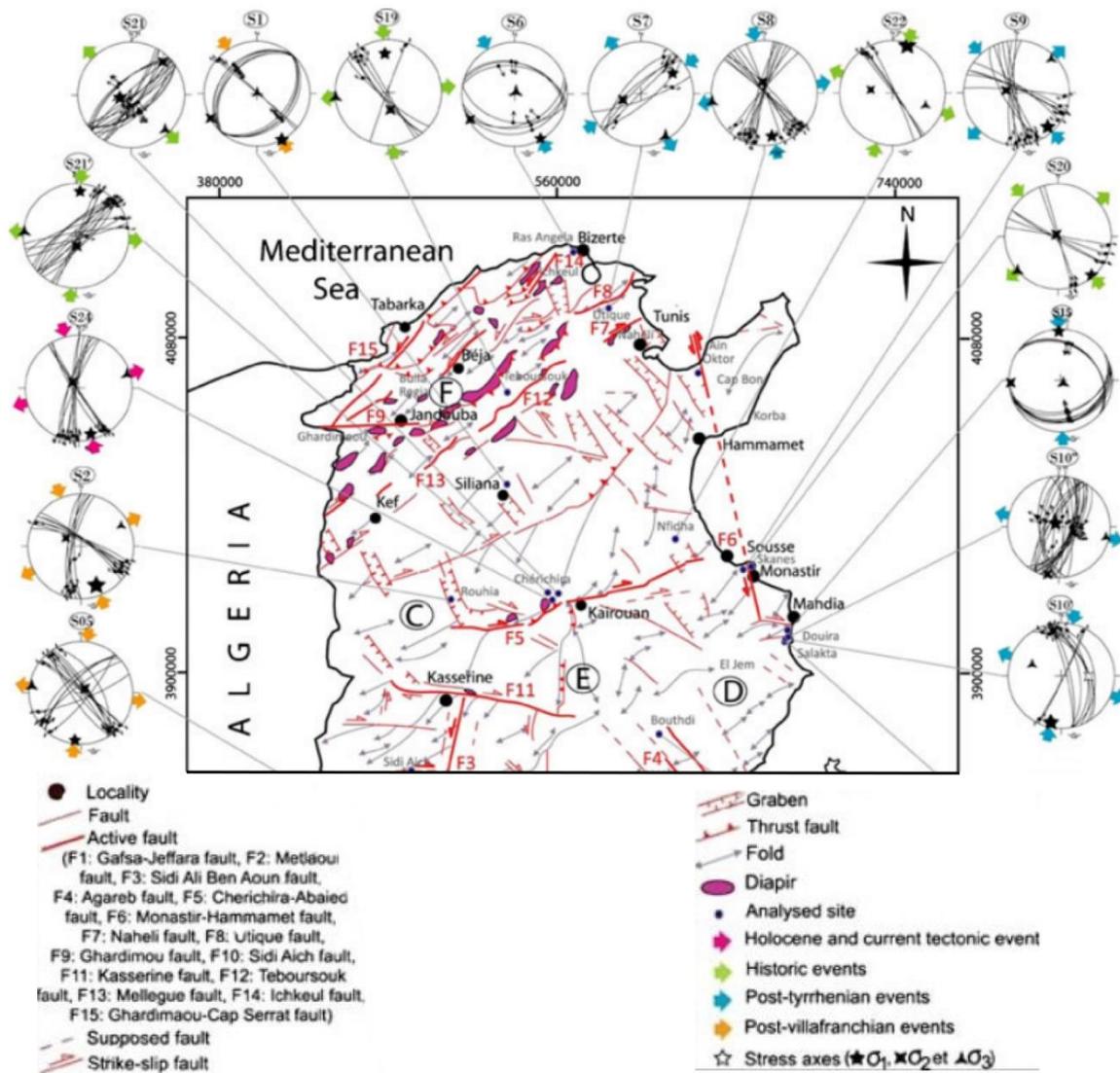


Figure 23: Configurations tectoniques régionaux de la patrie nord de la Tunisie et reconstruction du paléostress du Quaternaire (Bahrouni et al., 2014).

Les structures de cette région sont principalement :

Le dôme de Dj. Harraba délimité par un grand accident EW incliné à 65° vers le Sud et indiquant un mouvement dextre. Ce vaste dôme est assez régulier et il est constitué en grande partie par des calcaires (Pervinquièrre, 1903). D'autres accidents subverticaux situés à l'Est de ce massif se situent à la limite des affleurements triasiques. Au Nord de l'Oued Mellègue le contact Trias/ Miocène est rétabli à la verticale (Ben Ayed, 1986).

Dj. Jerissa, qui est dôme incomplet et dont l'ossature est marquée par les calcaires de l'Aptien. Les alternances marneuses et marno-calcaires de l'Albien et du Cénomanièn moulent le cœur de ce massif. Ce dôme est affecté par de nombreux accidents orientés N60,

N160, N120-130 (Aissaoui, 1990). A l'Est une faille importante pentée de 45° et dont la trace est dirigée NW-SE coupe la montagne (Pervinquière, 1903) suivant une direction N170° avec un mouvement senestre. Cette faille contient une forte teneur de minerai de fer (Oxyde de Fer). Des plis longent cet accident suivant une direction subméridienne plongeant de 40° à 80°N (Ben Ayed, 1986).

Le dôme de Dj. Bou El Hanèche est en réalité un demi-dôme isolé au milieu d'une vaste plaine (Pervinquière, 1903). Il est délimité au Sud par une faille normale orientée EW (Jaillard et al., 2013, 2017). Cette faille de direction N140-150 et associée à des plis d'entraînement N130 à N180 plongeant de 60 à 80 vers le NW (Ben Ayed, 1986). Il s'agit de plis de propagation de rampe de direction générale ENE-WSW (Ezzine et al., 2012).

L'anticlinal d'El Gara, orienté NE-SW avec une terminaison périclinale orientale à N80. Cet anticlinal est affecté par des failles décrochantes inverses accompagnant le grand accident de Mellègue (décrochement). Cet accident est annoncé par un chevauchement marqué par l'affleurement du Trias (Ben Ayed, 1986).

Dj. Slata qui a une forme singulière et semble être un dôme brisé par deux failles (Pervinquière, 1903). Cette structure anticlinale dont l'axe est orienté ENE-WSW, est marqué par des plis de direction N40 à N120 (Ben Ayed, 1986). D'après Perthuisot et al., 1988, ce massif constitue la fermeture périclinale d'une structure antiforme assez complexe dont les deux flancs indiquent une discordance nette sous le Vraconien. Ce massif présente une forme triangulaire avec deux crêtes, la première est de direction NS et la deuxième EW (Sainfeld, 1952 ; Jaillard et al., 2017). Smati (1983) a mis en évidence un accident majeur décrochant dextre qui limite la structure du massif de part et d'autre par des séries :

- (i) renversées au niveau des flancs Est (crête de Sidi Amor) et Ouest (Slata fer),
- (ii) normale au milieu (terminaison peri-anticlinale correspondant à la crête de Marie Louise).

Ce massif est affecté par trois systèmes d'accidents qui sont:

- (i) une faille profonde d'extension régionale,
- (ii) des failles peu ouvertes,
- (iii) une faille de faible décalage (Smati, 1986).

En effet, il présente des séries triasiques dont la plus part se trouvent à son SW (Ben Ayed, 1986).

L'anticlinal de Dj.Hamaima, qui appartient au système de plis atlasiques d'orientation NE-SW (Dumont et al., 2005 ; Inoubli et al., 2006). C'est un mont dérivé caractérisé par plus de 300m de calcaires massifs très résistants, compacts et durs. Cet anticlinal est marqué à la limite orientale du graben Oulad Boughanem par une faille qui a affaissée les calcaires de l'Aptien avec un pendage dépassant 40° et un rejet de l'ordre de 150 m (Cherif, 1971)

Deux phases orogéniques semblent être à l'origine de la mise en place des accidents orientés NE-SW séparant les deux grabens de Kalaa Khesba et Oulad Boughanem et des accidents orientés NNW-SSE (failles quasi orthogonales à la direction des plissements) au niveau de ce massif.

- Structures salifères (diapirs) :

De nombreux massifs dans cette région ont des bords affectés par le phénomène diapirique. Ils s'alignent souvent selon les directions majeures des failles. La position de ces structures suit la direction NE-SW de la faille bordière héritée avec les évaporites Triasiques comme couche de détachement majeure (Bahrouni et al., 2014).

La mise en place de ces corps triasiques, qui affleurent en contact avec le Crétacé, ne fait pas l'unanimité à cause de la complexité des structures et fait l'objet de plusieurs explications (Smati, 1986 ; Vila et al., 1996 ; Perthuisot et al., 1998 ; Hatira et al., 2000 ;Ghanmi, 2003; Ben Chelbi et al., 2006).

Les roches associées au Trias affleurant à proximité de Dj. Slata sont particulièrement riches en débris de Fer. La présence de calcite, de dolomies et de grés, nous incite à prendre en considération les facies variés du matériel triasique ainsi que sa stratification chaotique et la dominance de sa constitution argilo-gypseuse. Ces séries triasiques se reconnaissent facilement sur le terrain, grâce à leur teinte bariolée et aux intercalations de dolomitiques (Fig. 24 (1-3)).

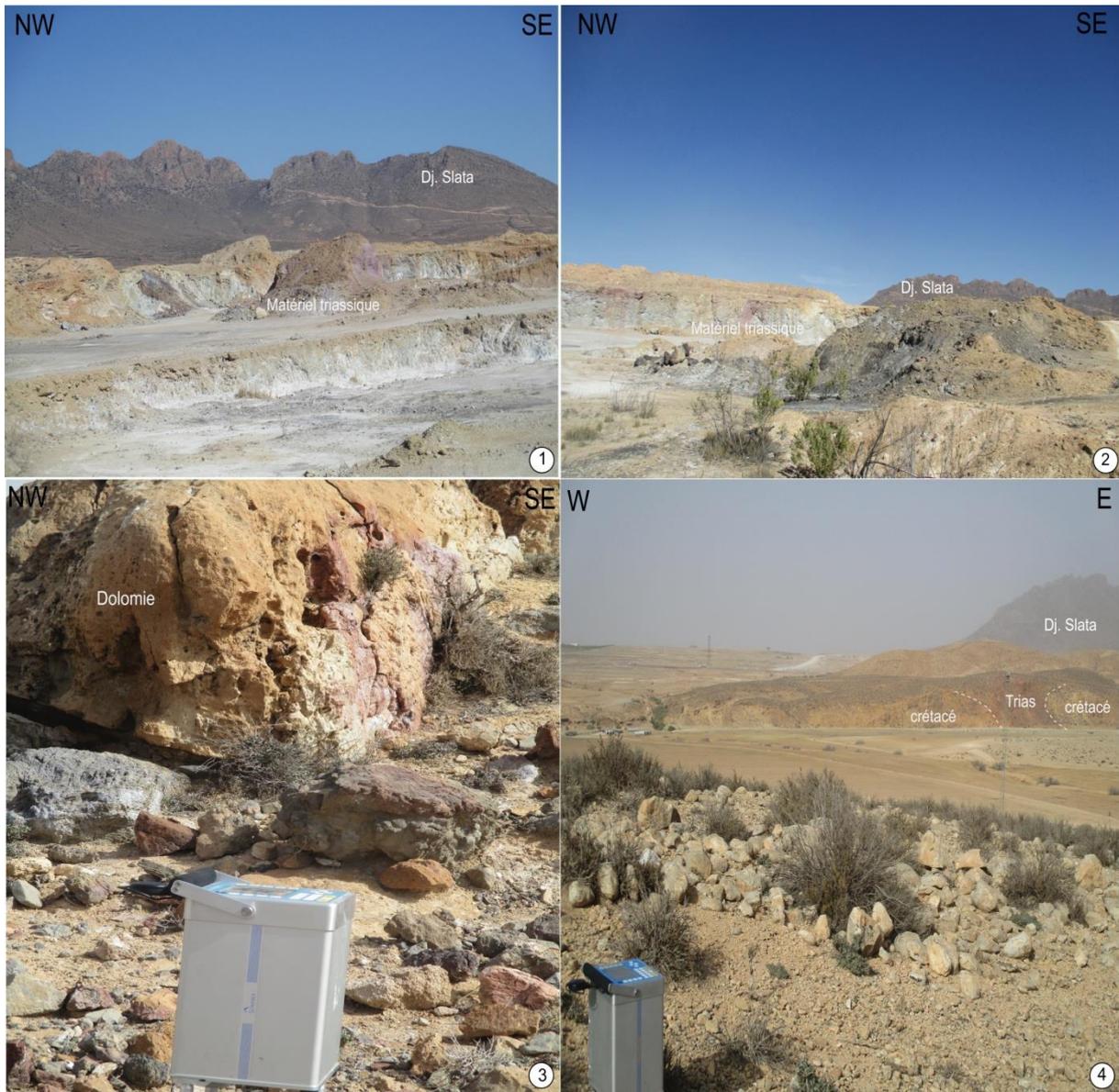


Figure 24: Les différents faciès de matériel triassique dans la région d'étude

Le Trias de la Tunisie septentrionale est souvent constitué d'argiles, d'argiles bariolées gypsifères et des calcaires dolomitiques qui se présentent en saillies dans le paysage. Ces formations se trouvent en contact anormal avec les couches d'âge crétacé (Fig. 24 (4)). De ce fait, le Trias est susceptible de jouer un certain rôle dans la configuration structurale des reliefs de la région et ce favorisant les glissements du terrain (Pervinquière, 1903). De nombreux anticlinaux d'âge Aptien sont ainsi associés aux affleurements triasiques (Inoubli et al., 2006) suivant des mouvements halocinétiques qui sont à l'origine des déformations. Ils constituent ainsi une particularité de la Tunisie nord centrale. Dans cet ordre d'idée on note :

(i) au niveau de Dj. Sлата l'existence d'un mouvement halocinétique obéissant à la surpression exercée sur la masse d'évaporite qui suit les zones de faiblesse de la série sus-jacente évoluant, elle-même, selon son état mécanique (Chihaoui, 2009),

(ii) au niveau de Dj. Jerrissa, la forme circulaire et le redressement subvertical des couches montrent la proximité du Trias en profondeur. Des nombreuses failles ont une position radiale par rapport à ce massif (diapir) (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

L'emplacement de ce matériel triasique a été interprété différemment comme glacier de sel (Vila et al., 1996, 1999, 1998 ; Ghanmi et al., 2001). Les corps triasiques sont intercalés dans les couches du Crétacé supérieur (Albien). En effet, une inversion tectonique de structures halocinétiques fut observée dans le NW de la Tunisie entre un domaine nord qui correspond à « un glacier de sel » sous marin (Villa et al., 1999).

L'idée la plus répandue est que les affleurements triasiques correspondent à des remontées diapiriques (Smati, 1986; Perthuisot et al., 1988, 1998 ; Rouvier et al., 1998; Hatira et al., 2000; Jaillard et al., 2017).

Les adeptes du diapirisme se réfèrent à l'existence des plis orientés NE à ENE et superposés à la déformation halocinétique antérieure, la compression des structures en diapirs préexistantes, l'intensité et la géométrie de la déformation albienne ayant permis l'intrusion de nombreux diapirs dans la zone (Jaillard et al., 2017). Les affleurements triasiques de la région ont été interprétés par Perthuisot et al. (1999) comme des diapirs et leurs géométries dépendant du contexte local ou régional. D'après Hatira et al. (2000), la réactivation de certains accidents selon une direction EW, NE-SW et NS à l'origine de lacunes et discordances ce qui confirme la continuation de l'activité diapirique durant tout le Crétacé. L'apport du paléomagnétisme montre que les terrains albiens sont renversés en Tunisie nord-occidentale. La géométrie des renversements dénote que les matériaux évaporitiques sont le résultat des structures diapiriques (Rouvier et al., 1998).

### 3.2.2 Evolution tectonique et géodynamique

Devant la complexité de la structure des différentes entités géologiques de la région, particulièrement les fossés d'effondrements en pull-apart, l'analyse chronologique des événements tectoniques s'impose. Ainsi, il est bien indiqué de préciser les contraintes mises

en jeu et les événements tectoniques dont les indices et traces sont encore décelables dans la géologie de la région.

#### ❖ **Trias**

Cette période fut identifiée (Bouaziz et al., 2002) comme étant une phase d'ouverture ou de rifting de direction NS. Ce rifting se manifeste particulièrement au Trias supérieur (Permien supérieur), période pendant laquelle la Tunisie correspondait à une zone de transition entre deux domaines d'extension à l'Est et à l'Ouest de la marge nord africain.

#### ❖ **Crétacé**

Le Crétacé inférieur est caractérisé dans la région par un comportement transpressif (Bouaziz et al., 2002). La tectonique albo-aptienne y a été extensive selon un axe d'allongement NW-SE. Le Crétacé moyen correspond à un événement tectonique majeur dénommé la «crise aptienne». C'est une caractéristique classique de l'évolution tectono-sédimentaire de la Tunisie (Jaillard et al., 2013).

Particulièrement le Crétacé supérieur, marqué par la distension Albo-Cénomanién, deux directions d'extension NE-SW à ENE-WSW ont été prédominantes. La région est marquée par une déformation distensive à décro-distensive (Dlala, 2001). Ceci est en parfaite cohérence avec l'évolution tectonique générale de la plaque nord-africaine (Bouaziz et al., 2002).

#### ❖ **Paléogène**

Au cours du Paléocène-Eocène, la région est marquée par une phase majeure de compression induisant des flexures, des plissements et des fracturations suivant un axe de compression N160° (Zargouni, 1984). Cette compression majeure de direction NW-SE est observée à la fin de l'Eocène (Bouaziz et al., 2002).

#### ❖ **Néogène : Miocène - Pliocène**

En Tunisie atlasique, la première discordance observée correspond à la transgression marine Langhienne (Miocène moyen) (Martinez et Truillet, 1987), suivie d'une autre compression majeure enregistrée au Miocène moyen-supérieur avec des périodes d'extension entre le Miocène et le Pliocène (Bouaziz et al., 2002). Il est admis que la phase compressive majeure dans le nord-ouest de la Tunisie correspond à la phase atlasique d'âge Tortonien inférieur

(Miocène supérieur) (Ben Ayed, 1986). Cette phase identifiée par plusieurs auteurs (Burolet, 1956 ; Richert, 1971 ; Zargouni et al., 1979 ; Laridhi Ouazaa, 1994 ; Zouari, 1995 ; ...), semble avoir précédé l'ouverture des fossés du nord-ouest de la Tunisie associée à l'Aquitainien-Tortonien suivant un système d'effondrement en pull-apart sous l'effet d'un régime décrochant compressifs. Les grabens de direction NW-SE sont associés à leurs extrémités des décrochements majeurs de direction EW (Chihi et Philip, 1998). Durant le Pliocène supérieur-Villafranchien une tectonique distensive à décrochante distensive a marqué la région (Ben Ayed, 1986).

#### ❖ Quaternaire

Le quaternaire correspond dans la région à une période de compression ayant réactivé les structures préexistantes en agissant sur les plis de direction atlasique. En effet, cette compression se manifeste par des plis de direction NE-SW, des chevauchements de direction NE-SW avec vergence SE parfois NW s'accompagnant d'une distension locale au niveau des grabens préexistants (Chihi et Philip, 1998).

Le Quaternaire ancien est marqué par une phase tectonique plicative affectant les dépôts de la formation Segui. Le Quaternaire récent se distingue par une contrainte  $\sigma_1$  horizontale et subméridienne (Ben Ayed, 1986 ; Chihi, 1995).

### 4. Géoressources

#### 4.1 Introduction

En Tunisie, les principales ressources correspondent aux gites minéraux, aux ressources hydrauliques et des hydrocarbures. Plusieurs gites minéraux ont été identifiés dans le Nord-Ouest du pays et leurs métaux mis en exploitations, tels que ceux plombo-zincifères, barytiques, fluorés encaissées dans les roches carbonatées d'âges variées. La majorité des gisements (Pb-Zn-Ba-Fer ..) sont associés à des formations carbonatées albo-aptienne. La minéralisation du Pb-Zn-Ba-Fer en roches carbonatées est considérée comme l'une des principales ressources en ces métaux exploitables (Amouri, 1989). La région d'étude est caractérisée par l'importance des minerais de Fe, Pb, Zn...qui ont été principalement identifiés au niveau des massifs de Slata, Jerissa, et Hamaima (Fig. 25). Leur présence est liée à la configuration structurale de la région. De ce fait, le secteur minier a été considéré dès le début du XX<sup>ème</sup> siècle comme l'un des principaux moteurs de développement économique de la

région. L'exploration de ces ressources a été une phase décisive dans l'évaluation de leur valeur économique. Elle a démarrée avec l'élaboration de la carte géologique à des échelles de plus en plus fines, pour se poursuivre par les techniques d'exploration indirectes (électriques, sismiques, gravimétriques...) et les sondages mécaniques (pour l'eau et les hydrocarbures).

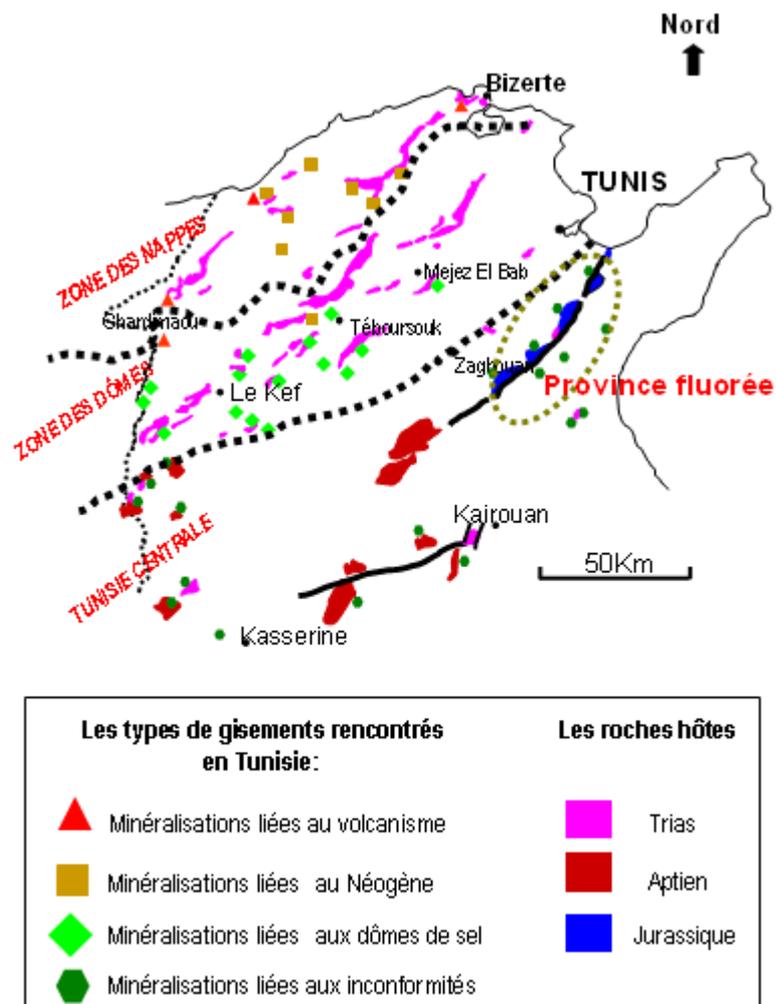


Figure 25: Les principaux domaines métallogéniques de la Tunisie (site ONM, <http://www.onm.nat.tn/fr/index.php?p=indminier>)

## 4.2 Contexte minier

### 4.2.1 Mines Slata et Hamaima

- Le gisement de Dj. Slata est respectivement distant de 40 et 12 km de Dj. Jerissa, et Majouba. Les analyses du minerai exploitable au niveau de ce gîte ont donné une teneur moyenne de 52,81% de fer, 2,70% de manganèse, et 0,35% de plomb ([Société du Djebel Djerissa, les mines de fer en Tunisie, 2011-2012](#)). La mine de fer du Slata exploite des hématites brunes et rouges de même nature que celles de Dj. Jerissa ([l'industrie minière en Tunisie \(1892-1937\), 2018](#)).

L'affleurement des calcaires aptiens domine le dome de Dj.Slata. Plusieurs indices plombo-ferrifères et barytiques y ont été identifiés. On a aussi identifié du plomb-fer à Slata-fer à l'ouest ([Smati, 1983](#)). Des gîtes plombo-barytiques sont connus en plusieurs endroits : A l'Est du massif, une mine Slata-Plomb du plomb et des métaux connexes à Sidi-Amor Ben Salem ([Keppen, 1914](#)). Au Slata Nord, on note une concentration plombo-barytique dans les alternances supérieures de l'Aptien ainsi qu'une autre en sidérite et Limonite (avec Cu et Pb) dans les calcaires aptiens ([Burolet et Sainfeld, 1956](#)).

Des analyses chimiques faites par [Office National des Mines et l'office du développement du Nord-Ouest](#) donnent la composition suivante:

Tableau.1 : Analyses chimiques du massif Slata

Ref. éch	P.F. en %	MgO en %	CaO en %	SiO <sub>2</sub> en %
Slata1	46.29	22.62	30.50	0.04
Slata2	49.86	0.09	31.29	18.12

Ces résultats concernent le contenu des calcaires qui sont essentiellement dolomitiques ou gréseux et résistants.

- Le gisement de Dj. Hameïma est situé à 25 km de Majouba. Les analyses du minerai ont donné les teneurs moyennes ci après: 59,26% de fer, 1,72% de manganèse, 1,25% de la silice, 3,22% d'anhydrite phosphorique et 0,96% d'anhydrite sulfurique. Le volume estimé de ces deux gisements est respectivement de 6 millions de tonnes pour le Slata et de 5 millions de tonnes pour le Hameïma. Au niveau de ce dernier gisement, 3 millions de tonnes de minerai

sont susceptibles d'être exploités à ciel ouvert ([Société du Djebel Djerissa, les mines de fer en Tunisie, 2011-2012](#)).

#### 4.2.2 Mine Jerissa

La production tunisienne en minerais de fer est riche en hématite non phosphoreuse, à 50/60% de fer ([l'industrie minière en Tunisie \(1892-1937\), 2018](#)). Les indices du Fer sont connus dont le plus important est celui de Jerissa.

Le Dj. Jerissa (900m), est situé entre le Kef et Thala, à proximité du Dj. Bou-Jaber et sur la bordure du fossé Kalaa Khesba. Il est aussi à 50 km du Kef et à 200 km à WSW de Tunis. Ce djebel se présente sous forme d'un dôme calcaire sur son pourtour, notamment dans la partie Ouest, mais régulier au Nord-Est ([Ammar et Badrani, 2017](#)). Il englobe un vaste amas d'hématite qui admet de la galène et des oxydés du plomb et du zinc. Le fer de ce site a pour origine une venue éruptive de pyrite-blende-galène ([Chalon, 1907](#)). La forme de gisement est massive, filonienne et stratiforme. La plus forte minéralisation du fer (limonite, sidérite) et la plus importante se trouve dans les calcaires récifaux et leurs équivalents latéraux de l'Aptien supérieur ([Lehotsky et Bujnowsky, 1995](#)).

La mine de Jérissa exploitée depuis 1907 est le lieu d'extraction et de traitement des minerais de fer. Son exploitation ayant été menée au début à l'air libre s'est poursuivie à partir de 1960 en carrière et en souterrain. Le fer se présente sous la forme d'un amas dans les calcaires récifaux de l'Aptien (Dj. Jerissa) ([Bouhleb, 2007](#)). Les réserves géologiques de ce gîte se répartissent entre des couches souterraines et d'autres exploitables en surface. Aussi bien pour les réserves de fond que celles par carrières, on est en présence d'une minéralisation oxydée (Hématite) et une minéralisation carbonatée (Sidérite) ([Société du Djebel Djerissa, les mines de fer en Tunisie, 2011-2012](#)). L'estimation des réserves en fer de cette mine en 2007, est de 90 millions de tonnes d'hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) et 15 à 20 millions de tonnes de sidérite ( $\text{Fe}_2\text{CO}_3$ ). A ceci s'ajoutent quelques tonnes de magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) et de pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) ([Mlayah et al., 2011](#)). Le fer de Jerissa connue par sa richesse et sa pureté, présente une composition moyenne de : fer 55%, manganèse 2,2%, silice 1,5%, soufre 0,02% et phosphore 0,015% ([Lepidi, 1949](#)). Son exploitation a fait l'objet durant un demi-siècle, d'enjeux économiques et politiques cruciaux ([Ammar et Badrani, 2017](#)).

### 4.2.3 Mines de phosphates

L'exploitation minière des phosphates a démarré en Afrique du Nord, en 1873, suite à leur découverte par Philippe Thomas en Algérie (Notholt, 1991).

Les phosphates de la Tunisie constituent la continuité vers l'Est de ceux de l'Algérie. Ils se présentent sous la forme d'une couche gréseuse, souvent friable, dont la couleur varie du gris clair au brun verdâtre. Le Nord-Ouest tunisien a connu depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle, l'exploitation minière des phosphates à : (i) Kalaat Senam, près de la frontière algérienne (40 kilomètres au nord de Tébessa), (ii) à Kalaa khesba (25 kilomètres au sud-est des premiers) (iii) et à Thala (l'industrie minière en Tunisie (1892-1937), 2018). Les couches phosphatées particulièrement sont bien développées dans le secteur de Kalaat Senam et Kalaa Khesba.

- Le synclinal de Kalaa Khesba se présente sous forme d'une vaste table parsemée des Lambeaux lutétiens. Cette structure englobe un important gisement de phosphate exploité par la Compagnie des Phosphates du Dyr depuis 1904 au niveau de concessions de Kalaat Senam, Rebiba, Salsala et Mahjouba. On y a reconnu une couche de phosphate d'une épaisseur de 1,60m dont l'exploitation se faisait à l'aide d'une galerie qui mesure 350 mètres de longueur entièrement dans le minerai (Chalon, 1907).

La teneur en phosphate faible à la base, devient relativement forte dans la zone médiane puis amorcent une régression vers le sommet. Ce phosphate est un carbonate de fluorapatite plus ou moins sulfatée selon le degré du confinement du bassin (Sassi, 1974). Son exploitation à Kalaat Senam a débuté suite à la fermeture des mines en Sardaigne. Cette mine fut desservie par une ligne de chemin de fer « Pont du Fahs ». La couche de phosphate située sous la falaise de Kalaat Senam, se présente avec une puissance de 2 à 3 m (Berthon, 1922). Ce gisement comporte deux couches de puissance et teneur variables qui sont séparées par un niveau marneux à calcaire de 0.50 à 1.80m d'épaisseur (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

- Le gîte de phosphate de Kalaa Khesba découvert en 1894. Fut exploité entre 1894 et 1993. Sa réserve minière est évaluée à des millions de mètres cubes des minéraux riche en métaux de base toxiques (Cd, Pb, Hg, Zn, U...) (Mlayah et al., 2009) dont la teneur moyenne dépasse 60 %. Cette réserve est contenue en bancs de 1.30 m à 2.50 m d'épaisseur, intercalés dans des calcaires marneux à silex et des marnes appartenant à l'Eocène inférieur (Chalon, 1907). La couche principale de phosphate est d'une puissance de 6 à 8 m (Lehotsky et Bujnowsky, 1995) avec des teneurs de 26,20% (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Cette couche est à la base sous forme carbonato-

apatite fluorée et sulfatée. Elle consiste en des ovoïdes, des coprolithes et des débris phosphatés. D'après [Blazy et Jdid, 2000](#), la teneur en  $P_2O_5$  devient plus efficace lorsqu'on utilise le calciné produit à  $890^\circ C$  dont la teneur est égale à 31,4%, et celle de MgO est en partie enlevée.

L'analyse chimique de phosphate brut de Kalaa Khesba sur matière séché à  $100^\circ C$  donne ([Lehotsky et Bujnowsky, 1995](#)):

Perte au feu  $CO_2$  déduit  $H_2O$  combiné + matière organique 2.10%

$P_2O$  :8.00 en  $Ca^3= 26.58 (PO_4)^2$ ;  $SO_3$  : 48 ;  $CO_2$  : 9.22 ; Matière siliceuse (en  $SiO_2$ ) : 6.05 ;  $Fe_2O_3$  : 0.40 ;  $Al_2O_3$  : 0.46 ;  $CaO$  : 47.85 ;  $MgO$  : 1.55 ;  $Na_2O$  : 1.08 ; F : 3.46

#### 4.2.4 PB et Zn de Guern Halfaya

La structure de Guern Halfaya correspond à un synclinal dont les bords ont disparu sous l'effet de l'érosion ([Pervinquièrre, 1903](#)). Ce secteur montre la genèse des nombreuses minéralisations dont Fe, Sr, Pb-Zn ([Vila et al., 1998](#)). Les gisements de minerai Pb – Zn de cette région sont principalement dans les dolomies de la zone de contact des horizons du Trias avec ceux des calcaires du Crétacé supérieur. En se référant aux données isotopiques du plomb, l'âge suggéré des dépôts de Pb – Zn est le Crétacé supérieur dans la zone de Guern Halfaya ([Jemmali et al., 2013](#)).

#### 4.2.5 Observations sur le terrain

Les observations effectuée sur le terrain dans la région de Kalaat Senam-Tajerouine, confirment la présence de minerais de Pb et de Fe ([Fig. 26](#)). En effet, une minéralisation en barytine, fluorine et plomb-zinc se développe au niveau des décrochements dextres de Kalaat Senam et à la jonction des fractures ([Ben Ayed, 1986](#)).



Figure 26: Photo prise dans la région d'étude montrant la présence de gisement de Fer et de Plomb, Dj. Slata

Le fer est la principale substance métallique exploitée en Tunisie. Il se trouve sous forme des morceaux dans les roches dolomitiques et sa production a été assurée par le gîte de Slata et de Jerissa (Fig. 27).



Figure 27: Photo prise dans la région d'étude montrant la présence du Fer et de la dolomie

C'est également le cas de la calcite et des conglomérats qui remplissent les ravinelements des roches calcaires (Fig. 28 a, b). Les massifs dans la région de Tadjerouine, consiste en des roches carbonatés de l'Aptien (formation Serdj), recouverte de calcaire, schiste et marne (formation Hamaima et fahdene) (Chihoui et al., 2010). Au Dj. Slata et Dj. Jerissa, les calcaires montrent des annélides rares, des coraux et des huitres.



Figure 28: (a) la présence du conglomérat dans les roches calcaires, (b) la présence de la calcite près de Dj. Slata.

#### 4.3 Ressources hydrauliques

En Tunisie, les pluies présentent une grande variabilité spatiale et temporelle, caractéristique du domaine semi aride et méditerranéen, qui entraîne une forte variabilité des écoulements (Kotti et al., 2016). Les ressources hydrauliques de la région d'étude sont représentées par les eaux de surfaces et celles des nappes aquifères.

Cette région correspond à la zone d'extension des affluents de la rive droite de la Medjerda dont les deux principaux oueds sont ceux de : Serrath et Mellègue (Kallel et al., 1974) (Fig. 29). La Medjerda drainant un bassin de 23 600 km<sup>2</sup> dont 7500 km<sup>2</sup> en Algérie présente un profil en long de 482 kilomètres dont 350 en Tunisie (Rodier et al., 1981). Son principal affluent de la rive gauche est constitué par le Mellègue qui draine les reliefs de la dorsale.

Le tracé du Mellègue et son affluent le Serrath, traduit l'impact de l'évolution en pull-apart du bassin. Ainsi le lit de l'oued est associé aux zones affaissées d'ouad Boughanem et Kalaa Khesba. La pluviométrie moyenne de la vallée de la Medjerda correspondant au Mellègue est son affluent Oued Serrath varie entre 500 et 350 mm (Institut Tunisien des Etudes Stratégiques, 2014).

Le régime des pluies et leurs quantités y sont influencés par le relief et la couverture végétale.

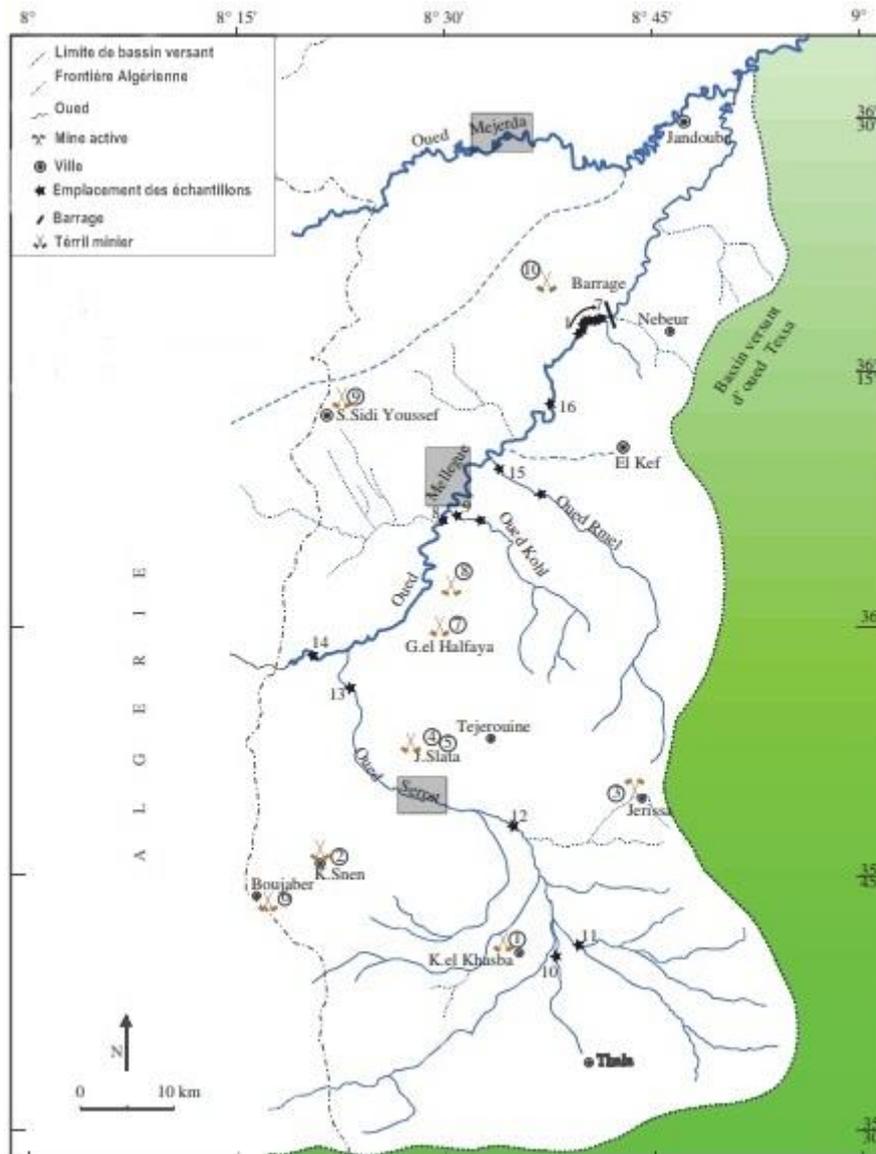


Figure 29: Carte de localisation des eaux des oueds à écoulement permanent dans le bassin versant du Mellègue en Tunisie. Rectangle gris: les Oueds principaux de la région (Mlayah et al., 2013)

#### 4.3.1 Oued Serrath

Le chevelu du réseau hydrographique de l'Oued Serrath est quasiment contenu dans le graben de Kalaa Khesba et adopte une orientation principale NW-SE. Ce réseau ne déborde les deux flanc de ce graben que vers le Sud, là où l'effet d'effondrement tectonique est estompé. La jonction du Serrath au Mellègue correspond à la zone d'étirement/dislocation reliant en pull-

apart, les deux grabens d'Oulad Boughanem et Kalaa Khesba. L'orientation du réseau hydrographique devient dans cette zone sous l'effet de la tectonique, Ouest-Est (Fig. 30).

D'après Mosbahi et al., (2009), durant 1995 à 2003, les 8 stations pluviométriques situées à l'intérieur et à la périphérie du bassin Oued Serrath ont enregistré des précipitations annuelles moyennes allant de 259mm à 594 mm avec une extrême variabilité annuelle et interannuelle. Ceci se répercute sur les apports en eaux de crues de ce réseau dont la dynamique érosive est largement atténuée par l'édification du barrage de Serrath (vers l'aval).

Le barrage de Serrath à 45 km au sud-ouest du Kef est d'une capacité de rétention de 21 millions de mètres cubes d'eau. Ses réserves en eau destinées à raison de 200.000 m<sup>3</sup>/an à l'approvisionnement en eau potable et l'irrigation de 4500 ha (Jerissa, Kalaat Khesba, KAlaat Senam et Tajerouine) sont de bonne qualité chimique et à faible salinité (Mlayah, 2011).

Le bassin de l'Oued Serrath correspond en profondeur au système aquifère de KAlaa Khesba dont les nappes identifiées et exploitées sont la nappe phréatique (alluvions du Quaternaire) et les trois nappes profondes logées dans les calcaires de l'Eocène et du Sénonien (Maastrichtien et Campanien). Ce système aquifère à ressources modestes estimées à 0.15\*10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an, est actuellement exploité à raison de 0.11\*10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an. L'essentiel de ses ressources proviennent de l'infiltration des eaux de pluies sur l'ensemble du bassin et dans les lits des Oueds (CRET, 2017).

La nappe phréatique (alluvions du Quaternaire) sollicitée dans le bassin de Serrath est annuellement rechargée à partir des eaux de crues de l'Oued. Sa profondeur décroît au Sud du Dj. Bou El Hanèche, d'amont en aval et donne naissance à des petites sources. La composition chimique de son eau est très variable en amont et sur les bordures du graben.

Les nappes profondes (calcaires éocènes et sénoniens) sont souvent captées sur une épaisseur soixantaine de mètres. Le niveau le plus productif se situe entre 149 et 175m (26m de puissance (Lehotsky et Bujnowsky, 1995).

#### 4.3.2 Oued Mellègue

L'Oued Mellègue est l'affluent principal de la Medjerda qui se prolonge vers l'amont par Oued Serrath.

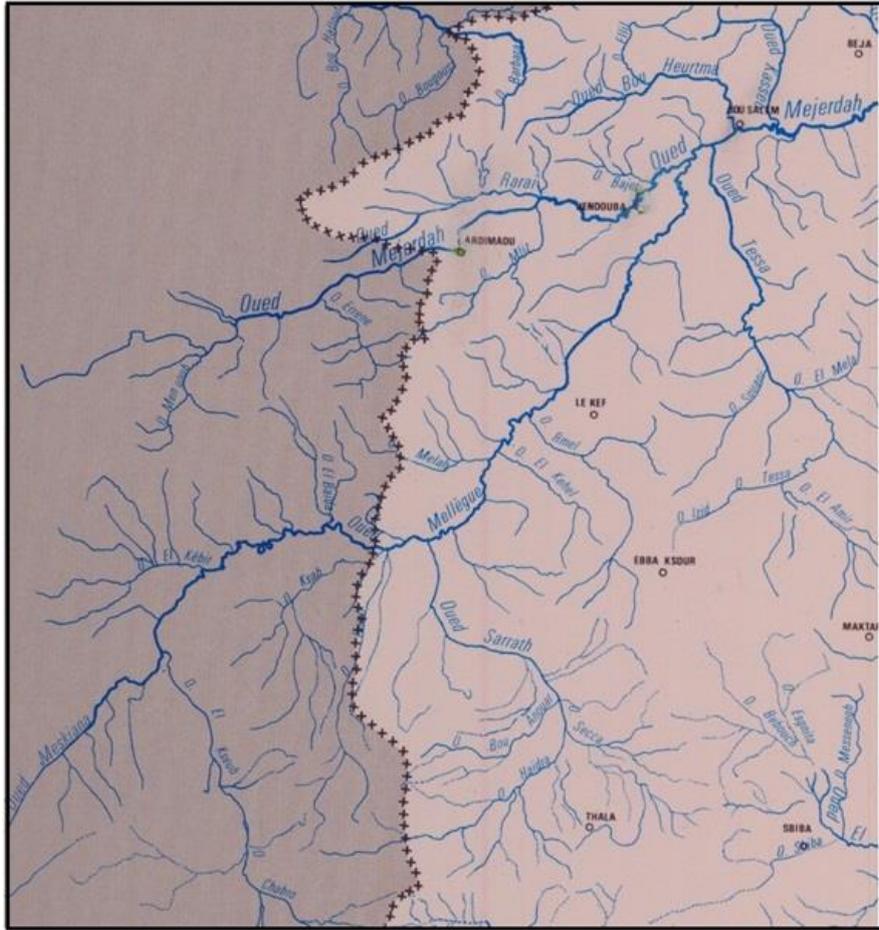


Figure 30: Carte des ressources en eau de Tunisie (CRET, 2017)

Le bassin versant de l'oued Mellègue est de forme allongée et appartient à la classe de relief fort. Il est situé en grande partie en territoire Algérien (Cherni et al., 2010). C'est un oued de 130 kilomètres dont le bassin versant se prolonge sur environ 200 km (Fig. 30). La limite sud de son bassin versant suit la chaîne montagneuse de l'Atlas Tunisien, puis se prolonge en Algérie à travers les monts de Tebessa jusqu'au massif des Aures (Rodier et al., 1981).

La région de Tajerouine est relativement bien arrosée (500 mm de moyenne annuelle) (Burollet et Sainfeld, 1956).

L'écoulement de cet oued est maîtrisé par le barrage du Mellègue « barrage de Nebeur » construit entre 1949 et 1956, à environ sept kilomètres à l'ouest de Nebeur (gouvernorat du Kef). D'une capacité de l'ordre de 182 Millions de m<sup>3</sup>, on réservoir présent une superficie de 1600 hectares, avec une longueur de sa retenue qui est de 18 kilomètres. Le débit maximum maîtrisé à son niveau est de 5400 m<sup>3</sup>/s. Depuis quelques années, ce barrage accuse de sérieux problèmes d'envasement.

- Caractéristiques pluviométriques

L'altitude de la station pluviométrique de Mellègue amont est supérieure à 600 m. On y enregistre une pluviométrie moyenne annuelle qui ne dépasse pas les 400 mm (Kotti et al., 2016). L'évaporation moyenne annuelle oscille entre 1300 et 1500 mm.

Les tableaux 3 et 4 présentent les valeurs des débits observées en m<sup>3</sup>/s durant la période totale des années 1923-1975 pour oued Mellègue.

RANG	ANNEE	DEBIT OBSERVE en m <sup>3</sup> /s	FREQUENCE OBSERVEE
1	1969	4480	0,0094
2	1957	3340	0,028
3	1947	2000	0,047
4	1974	1350	0,066
5	1972	1280	0,085
6	1927	1270	0,104
7	1964	1230	0,123
8	1958	1070	0,141
9	1941	1060	0,16
10	1955	1060	0,179
11	1930	1030	0,198
12	1951	1000	0,217
13	1967	950	0,236
14	1948	923	0,255
15	1963	913	0,274
16	1945	863	0,292
17	1943	825	0,311
18	1975	775	0,330
19	1966	627	0,349
20	1950	569	0,368
21	1954	548	0,387
22	1938	539	0,406
23	1936	520	0,425
24	1952	493	0,443
25	1928	460	0,462
26	1956	446	0,481
27	1944	431	0,50
28	1935	425	0,519
29	1962	418	0,538
30	1946	412	0,557
31	1949	398	0,575
32	1965	392	0,594
33	1926	388	0,613
34	1932	371	0,632
35	1931	341	0,651
36	1959	336	0,670
37	1929	317	0,689
38	1973	315	0,708
39	1961	300	0,726
40	1960	297	0,745
41	1940	283	0,764
42	1933	277	0,783
43	1925	253	0,802
44	1953	244	0,821
45	1970	199	0,84
46	1971	190	0,859
47	1934	186	0,877
48	1968	130	0,896
49	1942	127	0,915
50	1924	118	0,934
51	1937	99,8	0,953
52	1939	98,4	0,972
53	1923	79,9	0,9906

Tableau.2 : Echantillon des crues maximales annuelles : période Totale 1923-1975 (Rodier et al., 1981)

RANG	ANNEE	DEBIT OBSERVE en m <sup>3</sup> /s	FREQUENCE OBSERVEE
1	1969	4480	0,022
2	1957	3340	0,065
3	1974	1350	0,109
4	1972	1280	0,152
5	1964	1230	0,196
6	1958	1070	0,239
7	1955	1060	0,283
8	1967	950	0,326
9	1963	913	0,370
10	1975	775	0,413
11	1966	627	0,456
12	1954	548	0,50
13	1956	446	0,544
14	1962	418	0,587
15	1965	392	0,630
16	1959	336	0,674
17	1973	315	0,717
18	1961	300	0,761
19	1960	297	0,804
20	1953	244	0,848
21	1970	199	0,891
22	1971	190	0,95
23	1968	130	0,978

Tableau.3 : Echantillon des crues maximales annuelles : Période Postérieure à 1953 (Rodier et al., 1981)

En 1974, la pluviométrie enregistrée a été de 176,8mm (Claude et Chartier, 1977). Les précipitations de l'année 2002-2003 a été que 313 mm. La valeur maximale enregistrée est de l'ordre de 517mm et la minimale 107mm. L'Oued Mellègue a accusé plusieurs crues importantes en 1970, 1973, 2000 et 2003. (Cherni et al., 2010).

- Apport de ruissellement

Le barrage Mellègue contrôle plus de 40% du bassin versant total de Medjerda, ce qui est à l'origine d'une nette diminution du coefficient d'écoulement dans la région (Ben Mammou 1992). Depuis sa construction et suite aux changements subis par la section de l'oued, les volumes d'eau lâchés entraînent des effets érosifs plus importants sur la morphologie du lit de l'oued (Kotti et al., 2016).

La station Mellègue a enregistré en 2003, un Qmax: 2480 m<sup>3</sup>/s correspondant à un volume de 186,81 Mm<sup>3</sup> et en 2004, un Qmax : 645 m<sup>3</sup>/s correspondant à un volume de 39,188 Mm<sup>3</sup>. Les mois les plus ruisselants sont ceux de: oct, dec, janv, mai et juin et les moins ruisselants sont : nov, fev, mars, avril et juillet (Annuaire Hydrologique de Tunisie, 2003-2004).

### 4.3.3 Contexte hydrogéologique

Le bassin versant du Mellègue est largement dominé par l'épanchement en surface des séries du Trias ayant entraîné la dislocation et le morcellement de la couverture sédimentaire crétacé et tertiaire qui se présentent sous forme d'éléments monoclinaux ou de plateaux peu favorables à l'emménagement des eaux souterraines (Fig. 31). Ceci est particulièrement le cas vers le Nord (aval de l'oued Mellègue). Vers le Sud (amont du bassin versant de Mellègue), la structure synclinale est la seule qui est relativement étendue et présentant un système aquifère relativement développé. Elle s'insère entre les deux massifs autour desquels se développe le Trias diapirique : Dj. Slata au Sud. Ailleurs se sont des nappes phréatiques logées dans les alluvions du Quaternaire et dans des formations récentes. L'ensemble est à faible ressources en eaux souterraines ( $0.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ) dont l'exploitation est largement développée.

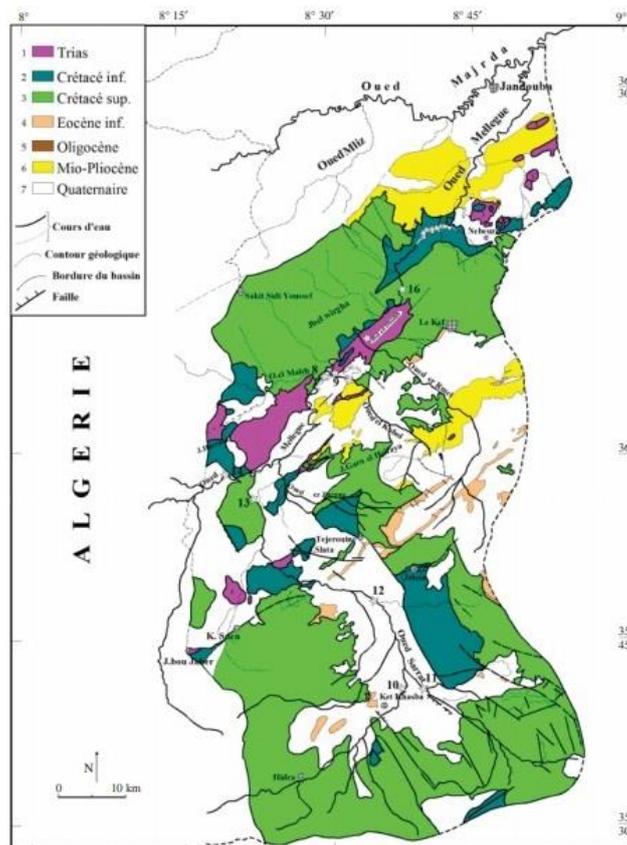


Figure 31: Carte géologique du bassin versant du Mellègue en Tunisie (extraite de la carte géologique de la Tunisie 1/500 000 (modifié, d'après Ben Haj Ali et al. 1985). Quaternaire : alluvions, silt; Mio-pliocène : argiles, sable, silt et conglomérats; Oligocène : sable, grès, marne; Eocène Inf. : marne, carbonate; Crétacé Sup : marne, carbonate, grès; Crétacé Inf : marne, carbonate, grès; Trias : gypse, dolomite, sable et argile. (Mlayeh, 2010).

La corrélation de direction NNW-SSE entre les forages hydrogéologiques SKD5, SKD1, SKD3 et SKD2 le long du graben de Kalaa Khesba met en évidence 3 grands niveaux sableux et conglomératiques sous formes de lentilles affectant la formation Segui : (i) Superficiel affectant les puits SKD5, SKD1, SKD3 et SKD2 ; (ii) Semi-profond s'étalant entre les puits SKD1, SKD3 et SKD2; et (iii) Profond affectant tous les puits SKD5, SKD1, SKD3 et SKD2 (Hajji, 2012) (Fig. 32).

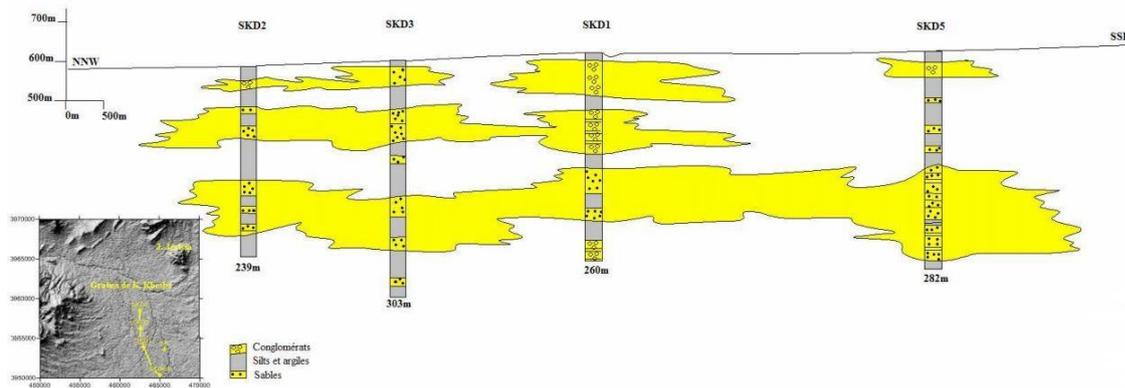


Figure 32: Corrélation de direction NNW-SSE entre les forages hydrogéologiques SKD5, SKD1, SKD3 et SKD2 le long du graben de Kalaa Khesba (Hajji, 2012).

#### 4.4 Ressources énergétiques (hydrocarbures)

Les éléments d'investigation des ressources énergétiques (Hydrocarbures) se résument à 6 puits pétroliers profonds, une étude avec profils sismiques et une couverture de cartes gravimétriques.

##### 4.4.1 Puits pétroliers

Les études géologiques et les analyses géochimiques effectuées à partir des affleurements et des données de puits démontrent que la colonne stratigraphique tunisienne présente de nombreux niveaux avec un bon potentiel (Fig. 33). Du Paléozoïque au Cénozoïque, nous identifions les principales roches mères éprouvées suivantes (Mejri et al., 2006) :

- Le schiste Tannezuft (Silurien) et son équivalent latéral, la formation de Feguiguira (Silurien supérieur-Dévonien inférieur), connu dans tout le Sahara.
- la formation Aouinet Ouenine (Dévonien),
- La formation Fahdene (Albien),

- La formation Bahloul (Cénomaniens à Turonien),
- La formation Bou Dabbous (Yprésien),
- La formation Numidienne (Miocène).

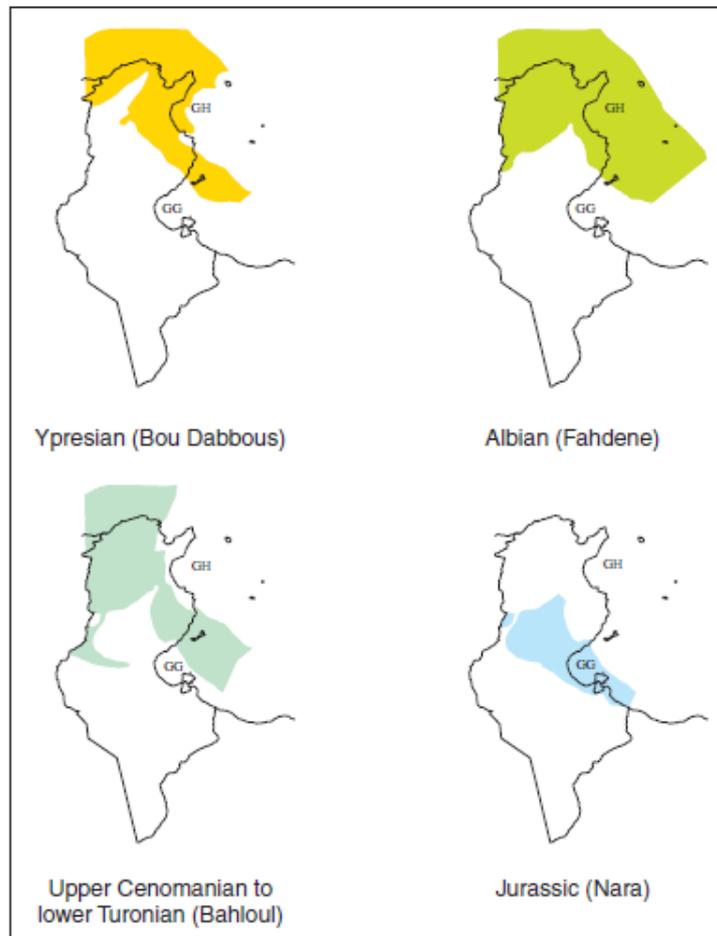


Figure 33: Les roches mères du système mésozoïque en Tunisie (Klett, 2001)

L'exploration en Tunisie a été commencée depuis le début des années 1970. Au début des années 1980 plus de 20 nouveaux puits/année ont été forés, puis le forage a généralement diminué jusqu'au milieu 1990. Malgré que la Tunisie mette en valeur l'exploration du pétrole et du gaz, elle a été limitée entre début des années 1960 et 1970 (Klett, 2001).

Le système pétrolier peut être défini comme un ensemble naturel susceptible de prendre en compte l'ensemble des processus de formation et d'accumulation des hydrocarbures (Mogoon et Dow, 1994 ; Mogoon, 1995) (Fig. 34).

L'objectif dans la zone d'étude était le calcaire de Serdj ou dolomite, avec des roches mères d'âge Albien. Le réservoir de Serdj est classé latéralement par rapport au schiste de M'cherga supérieur. Sauf quelques parties du nord-ouest de la Tunisie sont actuellement couvertes par des contrats d'exploration (Mejri et al., 2006).

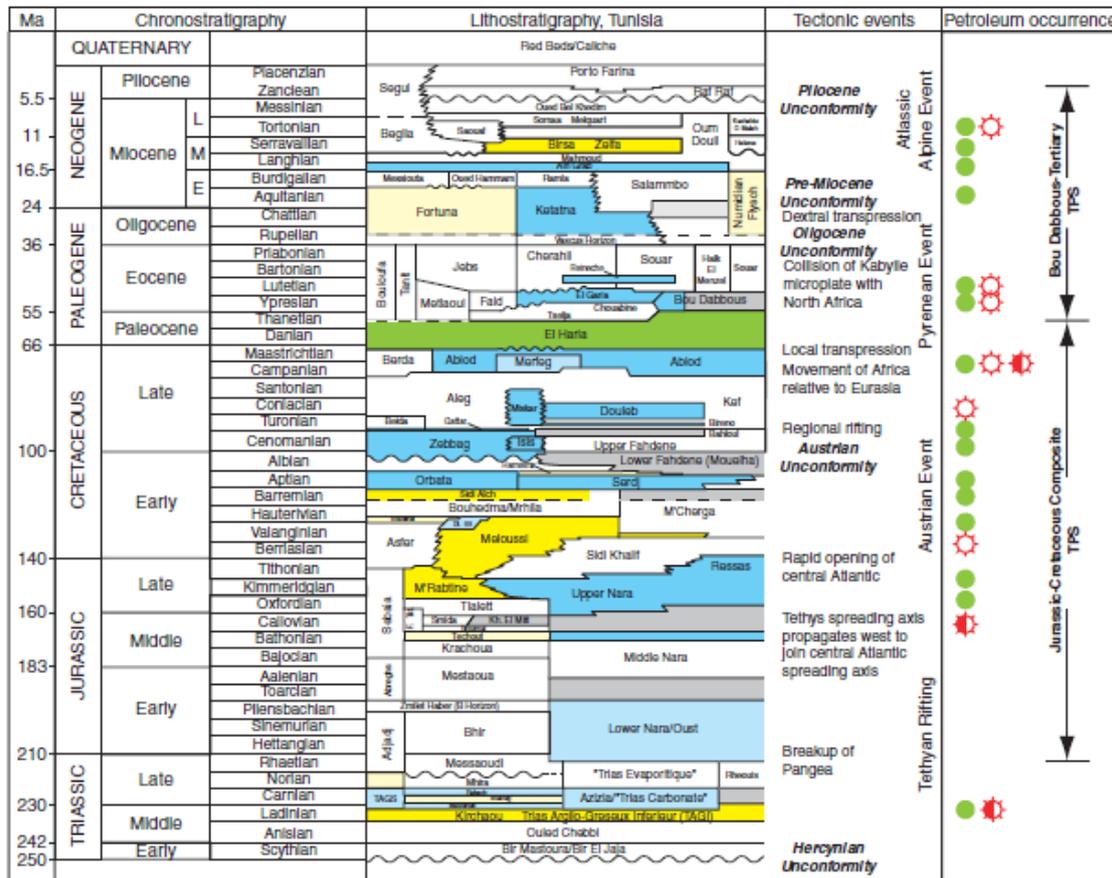


Figure 34: Système pétrolier tunisien (Klett, 2001)

Les propriétés de la source rock sont décrites par l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (c. 1999) comme suit (Fig. 35):

- Les roches mères de la formation de Nara sont des argiles noir alternant de calcaire et 2% de COT: mature à tardive
- Les roches mères de la formation de M'Cherga sont des calcaires gris clair à gris foncé et dolomitique contenant le type kérogène II et 0,2 à 3% de COT: mature à tardive ;

- Les roches mères de la formation Fahdene Inférieure sont des marnes sombres pélagiques avec du calcaire intercalé contenant le type Kérogène II et III et 0,5-3% COT: précoce à mature ;

- Les roches mères de la formation de Bahloul sont des calcaires argileux noir et laminés contenant du kérogène de type II et 14% de COT: précoce à mature.

Les roches réservoir englobent : (i) les dolomites ou calcaires dolomitiques de la formation de Nara (Jurassique moyenne à supérieure) et le grès de M'Rabtime; (ii) le grès de Meloussi et de Sidi Aïch (Crétacé inférieur), les carbonates d'Orbata et de Serdj; (iii) Zebbag, Isis, et Bireno, Doubleb, et Abiod (Crétacé supérieur) (Fig. 35).

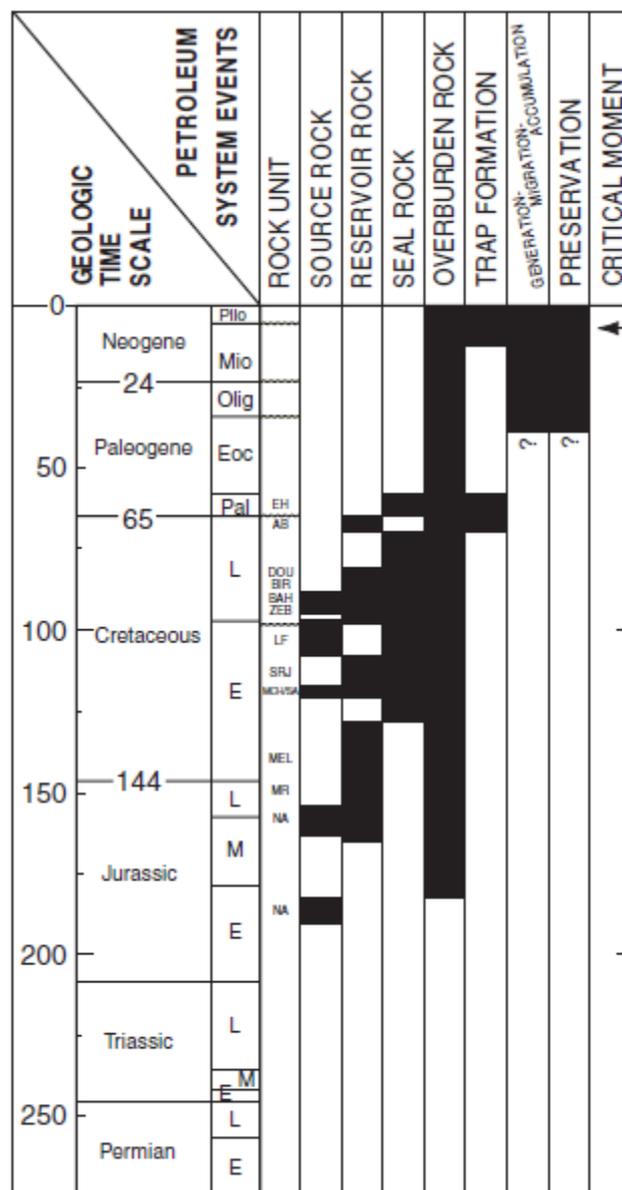


Figure 35: Chartre des événements critiques (Klett, 2001)

Dans la zone d'étude six puits pétroliers profonds dont les données ont pu être utilisées dans le cadre de cette étude (Fig. 36) ont des profondeurs variant entre 957 et 3700 m traversent des couches différemment positionnées sur l'échelle stratigraphique. Dans les puits W1-W3 et W5 on arrive jusqu'aux séries carbonatées de la formation Serdj (Aptien) et dans les puits W4 et W6, on arrive jusqu'aux séries triasiques.

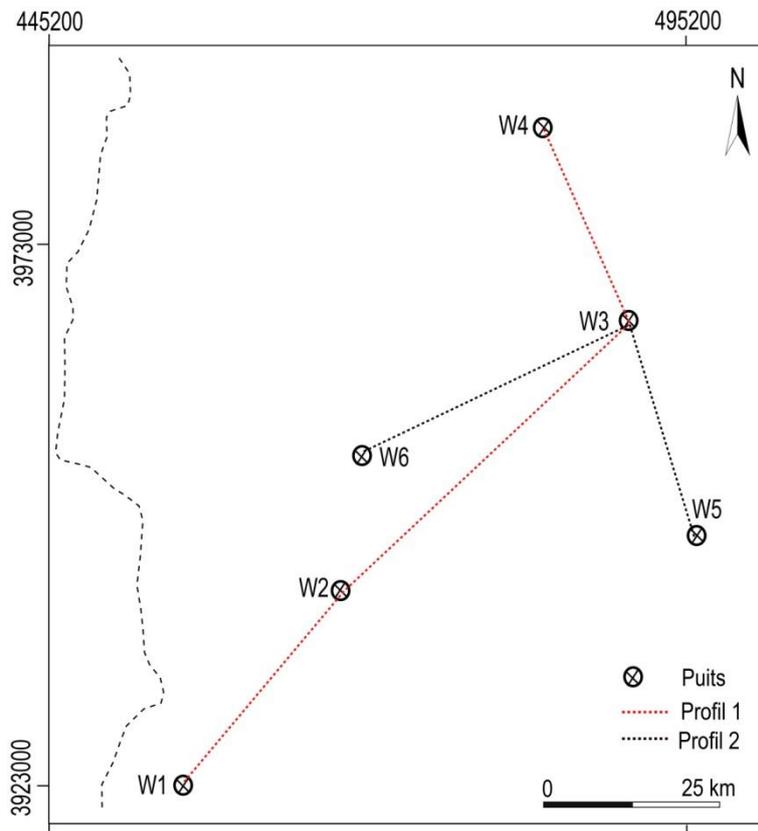


Figure 36: Carte de localisation des puits au niveau du permis Tajerouine (coordonnées WGS84 UTM Z32 N).

Le forage W1 localisé à 33 km au sud de Kalaa Khesba et à 32 km de Thala, est implanté à l'est de l'anticlinal des Assilats tout près de la frontière algérienne à environ 45 km au NW de Kasserine (Fig. 36). Il s'agit d'un anticlinal complexe dont le grand axe est orienté suivant une direction EW. Ce forage ayant atteint la profondeur de 957 m, présente une colonne lithostratigraphique qui se termine dans la formation Serdj (Aptien) (Fig. 37).

Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Cénomanién inférieur		134		Argile à marnes argileuses et calcaires argileux
Vraconién-Albién	Fahdene	360		Argile à marnes
Albién		470 680		Marnes grises, brun foncé Calcaires argileux
Albo-Aptién	Hamaima			Argile, calcaire à marnes gris-noir Calcaire argileux, bioclastique et de grès quartzite à grès calcaire
Aptién	Serdj	927 957		Calcaire, argile et dolomie

Figure 37: Série lithostratigraphique du puits W1.

Le puits W2 ayant atteint la profondeur de 2298.5 m, est arrêté dans les séries Calcaro-gréseuses. Sa colonne stratigraphique ne montre pas des discordances ou de lacunes majeures (Fig. 38).

Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Turonien	Aleg	60		Marnes
Cénomanién	Bahloul	800		Marnes sombres intercalées par des niveaux de calcaires
Albién inférieur à moyen	Fahdene	1000 1350		Argiles marneuses
Aptién	Serdj	1960		Argiles à intercalation calcaire Niveaux carbonatés
Barrémien		2000		Argiles marneuses
Néocomien		2298		Niveaux Calcaro-gréseux

Figure 38: Série lithostratigraphique du puits W2.

Le puits W3 est localisé dans le permis de Tajerouine, gouvernorat d'El Kef (Fig. 36). Il présente une colonne lithostratigraphique, atteignant les séries de la formation M'Cherga, dont la profondeur finale est de 3700 m (Fig. 39).

Les objectifs principaux investigués se situent dans les dolomites du Serdj (Aptien) et dans la formation de grès sidi Aïch (Barrémien-Hautérvien).

Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Yprésien	El Haria	20		Marne
Turonien-Santonien	Aleg	100 600		Marne et calcaire
Turonein	Bireno Annaba	870		Marne, calcaire et argile
Cénomaniens-Turonien	Bahloul	920		Calcaire
Albien-Cénomaniens	Fahdene	1600		Marne et calcaire
Albien	Albien carbonaté	2100		Marne et calcaire
Aptien	Hamaima	2460		Calcaire et argile
Gargasien	Serdj	2500		Calcaire
Gargasien-Crétacé indéterminé	M'Cherga	2530 3700		Calcaire marne et argile

Figure 39: Série lithostratigraphique du puits W3

Le puits W4 a été foré pour évaluer le potentiel en hydrocarbures de la zone nord de Thala (Fig. 36). Il est arrêté à 2011m de profondeur, à travers les séries du Crétacé supérieur et inférieur ainsi que des formations évaporitiques attribuées au Trias. Parmi ses objectifs stratigraphiques la formation Serdj (Aptien) constituée de calcaires et de dolomies dont une partie est sub-récifale poreuse (Fig. 40).

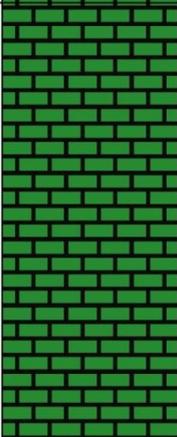
Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Campanien-Maastrichien	Abiod			Calcaire Marne et calcaire argileux
Turonien	Aleg	250		Calcaire
Cénomaniens-Turonien	Bahloul	1200		Calcaire argileux
Cénomaniens	Fahdene	1320		Calcaire
Trias		1600		
		2011		Dolomie

Figure 40: Série lithostratigraphique du puits W4

Le puits W5 situé sur la bordure nord du fossé de Rouhia, est d'une profondeur de 1119.6 m. Il a aussi atteint les séries aptiennes de la formation Serdj (Aptien) (Fig. 41).

