



HAL
open science

Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques

Imed Hezzi

► **To cite this version:**

Imed Hezzi. Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Rennes; Université de Tunis El Manar, 2014. Français. NNT : 2014REN1S040 . tel-00995595v2

HAL Id: tel-00995595

<https://theses.hal.science/tel-00995595v2>

Submitted on 8 Oct 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université de Tunis
El Manar

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention: Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Imed HEZZI

Préparée à l'unité de recherche CNRS URM6118
Géosciences Rennes
(OSUR)

**Caractérisation
géophysique de la
plateforme de Sahel,
Tunisie nord-
orientale et ses
conséquences
géodynamiques**

**Thèse soutenue à Tunis
le 20 Juin 2014**

devant le jury composé de :

Jean Van Den Driessche
Université de Rennes1 / président

Eric Mercier
Université de Nantes / rapporteur

Hakim Gabtni
*Centre d'Etude et de Recherche et des Techniques
de l'Eau Bordj Cedria (CRTE) / rapporteur*

Fouad Zargouni
Université de Tunis El Manar / examinateur

Tahar AïFA
Université de Rennes1 / directeur de thèse

Mohamed GHANMI
Université de Tunis El Manar / co-directeur de thèse

Avant-Propos

Le sujet de thèse intitulé «Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques» est entrepris en cotutelle entre Géosciences-Rennes (Université Rennes1) et le Laboratoire de Géologie structurale et appliquée (Université de Tunis El Manar). Cette thèse a été réalisée au laboratoire de Géosciences-Rennes (CNRS UMR6118) avec des séjours en Tunisie pour des missions d'étude de terrain.

Mes sincères remerciements s'adressent à mon directeur de thèse Tahar Aïfa, Géosciences-Rennes. Il n'a pas cessé de me conseiller et de m'orienter. Il était là à chaque fois que j'avais des difficultés, malgré ses lourdes charges et ses engagements professionnels. Je lui dois une particulière reconnaissance pour l'intérêt bienveillant qu'il a accordé à mon travail, pour la rigueur du travail de réflexion qu'il m'a inculquée et pour la confiance qu'il m'a témoignée. Je lui suis très reconnaissant pour son aide inestimable et ça m'a fait l'honneur de profiter de son expérience.

Au terme de ce travail, je tiens tout d'abord de remercier Mohamed Ghanmi, mon co-directeur, du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée de Tunis. Qu'il reçoit ici l'expression des mes remerciements les plus chaleureux.

Je remercie vivement les membres de jury MM Eric Mercier et Fouad Zargouni pour avoir accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs, ainsi que MM Jean Van den Driessche et Hakim Gabtni, pour leurs lectures attentives, leurs remarques constructives et leurs participations au jury.

Je remercie vivement MM Mohamed Dridi et Farès Khéméri, géologues à l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), qui m'ont accompagné sur le terrain malgré leurs engagements. Ils n'ont cessé de m'apporter leurs conseils et leur aide durant les périodes les plus difficiles. C'est à cette occasion, que je tiens à leur adresser mes remerciements les plus respectueux. Un grand merci aussi à Farès Khéméri pour m'avoir accueilli en stage à ETAP. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie très sincèrement Mr Abdallah Mâazaoui, qui m'a toujours apporté ses conseils, son aide, son soutien moral et pour nos discussions constructives à ETAP.

Mes remerciements les plus amicaux s'adressent à tous les personnels d'ETAP et du Centre de Recherches et Développement Pétrolières (CRDP, ETAP).

Je tiens à remercier Laure, Mansour et Vitalii, mes collègues de bureau avec qui j'ai partagé des moments agréables et je leur souhaite une bonne chance pour leur soutenance de thèse.

Je remercie encore mes amis qui ont été toujours à côté de moi pour leur aide moral et matériel : Habib, Kadhém, Khelil, Mylène, Farès, Merouan, Tarik, Virginie, Samira.

Tous mes amis et collègues de l'Université de Tunis et de l'Université de Rennes1 dont je n'ai pas cité le nom, qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

Je remercie toute ma famille pour leur soutien moral et matériel qu'elle m'a fourni lors de mes études. Ce travail n'aurait pas vu le jour sans leurs sacrifices continus. C'est à ma mère, mes frères, mes sœurs, ma belle sœur et à mes poussins Ayoub, Meryouma, Dhiaa et Oussama que je dédie ce travail.

Résumé

Les mesures microtectoniques, les coupes et les logs lithostratigraphiques, les données de forages pétroliers et les profils sismiques, en Tunisie nord-orientale onshore et offshore, montrent: (i) une variation latérale et en profondeur des séries lithostratigraphiques, (ii) une série de structures faillées en subsurface, caractérisées par des plis de direction N45°, des failles inverses et des décrochements N90-110° dextres et N160-180° sénestres auxquels sont associés des bassins. Les déformations tectoniques reconnues par les données sismiques n'affectent que des zones étroites, allongées et orientées selon trois directions majeures: N45°, N100-120° et N160-180°. Les données microtectoniques ont dévoilé une dominance de fractures NW-SE, NNE-SSW et NE-SW à ENE-WSW respectivement sur les formations du Valenginien-Tortonien, Aptien et Yprésien, et Aptien, Yprésien et Langhien. L'association de toutes les données a permis de mettre en évidence: (a) une phase extensive au Crétacé de direction moyenne N110° matérialisée par des failles normales subméridiennes, NW-SE à WNW-ESE dextres, ENE-WSW à NE-SW sénestres, (b) une compression de direction NW-SE pendant l'Eocène, (c) une extension de direction NE-SW à l'Oligocène, (d) une compression de direction NW-SE au Tortonien suivie par (e) une distension NE-SW au Messinien et enfin (f) une compression au Pliocène de direction NW-SE. Ces phases alpine et atlasique s'amortissent vers l'Est lors de la transition onshore-offshore et leur ampleur diminue d'Ouest et Nord-Ouest vers l'Est. On y observe des zones fortement faillées et plissées, alors que vers l'Est elles sont faillées et structurées en horsts et en grabens. Les réservoirs sont bien développés et sont de deux types : (i) carbonatés et fracturés (formations Abiod, Mélaoui, Souar et Chérahil, et Aïn Grab) et (ii) siliciclastiques (formations Birsa et Saouaf). Les roches mères qui constituent les formations Fahdene, Mélaoui, Bou Dabbous et El Gueria, ont alimenté ces réservoirs. Des pièges tantôt structuraux, associés à des structures plissées et fermées par failles, tantôt stratigraphiques, induits par changement de faciès, se sont développés suite à ces phases de compression. Les séries argileuses épaisses des formations El Haria, Souar et Chérahil, et Oum Dhouil constituent de bonnes couvertures continues qui scellent les structures des réservoirs. Les inversions structurales et la tectonique tangentielle en Tunisie orientale jouent un rôle important dans la structuration de la couverture et de l'évolution du système pétrolier.

Mots clés: *Tunisie nord-orientale, microtectonique, sismique, bassin, inversion.*

Abstract

Microtectonic measurements, the lithostratigraphic cross-sections and logs, the data of oil drillings and the seismic profiles, in north-eastern Tunisia onshore and offshore, show: (i) a side and in-depth variation of the lithostratigraphic series, (ii) a series of faulted structures at subsurface, characterized by folds oriented N45°, reverse faults and N90-110° dextral and N160-180° sinistral strike-slips associated with basins. The tectonic deformations recognized by the seismic data affect only narrow zones, lengthened and oriented according to three major directions: N45°, N100-120° and N160-180°. The microtectonic data revealed a predominance of fractures NW-SE, NNE-SSW and NE-SW to ENE-WSW on the formations of Valenginian-Tortonian and Ypresian Aptian and Aptian, Ypresian and Langhian, respectively. The associations of all data helped to identify: (a) an extensive phase Cretaceous in age, ~N110° oriented and materialized by NS normal faults, NW-SE to WNW-ESE dextral and ENE-WSW to NE-SW sinistral faults, (b) a NW-SE compression during the Eocene, (c) a NE-SW Oligocene extension, (d) a NW-SE Tortonian compression followed by (e) a NE-SW Messinian distension and (f) a NW-SE Pliocene compression. These Alpine and Atlassic phases decrease eastwards at the onshore-offshore transition and their magnitude decreases from the West and Northwest to the East, where strongly folded and faulted zones can be observed, whereas Eastwards they are faulted and structured in folds and troughs. The reservoirs are well developed and are of two types: (i) carbonated and fractured (Abiod, Mélaoui, Souar and Chérahil, and Aïn Grab formations) and (ii) siliciclastic (Birsa and Saouaf formations). Sometimes structural traps, associated with structures folded and closed by faults, sometimes stratigraphic, induced by change of facies, developed following these compression stages. The bed rocks which constitute the Fahdene, Mélaoui, Bou Dabbous and El Gueria formations, supplied these reservoirs. The thick argillaceous series of the El Haria, Souar and Chérahil, and Oum Dhouil formations constitute good continuous covers which seal the structures of the reservoirs. The structural inversions and thrusting in Eastern Tunisia play a significant role in the structuring of the cover and the evolution of the oil system.

Keywords: *North-East Tunisia, microtectonics, seismics, basin, inversion.*

Chapitre I: Introduction générale

I. Introduction	1
I.1a. Cadre géographique	1
I.1b. Cadre stratigraphique	2
I.1c. Cadre géologique	3
II. Les domaines structuraux du Maghreb et de la Tunisie	5
II.1. Domaine de la plateforme saharienne (Tunisie méridionale)	8
II.2. Domaine atlasique (Tunisie occidentale)	9
II.2a. L'Atlas méridional	9
II.2b. L'Atlas central	9
II.2c. L'Atlas septentrional	9
II.3. Le domaine alpin et le sillon tunisien (Tunisie septentrionale)	10
II.3a. Le Sillon tunisien	10
II.3b. La zone des extrusions triasiques	10
II.3c. La zone de ride de Hairech-Ichkeul	10
II.4. La zone des nappes numidiennes	10
II.5. Le domaine oriental	11
II.5a. Le Cap Bon et le golfe de Hammamet	12
II.5b. Le Sahel	12
II.6. Conclusion	12
III. Problématique et objectifs du travail	13
III.1. Présentation et problématique	13
III.2. Objectifs	13
III.3. Thématiques	14
IV. Aperçu sur quelques travaux antérieurs	14

Chapitre II: Evolution tectonique de la Méditerranée

I. Introduction	19
I.1. Configuration de la Méditerranée	19
I.1a. Convergence Afrique-Europe	19
I.1b. Structures lithosphériques en Méditerranée occidentale	21
I.1c. Subduction active au niveau des Apennins et de l'arc de la Calabre	22
II. Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours du Cénozoïque	24
II. Tectonique récente de la Méditerranée	27
II.1. Cinématique de la Méditerranée	28
III. Conclusion	30

Chapitre III: Principaux épisodes tectoniques en Tunisie

I. Introduction	32
-----------------	----

I.1. Tectonique des périodes ante-Tertiaires	32
I.1a. Tectonique ante-triasique	32
I.1b. Tectonique distensive du Trias	32
I.1c. Tectonique du Jurassique	32
I.1d. Tectonique du Crétacé	33
II. Tectonique Tertiaire	34
II.1. Tectonique du Paléocène-Eocène inférieur	34
II.2. Tectonique de l'Oligocène	34
II.3. Tectonique du Miocène	34
II.3a. Tectonique du Langhien-Serravalien	34
II.3b. Tectonique compressive du Tortonien	35
II.3c. Tectonique du Messinien	36
II.4. Tectonique du Pliocène	37
II.5. Tectonique du Quaternaire	38
III. Conclusion	40

Chapitre IV: Lithostratigraphie et sédimentologie des séries sédimentaires en Tunisie nord-orientale

I. Introduction	42
I.1. Le Jurassique	42
II. Le Crétacé	43
II.1. Formation M'Cherga: Berriasien-Barrémien	43
II.2. Formation Serdj: Aptien	44
II.3. Formation Fahdène: Albien- Cénomaniens	45
II.4. Formation Aleg : Turonien-Santonien	46
II.5. Formation Abiod: Campanien inférieur-Maestrichtien supérieur	46
II.6. Formation El Haria: Maestrichtien supérieur-Paléocène	47
III. Eocène	48
III.1. Formation Bou Dabbous/ El Gueria: Yprésien	48
III.2. Formation Souar: Lutétien-Priabonien	49
IV. Oligocène-Miocène	49
IV.1. La formation Fortuna: Rupélien-Aquitaniens inférieur	49
IV.2. Les calcaires de Ketatna: Rupélien-Aquitaniens inférieur	51
V. Miocène moyen à supérieur	51
V.1. Les formations du Miocène moyen à supérieur	51
V.1a. La lacune de la formation Messiouta: Burdigalien	51
V.1b. La formation Aïn Grab: Langhien inférieur	52
V.1c. La formation Mahmoud: Langhien supérieur-Serravalien inférieur Langhien	52
V.1d. Formation Birsa	53
V.1e. Formation Nilde	54
V.1f. Formation Saouaf	54
V.1j. Formation Ségui: Messinien-Gelacien	55
V.1h. Formation Somâa	56

IV. Lithostratigraphie du golfe de Hammamet (offshore) à partir des données des puits	57
V. Conclusion	59

Chapitre V: Etude structurale et microstructurale de la région d'Enfidha et en Tunisie nord-orientale

I. Introduction	63
I.1. Méthodologie	63
I.2. Présentation des grandes structures de la région d'Enfidha	64
II. Interprétation des données de surface dans la région d'Enfidha	68
II.1. Tectonique crétacé	70
II.1a. Magmatisme crétacé	78
II.1b. Tectonique éocène	78
II.2. Discordance de la formation Mévlaoui sur la formation El Haria	80
III. Tectonique oligocène	81
II.1. Discordance Oligocène/Eocène	83
III. Tectonique miocène	83
III.1. Compression post-Saouaf (Serravalien supérieur-Tortonien inférieur) et ante-Ségui	87
III.2. Conclusion	87
IV. Tectonique mio-pliocène	88
IV.1. Conclusion	91
V. Etude de la fracturation	91
VI. Conclusion	95

Chapitre VI: Etude Sismique

I.Introduction	98
II. Chargement des données sismiques	99
II.1. Calage aux puits	101
II.2. Conversion temps-profondeur	104
II.3. Pointé des horizons	106
III. Construction des cartes	106
III.1. Cartes isochrones	107
III.2. Cartes isopaques	107
III.3. Interprétation des cartes	107

Chapitre VII: Interprétation des données sismiques

I. Introduction	110
I.1. Interprétation des données sismiques et des puits pétroliers	110
I.1a. Interprétation des profils sismiques en onshore	110
I.2. Interprétation des cartes isochrones	116
I.2a. Carte isochrone au toit du Campanien-Maastrichtien	116
I.2b. Carte isochrone au toit de l'Yprésien	119

I.2c. Carte isochrone au toit de l'Oligocène	119
I.2d. Carte isochrone au toit du Langhien	122
I.3. Corrélation des données des puits pétroliers	124
II. Interprétation des données sismiques et des puits pétroliers en offshore	129
II.1. Interprétation des profils sismiques	131
II.2. Interprétation des cartes	139
II.2a. Carte en isochrone au toit de la formation Aïn Grab	139
II.2b. Carte en isochrone au toit de la formation Oued Belkhédim	142
II.2c. Carte en isobathe au toit de la formation Aïn Grab	144
II.2d. Carte en isobathe au toit de la formation Oued Belkhédim	147
II.2e. Carte en isopaque Aïn Grab-Oued Belkhédim	149
II.3. Corrélations lithostratigraphiques des puits pétroliers	151
II.3a. Corrélations lithostratigraphiques NS des puits pétroliers	151
II.3b. Corrélations lithostratigraphiques EW des puits pétroliers	153
III. Conclusion	155

Chapitre VIII: Discussion et implications pétrolières

Implications Pétrolières	168
Conclusion	172
Perspectives	174
Références	176
Listes des figures et des tableaux	189
Annexes	207

Chapitre I:

Introduction générale

Chapitre I: Introduction générale

I. Introduction

La Tunisie est située entre deux domaines tectoniques différents en bordure nord-est de la marge nord-africaine: un premier domaine orogénique alpin actif depuis le Crétacé supérieur recouvrant toute l'Atlas et un second domaine tectoniquement stable qui s'étend de la mer pélagienne à la petite Syrte (Fig.1.1). Elle était le siège d'événements tectoniques multiphasiques globaux depuis le Mésozoïque jusqu'au présent (Caire, 1970; Wildi, 1983; Dercourt et al., 1985; Dewey et al., 1989; Guiraud et Maurin, 1992; Giraud et Bosworth, 1997; Piqué et al., 1998). La Tunisie a subi une évolution géodynamique interprétée par une grande diversité des structures érigées en pulsation successive au cours de Méso-Cénozoïque (Castany, 1952; Caire, 1970; Haller, 1983; Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1986; Bédir, 1995; Bouaziz et al., 2002; Abbas, 2004; Khomsi et al., 2004; Sebeï, 2008; Boussiga, 2008).

I.1. Présentation du secteur d'étude

I.1a. Cadre géographique

Le secteur d'étude fait partie de la Tunisie nord-orientale. Il se situe approximativement entre 10° et 11.5° de latitude sud et entre 35° et 36.30° de longitude est (Fig.1.1). Il englobe les régions d'Enfidha, de Sousse, de Monastir et du golfe de Hammamet. Il est limité à l'Ouest et au NW par le couloir de failles de l'axe NS (Burollet, 1956; Abbas, 1981) et par l'accident de Zaghuan (Turki, 1985) qui le séparent du domaine atlasique. Il est constitué par le Cap Bon et le golfe de Hammamet au Nord, la plateforme du Sahel et au centre et le Kairouan au Sud. A l'Est, il se prolonge en mer par le bloc pélagien (Blanpied, 1978). Il est limité par l'alignement NW-SE des rifts du détroit siculo-tunisien marqués par des pointements des îles volcaniques Linosa, Pantelleria et les îles de Lampedusa et Malte. Dans cette région, du Sud au Nord on rencontre les structures suivantes: Les Djebel Souatir, Fadhloun, Garci, Mdeker, le flanc oriental du synclinal de Saouaf, les massifs compris entre Jradou et Takrouna (Fig.1.1).

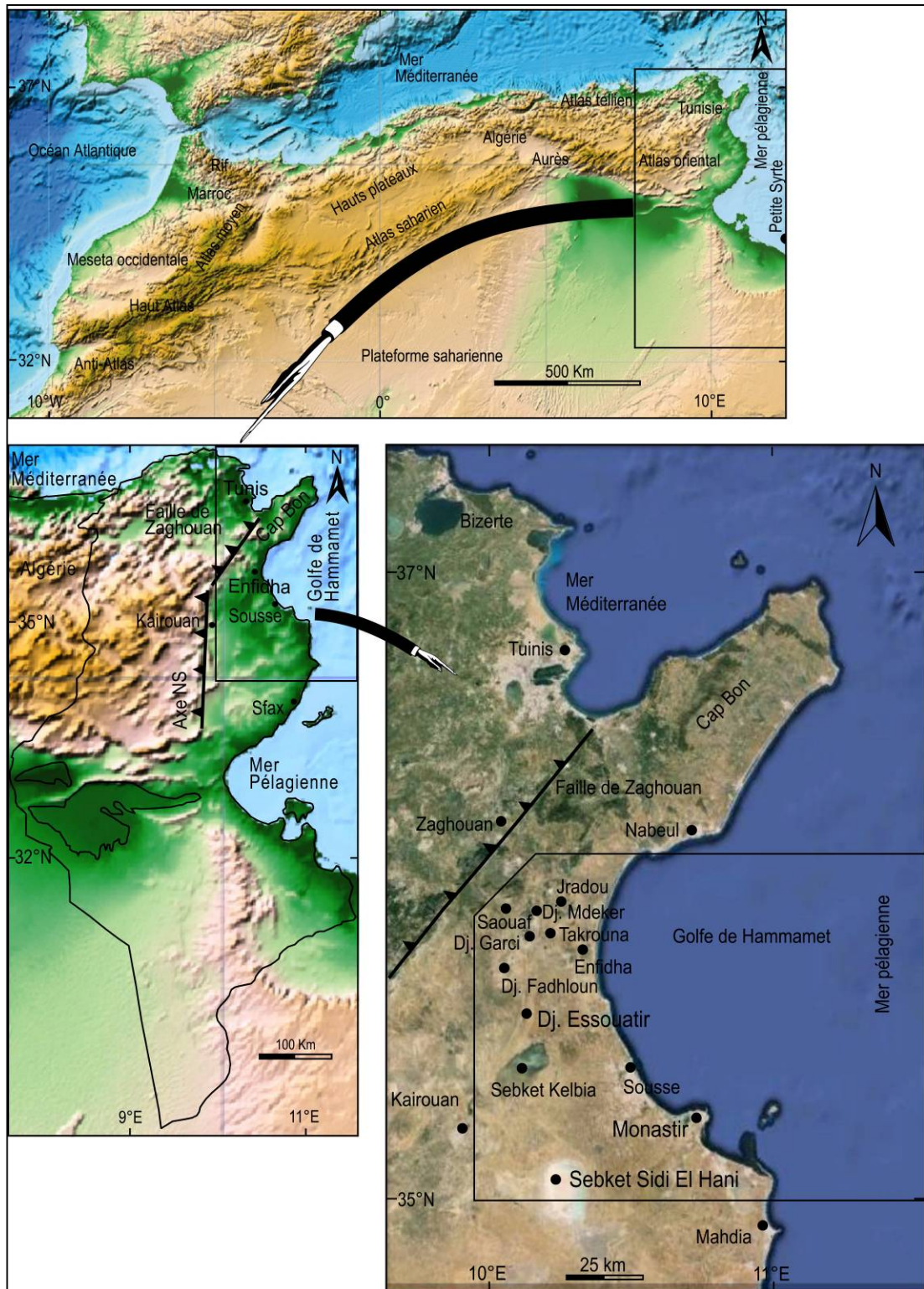


Fig.1.1. Localisation géographique de la Tunisie nord-orientale et du secteur d'étude.

I.1b. Cadre stratigraphique

Les dépôts sédimentaires qui affleurent en Tunisie orientale en Onshore (Jauzein, 1967; Ben Salem, 1992; Turki, 1985; Saadi, 1997) et en Offshore dans le golfe de Hammamet, au niveau des forages pétroliers s'échelonnent du Jurassique à l'actuel. Les séries

à l'Ouest par l'axe NS (Fig.1.1). Cet axe correspond à une suture profonde due aux hétérogénéités du socle. Il sépare un domaine instable à l'Ouest et un domaine stable à l'Est (Burolet, 1956). Il est dû à l'infléchissement des plis de direction atlasique (NE-SW) qui deviennent NS à l'approche de la zone de Haffouz-Kairouan au Sud (Fig.1.1). Cette vision purement géographique, considère que l'axe NS n'est qu'un prolongement suivant une direction NS de l'Atlas tunisien. Il est considéré comme butoir sur lequel se sont moulés et heurtés les plis atlastiques qui sont par ailleurs orientés NE-SW (Burolet, 1981). Burolet (1956,1973) définit l'axe NS comme une grande cassure de socle active pendant de longues périodes géologiques. C'est une zone à forte réduction d'épaisseur et à nombreuses discordances (Fig.1.3). Vers l'Est de cet axe NS se développent des plaines orientales dominées par les affleurements mio-plio-quadernaires (Burolet, 1981; Haller, 1983; Bédir, 1988; Amari et Bédir, 1989). Ce qui rend l'étude géologique très difficile, ainsi les données exploitables dans cette zone sont les forages pétroliers, les profils sismiques, les données gravimétriques et les données de surface. Elles ont permis à certains auteurs (Haller, 1983; Boukadi, 1994; Bédir, 1995; Khomsi et al., 2004. 2006; Gabtni, 2005; Hadj Sassi et al., 2006; Gribi et Bouaziz, 2010) de démontrer qu'en subsurface la zone est très faillée et caractérisée par une évolution structurale complexe avec développement de bassins de type pull-apart associés aux couloirs de décrochements. L'existence de couloirs de failles hérités, suivant les directions EW, NW-SE, NE-SW et NS contrôlent les remplissages des bassins. D'autres auteurs ont donné aux failles EW un rôle important en Tunisie orientale (Kamoun, 1981, 2001; Delteil et al., 1991; Bédir 1988, 1995). Ces failles représenteraient les manifestations de la rotation anti-horaire du bloc apulien et l'expulsion de la partie nord-orientale de la Tunisie (Delteil et al., 1991). Ces zones de convergences de ces deux directions constitueraient alors des zones de chevauchements et de décollements, d'autant plus que le Trias perce dans ces zones de fragilisation de la couverture sédimentaire tel que le Djebel Chérichira (Boukadi, 1994). Une tectonique de chevauchement voire même tangentielle a été évoquée au niveau de l'axe NS (Coiffai, 1973; Abbès et al., 1981; Abbès, 1983; Truillet et al., 1981; Delteil et al., 1981) et plus au Nord, à l'Est de l'accident de Zaghouan (Truillet, 1981) et au Sud (Yaïch, 1984). Haller (1983) avait par ailleurs évoqué des chevauchements dans la partie occidentale du Sahel (Fig.1.3). Latéralement les séries sédimentaires montrent des variations des épaisseurs, des amincissements et des biseautages. Cette variation des épaisseurs est due au niveau de certains nœuds tectoniques à des montées triasiques particulières (Haller, 1983; Boukadi, 1994; Bédir,

1995; Gabtni, 2005; Khomsi et al., 2006). La couverture des séries mio-plio-quaternaires le long de la plaine orientale masque l'état réel en subsurface de cette zone. Ainsi, c'est une zone très faillée et instable.

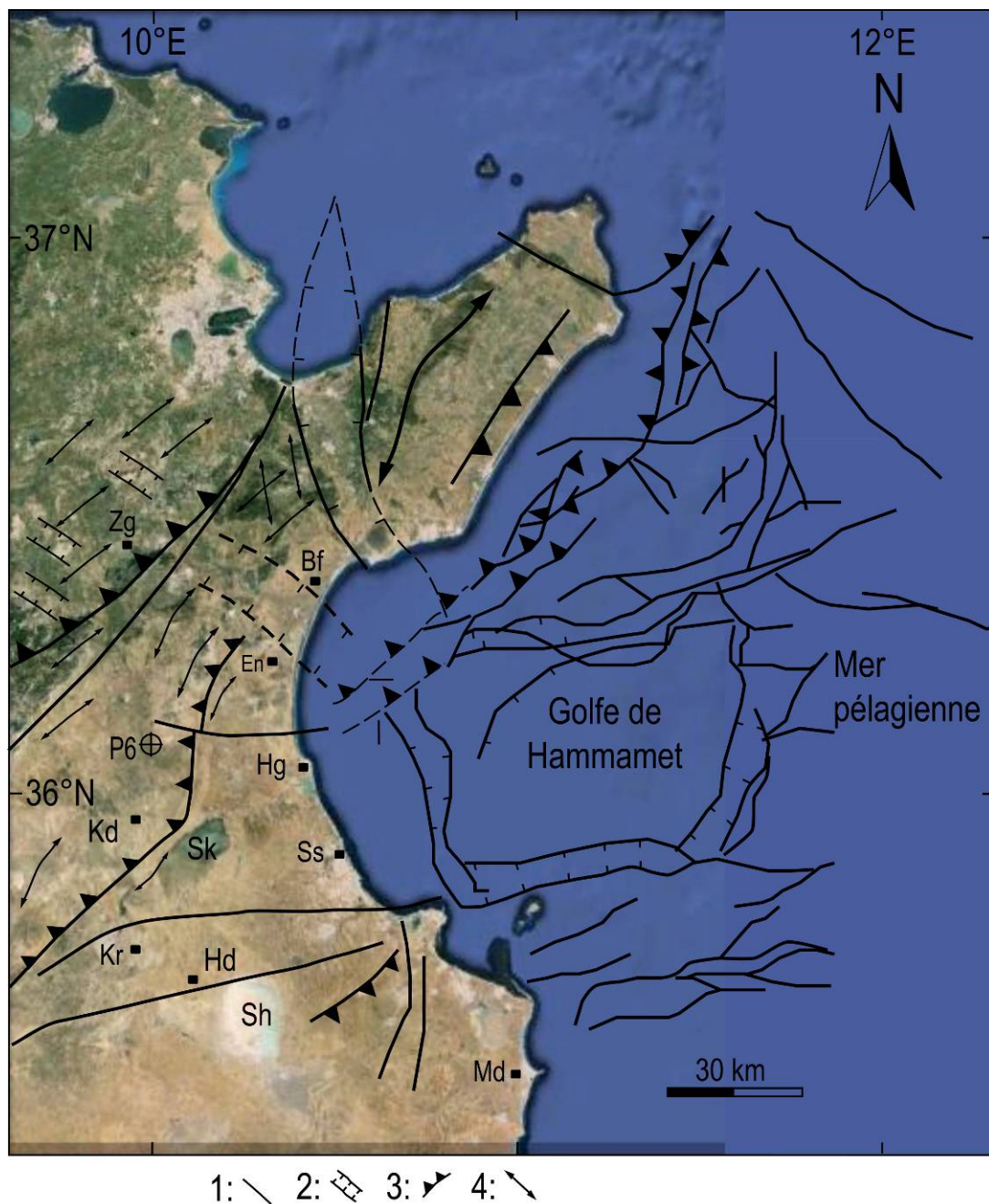


Fig.1.3. Carte des linéaments structuraux de la Tunisie orientale. 1:Failles normales, 2:Grabens, 3:Décrochements, 4:Axes de plis, En: Enfidha, Ss: Sousse, Bf: Bou Fichta, Zg: Zaghouan, Kr: Kairouan, Hg: Hergla, Sh: Sebkhet Sidi El Hani, Sk: Sebkhet, Kelbia, Hd: Hdadja, Kd: Kondar, Md: Mahdia.

II. Les domaines structuraux du Maghreb et de la Tunisie

La Tunisie occupe l'extrémité orientale de l'édifice orogénique maghrébin. Elle se caractérise par la dominance de la chaîne atlasique qui fait partie de l'orogène alpin

périméditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur plus de 2000 km, depuis l'Espagne du Sud jusqu'à l'arc calabro-péloritain. La chaîne atlasique est constituée par quatre unités structurales majeures dans sa partie occidentale (au Maroc): l'Anti-Atlas, le Haut Atlas, le Moyen Atlas et le Rif (Fig.1.4). En Algérie occidentale, elle est constituée par deux unités importantes: l'Atlas tellien et l'Atlas saharien séparés par les Haut Plateaux qui semblent se comporter comme un bloc rigide, se déformant simplement au niveau de ses bordures. Vers l'Est de l'Algérie, les Hauts Plateaux disparaissent et l'Atlas saharien s'élargit pour former l'Atlas oriental constitué par les Aurès et l'Atlas tunisien. Vers l'Est, la chaîne des Aurès diminue d'altitude. Elle est séparée de l'Atlas tunisien par un ensemble de rampes obliques de direction NW-SE permettant au front sud-atlasique tunisien de se propager plus au Sud. Au Nord se développe l'Atlas tellien qui est formé par trois domaines structuraux. Un domaine externe ou domaine tellien (ou encore tello-rifain) est constitué par un ensemble de nappes découpées dans des terrains sédimentaires marneux et calcaires d'âges crétacé et paléogène. Ces unités dérivent d'une ancienne marge africaine de la Téthys. Un second domaine, nommé le domaine des flyschs qui correspondent à des nappes pelliculaires d'âge crétacé-paléogène, largement chevauchantes sur les unités telliennes. Le substratum stratigraphique de ces dépôts profonds n'affleure que très rarement. Ces flyschs se sont donc déposés dans un bassin de nature au moins partiellement océanique, le bassin maghrébin, qui se liait vraisemblablement au bassin ligure de la Téthys. Le dernier domaine est nommé domaine interne. Il comporte des massifs de socle polymétamorphique panafricain et hercynien, des terrains d'âge cambrien à carbonifère métamorphisés et leur couverture d'âge mésozoïque et tertiaire. Ces zones internes sont surtout constituées des massifs de Kabylie (Fig.1.4). Elles chevauchent le domaine des flyschs et le domaine tellien. En Petite Kabylie, les chevauchements sont très plats et des formations d'âge mésozoïque et éocène métamorphisées, appartenant aux unités telliennes et aux flyschs, apparaissent en fenêtre sous le socle kabyle à plusieurs dizaines de kilomètres en arrière du front de chevauchement (Fig.1.4).

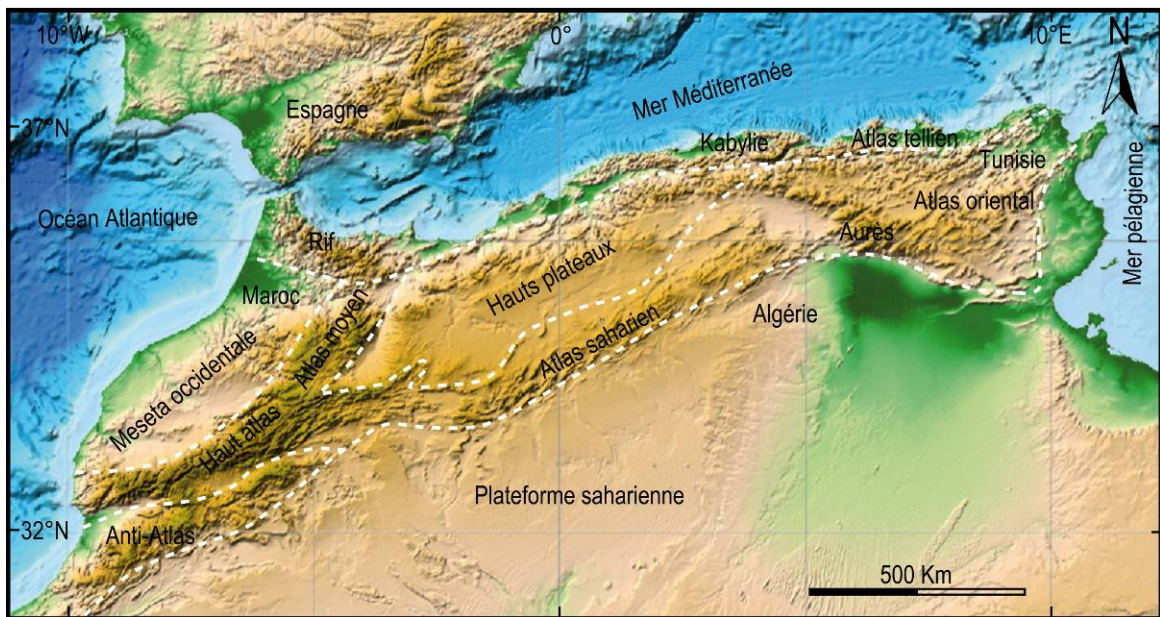


Fig.1.4. Les unités structurales de l'Atlas (MNE ETOPO1: Earth Topography, données de l'agence National Oceanic and Atmospheric Administration).

La Tunisie a été une région instable pendant le Mésozoïque et Cénozoïque. Sa partie NW était marquée par une subsidence prononcée qui a permis l'accumulation de puissantes séries sédimentaires. Dans la zone des plis atlasiques et sur la plateforme orientale, la subsidence était moins prononcée et irrégulière dans le temps et dans l'espace. Actuellement, la Tunisie est subdivisée du Nord au Sud en plusieurs zones structurales (Fig.1.5).

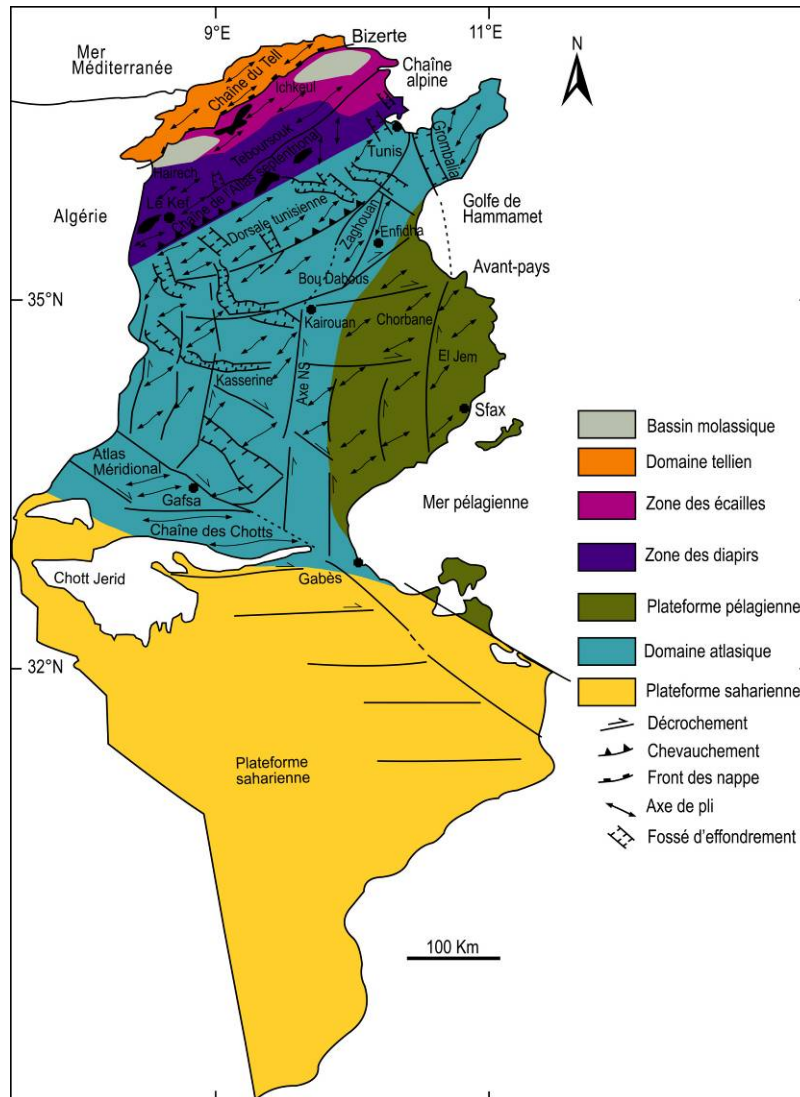


Fig.1.5. Carte structurale et des linéaments majeurs de la Tunisie.

II.1. Domaine de la plateforme saharienne (Tunisie méridionale)

Elle est constituée au Sud par un socle précambrien granitique et métamorphique connu dans les forages du Sud tunisien (Sidi Toui), en Algérie et en Libye. Cette plateforme est soulevée dans sa partie nord, constituant ainsi l'arc de Telemzane. Elle est affectée par un système de failles de direction N90-120°. Le socle précambrien est recouvert par des séries paléozoïques argilo-gréseuses sub-tabulaires. Les faciès permien traduisent une grande limite paléogéographique à la latitude de l'arc de Telemzane et de Médenine soulignée par une frange récifale au Nord de laquelle évolue un bassin marin très subsident au niveau de Jeffara et du golfe de Gabès. La structuration hercynienne sur cette plateforme saharienne a été scellée en discordance par les séries mésozoïques (Fig.1.5).

II.2. Domaine atlasique (Tunisie occidentale)

II.2a. L'Atlas méridional

Il est constitué par deux chaînes majeures de plis à cœur d'âge crétacé ou parfois jurassique: la chaîne nord du chott au Sud et celle de Gafsa au Nord, séparées par de vastes plaines à remplissage néogène continental. Ces chaînes sont formées d'une succession de plis d'entraînement "en échelon" de direction NE-SW associés à un décrochement dextre, correspondant au couloir de faille N120° de Gafsa qui se prolonge de l'Algérie jusqu'à la flexure de Jeffara au SE. Le long de cette flexure au niveau de la zone Hdifa apparaît le Trias sous forme d'extrusion diapirique. Ces deux chaînes de plis forment deux mégastructures de méga-lentilles en relais droits. Il est admis actuellement que cette chaîne a pris naissance au Crétacé supérieur selon des mouvements tectoniques décrochants. Les études géologiques ont montré (Bédir et al., 1992) que les structures plissées de cette chaîne sont nées sur d'anciens accidents profonds d'âge ante-jurassique et que les mouvements halocinétiques du Trias ont commencé très tôt (Fig.1.5).

II.2b. L'Atlas central

Il est aussi formé de structures plissées d'entraînement à cœur crétacé inférieur et de direction NE-SW et EW. Ces plis sont nés le long des failles EW et NW-SE, au Crétacé supérieur. Au niveau des zones de jonction des couloirs tectoniques se placent les intrusions du Trias (Bobier et al., 1991). Dans ce domaine s'individualise « l'Ile de Kasserine », émergée à la fin du Crétacé supérieur (Burolet, 1956; M'Rabet, 1981; Bobier et al., 1991). Au NW de l'Atlas central, s'individualisent des fossés d'effondrement transverses de direction NW-SE d'âge néogène à plio-quadernaire. Des études récentes ont montré que les plis de l'Atlas central étaient formés le long des coulissements des failles NW-SE, EW et NS et qu'ils ne présentaient qu'une seule terminaison principale (Chihi, 1984; Bobier et al., 1991; Boukadi, 1994). Alors que des études de subsurface (Zitouni, 1992; Zitouni et al., 1993) ont montré que des structures plissées similaires étaient nées sur d'anciens accidents profonds d'âge ante-jurassique.

II.2c. L'Atlas septentrional

Il est formé d'anticlinaux de direction NE-SW déversés vers le Sud en écailles chevauchantes. Cet Atlas est limité au Nord par de grandes structures d'extrusions triasiques nommés « Zone de diapirs ». Ce domaine est caractérisé par la présence de fossés d'effondrement transverses de direction NW-SE (Fig.1.5).

II.3. Le domaine alpin et le sillon tunisien (Tunisie septentrionale)

La partie septentrionale correspond à une zone de croûte continentale qui s'amincit vers le Nord. Le Nord de la Tunisie est constitué, du Sud au Nord, par deux sillons subsidents. Le sillon tunisien et le sillon tellien sont séparés par la zone de haut fond de la ride de l'Hairech-Ichkeul bordés au Sud par une zone d'extrusion Triasique (Rouvier, 1977; Bobier et al., 1991) (Fig.1.5).

II.3a. Le Sillon tunisien

C'est une structure très subsidente de dépression orientée NE-SW à fortes accumulations sédimentaires mésozoïques et paléogènes ayant pris naissance au moins depuis le Jurassique. Le remplissage sédimentaire de ce sillon est assuré par l'accumulation de deux prismes de progradation de l'Ile de Kasserine (M'Rabet, 1981; Bobier et al., 1991) (Fig.1.5).

II.3b. La zone des extrusions triasiques

Elle se caractérise par des affleurements triasiques extrusifs disposés en relais droits de direction NE-SW. Ces extrusions sont effectuées à la faveur de failles profondes de direction EW et N60° (Adil, 1993) qui limitaient les bordures de bassins de cet âge. Les flancs de ces extrusions triasiques montrent des réductions, des remaniements de séries sédimentaires, des discordances angulaires et des brèches depuis l'Aptien jusqu'au Miocène (Perthuisot, 1978; Belhadj, 1979; Dali, 1979). Certains auteurs (Burollet, 1975; Bobier et al., 1991) considèrent qu'il s'agit du début des mouvements halocinétiques du Trias en Tunisie.

II.3c. La zone de ride de Hairech-Ichkeul

Elle est caractérisée par l'existence de deux pointements permo-triasique et jurassique à séries schisteuses, métamorphiques et volcaniques. Leurs positions en séries métamorphiques, volcaniques et leurs âges anciens constituent autant de témoins de vestiges des ouvertures transformantes téthysiennes (Alouani, 1991; Adil, 1993) sur la bordure nord de la plaque africaine. Il s'agit d'un haut fond correspondant à des blocs découpés par des accidents anciens réactivés en failles inverses par la collision Sardaigne-Tunisie (Bobier et al., 1991) (Fig.1.5).

II.4. La zone des nappes numidiennes

Elle est constituée par des ensembles sédimentaires argilo-gréseux turbiditiques d'âge oligo-miocène en position allochtone de nappes (Rouvier, 1977) charriées vers le Sud à partir du Serravalien (Tlig et al., 1991) à la suite de la collision du bloc Sarde avec un haut fond situé au niveau de l'Ile de la Galite (Schamel, 1982; Bobier et al., 1991).

II.5. Le domaine oriental

Ce domaine se raccorde à une zone de croûte continentale amincie vers le NE. Il est limité à l'Ouest et au NW par le couloir de failles de l'axe NS (Burolet, 1956; Abbes, 1981) et par l'accident de Zaghouan (Turki, 1985) qui le sépare du domaine atlasique. Il est constitué par le Cap Bon et le golfe de Hammamet au Nord, la plateforme du Sahel et le golfe de Gabès au centre et au Sud. A l'Est il se prolonge en mer par le bloc pélagien (Blanpied, 1978) et est limité par l'alignement NW-SE des rifts du détroit Siculo-Tunisien marqués par des pointements des îles volcaniques Linosa, Pantelleria et les îles de Lampedusa et Malte. Selon (Bobier et al., 1991), elles correspondent à des bassins losangiques ouverts dans un couloir de décrochement EW. C'est une plateforme stable, régulièrement mais lentement subsidente au cours du Mésozoïque dont les faciès, reconnus par quelques forages, sont de type néritique de mer ouverte avec prépondérance de sédiments carbonatés (Burolet et Byramjee, 1974). Par contre au cours du Cénozoïque, la subsidence devient plus active et permet l'accumulation de puissantes séries. Les déformations tectoniques reconnues en profondeur par les données sismiques (Haller, 1983; Bédir et Bobier, 1987) n'affectent que des zones étroites, allongées et orientées selon trois directions majeures: N45°, N100-120° et N160-180°. Ces zones, mobiles à plusieurs époques géologiques et tectoniquement complexes, délimitent de vastes secteurs peu ou pas déformés. Au Crétacé supérieur-Paléocène, la plateforme orientale est soumise à un régime distensif donnant lieu à des fossés allongés au N160° liés probablement à des failles N130° senestres de type failles transformantes. L'ouverture de ces fossés est en accord avec les émissions volcaniques décalées en surface et en subsurface au Crétacé supérieur et qui caractérisent par ailleurs cette plateforme orientale. Une compression éocène, manifestée d'une façon atténuée, provoque des plis à grands rayons de courbures orientés N45° à N60°. Localement, cette tectonique a pu être accompagnée de manifestations diapiriques. Au cours de l'Oligocène se développent des bassins localisés, orientés N45° et N90-110° et contrôlés par une tectonique distensive (Fig.1.5). La déformation miocène est beaucoup moins intense que dans le reste de la Tunisie. En effet, la plateforme orientale n'est affectée que par des plis de direction N45°, accompagnés souvent par des failles inverses et associés à des décrochements N90-110° dextres et N160-180° senestres. Des témoignages des déformations plio-quadernaires sont reconnues à l'affleurement dans des zones étroites situées le plus souvent dans le prolongement de structures atlasiques et à l'aplomb d'accidents détectés par la sismique réflexion (Bédir et Zargouni, 1986). Cette

déformation est représentée par une succession d'anticlinaux dissymétriques, à flancs NW redressés, et par des décrochements N90° dextres et N160° senestres, rejeux probables d'accidents préexistants (Fig.1.5).

II.5a. Le Cap Bon et le golfe de Hammamet

Cette zone est formée de structures plissées de direction NE-SW, limitée par des couloirs de faille N90-120° et N180° (Ben Ayed et al., 1983; Ben Salem, 1992; Bédir et al., 1992). Ces structures sont séparées par des gouttières synclinales à fortes accumulations de séries néogènes et de plateforme subsidentes. La structuration tectonique de subsurface de cette zone rappelle celle de la Tunisie centrale et méridionale par la formation d'importants fossés au sein des couloirs de failles EW et NS d'âge miocène et pliocène (Fig.1.5).

II.5b. Le Sahel

Ce domaine a été considéré depuis longtemps comme un domaine de plateforme mésozoïque, qui a subi une importante subsidence par rapport à la Tunisie centrale à partir de l'Oligocène, constitue en fait une continuité des structures atlasiques de l'Ouest, enfouies en subsurface et dont les témoins en surface sont marquées par les chaînes plissées orientées NE-SW de Sidi Ali au Nord et de Bouthadi-Chorbane-Zéramdine au centre. Ces chaînes sont séparées par de vastes plaines à remplissages néogène et quaternaire et dont certaines d'entre elles sont occupées par des Sebkhass. Ce remplissage est lié à la subsidence d'ensemble du Sahel et du bloc pélagien induit par l'amincissement crustal visible au niveau du détroit siculo-tunisien. Du point de vue tectonique les couloirs de failles découpant la marge du Sahel présentent les mêmes directions EW et NS (Bédir, 1988; Bédir et al., 1992) que l'Atlas tunisien et généralement constituant la continuité des couloirs de l'Atlas centro- méridional et ceux du Cap Bon-Hammamet. Dans ce domaine, des intrusions du Trias s'observent, en subsurface le long des structures plissées et faillées. Ce Trias à faciès évaporitiques et salifères a été rencontré dans plusieurs puits pétroliers du Sahel (Fig.1.5).

II.6. Conclusion

Excepté la plateforme saharienne, la Tunisie a toujours été une région instable pendant tout le Mésozoïque et le Cénozoïque. En effet, la partie NW était marquée par une subsidence prononcée et régulière ayant permis l'accumulation de puissantes séries qui, au cours du rapprochement des plaques africaine et eurasiatique, étaient charriées vers le Sud. En revanche, dans la zone des plis atlasiques et sur la plateforme orientale, la subsidence était moins prononcée et plus irrégulière aussi bien dans le temps que dans

l'espace. L'hétérogénéité est liée à des jeux de failles majeures délimitant des blocs. Il reste néanmoins à mieux cerner la contribution de ces discontinuités dans la genèse et l'évolution des structures actuelles, particulièrement dans la zone des plis atlasiques.

La structuration de la Tunisie méridionale est par contre mieux élucidée (Zargouni, 1984, 1985). La configuration structurale semble bien induite par les activités des discontinuités structurales du substratum. Ainsi la partie de l'Atlas méridional, entre Gafsa et Tozeur est considérée comme un segment de la flexure sud-atlasique, région où la croûte continentale de la plateforme saharienne qui était stable depuis le Précambrien supérieur, devient instable durant le Paléozoïque et le Méso-Cénozoïque (Zargouni, 1984, 1985).

III. Problématique et objectifs du travail

III.1. Présentation et problématique

Dans ce travail, on s'intéresse à l'analyse de la déformation passée et actuelle du système en convergence Europe/Afrique, ainsi que son influence sur la géodynamique de la plateforme de Sahel et le golfe de Hammamet, afin de mieux caractériser les domaines tectoniques et les événements tectoniques polyphasés complexes (compressifs et distensifs). La Tunisie nord-orientale (onshore/offshore) présente un environnement fondamental pour étudier la tectonique récente, comme l'ont montré plusieurs travaux antérieurs (Kamoun, 1980; Martinez et Paskoff, 1984; Bouaziz, 1995; Bouaziz et al., 2003). Par ailleurs la plateforme de Sahel et le golfe de Hammamet constituent un environnement géologique fondamental pour le système pétrolier. La compréhension de la géodynamique de la plateforme de Sahel et la transition entre l'onshore et l'offshore (Tunisie nord-orientale) associée à un contexte tectoniquement actif ou passif, passe par une connaissance la plus poussée possible de la géométrie des structures tectoniques en profondeur et des marqueurs tectoniques à terre. Ainsi ce projet se fonde sur l'acquisition et le croisement des données venant de plusieurs disciplines des géosciences, telle que la géologie structurale, l'imagerie satellitaire, la sismique réflexion et les données des puits.

III.2. Objectifs

Les objectifs de cette étude sont de mieux définir l'architecture de la plateforme de Sahel et le golfe de Hammamet (transition onshore/offshore), de quantifier le raccourcissement/extension, la cinématique et le mécanisme à l'origine de la déformation, d'analyser la tectonique active et de caractériser le potentiel sismique des failles qui dominent la zone d'étude et enfin de faire une analyse spatio-temporelle de la déformation à partir des données de surface (pendages, microtectoniques, surfaces

d'érosion, dépôts syntectoniques) et de subsurface (sismiques réflexion, corrélations lithostratigraphiques à partir des données des puits pétroliers) qui permettront de reconstituer la déformation.

III.3. Thématiques

Cette étude est basée sur les thématiques suivantes:

- La géologie structurale: analyse structurale, microtectonique, tectonique de chevauchement et élaboration des coupes de terrain.
- La sismique: traitement et interprétation des profils sismiques, données des puits pétroliers, cartes sismiques (cartes isochrones, isobathes, isopaques...) et modélisation 2D.
- La restauration de la déformation ainsi que la nature de la tectonique qui a contrôlé géodynamiquement la plateforme de Sahel et le golfe de Hammamet (tectonique des plaques, halocinèse...).

IV. Aperçu sur quelques travaux antérieurs

[Biely et al. \(1973\)](#) ont découvert une couche qui ne dépasse pas 30 cm d'épaisseur, constituée de calcaire sombre glauconieux et phosphaté très riche en faune d'âge aptien: elle correspond à l'Aptien condensé de la région d'Enfidha.

[Jauzein \(1967\)](#) discute des problèmes géodynamiques de la Tunisie centrale. Il note des lacunes d'ampleurs variables de la formation El Haria en Tunisie nord-orientale. Il déduit, à la suite de [Burollet \(1956\)](#), que la formation El Haria n'a pas partout la même valeur chronostratigraphique et ceci contrairement à la base de la formation Mévlaoui et le Tertiaire est marqué par une transgression généralisée, l'Yprésien comme série régressive et le Lutétien comme série transgressive. Il trace une carte paléogéographique en isopaque et en lithofaciès de la formation Mévlaoui qui fait ressortir des bassins et des gouttières allongés NE-SW séparés par des zones hautes de même direction.

[Guirand \(1968\)](#) puis [Coiffait \(1974\)](#) considèrent le Djebel Chérahil comme chevauchant l'ensemble des dépôts de sa retombée orientale (plaine de Nasrallah) et mettent en évidence des mouvements diapiriques à l'Ouest de Kairouan associées à des décollements de la couverture tel que celui de Djebel El Batène.

[Richert \(1971\)](#), en se référant à la géométrie et à la cinématique des structures, a mis en évidence la présence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. Les deux premières sont à l'origine des accidents et des plis de direction subméridienne, alors que les deux dernières provoquent des structures et des fossés d'effondrement.

[Fournié \(1978\)](#) précise la nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur-Tertiaire, il définit pour l'Eocène inférieur (Yprésien) quatre unités lithostratigraphiques nouvelles et précise les conditions de dépôts des calcaires yprésiens d'El Gueria.

[Comte et Lehman \(1974\)](#) analysent 10 coupes de terrain pour l'Yprésien, levées le long de l'axe NS et qui définissent 9 types de microfaciès, ils distinguent des faciès de type marins profonds, marins littoraux et de type plateforme et énoncent que les calcaires à Nummulites se déposent sous forme de platier.

[Khessibi \(1978\)](#) étudie l'extrémité méridionale de l'axe NS, il dégage un contact sédimentaire entre le Trias et la couverture du Crétacé supérieur-Paléogène, montrant ainsi une mise en place du matériel salifère au cours de la sédimentation dans le chaînon de Meknessi-Mezzouna, par contre ce contact est considéré comme tangentiel ([Deltai et al., 1980](#); [Treuillet et al., 1981](#)).

[Letouzey et Trémolières \(1980\)](#) ont constaté la présence de trois phases tectoniques compressives majeures du Crétacé au Quaternaire contrairement à [Richert \(1971\)](#). Ainsi, une phase compressive qui se manifeste du Crétacé à l'Eocène inférieur, à axe de raccourcissement de direction N140-160°. Une deuxième phase compressive, de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur a une contrainte principale de direction N60-70°. Enfin, des mouvements compressifs de direction N120-160° se manifeste au Miocène supérieur. Ces derniers, sont à l'origine de la naissance de la phase atlasique décrites en Tunisie septentrionale par [Rouvier \(1977\)](#), et du Plio-Quaternaire qui se manifeste une phase post-Villafranchienne par [Buroillet et al. \(1978\)](#).

[Smaoui et al. \(1981\)](#) rapportent des indices d'une déformation souple d'âge ante-Coniacien dans l'axe NS.

[Haller \(1983\)](#) a constaté un épaissement de l'Oligocène, dans le Sahel vers l'Ouest et s'amincit vers l'Est suite à des corrélations de forages pétroliers. Du point de vue structural, il met en évidence une période distensive d'âge yprésien et une autre compressive d'âge éocène moyen. Il constate la discordance des horizons sismiques de Souar sur l'Yprésien.

[Ellouze \(1984\)](#) étudie la subsidence de la Tunisie nord-orientale. Elle trace des courbes d'enfouissement qu'elle corrèle avec l'événement tectonique régional cité par ses prédécesseurs. Elle montre que la zone de la mer pélagienne est plus subsidente au cours du Paléogène-Néogène qu'en Tunisie atlasique.

Yaïch (1984) étudie la portion la plus orientale de l'axe NS (Djebel Chérahil) et raccorde ses observations de terrain avec la plaine orientale où il interprète des forages pétroliers et quelques profils sismiques. Il dégage une activité synsédimentaire de certaines failles EW et N140° et il a élaboré des cartes isopaques pour le Crétacé supérieur-Paléogène au niveau du Djebel Chérahil. Il établit des corrélations des séries entre le secteur du Djebel Chérahil et la plaine orientale adjacente. Il met aussi en évidence un contact frontal chevauchant séparant la retombée orientale du Djebel Chérahil de la plaine de Nasrallah. Cependant, les traitements de la sismique, limités à l'époque, lui interdisent d'établir des corrélations claires entre les deux domaines.

Turki (1985) étudie la géodynamique de la dorsale. Il met en évidence une tectonique synsédimentaire au cours du Crétacé supérieur-Paléogène matérialisée par des failles majeures de direction N140° à EW. Il apporte une analyse détaillée de l'accident de Zaghouan et montre qu'il est hérité de l'histoire de l'ouverture téthysienne. Cet accident constitue une limite naturelle entre la chaîne au sens stricte et son bassin d'avant pays orientale.

Touati (1985) étudie les bassins de subsurface de Sidi El Itayem en Tunisie orientale et établit des subdivisions sismo-séquentielles au sein des séries méso-cénozoïques.

Meddeb (1986) a montré que la configuration actuelle de la région d'Enfidha est le résultat d'une tectonique polyphasée depuis le Crétacé jusqu'au Plio-Quaternaire.

Bishop (1988) publie des cartes isopaques et de distribution des faciès de la formation Mévlaoui en Tunisie centrale et orientale. Les deux cartes, isopaques et lithofaciès, montrent une étroite relation entre les accidents majeurs et les aires de sédimentation.

Bédir (1988) a mené une étude sismo-séquentielle et sismotectonique de la marge orientale de la Tunisie ce qui a lui permis de dégager un découpage sismostratigraphique avec des séquences d'ordre 2 et d'ordre 3. Il a montré un découpage des bassins de Sahel en grabens et les manifestations dans la couverture de migrations des blocs structuraux le long des structures en fleur en profondeur correspondantes à des failles décrochantes. Il met en évidence des ascensions diapiriques triasiques et des phénomènes d'argilocinèse miocènes.

Erraoui (1994) étudie les milieux de sédimentation et de la géochimie organique des séries de l'Eocène en Tunisie nord-orientale et précise les cortèges sédimentaires de la plateforme éocène. Ces dépôts sont sous le contrôle des mouvements eustatiques globaux et par la tectonique locale.

[Bédir \(1995\)](#) étudie la marge orientale de la Tunisie et les bassins de l'Atlas central. Il dégage des mouvements halocinétiques au cours du Crétacé supérieur-Paléogène donnant des biseaux et des réductions des séries et le rôle des failles EW et NS dans le compartimentage en blocs de la Tunisie orientale.

[Chihi \(1995\)](#) étudie la genèse des fossés d'effondrement de la Tunisie centrale et nord-orientale et propose un modèle géodynamique qui explique le fonctionnement tectonique des ces fossés en insistant sur le rôle structurale joué par les failles EW dans un contexte général coulissant.

[Saadi \(1997\)](#) a démontré la sédimentation syntectonique au Crétacé inférieur le long d'une zone de décrochement NS, l'existence d'un haut fond depuis l'Aptien dans la région d'Enfidha (Tunisie nord-orientale).

[Rabhi \(1999\)](#) précise la géologie et la stratigraphie avoisinante de l'axe NS. Sur le plan structural, l'auteur a mis en évidence un épisode compressif NW-SE à la fin de Maastrichtien moyen, il note aussi une phase compressive entre le Paléocène et l'Eocène, se traduisant au niveau de l'axe NS par des plis importants et des failles normales dans un contexte transpressif.

[Khomsi et al. \(2006\)](#) a montré que le front de chevauchement de la chaîne atlasique de Tunisie est localisé à une quarantaine de km plus à l'Est que l'accident jusqu'à présent admis comme front de cette chaîne. C'est un accident de direction NNE-SSW à NS allant de Chérichira au Sud jusqu'à Enfidha au Nord parcourant une longueur de plus de 100 km. C'est un trait structural et paléogéographique majeur de la Tunisie prenant naissance à l'aplomb des zones de faiblesse affectant cette partie du pays. Il commencerait à s'ébaucher à l'Eocène supérieur. Le front de chevauchement est aussi matérialisé par un écaillage, des plis-failles, des rétro-chevauchements et un niveau de décollement généralisé sur le Trias salifère.

[Sebeï \(2008\)](#) a montré que la partie ouest du golfe de Hammamet semble revêtir des structures en plis méso-cénozoïques en répercussion d'un amortissement à cet emplacement, en direction de l'Est, des derniers plis de style alpin et atlasique.

Chapitre II:
Evolution tectonique de la
Méditerranée

Chapitre II: Evolution tectonique de la Méditerranée

I. Introduction

La Méditerranée a subi une évolution géodynamique depuis le début du Crétacé supérieur, et s'est amplifiée et généralisée au Crétacé terminal-Eocène. Cette évolution est influencée par la convergence Nord-Sud à NW-SE entre l'Afrique et l'Eurasie, à la suite de l'ouverture de l'Atlantique nord.

I.1. Configuration de la Méditerranée

L'évolution géodynamique de la chaîne atlasique nord africaine a été guidée par une tectonique distensive à la fin du Paléozoïque et pendant le Mésozoïque. Elle est contrôlée par l'ouverture de la Téthys ensuite par la convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne qui a débuté pendant le Crétacé supérieur. Ces mouvements se poursuivent jusqu'au Miocène inférieur où la plaque océanique en subduction s'enfonce complètement dans l'asthénosphère entraînant la collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec la Plaque africaine.

I.1a. Convergence Afrique-Europe

La convergence de la plaque africaine et européenne change de direction et de vitesse d'Ouest en Est. Elle est NW-SE au Maroc et devient purement NS à la longitude du Caire ([Argus et al., 1989](#)). Alors que de l'Ouest vers l'Est, la vitesse de convergence évolue. Elle atteint 4 mm/an dans la partie nord de la marge marocaine, 5 mm/an à la longitude d'Alger, 6 mm/an au niveau de la marge tunisienne et 9 mm/an à la longitude du Caire ([Argus et al., 1989](#)). La variation de la direction et la vitesse est due à la rotation anti-horaire de la plaque africaine suite à la collision avec la plaque européenne ([Gràcia et al., 2003](#)). La mesure de la déformation à travers les structures situées dans la plaque Eurasie, montre une sismicité très importante. Les chaînes alpines (Bétiques, Pyrénées, Alpes, Apennins, Dinarides, chaînes du Maghreb) et les bassins de Méditerranée occidentale (bassin algéro-provençal, mer Ligure et Tyrrhénienne) constituent la zone de frontière de plaque accommodant la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie en Europe. La distribution de la sismicité met en évidence l'existence de zones de déformation entourant des blocs quasi-asismiques, généralement interprétés comme rigides. La cinématique de ces blocs, ainsi que la vitesse de convergence entre les plaques Afrique et Eurasie restent pour une grande part à estimer. La convergence Afrique/Europe est principalement absorbée dans les chaînes du Maghreb à l'Ouest de la Tunisie. Les données géodésiques confirment la rotation anti-horaire du bloc adriatique par

rapport à l'Europe stable autour d'un pôle situé dans la plaine du Pô. Cette rotation implique une extension de 3-5 mm/an dans les Apennins et un raccourcissement de l'ordre de 4 mm/an dans les Dinarides. Les Alpes centrales sont en raccourcissement nord-sud à une vitesse de 2 mm/an. Le bassin pannonien présente un faible niveau de déformation mais les sites les plus méridionaux suggèrent une extension de l'ordre de 1-2 mm/an (Nocquet, 2002).