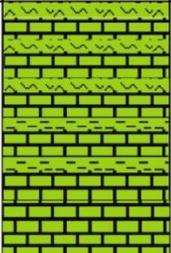
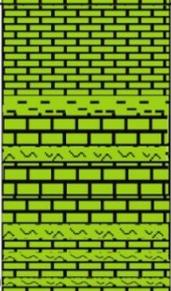
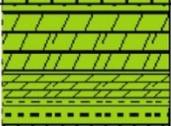
Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Albien	Fahdene	600		Alternance de marne et de calcaire Alternance de calcaire brun microcristalin Calcaire argileux gris brun
Albo-Aptien		1040		Calcaire massif Calcaire marneux Calcaire massif Alternance de marne et de calcaire
Aptien	Serdj	1119		Dolomie grise à beige cristalline intercalée d'argile sombre à noire

Figure 41: Série lithostratigraphique du puits W5

Le puits W6, se situe à 230 km au SW de Tunis et à 10 km au SE de Tagerouine, à 10 km au NE de Kalaa Khasba. Dans la partie orientale du graben de Thala il atteint la profondeur de 2064 m pour s'arrêter dans les séries salifères du Trias (Fig. 42). Les objectifs visés par ce puits sont : les calcaires à Nummulites de l'Eocène-Yprésien, les calcaires d'El Gueria et les calcaires de l'Abiod du Maastrichtien. Sa colonne lithostratigraphique montre que les séries turoniennes sont en contact direct avec les formations évaporitiques du trias.

Chronostratigraphie	Formations	Profondeur (m)	Lithologie	Description
Gélocien	Segui	10		Sable, argile et conglomérat
Tortonien-Messinien	Oued Bel Khedim	307		
		390		
Langhien-Serravalien	Oum Dhoul			Gypse, argile et sable  Argile sableux
Lutétien	Cherahil	1200		Alternance dolomie, marne et argile
Tortonien-Messinien	Oum Dhoul	1240		Argile sableux
Lutétien	El Gueria	1350		Calcaire
Yprésien	Chouabine	1400		Alternance dolomie, marne et argile
Danien	El Haria	1500		Marne
Yprésien	Chouabine			Alternance dolomie, marne et argile
Lutétien	El Gueria	1570		Marne
Yprésien	Chouabine			Alternance dolomie, marne et argile
Lutétien	El Gueria	1580		Calcaire
Yprésien	Chouabine	1650		Alternance dolomie, marne et argile
Thanetien	El Haria	1800		Marne
Campanien-Maastrichtien	Abiod	1900		Calcaire
Santonien-Campanien	Aleg	2000		Marne avec des niveaux de calcaire
Turonien-Santonien	Trias	2064		Gypse et anhydrite

Figure 42: Série lithostratigraphique du puits W6

#### 4.4.2 Corrélations lithostratigraphiques

Deux corrélations lithostratigraphiques sont réalisées suivant les directions indiquées dans le tableau 5. Ces corrélations incluent les séries rencontrées entre le Trias le Quaternaire en forage dans chaque puits. Elles visent à déterminer l'évolution latérale des formations Abiod, El Gueria et Serdj, afin de mieux comprendre leur répartition dans l'espace et le temps.

Tableau.4 : Corrélation des profils 1 et 2

Corrélation	Direction	Puits
Profil 1	SW-NE-N	W1, W2, W3, W4
Profil 2	S-N-SW	W5, W3, W6

#### Profil 1

Cette corrélation reliant les quatre puits onshore : W1, W2, W3 et W4, est de direction SW-NE-N (Fig. 43). Elle montre une nette variation latérale de faciès et d'épaisseur des séries du Crétacé inférieur et supérieur

La formation Serdj (Crétacé inférieur) est présentée dans les 4 puits : W1, W2, W3 et W4. La variation de son épaisseur augmente vers le NE ce qui se traduit par un approfondissement du milieu de dépôts vers le Nord. Au niveau de W1 (partie SW du permis Tajerouine), cette formation est épaisse d'environ 280 m. Vers W2, dans la partie méridionale du fossé Kalaa Khesba. Cette formation est représentée par environ 450 m.

La formation Hamaima (Crétacé inférieur), accuse un épaissement relatif au niveau du puits W3 et disparition complètement au niveau du puits W4. Sa disparition est le signe de son érosion ou du non dépôt. On en déduit que la zone nord du voisinage de puits W3 était plus profonde et/ ou n'a pas été émergée pendant la période de sédimentation de la formation Serdj.

La formation Fahdene (Crétacé inférieur) est représentée par une série marno-calcaires, de marnes et d'argiles à intercalations calcaires. Elle montre une variation d'épaisseur dans les quatre puits : au niveau du W2, son épaisseur de l'ordre de 750 m. Son épaisseur est respectivement dans les puits W1, W3 et W4 de 475 m, 600 m et 280 m.

La formation Aleg (Crétacé supérieur), identifiée par ces membres Bireno et Annaba, accuse une augmentation progressive d'épaisseur de ces deux membres vers le nord (W2, W3 et W4), tout en étant absente dans le puits W1. Cet épaissement ne semble pas être du à un phénomène tectonique mais plutôt à une subsidence de la partie nord de la zone.

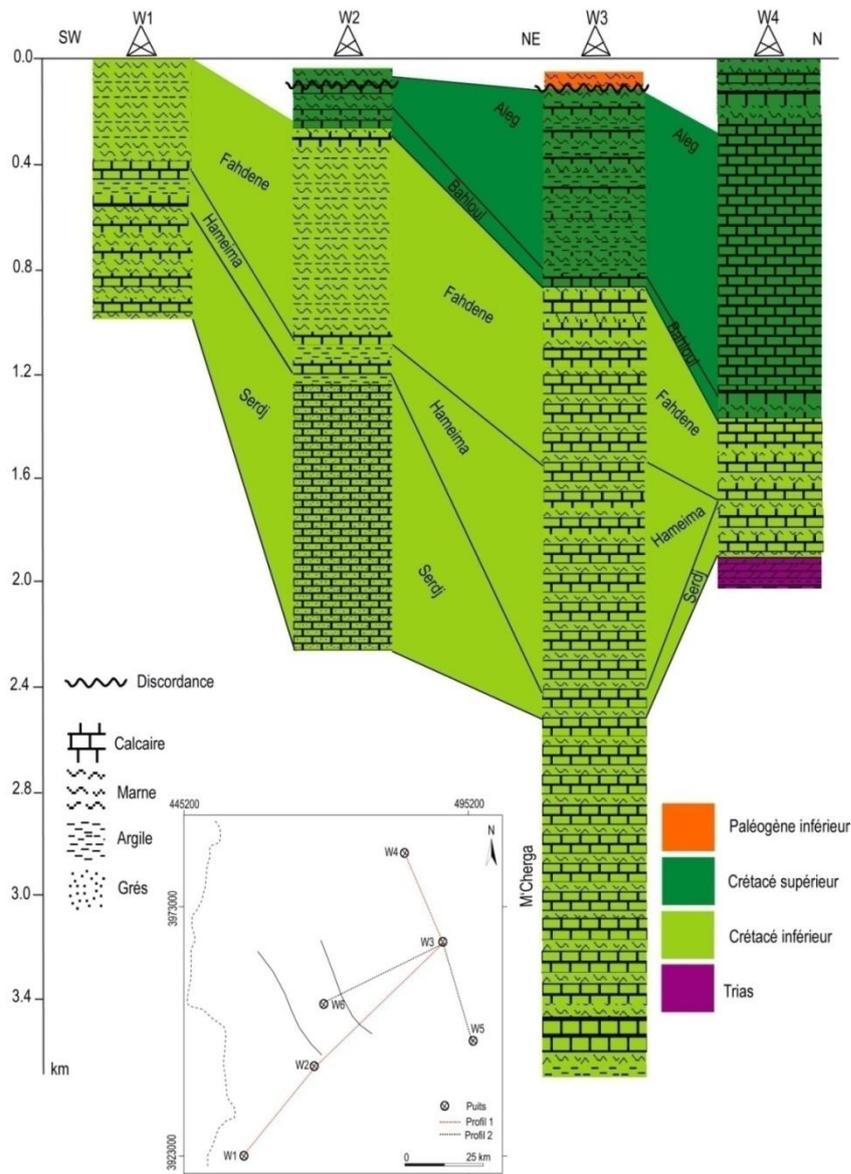


Figure 43: Corrélation bi-directionnelle des puits W1-W4

#### ✚ Profil 2

La deuxième corrélation est de direction S-N-SW. Elle passe par les puits: W5, W3 et W6 (Fig. 44). Quatre remarques préliminaires semblent intéressantes au niveau de cette corrélation:

- L'épaississement des séries d'âge crétacé en allant de Sud (W5) vers le Nord (W3).
- L'absence de dépôts de la formation El Haria dans les puits W1, W2 W4 (profil1) et W5 (profil2) qui se localisent dans la partie sud de la zone, probablement suite à l'érosion.

- Présence de la formation El Haria dans le puits W3, où elle est représentée par des argiles et un peu de dolomie sur une épaisseur de 80 m (voir description du puits).

Épaississement de la formation El Haria dans le puits W6 pouvant atteindre près de 100 m (voir description du puits).

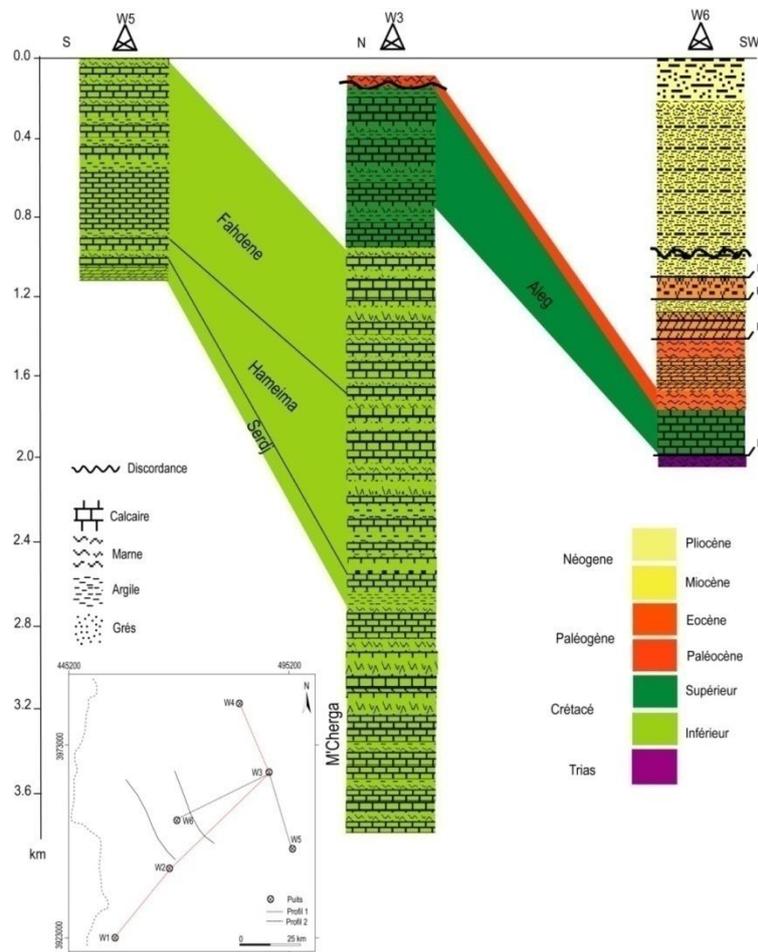


Figure 44: Corrélation bi-directionnelle des puits W3, W5-W6

## 5. Synthèse des données et conclusion

Avant d'examiner la troisième partie de cette thèse consacrée à l'étude géophysique du système d'effondrement en pull apart, nous nous proposons de rappeler les principaux résultats de l'étude géologique.

Dans la région de Kalaat Senam et Tadjerouine nous distinguons deux ensembles sédimentaires :

(i) un ensemble de sédiments formé dans un milieu marin profond (durant le crétacé) : il s'agit d'une épaisse série des calcaires et des marnes.

(ii) un ensemble de sédiments détritiques : il s'agit principalement de marnes, sables et grès.

Depuis le Crétacé moyen, la zone d'étude a été le siège d'importantes phases de déformation. Du point de vue tectonique, on retiendra les effets des deux phases d'extension et de distension majeures.

(i) Une phase distensive NW-SE d'âge Crétacé qui a engendré les grabens Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Oulad Boughanem.

(ii) Une phase extensive d'âge Miocène qui a engendré des plis de direction NE-SW.

En raison de sa position géographique, la zone de Kalaa Khesba-Kalaat Senam présente des ressources pétrolières (six puits), minières qui ont été marquées par les gîtes exploités et potentiels tels que la mine de Slata et Hamaima, de Jerissa, mines de phosphates et mines de Pb et Zn de Guern Halfaya. L'exploitation de ces gisements est un fait économique et il faut alors tenir compte de sa rentabilité. Ces gîtes présentent une accessibilité aux réseaux d'eau. Le NW de la Tunisie dispose de 57% de la capacité des barrages du pays. Il est soumis à l'influence de son climat semi-aride qui est à l'origine d'une variabilité spatio-temporelle des ressources en eau. Le réseau hydrographique indique la nature sédimentaire du sol, la répartition de la pluviométrie et le rôle des reliefs dans la modulation du ruissellement. La pluviométrie est très variable dans l'espace et dans le temps à l'échelle mensuelle et annuelle. Le total pluviométrique moyen annuel varie de moins de 400 mm à l'extrême sud à plus de 1500 mm à l'extrême nord ouest. Le changement climatique, les conditions géographiques et géologiques pourraient avoir des conséquences importantes pour les ressources en eaux et les infrastructures hydrauliques. Suite aux phénomènes de pollution et de salinité qui constituent une limite à leur exploitation, certains cours d'eau comme l'oued Mellègue, sont profondément influencés par la complexité des structures géologiques qui apporte la présence des diapirs triasiques. Dans ce cas, l'eau sera de plus en plus rare. Leurs raretés exigent une gestion durable telle que les aménagements hydrauliques. Une gestion raisonnable permet à ces ressources de se renouveler et d'être conservées de manière pérenne, sans être menacées par la surexploitation.

#### IV. Chapitre 4: Mise en évidence de l'héritage tectonique "thick-skinned tectonics" à une échelle régionale

##### 1. Introduction

L'objectif principal de la géophysique concerne l'étude des caractéristiques physiques de la Terre, utilisant des techniques de mesures indirectes (gravimétrie, géomagnétisme, sismologie, radar géologique, résistivité apparente, etc.). Dans ce travail, nous allons adopter, en plus de la géologie structurale précédemment évoquée une des disciplines de la géophysique : la gravimétrie. La première étude gravimétrique effectuée sur l'ensemble de la Tunisie en 1982 par Midassi a permis de dégager les ensembles structuraux profonds de la Tunisie sous forme d'une carte d'anomalie de Bouguer.

Il nous a semblé utile dans le cadre de cette étude de reprendre l'interprétation des données gravimétriques disponibles en vue de mieux profiter de l'apport de cette méthode d'investigation indirecte à la compréhension de la géodynamique des grabens Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Oulad Boughanem, et de proposer un modèle 2.5D qui sera appliqué à cette zone. Pour cette raison, on admet une déformation de type "thick-skinned" à l'échelle de toute la région.

Les données gravimétriques utilisées couvrent les cartes au 1/50000 de Kallat Senam et Tajerouine. Ces données ont été acquises lors d'une campagne de mesures gravimétriques CG7 effectuée pour le compte de l'Office National des Mines (O.N.M).

Le gravimètre utilisé est du type CG3 de Scintrex. Les cartes des anomalies gravimétriques ont été élaborées selon le système WGS84 UTM Z32 N. La densité de compensation choisie est de l'ordre de  $2.4 \text{ g/cm}^3$ . Le choix de cette valeur s'est fait suite à la comparaison des résultats de plusieurs méthodes. La bonne corrélation entre la densité de Nettleton et les densités mesurées a permis de choisir une densité régionale de  $2.4 \text{ g/cm}^3$ . Le pas d'échantillonnage est d'une mesure gravimétrique par kilomètre carré.

##### 1.1 Etude gravimétrique Traitements et interprétations des données gravimétriques

Une fois les corrections appliquées, on obtient une carte d'anomalie de Bouguer complète. D'autres traitements peuvent être effectués sur cette carte dans le but d'avoir d'autres cartes comme les cartes résiduelles, régionales, dérivées, etc. (Fig. 45). Les anomalies

gravimétriques sont étoilements liés aux structures géologiques. En effet, chaque anomalie est analysée et expliquée en termes d'éléments géologiques.

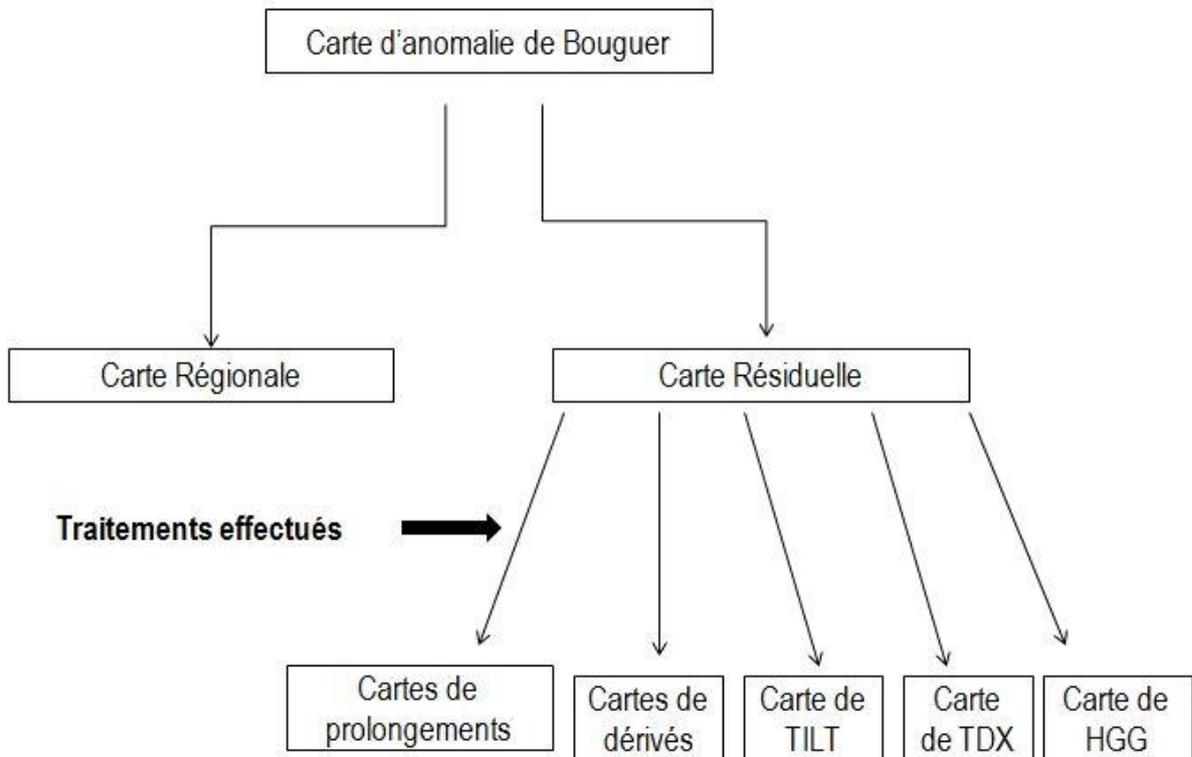


Figure 45: Organigramme représente les étapes de traitement des données gravimétriques

### 1.1.1 Carte d'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer représente la somme des anomalies régionale et résiduelle. La carte gravimétrique d'anomalie de Bouguer a été établie dans le cadre de cette étude, avec une densité de  $2.4 \text{ g.cm}^{-3}$ . Elle a été suivie d'un ensemble d'autres corrections. Les valeurs calculées se situent entre  $-42.762 \text{ mGal}$  et  $-20 \text{ mGal}$ . Cette carte fait apparaître deux types d'anomalies positives et négatives marquées par leurs amplitudes et leurs directions ainsi que par des formes concaves ou d'autres convexes (Fig. 46).

Les anomalies positives varient de  $-27.3 \text{ mGal}$  à  $-20.029 \text{ mGal}$ . Elles ont été configurées par une échelle de couleurs teintées en orange pour les valeurs proches de  $-27.3 \text{ mGal}$ , en rouge puis en rose pour les anomalies d'amplitude maximale. La plus grande anomalie, est

d'apparence concave. Elle est superposée aux structures de Dj. Jerissa où l'amplitude est maximale, ainsi qu'au Dj Slata, Dj Hmaïma, Dj. Mzita, et Dj. Bou Afna.

Les anomalies de Bouguer négatives varient de -50 mGal à -28.9 mGal. Elles sont représentées par une échelle teintée graduellement du jaune, au vert, puis au bleu foncé pour les minimales (de -42.7 mGal à -32 mGal). Sur la carte ces anomalies sont allongées selon une direction NNW-SSE conformément à l'extension de la cuvette de Kalaa Khesba et Kalaat Senam.

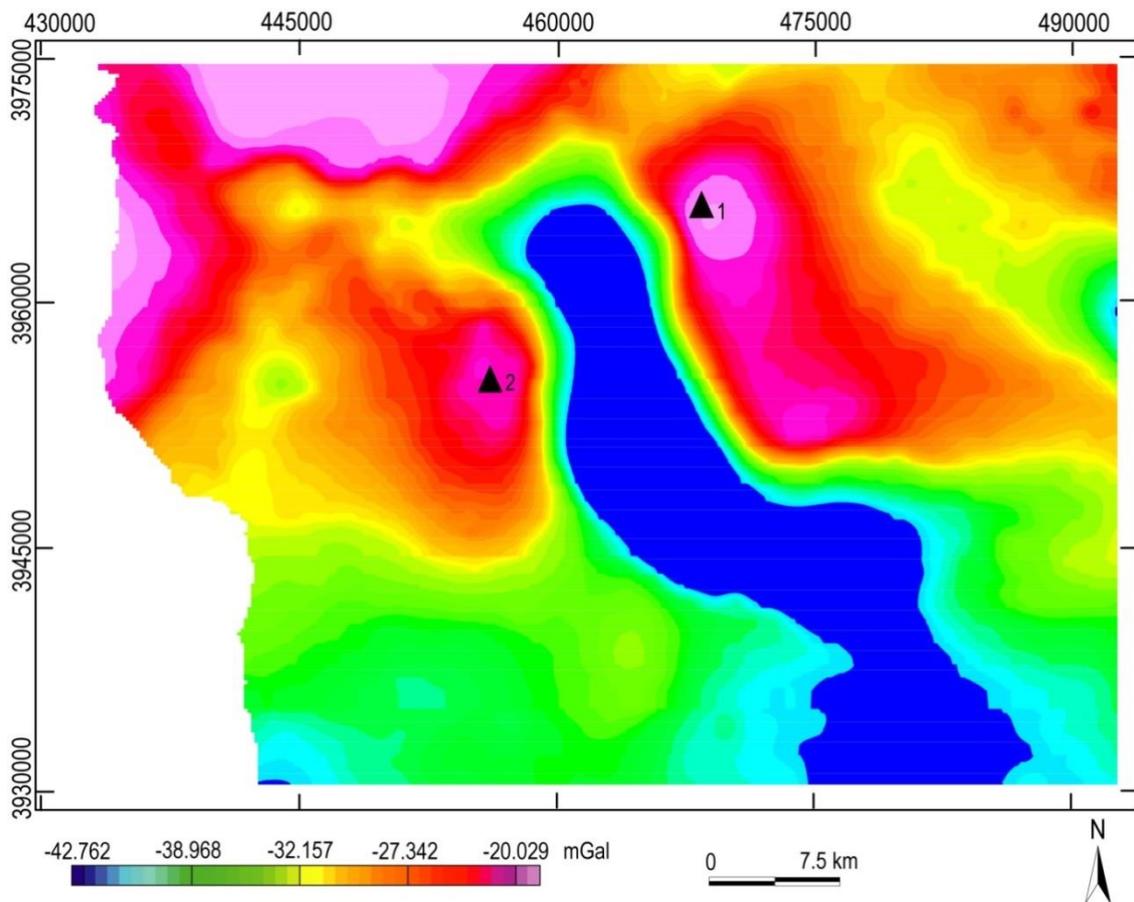


Figure 46: Carte d'anomalie de Bouguer (densité = 2.4 g/cm<sup>3</sup>). 1 : Dj. Jerissa, 2 : Dj. Bou Afna

### 1.1.2 Carte d'anomalie Régionale

L'anomalie régionale représente des sources profondes. Cette anomalie régionale est soustraite de l'anomalie de Bouguer pour obtenir l'anomalie résiduelle. Plus la carte de l'anomalie régionale est lisse et simple, mieux elle représente l'effet des sources profondes.

Trois différents traitements de la carte de l'anomalie gravimétrique sont effectués (Fig. 47-49) en vue d'obtenir la carte de l'anomalie résiduelle.

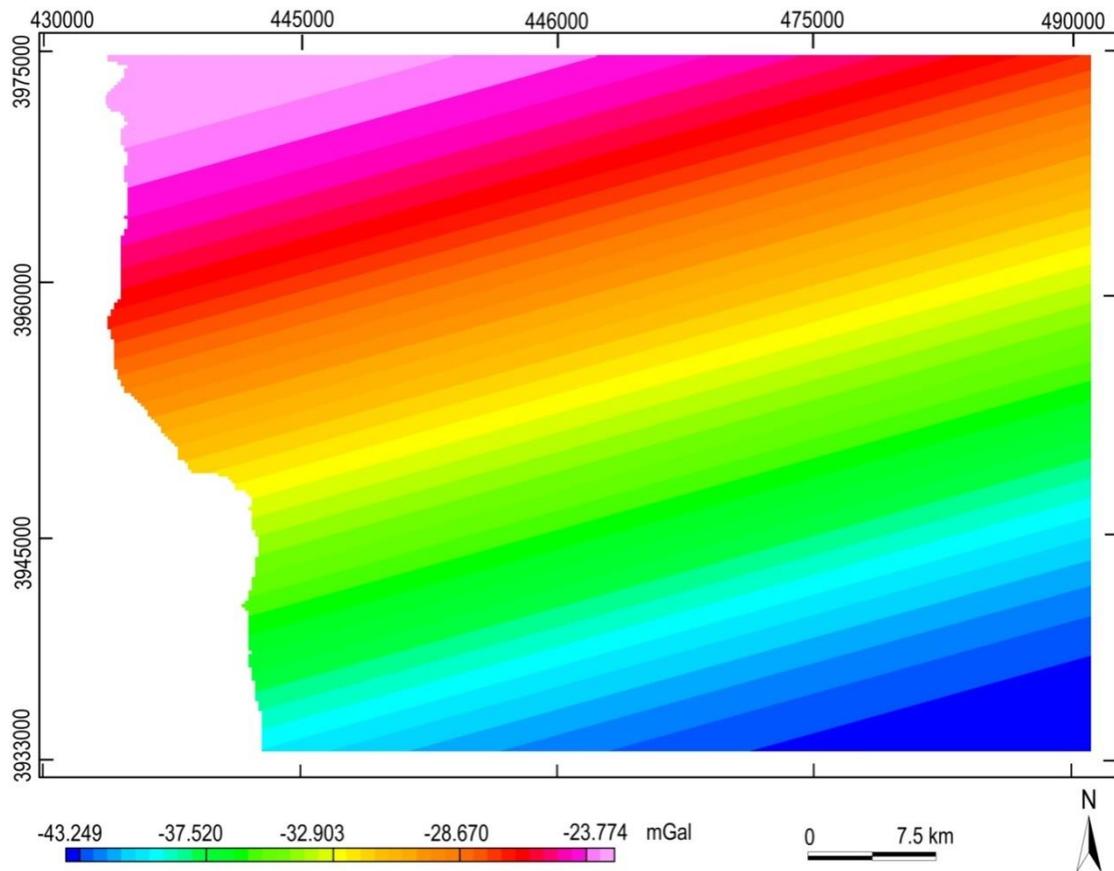


Figure 47: Carte d'anomalie régionale d'ordre 1

- Le calcul d'un polynôme de 1<sup>er</sup> degré utilisant une régression polynomiale avec la formule suivante:

$$z(x, y) = A + Bx + Cy$$

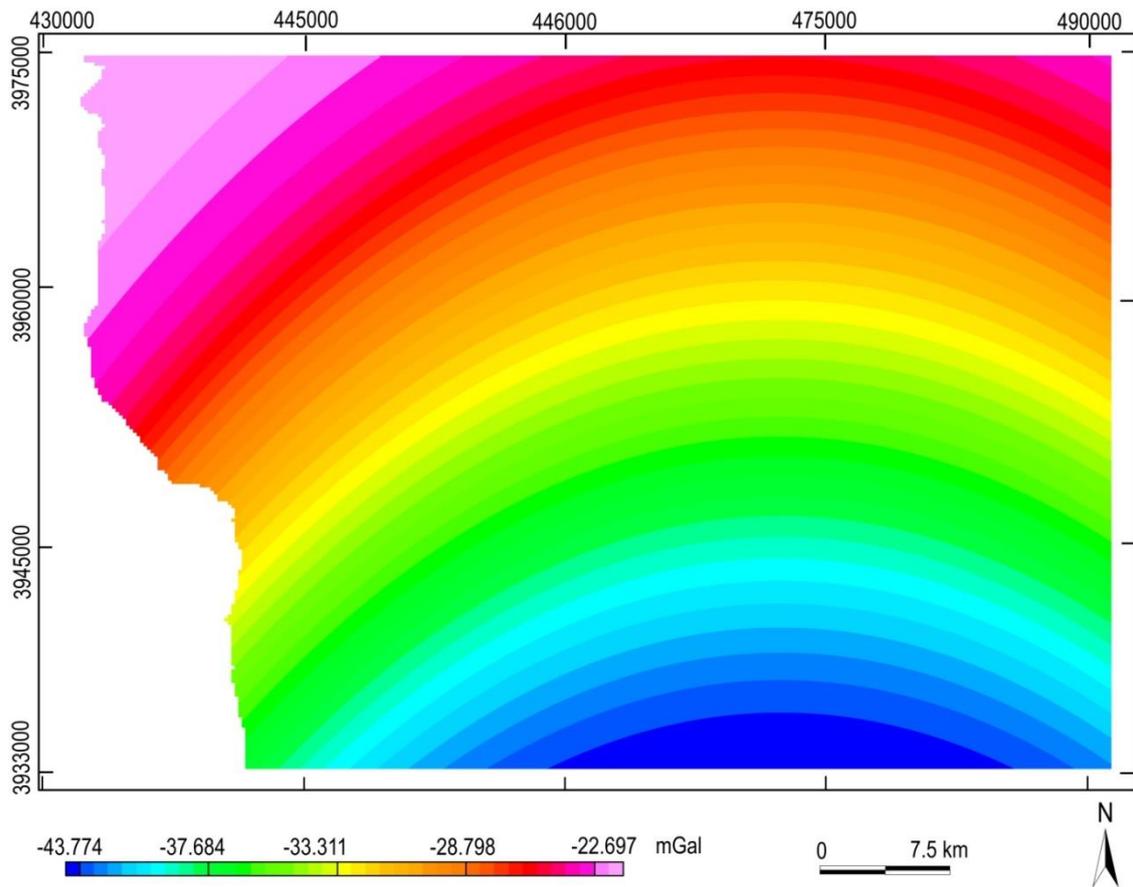


Figure 48: Carte d'anomalie régionale d'ordre 2

- Le calcul d'un polynôme de 2<sup>ème</sup> degré utilisant une régression polynomiale avec la formule suivante:

$$z(x, y) = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2$$

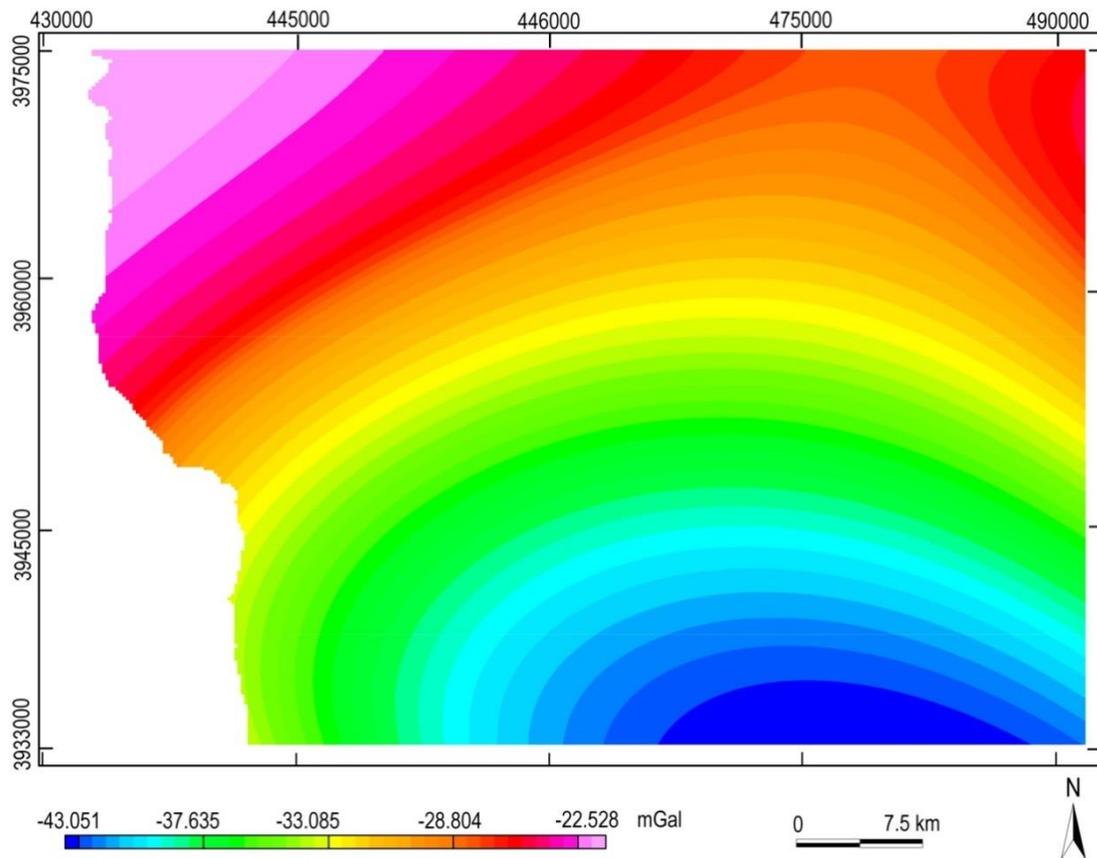


Figure 49: Carte d'anomalie régionale d'ordre 3

- Le calcul d'un polynôme de 3<sup>ème</sup> degré utilisant une régression polynomiale avec la formule suivante :

$$z(x, y) = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2 + Gx^3 + Hx^2y + Ixy^2 + Jy^3$$

Afin d'obtenir la carte de l'anomalie résiduelle et suite à une analyse spectrale et une comparaison avec un prolongement vers le haut, le choix s'est porté donc sur l'anomalie régionale de 3<sup>ème</sup> degré. La carte de l'anomalie régionale ainsi obtenue (polynôme d'ordre 3) présente des valeurs variant de -43.051 mGal à -22.528 mGal (Fig. 49)

### 1.1.3 Carte d'anomalie Résiduelle

La carte d'anomalie résiduelle représente les sources superficielles. Après l'analyse des cartes d'anomalie résiduelles de polynôme de 1<sup>er</sup> au 3<sup>ème</sup> degré, on a donc choisi la carte résiduelle d'ordre 3 (Fig. 50-52).

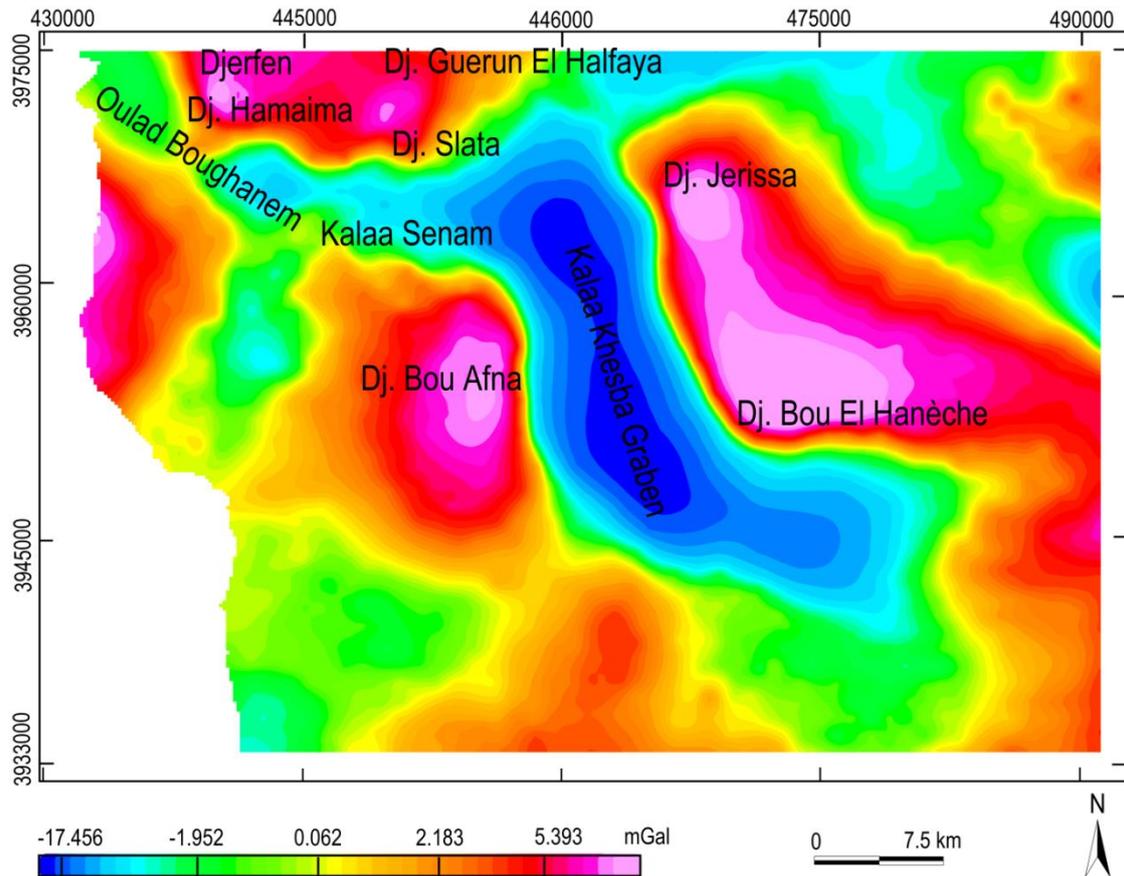


Figure 50: Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 1

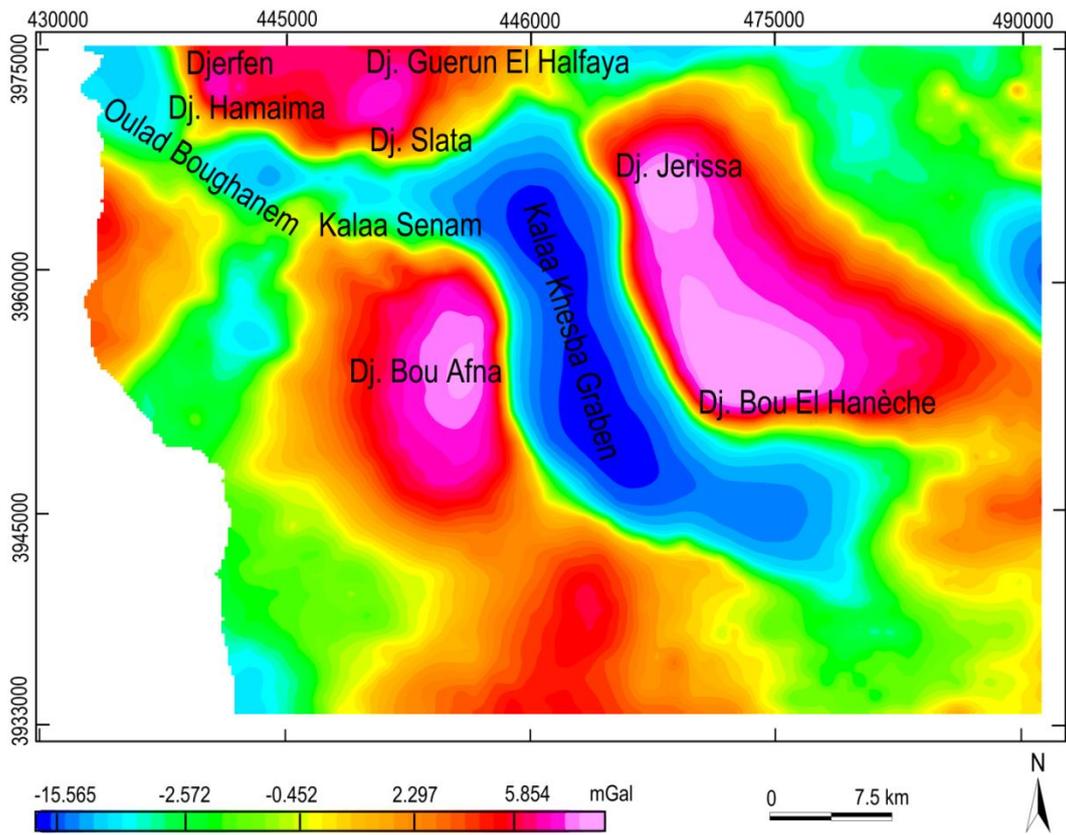


Figure 51: Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 2

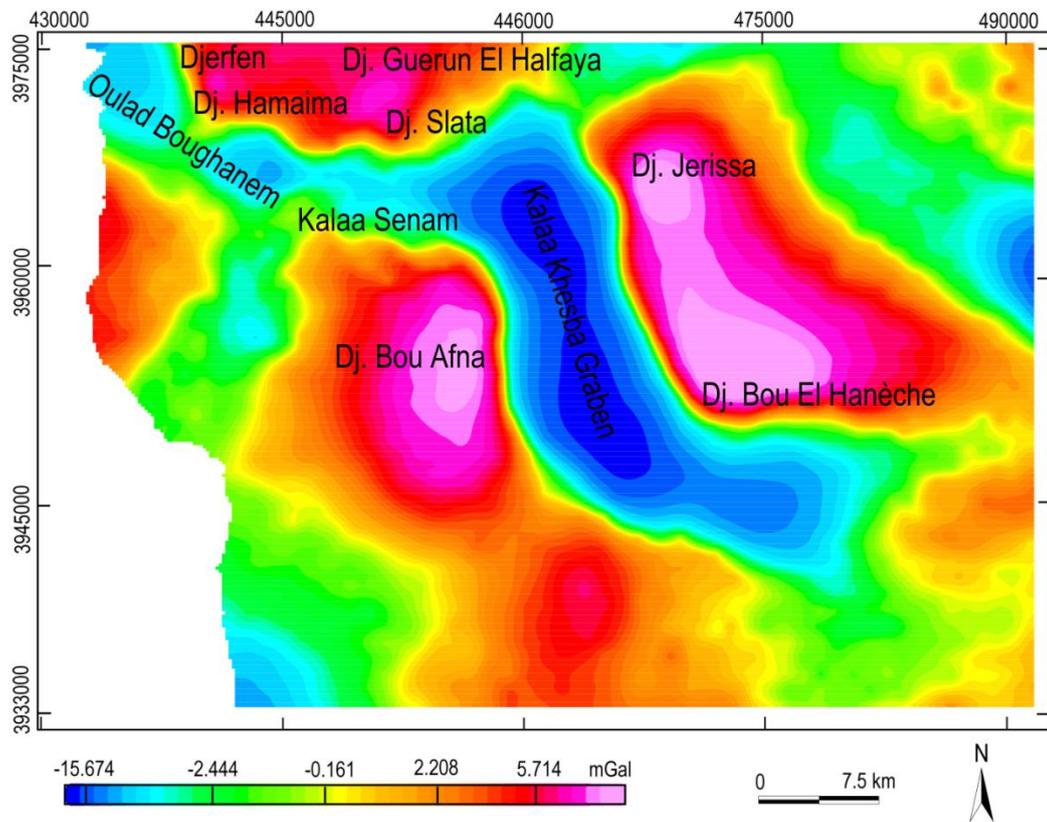


Figure 52: Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 3

La carte d'anomalie résiduelle du polynôme d'ordre 3 reflète l'expression des sources superficielles caractérisées par des courtes/moyennes longueurs d'ondes. Elle reflète principalement les variations de la densité dont les variations de l'épaisseur et de la densité des roches sédimentaires. Sur cette carte, on distingue une anomalie gravimétrique résiduelle négative, dont l'amplitude maximale est de -15.674 à 5.714 mGal (Fig. 52). A partir de l'anomalie résiduelle 3 on note :

- (i) l'allongement de l'anomalie négative selon une direction NNW-SSE parallèlement à la cuvette de Kalaa Khesba (Rjiba et al., 2019),
- (ii) l'apparition d'une anomalie négative dans le NW de la carte correspondant aux grabens Kalaat Senam et Oulad Boughanem,
- (iii) l'apparition d'une anomalie positive de direction générale ENE-WSW, située au niveau du flanc SE du Dj. Bou El Hanèche, traduisant une structure anticlinale,
- (iv) une migration de la zone positive localisée à la limite du flanc nord du fossé Kalaat Senam et qui est une anomalie de forte amplitude, de direction EW, au niveau des structures de Dj. Hamaima et Dj. Guerun Halfaya.

#### 1.1.4 Spectre d'énergie du champ de gravité de Bouguer

L'analyse spectrale est une méthode qui a été utilisée (Spector et Grant, 1970) pour l'estimation des profondeurs des interfaces géologiques qui est un exemple d'un spectre de puissance de la région d'étude. La figure suivante (Fig. 53) représente la variation du Log du spectre radial en fonction du nombre de cycles/km. Elle montre dans sa partie base, une fréquence inférieure à 2.5 cycle/ km. On note trois pentes relevées qui correspondent au nombre possible d'interface géologiques en subsurface. La profondeur moyenne de chaque source  $z$  liée à chaque segment est :  $z = -\frac{4\pi}{s}$ , où  $s$  est la pente de la ligne droite obtenue par les moindres carrés. Les sources dans notre cas d'étude ont des profondeurs moyennes  $z_1 = 3.2$  km,  $z_2 = 1.65$  km and  $z_3 = 0.8$  km

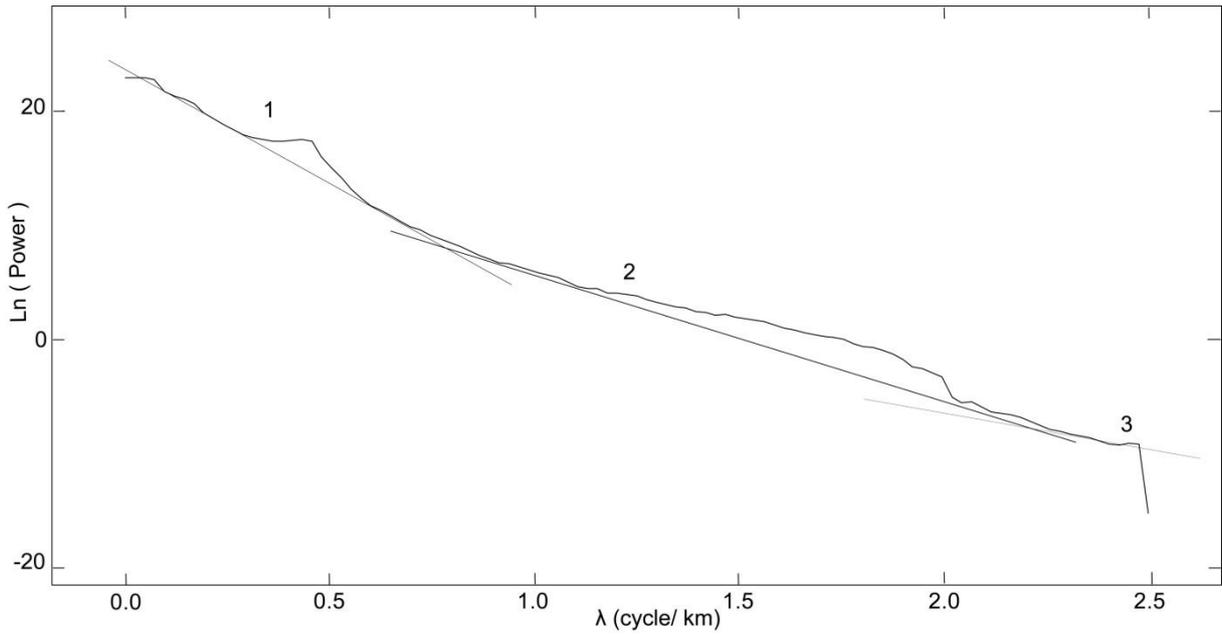


Figure 53: Spectre d'énergie radial du champ de gravité en fonction de l'unité de fréquence (cycles/km).

### 1.1.5 Cartes de prolongements vers le haut

Les prolongements sont des traitements appliqués en vue de mettre les données gravimétriques de certaines longueurs d'onde particulières en relief. Les prolongements vers le haut favorisent les anomalies de grandes longueurs d'onde. Ils permettent de mettre en relief les principales directions structurales, comme ils élèvent l'effet des sources profondes et réduisent l'effet des sources superficielles.

A l'intérieur de toute région de l'espace ne contenant pas la source, le prolongement vers le haut du champ de potentiel observé est écrit dans le domaine spatial par l'intégrale suivante (Jacobsen, 1987) :

$$U(x, y, z_0 - \Delta_z) = \frac{\Delta_z}{2\pi} \int \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta_z^2]^{3/2}} dx' dy', \quad \Delta_z > 0$$

U est le champ de potentiel ;

$z_0$  est le plan d'observation initial ;

$\Delta_z$  est la distance de prolongement. La distance verticale z est positive vers le bas.

$$F[U_p] = e^{-\Delta_z |k|} F[U]$$

F représente la transformée de Fourier ;

$U_p$  est la champ prolongé vers le haut ;

k est le nombre d'onde radial ;

Le facteur exponentiel consiste l'opérateur du prolongement. Cet opérateur atténue l'amplitude des composantes du champ en fonction de leurs nombres d'ondes.

Dans le cas de notre étude, on a appliqué un prolongement vers le haut de la carte gravimétrique de Bouguer, d'une altitude de 1 km (Fig. 54), 4 km (Fig. 55) et 8 km (Fig. 56). Les cartes de prolongements vers le haut de ces différentes altitudes montrent que plus les distances de prolongements sont élevées, plus les courbes d'isovaleurs deviennent lisses et régulières.

La carte d'anomalie de Bouguer obtenue à partir d'un prolongement vers le haut de 1 km intègre toutes les réponses gravimétriques des structures superficielles (Fig. 54). Sur cette carte, plusieurs nouvelles anomalies s'individualisent par accentuation d'amplitude. A cette altitude de prolongement, on note :

- (i) le début de l'individuation de l'anomalie au niveau de Djerfen,
- (ii) la persistance de l'anomalie négative au niveau de Kalaa Khesba ce qui explique le caractère profond des sources.

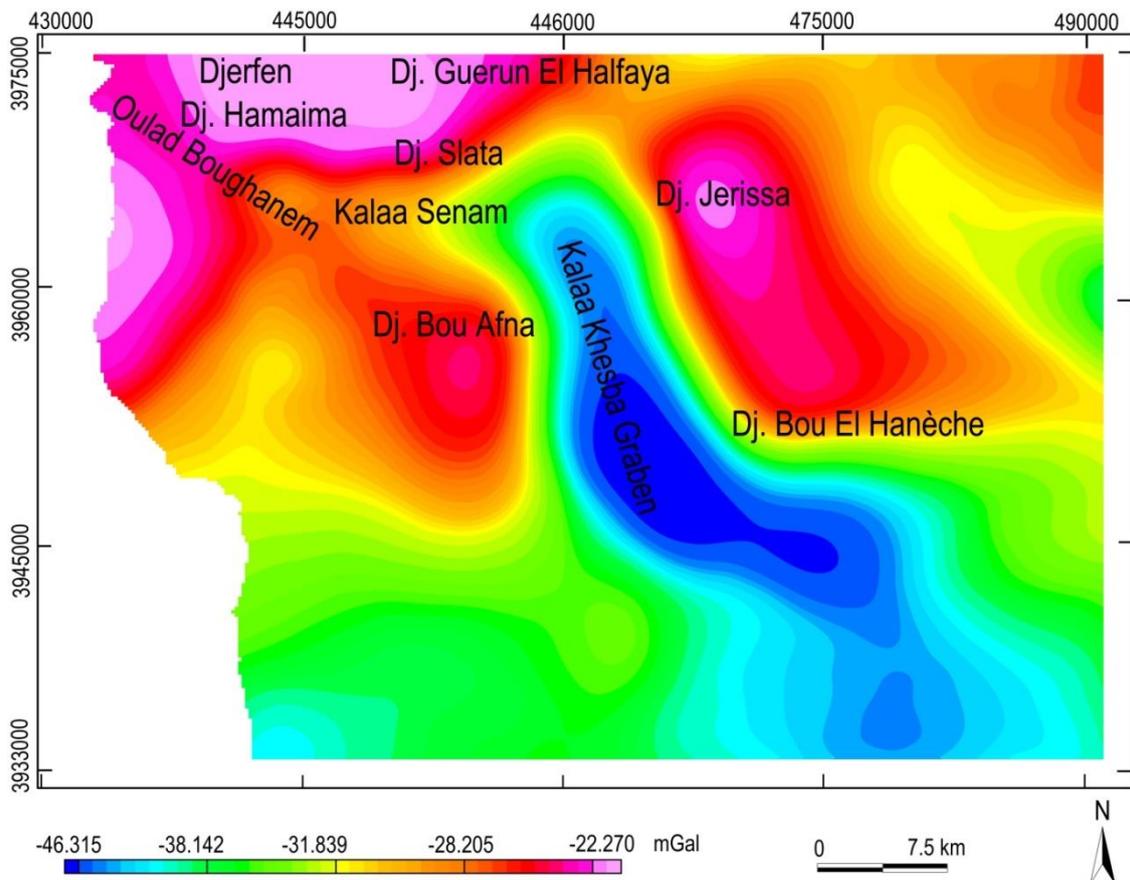


Figure 54: Carte de prolongement vers le haut d'altitude 1 km.

A partir d'un prolongement vers le haut de 4 km, on peut mettre en relief les principales directions structurales qui persistent en raison de leurs enracinements (Fig. 55). Parmi ces directions, on note :

- (i) les forts gradients qui s'étendent le long de Dj. Jerissa, Dj Bou Afna, Djerfen,
- (ii) le fort gradient du graben Kalaa Khesba qui est marqué par une migration vers le SE.

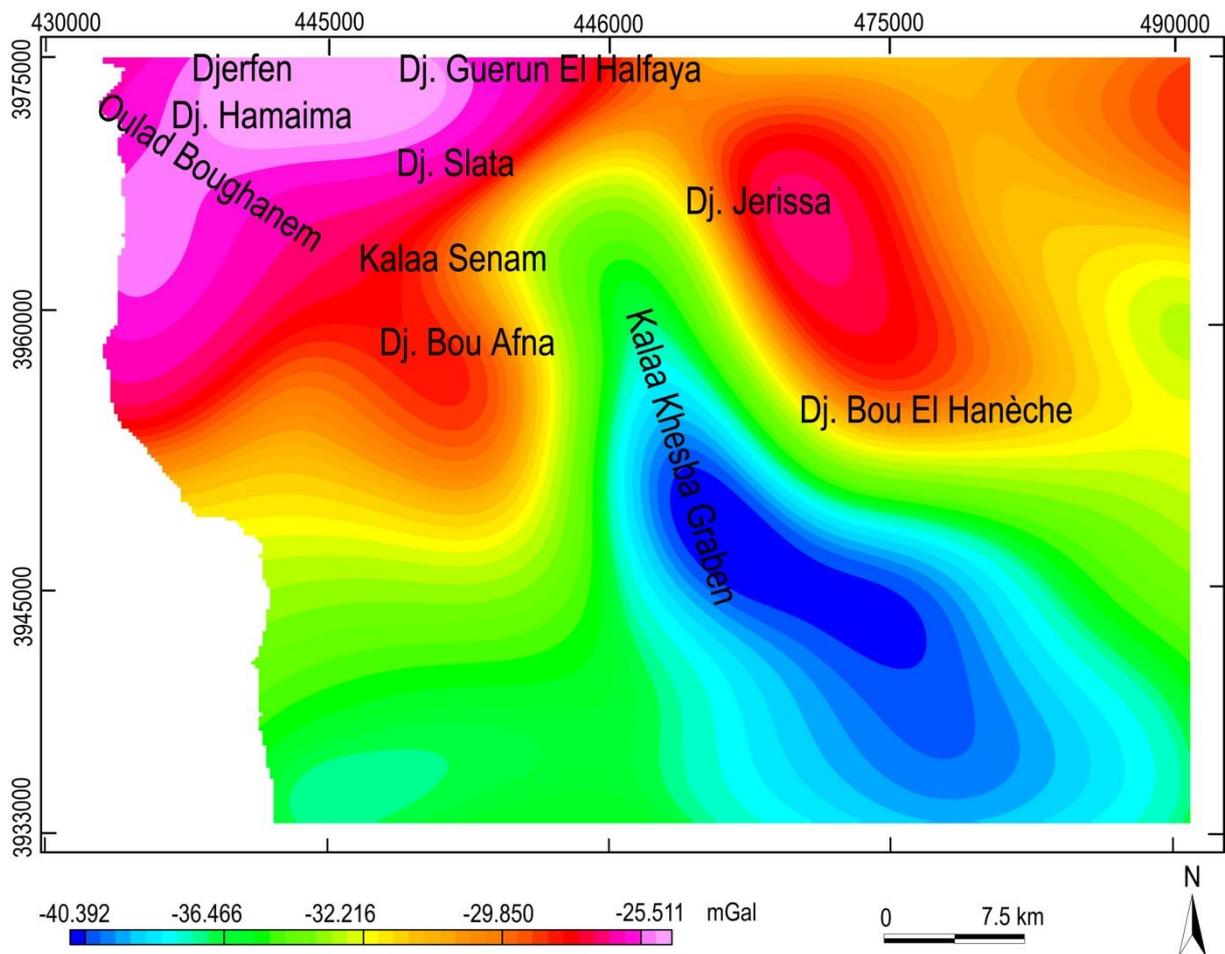


Figure 55: Carte de prolongement vers le haut d'altitude 4 km

D'après la carte de l'anomalie de Bouguer obtenue à partir d'un prolongement vers le haut de 8 km, on note (Fig. 56) :

- (i) une légère augmentation de l'anomalie située au niveau d'El Gara et Guerun El Halfaya,
- (ii) le fusionnement de l'anomalie négative au niveau du graben Kalaa Khesba,
- (iii) les courbes deviennent de plus en plus lisses malgré certaines flexurations, (ii) la persistance de l'anomalie négative de graben Kalaa Khesba qui témoigne de son d'origine profonde.

Au-delà de l'altitude de 8 km, les réponses gravimétriques sont complètement lisses représentant les anomalies coalescentes. On note que l'anomalie du graben Kalaa Khesba prend une forme régulière avec des courbes plus nettes.

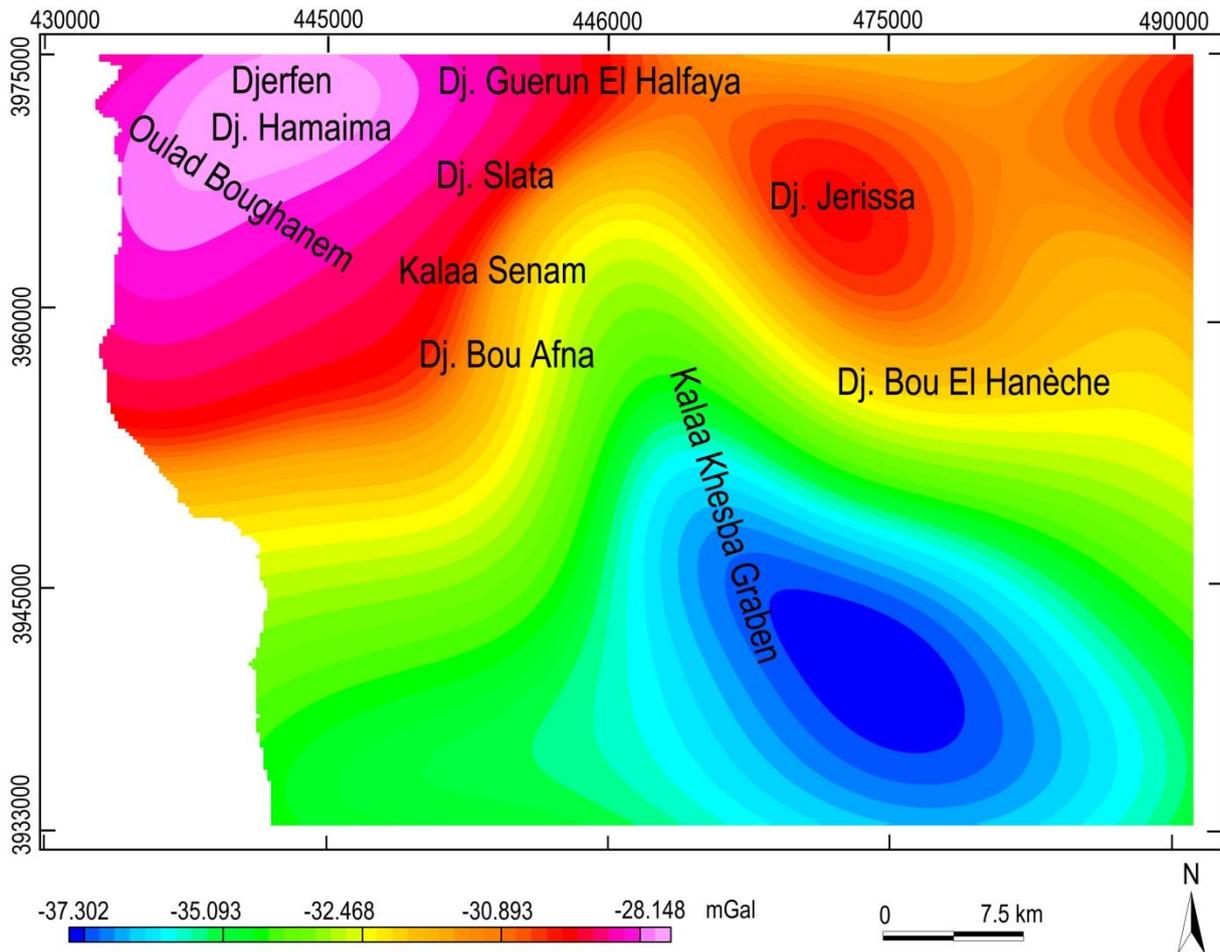


Figure 56: Carte de prolongement vers le haut d'altitude 8 km

Par conséquent, on note que :

- les prolongements successifs vers le haut avec des altitudes de plus en plus importantes montrent que les sources qui persistent sont les plus profondes et les plus enracinées. Par exemple, l'anomalie au niveau de graben Kalaa Khesba est bien prononcée même avec des altitudes de prolongement vers le haut atteignant les 8 km. Ceci confirme l'enracinement en profondeur des failles associées au fossé de Kalaa Khesba.

La direction NW-SE du pull-apart disparaît alors que celle de l'E-W persiste encore. On en déduit que la direction E-W est un héritage des phases ancestrales téthysiennes et pana-

africaines plus anciennes. Comparativement, celle du NW-SE semble avoir fonctionné tardivement en décrochements.

#### 1.1.6 Carte de dérivés selon x

La dérivation est une technique de traitement qui permet d'étudier les variations de l'anomalie de Bouguer suivant une direction déterminée. Les cartes du traitement en dérivées donnent selon :

x pour extraire un gradient d'anomalies ayant une composante NS,

y pour une composante EW,

z pour éliminer l'effet de coalescence entre les structures et accentuer les anomalies provoquées par des sources superficielles,

Ce type de gradient est réparti suivant la variation de densité associée à une discontinuité structurale (failles, plis...).

La carte de la [figure 57](#) permet de relever les gradients suivants :

- (i) l'accentuation de l'anomalie négative du graben Kalaa Khesba suivant une direction NNW-SSE,
- (ii) un gradient NS de l'anomalie dans le centre de la carte au niveau de Dj. Jerrisa à la limite est du graben Kalaa Khesba,
- (iii) un alignement NW-SE et NS à l'ouest de la carte au niveau de Kalaat Senam et Oulad Boughanem.

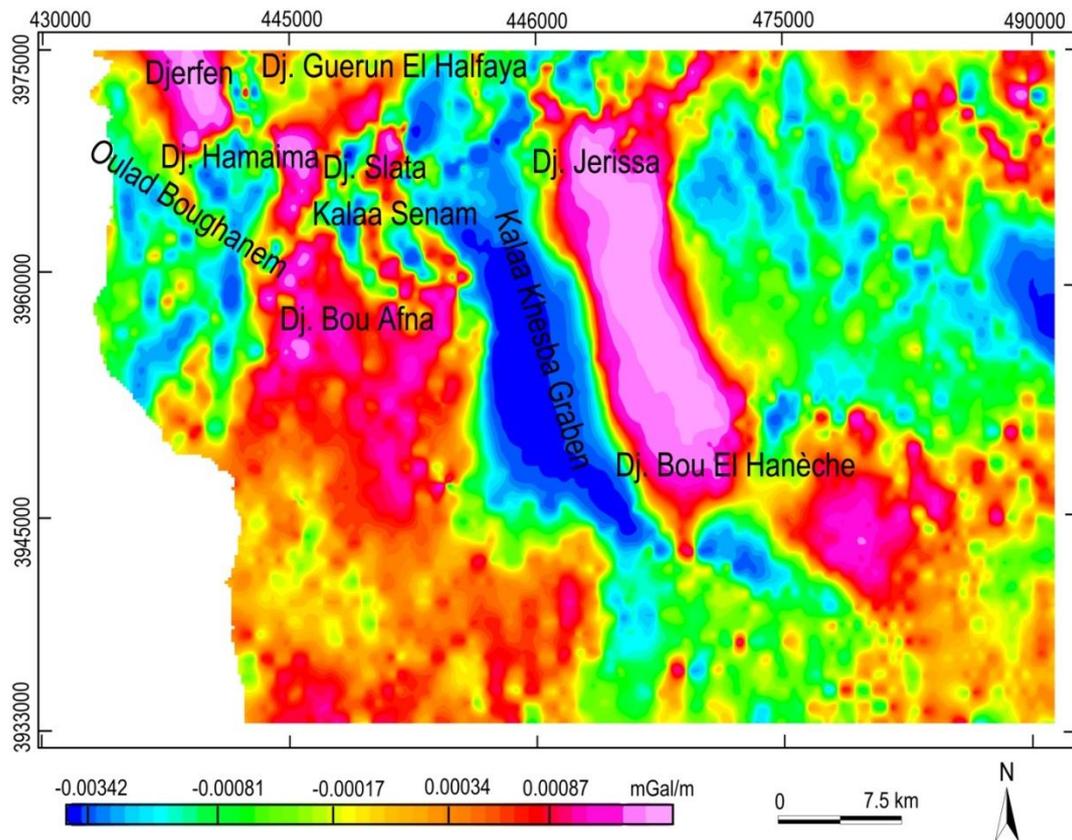


Figure 57: Carte de dérivées selon x

### 1.1.7 Carte de dérivés selon y

La carte de dérivé selon y (Fig. 58) permet de reconnaître les gradients et les alignements suivants :

- (i) une anomalie négative au niveau des grabens Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Oulad Boughanem,
- (ii) une anomalie positive au Dj. Slata et Dj. Jerrisa

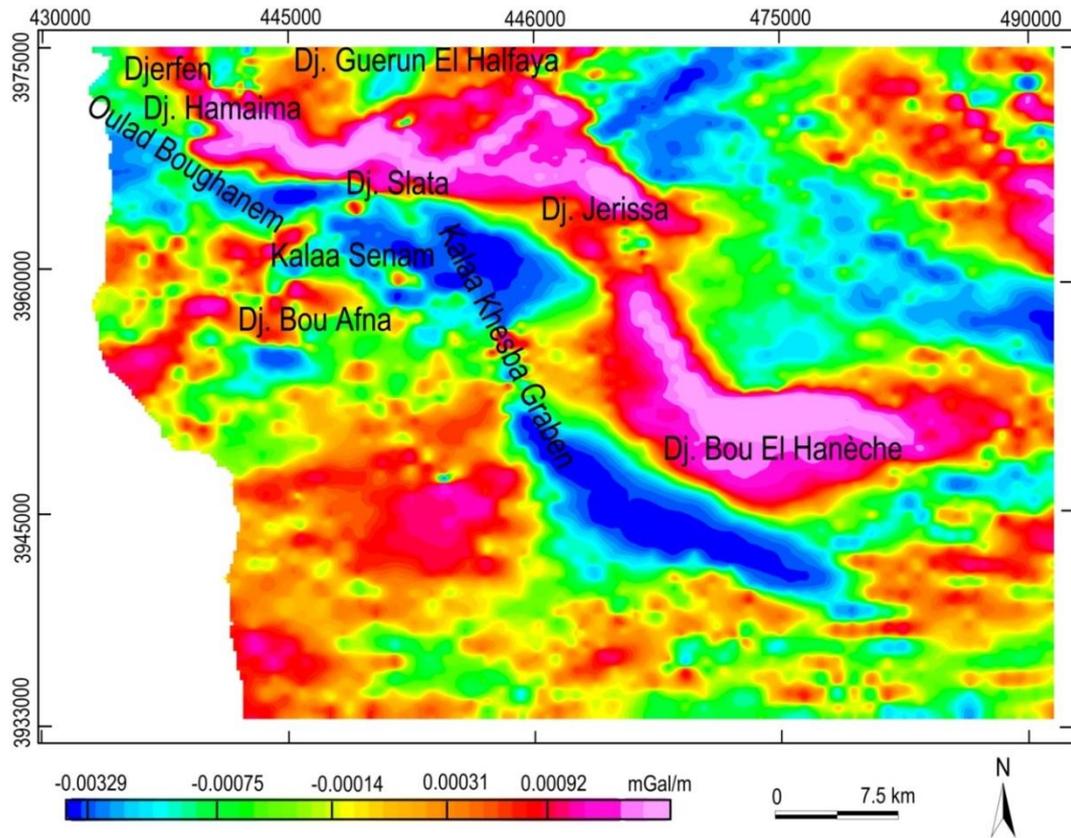


Figure 58: Carte de dérivées selon y

### 1.1.8 Carte de dérivés selon z

La carte de dérivé selon z permet d'accentuer certaine anomalies (Fig. 59) :

- (i) un alignement EW au niveau du graben Kalaat Senam et NW-SE dans les grabens de Kalaa Khesba et Oulad Boughanem,
- (ii) un gradient NW-SE à l'Ouest du graben Kalaa Khesba, près de Dj. Jerrisa,
- (iii) une anomalie positive dans la partie Nord de la carte, à la limite du graben Kalaat Senam

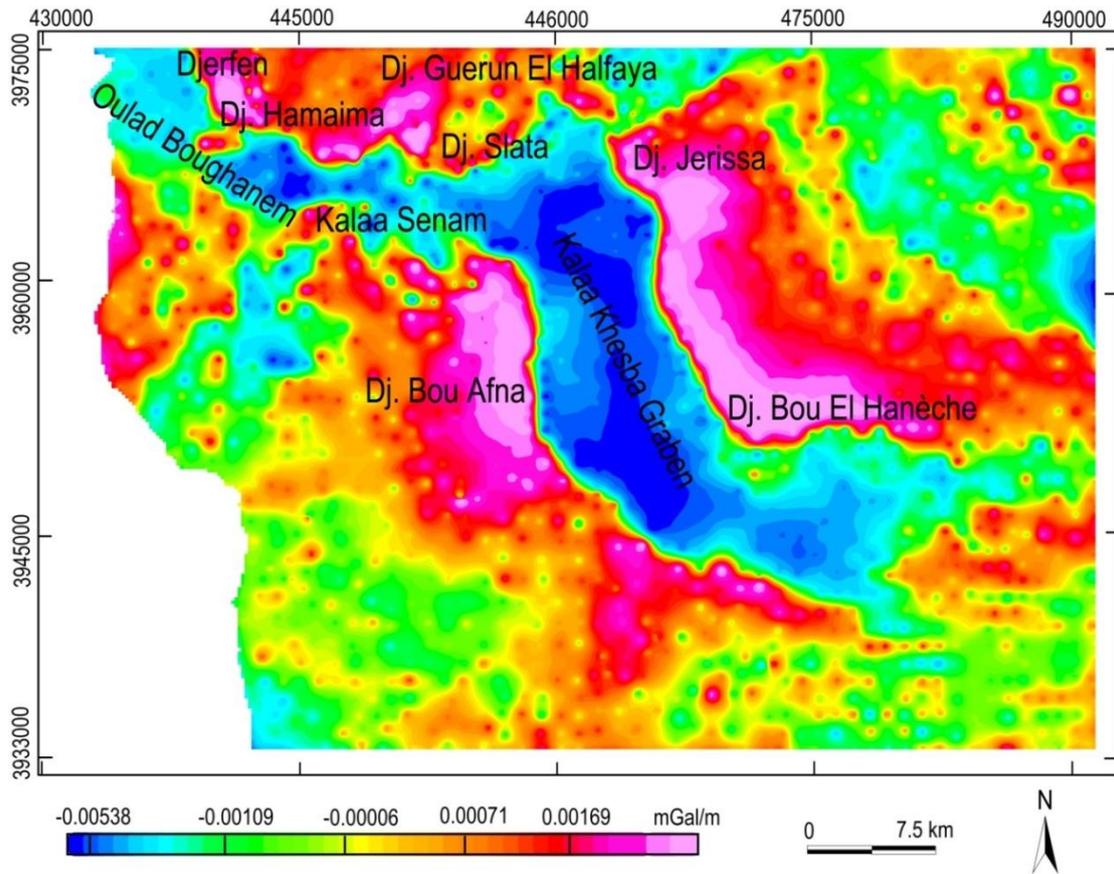


Figure 59: Carte de dérivées selon z

### 1.1.9 Carte de TILT

La carte de TILT rend compte des faits suivants (Fig. 60):

- (i) l'alignement de l'anomalie négative des trois grabens Kalaa Khesba (NW-SE), Kalaaat Senam (EW) et Oulad Boughanem (NW-SE),
- (ii) un gradient NS de Dj. Bou Afna à la limite Ouest du graben Kalaa Khesba,
- (iii) une anomalie positive au Dj. Bou El Hanèche dirigée EW,
- (iv) deux anomalies séparées en deux compartiments au niveau du graben Oulad Boughanem.