La convergence totale entre les deux plaques depuis 18 Ma est estimée entre 230 km (Biju-Duval et al., 1977) et 350 km (Dewey et Cefil-engör, 1979). Les chaînes maghrébides et atlasiques ont été mises en place le long de l'Afrique du Nord suite à la convergence. Actuellement, cette convergence se manifeste par un raccourcissement crustal actif de direction NNW-SSE (Anderson et Jackson, 1987; Pondrelli et al., 1995; Rebaï et al., 1992) (Fig.2.1).

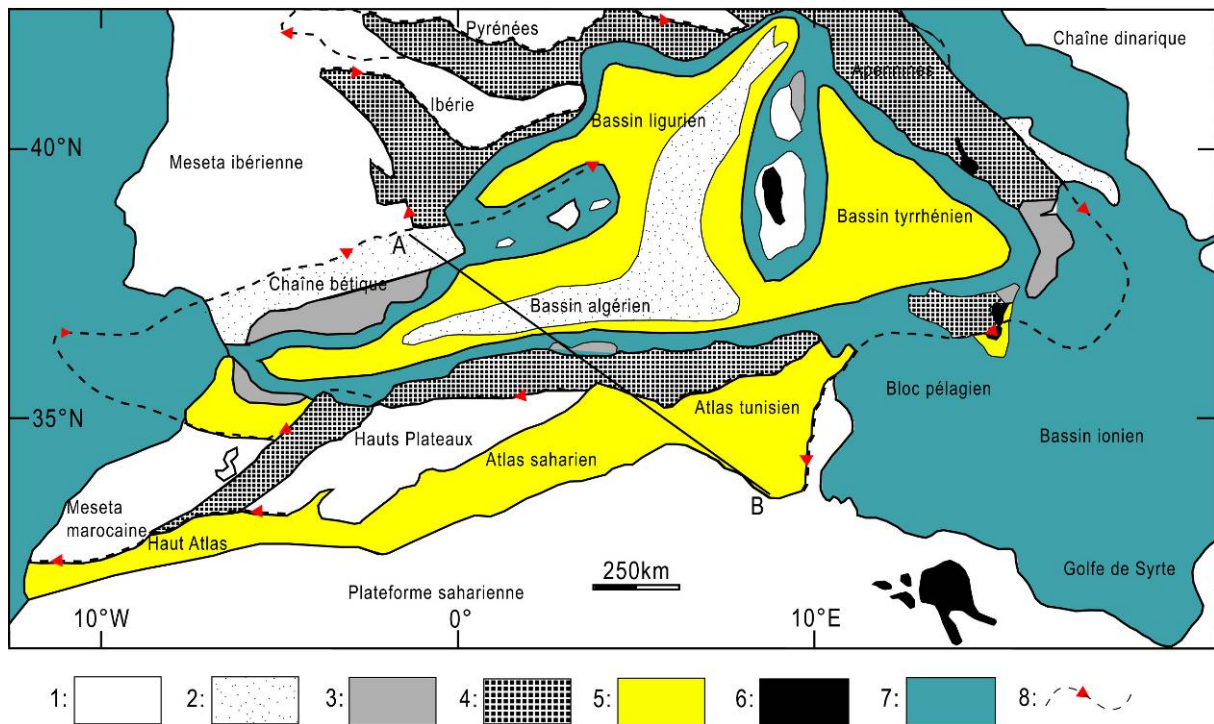


Fig.2.1. Les grandes chaînes orogéniques et les bassins marginaux de la Méditerranée occidentale (Frizon de Lamotte et al., 2000; in Doglioni et al., 1997, modifiée). La coupe AB est présentée dans la (Fig.2.2). 1:Plateforme continentale, 2:Blocs intracontinentales, 3:Massifs cristallins, 4:Chaîne alpine, 5:Dépôts néogènes, 6:Volcanisme cénozoïque, 7:Mer, 8:Failles.

Dans le Haut-Atlas marocain, le début de la convergence Afrique-Eurasie a été daté au Crétacé inférieur (Mattauer et al., 1977) voir au Lias supérieur (Fraissinet, 1989; Laville, 1985). Ce raccourcissement s'accroît vers le Crétacé terminal (Fraissinet, 1989) pour former une chaîne plissée (Mattauer et al., 1977). Ces datations montrent une évolution unique constituée de deux événements compressifs majeurs post-Lutétien et Villafranchien appelés la

«phase atlasique» et la «phase alpine» et un événement de faible importance d'âge pliocène qui s'intercale entre les deux (Fig.2.1).

En Tunisie, les travaux de [Delteil \(1982\)](#), [Aissaoui \(1984\)](#), [Ouali \(1984\)](#), [Yaïch \(1984\)](#) et [Zouari \(1995\)](#) ont montré l'existence de deux périodes majeures de plissement: la première d'âge serravalien-tortonien et la deuxième d'âge villafranchien. Les directions de raccourcissement sont globalement de NW-SE à NS qui correspondent bien à la direction de la collision des plaques africaine et eurasiatique. Plusieurs âges ont été attribués aux événements de compression majeure en Afrique du Nord. Ces âges ont toujours été sujet de discussion et restent incohérent d'une région à l'autre de la chaîne atlasique. Cette discordance est due à la difficulté de datation des séries néogènes à faciès continental et l'absence complète de couverture tertiaire au niveau de la plus grande partie de l'Atlas saharien algérien.

I.1b. Structures lithosphériques en Méditerranée occidentale

La lithosphère et la croûte de la Méditerranée occidentale, se caractérisent par une grande variation d'épaisseur. La lithosphère est amincie à moins de 60 km au niveau des bassins (50-60 km au niveau de la fosse de Valence, 40 km à l'Est de la mer d'Alboran et 20 à 25 km au niveau de la mer Tyrrhénienne), alors qu'elle est épaisse de 65 à 80 km en-dessous du bloc Corso-Sarde et du promontoire Baléarique. Des études sismiques et gravimétriques montrent qu'elle est épaisse de 4,5 à 15 km dans les bassins (fosse de Valence, mer d'Alboran, mer Ligure). Dans la partie est du bassin nord algérien, au Sud de la Sardaigne une croûte de 5,8 km d'épaisseur qui s'amincit vers l'Est a été mise en évidence ([Catalano et al., 2000](#)). Cependant, l'épaisseur de la croûte est de 20 à 30 km au niveau du bloc Corso-Sarde et du promontoire Baléarique. En se basant sur la sismique réfraction du bassin tyrrhénien central, [Recq et al. \(1984\)](#) montrent que le Moho passe rapidement de 27 km à 11 km de profondeur contestées par plusieurs auteurs ([Piqué et al., 2002](#)) qui se rejoignent pour considérer que les périodes de déformation majeures sont d'âge Miocène et Quaternaire. En Algérie, les travaux de [Aissaoui \(1984\)](#) et [Addoum \(1995\)](#) sur l'Atlas saharien, confirmant les travaux de [Wildi \(1983\)](#) dans le domaine tellien, plaident en faveur d'une variation latérale d'épaisseur et de composition liées au phénomène d'extension (rifting puis éventuellement océanisation). Cette extension affecte la Méditerranée occidentale et commence vers la fin de l'Oligocène-début du Miocène dans les parties les plus occidentales (Alboran, Valence, Bassin provençal). En allant vers l'Est, on rencontre des rifts plus jeunes (Est des bassins provençal et algérien). Actuellement, l'extension est-ouest est active au niveau de la mer Tyrrhénienne ([Fig.2.2](#)).

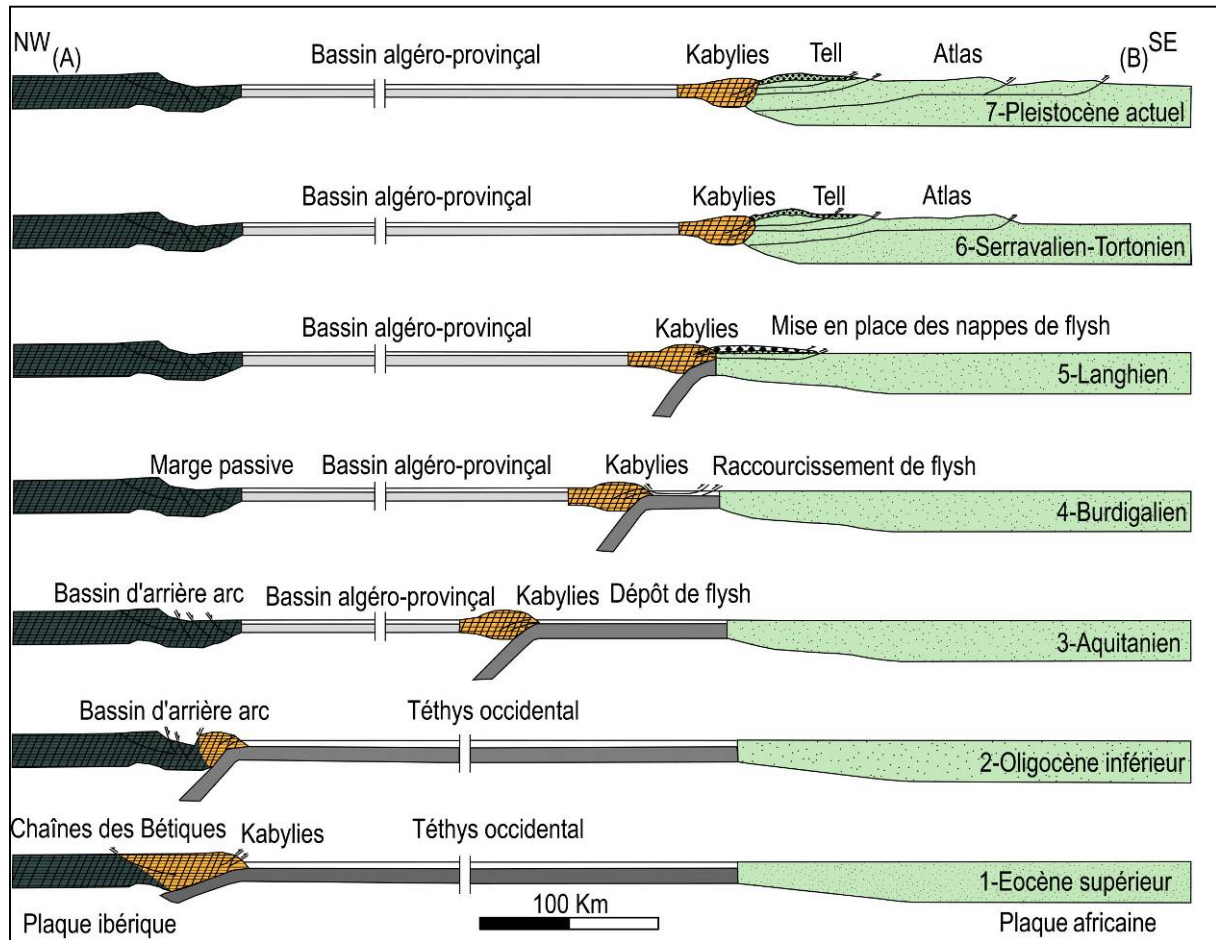


Fig.2.2. Coupe AB de l'évolution géodynamiques des marges ibérique et nord africaine depuis l'Eocène à l'Actuel (cf localisation de la coupe AB en Fig.1). Ces coupes montrent le détachement d'un bloc « Kabylies », sa dérive vers le SE, puis sa collision avec l'Afrique du Nord entraînant la mise en place des chaînes maghrébides et atlasiques (Frizon de Lamotte, 2000).

I.1c. Subduction active au niveau des Apennins et de l'arc de la Calabre

L'Italie, bordée au Nord par les Alpes est située au cœur de la zone de collision actuelle entre l'Afrique et l'Europe. Jusqu'à présent, aucun modèle satisfaisant ne permet d'intégrer les déformations qui affectent actuellement l'Italie dans le cadre de la tectonique des plaques. Une partie du problème vient de la complexité de la déformation et de la sismicité qui inclut des failles inverses mal connues et des failles normales méridiennes. Ce qui suggère de forts gradients de déformations et des rotations. Plusieurs auteurs considèrent le domaine Adriatique comme une microplaque indépendante (Morelli, 1984; Dercourt et al., 1986; Lowrie, 1986; Anderson et Jackson, 1987; Cello, 1987; Westaway, 1990) et la lithosphère océanique ionienne qui la sépare de la plaque africaine (Finetti, 1982). Cette microplaque est en mouvement de rotation antihoraire autour d'un pôle situé au Nord des Apennins (Fig.2.1). Cette rotation entraîne une extension de direction moyenne N45°E en Apennin central et sud

et un raccourcissement dans les Dinarides. Elle implique également une diminution de l'extension vers le Nord. Cette rotation entraîne du décrochement presque pur dans les Alpes et au front des Apennins, en désaccord avec les observations sismologiques et tectoniques. Des modèles déduits de l'extrapolation actuelle de reconstitutions géodynamiques néogènes, suggèrent que le processus d'ouverture de la mer Tyrrhénienne qui a entraîné la formation de la chaîne des Apennins est encore actif. Des modélisations analogiques (Fig.2.3) ont permis de reproduire au laboratoire l'évolution géométrique d'une telle cinématique (Faccenna et al., 2001; Martinod et al., 2005; Mattoussi et al., 2009). Elles montrent en particulier que l'augmentation de la vitesse de retrait de la zone de subduction (jusqu'à 6 mm/an en mer Tyrrhénienne) pourrait être liée à deux principaux facteurs: (1) la diminution de la vitesse de convergence absolue et (2) le blocage du bout du Slab au niveau de la discontinuité des 670 km du manteau. Ces deux facteurs semblent avoir contrôlé majoritairement le changement de régime en Méditerranée occidentale autour de 30 Ma. Le style de subduction varie entre les Apennins centraux et nord et l'arc Calabro-Péloritain.

La chaîne des Apennins serait encore aujourd'hui soumise à un raccourcissement actif sur la façade adriatique, avec la formation de failles normales sur son flanc tyrrhénien résultant d'un processus d'extension d'arrière-arc. Dans cette hypothèse, les failles normales qui affectent la chaîne des Apennins et qui produisent l'ensemble des séismes qui affectent les parties centrale et sud de cette chaîne, résulteraient d'un processus d'extension local lié surtout à la présence du panneau de lithosphère subducté sous les Apennins. L'absence de séismes en failles inverses en Apennin central et sud, la prédominance des failles normales actives sur le terrain et les mécanismes au foyer en extension des séismes qui se localisent le long de la partie axiale de cette chaîne, suggèrent que l'extension est le phénomène principal depuis au moins 500 000 ans. Dans la mer pélagienne, l'extension est connue également par l'ouverture de grabens NW-SE depuis le Miocène entre la Tunisie et la Sicile et au Nord du golfe de Syrte. Cette extension est synchrone de la compression qui a marqué l'Atlas tunisien pendant le Miocène et qui continue à s'y exercer.

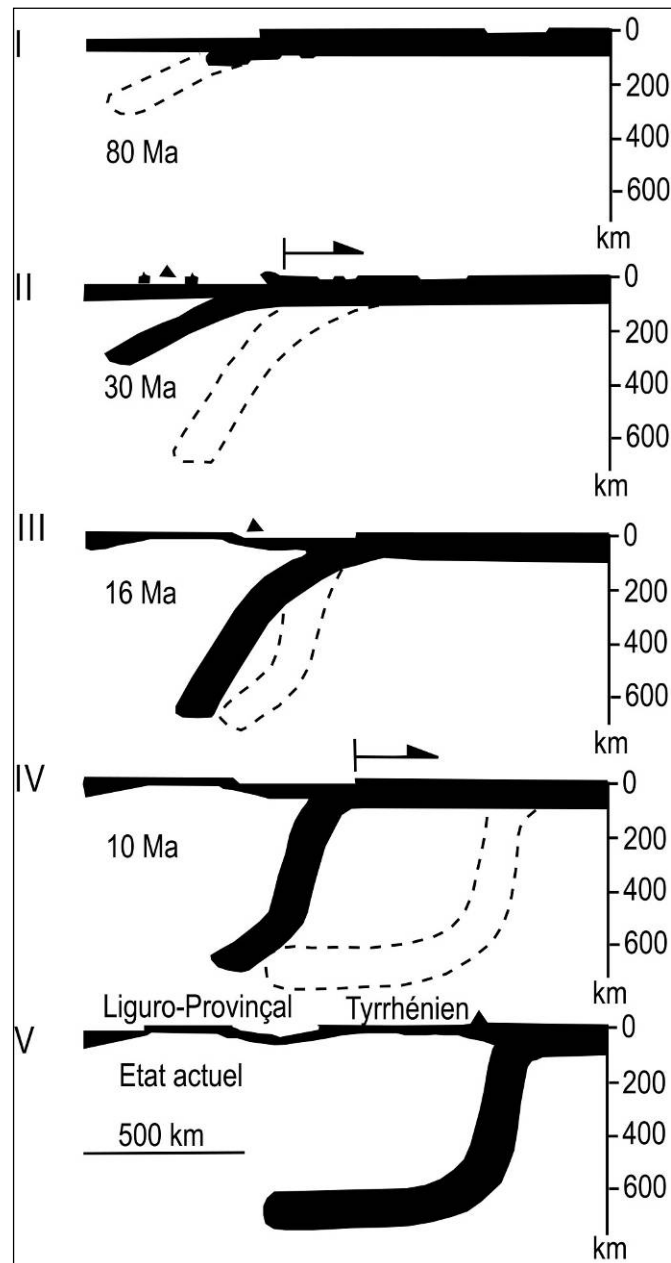


Fig.2.3. Modélisation analogique du retrait de la zone de subduction ("Roll-back") confrontée aux reconstitutions de 5 étapes de l'évolution de la subduction et de l'extension arrière-arc en Méditerranée occidentale (Faccenna et al., 2001).

II. Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours du Cénozoïque

Les différents éléments structuraux de la chaîne atlasique nord africaine résultent d'une évolution géodynamique qui a commencé par une tectonique distensive, à la fin du Paléozoïque et pendant le Mésozoïque par l'ouverture de la Téthys. Cette ouverture se fait selon un régime tectonique transtensif sénestre (Dercourt et al., 1986; Soyer et Tricart, 1987; Piqué et al., 1998; Laville et al., 2004). Elle se manifeste par une inversion tectonique des chevauchements hercyniens. L'évolution géodynamique est ensuite contrôlée par la

convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne qui a débuté pendant le Crétacé supérieur (Le Pichon et al., 1988; Dewey et al., 1989; Roest et Srivastava, 1991; Stampfli et al., 1991; Olivet, 1996; Mauffret et al., 2004). Le système a évolué ensuite avec le chevauchement de la plaque Eurasie sur la plaque Ibérie responsable de la formation des Pyrénées (Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990; Roest et Srivastava, 1991) et avec le chevauchement de l'Apulie sur la plaque Eurasie responsable de la formation des Alpes (Nicolas et al., 1990). D'après Vergés et al. (1995) et Meigs et al. (1996), la phase principale de l'orogénèse pyrénéenne a eu lieu entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène supérieur (entre 55 et 25 Ma).

Dans les Alpes, l'orogénèse se développe du Crétacé jusqu'au Miocène. Cependant la Téthys Ligure est déjà fermée au début de l'Eocène (Nicolas et al., 1990). La déformation des zones internes de la chaîne atlasique semble débiter à l'Eocène supérieur et se développer au cours de l'Oligocène (Fig.2.3). En effet, vers la fin de l'Eocène, un plan de subduction incliné vers le WNW s'est probablement mis en place sur la marge sud européenne (Frizon de Lamotte et al., 2000; Meulenkamp et Sissingh, 2003). A la fin de l'Oligocène, un nouveau bassin d'arrière arc orienté NNE-SSW commence à s'ouvrir en entraînant avec lui des îlots détachés de la Plaque européenne (Fig.2.4) (Cherchi et Montadert, 1982; Burrus, 1984; Casula et al., 2001) connus sous le nom de bloc AlKaPeCa (Alboran-Kabylie-Peloritan-Calabre; Bouillin et al., 1986). Différents arguments, dont l'étude du socle submergé dans le canal de Sardaigne entre la Sardaigne et la Tunisie (Mascle et Tricart, 2001; Mascle et al., 2001) renforcent l'idée que l'AlKaPeCa était attaché avec la Sardaigne à la marge européenne de la Téthys. Le bassin néoformé constitue le bassin Algéro-Provençal. Il continue son ouverture par dérive du bloc corso-sarde vers l'Est et des Kabylies vers le Sud-Est. Des flyschs se sont déposés au-dessus des séquences sédimentaires recouvrant la croûte océanique téthysienne (Fig.2.2) ce qui a probablement formé des prismes d'accrétion le long de la bordure sud de la plaque européenne (Johansson et al., 1998; Stromberg et Bluck, 1998) pendant l'Oligocène-Miocène inférieur (Aquitaniens–Burdigaliens). Au Langhien (Miocène inférieur), la plaque océanique en subduction s'enfonce complètement dans l'asthénosphère entraînant la collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec la Plaque Africaine (Carminati et al., 1998; Devoti et al., 2001; Mascle et al., 2001; Tricart et al., 1994). Au Nord de la marge tunisienne, la collision a eu lieu entre le bloc de la Sardaigne et le bloc de la Galite (Tricart et al., 1994; Catalano et al., 2000). Tout au long de la côte nord africaine, des phénomènes magmatiques calco-alcalins ont été enregistrés. Ils sont particulièrement développés en Petite Kabylie où des massifs de

granitoïdes se sont mis en place à partir de 16 Ma, mais aussi au niveau de la Grande Kabylie par la mise en place de basaltes et de granodiorites (Aïte et Gélard, 1997). Ce magmatisme calco-alkalin ne peut pas être mis en relation d'une façon simple avec une subduction active et il est envisagé qu'il résulte plutôt d'un phénomène de détachement de Slab (Maury et al., 2000). Différents auteurs envisagent alors un retrait de la subduction vers l'Est (Doglioni et al., 1997), accompagné de la formation de l'arc calabro-péloritain et de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, ou un retrait à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, pour rendre compte des déplacements vers l'Ouest observés dans l'arc de Gibraltar (Frizon de Lamotte et al., 2000). Des études tomographiques confirment cette dernière hypothèse en montrant l'absence de Slab au Nord de l'Algérie et sa présence probable de part et d'autre (Fig.2.2), ce qui suggère que la plaque plongeante s'est détachée et que le plan de subduction s'est découpé en deux parties: l'une s'est retirée vers l'Est entraînant l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et l'autre a migré vers l'Ouest provoquant l'ouverture de la mer d'Alboran. Des chevauchements se poursuivent cependant dans la partie sud des zones externes de l'orogène au Serravallien et au Tortonien (Vila, 1980; Thomas, 1985) et atteignent alors le domaine des chaînes atlasiques, ce qui implique une poursuite de la convergence entre le bloc interne et la marge africaine. Les zones internes de l'orogène restent en régime compressif, marqué par des plis à grand rayon de courbure (Aïte et Gélard, 1997). Le Pliocène paraît avoir enregistré une compression NS dans le bassin du Chélif au Nord algérien (Meghraoui et al., 1986). Au Quaternaire inférieur, la poursuite de la convergence entre l'Europe et l'Afrique se localise principalement dans l'Atlas tellien (Meghraoui et al., 1986). La sismicité actuelle se concentre le long d'une bande EW traversant la mer d'Alboran et l'avant-pays des Maghrébides. Des chevauchements et des plis en rampes quaternaires se localisent le long de cette bande (Meghraoui et al., 1986; Meghraoui et Doumaz, 1996; Boudiaf et al., 1999).

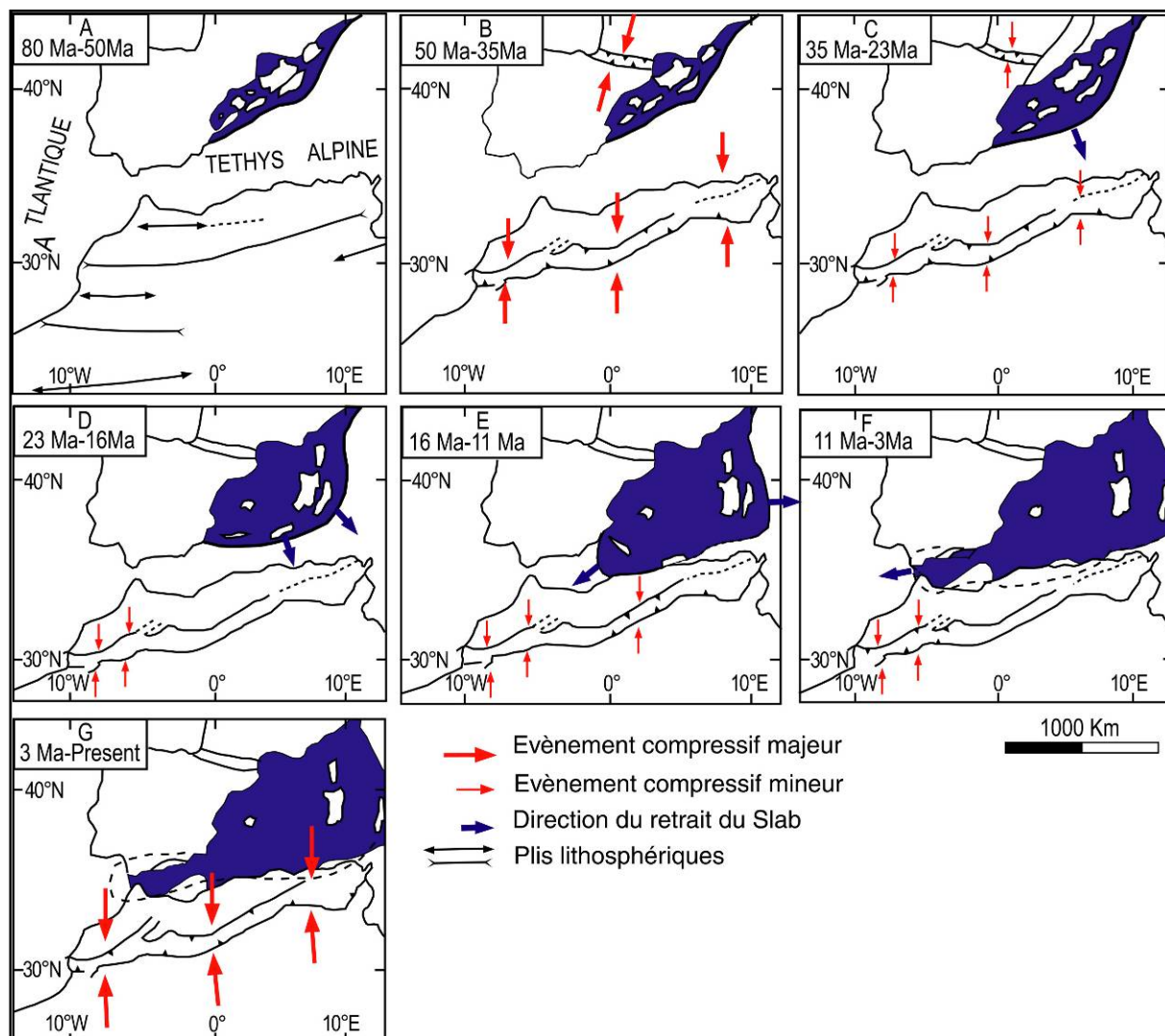


Fig.2. 4. Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours des derniers 80 Ma (Frizon de Lamotte et al., 2000).

II. Tectonique récente de la Méditerranée

Dans les régions Maghrébides, les déformations récentes et les zones tectoniques, sont irrégulièrement distribuées. Elles sont concentrées essentiellement sur les chaînes orogéniques Maghrébides (Atlas et Tell). L'intensité de cette déformation récente décroît considérablement en direction de l'Est. Cette déformation récente ne suit pas toujours le style structural du socle (Skobelev et al., 1988; Trifonov, 2004). La déformation récente se caractérise par plusieurs types de structures dans les régions maghrébides. Ainsi des failles anciennes réactivées au Quaternaire présentent le plus souvent cette déformation récente. Ces failles sont inverses suivies par des plissements de la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Elles plongent vers le Nord ou le NW et se développent le long des flancs de

jeunes anticlinaux au Pléistocène supérieur-Holocène. L'aspect structural des failles actives et des jeunes anticlinaux indique une compression subhorizontale de direction NW-SE. Le taux de soulèvement de ces jeunes anticlinaux dépasse la vitesse de déplacement des failles associées qui varie entre 0,2 et 0,9 mm/an (Domzig et al., 2006).

II.1. Cinématique de la Méditerranée

Les conditions cinématiques de l'Afrique du Nord sont déterminés, à partir de la convergence de la plaque Africaine vers la plaque Eurasie et la collision des fragments de l'Eurasie. Le champ de déformation régional montre une direction de compression horizontale maximale NS à NW-SE (Torelli et al., 1995 ; Nocquet et Calais, 2003, 2004; D'Agostino et al., 2008). Plusieurs travaux ont étudié les mouvements relatifs aux limites des plaques Afrique et Eurasie. Ils se sont focalisés sur les quantifications géodésiques des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Eurasie (en choisissant l'Eurasie comme repère). Hollenstein et al. (2003) et Nocquet et Calais (2003, 2004) ont étudié par GPS le mouvement des plaques entre la Tunisie et l'Italie par rapport à l'Europe fixe (Fig.2.5).

La majorité des stations indique des déplacements vers le Nord et vers l'Est. Les stations proches de la Tunisie et qui l'encadrent au Nord et à l'Est livrent des résultats qui sont présentés dans le Tableau2.1:

Localité	Longitude (°E)	Latitude (°N)	VN (mm/an)	VE (mm/an)
LAMP	12.606	35.500	2.5 ± 0.8	-3.5 ± 0.8
TRAP	12.582	38.004	3.5 ± 0.5	-3.5 ± 0.6
CAGL	8.973	39.136	-0.1 ± 0.1	-0.9 ± 0.1
PANT	11.945	36.832	2.4 ± 0.5	-2.0 ± 0.5

Tableau2.1. Vitesses de déplacement mesurées par GPS dans quatre localités de la Méditerranée (Nocquet et Calais, 2003). VN : vitesse vers le Nord, VE : vitesse vers l'Est.

L'étude et l'analyse des mesures (Tableau2.1) associées à d'autres travaux ont permis de déterminer la vitesse de déplacement des localités mesurées par rapport à l'Europe fixe (Hollenstein et al., 2003; Nocquet et Calais, 2003). La station installée sur l'île de Lampedusa, à ~125 km de la côte orientale tunisienne, montre que cette localité se déplace vers le NW (~305°N) avec une vitesse de ~4,3 mm/an. La localité de Trapani (NW de la Sicile) qui se trouve à 160 km au NE de la Tunisie se déplace vers le NW (~315°N) avec une vitesse de ~4,95 mm/an. Une station GPS installé à Cagliari au Sud de la Sardaigne, à 200 km au Nord de la Tunisie indique que l'île de Sardaigne se déplace avec une vitesse de ~0,9 mm/an vers le

WSW ($\sim 264^\circ$ N). Au niveau de l'île de Pantelleria qui se trouve à 70 km au NE de la Tunisie le GPS continu montre que cette île se déplace vers le NW ($\sim 320^\circ$) avec une vitesse de $\sim 3,12$ mm/an. D'autres études récentes ont été réalisées au niveau de la Méditerranée occidentale et centrale en utilisant le GPS continu pour estimer les mouvements relatifs des plaques (Hollenstein et al., 2003). Ces résultats indiquent une convergence de direction $N45^\circ \pm 20^\circ$ à la longitude de la Sicile, qui s'approche progressivement vers une convergence EW au niveau du Déroit du Gibraltar (Fig.2.5). Les évaluations du taux de convergence sont entre 3 à 7 mm/an à la longitude de la Sicile. Vers l'Ouest à la longitude du Déroit de Gibraltar le taux de convergence décroît et est estimé de 2 à 5 mm/an.

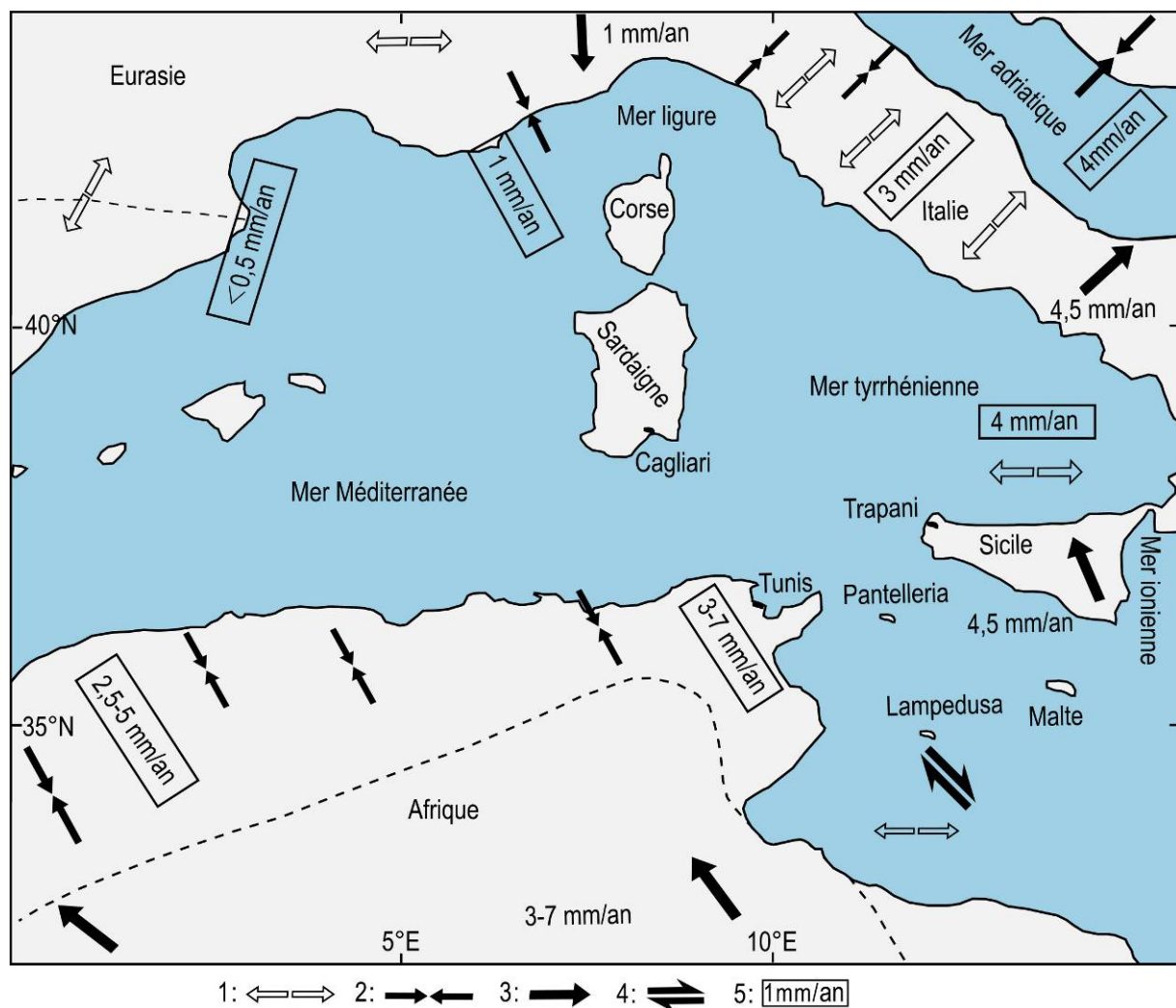


Fig.2.5. Carte de la cinématique des plaques Afrique et Eurasie (Nocquet et Calais, 2004). 1: Extension, 2: compression, 3: 1 mm/an, vitesse géodétique, 4: coulissement, 5: vitesse de déformation des structures.

III. Conclusion

La Méditerranée occidentale est caractérisée par une grande variation d'épaisseur de la lithosphère et de la croûte. Ces variations latérales d'épaisseur et de composition sont liées au phénomène d'extension (rifting puis éventuellement océanisation) qui affecte la Méditerranée occidentale et qui commence vers la fin de l'Oligocène-début du Miocène dans les parties les plus occidentales (Alboran, Valence, Bassin provençal). En allant vers l'Est, on rencontre des rifts plus jeunes (Est des bassins provençal et algérien). Actuellement, l'extension EW est active au niveau de la mer Tyrrhénienne. De la croûte océanique a été générée dans les bassins suivants : provençal (20-15 Ma), algérien (17-10 Ma), Vavilov et Marsili (7-0 Ma).

Chapitre III:
Principaux épisodes
tectoniques en Tunisie

Chapitre III: Principaux épisodes tectoniques en Tunisie

I. Introduction

La Tunisie était le siège des déformations anciennes et récentes. Ces déformations sont contrôlées par le mouvement de convergence de l'Eurasie et l'Afrique. Les déformations anciennes ont commencé au Trias et se poursuivent pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque (Ben Ayed et al., 1978; Zargouni et Ruhland, 1981; Chihi, 1984). Les déformations récentes d'âge quaternaire ont été signalées par de nombreux auteurs (Vaufrey, 1932; Laftine et Dupont, 1948; Castany, 1951). Ils ont mentionné l'importance de la tectonique compressive quaternaire qu'ils considéraient comme responsable d'une orogénèse d'âge post-villafranchien. Les travaux ultérieurs confirment l'existence de déformations dans le Quaternaire ancien et récent (Kamoun, 1981; Chihi, 1984; Dlala, 1984; Ben Ayed, 1986; Philip et al., 1986).

I.1. Tectonique des périodes ante-Tertiaires

I.1a. Tectonique ante-triasique

On ne peut parler de la tectonique du Précambrien et du Paléozoïque à l'échelle de la Tunisie. Le seul affleurement des séries correspondantes se localise dans le Sud tunisien (le Permien du Djebel Tebbaga à Mednine). Celui-ci est traversé aussi par les forages pétroliers en subsurface.

I.1b. Tectonique distensive du Trias

Une tectonique a été mise en évidence par plusieurs auteurs dans le Sud tunisien (Ben Ayed et Khessibi, 1983). En effet, les calcaires dolomitiques du Permien sont redressés à la verticale et affectés par de nombreuses failles normales de direction N120-145° qui montrent des jeux en décrochements sénestres (Ben Ayed, 1986). Au cours de cette période distensive sub-méridienne des manifestations tectoniques ont engendré des demi-grabens de direction NW-SE. Ainsi, le même régime tectonique est envisagé en Tunisie nord-orientale (Laridhi Ouazza, 1994).

I.1c. Tectonique du Jurassique

Les affleurements Jurassiques en Tunisie sont connus dans la dorsale (région de Zaghouan), l'axe NS et dans le Sud tunisien. Dans le reste de la Tunisie, le Jurassique n'est connu localement que dans les forages pétroliers. Des émissions volcaniques ont été signalées dans les séries jurassiques en Tunisie nord-orientale. Elles sont

caractérisées par une tectonique distensive NS (Ellouze, 1984; Ben Ayed, 1986; Laridhi Ouazaa, 1994; Chihi, 1995; Zouari, 1995).

I.1d. Tectonique du Crétacé

Le régime tectonique qui règne en Tunisie au Crétacé supérieur est extensif de direction NW-SE. Des failles synsédimentaires de direction NW-SE, au sein des séries du Crétacé supérieur se développent. Cette tectonique extensive est accompagnée par des émissions évaporitiques et volcaniques du même âge qui se manifeste par l'emplacement des grabens (Ellouze, 1984). Cette distension est prouvée par plusieurs auteurs (Castany, 1947, 1948, 1949, 1951; Abdeljaouad, 1983; Zouari, 1984, 1995; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986, Chihi, 1995). Au Crétacé inférieur, des phases distensives de direction moyenne NE-SW ont eu lieu. La Tunisie a été envahie par des dépôts deltaïques (M'Rabet, 1981). Il s'agit d'une période de stabilité au Néocomien. L'époque albo-aptienne est caractérisée par le développement d'une aire de sédimentation faible où s'individualisent des hauts-fonds et des paléoreliefs en Tunisie centrale. Des bassins d'effondrements de direction proche d'EW se développent (Ben Ayed, 1986). Dans le domaine du Sillon tunisien et les zones de diapirs, des diapirs percent des séries d'âge albien et aptien (Rouvier, 1977; Ghanmi, 1980; Laatar, 1980). Dans la région de Sahel des alignements de haut-fonds orientés EW sont affectés par des failles normales contemporaines de la sédimentation des dépôts aptiens (Touati, 1985). Des failles de direction N140-160° délimitent des grabens et des demi-grabens. Les émissions volcaniques sont réparties dans la plateforme carbonatée du Sahel selon une direction préférentielle NW-SE. Des failles inverses de direction NE-SW contemporaines de la sédimentation ont été mises en évidence dans le golfe de Gabès. Les déformations distensives du Barrémien et de l'Aptien inférieur ont donné naissance à des horsts et des grabens de direction NW-SE (Ben Ayed, 1975). Pendant l'Aptien moyen-supérieur la sédimentation n'est pas associée à une distension, mais à une compression qui a engendré des plissements synsédimentaires (Ouali, 1984). Un régime compressif de direction NW-SE se développe orthogonalement au régime distensif du Crétacé inférieur (Castany, 1951; M'Rabet, 1981; Ben Ayed, 1986).

II. Tectonique Tertiaire

Au cours du Tertiaire, des mouvements tectoniques compressifs et distensifs ont contrôlé la Tunisie (Hadj Sassi, 2002). La direction moyenne des phases compressives est NW-SE à subméridienne, alors que les phases distensives sont orientées NE-SW.

II.1. Tectonique du Paléocène-Eocène inférieur

Pendant cette période, s'effectue le dépôt des formations El Haria (Paléocène-Eocène inférieur (Yprésien)) et Souar (Lutétien inférieur). Cette époque est marquée par un régime compressif de direction NW-SE (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995) qui se traduit par des plis et des failles inverses. Il est responsable de l'ébauche et la formation de nombreux paléo-anticlinaux et paléo-synclinaux de direction NE-SW à NNE-SSW (Ben Ayed, 1986). L'émersion de certains reliefs a permis le développement des séries continentales éocènes comme Djebel Kebar, Chemsî et Chaambi en Tunisie centrale. Il semble avoir guidé la sédimentation au cours de cet intervalle. Cette phase a causé une discordance intra-El Haria et continue à jouer jusqu'à l'Eocène inférieur. Au centre du golfe de Hammamet des faciès nummulitiques sont bien développés, ce qui suggère une zone relativement haute et probablement contrôlée par la tectonique.

II.2. Tectonique de l'Oligocène

En Tunisie nord-orientale, des failles normales synsédimentaires permettent d'édifier des structures en horsts et grabens de direction moyenne NE-SW à ENE-WSW (Ben Ayed, 1986). Cette extension est responsable des soubassements des grabens syn-oligocène. Pendant cette période un régime tectonique distensif a eu lieu avec un axe d'allongement proche de N30° (Zouari, 1995). Deux phases tectoniques majeures se sont développées, elles ont généré deux discordances régionales provoquant l'érosion complète ou partielle des séries paléogènes et crétacées tout le long du golfe de Hammamet et au niveau du paléo-haut NE-SW à NS.

II.3. Tectonique du Miocène

II.3a. Tectonique du Langhien-Serravalien

Cet intervalle de temps est considéré comme un épisode tectonique distensif (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995). Dans les formations Béglia et Saouaf d'âge serravalien-tortonien se manifeste une tectonique distensive corroborée par des failles normales synsédimentaires (Fig.3.1).

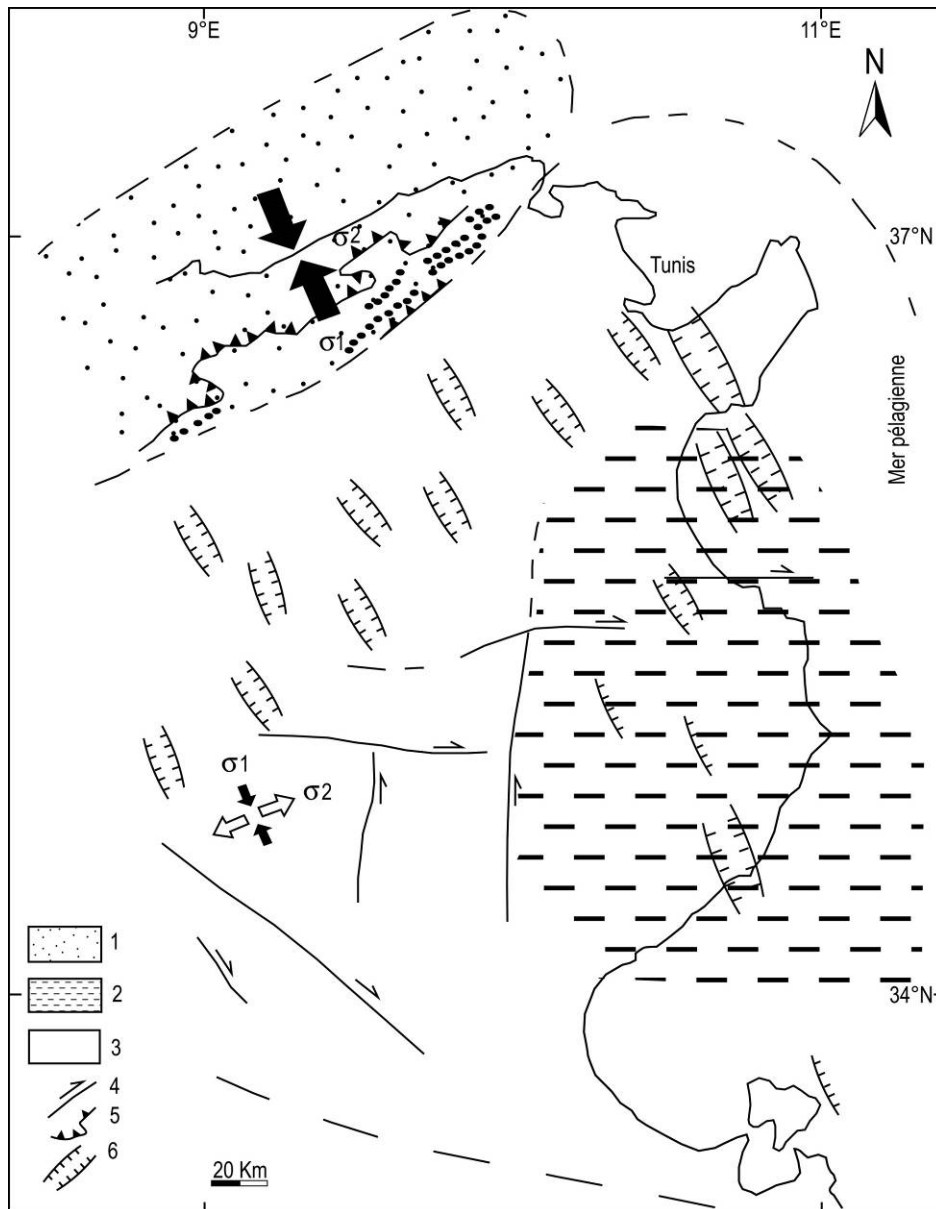


Fig.3.1. Zonation tectonique du Langhien-Serravalien (Ben Ayed, 1986). 1: zone de déformation compressive, 2: zone de subsidence, 3: zone de déformation décrochante distensive, 4: décrochement dextre, 5: front de nappe de charriage, 6: graben.

II.3b. Tectonique compressive du Tortonien

Au Tortonien, la Tunisie est soumise à une phase compressive dont la direction de raccourcissement est NW-SE (Burrolet, 1956; Richert, 1971; Zargouni et al., 1979; Yaïch, 1984; Laridhi Ouazaa, 1994; Zouari, 1995). Les indices d'instabilités liés à cette phase ont été signalés dans plusieurs régions de la Tunisie. Au niveau de l'axe NS cet indice est dû à la discordance des séries conglomératiques et continentales de la formation Ségui (Messinien-Pliocène) sur les dépôts plissés des séries d'âge mésozoïque et cénozoïque. Au Miocène supérieur, trois compressions dont l'axe de raccourcissement est orienté N20-30°, N170° et NS, ont été distinguées en Tunisie (Chih, 1995; Bouaziz al., 2002) et

dans le NE de l'Algérie (Aris et al., 1998). Les deux premiers régimes sont liés à la mise en place des flyschs Numidiens d'après ces auteurs. Alors que la troisième compression qui vient après, ayant un axe de raccourcissement NS, affecte les structures effondrées ainsi que leurs substratums.

La formation de la chaîne atlasique s'est développée durant cette période tectonique (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995). Ces auteurs qualifient cette phase par la manifestation des plissements majeurs et des déformations plicatives tortoniennes en Tunisie nord-orientale. Cette phase compressive de direction NW-SE affecte la Tunisie en créant des failles inverses, des chevauchements et des anticlinaux d'axe NE-SW hérités des structurations précoces. Au cours du Tortonien supérieur une phase de distension a contrôlé l'extrême nord et le Nord-Est de la Tunisie qui a donné des structures en horsts, grabens et des blocs affaissés. Les structures sont limitées par des failles NW-SE et contrôlées par des décrochements distensifs.

II.3c. Tectonique du Messinien

Au cours du Messinien l'extrême nord a été soumis à une compression de direction NW-SE qui a donné des plis d'axes NE-SW (Rouvier, 1977). A cette époque, les structures plissées de la zone des nappes se sont superposées pour former des monoclinaux chevauchants et des écailles. Des fossés de direction NW-SE ont eu lieu pendant cette période en Tunisie nord-orientale (Fig.3.2).

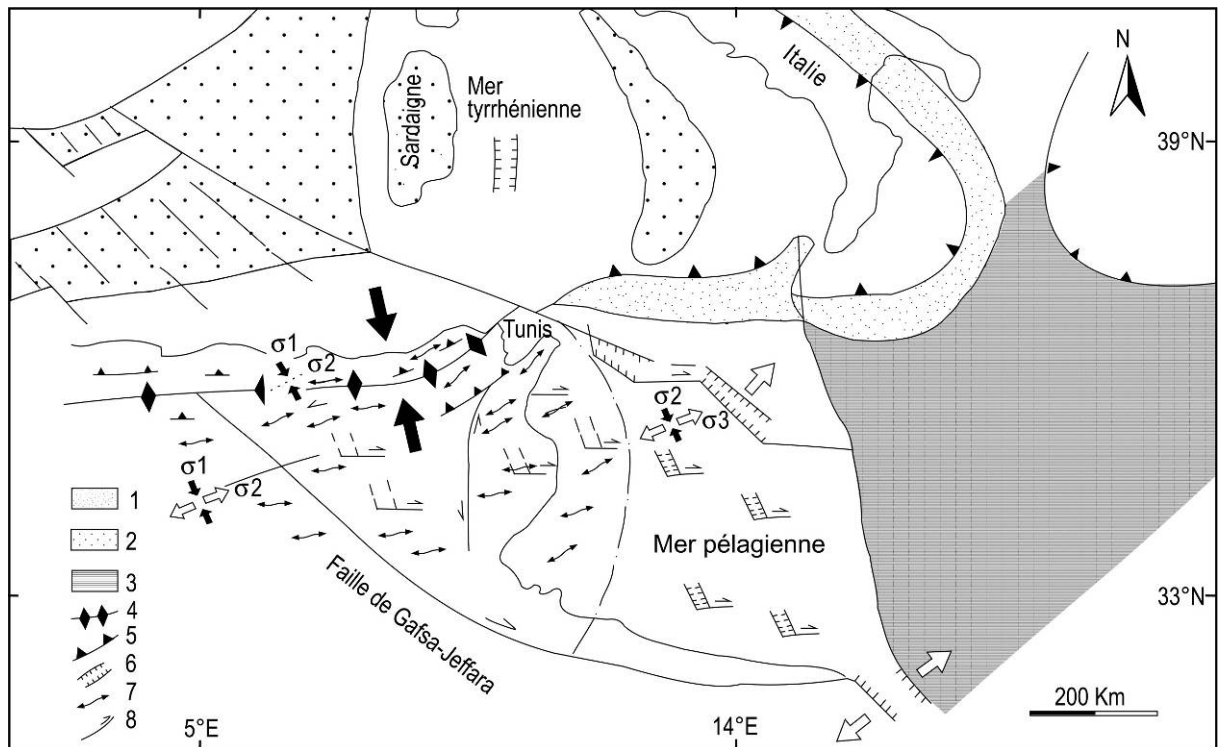


Fig.3.2. Synchronisme entre le blocage de la subduction au Nord de la Tunisie et la subduction continentale en Sicile au Miocène supérieur. Répartition des différents types de déformations (Chihî, 1995). 1: prisme d'accrétion, 2: bassin marginale, 3: croûte océanique ou continentale amincie d'âge mésozoïque, 4: blocage de subduction, 5: subduction, 6: grabens, 7: axe de plis, 8 : décrochement.

II.4. Tectonique du Pliocène

Un régime tectonique distensif synsédimentaire réactive des failles héritées en failles normales. Les dépôts d'âge pliocène inférieur sont absents et seules les séries calcaires du Pliocène supérieur affleurent et témoignent d'une transgression générale. Celle-ci couvre uniformément l'espace disponible, déjà créé par l'activité tectonique finimessinienne accompagnée par l'érosion différentielle (Frigui, 2003). L'intervalle Miocène terminal et Pliocène montre une divergence dans les régimes tectoniques prédominants dans le Sahel. Ainsi, certains auteurs considèrent la succession d'alternance des phases compressives et distensives (Ben Ayed et Viguier, 1981) alors que d'autres ne considèrent qu'une seule phase compressive qui évolue dans certaines localités en un régime décrochant compressif, tout en expliquant l'existence de certaines structures distensives par le phénomène de perturbation ou permutation du champ de contrainte (Dlala, 1995; Chihî et Philip, 1999) (Fig.3.3).

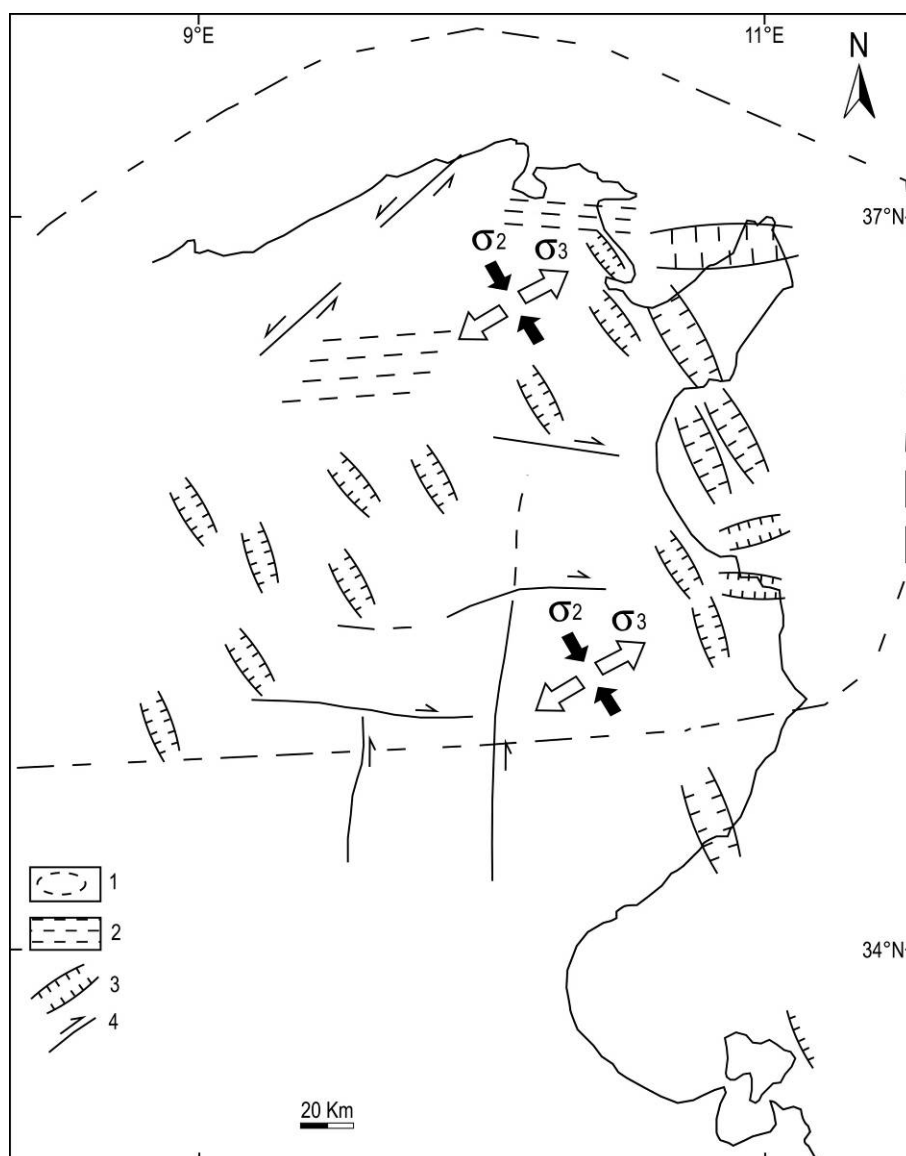


Fig.3.3. Zonation tectonique au Pliocène supérieur (Ben Ayed, 1986). 1: zone de déformation décrochante distensive, 2: zone de subsidence, 3: graben, 4: décrochement.

II.5. Tectonique du Quaternaire

La Tunisie entre en collision pendant le Quaternaire suite à la migration progressive de la fermeture océanique vers l'Est et gagne la Sicile (Philip, 1987; Chihi, 1995). Cette période est caractérisée par une phase compressive importante. Le régime compressif se poursuit avec une légère variation de la direction de la contrainte compressive vers le Nord (Ben Ayed, 1986; Chihi, 1995). Elle affecte les dépôts de la formation Ségui avec un axe de raccourcissement de direction N150° (Zouari, 1995). La persistance de la compression est mise en évidence par l'existence de déformations affectant les dépôts tyrrhéniens et les alluvions récentes (Ben Ayed, 1980; Dlala, 1992; Dlala, 1995; Kacem, 2004). De nombreux

indices de déformation récente ont été mis en évidence à l'échelle de tout le pays. On peut citer par exemple, les dépôts qui sont plissés et tronqués le long des accidents actifs dans le SW de la Tunisie (Vaufrey, 1932; Zargouni et Ruhland, 1981; Dlala, 1992; Dlala et Hfaiedh, 1993; Dlala, 1995), dans la Tunisie centrale et dans le bassin du Sahel. La déformation d'âge pléistocène supérieur a été décrite (Ben Ayed et al., 1978; Kammoun, 1981; Dlala et Ben Ayed, 1988). De même, en Tunisie septentrionale, les dépôts marins qui affleurent dans les régions côtières d'âge Tyrrhénien, sont souvent intensément déformés (Dlala, 1992). Ces indices de déformations récentes se manifestent en surface par des ruptures dans les formations les plus récentes, souvent au niveau des failles préexistantes par réactivation. Le développement des structures plissées et/ou torsion de couches, affecte les niveaux géologiques superficiels, en rapport avec les mouvements de failles dans la couverture sédimentaire ou dans le socle. Les bassins quaternaires montrent parfois des affaissements ou des escarpements le long des bordures des fossés préexistants et des soulèvements des terrasses qui indiquent des mouvements verticaux. Des anomalies morphologiques ont modifié l'itinéraire des réseaux hydrographiques (Fig.3.4).

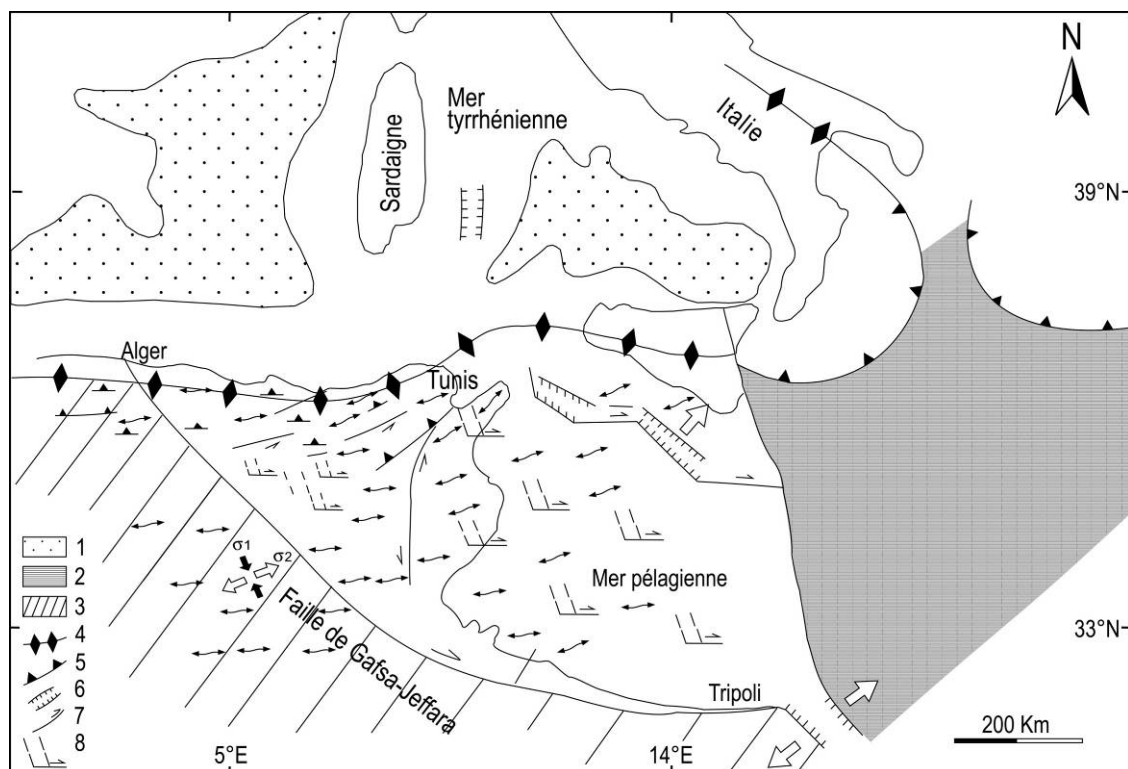


Fig.3.4. Collision continentale au nord de la Tunisie et en Sicile et subduction continentale au niveau de la Calabre au Quaternaire (Chihi, 1995). 1: croûte océanique ou intermédiaire d'âge cénozoïque, 2: croûte océanique ou continentale amincie d'âge mésozoïque, 3: craton africain.4: blocage de subduction, 5: subduction active, 6: graben, 7: décrochement, 8: graben faiblement actif.

III. Conclusion

En Tunisie, les domaines structuraux sont caractérisés par l'existence de déformations concentrées aux voisinages des failles décrochantes. Il s'agit souvent de bandes droites et rectilignes où se concentrent à leurs extrémités les déformations qui sont parfois accompagnées par des montées diapiriques (triasiques). Ces domaines sont le siège de déformations continues, qui se poursuivent jusqu'à l'actuel. Ils se caractérisent par des accidents chevauchants parfois associés aux plis. Ces événements tectoniques résultent de l'évolution géodynamique des domaines internes depuis l'ouverture de la Téthys pendant le Trias et la cicatrization alpine de l'océan téthysien et la convergence entre les plaques Eurasie et Afrique.

**Chapitre IV:
Lithostratigraphie et
sédimentologie des séries
sédimentaires en Tunisie
nord orientale**

Chapitre IV: Lithostratigraphie et sédimentologie des séries sédimentaires en Tunisie nord-orientale

I. Introduction

En Tunisie, les datations biostratigraphiques sont basées sur des travaux anciens qui ont été proposées (Burolet, 1956). Les séries méso-cénozoïques revêtent à la base une épaisse série salifère du Trias. Elles sont surmontées par des paquets de marnes et d'argiles à intercalation de calcaires et dolomies d'âge jurassique à éocène supérieur. A l'Oligocène et au Miocène, des systèmes siliciclastiques formés de sables, d'argiles, de grès et des barres de calcaires ont envahi les bassins de la Tunisie nord-orientale suite à des cycles de chute et de remontée du niveau moyen de la mer. Les séries cénozoïques présentent une variation latérale de faciès et en épaisseur. Les déformations des séries méso-cénozoïques sont en relation avec les événements tectoniques transtensives et transpressives lors de la dérive des plaques Afrique et Eurasie (Dercourt et al., 1985). A partir des données de forage et des données de surface, les séries sédimentaires traversées correspondent à des formations de faciès et lithologies diversifiées dans le temps et dans l'espace. Les principales unités lithostratigraphiques traversées dans la région sont les suivantes:

I.1. Le Jurassique

Dans la région d'Enfidha le Jurassique est connu au niveau des mines de Barytine et de Fluorine. Il correspond à une masse dolomitique qui affleure en deux lambeaux au cœur de Djebel Mdeker, de couleur grise, bleue à stratifications régulières. Le premier est méridional, il n'est constitué que de dolomies tithoniques alors que le second est septentrional, il montre la succession de (a) dolomies massives grises beiges plus au moins cristallisées, (b) dolomies en bancs friables et rouges, (c) calcaires marneux et noduleux, gris clairs avec quelques ammonites roulées, (d) dolomies massives gris beiges saccharoïdes dans la partie basale renfermant quelques lentilles de calcaires avec des petits cristaux de quartz. Le Crétacé inférieur est en contact anormal avec les séries jurassiques par l'intermédiaire d'une faille normale dextre de direction EW minéralisée en Fluorine, Barytine et Blende (Fig. 4.1).

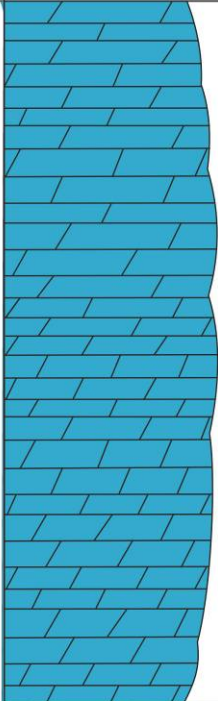
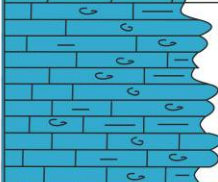


Age (Ma)	Litostratigraphic Log	Description	(a)
Tithonian		Massive and grey dolomites containing some limestone lenses with small quartz crystals at the base	
		Nodular marly limestone with rolled ammonites	
		Red bed dolomite	
		Massive and grey dolomite	

Fig.4.1. Séries jurassiques du Djebel Mdeker.

II. Le Crétacé

II.1. Formation M'Cherga: Berriasien-Barrémien

Cette formation est formée par des marnes qui renferment des bancs de calcaire. L'épaisseur moyenne peut atteindre plus de 300 m. Les séries sont formées par l'alternance d'argiles vertes, de marnes, de grès et de quartzites. Les grès et les quartzites se présentent sous forme de bancs métriques très durs fracturés de couleur rousse tachetée (Fig. 4.2). Le faciès des séries d'âge berriasien passe progressivement à une alternance de carbonates à intercalations d'argiles, de marnes, de grès et de quartzites formées de grès roux métrique dans un ensemble argileux, de calcaires gris bleus à débit cubique qui caractérise le Barrémien supérieur, de marnes bleues grises, de calcaires, marno-calcaires à schistosité de fractures (Fig. 4.2). On remarque des variations d'épaisseurs des séries du Berriasien-Barrémien dans la zone d'étude suite aux jeux tectoniques et à la réactivation d'anciennes failles. C'est

le cas du flanc occidental de l'anticlinal formé par Djebel Mehjoul et Kef Ensoura dont les séries du Barrémien supérieur ont été affectées par une faille N20°. Ces séries sont moins épaisses surtout aux deux fermetures périclinales mais plus épaisses à Kef Enhal par le jeu d'une faille normale à pendage Est (Fig. 4.2).

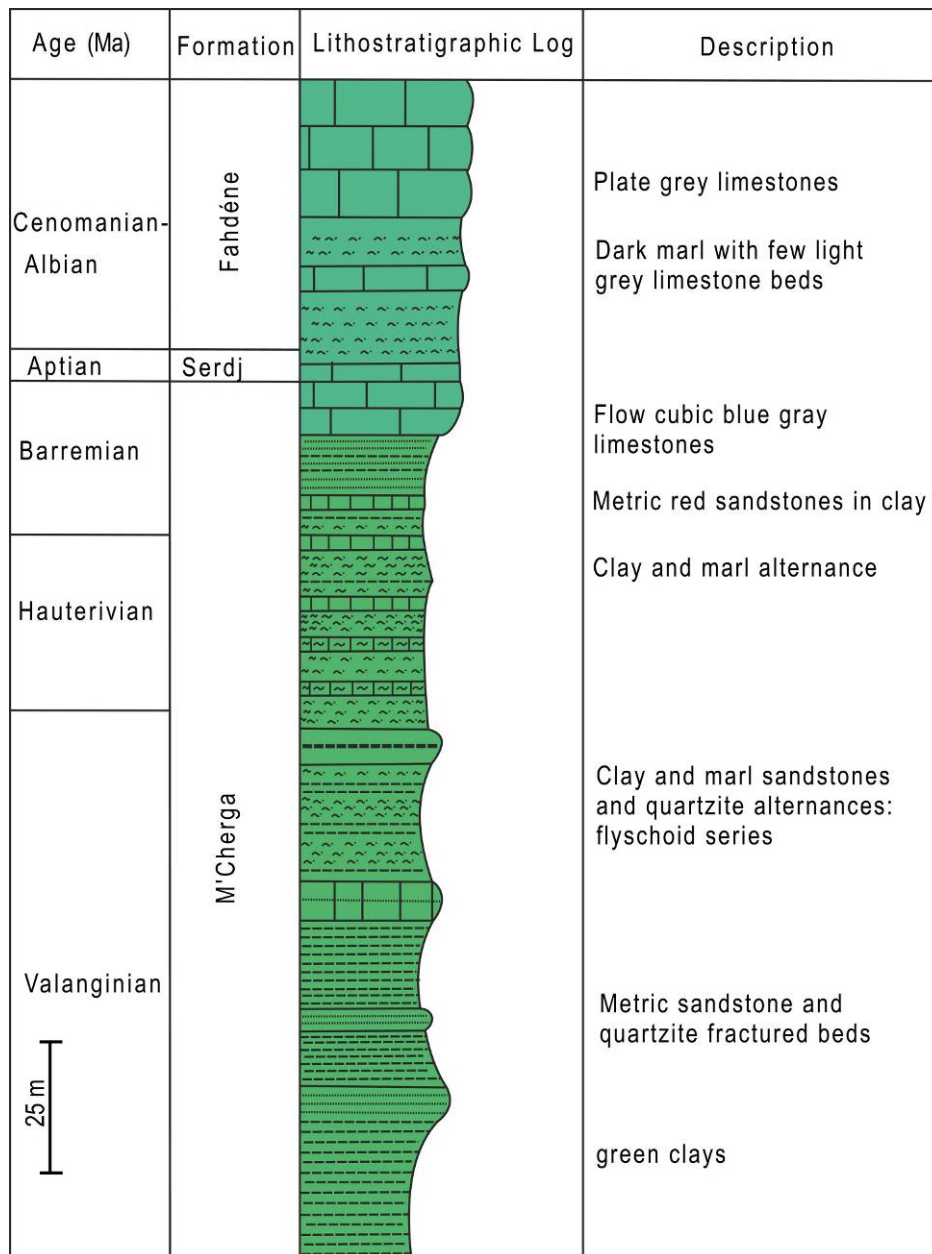


Fig.4.2. Séries du Crétacé inférieur de la région d'Enfidha (formation M'Cherga).

II.2. Formation Serdj: Aptien

Cette formation est constituée soit par une couche de calcaire glauconieux condensé, soit par une alternance de calcaires organo-détritiques d'argiles et de grès. Elle correspond à une couche de 30 cm d'épaisseur. Elle est constituée de calcaire sombre glauconieux et phosphaté riche en faune aptienne

comme les gastéropodes, ammonites, échinides et coraux. Les séries de l'Aptien condensé, affleure suivant une direction N35° dans la région d'Enfidha, Kef Ensoura, Kef Enhal et Ghar Edhbâa. La limite supérieure de l'Aptien condensé est soulignée par une discordance. Une tectonique synsédimentaire y a été reconnue marquée par quelques failles normales scellées par l'Aptien supérieur. Les séries d'âge aptien au niveau des deux flancs du Djebel Mdeker, Djebel Garci et Djebel Fadhloun montrent des inversions d'épaisseurs qui sont liées aux jeux synsédimentaires des failles N140°, NS et N30° qui découpent la structure anticlinale tardive (Saadi, 1990) (Fig. 4.3).

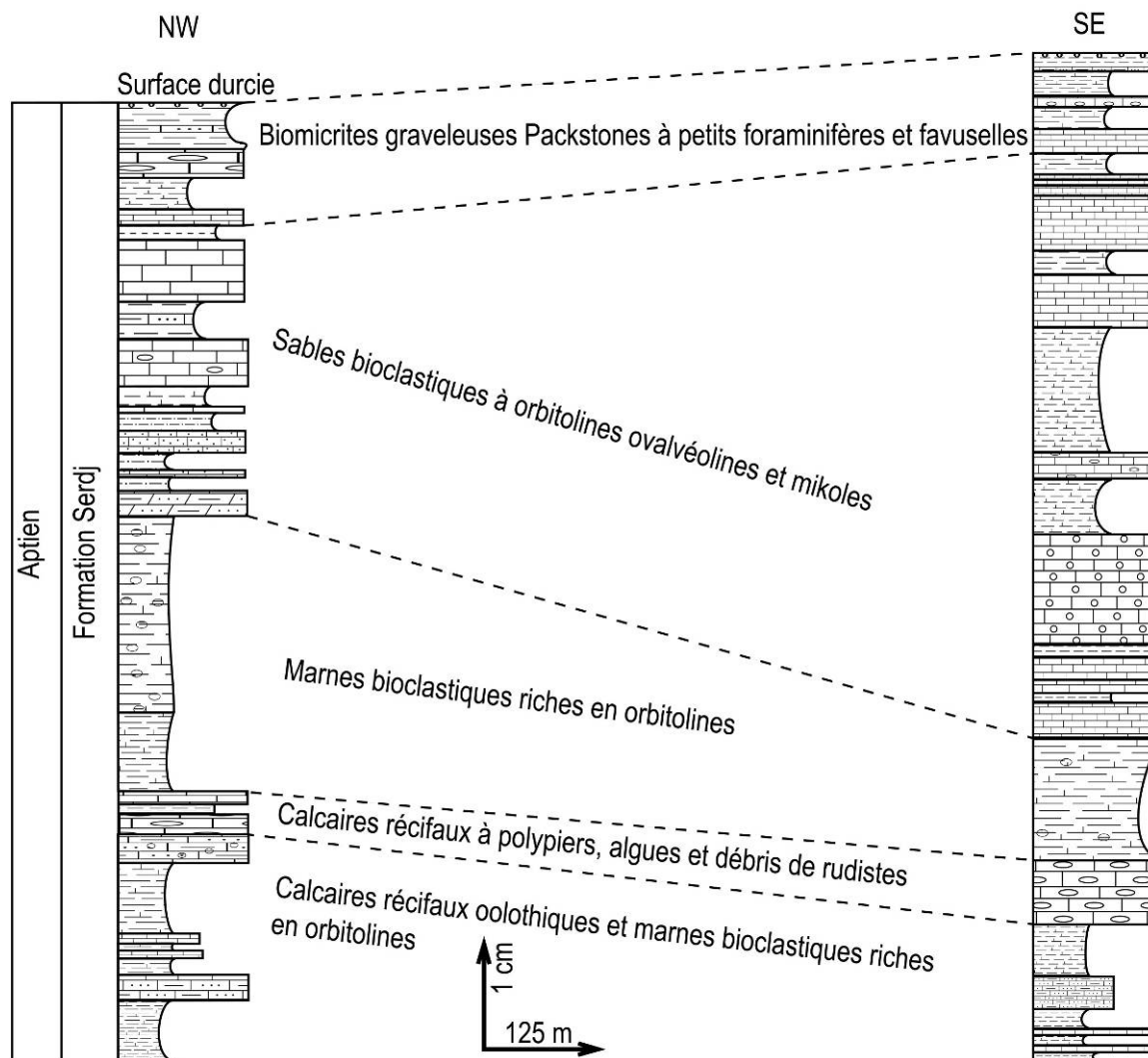


Fig.4.3. Corrélation dans l'Aptien du Djebel Fadhloun entre les deux flancs de la structure (Saadi, 1990).

II.3. Formation Fahdène: Albien- Cénomanién

Elle est formée par des marnes gris foncés, localement glauconieux, d'argiles et de calcaires noduleux ou en plaquettes. La subdivision lithologique est très variable d'une région à l'autre. Elle est comprise entre l'Albien et les calcaires Abiod, formée par l'alternance de calcaires blanchâtres à débit en plaquettes à la base puis en nodules et de marnes (Fig. 4.4).

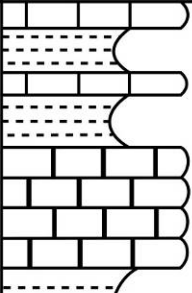
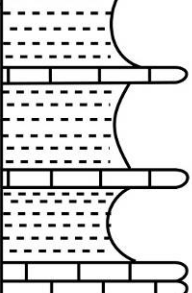
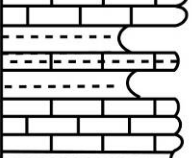
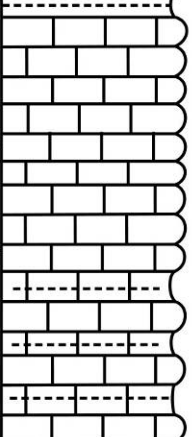
Age (Ma)	Formation	Lithostratigraphic log	Description
Campanian-Maestrichtian	Abiod		Limestone and green marl alternance
			White limestones
Santonian	Aleg		Green limestone and marl alternance
Coniacian			Marly limestone and marl alternance
Turonian	Bireno		White chalky limestone and marly limestone
			White nodular limestone
Cenomanian	Bahloul		Intercalation of marl and grey limestone beds
	Fahdène		

Fig.4.4. Séries du Crétacé supérieur de la région d'Enfidha.

II.4. Formation Aleg : Turonien-Santonien

Cette formation est constituée par l'alternance des calcaires et des marnes. Les calcaires de couleur blanchâtre se débitent en plaquettes et en nodules à la base. Les formations Kef, Douleb et Bireno constituent des équivalents latéraux. Des marnes et des argiles se développent aux dépens des calcaires qui étaient dominants à la base (Fig. 4.4).

II.5. Formation Abiod: Campanien inférieur-Maestrichtien supérieur

Elle est formée par deux intervalles calcaires séparés par un ensemble médian à rare bancs de calcaires argileux réduits en nombre et en épaisseurs. On note aussi l'intercalation de turbiditique à

Orbitoïdæ et *Miliolidae*, des figures de slumps ou faciès gréseux qui traduisent une instabilité tectonique syn-dépôt (Castany, 1951). Les fractures sont partiellement remplies de calcite. L'épaisseur moyenne est de 200 m. Ces calcaires sont déposés sur une plateforme de mer ouverte (Fig. 4.4).

II.6. Formation El Haria: Maestrichtien supérieur-Paléocène

Elle est formée de marnes et de calcaires argileux réduits en nombre et en épaisseur qui contiennent une faune planctonique (*Globigérina*, *Globorotolia*, *Morozovella*) (Fig. 4.5). Le faciès peut être relayé verticalement par des calcaires glauconieux et bréchiques et des marnes crayeuses organisées en intervalles de faible puissance (Castany, 1951 ; Burollet, 1956). Des lacunes sédimentaires peuvent être rencontrées dans la formation El Haria par l'apparition de surfaces durcies, des dents de squales et des bioturbations (Fig. 4.6). La formation El Haria peut s'amenuiser par biseautage sédimentaire (Comte et Dufaure, 1973). Dans les dépocentres l'épaisseur peut atteindre 500 m et ne dépassent pas 30 m dans les zones hautes. Elle forme une bonne couverture pour les calcaires réservoirs Abiod (Figs. 4.5, 4.6).

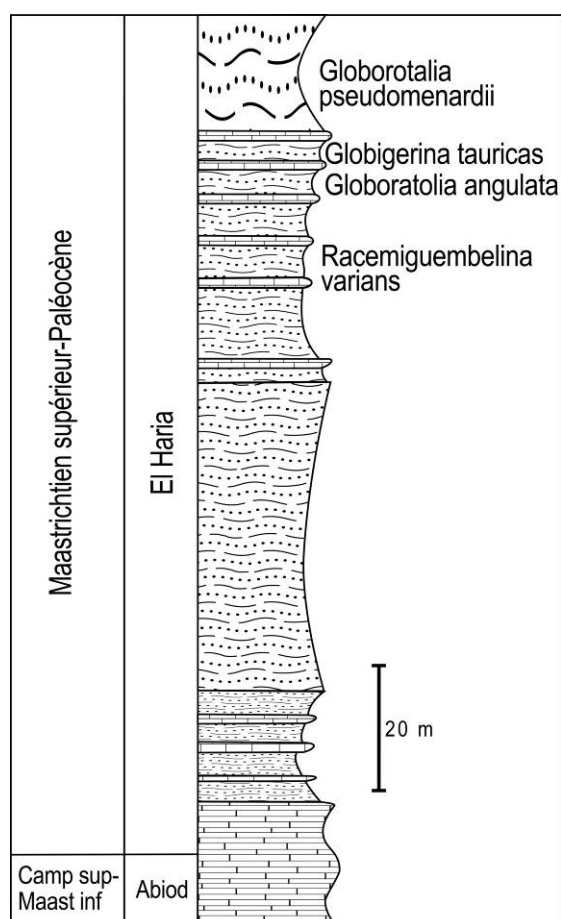


Fig.4.5. Coupe dans la formation El Haria de Djebel Garci (Bajnik et al., 1978).

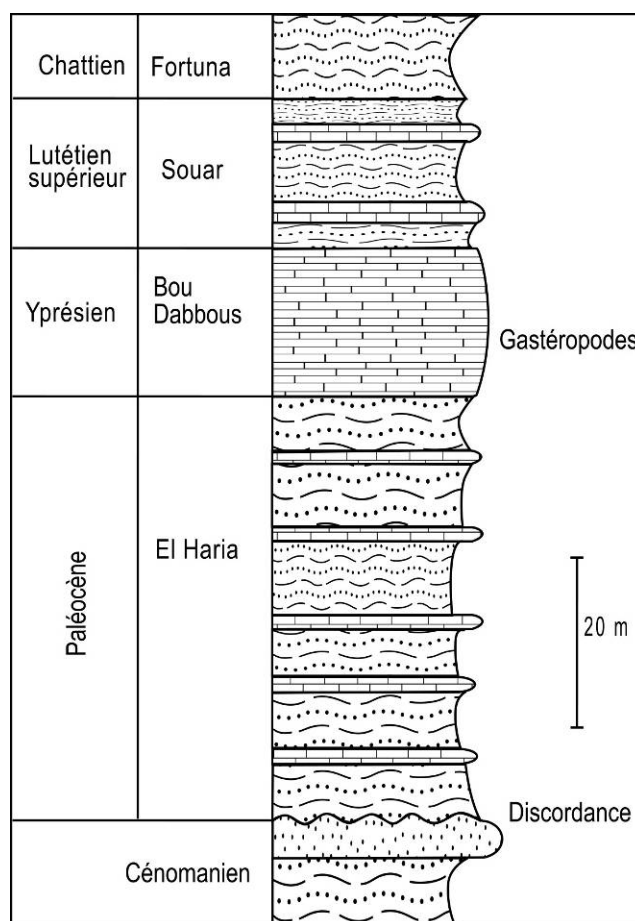


Fig.4.6. Coupe dans la formation El Haria de Djebel Hallouf (Castany, 1951).

III. Eocène

III.1. Formation Bou Dabbous/ El Gueria: Yprésien

Elle est formée de marnes et de calcaires de plateforme de mer ouverte riches en globigérines abondants de la formation Bou Dabbous (Fig. 4.7) dans le NE de la Tunisie. Ces calcaires passent progressivement au SW en dépôts de calcaires localement dolomités riches en nummulites de la formation El Gueria (Fig. 4.8). Ces calcaires comportent des rognons de silex (Castany, 1951; Ben Jemia-Fakhfakh, 1991) et des récurrences phosphatées et glauconieux à la base. La base de ces calcaires est transgressive matérialisée par des discordances angulaires et des hiatus sur des dolomies rouges du Crétacé inférieur (Boukadi, 1994). Les calcaires yprésiens sous faciès El Gueria repose en discordance sur les calcaires de la formation Abiod et les marnes glauconieuses réduites jusqu'à 3 m de la formation El Haria, au niveau du Djebel Chérahil, dans l'Axe NS et en Tunisie centrale (Bouaziz et al., 2002). La fracturation de ces calcaires est forte à moyenne et ouverte à partiellement remplie de calcites. La puissance moyenne est de l'ordre de 100 m. Elle est surmontée par des sables argileux avec des intercalations de bancs de calcaires (Figs. 4.7, 4.8).

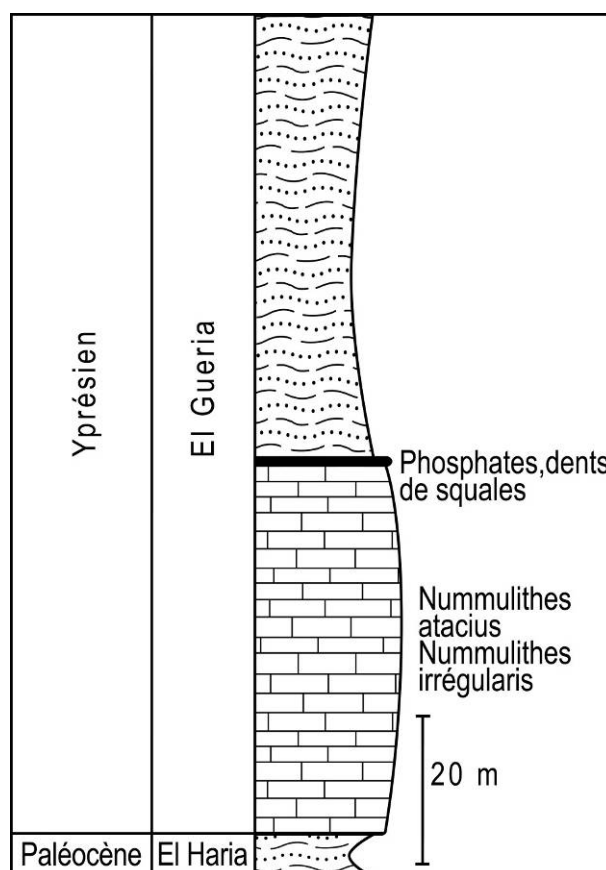
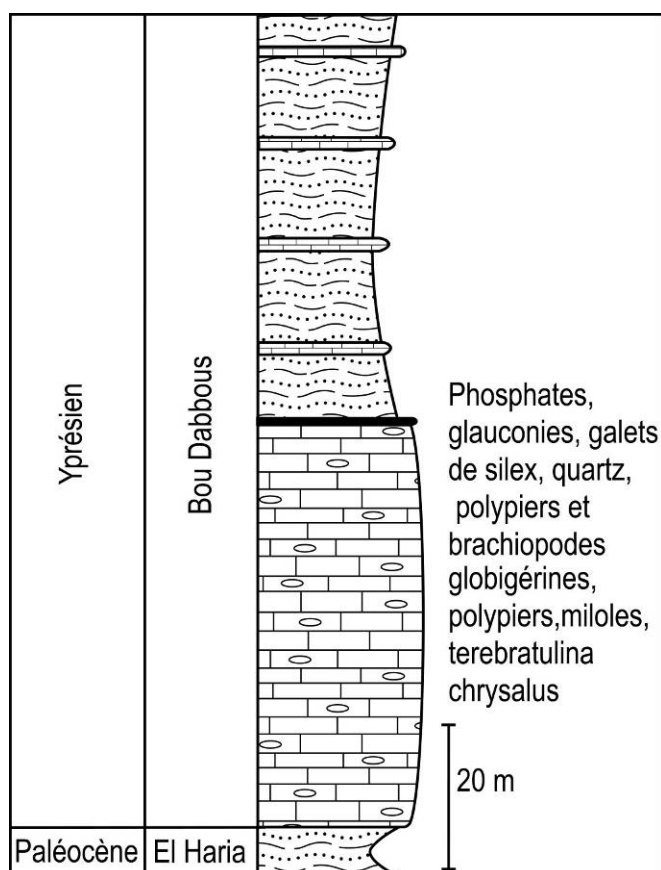


Fig.4.7. Coupe dans le synclinal Kebir (Castany, 1951).

Fig.4.8. Coupe dans le Djebel Chréchira (Castany, 1951).

III.2. Formation Souar: Lutétien-Priabonien

Elle est formée d'argiles et de marnes grises de bassin. Elle possède une puissance moyenne de l'ordre de 250 m. Ce faciès passe latéralement vers l'Est du golfe de Hammamet, à la plateforme carbonatée de Halk El Menzel. Au Sud et en Tunisie centrale, il passe à des marnes, argiles, lumachelles et calcaires lumachelliques riches en ostréa et échinodermes qui caractérisent la formation Chérahil (Fig. 4.6). Une barre de calcaires nummulitiques (membre Reinèche), décamétrique est reconnue par endroit et forme un repère de la formation Souar (Ben Ismail-Latrach, 2000). Ces séries présentent des variations latérales, elles passent d'une colonne de marnes d'épaisseur 1000 m à Henchir Souar (Burolet, 1956) à des marnes admettant deux ou trois bancs de calcaires de 200 m dans la région d'Enfidha à Kef El Hadj. Ces épaisses séries argileuses de la formation Souar, constituent une bonne et étanche couverture pour le réservoir Bou Dabbous (Fig. 4.6).

IV. Oligocène-Miocène

IV.1. La formation Fortuna: Rupélien-Aquitanién inférieur

Elle est formée par la succession de marnes et de grès à la base, suivie de sables et surmontée par des grès grossiers à dragées de quartz. Le faciès change fréquemment d'une région à l'autre, avec des variations d'épaisseurs des séquences siliciclastiques et des passages latéraux de faciès. A la base on peut rencontrer des argiles avec intercalations des bancs de sables et grès calcaires nummulitiques (Figs. 4.9-4.11). Les variations en épaisseur de la formation Fortuna sont commandées par des paléoreliefs. Elle présente des bases érosives et des chenaux. L'émersion basale est attestée par des conglomérats polygéniques, à galets de grès et de calcaires (Yaïch, 1997). Elle est surmontée par des séquences strato-décroissantes et grano-décroissantes à mégarides munies de la stratification oblique de chenaux en tresses à stratifications obliques. Sur le versant oriental du Djebel Abderrahmane, elle montre une épaisse série siliciclastique (Burolet, 1956; Hooyborghs, 1994) qui a été subdivisée en deux unités (Vernet, 198; Ben Ayed, 1986) : (i) l'unité inférieure appelée Korbous gréséo-carbonatée à argileuse très fossilifère a été datée de l'Oligocène inférieur par la faune du Rupélien (Castany, 1956; Burolet, 1956; Blondel, 1990, Hooyborghs, 1995). Cette unité est riche en nummulites, bryozoaires et faunes pélagiques qui caractérisent un milieu franchement marin (Ben Salem, 1992) (Fig. 4.9, 4.11). L'unité Korbous montre à la base de petites discontinuités correspondantes à des surfaces irrégulières et plano-concaves ainsi que des bioturbations qui ont été interprétées comme étant une succession de paraséquences périodiques, grano et strato-décroissantes à base érosive sous l'effet de l'action marine (Ben Salem, 1992). Elle se termine par des calcaires micro-cristallins, qui se présentent en gros bancs avec des traces de terriers tubulaires qui peuvent correspondre à des bioturbations de crabes. La partie sommitale de cette formation est marquée par l'absence du biozone, elle correspond à une lacune

sédimentaire (Hooyborghs, 1973). (ii) L'unité supérieure nommée El Haouaria est constituée par une série sablo-gréseuse à conglomérats, dragées de quartz et stratifications obliques (Blondel, 1990). L'unité El Haouaria a été subdivisée en deux membres à caractères lithologiques et paléo-environnementaux différents (Bismuth et Hooyberghs, 1994), un membre inférieur et un membre supérieur (Fig.4.10). L'origine des apports de la formation Fortuna est très contestée. Le sens des apports et des progradations seraient du sud-ouest vers le nord-est à partir du Sahara et des massifs centraux (Burolet, 1956; Yaïch, 1997; Ben Salem, 1992). Leurs études ont été basées sur les mesures de stratifications obliques. D'autres pensent que la source se trouve probablement vers le Nord et le sens d'apport se fait du Nord vers le Sud (Vernet, 1981; Erraoui et al., 1995). Ceci a été constaté suite aux variations de la direction des courants et la constitution minéralogique des sables de la formation Fortuna qui ont été hérités des minéraux des roches cristallines et/ou métamorphiques correspondant aux affleurements du socle aujourd'hui submergés (Figs. 4.9-4.11).

Fig.4.9. Coupe lithostratigraphique à Kef El Hadj.

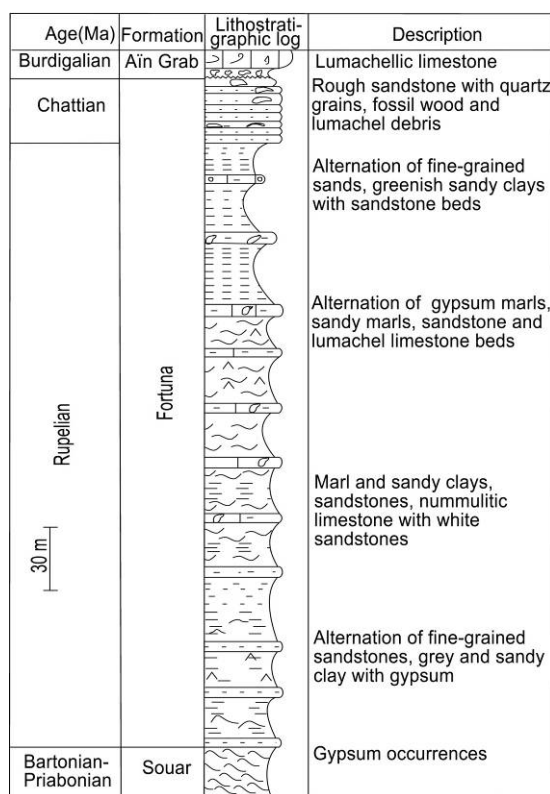
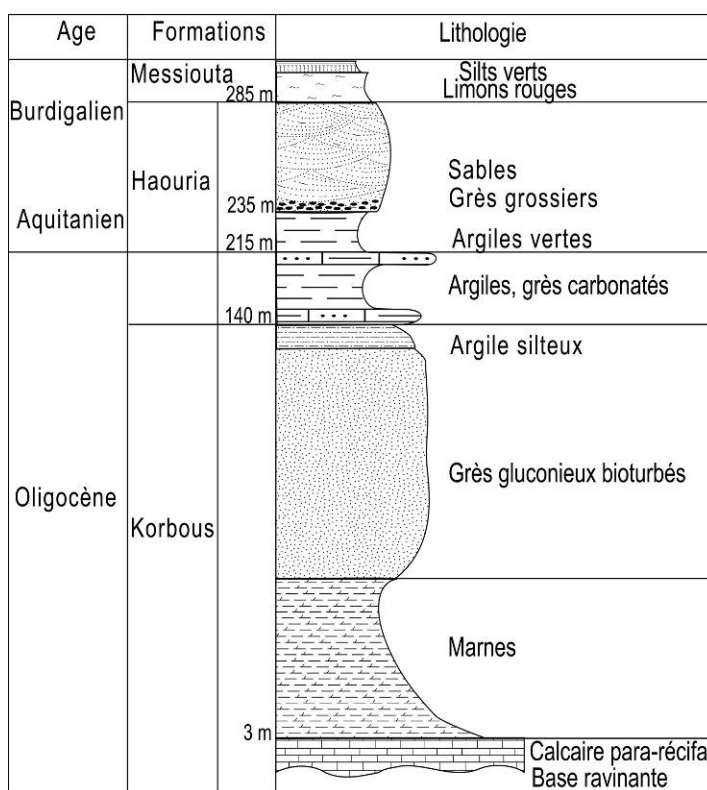


Fig.4.10. Coupe lithostratigraphique de Djebel Souatir (Boussiga, 2008).



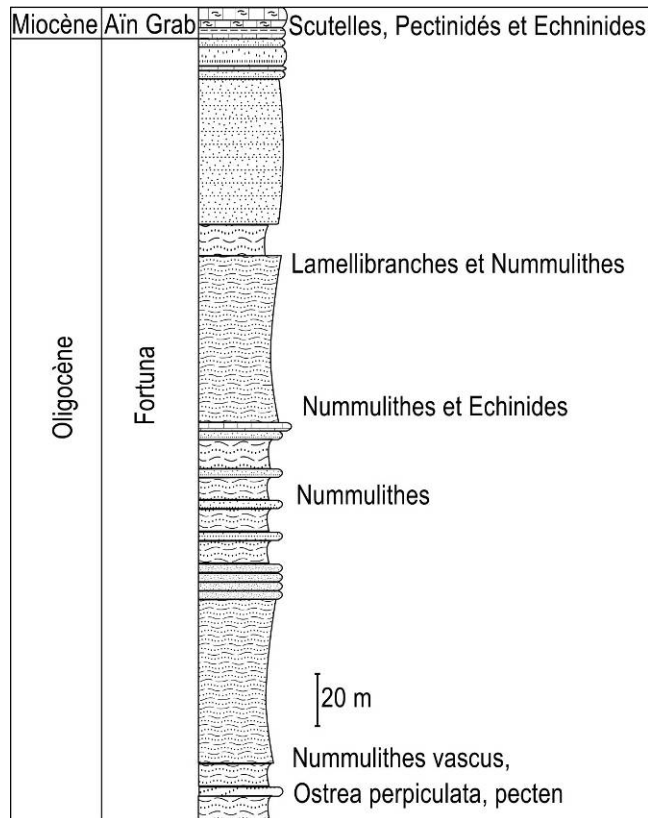


Fig.4.11. Coupe dans les séries oligo-miocènes inférieures de Draa Souatir (Castany, 1951).

IV.2. Les calcaires de Ketatna: Rupélien-Aquitaniens inférieurs

La formation Ketatna, d'âge oligocène-miocène inférieur, a été rencontrée dans le forage Ketatna1. Ces séries n'ont pas été connues en onshore (Fournié, 1978). Il s'agit principalement de calcaires bioclastiques de texture wackestone à packstone. Ils sont partiellement recristallisés en microsparites, à caractères récifaux à para-récifaux. Ils renferment des bryozoaires, des algues, des nummulites, des mollusques et des amphistégines. Par endroit, ces calcaires possèdent quelques niveaux gréseux et marneux de couleur grise à verdâtre. Ils ont été déposés dans un milieu de plateforme très peu profonde avec des bioconstructions. Plus au Sud dans la mer pélagienne, cette formation a pour équivalent latéral la formation Fortuna, formée de sables, et Salambô, formée d'argiles et calcaires avec des intercalations gréseuses.

V. Miocène moyen à supérieur

V.1. Les formations du Miocène moyen à supérieur

V.1.a. La lacune de la formation Messiouata: Burdigalien

En Onshore, au-dessus de la formation Fortuna d'âge burdigalien repose un niveau de silts et d'argiles glauconieuses de couleur rouge. Elle apparaît dans la région de Takrouna sur le flanc occidental du synclinal Ermila. Elle comporte parfois des intercalations de marnes silteuses et des

bancs gréseux (Hooyberghs, 1973). Ces argiles sont très riches en foraminifères planctoniques, algues, bryozoaires et dents de poissons. La faune identifiée date cette formation d'âge langhien. La formation Oued Hammam, son équivalent latéral, appartient à la partie basale du groupe Cap Bon (Burollet, 1956; Blondel, 1990). Ses équivalents latéraux peuvent être les formations Oued Hajel (série marno-gréseuse), Grijima qui est formée d'argiles, sables et grès et Behara qui est formée par des alternances d'argiles, de grès et de marnes rouges et silteuses (Fournié, 1978). Cette formation ainsi que ses équivalents latéraux ne sont pas connus dans les puits pétroliers du secteur d'étude. Elles ont été probablement érodées ou non déposées.

V.1b. La formation Aïn Grab: Langhien inférieur

Elle est formée par des calcaires bioclastiques de texture packstone-grainstone, durs, de couleur généralement brune renfermant des glauconies (Burollet, 1956). Ces calcaires sont riches en bryozoaires, pectens, scutella, foraminifères planctoniques et benthiques d'âge langhien inférieur (Fig. 4.11). Elle constitue un repère régional aussi bien en affleurement qu'en subsurface visible sur les profils sismiques (Boujemaoui, 2000). La base de la formation Aïn Grab est attestée par une surface de ravinement très irrégulière causée probablement par l'action marine érosive lors de la transgression langhienne alors que son sommet est marqué généralement par une surface ferrugineuse de quelques centimètres d'épaisseur qui peut signifier un léger arrêt ou ralentissement de la sédimentation liée probablement à la remontée de tout le plancher sédimentaire après le dépôt de ces calcaires (Ben Salem, 1992). Les calcaires de la formation Aïn Grab ont été partiellement ou complètement érodés par endroits, comme c'est le cas au niveau du Djebel Klibia, près du côté méridional du Cap Bon. De même sur les bords des paléoreliefs, la formation Aïn Grab n'est représentée que seulement par un horizon centimétrique à décimétrique de conglomérats polygéniques à galets arrondis et à lithophages (Blondel, 1990). La formation Aïn Grab est constituée à sa base par des argiles, sables et grès de la formation Oued Hammam et a été subdivisée en trois membres: un membre inférieur marno-grésocarbonaté, un membre moyen argileux et enfin un membre supérieur carbonaté bioclastique (Besème et Blondel, 1989). Elle correspond à un milieu marin à climat de type tropical à subtropical et à sédimentation de type littoral avec une abondance particulière de bryozoaires (Bismuth et Hooyborghs, 1994) (Fig. 4.12).

V.1c. La formation Mahmoud: Langhien supérieur-Serravalien inférieur

Elle est formée par des marnes et des argiles gris verts, ce sont les argiles à *Orbulina*. La formation Mahmoud est essentiellement argileuse, dont le milieu de dépôt est marin profond, son âge est Langhien (Fig. 4.12).

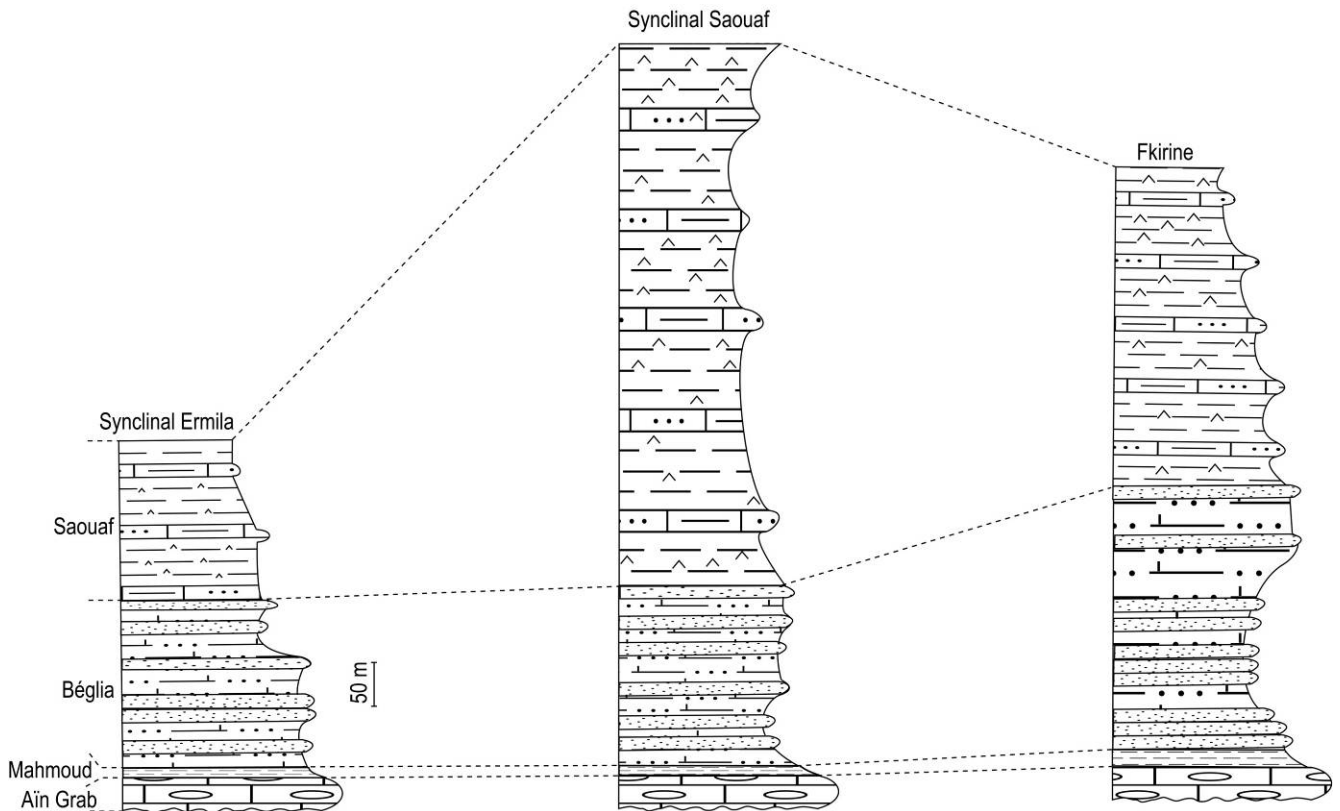


Fig.4.12. Corrélation lithostratigraphiques du groupe Oum Dhouil (Langhien-Tortonien).

V.1d. Formation Birsa

La formation Birsa est localisée dans l'offshore nord-oriental de la Tunisie. Elle est formée par l'alternance de marnes, argiles, bancs de grès et de calcaires. Elle est composée généralement de trois membres: (i) le membre Birsa inférieur, (ii) le membre intra-Birsa (iii) le membre Birsa supérieur. Elle a pour équivalent en onshore la formation Bégia (Fig. 4.13).

Log synthétique	Tunisie centro-méridionale, centrale et nord orientale (Onshore)	Golfe de Hammamet (Offshore)
	Béni-Khiar	Melquart
	Ségui	Somâa
	Saouaf	
	Bégliâ	Birsa
	Mahmoud	
	Aïn Grab	
	Fortuna	Ketatna

Fig.4.13. Colonne stratigraphique simplifiée des dépôts du Miocène de la Tunisie nord-orientale.

V.1e. Formation Nilde

Elle est reconnue en offshore vers l'extrême nord tunisien (Shell Tunirex, 1981, 1982). Cette formation est essentiellement argileuse à la base et carbonatée au sommet. Cette dernière forme l'équivalent latéral de la formation Birsa vers le Nord.

V.1f. Formation Saouaf

La formation Saouaf est formée de séries à faciès marin littoral. Elle est formée d'alternances de sables moyens à fins, d'argiles et de silts. Comme on note aussi la présence de faciès secondaires qui sont formées par des lignites, des calcaires lumachelliques en affleurement, des niveaux gypseux ainsi que localement des dépôts de charbon. (Figs. 4.14, 4.15).

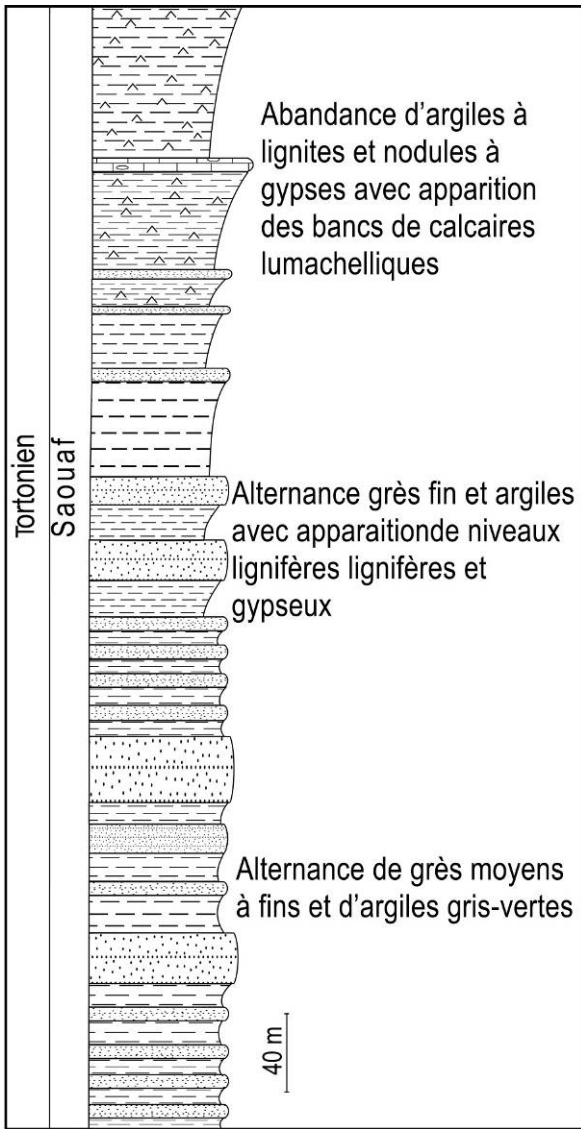


Fig.4.14. Coupe lithologique de la formation Saouaf.

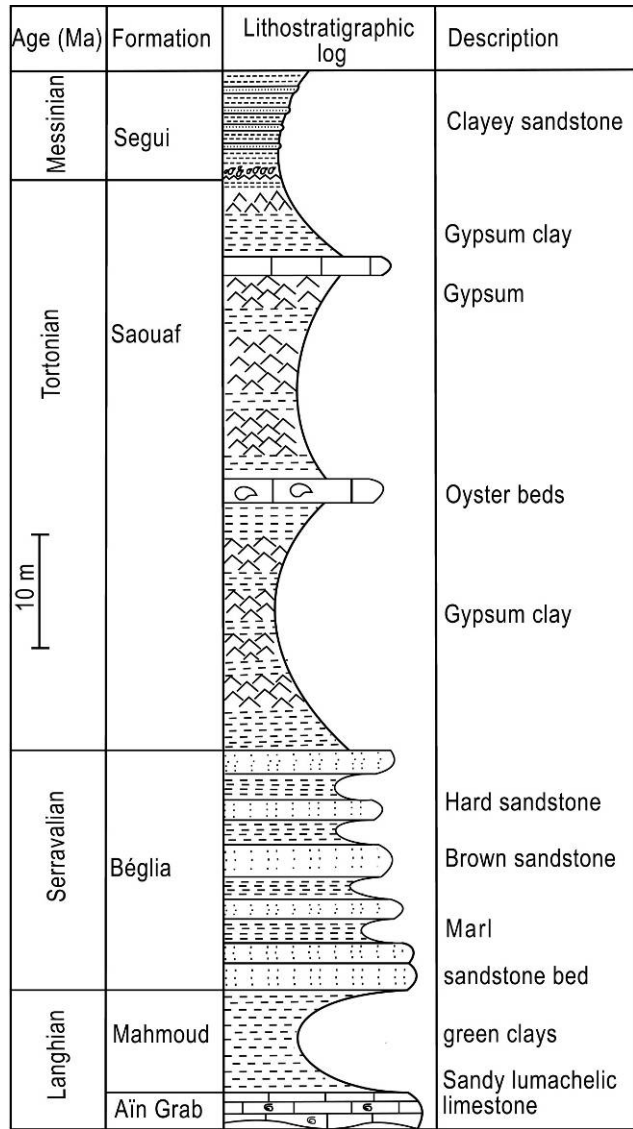


Fig.4.15. Séries miocènes dans la région d'Enfidha.

V.1j. Formation Ségui: Messinien-Gelacien

La formation Ségui est attribuée au Mio-Pliocène (Burolet, 1951). Elle est formée de dépôts continentaux, tels que des conglomérats, des argiles, des calcaires bréchiques et de limons rouges. Elle surmonte la formation Saouaf dans le golfe de Hammamet (Fig. 4.16).

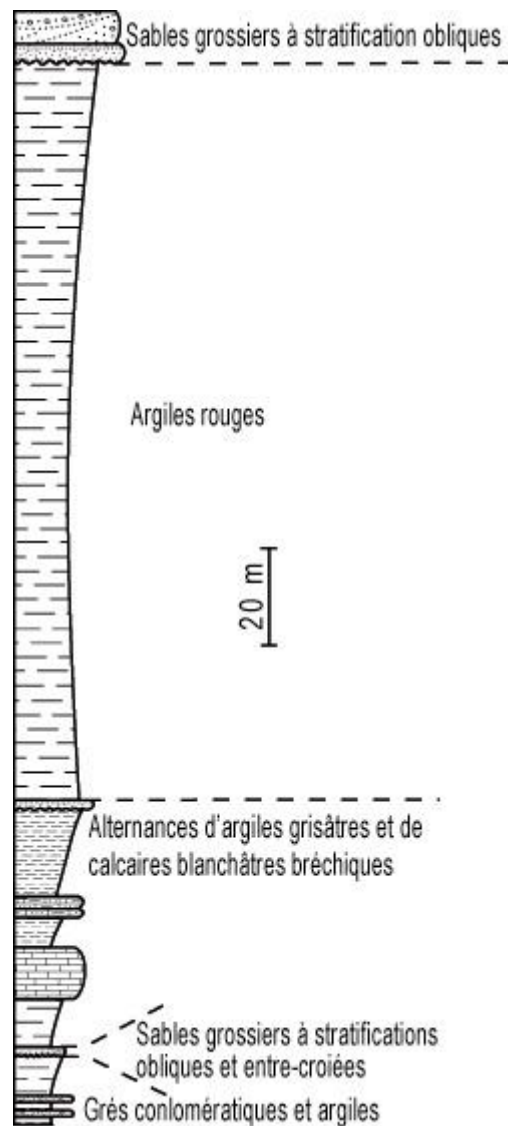


Fig.4.16. Log lithostratigraphique de la formation Ségui de Henchir Nehal (Saadi, 1997).

V.1h. Formation Somâa

Elle est essentiellement sableuse formée d'alternance de sables jaunes ou rouges, plus au moins grossiers à intercalation des niveaux conglomératiques, dans la région de Nabeul. C'est une formation azoïque qui représente en Tunisie nord-orientale le recul maximum des conditions marines de dépôts (Bismuth et Hooyberghs, 1994). La formation Somâa est attribuée au Tortonien (Colleuil, 1979). Cette dernière est délimitée par les formations Saouaf à la base et Melquart au sommet dans le golfe de Hammamet (Fig. 4.17).

V.1i. Formation Melquart/ Beni-Khiar

La formation Melquart a été définie dans le golfe de Gabès (Fourniée, 1978). Elle est constituée par des niveaux évaporitiques et des niveaux de calcaires et d'argiles d'âge tortonien (Ben Ferjani et al., 1990) à Messinien inférieur (Bismuth, 1984) (Fig. 4.17).

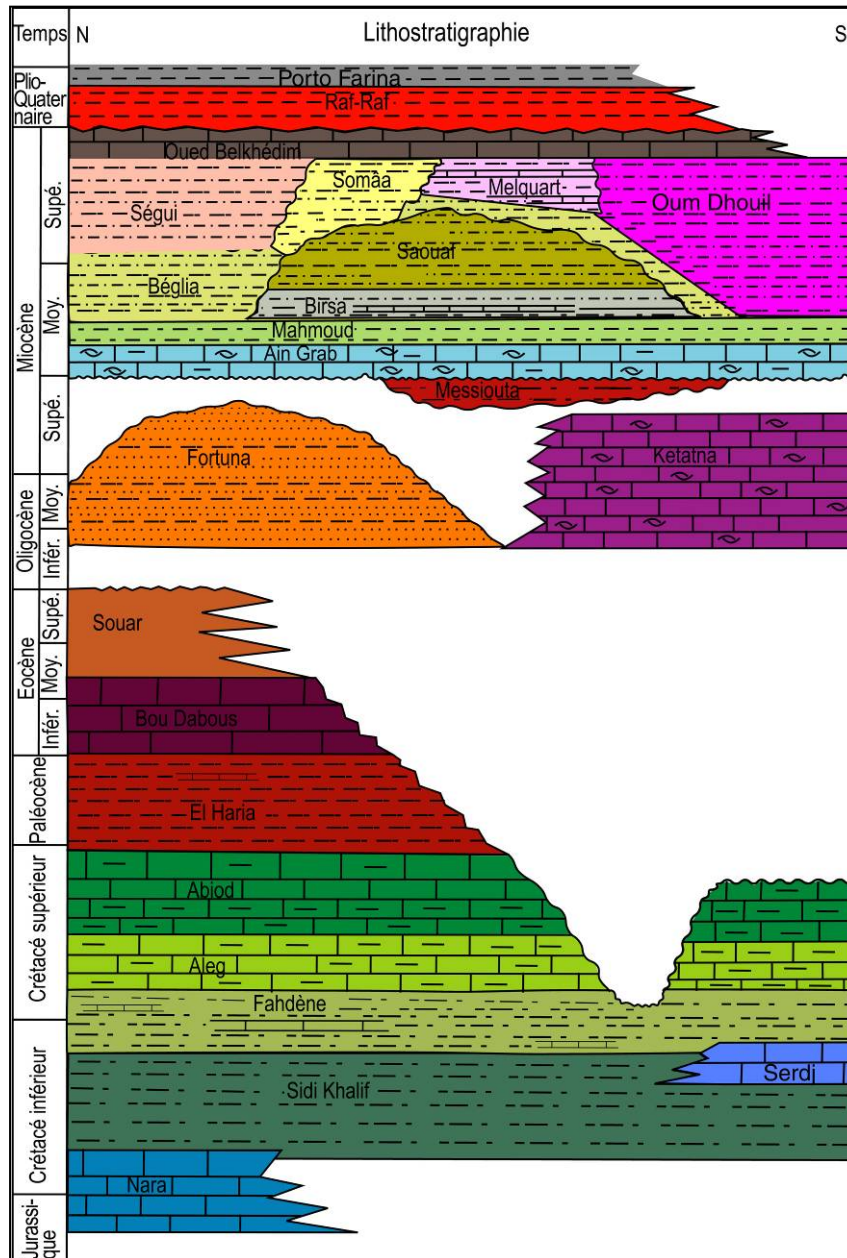


Fig.4.17. Charte lithostratigraphique du golfe de Hammamet et la région de Sahel.

IV. Lithostratigraphie du golfe de Hammamet (offshore) à partir des données des puits

Les unités lithostratigraphiques traversées par les puits pétroliers dans le golfe de Hammamet comprennent les formations suivantes (Figs. 4.17, 4.18): (1) M'Cherga, d'âge berriasien-barrémien, est formée par des marnes qui renferment des bancs de calcaires d'épaisseur moyenne pouvant atteindre plus de 300 m. Cette formation est formée par l'alternance d'argiles vertes, de marnes, de grès et de quartzites. (2) Serdj, d'âge aptien, est constituée par une couche de calcaire sombre, ou par une alternance de calcaires organo-détritiques d'argiles et de grès. Cette formation peut atteindre plus de 150 m d'épaisseur. (3) Fahdène, d'âge albien-cénomaniens, est formée par des marnes gris foncés, d'argiles et de calcaires noduleux ou en plaquettes. (4) Aleg, d'âge turonien-campanien inférieur, est

constituée par l'alternance de calcaires blanchâtres et de marnes. Les formations Kef, Douleb et Bireno constituent des équivalents latéraux. (5) Abiod, d'âge campanien-maastrichtien, composée de calcaires blancs à gris, crayeux et souvent fracturés d'épaisseur moyenne de 200 m. (6) El Haria, d'âge maastrichtien supérieur-paléocène, consiste en une série d'argiles et marnes tendres à intercalations calcaires riches en faunes planctoniques et localement de lits de phosphates et de glauconie dans la partie supérieure. Son épaisseur moyenne varie de 800 m dans les bassins à 30 m dans les zones hautes et joue le rôle de couverture pour les réservoirs carbonatés Abiod. (7) Bou Dabbous, d'âge éocène inférieur, correspond à une série de calcaires fortement fracturés, d'épaisseur moyenne de 100 m à faune benthique, de quartz et de glauconie. Cette formation admet des intercalations de minces lits de marnes. (8) Souar, d'âge éocène moyen à supérieur, comporte des marnes grises, des argiles jouant le rôle de couverture pour le réservoir Bou Dabbous et des calcaires bioclastiques à faune benthique d'épaisseur moyenne de 250 m. Cette formation passe latéralement à la plateforme carbonatée de Halk El Menzel, riche en débris de foraminifères. (9) Fortuna, d'âge oligocène-miocène inférieur, se caractérise par des dépôts siliciclastiques, formés d'argiles, de grès et de silts. Au sommet on note des dépôts supra-tidaux de grès moyen à grossier rougeâtre avec quelques intercalations argileuses. Vers l'Est, cette formation passe progressivement en carbonates de plateforme (formation Ketatna). Elle consiste en une série calcaire à bryozoaires, algues, mollusques et nummulites et passe latéralement à une série épaisse de marnes à microfaune planctonique et à intercalations de calcaires argileux en mer pélagienne. Il s'agit de la formation Salambô. Les grès peuvent jouer le rôle de réservoir à couverture de lentilles argileuses, d'épaisseur moyenne de 100 m mais pouvant aller jusqu'à 500 m dans les bassins. (10) Aïn Grab, d'âge langhien inférieur, contient des barres de calcaires fossilifères compactes. Cette formation varie en épaisseur et en faciès d'une région à une autre. Sa base est ravinante, transgressive comme indiqué par des niveaux conglomératiques de base. (11) Mahmoud, d'âge langhien supérieur, est constituée d'argiles verdâtres, gris, tendres, silteux avec de minces niveaux gréseux, d'épaisseur moyenne de 150 m. C'est une bonne couverture pour les séries sous-jacentes. (12) groupe de formations nommé Oum Douil correspondant à une entité composée d'argile et de grès et comprenant les formations de (a) Birsa, composée de grès fins à moyens avec des intercalations d'argiles, (b) Béglia, représentée par des alternances d'argiles grises à vertes renfermant des grains de glauconie et de pyrite avec des niveaux minces de grès fins, blancs mal classés, témoignant d'une sédimentation cyclique dans un milieu marin. Les niveaux gréseux sont de l'ordre de 10 à 15 m d'épaisseur, attribués à des barres de front de delta ou de chenaux deltaïques qui constituent un réservoir ouvert par les argiles intra-

formationnelles. Au Nord, la base de la formation Béglija passe progressivement à la formation Birsa, (c) Saouaf, qui consiste en des argiles tendres, plastiques, silto-sableux à intercalations de grès fins d'épaisseur moyenne de 300 m. (13) Somâa, d'âge tortonien supérieur-messinien inférieur, d'épaisseur moyenne de 350 m, formée principalement par des grès, des sables fins, jaunes moyens à grossiers, à intercalation argileuse tendre et plastique. (14) Melquart, d'âge messinien, à faciès carbonaté de plateforme interne, devient de type restreint argilo-évaporitique et carbonaté correspondant à la formation Oued Belkhédim et d'épaisseur moyenne de 100 m. (15) Raf-Raf, d'âge pliocène, constituée par des argiles vertes et tendres discordantes sur le Messinien et surmontée par la formation Porto-Farina qui correspond à une unité gréseuse riche en fossiles. Ces formations montrent des variations latérales et en profondeur (Fig.4.18).

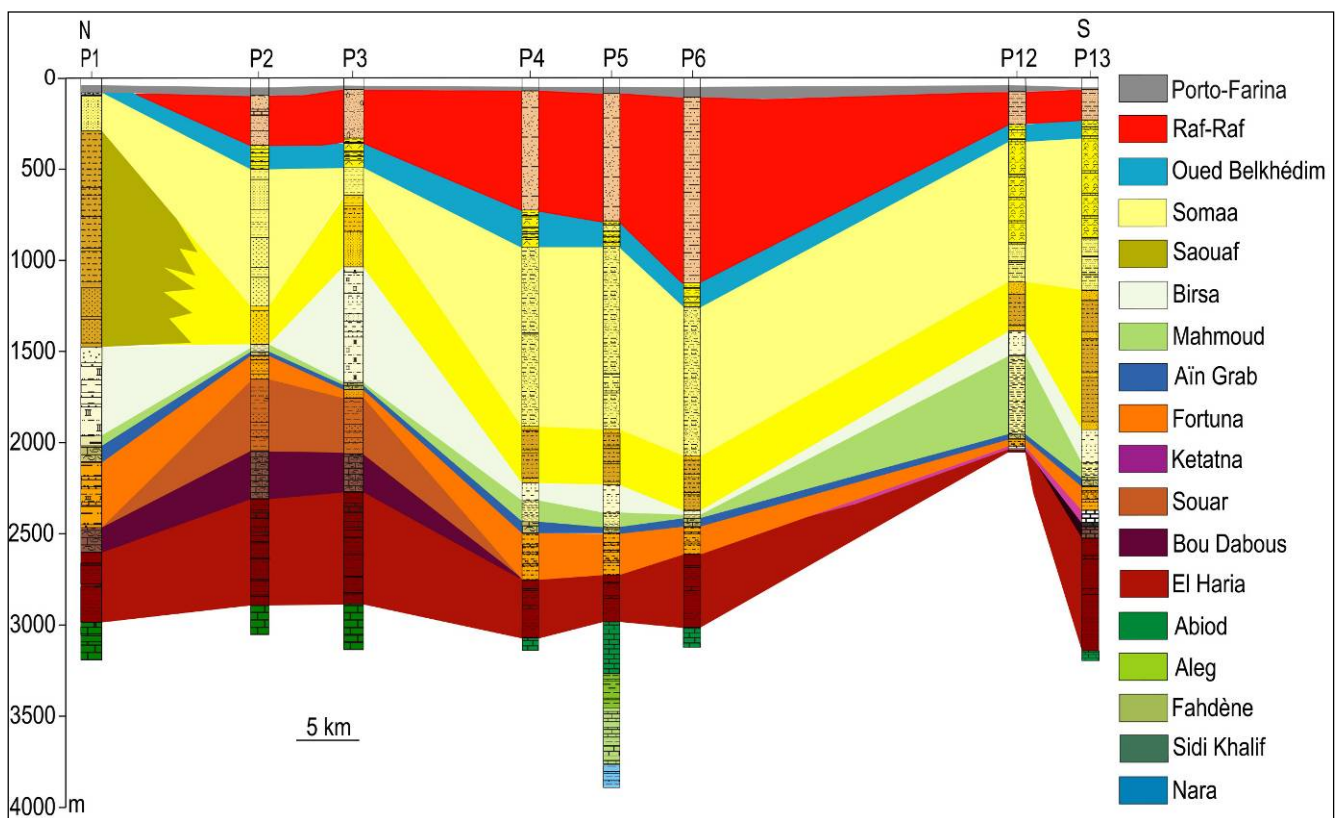


Fig.4.18. Corrélation lithostratigraphique des puits dans le golfe de Hammamet montrant la lithologie des différentes formations.