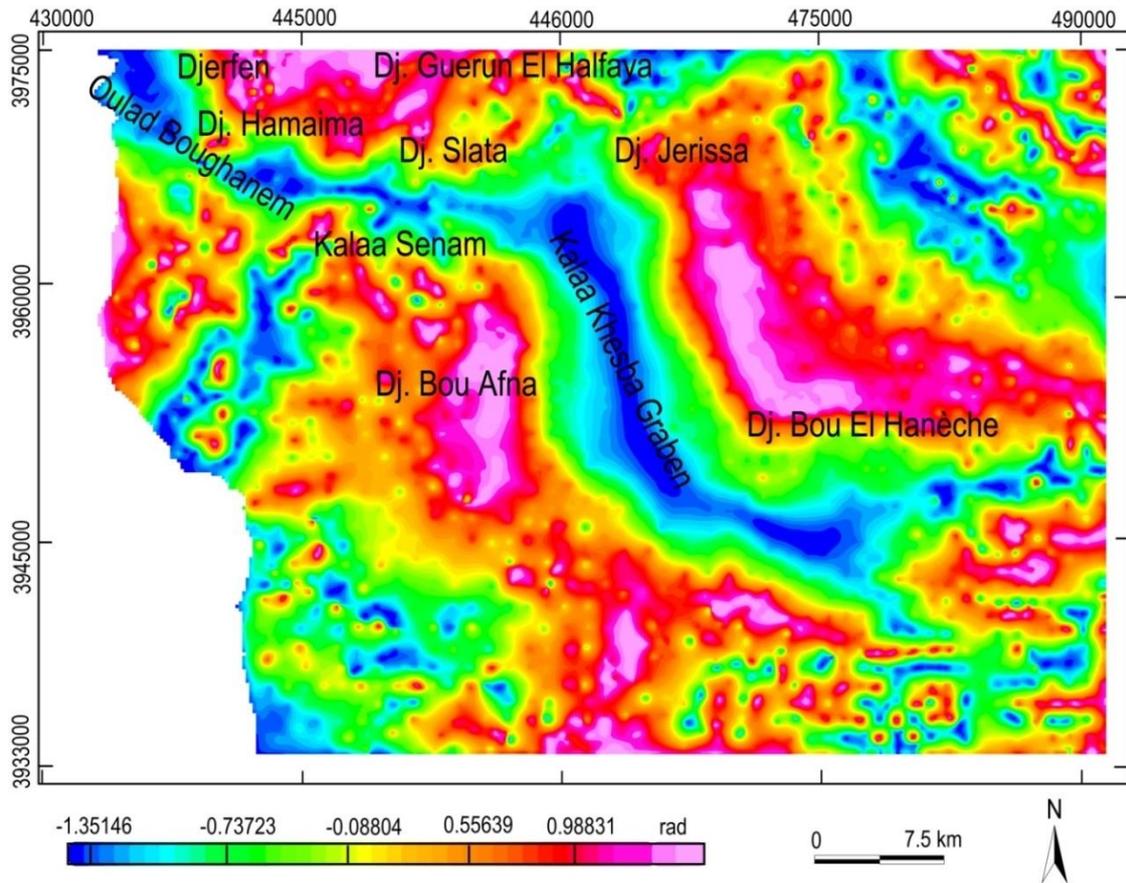


Figure 60: Carte de TILT

#### 1.1.10 Carte de TDX

La carte de TDX permet de constater que :

- (i) des alignements bien représentés au niveau des structures positives et des grabens,
- (ii) des anomalies très faibles à la bordure des grabens,
- (iii) une structures étranglé au sein du graben d'Oulad Boughanem,
- (iv) un léger changement de direction de EW vers le NNW-SSE, au niveau du graben Oulad Boughanem (Fig. 61).

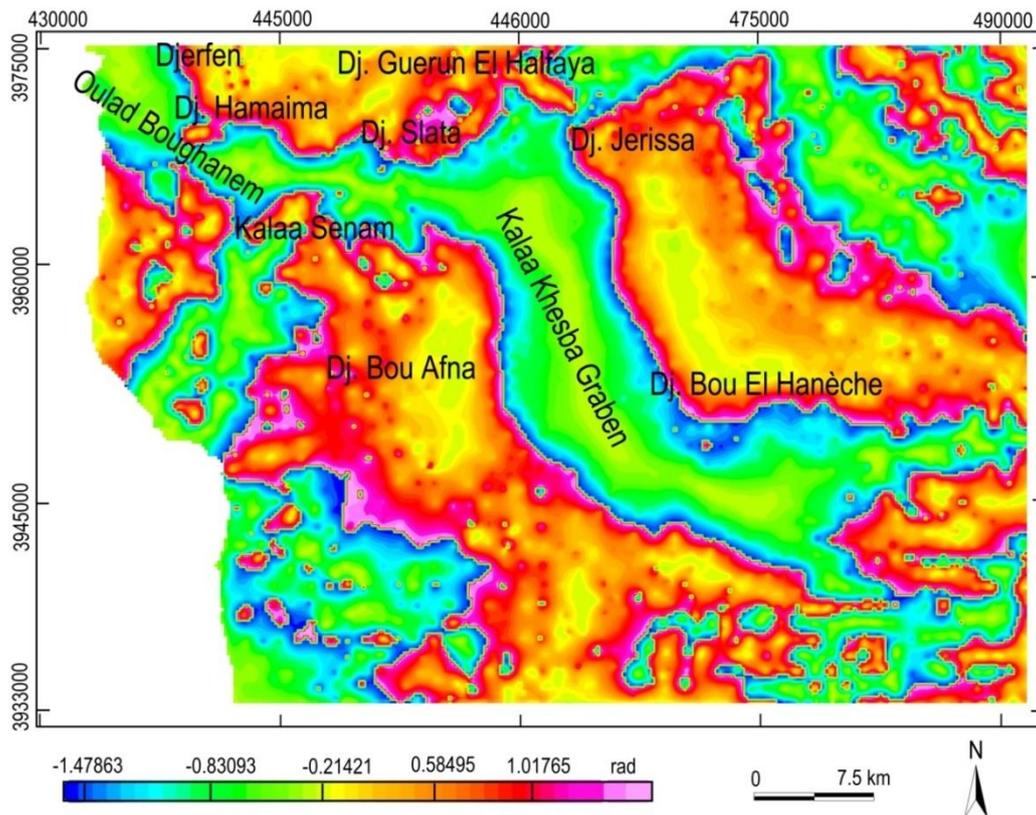


Figure 61: Carte de TDX

#### 1.1.11 Carte de HGG

Le gradient horizontal (HGG) est une technique qui fournit les résultats concrets plus que les autres techniques permettant de détecter les discontinuités et les alignements (Fedi et Florio, 2001). D'après Blakely et Simpson (1986) ce gradient horizontal exprime le taux de variation latérale du champ de la pesanteur.

Sur la figure 62, on note la présence de trois familles de failles selon les directions NW-SE, NNW-SSE à NS et NE-SW à l'EW. Ces alignements sont exprimés par des anomalies dont les valeurs varient entre 0.00021 mGal/m et 0.00418 mGal/m (Fig. 62). La répartition dans le secteur de failles NW-SE et EW s'observe à différentes échelles.

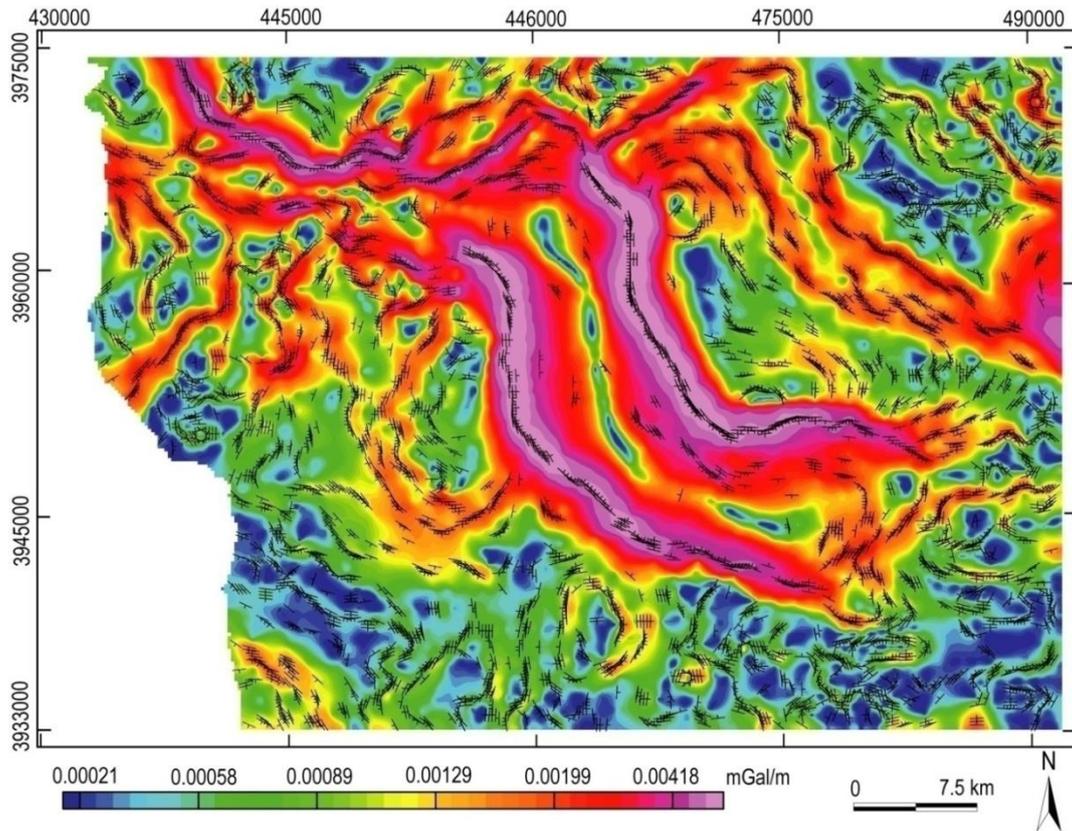


Figure 62: Carte de HGG

### 1.1.12 Carte de déconvolution d'Euler

La technique des solutions de l'équation d'Euler souvent utilisée pour estimer les profondeurs des sources (Reid et al., 1990). L'expression de cette équation est donnée par la formule (Thompson, 1982) :

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y)$$

Où  $x$ ,  $y$ ,  $z$  désignent les coordonnées locales et  $x_0$ ,  $y_0$ ,  $z_0$  sont les coordonnées de l'emplacement de la source supposée,  $\Delta T$  la différence entre l'anomalie et le champ régional, et  $N$  l'indice structural (note aussi SI).

Afin d'apprécier la profondeur des structures mises en évidence, cette technique a été appliqués dans le bassin sédimentaire étudié (Fig. 63).

Les solutions ainsi obtenues, ont été calculées à partir des paramètres d'Euler suivants : Indice structural :  $N=0$ , Dimension de la fenêtre :  $W = 10$ , Tolérance :  $Z = 15\%$ .

Les résultats de ce traitement sont présentés sur la carte de déconvolution d'Euler ayant permis l'appréciation de la profondeur de différents ensembles géologiques précédement

identifiés. Cette carte confirme l'existence de la plupart des structures mise en évidence par la méthode de HGG (Fig. 63).

L'enracinement des sources se situent à des profondeurs estimées entre 0.5 et 4 km correspondant ainsi à des failles de direction NW-SE à NS et NE-SW à EW.

Les failles bordières du fossé de Kalaa Khasba présentent à l'extrémité du graben une profondeur maximale de 300m. Au niveau du graben d'Oulad Boughanem, les failles sont couplées à des profondeurs qui sont de l'ordre de 500 m. Ceci confirme l'effondrement contrastée entre les deux grabens de Kalaa Khesba, et Oulad Boughanem.

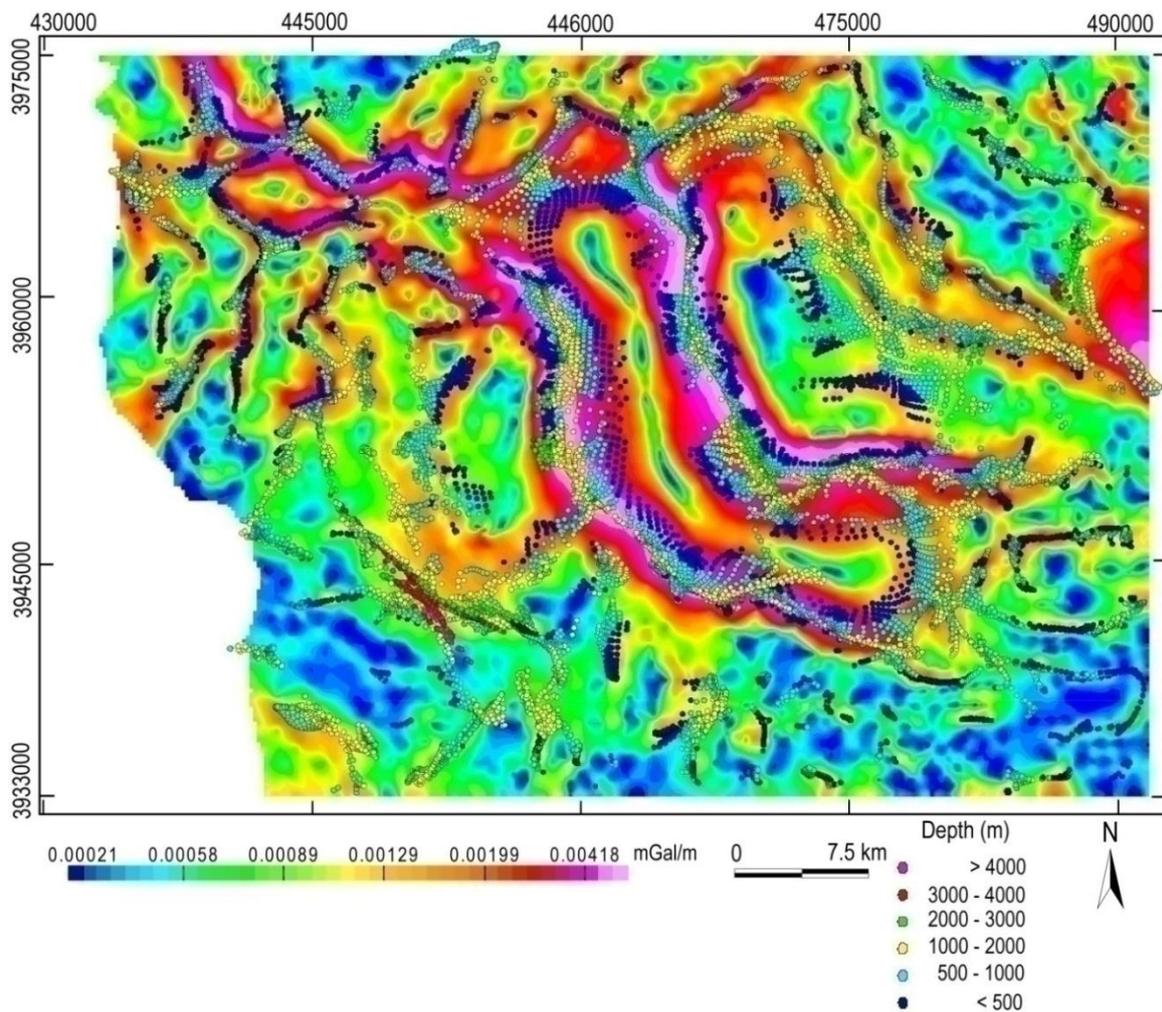


Figure 63: Carte des solutions de la déconvolution d'Euler

### 1.1.13 Analyse quantitative: Modèle gravimétrique 2.5D suivant le profil l A'-A

Afin d'apprécier quantitativement la géométrie des corps géologiques ainsi identifiés, on a adopté une inversion 2.5D en utilisant un logiciel Zond GM2D et Potent. Le modèle qui s'en

est dégagé ne constitue pas une solution unique. Il est construit en utilisant des données externes (géophysiques et de géologique de surface). Le profil ainsi tracé entre le graben de Kalaat Senam et celui d'Oulad Boughanem (Fig. 13 et 64) fait apparaître la limite du graben ainsi que les épaisseurs des séries représentatives. L'interprétation de l'anomalie gravimétrique contrôlée par des observations géologiques de surface (paramètres lithologiques, variation de faciès, discontinuités tectoniques...etc), exige la prise en compte de la bonne correction entre la densité de Nettleton et les densités mesurées ce qui a permis d'opter pour une densité de  $2.4 \text{ g.cm}^{-3}$ .

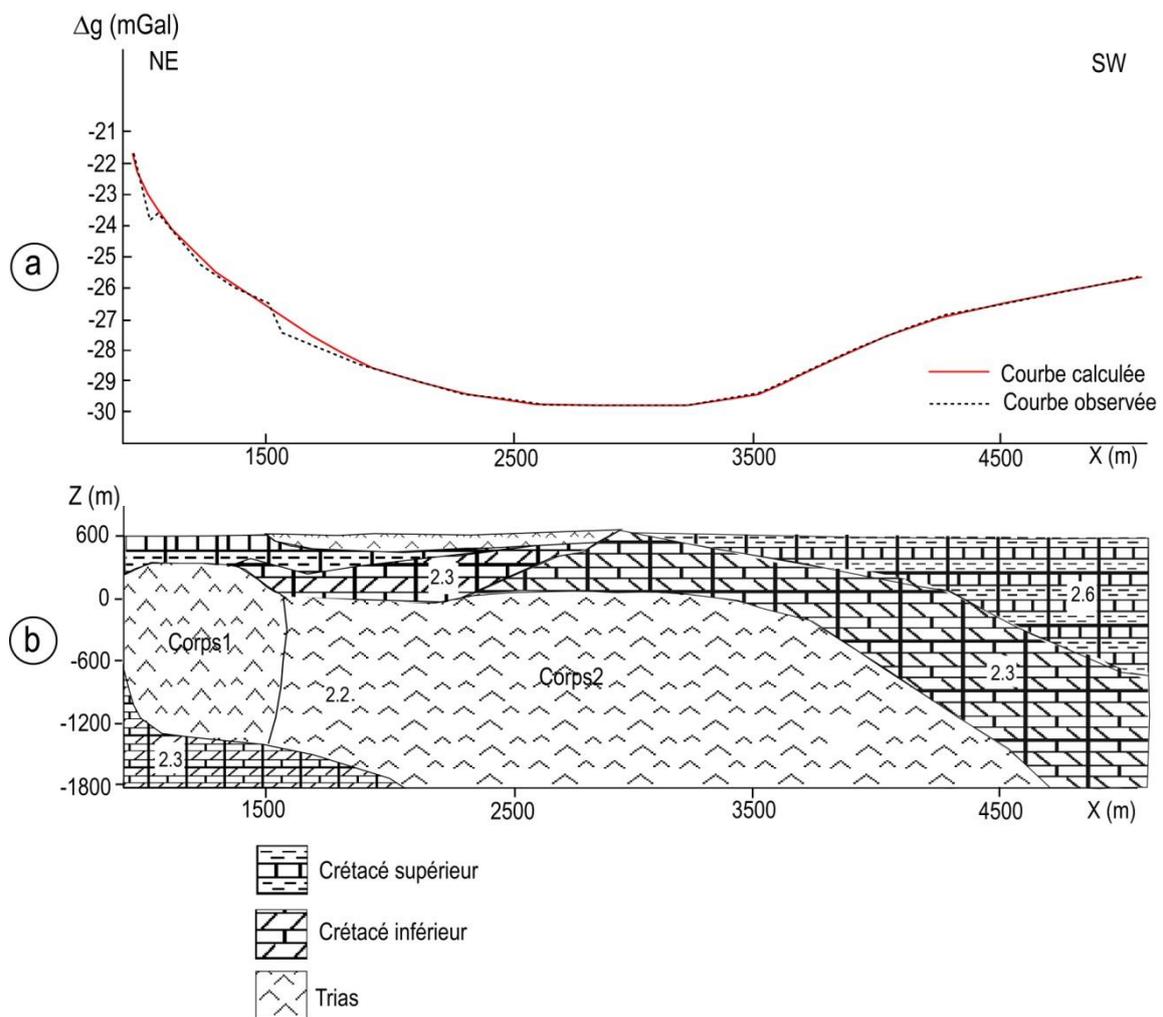


Figure 64: Modèle gravimétrique 2.5D. (a): Variation des anomalies gravimétriques suivant le profil A'-A (voir position en Fig. 13), (b): Modèle gravimétrique calculé suivant le profil A'-A.

Le modèle 2.5D (Fig. 64) correspond à un profil qui englobe les informations sur les densités attribuées à chaque corps selon sa lithologie, en vue d'obtenir sa géométrie en 3D. Ces valeurs de densité doivent être soustraites après la correction  $2.4 \text{ g.cm}^{-3}$  à partir d'une densité mesurée. Ce profil montre :

(i) une anomalie négative atteignant un maximum de -21 mGal.

(ii) deux anomalies positives dont la première atteint -24 mGal par rapport à l’affleurement du corps de sel et la deuxième -26 mGal. Chaque corps du modèle se caractérise par sa densité et sa profondeur (Tableau 5).

Tableau.5 : Densité moyenne des unités lithologiques du modèle gravimétrique

Age	Densité
Trias	2.2
Mio-Pliocène	2.1
Crétacé inférieur	2.3
Crétacé supérieur	2.6

La géométrie et les valeurs de la densité des corps sont traitées en vue d’obtenir un modèle adopté à la réalité, géologiquement et géophysiquement validé. Ceci est graduellement fait par : l’ajustement entre les anomalies de la gravité observées et celle calculées a été réalisé.

Les couches triasiques sont entourées par des formations plus denses attribuées au Mio-Pliocène et au Crétacé inférieur et supérieur. Le contact entre des sédiments cénozoïques et les couches du trias produit au niveau du corps1 (partie NE) une réponse positive très nette.

Ce modèle donne au niveau des grabens Kalaat Senam et Ouked Boughanem une bonne appréciation de la géométrie et la structuration des couches triasiques. Il devient ainsi possible, en se référant aux données géologiques de la région, d’élaborer une évolution géodynamique consistante de la structure de la zone.

En considérant les contraintes compressives, des rotations de blocks dans chaque structure, des plis-failles, et des chevauchements ont été admis afin de renforcer les jeux des failles et faciliter le passage du matériel triasique dans la couverture méso-cénozoïque.

Les résultats ainsi obtenus appuyée avec le modèle permettent dégager deux points importants :

(i) deux failles profondes enracinées susceptibles de se réactiver et constituent au niveau de Dj. Slata, le siège des systèmes hydrothermaux minéralisant liés au Pb et Fe. Par conséquent, un bombement mené par un soulèvement des structures.

(ii) la contrainte compressive appliquée au système des grabens en pull-apart facilite la remontée et le déplacement du matériel triasique.

(iii) le matériel triasique (corps1 et 2) présente la forme d'un "diapir", il s'en suit un épanchement latéral du sel dans la partie SW présentée par un "glacier de sel"

Le modèle final suggère que l'origine du matériel triasique déposé sur la bordure et au sein du graben Kalaat Senam pourrait provenir de Dj. Slata.

## 2. Etude sismique

### 2.1 Introduction

La sismique est la méthode géophysique la plus utilisée pour l'investigation la structure du sous-sol. La sismique réflexion permet d'appréhender la géométrie des strates géologiques grâce à l'utilisation d'ondes sismiques se réfléchissant sur des réflecteurs. Le principe se définit comme suit : une source (vibreur...) émet des ondes sismiques qui se propagent dans le sol. Lorsque ces ondes rencontrent une discontinuité en vitesse (changement de lithologie, de faciès, de strates...), une partie de l'onde est réfléchi et remonte vers la surface, le reste continue à se propager et peut rencontrer alors d'autres réflecteurs.

Cette technique est utilisée dans la zone d'étude, avec la réalisation de 30 lignes sismiques 2D dans les environs de Kalat Senam et Tagerouine. L'objectif de l'interprétation des mesures effectuées, est de pouvoir parvenir, à partir de cette information, à une représentation la plus exacte possible la structure et de la nature des roches du sous-sol.

L'interprétation des sections sismiques exige leur calage avec des données de puits et la conversion des réponses sismiques en données lithostratigraphiques en établissant une relation entre ces réponses sismiques et la géologie régionale.

L'interprétation structurale et stratigraphique des sections sismiques prend en considération la position des failles et de certaines limites stratigraphiques importantes, comme le toit et la base du réservoir, les limites des dômes de sel. Avec une telle interprétation de la configuration du sous-sol, on arrive à mieux localiser les pièges à hydrocarbures et à estimer le volume de leur contenu en gaz et liquides.

### 2.2 Données sismiques

Les données sismiques 2D dans le cadre de cette étude, proviennent de la base de données de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP). Elles consistent en un certain nombre de lignes sismiques élaborées lors de plusieurs missions sismiques. On a ainsi, la

vitesse de propagation des ondes sismiques provoquées avec leurs paramètres d'acquisition dont le traitement et l'interprétation sont à différents stades d'élaboration.

Le traitement des données sismiques vise à conceptualiser au mieux les structures géologiques, avec le meilleur contenu fréquentiel possible, tout en préservant le rapport des amplitudes entre ces différentes structures.

Le tableau ci-dessous présente une fiche d'identification des puits ayant servi au calage de données sismiques :

<b>Puits</b>	<b>Opérateurs</b>	<b>Années</b>	<b>TD (m)</b>	<b>TD@formations</b>	<b>Objectifs</b>
<b>P1</b>	Aquitaine Tunisie	1970	957	Serdj	Exploration pétrolière des réservoirs de la formation Serdj (Aptien). Formation fournissant des indices ou des accumulations d'huile dans les forages de la région.
<b>P2</b>	Total Exploration Tunisie	1981	2298,5	Serdj	Reconnaissance des faciès carbonatés pouvant contenir de bons réservoirs et dont l'équivalent latéral argileux vers le nord constitue la roche mère potentielle.
<b>W3</b>	CGG Services	2011	3701	M'Cherga	Dolomies de la formation Serdj (Aptien). Second objectif : le grès de la formation Sidi Aich (Barrémien-Hauterivien).
<b>W4</b>	Société nord- Africaine des pétroles	1954	6601	Fahdene	Evolution de la partie nord du block Thala Objectif stratigraphique : Formation Serdj (Aptien) sous forme de calcaires et dolomies

W5	Equipement Hydraulique	1967	1119,6	Fahdene	Reconnaissance stratigraphique et pétrolière de la série albo-aptienne de l'anticlinal d'ouest Rohia.
W6	Mosbacher Tunisia LLC	1996	2064	Aleg	Formation Chouabine (Eocène-Yprésien). Nummulite des faciès El Garia La craie de l'Abiod (Crétacé-Campanien-Maastrichtien).

Tableau.6 : Fiche d'identification des puits du permis

### 2.3 Calage aux puits

Le calage des formations investiguées en ayant recours à la similitude de leur caractéristique avec celle des puits de référence, s'obtient par le meilleur positionnement du puits sur le bloc sismique. Ceci permet de bien caler les horizons concernés tant pour les résistivités que pour les épaisseurs. Par la suite, on repère sur les profils sismiques les réflecteurs correspondant au toit des différentes séries géologiques traversées. Les données de calage  $P=f$  (temps double) des puits sont chargées par la suite sur la station de travail.

Les puits utilisés pour le calage au niveau de la zone d'étude sont : W3, W5 et W6.

Tableau.7 : Calage au puits 3

<b>TD : 3700 m</b> <b>KB :</b>	<b>Puits 3</b>	<b>Ligne sismique</b>
<b>Formation</b>	<b>Profondeur (m)</b>	<b>TWT (ms)</b>
Toit El Haria	20	0.025
Toit Aleg	100	0.106
Toit Bireno	600	0.470
Toit Annaba	745	0.549
Toit Bahloul	920	0.613
Toit Fahdene	915	0.638
Toit Albien carbonaté	1600	1.029

Toit Hamaima	2100	1.265
Toit Serdj	2460	1.396
Toit M'Cherga	2524	1.420

Tableau.8 : Calage au puits 5

<b>TD : 1119.6 m</b>	<b>Puits 5</b>	<b>Ligne sismique</b>
<b>KB :</b>		
<b>Formations</b>	<b>Profondeur (m)</b>	<b>TWT (ms)</b>
Toit Fahdene	-	1.2
Toit Hamaima	598	1.5
Toit Serdj	1040	1.7

Tableau.9 : Calage au puits 6

<b>TD : 2064m</b>	<b>Puits 6</b>	<b>Ligne sismique</b>
<b>KB :</b>		
<b>Formations</b>	<b>Profondeur (m)</b>	<b>TWT (ms)</b>
Toit Segui	10	0.22
Toit Oued Bel Khedim	307	0.43
Toit Oum Douil	390	0.54
Toit Cherahil	1100	0.98
Toit Oum Douil	1200	1.12
Toit El Garia	1240	1.15
Toit Chouabine	1350	1.21
Toit El Haria	1400	1.23
Toit Chouabine	1500	1.26
Toit El Garia	1565	1.30
Toit Chouabine	1570	1.31
Toit El Garia	1576	1.31
Toit Chouabine	1580	1.32
Toit El Haria	1650	1.38
Toit Abiod	1800	1.51

Toit Aleg	1900	1.55
Toit trias	2000	1.57

#### 2.4 Conversion temps-profondeur

La conversion du temps mesuré au niveau du puits, en profondeur, est faite en admettant que les matériaux sont clastiques et que la vitesse varie linéairement avec le temps. En effet, la profondeur varie en fonction du temps, selon une fonction polynomiale répondant à la loi suivante :

$$v_m = v_0 + kt ; \text{ avec } v_m : \text{ Vitesse moyenne (m/s)}$$

$$v = \frac{p(z)}{t} ; \text{ avec } p(z) : \text{ Profondeur (m)}$$

$$v = \frac{dz}{dt} = v_0 + kt ; \text{ avec } t : \text{ Temps parcouru (s)}$$

$$dz = (v_0 + kt)dt ; \text{ avec } v_0 : \text{ Vitesse initiale, } k : \text{ Constante}$$

$$z = \int (v_0 + kt)dt$$

$$z = v_0t + \frac{1}{2}kt^2 + cste ; \text{ avec } \frac{1}{2}kt^2 = k$$

$$\text{D'où } z = kt^2 + v_0t + cste$$

#### 2.5 Pointés des horizons

Sur une section sismique, les horizons sont bien repérés suite au calage, à l'aide des données des puits. A base de l'horizon pointé sur le puits de calage, le pointé des horizons est établi latéralement par maille le long des lignes sismiques localisées sur le plan de position, puis on l'étend vers les zones les plus lointaines. Certains horizons réflecteurs sont remarquables, dont le caractère et la continuité latérale se conservent d'une trace à l'autre. Grace à cette technique, on peut contrôler l'interprétation. On trace simultanément, les failles selon leurs significations géologiques.

## 2.6 Elaboration des cartes

Après la projection des tous les horizons sur les profils sismiques choisis, on reporte sur la position sismique, les valeurs du temps sur des différents points. Par la suite, on dessine par l'interpolation les courbes ayant la même valeur temps (isochrones). Puis, on trace individuellement sur chaque section sismique la position du réseau de failles. Enfin, on procède à la corrélation des failles afin d'obtenir une carte en isochrone exprimée en temps double TWT (Two Way Time, s).

## 2.7 Carte des isochrones

Une carte en isochrones fait apparaître les différentes structures caractérisées par des failles normales, des failles inverses, des plis failles, des chevauchements, etc.). Cette carte traduit la configuration et la profondeur de l'horizon considéré.

## 2.8 Carte en isovitesses

La carte en isovitesses prend en compte un type de vitesses, comme la vitesse linéaire, la vitesse moyenne, VRMS, zone (layer)...etc. Le choix de la méthode des vitesses moyennes est souvent fait suite à la disponibilité de plusieurs puits permettant le calcul simple de la vitesse moyenne des "Targets" à l'aide de TWT pointé directement de la section et son correspondant en profondeur déduit du découpage des puits.

Cette démarche consiste à calculer pour chaque toit de la formation à interpréter, les vitesses moyennes au niveau des puits pour chaque toit de la formation à interpréter. Les valeurs ainsi obtenues sont utilisées pour générer des cartes d'isovitesses.

## 2.9 Carte en isobathes

L'obtention d'une carte en isobathe nécessite la différence de temps entre la base et le toit d'intervalle d'horizons donnés.

## 2.10 Interprétation des profils sismiques

Les profils sismiques utilisés ont été calibrées par des puits pétroliers. Ils reflètent une image plus ou moins claire des structures en subsurface. Dix lignes sismiques furent choisies dans la zone d'étude pour être interpréter (Fig. 65). Après interprétation des profils sismiques, la cartographie en isochrone a concerné des horizons Serdj, Abiod et El Gueria.

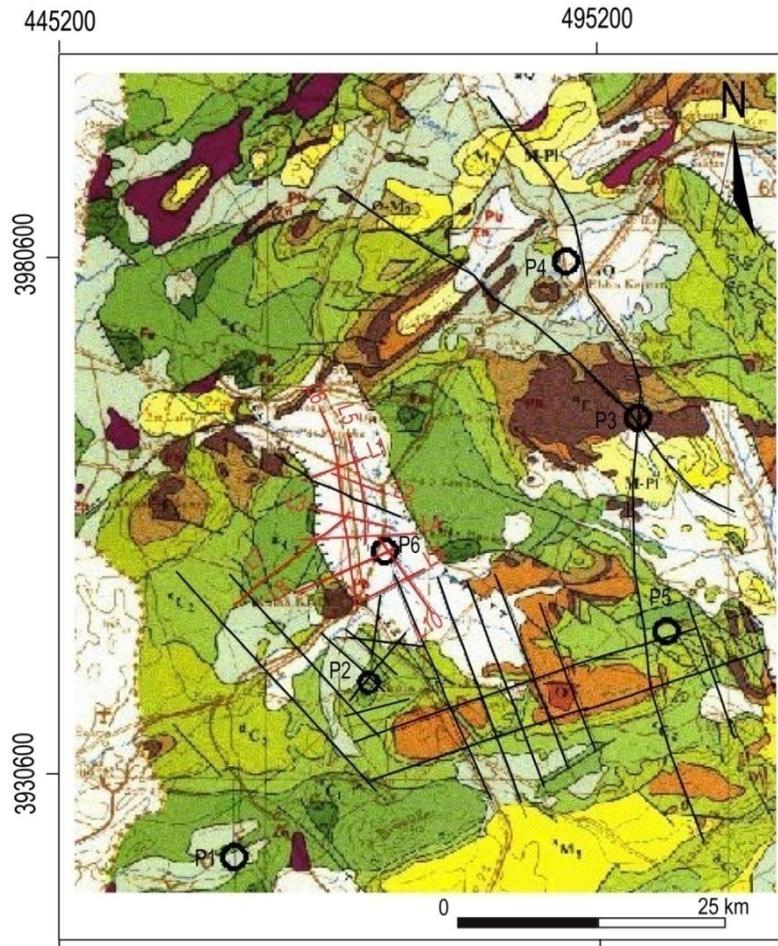


Figure 65: Carte de localisation des profils sismiques dans la zone de Kalaat Senam-Tajerouine, NW de la Tunisie. P1-W6 : puits pétroliers, L1-L10 : lignes sismiques choisies en rouge.

### Profil sismique L1

Ce profil est de direction WSW-ENE (Fig. 66), met en évidence la faille majeure notée F1 du graben Kalaa Khesba qui constitue sa limite ouest. Cette faille est à l'origine du basculement des blocs vers le NNE. Ce bassin contient l'ensemble des formations depuis le Néogène jusqu'au Trias (Segui, O. Bel Khedim, Oum Dhoul, Cherahil, El Gueria, Chouabine, El Haria, Abiod, Bireno, Serdj, et Trias évaporitique).

### Profil sismique L2

Ce profil de direction NW-SE (Fig. 67) présente une forme synclinale cadrée par les deux failles majeures notées F1 (p2) et F2 (p2). Ces deux failles ont affecté tous les horizons sédimentaires empilés dans le synclinal : Segui, O. Bel Khedim, Oum Dhoul, Cherahil, El Gueria, Chouabine, El Haria, Abiod, Bireno, Serdj, et Trias évaporitique et ont induit l'affaissement des séries du Néogène, Paléogène et Crétacé.

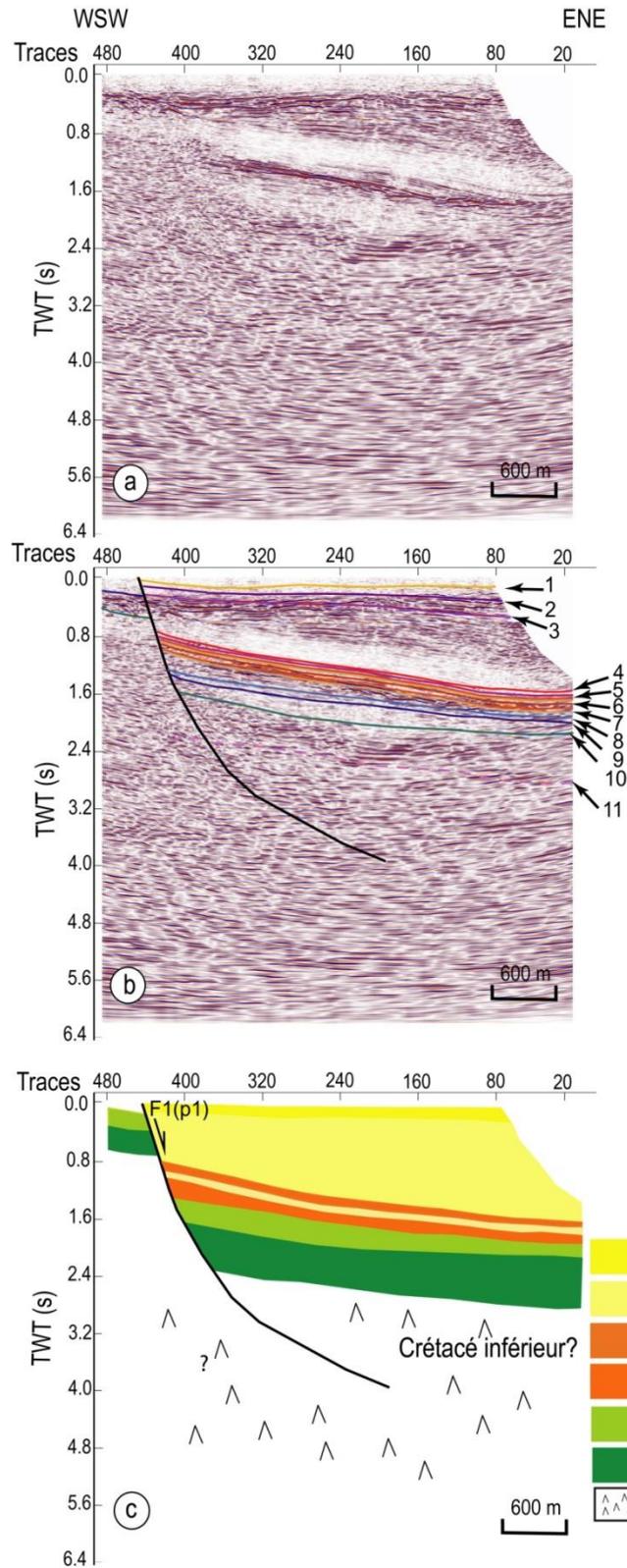


Figure 66: Ligne sismique L1. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : 1. Segui , 2. O. Bel Khedim, 3. Oum Dhouil, 4. Cherahil, 5. El Gueria, 6. Chouabine, 7. El Haria, 8. Abiod, 9. Bireno, 10. Serdj, 11. Trias évaporitique. 12. Pliocène, 13. Miocène moy.-sup., 14-15. Eocène inf.-Paléocène, 16. Crétacé sup., 17. Crétacé inf., 18. Trias sup. F1 (p1): faille1 (profil1), W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

### **Profil sismique L3**

Ce profil de direction WNW-ESE (Fig. 68), montre une structure faillée. Le bombement des couches traduit l'effet d'une phase compressive tardive. L'ensemble se présente sous forme synclinale, avec laminement des couches récentes sur les bordures. On remarque la présence des deux structures à aspect chaotique en ayant subi un maximum de plissement.

### **Profil sismique L4**

Ce profil de direction W-E (Fig. 69), passe sur les deux bordures du graben de Kalaa Khesba. Les horizons pointés sur la section sismique (1) à (11) s'échelonnent entre le Crétacé-Pliocène. Ce profil montre que cette zone est affectée par de nombreuses failles normales et inverses de direction NW-SE et NE-SW. Les failles F1-F5 sont à l'origine de la structuration de l'ensemble en plis et plis-failles. L'ensemble de la colonne stratigraphique accuse une importante variation des épaisseurs surtout de part et d'autre des failles. Il montre une migration des axes du plis de Sidi Brahim Ben Amor et du synclinal d'Oued Es Secca vers l'Ouest.

### **Profil sismique L5**

Ce profil de direction NS (Fig. 70), montre une variation des épaisseurs, contrôlée par les failles conjuguées F1 (p5) et F2 (p5). Ce profil traduit le plissement des horizons pointés de (1) à (11) dont l'âge s'échelonne entre le Crétacé et le Trias. On en déduit que cette zone est fut affectée par les deux principales failles (failles F1 (p5) et F2 (p5)) ayant engendré des plis, des horsts et grabens.

### **Profil sismique L6**

Ce profil de direction SN (Fig. 71), montre que les failles F1 (p6) et F2 (p6) affectent toutes les formations s'échelonnent entre le Segui et le Trias. Elles ont ainsi induit l'épaississement et l'approfondissement de séries miocènes et crétacées qui sont plus minces au nord. Ces deux failles à regards opposés sont à l'origine de l'effondrement du bassin de Kalaa Khasba. Ce profil montre la présence d'une faille majeure chevauchante au centre du graben.

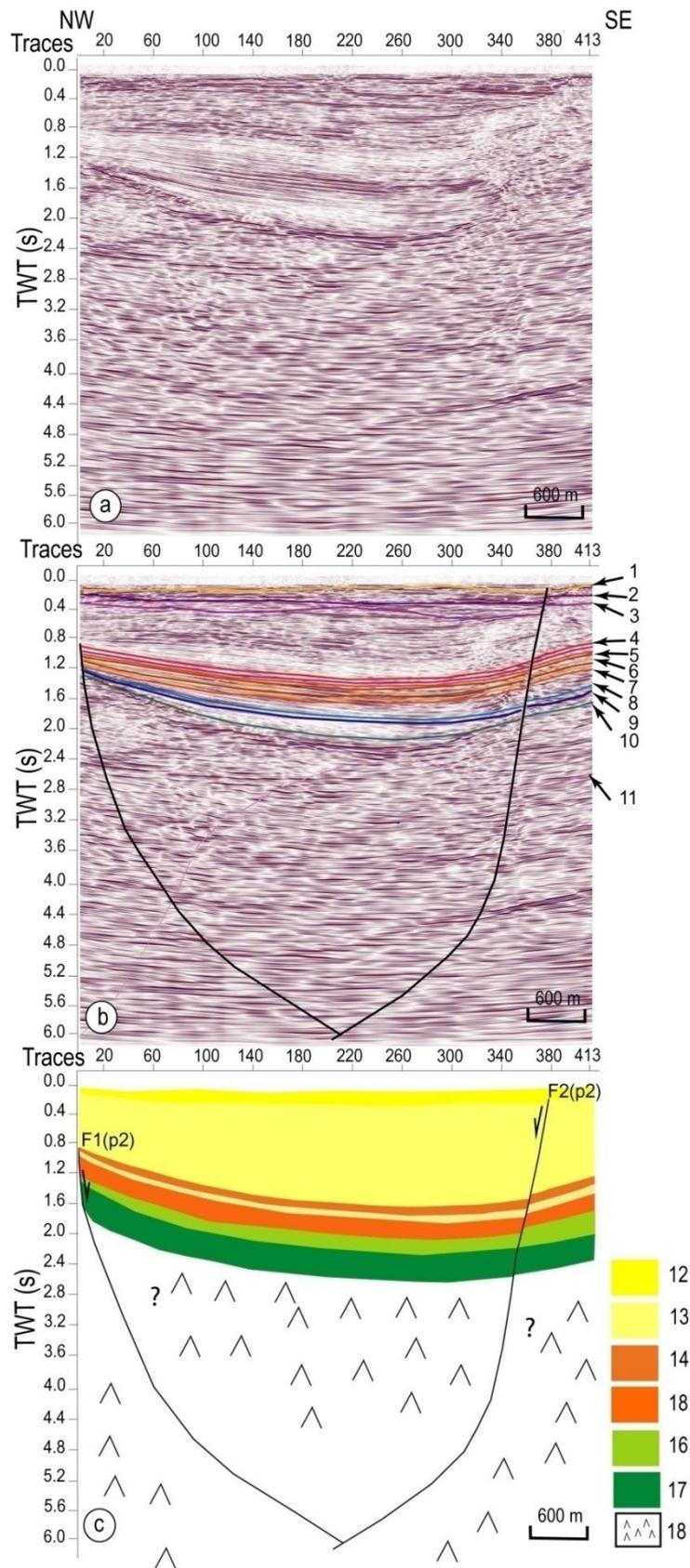


Figure 67: Ligne sismique L2. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

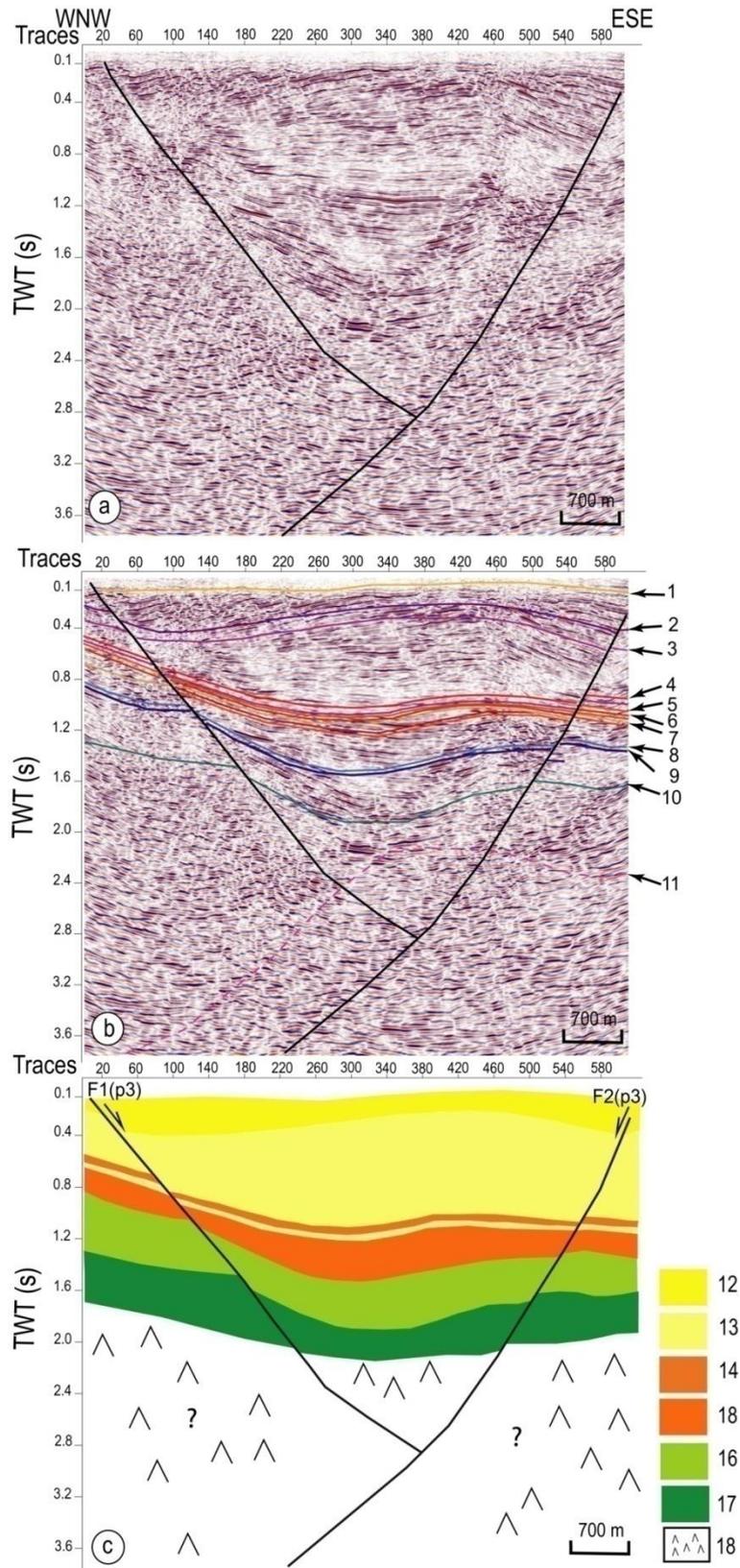


Figure 68: Ligne sismique L3. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

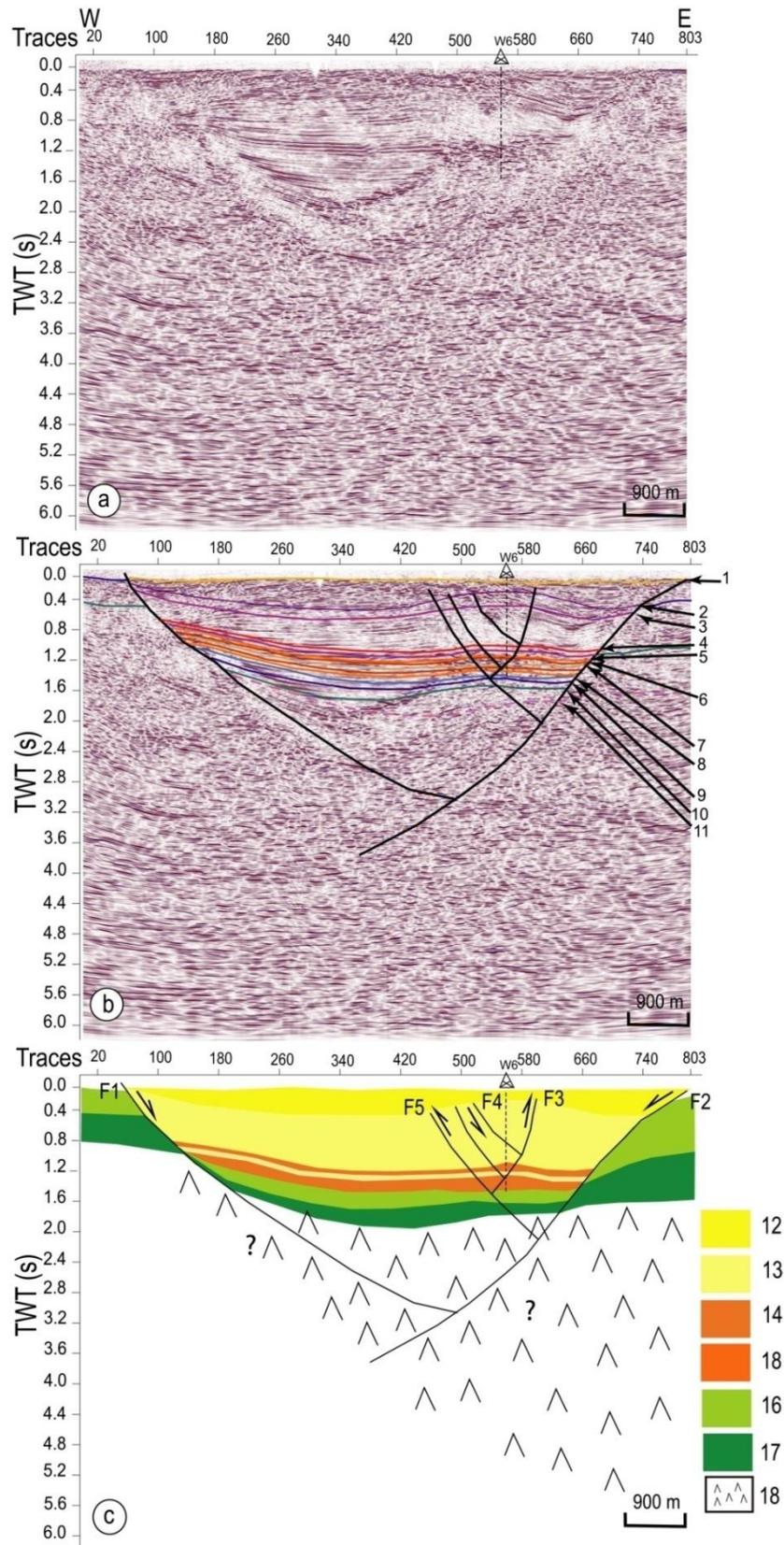


Figure 69: Ligne sismique L4. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

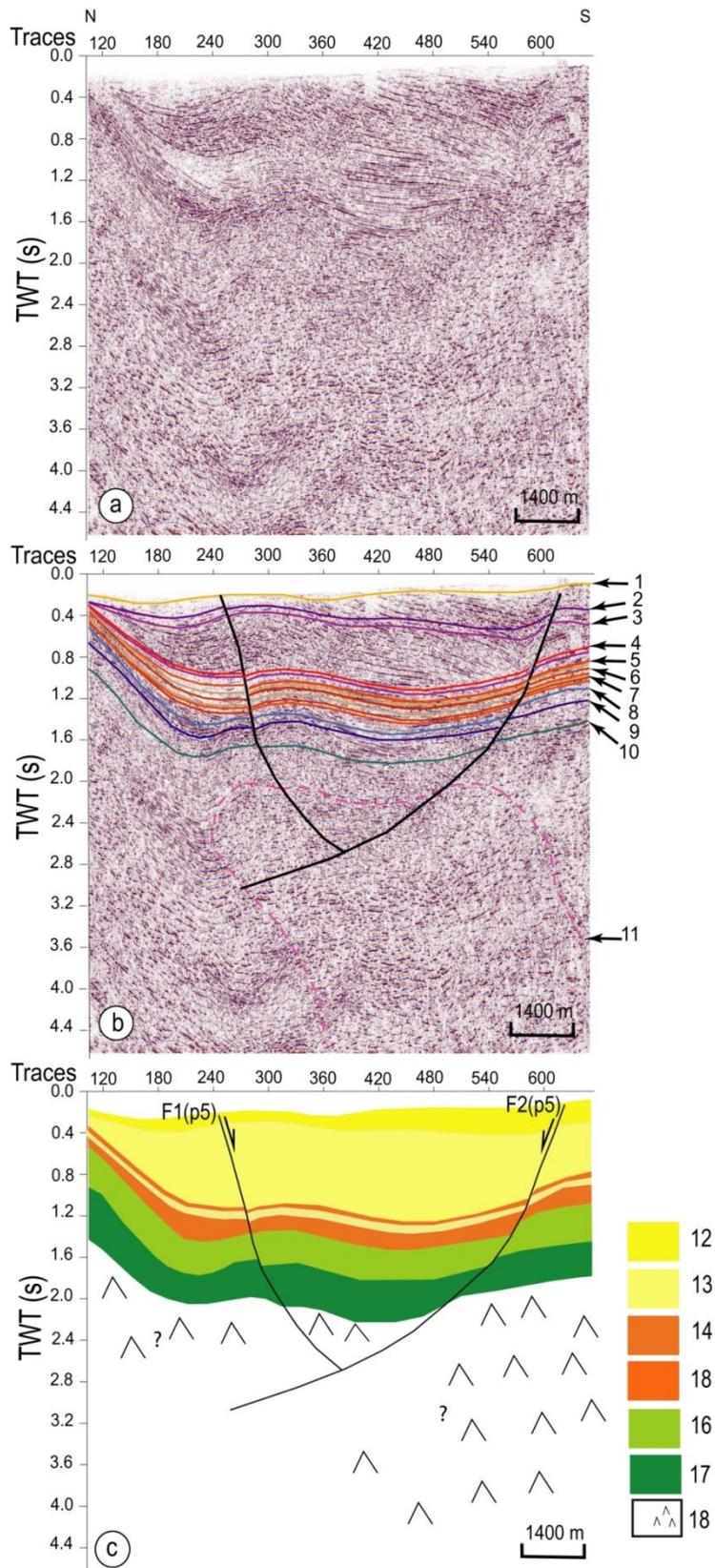


Figure 70: Ligne sismique L5. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

### **Profil sismique L7**

Ce profil de direction SW-NE (Fig. 72), fait apparaître une discordance causée essentiellement par la tectonique ascendante du sel. La structure faillée accuse des épaisseurs variables de part et d'autre du dôme. La faille F1 (p7) correspond à l'accident affectant l'ensemble de la couverture sédimentaire constituée par les couches allant du Trias au Pliocène. Cette faille se poursuit à travers le Trias, ce qui confirme qu'elle correspond à un ancien accident hérité et profond. La structure anticlinale, en forme de dôme traduit le long de la faille normale le mouvement d'injection vers le haut du trias salifère.

### **Profil sismique L8**

Ce profil de direction SW-NE (Fig. 73), passe par la limite ouest du graben Kalaa Khasba. Ce profil est calibré par le puits W6 recoupe perpendiculairement le graben vers sa partie méridionale. Les formations géologiques recoupées s'étendent du Trias au Quaternaire. Il montre également des variations latérales des faciès et d'épaisseur. Il recoupe un faisceau de failles (F1 (p8) à F9 (p8)) dont certaines (F2 (p8), F3 (p8), F5 (p8) à F9 (p8)) présente une structure en fleur caractéristique des décrochements. Ces failles occupent le dépo-centre du fossé. L'enracinement de la structure en fleur s'approfondit et fait apparaître des indices de rejeu inverse. Au niveau de la bordure Est du graben on note la présence d'un pli-faille moulé sur le rameau Est de la structure de faille en fleur négative.

### **Profil sismique L9**

Ce profil de direction SW-NE (Fig. 74), montre une structure dont la continuité est perturbée par une faille décrochante (F1 (p9)) affectant les toits des horizons Segui, O. Bel Khedim, Oum Dhoul, Cherahil, El Gueria, Chouabine, El Haria, Abiod, Bireno, Serdj, et le Trias évaporitique. La faille F2 (p9) jouant le même rôle de décrochement, se traduit par un pli de propagation de rampe de direction générale NNE-SSW.

### **Profil sismique L10**

Ce profil de direction NW-SE (Fig. 75), met en évidence la présence des mêmes formations géologiques (du Trias au Quaternaire) indiquées sur les autres profils sismiques. Il dénote également vers le SE, une nette variation d'épaisseur, avec le dédoublement des horizons El Garia, Chouabine et El Haria, c'est le cas des sections sismiques L1-10.

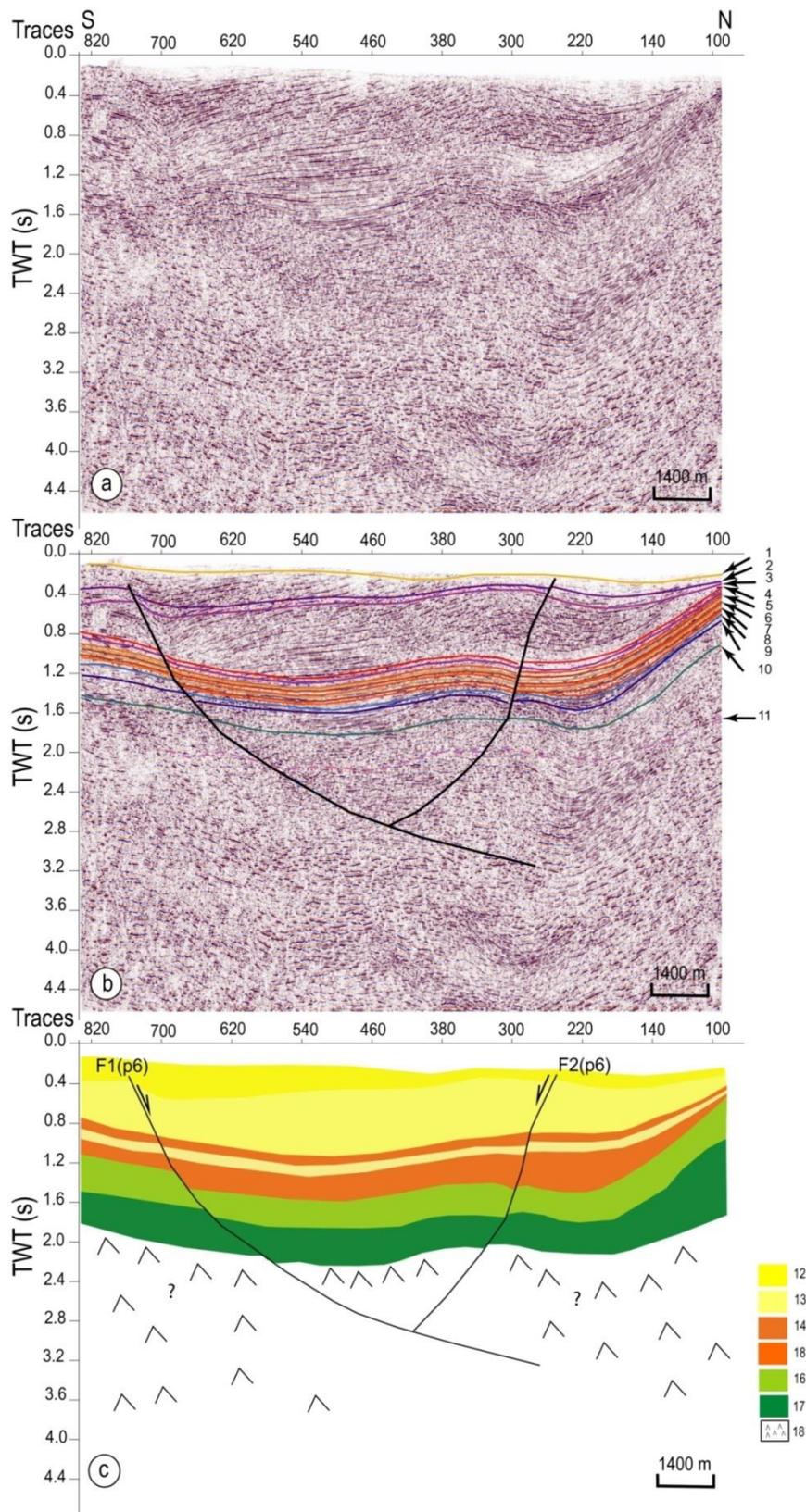


Figure 71: Ligne sismique L6. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

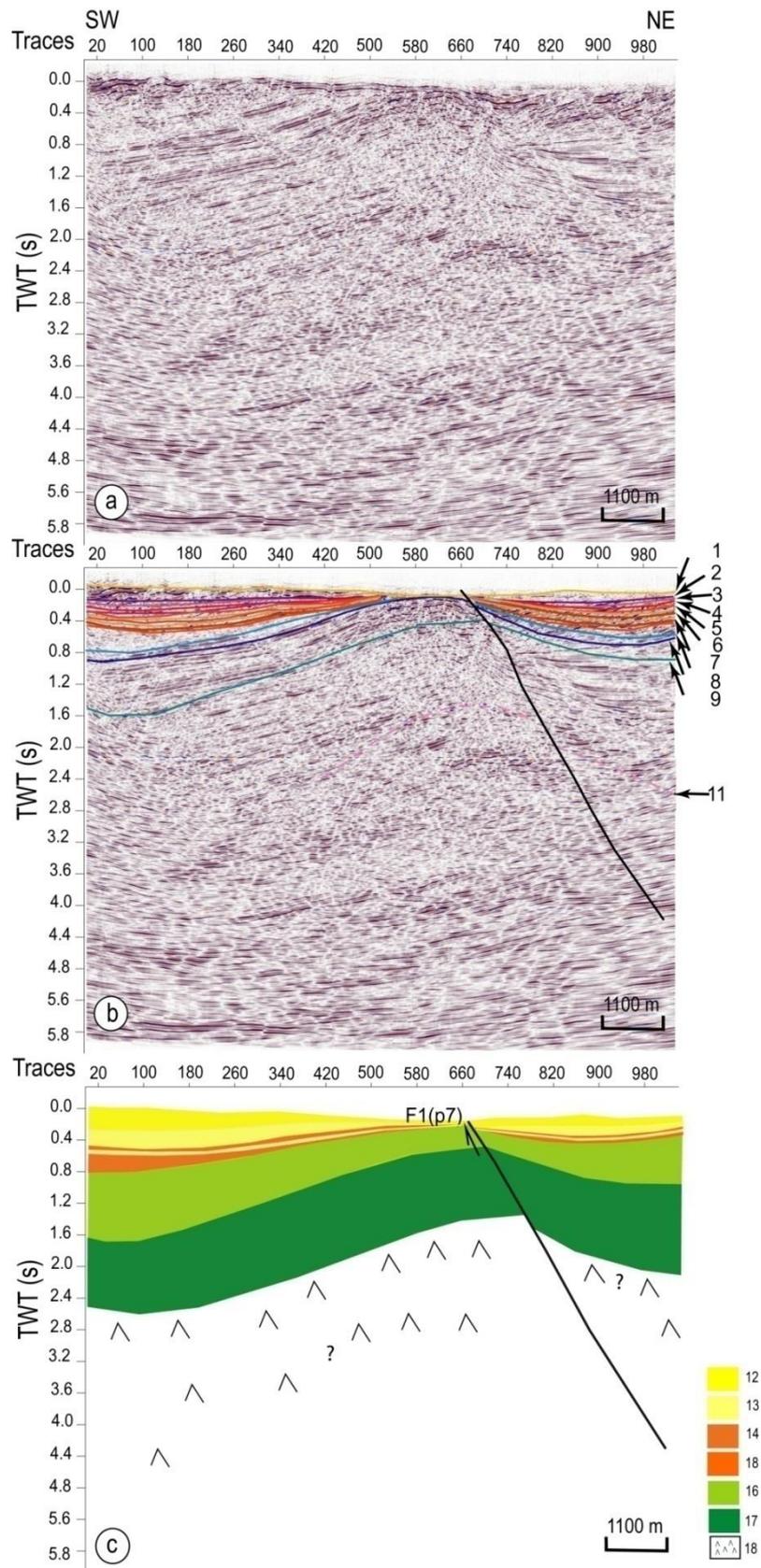


Figure 72: Ligne sismique L7. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s): Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

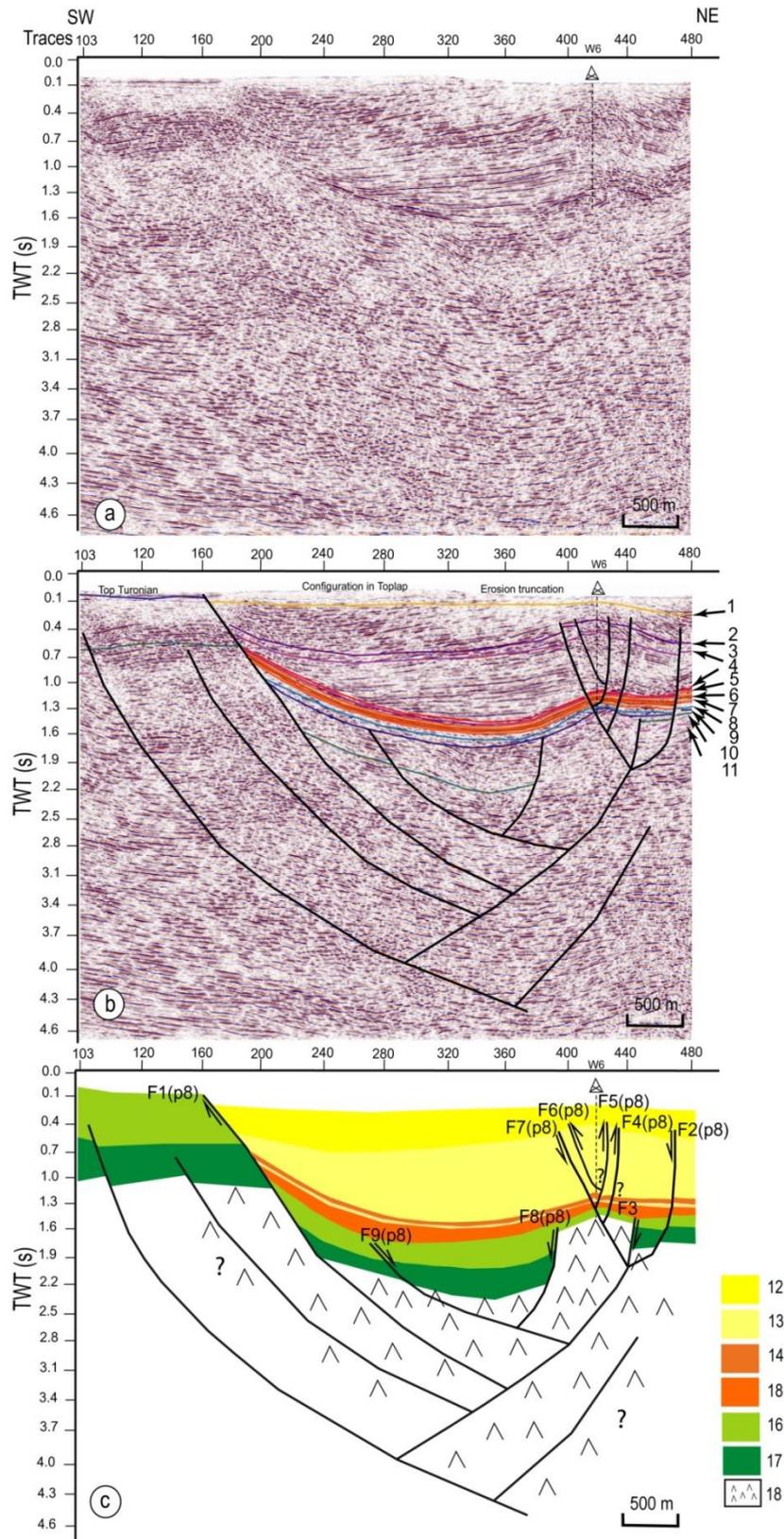


Figure 73: Ligne sismique L8. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

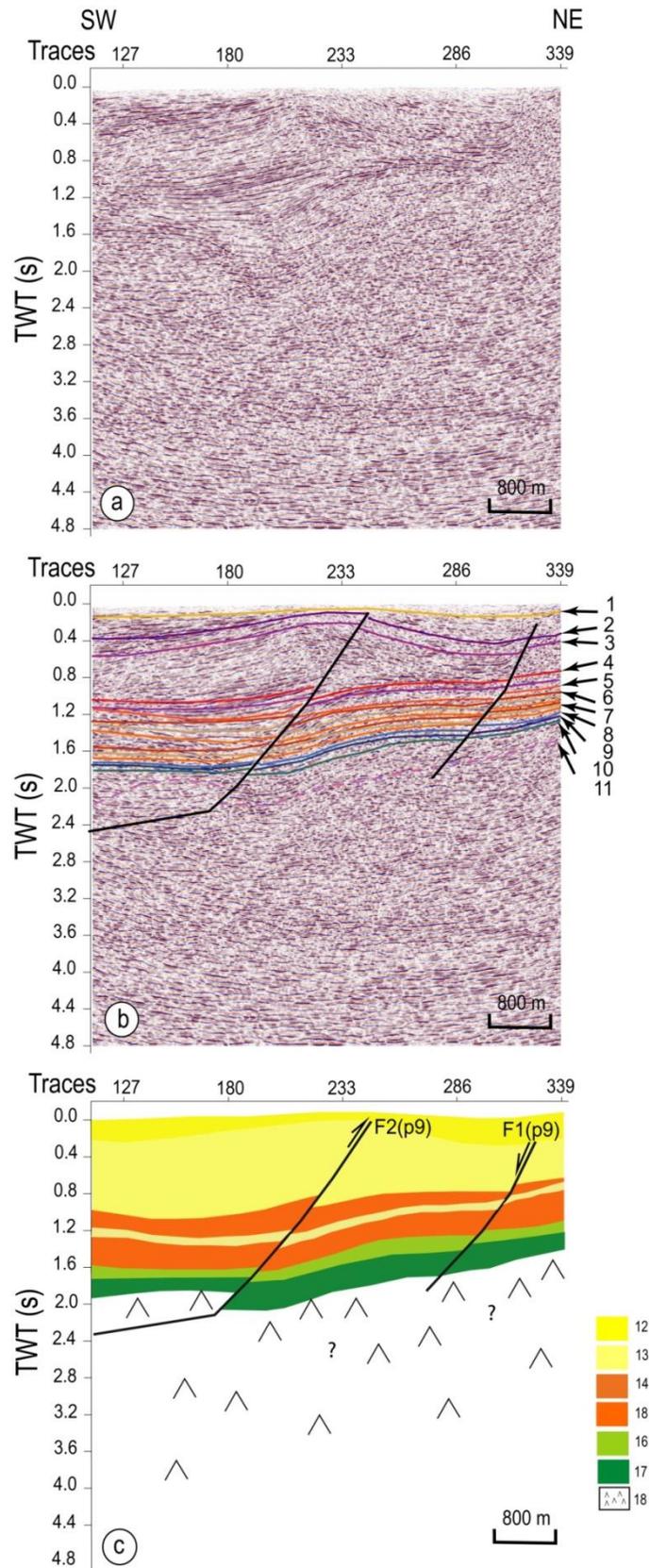


Figure 74: Ligne sismique L9. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s): Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

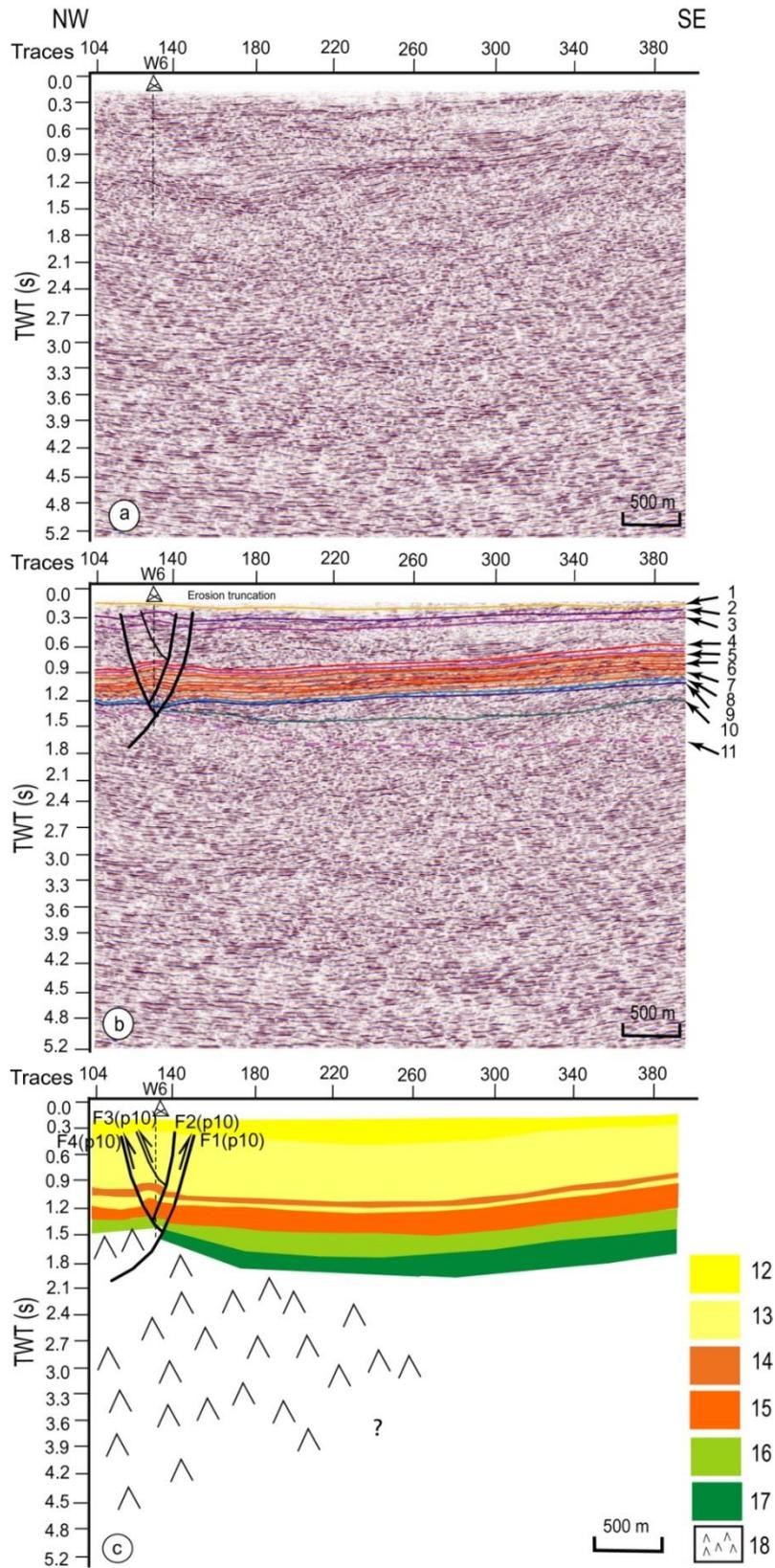


Figure 75: Ligne sismique L9. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.