V. Conclusion

Le Jurassique est caractérisé par une sédimentation récifale déposée sur un haut fond. Pendant l'intervalle Berriasien-Barrémien supérieur, la mer a déposé plus de 500 m de sédiments essentiellement des flyshs, des calcaires, des marno-calcaires et des marnes. A cette époque la région

d'Enfidha est située à la limite méridionale du sillon tunisien beaucoup plus profond au Nord (Meddeb, 1986). Un haut fond de direction N030° s'individualise au cours de l'Aptien qui se caractérise par une sédimentation condensée reconnue au Djebel Mdeker. Une croûte ferrugineuse ainsi qu'une discordance angulaire marquent la limite entre l'Aptien et les niveaux supérieurs. L'Albien est souvent absent, au niveau de la structure de Djebel Fadhloun, l'Albien marque la réduction des séries entre les deux flancs qui se poursuit jusqu'à l'Eocène inférieur. Au Crétacé supérieur s'individualisent des réductions très importantes sur le flanc occidental au dôme de Djebel Mdeker par rapport au flanc oriental et celui depuis le Cénomaniens supérieur jusqu'à l'Eocène inférieur. Au Djebel Fadhloun la réduction des séries entre les deux flancs oriental et occidental débute à l'Albien et se poursuit jusqu'au Santonien. Le flanc occidental présente une réduction par rapport au flanc oriental du Campanien à l'Eocène inférieur. La réduction des séries est attribuée à des structures de haut fond de direction subméridienne. Des intrusions volcaniques sous forme de sills ou de veines ont été reconnues en forage dans la séquence d'âge aptien-santonien inférieur dans tout le Sahel tunisien et en particulier dans la région d'Enfidha (Meddeb, 1986). On lui attribue une période d'extension pour cette extrusion du magmatisme précoce d'âge aptien mais à importantes manifestations au Crétacé supérieur. Au Djebel Bousefra le Campanien inférieur est discordant sur le Tithonien, on assiste donc à une discordance intra-campanienne tandis que les calcaires blancs du Campanien supérieur au niveau de la même localité renferme des éléments phosphatés du Campanien inférieur sous-jacents. La formation El Haria présente une variation notable d'épaisseur d'une région à l'autre avec des lacunes au cours du Maastrichtien supérieur et du Paléocène. Les séries de l'Eocène inférieur reposent en discordance angulaire sur la formation El Haria au sud du massif du Ghar Edhbâa. Elles présentent des variations considérables d'épaisseurs d'une région à l'autre, ainsi elles peuvent atteindre 100 m d'épaisseur au Djebel Ouker et de l'ordre de 10 m au Djebel Mehjoul avec des traces d'éléments glauconieux. Localement on peut distinguer une discordance angulaire entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur. L'Oligocène débute par une sédimentation argilo-gréseuse à nummulites, on assiste donc à une régression à partir de l'Oligocène supérieur. A cette période une mer néritique a déposé une masse de grès grossiers à stratifications entrecroisées renfermant des débris de lamellibranches. L'émersion est totale à l'Oligocène sommital avec des bois silicifiés. Sur la feuille d'Enfidha l'Oligocène supérieur est caractérisé par de grandes variations d'épaisseurs, il est totalement absent dans le synclinal d'Ermila, il a une épaisseur de 80 m sur le flanc oriental du synclinal de Saouaf et plus de 250 m à l'Est d'Aïn Batria. La formation Messioua d'âge aquitanien est formée par des séries à dépôts continentaux sur le flanc ouest du synclinal d'Ermila. Au Langhien une transgression généralisée a envahi la région d'Enfidha déposant en discordance une dizaine de mètres de calcaires gréseux riches

en faunes néritiques avec un niveau conglomératique à la base. Les formations Mahmoud, Béglia et Saouaf se déposent successivement au-dessus. Au Mio-Pliocène, la formation Segui vient se déposer en discordance sur toutes les séries antérieures, il s'agit d'une masse conglomératique constituée essentiellement par des remaniements de tous les terrains sous-jacents d'une épaisseur très importante qui dépasse parfois 1000 m. Le Tyrrhénien longe toute la côte sous forme d'une bande constituée de sables plus au moins consolidés.

Chapitre V:
Etude structurale et
microstructurale de la
région d'Enfidha et en
Tunisie nord-orientale

Chapitre V: Etude structurale et microstructurale de la région d'Enfidha et en Tunisie nord-orientale

I. Introduction

La partie est de la Tunisie est constituée de l'avant-pays de la chaîne atlasique. Ce domaine se raccorde à une zone de croûte continentale amincie vers le NE. Il est limité à l'Ouest et au NW par le couloir de failles de l'axe NS (Buroillet, 1956; Abbes et al., 1981) et par l'accident de Zaghouan (Turki, 1985) qui le séparent du domaine atlasique. A l'Est, il se prolonge en mer par le bloc pélagien (Blanpied, 1978). Il est limité par l'alignement NW-SE des rifts du détroit siculo-tunisien marqués par des pointements des îles volcaniques Linosa, Pantelleria et les îles de Lampedusa et Malte. C'est une plateforme stable régulièrement mais lentement subsidente au Mésozoïque. Les faciès reconnus par quelques forages sont du type néritique de mer ouverte avec prépondérance de sédiments carbonatés (Buroillet et Byramjee, 1974). Au Cénozoïque, la subsidence devient plus active et permet l'accumulation de puissantes séries sous contrôle tectonique. Ces séries montrent des variations latérales et en profondeur en faciès et en épaisseur. Ces zones mobiles à plusieurs époques géologiques et tectoniquement complexes, délimitent de vastes secteurs peu ou pas déformés. Le but de cette étude est de retrouver les paléodirections des contraintes et leurs successions dans le temps à partir des données microstructurales.

I.1. Méthodologie

Les séries carbonatées constituent de meilleurs sites microtectoniques, les plans des failles, les stries, les fentes de tensions et les pics stylolitiques peuvent être facilement mesurés. Les formations gréseuses enregistrent assez mal les déformations cassantes, alors que les argiles ne renferment plus des traces microtectoniques. On a effectué des mesures de directions, de pendages et de stries sur des séries sédimentaires. Des levées topographiques et des mesures des épaisseurs de couches pour l'élaboration des coupes structurales ont été réalisées. On détermine le sens du mouvement des failles à partir des éléments striateurs ou tectoglyphes sur les plans des failles. Ces mesures ont été prélevées dans des sites notés 1-28 (Tableau 5.1). La direction des fractures est présentée sous forme de roses diagrammes. Des fentes de tensions et des stylolites qui sont bien développés, nous permettent d'identifier des événements tectoniques dans la région de Sahel. Les mesures microtectoniques sont traitées par le logiciel *Faultkin 5.5* (Marret et Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012) et *Win-*

tensor 4.0.4 (Delvaux, 2011) (Hémisphère sud du canevas de Schmidt) pour la représentation des plans de failles, des stries et pour déterminer la position des trois axes principaux (σ_1 , σ_2 , σ_3) des tenseurs de contraintes pour des failles normales (TN) et des failles inverses (TI). Un rapport $R=(\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1)$ qui fournit des renseignements sur la forme des tenseurs. Les fractures sont traitées par le logiciel *Rose 2.1.0* généré par Todd (2001-2004).

Zone	n	σ_1	σ_2	σ_3	R	Type de contrainte
01	10	148	240	363	0.41	PS
02	04	064	231	330	0.47	PS
03	07	131	326	234	0.59	PS
04	12	092	278	183	0.50	PS
05	11	115	266	017	0.66	F
06	10	118	028	293	0.40	PS
07	10	279	139	048	0.42	PS
08	15	160	175	040	0.47	PS
09	14	133	230	039	0.50	PS
10	08	090	287	190	0.50	PS
11	11	287	155	015	0.44	PS
12	14	110	017	207	0.46	PS
13	10	150	278	030	0.50	PS
14	18	113	100	207	0.39	PS
15	09	150	280	045	0.50	PS
16	12	205	140	025	0.50	PS
17	25	165	282	055	0.66	F
18	23	031	278	163	0.50	PS
19	21	339	124	230	0.57	PS
20	22	358	174	266	0.50	PS
21	17	342	160	252	0.73	F
22	26	251	086	354	0.35	C
23	06	116	239	014	0.22	C
24	11	210	340	111	0.50	PS
25	12	191	076	282	0.50	PS
26	15	045	258	166	0.29	C
27	08	345	234	138	0.65	F
28	07	133	310	042	0.50	PS

Tableau 5.1. Détermination de la direction des contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 à partir des mesures effectuées dans les zones (1-28). n: nombres de mesures par site (1-28), C: constriction, F: aplatissement, PS: déformation plane.

I.2. Présentation des grandes structures de la région d'Enfidha

La zone d'étude est formée par : (i) Le synclinal de Saouaf qui est représenté par son flanc oriental de direction N25° passant vers le Nord à une terminaison périclinale (Fig.5.1). Il est constitué essentiellement des terrains oligo-miocènes formés de sables et de bancs gréseux de la formation Fortuna.

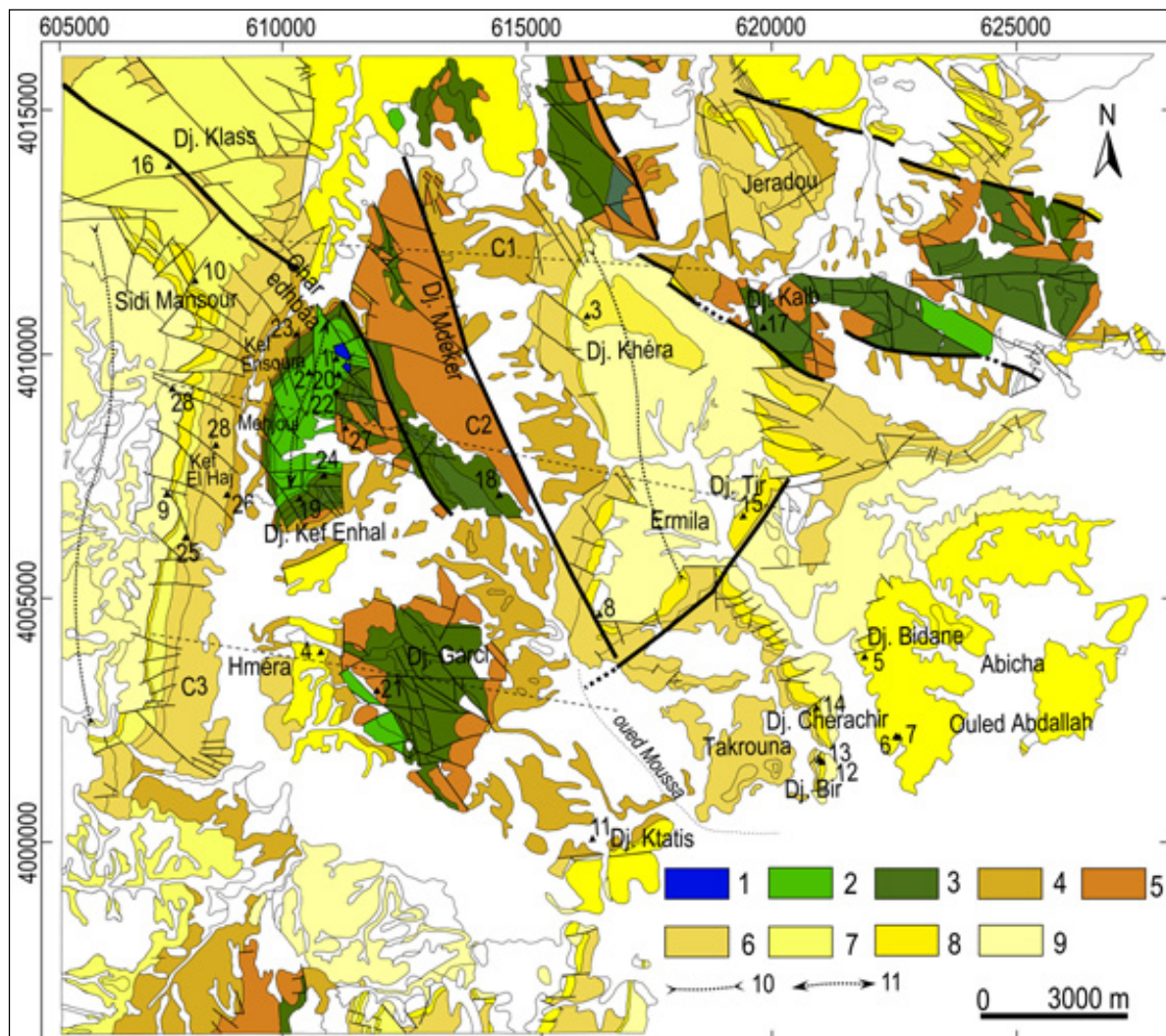


Fig.5.1. Carte de localisation de la zone d'étude. De 1-28: localisation des sites microtectoniques sites, C1-C3: coupes structurales, légende: 1: Jurassique, 2: Crétacé inférieur, 3: Crétacé supérieur, 4: Eocène inférieur, 5: Eocène supérieur, 6: Oligocène inférieur, 7: Oligocène supérieur, 8: Miocène moyen, 9: Plio-Quaternaire, 10: synclinal Saouaf, 11: Anticlinal du Djebel Mdeker.

Des failles décrochantes dextres de direction $\sim N65^\circ$ et des failles inverses orientées $N20^\circ$ affectent les dépôts de la formation Ségui d'âge mio-pliocène. Le cœur est recouvert localement en discordance par des sédiments mio-pliocènes et pléistocènes continentaux. Les structures de ce synclinal sont affectées par une fracturation intense. La faille d'Enfidha orientée EW, visible par endroit en surface, a entraîné l'élimination de la terminaison périclinale méridionale du synclinal de Saouaf et à l'origine de la formation des plis subméridiens dans la localité de Hméra. (ii) L'anticlinal du Djebel Mdeker montre une structure interne très complexe. Trois failles subméridiennes sont à l'origine de la fragmentation du dôme en trois compartiments distincts avec de la fracturation de directions diverses qui a affecté les séries jurassiques à éocènes (Fig. 5.1). Ainsi d'Ouest en Est, on distingue trois compartiments: (a) un compartiment, formé par Kef Enhal, Djebel Mehjoul,

Kef Ensoura et Henchir Abidi (Fig. 5.2). Il correspond à un anticlinal de direction moyenne N30° formé par les Djebel Mehjoul, Kef Ensoura (flanc occidental), Kef Enhal (fermeture périclinale sud) et la côte 323 (fermeture nord). Son cœur est constitué par des flyschs valanginiens avec apparition localement de deux pointements jurassiques.

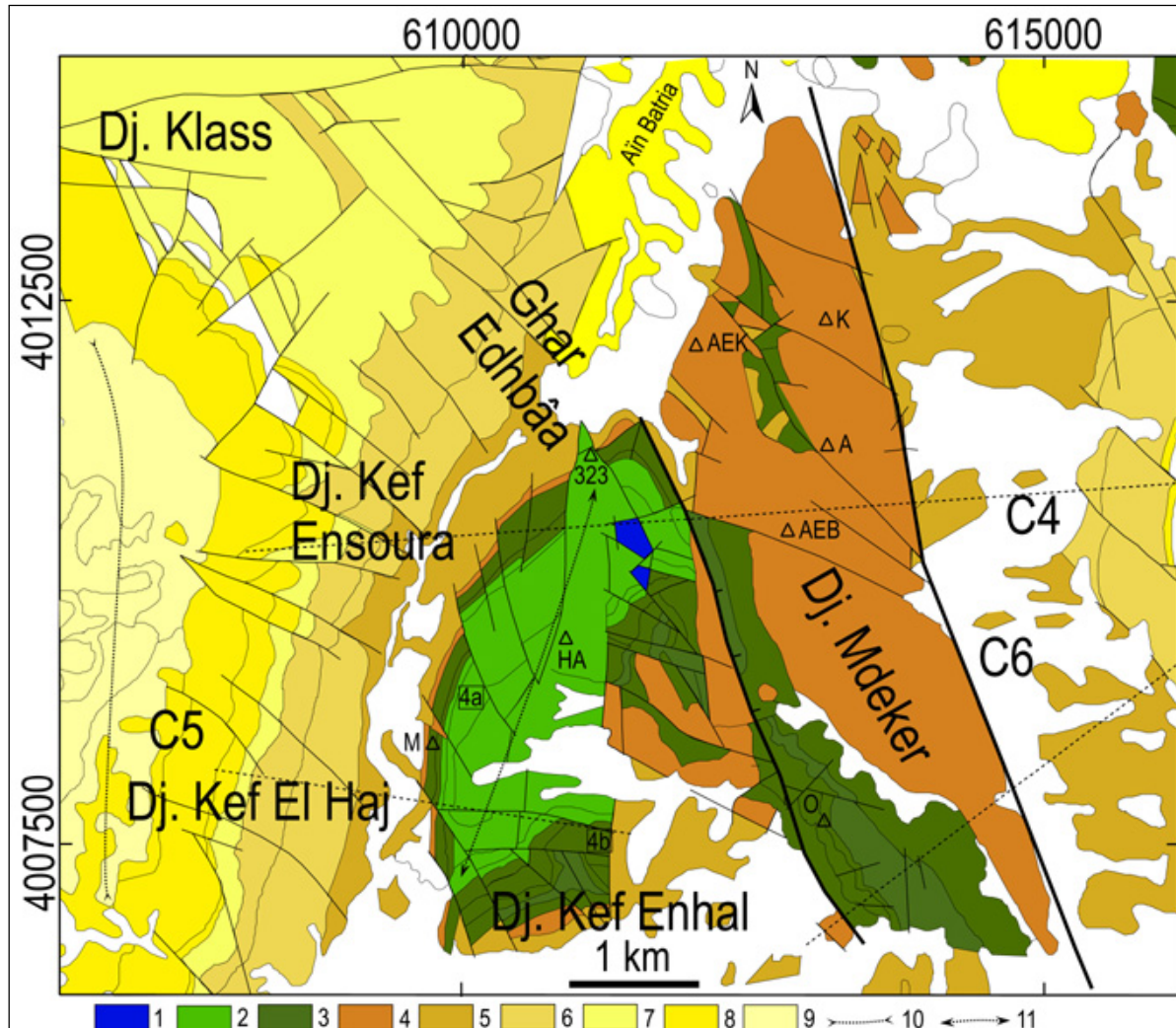


Fig.5.2. Carte géologique détaillée du Djebel Mdeker et le flanc ouest du Saouaf., C4-C6: coupes géologiques, 1: Jurassique, 2: Crétacé inférieur, 3: Crétacé supérieur, 4: Eocène inférieur, 5: Eocène supérieur, 6: Oligocène inférieur, 7: Oligocène supérieur, 8: Miocène moyen, 9: Plio-Quaternaire, 10: synclinal Souaf-Ermila, 11: Anticlinal de Mdeker, A: Djebel Ataris, AEB: Aïn El Bégar, AEK: Aïn El Ketiti, K: Djebel Khiala, HA: Henchir Abid, M: Djebel Mehjoul, O: Djebel El Oueker.

Des coupes structurales (C1-C6) (Fig. 5.3, 5.4) ont été levées dans la région d'Enfidha (Fig. 5.1, 5.2). Elles montrent des failles de direction N10° et N170° à différentes échelles également observées sur le terrain. Elles se trouvent le long du Kef Ensoura et au Djebel Mehjoul à composantes horizontales sénestres (Fig. 5.3a). Ainsi, la terminaison septentrionale du Kef Ensoura, au Nord de Henchir Abidi, est affectée par une faille subméridienne de direction ~N20°, de pendage 75°W. Le jeu décrochant sénestre affecte aussi Djebel Garci

(Fig. 5,3b). (b) un deuxième compartiment est constitué par le massif de Ghar Edhbâa (Fig. 5,3c). Cette zone extrêmement fracturée est caractérisée par l'apparition de deux lambeaux dolomitiques d'âge jurassique. Elle est bordée à l'est par une faille NS transcurrente sénestre, à l'ouest par une faille NS verticale, au Nord par une faille N80° décrochante sénestre et au sud par une faille N110° décrochante dextre. (c) un troisième compartiment est constitué par Djebel Oueker, Mdeker, Ataris, Khiala et Aïn El Ketiti (Fig. 5,3d). Une série monoclinale d'âge albien moyen à éocène supérieur est située dans la partie méridionale dans ce compartiment. Cette série se limite au Nord à Aïn El Bégar par la séquence allant du Campanien supérieur à l'Eocène, ainsi toutes les formations d'âge albien moyen à campanien inférieur sont décalées par faille et donc invisibles dans ce compartiment. Les couches de l'Eocène inférieur deviennent horizontales pour former la fermeture de cet anticlinal qui passe progressivement sous la plaine d'Aïn Batria (Fig. 5,3c). Elles présentent une direction ~N160° au village de Aïn Mdeker jusqu'au Nord du Djbel Khiala. Cette direction est celle d'un vaste anticlinal dont seule la fermeture périclinale nord et le flanc oriental ont été conservés en totalité.

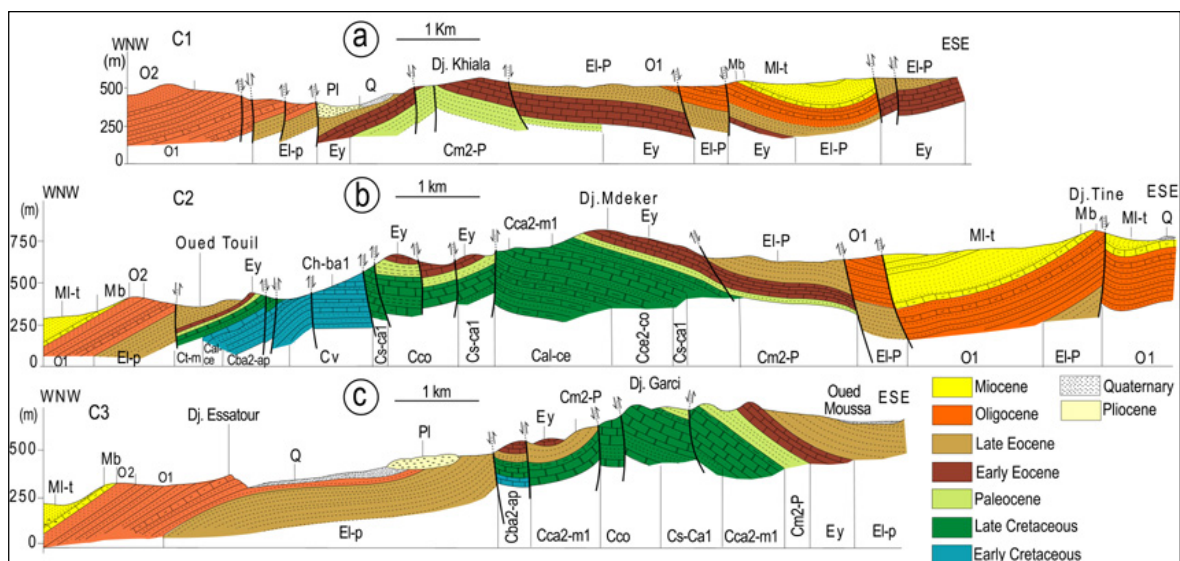


Fig.5.3. Coupes géologiques (C1-C3) dans la région d'Enfidha. Cv: Valenginien, Ch-ba1: Hauterivien-Barrémien supérieur, Cba2-ap: Barrémien supérieur-Aptien, Cal-ce: Albien-Cénomaniens, Cca2-co: Cénomaniens supérieur- Coniacien, Cs-ca1: Santonien- Campanien inférieur, Cco: Coniacien, Ct-m: Turonien- Maastrichtien, Cca2-m1: Campanien supérieur- Maastrichtien inférieur, Cm2-P: Maastrichtien supérieur-Paléocène, Ey: Yprésien, El-p: Lutétien-Priabonien, O1: Oligocène inférieur, O2: Oligocène supérieur, Mb: Burdigalien, MI-t : Langhien-Tortonien, M-Pl: Mio-pliocène, Q: Quaternaire.

Le troisième compartiment est bordé par des failles subméridiennes. Une faille orientale normale à composante sénestre de direction N165° et de pendage ~75-85°E met en contact les calcaires de l'Eocène inférieur avec les marnes de l'Eocène supérieur (Fig. 5,4f). Le jeu de

cette faille ainsi que les structures en horst et en graben de direction N135° sont en faveur d'une extension post-Eocène de direction moyenne NE-SW. Des failles EW dextres coupent cette faille principale, preuve de l'existence d'une phase compressive postérieure à l'extension NE-SW. Dans la région d'Aïn Khiala, le flanc occidental est constitué de l'Eocène inférieur, plus au sud la totalité du flanc occidental est éliminée par failles. Des témoignages d'une déformation plio-quaternaire sont reconnues à l'affleurement dans des zones étroites situées le plus souvent dans le prolongement de structures atlasiques et à l'aplomb d'accidents détectés par sismique réflexion (Bédir et Zargouni, 1986). Cette déformation est représentée par une succession d'anticlinaux dissymétriques, à flancs NW redressés et par des décrochements N90° dextres et N160° sénestres à rejeux probables d'accidents préexistants.

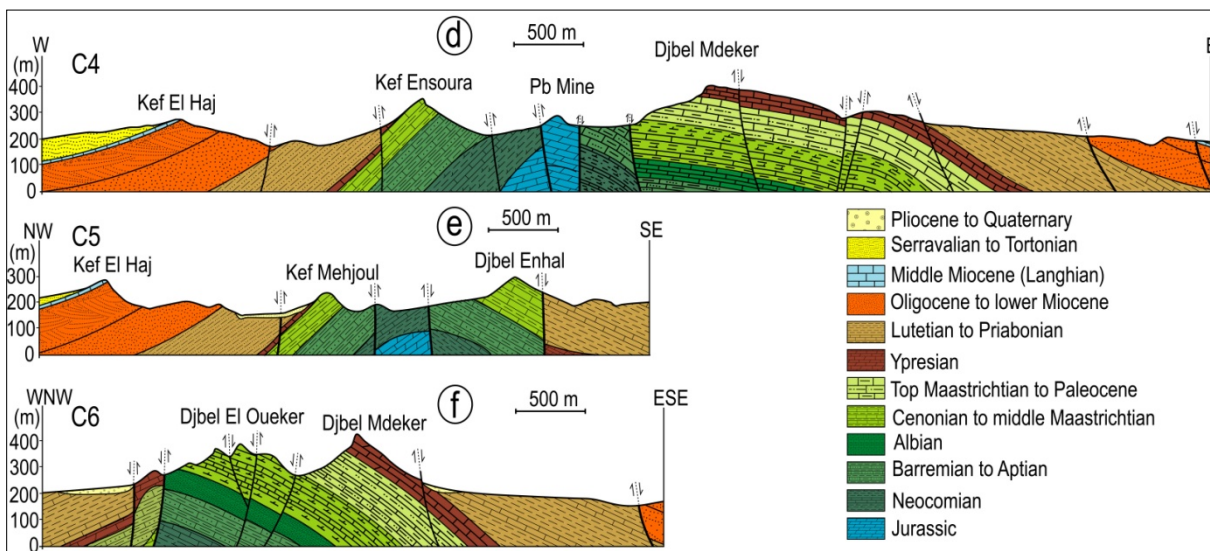


Fig.5.4. Coupes géologiques (C4-C6) de Djebel Mdeker (d-f).

II. Interprétation des données de surface dans la région d'Enfidha

L'avant-pays de l'Atlas est constitué par des chaînes orogéniques très mobiles formées par l'axe NS orientées localement NNE-SSW. Les grands événements tectoniques ont été enregistrés dans les bassins d'avant-pays enterrés au niveau des séries moins épaisses du Méso-Cénozoïque. Des décrochements des séries du Jurassique sur l'Eocène et l'Oligo-Miocène ont été observés au niveau de la faille de Zaghouan et de l'axe NS (Jauzein, 1967; Truillet et al., 1981; Turki, 1985; Anderson, 1996; Morgan et al., 1998; Khomsi, 2005). La relation de la configuration structurale profonde de l'avant-pays et la ceinture du côté de l'Atlas tunisien n'est pas bien connue. Le mécanisme de formation de l'Atlas tunisien, ainsi que les structures héritées qui ont contribué à la mise en place de la géométrie actuelle ont été

expliquées par plusieurs modèles (Burollet, 1956; Turki, 1985; Creusot et al., 1992; Rigane, 1991; Zargouni, 1985; Bédir, 1995; Zouari, 1995). Des hétérogénéités structurales en subsurface correspondent à des alignements majeurs orientés NE-SW, EW et NW-SE. Certaines portions de ces alignements coïncident avec des failles reconnues sur le terrain. Parmi lesquelles les failles N120° sont remarquables et forment des couloirs de décrochement. De part et d'autre de ces failles, la géométrie des déformations est différente d'un compartiment à un autre (Khomsi, 2007) (Fig. 5.5).



Fig.5.5. Fentes de tension et tectoglyphes montrant un jeu de failles décrochantes sénestres dans la formation Abiod du Djebel Kef Ensoura.

II.1. Tectonique crétacé

Dans la région d'Enfidha, à Ghar Edhbâa, les séries sont affectées par de nombreuses failles inverses à pendages forts et des failles décrochantes sénestres de direction N120-150° à pendages forts vers le SW. Une faille inverse de direction EW minéralisée en Blende et Barytine met en contact les séries calcaires du Jurassique avec les séries du Valenginien. Une faille de direction moyenne N110° comporte deux familles de stries. Les stries montrent des jeux relatifs aux failles décrochantes sénestres et des failles inverses à fort pitch. Le tenseur de contrainte appliqué aux mesures montre l'existence d'une compression qui a affecté les séries calcaires avec une contrainte σ_1 orientée NE-SW. Le jeu des stries des failles décrochantes sénestres est postérieur à celui des failles inverses. Le rapport axial moyen $R=0.41$ correspond à une déformation plane (site 1) (Fig. 5.6).

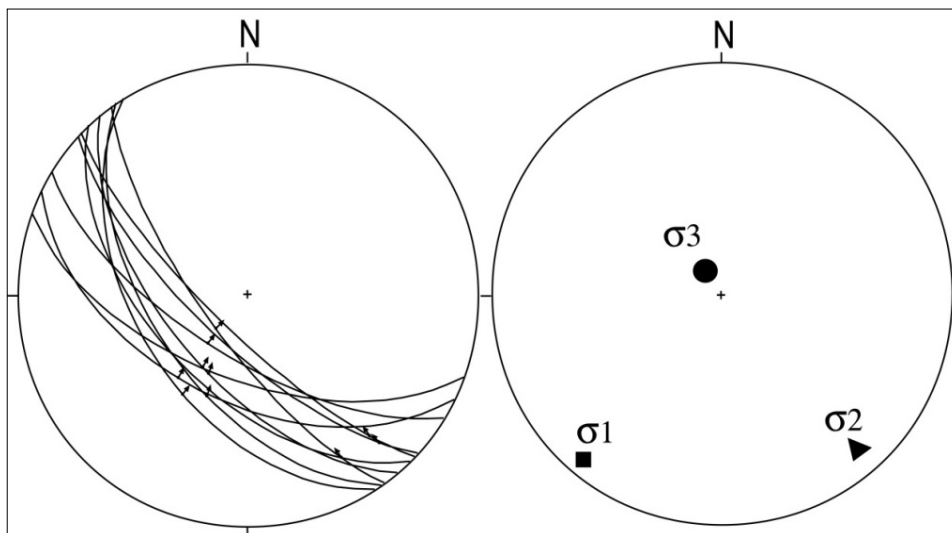


Fig.5.6. Mesures microtectoniques dans les séries valanginiennes (formation M'Cherga) à Ghar Edhbâa (site 1).

A Djebel Mdeker les séries valanginiennes (sites 22, 27) de la formation M'Cherga sont affectées par des failles de direction NS, NE-SW et EW à NW-SE. Les failles normales et décrochantes normales montrent une extension NE-SW et WNW-ESE. La contrainte compressive σ_1 est verticale alors que σ_3 est horizontale avec un rapport $R=0.35$ (site 22) qui correspond à une déformation en constriction et un rapport moyen $R= 0.65$ (site 27) qui correspond à un aplatissement avec des failles normales de direction N160-190° qui montrent une extension de direction ENE-WSW. Alors que d'autres failles normales de direction N40-50° montrent une extension de direction NW-SE. Des fentes de tension remplies

de calcite se développent dans les séries de calcaires du Crétacé. Les fentes de direction NS coupent celles qui sont orientées EW. Des systèmes de fentes conjuguées orientées N110-140° sont affectées par des stylolites orientés NE-SW (site 22).

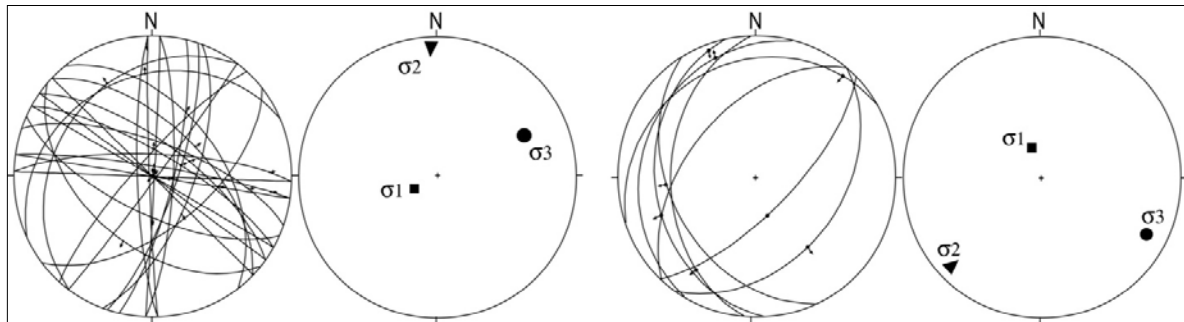


Fig.5.7. Mesures microtectoniques dans les séries valanginiennes (formation M'Cherga) à Ghar Edhbâa (sites 22, 27).

Au niveau du Djebel Kef Ensoura on remarque que les séries calcaires grisâtres, feuilletées et riches en faunes du Crétacé inférieur (Hauterivien-Barrémien) (site 2) sont affectées par un ensemble de quatre failles décrochantes dextres N15-25° à pendage NW et à pitch vers le Nord. La contrainte principale σ_1 déduite à partir des mesures de stries sur ces failles est orientée NE-SW avec un rapport axial $R=0.47$ qui correspond à une déformation plane (Fig. 5.8).

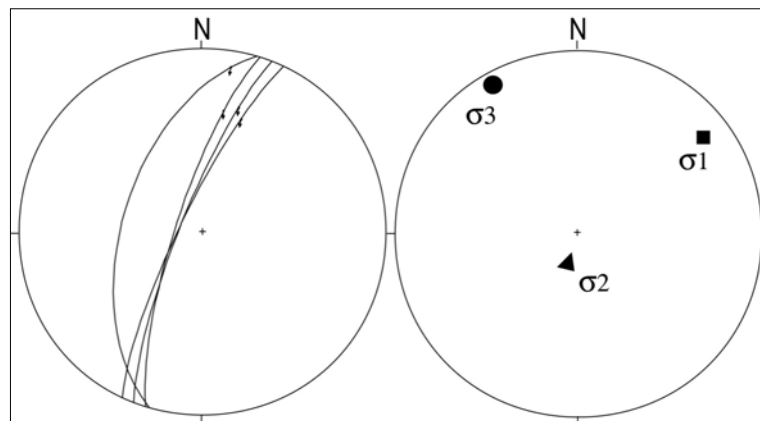


Fig.5.8. Mesure microtectonique dans la formation M'Cherga (Hauterivien-Barrémien) à Kef Ensoura (site 2).

A Djebel Garci les séries calcaires grisâtres, d'âge aptien (site 21) (formation Serdj), sont riches en faunes bivalves, gastéropodes, rostrs du bélemnites et des pectinidés, renfermant au sommet des glauconites. Elles sont affectées par des failles subméridiennes, les premières sont décrochantes inverses et des failles normales à pendage vers l'Est qui montrent une compression NW-SE. D'autres failles normales de direction NW-SE et EW prouvent l'existence d'une extension orientée NE-SW et WNW-ESE avec un rapport $R=0.73$ qui correspond à une aplatissement (Fig.5.9).

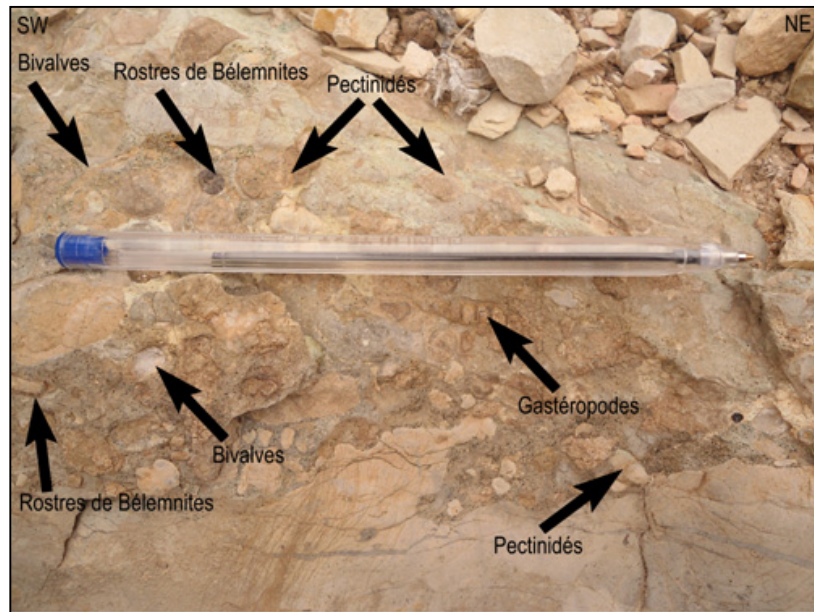


Fig.5.9. Aptien condensé, riche en faunes (formation Serdj) à Kef Ensoura.

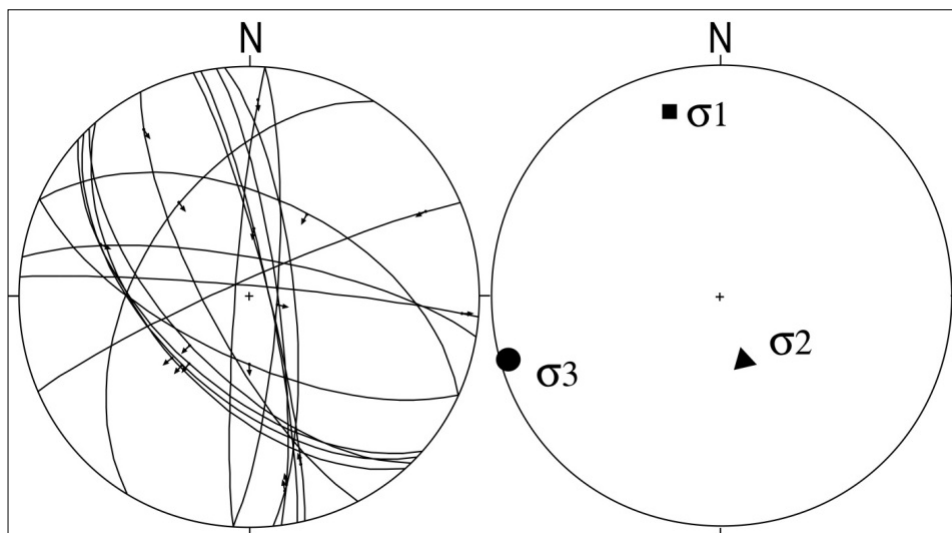


Fig.5.10. Mesures microtectoniques dans les séries aptiennes (formation Serdj) à Djebel Garci (site 21).

Un haut fond s'individualise pendant l'Aptien, de direction moyenne N30° au niveau de Djebel Mdeker et à la côte 323 accompagné par une sédimentation condensée (Fig.5.10, 5.11). Une discordance angulaire intra-aptienne est visible à Kef Enhal. Des failles normales scellées par l'Albien supérieur à Djebel Azreg et à Kef Ensoura et d'autres scellées par l'Aptien supérieur à Kef Enhal traduisent une extension intra-aptienne (Fig. 5.12, 5.13).

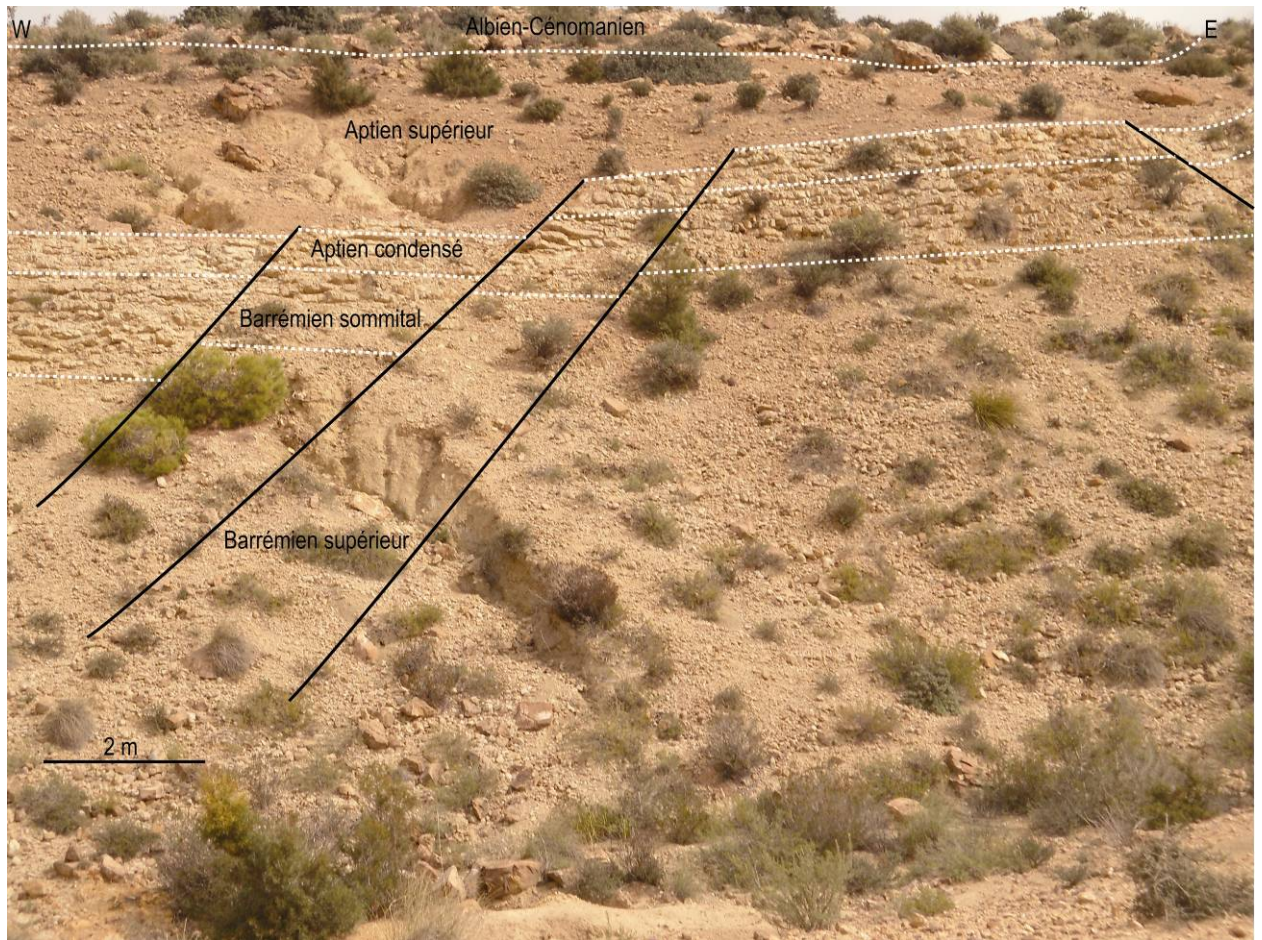


Fig.5.11. Failles normales affectant les séries du Crétacé inférieur (formation M'Cherga) et l'Aptien condensé (formation Serdj) à la Côte 323.

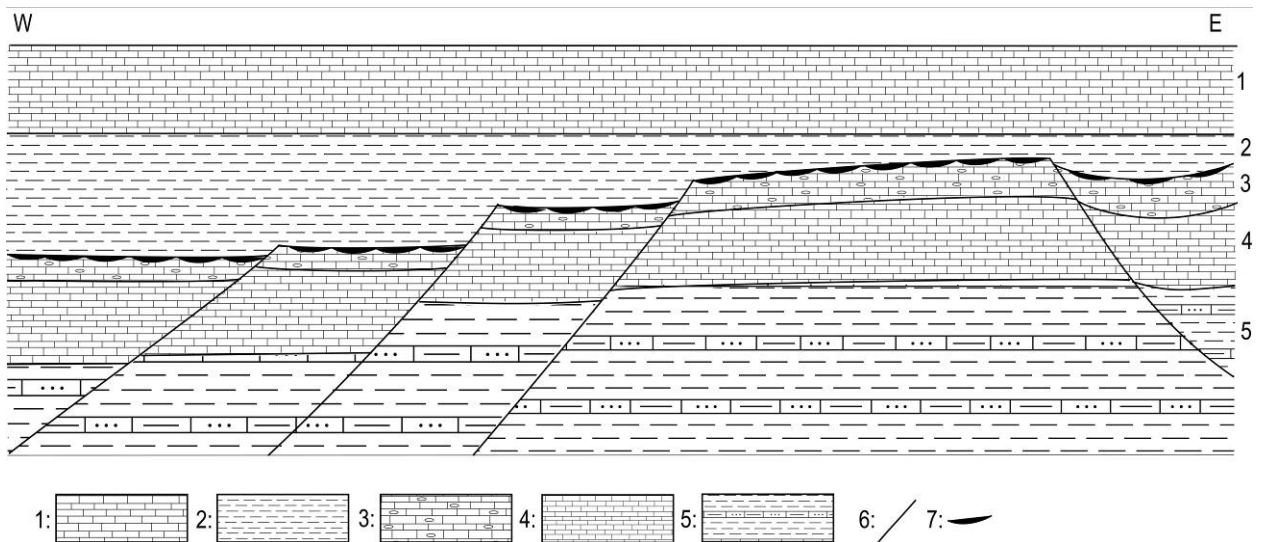


Fig.5.12. Aptien condensé de la formation Serdj à la Côte 323 (1. Albien-Cénomanien, 2. Aptien supérieur, 3. Aptien Condensé, 4. Barrémien sommital, 5. Barrémien supérieur), 6: faille, 7: surface d'érosion (cf. Fig.5.1).

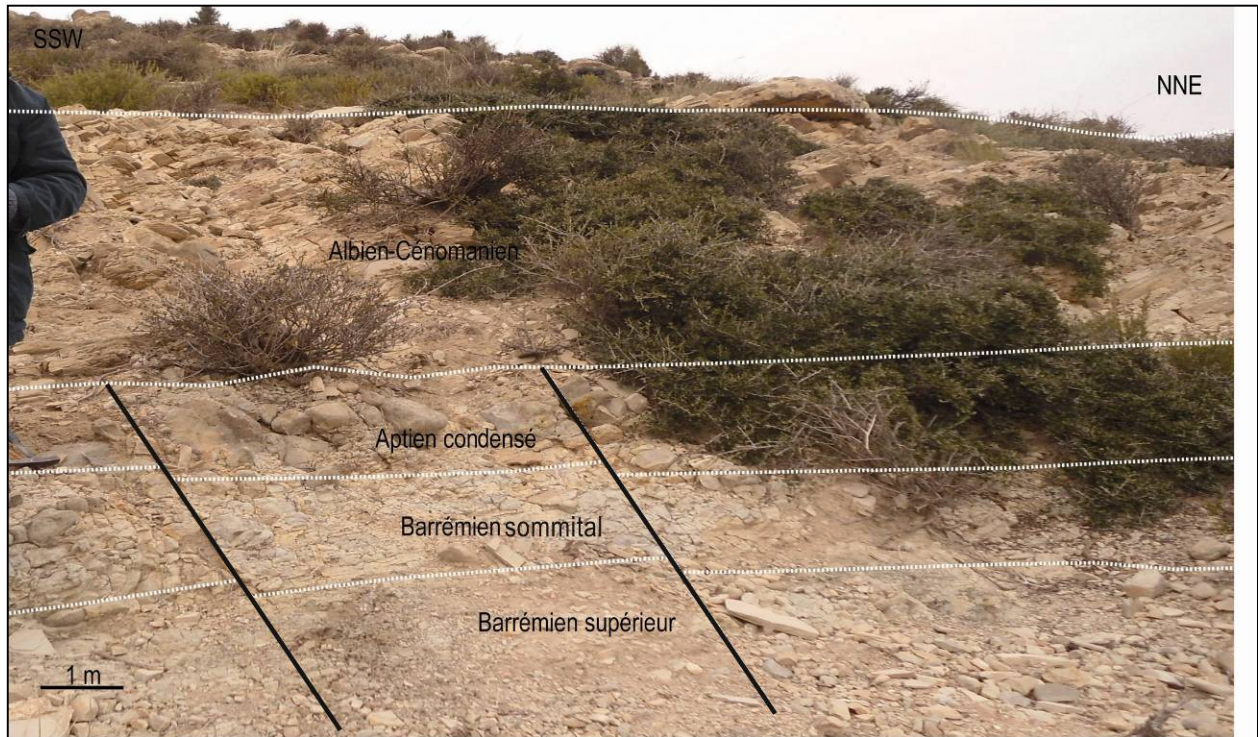


Fig.5.13. Failles normales affectant les séries de la formation M'Cherga (Crétacé inférieur) scellées par les formations Bahloul (Albien) et Serdj (Aptien) à Kef Ensoura (cf. Fig.5.1).

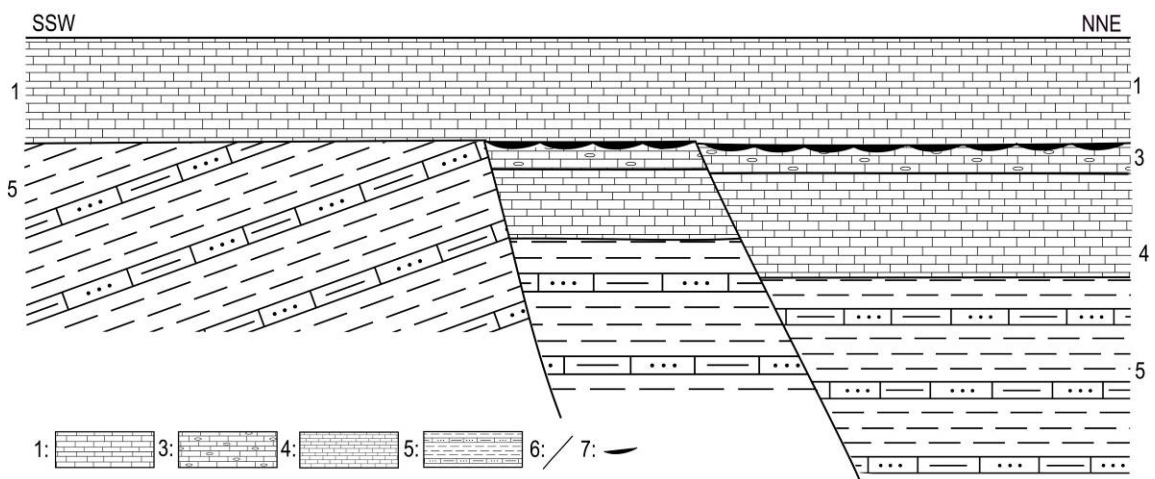


Fig.5.14. Aptien condensé à Kef Ensoura (formations: 1. Fahdène-Bahloul (Albien-Cénomaniens), 3. Serdj (Aptien Condensé), 4. M'Cherga (Barrémien sommital, 5. Barrémien supérieur), 6: faille, 7: surface d'érosion.

Des microfailles inverses de direction N110° à pendage Est, se développent à l'intérieur des séries du Cénomaniens (formation Bahloul) à Kef Mehjoul (Fig.5.14.). Parallèlement à la contrainte principale, des fractures s'ouvrent et leurs lèvres vont s'écarter et se remplir de calcite: ce sont les fentes de tension. La calcite cristallise parfois en fibres qui s'orientent selon la

direction d'allongement. La configuration actuelle des fentes indique un changement significatif du champ des contraintes matérialisant une variation progressive du champ des contraintes depuis l'ouverture de la fente (Fig.5.15). Les fentes et les plans stylolithiques qui sont perpendiculaires se recoupent par endroit. Parfois, un système de fentes "en échelon" matérialise une faille potentielle. La représentation stéréographique des mesures microtectoniques à Ghar Edhbâa (site 20) montre des failles décrochantes dextres subméridiennes et d'autres de direction NE-SW à pendages respectifs vers l'Ouest et le SE et d'autres qui sont orientées EW (Fig.5.16). On remarque d'après ces failles la présence d'une phase décrochante compressive orientée NE-SW et une compression de direction EW à ESW-WNW. Les projections stéréographiques montrent l'existence de phases extensives de direction moyenne WNW-ESE (N100-110°), matérialisées par quatre types de failles normales: (i) subméridiennes, (ii) NW-SE à WNW-ESE dextres (iii) ENE-WSW à NE-SW sénestres mais aussi (iv) inverses. Une phase compressive est orientée NE-SW et une autre de direction NW-SE matérialisée par des failles inverses, décrochantes dextres ou sénestres de direction moyenne N50° et N100-120° qui ont été mises en évidence. Ces anciennes structures sont soumises aux contraintes compressives majeures, de direction NW-SE, notamment celles du Miocène supérieur (phase atlasique). Elles ont subi des déformations plicatives et cassantes, marquées par des chevauchements à vergence est, des rétro-chevauchements à vergence ouest, des structures d'éjection et des plis-failles (Fig.5.17).



Fig.5.15. Microfailles inverses affectant la formation Bahloul à Kef Mehjoul (cf. Fig.5.1).



Fig.5.16. Fentes de tension prises en compression.

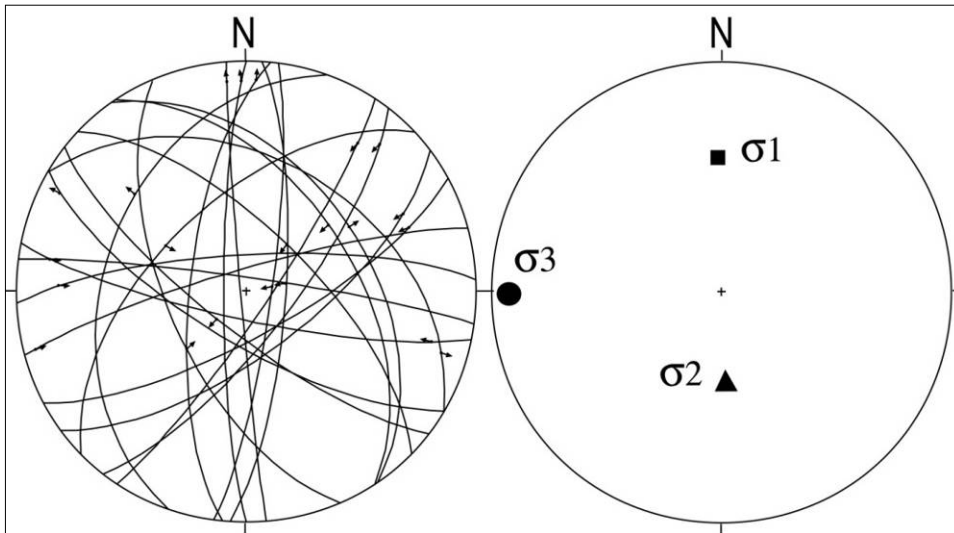


Fig.5.17. Mesures microtectoniques dans la formation Fahdène (Cénomane) à Ghar Edhbâa (site 20).

D'autres mesures ont été également effectuées dans la région d'Enfidha, en particulier dans la formation Abiod (Campanien supérieur-Maastrichtien), les calcaires Abiod de Djebel Kalb (sites 17) sont affectés par de nombreuses failles normales et inverses de directions et pendages différents. Des failles normales de direction N160-190° montrent une extension de direction WNW-ESE (N110-120°). Des failles inverses qui sont orientées N110-115° à pendage SW et d'autres décrochantes N130-160° à pendage SW. Ces failles témoignent de l'existence d'une compression NW-SE. Le rapport moyen $R=0.66$ correspond à une aplatissement (Fig.5.18).

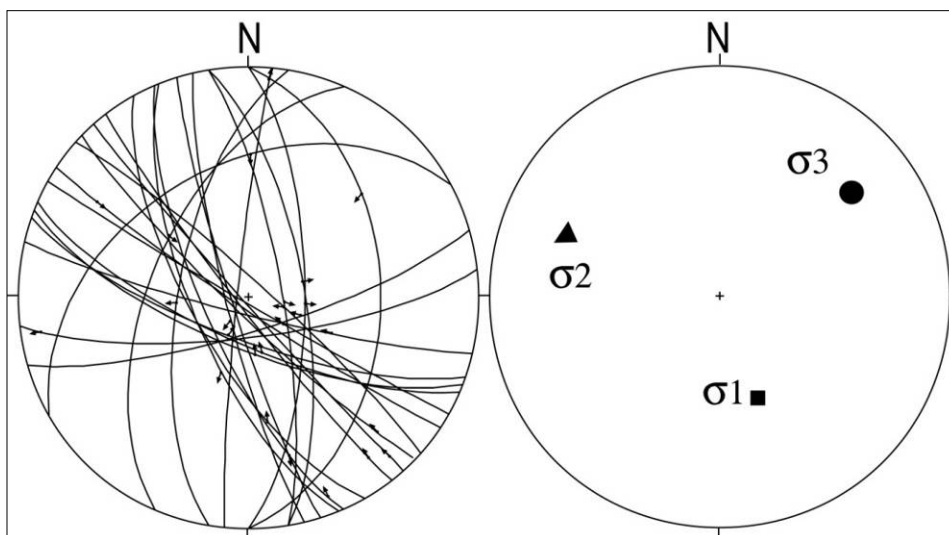


Fig.5.18. Mesures microtectoniques dans la formation Abiod à Djebel Kalb (site 17).

A Djebel Ouker (site 18), la représentation des mesures montrent que les calcaires Abiod sont affectés par des failles inverses de directions NW-SE et à pendages NE et SW et des

failles décrochantes orientées NE-SW qui prouvent une compression de direction NE-SW. Deux failles normales de direction N07° et N108° à pendage Est indique une distension WNW-ESE, une autre faille subméridienne et décrochante inverse montre une compression de direction NS (Fig.5.19).

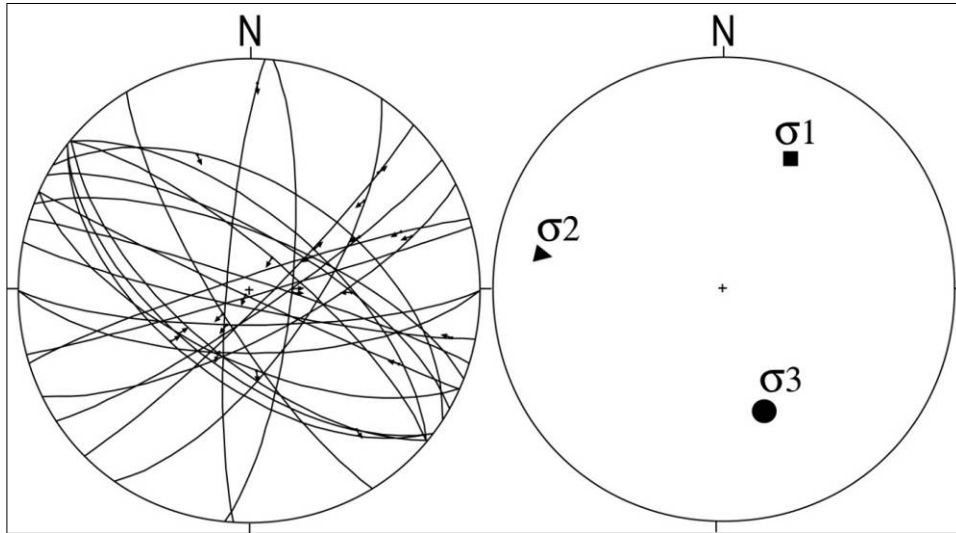


Fig.5.19. Mesures microtectoniques dans la formation Abiod de Djebel Ouker (site 18).

Les calcaires de la formation Abiod de Djebel Kef Ensoura (sites 19, 24) sont affectés par des failles décrochantes sénestres de direction moyenne N10-35° à pendage SE et des failles normales de direction N118-126° à pendage NE et SW prouvent l'existence d'une phase distensive de direction NE-SW. Deux failles normales orientées NS et N35° montrent une extension de direction WNW-ESE (Fig.5.20).

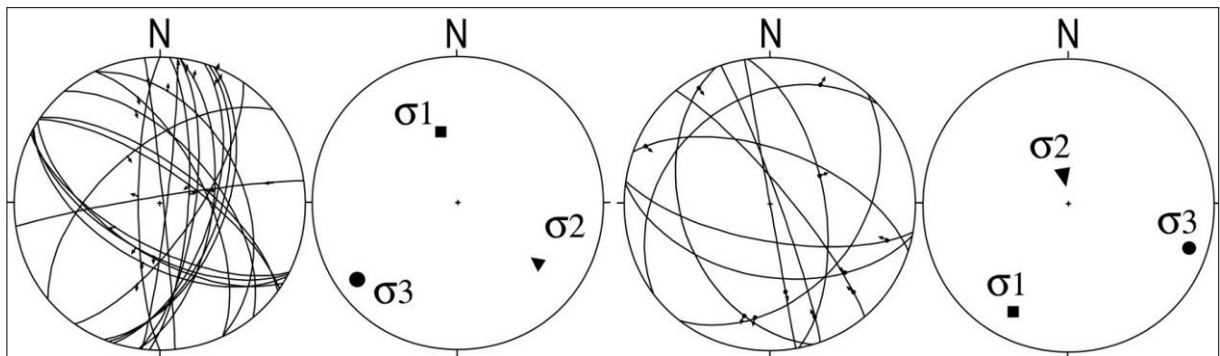


Fig.5.20. Mesures microtectoniques dans la formation Abiod à Djebel Kef Ensoura (sites 19,24).

Au cours du Crétacé supérieur-Paléocène, la plateforme orientale est soumise à un régime distensif donnant lieu à des fossés allongés d'orientation N160° liés probablement à des failles

N130° sénestres de type failles transformantes (Bédir, 1995; Khomsi et al., 2004b). L'ouverture de ces fossés est en accord avec les émissions volcaniques décalées en surface et en subsurface au Crétacé supérieur et qui caractérisent par ailleurs cette plateforme orientale. Une compression éocène est à l'origine de la formation des plis à grands rayons de courbures orientés N45-60°. Localement, cette tectonique a pu être accompagnée de manifestations diapiriques.

II.1a. Magmatisme crétaé

Les formations du Crétacé supérieur contiennent des dolérites altérées (Thibieroz, 1974). Le magmatisme a débuté à l'Aptien avec des manifestations plus importantes au Crétacé supérieur.

II.1b. Tectonique éocène

Des mesures sur des séries d'âge éocène (site 23) de la formation Bou Dabbous à Kef Ensoura, montrent des failles décrochantes inverses de direction subméridiennes et à pendages vers l'Ouest (Fig.5.21). Des failles inverses subméridiennes à pendages vers l'Est, des pics stylolithiques et des fentes de tension de direction NS coupées et tordues affectent les calcaires éocènes du Djebel Mdeker (Fig.5.22). Le calcul de tenseur de contrainte (TI) donne une σ_1 verticale et σ_3 horizontale de direction N116° avec un rapport $R=0.22$ qui correspond à une transpression. Ce qui met en faveur l'existence d'une phase compressive de direction EW. Des pics stylolithiques de direction moyenne EW et N145° se développent dans les calcaires éocènes du Djebel Garci. Les pics N145° coupent les pics EW (Fig.5.23). On met en évidence que la phase compressive de direction EW est antérieure à l'extension NE-SW (Fig.5.24).