## 2.11 Interprétation des cartes

### 2.11.1 Carte en isochrones au toit de formation Serdj

La carte des isochrones au toit de la formation Serdj (Aptien) met en évidence l'un approfondissement au centre du graben qui traduit un pendage global de la zone d'ouest vers l'Est (Fig. 76). Les valeurs des courbes de niveaux varient entre 0.413 s et 2.080 s en temps double (TWT). Dans les zones profondes (fossé), les isochrones varient de 1.6 s à 1.9 s TWT. On note :

- (i) des réseaux de failles NW-SE à NS, NE-SW à EW indiquent la conjugaison des effets orogéniques variés,
- (ii) les trois structures hautes : Smda (courbes de niveaux variant de 1.4 s à 1.6 s TWT), Thala et Mahjouba (courbes de niveaux variant de 1.10 s à 1.3 s TWT).

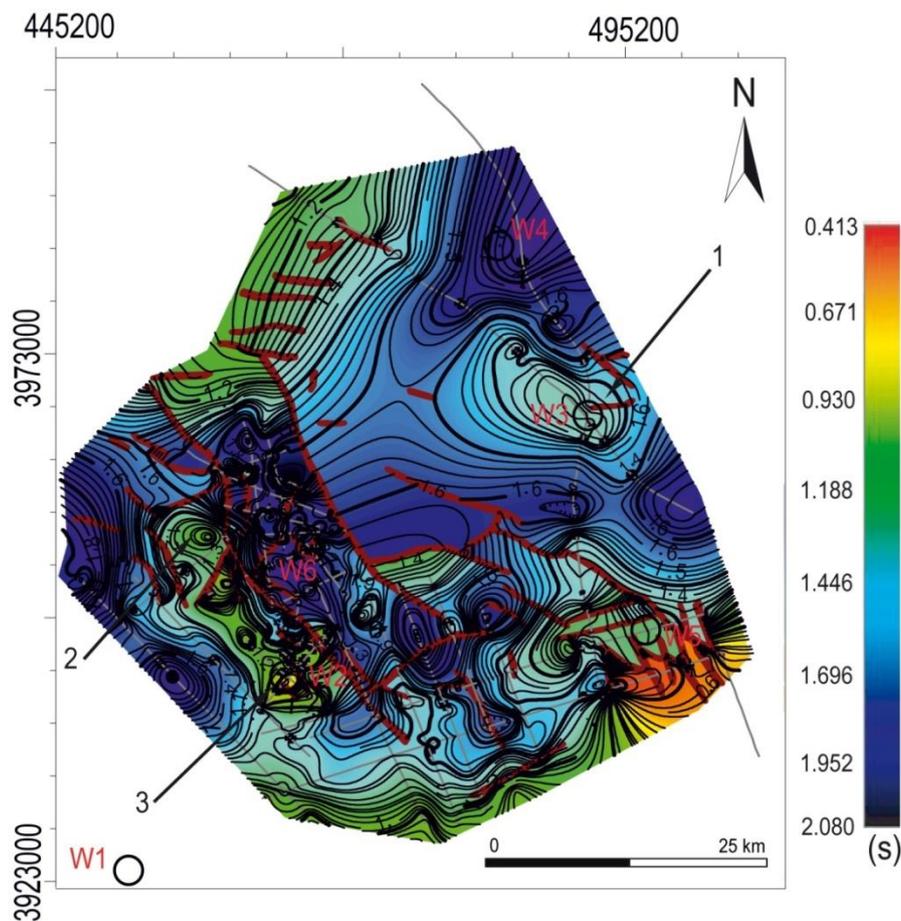


Figure 76: Carte en isochrone au toit de la formation Serdj (Aptien)

### 2.11.2 Carte en isovitesse au toit de formation Serdj

La carte en isovitesse au toit de formation Serdj (Aptien) montre que les vitesses de propagation s'échelonnent entre 3548 m/s et 3265 m/s (Fig. 77). La conversion en profondeur des cartes isochrones au toit de la formation Serdj et les cartes en isovitesse ont été réalisées. On les multiplie par la carte en isochrone correspondante pour obtenir des cartes en isobathe.

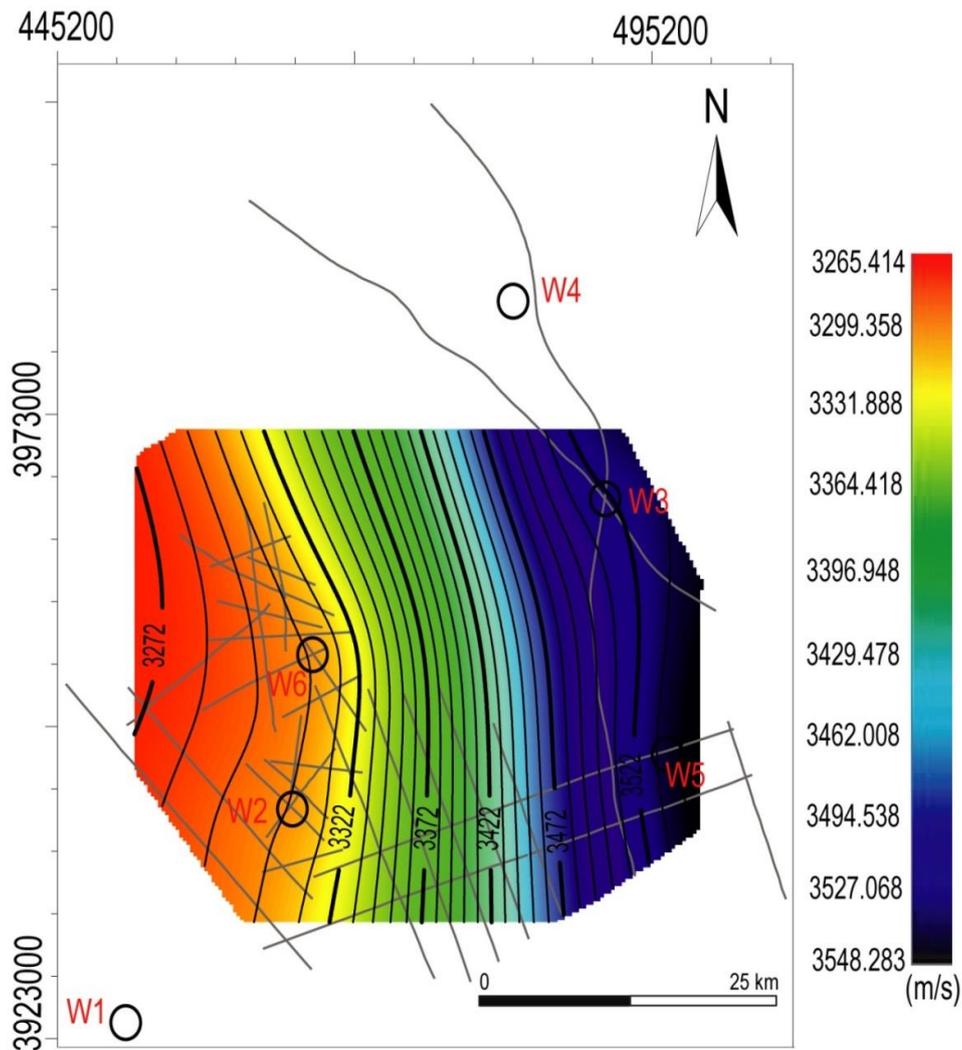


Figure 77: Carte en isovitesse moyenne au toit de la formation Serdj (Aptien)

### 2.11.3 Carte en isobathes au toit de formation Serdj

La carte en isobathes au toit de la formation Serdj montre des courbes dont les valeurs varient de 727 m à 3441 m (Fig. 78). On y identifie les mêmes réseaux de failles NW-SE à NS, NE-

SW à EW, ainsi que les mêmes prospects (Semda, Thala et Mahjouba) dans lesquels les courbes de niveaux varient de 2815 m à 1457 m. Dans le graben Kalaa Khesba les profondeurs varient de 2710 m à 3441 m avec des ondulations de profondeur révélant un léger bombement au centre et approfondissement aux extrémités, ainsi que vers le flanc occidental. On distingue aussi une prédominance des failles orientées NW-SE, NE-SW et EW.

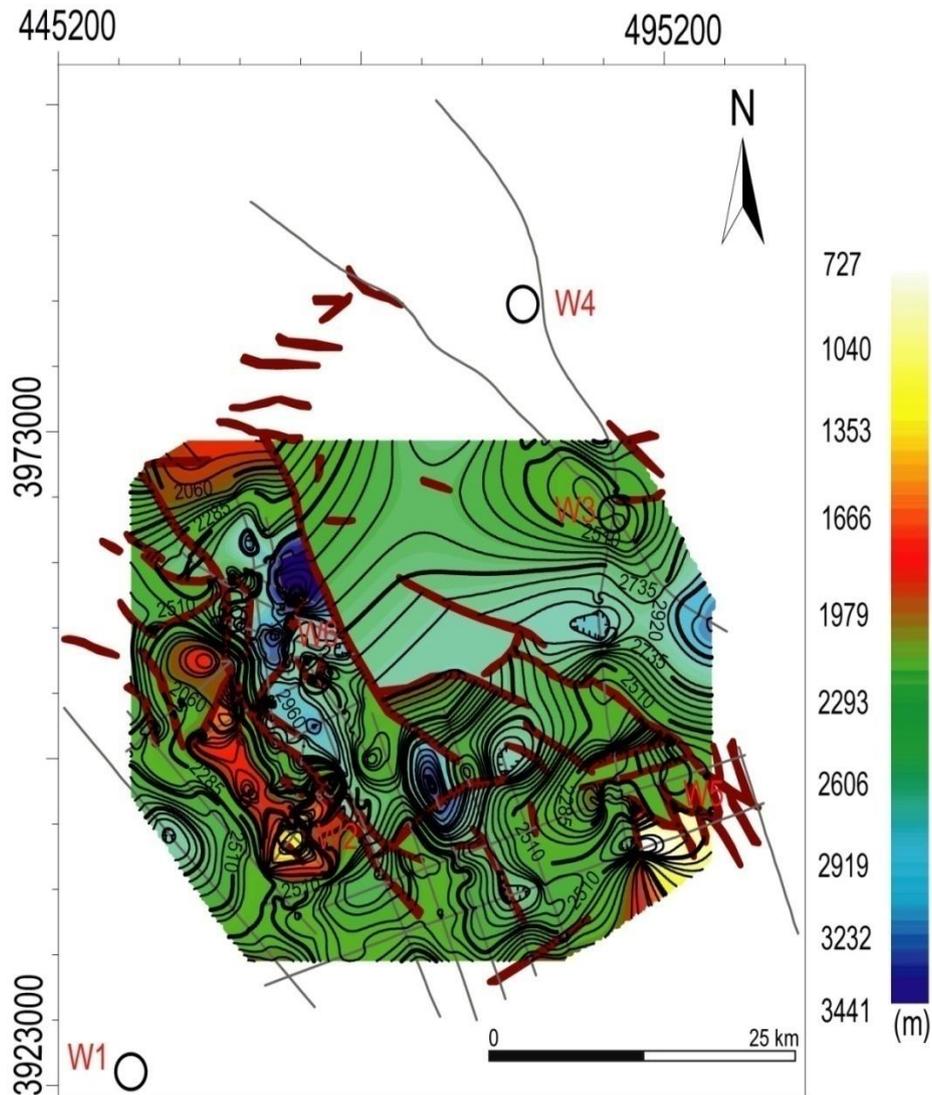


Figure 78: Carte en isobathe au toit de la formation Serdj (Aptien)

#### 2.11.4 Carte en isochrones au toit de formation Abiod

La carte des isochrones au toit de la formation Abiod montre la persistance des principales failles précédemment signalée (Fig. 79). Les isochrones sont parallèles et régulièrement espacés sur le compartiment situé à l'Est du graben de Kalaa Khesba et discontinues et

resserrées dans ce graben et ses abords. Cette disposition largement influencée par le jeu des failles, ne permet pas d'y distinguer une nette orientation.

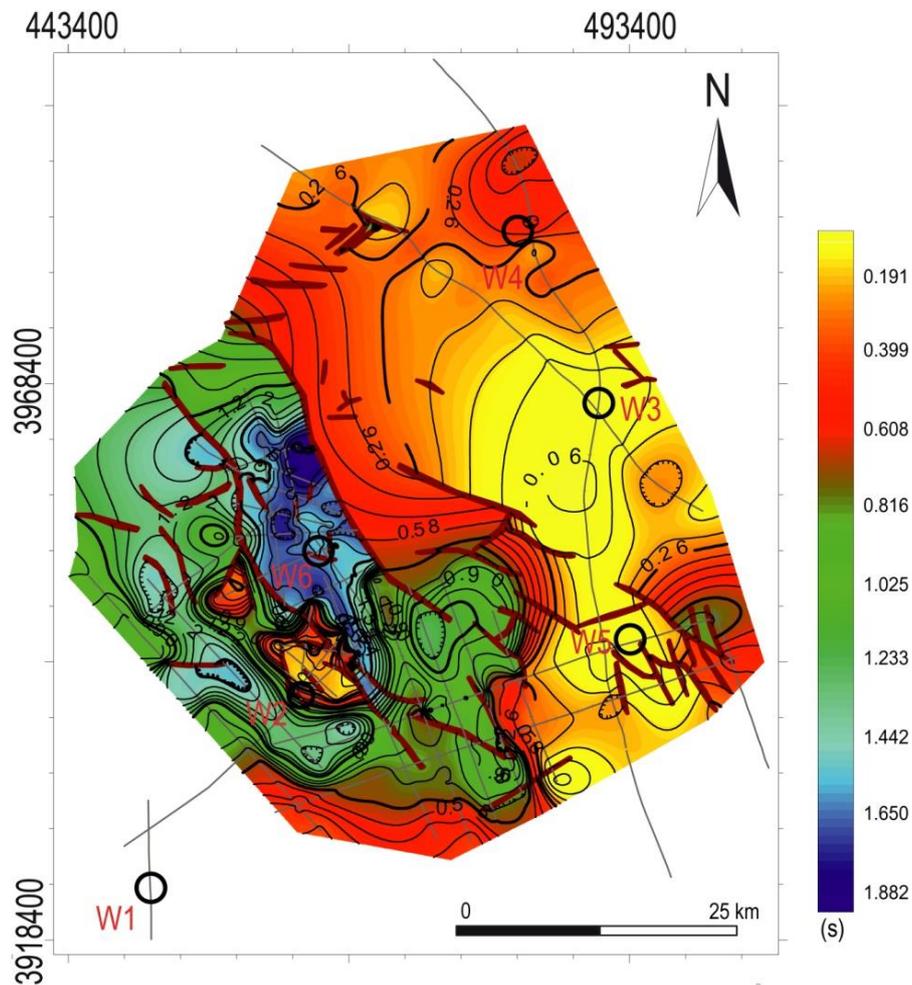


Figure 79: Carte en isochrone au toit de la formation Abiod (Maastrichtien-Campanien)

#### 2.11.5 Carte en isobathes au toit de la formation Abiod

La carte en isobathe au toit de la formation Abiod montre des profondeurs dont les valeurs varient de 103 m à 2242 m (Fig. 80). Toute en y retrouvant les mêmes réseaux de failles de direction NW-SE à NS, NE-SW à EW, on distingue un net approfondissement dans le graben Kalaa Khesba dont les profondeurs varient de 1759-2242 m. Son bord oriental se présente sous forme d'un dôme qui constitue vers le SE, la limite du graben Kalaa Khesba.

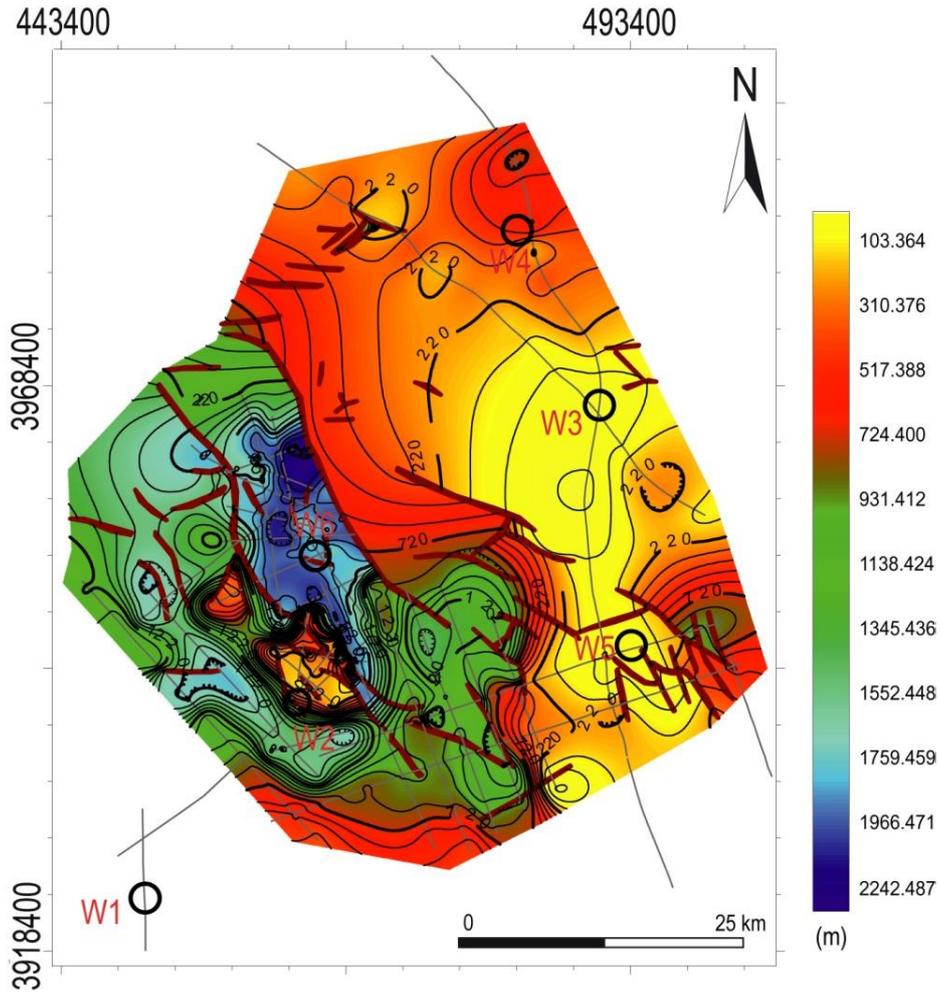


Figure 80: Carte en isobathe au toit de la formation Abiod (Maastrichtien-Campanien)

#### 2.11.6 Carte en isochrones au toit de formation El Gueria

La carte des isochrones au toit de la formation El Gueria traduit principalement les failles bordant le graben Kalaa Khesba (Fig. 81). Les valeurs des courbes de niveaux varient entre 0.048 s et 1.641 s en temps double (TWT). Elles sont plus faibles dans la partie située à l'Est du graben et s'accroissent à son niveau et au NW (Kalaat Senam). Ceci est interprété comme un approfondissement au sein du graben Kalaa Khesba et vers le NW.

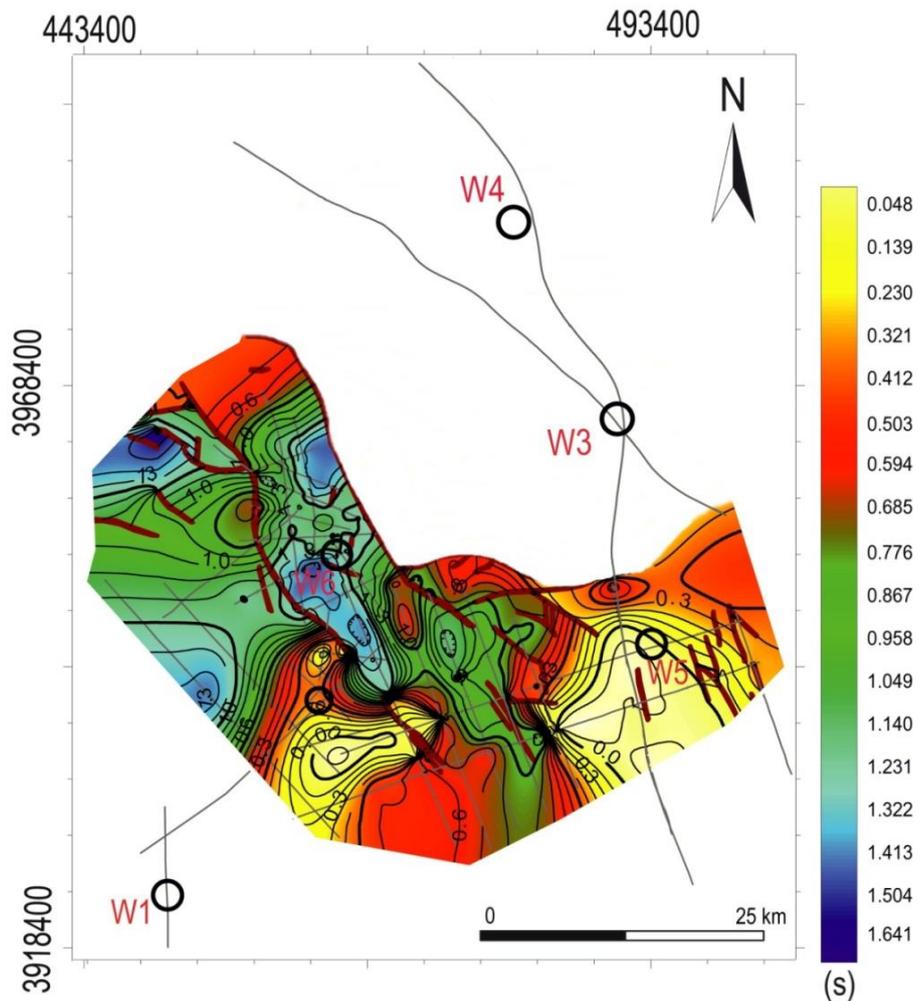


Figure 81: Carte en isochrone au toit de la formation El Gueria (Lutétien-Yprésien)

### 2.11.7 Carte en isobathe au toit de formation El Gueria

La carte isobathe au toit de la formation El Gueria, montre des valeurs variant de 3.272 m à 1821.5 m (Fig. 82). Les failles bordant le graben de Kalaa Khesba sont bien matérialisées et indiquent une certaine prolongation vers l'extrémité méridionale. Dans le graben Kalaa Khesba, les profondeurs des isobathes varient de 912 m à 1821 m avec prédominance des failles orientées NW-SE et NE-SW.

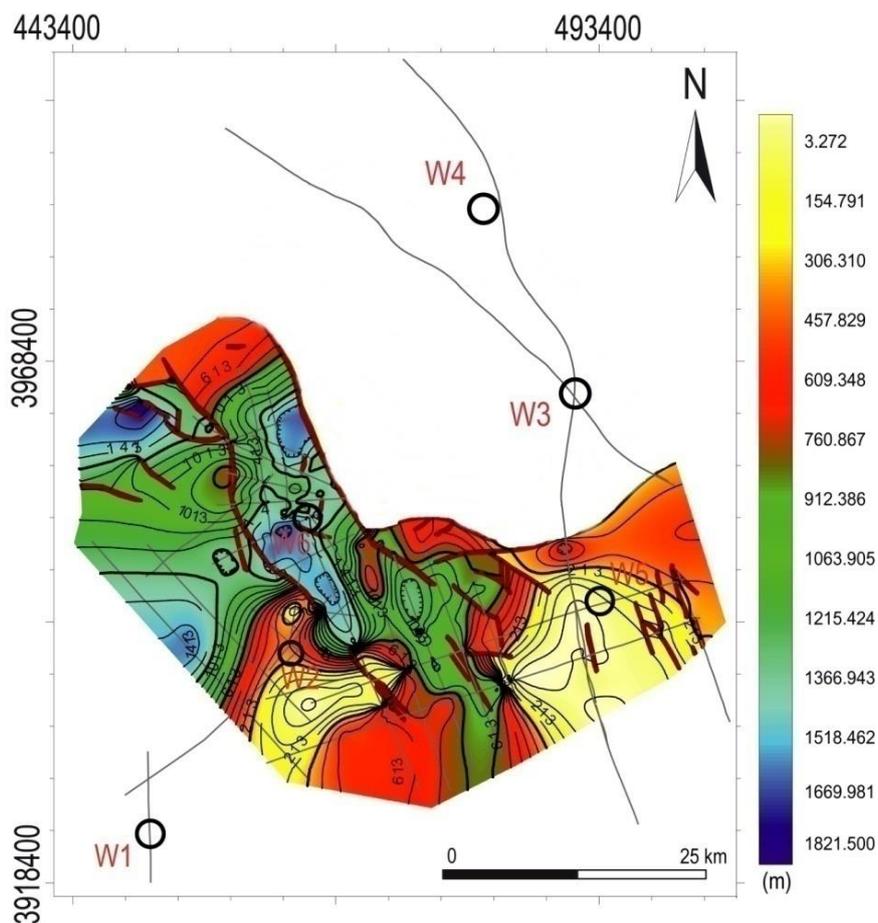


Figure 82: Carte en isobathe au toit de la formation El Gueria (Lutétien-Yprésien)

### 3. Synthèse des données et conclusion

Les données géophysiques (gravimétrie et sismique) ont largement amélioré les caractéristiques structurales de la région de Kalaa Khesba, Kalaat Senam et Tajerouine et permettent de mieux expliquer les événements tectoniques ayant affecté la région au cours de son histoire géologique.

Les résultats tirés des profils sismiques ont permis d'élaborer un modèle tectonique sur l'évolution paléogéographique de la région (Fig. 83) (Rjiba et al., 2019). On souligne plus spécifiquement :

- Le dédoublement des séries de l'Eocène-Paléocène (formations El Haria, Chouabine et El Garia) comme l'atteste le log de puits W6.
- Le graben de Kalaa Khesba est associé à une structure de faille en fleur négative.

- des structures en fleur ainsi qu'un chevauchement important d'âge mio-plio-quadernaire au niveau de l'anticlinal et passant par le puits W6.
- la faille majeure (ouest du graben), sert de support aux rameaux de failles donnant la structure en fleur, caractéristique d'un décrochement.
- L'analyse de détail du profil sismique L8 montre : (i) un jeu inverse au niveau de la faille F1 : une inversion du graben en Push-up bordé entre F2 et F7 (Figure 82 qui présente un jeu transpressif), (ii) le détail de l'aquifère associé au groupe de Oum Douil (Miocène) avec ces deux niveaux réservoirs celui associé aux alternances de sables, d'argiles, et de gypse et celui associé aux Grés et sables à stratification obliques : dépôts fluvio-deltaïques.
- Le plissement anté-Segui est bien attesté par des configurations en Toplap et des troncatures d'érosion au toit de la série de Oum Douil.

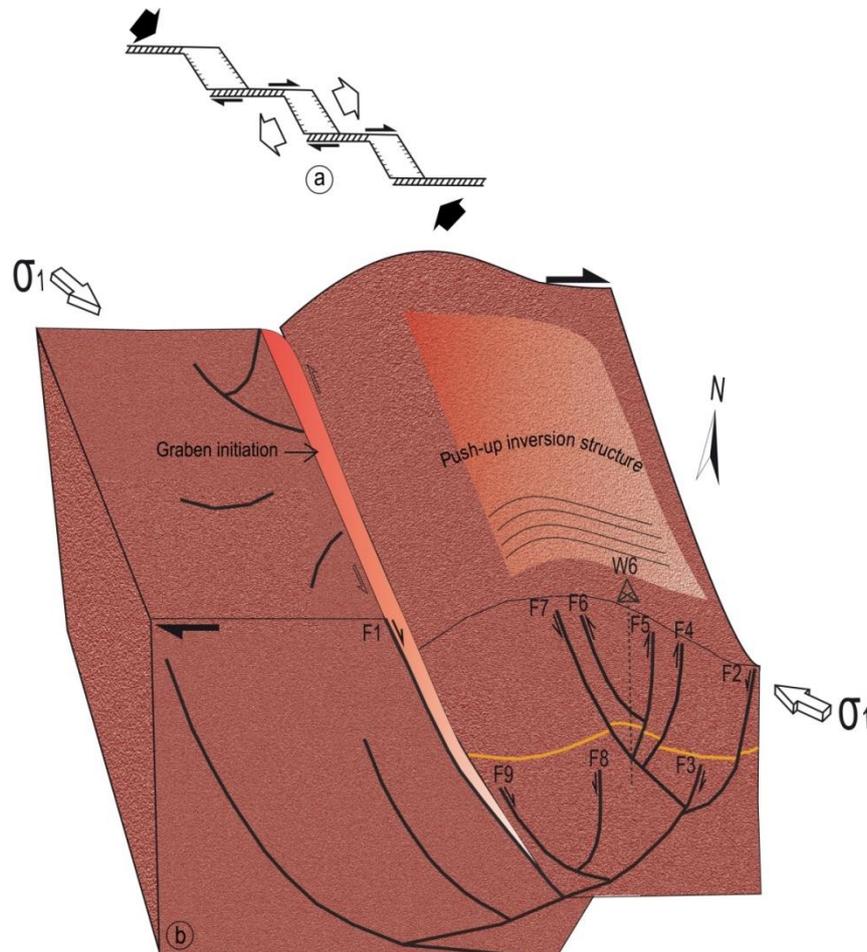


Figure 83: (a) Modèle théorique pour des bassins en pull-apart à travers un régime transpressional. (b) Modèle de graben de Kalaa Khesba proposé montrant une structure en "push-up". Formations El Gueria, Chouabine et El Haria (Danien à Yprésien) déformées et recoupées par de multiples failles (F1-F8), (Rjiba et al., 2019).

- les cartes en isovitesse, isochrones et isobathes des toits des formations Serdj, Abiod et El Gueria confirment la persistance des principales failles et accompagnent l'évolution structurale des différentes unités du bassin. Ces failles de directions NW-SE à NS, NE-SW à EW, ont joué un rôle majeur dans la genèse des plis et l'ouverture des grabens suivant une orientation NW-SE.
- les données gravimétriques ont permis de mettre en évidence les structures orientées NW-SE à NS, NE-SW à EW avec une prédominance de la première direction et de consolider les résultats tirés de la sismique, particulièrement en ce qui concerne le rôle des failles et de la remontée du Trias dans la mise en place du graben Kalaa Khesba, et des structures bordières en dômes.
- Les failles bordières du graben Kalaa Khesba ont des profondeurs de l'ordre de 1000m avec des profondeurs maximales qui atteignent les 2000m à l'extrémité du fossé. Au niveau du graben d'Oulad Boughanem, les failles sont de l'ordre de 500 m. Ceci confirme l'effondrement contrastée entre les deux fossés d'effondrement : celui de Kalaa Khesba, et celui Oulad Boughanem.

## V. Chapitre 4 : Mise en évidence de la structure "Thin Skinned" à l'échelle du graben Kalaa Khesba

### 1. Introduction

L'étude de la structure cutanée du graben de Kalaa Khesba a pour objectif d'améliorer son schéma structural et ce en identifiant les structures "syn-graben cachées". Elle se base principalement sur les données gravimétriques. Pour ceci, ces données sont soumises à des filtres puissants qui permettent de :

- (i) déterminer la profondeur d'enracinement,
- (ii) caractériser la géométrie fine des structures profondes,
- (iii) mieux clarifier la complexité structurale et le rôle des différentes caractéristiques tectoniques.

A cet égard, le nouveau filtre spatial « Filtre Gaussien » est une méthode de choix pour l'étude des structures complexes du graben Kalaa Khesba. Ce Filtrage permet de séparer les anomalies de courte et de grande longueur d'onde et d'identifier les différentes structures (anticlinaux et synclinaux). Ce filtre associé au filtre « Tilt » permet de présenter les sources peu profondes associées aux structures cachées. A la lumière des résultats obtenus par l'emploi de ces filtres, une analyse des lignes sismiques a été réalisée pour confirmer les résultats obtenus en gravimétrie.

### 2. Etude gravimétrique

Les données gravimétriques sur la région d'étude sont soumises à une analyse avancée afin de mieux préciser la géologie du sous-sol et ce en précisant la présence des linéaments géologiques.

Les résultats ainsi obtenus sont présentés sous forme de carte, conformément à la démarche suivante (Fig. 84):

- élaboration de la carte de l'anomalie de Bouguer,
- détermination de spectre d'énergie radial du champ de gravité et le Filtre gaussien régional/résiduel appliqué au champ de gravité résiduel,
- interprétation qualitative de la carte résiduelle obtenue,

- application du filtre à la carte d'angle d'inclinaison "Tilt" (séparation plus fine des anomalies), et à la carte du gradient de gravité horizontal "HGG" (mise en évidence des alignements et pendages des structures).
- détermination de la profondeur d'enracinement des structures géologiques détectées par la déconvolution d'Euler.

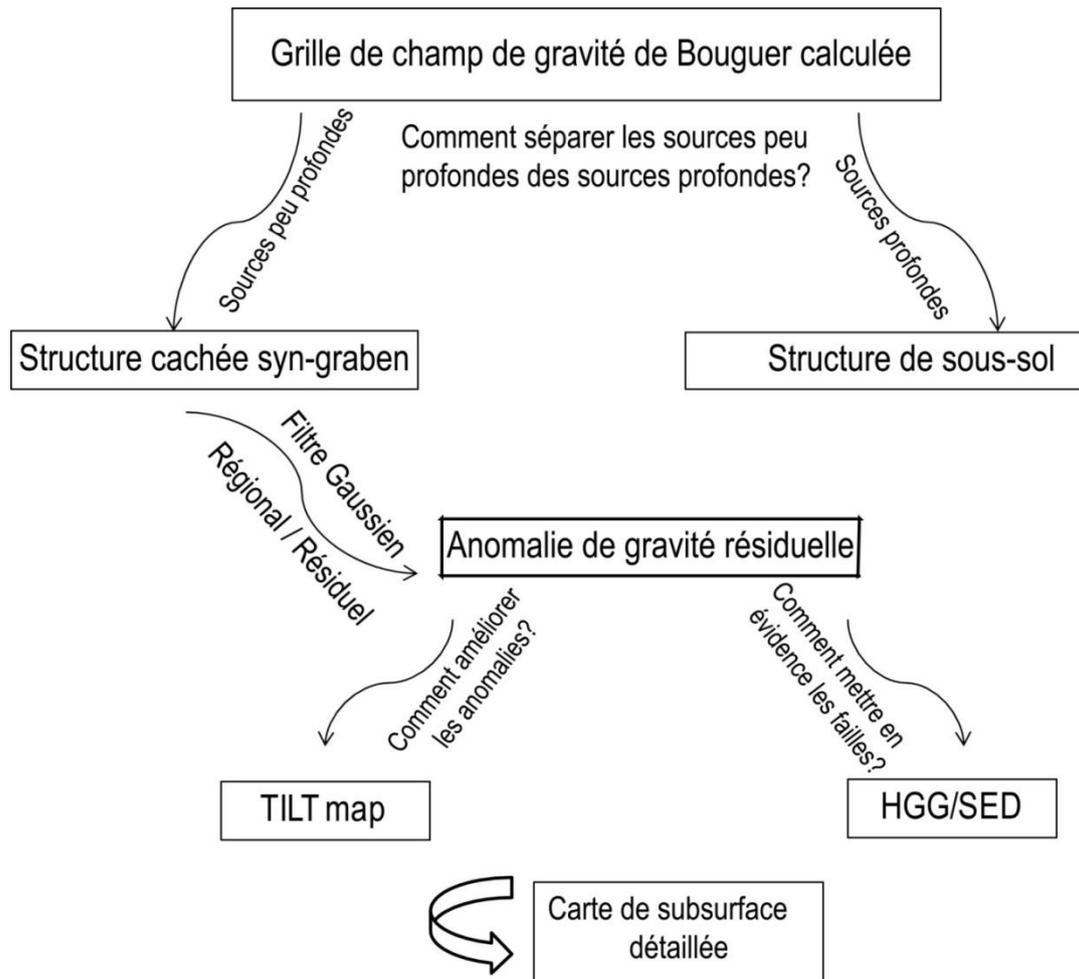


Figure 84: Organigramme montrant la procédure du filtre gaussien régional / résiduel

## 2.1 Traitements et interprétations des données gravimétriques

### 2.1.1 Carte d'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer calculée avec une densité  $2.34 \text{ g.cm}^{-3}$  (Fig. 85), présente une amplitude maximale de  $-41 \text{ mGal}$  avec des valeurs variant de  $-55 \text{ mGal}$  à  $-41 \text{ mGal}$ . Cette

carte montre plusieurs zones de gradient gravimétrique qui sont susceptibles de correspondre à des contacts géologiques. Elle est le résultat de la superposition des effets de structures géologiques régionales et locales de faible extension. On y distingue deux types d'anomalies marquées par leurs amplitudes et leurs directions :

- les anomalies de Bouguer positives (AP), de -45 mGal à -41 mGal, représentées par une échelle de couleur teintée en orangé pour les valeurs proches de -45 mGal, en rouge puis en rose pour les anomalies d'amplitude maximale.
- les anomalies de Bouguer négatives (AN), de -55 mGal à -47 mGal, représentées par une échelle graduellement teintée du jaune, au vert, puis au bleu foncé pour les minimales.

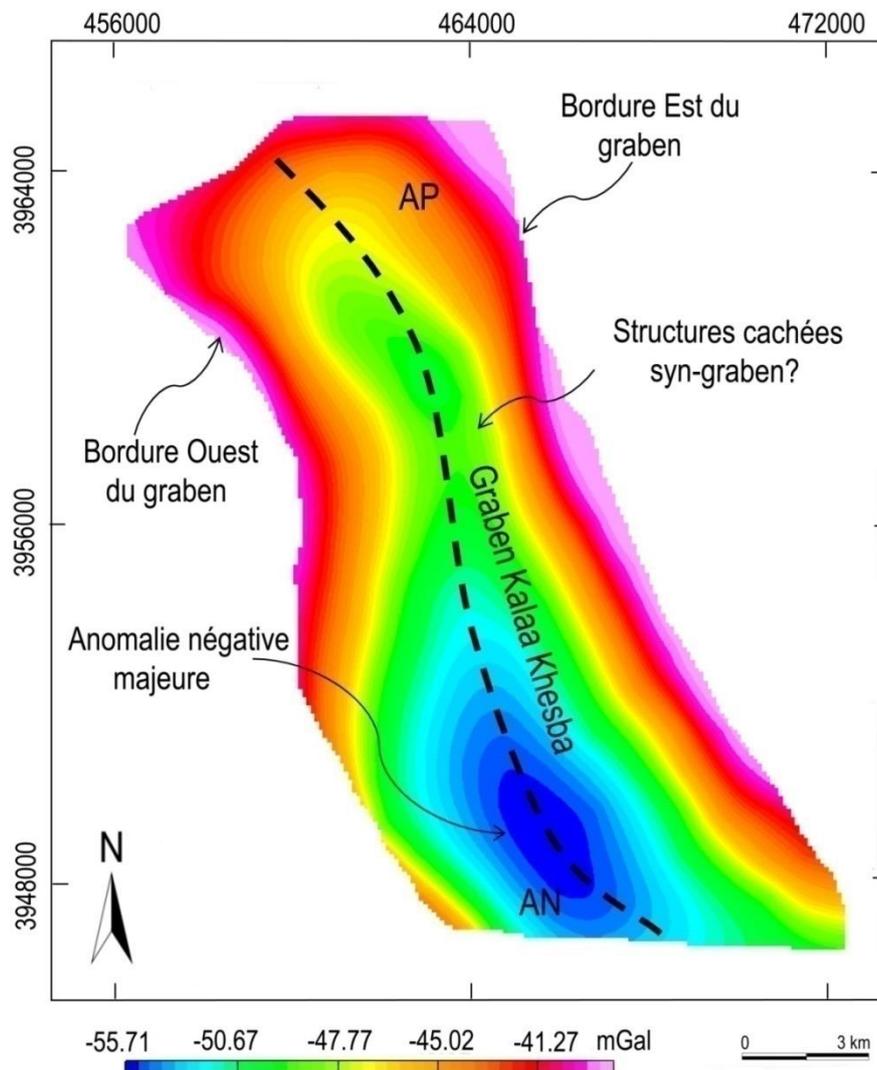


Figure 85: Carte d'anomalie de Bouguer du graben Kalaa Khesba

### 2.1.2 Spectre d'énergie radial du champ de gravité de Bouguer en fonction de l'unité de fréquence en cycles / km de Kalaa Khesba

L'analyse spectrale d'un champ potentiel est déterminée par le calcul du spectre radial. Le spectre radial d'un champ potentiel est donnée par la formule suivante :  $z = -\frac{4\pi}{s}$ , où  $s$  est la pente de la ligne droite obtenue par les moindres carrés.

La figure (Fig. 86a-b) montre deux types de sources :

- (i) source profonde (régionale), représentée par la première pente du spectre d'énergie dont la profondeur est supérieure à 1 km,
- (ii) source peu profonde (résiduelle), représentée par la deuxième pente du spectre de l'énergie et située à une profondeur inférieure à 1 km.

Par la suite, une technique de filtrage a été appliquée pour extraire les anomalies de gravité résiduelles et régionales de la carte des anomalies de Bouguer (Fig. 86c). C'est-à-dire séparer les sources profondes et peu profondes. Cette méthode est appliquée avec un écart-type adéquat de l'ordre de 0,2.

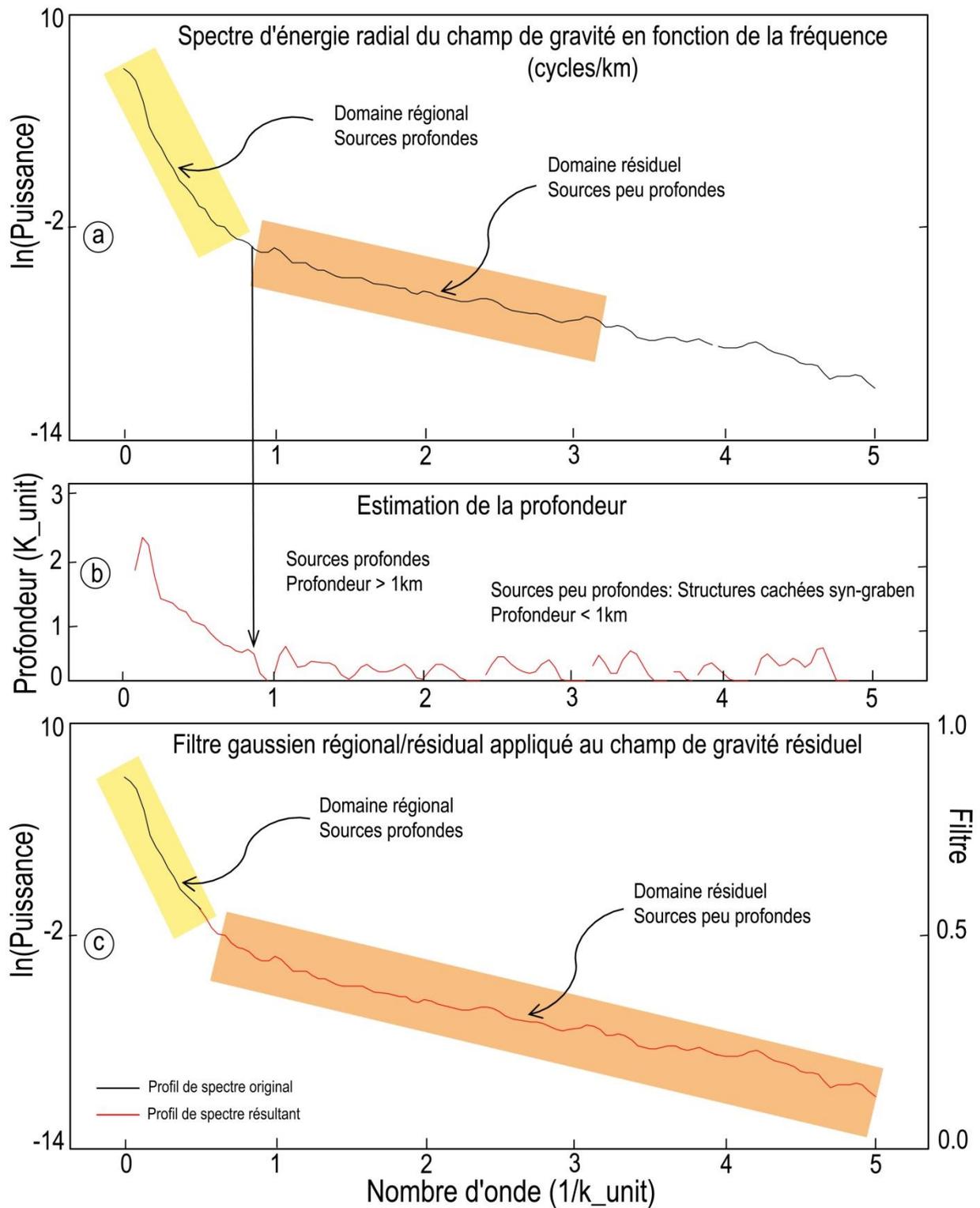


Figure 86: Profondeurs d'investigation. (a) Spectre d'énergie radial du champ de gravité en fonction de la fréquence (cycles/km), (b) Estimation de la profondeur, (c) Filtre gaussien régional/résiduel appliqué au champ de gravité résiduel, avec un 1<sup>er</sup> filtre et une erreur de 0.2.

### 2.1.3 Carte d'anomalie Résiduelle

La carte d'anomalie résiduelle indique l'expression des sources superficielles caractérisées par de courtes longueurs d'onde (Fig. 87). Ces sources constituent principalement les variations de la densité (variation d'épaisseur et de densité des roches sédimentaires). Cette carte permet de constater :

- (i) une anomalie négative (AN) de direction générale NW-SE et EW, située au sein du graben, qui correspond à une structure synclinale,
- (ii) la migration et l'allongement de la zone positive (AP) sur tout le graben Kalaa Khesba ainsi que sa localisation à la limite de son flanc ouest où elle est marquée par de fortes amplitudes, de direction NS.

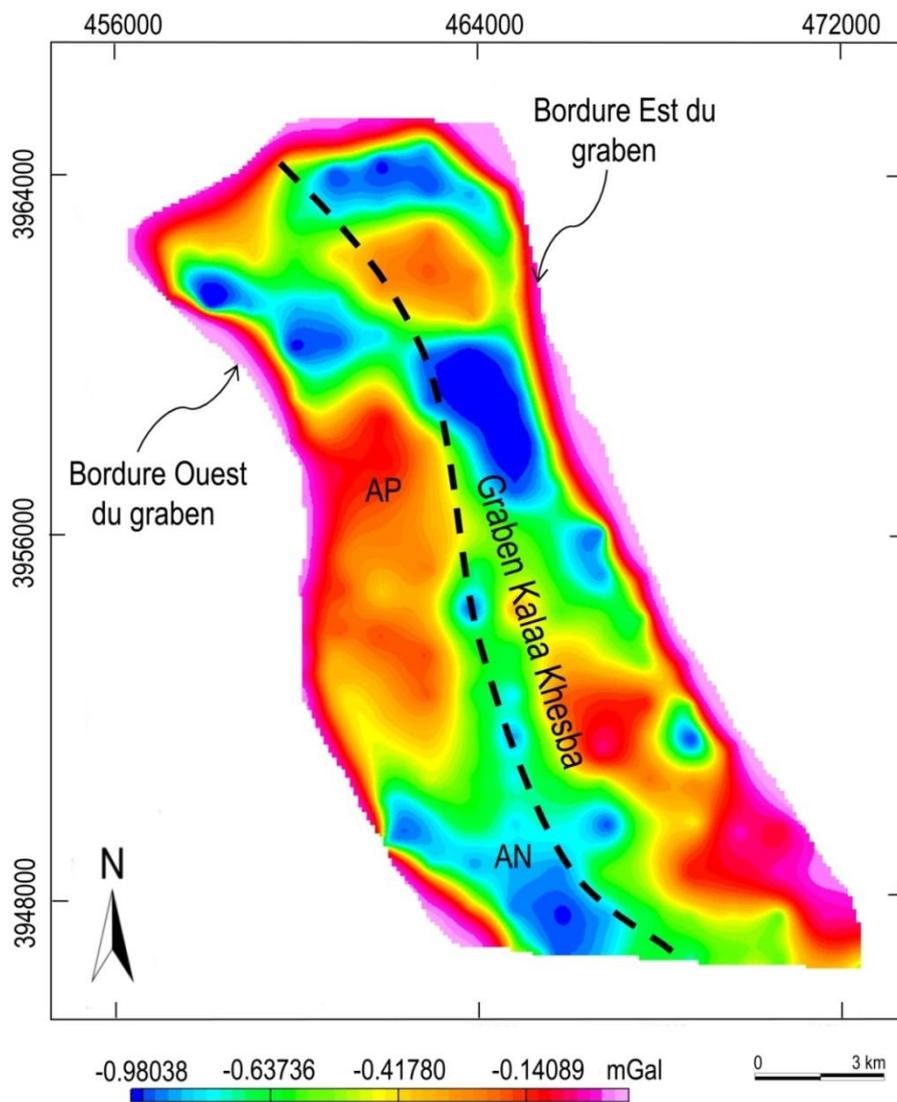


Figure 87: Carte d'anomalie résiduelle de Kalaa Khesba

## 2.1.4 Carte de TILT

La carte de TILT permet de noter (Fig. 88):

- (i) des anomalies positives et négatives correspondant à des anticlinaux cachés et des synclinaux, dont leurs amplitudes sont respectivement de l'ordre de  $-0.39446$  mGal/m et  $-1.45963$  mGal/m respectivement,
- (ii) des sources profondes et peu profondes associées à l'intérieur de structures pliées.

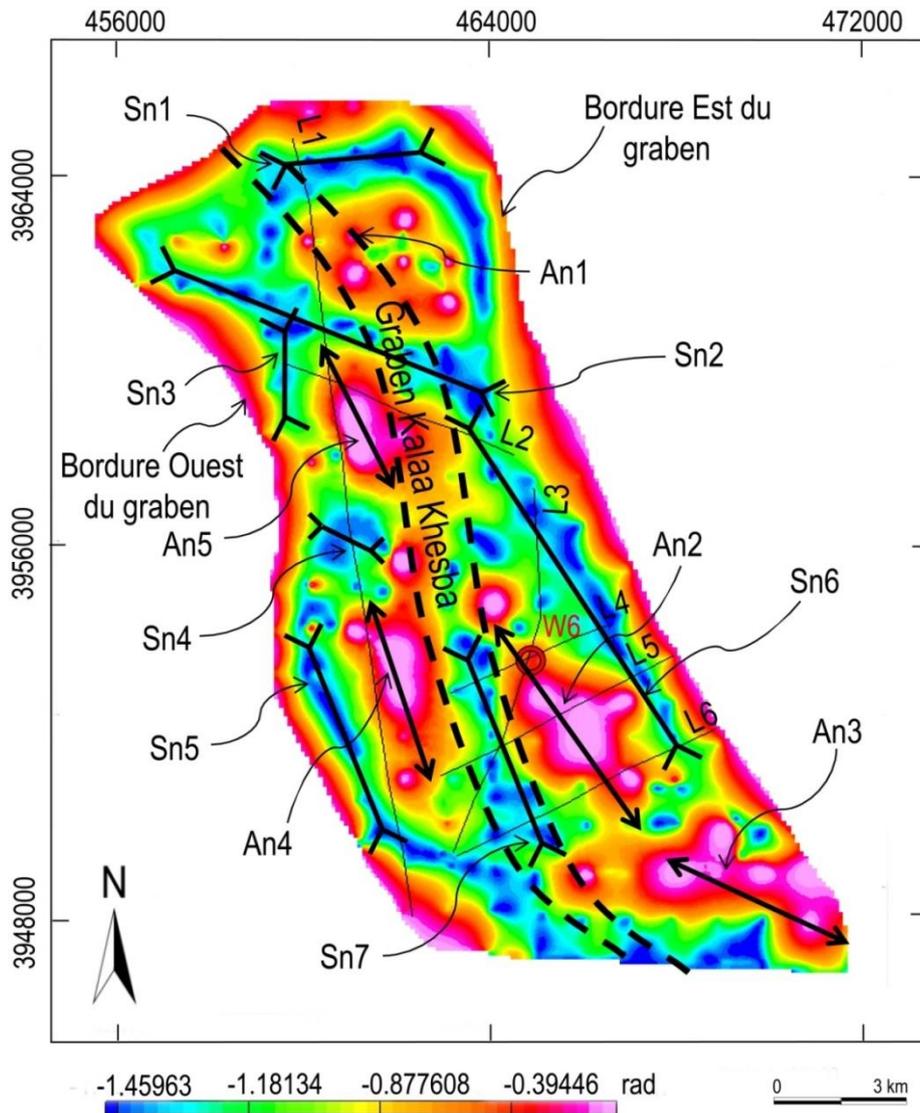


Figure 88: Carte d'angle d'inclinaison (TILT). Emplacement des lignes sismiques, W1: Puits, L1-L6: lignes sismiques interprétées

### 2.1.5 Carte de TDX

La carte de TDX montre les faits suivants (Fig. 89) :

- (i) les structures anticlinales cachées et des linéaments potentiels sont bien représentés au niveau du graben Kalaa Khesba,
- (ii) des structures anticlinales cachées (An1-An5) dont les valeurs d'anomalie sont comprises entre  $-0,22311$  mGal / m et  $-0,111233$  mGal / m.

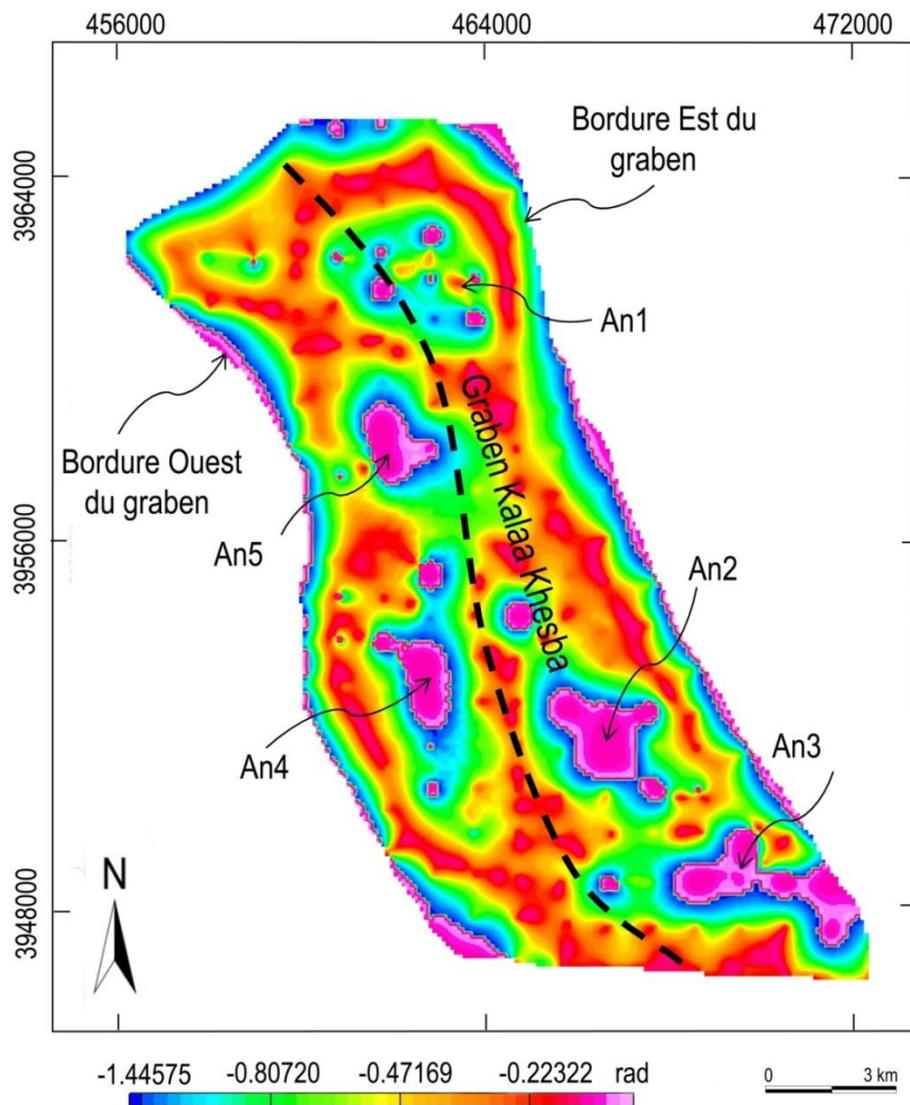


Figure 89: Carte de TDX du graben Kalaa Khesba

### 2.1.6 Caret de MGH

La carte du gradient de gravité horizontal (HGG), met en évidence la présence de deux familles de failles (Fig. 90), dont les alignements d'ordre 1 (en bleu) qui sont de direction

NW-SE, NE-SW, EW and NS et d'autre d'ordre 2 qui sont de direction NNW-SSE, NNE-SSW, EW and NS. Ces alignements traduisent par des anomalies dont les valeurs varient entre 0.00006mGal/m et 0.00295 mGal/m.

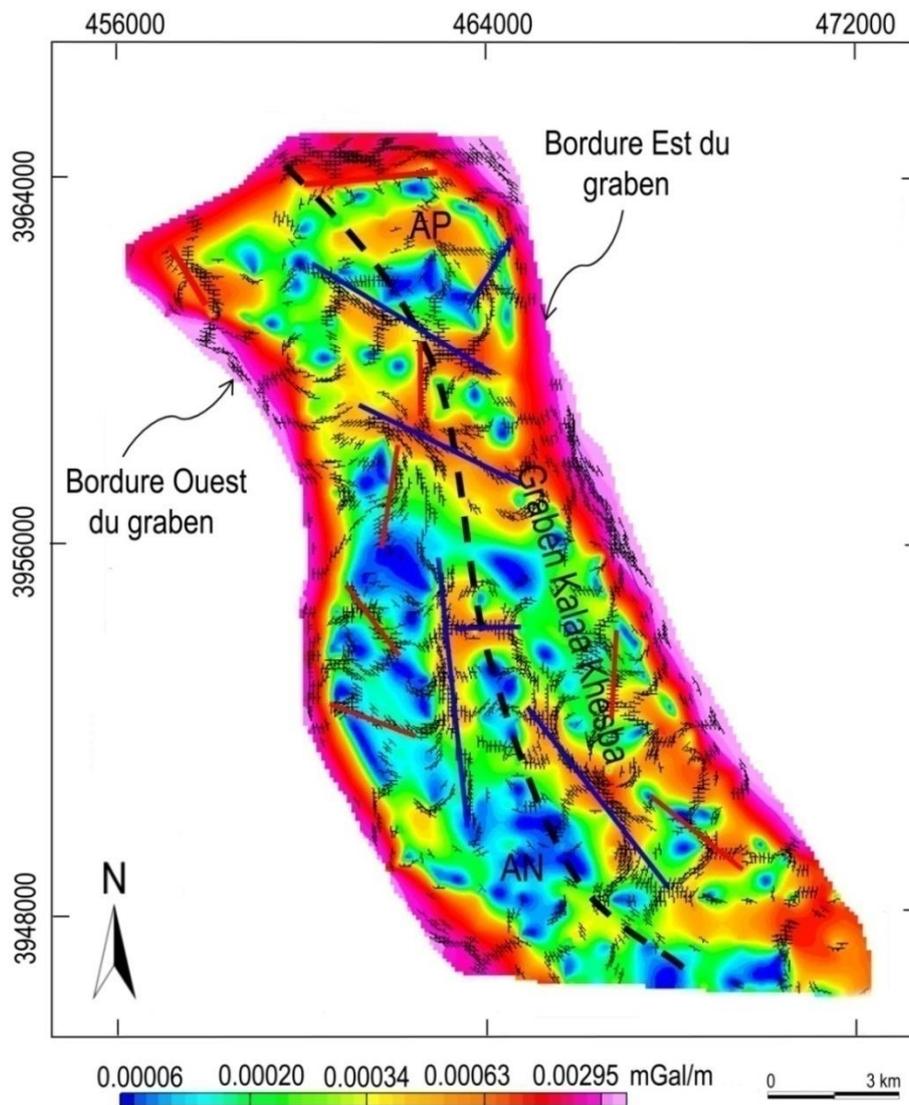


Figure 90: Carte du gradient de gravité horizontal (HGG) de la carte résiduelle. Failles (ordre 1: bleu, ordre 2: rouge) et les pendages des structures de subsurface

### 2.1.7 Carte de déconvolution d'Euler

La carte des solutions d'Euler donnant les profondeurs des différentes directions structurales, et déduite d'une grille de la gravimétrie résiduelle avec une fenêtre de 10x10 cellules, une tolérance de profondeur de 15% et un indice structural de 0 pour détecter les linéaments /failles . Cette carte permet de distinguer (Fig. 91):

- trois familles de linéament majeures de direction NW-SE, NNW-SSE à NS et NE-SW à EW, avec dominance de la direction NW-SE à NS,
- les failles bordières du fossé de Kalaa Khesba sont les profondeurs indiquées pour les solutions sont importantes,
- des alignements de réseaux de failles dont la profondeur varit entre 2 à 3 km d'une direction NW-SE, avec prédominance vers le NS.

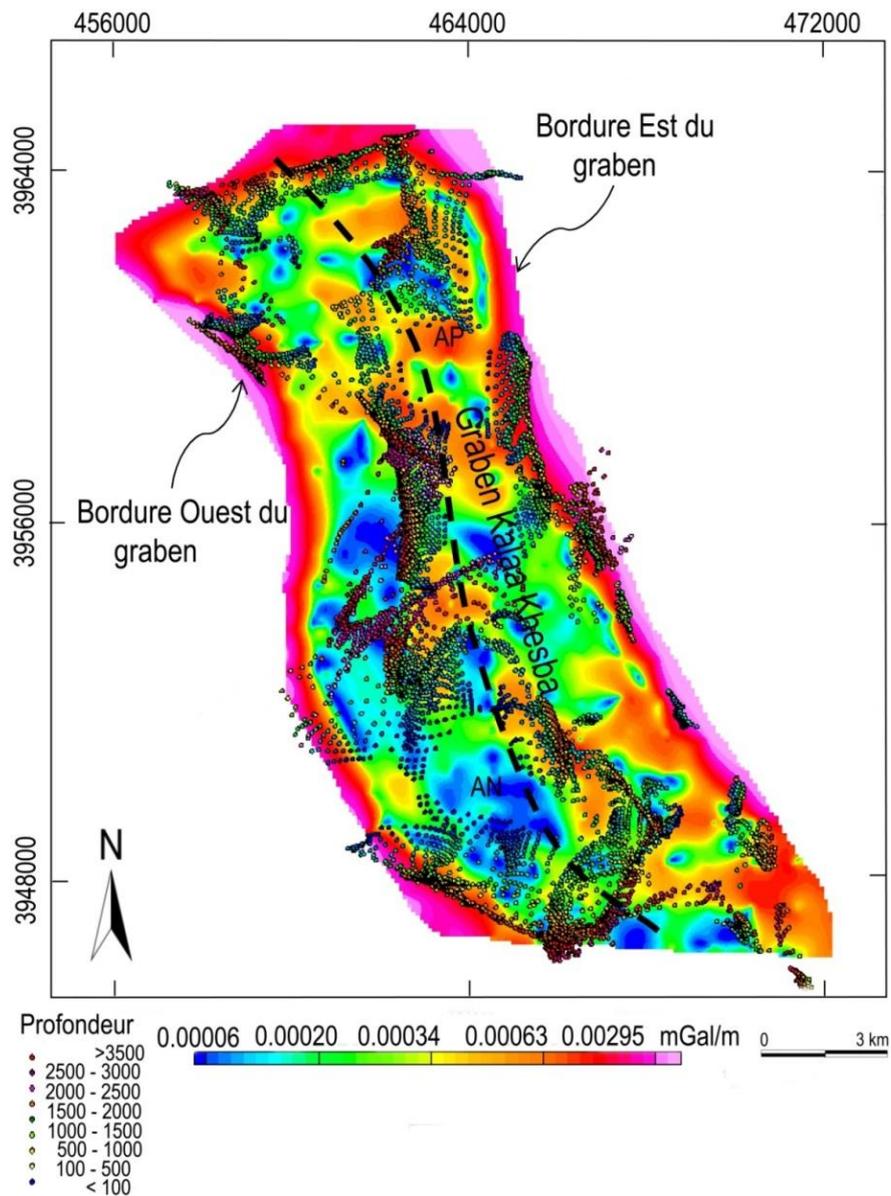


Figure 91: Carte de déconvolution d'Euler et solutions d'Euler (profondeur, m)

### 3. Etude sismique

Afin de vérifier les conclusions de l'analyse gravimétrique ci-dessus présentée, on les a confrontés aux résultats d'interprétation des profils sismiques.

### 3.1 Interprétation des profils sismiques

Le choix a été porté sur six profils sismiques indiqués sur la figure 84 (carte de TILT) qui sont L1' à L6'. Ces profils confirment les différentes structures mises en évidence par l'analyse gravimétrique.

La ligne sismique L1', orientée NS, passe par tout le graben Kalaa Khesba. Ce profil montre la présence de trois anticlinaux définis par An1, An5 et An4 associés à des anomalies de gravité positives et de quatre synclinaux Sn1, Sn2, Sn4 et Sn5 associés à des anomalies de gravité négatives (Fig. 92).

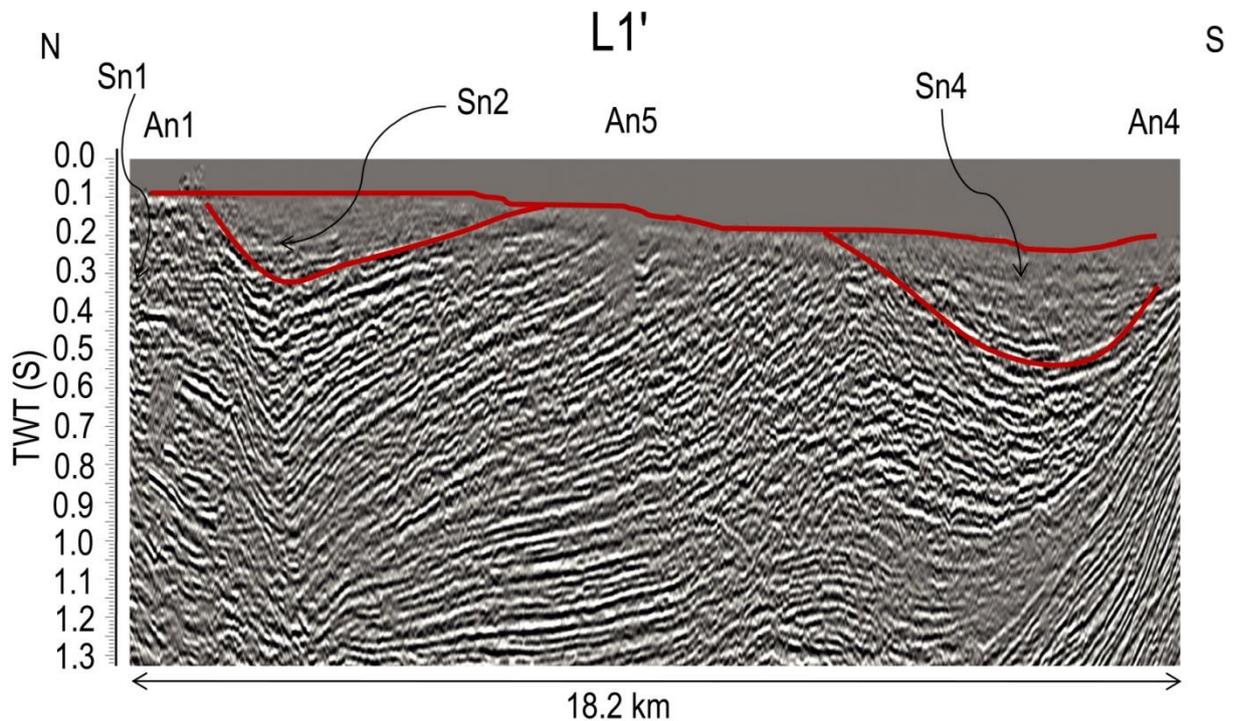


Figure 92: Ligne sismique L1', direction : NS, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde

La ligne sismique L2', orientée NW-SE, met en évidence la présence d'un anticlinal An5 et de deux synclinaux Sn3 et Sn6 associés respectivement à des anomalies de gravité positives et négatives. Ce profil présente une structure similaire révélée par les cartes de gravité (Fig. 93).