Fig.5.21. Faille décrochante inverse dans la formation Bou Dabbous (Yprésin) de Kef Ensoura.



Fig.5.22. Pics stylolithiques dans la formation Bou Dabbous (Yprésin) à Djebel Mdeker.

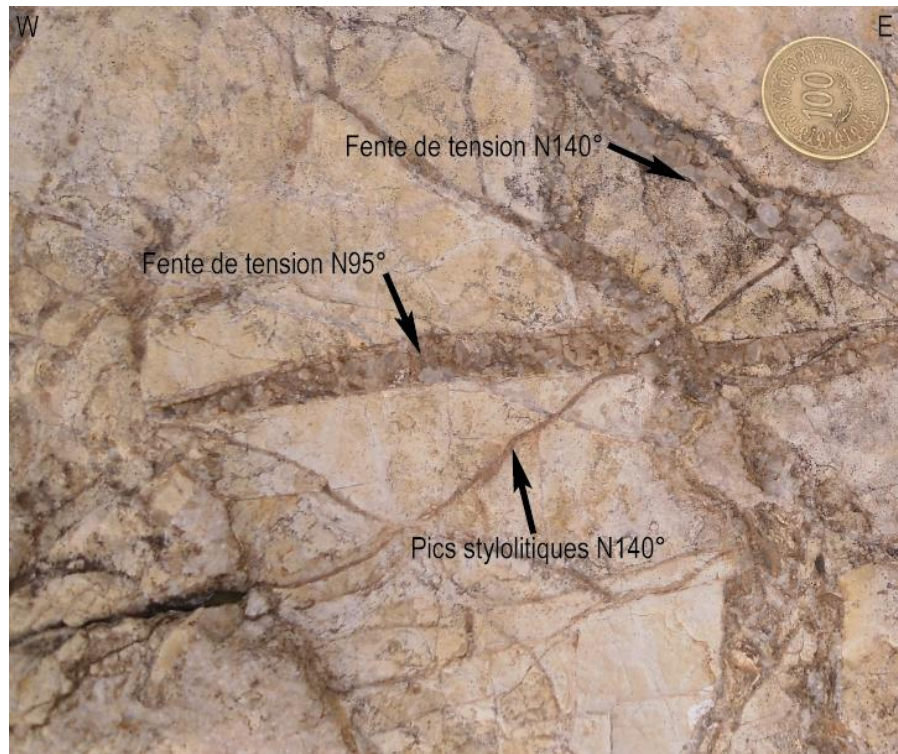


Fig.5.23. Fentes de tension orientées WE se recoupant avec un microstylolite orienté N140° et remplis de calcite dans la formation Bou Dabbous de Djebel Garci.

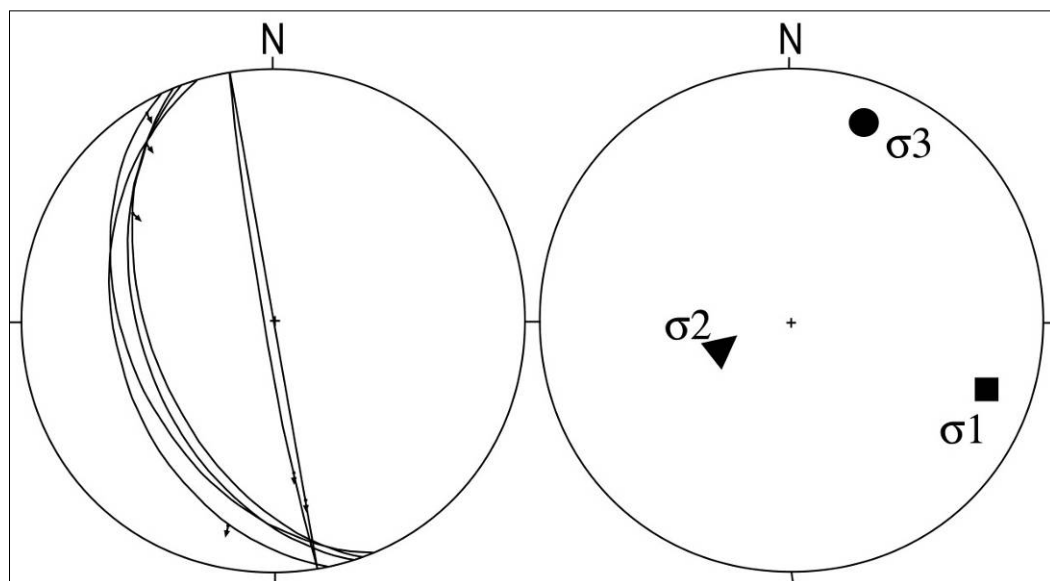


Fig.5.24. Mesures microtectoniques dans la formation Bou Dabbous (Yprésien) à Kef Ensoura (site 23).

II.2. Discordance de la formation Mélaoui sur la formation El Haria

La formation Mélaoui montre des discordances sur la formation El Haria. Des lacunes et des variations des épaisseurs dans la formation El Haria sont associées à une faune remaniée du Maastrichtien dans le Paléocène. A Ghar Edhbâa, la formation El Haria est affectée par des

failles inverses métriques scellées par l'Eocène inférieur. Elles témoignent d'une activité tectonique compressive de direction EW post-paléocène et ante-miocène (Fig.5.25).

La représentation stéréographique de toutes les mesures microtectoniques des séries du Crétacé montrent une phase extensive de direction moyenne N110° matérialisées par des failles normales subméridiennes, NW-SE à WNW-ESE dextres, des failles ENE-WSW à NE-SW normales senestres et des failles inverses suite à une compression lors du rapprochement de l'Afrique et de l'Europe. Des réductions de séries d'un flanc à un autre sont à noter pendant l'intervalle de temps Aptien-Eocène au niveau des structures subméridiennes, ce qui met en évidence une extension le long de cet intervalle. Les failles subméridiennes déterminent des structures en horst et en graben de direction moyenne NS, affectés par des failles NE-SW sénestres ou NW-SE dextres qui contrôlent la sédimentation.

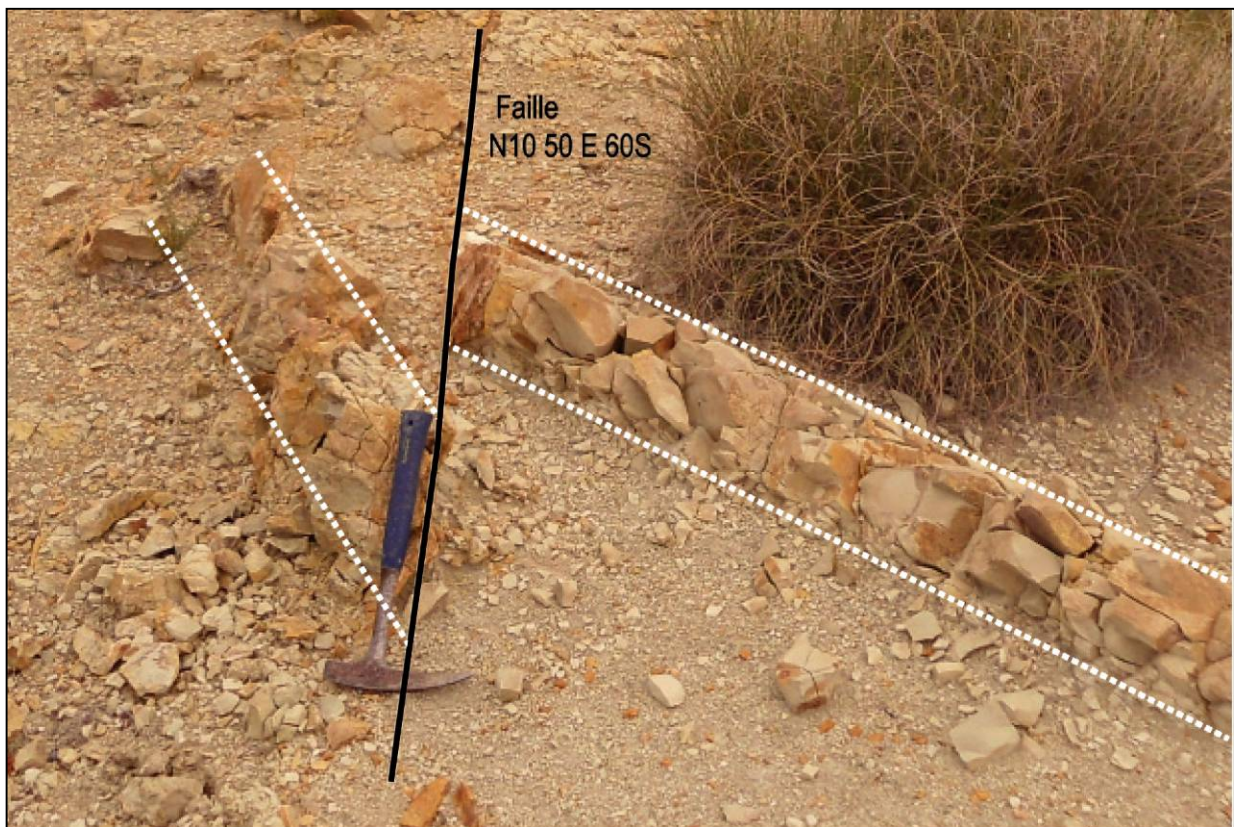


Fig.5.25. Faille inverse de direction subméridien dans la formation El Haria (Maastrichtien supérieur-Paléocène) à Djebel Kef Enhal (cf. Fig.5.1).

III. Tectonique oligocène

A Kef El Haj, les séries de l'Oligocène inférieur sont affectées par des failles synsédimentaires. Le plan des failles oxydé a une direction moyenne NE-SW et un pendage SE (Fig.5.26). Une faille kilométrique a été décelée dans l'Oligocène supérieur du Djebel Kless (Fig. 5.1), elle est scellée par la formation d'Aïn Grab. Elle présente un fort pendage vers le Nord et les stries sont à faible pitch vers l'Ouest. Des mesures sur des bancs de grès grossiers de l'Oligocène supérieur ont été effectuées (site 16) (Fig. 5.27). Les stries sont portées par des miroirs des failles couverts d'une croûte ferrugineuses. Les grains de quartz entraînés par le déplacement indiquent facilement le jeu. Elles montrent une phase compressive avec une contrainte σ_1 orientée NE-SW et σ_3 verticale. La détermination du tenseur TI montre un régime compressif avec σ_1 horizontale de direction N205° et σ_3 verticale. La formation Aïn Grab (Langhien) est discordante sur la formation Messioua (Aquitaniens) argilo-gréseuse qui ne renferme pas de figures microtectoniques. Des failles décrochantes dextres et sénestres de direction moyenne N130-150° (site 25) ont affecté les séries gréseuses de l'Oligocène.



Fig.5.26. Grès de l'Oligocène (Fortuna) affectés par des failles de direction moyenne NE-SW à Kef El Haj.

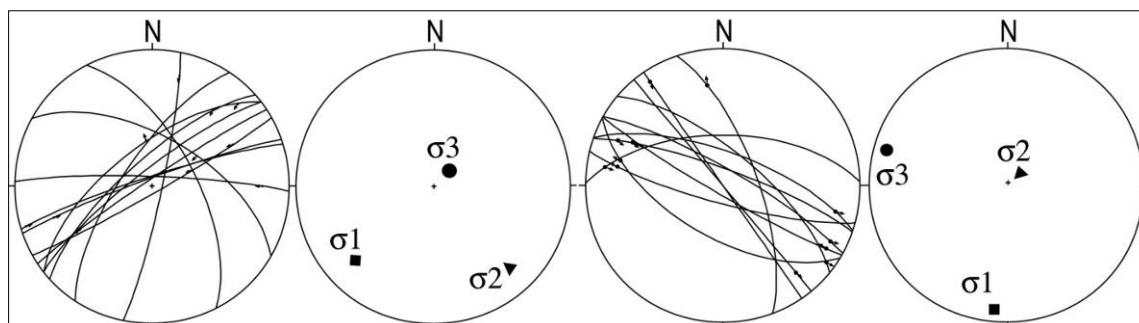


Fig.5.27. Mesures microtectoniques dans les séries de l'Oligocène à Kef El Haj et Djebel Klass (sites 16, 25).

Dans la partie septentrionale du synclinal du Saouaf une tectonique synsédimentaire a été mise en évidence dans les grès de l'Oligocène de la formation Fortuna (site 26). La représentation des mesures microtectoniques montre l'existence de l'alignement de deux familles de failles normales. La première a une direction N40-50° à pendage SE et la seconde est orientée N100-150° à pendage SW. Ces deux familles montrent l'existence de deux phases d'extension orientées respectivement NE-SW et NW-SE. Sur le terrain, les fractures N100-150° coupent les fractures décrochantes senestres de direction N40-50°. On pensait donc que la compression de direction NE-SW (N205°) est post-aquitaniennne et ante-langhienne (Fig.5.28).

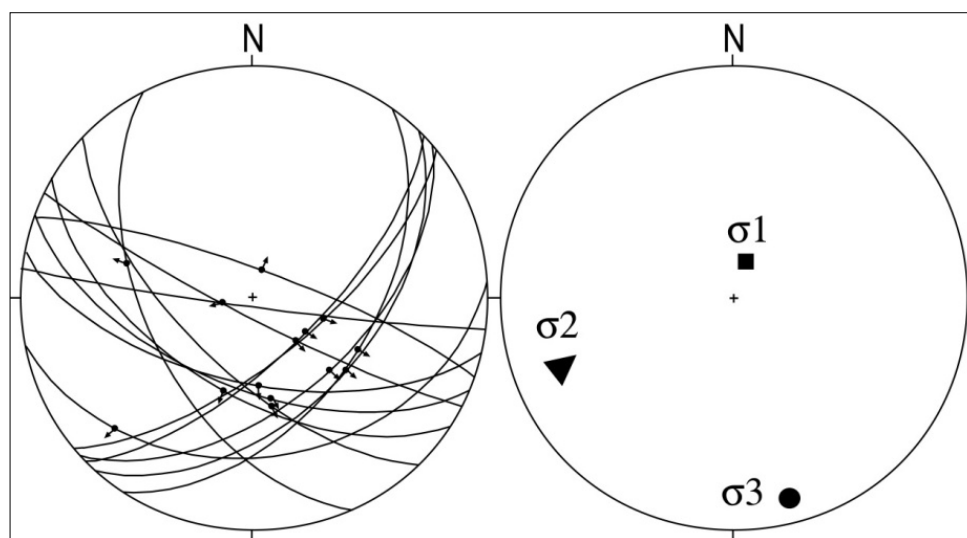


Fig.5.28. Mesures microtectoniques dans les séries de l'Oligocène à Kef El Haj (site 26).

Les séries de l'Oligocène d'Enfidha montrent des variations d'épaisseurs remarquables de quelques mètres entre Takrouna et Jradou, quelques dizaines de mètres sur le flanc oriental du synclinal de Saouaf et de quelques centaines de mètres au niveau de sa terminaison septentrionale (Djebel Hamra) (Fig.5.1). Cette variation des épaisseurs poursuit un alignement de

direction NW-SE à la limite des Djebel mentionnées ci-dessus. Les séries de l'Oligocène supérieur dans la partie NE sont plus épaisses que celles de l'Oligocène inférieur au SW de l'alignement. Sur le terrain, cet alignement correspond à un réseau de failles normales de directions N120-135°. Une extension orientée NE-SW, sub-perpendiculaire à cet alignement a probablement accompagné la sédimentation des séries oligocènes. Celles-ci sont affectées par de nombreuses failles. A Djebel Klass et dans la partie ouest du synclinal d'Ermila, des failles inverses sont scellées par les calcaires et les conglomérats de la formation Aïn Grab. Une faille inverse dans le synclinal d'Ermila de direction N120 60SW 70W montre une compression de direction NE-SW postérieure à l'Oligocène inférieur et antérieure au Langhien.

II.1. Discordance Oligocène/Eocène

La formation Fortuna (Oligocène) est discordante sur la formation Souar (Eocène supérieur). Les structures subméridiennes (Fadhloun, Garci et Mdeker) sont constituées par des terrains allant du Jurassique à l'Eocène supérieur. Les séries oligocènes sont orientés N30° dans le synclinal du Saouaf et N35° dans le synclinal d'Ermila. L'orientation de la fracturation des séries éocènes et crétacées au niveau de Djebel Mdeker est différente de celle formée de l'Oligocène du Saouaf (Fig.5.1). Ce qui laisse supposer l'existence d'une phase tectonique post-éocène et ante-oligocène.

III. Tectonique miocène

Des structures plissées se développent dans les séries miocènes. Elles se présentent sous forme de synclinaux à cœur remplis par des dépôts d'âge serravalien-tortonien. Ces structures sont marquées par la formation Aïn Grab qui présente un bon repère régional. Ainsi vers l'ouest de la région d'Enfidha (Fig.5.1), le synclinal de Saouaf a une direction moyenne N25°. Elle est représentée uniquement par son flanc oriental et une partie de la fermeture septentrionale. Le synclinal d'Ermila est orientée N30° (Fig.5.1). Il est recoupé par des failles EW dextres et des failles subverticales de direction moyenne NW-SE à NNW-SSE présentant un jeu décrochant sénestre. Les failles EW sont moins importantes et décrochantes dextres comme le cas des failles au Nord du Djebel Tire (N95 80N 5E dextre, N98 84N 8E dextre). Une grande faille de direction N125° à pendage SW délimite le synclinal d'Ermila. Elle présente un jeu normal dextre (N130 50SW 80NW normale, N125 65SW 75NW normale) au niveau du Djebel Kalb (Fig.5.1).

La formation Aïn Grab du Miocène inférieur (Langhien) repose en discordance de 5 à 15° sur les séries de l'Oligocène supérieur et par endroit sur l'Oligocène inférieur (flanc ouest du synclinal d'Enfidha). Elle renferme à sa base des niveaux conglomératiques.

Au SE de Djebel Mdeker, dans la carrière Chérachir les séries calcaires de la formation Aïn Grab d'âge langhien sont affectées par des failles normales et inverses de direction N60-80°

décrochantes dextres et sénestres (site 14). Le miroir de faille de direction N70 80NW 30W dextre montre des figures d'arrachement qui renseignent sur la direction du déplacement des couches calcaires. Il montre deux générations de stries portées par le même miroir avec une première génération orientée N70 80N 10E sénestre et une deuxième N70 80N 40E (Fig. 5.29). Le stéréogramme met en évidence des failles de directions diverses. A partir de ces mesures on déduit l'existence d'une phase compressive de direction NW-SE qui a été définie par des failles inverses à stries stylolitisées de direction NE-SW et par une faille EW décrochante inverse (site 14). Les failles décrochantes dextres ou sénestres de direction moyenne N50° et les failles normales N110° définissent l'extension NE-SW. Les plans de failles portant des stries polyphasés montrent que la compression NW-SE est antérieure à l'extension NE-SW. La formation Aïn Grab à Djebel Tir (site 15) est affectée par des failles décrochantes de directions N90° et N170° et à pendage vers le N et le NE. La représentation stéréographique montre un régime compressif NW-SE avec σ_3 verticale et σ_1 horizontale de direction N150°. Le rapport $R=0.5$ ce qui correspond à une compression (Fig. 5.30).



Fig.5.29. Formation Aïn Grab affectée par des failles décrochantes à Djebel Chérachir (cf. Fig.1.5).

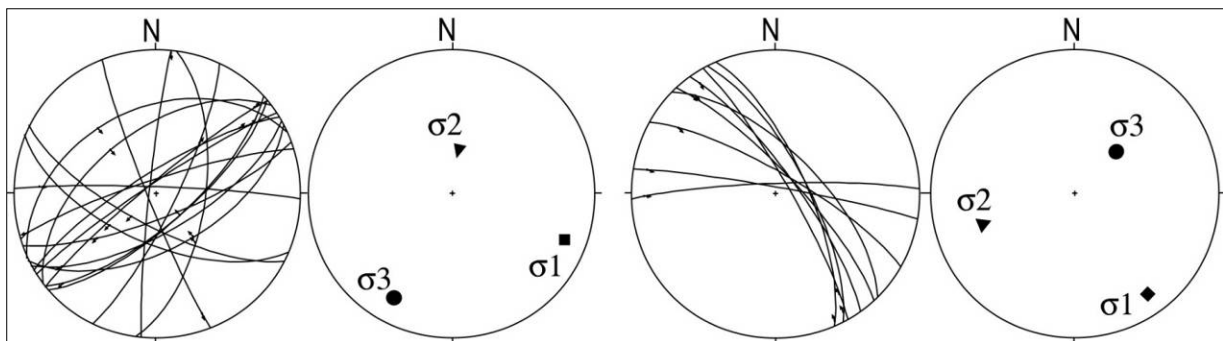


Fig.5.30. Mesures microtectoniques dans les calcaires de la formation Aïn Grab des Djebel Chérachir et Tire (sites 14,15).

Au sud du synclinal du Saouaf, les calcaires de la formation Aïn Grab sont affectés par des failles inverses et décrochantes de direction N20-45° qui montrent une compression de direction WNW-ESE (N110-120°). Des failles normales qui sont orientées N155-165° à pendage NE, prouvent l'extension NE-SW (N40-50°) et des failles qui sont doublement striées montrent encore que la compression N110-120° est postérieure à l'extension N40-50°. Deux familles de pics stylolitiques ont des directions N110-120° et N140-150° (site 10). La faille d'Enfidha ne peut être observée qu'au niveau du Djebel Ktatis (site 11) où elle recoupe la barre calcaire langhienne qui repose en discordance sur les grès de l'Oligocène inférieur à l'est de l'Oued Moussa et au sud de Djebel Bir dans la formation Oum Dhouil. Cette faille n'apparaît pas partout dans la région. Elle est scellée par d'épaisses séries mio-pliocènes et quaternaires. La projection stéréographique mesurée le long de cette faille (site 11), dans les formations Saouaf et Ségui, montrent la dominance d'un régime compressif décrochant NW-SE post-tortonien inférieur (Saouaf) et ante-Mio-Pliocène (Ségui). La contrainte compressive σ_1 est orientée N287° avec un rapport $R= 0.44$ qui correspond à une déformation plane (Fig. 5.31).

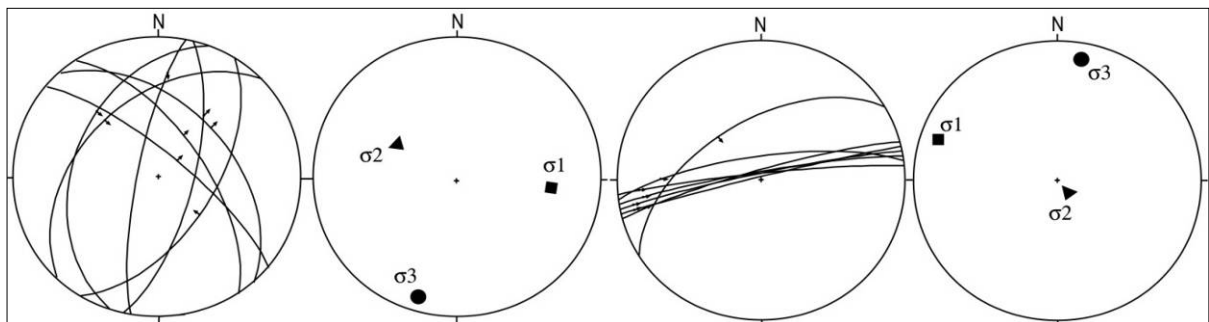


Fig.5.31. Mesures microtectoniques dans les formations Aïn Grab à Saouaf du Djebel Ktatis, respectivement (sites 10, 11).

La représentation graphique des mesures prises sur des séries calcaires d'âge miocène (sites 12, 13) de la formation Aïn Grab à Djebel Bir, montre des failles inverses décrochantes et des failles normales. On en déduit une phase compressive N110° matérialisée par des pics stylolitiques et par des failles inverses de direction N5-10°, décrochantes inverses N100-120° et des pics stylolitiques N120°. Le tenseur commun est médiocre, alors que le tenseur TI calculé à partir des mesures montrent une contrainte σ_1 horizontale de direction N110° et une contrainte σ_3 verticale. La représentation stéréographique des stries qui ont été prises sur des miroirs de failles décrochantes dextres et sénestres de directions N45-70° et une faille normale de direction N100° à pendage SW (Site 13) montre aussi une extension de direction NE-SW. Ainsi le tenseur

TN est caractérisé par une contrainte compressive σ_1 verticale et une σ_3 horizontale de direction N130°. Cette direction d'étirement est sub-parallèle à la direction des failles synsédimentaires (formation Béglia). On pense qu'il s'agirait de la même phase tectonique décrite plus haut, qui a engendré cette compression N110° postérieurement à l'extension N30° (Fig. 5.32).

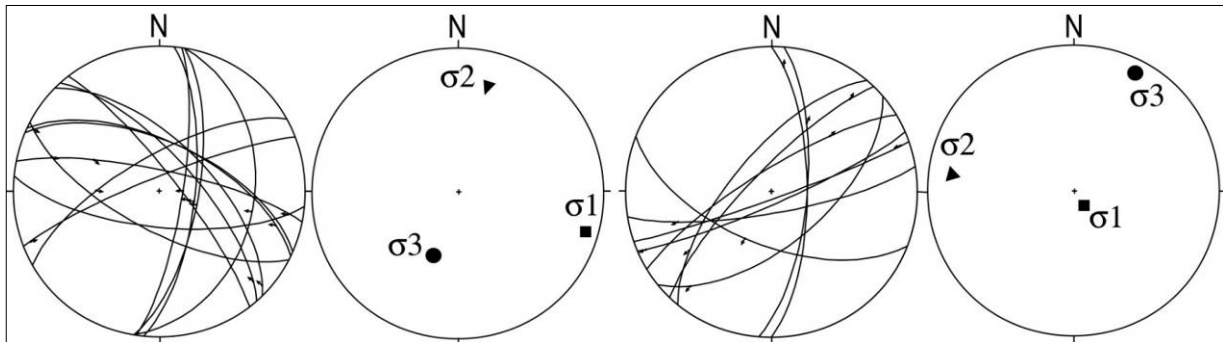


Fig.5.32. Mesures microtectoniques dans la formation Aïn Grab du Djebel Bir (sites 12,13).

Les calcaires lumachelliques de la formation Aïn Grab (site 28) dans le Djebel Kef El Haj sont affectées par des failles normales de direction moyenne NW-SE à pendage NW et une faille normale orientée EW à pendage Nord. Le tenseur de contrainte montre une distension de direction NE-SW avec σ_1 verticale, σ_3 horizontale de direction N42° et un rapport $R=0.5$ qui correspond à une déformation plane (Fig. 5.33).

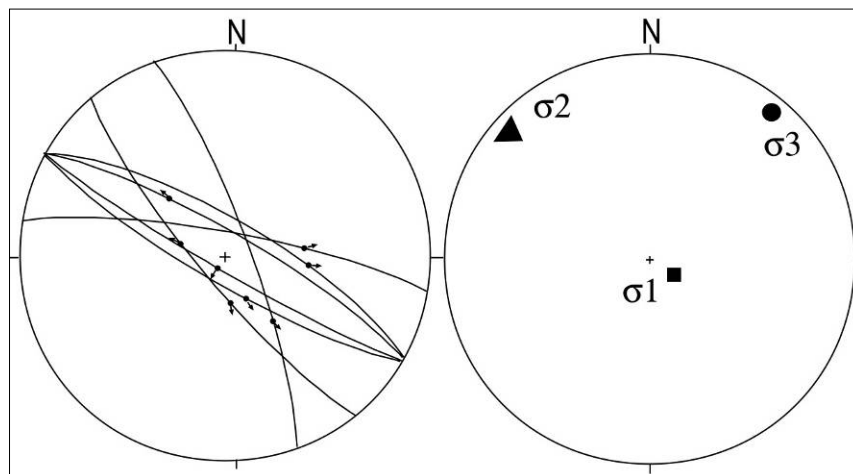


Fig.5.33. Mesures microtectoniques dans la formation Aïn Grab du Djebel Kef El Haj (site 28).

Dans la région d'Ermila, les grès de la formation Béglia (site 8) d'âge miocène supérieur montrent deux familles de failles. Une première qui est constituée par des failles normales ou décrochantes normales et une deuxième qui regroupe les failles inverses ou décrochantes inverses. On suppose que les des deux familles de failles sont compatibles avec une seule phase tectonique. Le calcul du tenseur global donne un résultat médiocre. Le calcul des tenseurs des

contraintes TN montre une déformation distensive avec σ_1 verticale et σ_3 horizontale orientée NE-SW (N45°), alors que TI montre une déformation compressive σ_1 horizontale de direction NW-SE (N150°) et σ_3 verticale. On met en évidence deux phases de déformation : une phase compressive, matérialisée par des failles inverses orientées NE-SW et par des décrochements subméridiens sénestres et EW dextres, une deuxième phase extensive définie par des failles normales et des failles dextres normales. On pense que la compression N150° a entraîné la formation du synclinal d'Ermila. Les failles inverses de direction NE-SW sont décalées en dextre par les failles EW, ce qui prouve que l'extension NE-SW est postérieure à la compression NW-SE. Des mesures ont été effectuées sur des bancs gréseux de la formation Béglia dans la partie est du synclinal du Saouaf (site 9). Leur représentation graphique montre des failles inverses de direction NE-SW et à pendage NW et SE, des failles normales à pendage Est et NE et d'autres décrochantes dextres à pendage Nord. Le tenseur de contrainte globale donne de nouveau des résultats médiocres. La compression N110-120° est matérialisée ici par des failles décrochantes de direction moyenne N65° et des failles inverses affectant la formation Ségui. Le calcul du tenseur TI correspond à un régime compressif avec σ_1 horizontale de direction N140° et σ_3 est verticale et TN correspond à un régime distensif avec σ_3 horizontale de direction N45° (Fig.5.34).

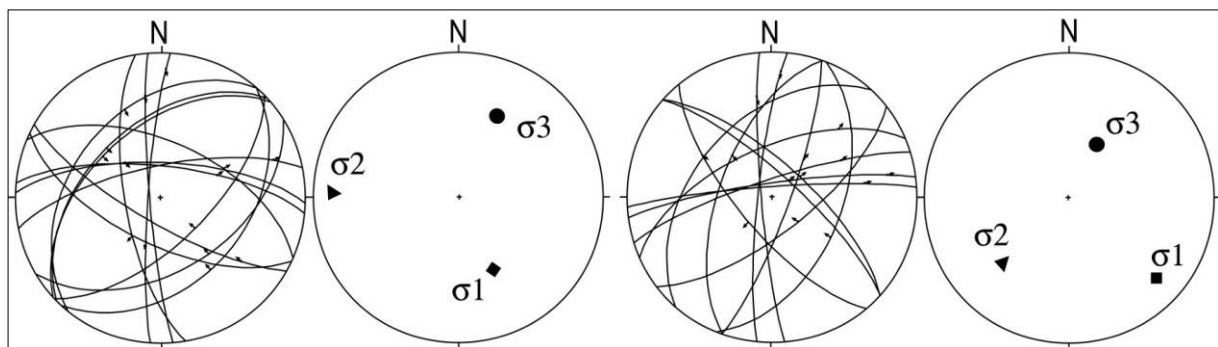


Fig.5.34. Mesures microtectoniques dans la formation Béglia à Ermila (sites 8, 9).

III.1. Compression post-Saouaf (Serravalien supérieur-Tortonien inférieur) et ante-Ségui

La formation continentale Ségui (Mio-Pliocène) repose en discordance angulaire de 5-35° sur toutes les formations antérieures depuis le Jurassique jusqu'au Tortonien inférieur.

III.2. Conclusion

A partir des observations et la représentation stéréographique des mesures microtectoniques on déduit: (i) une extension NE-SW (N45°) qui est synchrone aux dépôts continentaux de la formation Ségui d'âge mio-pliocène. (ii) une compression N140-150° est bien définie à partir des

failles inverses à fort pitch, des failles décrochantes dextres à composantes inverse de direction N110-120°, des failles EW dextres et subméridiennes senestres et des pics stylolitiques de direction moyenne N140°. Cette compression qui est postérieure au Tortonien (formation Saouaf) et antérieure à la formation Ségui (Mio-pliocène) est donc à l'origine de la discordance angulaire. Cette compression est à l'origine de la formation du synclinal d'Ermila et des failles de diverses directions.

IV. Tectonique mio-pliocène

Les séries pléistocènes de la région de Saouaf montrent des discordances angulaires avec d'épaisses séries mio-pliocènes de la formation Ségui. Cette dernière est toujours encadrée par deux discordances. Cette formation est affectée par des plis post-Ségui comme la vallée de Sidi Abich qui est occupée par des séries mio-pliocènes continentales plissées en synclinal de direction N20° et à Hméra un synclinal déjeté vers l'ouest et orientée N10°. A l'ouest de Aïn Nasseur, le synclinal est recouvert par le Pléistocène non plissée. La formation Ségui est bien développée dans la région d'Enfidha. A Aïn Batria, la formation Ségui affleure en totalité. Elle est affectée par de nombreuses failles à jeux et directions différents. Ainsi une faille subméridienne inverse à l'ouest de Aïn Batria met en contact les séries oligocènes avec les séries mio-pliocènes et une autre faille inverse N15 72W 85S. Ces failles mettent en évidence une compression de direction moyenne NW-SE. Une faille normale N85 50 N 50E indique une extension de direction NE-SW. Au niveau des structures synclinales d'âge mio-pliocène de Saouaf, Ouled Abdellah et Srafi sont affectées principalement par deux groupes de failles qui sont orientées proche de NS et EW. Des failles synsédimentaires qui apparaissent dans les séries mio-pliocènes sont scellées par des bancs conglomératiques de la formation Ségui. Les séries de la formation Ségui (Mio-pliocène) (site 3) de Djebel Khéra sont affectées par un ensemble de failles synsédimentaires N135° et N155° et à pendages respectifs NW et NE avec des pitch forts, scellées par la formation Ségui. Nous avons mis en évidence deux types de failles N10-15° et N85° décrochantes sénestres à pendage NW et décrochantes dextres à pendage Nord, respectivement. Les mesures sur les stries du site 3 montrent une extension avec une contrainte σ_1 verticale et σ_3 horizontale orientée N235° et un rapport $R=0.59$, ce qui correspond à une déformation plane suite à une extension NE-SW (Fig.5.35).

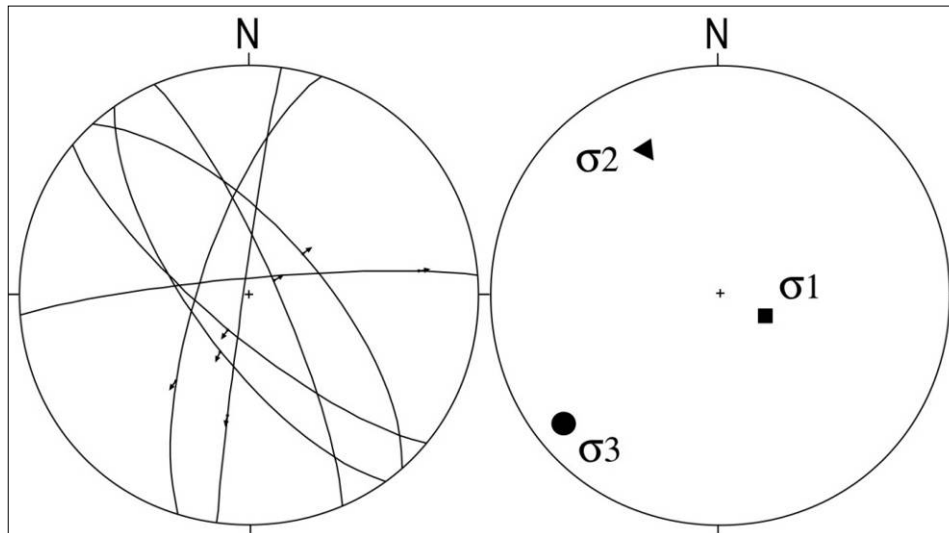


Fig.5.35. Mesures microtectoniques dans la formation Ségui (Mio-Pliocène) de Jebel Khéra (site 3).

Dans les conglomérats de la formation Ségui de la région de Hméra (site 4) des jeux de failles décrochantes dextres et sénestres avec des surfaces de discontinuités irrégulières et un rejet centimétrique à décimétrique ont été mis en évidence. Les failles décrochantes qui ont un pendage inférieur à 30° se répartissent en deux familles, l'une décrochante dextre est orientée $N65^\circ$ et l'autre décrochante sénestre $N125^\circ$ (site 4). On en déduit une contrainte compressive subhorizontale (transpression) σ_1 de direction moyenne $N92^\circ$ avec $R=0.50$ indiquant une déformation plane (site 4) (Fig.5.36).

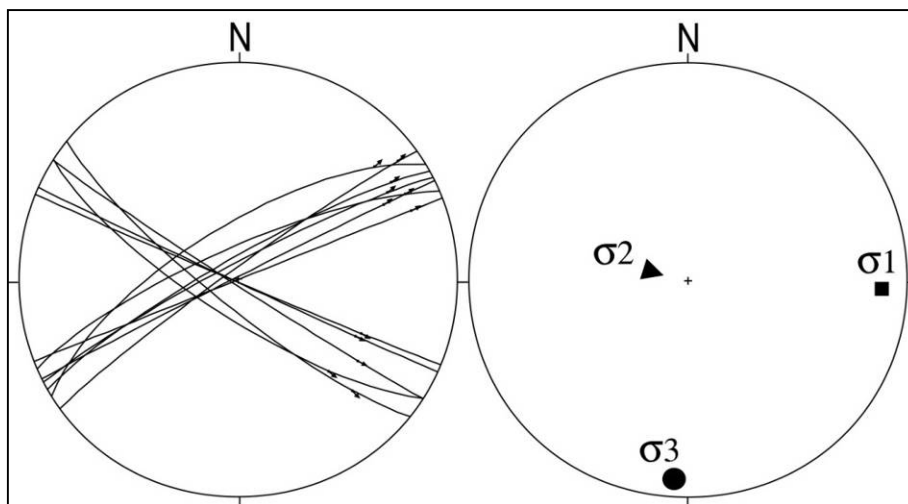


Fig.5.36. Mesures microtectoniques dans la formation Ségui à Hméra (site 4).

Au niveau du Jebel Bidane (site 5), dans le synclinal d'Abicha, des mesures de stries ont été prises sur des failles affectant la formation Ségui. Elle est formée par des conglomérats à bancs métriques. Elles montrent des failles normales NW-SE, décrochantes dextres WSW-ENE et

décrochantes sénestres WNW-ESE. Le tenseur de contrainte globale est médiocre. La représentation graphique des failles normales TN et des failles inverses TI, montre une extension de direction NE-SW déduite à partir des failles normales orientées NW-SE et des failles décrochantes dextres EW. Les failles dextres inverses de direction N100-120° montrent une compression de direction moyenne N110°. Elles présentent un rejet de quelques centimètres à quelques décimètres (Fig. 5.37).

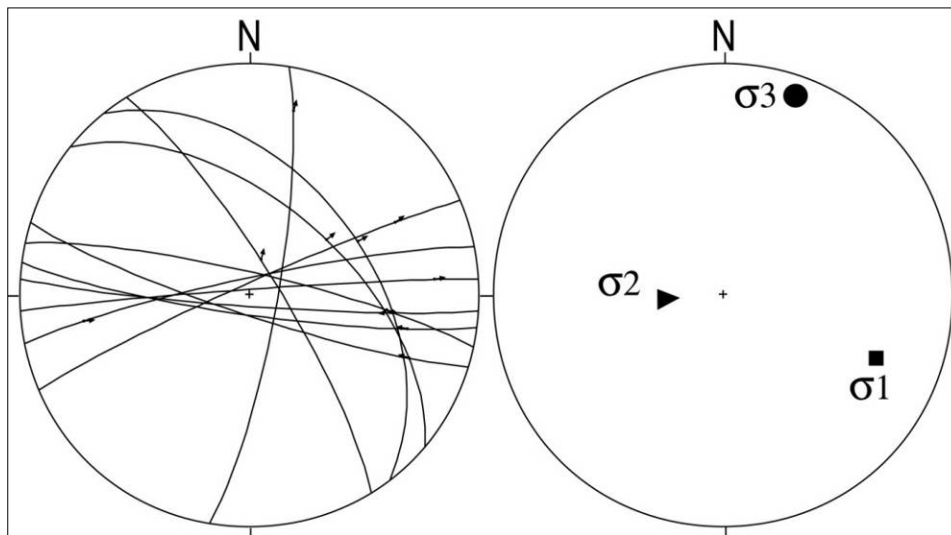


Fig.5.37. Failles décrochantes affectant la formation Ségui dans le synclinal d'Abicha (site 5).

A partir des mesures sur les séries d'âge mio-pliocène (sites 6, 7) de la formation Ségui, on en déduit deux phases de déformation: (i) l'une transpressive N140°, matérialisée par des failles inverses NE-SW et des décrochements NS sénestres et EW dextres, La première est inverse (9 failles) de direction N150-165° et une faille décrochante dextre orientées EW (site 6) (ii) la deuxième phase est transtensive N40°, caractérisée par des failles normales et des cisaillements dextres (10 failles) de direction NW-SE à pendage NE et SW avec des failles dextres normales (site 7). Le tenseur TI montre une compression horizontale σ_1 de direction N118° et une extension verticale σ_3 alors que le tenseur TN donne une compression verticale et une extension horizontale σ_3 de direction N48°. Dans les deux cas σ_2 est subhorizontale avec des rapports $R=0.40$ et $R=0.42$ qui correspondent respectivement à une pure compression et une pure extension. On est donc en présence de deux phases différentes dont l'une est compressive de direction NW-SE et l'autre extensive orientée NE-SW. Sur le terrain, les failles inverses qui coupent et décalent les failles normales et des plans de faille doublement striées permettent de mettre en évidence que l'extension N48° est antérieure à la compression N118° (Fig. 5.38).

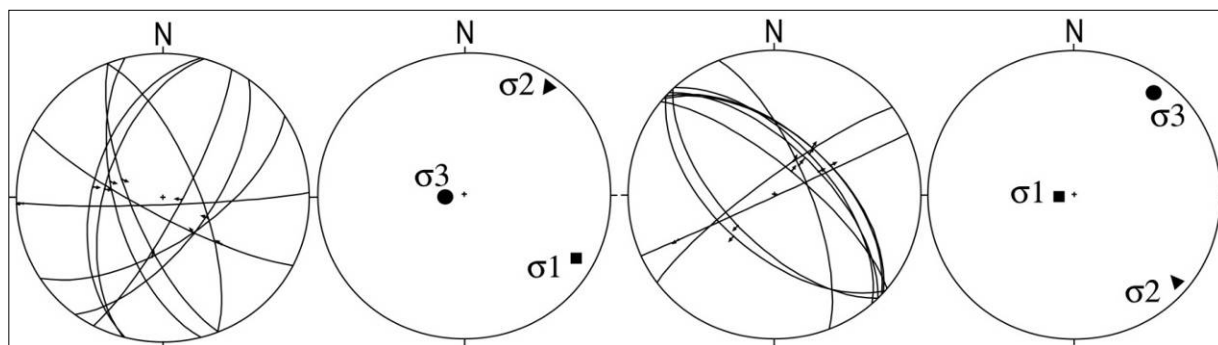


Fig.5.38. Mesures microtectoniques dans la formation Ségui à Djebel El Oglâ (sites 6, 7).

IV.1. Conclusion

A partir des données microtectoniques, on peut déduire que la formation Ségui (Mio-Pliocène) est affectée par deux phases de déformation. La première phase est extensive de direction moyenne NE-SW. Elle a été mise en évidence par des failles normales de direction moyenne NW-SE et des failles décrochantes dextres normales de direction N60-85° et des failles subméridiennes décrochantes sénestres. Cette phase a guidé le dépôt de la formation Ségui par la génération de failles synsédimentaires. La deuxième phase est compressive de direction moyenne NW-SE (N120°). Elle est matérialisée par des décrochements dextres et sénestres de directions respectives N60-70° et N120-130°, des failles inverses subméridiennes et des structures plissées orientées N20°. Cette phase compressive a contrôlé le dépôt de la formation Ségui sans affecter les séries pléistocènes. La compression de direction NW-SE (N110-120°) est postérieure aux séries mio-pliocènes et correspond à la discordance du Pléistocène sur la formation Ségui. Elle contrôle la formation des plis de direction moyenne N20° (Hméra) et a entraîné le jeu des failles N120° en décrochement sénestre et les failles subméridiennes en failles inverses.

V. Etude de la fracturation

Les roses de fréquence des fractures qui affectent les séries observées sur le terrain, à savoir les formations de M'Cherga à Beglia, d'âge Valenginien à Tortonien respectivement, montrent plusieurs directions de fractures cohérentes (Fig.5.39). On distingue essentiellement trois types de fractures de directions: (i) N300-320° affectant pratiquement toutes les formations, (ii) NS affectant les anciennes formations (Fig.5.39a,b) mais aussi la formation Béglia (Fig.5.39h), (iii) N30° à N70-80° que l'on observe sur d'autres formations (Fig.5.39a-b,d-f).

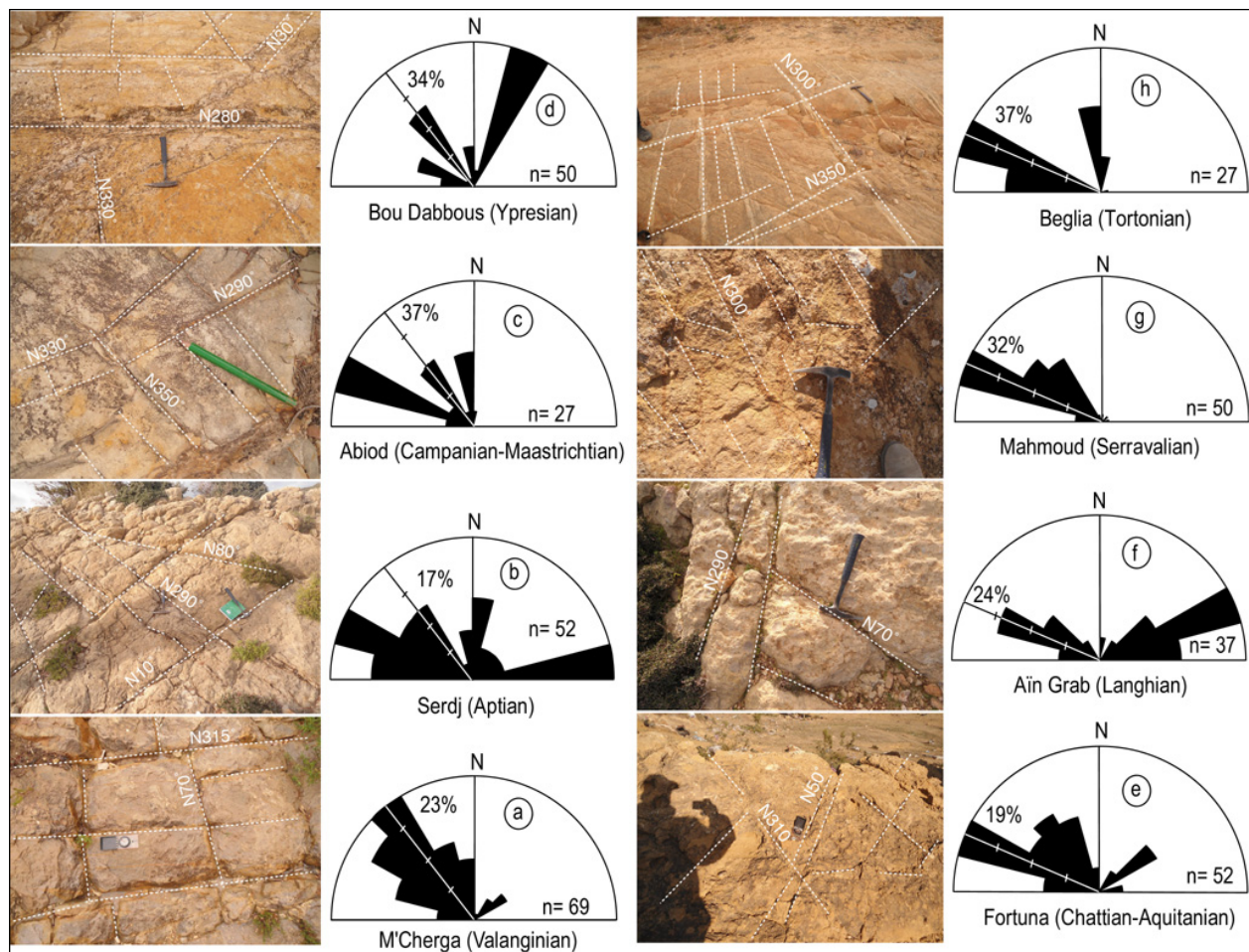


Fig.5.39. Rose diagramme montrant la direction des fractures mesurées sur des surfaces des formations: (a) M'Cherga (Valenginien), (b) Serdj (Aptien), (c) Abiod (Campanien-Maastrichtien), (d) Bou Dabbous (Yprésien), (e) Fortuna (Chattien-Aquitainien), (f) Aïn Grab (Langhien), (g) Mahmoud (Serravalien) and (h) Beglia (Tortonien).

A Kef Enhal, les surfaces des séries Abiod sont affectées par des fractures de direction N100-120° décrochantes dextres et N170-0°, N130-140° décrochantes sénestres, des fentes de tension et des stylolithes (Fig. 5.40a,b). La première génération des fentes de tension et des pics stylolithiques qui sont orientés ~N175° nous renseigne sur la direction de la contrainte principale σ_1 alors que la deuxième génération est de direction ~N135°. Le modèle tectonique le plus en accord avec les structures (Fig. 5.40c) correspond à l'existence d'un couloir fragile de direction globale NS, limité par des accidents majeurs. A l'intérieur de ce couloir, les deux directions de fractures pourraient correspondre à des fractures de type Riedel associées au couloir NS avec R' (~N110°) dextre et R et P (~NS) sénestre. Elle correspond à une première phase compressive avec une contrainte principale de direction ~N135° attribuée au Tortonien. Elle a favorisé la genèse et l'inversion des bassins de direction NW-SE. Alors que la seconde phase compressive est de direction NNW-SSE (Fig. 5.40d). On peut l'attribuer au Pliocène selon le modèle de

Riedel avec R' correspondant aux fractures de direction NS sénestre, R et P correspondent respectivement aux fractures et aux fentes de tension de direction N110° dextres, un couloir de décrochement de direction moyenne N110° et une contrainte de direction ~NS. La représentation stéréographique des plans des failles (Fig. 5.40e) montrent diverses directions qui ont régné dans cette zone, la direction moyenne des fractures est NW-SE (Fig. 5.40f). Le coulisage serait à l'origine de la création de bassins losangiques de petites dimensions, interférant avec des compartiments soulevés ou basculés. Les bassins reçoivent les dépôts siliciclastiques alternant avec des dépôts carbonatés. Ce modèle proposé est en accord avec les résultats obtenus dans l'axe NS et les régions avoisinantes. Bédir (1988) a annoncé l'importance des couloirs de décrochements NS et EW et l'évolution des bassins de l'Aptien à l'actuel, dans la région du Sahel de Mahdia.

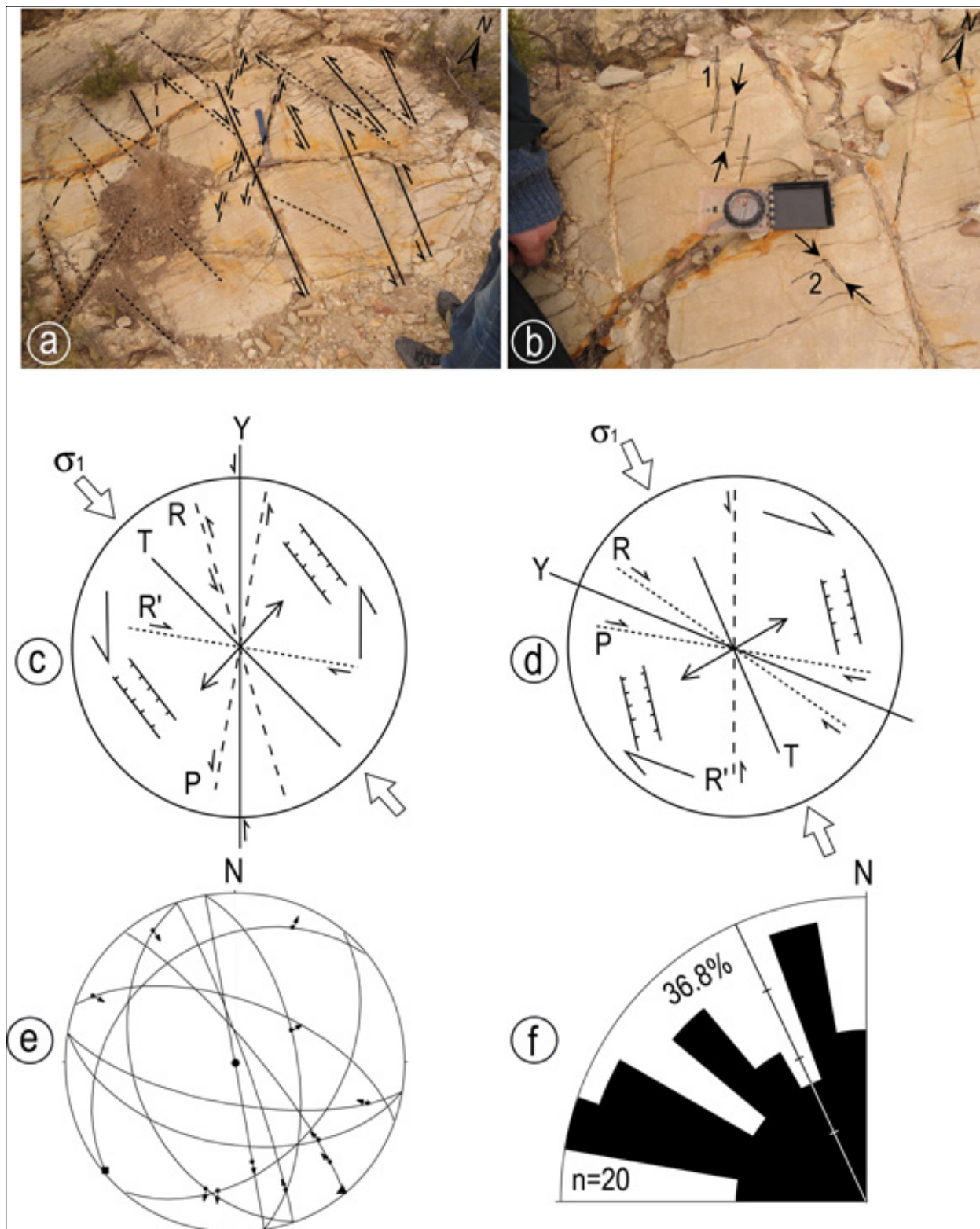


Fig.5.40. Formation Abiod fracturée de Kef Enhal montrant un jeu tectonique polyphasé. (a, b) surfaces montrant diverses directions de fractures, (c) compression du Miocène supérieur selon le système de Riedel avec R' de direction N100-120°dextre et R et P de direction N170-0° sénestre et Y le couloir de décrochement sénestre de direction NS et σ_1 orientée NW-SE, (d) compressive orientée NNW-SSE du Pliocène avec R' de direction N00° à jeu sénestre, R et P de direction relative N100-120° dextre et Y l'axe du couloir de décrochement dextre de direction N110° et σ_1 NNW-SSE, (e) plans des failles sur le canevas de Schmidt, (f) rose diagramme montrant la direction moyenne des fractures et de la contrainte.

VI. Conclusion

Au cours de la phase compressive plio-quadernaire inférieure, dont la contrainte σ_1 est orientée NW-SE à NS (Boukadi, 1985; Zargouni, 1985; Bédir et Bobier, 1987; Zouari, 1995 ; Bouaziz et al., 2002; Khomsi et al., 2006; Mzali et Zouari, 2006), les failles N120° ont joué en décrochements dextres inverses. Les failles associées sont remobilisées avec une composante normale pour les directions NW-SE et avec une composante inverse pour les directions EW et NE-SW. Les plis des différentes directions ont été accentués.

Pendant l'Oligocène se développent des bassins localisés, orientés N45° et N90-110° et contrôlés par une tectonique distensive. En effet, la plateforme orientale n'est affectée que par des plis de direction N45°, accompagnés souvent par des failles inverses et associés à des décrochements N90-110° dextres et N160-180° sénestres. Elle correspond à un domaine d'avant-pays qui représente une zone de déformation importante avec charriages et plissements (Haller, 1983; Turki et al., 1988; Hlaiem, 1998; Khomsi et al., 2004b). Dans cette zone les indices d'événements principaux qui ont généré les structures atlasiques sont enfouies sous une épaisse couverture quadernaire (Khomsi et al., 2006, 2007). Elle est considérée comme un domaine stable résultant de l'évolution structurale tertiaire de la Tunisie (Castany, 1951; Turki, 1985). La plaine du Sahel n'est stable qu'en apparence, car elle est recouverte d'une épaisse série plio-quadernaire masquant des structures et des failles majeures. Les plaines orientales adjacentes à l'axe NS sont occupées par des affleurements essentiellement mio-plio-quadernaires (Burolet, 1981; Haller, 1983; Bédir, 1988; Amari et Bédir, 1989). Certaines zones montrent des amincissements et des biseautages de séries liés à des montées diapiriques, particulièrement au niveau des nœuds tectoniques de subsurface (Haller, 1983; Boukadi, 1994; Bédir, 1995). La région d'Enfidha (Fig. 5.1, 5.2) a été influencée par les mêmes événements tectoniques qui ont régné au Sahel. Les structures d'Enfidha qui affleurent en surface sont d'âge jurassique à quadernaire, comparées à celles de la plaine du Sahel composées essentiellement de dépôts sableux d'âge plio-quadernaire. Elles sont représentées par un système de plis très complexe qui résulte de la superposition de déformations souples et cassantes (Burolet, 1956). En effet, cette région d'Enfidha, particulièrement "instable", reflète un accident majeur du socle, à la limite de deux domaines paléogéographiques et tectoniques différents. Des travaux de géophysique (Haller, 1983; Bédir, 1995) dans la partie méridionale de la plaine du Sahel ont montré que le Sahel se présente comme un domaine structural compliqué notamment par le diapirisme triasique. Ainsi, les seules données géologiques exploitables dans cette zone sont celles des forages pétroliers et des profils sismiques qui ont permis à Haller (1983) puis à Bédir (1988, 1995) de montrer qu'en subsurface la zone est très faillée et caractérisée par une évolution

structurale complexe. [Bédir \(1988, 1995\)](#) a pu individualiser des couloirs de décrochements auxquels sont associés des bassins de type graben et pull-apart.

Chapitre VI :

Etude Sismique

Chapitre VI: Etude Sismique

I.Introduction

La plateforme de Sahel est considérée depuis longtemps comme un domaine de plateforme mésozoïque qui a subi une importante subsidence par rapport à la Tunisie centrale. Elle constitue en fait une continuité des structures atlasiques de l'ouest, enfouies en subsurface et dont les témoins en surface sont marquées par les chaînes plissées orientées NE-SW. Ces chaînes sont séparées par de vastes plaines à remplissage néogène et quaternaire et dont certaines sont occupées par des Sebkhass. Ce remplissage est lié à la subsidence d'ensemble du Sahel et du bloc pélagien (golfe de Hammamet) induit par l'amincissement crustal visible au niveau du détroit siculo-tunisien. Du point de vue tectonique les couloirs de failles découpant la marge du Sahel présentent les mêmes directions EW et NS (Bedir, 1988; Bedir et al., 1992) que l'Atlas tunisien. Ils constituent globalement la continuité des couloirs de l'Atlas centro-méridional et du Cap Bon-golf de Hammamet. Dans ce domaine, des intrusions de Trias s'observent, en subsurface, le long des structures plissées et faillées. Ce Trias à faciès évaporitiques et salifères a été rencontré dans plusieurs puits pétroliers du Sahel. Les variations structurales et lithostratigraphiques en subsurface sont déduites à partir des données des puits et de la sismique réflexion.

I.1. Données de subsurface

I.1a. Données des puits pétroliers

Les puits pétroliers que nous avons utilisés en onshore et offshore nous permettent d'élaborer des corrélations lithostratigraphiques et de suivre l'évolution en épaisseur et en profondeur des différentes couches. Chaque puits est doté de coordonnées spatiales (longitude, latitude), de données de checkshots (profondeur en mètre et en temps double correspondant) et de la description lithostratigraphique (cuttings, carottes) des terrains forés. Les diagraphies de puits sont sous forme d'enregistrements acoustiques: sonic, gamma-ray, potentiel spontané.

I.1b. Données sismiques

On utilise aussi des données sismiques 2D en onshore/offshore qui proviennent de l'Entreprise Tunisienne des Activités pétrolières (ETAP). Les lignes sismiques sont établies par plusieurs missions sismiques, avec des paramètres d'acquisition et des étapes de traitement (Tableau 6.1). Le traitement des données sismiques permet d'améliorer les enregistrements pour l'interprétation des données sismiques acquises.

Acquisition	Traitement
<ul style="list-style-type: none"> - 3 missions de la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, France) en 1970, 1972 et 1984 - 1 mission de Geco Prakla (1993) - Source : charges en explosifs (1 kg ou 20 kg) ou Vibroseis (48, 160) - Pas de tir : 30 m, 100 m - Sweep linéaire, longueur 6 s émettant des fréquences de 8-80 Hz (cas vibroseis) - Pas d'échantillonnage : 2 ms, 4 ms - Nombre de traces : 48, 160 - Couverture : 1200% - Filtrage coupe-haut : 125Hz ; coupe-bas : 1.8 Hz , 2.8 Hz. 	<ul style="list-style-type: none"> - Par CGG en 1984 pour ses missions - Par Geotrace Technologies Inc. (1993) pour la mission de Geco Prakla - Longueur des traces : 5 s - Pas d'échantillonnage : 2 ms, 4 ms. - Démultiplexage, divergence sphérique, filtrage passe-bas, récupération des amplitudes, récupération du gain, filtrage passe-haut, tri en mode CDP, déconvolution, correction statique, analyse des vitesses, correction dynamique, mute, sommation 1200%, déconvolution, corrections NMO, mute après NMO, sommation en CDP, correction statique, DMO, migration, filtrage passe-bande, filtrage du bruit, filtrage en amplitude, amélioration de la cohérence spatiale, égalisation des traces.

Tableau 6.1. Acquisition et traitement des données sismiques

II. Chargement des données sismiques

Les étapes de chargement des données sismiques consistent tout d'abord à créer un projet (i) chargement des données sismiques 2D en format SEG Y (Plan de navigation, ligne sismique 2D), (iii) chargement des données des puits, (iv) création des grilles pour les horizons à pointer. L'opération de calage se fait avec les puits les plus proches des profils à interpréter. L'interprétation des profils dépend des choix des horizons à pointer et la mise en évidence des discontinuités et des failles. La cartographie des failles consiste à corréler les contacts qui existent sur la grille ou la maille des horizons pointés en tenant compte de la géométrie et le style des failles. La phase finale est la cartographie des horizons pointés. Elle consiste à compiler les horizons pointés et visés pour produire des cartes isochrones, isopaques et isobathes et enfin de déduire un modèle géodynamique. L'interprétation des profils sismiques et la génération des cartes ont été réalisés à l'aide des logiciels d'interprétation géophysique *Charisma* et *CPS3* pour les données offshore et *Petrel 2009.1* en onshore.