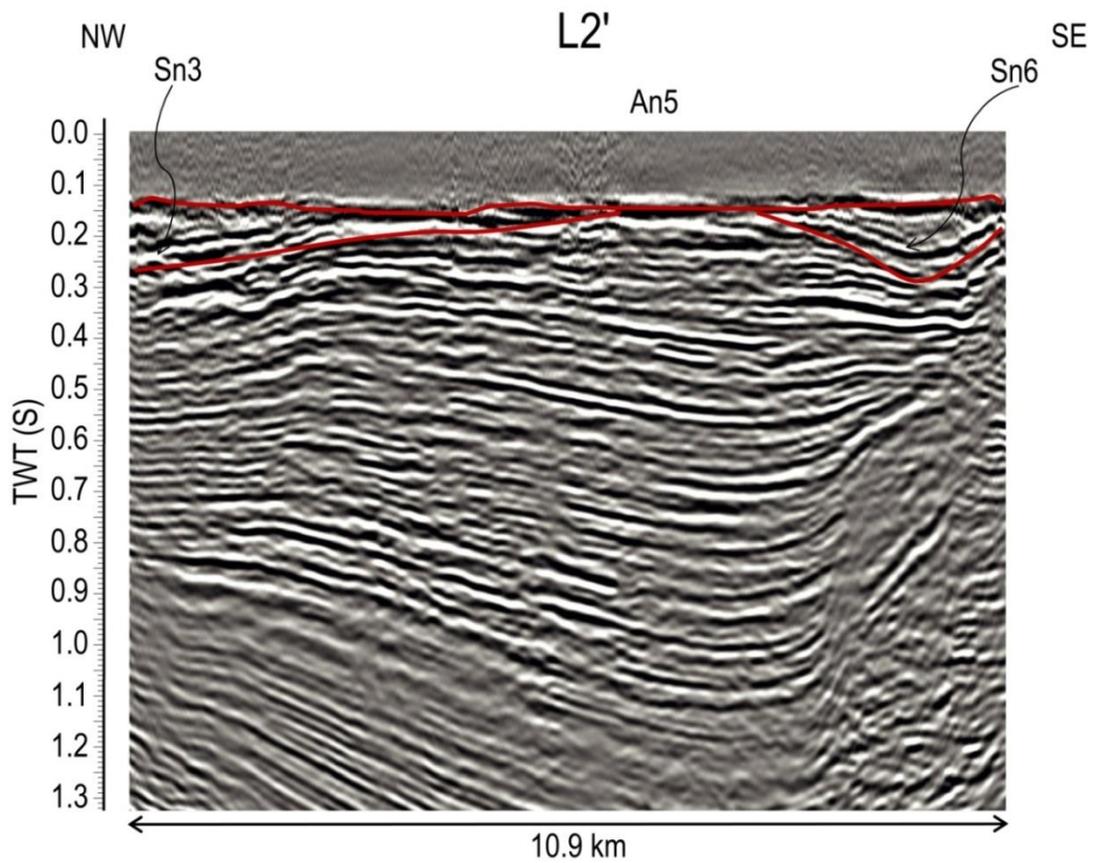


Figure 93: Ligne sismique L2', direction : NW-SE, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde

La ligne sismique L3', orientée NS, passe par le puits W6. Elle met en évidence un anticlinal remarquable An2 et deux synclinaux Sn6 et Sn7 associés respectivement à des anomalies de gravité définies positives et négatives (Fig. 94).

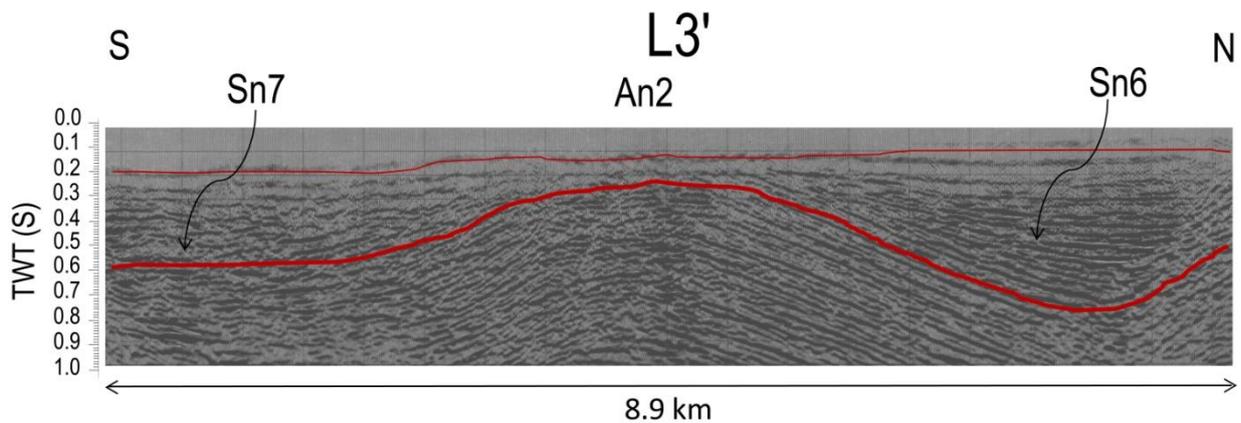


Figure 94: Ligne sismique L3', direction : SN, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde

Les lignes sismiques L4', L5' et L6', orientées SW-NE, perpendiculairement à l'axe du graben Kalaa Khesba, mettent en évidence un anticlinal An2 et deux synclinaux Sn6 et Sn7 associés à des anomalies respectivement de gravité positives et négatives. Elles révèlent également la configuration des structures du graben sont ainsi en accord avec les résultats de l'analyse gravimétrique antérieure (Fig. 95-97).

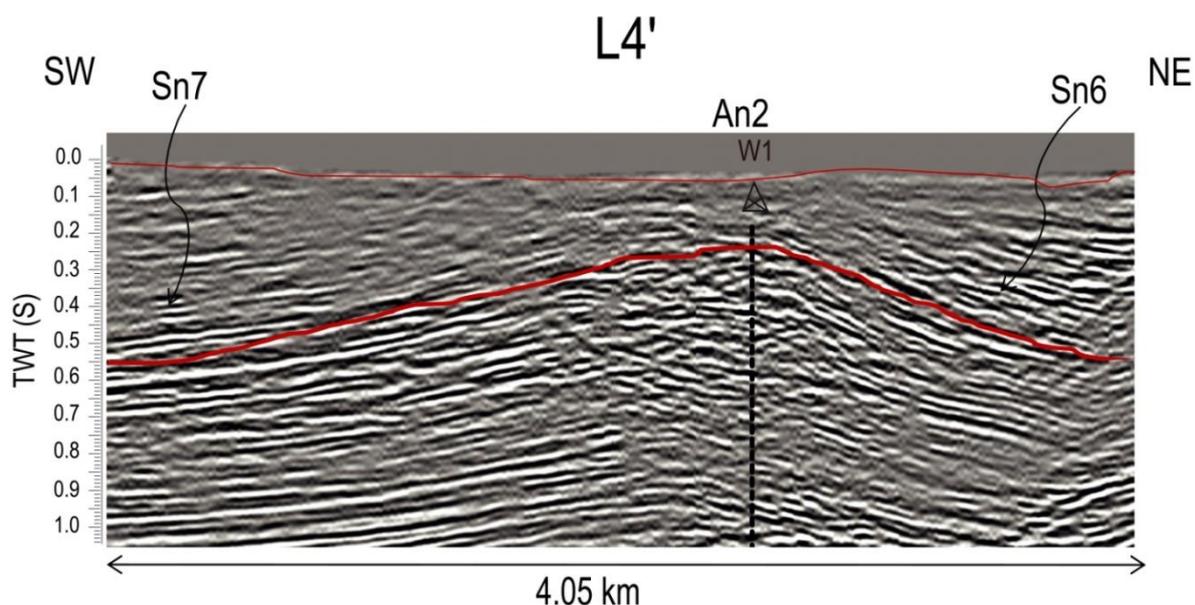


Figure 95: Ligne sismique L4', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT),  
TWT: Temps double en seconde

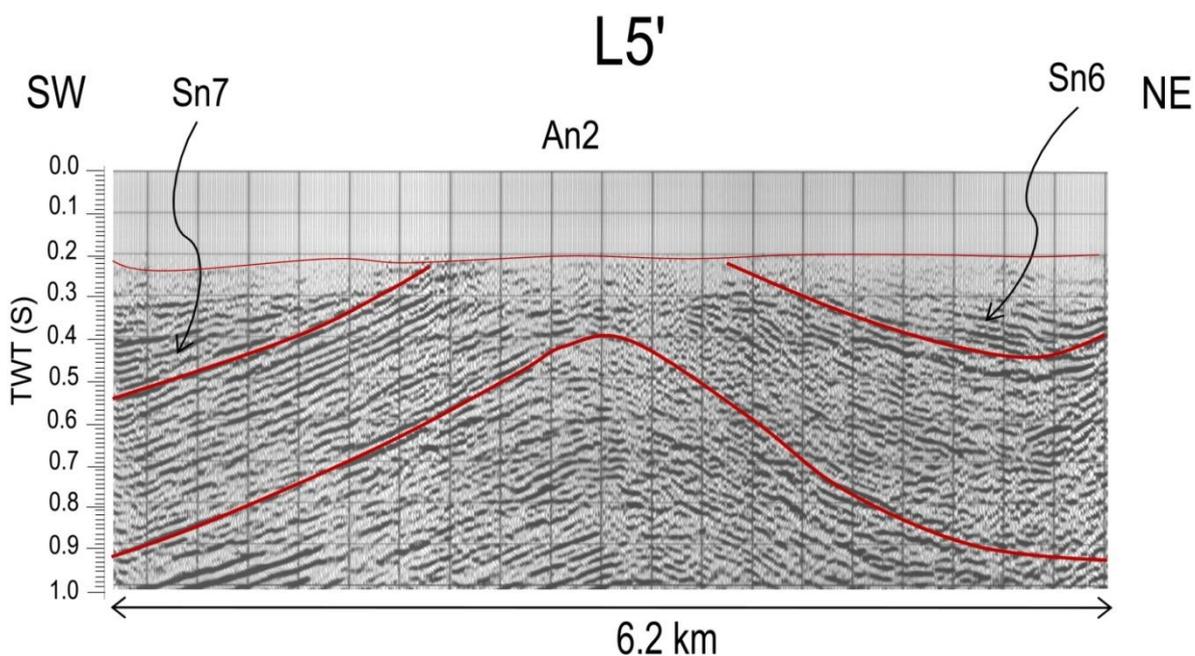


Figure 96: Ligne sismique L5', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT),  
TWT: Temps double en seconde

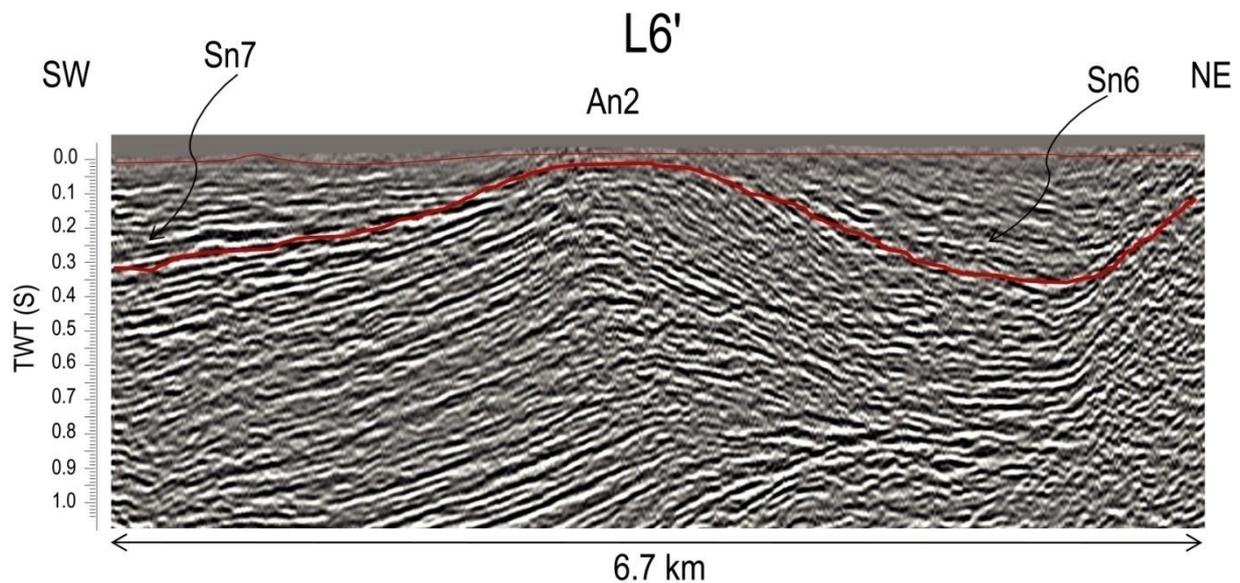


Figure 97: Ligne sismique L6', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT),  
TWT: Temps double en seconde

#### 4. Synthèse des données et conclusion

D'après les données (gravimétriques et sismiques) utilisées, des résultats importants de ce travail démontrent que les méthodes gravimétriques sont efficaces pour répondre à des questions fondamentales ainsi que d'approfondir nos connaissances sur la nature de structures cachées ; celle du graben Kalaa Khesba peut en constituer un exemple.

Nous résumons ci-après les principaux résultats dégagés par la collecte des données disponibles (gravimétrie, sismique, géologie) ainsi que le traitement avancé des données gravimétriques. L'intérêt est de creuser le problème et surtout d'expliquer la répartition des réponses gravimétriques et de les confirmer par les réponses sismiques.

Les traitements appliqués aux données gravimétriques enregistrées ont permis la configuration structurale du niveau du graben Kalaa Khesba par les apports suivant (Fig. 97):

- différentes directions structurales anormales associées à des failles de direction NW-SE, NNW-SSE à NS et NE-SW à EW avec des sources profondes d'ordre de 2-3 km de profondeur.
- des anomalies de courte et de grande longueur d'onde caractérisant les différentes structures positives et négatives (anticlinaux et synclinaux).

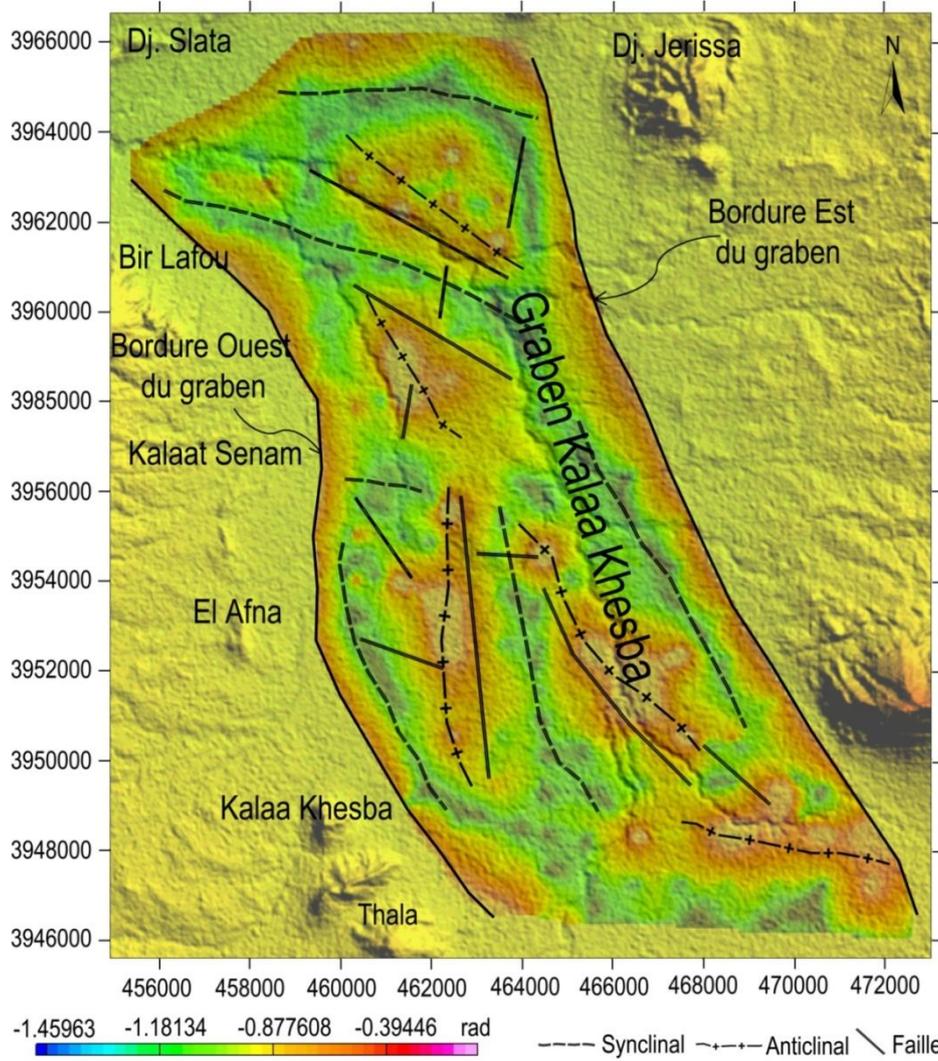


Figure 98: Carte structurale synthétique du graben Kalaa Khesba, NW de la Tunisie

## VI. Conclusion générale

A la lumière de cette analyse approfondie de la géologie du sous-sol de la région Oulad Boughanem, Kalaa Khesba et Kalaat Senam, la conjugaison des outils et des approches, nous a permis de mieux appréhender la configuration structurale et de préciser les éléments majeurs ayant commandé son évolution. Ceci permet de mieux orienter les investigations futures liées à la mise en exploitation de ses géo-ressources naturelles (eaux, minerais et hydrocarbures).

La présence de couches Triasiques comme sous-basement de la couverture sédimentaire allant, avec certaines lacunes, du Crétacé inférieur au Quaternaire récent, a souvent contribué en plus des phases tectoniques identifiées dans l'ensemble de la région, à la perturbation de la configuration structurale de cette couverture. L'ensemble des effets liés à l'activité orogénique (plissements fracturation, chevauchement et remontées diapiriques) ont abouti au façonnement de la configuration structurale de la région, en entités dont les principaux éléments sont les dômes anticlinaux souvent coffrés et les fossés d'effondrement en grabens qui se suivent en chapelet avec décalage latéral en pull-apart.

Les principales unités structurales de la région illustrant cette évolution se traduisent par les trois fossés latéralement étirés du NW vers le SE qui sont ceux d'Oulad Boughanem, Kalaat Senam et Kalaa Khesba qui se trouvent encadrés par les dômes de Jerissa, Slata et Hamaima. Un réseau de failles dont l'orientation se fait suivant trois directions (NW-SE, NNW-SSE à N-S et NE-SW à E-W), a permis de structurer la configuration de ces entités suivant un damier désordonné dont les discontinuités tectoniques sont la règle.

L'analyse lithostratigraphique des couches sédimentaires du sous-sol, s'est principalement réfère aux données des six puits pétroliers disponibles dans la région et à partir desquels deux corrélations litho-stratigraphiques ont pu être élaborés. Il s'en dégage que les formations argileuses et argilo-gréseuses du Trias constituent la base de la série sédimentaire qui les surmonte et qu'elles sont parfois en contact anormal, le long des principaux accidents tectoniques, avec différents niveaux de cette couverture sédimentaire. La variation latérale de l'épaisseur de ces couches sédimentaires ne peut être expliquée sans la compréhension du rôle des principaux accidents tectoniques dont certains s'enracinent profondément et semblent être anciens et remis en activité lors des différentes phases orogéniques subies par la région.

Tout semble être conditionné par l'héritage tectonique de la région. C'est ce qui a été bien mis en évidence par l'analyse gravimétrique et sismique. En effet les différentes cartes d'anomalie

(Bouguer, résiduelle, régionale, TILT, TDX, HGG...) résultant de l'interprétation des données gravimétriques ont permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

- (i) les deux failles profondes enracinées susceptibles de se réactiver, constituent au niveau de Dj. Slata, le siège des systèmes hydrothermaux minéralisant liés au Pb et Fe. Ceci semble être le cas des principaux accidents tectoniques bordant les structures similaires,
- (ii) la contrainte compressive qui a été appliquée au système des grabens de la région en pull-apart, a beaucoup facilité la remontée et le déplacement du matériel triasique vers la surface et son épanchement latéral,
- (iii) le matériel triasique diapirique se manifeste sous forme d'un épanchement latérale du sel dans la partie SW de la zone,
- le modèle final résultant de ces cartes, admet que l'origine du matériel triasique déposé sur la bordure et au sein du graben Kalaat Senam, provient de Dj. Slata.

L'analyse des données sismiques s'est traduite après le calage de ces données sur celles des puits, par des cartes et des profils sismiques. Ces cartes sont celles établies au toit des formations de Serdj, Abiod et El Gueria et donnant leurs isochrones, isovitesses et isobathes. Les profils sismiques calibrés également sur les données des puits ont permis de contrôler le schéma structural et d'apprécier les rejets des failles et leur enracinement, ainsi que l'individualisation des différentes unités structurales.

La confrontation des résultats gravimétriques et sismiques a permis de s'assurer de la bonne représentation du schéma structural et sa conformité avec le modèle de l'évolution en graben pull-apart de la zone.

L'application de cette approche à la méga-structure en fossé effondré de Kalaa Khesba pour l'étude de sa structure cutanée approfondie, a permis de mieux localiser les failles majeurs associées à son évolution et délimitant sa sédimentation. De même qu'on pu être individualisées en détail, les ensembles structuraux qui tapissent son fond.

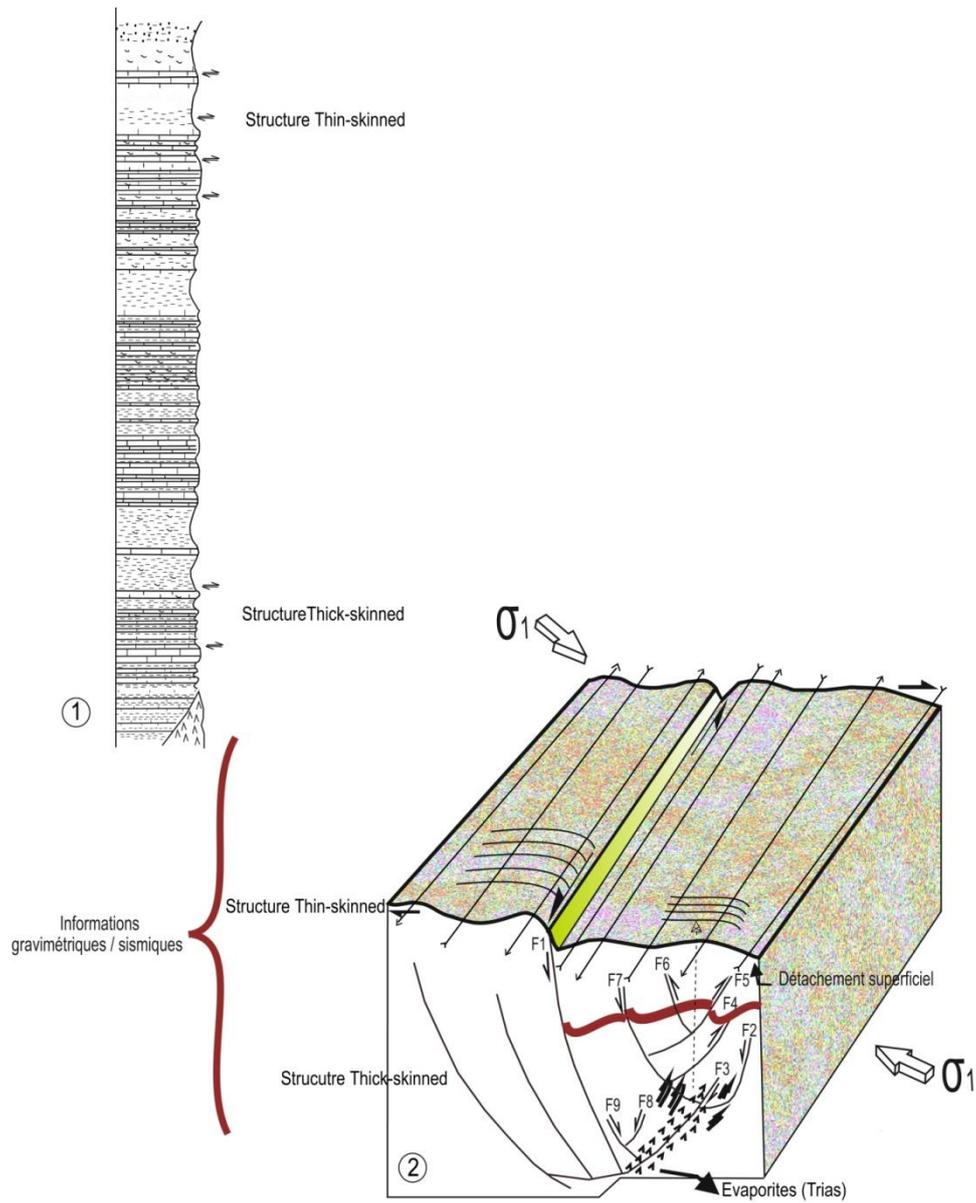


Figure 99: Modèle synthétique qui représente les structures Thin-skinned et Thick-skinned

## VII. Références bibliographiques

- Aissaou, S.A., 1990 .Structuration et genèse des gisements de fer carbonate du Jebel Jerissa et du Jebel Hameima (NW de la Tunisie) : Pétrographie des carbonates, minéralogie et étude de la matière organique, appliquées aux gites de couverture. *Thèse de Doctorat*, Université de Tunis II, 215p.
- Amouri, M., 1989. *Les minéralisations Pb–Zn–Ba–F liées aux faciès carbonatés aptiens dans l'atlas Tunisien central. Géologie Méditerranéenne XVI*, 23, 185-199.
- Ammar, L., Badrani, H., 2017. La cité minière de Djerissa 1887-2017 Genèse, évolution et devenir à travers l'urbanisme et l'architecture. *Al-Sabîl : Revue d'Histoire, d'Archéologie et d'Architecture Maghrébines*, 4, 34p.
- Annuaire Hydrologique De Tunisie, 2003-2004, *Direction des Eaux de Surface*, 236p.
- Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, N., Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A., Reba, N., 2014. Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: A multidisciplinary approach, *J. Seismol.*, 18(2), 235-256, DOI: 10.1007/s10950-013-9395-y.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Rigane, A., Gourmelen, C., Ben Dhia, H., 2011. Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics*, 509, 198-207.
- Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de la Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel. *Thèse d'Etat*, Univ. Paris XI, 327p.
- Ben Chelbi, M., Melki, F., Zargouni, F., 2006. Mode de mise en place des corps salifères dans l'Atlas septentrional de Tunisie. Exemple de l'appareil de Bir Afou. *C.R. Geoscience*, 338, 349-358.
- Ben Dhia H., 1987, the geothermal gradient map of central Tunisia: comparison with structural, gravimetric and petroleum data. *Tectonophysics*, 142, 99-109.
- Ben Ferjani, A., Burollet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. *Mémoire ETAP n° 1*, Tunis, 194p.
- Ben Mammou, A., 1992. Alluvionnement de la retenue du barrage Nebeur sur l'Oued Mellegue. *Notes du Service Géologique, Tunisie*, 58, 173-184.
- Berthon, L., 1922. L'industrie minérale en Tunisie. Direction des travaux publics, 272p.
- Blazy, P., Jdid, E.A., 2000. Beneficiation of Kalaat Khasba phosphate (Tunisia) by calcination. *J.Min.Met.*, 36 (1-2) A, 1-10.

- Bonnefous, J., 1972. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique de Tunisie (Tunisie septentrionale et centrale, Sahel, zone des Chotts). *Thèse de Doctorat*, Université de Paris 6, 326p.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Turki, M.M., 1994. Paleostress in the Southern Tunisian platform. In: Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. *Technip Editions*, France, 179-196.
- Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas sahariens (Tunisie méridionale): evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. *Thèse Doc. Etat*, Univ. Tunis II, Tunisia, 485.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., Turki, M.M., 1998. Tectonic evolution of Southern Tethyan margin in southern Tunisia. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), Peri-Tethys Memoir: 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms, 177. *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, Paris, 215-236.
- Bouaziz, S., Barrier E., Soussi, M., Turki M, M., Zouari, H. 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from the paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Bouhlel, S., 2007. Les ressources en plomb, zinc, fer, argent, cuivre, or , barytine, fluorine et cèlestite de la Tunisie : un bilan de 117 ans de recherches, d'exploitations. XVII<sup>èmes</sup> Journées Nationales de la SSNT, Hammamet, Conférence plénière, 1-2p
- Boukadi, N., 1994. Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. *Thèse es-sciences*. Univ.Tunis II,250.
- Briki, H., Ahmadi, R., Smida, R., Rekhiss, F., 2018. Structural evolution and tectonic style of the Tunisian central Atlas; role of inherited faults in compressive tectonics (Ghoualguia anticline). *Tectonophysics*, 731, 48-63.
- Buness H. et al. (Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia), 1989. EGT°85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *Proceedings of the 16th Workshop 16th the European Geotraverse (EGT) Project, Einsiedeln*, 29 November - 5 December, 97-210.
- Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. et Géol.*, N°18, 350p.

- Burollet, P.F., Sainfeld, F., 1956. Manual of the geologic map in 1/50.000 of Tunisia, N°44, Kef, Geologic Service of Tunisia.
- Burollet, P.F., Rouvier, H., 1971. La Tunisie. *Unesco, Tectonique de l'Afrique* (Sciences de la Terre), 6, 600p.
- Carte des Ressources en Eaux de Tunisie (CRET), 2017 : carte des ressources en eau de Tunisie : carte des systèmes aquifères. Annexe n°5. Ministère de l'Agriculture/DGRE.
- Caire, A., 1971. Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional). *Unesco, Tectonique de l'Afrique* (Sciences de la Terre, 6), 584p.
- Castany, G., 1952. Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *Congrès géologique international*, 1, 63p.
- Chalon, P.F., 1907. Les richesses minérales de l'Algérie et de la Tunisie. *Iris-Lilliad, Université Lille 1*, 101p.
- Cherif, M.M., 1971. Recherches géomorphologiques sur la région du Djebel Hameima. *Méditerranée*, 7, 685-700.
- Cherni, S, Khlifi., S, Louati., M.H., 2010. Suivi de l'envasement de la retenue du barrage de Nebeur sur l'oued Mellegue (le kef). *Actes des 17èmes Journées Scientifiques sur les Résultats de la Recherche Agricoles*, 16-17 Décembre, 754 p.
- Chikhaoui, M., 1988. Succession distension-compression dans le sillon tunisien secteur de Nebeur, El Kef, Tunisie Centre Nord. *Thèse. Sci, Univ.Nice*, 143p.
- Chikhaoui, M., Jallouli, C., Turki, M.M., Soussi, M., Braham, A., Zaghib-Turki, D., 2002. L'affleurement triasique du Debadib-Ben Gasseur (Nord-Ouest de la Tunisie) : diapir enraciné à épanchements latéraux dans la mer Albienne, replissé au cours des phases de compression tertiaires. *C.R. Géoscience*, 334(16), 1129-1133.
- Chihaoui, A., 2009. La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie centrale: Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire. *Thèse de Doctorat*, Université de Sfax, Tunisie, 291p.
- Chihi, L., Ben Haj Ali, M., Ben Ayed, N., 1992. Mécanismes et signification structurale du plissement dans les chaînes des Chotts (Tunisie méridionale). Analogie avec les plis associés au décrochement EW se Sbiba (Tunisie centrale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, II, 1245-1252 p.

- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : Leur étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. *Thèse de Doctorat d'état*, Faculté des Sciences Tunis, 385p.
- Chihi, L., Philip, H., 1998. Les fossés de l'extrémité orientale du Maghreb (Tunisie et Algérie orientale): tectonique mio-plio-quaternaire et implication dans l'évolution géodynamique récente de la Méditerranée occidentale. *Notes du service Géologique de Tunisie, n° 64*, 103-116p.
- Claude, J., et Chartier, R., 1975. Mesure de L'envasement dans les retenues de six barrages en Tunisie Campagne de 1975. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol, XIV, 1*, 35p.
- Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G (eds), 1989. Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, 45, 1-29.
- Della Vedova, B., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., Verdoya, M., 1995. Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European GeoTraverse. *Tectonophysics*, 244, 57-74.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou L, E., Kazmin V, G., Le pichon, X., Knipper A, L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dessi, G.B., 2018. Société Belge des mines du Djebel-Slata et Djebel-Hameïma (1906-1936), 12p. *www.entreprises-coloniales*
- Dlala, M., Ben Ayed, N., 1988. Les déformations du Quaternaire récent du graben de Foussana (Tunisie centrale). *Géologie Méditerranéenne. Tome 15, N°3*, 171-176; doi : <https://doi.org/10.3406/geolm.1988.1403>
- Dlala, M., 2001. Les manifestations tectono-sédimentaires d'âge Campanien–Maastrichtien en Tunisie: implications sur l'évolution géodynamique de la marge Nord-Africaine. *C.R. Geoscience*, 334, 135-140.
- Dumont, T., Arnaud, H., Arnaud, A., Zghal, I., 2005. Jebel Hameïma. Upper Aptian tilted blocks: paleotectonic setting, karstification and mineralization. Livretguide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. *Géologie Alp. Série special*, 5, 98-100.
- Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, c. 1999, Information packet: Tunis, Tunisia, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières.
- El Ghali, A., Bobier, C., Ben Ayed, N., 2003. Rôle du système de faille EW dans l'évolution géodynamique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie. Exemple de l'accident de Sbiba-Chérichira en Tunisie centrale. *Bull Soc Geol Fr*, 174, 4, 373-381.

- Etude stratégique: Système Hydraulique de la Tunisie à l'horizon 2030, 220p.
- Ezzine, I., 2011. Apport des données satellitaires et gravimétriques à l'étude géologique de la région de Maktar-Tadjerouine (Tunisie Centro-Septentrionale). *Thèse de Doctorat*, Université Tunis El Manar, Tunis, 294p.
- Ezzine, I., Jaffal, M., Ben Youssef, M., Zargouni, F., Ghanmi, M., 2012. The thrust front in the Jebel Bou El Hanèche - Kalâat Khasba (Central-northern Tunisia). Integration of geological and geophysical data. *Estudios Geológicos*, 68(2), 165-177, doi:10.3989/egeol.40378.128.
- Fadi, M., Florio, G., 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. *Geophysical prospecting*, 49, 40-58.
- Frifita, N., 2017. Analyse des données gravimétriques des accidents longitudinaux et structures associées de la Tunisie septentrionale, modélisation des failles profondes. *Thèse de doctorat*.
- Frifita, N., Mickus K., Zargouni F., 2019. Gravity contribution to the geological study of grabens in the northwest region of Tunisia including the Kef Basin region. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 811-822.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 2005. Dictionnaire de géologie. Dunod. (ISBN 2100490710 et 9782100490714, OCLC 166588470).
- Frizon De Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, (19), 740-761.
- Gabtni, H., Gouasmia, M., 2013. Joint evaluation of gravity, electrical and magnetotelluric methods for geothermal potential of fractured Aptian reefal carbonates in the Hmaima-El Gara area (Oued Serrat basin, Central-Western Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.*, 6, 1569-1579.
- Gabtni, H., Hajji, O., Jallouli, C., 2016. Integrated application of gravity and seismic methods for determining the dip angle of a fault plane: Case of Mahjouba fault (Central Tunisian Atlas Province, North Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 119, 160-170.
- Ghanmi, M., Vila, J.M., Ben Youssef, M., Bouhlel, S., Zargouni, F., 2001. Vers l'abandon du modèle de diapir en champignon anté-vranconien au Jebel Slata : Découverte sur son flanc NW d'Albien inférieur et d'Albien moyen, à leur place dans une série à l'endroit. *Notes du Serv. géol. Tunisie*, 68, 59p.

- Ghanmi, M., 2003. Géodynamique de la plateforme saharienne et sa marge septentrionale au Crétacé, son évolution vers l'Atlas septentrional, interférences du rifting et de l'halocinèse. *Habilitation à direction de recherches*, Université Tunis El Mannar II, 347.
- Gottis, Ch., Sainfeld, P., 1955. Carte géologique de la Tunisie. Feuille n°31 de Ghardimaou. *Notice explicatives*. D/TP, Tunis, SEFAN, 27p.
- Hajji, O., 2012. Etude par sismique réflexion et gravimétrie de la nappe profonde de kalaa khesba (Tunisie centre-ouest) : Extension des corps réservoirs associés au système aquifère néogène. *Mémoire de Master*, 116p.
- Hatira, N., Smati, A., Mansouri, A., Perthuisot, V., Rouvier, H., 2000. Le Trias à caractère extrusif de la zone des diapirs: exemple de la structure du Debadib-Ben Gasseur (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. Géol. Fr*, 171, 319-326.
- Inoubli, N., Gouasmia, M., Gasmi, M., Mhamdi, A., Dhia, HB., 2006. Integration of geological, hydrochemical and geophysical methods for prospecting thermal water resources: the case of the Hmeïma region (Central–Western Tunisia). *J Afr Earth Sc*, 46, 180-186.
- Institut Tunisien des Etudes Stratégiques, 2014. Système hydraulique de la Tunisie à l'horizon 2030. 222p
- Jaillard, E., Dumont, T., Ouali, J., Bouillin, J.P., Chihaoui, A., Latil, J.L., Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Zghal, I., 2013. The Albian tectonic “crisis” in Central Tunisia: nature and chronology of the deformations. *Journal of African Earth Sciences*, 85, 75-86.
- Jaillard, E., Bouillin, J.P., Ouali, J., Dumont, T., Latil, J.L., Chihaoui, A., 2017. Albian salt-tectonics in Central Tunisia: Evidences for an Atlantic-type passive margin. *Journal of African Earth Sciences*, 135, 220-234.
- Jemmali, N., Souissi, F., Carranza, E.J.M., Vennemann, T.W., 2013. Sulfur and lead isotopes of Guern Halfaya and Bou Grine deposits (Domes zone, northern Tunisia): Implications for sources of metals and timing of mineralization. *Ore Geology Reviews* 54, 17–28.
- Lepidi, J., 1949, Les mines en Tunisie, Tunis (OUVRAGE).
- Kallel, R., Bouzaiane, S., Eoche Duval, J.M., Jacques, C., Jacques, C., Jean-Marie, L., Jean-Paul, C., Patrice, R., Jean-Yves, L., André, F.M., Michel, P., Pierre, T.L., Jean-Marie, F., Robert, G., Jacques, C., Alain, L., Gaston, D., René, G., 1974. Monographie de la Medjerdah : tome 1. Le milieu physique et humain. Tome 2. Etude et interprétation des phénomènes hydrologiques. Tome 3. Annexes. *Tunis : ORSTOM*, 4, 115 + 430 + 181 p.

- Klett, T.R., 2001. Total petroleum systems of the pelagian Province, Tunisia, Libya, Italy, and Malta. The Bou Dabbous - tertiary and Jurassic-cretaceous composite. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2202-D, 27p.
- Kotti, F.C., Mahe, G., Habaieb, H., Dieulin, C., Calvez, R., Ben Ali, H., 2016. Etude des pluies et des débits sur le bassin versant de la Medjerda, Tunisie. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, n° 38, 19-28.
- Kotti, F., Dezileau, L., Mahé, G., Habaieb, H., Bentkaya, M., Dieulin, C., Amrouni, O., 2018. Etude de l'impact des barrages sur la réduction des transports sédimentaires jusqu'à la mer par approche paléohydrologique dans la basse vallée de la Medjerda. *Proc. IAHS*, 377, 67–76.
- Laridhi. Ouazaa, N., 1994. Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la tunisie. *Thèse, Univ.Tunis II*, 464p.
- Lehotsky, I., Bujnowsky, A., 1995. *Notice explicative : carte géologique de Kalat Es Senan.* Feuille n°59.
- L'industrie minière EN Tunisie (1892-1937), 2018. 69p.
- Lucazeau, F., Ben Dhia,H., 1989. Preliminary heat flow density data from Tunisia and Pelagian sea, *Can. J. Earth Sci*, 26, 993-1000.
- Magoon, L. B., Dow, W. G., eds., 1994.The petroleum system-from source to trap. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 60, 3–24p.
- Magoon, L. B., Dow, W. G., 1995.The play that complements the petroleum system-a new exploration equation. *Oil and Gas Journal*, 93, 40, 85-87p.
- Marie, J., Trouvé, P., Desforges, G., Dufaure, P., 1984. Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. *Notes Mém. Total*, 19, 7-37.
- Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., Ouali, S., Creuzot, G., 1991, Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale: Structuration éo-crétagée de l'Atlas tunisien. *Eclogae Geol. Helv*, 84, 61-82.
- Marone, F., Van der Meide, M., Van der Lee, S., Giardini, D., 2003. Joint inversion of local, regional and teleseismic data for crustal thickness in the Eurasia-Africa plate boundary region, *Geophysics J. Int*, 154, 499-514.
- Mejri, F., Burolet, F. P., Ben Ferjani, A., 2006. Petroleum Geology of Tunisia. A Renewed Synthesis. *Etap, Mémoire n°22*, 233p.
- Mickus, K., Jallouli, C., 1999, crustal structure beneath the Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) through the analysis of gravity data. *Tectonophysics*, 314, 373- 385.

- Midassi, M.S., Resselar, R., Andrew, J., 1981, Some conclusions made from the gravity map of Tunisia. *Premier Congrès national des Sciences de la Terre*, 579-583.
- Midassi M.S., 1982, regional gravity of Tunisia, Master of Sciences Thesis, Univ. of south Carolina. Colombia, south Carolina. USA, 125p.
- Mlayah, A., Ferreira da Silva, E., Rocha, F., Ben Hamza, Ch., Charef, A., Noronha, F., 2009. The Oued Mellègue: Mining activity, stream sediments and dispersion of base metals in natural environments, North-western Tunisia. *Journal of Geochemical Exploration*, 102, 27-36.
- Mlayah, A., Ferreira Da Silva, E.A., Lachaal, F., Khadhar, S., Charef, A., et Noronha, F., 2013. Effet auto-épurateur de la lithologie des affleurements géologiques dans un climat semi-aride: cas du bassin versant de l'Oued Mellègue (Nord-Ouest de la Tunisie). *Hydrological Sciences Journal*, 58, 3, 686-705.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe: Pure Appl. *Geophys*, (161), 661-681.
- Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°. *Journal of geophysical research*, 103, 727-747.
- Morelli, C., Nicolich ,R., 1990. A cross section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern Segment (from the Alps to Tunisia). *Tectonophysics*, 176, 229-243.
- Mosbahi, M., Benabdallah, S., Boussema, MR., 2009. Influence des données d'entrée du modèle SWAT sur la quantification des pertes en sol dans un bassin versant semi-aride en Tunisie. *Le J. De L'eau L'Environ*, 13, 84-91.
- Notholt, A. J.G., 1991. African phosphate geology and resources: a bibliography, 1979–1988. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 13, 3-4, 543-552p.
- Office national des mines et l'office du développement du Nord-Ouest. Les sites potentiels en substances utiles du Gouvernorat du Kef. Rapport, 111p.
- Ouali, J., 2007. Importance du réseau réghmatique dans la tectogenèse de la Tunisie atlasique à travers l'étude de l'Axe nord-sud. *Doctorat d'Etat*, Université Tunis El Manar, Tunisie, 399p.
- Ould Bagga M, A., 2003. Evolution tectono- sédimentaire et analyse structurale d'un segment des magrébides orientales : la région de Ghardimaou- Fernana (Tunisie Nord occidentale). *Thèse de doctorat*, Faculté des sciences de Tunis.

- Perthuisot, V., Rouvier, H., Smati, A., 1988. Style et importance des déformations anté-  
 vraconiennes dans le Maghreb srienal: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie  
 centrale). *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV(3), 391-398.
- Perthuisot, V., Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Hatira,N., Laatar, E., Mansouri, A.,  
 Rouvier, H., Smati, A., Thibieroz, J., 1998. Les Corps triasiques des monts du Mellègue  
 (confins algéro-tunisiens) sont-ils des diapirs ou des glaciers de sel. *Bull. Soc. géol. France*,  
 169 (1), 53-61.
- Pervinquière, L., 1903. Etude géologique de la Tunisie central. *Doc. Es.Sci*, Paris. 360p.
- Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia., 1992. The EGT'85 seismic experiment  
 in Tunisia: A reconnaissance of the deep structures, *Tectonophysics*, 207, 245-267.
- Richert, J.P., 1971. Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie.  
*Notes du Serv. Géol. Tunisie*, 34, 115-125.
- Rjiba, A., Aïfa, T., Gabtni, H., Ghanmi, M., Boulares, A., 2019. Neogene-Quaternary  
 structuring of the Kalaa Khesba Graben, northwestern Tunisia: a push-up inversion  
 structure. *Journal of Petroleum Sciences and Engineering*, 183, Disponible en ligne le  
 29 août 2019.
- Rodier, J.A., Colombanie, J., Claude, J., Kallel, R., 1981. Le bassin de la Mejerdah.  
*Monographies Hydrologiques Orstom*, N°6, 451p.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the  
 western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virt. Expl.* 8, 107-126.
- Rouvier , H., 1977. Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectonique et paléogéographie  
 superposées à l'extrême orientale la chaîne nord maghrébine. *Thèse es –Sciences*. Univ.  
 Paris VI.898p.
- Sassi, S., 1974. La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le sud et le centre ouest de la  
 Tunisie. *Thèse de Doctorat es-Sciences, Université de Paris-Orsay, France*, 300 p.
- Sainfeld, P., 1952. Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. *Annales des mines et de géologie*,  
 9, 285.
- Smati, A., 1983. Approche géologique et minérale de la partie méridionale du massif Slata  
 (Tunisie du Centre Nord). *Rapport de D.E.A.*
- Société du Djebel Djerissa, les mines de fer en Tunisie, 2011-2012,  
<http://www.sdd.tn/page.php?id=16>
- Solignac, M., 1927. Etude géologique de la Tunisie septentrionale. These, université de Lyon,  
 n°75 et Dir. Gén. Trav. Public, Tunis, 756p.

- Soumaya, A., Ben Ayed, N., Delvaux, D., Ghanmi, M., 2015. Spatial variation of present-day stress field and tectonic regime in Tunisia and surroundings from formal inversion of focal mechanisms: Geodynamic implications for central Mediterranean. *Tectonics*, 34, 1154-1180, doi:10.1002/2015TC003895.
- Smati, A., 1986. Les gisements de Pb-Ba et de Fe du Jebel Slata (Tunisie du Centre-Nord) : minéralisations épigénétiques dans le crétacé nérotique de la bordure d'un diapir de trias : gisements de Sidi Amor Ben Salem et de Slata-Fer, Thèse. Paris, 250 p.
- Turki, M.M., Delteil, J., Trulliet, R., Yaich, C., 1988. Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bull. Soc. géol. France*, 8, I-IV (3), 399-406.
- Van der Meide, M., Van der Lee, S., Giardini, D., 2003. Crustal structure beneath broadband seismic stations in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, 152, 729-739.
- Vila, J.M., Ben Youssef, M., Chikhaoui, M., Ghanmi, M., 1996. Deuxième étude de surface d'un grand « glacier de sel » sous-marin albien (250 km<sup>2</sup>) : les masses triasiques du « diapir » de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef, *Bull. Soc. géol. France* 167, 2, 235–246.
- Zouari, H., 1995. Evolution géodynamique de l'Atlas Centro-méridional de la Tunisie : Stratigraphie, analyse géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. *Thèse, Univ. Tunis II*, 251p.
- Zargouni, F., Delteil, J., Trulliet, R., 1979. Interprétation des événements structuraux alpins de l'axe NS dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). *7<sup>ème</sup> Réunion, Ann. Sc. Terre*, Lyon, 468.
- Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 299, série II, 71-76.

## Liste des figures

Figure 1: Carte de la cinématique des plaques Afrique et Eurasie (Nocquet et Calais, 2004). 1: Extension, 2: compression, 3: vitesse géodétique (mm/an), 4: coulissement, 5: vitesse de déformation des structures.....	10
Figure 2: Les principaux domaines structuraux de l'Afrique du Nord (d'après De Lamotte et al., 2000).....	11
Figure 3: Domaine de distribution des fossés d'effondrement d'avant pays de la chaîne alpine d'Afrique du Nord-Sicile (Chihi, 1995). .....	12
Figure 4: Organigramme montrant les principaux intérêts et les méthodes géophysiques utilisées dans le domaine d'étude.....	16
Figure 5: Organigramme représentant les étapes de traitement des données gravimétriques.....	21
Figure 6: Organigramme représentant les étapes de traitement des données sismiques ...	24
Figure 7: Partie de la carte géologique du Kasserine 1/200 000 .....	27
Figure 8: Carte de position de l'expérience sismique en Tunisie, avec les points de tir et les segments étudiés. I = chaînes telliennes; 2 = zone de chevauchement du nord de la Tunisie; 3 = Atlas plié; 4 = Sahel; 5 = axe nord-sud; 6 = plate-forme saharienne; 7 = chevauchement; 8 = axe du pli; 9 = faille normale; 10 = faille de décrochement; II = point de tir (Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992). .....	28
Figure 9: Carte de densité du flux thermique de la Tunisie. Isocontours en mW. m <sup>-2</sup> . +: données de la Tunisie, O: données algériennes (Takherist et Lesquer, 1989), Triangle : données de la montée sicilienne (Zolotarev et Sokhel'nikov 1980) (Lucazeau, Ben Dhia, 1989).....	30
Figure 10: Modèles de gravité bidimensionnelle le long du profil AB et CD de la croûte en Algérie et en Tunisie d'après les données gravimétriques. Les chiffres entre parenthèses représentent la densité moyenne d'un corps en grammes par centimètre cube. 1: eau (1,03 g / cm <sup>3</sup> ); 2: sédiments mésozoïques et cénozoïques (2,38 g / cm <sup>3</sup> ); 3: sédiments paléozoïques (2,58 g / cm <sup>3</sup> ), (Mickus et Jallouli, 1999).....	31

Figure 11: Carte de la profondeur de Moho (Marone et al., 2003). Ensemble de fonctions de base utilisées pour paramétrer la perturbation moyenne de la vitesse le long du chemin entre la source et le récepteur (Marone et al., 2004).	32
Figure 12: (a) Carte de la profondeur de Moho basée sur le segment européen Geotraverse Southern (EGT-S), (b) Carte des anomalies de Bouguer en Tunisie (Gabtni et Jallouli, 2017).	33
Figure 13: Carte géologique de la région redessinée à partir des cartes 1/50.000 de Kalaat Seman (Lehotsky et Bujnowsky, 1995), et Tajerouine (Gottis, 1951 ; Buroillet, 1953 ; Dardel, 1953 ; Sainfeld, 1954)	34
Figure 14: Les formations triassiques sont recoupées par Oued Serrath	36
Figure 15: Barrémien et Aptien inférieur. Lithofaciès et environnements sédimentaires (Marie et al., 1984).	37
Figure 16: Photo de terrain du massif Slata	38
Figure 17: Albien supérieur et Vraconien. Lithofaciès et environnements sédimentaires (Marie et al., 1984).	41
Figure 18: Cénomaniens. Lithofaciès et environnements sédimentaires. (Marie et al., 1984).	41
Figure 19: Log lithostratigraphique synthétique de la région d'étude	46
Figure 20: Carte structurale simplifiée de l'Atlas de la Tunisie (Frifita, 2017; Solignac, 1927; Rouvier, 1977; Castany, 1951; Zargouni, 1985), I : Zone des Nappes de charriage. II : Zones des Diapirs. III : Atlas tunisien. IV : Atlas centro-méridional. V: Plate-forme saharienne.	47
Figure 21: Caractéristiques générales d'un bassin en pull-apart (Foucault et Raoult, 2005).	48
Figure 22: Modèle d'ouverture des fossés (Chihi, 1995). Rectangle : Zone d'étude; 1 : Décrochement; 2 : Chevauchement; 3 : Pli; 4 : Trias; 5 : Graben; 6 : Ouverture de bassin en pull-apart.	49
Figure 23: Configurations tectoniques régionaux de la partie nord de la Tunisie et reconstruction du paléostress du Quaternaire (Bahrouni et al., 2014).	52
Figure 24: Les différents faciès de matériel triasique dans la région d'étude	55

Figure 25: Les principaux domaines métallogéniques de la Tunisie (site ONM, <a href="http://www.onm.nat.tn/fr/index.php?p=indminier">http://www.onm.nat.tn/fr/index.php?p=indminier</a> ).....	59
Figure 26: Photo prise dans la région d'étude montrant la présence de gisement de Fer et de Plomb, Dj. Slata .....	64
Figure 27: Photo prise dans la région d'étude montrant la présence du Fer et de la dolomie.....	64
Figure 28: (a) la présence du conglomérat dans les roches calcaires, (b) la présence de la calcite près de Dj. Slata. ....	65
Figure 29: Carte de localisation des eaux des oueds à écoulement permanent dans le bassin versant du Mellègue en Tunisie. Rectangle gris: les Oueds principaux de la région (Mlayah et al., 2013).....	66
Figure 30: Carte des ressources en eau de Tunisie (CRET, 2017) .....	68
Figure 31: Carte géologique du bassin versant du Mellègue en Tunisie (extraite de la carte géologique de la Tunisie 1/500 000 (modifié, d'après Ben Haj Ali et al. 1985). Quaternaire : alluvions, silt; Mio-pliocène : argiles, sable, silt et conglomérats; Oligocène : sable, grès, marne; Eocène Inf. : marne, carbonate; Crétacé Sup : marne, carbonate, grès; Crétacé Inf : marne, carbonate, grès; Trias : gypse, dolomite, sable et argile. (Mlayeh, 2010).....	71
Figure 32: Corrélation de direction NNW-SSE entre les forages hydrogéologiques SKD5, SKD1, SKD3 et SKD2 le long du graben de Kalaa Khesba (Hajji, 2012). ....	72
Figure 33: Les roches mères du système mésozoïque en Tunisie (Klett, 2001).....	73
Figure 34: Système pétrolier tunisien (Klett, 2001) .....	74
Figure 35: Charte des événements critiques (Klett, 2001).....	75
Figure 36: Carte de localisation des puits au niveau du permis Tajerouine (coordonnées WGS84 UTM Z32 N). ....	76
Figure 37: Série lithostratigraphique du puits W1.....	77
Figure 38: Série lithostratigraphique du puits W2.....	77
Figure 39: Série lithostratigraphique du puits W3.....	78
Figure 40: Série lithostratigraphique du puits W4.....	79
Figure 41: Série lithostratigraphique du puits W5.....	79
Figure 42: Série lithostratigraphique du puits W6.....	80

Figure 43:	Corrélation bi-directionnelle des puits W1-W4 .....	82
Figure 44:	Corrélation bi-directionnelle des puits W3, W5-W6 .....	83
Figure 45:	Organigramme représente les étapes de traitement des données gravimétriques.....	86
Figure 46:	Carte d'anomalie de Bouguer (densité = 2.4 g/cm <sup>3</sup> ). 1 : Dj. Jerissa, 2 : Dj. Bou Afna.....	87
Figure 47:	Carte d'anomalie régionale d'ordre 1.....	88
Figure 48:	Carte d'anomalie régionale d'ordre 2.....	89
Figure 49:	Carte d'anomalie régionale d'ordre 3.....	90
Figure 50:	Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 1 .....	91
Figure 51:	Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 2.....	92
Figure 52:	Carte d'anomalie résiduelle d'ordre 3.....	92
Figure 53:	Spectre d'énergie radial du champ de gravité en fonction de l'unité de fréquence (cycles/km).....	94
Figure 54:	Carte de prolongement vers le haut d'altitude 1 km. ....	95
Figure 55:	Carte de prolongement vers le haut d'altitude 4 km .....	96
Figure 56:	Carte de prolongement vers le haut d'altitude 8 km .....	97
Figure 57:	Carte de dérivées selon x.....	99
Figure 58:	Carte de dérivées selon y.....	100
Figure 59:	Carte de dérivées selon z.....	101
Figure 60:	Carte de TILT .....	102
Figure 61:	Carte de TDX .....	103
Figure 62:	Carte de HGG.....	104
Figure 63:	Carte des solutions de la déconvolution d'Euler.....	105
Figure 64:	Modèle gravimétrique 2.5D. (a): Variation des anomalies gravimétriques suivant le profil A'-A (voir position en Fig. 13), (b): Modèle gravimétrique calculé suivant le profil A'-A.....	106

Figure 65: Carte de localisation des profils sismiques dans la zone de Kalaat Senam-Tajerouine, NW de la Tunisie. P1-W6 : puits pétroliers, L1-L10 : lignes sismiques choisies en rouge.....	114
Figure 66: Ligne sismique L1. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : 1. Segui , 2. O. Bel Khedim, 3. Oum Dhouil, 4. Cherahil, 5. El Gueria, 6. Chouabine, 7. El Haria, 8. Abiod, 9. Bireno, 10. Serdj, 11. Trias évaporitique. 12. Pliocène, 13. Miocène moy.-sup., 14-15. Eocène inf.-Paléocène, 16. Crétacé sup., 17. Crétacé inf., 18. Trias sup. F1 (p1): faille1 (profil1), W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative. ....	115
Figure 67: Ligne sismique L2. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	117
Figure 68: Ligne sismique L3. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	118
Figure 69: Ligne sismique L4. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	119
Figure 70: Ligne sismique L5. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	120
Figure 71: Ligne sismique L6. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	122
Figure 72: Ligne sismique L7. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	123
Figure 73: Ligne sismique L8. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	124

Figure 74:	Ligne sismique L9. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	125
Figure 75:	Ligne sismique L9. (a) Profil sismique brute. (b) Profil sismique montrant les différents horizons : même notation qu'en Fig. 66, W6: puits d'exploration, TWT (s):Temps double (s). (c) Coupe géosismique interprétative.....	126
Figure 76:	Carte en isochrone au toit de la formation Serdj (Aptien) .....	127
Figure 77:	Carte en isovitesse moyenne au toit de la formation Serdj (Aptien).....	128
Figure 78:	Carte en isobathe au toit de la formation Serdj (Aptien).....	129
Figure 79:	Carte en isochrone au toit de la formation Abiod (Maastrichtien-Campanien)	130
Figure 80:	Carte en isobathe au toit de la formation Abiod (Maastrichtien-Campanien) .	131
Figure 81:	Carte en isochrone au toit de la formation El Gueria (Lutétien-Yprésien) .....	132
Figure 82:	Carte en isobathe au toit de la formation El Gueria (Lutétien-Yprésien) .....	133
Figure 83:	(a) Modèle théorique pour des bassins en pull-apart à travers un régime transpressional. (b) Modèle de graben de Kalaa Khesba proposé montrant une structure en "push-up". Formations El Gueria, Chouabine et El Haria (Danien à Yprésien) déformées et recoupées par de multiples failles (F1-F8), (Rjiba et al., 2019).....	134
Figure 84:	Organigramme montrant la procédure du filtre gaussien régional / résiduel...	137
Figure 85:	Carte d'anomalie de Bouger du graben Kalaa Khesba .....	138
Figure 86:	Profondeurs d'investigation. (a) Spectre d'énergie radial du champ de gravité en fonction de la fréquence (cycles/km), (b) Estimation de la profondeur, (c) Filtre gaussien régional/résiduel appliqué au champ de gravité résiduel, avec un 1 <sup>er</sup> filtre et une erreur de 0.2.....	140
Figure 87:	Carte d'anomalie résiduelle de Kalaa Khesba.....	141
Figure 88:	Carte d'angle d'inclinaison (TILT). Emplacement des lignes sismiques, W1: Puits, L1-L6: lignes sismiques interprétées.....	142
Figure 89:	Carte de TDX du graben Kalaa Khesba .....	143
Figure 90:	Carte du gradient de gravité horizontal (HGG) de la carte résiduelle. Failles (ordre 1: bleu, ordre 2: rouge) et les pendages des structures de subsurface .....	144
Figure 91:	Carte de déconvolution d'Euler et solutions d'Euler (profondeur, m).....	145

Figure 92: Ligne sismique L1', direction : NS, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde.....	146
Figure 93: Ligne sismique L2', direction : NW-SE, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde .....	147
Figure 94: Ligne sismique L3', direction : SN, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde.....	147
Figure 95: Ligne sismique L4', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde .....	148
Figure 96: Ligne sismique L5', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde .....	148
Figure 97: Ligne sismique L6', direction : SW-NE, interprétation (emplacement sur la figure TILT), TWT: Temps double en seconde .....	149
Figure 98: Carte structurale synthétique du graben Kalaa Khesba, NW de la Tunisie .....	150
Figure 99: Modèle synthétique qui représente les structures Thin-skinned et Thick-skinned.....	153

## Liste des Tableaux

Tableau.1 : Analyses chimiques du massif Slata .....	60
Tableau.2 : Echantillon des crues maximales annuelles : période Totale 1923-1975 (Rodier et al., 1981).....	69
Tableau.3 : Echantillon des crues maximales annuelles : Période Postérieure à 1953 (Rodier et al., 1981).....	70
Tableau.4 : Corrélation des profils 1 et 2 .....	81
Tableau.5 : Densité moyenne des unités lithologiques du modèle gravimétrique .....	107
Tableau.6 : Fiche d'identification des puits du permis .....	110
Tableau.7 : Calage au puits 3 .....	110
Tableau.8 : Calage au puits 5 .....	111
Tableau.9 : Calage au puits 6 .....	111

# ANNEXE1

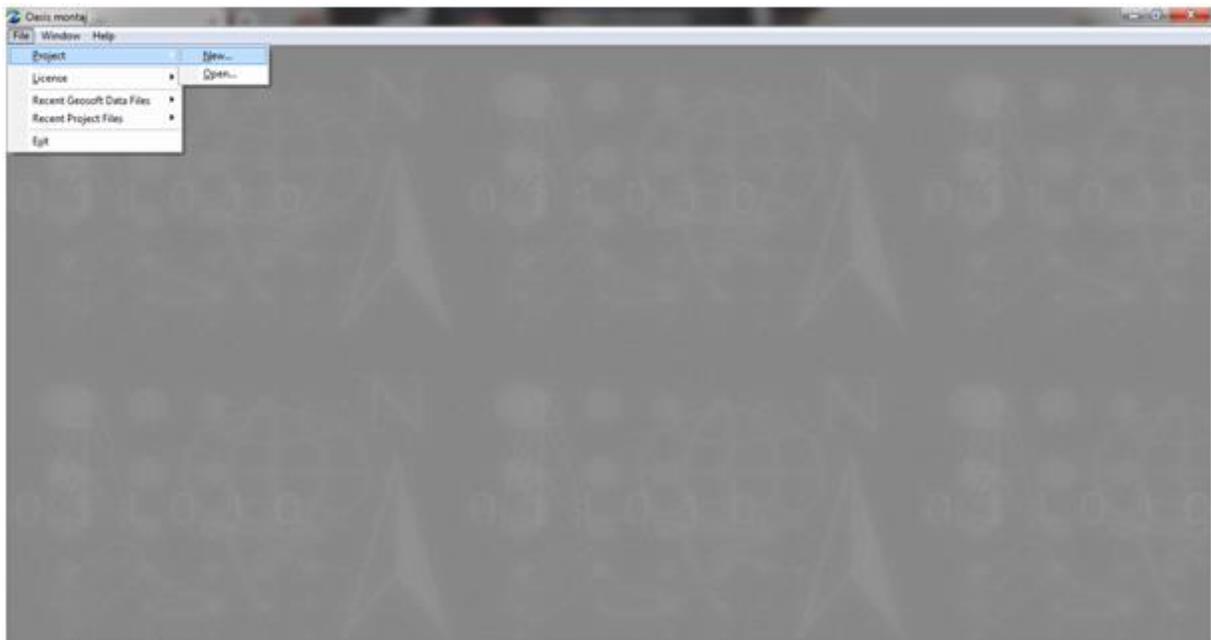
## Utilisation du logiciel Oasis Motaj

Pour l'analyse des données gravimétriques, nous avons tout d'abord pris les valeurs en forme de Grid. Les données ont été classées de façon à ce que chaque mesure de gravimétrie appartient à un point sur le profil qui était défini antérieurement.

Une fois le logiciel lancé nous devons créer un nouveau projet :

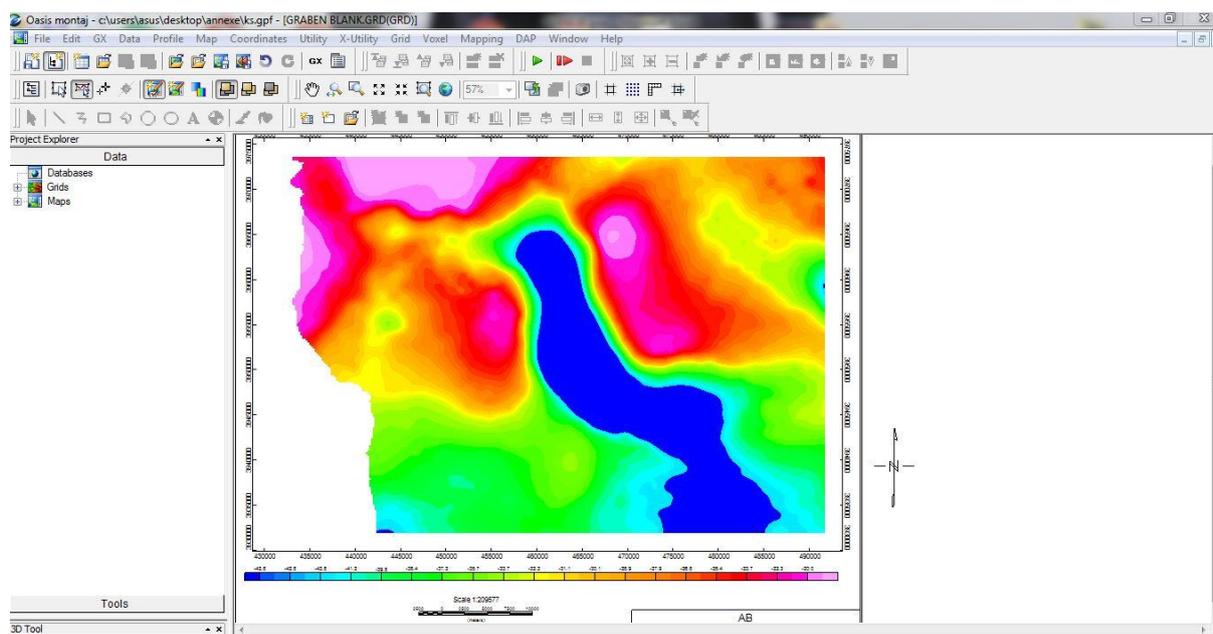
Menu File → Project → New

On nomme le nouveau fichier « KS »



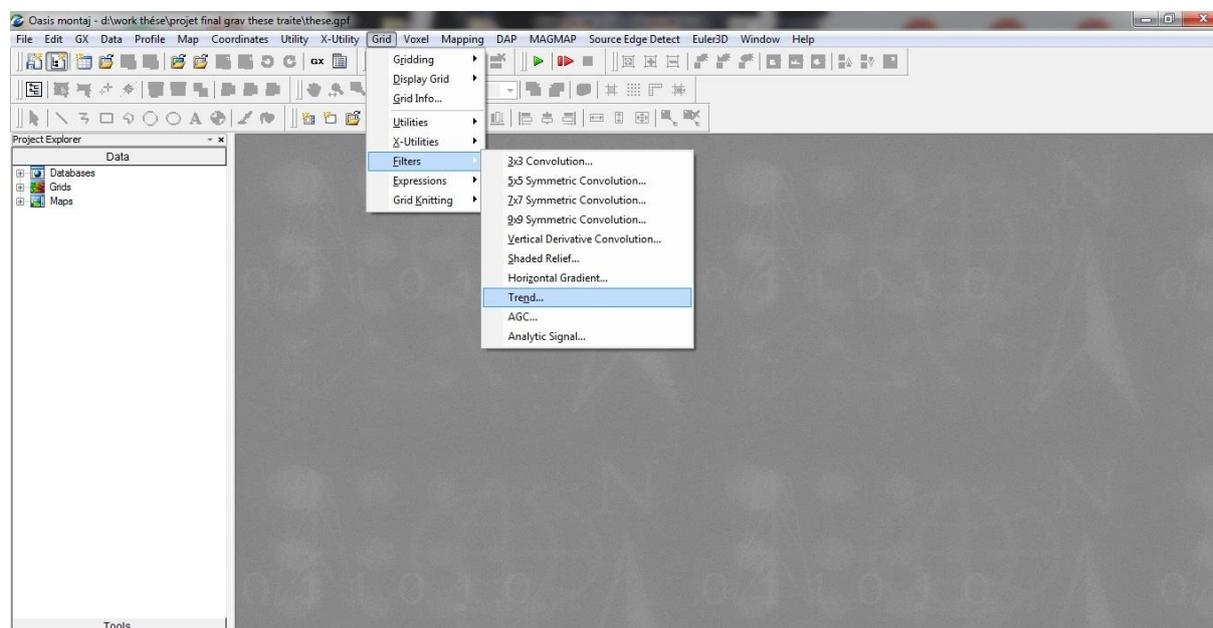
Ensuite, nous devons importer notre Grid :

Grid → add grid

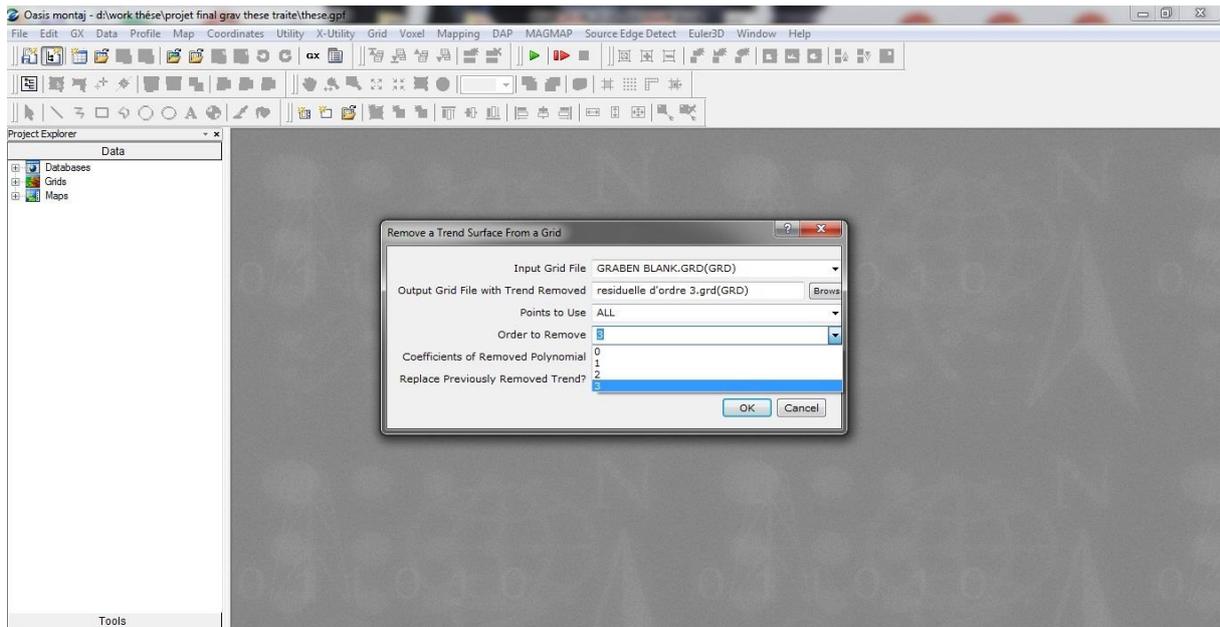


Après, nous réalisons nos cartes résiduelles du différent ordre 1, 2 et 3

Grid → filters → trend

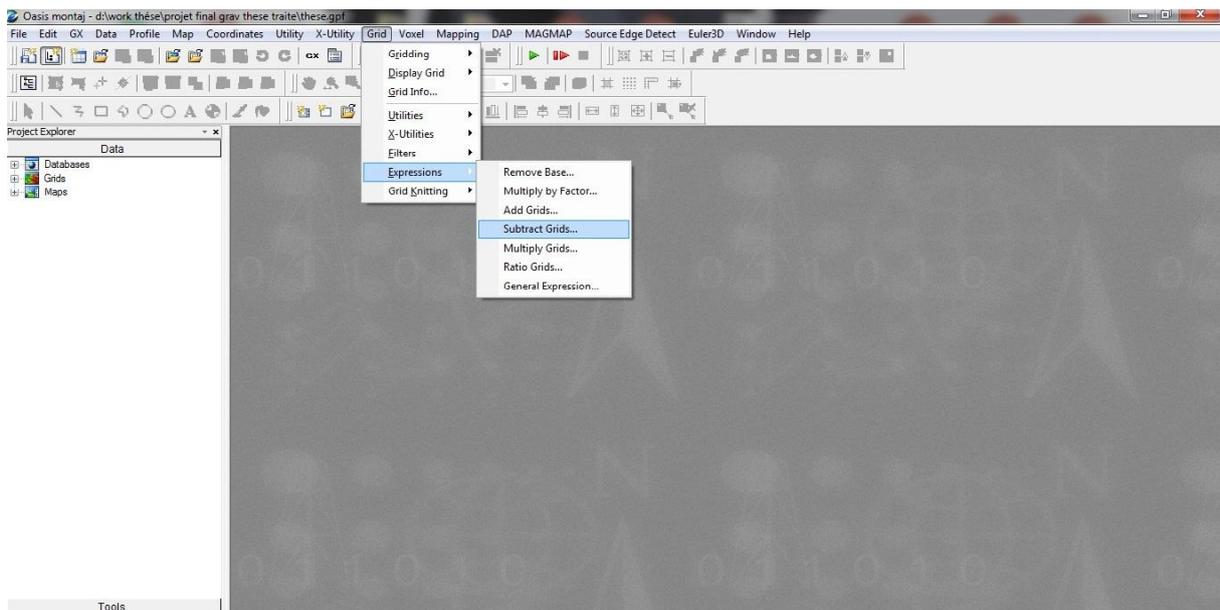


On répète cette étape pour la résiduelle d'ordre 1, 2 et 3.