En subsurface, on peut reconnaître le matériel salifère d'une manière aisée dans les forages pétroliers (logs et diagraphies). En sismique réflexion l'ensemble d'attributs sismiques servent à indiquer la présence d'un diapir dont les plus significatifs sont ([Giovanni et al., 1997](#)): (i) les réflexions de type chaotique où il y a atténuation et perte de signal sismique (argiles et évaporites), alternant avec des zones à forte impédance acoustique (dolomies et grès); (ii) une forme structurale en dôme typique séparée de l'encaissant par des failles enracinées dans le substratum et généralement subverticales; (iii) la présence de cap rock sur les dômes; (iv)

l'existence de bassins subsidés en forme de dépression qui correspondent à une compensation de la montée diapirique.

Les profils sismiques présentés ont été choisis selon l'importance des structures qu'ils reflètent. Des cartes isochrones aux toits des séries d'âge: (i) crétacé; (iii) éocène; (iii) oligocène; (iv) miocène ont été élaborées en onshore et au toit de la série langhienne et messinienne en offshore. Un modèle géodynamique en 3D est établi à partir de l'interprétation des 4 horizons sismiques (H1-H4) en onshore. L'horizon (H1) correspond aux calcaires crayeux de la formation Abiod (Campanien-Maastrichtien) qui ont une réponse sismique typique et reconnaissable sur la majorité des lignes sismiques. Le faciès montre une impédance acoustique importante, des réflecteurs continus et une amplitude élevée. La formation Mélaoui (H2) (Yprésien) est composée de faciès Bou Dabbous et El Gueria. Elle est marquée par un doublet continu, de forte impédance acoustique. Ce contraste important est dû au fait que cette formation est intercalée entre deux formations argileuses: El Haria au mur et Souar (Chérahil) au toit. La base de la formation Fortuna (Chattien-Rupélien) est matérialisée par un doublet énergétique, continu, correspondant aux calcaires gréseux reconnus en forages et à l'affleurement. Les attributs sismiques sont variables ce qui est en étroite liaison avec la nature deltaïque des dépôts. Vers le haut, la série présente des réflecteurs transparents de continuité limitée. Ces réflecteurs correspondent aux alternances d'argiles et de grès de la partie médiane de la formation. Au sommet de la formation Fortuna (H3) (Oligocène) les réflecteurs sont assez énergiques de continuités modérées. Ils correspondent aux corps sableux et gréseux continentaux. Le caractère sismique de la formation Aïn Grab (H4) (Langhien) est très identifiable vu le contraste lithologique carbonaté lumachellique et par endroits gréseux et les formations sus-jacentes (argiles et grès) et sous-jacentes (grès). Ces calcaires compacts de plateforme interne à faible tranche d'eau et de faible épaisseur a pénétré toutes les séries antérieures. Le second modèle présenté montre l'évolution géodynamique des bassins dans le golfe de Hammamet au Miocène. Les profils sismiques montrent des déformations syn-sédimentaires de style ductile et cassant. Le style structural est dominé par des structures en fleurs, des décrochements, des blocs basculés et des inversions.

On s'intéresse à l'étude de la région du Sahel et plus précisément à certaines structures typiques et le golfe de Hammamet. On essaiera dans ce travail: (i) d'analyser; (ii) de corrélérer les phénomènes géodynamiques entre les zones d'affleurement et les bassins enfouis du Sahel/golfe de Hammamet pour (a) suivre les mouvements de blocs structuraux, dégager le style structural de la région et mettre en évidence les éléments et les étapes clés de l'orogénèse dans les bassins

d'avant-pays orientaux de la Tunisie et ainsi (b) déduire l'effet de la tectonique et son implication pétrolière.

II.1. Calage aux puits

L'interprétation des profils sismiques commence par le calage sismique. En se référant au carottage sismique du puits et aux données de profil sismique vertical (PVC), on peut caler les horizons qui nous intéressent dans la présente étude.

Ainsi on repère sur les sections sismiques les réflecteurs correspondants au toit des différentes séries géologiques traversées. Les données de calage $P=f(\text{temps double})$ des puits ont été chargées sur station (cf [Tableaux 6.2-6.8](#)).

TD:3232 m/MD KB: 26 m	Puits P4		Lignes sismiques
	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	-	-	-
Toit Oued Bel Khédim	763	737	754
Toit Somâa	859.5	833.5	-
Toit Souaf	1900	1874	1550
Toit Birsa	2269.5	2243.5	1788
Toit Mahmoud	2350.5	2342.5	1836
Toit Aïn Grab	2466	2440	1912
Toit Fortuna	2519.5	2493.5	1938
Toit El Haria	2780	2754	2067
Toit Abiod	3161	3135	2283

Tableau 6.2. Calage au puits 4

TD:3971 m/MD KB: 28 m	Puits P5		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	-	-	-
Toit Oued Bel Khédim	800	772	7769
Toit Somâa	934	906	-
Toit Souaf	1975	1947	1592
Toit Birsa	2301	2273	1803
Toit Mahmoud	2367	2339	1841
Toit Aïn Grab	2476	2448	1910
Toit Fortuna	2533	2505	1940
Toit El Haria	2759.5	2731.5	2055
Toit Abiod	2943	2915	2155
Toit Aleg	3297.5	3269	

Tableau 6.3. Calage au puits 5

TD:3131 m/MD KB: 31.1 m	Puits P6		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	-	-	-
Toit Oued Bel Khédim	1151	1120	1087
Toit Somâa	1275	1244	1158
Toit Souaf	2124	2093	1702
Toit Birsa	-	-	-
Toit Mahmoud	-	-	-
Toit Aïn Grab	2445	2414	1900
Toit Fortuna	2473	2442	1914
Toit El Haria	2643	2612	2000
Toit Abiod	3036	3005	2196

Tableau 6.4. Calage au puits 6

TD:2904 m/MD KB: 28.6 m	Puits P7		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	-	-	-
Toit Oued Bel Khédim	482	454	505
Toit Somâa	793	765	-
Toit Souaf	2272	224	1510
Toit Birsa	-	-	-
Toit Mahmoud	-	-	-
Toit Aïn Grab	2650	2622	1790
Toit Fortuna	2678	2650	-
Toit El Haria	2825	2797	1872
Toit Abiod	2831	2803	1885

Tableau 6.5. Calage au puits 7

TD:2670 m/MD KB: 31 m	Puits P9		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	Sea floor	89	100
Toit Oued Bel Khédim	1065	1034	1102
Toit Somâa	1176	1145	1183
Toit Souaf sup	1635	1604	1517
Toit Souaf gréseux	1933	1902	1726
Toit Aïn Grab	2129	2098	1868
Toit Fortuna	2142	2111	1876
Toit El Haria	2298	2267	1962

Tableau 6.6. Calage au puits 9

TD:1907 m/MD KB: 32 m	Puits P11		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Raf-Raf	113	81	85
Toit Oued Bel Khédim	461	429	482
Toit Somâa	572	540	574
Toit Souaf sup	1025	993	966
Toit Souaf gréseux	1331.4	1299.4	1223
Toit S2	1516.6	1484.6	1366

Tableau 6.7. Calage au puits 11

TD:3461 m/MD KB: 26 m	Puits P12		Lignes sismiques
Formation	Profondeur (m/Kb)	Profondeur (m/SSL)	TWT (ms)
Toit Melquart	270	244	256
Toit Souaf argileux	1270	1184	1090
Toit Souaf gréseux	1682	1656	1456
Base Souaf gréseux	1942	1916	1628
Toit Birsa sup.	1992	1966	1672
Toit Birsa moy.	2035	2009	1704
Toit Birsa inf.	2055	2029	1716
Toit Mahmoud	2075	2049	1728
Toit Aïn Grab	2198	2172	1824
Toit Fortuna	2235	2209	1848
Toit Ketatna	2328	2302	1888
Toit Halk El Menzel	2347	2321	1896
Toit Bou Dabbous	2500	2474	1960
Toit El Haria	2552	2526	1988
Toit Abiod	3361	3335	2532

Tableau 6.8. Calage au puits 12

II.2. Conversion temps-profondeur

A partir des données des puits utilisés précédemment, on suit donc la règle de conversation du temps mesuré au niveau du puits, en profondeur. Si on considère que les matériaux sont clastiques, la vitesse varie linéairement avec le temps. Donc la profondeur varie selon une fonction polynomiale en fonction du temps, selon la loi :

$$V_m = V_0 + kt$$

V_m : Vitesse moyenne

$$V = P(z) / t$$

$P(z)$: Profondeur

$$V = dz/dt = V_0 + kt$$

t : Temps parcouru

$$dz = (V_0 + kt) dt$$

V_0 : Vitesse initiale

k : Constante

$$z = \int (V_0 + kt) dt$$

$$z = V_0t + \frac{1}{2} kt^2 + cste,$$

$$\frac{1}{2} kt^2 = K$$

d'où

$$\boxed{Z = Kt^2 + V_0t + cste}$$

Well name	Depths (m)	OWT (pointé)	OWT (s)	Z (m), mean velocity (ms)
P6	1092.7	0.552	0.47	1979, 528986
P10	949.4	0.456	0.5125	2082, 017544
P7	454	0.266	0.2525	1706, 766917
P9	1034	0.526	0.5535	1965, 779468
P11	737	0.368	0.377	2002, 142857
P4	429	0.28		1532, 882353
P12	324	0.17		1905, 882353
P5	772	0.39		1979, 487179

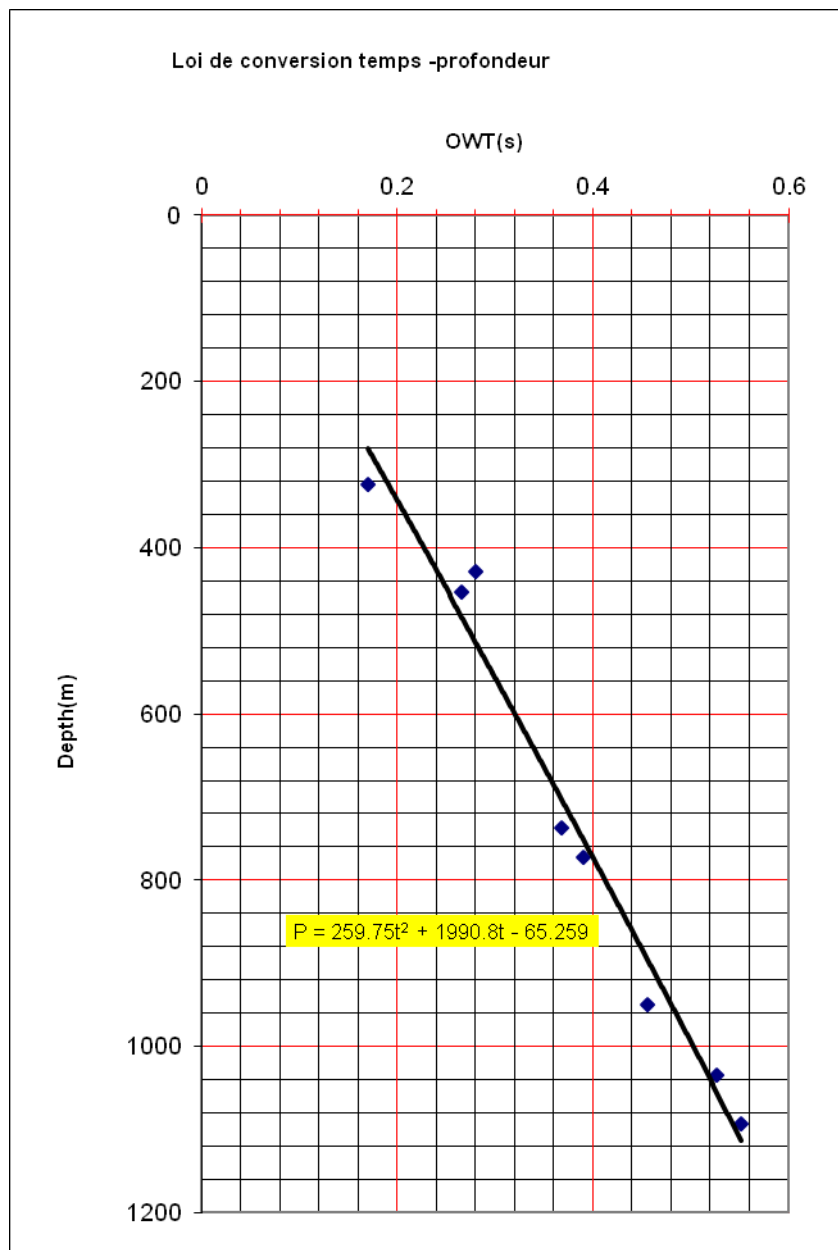


Fig. 6.1. Loi de conversion temps-profondeur

La courbe qui passe par le maximum de points, représente la fonction polynomiale du second degré : $y = ax^2 + bx + cste$. Cette équation donne la profondeur en fonction du temps simple (Fig. 6.1). Elle est donnée par l'équation $z = 259.75t^2 + 1990.8t + 66.259$ qui est appliquée sur la grille du toit de la discordance messinienne pour obtenir la grille profondeur.

(z) : grille profondeur qui s'exprime en mètres.

(t) : grille temps simple au toit de la discordance messinienne qui s'exprime en secondes.

Vu la complexité géologique de la zone d'étude et vu l'effet des zones sus-jacentes à faible vitesse sur la conversion temps-profondeur des horizons plus profonds, on procède donc la méthode de "Layer Cake", dont le principe est le suivant :

En somme,

$$Z_n = V_n (T_n - T_{n-1}) = V_n \cdot t_n$$

$$Z_n = Z_{n-1} + Z_n \quad \text{d'où}$$

$Z_n = Z_{n-1} + V_n \cdot t_n$

Z_n : carte en isobathes au toit de formation Aïn Grab (m).

Z_{n-1} : carte en isobathes au toit de la discordance messinienne (m).

V_n : vitesse d'intervalle ou de tranche en (Aïn Grab-Discordance Messinienne) (m /s).

t_n : intervalle temps entre les deux horizons (Aïn Grab-Discordance Messinienne) (s).

II.3. Pointé des horizons

On dispose tout d'abord d'un plan de position des lignes sismique qui couvre tout le secteur d'étude. Le pointé des horizons consiste à suivre latéralement un horizon sismique, le long d'un profil sismique. L'horizon est bien repéré à travers les données des puits suite à un calage. A partir de l'horizon pointé sur le puits de calage. On commence le pointé des horizons latéralement par maille le long des lignes sismiques qui existent sur le plan de position, puis on s'étale vers les zones les plus lointaines. Pour chaque maille les pointés doivent être embrayés aux croisements, formant ainsi une bonne opération de contrôle d'interprétation et au même temps les failles sont tracés selon leurs significations géologiques.

III. Construction des cartes

Une fois le pointé des horizons sismiques est achevé, on passe à l'établissement des cartes isochrones. Pour cela, il faut tout d'abord placer sur le plan de position, le réseau de failles individuellement sur chaque profil sismique. On passe, ensuite, à la corrélation des failles. L'établissement des cartes s'achève par le report des temps doubles de l'horizon considéré et la construction des courbes d'égal temps de parcours (isochrone).

III.1. Cartes isochrones

La carte isochrone est le résultat de la corrélation des temps doubles sismiques issus d'un même horizon pointé. Les temps en question sont les temps de parcours sismiques. Ce type de cartes nous donne une idée sur les structures géologiques présentes dans la zone.

III.2. Cartes isopaques

La soustraction entre les temps au toit et à la base d'une formation, par exemple, nous permet d'établir sa carte isopaque; sachant la loi de vitesse dans la zone considérée. Ce type de cartes nous permet de voir la paléogéographie de la zone en question. Le carottage sismique consiste à émettre un signal acoustique en surface (airgun, dynamite, etc.) au voisinage du puits et à immobiliser un géophone à une cote donnée pour enregistrer les arrivées directes. Les données de carottage sismique sont fournies soit sous forme d'un listing, soit sous forme d'une courbe profondeur-temps accompagnée des vitesses moyennes correspondantes. Pour pointer un horizon sismique, il est conseillé de commencer avec les profils passant par les forages. Par la suite, l'interprétation est généralisée sur tous les profils tout en respectant la fermeture des mailles.

En pratique, on constate qu'il existe un certain nombre de décalages aux croisements des profils sismiques de l'ordre de quelques millisecondes voire quelques dizaines de millisecondes. Plusieurs causes sont à l'origine de ces erreurs. Notamment, dans le cas d'une géologie assez compliquée avec de forts pendages, la migration après sommation ne corrige pas les horizons sismiques à la même position pour un profil parallèle à la ligne de plus grande pente et celle orthogonale à cette ligne. Plusieurs méthodes sont proposées pour corriger ces erreurs de croisement (méthode des moindres carrées...)

III.3. Interprétation des cartes

Pour qu'on puisse connaître l'évolution des bassins, ainsi que les structures héritées et les failles majeures on doit tout d'abord commencer par la carte de l'horizon le plus ancien en allant vers le plus récent.

Chapitre VII:
Interprétation des données
sismiques

Chapitre VII: Interprétation des données sismiques

I. Introduction

L'interprétation des lignes sismiques, des cartes isochrones et isopaques et les corrélations lithostratigraphiques des puits pétroliers en Tunisie orientale (Sahel et golfe de Hammamet), suggère une succession d'événements tectoniques depuis le Crétacé inférieur à l'actuel (Fig.6.1, 6.2). Ces événements contrôlent la naissance et l'inversion des bassins subsidés comblés par des séries éocènes puissantes et syn-miocènes à pliocènes. Des phases compressives de direction NW-SE sont responsables du basculement de blocs et de la création de structures anticlinales et synclinales affectées par de nombreuses failles inverses et décrochantes. L'extension de direction NE-SW guide la formation des structures en grabens, demi-grabens et de vastes synclinaux. Ces événements tectoniques pourraient être liés à l'évolution géodynamique commune des bassins d'Afrique de Nord et de la Méditerranée occidentale en relation avec la cinématique des plaques africaine et européenne.

I.1. Interprétation des données sismiques et des puits pétroliers

L'étude sismique de la région est basée sur les données sismiques qui viennent de l'Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP). Ces données ont été réalisées lors de différentes missions par plusieurs compagnies telles que la Compagnie Générale de Géophysique (CGG; France) et Geco Prakla en onshore dans le Sahel et les campagnes sismiques TWT92, EN96 et EN98 dans le golfe de Hammamet. Les lignes sismiques sont calées avec des forages pétroliers les plus proches ou à partir de l'intersection avec d'autres profils. L'interprétation des profils consiste tout d'abord à suivre latéralement chaque horizon. Les horizons pointés correspondent aux séries d'âge crétacé-miocène. On dispose d'une vingtaine de puits pétroliers (onshore/offshore) qui ont été forés par diverses compagnies pétrolières. Seuls les logs lithostratigraphiques ont été utilisés. Le découpage lithostratigraphique au niveau des puits est contrôlé par les données diagraphiques (sonic, gamma ray, résistivité...). Les puits pétroliers disponibles se répartissent sur tout le secteur d'étude et nous renseignent sur la variation en profondeur et latérale de faciès et d'épaisseur.

I.1a. Interprétation des profils sismiques en onshore

On utilise des données sismiques 2D du permis du Kairouan et du Sahel, qui couvrent la zone d'étude (Fig.7.1). Les lignes sismiques sont établies par plusieurs missions d'acquisition et des étapes de traitement sismique. Le traitement des données sismiques permet d'améliorer les enregistrements pour l'interprétation des données sismiques acquises. Les lignes sismiques sont

calibrées par des puits pétroliers. Les horizons pointés sont relatifs aux toits des formations: (1) Aïn Grab (Langhien inférieur), (2) Fortuna (Oligocène), (3) Bou Dabbous (Eocène), (4) Abiod (Crétacé). Les profils sismiques présentés ont été choisis parce qu'ils reflètent une image claire des structures en subsurface. Ils coupent ou sont presque orthogonaux aux différentes structures qui les traversent. Après l'interprétation des profils sismiques on effectue une opération de cartographie isochrone des horizons (i) Abiod (Crétacé), Aïn Grab (ii) Bou Dabbous (Eocène), (iii) Fortuna (Oligocène), (iv) Aïn Grab (Langhien).

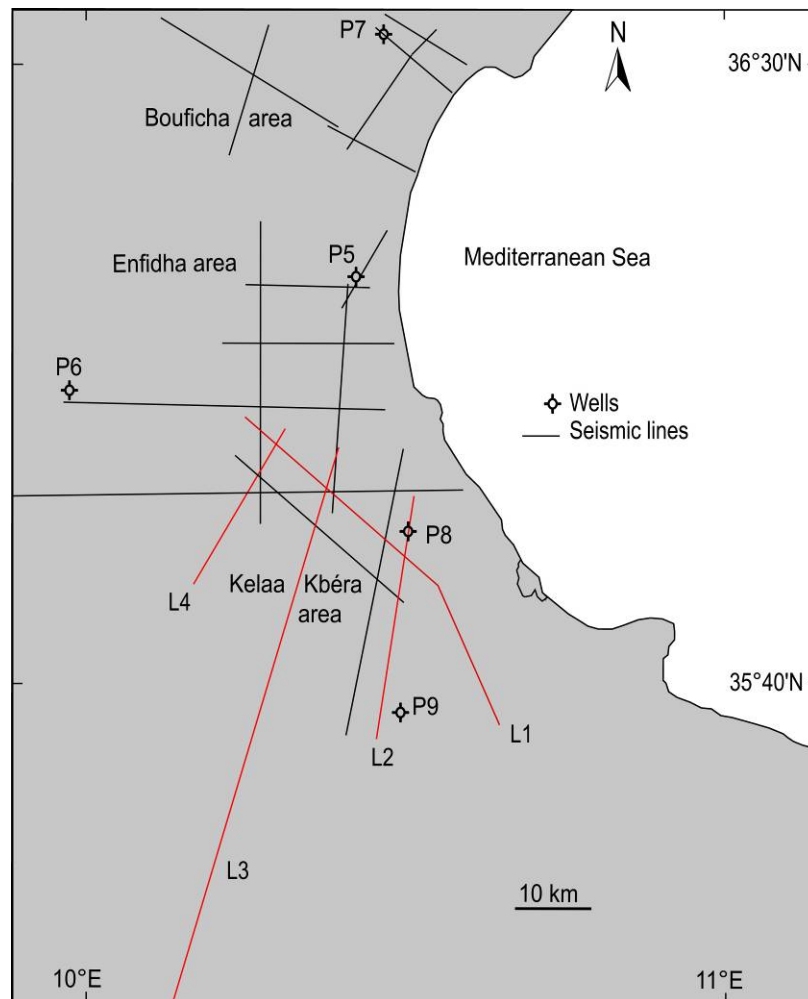


Fig.7.1. Carte de localisation des profils sismiques onshore. L1-L4: Lignes sismiques, P: Puits pétroliers.

Profil L1: Ce profil, de direction NW-SE et de 50 km de longueur, qui recoupe la structure anticlinale pincée d'El Hdadja au Sud, est affectée par la faille d'El Hdadja (F1) (Fig.7.2). Tandis que les failles de Kairouan-Sousse (F2) et Ktifa-Kondar (F5) affectent toutes les séries sédimentaires. L'interprétation des horizons montre le plissement affectant les horizons des calcaires yprésiens, des grès chattien-rupéliens et des calcaires langhiens dans le compartiment

nord de la faille. Dans ce compartiment, on peut reconnaître un système de failles inverses dominant qui affecte l'horizon de la formation Abiod formé par des calcaires campanien-maastrichtiens et semble s'amortir dans les argiles paléocènes. L'horizon de la formation Bou Dabbous, qui scelle ce dispositif, permet de situer cette déformation dans le temps, comme post-campanienne et ante-yprésienne. Cette ligne sismique montre des structures anticlinales dissymétriques et l'injection de matière salifère au niveau de Draa Souatir-Kondar par la faille F5. Cette structure montre des bassins subsidents depuis le Jurassique, plusieurs failles observées ont joué depuis le Jurassique et forment des fronts de chevauchements. Ces failles sont subverticales et enracinées dans un substratum ante-triasique. Le système montre des rétro-chevauchements qui sont scellés par les grès de la formation Fortuna. Le jeu des ces failles diminuent du bas vers le haut. Elles jouent le rôle de flexures syn-oligocènes comme faille synsédimentaire. Ce jeu est exprimé par la variation des épaisseurs des séries de l'Oligocène. Ces structures anticlinales sont affectées par des failles qui s'effondrent et basculent les séries du Crétacé et du Paléogène. La partie nord de l'anticlinal de Ktifa montre des structures très complexes. Les horizons ont un aspect chaotique qui est du à la concentration des déformations au niveau de cette zone liée à la montée de diapirs triasiques. Il correspond à un buttoir sur lequel chevauchent des séries crétacées, surmontant ainsi le bassin de Kelbia. Il s'agit d'une tectonique synsédimentaire compressive au cours du Paléogène. Le système de chevauchement hérité a subi des déformations distensives et compressives. Ce système correspond à un bassin syntectonique depuis le Paléogène (Merle et Abidi, 1995; Bonini et al., 2000). Les mouvements ont continué durant tout le Crétacé et le Paléogène. C'est à partir du Néogène que ces mouvements ralentissent avec probablement un arrêt de remontée du matériel salifère au Miocène supérieur, période durant laquelle il commence à s'injecter en lames assurant le décollement de la couverture au niveau de certaines structures.

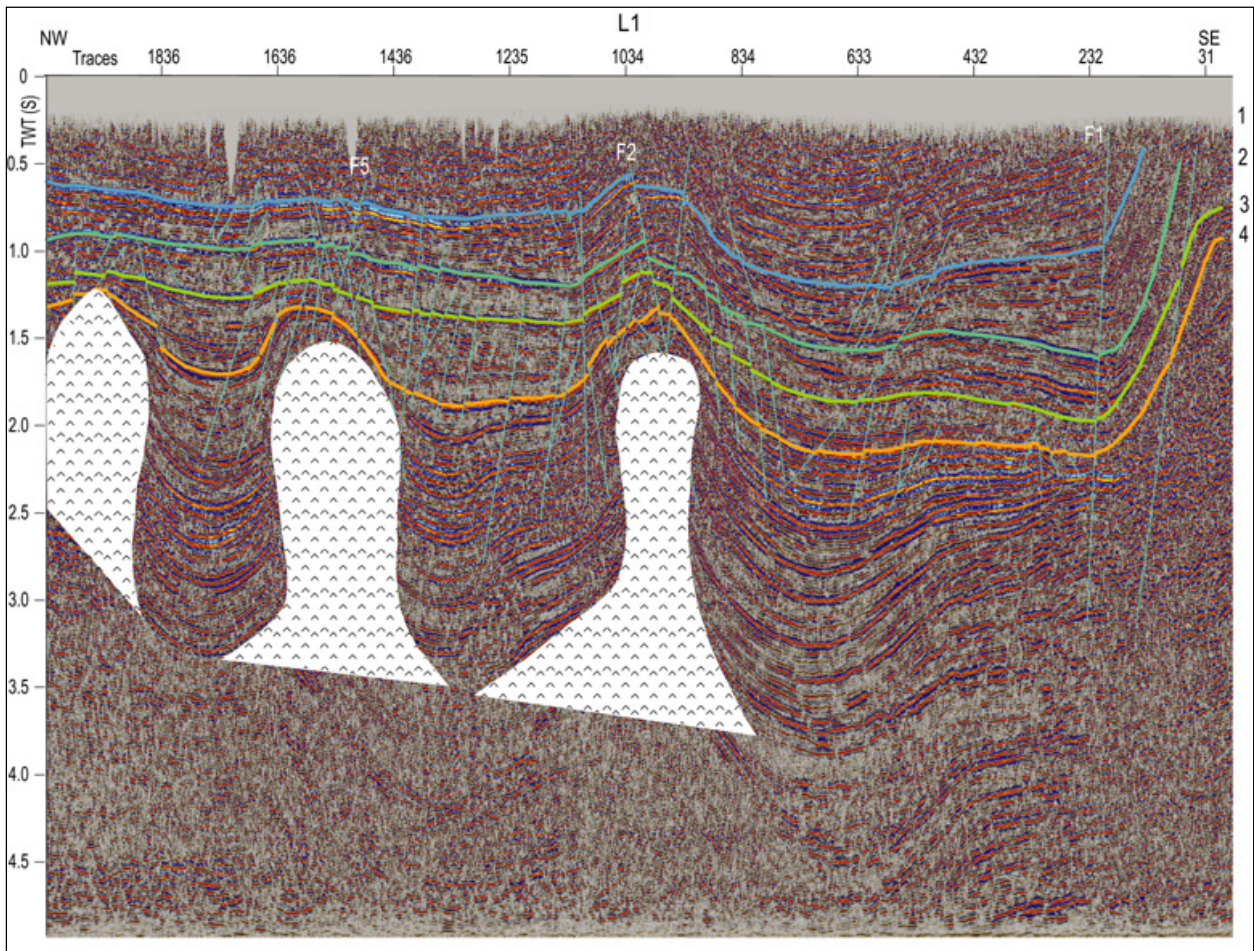


Fig.7.2. Profil sismique L1 de direction NW-SE. (1) Ain Grab (Langhien inférieur), (2) Fortuna (Oligocène), (3) Bou Dabbous (Eocène), (4) Abiod (Crétacé)

Profil L2: Ce profil de direction SSW-NNE et de longueur de 34 km recoupe les structures enfouies entre Sousse au Nord et Alouan au Sud (Fig.7.3). Il montre deux structures anticlinales pour l'essentiel, séparées par des structures synclinales. Ces structures anticlinales sont délimitées par deux failles majeures F1 au Sud et F2 au Nord (Khomsî et al., 2004a, 2004b). Des structures en fleur sont développées au niveau de F1. Dans la gouttière, les séries post-campaniennes et ante-oligocènes sont plus épaisses que celles au niveau des anticlinaux. On note des variations latérales et en profondeur de ces séries et sur leurs flancs des discordances. De nombreuses failles de directions diverses ont affecté les calcaires de la formation Abiod. D'autres failles, synsédimentaires, ont joué depuis le Crétacé. Elles ont contrôlé le dépôt des séries du Paléogène et du Néogène de part et d'autre des structures plissées. Au voisinage de la région de Sousse-Magroun les calcaires de la formation Abiod, d'âge crétacé supérieur, présentent des discordances et un dépôt anormal des séries sous-jacentes du Paléocène et de l'Eocène telles que la formation argileuse à intercalation des bancs de calcaires d'El Haria, les

calcaires de la formations Bou Dabbous d'âge yprésien et les argiles sableuses de la formation Souar. La ligne sismique montre que les horizons de la formation Bou Dabbous et Abiod viennent sceller le dispositif tectono-sédimentaire sous-jacent.

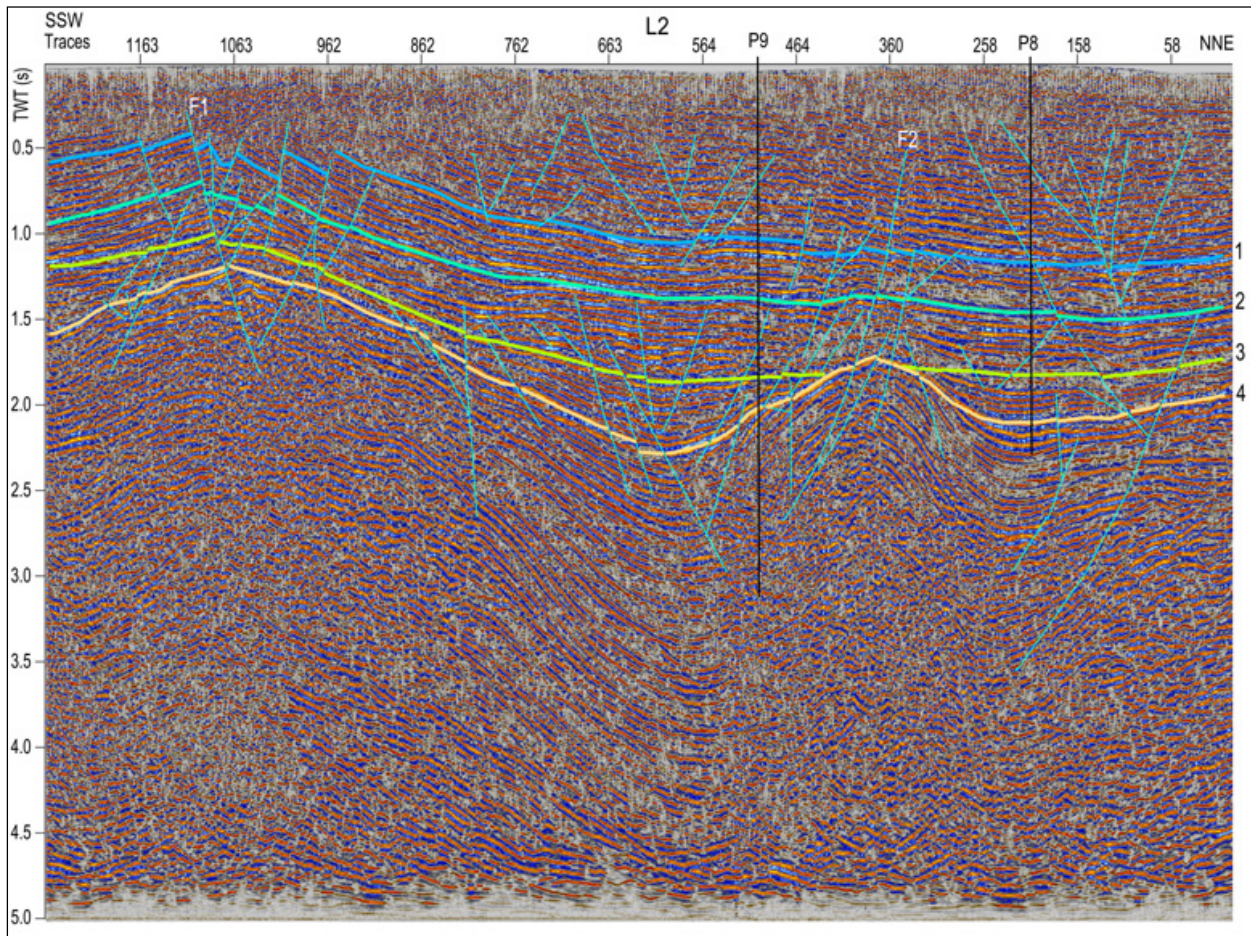


Fig.7.3. Profil sismique L2 de direction SSW-NNE. (1) Aïn Grab (Langhien inférieur), (2) Fortuna (Oligocène), (3) Bou Dabbous (Eocène), (4) Abiod (Crétacé)

Profil L3: Cette ligne sismique de direction SSW-NNE s'étend sur 109 km (Fig.7.4). Elle passe du Sud au Nord par les structures de Ktitir-Sidi El Hani, El Hdadja, la plaine de Kairouan jusqu'à Sebket Kelbia. Ces structures se répartissent en anticlinaux séparées par de vastes synclinaux ou dépressions. Ainsi la partie située entre les failles F1 et F2, présente une subsidence étroitement liée à des mouvements tectoniques. En Tunisie orientale, un grand accident (F2) passe de la région de Kairouan-Sousse vers la mer pélagienne à l'Est. Cet accident paraît comme un linéament structural majeur subparallèle à l'accident d'El Hdadja (F1) un peu vers les Sud et qui tend vers l'Est. Ces accidents contrôlent la subsidence et séparent des domaines structuraux de styles différents: ainsi tout le long du tracé de l'accident, nous distinguons alternativement des zones en exhaussement et des zones subsidentes et des plis en

relais dans la zone de recouvrement des deux failles bordières des dépocentres de Kairouan-El Hdadja. La faille F2 a engendré un jeu de basculement de blocs vers l'ENE. Ce basculement de blocs a créé un bassin subsident, au moins à partir du Crétacé terminal et ce jusqu'à la fin de l'Oligocène.

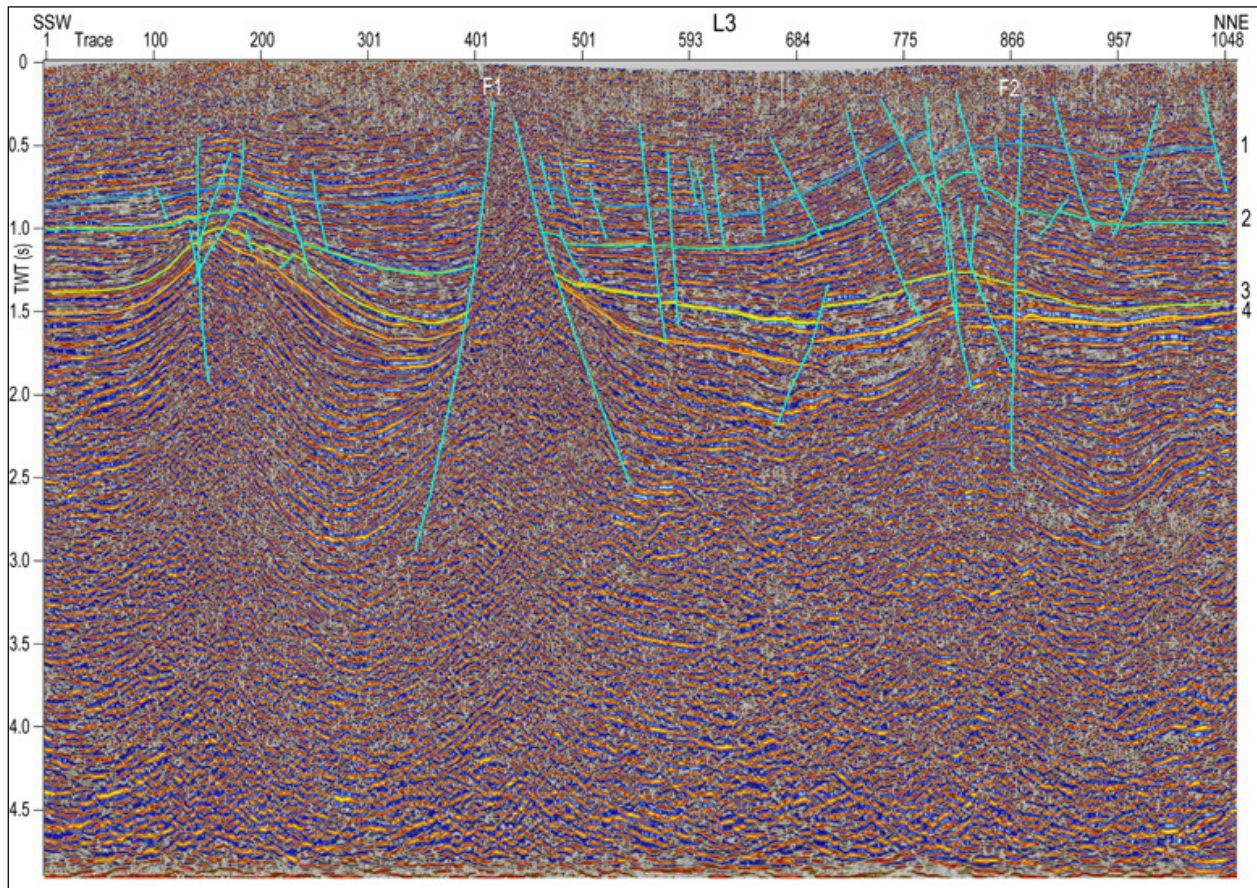


Fig.7.4. Profil sismique L3 de direction SSW-NNE. (1) Aïn Grab (Langhien inférieur), (2) Fortuna (Oligocène), (3) Bou Dabbous (Eocène), (4) Abiod (Crétacé)

Profil L4: Ce profil de direction SSW-NNE s'étend sur 23 km de la région d'Enfidha vers la plaine de Hergla (Fig.7.5). Il montre une structure anticlinale délimitée par deux bassins. Cette structure est affectée par de nombreuses failles qui affectent les horizons depuis le Crétacé jusqu'au Mio-Plio-Quaternaire. Elle montre une surface de décollement de ces séries par l'effet de la montée des diapirs. Le dépocentre de Kondar-Hergla est limité vers l'Est par une structure diapirique scellée par les séries de l'Eocène supérieur-Oligocène. La série de l'Eocène supérieur est discordante sur le toit du diapir. Certaines structures montrent un épaissement et le plissement de la série miocène. La variation des épaisseurs est contrôlée par des failles conjuguées qui ont affecté les structures plissées. Ceci est accompagné par l'érosion des séries

antérieures notamment celles du Paléogène. Ces structures montrent le contexte structural de mise en place des intumescences salifères triasiques. En effet, c'est un anticlinal droit, en forme de dôme et globalement symétrique affecté par une faille normale qui effondre la partie Nord de l'anticlinal le long de laquelle s'injecte le Trias salifère. La faille qui limite la structure vers le Nord, est d'allure subverticale. Elle correspond aux accidents affectant toute la couverture sédimentaire allant du Trias au Miocène. Elle continuerait vraisemblablement sous le Trias. C'est donc un accident hérité et profond.

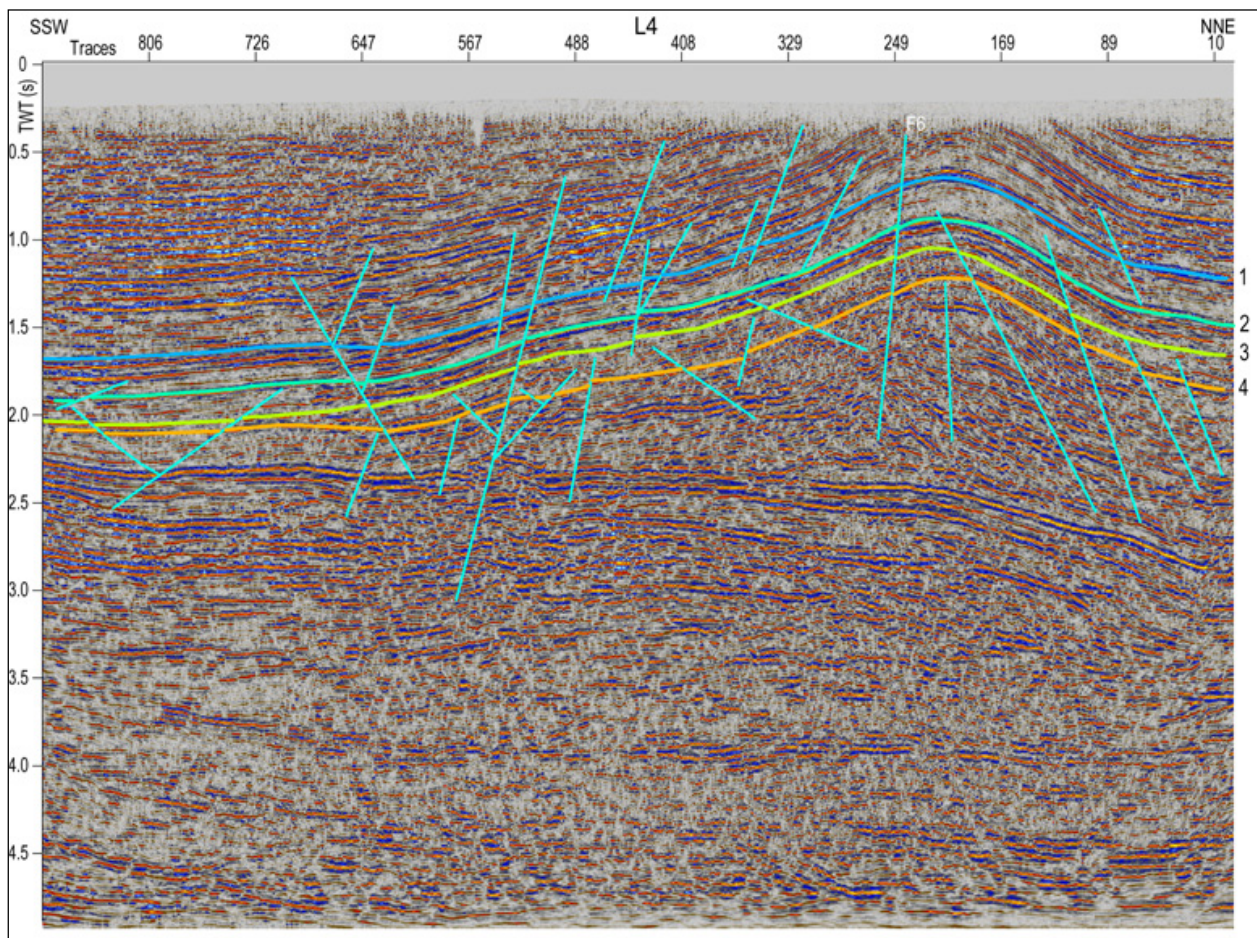


Fig.7.5. Profil sismique L4 de direction SSW-NNE. (1) Ain Grab (Langhien inférieur), (2) Fortuna (Oligocène), (3) Bou Dabbous (Eocène), (4) Abiod (Crétacé)

I.2. Interprétation des cartes isochrones

I.2a. Carte isochrone au toit du Campanien-Maastrichtien

La carte des isochrones au toit des séries calcaires de la formation Abiod d'âge Campanien-Maastrichtien, montre des failles de diverses directions. Elle montre aussi un approfondissement au niveau des gouttières situées au centre et de l'Est vers l'Ouest de la carte. La profondeur de

ces structures varie de -2560 ms en temps double à l'Est et au Centre et à -900 ms à l'Ouest. Ce bassin de direction moyenne EW est délimité par les failles F1-F3 qui sont orientées sensiblement EW à jeux décrochantes. Une importante tectonique transtensive est mise en évidence sur cette carte. Le toit de la formation Abiod remonte et chevauche légèrement le bord septentrional des failles F2 et F5 vers l'Ouest de la carte. Cette formation, composée pour l'essentiel de calcaires qui sont ici intensément fracturés car pris dans une zone de convergence de failles majeures coulissantes (Fig.7.6). Elles sont délimitées par les failles F1-F3, de la région de Magroun au Sud passant par le bloc d'Alouan jusqu'à Sebkhet Kelbia et la région d'Enfidha au Nord. Au Nord de la carte les failles ont une direction majeure EW qui délimitent de petits grabens de direction moyenne EW, d'après les courbes isochrones. Les failles F3 et F4 limitent des horsts fortement fracturées par des failles de diverses directions, EW, NW-SS et NE-SW. Les profondeurs au niveau de ces horst varient de -600ms à -1000 ms d'Est en Ouest.

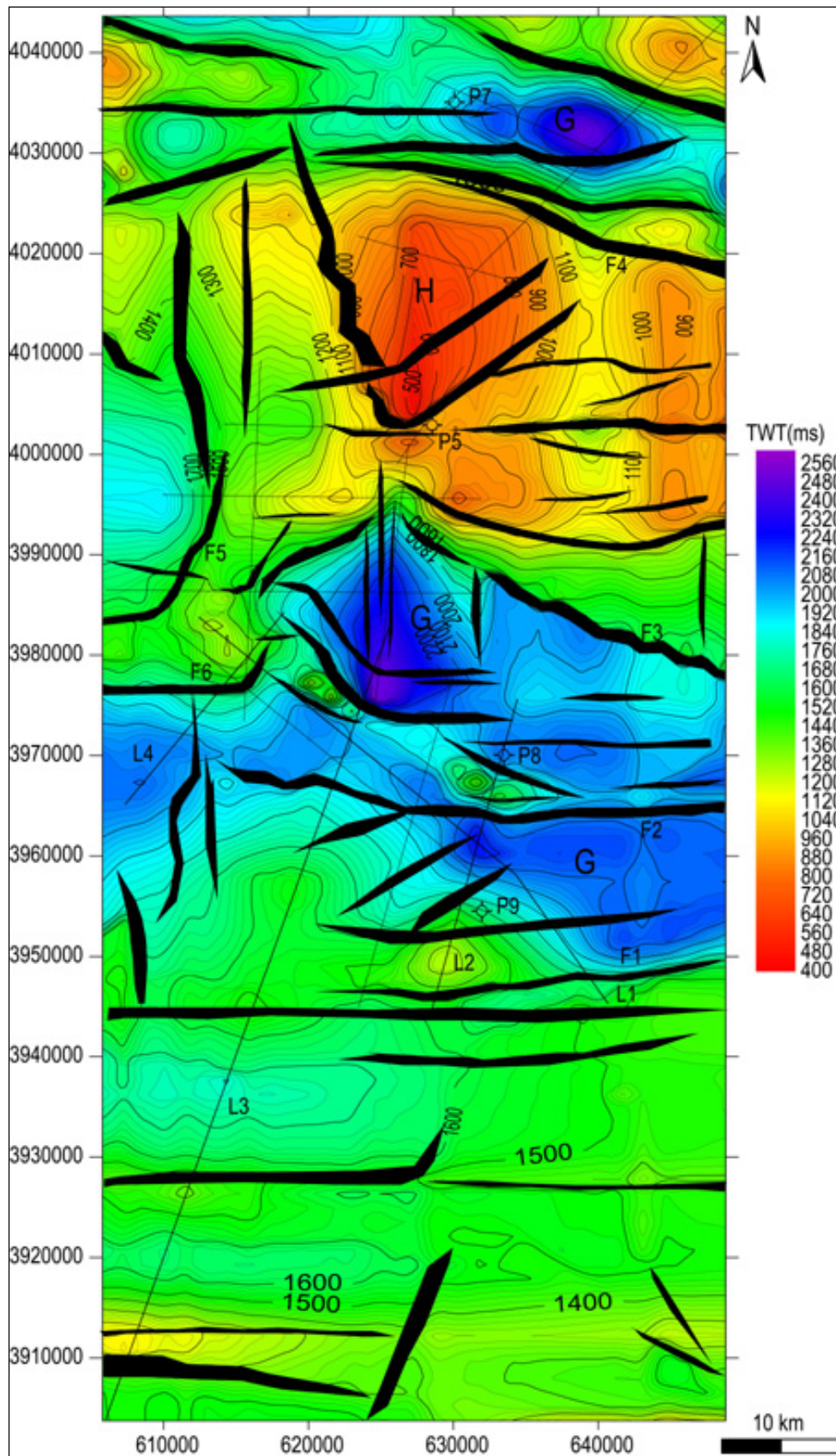


Fig.7.6. Carte isochrone au toit du Campanien Maastrichtien. L1-L4: lignes sismiques, F1-F6: Failles, P: puits pétroliers.

I.2b. Carte isochrone au toit de l'Yprésien

La carte des isochrones de l'Yprésien (Fig.7.7) montre des bassins très subsidents du Sud au centre dont la profondeur varie de -900 ms à -1900 ms puis se rétrécit vers le Nord pour atteindre -200 ms. Elle montre que la zone est affectée par de multiples failles de directions EW, NW-SE, NE-SW (F1-F5). Ces failles ont été héritées depuis le Crétacé. Les dépôts yprésiens se font dans un bassin structuré au cours du Crétacé et du Paléocène. Les mêmes structures continuent à jouer à l'Yprésien. Les réflecteurs relatifs aux séries de l'Yprésien montrent des biseaux et des discordances au niveau des structures plissées. Le croisement de failles majeures de diverses directions a empêché le plissement par la montée des diapirs. Au centre les structures sont morcelées par des failles NW-SE à EW créant des zones de coulissements. Ces failles sont réactivées en inverse et assurent le soulèvement des blocs. Ainsi les structures qui étaient profondes ou sous forme de synclinaux se déforment en anticlinaux NE-SW et deviennent moins profondes. Les bassins se rétrécissent et des plis apparaissent. Des réseaux de failles s'édifient sur les bords des bassins d'Est en Ouest. Ces failles NW-SE à EW découpent le bassin le long de décrochements majeurs. Des failles inverses (F5) surélèvent les bassins vers l'Ouest. Vers l'Est du secteur, la direction des courbes isochrones devient NS avec une pente faible et d'allure constante. Alors que vers le NE la pente des courbes s'accroît surtout au niveau de la faille F4 qui sépare des structures profondes sous forme de bassins et un autre en anticlinal soulevé.

I.2c. Carte isochrone au toit de l'Oligocène

Cette carte montre que les séries de l'Oligocène s'approfondissent du Sud au Centre (-900 ms à -1700 ms). Des failles de directions EW, NS et NW-SE dominent cette zone. Les courbes isochrones sont orientées EW avec développement de structures plissées au Nord des failles. Vers le Nord les courbes isochrones sont moins profondes (-500 ms) et ont une direction NS séparées par des failles. Des failles normales NS se développent suite à une extension localisée et des portions de bassins transportés au cours de l'Oligocène. Au centre les bassins sont découpés par des failles EW donnant une allure losangique à ces bassins (Fig. 7.8).

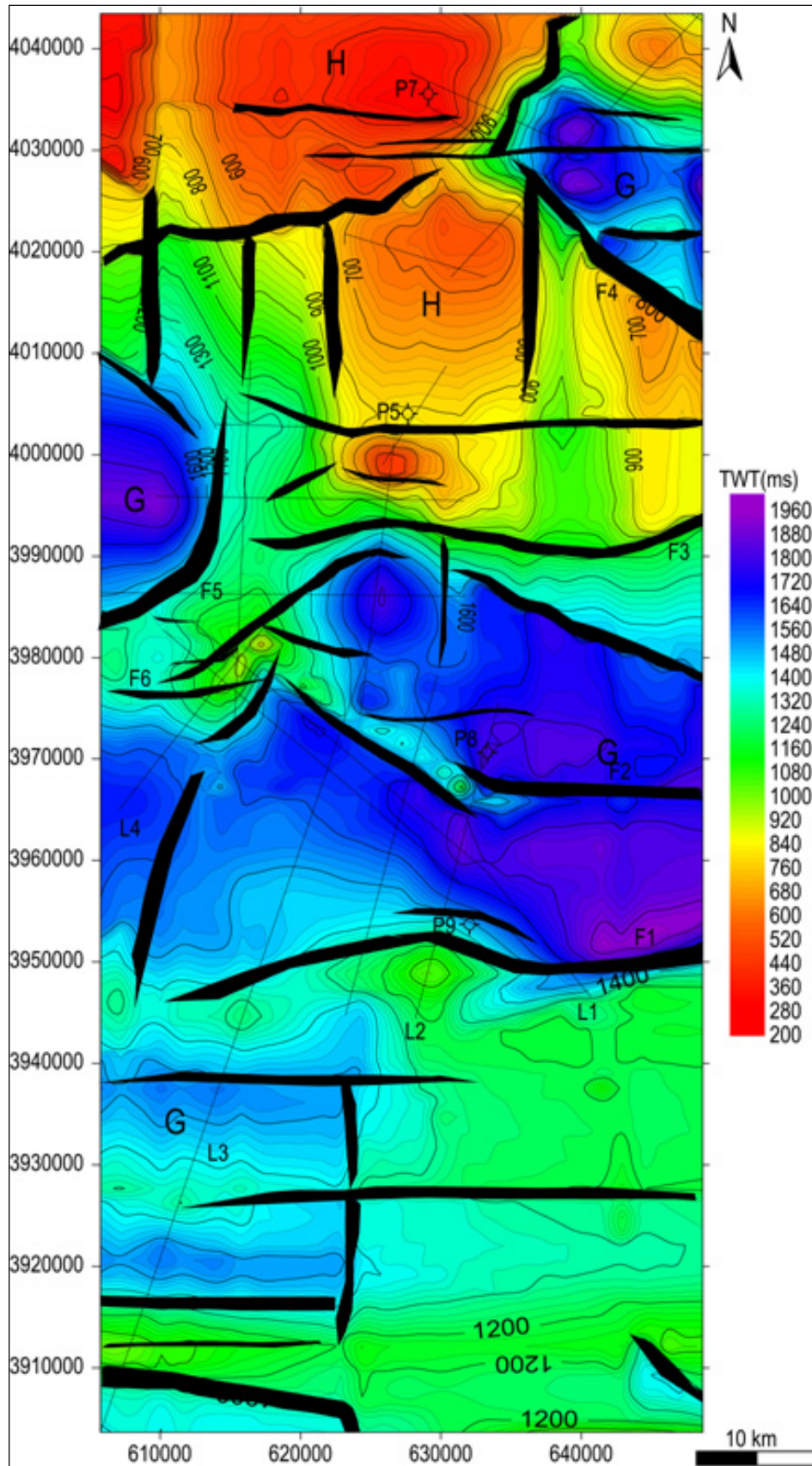


Fig.7.7. Carte isochrone au toit du de l'Yprésien. L1-L4: lignes sismiques, F1-F6: Failles, P: puits pétroliers.

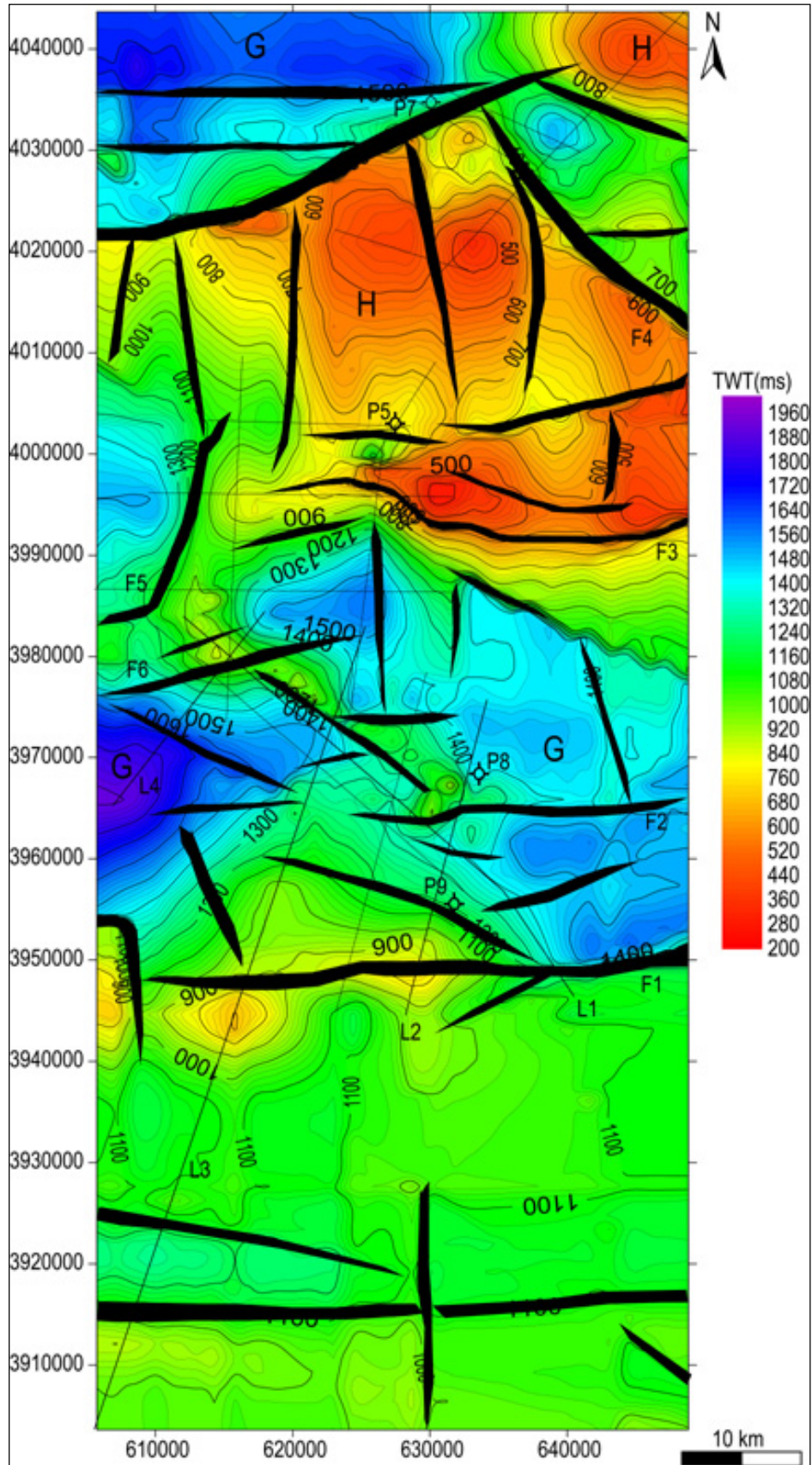


Fig.7.8. Carte isochrone au toit de l'Oligocène. L1-L4: lignes sismiques, F1-F6: Failles, P: puits pétroliers.

I.2d. Carte isochrone au toit du Langhien

Cette carte montre une partie qui s'approfondit vers le Sud avec dominance des failles EW et rare NS. Les courbes varient de -800 ms à -1600 ms. Elles présentent des directions EW au centre et NS à NE-SW au Sud. L'ensemble est dominé par des failles de direction EW à NW-SE. Vers le Nord de la zone, les horizons sont moins profonds et varient de -300 ms à -550 ms. De nombreuses failles héritées (F1-F6) depuis le Crétacé ont contrôlé le dépôt des séries miocènes suite à une transgression généralisée. Ces séries sont fracturées en horsts et en grabens de direction EW à NW-SE par l'effet des failles normales suite à une extension de direction NE-SW (Fig.7.9).

Les variations des épaisseurs et des faciès des séries du Crétacé au Néogène sont en relation avec des failles majeures (Fig.7.10). Ainsi, d'après la modélisation 3D des données sismiques, on remarque des inversions de bassins du Crétacé au Miocène. L'existence de couloirs de failles suivant les directions EW, NW-SE, NE-SW et NS, contrôlent le remplissage de ces bassins. En revanche, ces failles ont induit un découpage en pull-apart. A titre d'exemple, les failles EW ont un rôle important en Tunisie orientale, elles représenteraient les manifestations de la rotation anti-horaire du bloc apulien.

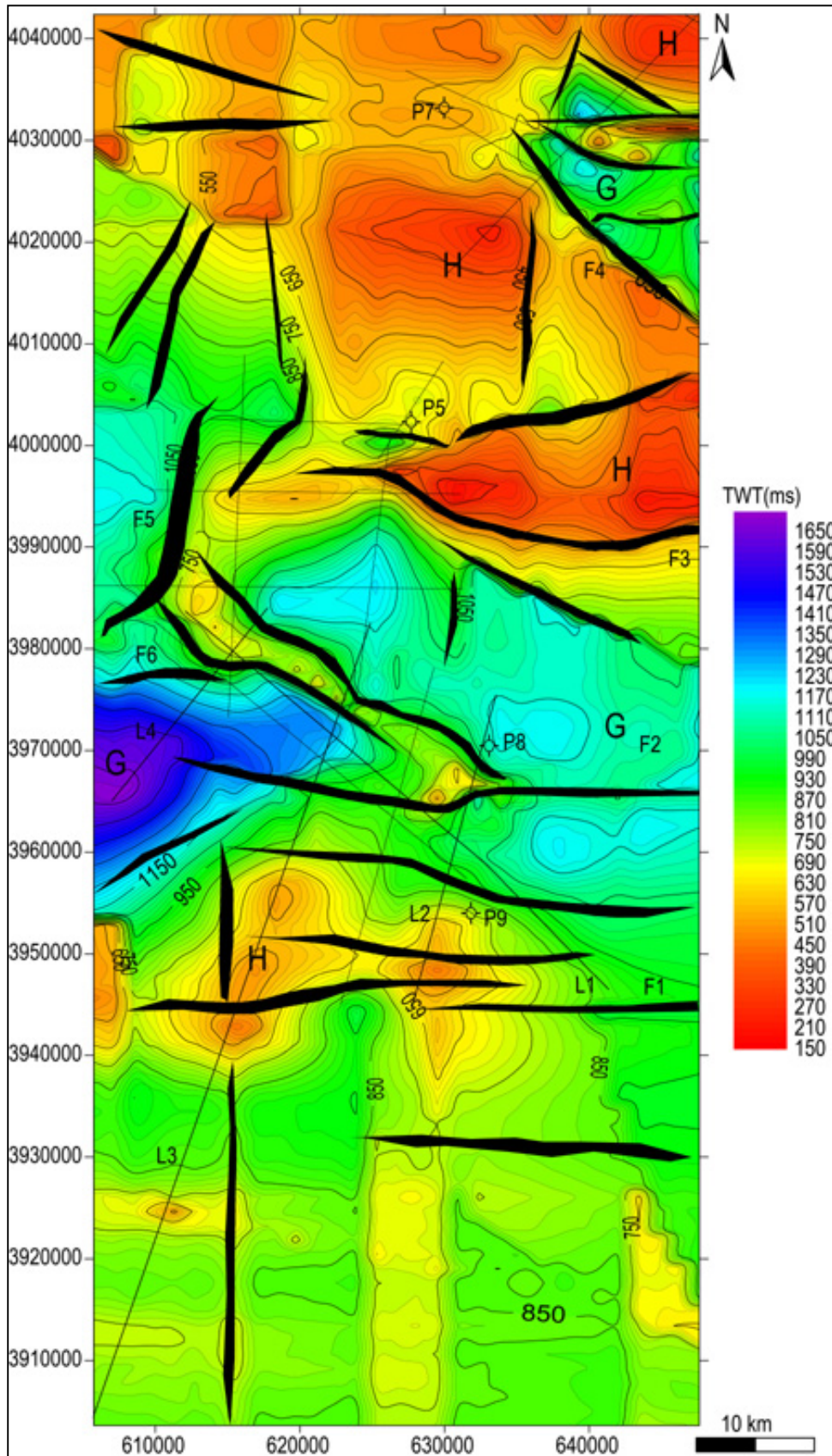


Fig.7.9. Carte isochrone au toit du Langhien. L1-L4: lignes sismiques, F1-F6: Failles, P: puits pétroliers.

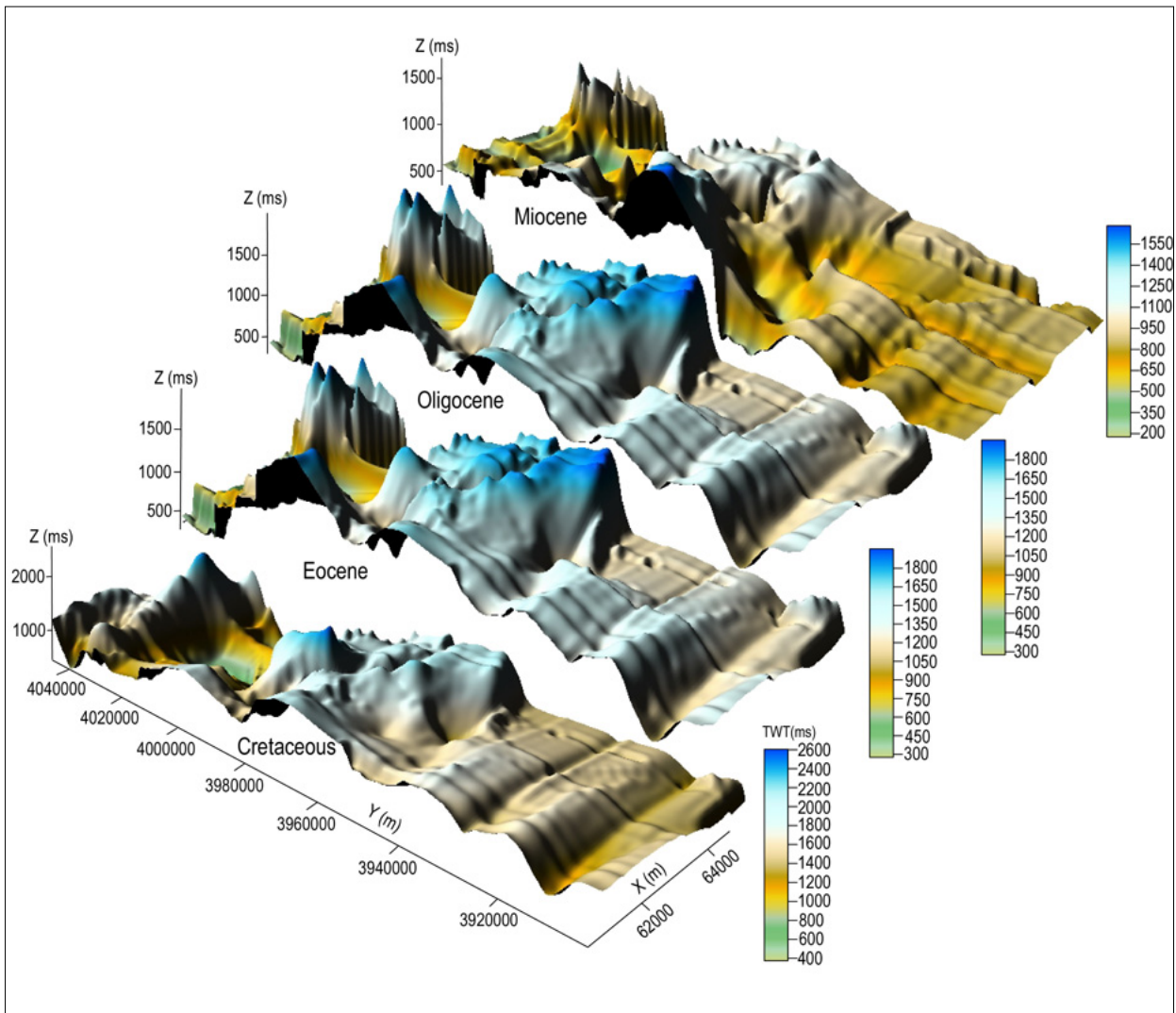


Fig.7.10. Modèle géodynamique de l'évolution du bassin de Sahel Campanien-Maastrichtien-langhien.

I.3.Corrélation des données des puits pétroliers

Chaque puits de calage est doté de coordonnées spatiales (longitude, latitude), de données de checkshots (profondeur en mètre et en temps double correspondant) et de la description lithostratigraphique (cuttings, carottes) des terrains forés. Les diagraphies de puits (sonic, gamma-ray, potentiel spontané,...) et les données lithostratigraphiques de ces puits servent à des corrélations entre puits (Fig.7.11).

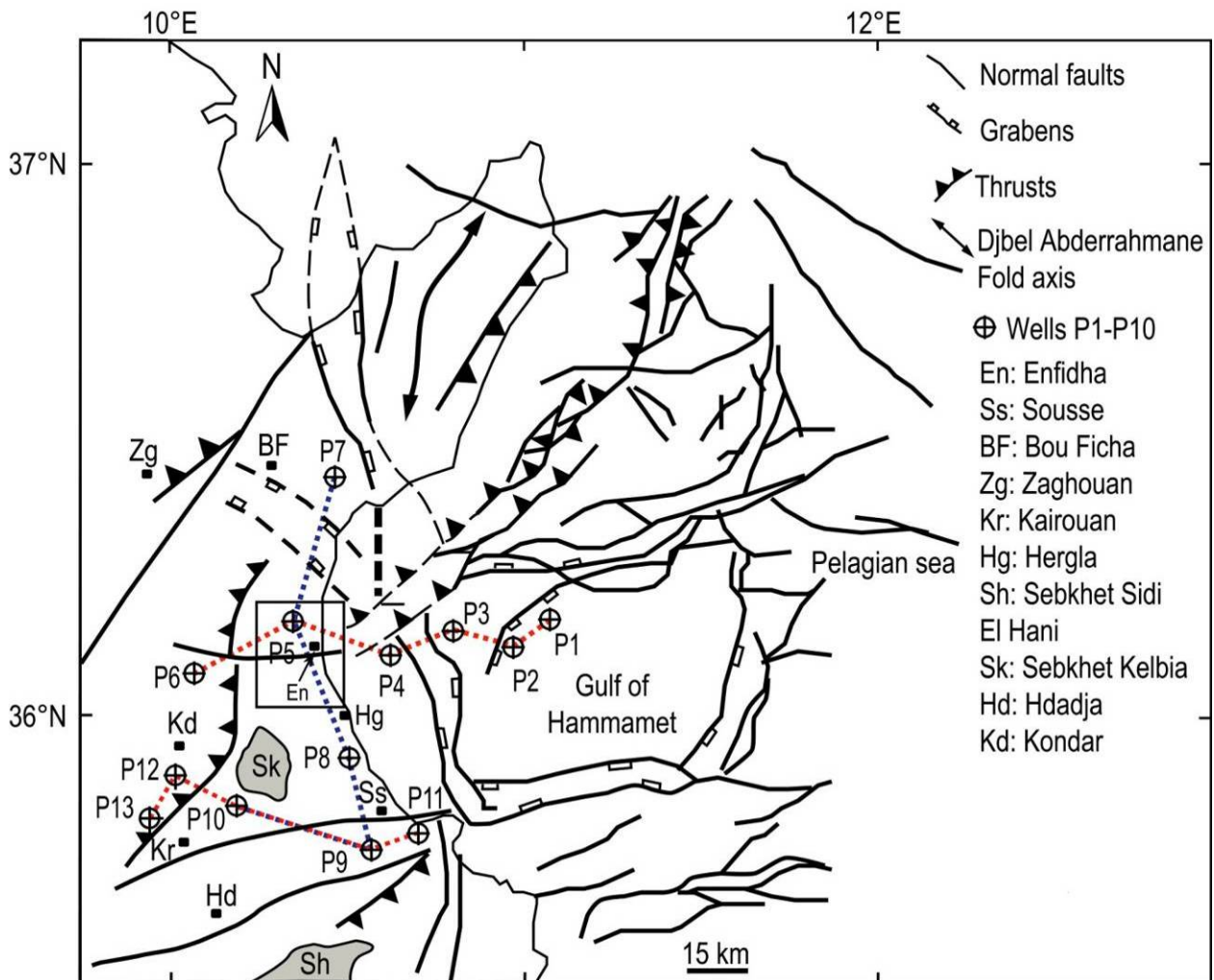


Fig.7.11. Carte de localisation des puits pétroliers et des corrélations lithostratigraphiques.

La corrélation lithostratigraphique entre les puits pétroliers EW du golfe de Hammamet (offshore) vers la plateforme de Sahel (onshore) montre d'épaisses séries argilo-gréseuses à sableuses (P1, P2, P3) d'âge Miocène (Fig.7.12). Ces séries peuvent atteindre plus de 3000 m d'épaisseur. Elles sont encadrées par deux discordances majeures des calcaires Aïn Grab (Langhien) qui reposent directement sur la formation Fortuna (Oligo-Miocène inférieur) suite à une transgression générale. Les séries plio-quadernaires reposent en discordance sur le Miocène supérieur, suite à la compression atlasique au Tortonien qui a créé des structures plissées exposées à l'érosion. Vers le puits pétrolier P4 on remarque un amincissement remarquable et même une absence des séries miocènes. Le puits pétrolier P4 a été foré dans une structure émergée ou anticlinale où les couches les plus récentes ont été érodées, vers l'Est du Graben de Jriba (offshore) qui délimite la plateforme de Halk El Menzel à l'Ouest. Au niveau des puits

pétroliers P4-P6 les séries d'âge miocènes sont absents. Sauf qu'au puits P4 on distingue une épaisse série argileuse de la formation Mahmoud d'âge langhien supérieur est discordante sur la formation Fortuna (Oligo-Miocène), l'absence totale de la série carbonatée (Aïn Grab) et de la formation Bou Dabbous d'âge yprésien. La formation Bou Dabbous est discordante sur la formation El Haria (Paléocène). En onshore, un développement très important des épaisseurs et d'élévation des séries du Paléocène et du Crétacé, au niveau du puits P5, les calcaires de la formation Bou Dabbous sont épais et s'amincissent vers le puits P6. Les séries du Crétacé et du Paléocène montrent de nouveau un approfondissement et un amincissement en épaisseur. Les séries éocènes deviennent plus épaisses. On remarque une discordance et une lacune dans les séries crétacées, de la formation Serdj et Sidi Khalif. Cette variation en épaisseur des séries prouve l'existence des inversions tectoniques et des bassins, en rapport avec l'évolution de la direction des contraintes tectoniques du Crétacé jusqu'au Plio-Quaternaire (Fig.7.12).

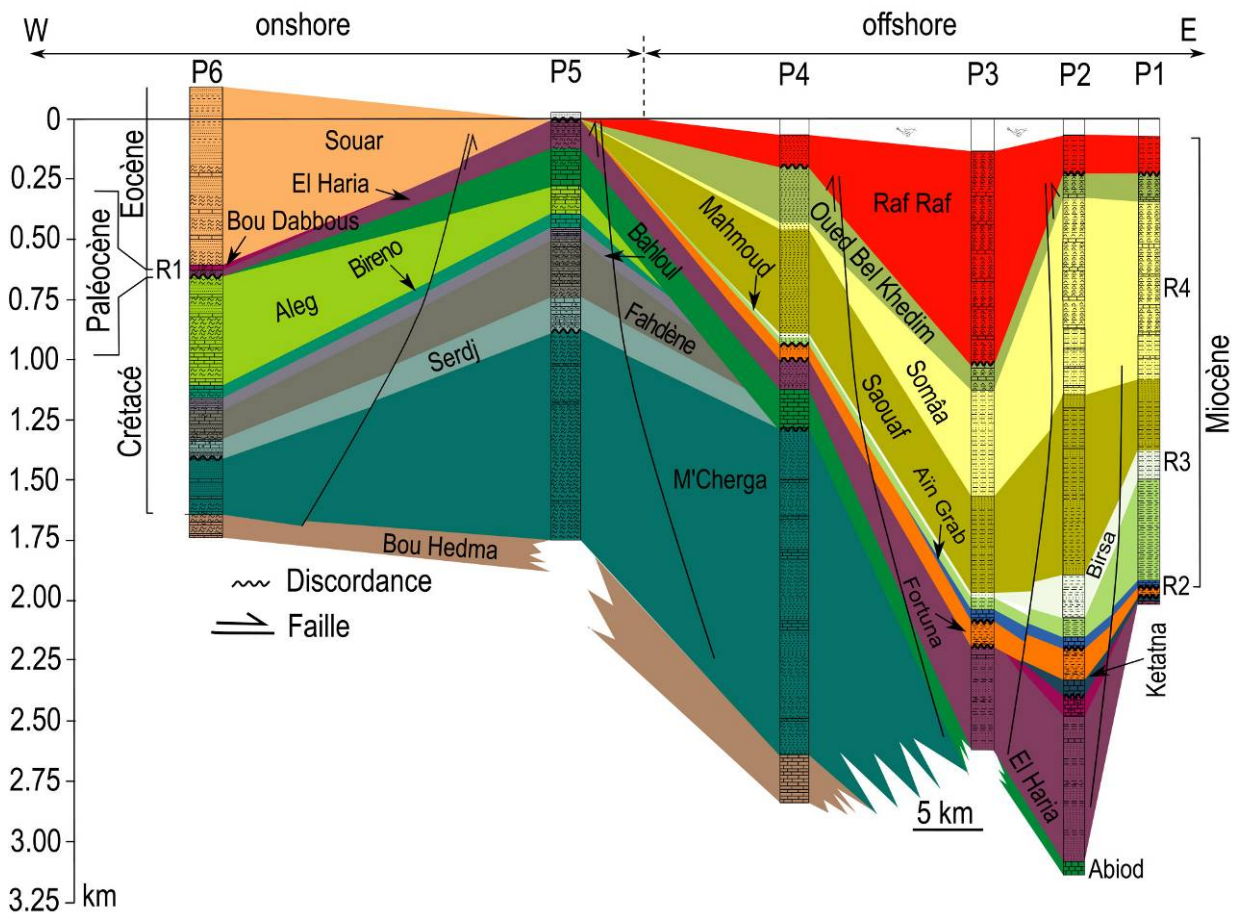


Fig.7.12. Corrélations lithostratigraphiques WE des puits pétroliers dans la plateforme de Sahel et le golfe de Hammamet. P1-P6: Puits pétroliers, R1-R4: Réservoirs.

La corrélation lithostratigraphique des puits pétroliers NS (Fig.7.13), de direction subparallèle aux structures profondes de direction NE-SW de la Tunisie Orientale, montre une variation latérale en faciès et en épaisseur et un approfondissement des séries du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène, du Nord vers le Sud. La formation Souar de faible épaisseur qui affleure en surface au niveau des puits P5 et P7 devient plus épaisse et atteint une profondeur de 1800 m au niveau des puits P8 et P9 et s'amincit puis disparaît vers le Sud (P10). On note aussi d'épaisses séries miocènes du P5, P8-10. Des lacunes sédimentaires sont bien développées (P8), ainsi la formation Oum Douil est discordante sur les calcaires d'Aïn Grab (Langhien), et la formation Aïn Grab repose en discordance sur la formation Fortuna (Oligo-Miocène). La formation Fortuna est limitée par deux discordances, (i) la formation Aïn Grab au sommet et (ii) la formation Souar à sa base qui, à son tour, repose en discordance sur la formation Abiod (Campanien supérieur-Maastrichtien). D'épaisses séries argilo-sableuses (groupe Om Dhouil) viennent se déposer. Au Miocène supérieur (Tortonien-Messinien), lors de la phase atlasique, une compression de direction NW-SE a engendré des plis majeurs et des failles inverses de direction NE-SW, des décrochements dextres orientés EW et sénestres orientés NS ont influencé la variation latérale et en profondeur des séries sédimentaires (formation Segui). Des failles normales synsédimentaires ont été réactivées au Mio-Pliocène par une extension orientée NE-SW. Au Villafranchien, la compression NW-SE a entraîné la réactivation des anciennes failles normales en inverses subméridiennes et des plis de direction N020°.

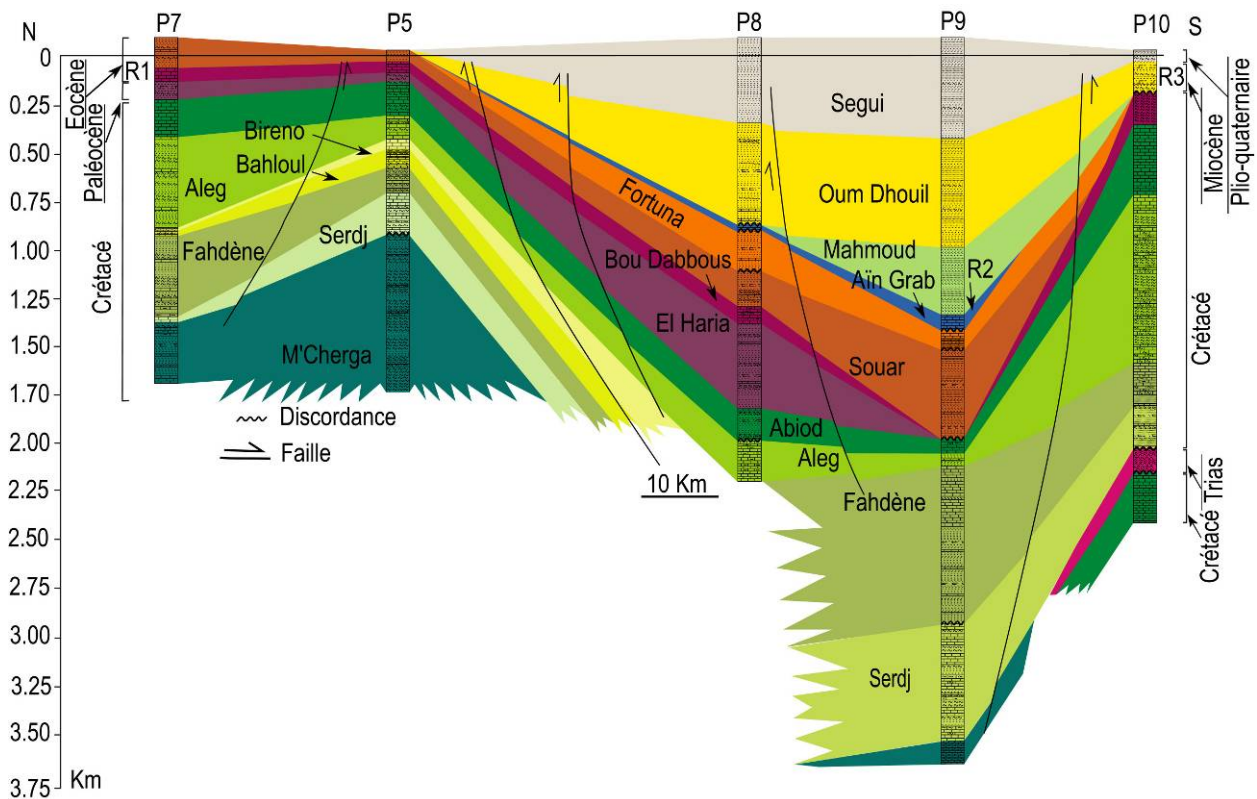


Fig.7.13. Corrélations lithostratigraphiques NS des puits pétroliers dans la plateforme de Sahel.

La corrélation lithostratigraphique des puits pétroliers EW (Fig.7.14) au Sud du secteur d'étude, montre des variations latérale et en profondeur, des discordances et des hiatus sédimentaires des séries lithostratigraphiques du Jurassique jusqu'à Plio-Quaternaire. D'Est en Ouest, les séries stratigraphiques sont bien développées au niveau du puits P11. On note l'approfondissement des séries lithostratigraphiques et l'absence de la formation El Haria (Maastrichtien supérieur-Paléocène) (P9). On assiste donc à des inversions de bassins à partir de l'Eocène. Les séries lithostratigraphiques du Crétacé, du Paléogène et du Néogène sont bien développées dans les puits pétroliers P9 et P11. Alors que les séries crétacées sont développées au niveau des puits P10, P12 et P13 qui sont bien exposées en surface. Une grande faille inverse de direction NE-SW a mis en contact les séries crétacées avec les séries du Paléogène et du Néogène. Biely et al. (1973) pensent que cela traduit la présence d'un haut-fond pendant l'Aptien. Cette structure apparaît contemporaine de la phase tectonique du passage Aptien-Albien, bien connue en Tunisie (M'Rabet, 1981; Ouali, 1985, Saadi, 1997). Ces données indiquent que la sédimentation du Crétacé inférieur accompagne des mouvements tectoniques marqués par le jeu de failles N120°, N170° et N100°. Les corrélations entre les différentes coupes effectuées à Kef Ensoura et sur le flanc nord du Djebel Mdheker (Fig. 2d-f) montrent des variations d'épaisseur pour la série du Crétacé inférieur. Ainsi, les zones à faible taux de

sédimentation pendant une période correspondant à un étage donné, se transforment en zones à fort taux de sédimentation pendant l'étage suivant. Ces inversions de subsidence peuvent être liées aux jeux simultanés et différentiels de fractures de directions variables (NS, N140°, N160°) et ce au cours de la sédimentation du Crétacé inférieur.

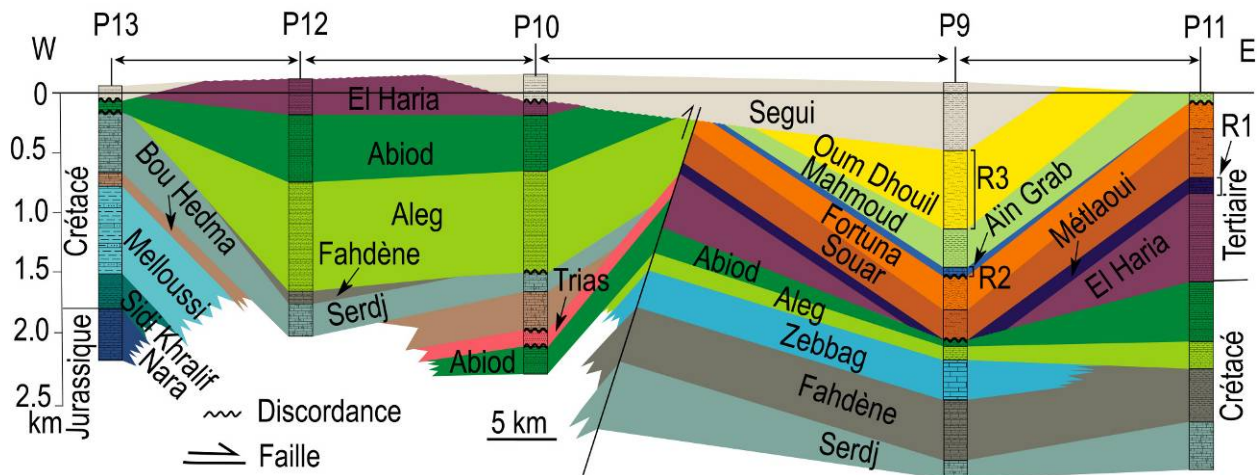


Fig.7.14. Corrélation lithostratigraphiques WE des puits pétroliers dans la plateforme de Sahel.

L'eustatisme influe considérablement dans la nature des faciès, la géométrie et l'organisation des dépôts sédimentaires. De son côté, la tectonique a eu un effet considérable sur l'architecture syn-dépôt des séries sédimentaires. D'autre part, les dépôts des séries de faciès 'bassin' n'ont pas été expliqués au niveau de l'axe NS (formations Abiod et El Haria) considérés pourtant comme un domaine résistant hérité (Burollet, 1956 ; Burollet et Ellouze, 1986). D'importantes lacunes et discordances ont été signalées et rapportées en affleurement au niveau de la dorsale et affectant les séries sédimentaires (Salaj, 1980; Turki, 1985; Saadi, 1997; Rabhi, 1999). Ces lacunes traduisent des événements séquentiels sous contrôle tectonique et eustatique.

II. Interprétation des données sismiques et des puits pétroliers en offshore

Les lignes sismiques couvrent tout le golfe de Hammamet (Fig.7.15). Elles sont situées sous une tranche d'eau qui varie de 50 à 90 m. Elles sont calées avec les forages pétroliers. Après l'opération de calage on arrive à identifier huit horizons sismiques: (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa (Tortonien), (3) Souaf (Serravalien), (4) Aïn Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé). Les sept profils sismiques présentés montrent des structures différentes en subsurface. Ces profils sont situés orthogonalement aux différentes structures qui les reflètent. Après l'interprétation des profils sismique on effectue une opération de cartographie isobathe des horizons (i) Aïn Grab (Langhien) (ii) Oued Belkhédim (Messinien).

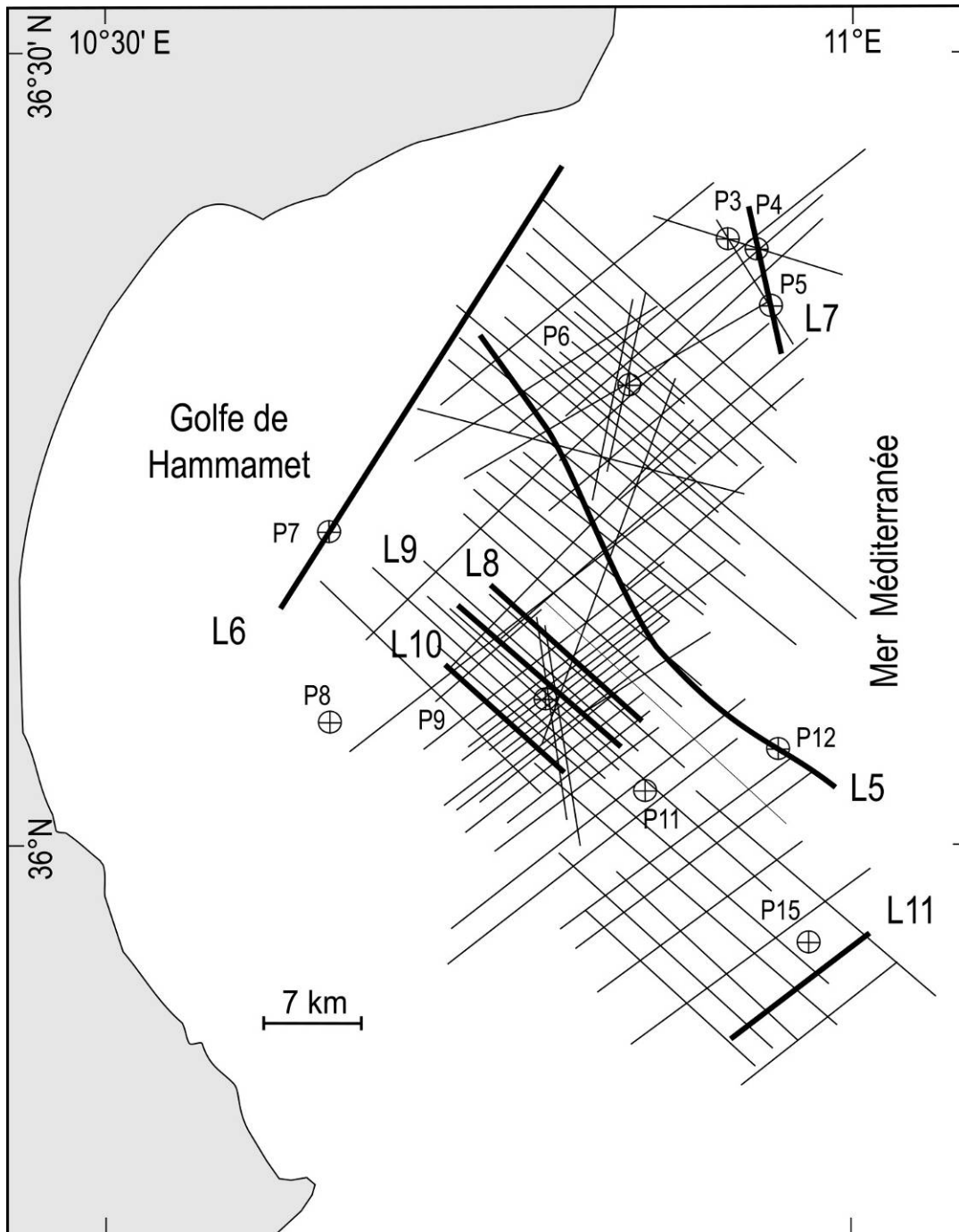


Fig. 7.15. Carte de localisation des profils sismiques dans le golf de Hammamet. P: Puits pétroliers, L7-L11: Lignes sismiques.

II.1. Interprétation des profils sismiques

Dans ce travail nous avons analysé des profils sismiques qui ont été réalisés par les campagnes sismiques TWT92, EN96 et EN98. Ces lignes appartiennent au permis Enfidha à l'Est du golfe de Hammamet où la tranche d'eau en offshore varie de 50 à 90 m. L'acquisition de ces lignes a été établie par la Compagnie CGG qui a utilisé l'Airgun comme source d'énergie, situé à 6 m de profondeur avec un intervalle de 2 ms et 25 m d'intervalle entre points de tir, le plan de référence est le niveau de la mer. La profondeur est exprimée en temps double (TWT en secondes) pour tous les profils sismiques. L'objectif de ces campagnes sismiques est d'étudier les grès du Miocène après les principales découvertes des réservoirs potentiels dans le golfe de Hammamet. Les calcaires de la formation Abiod sont devenus très importants après la découverte de champs pétroliers dans les réservoirs carbonatés de la formation Abiod. Dans cette étude on s'intéresse aux différentes phases tectoniques du Crétacé-Miocène ainsi que leurs effets sur l'inversion des bassins.

Le profil sismique L5 de direction NNW-SSE s'étend sur plus de 40 km et passe par le graben de Jriba au Nord, la plateforme de Halk El Menzel au centre, alors qu'au SE il recoupe le graben de Kuriate (Fig.7.16). Les horizons pointés sur le profil de (1) à (8) d'âge crétacé-miocène montrent que cette zone est affectée par de nombreuses failles normales de direction NW-SE et NE-SW qui ont engendré des structurations en plis, en horsts et en grabens (failles F1 et F2). Des failles n'ont affecté que les séries du Crétacé et du Paléogène, alors que d'autres sont réactivées au Miocène et ont affecté toutes les séries. La partie NW du profil montre des structures plissées alors que plus on s'étend vers le SE plus se développent des structures en horsts et grabens. On remarque que ces structures sont liées aux séries crétacé-miocènes qui s'approfondissent vers le NW du golfe de Hammamet et montre un exhaussement vers le SE au niveau de la plateforme de Halk El Menzel. La série de la formation Aïn Grab du Miocène moyen est affecté par de nombreuses failles normales de direction NNW-SSE et WNW-ESE qui ont engendré des structurations en horsts et en grabens (failles F1 et F2). Alors le Miocène supérieur est caractérisé par une discordance messinienne qui a été affectée par diverses failles normales de direction NE-SW à NNW-SSE. Ces failles ont donné naissance à des structures en horsts et en grabens. Dans ce profil, on remarque que le Miocène présente un aspect chaotique avec la même épaisseur de série du NW vers le SE.

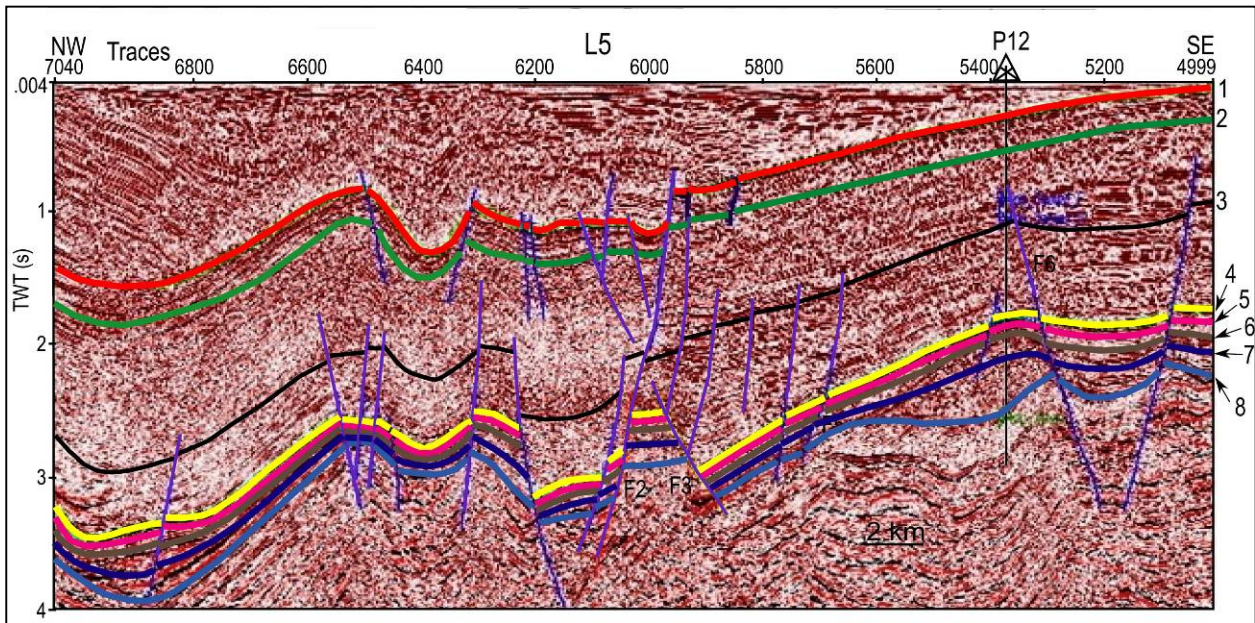


Fig.7.16. Profil sismique L5 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet. P3: Puits de calage, 1-8: horizons sismiques relatifs à, (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa (Tortonien), (3) Saouaf (Serravalien), (4) Ain Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé).

Au Miocène supérieur une phase compressive atlasique est responsable de la création des structures plissées et faillées en synforme et antiforme (Fig.7.17). L'élévation de la série miocène vers le SE du profil L5 diminue l'espace disponible pour la sédimentation. En revanche, vers le NW de la ligne sismique L5 l'affaissement et la structuration en synclinal favorise un espace disponible de sédimentation très important pour le dépôt plio-quadernaire où prend naissance le graben de Jriba. Ce graben est délimité par des failles bordières.

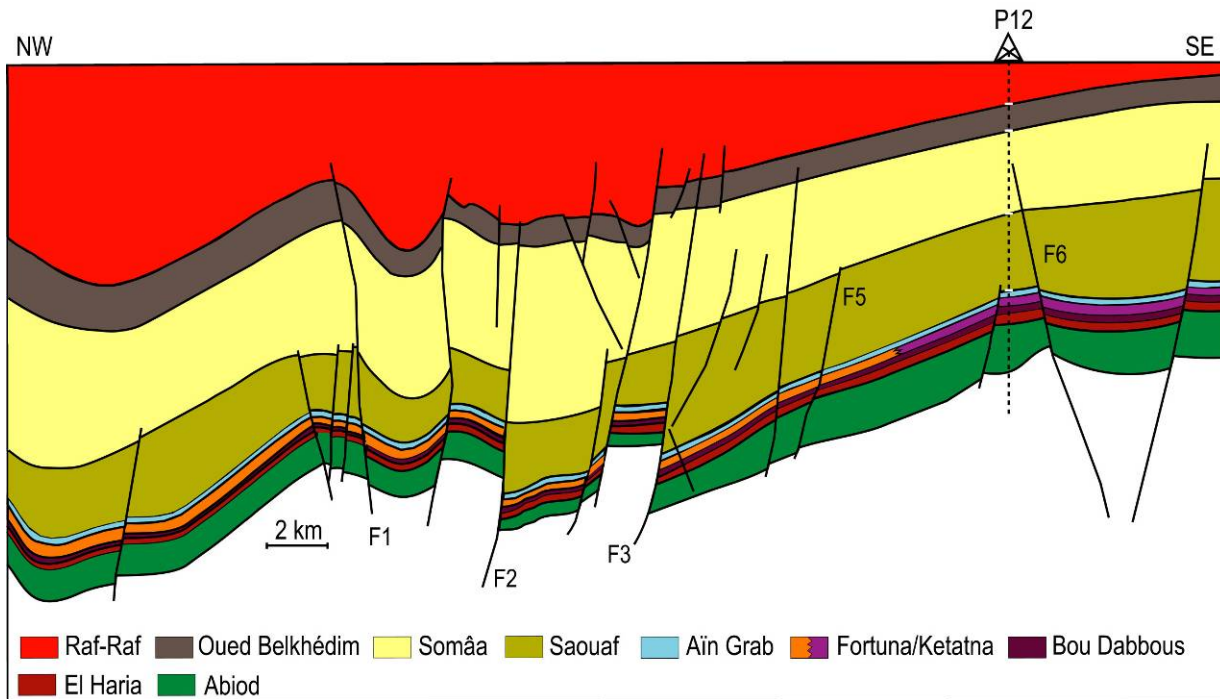


Fig.7.17. Coupe géosismique du profil L5 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet.

Le profil sismique L6 est orienté NNE-SSW et s'étend sur environ 32 km. Il passe par le graben de Jriba de direction NNW-SSE (Fig.7.18) et montre une structure faillée à épaisseur variable. La partie NNE du profil montre une structure exhaussée ou une antiforme à aspect bréchiq ou chaotique qui a subi un maximum de plissement. L'horizon du toit de la discordance messinienne est affecté par de nombreuses failles normales orientées sensiblement ENE-WSW, NNW-SSE et SSW-NNE. Vers le SSE se développe le graben de Jriba qui correspond à une antiforme profonde formée de séries miocènes. L'horizon au toit de la formation Aïn Grab (Miocène moyen) a été affectée par de nombreuses failles normales, alors que la discordance messinienne (Miocène supérieur) qui a été affectée par des failles normales et des surfaces de ravinements sur laquelle sont déposées des séries pliocènes plissées en discordance. En allant vers le SSW du profil sismique on remarque une élévation des séries miocènes qui atteignent presque la surface avec une épaisseur nettement constante en allant vers le continent.

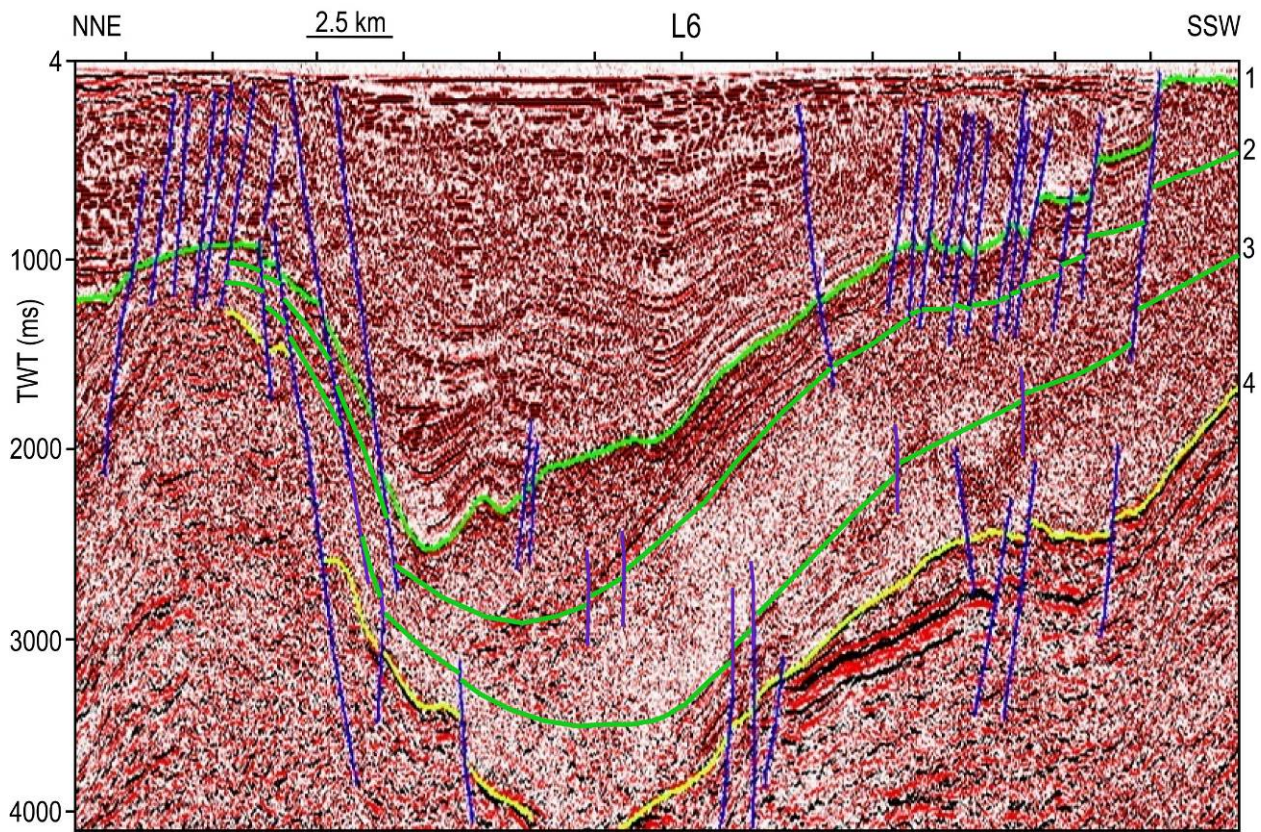


Fig.7.18. Profil sismique L6 de direction NNE-SSW dans le golfe de Hammamet. 1: horizon Aïn Grab, 2: Saouaf, 3: Somâa, 4: Horizon Oued Belkhédim.

Le profil sismique L7 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet et de longueur de 10 km (Fig.7.19) montre deux couches superposées bien individualisées d'âge miocène, plus épaisses et moins profondes vers le NW. Elles s'approfondissent et s'amincissent progressivement vers le SE, et sont affecté par des failles normales de direction NNE-SSW, WSW-ENE. Elles sont surmontées par des séries pliocènes moins épaisses et hautes vers le NW qui s'amincissent et s'approfondissent progressivement vers le SE. Ces failles ont aussi affecté les séries crétacés à miocènes. L'interprétation de ce profil montre que vers le NW les séries miocènes ont été déposées dans un milieu profond, contrairement au SE où le milieu de dépôt est moins profond. On pense donc à une inversion des bassins au Miocène supérieur.

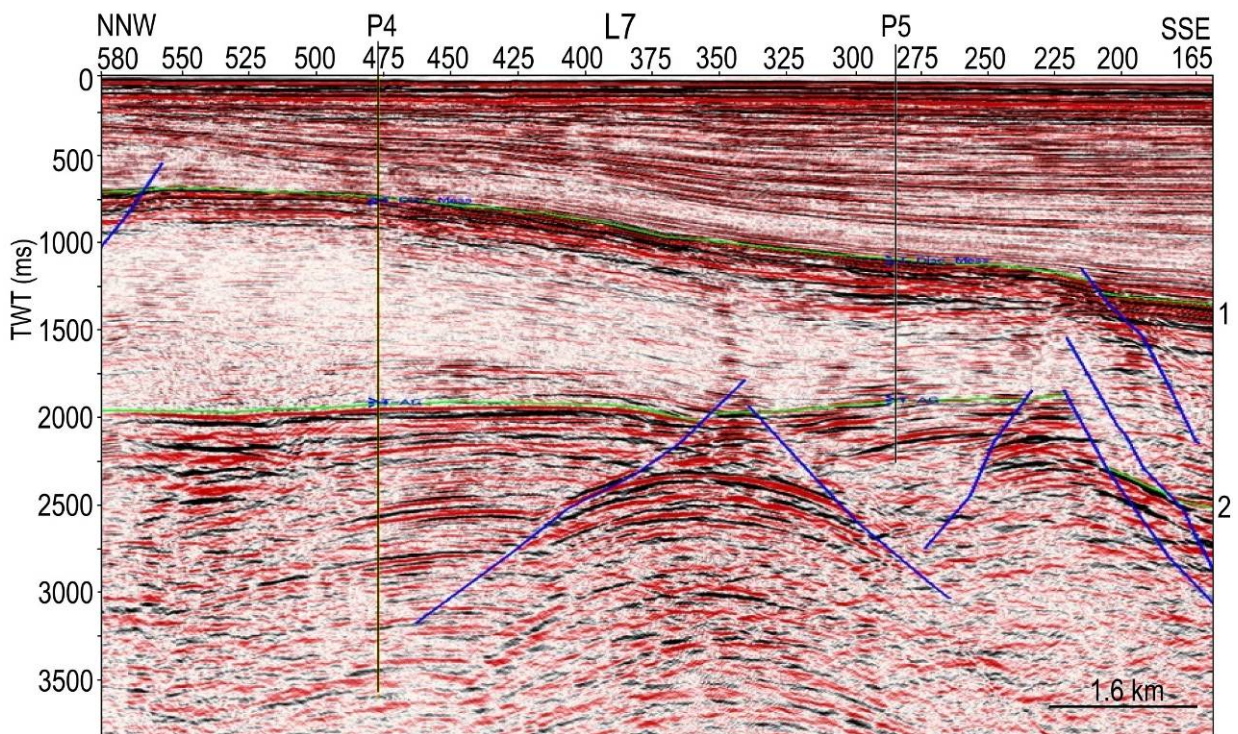


Fig.7.19. Profil sismique L7 de direction NNW-SSE montrant l'inversion des bassins dans le golfe de Hammamet. 1: horizon Ain Grab, 2: Horizon Oued Belkhédim.

La ligne sismique L8 de direction NW-SE s'étend sur une longueur de 11 km. Elle montre trois compartiments importants qui sont structurés en horsts et grabens (Fig.7.20). L'interprétation sismique montre des séries miocènes effondrées vers le NW qui sont affectées par une faille inverse chevauchante profonde à terminaison en crochon, surmontées par des séries pliocènes plissées. Cette épaisse zone est délimitée par une faille de direction NE-SW qui a joué en normale et a affecté les séries miocènes par fracturation de l'horizon Ain Grab et des séries sous-jacentes. Cette même faille a joué en inverse lors d'une phase compressive au Plio-Quaternaire. Les séries miocènes s'amincissent et s'élèvent progressivement en allant vers le SE, puis s'épaississent de nouveau. Elles sont délimitées par une faille normale au SE qui n'atteint pas les séries du Miocène supérieur.

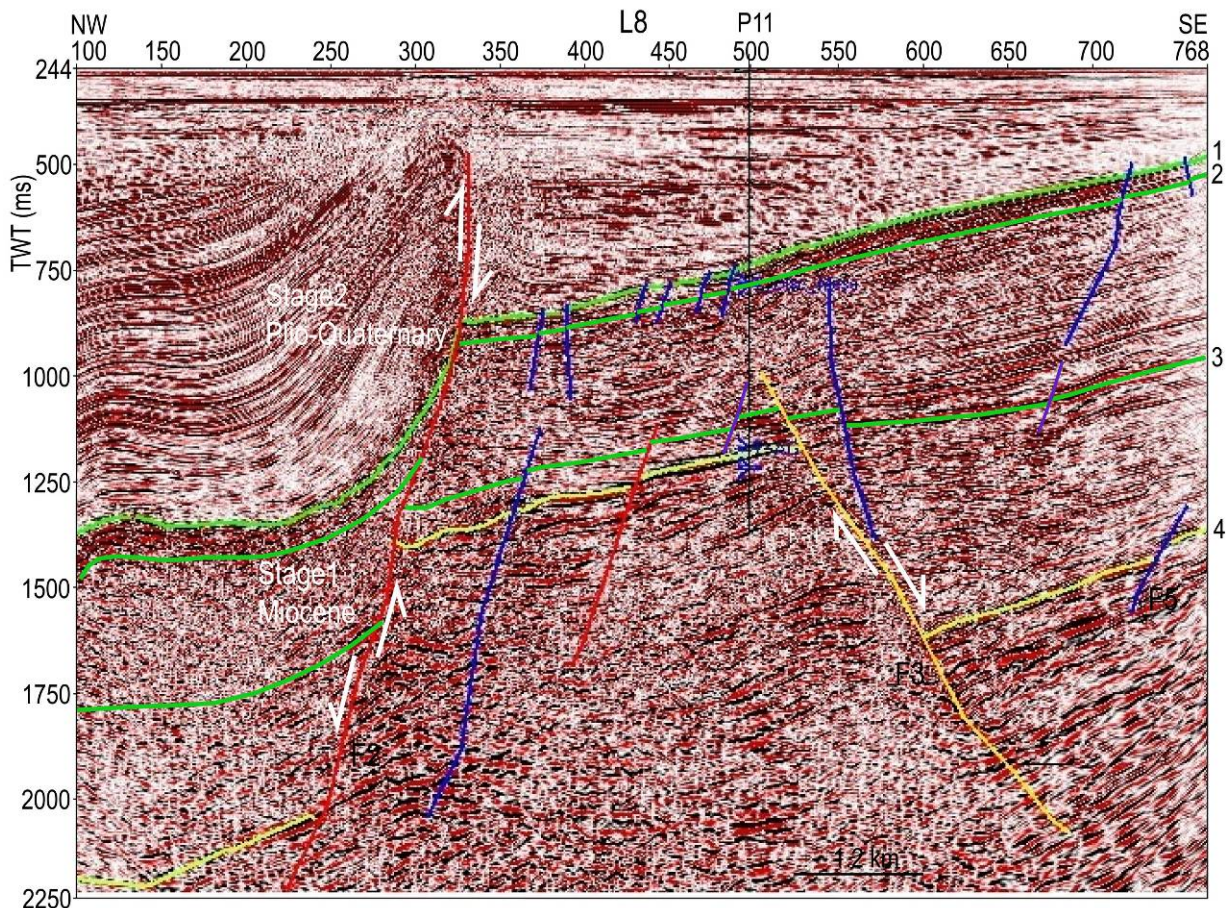


Fig.7.20. Profil sismique L8 de direction NW-SE montrant la compression plio-quaternaire dans le golfe de Hammamet. 1: horizon Aïn Grab, 2: Saouaf, 3: Somâa, 4: Horizon Oued Belkhédim.

Profil L9 de direction NW-SE s'étend sur 14 km (Fig.7.21). Il est situé au centre de la plateforme de Halk El Menzel et passe par les structures El Baraka (Fig.7.21a). Le puits P9, à près de 500 m au SE de cette ligne sismique, a traversé toutes les séries éocènes à plio-quaternaires. Ce profil montre deux structures plissées en pli-failles. Les failles F2-F3 ont affecté tous les horizons (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa, (3) Saouaf (Tortonien), (4) Aïn Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria, (8) Abiod (Crétacé). On y observe d'épaisses séries sédimentaires surtout d'âge miocène et pliocène. Les séries du Campanien-Langhien montrent des variations latérales en épaisseur du NW vers le SE (Fig.7.21b). Elles sont plus épaisses dans les parties NW et SE et se rétrécissent au milieu de la coupe, délimitées par les deux failles F2 et F3. On note d'importantes variations d'épaisseurs qui sont remarquables surtout de part et d'autre des failles.

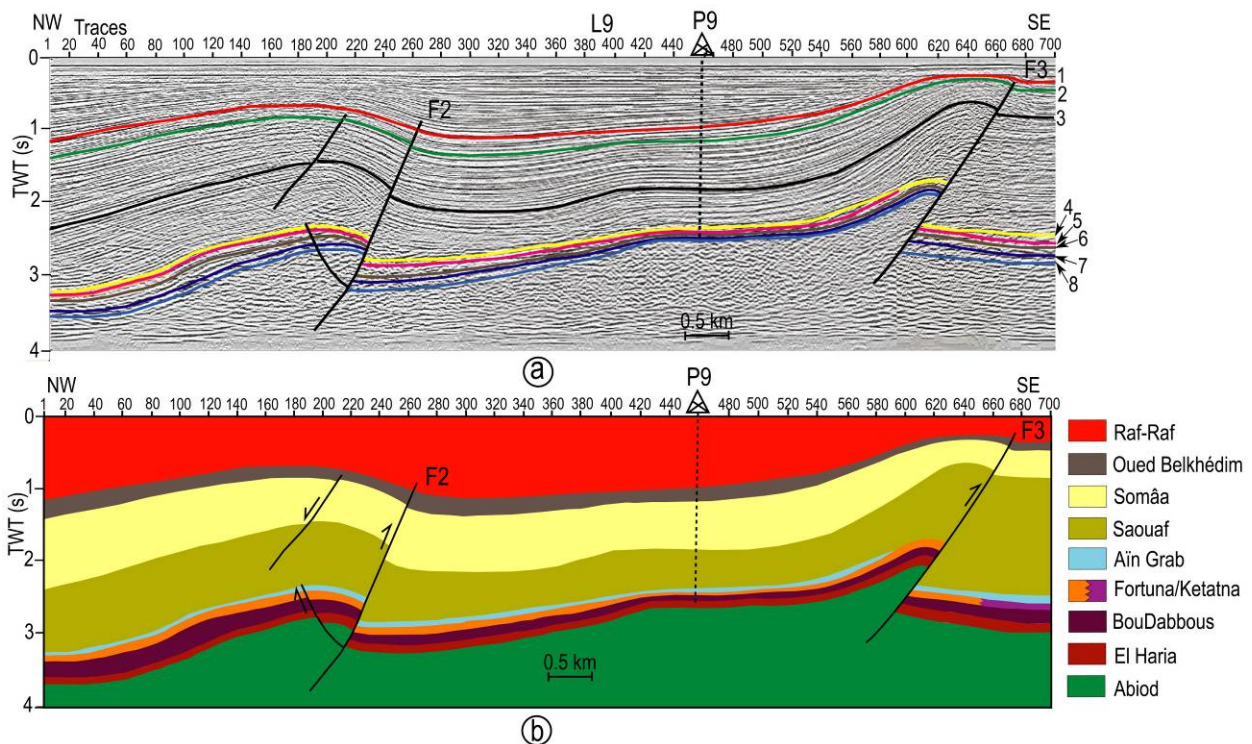


Fig.7.21. Ligne sismique L9 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons: (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa (Tortonien), (3) Saouaf (Serravalien), (4) Aïn Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé), P9: Puits de calage, TWT(s): Temps double en seconde. (b) Coupe géosismique interprétative.

Le Profil L10, de direction NE-SW s'étend sur 12 km de longueur (Fig.7.15). Il est situé dans le SE de la plateforme de Halk El Menzel. Des failles normales, à pendage NE, affectent les formations Abiod à Raf-Raf de ce profil (Fig. 7.22a). Elles induisent un épaissement et un approfondissement des séries miocènes dans la partie NE où elles sont plus épaisses (Fig. 7.22b). Sur ce profil, on peut remarquer des structures en horsts et en grabens, mais surtout des basculements de blocs bien développés et contrôlés par ce système de failles normales depuis le Crétacé supérieur et une structure en fleur à l'aplomb de la faille F2. Par endroit ces failles ont contrôlé le dépôt des séries plio-quadernaires. Certaines failles sont néoformées au cours de la phase atlasique. Des lacunes de sédimentation des formations El Haria, Bou Dabbous et Fortuna peuvent être reconnues dans le secteur d'étude, et confirmées par des données lithostratigraphiques des puits pétroliers P3-P5 et P14.

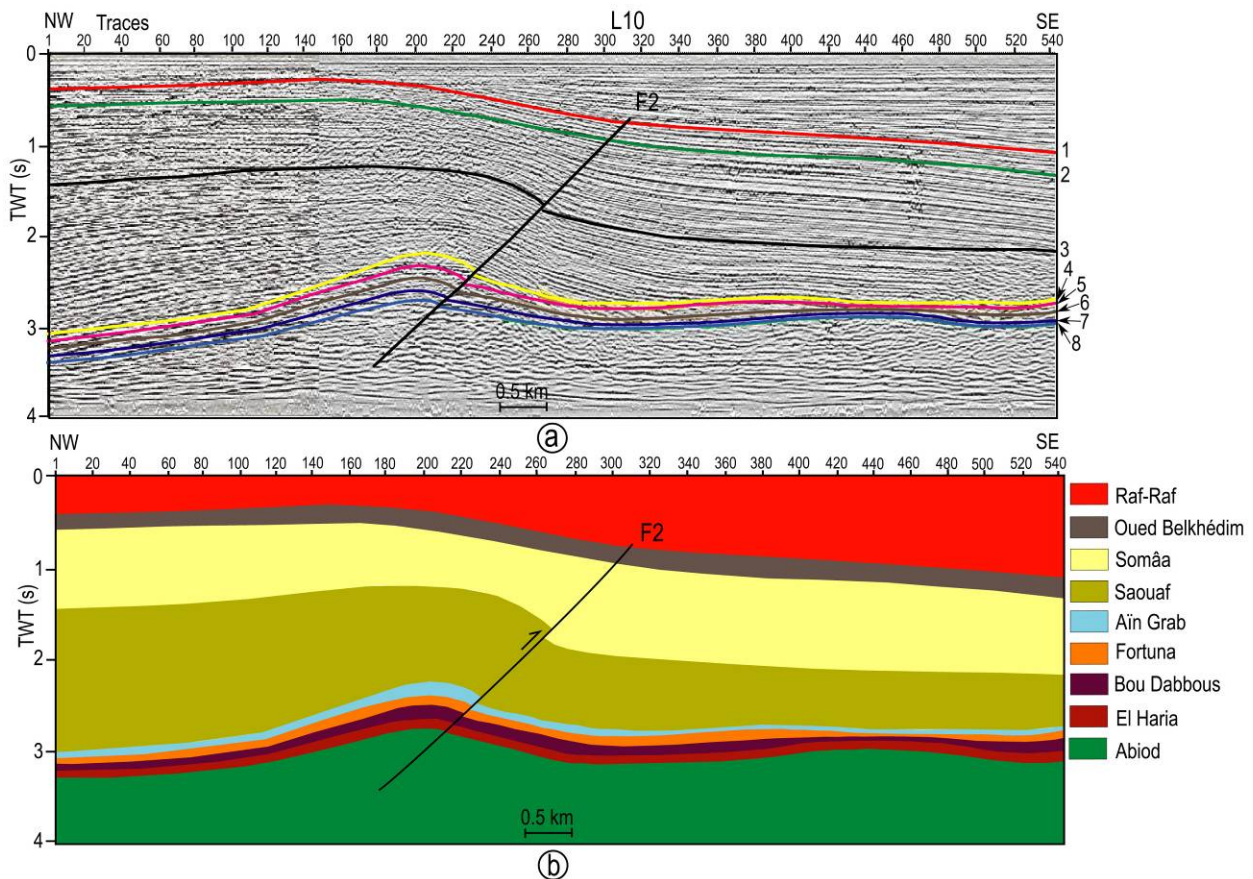


Fig.7.22. Ligne sismique L10 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétative. Mêmes notations qu'en Fig.7.21.

Le Profil L11, de direction NE-SW s'étend sur 12 km de longueur. Il est situé dans le SE de la plateforme de Halk El Menzel. Des failles à composantes normales, à pendage souvent NE, affectent les formations Abiod à Raf-Raf sur ce profil (Fig. 7.23a). Elles induisent un épaissement et un approfondissement des séries miocènes dans la partie NE où elles sont plus épaisses. Sur ce profil, on peut remarquer des structures en horsts et en grabens, mais surtout des basculements de blocs bien développés et contrôlés par ce système de failles normales depuis le Crétacé supérieur. On note en particulier une structure en fleur négative dans la partie NE, où l'ondulation du toit d'Oued Belkhédim indique qu'il ya un plissement post-Oued Belkhédim probablement lié à une compression qui a pu réactiver les failles normales en inverses (Fig. 7.23a). Au centre du profil L11, une faille montre un jeu à composante normale nette qui n'affecte pas le toit d'Oued Belkhédim, il s'agit d'une faille syn-Saouaf qui a contrôlé la sédimentation. Par endroit ces failles ont contrôlé le dépôt des séries pliocènes. Certaines failles sont néoformées au cours de la phase atlasique.