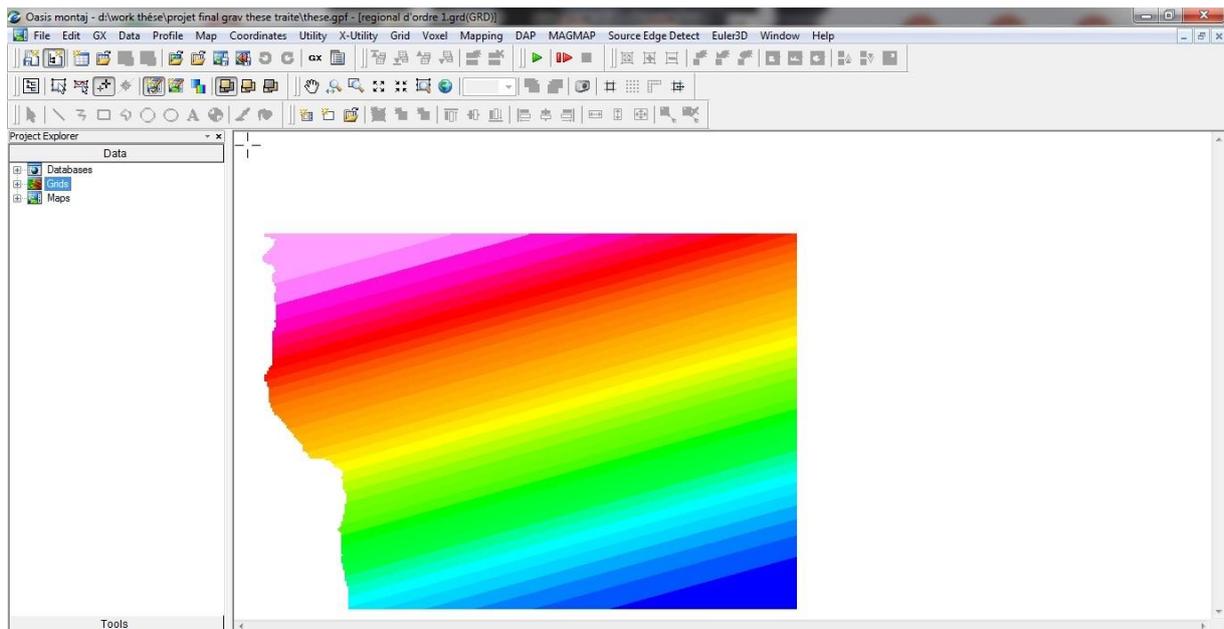


## Carte régional

Grid → expressions → subtract grids



On répète cette étape pour la régionale d'ordre 1, 2 et 3.

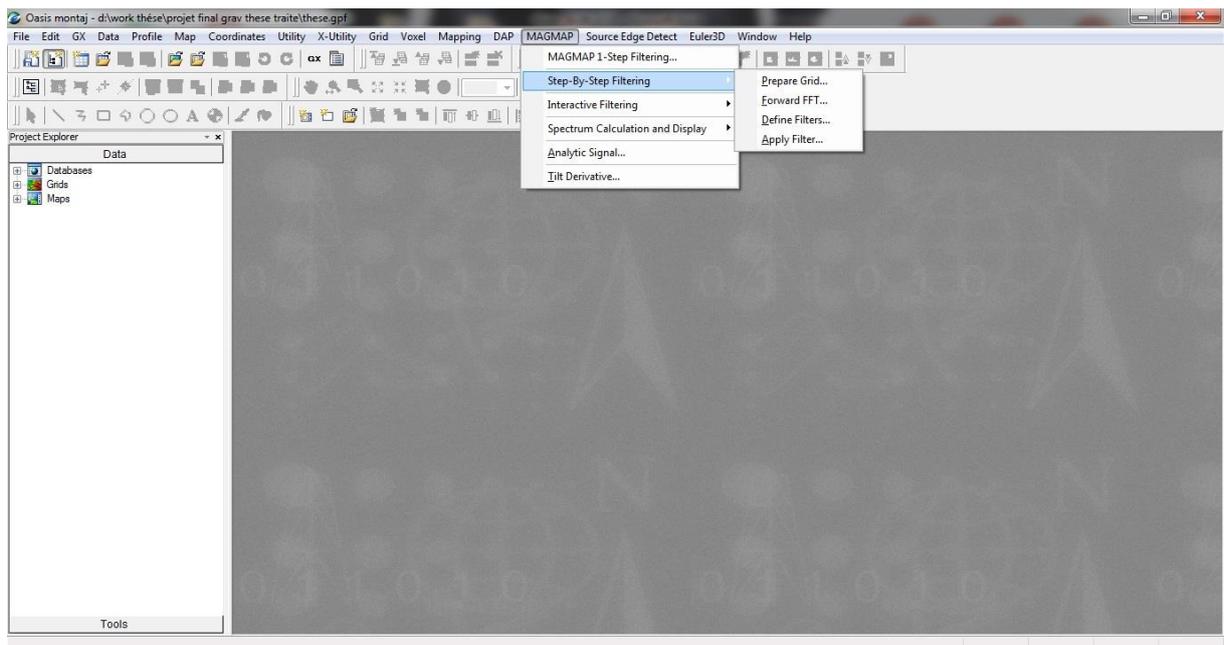


Une fois toutes nos cartes résiduelles et régionales créent, nous pouvons faire les cartes de prolongement vers le haut.

Le menu MAGMAP n'apparaissant pas nous devons l'importer :

Gx → Load Menu → nom du fichier :magmap.com

Maintenant nous pouvons créer nos cartes. Pour cela, il faut tout d'abord créer une pré-grille qui va nous servir à préparer notre grille afin d'appliquer nos filtres, puis nous lui appliquons la transformée de Fourier.



Magmap → step by step filtering → prepare grid → start

Magmap → step by step filtering → forward FFT → ok

Magmap → step by step filtering → define filters → ok

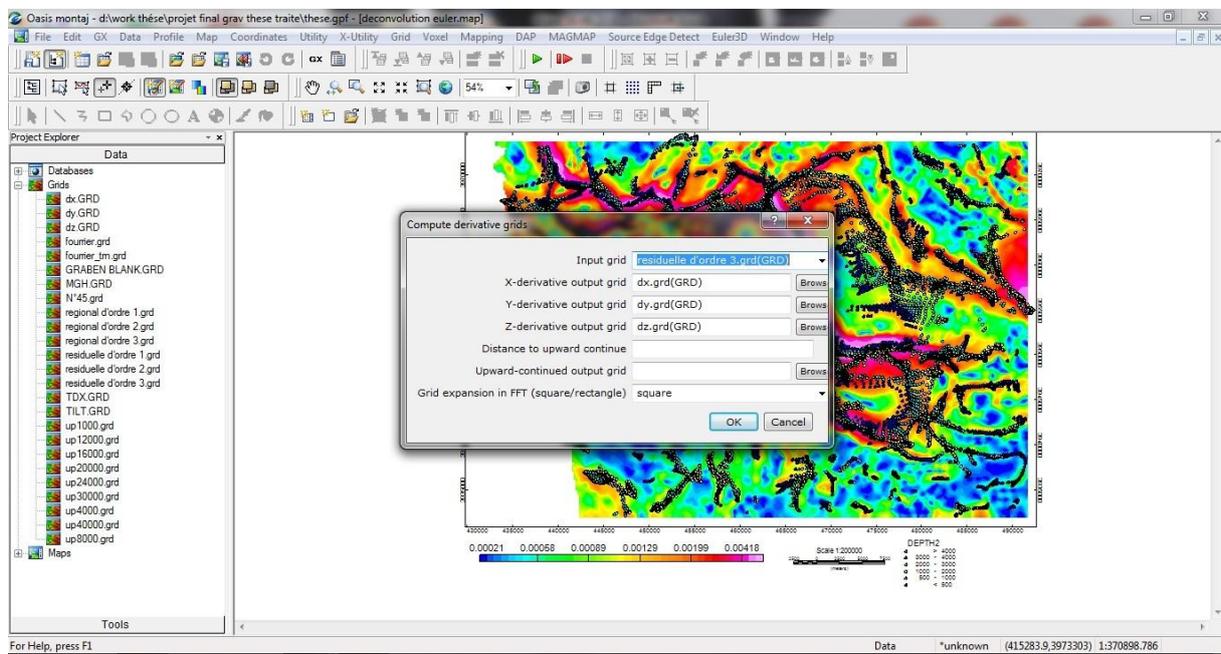
Magmap → step by step filtering → apply filters → ok

Ensuite, on fait une déconvolution d'Euler

Gx → Load menu → SED

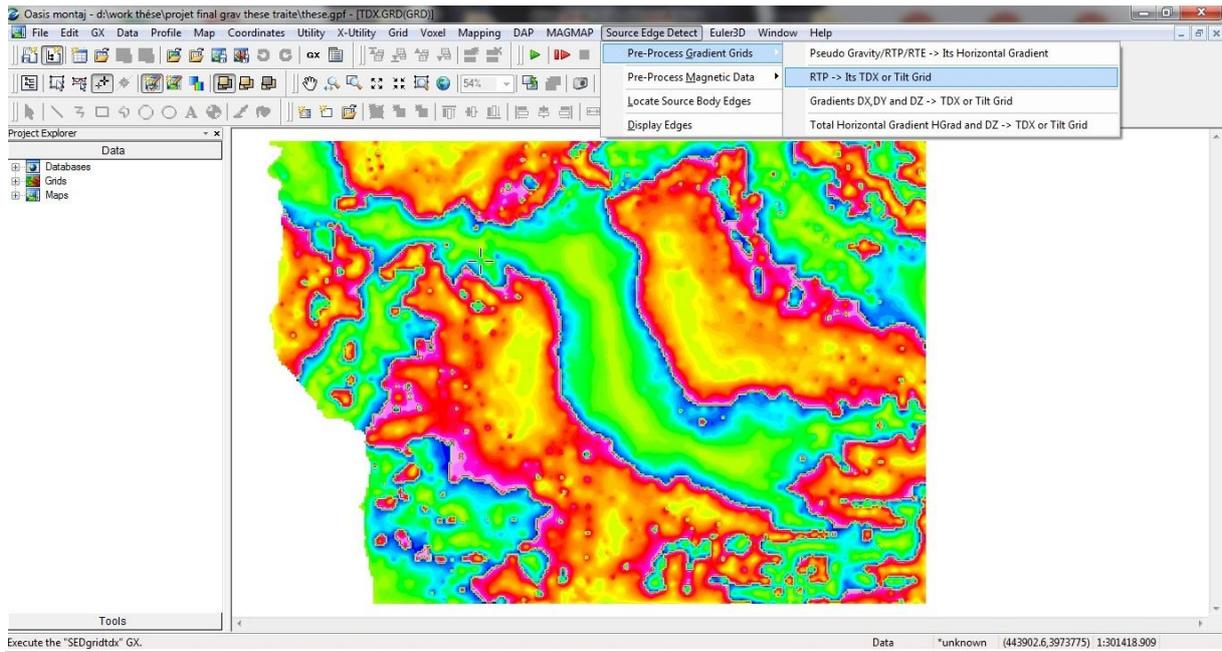
Gx → Load menu → Euler 3D

### Carte d'Euler



Euler 3D → Process grid → ok

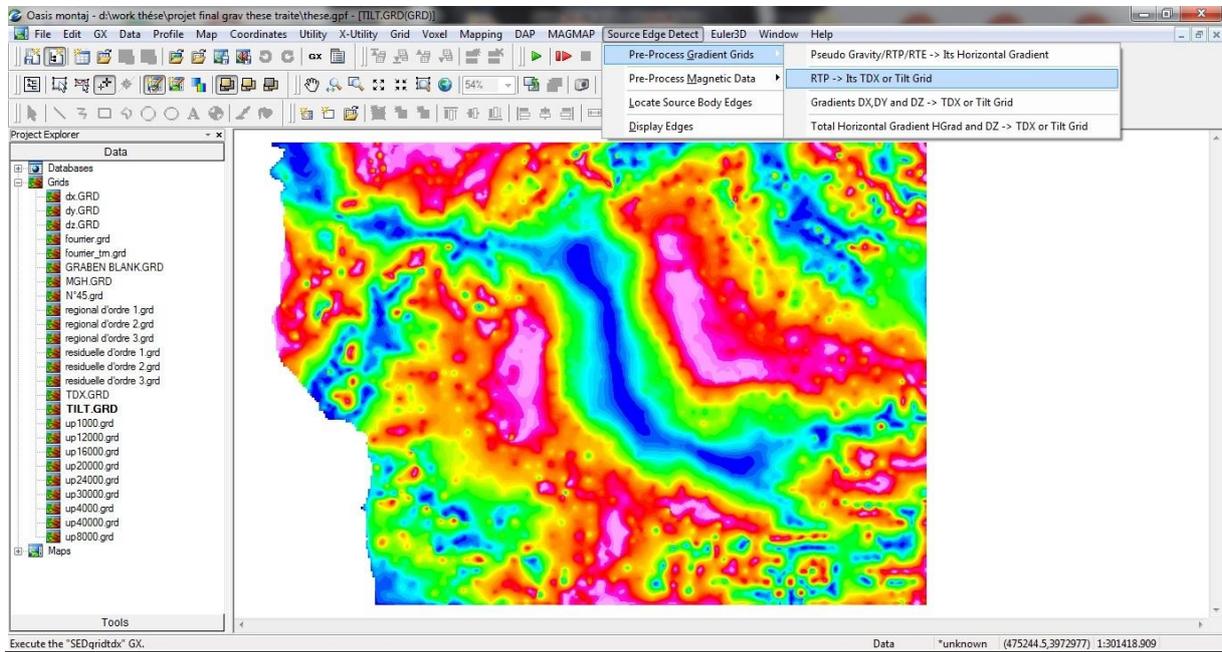
### TDX



Source edge detect → pre-process-gradient grids → RTP Its TDX or TILT grid

(output : TDX)

## TILT



Source edge detect → pre-process-gradient grids → RTP Its TDX or TILT grid

(output : TILT)

## Carte MGH

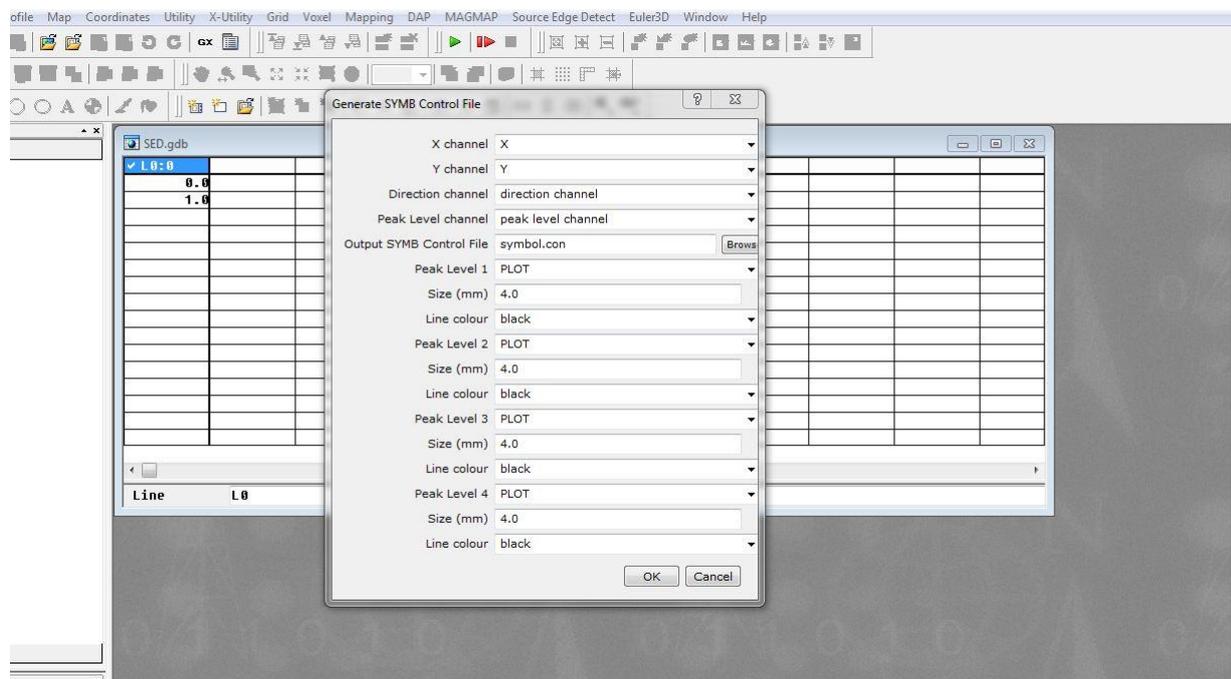
Source edge detect → pre-process-gradient grids → pseudo gravity RTP/RTE+ITS  
horizontal gradient

(output : MGH)

Source edge detect → locate source body edge (level of peak detection 2/4 peaks) → sed

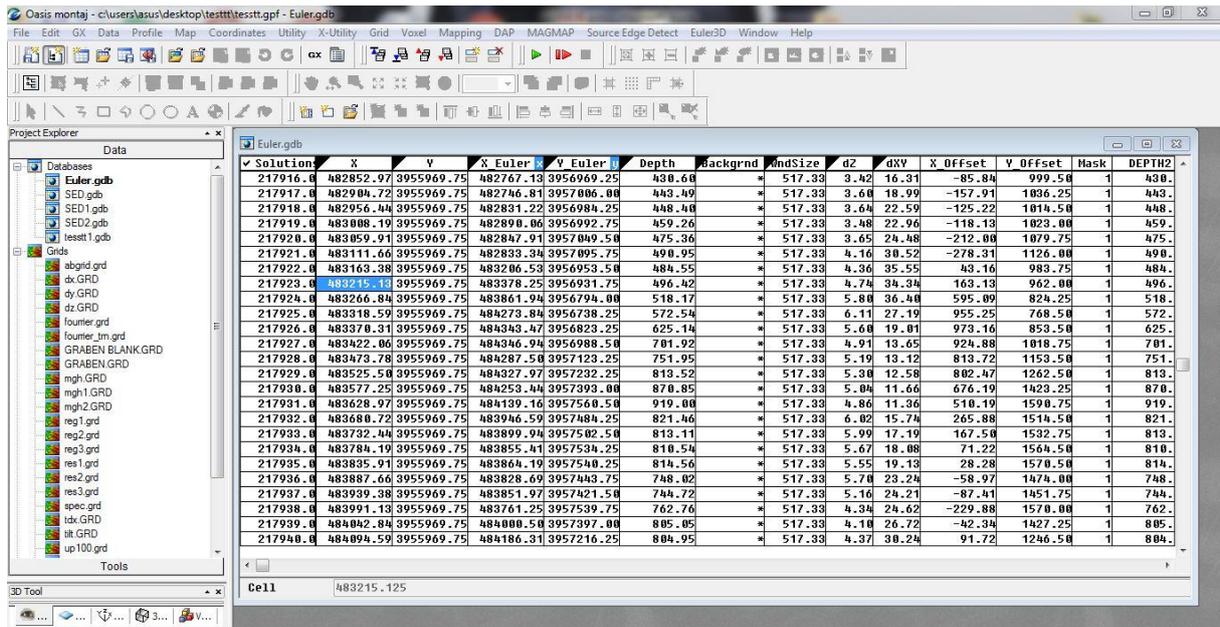
Source edge detect → locate source → ok

Source edge detect → display edges



Euler

Euler → standard euler deconvolution



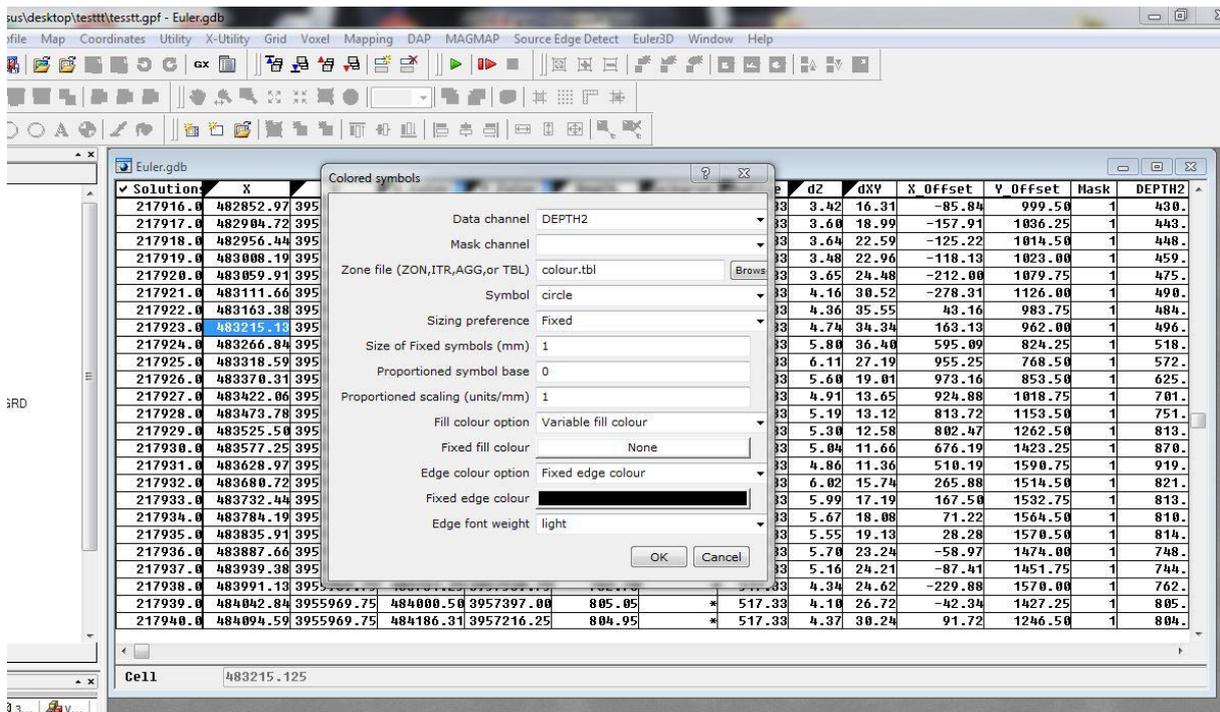
Euler 3D → window results → window solution list

(channel with result (depth))

Après clique droite sans la colonne vide dans le tableau (name : depth2) → ok

Euler → window results → build solution channel (copy from: Depth, to : depth2) → ok

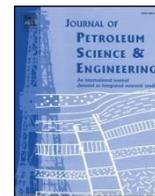
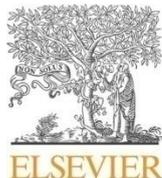
Euler 3D → plot solution symbols → zone colouré



# **ANNEXE2**

Article 1 (publié)

Article 2 (soumis, en correction)



# Neogene-Quaternary structuring of the Kalaa Khesba Graben, northwestern Tunisia: A push-up inversion structure

Amira Rjiba<sup>a,b,c</sup>, Tahar Aïfa<sup>a,\*</sup>, Hakim Gabtni<sup>c</sup>, Mohamed Ghanmi<sup>b</sup>, Achref Boulares<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, Bat. 15, Campus de Beaulieu, F-35000 Rennes, France

<sup>b</sup> Université de Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, UR11ES13 Géomatique Géologie Structurale et Appliquée, 1060 Tunis, Tunisia

<sup>c</sup> Laboratoire de GéoRessources, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), Technopôle Borj Cedria, BO 273, 8020 Soliman, Tunisia

<sup>d</sup> Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 54, Avenue Mohamed V, 1002 Tunis, Tunisia



## ARTICLE INFO

### Keywords:

Strike-slip  
Pull-apart

Lithostratigraphy  
Seismic reflection  
Gravity

## ABSTRACT

Interpretation of lithostratigraphic, seismic and gravity data from Kalaa Khesba Graben shows (i) lateral and in- depth variation of the lithostratigraphic series, (ii) complex structuring of faulting. Reverse faults affected Paleocene to Quaternary horizons with a duplication of Eocene-Paleocene series occurred at subsurface evidenced within well W6. Isochron, isovelocity and isobath maps, combined with gravity data, show subsurface structures oriented predominantly NW-SE to NS and NE-SW to EW. Faults and horizons on the seismic lines, superimposed to gravity lineaments, reveal negative anomalies occurring at shallow depth. Such features may reflect the existence of low density Neogene-Quaternary series, strike-slips and thrust faults within Kalaa Khesba Graben. Depths deduced from Euler deconvolution solutions vary from 0.5 to 4 km. At subsurface, well log data located in the center of the graben, ensured the presence of Triassic bodies. A model of initiation of Kalaa Khesba Graben through a N160°  $\sigma_1$  transpression is proposed.

## 1. Introduction

Tunisia is located north of the African Continent with a relatively contrasted relief. The geodynamic evolution of this area is controlled by the convergence of Eurasian and African plates. From Late Miocene to Pliocene such convergence produced two orthogonal extensional systems that led to the collapse of the Tell and the Atlas thrust belts in northern Tunisia (Booth Rea et al., 2018). Booth Rea et al. (2018) show that this collapse could be related to the crustal extension in their denudation and its possible relation to deep mantle tectonic mechanisms. Northern Tunisia occupies a transition between both eastern and western Mediterranean basins. Roure et al. (2012) have shown that the mantle lithosphere of the Mediterranean is still locally subducted and recycled in the asthenosphere.

The tectonic history of Tunisia is built as part of the evolution of the Alpine orogeny (Rosenbaum et al., 2002). The complex structures occurring in the Tunisian Atlas are the result of a set of deformations, among which basins that were shaped during its dynamic evolution. Several works (Castany, 1952; Caire, 1971; Burollet and Rouvier, 1971; Ben Ayed, 1986; Turki et al., 1988; Chihi, 1995) highlight the variety of structures (strike slip, thrust fault, folding, etc.) arranged in the Tunisian Atlas.

Its central part is marked by the presence of several grabens of general orientations NW-SE and WNW-ESE (Burollet, 1991) (Fig. 1a). The Atlantic grabens are associated with strike-slips and evolve more often as pull-apart basins (Chihi, 1995; Bejaoui et al., 2017). Their evolution reinforces the reactivation of the deep NW-SE to EW fault system (Soumaya et al., 2015). The extensional and compressional tectonic phases have affected the northwest of Tunisia since the Mesozoic era (Inoubli et al., 2006). The extension of the Tunisian margin occurred along with the Gibraltar-Messina Transform zone following a NE-SW to EW direction. Large basement-faulting system rejuvenated in dextral, sinistral or normal faults the NW-SE, NE-SW or NS faults, respectively. Southward, the Tunisian Atlas belt is the most important within North Africa. It is attributed to an Eo-Cretaceous structuration. In fact, the Upper Cretaceous-Lower Tertiary extension, followed by the Mio-Plio-Quaternary compression are affected by this Eo-Cretaceous structuration (Martinez et al., 1991). The developed faulting systems play a major role in the migration of saliferous material (Smati, 1983; Perthuisot et al., 1988; Martinez et al., 1991; Chikhaoui et al., 1998; Chikhaoui et al., 2002; Ghanmi, 2003; Ben Chelbi et al., 2006; Ezzine, 2011). The triggering of the halokinetic movements which occurred during the Upper Cretaceous in various parts of northern Tunisia seems to be due to the major faulting network affecting the Tunisian basement

\* Corresponding author.

E-mail address: [tahar.aifa@univ-rennes1.fr](mailto:tahar.aifa@univ-rennes1.fr) (T. Aïfa).

<https://doi.org/10.1016/j.petrol.2019.106432>

Received 25 September 2018; Received in revised form 7 August 2019; Accepted 26 August 2019  
Available online 29 August 2019



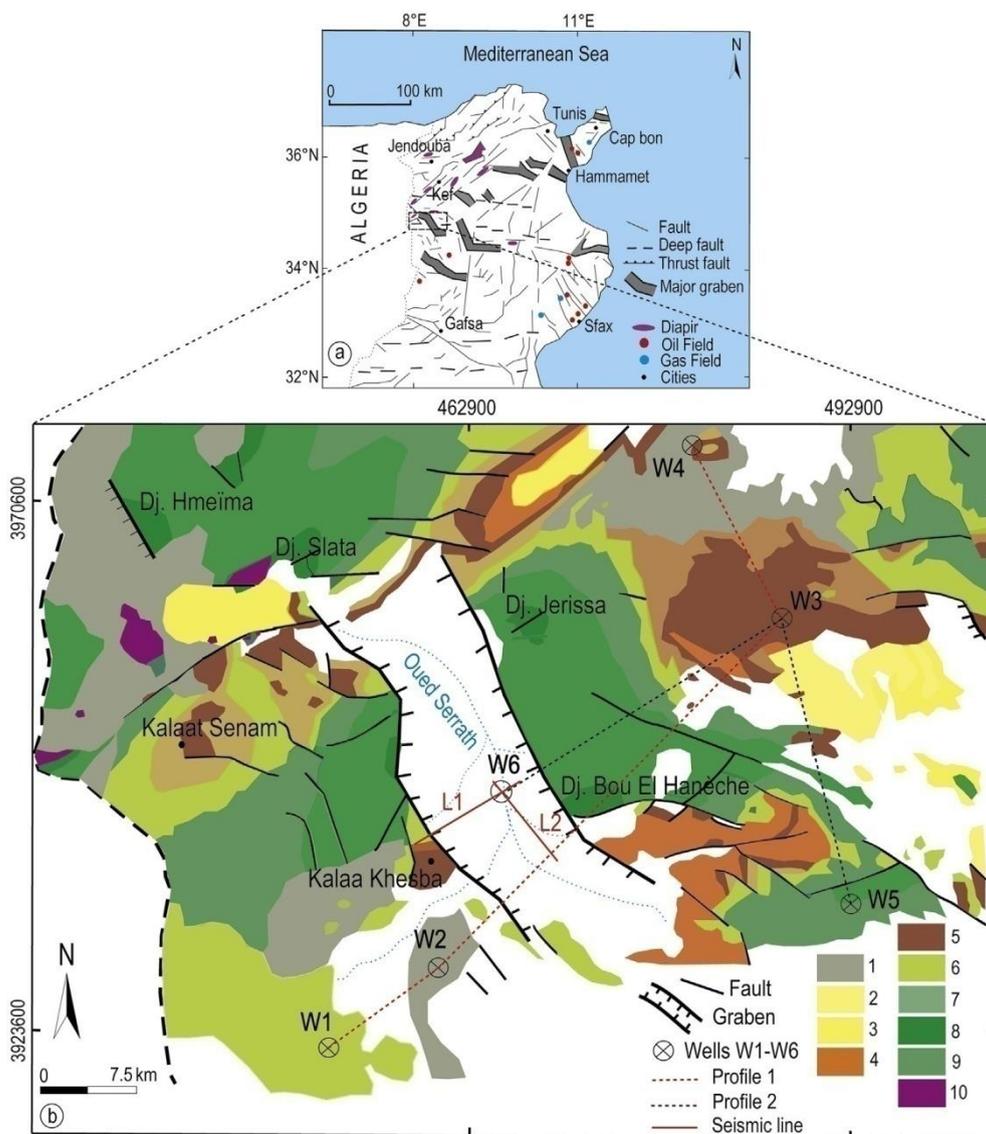


Fig. 1. (a) Structural map of Tunisia, rectangle: Location of the study area (northwestern Tunisia). (b) Simplified geological map of the study area extracted from the map of Tunisia at 1/50,000, projected on a WGS84 UTM Z32 N system. 1. Quaternary, 2. Mio-Pliocene, 3. Upper Miocene, 4. Oligocene, 5. Ypresian-Lutetian, 6. Coniacian-Maastrichtian, 7. Turonian, 8. Cenomanian, 9. Early Cretaceous, 10. Triassic.

(Perthuisot et al., 1988).

This area is characterized by a series of fault grabens in pull-apart shape located at the eastern end of the Maghreb chains and connected each other by a junction (Chihi, 1995). The geological evolution of this zone is strongly affected by the behavior of the whole North African Alpine (“Maghrebides”) chain and the western Mediterranean. It re- presents the geodynamic evolution of the Tethys (Bouillin, 1986). Some authors revealed several assumptions on the emplacement chronology of the opening of Kalaa Khesba Graben and the development of its structures. They show that it emplaced prior to the Atlantic folding phase, i.e. during Miocene (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995). The study area shows an alignment of anticline ridges thanks to the reefal or subreefal limestone masses, Albian-Aptian in age (Dj. Jerissa, Dj. Hmeïma, Dj. Bou El Hanèche, and Dj. Slata) and to broad perched synclines filled by Upper Eocene (Ypresian and Lutetian limestones “Jugurtha Table”) to sometimes Oligocene series (Burolet and Rouvier, 1971). One of these fault grabens corresponds with the vast plain of Kalaa Khesba drained by the Oued Serrath and its affluents (Fig. 1b). Kalaa Khesba Graben is limited by both the structures of the Atlassic belt (Tunisian ridge), and the numidian “turbidites”, southwards and northwards, respectively. Such numidian “turbidites” widely outcrop in

the shape of a thick Oligocene-Lower Miocene clayey sandstone. The interest granted to the geology of this area, started relatively early within the sector of Tadjerouine (Pervinquier, 1903) with a schematic lithostratigraphic cross-section between Koudiat Fretissa and the nummulitic table of Kalaat Senam to evaluate its mining resources (Robaszynski et al., 1998).

Several structures are due to tectonic events that are responsible for the graben opening. The extensional event oriented NE-SW of Kalaa Khesba Graben (Chihi, 1995; Belguith et al., 2011) was initiated during Lower-Middle Miocene. From Late Miocene (Tortonian) to Quaternary the NW-SE transpression was reactivated (Yaich, 1984; Ben Ayed, 1986; Ben Jemiaa, 1986; Delteil et al., 1991; Barrier et al., 1993; Bouaziz et al., 1994, 1998; 2002; Bouaziz, 1995; Chihi, 1995; Zouari, 1995; Dlala, 1996; El Euch et al., 1998). The present study relates to the emplacement of structures in the faulted graben of Kalaa Khesba and its evolution. In this work, based on data from gravity, 2D seismic and lithostratigraphy within exploration wells W1 to W6, the aim is to:

- (i) compute gravity anomaly maps to highlight the depth, orientation of the main faulting system,
- (ii) combine seismic and lithostratigraphic data to constrain the infill

and evolution of the graben since its emplacement,

- (iii) use all the available data to identify, characterize the major sub-surface structures, including the geometry (edges) of the graben and its tectonic evolution.

## 2. Lithostratigraphic context

The lithostratigraphic formations of the study area extend, in out-crop, from Triassic to Quaternary. Some formations as the Jurassic series, outcrop only away from this area.

Along the Tunisian Atlas, the Triassic series outcrops in an extrusive context of domes folded into anticlines. Their heart is formed by a gypsum complex, saliferous clays and dolomites, that correspond to the insoluble part of a thick evaporitic formation (Zargouni, 2011). In the study area, dissociated Triassic bodies (Ghanmi et al., 2001) developed in a tectono-sedimentary context in favour of a rifting system. The diapirs are composed of megabreccias of Triassic evaporites deposited in a lagoon environment, hypersaline with fast and rhythmic sedimentation (Lehotsky and Bujnowsky, 1995). Indeed, the Triassic formations could be identified at subsurface in well W6 in the middle of Kalaa Khesba Graben (Fig. 1b).

The Cretaceous series outcrops widely in the area. One finds it present in the form of marls and limestones (Hennebert and Dupuis, 2003). These

Cretaceous formations will be described through their various facies:

Hameima, Serdj and M'Cherga (Aptian-Albian), Fahdene (Albian-Cenomanian), Bahloul (Cenomanian-Turonian), Aleg (Turonian-Campanian), and Abiod (Campanian-Maastrichtian) Formations. During the Aptian-Albian stage, the M'Cherga Formation formed by shales, marls, and argillaceous limestones, is presented under three members composed of (i) dark shale alternation with interstratified limestones and sandstones (lower), (ii) shales, marls, and some argillaceous limestones (middle), and (iii) dark schists and marls (upper), respectively. It is represented within well W3 with a thickness of

1170 m.

The Serdj Formation is characterized by massive zoogenous limestones laid out in edges of the fault grabens of Kalaa Khesba and Ouled Bou Ghanem. These limestones also appear at the tops of the diapirs of Dj. Bou El Hanèche, Dj. Jerissa and Dj. Slata (Lehotsky and Bujnowsky, 1995). It is a thick series of bioclastic carbonates which, by places, some reefal constructions occurred. In the SW part of the Tajerouine exploration licence, on well W1, within its border, the Serdj Formation is around 280 m thick (Fig. 2a).

While moving towards well W2 located in the southernmost part of the graben, the Serdj Formation is represented by an approximately 450 m thick pile. The Aptian series is mostly carbonated. In its upper part, there is limestone with some levels of sandstone, clays and levels of crystalline bituminous dolomite rich in stromatolites. The lower part consists of limestone and sandstone alternations.

The Hameima Formation is covered by the basal marl and the schists of the Fahdene Formation containing a Clansayesian fauna (Upper Aptian). The peripheral part of Dj. Jerissa (on the limit of the Tajerouine and Kalaat Senam sheets) is made of alternations of more or less siliceous and dolomitic limestones, marls and brown clays and with hard sandy beds (Burolet, 1956). At the well W3, this formation shows a considerable thickening but one also notes its reduction and complete disappearance on wells W1, W2 and W4, respectively, indicating that the northern zone at the vicinity of well W3 was deeper.

The Fahdene Formation is recognized by limestone-marl series and clays with limestones intercalations. The thickness of the Fahdene member, within well W2, is about 750 m. This formation is also identified within wells W1, W3 and W4, but exists with a very clear thickness reduction which is only of 475 m, 600 m and 280 m, respectively (Fig. 2a). It can also be identified within well W5 (Fig. 2b).

The Bahloul Formation is represented by a double limestone cliff and a primarily Cenomanian marly series. The Aleg Formation is presented in the form of a thick series of gray marls and of shales. Burolet

(1956) proposed to delimit an overlying Aleg "sensu stricto" with limestones of Bireno and an Aleg in the broad sense including the base of Annaba and Bireno members. The Aleg terminology is often used to indicate deposits of internal platform type, with formations containing many levels of lumachelle (Falun) formations (Ezzine, 2011). One notes the progressive thickness increase of both members northwards. This thickening is not related to a tectonic phenomenon but rather to a subsidence of the northern part of this area. This subsidence is obviously evidenced by the well log data survey. Thus, one notes within well W1, the lack of both the members. In well W3 (Fig. 2a and b), the Bireno and Annaba members show thicknesses of 135 m and 125 m, respectively. The Abiod Formation is represented by limestones and marls.

The Paleocene-Eocene passage is represented in the study area by three formations:

- (i) The El Haria Formation corresponding to gray dark or blackish clays, rich in microfaunas (benthic and planktonic Foraminifera). It is not very resistant to erosion and form the hollow of the valleys or the tender slopes of the reliefs framed by the limestone masses of Abiod and Metlaoui. The El Haria marls are crowned by the massive flagstone of Metlaoui limestones which forms the Jugurtha Table. One evaluates to 275 m the thickness of the El Haria marls, around the Jugurtha Table (Burolet, 1956). The thickness of this formation decreases southeastwards, probably following erosion within wells W1, W2 and W4 located in the southern part. On the other hand it is present in well W3, where it is represented by clays and a little dolomite on a thickness of 80 m. One also notes the thickening of the El Haria Formation within well W6 (Fig. 2b, Table 1) that can reach nearly 100 m.
- (ii) The Chouabine Formation is represented by a succession of marly phosphorites, marls and carbonates alternations.
- (iii) The El Guerria Formation is represented by a limestone deposit with benthic microfauna.

The Neogene Formations are characterized by Miocene marls, gypsum and sandstones, by a set of Mio-Pliocene sandstones and of clays and fills the fault grabens of Kalaa Khesba and Ouled Bou Ghanem. The Quaternary Formations are made of rock-falls, very fine and unstratified silts, allowing sometimes some stony intercalations and of alluvia formed by sands, gravels and silts.

## 3. Description of the exploration wells

The lithostratigraphic data were obtained from the Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), starting from 6 wells (W1–W6) which were drilled in the study area (Figs. 1–3).

The well W1, established east of the Assilats anticline close to the Algerian border to approximately 45 km NW of Kasserine, presents a lithostratigraphic column, of which the total depth (TD) is of 957 m. This column reaches the Aptian series of Serdj Formation. The five following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified at depths of: (1) 0–140 m: clay with argillaceous marls, argillaceous limestones of Lower Cenomanian age; (2) 140–470 m: clay with marls of Vraconian-Albian age; (3) 470–680 m: marls and argillaceous limestones of Albian age; (4) 680–927 m: clays, limestones and sandstones of Albian-Aptian age; (5) 927–957 m: limestones, dolomites of Aptian age.

The well W2 is located in a sector which presents a lithostratigraphic column of which the final depth reached is of 2298.5 m. The five following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified at depths of: (1) 0–60 m: Turonian marls; (2) 60–800 m: Cenomanian dark marls and limestone levels; (3) 800–1350 m: Lower to Middle Albian marly clays; (4) 1350–1960 m: Aptian clays with intercalation of limestones; (5) 1960–2000 m: Barremian marly clays; (6) 2000–2298.5 m: Hauterivian calcareous sandstones.

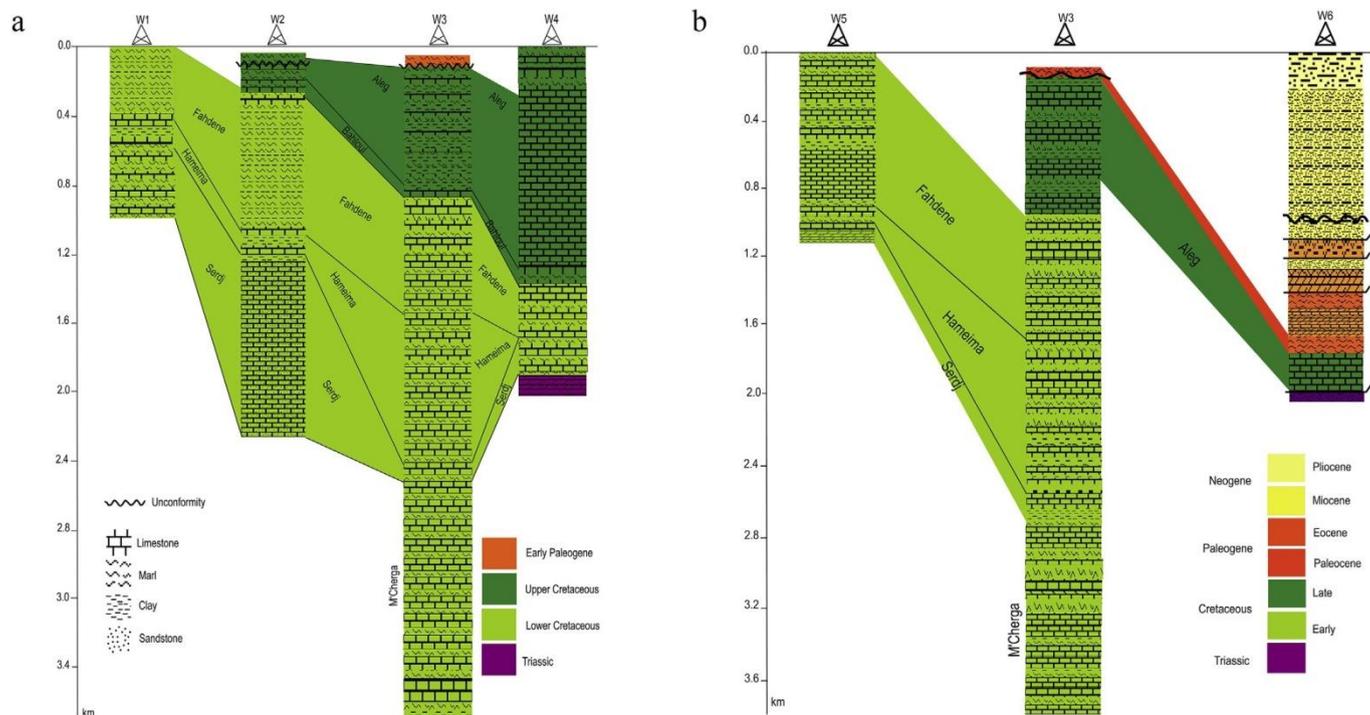


Fig. 2. (a) Lithostratigraphic correlation between wells W1 to W4 (see Fig. 1b for the location of wells). (b) Lithostratigraphic correlation of wells W5, W3 and W6. Same notations as in Fig. 2a.

The well W3, located in the area of Tajerouine (Fig. 2b), presents a lithostratigraphic column reaching the Aptian series of Serdj Formation, with a final depth of 3700 m. The nine following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified at depths of: (1) 0–100 m: Ypresian marls; (2) 100–600 m: Turonian-Santonian marls and limestones; (3) 600–870 m: Turonian marls, clays and limestones; (4) 870–920 m: Cenomanian-Turonian limestones; (5) 920–1600 m: Albian-Cenomanian limestones and marls; (6) 1600–2100 m: Albian limestones and marls; (7) 2100–2460 m: Aptian limestones and clays; (8) 2460–2500 m: Gargasian limestones; (9) 2500–3700 m: limestones, marls and clays of unspecified Gargasian-Cretaceous age.

The well W4, drilled to evaluate the hydrocarbon potential of the northern zone of Thala, presents a lithostratigraphic column of 2011 m. The five following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified at depth: (1) 0–250 m: Campanian-Maastrichtian limestones, marls and argillaceous limestones; (2) 250–1200 m: Turonian limestones; (3) 1200–1320 m: Cenomanian-Turonian argillaceous limestones; (4) 1320–1600 m: Cenomanian limestones; (5) 1600–2011 m: Triassic dolomites.

The well W5, located on the northern edge of the Rouhia Graben, presents a lithostratigraphic column of 1119.6 m and thus stops in the Aptian series of Serdj Formation. The three following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified for depths at: (1) 0–600 m: alternation of the marls and limestones Albian in age; (2) 600–1040 m: Albian-Aptian massive limestones and limestones and marls alternations; (3) 1040–1119.6 m: gray to beige dolomites with inserted dark to black clays Aptian in age.

The well W6, located at 10 km SE of Tajerouine is drilled in the eastern part of the graben. It reaches a 2064 m depth (Table 1) to stop on top of the Triassic saliferous series. The seventeen following lithostratigraphic units (from top to bottom) were identified at depths of: (1) 10–307 m: Pliocene sands, clays and conglomerates; (2) 307–390 m: Tortonian-Messinian clays and sands; (3) 390–1000 m: Langhian-Serravalloian gypsum and sandy clays; (4) 1000–1200 m: alternation of dolomites, marls and of clays, Lutetian in age; (5) 1200–1240 m: Tortonian-Messinian sandy clays; (6) 1240–1350 m: Lutetian limestones;

(7) 1350–1400 m: alternation of Ypresian dolomites and marls; (8) 1400–1500 m: Danian marls; (9) 1500–1510 m: alternation of Ypresian dolomites and marls; (10) 1510–1570 m: Lutetian marls; (11) 1570–1580 m: alternation dolomites and marls, Ypresian in age; (12) 1580–1650 m: Lutetian limestones; (13) 1650–1700 m: alternation dolomites and marls, Ypresian in age; (14) 1700–1800 m: Thanetian marls; (15) 1800–1900 m: Campanian-Maastrichtian limestones; (16) 1900–2000 m: Santonian-Campanian marls with levels of limestones; (17) 2000–2064 m: Turonian-Santonian gypsum.

#### 4. Structural context

The structuring of the Atlasic foreland seems to be relatively simple. It is characterized by folds and faults of varied nature and distribution (Ben Ayed, 1986). The Atlasic grabens form a significant structural entity in front of the North African Alpine chain. Their evolution is related to that of the central Mediterranean (Chihi, 1995). According to Castany (1952) and Richert (1971), these normal fault bounded grabens are differentiated during the compressive phase and would be posterior to major folding. For Caire (1977), the result of the opening of these grabens is due to the distensive faulting system within the sedimentary cover during deep shearing at the basement. The grabens oriented NW-SE are distributed within a pull-apart collapse system along with an EW dextral shear (Chihi, 1995). Their evolution reinforces the reactivation of the deep NW-SE to EW fault system (Soumaya et al., 2015). The opening of these grabens due to the extensional faulting system of the sedimentary cover (Caire, 1971) is post-folding (Castany, 1952; Richert, 1971; Ben Ayed, 1975; Chihi, 1995; Ben Romdhane et al., 2006; Belguith et al., 2011).

The study area extends northwestwards and includes NE-SW oriented folds resulting from the Aurès (Castany, 1952). It is marked by a hydrographic network of Oued Serrath in Kalaa Khesba Graben which is a good indicator to determine the lineament directions of the main tectonic faults (Fig. 1b). It presents a suite of “en echelon” anticlines and synclines oriented NE-SW (Ben Ayed, 1986), with brittle faults and saliferous material. The diapiric structures are often located on the

Table 1

Chronostratigraphy	Formations	Depth (m)	Lithology	Description
Gelacian	Segui	10		sand, clay and conglomerat
		307		
Tortonian-Messinian	Oued Bel Khedim	390		gypsum, sand and clay
Langhian-Serravalian	Oum Dhouil			sandy clays
Lutetian	Cherahil	1200		alternance clay dolomite and marl
Tortonian-Messinian	Oum Dhouil	1240		sandy clays
Lutetian	El Gueria	1350		limestone
Ypresian	Chouabine	1400		alternance clay dolomite and marl
Danian	El Haria	1500		marl
Ypresian	Chouabine	1510		alternance clay dolomite and marl
Lutetian	El Gueria	1580		marl
Ypresian	Chouabine	1510		alternance clay dolomite and marl
Lutetian	El Gueria	1580		limestone
Ypresian	Chouabine	1700		alternance clay dolomite and marl
Thanetian	El Haria	1800		marl
Campanian-Maastrichtian	Abiod	1900		limestone
Santonian-Campanian	Aleg	2000		marl with limestone levels
Turonian-Santonian	Trias	2064		gypsum and anhydrite

Detailed description of the lithostratigraphic column of well W6.

edges of the grabens faults. The injection of the Triassic evaporites extends to several kilometers, forming hence shallow anticlines (Dj. Jerissa, Bou El Hanèche).

The propagation of this kind of folding is ensured by the “decollement” of these Triassic series (Ezzine et al., 2008). It is mainly the case of Kef El Jegaga - Dj. Slata Diapir which is an anticlinal structure of Atlassic direction (NE-SW) corresponding to one of the Triassic body structures (Smati, 1986; Perthuisot et al., 1988; Chikhaoui et al., 1998; Ghanmi, 2003). Such Triassic extrusions are aligned into bands of NE- SW direction (Ben Chelbi et al., 2006). In the upper part of Kalaa Khesba graben within Dj. Slata one may observe a centrifugal inversion of the host series during the emplacement of the Triassic material (Perthuisot et al., 1998). The Triassic outcrops of the diapirs zones show a certain complexity in the relationships between saliferous material and its host rock (Chikhaoui et al., 2002). The study area is characterized by major NW-SE and NE-SW faults. Both grabens of Kalaa Khesba and Kalaat Senam are delimited by N140°-160° conjugate faults combined with the N80° shear (Ben Ayed, 1986). The main faults are oriented WNW-ESE (Lehotsky and Bujnowsky, 1995). Kalaa Khesba Graben is represented by two branches, a NW-SE limited by “en echelon” faults of N140°-170° direction and an EW corresponding to Ain El Kseiba Depression located at the south of Bou El Hanèche (Chihhi, 1995). According to reverse and strike-slip faults, the tectonic analysis shows a main NW-SE compression to the Atlassic folding phase (Ben Ayed, 1986).

### 5. Geophysical data

#### Seismic data

The seismic reflection data were obtained thanks to the contribution of ETAP. The profiles of the seismic surveys were carried out by ETAP: EK1 in 1945, OR1 in 1967, OSR in 1969, ASS1 in 1970, TH1 in 1981, and Semda in 2011 within the Tajerouine and Kalaat Senam area. Six exploration well surveys were taken into account in this study: W1 (Aquitaine Tunisia), W2 (Tunisia Exploration), W3 (Compagnie Générale de Géophysique), W4 (North-African Petroleum Company), W5 (Hydraulic Equipment), and W6 (Mosbacher Tunisia LLC) (Table 2). These seismic lines were established following several seismic missions with acquisition parameters and varied treatment stages. Among these lines is the line L1 that is perpendicular to the graben. It was carried out by Mosbacher Tunisia LLC in May 1995. Its calibration was carried out using the studied well W6 (Table 2) which cross-cuts it and while based itself on a time-depth curve. The processing sequence on the data profile is ensured using a replacement speed of 2000 m/s and a re- fraction speed of 2534 m/s (overburden velocity of 1 km/s). The second line L2 is parallel to Kalaa Khesba Graben, with the same velocities as for line L1. Coordinates limits of both sections L1 and L2 are (456712/ 3953934) to (467072/3948992) and (465388/3954415) to (470507/ 3947307) in UTM WGS84, respectively. The line L3 is a composite line of L1 and L2.

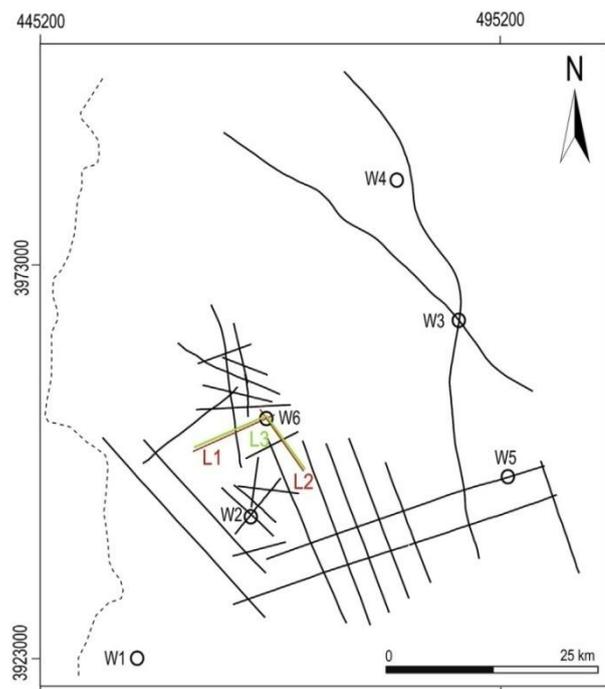


Fig. 3. Map showing locations of all seismic lines in the NW study area of Tunisia. W1–W6: Oil wells, L1–L3: seismic lines interpreted.

Gravity data

High-resolution gravity data in the northern Tunisian Atlas were collected by the Office National des Mines (ONM, 1997) with an average spacing of 1 km. The gravity data cover the Kalaat Senam - Kalaa Khesba map at the scale of 1/50,000. The data acquisition was carried out through gravity survey within the framework of the establishment of the gravity Atlas of Tunisia. A general sight of gravity in the study area of Kalaat Senam - Kalaa Khesba was conducted using a Worden type gravimeter. It is composed of 63232 gridded points. The gravity anomaly maps were calculated according to WGS84 UTM Z32 N system. The adopted projection is Lambert North using the ellipsoid of Clark 1880 and the Carthage datum. The gravimeter used for the survey is a Scintrex CG5 type. An adopted correction utilizes the theoretical gravity obtained starting from the equation defined by the International Association of Geodesy (1971) with zero sea level as a reference. The maps at the scale of 1/50,000 provided by the Office of Topography and Cartography of Tunisia were used, after digitalization,

Table 2 Wells W1–W6 identity card. TD: total depth.

Well	Operator	Year	TD	TD@formation	Objective
W1	Aquitaine Tunisie	1970	957	Serj	Petroleum exploration of the reservoirs of Serdj Formation providing indications or accumulations of hydrocarbons in the drillings.
W2	Total Exploration Tunisie	1981	2298.5	Serj	Recognition of the carbonated facies which may contain good reservoirs and whose clayey side equivalent northwards constitutes the potential source rock.
W3	CGG Services	2011	3701	M'Cherga	The main targets are: * Dolomites of the Serdj Formation * Sandstone of Sidi Aich Formation
W4	Société nord-Africaine des Pétroles	1954	6601	Fahdene	Evolution of the northern part of Thala block (north of well W4). Stratigraphic objective: Serdj Formation, known through limestones and dolomites.
W5	Equipment Hydraulique	1967	1119.6	Fahdene	Stratigraphic and oil recognition of the Albian-Aptian series of the west Rohia anticline (SE Kalaa Khesba Graben).
W6	Mosbacher Tunisia LLC	1996	2064	Aleg	- Chouabine Formation - Nummulite of El Gueria Formation - Facies chalk of Abiod Formation

in the computing process of the topographic corrections. For the whole of the corrections carried out, the selected compensation density is 2.4 g/cm<sup>3</sup>.

The choice of this value results from the comparison of the results of several methods. The good correlation between the density of Nettleton and the densities measured made it possible to choose a regional density of 2.4 g/cm<sup>3</sup>.

6. Geophysical data processing

Processing of the seismic data was realized at ETAP using the “SMT” software (Kingdom software, 2015). The details of the seismic data processing is here out of the aim of the subject, so will not be developed. One starts with the identification of the horizons through the seismic calibration, and one refers to the seismic coring of the well compared to the data of vertical seismic profile (VSP). This pointing of the horizons was established while following a seismic horizon laterally, along a seismic profile and at the same time one traces the faults according to their geological significances. After the identification of these horizons on all the seismic lines, one recorded and marked the time values on the various shot points of the seismic position. The isochronous curves thereafter were drawn. One passes, thereafter, with the correlation of the faults in order to obtain an isochron map expressed in Two Way Time (TWT, s). The production of an isovelocity map consists in calculating the mean velocities within wells for each roof of the formation to interpret. The seismic data processing made it possible to improve the recordings for their interpretation. The transformation of the seismic answers at the profiles interpretation level made it possible to give a representation of the subsurface, from where a relationship can be established between the geometry of the major geological structures deduced from the seismic answers and the regional geology.

Processing of the gravity data was realized using Geosoft software (Geosoft Inc., 2013). It is a question of carrying out the application of operators to extract information on the subsurface structures. The separation of regional and residual anomalies were made using several methods from where the choice of regional anomaly which will fix the nature and the profile of the residual anomaly. Such methods are based on graphic smoothing on the contours, calculation of the regional anomaly analytically or by application of a filter, and calculation of the effect of the source to eliminate, i.e. if its geometry and its density are known in order to withdraw it from the Bouguer anomaly (modeling). We used filters such as polynomial regression, spectral analysis and upward continuation to determine the regional anomaly (see e.g. Gabtni and Jallouli, 2017).

The upward continuation allowed to filter the short wavelengths. It produces a regional anomaly that is subtracted to Bouguer anomaly to obtain the residual anomaly. The expression of the regional anomaly is

$$h_{reg}(k) = \left( 1 + \frac{s_{reg}}{s_{res}} \right)^{-1} e^{2k(z_{reg} - z_{res})}$$

where  $k$ : norm of the wave vector;  $s_{res}$ ,  $s_{reg}$ : intensity of the source (residual and regional, respectively)  $z_{reg} > z_{res}$ ,  $z$ : depth.

The horizontal gradient allows to have narrower transformed anomalies, by amplifying the high frequency signal corresponding to less extended and surface sources. The Euler deconvolution is a method which authorizes the horizontal localization as well as the estimate depth of the geological objects. Indeed, it depends primarily on the spacing grid between profiles, the size of deconvolution windows, and the structural index (Reid et al., 1990).

## 7. Results

### Seismic interpretation

The interpretation of the seismic profiles L1, L2 and L3 allows to follow the lateral (side) and vertical evolution of the sedimentary sequences and to detect the role of tectonics in the basin evolution. Profile L1, oriented SW-NE revealed a synclinal form limited by a bordering fault to the west (Fig. 4). The ages of the geological formations extend from Triassic to Quaternary, but with a lack of the Jurassic formation, and a lateral variation of the facies and the thicknesses. The main reflectors extracted from the seismic section L1 (Fig. 4b and c) are at: (i) the SW, roofs of Bireno (Turonian), Serdj (Aptian), and evaporitic (Upper Triassic) Formations, (ii) the NE, roofs of Segui (Pliocene), Oum Dhoul (Miocene), Chouabine and El Gueria (Eocene), El Haria (Paleocene), Bireno (Turonian), Serdj (Aptian), and evaporitic (Upper Triassic) Formations.

In this seismic section one can observe (Fig. 4b and c): (i) a change in the reflector shape of the sedimentary layers which indicates that horizons of the Segui, Oum Dhoul, El Gueria, Chouabine, and El Haria Formations stop onto fault F1 (Mahjouba Fault) and do not continue southwestwards. On the other hand, the Cretaceous series (Bireno and Serdj) and those of the Triassic end with a clear thickness variation (Fig. 4b). (ii) a duplication of the El Gueria, Chouabine and El Haria horizons which are affected by F2, F4 normal and F5, F6, F7 reverse faults, respectively. The existence of an overlapping is thus evidenced within the center of Kalaa Khesba Graben.

In the interpreted seismic section (Fig. 4c), several faults were presented from F1 to F9. The F2–F9 faults exhibit a positive flower structure characteristic of strike-slips. They occupy the graben depocenter. The rooting of this flower structure deepens and reveals indices of reverse faulting system.

The seismic profile L2 oriented NW-SE, passes parallel to Kalaa Khesba Graben. The ages of the geological formations extend from Triassic to Quaternary, also showing a lateral variation of the facies and thicknesses. The principal reflectors on the seismic section L2 oriented NW-SE (Fig. 5b) are: the Segui (Pliocene), Oum Dhoul (Miocene), Chouabine and El Gueria (Eocene), El Haria (Paleocene), Bireno (Turonian), Serdj (Aptian), and evaporites (Upper Triassic) Formations.

This seismic section (Fig. 5b and c) shows: (i) an erosional truncation, (ii) a continuity of the horizons on all the profile with a clear variation thickness towards the SE, (iii) the same duplication of the El Gueria, Chouabine and El Haria horizons as for section L1.

The seismic profile L3 is a composite line of L1 and L2 (Fig. 6). It presents the various faults and interpreted well in both lines. It shows on the well W6, with a good precision, the Neogene-Quaternary overlapping indicated by the set of reverse faults as well as a large syn-graben faulted fold. The structural evolution of the grabens as well as the major faults can be better illustrated using maps of the various horizons. In our study area, one followed the roof evolution of the

Aptian Serdj Formation: From the isochron map (Fig. 7), in the center

one distinguishes a deepening of the graben which translates an overall dip from west to east. The isocontours vary between 0.413 s and 2.080 s

in two way time (TWT). This map reflects a clear and well individualized morphology. It makes it possible to distinguish three high

structures: Semda (isocontours from 1.4 s–1.6 s TWT), Thala and Mahjouba (isocontours from 1.10 s to 1.3 s TWT), as of the major zones (graben) whose isochrons vary from 1.6 s to 1.9 s TWT. The in-depth conversion of the isochron maps to the roof of Serdj Formation and the isovelocity (Fig. 8) and isobath (Fig. 9) maps were also carried out. The isobath map shows curves whose values vary from 727 m to 3441 m (Fig. 9). It allows to identify the same faults network NW-SE to NS, NE-SW to EW oriented and especially the same prospects (Semda, Thala and Mahjouba) in which the isocurves vary from 2815 m to 1457 m. This map shows a thorough part on the Kalaa Khesba Graben of which the depths vary from 2710 m to 3441 m with prevalence of faults oriented NW-SE, NE-SW and EW.

### Gravity interpretation

The gravity method enables us to determine density anomalies and interpret the subsurface structures. The computed Bouguer anomaly map is presented by values varying from -42.762 mGal to -20.029 mGal (Fig. 10). The map thus established shows the positive Bouguer anomalies with values going from -27.342 mGal to -20.029 mGal superimposed on maximum amplitudes such as for example in Dj. Jerissa and Dj. Bou Afna. Negative anomalies are represented by the weakest anomaly, the values are about -42.762 mGal to -32.157 mGal. These anomalies are lengthened according to a NNW-SSE direction in agreement with the extension of Kalaa Khesba Basin. The regional anomaly is subtracted to Bouguer anomaly to obtain the residual anomaly. The regional map was obtained with a polynomial of order 3. It presents values varying from -43.051 mGal to -22.528 mGal (Fig. 11). The residual map of order 3 (Fig. 12) has been selected because it reflects the expression of the surface sources characterized by short and medium wavelengths. It represents mainly the variations of density including thickness and density variations of the sedimentary rocks. On this map, a negative residual gravity anomaly is distinguished, whose maximum amplitude is ranging between -15.674 and 5.714 mGal (Fig. 12). One also notes (i) a migration of the localized positive zone in the western side border of Kalaa Khesba Graben, which is a NS strong amplitude anomaly centered on Dj. Bou Afna. (ii) a lengthening of the negative anomaly according to a NNW-SSE direction, parallel to Kalaa Khesba Basin, corresponding to Quaternary alluvia.

To estimate the sources depths, a power spectrum was computed (Spector and Grant, 1970). From Bouguer anomaly map data, the average depth for each slope was analyzed by least squares (Gabtani and Jallouli, 2017). If the unit of frequency is in cycles/km, the average

depth of each source  $z$  related to each segment is:  $z = \frac{4\pi}{s}$  where  $s$  is

the slope of the straight line obtained by least squares.

In its low frequency part (lower than 2.5 cycles/km), the power spectrum shows three strongly marked slopes due to the major deep sources (Fig. 13). The main sources have their average depths at  $z_1 = 3.2$  km,  $z_2 = 1.65$  km and  $z_3 = 0.8$  km.

The horizontal gradient expresses the rate of lateral variation of the gravity field (Blakely and Simpson, 1986). The Horizontal gravity gradient (HGG) map (Fig. 14) delimits the vertical and lateral sources locations to distinguish the various directions of structures and faults at subsurface (Gabtani and Gouasmia, 2013). In our study three families of faulting directions, NW-SE, NNW-SSE to NS and NE-SW to EW appear, where the NW-SE and EW directions prevail. The bordering faults of Kalaa Khesba Graben, as well as the layouts of alignments of faults networks whose anomalies vary between 0.00021 mGal/m and 0.00418 mGal/m have a NW-SE direction, with prevalence towards the NS. On the Kalaaat Senam syncline, NE-SW and EW alignments occur.

The technique of Euler Deconvolution solutions was also used to estimate the depths of the sources (Reid et al., 1990). The expression of

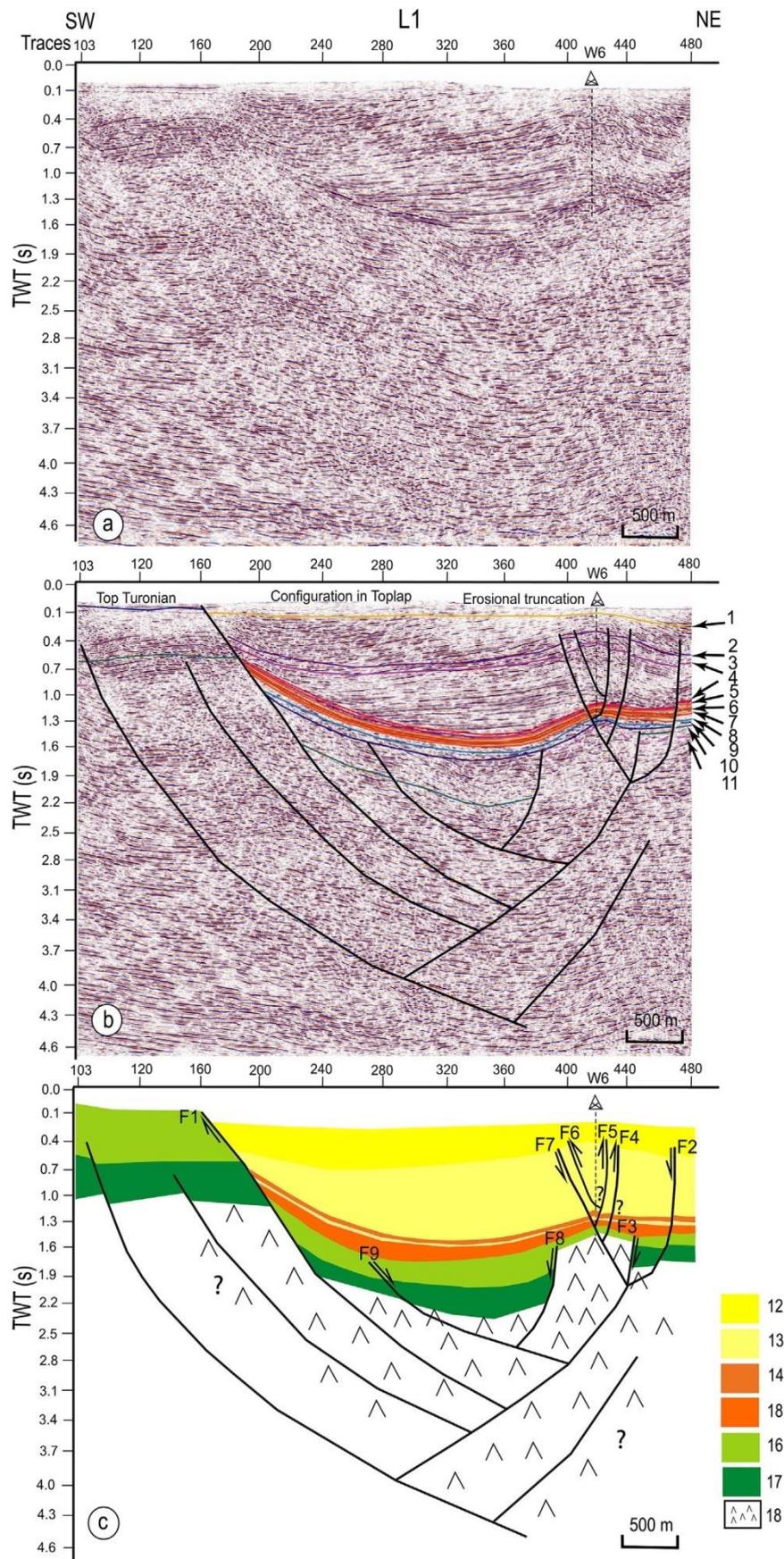


Fig. 4. (a) SW-NE oriented seismic line L1 across the graben. (b) Traces of major faults and the various horizons, namely the tops of the following units: 1. Segui, 2. O. Bel Khedim, 3. Oum Dhouil, 4. Cherahil, 5. El Gueria, 6. Chouabine, 7. El Haria, 8. Abiod, 9. Bireno, 10. Serdj, 11. Triassic evaporates. (c) Interpretation of the seismic line L1: 12. Pliocene, 13. Middle-Late Miocene, 14. Lower Eocene-Paleocene, 15. Upper Cretaceous, 16. Lower Cretaceous, 17. Late Triassic. W6: exploration well, TWT (s): Two way time (s).

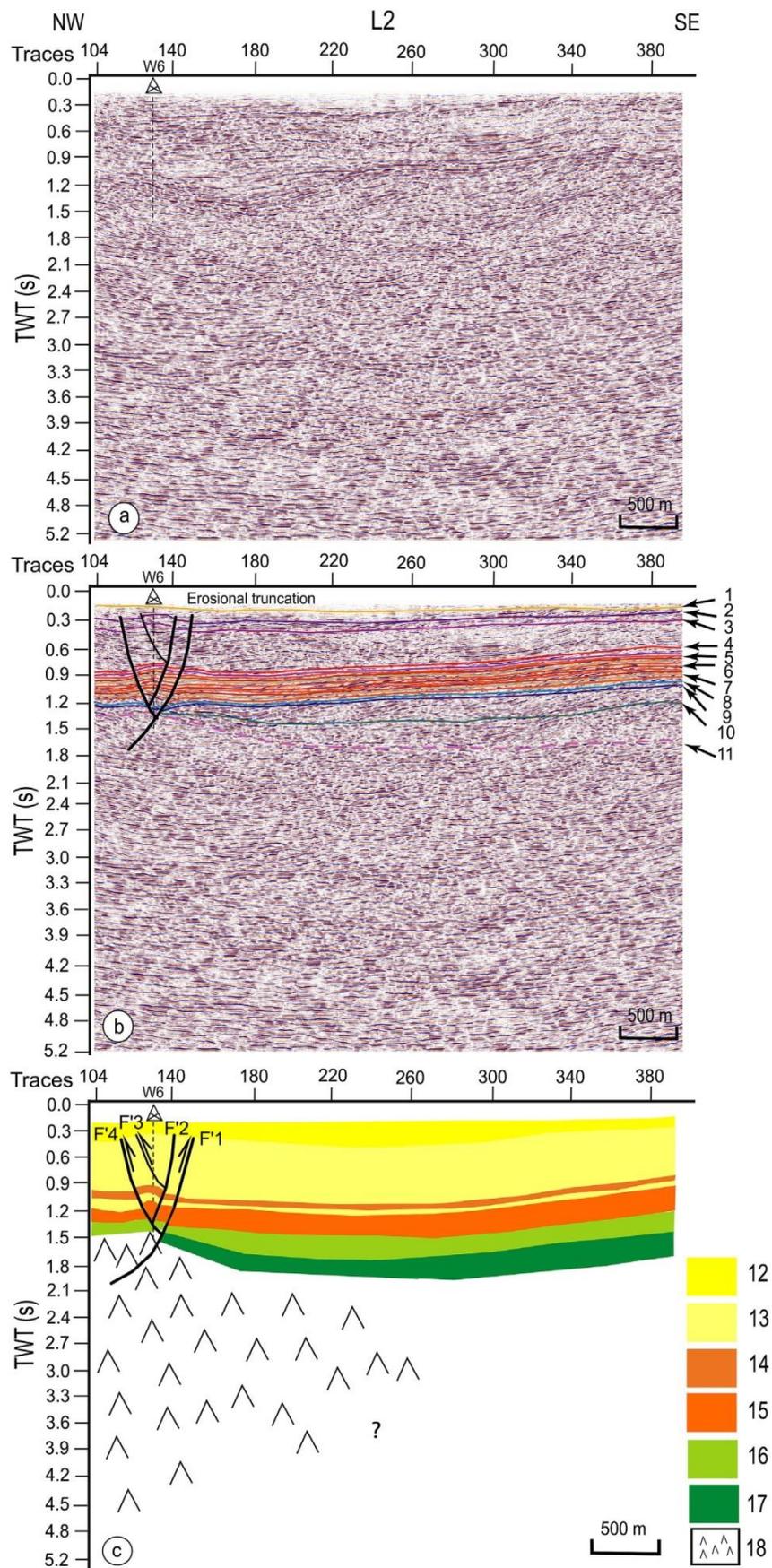


Fig. 5. (a) SW-NE oriented seismic line L2 across the graben. (b) Traces of major faults and the various horizons. (c) Interpretation of the seismic line L2. Same notations as in Fig. 4.

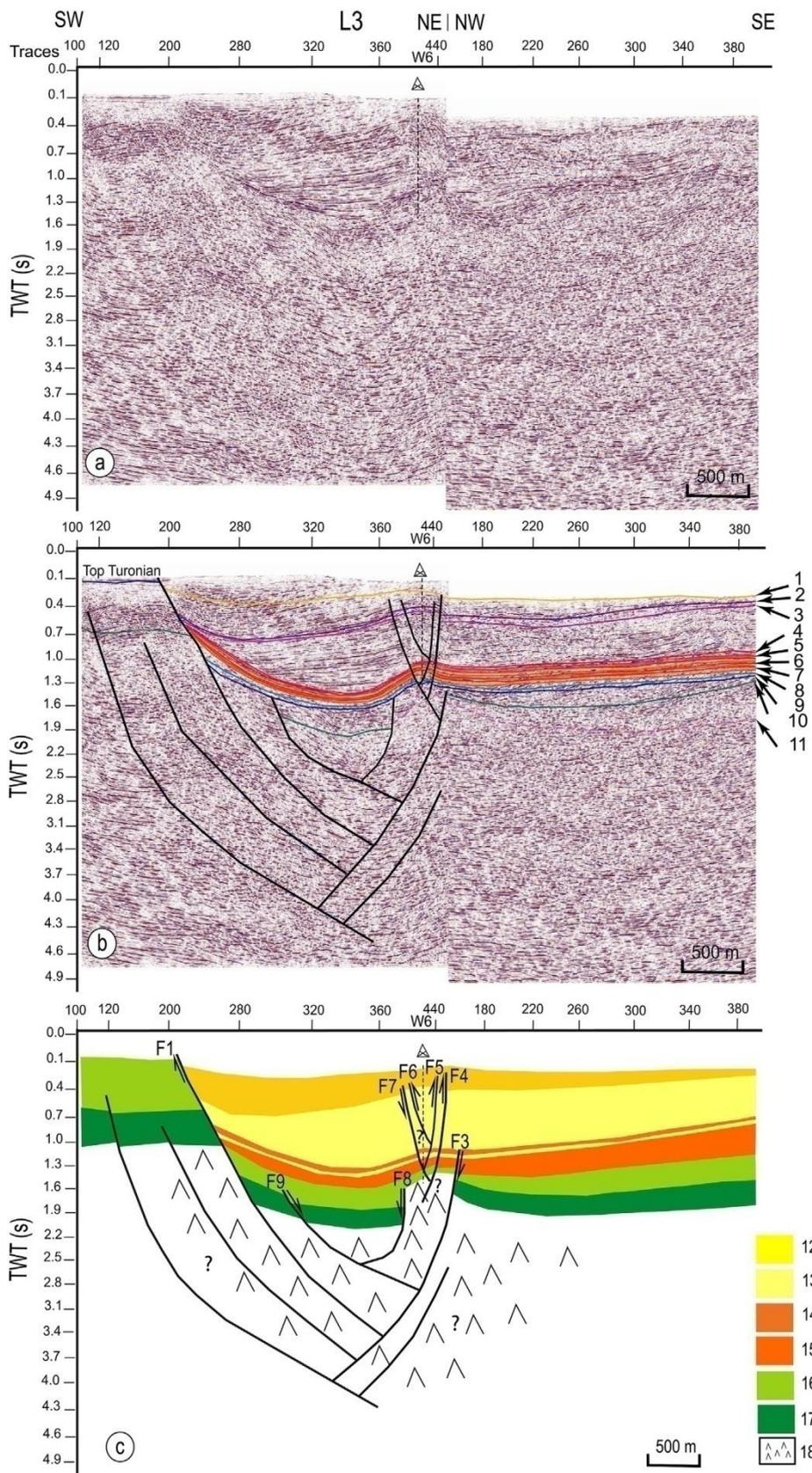


Fig. 6. (a) SW-NE and NW-SE oriented composite seismic line L3 (L1+L2) across the graben. (b) Traces of major faults and the various horizons. (c) Interpretation of the composite seismic line L3. Same notations as in Fig. 4.

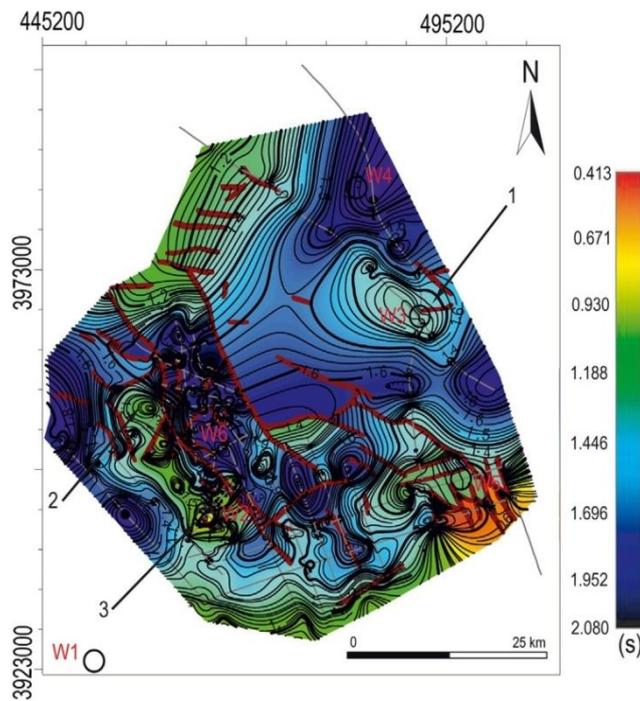


Fig. 7. Isochron map at the top of Serdj formation, showing three types of ways of dip closure: 1. Semda; 2. Mahjouba; 3. Thala. Isocontours and colours are given in TWT (s). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

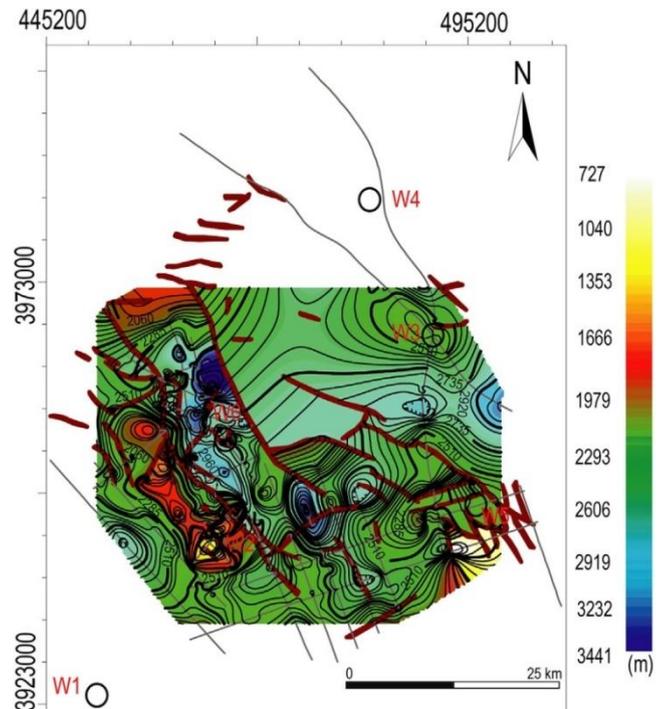


Fig. 9. Isobath map at the top of Serdj formation, showing the main faults oriented NW-SE to NS and NE-SW to EW. Isocontours and colours are given in meters. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

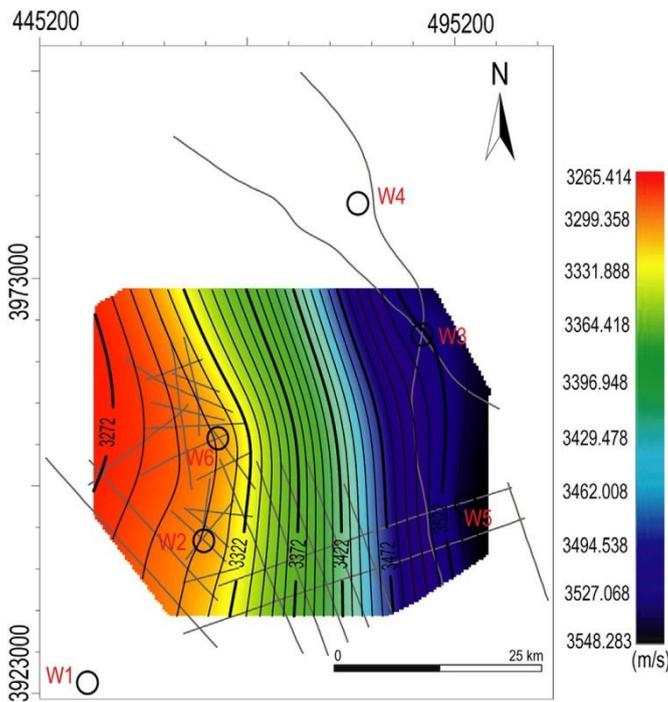


Fig. 8. Isovelocity map at the top of Serdj formation. Isocontours and colours are given in m/s. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

the Euler equation is given by Thompson (1982):

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y)$$

with  $x_0, y_0, z_0$ : local coordinates,  $\Delta T$ : Intensity of the magnetic field,  $N$ :

structural index.

By using this technique, one may identify the Euler solutions of the various underlying structures within the sedimentary basin (Fig. 15).

These solutions were calculated starting from the following Euler parameters: Structural index:  $SI = 0$ , Dimension of the window:  $W = 10$ , Tolerance:  $Z = 15\%$ .

The Euler Deconvolution map is helpful to determine the depth of various geological bodies. The rooting of the sources deduced by the Euler Deconvolution are at depths estimated between 0.5 and 4 km. They would correspond to the existence of faults oriented NW-SE to NS and NE-SW to EW.

## 8. Discussion

Assumptions on the chronology of the tectonic events during the emplacement and the evolution of the grabens within the central Atlas of Tunisia were proposed (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995; Dlala, 2001). Some of the authors tried to explain the structure of the grabens edges (Caire, 1971; Burollet and Rouvier, 1971; Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995; Gabtni et al., 2016). The northern part of central Tunisia is occupied by several grabens oriented NW-SE and WNW-ESE (Burollet, 1991). The main deformation phase, corresponding to the Alpine compression, related to the Africa-Eurasia convergence, is Serravalian in age and oriented  $N160^\circ$ . It is followed by the Messinian rifting phase which induced the NW-SE opening of grabens in our study area, summarized by Bouaziz et al. (2002).

The first tectonic events observed are Triassic in age and correspond to the NS compressional event related to the extension phase having involved an instability of the sedimentary basement. They induced subsident zones (Ezzine, 2011). From Lower Cretaceous to Campanian- Maastrichtian a distensive to transtensive deformation is recorded

(Dlala, 2001). The first compressive pulsations occurred only during the Upper Cretaceous, i.e. at the Maastrichtian (Ezzine, 2011). But from late Cretaceous to Miocene developed distensive structures

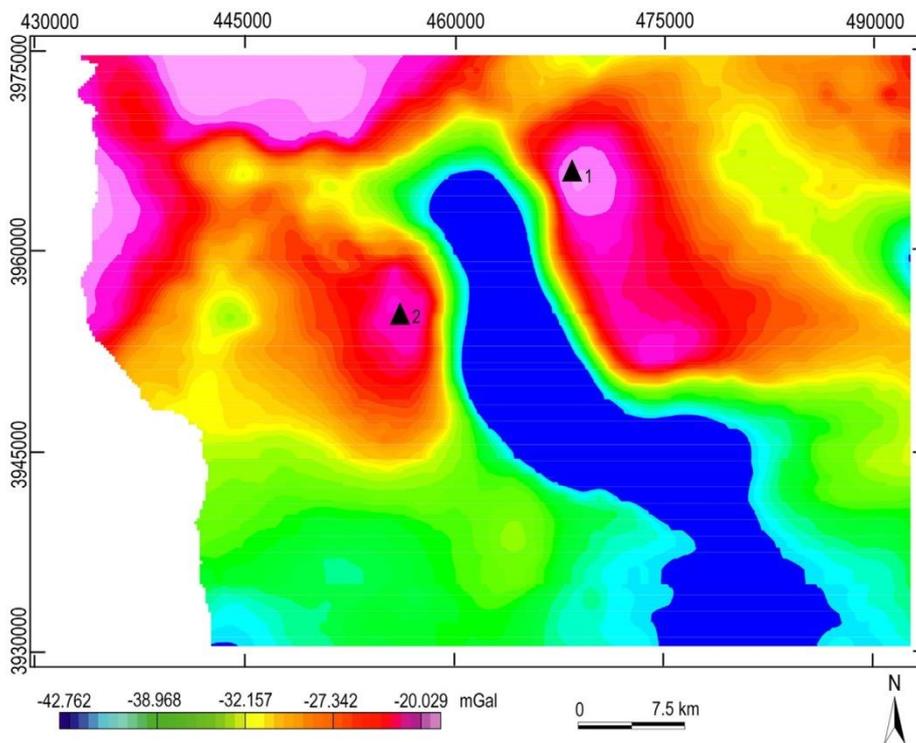


Fig. 10. Bouguer Anomaly map of Kalaa Khesba and Kalaat Senam computed using a density value of  $2.4 \text{ g cm}^{-3}$ , projected on a WGS84 UTM Z32 N system. 1: Dj. Jerissa, 2: Dj. Bou Afna.

accompanied by “decollement” and blocks tilting. During the Paleocene-Eocene a major compressional phase, N160° oriented, inducing folds and fractures, occurred (Zargouni, 1984). The presence of an unconformity within the Lutetian sediments suggests an erosional truncation of Bartonian to Burdigalian sedimentary deposits. In fact, such an unconformity corresponding to the marine Langhian-Serravalian transgression was recognized in well W6 (Martinez and Truillet,

1987; Belghithi et al., 2016) (Table 1, Fig. 16). The major Atlassic phase, Upper Miocene (Tortonian) in age, is the major compressive tectonic event inducing strike-slips and overlaps. During Miocene, the Tunisian grabens would then be the first evidences within the Alpine foreland of the overlaps jam (Ben Ayed, 1986). Whereas during Upper Pliocene transtensive tectonics was set up (Ben Ayed, 1986). While during Quaternary compressive cycle N160° to NS oriented with

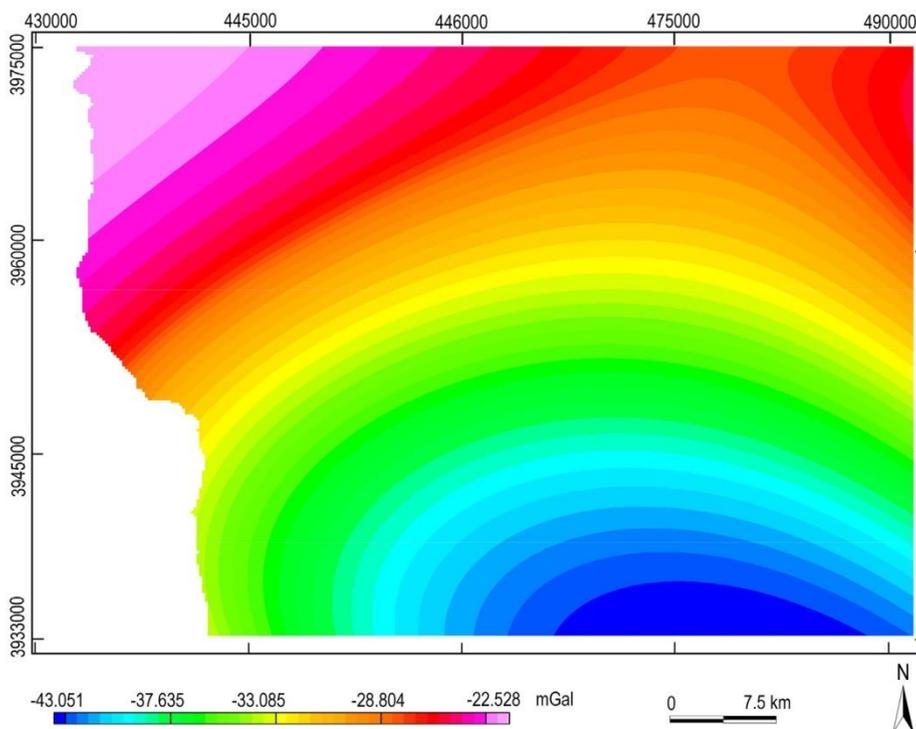


Fig. 11. Regional map of order 3 of Kalaa Khesba and Kalaat Senam.

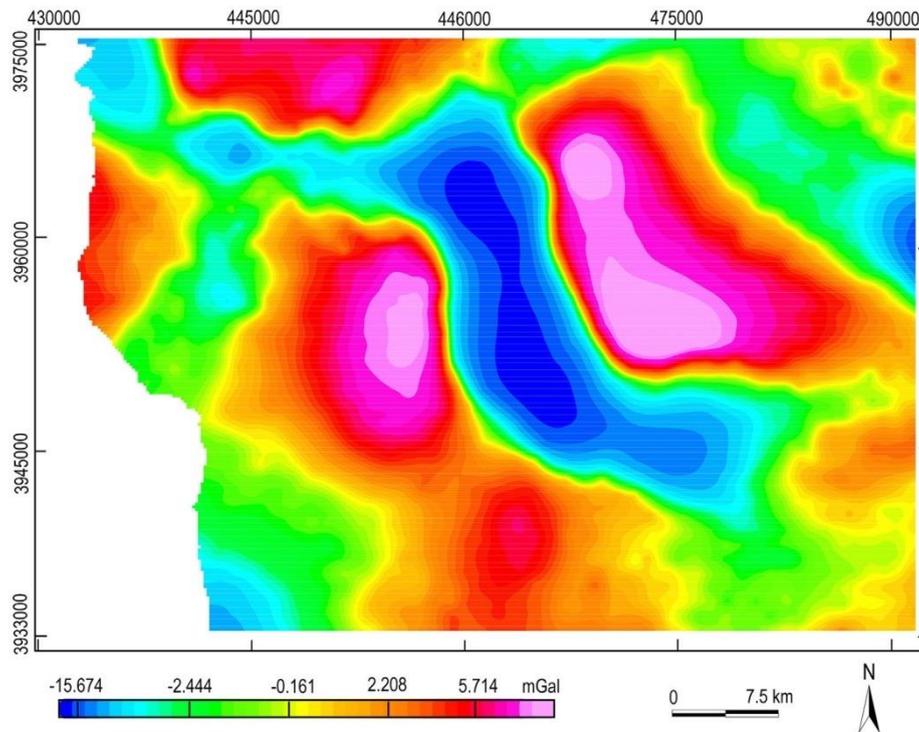


Fig. 12. Residual map of order 3 of Kalaa Khesba and Kalaat Senam.

reactivation of the preexistent structures acts on the Atlassic direction folds (NE-SW). The extensional and halokinetic movements recorded may explain the evolution of the grabens. From stress field inversion of 123 focal mechanisms coming from different sources of Tunisia, Soumaya et al. (2015) found a first-order stress field oriented horizontally N150°. Such stress field is compatible with a transpressional regime in the Atlassic foreland, reactivating hence the NW-SE fault system (Chihi, 1995). Kalaa Khesba L1 cross-section shows (i) an injection of evaporites along the F1 fault which limits this graben westwards thus (ii) a Miocene in age reactivation of the preexistent Mesozoic extensional faulting system occurred, as indicated also by Belguith et al. (2011). It suggests that the deformation leading to the rifts observed is of regional scale dated at Late Miocene to Quaternary. Although, the Quaternary formations seem to post-date the rift system.

(iii) Ezzine et al. (2012) identified four angular unconformities as well as duplication of El Gueria, Chouabine and El Haria series associated

with the formation of duplexes allow to draw nested structures. The interpreted seismic profiles (Figs. 4–6) show the Paleocene-Eocene age series (El Haria, Chouabine and El Gueria Formations) recognized within W6 well log (Table 1) and confirm such a duplication (Fig. 16). The normal fault F1, separates the Mesozoic and Tertiary- Quaternary formations (density contrast of 0.35 g/cm<sup>3</sup>), west- and east- wards, respectively. Gabtni et al. (2016) used gravity and seismic modeling to show that it dips 45° to the east. In addition, the NW-SE grabens exhibit at their SE boarders major EW dextral strike-slips (Chihi, 1995), associated to “en echelon” folds and megastructures (Chihi et al., 1992). As a consequence, anticlinal structures oriented NE- SW were moved southeastwards and southwards (Castany, 1952). In addition, the interpretation of the present gravity, seismic and lithostratigraphic data indicates that

- (i) the EW dextral shear is at the origin of Kalaa Khesba Graben

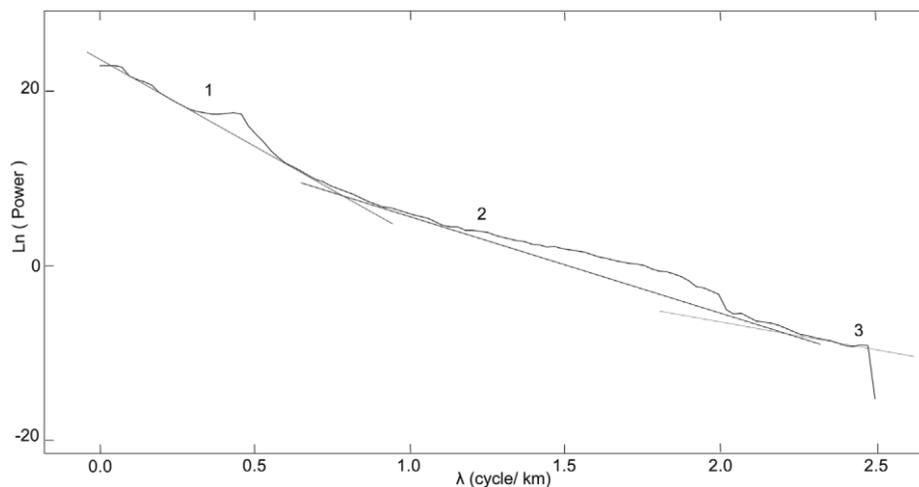


Fig. 13. Energy radial spectrum of Bouguer gravity field vs. frequency unit in cycles/km of Kalaa Khesba, Kalaat Senam. Depths are given by the slope values. 1.

$z_1 = 3.2 \text{ km}, 2. z_2 = 1.65 \text{ km}, 3. z_3 = 0.8 \text{ km}.$

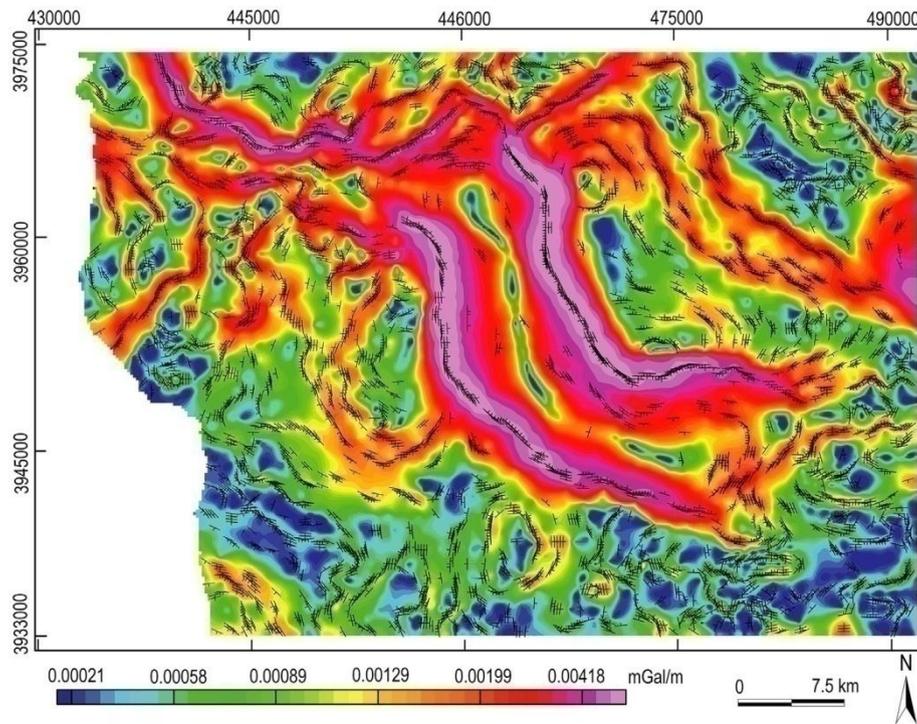


Fig. 14. Horizontal gravity gradient (HGG) map of Kalaa Khesba and Kalaat Senam in mGal/m indicating the main structural features with their dips.

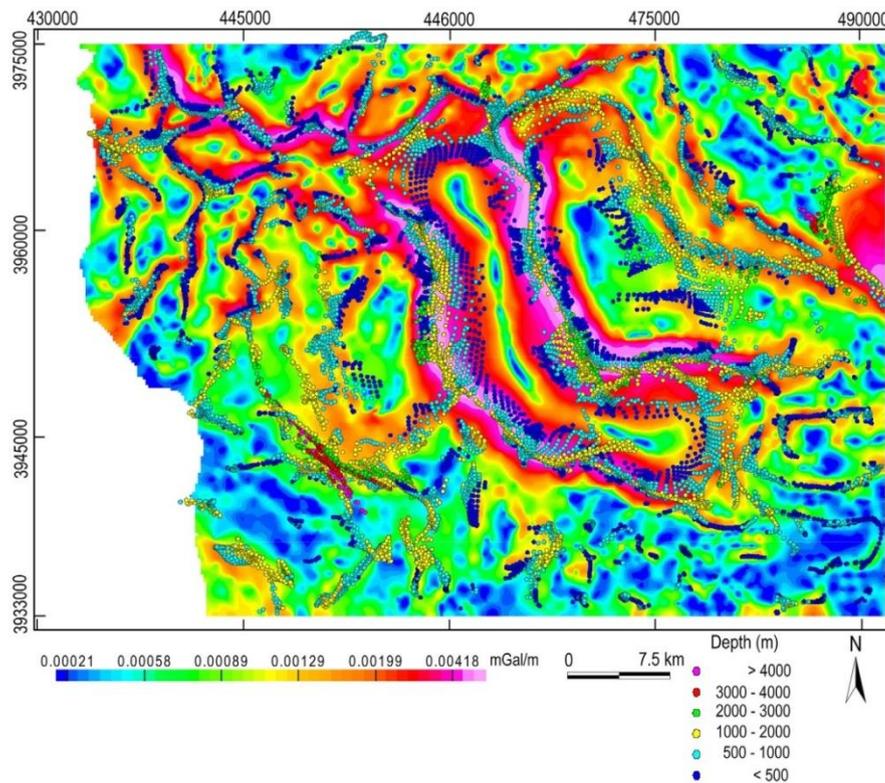


Fig. 15. Euler Deconvolution map for Euler Solutions (depth in m) of Kalaa Khesba and Kalaat Senam.

structuration,

- (ii) this shear results from reverse and normal faults during the regional extensional phase which is the resultant of a transension having controlled the syn-graben tectonics,
- (iii) the activation of the faults passing by the well W6 seems to have had a major impact on the graben structure.

According to well data (Fig. 2) the structuration of Kalaa Khesba Graben can be constrained as follows: (i) the Miocene Oum Dhouil Formation unconformably lays on the Eocene Cherahil Formation, suggesting a strong erosion which would have removed the Oligocene Formations (Table 1). (ii) the Aptian Serdj Formation, with carbonated predominance, and the Hameima Formation show a considerable

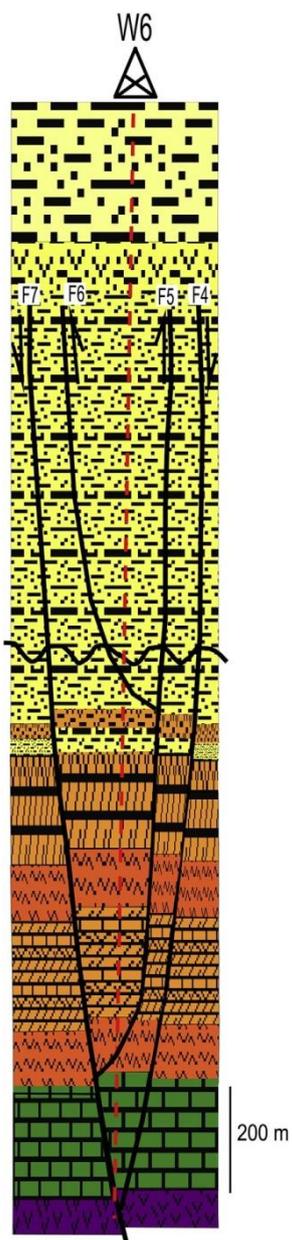


Fig. 16. Push-up inversion structure above well W6 (see Table 1 for the lithology). The duplicated horizon (orange) is composed of El Haria, Chouabine and El Guerria Formations (Paleocene-Eocene). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

thickening, in particular within wells W1–W3 (Fig. 2a). However, a complete disappearance of the Hameima Formation is noticed within well W4. It is deduced that the northern zone, in the vicinity of well W3, was deeper and was not emerged for the period of sedimentation of Serdj Formation. (iii) the Aleg Formation, composed of two members (Annaba and Bireno), consists of a continuous thickening northwards. This thickening is not due to a tectonic phenomenon only but to a subsidence of the northern part of the study area. This subsidence is evidenced by well log surveys data (wells W2–W4) (Fig. 2a). (iv) the layers of the Paleocene El Haria Formation are missing in some wells probably following erosion, noted in wells W3 and W6 (Fig. 2b). All the Jurassic layers are also missing. The composite seismic section L3 (Fig. 6) cross-cutting Kalaa Khesba Graben according to SW-NE and NW-SE directions and calibrated by well W6 offers invaluable information at the time of the deformation. It shows a duplication of the

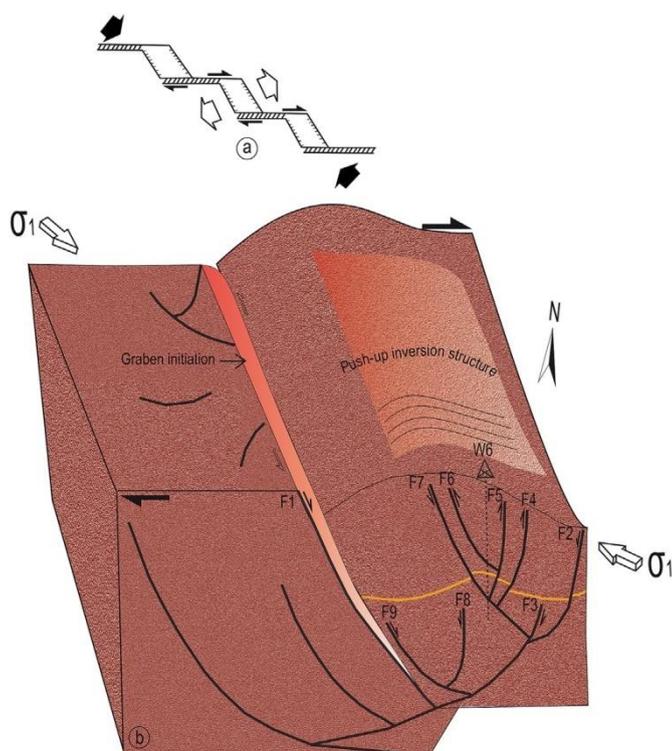


Fig. 17. (a) Theoretical model for pull-apart basins initiation through transpressional regime. (b) Proposed model of Kalaa Khesba Graben showing a fold thrust and indicating the relationship between constrain  $\sigma_1$ , N160° oriented, and strike-slip and thrust faults. Note that the El Haria, Chouabine and El Guerria Formations (yellow), dated from Danian to Ypresian, are deformed and cross-cut by multiple faults (network faulting system F1–F9). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Paleocene-Eocene series with the existence of a possible positive flower structure. An overlapping related to the EW strike-skip, located within the Neogene-Quaternary Formations passing by well W6, occurred (Fig. 6). The analysis of the computed isochron, isovelocity and isobath maps as well as the gravity data shows a predominance of major faults according to directions NW-SE, NNW-SSE to NS and NE-SW to EW. They are exhibited on the HGG map of Kalaa Khesba and Kalaat Senam (Fig. 14) indicating clearly the main bordering faults with their dips. They are probably related to EW “en echelon” dextral faulting system, i.e. related to a simple pull-apart system.

According to Euler Deconvolution map, the depths values of these faults vary from 0.5 km to 4 km (Fig. 15). This is in agreement with the depths deduced from the power spectrum (Fig. 13), the isobath map (Fig. 9), and the vicinity or within well W6 (Fig. 16). The whole of these results, based on gravity and seismic data, lead to a possible geological interpretation of the area through a simple 3D model (Fig. 17). It shows that the NW-SE compressive Miocene phase inducing strike-slips triggering this pull-apart basin and its further development (Fig. 17a). It seems to be responsible for blocks tilting and occurrence of anticlinal and synclinal structures affected by numerous normal, reverse or strike-slip faults. This faulting system, particularly within the anticline beneath well W6 (Fig. 16), reactivated and affected the prevailing structures. It could be considered as a thrust-faulted fold or shear fault-related fold (Fig. 17). The extension of ENE-WSW direction guided the formation of structures into grabens, half-grabens and vast synclines. These grabens evolved through a series of compressional and extensional periods according to a pull-apart system. The seismic data show the existence of Triassic bodies raised at subsurface, by density contrast, owing to faults and fractures. Consequently, the halokinetic movements seem to be at the origin of the evaporitic flows as well as of the active

faults.

In a paper regarding push-up structures, Pace and Calamita (2014) have demonstrated that the geometry of such structures is related to transpressional reactivation of pre-existing normal faults. The grabens of the Tunisian Atlas, which are classified as pull-apart basins, deep enough for the maturation of the organic matter, represent an objective of hydrocarbons exploration. Indeed, Kalaa Khesba quickly developed through a fast subsidence accommodated by such faulting system. The large accumulation of sediments, in particular the main Serdj Formation which is potentially a favorable reservoir to the structural and stratigraphic traps, is well developed as mentioned in the isobath map (Fig. 9).

## 9. Conclusion

Tectonics undergone by Tunisia is mainly represented by Atlasic folding of Alpine type and stable platforms (Burolet and Rouvier, 1971). This study allowed to delimit the Kalaa Khesba Graben which shows differences in thickness and geometry of the sediments. These differences are the consequences of the major compressive phase which is at the origin of the activation and/or reactivation of the faults.

The whole of the gravity and seismic studies available on the northwestern Tunisian provided accurate information on (i) the succession of the horizons within the grabens, (ii) the main faults directions having contributed to its current configuration. They thus allowed to contribute to the structuring of this zone marked by fault grabens. It is now possible to define the tectonic and sedimentary evolution of the area. During Mesozoic and Cenozoic eras, pull-apart basins opened (Fig. 1b). This period is also highlighted by tectonic events which gave varied structural units, e.g. saliferous structures, brittle faults in major accidents and box folds. The evaluation of the geological and subsurface (gravity and seismic reflection) data can lead to the five following conclusions: (i) the activation of the bordering grabens faults; (ii) the F1 fault which borders the graben westwards, considered as a major fault, is used as supports with branches of faults leading to a positive flower structure, characteristic of a strike-slip; (iii) Kalaa Khesba Graben is characterized by a negative anomaly with very low depth translating the presence of a series of low density. The orientation of these anomalies helps to identify the major structural directions of the area. (iv) both sides of the graben are oriented roughly NW-SE. Compared to Bouguer anomaly map (Fig. 10), the 3rd order residual anomaly map (Fig. 12) shows more details related to pull-apart basins. (v) the opening of Kalaa Khesba Graben occurred through an NE-SW extensional deformation accommodated by EW strike-slips during a regional transpressional phase.

The NW area of Tunisia is characterized by lateral and in-depth variations of facies, unconformities, sedimentary gaps, and folded and faulted structures. Such structures are interpreted as Neogene-Quaternary thrusting forming a fold-fault at subsurface beneath well W6. To explain the accommodation of the deformation within Kalaa Khesba graben, a model was proposed by combining the various tectonic phases, the strike-slip and thrust faults at subsurface (Fig. 17). It resulted in complex structures appearing following several tectonic events (compressions and extensions). A fold-fault, occurring within well W6, shows the presence of reverse faults induced by Neogene-Quaternary thrusting (Figs. 16–17). The study area associated with a dextral strike-slip through a reactivation suggesting a main transpressional constraint  $\sigma_1$  oriented N160°. The opening of Kalaa Khesba Graben is generated as a pull-apart basin during Miocene. This stress regime generated NE-SW folds. From where one can conclude that these grabens of NW of Tunisia represent basins favorable for the fast accumulation of sediments which may contain organic matter (e.g. Bentaalla-Kaced et al., 2017).

## Acknowledgements

We would like to express our sincere appreciations to the Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), the Office National des Mines (ONM) and the Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTÉ) for providing seismic and gravity data and scientific support. We gratefully acknowledge the three anonymous reviewers who helped in improving the quality of this manuscript.

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2019.106432>.

## References

- Barrier, E., Bouaziz, S., Angelier, J., Creuzot, J., Ouali, J., Tricart, P., 1993. Mesozoic paleostress evolution in the Saharan platform (Southern Tunisia). *Geodyn. Acta* 6 (1), 39–57.
- Bejaoui, H., Aifa, T., Melki, F., Zargouni, F., 2017. Structural evolution of Cenozoic basins in northeastern Tunisia, in response to sinistral strike-slip movement on the El Alia-Teboursouk Fault. *J. Afr. Earth Sci.* 134, 174–197.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Rigane, A., Gourmelin, C., Ben Dhia, H., 2011. Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics* 509, 198–207.
- Belghithi, H., Boulvain, F., Yaich, C., Da Silva, A.C., 2016. Evolution des séries silico-clastiques miocènes en Tunisie centrale : Cas de la coupe de Khechem El Artsouma. *Carnets Geol. Madrid* 16 (23), 557–568.
- Ben Ayed, N., 1975. Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central). Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6 1–82.
- Ben Ayed, N., 1986. Thèse d'Etat. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de la Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel, vol. XI Univ. Paris 327pp.
- Ben Chelbi, M., Melki, F., Zargouni, F., 2006. Mode de mise en place des corps salifères dans l'Atlas septentrional de Tunisie. Exemple de l'appareil de Bir Afou. *C.R. Geoscience* 338, 349–358.
- Ben Jemiaa, M., 1986. Evolution tectonique de la zone de failles Trozza-Labeïed (Tunisie centrale). Thèse 3ème Cycle. Univ. Paris Sud Orsay, France 158pp.
- Ben Romdhane, M., Brahim, N., Ouali, J., Mercier, E., 2006. Tectonique quaternaire et plus de rampe dans le golfe d'Hammamet (offshore tunisien). *Compt. Rendus Geosci.* 338 (5), 341–348.
- Bentaalla-Kaced, S., Aifa, T., Deramchi, K., 2017. Organic-rich Albian deposits as the origin of hydrocarbon-contaminated phosphates, southeastern Constantine Basin, Algeria. *J. Petrol. Sci. Eng.* 157, 680–695. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2017.07.064>.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51 (7), 1494–1498.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Turki, M.M., 1994. Paleostress in the southern Tunisian platform. In: Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Technip Editions, France, pp. 179–196.
- Booth Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Azañón, J.M., Zargouni, F., Galvé, J.P., Pérez-Peña, J.V., 2018. Late miocene extensional collapse of Northern Tunisia. *Tectonics* 37, 1626–1647. <https://doi.org/10.1029/2017TC004846>.
- Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas saharien (Tunisie méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisia 485pp.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., Turki, M.M., 1998. Tectonic evolution of Southern Tethyan margin in southern Tunisia. In: In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), Peri-Tethys Memoir: 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms, vol. 177. *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris*, pp. 215–236.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Bouillin, J.P., 1986. Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France* 8 (2), 547–558.
- Burolet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, vol. 18 *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis 350pp.
- Burolet, P.F., Rouvier, H., 1971. La Tunisie. Unesco. *Tectonique de l'Afrique (Sciences de la Terre)* 6 600pp.
- Burolet, P.F., 1991. Structures and Tectonics of Tunisia, vol. 195. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, pp. 359–369. *Tectonophysics*.
- Caire, A., 1971. Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional). *Unesco, Tectonique de l'Afrique (Sciences de la Terre)*, 6 584pp.
- Caire, A., 1977. Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés. *C.R. Acad. Sci. Paris Série D*, T 284 (5), 349–352.
- Castany, G., 1952. Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *Congrès Géologique Int.* 1 63pp.
- Chihhi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : Leur étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse de Doctorat d'Etat. Faculté des Sciences Tunis 385pp.
- Chihhi, L., Ben Haj Ali, M., Ben Ayed, N., 1992. Mécanismes et signification structurale du

- plissement dans les chaînes des Chotts (Tunisie méridionales). Analogie avec les plis associés au décrochement E-W de Sibba (Tunisie Centrale). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t 315, 1245–1252 série II.
- Chikhaoui, M., Jallouli, C., Turki, M.M., Soussi, M., Braham, A., Zaghib-Turki, D., 2002. L'affleurement triasique du Debadib-Ben Gasseur (Nord-Ouest de la Tunisie) : diapir enraciné à épanchements latéraux dans la mer Albienne, replissé au cours des phases de compression tertiaires. *C.R. Géoscience* 334 (16), 1129–1133.
- Chikhaoui, M., Maamouri, A.L., Salaj, J., Turki, M.M., Saadi, J., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., Zarbout, M., 1998. Blocs basculés au Crétacé inférieur dans la région du Kef (Tunisie nord-occidentale). *C.R Acad. Sci. Paris, Série D* 327 (4), 265–270.
- Deltel, J., Zouari, H., Chikhaoui, M., Creuzot, G., Ouali, J., Turki, M.M., Yaich, C., Zargouni, F., 1991. Relation entre ouvertures téthysiennes et mésogéennes en Tunisie. *Bull. Soc. Geol. France* 162 (6), 1173–1181.
- Dlala, M., 1996. La tectonique cénozoïque du Nord de la Tunisie dans son contexte de collision-subduction. In: *Proceedings of the 5<sup>th</sup> Tunisian Petroleum Conference*, Tunis, Tunisia, vol. 10. ETAP Memoir, pp. 337–346.
- Dlala, M., 2001. Les manifestations tectono-sédimentaires d'âge Campanien–Maastrichtien en Tunisie: implications sur l'évolution géodynamique de la marge Nord-Africaine. *C.R. Geoscience* 334, 135–140.
- El Euch, H., Fourati, L., Hamouda, F., Saidi, M., 1998. Structural style and hydrocarbon habitat in Northern Tunisia. *Field Trip Guide Book*, vol. 13 ETAP Memoir, Tunis, Tunisia 72pp.
- Ezzine, L., Ghanmi, M., Ben Youssef, M., Zargouni, F., 2008. Modèle du pli de propagation de rampe : exemple Jebel Bou El Hanèche. In: *22nd Colloquium of African Geology*, Nov. 4–6, pp. 341 Hammamet, Tunisia.
- Ezzine, L., 2011. Apport des données satellitaires et gravimétriques à l'étude géologique de la région de Maktar-Tadjerouine (Tunisie Centro-Septentrionale). Thèse de Doctorat. Université Tunis El Manar, Tunis 294pp.
- Ezzine, L., Jaffal, M., Ben Youssef, M., Zargouni, F., Ghanmi, M., 2012. The thrust front in the Jebel Bou El Hanèche - Kalâat Khasba (Central-northern Tunisia). *Integration of geological and geophysical data. Estud. Geol.* 68 (2), 165–177. <https://doi.org/10.3989/egol.40378.128>.
- Gabtni, H., Gouasmia, M., 2013. Joint evaluation of gravity, electrical and magneto-telluric methods for geothermal potential of fractured Aptian reefal carbonates in the Hmaïma-EI Gara area (Oued Serrat basin, Central-Western Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 6, 1569–1579.
- Gabtni, H., Hajji, O., Jallouli, C., 2016. Integrated application of gravity and seismic methods for determining the dip angle of a fault plane: case of Mahjoubia fault (Central Tunisian Atlas Province, North Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 119, 160–170.
- Gabtni, H., Jallouli, C., 2017. Regional-residual separation of potential field: an example from Tunisia. *J. Appl. Geophys.* 137, 8–24.
- Geosoft incorporated, 2013. *Software for Earth Science Mapping and Processing [Oasis Montaj]*. Geosoft Inc. Ltd., [www.geosoft.com](http://www.geosoft.com).
- Ghanmi, M., Vila, J.M., Ben Youssef, M., Bouhlef, S., Zargouni, F., 2001. Vers l'abandon du modèle de diapir en champignon anté-vranconien au Jebel Slatâ : Découverte sur son flanc NW d'Albien inférieur et d'Albien moyen, à leur place dans une série à l'endroit. *Notes du Serv. géol. Tunisie* 68, 59pp.
- Ghanmi, M., 2003. Géodynamique de la plateforme saharienne et sa marge septentrionale au Crétacé, son évolution vers l'Atlas septentrional, interférences du rifting et de l'halocinèse. Habilitation à diriger des recherches. Université Tunis El Manar II 347pp.
- Hennebert, M., Dupuis, C., 2003. Use of cyclostratigraphy to build a high-resolution time-scale encompassing the Cretaceous-Palaeogene boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia). *Geobios* 36, 707–718.
- Inoubli, N., Gouasmia, M., Gasmî, M., Mhamdi, A., Ben Dhia, H., 2006. Integration of geological, hydrochemical and geophysical methods for prospecting thermal water resources: the case of the Hmeïma region (Centre-Western Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 180–186.
- International Association of Geodesy, 1971. *Geodetic Reference System 1967*, Numéro 3. Spec. publ. Bureau Central de l'Association Internationale de géodésie 116pp.
- Jacobsen, H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52 (8), 1138–1148.
- Kingdom software, 2015. *SMT/IHS Version 9.0 Advanced*. [www.ihs.com/kingdom](http://www.ihs.com/kingdom). Lehotsky, I., Bujnowsky, A., 1995. Notice explicative : carte géologique de Kalat Es Senan. Feuille n°59.
- Martinez, C., Truillet, R., 1987. Evolution structurale et paléogéographie de la Tunisie. *Memoria de la Societa Italiana de Geologia* (38), 35–45.
- Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., Ouali, J., Greuzot, G., 1991. Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale: structuration éocétacée de l'Atlas tunisien. *Ecolgae Geol. Helv.* 84 (1), 61–82.
- ONM, 1997. Campagne gravimétrique CG5. Coupures 1/50000 de Kalaat Senan et Tadjerouine.
- Pace, P., Calamita, F., 2014. Push-up inversion structures v. fault-bend reactivation an-ticlinal along oblique thrust ramps: examples from the Apennines fold-and-thrust belt (Italy). *J. Geol. Soc. Lond.* 171, 227–238.
- Perthuisot, V., Rouvier, H., Smati, A., 1988. Style et importance des déformations anté-vraconiennes dans le Maghreb oriental: exemple du diapir du Jebel Slatâ (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol. France* 8 (IV), 391–398 (3).
- Perthuisot, V., Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Hatira, N., Laatar, E., Mansouri, A., Rouvier, H., Smati, A., Thibieroz, J., 1998. Les Corps triasiques des monts du Mellégué (confins algéro-tunisiens) sont-ils des diapirs ou des glaciers de sel. *Bull. Soc. géol. France* 169 (1), 53–61.
- Pervinquière, L., 1903. Etude géologique de la Tunisie centrale. *Doct. ès. Sci.*, Paris, 360pp.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55 (1), 80–91. Richert, J.P., 1971. Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Not. Serv. Géol. de Tunisie* 34, 115–125 Tunis.
- Robaszynski, F., Maria, J., Donoso, G., Linares, D., Amédéo, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A., Gartner, S., 1998. Le Crétacé supérieur de la région de Kalat Es Senan, Tunisie centrale. Lithostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bull. Centre Recherche Elf Explor. Prod.* 22 (2), 359–490.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virtual Explor.* 8, 107–126.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics* 31, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2011TC002989>.
- Smati, A., 1983. Approche géologique et minière de la partie méridionale du massif du Slatâ (Tunisie du centre nord). *Rapport de DEA* 350pp.
- Smati, A., 1986. Les gisements de Pb-Ba et de Fe du Jebel Slatâ (Tunisie du Centre-Nord) : Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. *Gisements de Sidi Amor Ben Salem et de Slatâ-Fer*. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6 1–250.
- Soumaya, A., Ben Ayed, N., Delvaux, D., Ghanmi, M., 2015. Spatial variation of present-day stress field and tectonic regime in Tunisia and surroundings from formal inversion of focal mechanisms: geodynamic implications for central Mediterranean. *Tectonics* 34, 1154–1180. <https://doi.org/10.1002/2015TC003895>.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302.
- Turki, M.M., Deltel, J., Truillet, R., Yaich, C., 1988. Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bull. Soc. géol. France* 8 (3), 399–406 I-IV.
- Thompson, D.T., 1982. Eulph: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Yaich, C., 1984. Etude géologique des chaînons de Chérahil et du Krechem el Arsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse 3ème Cycle. Univ. Besançon, France 165pp.
- Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. *C.R. Acad. Sc., Paris* 299 (2), 71–76 série II.
- Zargouni, F., 2011. *La mégastucture anticlinale de Sema (Sraa Ouartane)*. *Rapport interne*, 31 juin. Oil Search (Tunisia) Ltd. 17pp.
- Zouari, H., 1995. Evolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie: Stratigraphie, analyse géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. Thèse Doc. Etat. Univ. Tunis II, Tunisia, pp. 278.

**Syn-graben hidden thin-skinned structuring revealed by advanced gravity analysis and supported by seismic data : The Kalaa Khesba graben case study (western part of Central Tunisia)**

Amira Rjiba<sup>1,2,3</sup>, Hakim Gabtni<sup>3</sup>, Tahar Aïfa<sup>2</sup>, Mohamed Ghanmi<sup>2</sup>, Achref Boulares<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, Bat. 15, Campus de Beaulieu, F-35000 Rennes, France

<sup>2</sup> Université de Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, UR11ES13 Géomatique Géologie Structurale et Appliquée, 1060 Tunis, Tunisia

<sup>3</sup> Laboratoire de Géoresources LR15CERTE01, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), Borj Cedria Smartech, Univ. Carthage, BO 273, 8020 Soliman, Tunisia

<sup>4</sup> Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 54, Avenue Mohamed V, 1002 Tunis, Tunisia

**Abstract**

New Georesources exploration opportunities of sedimentary basins depend on modern approaches of geophysical data analysis and integration. In our study case, to decrease exploration hazard, advanced gravity data analysis provides an opportunity to discover hidden subsurface structural elements/bodies under a thick Plio-Quaternary layer cover beneath the Kalaa Khesba Graben.

Calibrated locally by seismic data, the tilt map of residual gravity field produced, after application of a Gaussian regional/residual filter, is considered actually as the best mapping tool. It revealed the deep structures over Kalaa Khesba Graben, composed by a set of hidden anticlines and synclines affected by a faulting network. The results obtained to draw up a structural map presenting the fault systems responsible for the structuring of the area as well as the thin-skinned style of deformation.

**Keywords:** Syn-graben, hidden anticline, thin-skinned, advanced gravity analysis, seismic, Kalaa Khesba

## 1. Introduction

Many specific approaches were performed by numerous authors to highlight short wavelength residual gravity anomalies using different residual-regional separation filters like least square polynomial fitting, continued upward, radial spectral techniques (Fedi and Quarta, 1998; Zeng et al., 2007; Abokhodair, 2011) or an integration of these filters to reduce the influence of a subjective choice of regional field (Gabtni and Jallouli, 2017). In this particular study, we focused on an area where the structuring setting is hidden under a thick Quaternary cover related to Kalaa Khesba graben (Central-Western Tunisia). We have adopted an innovative technique based on the calculation of the energy radial spectrum of gravity field (Spector and Grant, 1970; Blakely and Simpson, 1986; Blakely, 1995) and the application of the Gaussian Regional/residual Filter. This filter was used for the short wavelength anomalies extraction. The choice of an adequate standard deviation of the Gaussian function is considered to be similar to a cutoff process for the removal of regional field (Whitehead and Musselman, 2007).

Regarding petroleum investigation results of other similar grabens in Tunisia where hidden folding structures were revealed (For example Grombalia graben productive petroleum province, Adounai and Aissaoui, 2003), we have applied an advanced gravity analysis of interesting gravity data coverage to better image the Kalaa Khesba syn-graben structure (Fig. 1). The gravity data analyses were calibrated by locally seismic data. This type of gravity analysis was used recently in worldwide examples (Alatorre-Zamora et al., 2018; Demissie et al., 2018; Frifita et al., 2019) and it is considered as an interesting, inexpensive and fast tool to reveal the deep structure over large areas.

This study aims to illustrate the integration of advanced analysis of gravity data with powerful filters. Despite the variety of filters such as Butterworth, general radially symmetric or pseudo-gravity filters, specific filters were chosen. In fact regional-residual

filter, shortest-wavelength enhancement anomalies, and source edge detection, were addressed to evidence and better understanding the deep structures. This new approach has been combined with seismic data to constrain subsurface images.

## **2. Geological and structural setting**

The study area is located in the western part of central Tunisia (Fig. 1 Dj. Slata, Dj. Hamaima and Dj. Jerissa are the main massifs, characterized by a NE-SW oriented belt, with altitudes ranging between 890 m and 1229 m. The stratigraphic formations which outcrop are Triassic to Quaternary in age. However, most of the outcrops are Cretaceous in age. This area is characterized by numerous Aptian anticlines associated with Triassic outcrops (Inoubli et al., 2006). The halokinetic movements are a peculiarity of the north central Tunisian zone and play a significant role in the deformation. Large sub-NW-SE grabens, covered by a thick Plio-Quaternary formations, occurred (Fig. 2). Additionally, this area has a significant hydrogeological interest with important reserves, especially in the Miocene series (Hajji, 2012). It is also characterized by important occurrences of iron, lead and Zinc ore deposits found in Slata, Jerissa and Hamaima massifs. Such occurrences may be related to the structural distribution of the host rocks. The graben border structures contain also numerous mining resources such as the Jerissa iron mine (Mlayah et al., 2011). The graben was also explored by petroleum drilling at its eastern border (Gabtni et al., 2016) and the oil interest remains high taking into account the proximity of Douleb-Tamesmda-Semmama oil fields.

The Kalaa Khesba graben is a part of an important system of NW to EW trending rifts located onshore and offshore eastern part of Tunisia (Caire, 1971, Ben Ayed, 1975, Chihi, 1995; Ben Romdhane et al., 2006; Belguith et al., 2011). The Fig 1 shows clearly the position of the NW-SE Kalaa Khesba Graben between Boughanem Graben to the West and Rohia Graben to the East (Chihi, 1995). This NW-trending rifts system was initiated

during the NE-SW Late Miocene to the Quaternary extensional event (Chihi, 1995; Belguith et al., 2011). Belguith et al. (2011) discussed also the integration of the Tunisian rift-system in the context of the eastward crustal thinning in Tunisia and the development of the offshore Sicilian-Tunisian rift system.

During the Late Miocene compressional event (Belguith et al., 2011), the Kalaa Khesba Graben (Fig. 2) and surrounding areas were reactivated (Pervinquière, 1903; Castany, 1951; Burollet, 1956; Jauzein and Perthuisot, 1976; Burollet and Rouvier 1971; Richert, 1971).

### **3. Gravity data analysis**

#### ***3.1. Gravity data***

In the study area, northern Tunisian Atlas, high-resolution gravity data, collected by the Office National des Mines (ONM, 1997) with an average spacing of 1 km, were used. The data set was reduced to Bouguer gravity anomaly using a reduction density of 2.4 g/cm<sup>3</sup>. The corrections were performed using sea level as a datum and the reduction density. The data were gridded at a spacing of 200 m and contoured to produce the Bouguer gravity map.

The gravity anomaly maps were produced according to WGS84 UTM 32N system (Carthage datum). A qualitative analysis was made by the processing of the different gravity maps (flow chart procedure, Table 1): Bouguer map, radial spectral analysis, Gaussian regional/residual filter, residual maps, tilt, derivatives, etc.

#### ***3.2. Bouguer Gravity analysis***

The Bouguer gravity map within Kalaa Khesba Graben represents the signature of (i) shallow sources related to thin hidden folded structures and (ii) deep sources due to thick basement structure (Table 1; Fig. 3). The Bouguer gravity map indicates several anomalies,

the most important is a large elongated NW-SE to NNW-SSE negative anomaly located along the Kalaa Khesba Graben (Fig. 3). The largest negative amplitude located in its southern part can be explained by the regional effect of the basement structuring. The Bouguer gravity map also exhibits an important variation towards gravity highs located in the eastern and western graben borders (Fig. 3).

Regarding the flow chart, a specific processing is proposed: (i) a radially averaged energy spectrum of Bouguer gravity field, and (ii) a Gaussian regional/residual filter to produce a residual gravity map. This map can be used to reveal the thin folded structures beneath the Plio-Quaternary cover.

### ***3.3. Power spectrum analysis***

A forward FFT algorithm (Whitehead and Musselman, 2007) was used to calculate the radially averaged energy spectrum (Spector and Grant, 1970). The depth to a statistical ensemble of sources is determined by the following expression (Whitehead and Musselman, 2007):

$$h = -\frac{s}{4\pi}, \text{ where } h \text{ is the depth, } s \text{ is the slope of the log energy spectrum.}$$

The radially averaged power spectrum on Bouguer gravity field presented in Fig. 4a-b shows clearly the regional field associated with deep sources. This regional field is represented by the first slope of the log energy spectrum where the depth is larger than 1 km. The shallow sources represented by the second slope of the log energy spectrum are situated at a depth less than 1 km.

### ***3.4. Gaussian regional/residual filter and residual gravity map***

After the radial spectrum analysis of gravity field, a privileged filtering technique to extract residual and regional gravity anomalies from the Bouguer anomaly map was applied (Fig. 4c). A clear break between high and low frequencies was determined. This spatial filter is

designed to separate deep and shallow sources using an adequate standard deviation of the order of 0.2 (Fig. 4c).

The Gaussian regional/residual filter is defined as follows (Whitehead and Musselman, 2007):

$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}}$ , where  $k_0$  represents the standard deviation of the Gaussian function in cycles/ground\_unit,  $k$  the wavenumber in cycles/ground\_unit. If  $L(k) = 0(1)$  the residual(regional) component is produced. The Gaussian filter is considered as a powerful smooth filter used for low-pass or high-pass applications (Whitehead and Musselman, 2007).

The produced residual gravity map after an application of a Gaussian regional/residual filter highlights the shallow sources located at a depth less than 1 km. It allows to better visualize the thin structures associated to hidden folding elements. The residual gravity map reveals numerous positive and negative *short-wavelength gravity anomalies at shallow depths* (Fig. 5).

### **3.5. Tilt and Tdx derivative map**

The Tilt and Tdx derivative filters were applied to the produced residual gravity field. Both filtering techniques were used to high resolution mapping shallow structures and to detect the shape of hidden structures covered by Plio-Quaternary formations in the Kalaa Khesba Graben.

The Tilt derivative is defined as (Whitehead and Musselman, 2007):

$$TDR = \arctan \left( \frac{VDR}{THDR} \right)$$

where VDR and THDR are the first vertical and total horizontal derivatives of the residual gravity field, respectively.

$$\left\{ \begin{array}{l} VDR = \frac{dg}{dz} \\ THDR = \text{sqrt}\left[\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2\right] \end{array} \right.$$

where g is the total gravity intensity.

The total horizontal derivative of the tilt derivative is defined as:

$$HD\_TDR = \text{sqrt}\left[\left(\frac{dgDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dgDR}{dy}\right)^2\right]$$

The tilt gravity map (Fig. 6) shows positive and negative *short-wavelength gravity anomalies* and exhibits shallow sources associated within folded structures towards the Kalaa Khesba Graben. This detailed mapping of positive and negative gravity anomalies reveals the presence of hidden anticlines (An1-An5) and synclines (Sn1-Sn7).

The Tdx better outlines the structural morphology and trend. It shows the structures much better than other filters. Tdx filter highlighted the likely anticline structures and lineaments. The Tdx gravity map clearly shows the five hidden anticlinal structures (An1-An5) in the Kalaa Khesba Graben (Fig. 7). These anticlines are represented by anomaly values ranging between -0.22311 mGal/m and -0.11233 mGal/m.

### ***3.6. Horizontal gravity gradient, source edge detection filter and Euler deconvolution solutions maps***

The horizontal gravity gradient method (HGG) (Blakely et al., 1986) was used and integrated with the Source Edge Detection filter (SED) to delineate discontinuities and faults. They better express the tectonic network controlling the structural hidden framework (Fig. 8). The SED filter represents an automatic filter to isolate the maxima of the HGG and to outline precisely the faulting direction lineaments.

In order to estimate the depth of discontinuities and faults, the Euler deconvolution (Reid et al., 1990) method was applied on the residual gravity grid with a window size of 10x10

grid cells, a depth tolerance of 15% and a structural index of 0 to detect lineaments/faults (Fig. 9).

#### 4. Seismic data analysis

Seismic reflection data were obtained from the Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (Tunisia). We used 6 seismic lines (Table 2, Fig. 6), carried out by Mosbacher Tunisia LLC in May 1995, to constrain the gravity analysis.

- The seismic line L1, NS oriented, cross-cut all the Kalaa Khesba Graben (Figs. 6, 10).

The processing sequence on the data profile is ensured using a replacement velocity of 2000 m/s and a refraction velocity of 2534 m/s (overburden velocity of 1 km/s). These velocity values were applied to all the seismic lines. This profile shows the presence of three hidden anticlines associated with previous defined positive residual/tilt gravity anomalies (An1, An5, and An4) and four synclines (Sn1, Sn2, Sn4, and Sn5) associated with previous defined negative residual/tilt gravity anomalies.

- The L2 seismic line (Figs. 6, 11), NW-SE oriented, cross-cuts the L1 seismic line. This profile shows one hidden anticline An5 and two synclines Sn3 and Sn6 associated with previous defined positive and negative residual/tilt gravity anomalies, respectively.

- The L3 seismic line (Figs. 6, 12), oriented NS northward, and NE-SW southward, cross-cuts the well W1. In this profile, we may observe the same structure revealed within the gravity maps. It shows one remarkable anticline An2 and two synclines Sn6 and Sn7 associated with previous defined positive and negative residual/tilt gravity anomalies, respectively.

- The L4, L5 and L6 seismic lines (Figs. 6, 13-15), SW-NE oriented, are perpendicular to the graben and cross-cut the L3 seismic line. They are calibrated by the well W1. In these profiles, the structure presents one anticline An2 and two synclines Sn6 and Sn7 associated with previous defined positive and negative residual/tilt gravity anomalies. These seismic

profiles revealed the different geometry and structures in the graben in agreement with previous gravity analysis results.

## 5. Discussion and conclusions

We focused on the syn-graben hidden thin-skinned structuring in the Kalaa Khesba Graben study case (western part of Central Tunisia). This type of study provides an opportunity for the implementation of future Georesources exploration associated with typical thin-skinned style of deformation in the Tunisian Atlas (e.g. the prolific similar domain of Grombalia Graben petroleum province, [Adounai and Aissaoui, 2003](#)).

We used a specific approach to highlight short wavelength residual gravity anomalies by the calculation of the radial spectrum energy of gravity field ([Spector and Grant, 1970](#); [Blakely and Simpson, 1986](#); [Blakely, 1995](#)) and the application of the Gaussian regional/residual filter ([Whitehead and Musselman, 2007](#)).

Considered as a part of a regional NW trending ([Chihi, 1995](#); [Ben Romdhane et al. 2006](#); [Belguith et al., 2011](#)), the Kalaa Khesba Graben initiated during the Lower-Middle Miocene extensional event oriented NE-SW ([Chihi, 1995](#); [Belguith et al., 2011](#)). This important extensional phase is demonstrated by synsedimentary normal faults (NW-SE and EW) and thickness variations ([Briki et al., 2018](#)). During the Late Miocene a NW-SE compressional event occurred ([Bouaziz et al., 2002](#); [Belguith et al., 2011](#); [Bahrouni et al., 2014](#); [Gharbi et al., 2014](#); [Soumaya et al., 2015](#)). This event induced push up inversion structures ([Rjiba et al., 2019](#)), NNW-SSE-trending folds, thrust belts and NW trending strike-slips ([Ben Chelbi et al., 2013](#); [Masrouhi et al., 2013](#); [Rjiba et al., 2019](#)).

The consequence of these tectonic events is expressed by the superimposition of two tectonic styles: (i) thin-skinned and (ii) thick-skinned tectonics.

(i) The study area has a set of structural elements marked by saliferous structures and folds.

It occupies two main structures: (i) the Sлата anticline with a N60° direction along with

evaporitic Triassic core (Perthuisot et al., 1988). Its NE-SW oriented axis was deformed by the NE Atlassic folds, deciphering the existence of a polyphase tectonics (Jaillard et al., 2013, 2017). (ii) The Jerissa anticline (900 m of elevation) is an incomplete limestone dome (Pervienquière, 1903; Ammar and Badrani, 2018). The general orientation of its folds follows the NE-SW direction and their development southward and southeastward where the axes become EW (Castany, 1952).

(iii) This paper gives an overview of the thin-skinned encountered in Kalaa Khesba Graben by advanced filtering of the gravity data. A large elongated NW-SE to NNW-SSE negative anomaly located along the Kalaa Khesba Graben was revealed (Fig. 3). To eliminate the effect of the regional field (deep sources/thick structures represented by the basement), an advanced flow chart procedure to delineate shallow sources is adopted (thin/hidden folded structures).

The radially averaged energy spectrum (Spector and Grant, 1970) is based on the distribution of the frequential energy caused by contrasts of density of the shallow and deep bodies (Fig. 4). In this case, the Gaussian filter is used to determine and separate sources energy. The application of this filter as a powerful smooth filter produces a residual gravity highlighting the shallow sources at less than 1 km depth (Whitehead and Musselman, 2007). The application of tilt and Tdx derivative filters exhibits detailed mapping of positive and negative gravity anomalies and reveals the presence of hidden anticlines (An1-An5) and synclines (Sn1-Sn7). Furthermore, a combination of other techniques such as the horizontal gravity gradient method (HGG) (Blakely et al., 1986), the source edge detection filter (SED) (Whitehead and Musselman, 2007) and the Euler deconvolution (Reid et al., 1990) were used to outline precisely the faulting direction lineaments.

Finally, the advanced gravity analysis was constrained by 6 seismic lines. These lines intersect the positive and negative anomalies previously revealed. This is corroborated by the presence of (i) hidden anticlines (An) and (ii) synclines (Sn), defined by positive and negative residual/tilt gravity anomalies, respectively (Fig. 11-15).

A new image of the subsurface structure of the Kalaa Khesba Graben is shown in Figure 16. A definite relationship between deep structures obtained from gravity tilt derivative filter and seismic images is thus evidenced. The used gravity data analysis can be considered as a preferred method for structural mapping to enhance structures as hidden faults and faults. The advanced processing of gravity and seismic data produced a fine image of the subsurface geometry of this graben. It also enables a better understanding of the structural complexity and the role of the various tectonic features (identification of the hidden structures). It can be useful to locate new prospects and provide an opportunity for further exploration.

### **Acknowledgments**

We are grateful to the Office National des Mines (ONM), the Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP) and the Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE) for the scientific supports. This is part of the PhD work of A.R.

### **References**

- Abokhodair A., 2011. Constrained polynomial fitting for recovery of regional gravity. *Geophysical Prospecting*, 59(4), 749-759.
- Adouani F., Aissaoui S., 2003. Chronologie des événements tectoniques et implications pétrolières dans la région Cap-bon Grombalia. In: *Proceedings of the 1<sup>ère</sup> Journée des Jeunes Géologues*, Association Tunisienne des Etudes Internationales de Géologie (ATEIG), Tunis, Tunisia, May 7, 48-51.
- Alatorre-Zamora M.A., Campos-Enríquez J.O., Fregoso-Becerra E., Quintanar-Robles L., Toscano-Fletes R., Rosas-Elguera J., 2018. Gravity evidence for shaping of the crustal

- structure of the Ameca graben (Jalisco block northern limit), Western Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 82, 215-230.
- Ammar, L., Badrani, H., 2018. La cité minière de Djerissa 1887-2017. Genèse, évolution et devenir à travers l'urbanisme et l'architecture, *Al-Sabîl : Revue d'Histoire, d'Archéologie et d'Architecture Maghrébines* [online], n°4, <http://www.al-sabil.tn/?p=4039>
- Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, N., Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A., Rebai, N., 2014. Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: a multidisciplinary approach. *J. Seismol*, 18, 235-56.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Rigane, A., Gourmelen, C., Ben Dhia, H., 2011. Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics*, 509, 198-207.
- Ben Chelbi, M., Kamel, S., Harrab, S., Rebaï, N., Melki, F., Meghraoui, M., Zargouni, F., 2013. Tectonosedimentary evidence in the Tunisian Atlas, Bou Arada Trough: insights for the geodynamic evolution and Africa–Eurasia plate convergence. *J. Geol. Soc. London*, 170, 435-49.
- Ben Ayed, N., 1975. Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central). *Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle*. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6, 82p.
- Ben Haj Ali M., Jedoui M., Dali T., Ben Salem H., Memmi L., 1985, Geology map of Tunisia, Office National des Mines (ONM publication), 3 sheets, scale 1: 50,000.
- Ben Romdhane M., Brahim N., Ouali J., Mercier E., 2006, Tectonique quaternaire et plis de rampe dans le golfe d'Hammamet (offshore tunisien). *Comptes Rendus Geoscience*, 338(5), 341-348.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Brikia, H., Ahmadi, R., Smida, R., Rekhiss, F., 2018. Structural evolution and tectonic style of the Tunisian central Atlas; role of inherited faults in compressive tectonics (Ghoulguia anticline). *Tectonophysics*, 731, 48-63.
- Burollet, P.F., Rouvier, H., 1971. La Tunisie. Tectonique de l'Afrique, Sciences de la Terre. UNESCO, Paris, 91-100.

- Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Thèse Doctorat ès Sciences*, Ed. *Ann. Mines et Géol. Tunis*, 18, 350p.
- Caire, A., 1977. Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés. *CR Acad. Sci. Paris*, Ser. D, 284(5), 349-352.
- Castany, G., 1952. Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *Congrès géologique international*, 1, 63p.
- Castany, G., 1951. Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales des mines et de la géologie*, 8, 1-632.
- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne: étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. *Thèse Doctorat ès Science Géol.*, Tunis, 385p.
- Demissie, Z., Mickus, K., Bridges, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, F., 2018. Upper lithospheric structure of the Dobi graben, Afar Depression from magnetics and gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, 147, 136-15
- Fedi, M., Quarta, T., 1998 Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of the potential field anomalies. *Geophys. Prospect.*, 46, 507-525.
- Frifita N., Mickus K., Zargouni F., 2019. Gravity contribution to the geological study of grabens in the northwest region of Tunisia including the Kef Basin region. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 811-822
- Gabtni H., Jallouli C., 2017, Regional-residual separation of potential field: An example from Tunisia. *Journal of Applied Geophysics*, 137, 8-24
- Gabtni H., Hajji O., Jallouli C., 2016, Integrated application of gravity and seismic methods for determining the dip angle of a fault plane: Case of Mahjouba fault (Central Tunisian Atlas Province, North Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 119 , 160-170.
- Gharbi, M., Bellier, O., Masrouhi, A., Espurt, N., 2014. Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: new insights from fault kinematics analysis and seismic profiles. *Tectonophysics*, 626, 120-136
- Hajji, O., 2012, Etude par sismique réflexion et gravimétrie de la nappe profonde de Kalaa Khesba (Tunisie Centre Ouest): extension des corps réservoirs associés au système aquifère Néogène. *Master de recherche en Sciences de la Terre*, Faculté des Sciences de Tunis, 130p.

- Inoubli, N., Gouasmia, M., Gasmi, M., Mhamdi, A., Dhia, H.B., 2006. Integration of geological, hydrochemical and geophysical methods for prospecting thermal water resources: the case of the Hmeïma region (Central–Western Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 46, 180-186.
- Jaillard, E., Dumont, T., Ouali, J., Bouillin, J.P., Chihaoui, A., Latil, J.L., Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Zghal, I., 2013. The Albian tectonic “crisis” in Central Tunisia: nature and chronology of the deformations. *Journal of African Earth Sciences*, 85, 75-86.
- Jaillard, E., Bouillin, J.P., Ouali, J., Dumont, T., Latil, J.L., Chihaoui, A., 2017. Albian salt-tectonics in Central Tunisia: Evidences for an Atlantic-type passive margin. *Journal of African Earth Sciences*, 135, 220-234.
- Jauzein, A., Perthuisot, V., 1976. Essai de corrélation entre les phénomènes diapiriques et la genèse des fossés en Tunisie. 4<sup>ème</sup> R.A.S.T., Paris. Soc. Géol. Fr., 233.
- Masrouhi, A., Bellier, O., Koyi, H., Vila, J.M., Ghanmi, M., 2013. The evolution of Lansarine-Baouala salt canopy in North African Cretaceous passive margin in Tunisia. *Geological Magazine*, 150, 835-61.
- Mlayah, A., Da Silva, E.A.F., Hatira, N., Jellali, S., Lachaal, F., Charef, A., Noronha, F., Ben Hamza, C., 2011. Bassin d'oued Serrat : terrils et rejets domestiques, reconnaissance des métaux lourds et polluants, impact sur les eaux souterraines (nord-ouest de la Tunisie). *Revue des sciences de l'eau*, 24(2), 159-175.
- ONM, 1997. Campagne gravimétrique CG5. Coupures 1/50000 de Kalaat Senam et Tajerouine.
- Perthuisot, V., Rouvier, H., Smati, A., 1988. Style et importance des déformations anté-vaconiennes dans le Maghreb srienal: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV(3), 391-398.
- Pervinquière, L., 1903. Etude géologique de la Tunisie central. PhD thesis, *Doctorat ès. Sci.* Paris. 360p.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990 Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Richer, J.P., 1971. Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Not. Serv. Géol. de Tunisie*, 34, Tunis, 115-125.
- Rjiba, A., Aïfa, T., Gabtni, H., Ghanmi, M., Boulares, A., 2019. Neogene-Quaternary structuring of the Kalaa Khesba Graben, northwestern Tunisia: a push-up inversion structure. *Journal of Petroleum Sciences and Engineering*, revised, under review.

Spector, G., Grant, F.S., 1970. Statistical mode for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.

Whitehead, N., Musselman, C., 2007. Montaj MAGMAP Filtering: 2D Frequency Domain Processing of Potential Field Data. *Extension for Oasis Montaj 6.4*, Geosoft Inc., Toronto, Canada, 76p.

Zeng, H., Xu D., Handong, T., 2007. A model study for estimating optimum upward-continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China. *Geophysics*, 72(4), 147-150.

### **Table captions**

Table 1: Proposed Flow-chart showing the procedure for regional/residual gravity field separation and qualitative/quantitative advanced analysis to better image syn-graben shallow sources. TILT: Tilt derivative, HGG: Horizontal Gravity Gradient, SED: Source Edge Detect

Table 2: Coordinates limits of L1-L6 seismic sections in UTM WGS84.

### **Figure captions**

Fig. 1: Structural map of Tunisia Pull-apart Basin Systems. Rectangle: Location of the study area (northwestern Tunisia): 1- Strike-slip; 2- Thrust fault; 3- Anticline; 4- Triassic formations; 5- Graben; 6- Pull-apart basin (modified, from [Chihi, 1995](#)).

Fig. 2: Geological map of Study area map (central Tunisian Atlas Province (modified, from [Ben Haj Ali et al., 1985](#)))

Fig. 3: Bouguer gravity anomaly map of Kalaa Khesba Graben computed using a density of 2.4 g.cm<sup>3</sup>.

Fig. 4: **(a)** Energy radial spectrum of Bouguer gravity field vs. frequency unit in cycles/km of Kalaa Khesba Graben. **(b)** Depth estimate. **(c)** Gaussian regional/residual filter applied to the residual gravity field, with a 1<sup>st</sup> filter as filter number and a filter standard deviation of 0.2.

Fig. 5: Residual gravity anomaly map of Kalaa Khesba Graben.

Fig. 6: Tilt-Angle (TILT) map (in rad) of Kalaa Khesba Graben showing the locations of all seismic lines in the NW study area of Tunisia. W1: Oil well, L1-L6: seismic lines interpreted.

Fig. 7: Total horizontal derivative (TDX) map of Kalaa Khesba Graben.

Fig. 8: Horizontal gravity gradient (HGG) map of Kalaa Khesba Graben (in mGal/m), indicating the main structural features. Two orders of alignment are presented (i) blue line: alignment first order oriented NW-SE, NE-SW, EW and NS, (ii) red line: alignment second order oriented NNW-SSE, NNE-SSW, EW and NS

Fig. 9: Euler Deconvolution map for Euler Solutions (depth in m) of Kalaa Khesba Graben.

Fig. 10: NS oriented seismic reflection profile L1 with the interpretation across the graben (location in [Fig. 6](#)), TWT (s): Two-way time (s).

Fig. 11: NW-SE oriented reflection profile L2 with the interpretation across the graben. Same notations as in [Fig. 10](#).

Fig. 12: SN oriented Seismic reflection profile L3 with the interpretation across the graben. Same notations as in [Fig. 10](#).

Fig. 13: SW-NE oriented Seismic reflection profile L4 with the interpretation across the graben. Same notations as in [Fig. 10](#).

Fig. 14: SW-NE oriented Seismic reflection profile L5 with the interpretation across the graben. Same notations as in [Fig. 10](#).

Fig. 15: SW-NE oriented Seismic reflection profile L6 with the interpretation across the graben. Same notations as in [Fig. 10](#).

Fig. 16: Synthetic map of the Kalaa Khesba Graben showing hidden fold structures (anticline, syncline), and indicating directions of movement along strike-slip faults and thrust faults.

Table 1

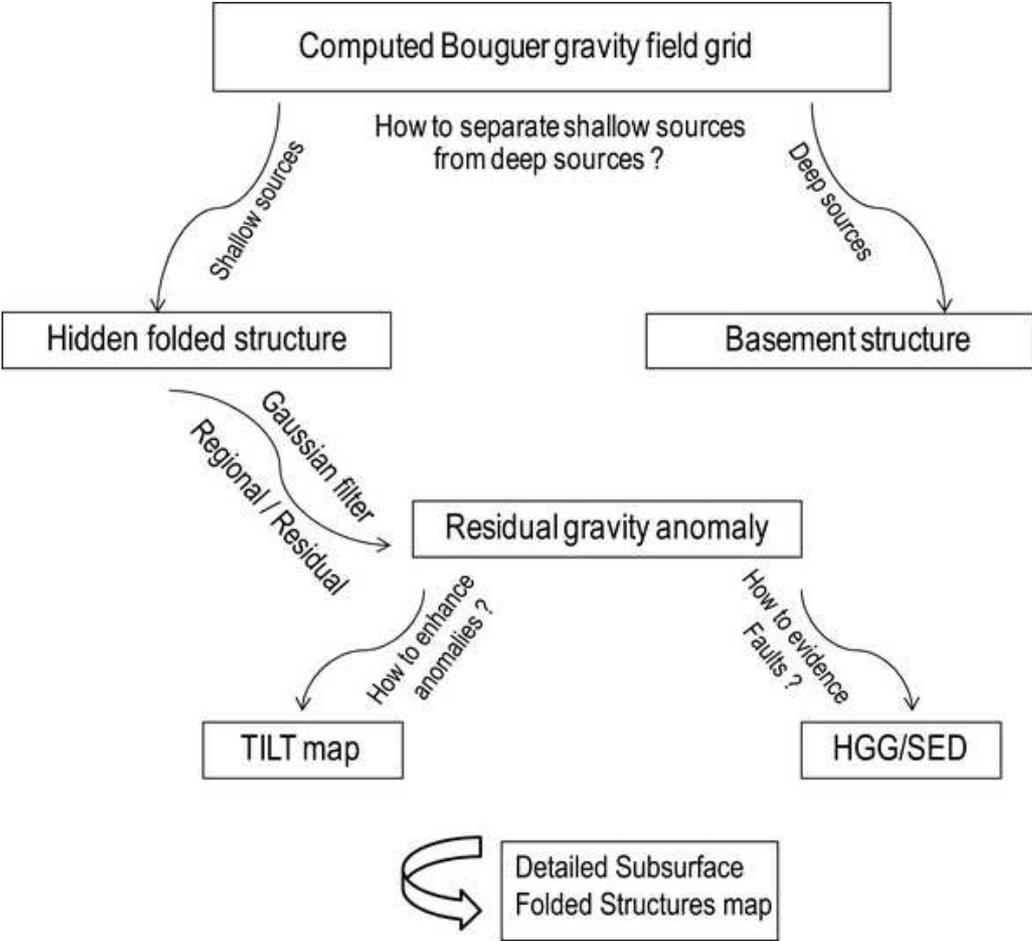


Table2

<b>Seismic line</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
L1	3967949/3947263	459049/462896
L2	3961267/3959029	460480/466240
L3	3953934/3948992	456712/467072
L4	3953934/3948992	456712/467072
L5	3953934/3948992	456712/467072
L6	3951838/3948422	463444/470120

Figure 1

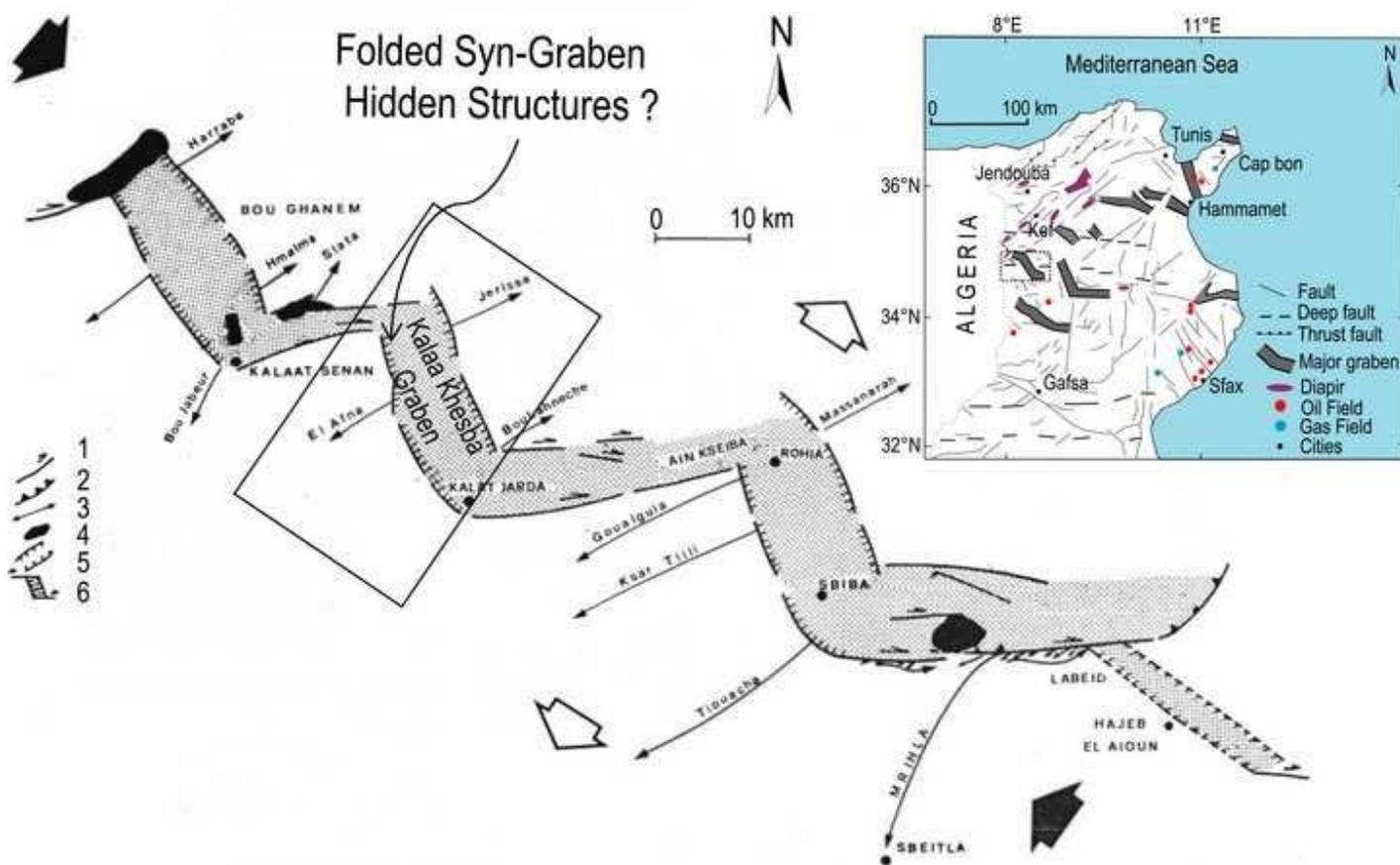


Figure2

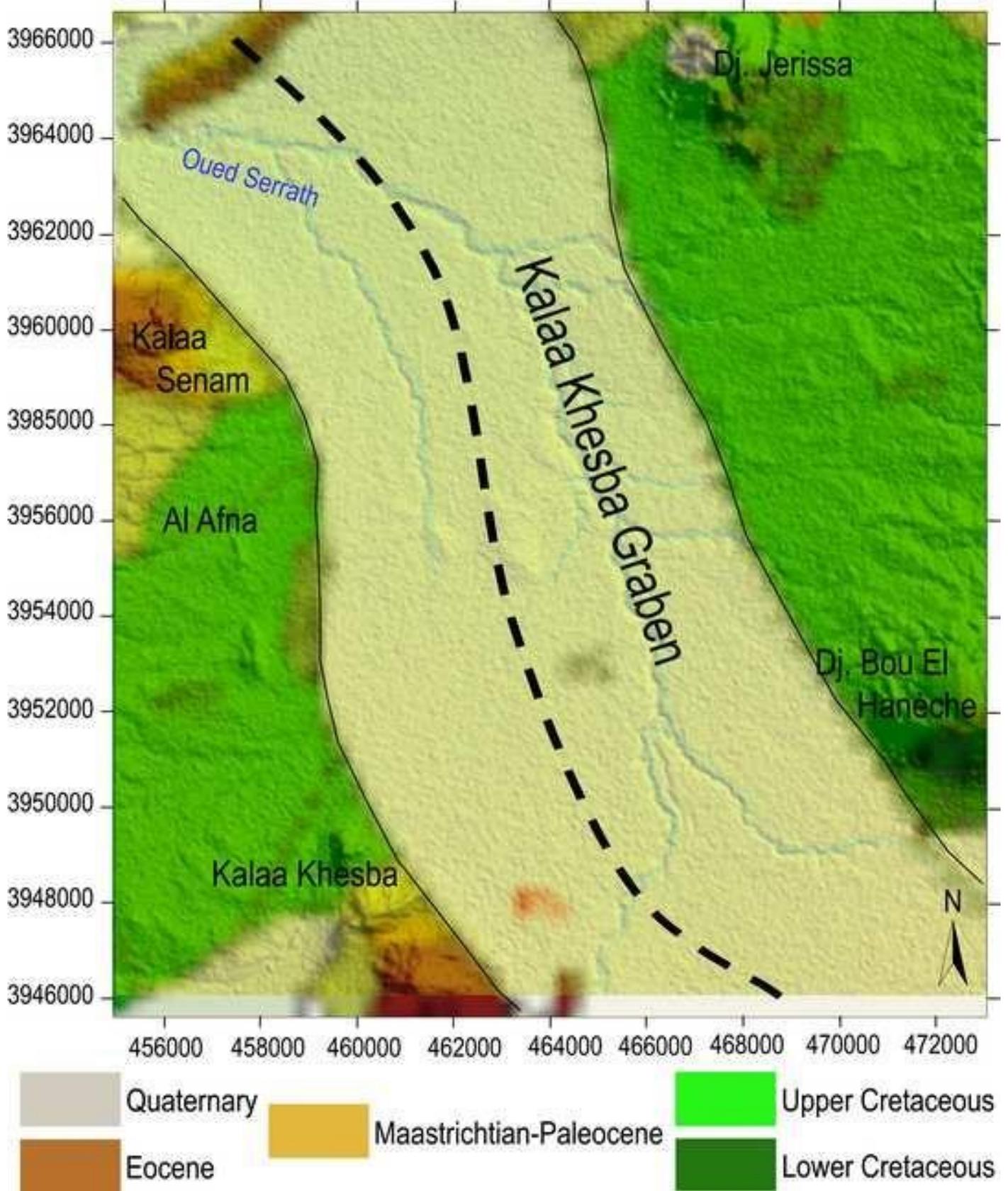


Figure3

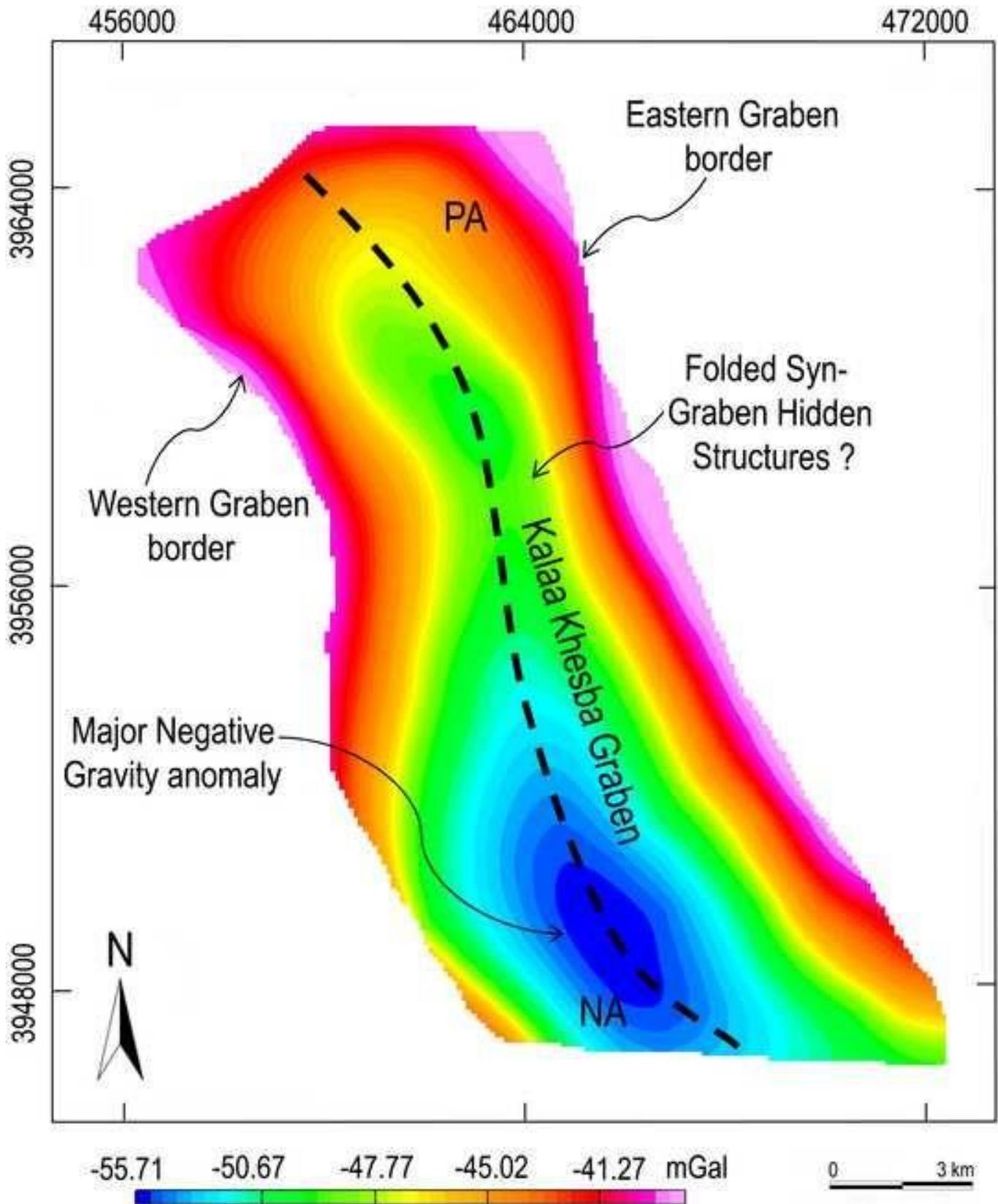


Figure4

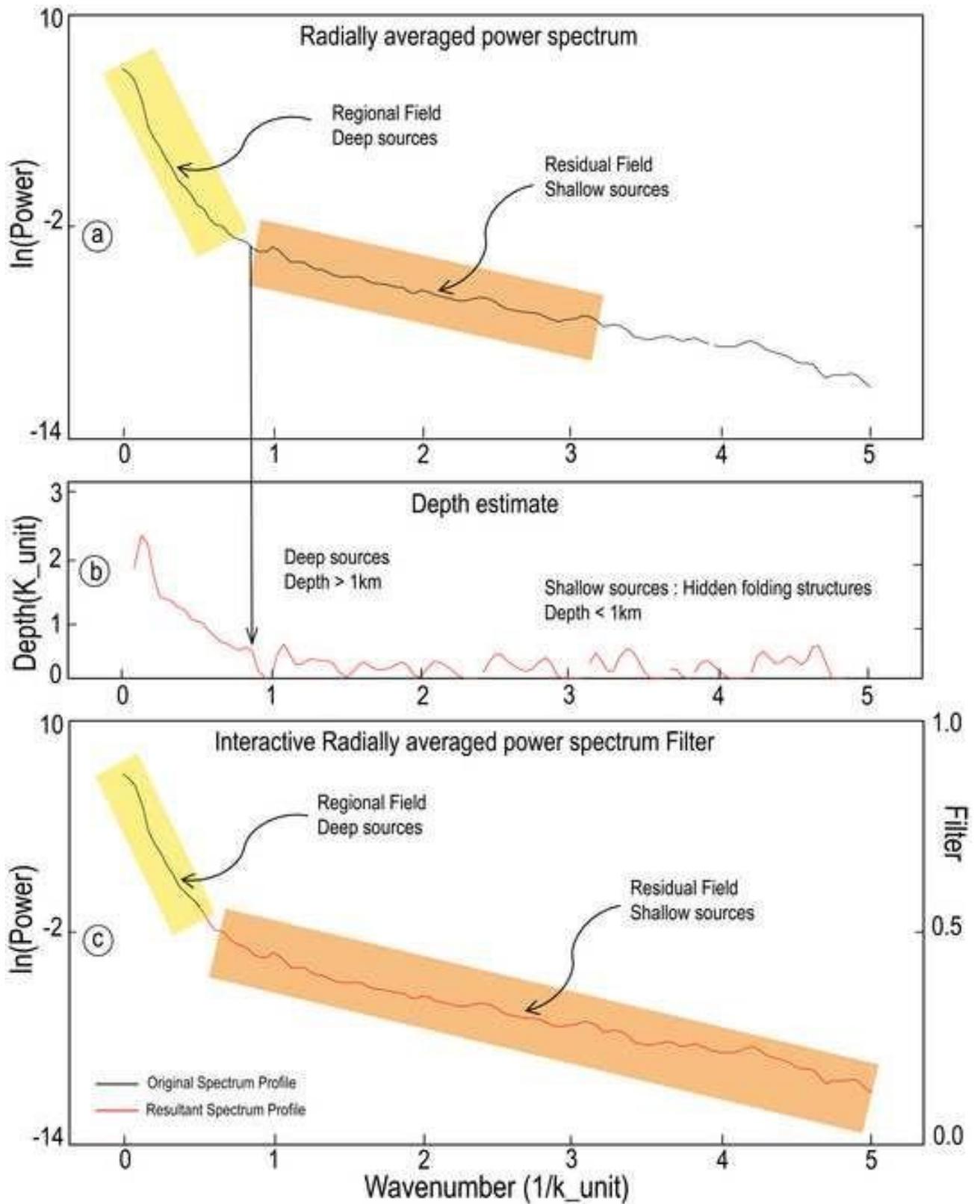


Figure5

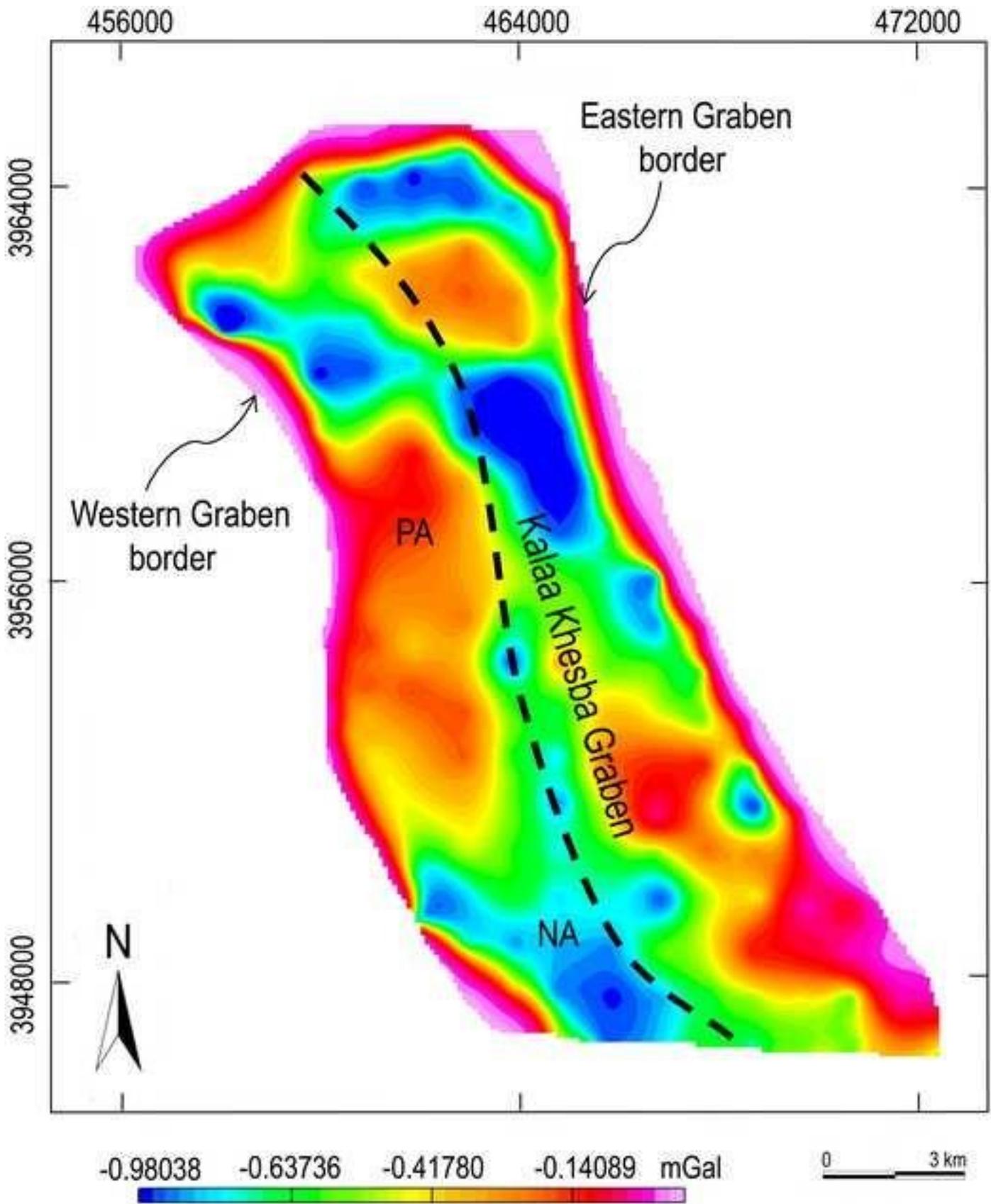


Figure 6

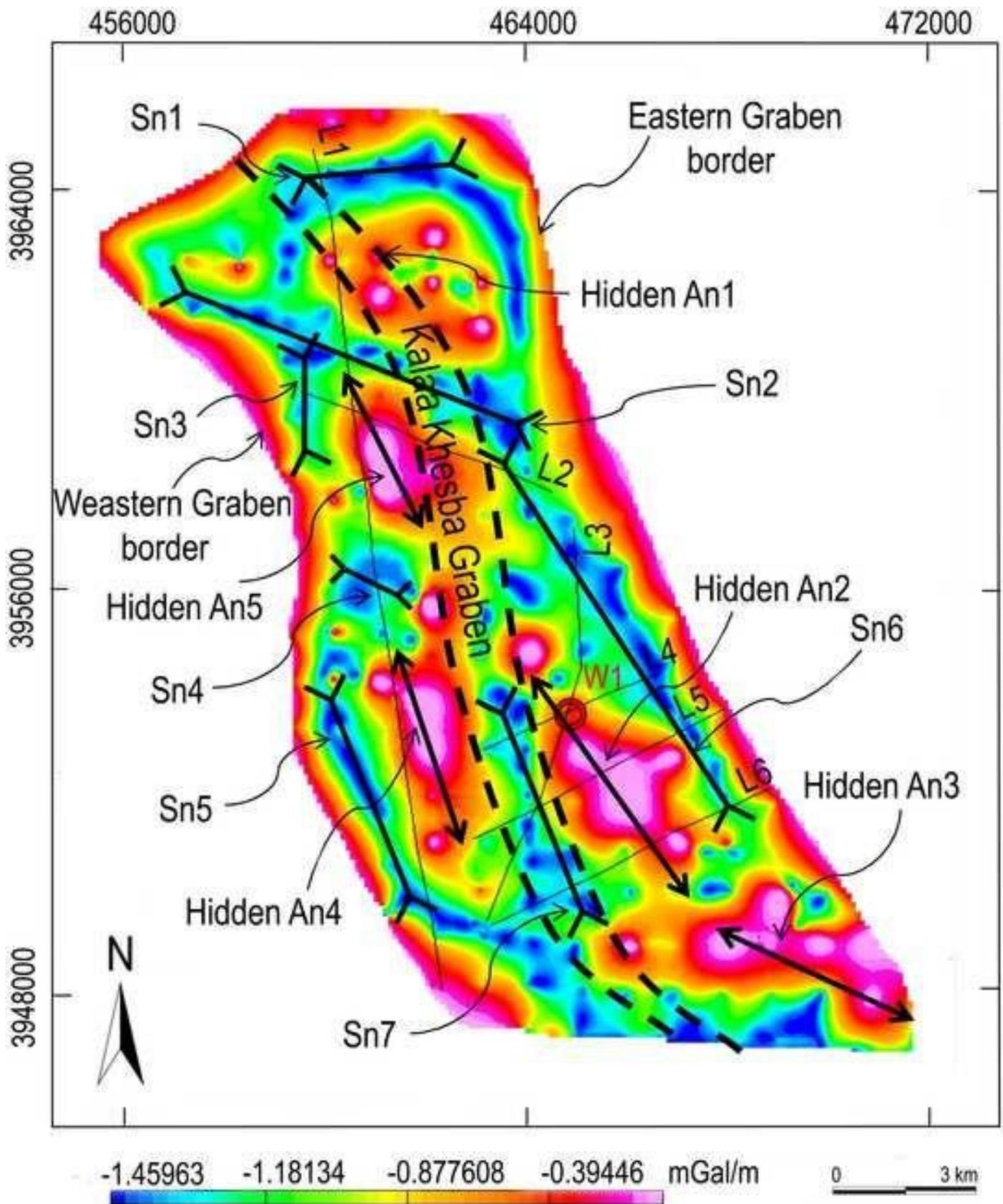


Figure 7

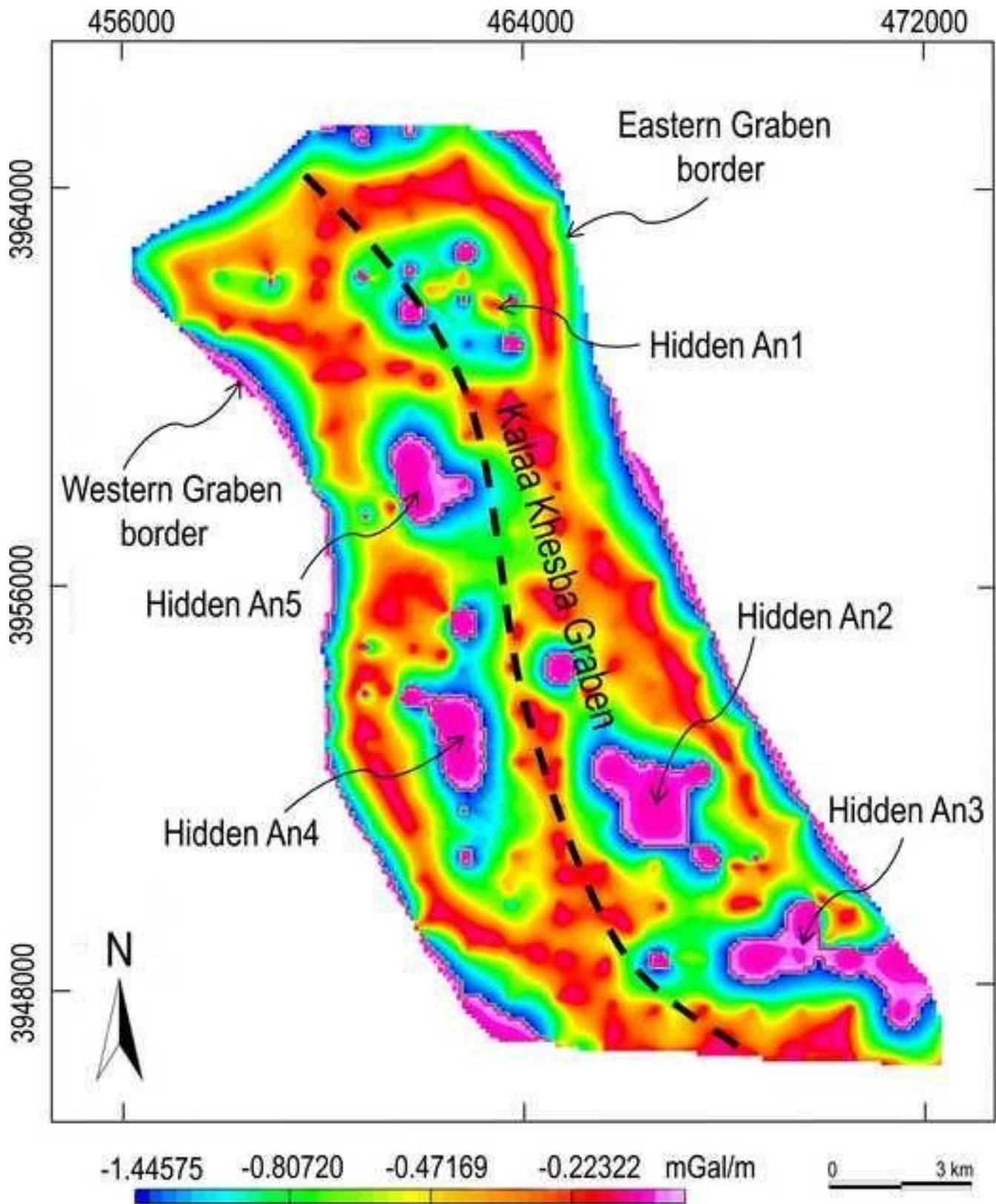


Figure 8

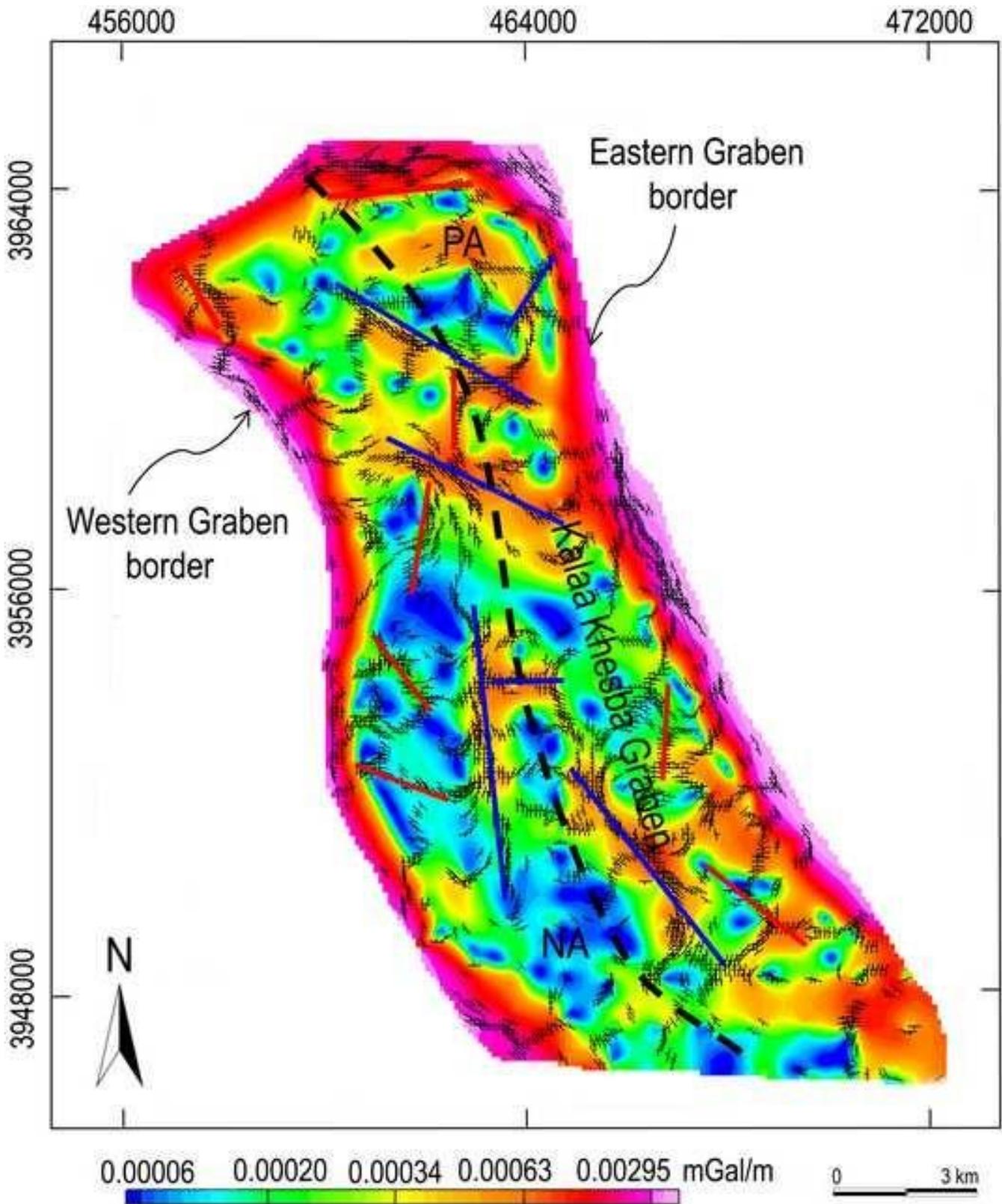


Figure9

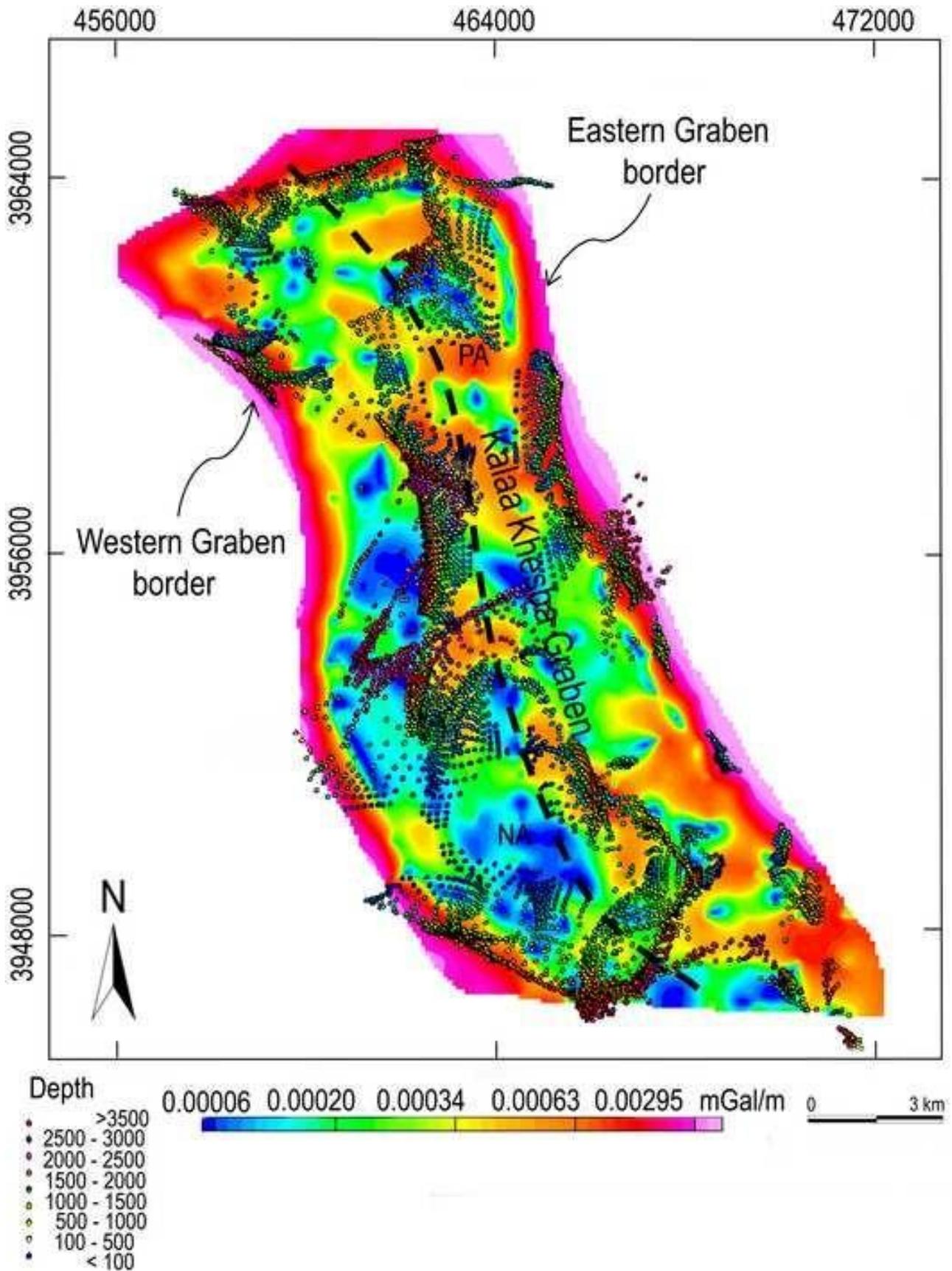


Figure10

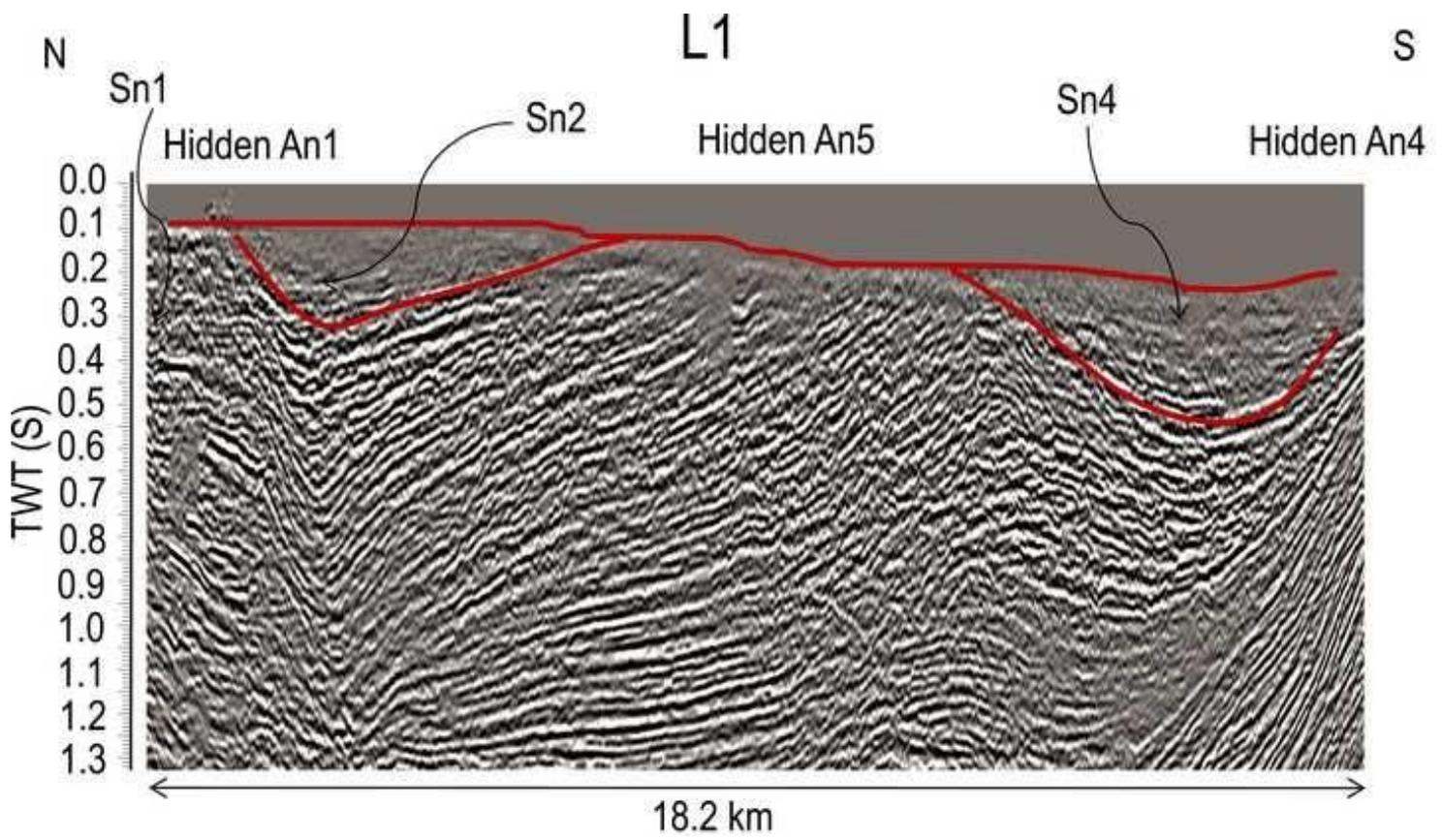


Figure11

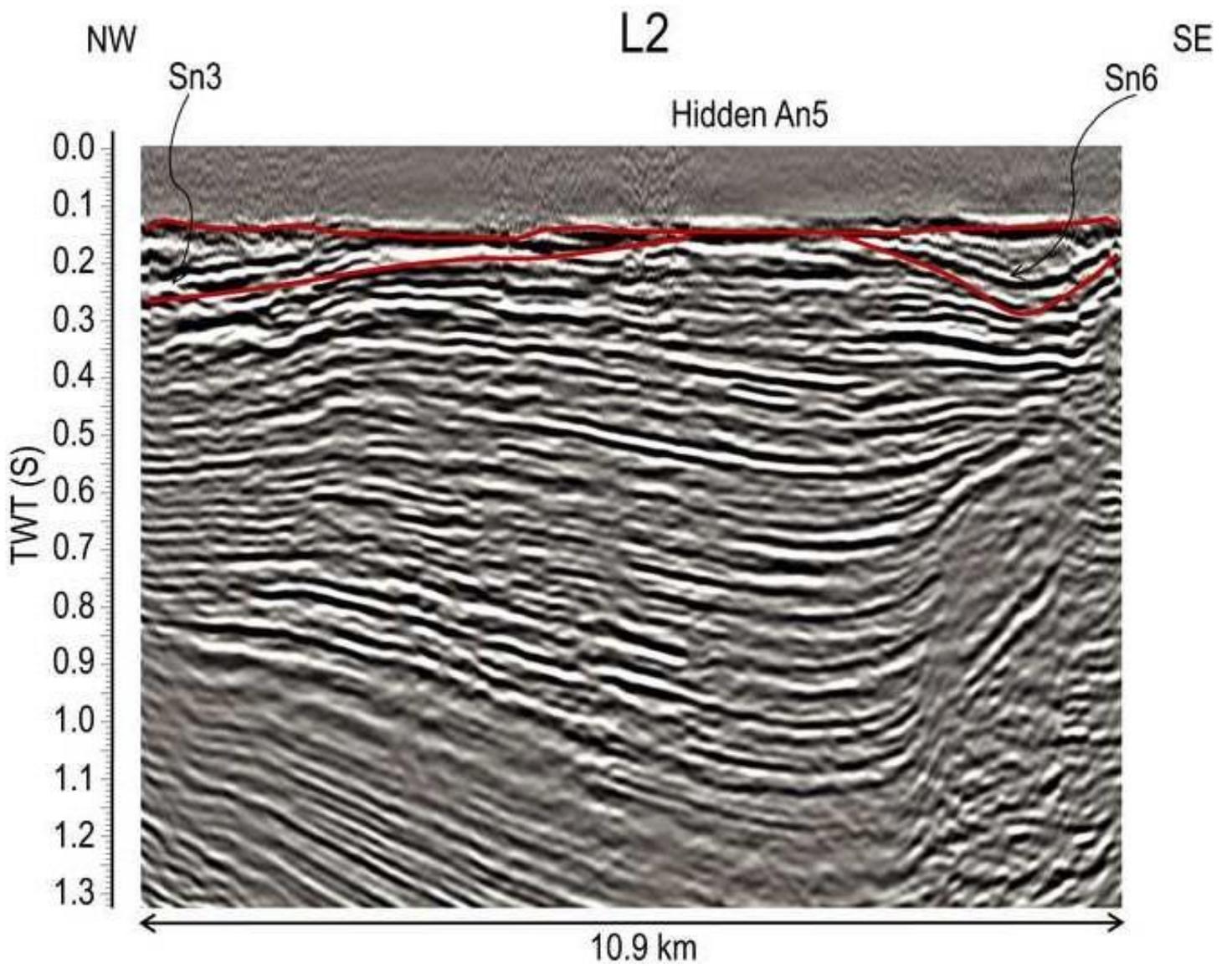


Figure12

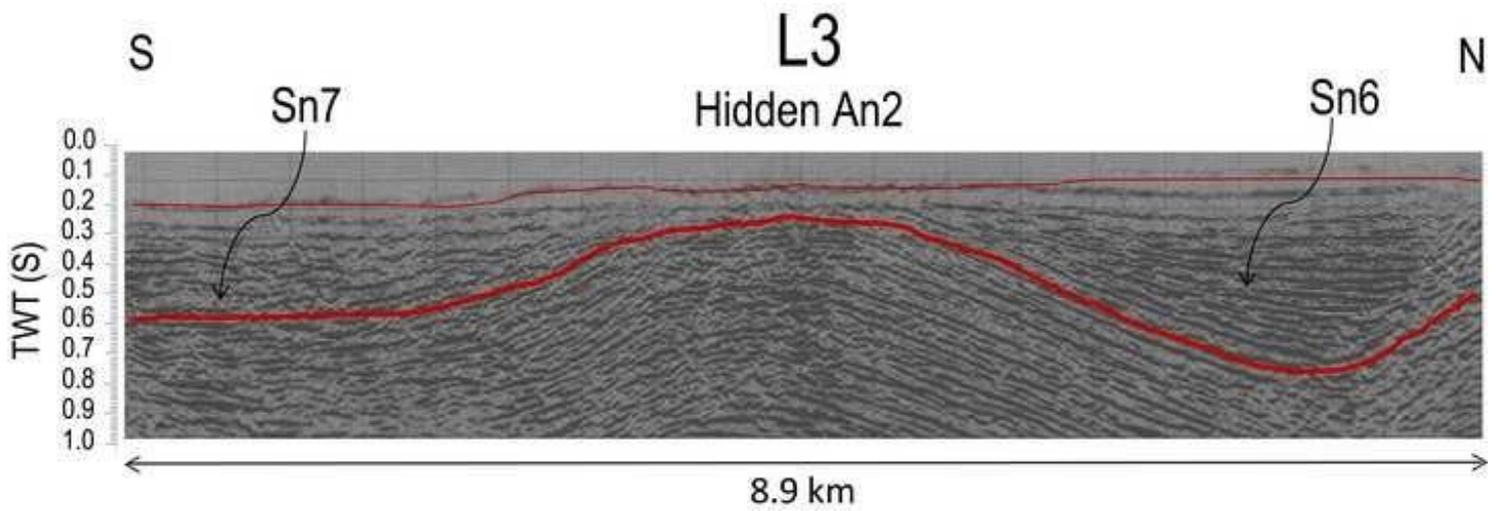


Figure13

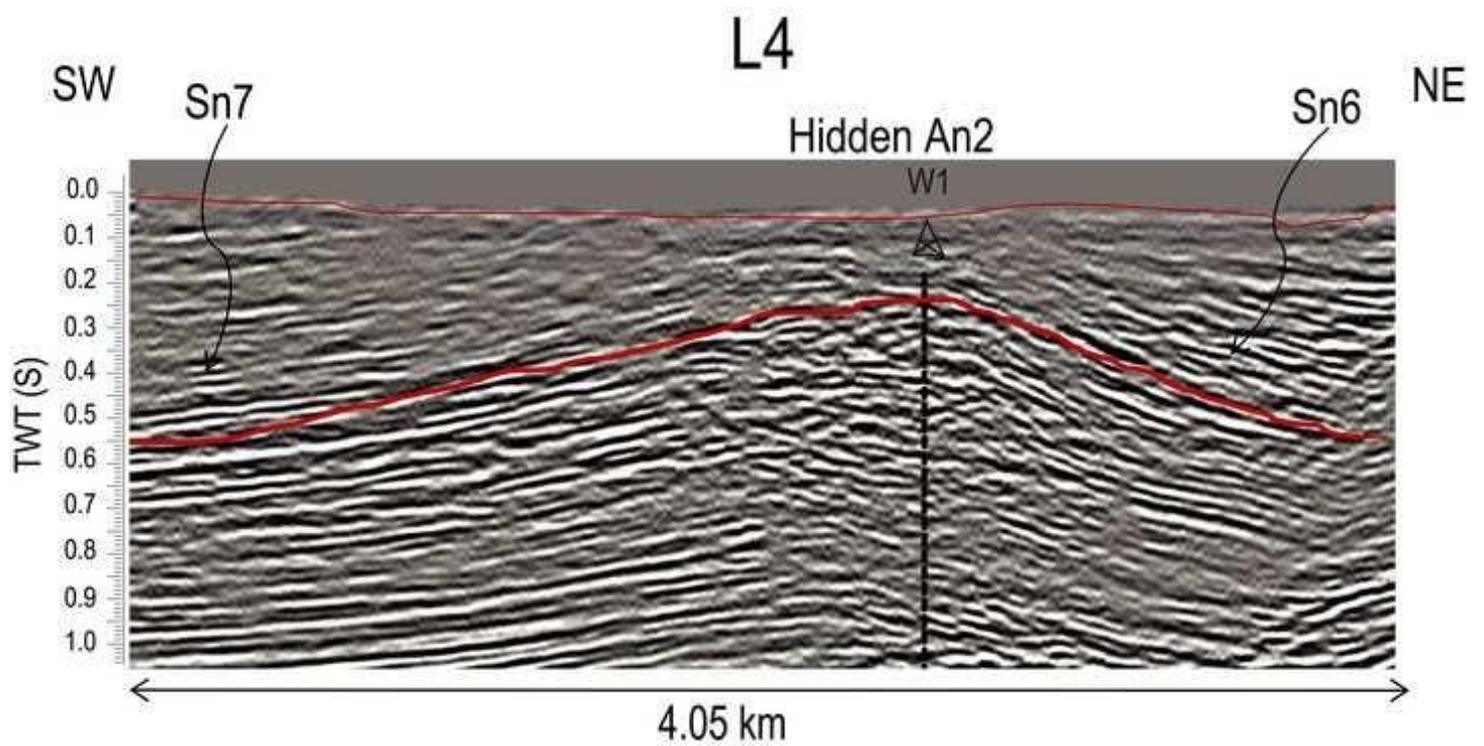


Figure14

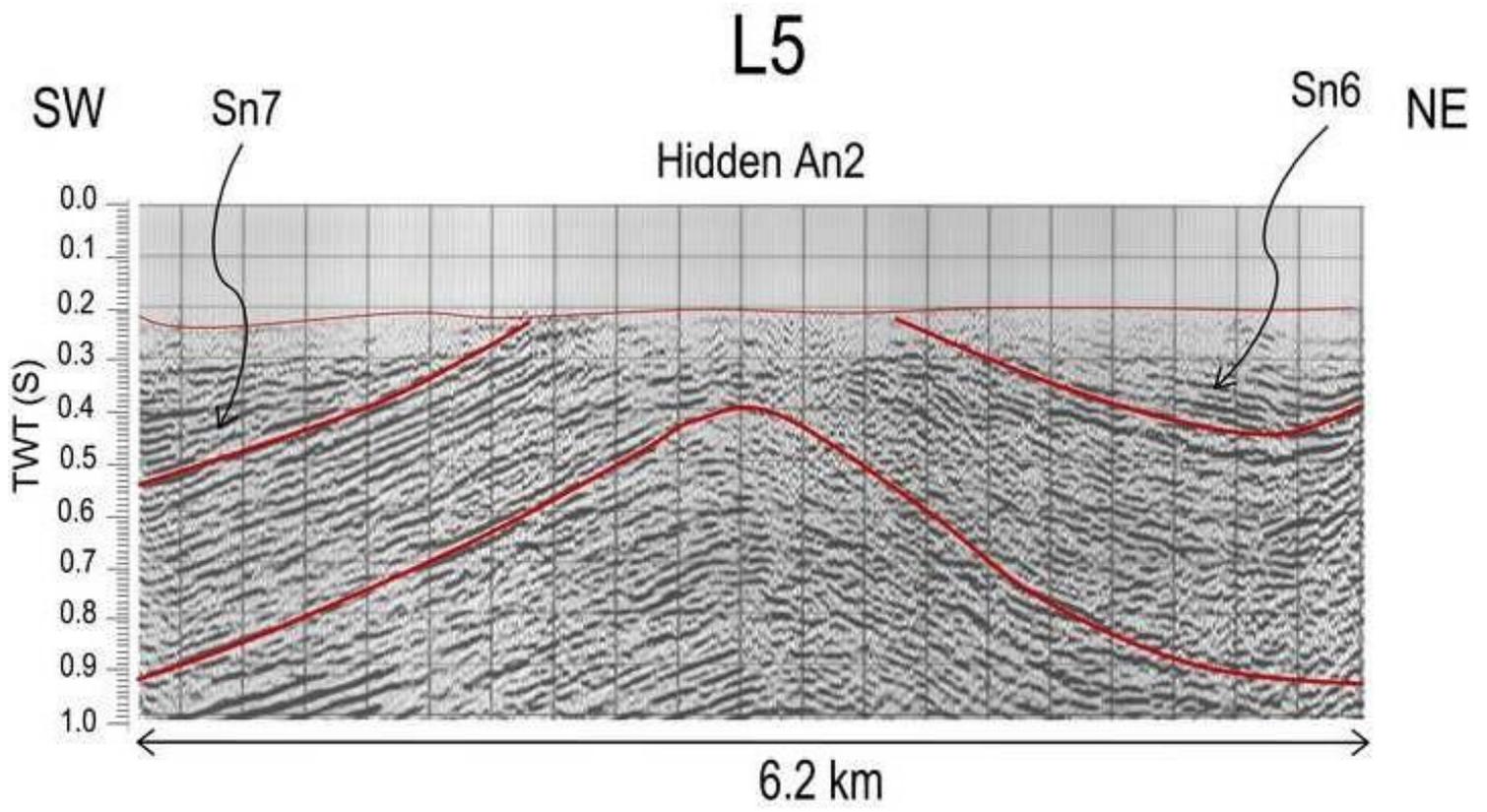


Figure15

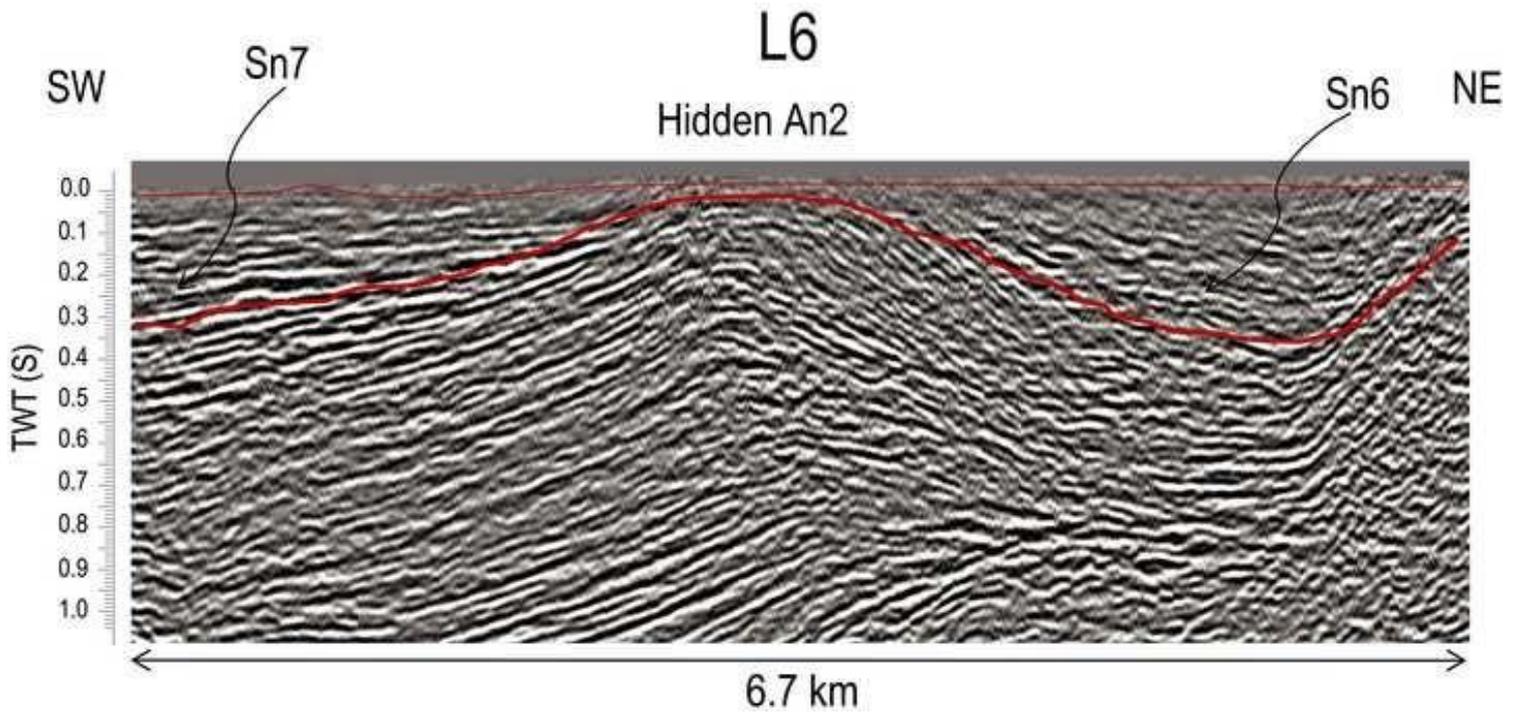
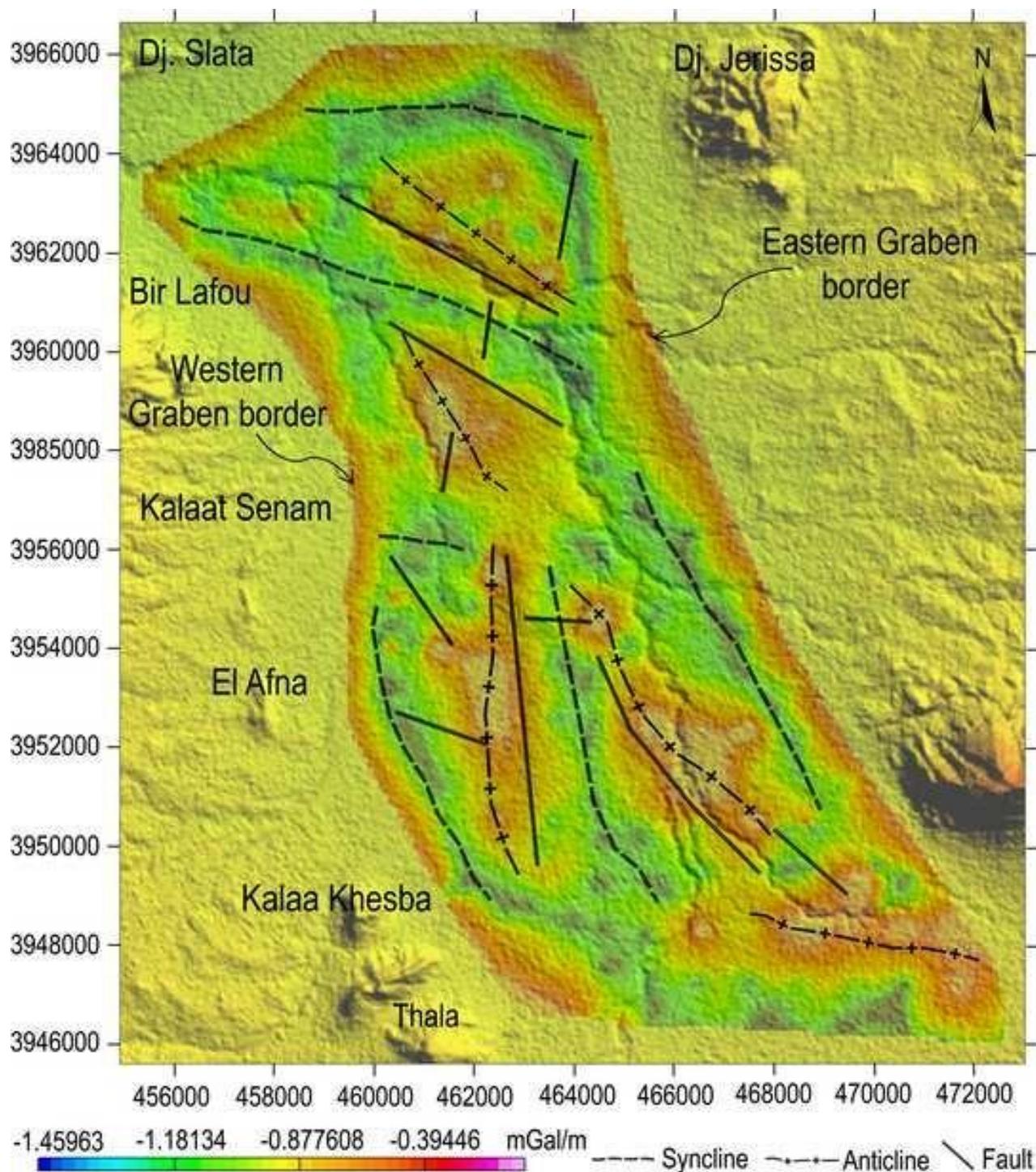


Figure16



**Titre :** Etude géophysique des systèmes d'effondrement en pull-apart en position d'avant chaîne de la région d'Oulad Boughanem- Kalaat Senam- Kalaa Khesba (Centre Ouest de la Tunisie) : Géométrie, jonctions et ressources.

**Mots clés :** Grabens, Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba, Sismique réflexion, gravimétrie

**Résumé :** L'étude des systèmes d'effondrement en position d'avant chaîne de la région d'Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba (Centre-Ouest de la Tunisie) est menée, à partir des données de puits pétroliers et des investigations sismiques et gravimétriques. Cette région se caractérise par un agencement de grabens en système de pull-apart dont les jonctions sont jalonnées par des formations triassiques salifères. Les données géophysiques acquises, ont fait l'objet d'une analyse détaillée afin de mieux imager les structures de subsurface et de distinguer les éléments associés à une « tectonique subtile » des structures. La combinaison des différents résultats géophysiques issus du traitement et de l'interprétation de l'ensemble de l'information disponible, montre (i) en gravimétrie, après différents types de traitements: calcul de prolongements vers le haut, de dérivée Tilt-derivative, TDX, dérivée

horizontale totale (MGH/ SED)), montre l'existence de failles de direction NW-SE, NNW-SSE à NS et NE-SW à EW ; des sources à 4 km de profondeur et des structures "syn-graben cachées", et (ii) en sismique un dédoublement des séries d'âge Eocène-Paléocène (formations El Haria, Chouabine et El Garia), avec un chevauchement remarquable en sub-surface d'âge Mio-Plio-Quaternaire, et un plis-faille au sein du graben Kalaa Khesba.

La tectonique syn-graben et la jonction inter-graben ont joué un rôle majeur dans la genèse des plis, des failles, ainsi que la mise en place des corps salifères. A la lumière de l'analyse des données géophysiques et la modélisation du système, des pistes d'améliorations de l'interprétation de la structure géologique du sous sol sont proposées en vue d'orienter les futures explorations.

**Title :** Geophysical study of pull-apart graben systems in the front chain position of the Oulad Boughanem-Kalaat Senam-Kalaa Khesba region (West Central Tunisia): Geometry, junctions and resources.

**Keywords :** Grabens, Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba, Seismic reflection, Gravity

**Abstract:** The study of grabens in the forward position of the region of Oulad Boughanem - Kalaat Senam - Kalaa Khesba (Central West of Tunisia) is conducted, based on oil well data, seismic and gravimetric investigations. This region is characterized by a combination of grabens in a pull-apart system whose junctions are marked by saliferous Triassic formations. The acquired geophysical data were subjected to a detailed analysis in order to better image subsurface structures and to distinguish the elements associated with "subtle tectonics" from structures. In the first part, the study focuses on the variations of facies as well as the organization of deep structures on the basis of lithostratigraphic correlations. In order to better understand the structure of these grabens at subsurface, the second part is dedicated to the analysis, the interpretation of the available gravimetric and seismic data and the construction of a 2.5D model of the Kalaat Senam Graben.

The combination of the different geophysical results obtained from the processing and the interpretation of all the available information, shows (i) in gravimetry, after different types of treatments: calculation of upward continuation, Tilt-derivative, TDX, total horizontal derivative (MGH/ SED)), evidenced the existence of faults oriented NW-SE, NNW-SSE to NS and NE-SW to EW; sources at 4 km depth and "hidden syn-graben" structures, and (ii) in seismic, duplication of the Eocene-Paleocene series (El Haria, Chouabine and El Garia formations), with a remarkable overlap at sub-surface of Mio-Plio-Quaternary series, and a thrust and strike-slip in the Kalaa Khesba Graben. Syn-graben tectonics and the inter-graben junction played a major role in the genesis of folds, faults, as well as the emplacement of saliferous bodies. In the light of the analysis of the geophysical data and the modelling of the structures, ways of improving the interpretation of the geological structure at subsurface are proposed in order to guide future explorations.