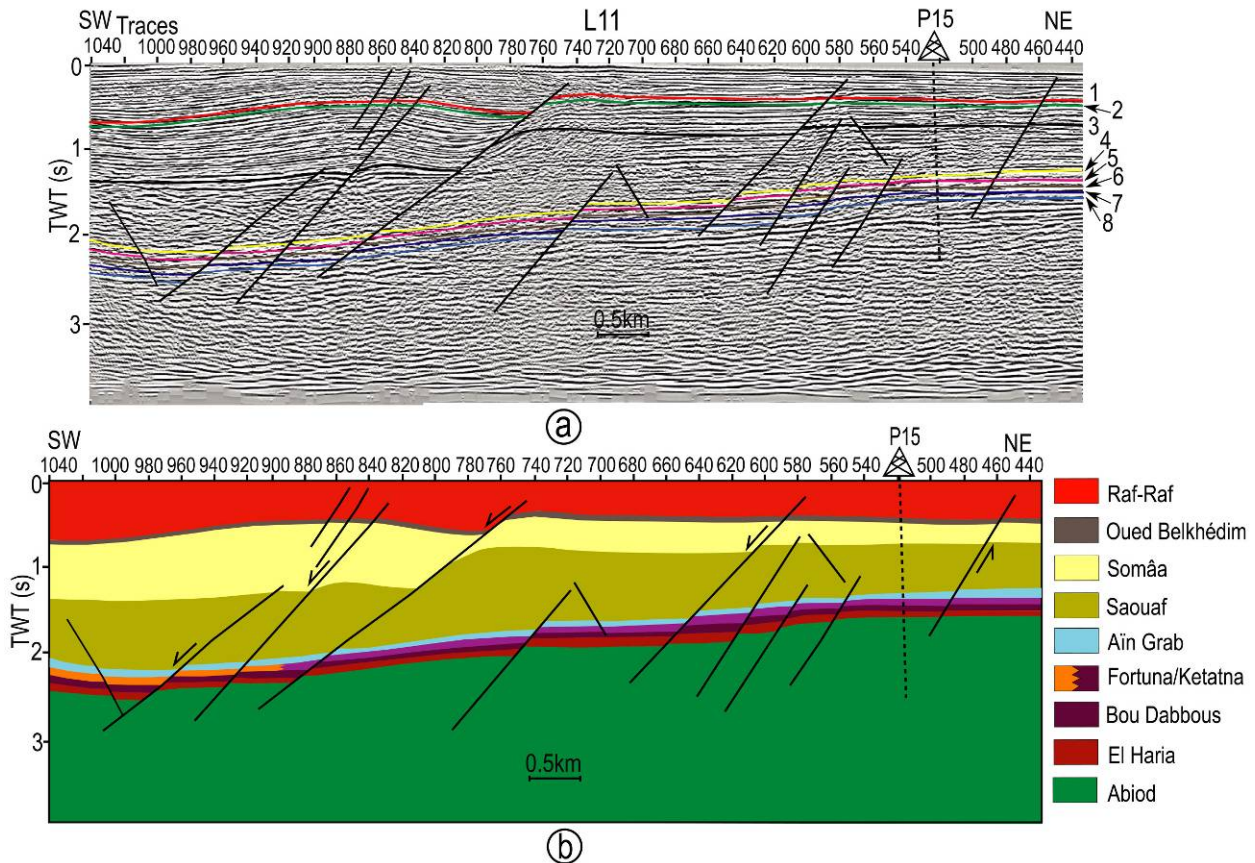


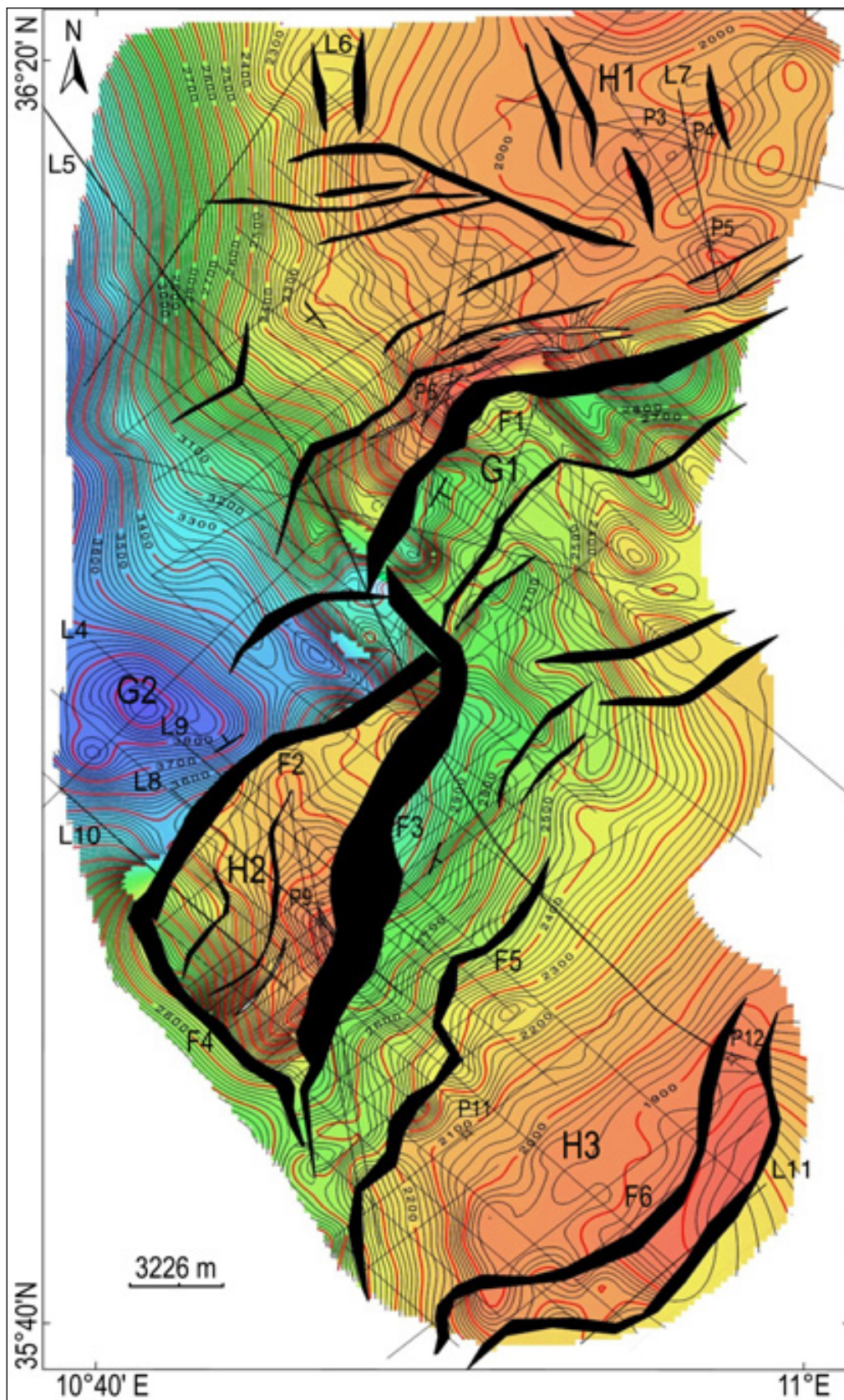
Fig.7.23. Ligne sismique L11 de direction NE-SW. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétative, P15: Puits de calage. Mêmes notations qu'en Fig.7.21.

II.2. Interprétation des cartes

II.2.a. Carte en isochrone au toit de la formation Aïn Grab

Les isovaleurs de cette carte varient de 1800 ms à 2400 ms. Cette carte montre trois structures hautes, sous forme de horsts, notées H1, H2 et H3. Elles sont délimitées par un réseau de failles normales majeures (F1-F6), de directions globalement NS, NE, SW et EW et de pendage régional sud à SE. Des structures basses correspondent à des bassins, ou grabens (G1 et G2) qui dépassent 3900 ms, séparées et décalées vers le bas par la faille normale F1 à l'Est et F3 à l'Ouest. Les failles F2, F3 et F4 délimitent au centre le horst contenant la structure El Baraka (H2). Cette structure est délimitée par une faille majeure F2 orientée vers l'Ouest dont le rejet est très important. Les courbes de niveau présentent des directions diverses EW au centre de la zone d'étude, alors qu'au Nord et au Sud la majorité des courbes sont orientées NE-SW. A l'Est se développent de petits bassins orientés NW-SE vers la plateforme de Halk El Menzel. Au Nord et au Sud de la carte, le réseau de failles secondaires est orienté généralement dans la même direction que celle des petits bassins EW. Des structures hautes se développent contre les failles normales (F1-F3 et F4) de direction EW à NW-SE. Du centre vers le sud, le réseau de failles

(F2-F6) est sous forme d'un couloir tectonique EW à NE-SW. A l'intérieur des couloirs se développent des structures plissées sous forme de gouttières de plis failles. La variation de direction et la multitude des failles EW, NS, NNW-SSE au Nord limitent les bassins en forme de demi-graben ou bloc affaissé (G1) et de structure plissée et horst (H1) (Fig.7.24). Au Miocène inférieur et surtout au Langhien, la phase distensive orientée NW-SE qui a eu lieu est responsable de la fracturation et du basculement des calcaires lumachelliques de la formation Aïn Grab. Elle a créé des failles normales (F1-F5) de direction NE-SW, EW à NS qui délimitent des structures en horsts (H1-H3) et en grabens et des gouttières de plis (G1 et G2).



7.24. Carte isochrone au toit du Langhien dans le golfe de Hammamet. (F: faille, H: horst et structure plissée, G: graben et bloc affaissé, P: Puits, L: Lignes sismiques)

II.2b. Carte en isochrone au toit de la formation Oued Belkhédim

Les isovaleurs dans cette carte varient de 227 ms à 1200 ms en temps doubles. La morphologie générale de la région que reflète cette carte est bien nette et individualisée. Elle présente trois structures hautes et plissées au Nord (H1 et H2) et au Sud (H3) de la région cartographiée. Les isovaleurs dans ces structures hautes ne dépassent pas 800 ms. Alors que vers l'Ouest la structure G2 devient très profonde. Elle atteint une vitesse supérieure à 2000 ms. Dans cette carte on a pu distinguer deux systèmes de failles (F1, F2 et F4) conjuguées qui ont contrôlé la structuration de cette zone. Cette dernière est caractérisée par des plis (H1, H2 et H3) orientés ENE-WSW et NE-SW, qui sont engendrés par la tectonique tardi-Miocène. A l'Ouest se développe le graben de Jriba (G2) qui annonce un milieu subsident (Fig.7.25). Les trois structures hautes au Nord et au Sud sont délimitées par des réseaux de failles d'ampleur moyenne. Elles sont orientées souvent NS et rarement EW. Au centre, ces structures sont contrôlées par des failles EW (F1 et F2). Le premier réseau au Sud de la structure est orienté NW-SE (F4). Ces failles décrochantes ont contrôlé la différenciation d'une zone très basse (G2) et d'une zone moyennement haute (H1) respectivement au NW et SE. Le deuxième réseau au centre de la structure est orienté NE-SW. Il joue en faille normale depuis le Crétacé et modifie les épaisseurs et les caractères sédimentaires du Paléogène et du Néogène. Il a été repris par une tectonique compressive atlasique qui a modifié les rejeux des failles en inverses. Les courbes de niveau sont orientées sensiblement dans la même direction. Les réseaux de failles se développent sous forme d'un couloir de failles orientés EW. Ces deux réseaux de failles ont d'importantes ampleurs qui délimitent une zone haute (H1) d'une zone basse (G1) orientée vers l'Ouest. L'inversion des bassins dans le golfe de Hammamet a eu lieu au cours de la phase atlasique. Ces bassins sont moins profonds dans la partie est. Les valeurs des courbes isochrones ne dépassent pas 500 ms. Ces isochrones sont orientées généralement NW-SE. Au niveau de cette zone les failles de faibles à moyenne ampleur ont la même direction que les bassins.

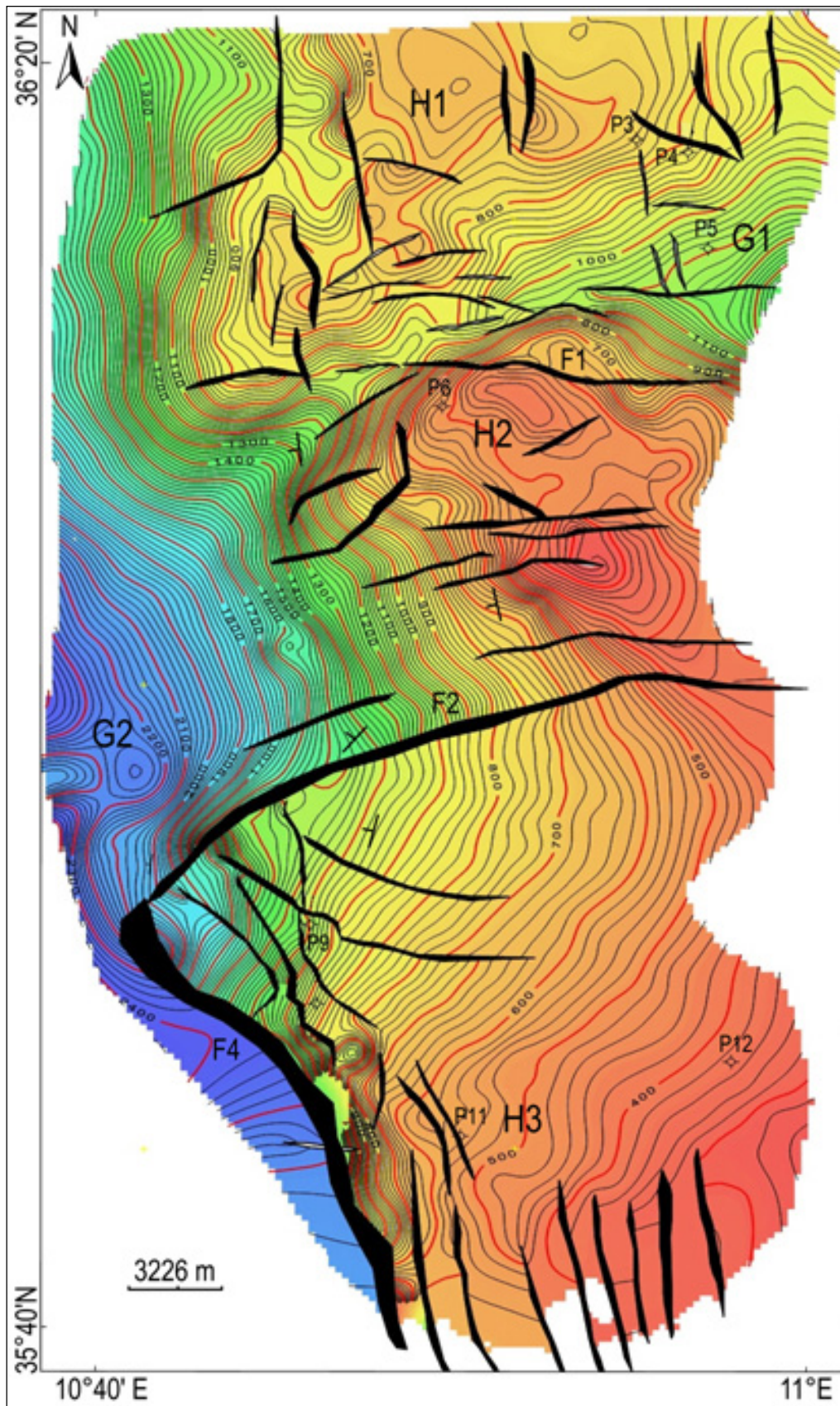


Fig.7.25. Carte isochrone au toit du Messinien dans le golfe de Hammamet. Mêmes notations qu'en Fig.7. 24

Dans le golfe de Hammamet on enregistre une migration des dépo-centres des bassins (G1 et G2) et des zones hautes (H1, H2 et H3). L'axe de plissement des calcaires Oued Belkhédim (Messinien) (Fig.7.25) se trouve légèrement déplacé vers le NNE-SSW par rapport à l'axe de plissement des calcaires de la formation Aïn Grab (Langhien) (Fig.7.24) orienté NE-SW. Ce qui est corroboré par la migration des gouttières des plis et des dépo-centres vers le NNE. La réactivation des réseaux de failles des couloirs de cisaillement NE-SW et EW, selon une suite de mouvements distensifs puis compressifs a donné lieu à des gouttières synclinales ou grabens et des plis au sein de ces couloirs. On note donc le caractère transpressif et transtensif dextre de cette tectonique. Les failles normales de direction NE-SW et NW-SE ont joué en inverse. Ces dernières délimitent le paléo-haut (H3) du Crétacé, au Sud de la carte isochrone de la formation Aïn Grab. La réactivation de cette faille au cours du Messinien se traduit par des branches de failles de même direction dont l'ampleur et les rejets sont nettement plus faibles. Les failles majeures dans cette zone ont deux directions. La première (F4) est orientée NNW-SSE au Sud. Elle se croise avec la deuxième (F2) de direction EW au centre du secteur cartographié, séparant des structures hautes (H3) orientées NS des structures basses (G2) EW. Cette carte diffère de la précédente par de très importantes failles, dont la première est orientée EW au centre de la carte avec un rejet vers le SE. La seconde faille (F3) de direction NS, au Sud du secteur cartographié a un rejet très important vers le SE qui délimite un horst (H3). Vers le Sud de la zone, les failles (F6) qui ont été orientées EW, se transforment en failles de direction NS à rejet vers le NW. Elles délimitent un horst vers l'extrême Sud.

II.2c. Carte en isobathe au toit de la formation Aïn Grab

Cette carte est établie avec une équidistance des isocontours de 20 m dont les isobathes varient de 1700 m à 5400 m. Elle montre des structures en horsts (H1, H2, H3) et en grabens (G1, G2), délimitées par des failles majeures (F1-F6) de directions variées (NW-SE, NE-SW et NNE-SSW) et dont les pendages sont tantôt vers le SE ou vers le NW (Fig. 7.26). Ces failles délimitent le horst H2 contenant la structure El Baraka, délimitée par des failles majeures F2-F4. La faille F2 qui délimite H2 présente un rejet vertical de ~50 m. Dans la partie ouest de la carte, en allant vers l'onshore, se développent des bassins dépassant 5000 m de profondeur (G2), de direction NE-SW comme le montrent les isobathes. Alors que vers l'Est, dans un bassin de 4000 m de profondeur (G1), se développent de petits bassins NW-SE. Au Nord et au Sud de la carte, la direction du réseau de failles secondaires est orientée généralement NS à NE-SW avec la même direction globale des isobathes des petits bassins. Des structures plissées se sont développées en anticlinaux et synclinaux de direction EW à NW-SE et sont contrôlées par des

failles normales F1-F4. Du centre vers le Sud, les séries sont structurées sous forme de horsts et grabens par un réseau de failles F2-F6 sous forme de couloir EW à NE-SW. Les failles de directions EW, NS, NNW-SSE limitent le graben G1 et le horst H1 (Fig. 7.26).

Au Miocène inférieur et surtout au Langhien, la phase distensive NW-SE, à l'origine de la fracturation et du basculement des blocs à calcaires lumachelliques de la formation Aïn Grab, a créé un réseau de failles normales F1-F5 de direction NE-SW, EW à NS qui délimitent les structures en horsts (H1-H3) et en grabens et/ou en gouttières de plis (G1, G2). Ces failles normales ont créé des structures en touches de piano ou horsts et grabens, observées sur la plupart des profils.

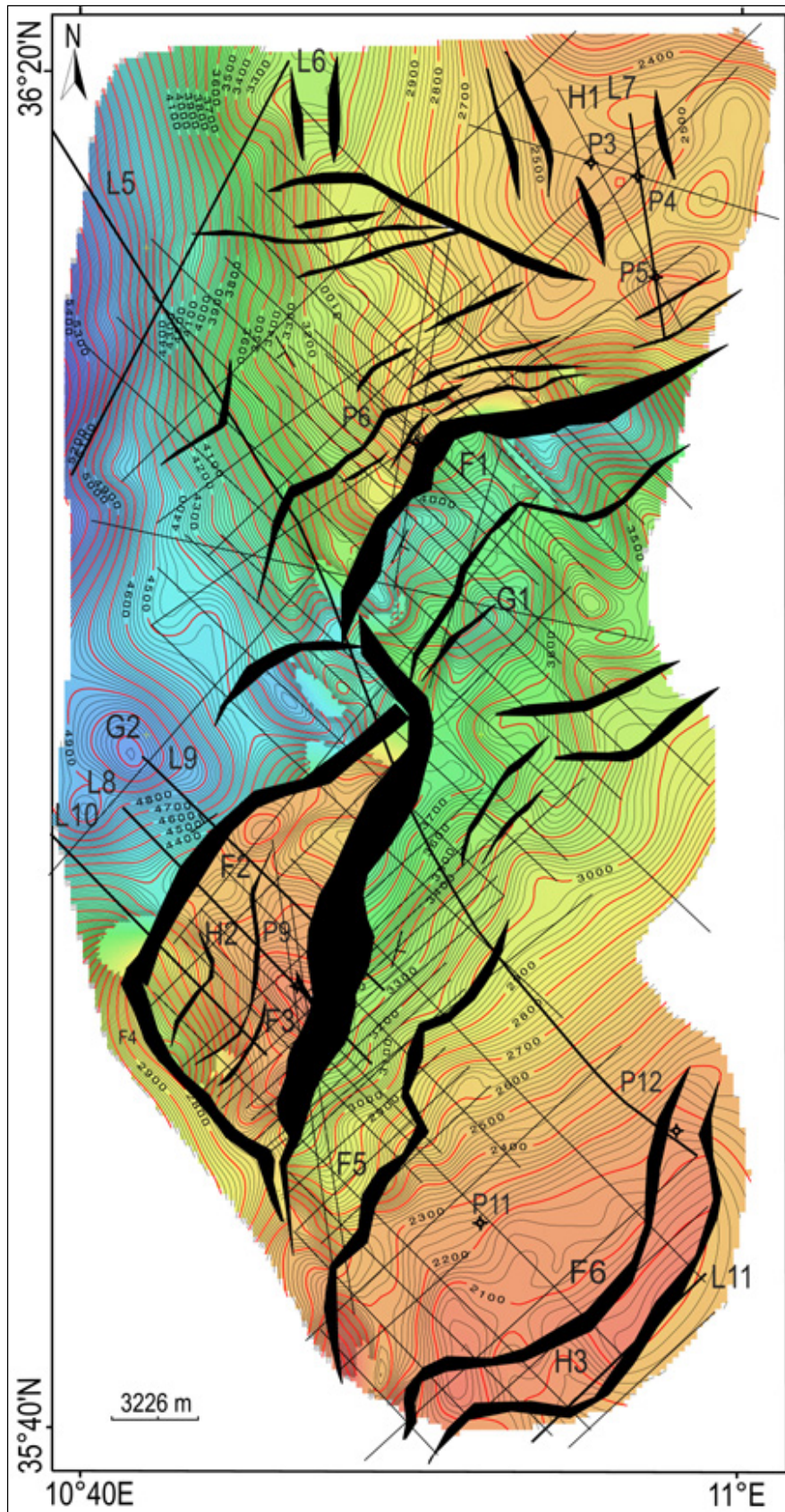


Fig.7.26. Carte en isobathe au toit de l'horizon Aïn Grab (Langhien). Mêmes notations qu'en Fig.7. 24

II.2d. Carte en isobathe au toit de la formation Oued Belkhédim

Cette carte a été établie à la même échelle que la précédente avec une équidistance des isobathes de 20 m. Les isobathes varient de 180 m à 2600 m. La morphologie générale de la carte montre des horsts et des structures plissées, H1-H2 au Nord et H3 au Sud, et des bassins ou structures en grabens, G1 au NE et G2 à l'Ouest (Fig. 7.27). Le demi-graben G2 de Jriba est subsident et atteint plus de 2300 m de profondeur, au niveau duquel on a pu distinguer deux systèmes de failles conjuguées EW et NNW-SSE qui ont contrôlé cette zone (F1-F2, F4). Cette carte est aussi caractérisée par des plis orientés ENE-WSW et NE-SW, induits par la phase tectonique tardi-miocène. Les structures en horsts au Nord et au Sud sont délimitées par un réseau de failles de moyenne ampleur, orientées souvent NS et rarement EW. Au centre les structures sont contrôlées par des failles EW (F1-F2). Ces failles F1-F2 sont décrochantes dextres alors que la faille F4 est décrochante senestre, comme le montre le décalage des courbes isobathes. Ces failles ont donc bien contrôlé la mise en place des bassins, des blocs affaissés et des grabens (G2, attribué au bassin de Jriba) et des horsts et des structures plissées (H1-H3). Le deuxième réseau de failles, développé dans un couloir EW au centre de la structure, est composé de failles normales qui ont pu modifier les épaisseurs des sédiments dans les petits bassins qui présentent des directions similaires. Plus au Nord, deux réseaux de failles globalement NS et EW délimitent des horsts et des structures plissés (H1) des grabens et des blocs affaissés (G1). Les bassins, orientés NW-SE, ne dépassant guère 1000 m de profondeur vers l'Est, suivent les directions moyennes des failles. Les failles normales NE-SW et NW-SE ont joué en inverse à partir du Mio-Pliocène. Elles délimitent le paléo-haut du Crétacé (H3) dans la partie sud de la carte isobathe (Fig. 7.26; formation Aïn Grab). La réactivation de la faille F2 au cours du Messinien se traduit par des failles secondaires de même direction dont l'ampleur et les rejets sont nettement plus faibles. Au Nord et au Sud de cette faille, les courbes isobathes sont respectivement orientées NW-SE et NE-SW. Elles sont recoupées par des failles NS qui ont modifié ou décalé les horizons qui les traversent. L'étude et l'analyse de ces courbes révèlent un pendage régional SW, NW ou N (Fig. 7.27).

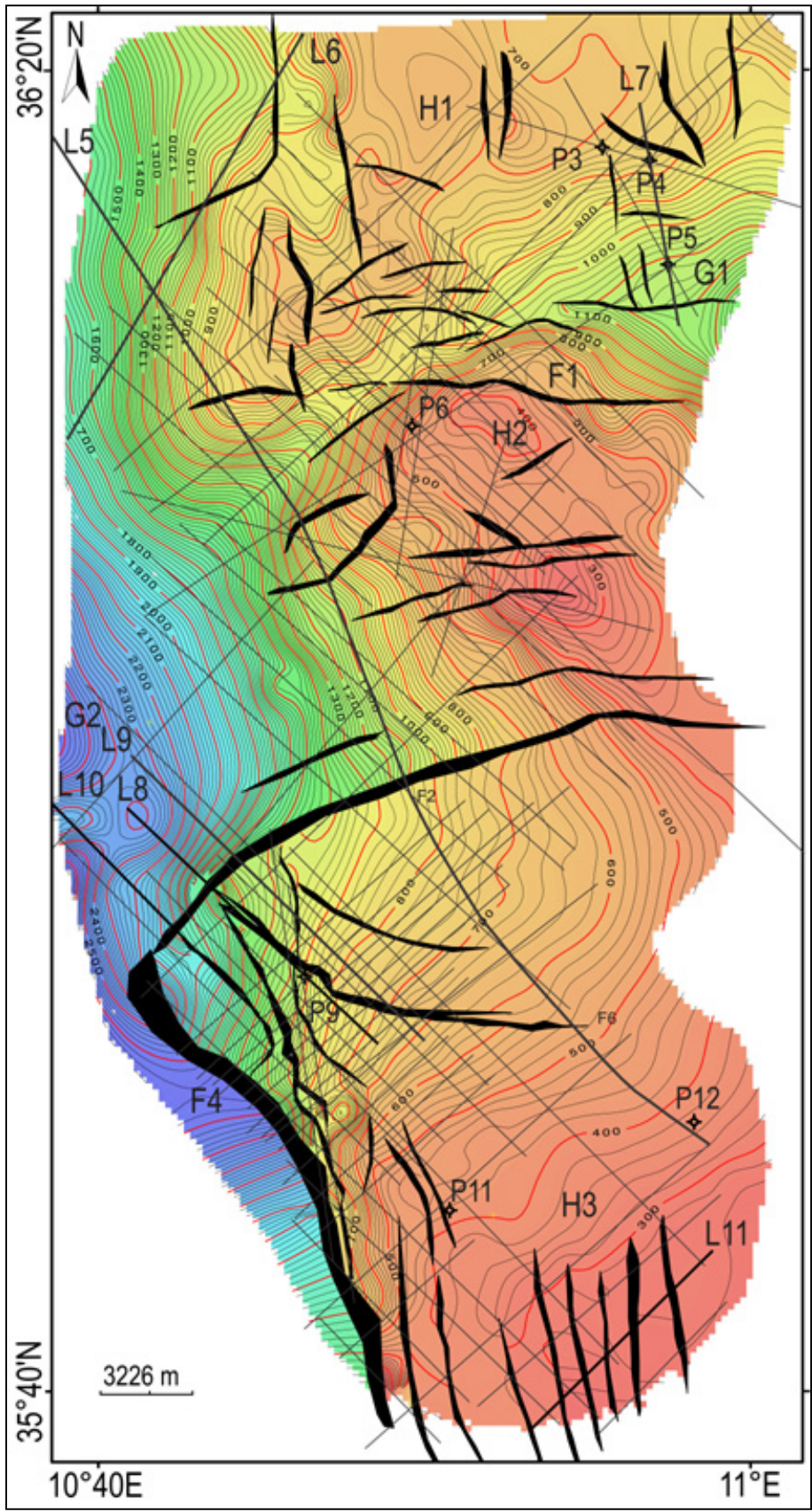


Fig.7.27. Carte en isobathe au toit de l'horizon Oued Belkhédim (Messinien). Mêmes notations qu'en Fig.7. 24

II.2e. Carte en isopaque Aïn Grab-Oued Belkhédim

Cette carte couvre toute la série miocène limitée en-dessous par la formation Aïn Grab d'âge Langhien et au-dessus par la formation d'Oued Belkhédim d'âge Messinien. On peut distinguer du Nord au Sud, la répartition spatiale des zones hautes (H1 et H2) à dépôts réduits et des zones de subsidence de bassins (G1 et G2) (Fig.7.28). Le bassin de golfe de Hammamet se caractérise par la formations des structures synclinales et des structures plissées découpées par des failles profondes mésozoïque de direction NS, EW, NW-SE et NE-SW (F1, F2 et F3). Vers le Nord, on remarque des structures hautes ou des anticlinaux (H1), ces structures se présentent sous forme de horsts qui s'abaissent progressivement à l'Ouest et deviennent très profondes. Elles correspondent au fossé de Mâamoura. Au centre de la carte se développe un bassin (G1) très profond. Les courbes de même profondeur sont très espacées. Cette structure devient très haute (H2) vers le SW. Les courbes sont très serrées, témoignant d'une chute brusque des épaisseurs des séries. Un bassin profond (G2) prend naissance puis de nouveau les structures deviennent hautes vers le Sud. Cette chute brutale des épaisseurs des séries miocènes est contrôlée par le rejeu de diverses failles de directions variables. La réactivation d'anciennes failles a créé la fracturation et le basculement des séries miocènes. La majorité des structures plissées sont orientées sensiblement NE-SW, de direction perpendiculaire à celle de la contrainte principale dont la direction est NW-SE. On peut noter aussi une subsidence très importante au Nord dans les fossés de Mâamoura, le long du fossé NS du Jriba-Enfidha et aussi dans les fossés EW du Monastir-Kuriate (Figs.7.24-7.27). L'inversion du régime tectonique durant le Miocène dans le golfe de Hammamet se manifeste par la variation des épaisseurs des séries du Miocène moyen surtout au niveau des formations Birsa et Saouaf d'âge Serravalien à Tortorien.

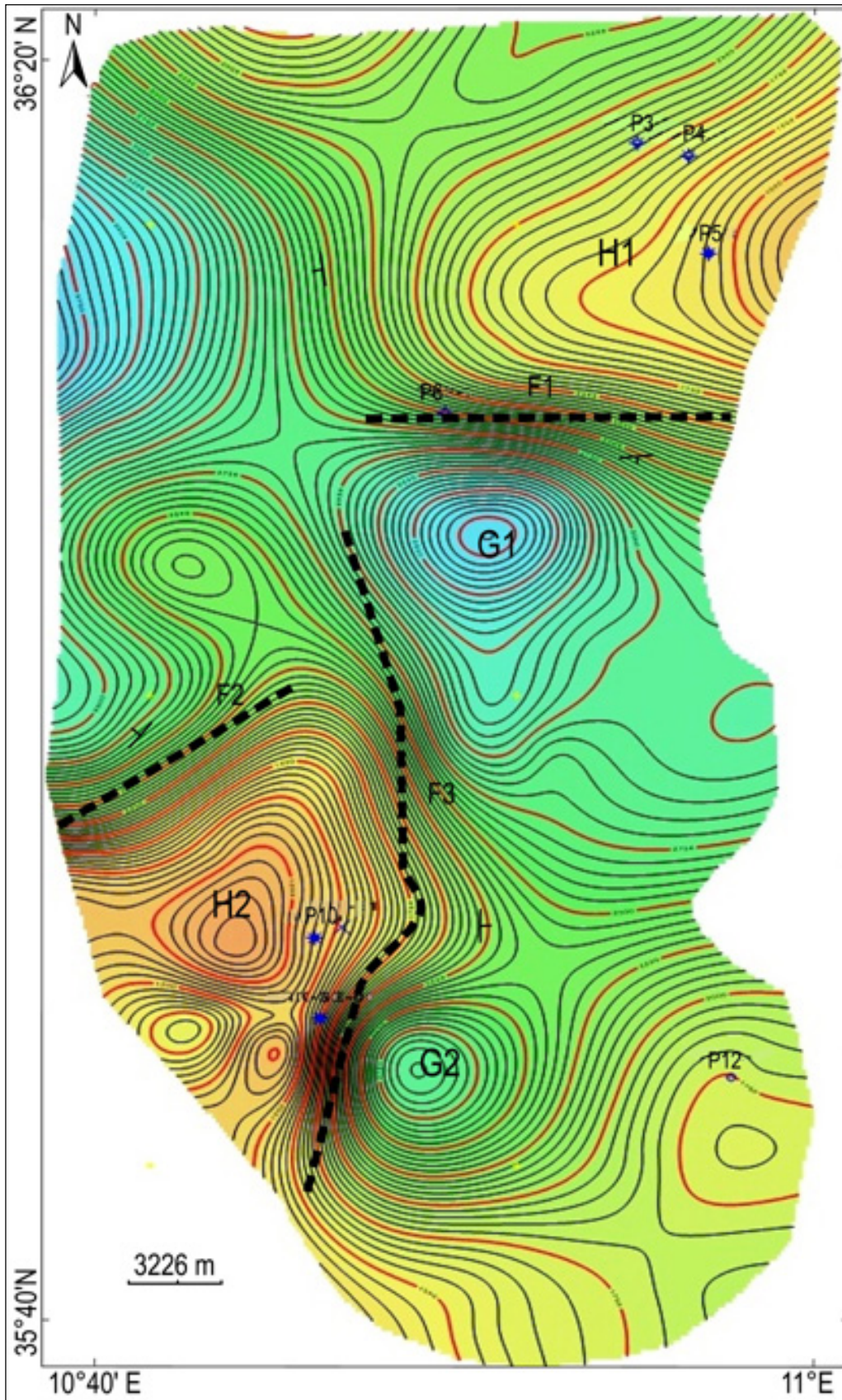


Fig.7.28. Carte isopaque du Messinien-Langhien du golfe de Hammamet.

II.3. Corrélations lithostratigraphiques des puits pétroliers

On dispose d'une quinzaine de puits pétroliers qui ont été forés par diverses compagnies pétrolières. Seuls les logs lithostratigraphiques ont été utilisés. Le découpage lithostratigraphique au niveau des puits est contrôlé par les données diagraphiques (sonic, gamma ray, résistivité...). Les puits pétroliers disponibles se répartissent sur tout le secteur d'étude et nous renseigne sur la variation en profondeur et latérale de faciès et d'épaisseur (Fig.7.29). Cette variation de faciès en épaisseur et en profondeur varie d'une zone à une autre. Elle est généralement liée au milieu de dépôt et sous contrôle tectonique et sédimentaire lors de la sédimentation.

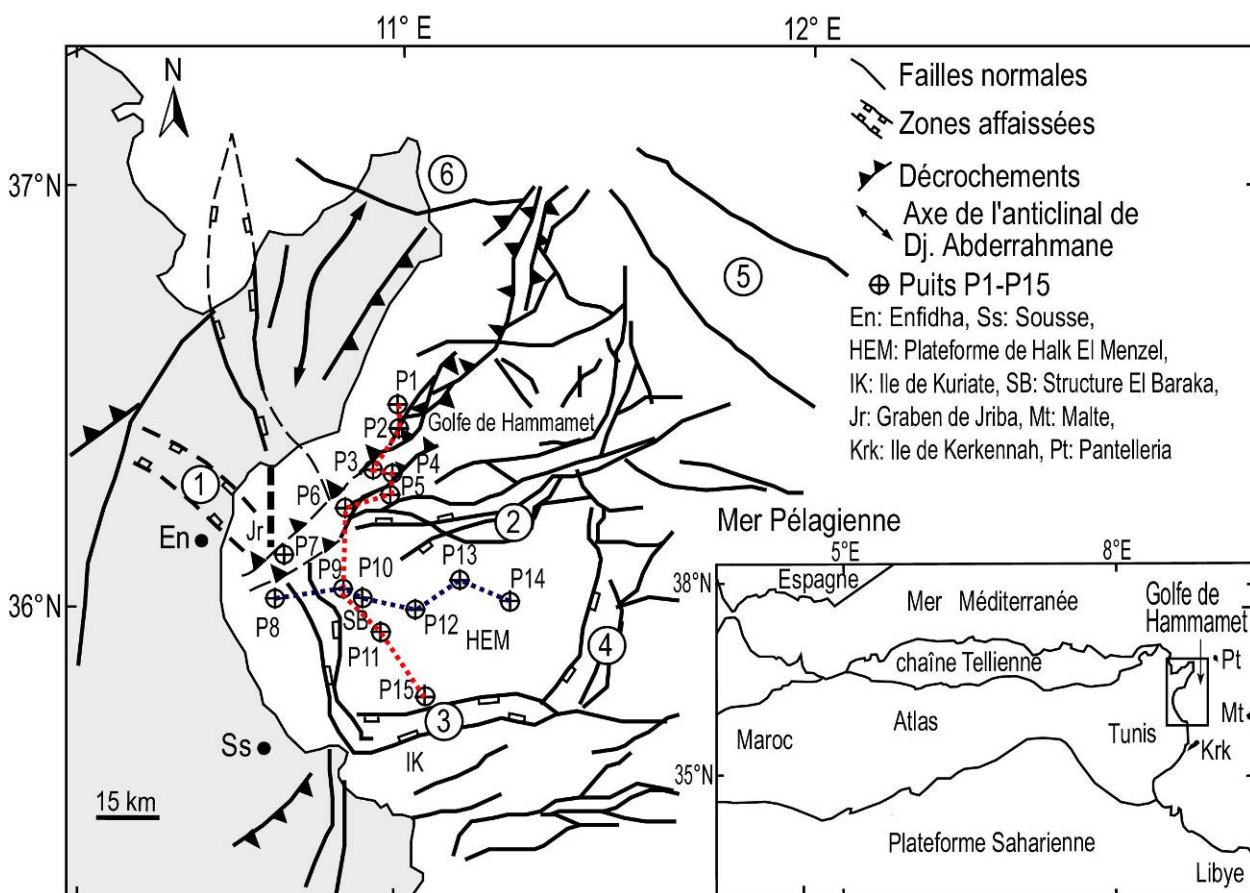


Fig.7.29. Carte de localisation géographique des puits et des corrélations lithostratigraphiques: grabens de: (1) Bou Fichta, (2) Cosmos, (3) Kuriates, (4) Halk El Menzel, (5) Pantelleria, (6) Tazoghane, HEM: plateforme Helk El Menzel. Le trait pointillé en rouge représente la corrélation NS et en noir la corrélation EW.

II.3a. Corrélations lithostratigraphiques NS des puits pétroliers

La corrélation NS entre les puits pétroliers dans le golfe de Hammamet montre des variations d'épaisseur, des discordances et des lacunes sédimentaires du Nord vers le Sud (Fig.7.30). Les séries carbonatées ne sont pas traversées par tous les puits pétroliers. La formation Abiod

apparaît vers le Nord au niveau des puits et disparaît dans d'autres endroits; on pense alors que les puits n'ont pas traversé ces séries qui présentent des variations d'épaisseurs. Cette dernière est surmontée par la formation El Haria. Elle présente d'épaisses séries argilo-gréseuses à intercalations de bancs de calcaires vers le Nord qui s'amincissent au centre au niveau du puits P6. Elle montre aussi de nouveau un épaissement au niveau du puits P10 et un amincissement vers le Sud à l'aplomb du P15. Les calcaires de la formation Bou Dabbous et les séries argilo-gréseuses de la formation Souar n'apparaissent qu'au niveau des puits P2-P3. On pense donc qu'au cours du Paléocène le milieu de dépôt était relativement profond vers le Nord (dans les puits P2-P6) où se sont déposées d'épaisses séries de la formation El Haria et une zone haute au centre (puits P7). Elles s'approfondissent à nouveau au voisinage du puits P10 en créant un espace de dépôt sédimentaire et se retrouve à plus faible profondeur au voisinage du puits P15. Une architecture tectonique en horsts et grabens domine donc le golfe de Hammamet du Nord vers le Sud. Cette sédimentation est contrôlée par des failles normales héritées depuis le Crétacé où se sont accumulés d'épais dépôts dans les parties affaissées. La formation Ketatna apparaît partout dans les puits mais avec une variation en épaisseur et en profondeur. Elle est moins épaisse au Nord dans les puits P1-P2 et devient plus épaisse à l'aplomb des puits P3-P6 et P9 avec une légère diminution dans le puits P15. La formation Fortuna se dépose en discordance sur la formation El Haria. Les séries éocènes sont absentes à partir du puits P3 au puits P15, peut être suite à une lacune sédimentaire ou leurs expositions à l'érosion suite à une compression. La variation des épaisseurs des séries paléocènes et oligocènes témoigne de l'inversion des bassins. Cette inversion a eu lieu lors de la compression éocène NW-SE. Cette compression se poursuit jusqu'à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Les séries du Miocène inférieur sont absentes partout dans le golfe de Hammamet. Alors que la formation Aïn Grab apparaît dans tous les puits avec une épaisseur moyenne de moins de 20 m. Ces séries carbonatées se sont déposées en discordance sur la formation Fortuna dans toute la zone et ont pénétré tout le secteur. Les séries du Miocène moyen-supérieur (Mahmoud, Birsa, Saouaf, Somâa) montrent un épaissement très remarquable. Les formations argileuses de Mahmoud et Birsa n'apparaissent qu'au Nord dans les puits P1-P5 et s'approfondissent au niveau du puits P5. Les séries des formations Saouaf et Somâa existent dans tout le secteur d'étude car elles ont été traversées par tous les puits pétroliers. Ainsi, au voisinage des puits P1-P2, les séries sont moins profondes et moins épaisses, mais s'approfondissent à l'aplomb des puits P3-P6. On remarque à chaque fois que l'épaisseur de la formation Saouaf est plus importante, Somâa diminue relativement en épaisseur et en profondeur. Au niveau du puits P2 la formation Saouaf est plus épaisse alors la

formation Birsa l'est moins. Leurs épaisseurs s'inversent alors qu'elles s'approfondissent au niveau des puits P5-P9. Les séries miocènes qui peuvent atteindre plus de 3000 m d'épaisseur sont contrôlées par des failles et paléo-structures en horsts et grabens hérités depuis l'Oligocène. On constate donc une inversion des bassins dans le golfe de Hammamet au cours du Miocène. D'épaisses séries plio-quaternaires (Raf-Raf) se sont déposées en discordance sur les calcaires messiniens de la formation Oued Belkhédim. Cette discordance est relative à la compression NW-SE qui a initié la formation de plis et la reprise d'anciennes failles et structures.

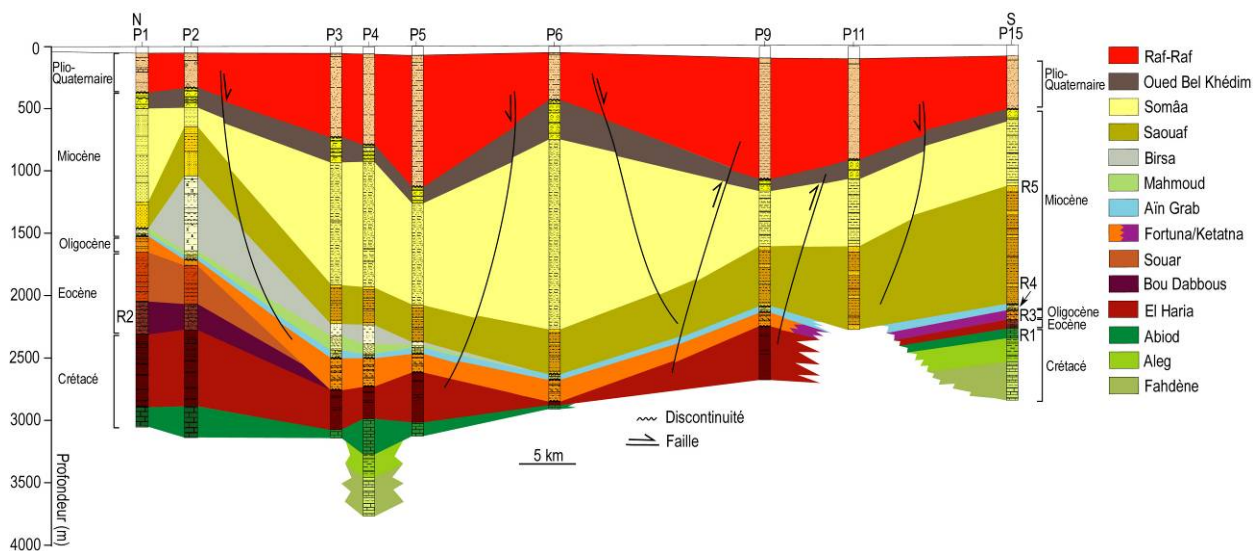


Fig.7.30. Corrélations lithostratigraphiques NS entre les puits P1-P6, P9, P11 et P15. Réservoirs R1-R5:R1(Abiody), R2 (Bou Dabbous), R3 (Fortuna-Ketatna), R4 (Aïn Grab), R5 (Birsa-Saouaf-Somâa).

II.3b. Corrélations lithostratigraphiques EW des puits pétroliers

La corrélation WE entre les puits pétroliers montre que la plateforme du golfe de Hammamet est constituée d'un faciès à dominance carbonatée du Crétacé supérieur-Eocène, Rupélien-Langhien inférieur et d'un faciès essentiellement argileux au Maastrichtien-Thanien et Mio-Pliocène (Fig.7.31). Les séries du Crétacé au Miocène moyen ne sont pas atteintes à l'aplomb des puits P9, P10, P11 et P13 alors qu'elles ont été perforées dans les autres puits (P8, P12, P14). La formation El Haria, d'épaisseur faible au niveau des puits P8 et à une profondeur de ~1100 m, s'approfondit encore vers l'Est au voisinage des puits P9-P13. Les dépôts de cette formation, riches en foraminifères planctoniques, passant de 100 à 700 m d'épaisseur d'Ouest en Est, sont formés d'argiles et de marnes à minces intercalations de bancs calcaires. Ils sont formés d'argiles à rares intercalations de bancs carbonatés, de marnes silteuses et bioclastiques vers l'Est. Ces dépôts reposent en discordance sur les calcaires de la formation Abiod. Il s'agit d'une lacune du Paléocène inférieur qui a été détectée dans les puits P12-P13. Deux discontinuités caractérisent la formation El Haria dont l'une, à la base, la met en contact avec les calcaires de la formation

Abiod et l'autre est intra-formation. Ces discontinuités sont observées surtout en Tunisie centro-orientale (Burrollet, 1956; Ben Ferjani et al., 1990). Les calcaires pélagiques ou parfois des marnes et des calcaires argileux de la formation Bou Dabbous n'apparaissent pas dans tous les puits. Ces calcaires, riches en *Globigerina*, n'ont été traversés que par les puits P2-P3 au Nord et le puits P13 à l'Est de la plateforme du Halk El Menzel. On pense donc à des lacunes sédimentaires (calcaires yprésiens) d'Ouest en Est. La formation Souar, formée de marnes à intercalations calcaires, n'a été rencontrée qu'au niveau des puits P2-P3 au Nord (Fig. 7.30). Dans le secteur d'étude ces faciès passent latéralement vers l'Est à des calcaires et des dolomies riches en foraminifères benthiques, en algues et en lamellibranches qui constituent la formation de Halk El Menzel (Bonafous et Bismuth, 1982). Le puits P14 a traversé la partie sommitale de la formation Halk El Menzel vers l'Est de la zone d'étude. Les dépôts siliciclastiques, généralement riches en quartz et en argiles gréseuses de la formation Fortuna, sont traversés par tous les puits d'Ouest en Est. Ils montrent une variation latérale en épaisseur et en profondeur. Ils s'approfondissent et s'épaississent au puits P12 et disparaissent complètement au puits P14 (Fig. 7.31). Le faciès change latéralement vers l'Est et devient soit argilo-silteux à rares bancs de calcaires de la formation Salambô (Fournié, 1978) soit calcaires bioclastiques riches en algues et mollusques de la formation Ketatna (Bismuth, 1984). Ces carbonates sont localement recouverts par des grès de la formation Fortuna rencontrés dans les puits P12-P13 et P15 à l'Est et les puits P8 et P9 à l'Ouest. Les calcaires bioclastiques riches en faunes benthiques et en échinoïdes de la formation Aïn Grab sont traversés pratiquement par tous les puits (Blondel, 1991; Yaïch, 1997) sauf les puits P9 et P12-P14. Ils reposent donc en discordance sur les séries de la formation El Haria dans tout le secteur d'étude. Les formations Mahmoud à Somâa (Miocène moyen-supérieur) présentent des variations en épaisseur et en profondeur. La formation Mahmoud est bien développée à l'aplomb des puits P8 et P13 et s'amincit considérablement vers les puits P9 et P12 alors que les formations Saouaf et Somâa sont plus développées aux puits P11-P12. Ces variations en épaisseur et en profondeur des séries lithostratigraphiques témoignent donc d'une inversion tectonique. Les séries miocènes sont bordées par deux discordances vers le toit et la base dans tout le secteur d'étude. Les séries détritiques de la formation Raf-Raf reposent en discordance sur les calcaires d'Oued Belkhédim. La phase compressive à la fin du Miocène est à l'origine des structures plissées et exposées à l'érosion sur lesquelles se sont déposées les séries de la formation Raf-Raf.

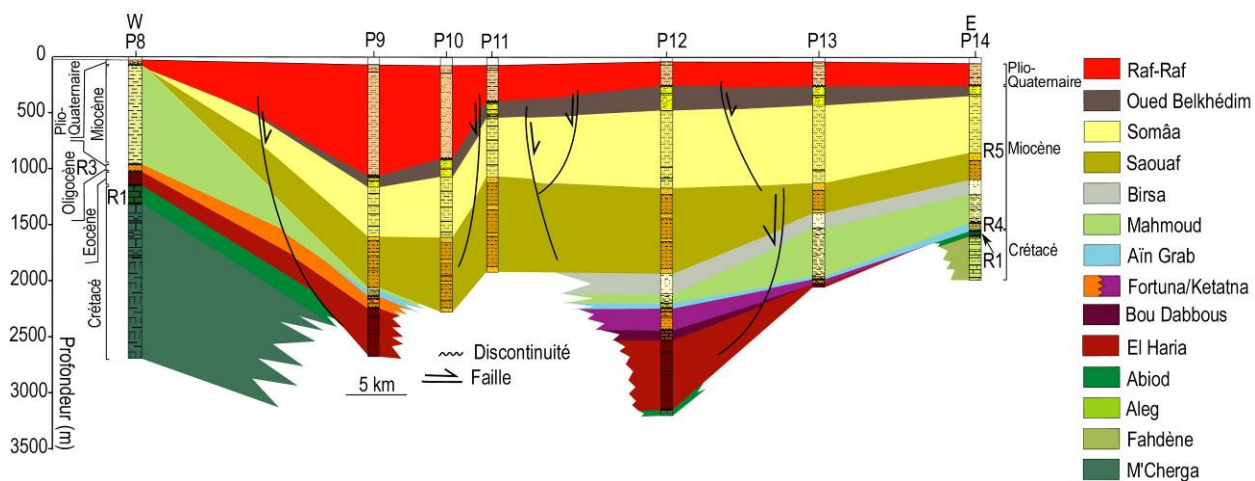


Fig.7.31. Corrélations lithostratigraphiques EW entre les puits P8-P14. Même notation qu'en Fig.7.30.

III. Conclusion

L'interprétation des données sismiques (cartes isochrones, isobathes, isopaques ; profils sismiques) et des données des puits (corrélation lithostratigraphique) montre que la Tunisie nord-orientale et la mer pélagienne se caractérisent par des variations latérales et en profondeurs des faciès, des discordances, des lacunes sédimentaires, des structures plissées et faillées et des chevauchements d'âge crétacé-miocène. Elle montre des structures complexes. La complexité résulte de la superposition de plusieurs phases tectoniques. Ainsi les premières manifestations tectoniques distensives sont d'âge aptien-crétacé (Chihi, 1984; Saadi, 1997). Des structures plissées et des chevauchements se sont développés dans le Sahel et le golfe de Hammamet. Ces structures commencent à apparaître au début de la phase compressive pyrénéenne (Eocène). Elles ont été mises en évidence en surface et en subsurface sur les profils sismiques. Les séries oligo-miocènes sont affectées par des failles normales qui apparaissent sur toutes les lignes sismiques. Cette dynamique montre la variation du régime de contrainte tectonique, compressive de l'Eocène, à extensive à l'Oligocène. De ce fait, les séries paléogènes ont connu une évolution tectonique et géodynamique facilitée par l'injection de masses salifères du Trias le long des failles. La variation des épaisseurs des séries pendant le Crétacé supérieur, le Paléocène et l'Eocène indique la persistance d'une instabilité tectonique. Les séries miocènes sont très épaisses surtout en offshore. Ainsi au cours du Langhien supérieur une distension de direction NE-SW s'est manifestée pour créer des structures en horsts et grabens et par la suite des bassins subsidents. Au Tortonien une phase compressive a eu lieu et a atteint son paroxysme au Messinien en engendrant des structures plissées de direction NE-SW. Alors que le Pliocène

début par une distension de direction NE-SW qui a affecté les séries messiniennes. Il est matérialisé par des failles normales affectant tous les horizons sur les profils sismiques. Cette extension est suivie par une compression plio-quadernaire et a repris les failles normales en inverses. Le polyphasage tectonique est à l'origine de l'inversion de la subsidence et la variation des épaisseurs des différentes séries.

Chapitre VIII.
Discussions et implications
pétrolières

Chapitre VIII: Discussion et implications pétrolières

L'interprétation des données de surface et de subsurface de la région de Sahel et le golfe de Hammamet, montre un héritage structural exprimé par des failles, des blocs basculés et des variations des épaisseurs des séries crétacé-paléogènes. Elles se déposent en éventail, avec migration spatiale de la subsidence. La tectonique extensive faciliterait la migration des intrusions salifères le long de ces failles. A l'Ouest d'Enfidha une tectonique synsédimentaire du Crétacé inférieur est mise en évidence, de part et d'autre du couloir de direction NS accompagnée par des manifestations triasiques précoces. La marge de l'Est tunisien a été considérée comme une zone stable et diminuant au cours du Tertiaire à l'avant-pays de l'Atlas (Blanpied et Bellaiche, 1983; Turki, 1985; Ben Ferjani et al., 1990; Anderson, 1996; El Ghali et al., 2003). Au Crétacé moyen à supérieur (Albien-Campanien inférieur), le régime tectonique est transtensif dextre (Fig. 5.5) avec une extension ENE-WSW (Philip et al., 1993; Zouari, 1995; Zouari et al., 1999; Bouaziz et al., 2002). A la fin du Crétacé supérieur (Campanien supérieur-Maastrichtien), lors de la convergence de l'Afrique et l'Europe (Patriat et al., 1982) une phase compressive s'est produite en Tunisie (Haller, 1983; Zouari, 1995; Lacombe et Jolivet, 2005; Said, 2011; Mejri, 2012), avec un axe de raccourcissement NS (Guiraud et Bosworth, 1997). Les études de la fracturation qui a affecté des séries d'âge différents (Fig.5.39), montrent la dominance de direction moyenne NW-SE et rare NE-SW. Les corrélations lithostratigraphiques des séries sédimentaires en Tunisie nord-orientale (Figs.7.12-7.14), ont montré des variations d'épaisseurs et de faciès des séries stratigraphiques en relation avec des failles majeures synsédimentaires de direction NW-SE (Boujemaoui, 2000). Cette variation en profondeur et en épaisseur des séries lithostratigraphiques, dans la plateforme de Sahel est liée à l'évolution des mouvements tectoniques et eustatiques du Crétacé jusqu'au Plio-Quaternaire. La variation des épaisseurs des séries de l'Eocène supérieur-Oligocène témoignent de l'activité synsédimentaire des failles chevauchantes (Fig.7.14). Elles délimitent des structures hautes vers l'Ouest et un bassin flexural vers l'Est. Cette structure synsédimentaire, bien exprimée au cours de l'Eocène supérieur, fossilise la phase de plissement pyrénéenne (Yaïch, 1984). Cette phase compressive a continué jusqu'à l'Eocène supérieur avec une contrainte σ_1 orientée NW-SE à NS (Morelli, 1976; Letouzey et Trémoières, 1980; Haller, 1983; El Ghali et al., 2003; Mzali et Zouari, 2006). Au cours de cette période, les failles N120° sont réactivées en décrochement dextre, les failles EW ont une

composante normale, les failles NE-SW ont une composante inverse, alors que les plis NE-SW sont ébauchés et la montée des dépôts triasiques est accentuée par des failles à allure listriques (Fig.7.3) de direction globale NS, limité par des accidents majeurs. A l'intérieur de ce couloir, les deux directions de fractures pourraient correspondre à des fractures de type Riedel associées au couloir NS avec R' (~N110°) dextre et R et P (~NS) sénestre ; avec une contrainte principale compressive de direction ~N135° ce qui favorise la genèse des bassins de direction NW-SE. On peut donc déduire qu'en est en présence de deux phases tectoniques. Une première phase tectonique est compressive avec une composante σ_1 de direction NW-SE d'âge Tortonien supérieur. Alors que la seconde phase compressive est de direction NNW-SSE (Fig.5.40d). On peut l'attribuer au Pliocène selon le modèle de Riedel avec R' correspondant aux fractures de direction NS sénestre, R et P correspondant respectivement aux fractures et aux fentes de tension de direction N110° dextre, un couloir de décrochement de direction moyenne N110° et une contrainte de direction ~NS. La représentation stéréographique des plans des failles (Fig.5.40e) montre de diverses directions qui ont régné dans cette zone, la direction moyenne des fractures est NW-SE (Fig.5.40f). Le coulissage serait à l'origine de la création de bassins losangiques et de petites dimensions, interférant avec des compartiments soulevés ou basculés. Au Miocène, les effets de la convergence se sont traduits par deux phases paroxysmales de plissement durant la période oligo-miocène (Castany, 1956; Tlig et al., 1991): l'une alpine fini-éocène et l'autre atlasique au Miocène supérieur (Zargouni, 1985; Tlig et al., 1991). Les plis NE-SW sont souvent accompagnés par des failles inverses de même direction (Burolet, 1991; Aïssaoui et Ben Gacha, 1992; Saadi, 1997). Alors qu'une troisième contrainte compressive a eu lieu au Plio-Quaternaire (Villafranchien). Ces phases compressives sont séparées par des épisodes de relaxation des contraintes tectoniques survenus à l'Oglio-Aquitainien (Vernet, 1981; Saadi, 1997) et au Langhien-Serravalien (Saadi, 1997; Yaïch, 1997; Boujemaoui, 2000). Ces épisodes ont induit la formation de bassins et des horsts de direction orthogonale à la direction des plis et des failles normales. Ces structures plissées qui se développent lors de la compression éocène ont une direction proche de N90°. A l'Oligocène, une phase distensive orientée NE-SW est responsable du développement des bassins orientés N45° liés à des failles normales de direction N90-110°. Pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, une compression de direction NE-SW a créé des structures plissées exposées à l'érosion et diminue l'espace disponible pour la sédimentation. Une distension orientée NNE-SSW a eu lieu du Langhien jusqu'à Tortonien inférieur en créant l'ouverture des fossés de direction N110° par la

réactivation des failles normales synsédimentaires. L'existence de couloirs de failles héritées de directions EW, NW-SE, NE-SW et NS contrôlent les remplissages des bassins. Ces failles ont induit à certaines époques un découpage en pull-apart (Bédir, 1995). les failles EW ont un rôle important en Tunisie orientale (Kamoun, 1981, 2001; Turki, 1985; Delteil et al., 1991; Bédir, 1988, 1995). Elles représenteraient les manifestations de la rotation anti-horaire du bloc apulien et l'expulsion de la partie nord orientale de la Tunisie (Delteil et al., 1991). Ces résultats impliquent forcément l'accommodation et le blocage des mouvements coulissants en EW sur les directions NS héritées. Ces zones de convergence de ces deux directions constitueraient alors des zones de chevauchements et de décollements, d'autant plus que le Trias perce dans ces zones de fragilisation de la couverture sédimentaire telle que le Djebel Chérichira (Boukadi, 1994). Une tectonique de chevauchement voire même tangentielle a été évoquée au niveau de l'axe NS (Coiffait, 1973; Abbès et al., 1981; Truillet et al., 1981; Delteil et al., 1981), mais également au Nord, à l'Est (Truillet, 1981) et au Sud (Yaïch, 1984; Haller, 1983) de l'accident de Zaghouan. Ces derniers auteurs avaient par ailleurs évoqué des chevauchements dans la partie occidentale de la plateforme de Sahel. Les profils sismique montrent une tectonique transpressive dextre puis transtensive sénestre matérialisées respectivement par une structure en fleur positive pour les horizons campano-éocènes et une structure en fleur négative affectant les horizons gréseux chattien-rupéliens, indiquant ainsi une tectonique polyphasée (Fig.7.2). Les structures plissées que reflète ce profil sismique de la Tunisie orientale sont bordées latéralement par des bassins très subsidents caractérisés par des réflecteurs continus à forte impédance acoustique. Ces dépo-centres sont des bassins de compensation de la montée halocinétique (Giovanni et al., 1997) tels que le bassin de Sbikha-Draa Souatir à l'Ouest et le bassin de Kondar-Hergla à l'Est. Ce mouvement s'opère dans un régime coulissant dextre sur la faille d'Enfidha F2 (Fig.7.3). Cette faille joue le rôle d'une flexure profonde d'un dôme diapirique qui commençait un mouvement de remontée à partir du Crétacé supérieur. Celle-ci a contrôlé la sédimentation au cours du Néogène (Fig.7.8). Elle a engendré deux blocs structuraux distincts: un bloc résistant vers le NW et un bloc subsident vers le Sud et le SE. Le bloc septentrional s'exprime par une grande structure anticlinale, où s'injecte du matériel salifère à travers des failles. La subsidence tectonique la plus active, dans le domaine de la Tunisie orientale est située tout au long du tracé de la faille F2 et au niveau du compartiment méridional. Ce qui montre un rôle structural très important de ce linéament. La variation des épaisseurs, des directions et de l'ampleur des failles qui ont affecté les horizons depuis le Jurassique jusqu'au Plio-Quaternaire au niveau de la dépression de

Kairouan-El Hdadja a enregistré les phases tectoniques qu'a connues la Tunisie depuis le Jurassique (Khomsi et al., 2004b). La plaine de Sahel a enregistré en subsurface les traces des phases orogéniques de la chaîne atlasique sous une épaisse série mio-plio-quadernaire masquant les accidents et les structures majeurs. La faille F2 aurait aussi engendré à partir du Crétacé terminal un bassin de type pull-apart sur l'emplacement actuel de la plaine de Kairouan: c'est la dépression ou plaine de Kairouan-El Hdadja. Cette dépression a enregistré les phases tectoniques majeures de la chaîne atlasique exprimée par des discordances majeures et des scellements de structures et représente actuellement un bassin flexural en avant de la chaîne atlasique. Les horizons sismiques du Crétacé inférieur s'amincissent à l'approche des dômes et sont donc fracturés. Les failles qui délimitent les demi-grabens (ou blocs basculés) se situent au Nord et Sud des dômes. Des failles, scellées par les horizons sismiques du Crétacé, sont les témoins de la tectonique extensive post-triasique et syn-jurassique en relation avec les événements d'ouverture téthysienne (Bédir, 1995; Bédir et al., 2000; Soussi, 2000) du Jurassique (Fig.7.4), des failles affectant tous les horizons sous l'effet de la montée diapirique sans percement des séries. La zone de Sahel a fonctionné en systèmes en bombement synsédimentaire au Paléogène, créant des anomalies topographiques positives de type bombement du bassin de sédimentation. Les lignes de crêtes topographiques sont orientées NNW-SSE correspondant à une morphologie de monoclinaux (Castany, 1951; Kamoun, 2001). La position de ces structures entièrement entourées de terrains quadernaires reste énigmatique et non raccordable avec les structures atlasiques au NE et au SW. Les structures diapiriques de la marge orientale de la Tunisie sont associées à des zones de faiblesse tectonique majeures, permettant une remobilisation continue du matériel triasique. Ces zones de faiblesse sont en fait des cicatrices intensément fracturées et matérialisées par des failles orientées NS le plus souvent subverticales et enracinées dans le substratum ante-triasique. Ces failles sont héritées depuis le Paléozoïque (Burollet, 1956) et représentent d'anciennes lignes du socle. Elles sont réactivées au cours du Méso-Cénozoïque suivant des régimes alternants transtensifs et transpressifs qui ont permis l'installation de rides à sédimentation réduite et de nombreuses discordances sur les toits et aux flancs des structures. Les cartes isochrones des toits des horizons sismiques du Campanien-Maastrichtien jusqu'au Miocène montrent l'importance des failles EW à NE-SW dans le contrôle de la déformation du bassin. Ces failles assurent un découpage sub-losangique des différents domaines. On remarque la prédominance de la fracturation subméridienne au niveau de la partie NW de toutes les cartes (Figs.7.6-7.8). Cette structure montre pratiquement une géométrie qui

exprime la fracturation et l'éclatement des structures plissées sous l'effet d'une montée diapirique. La structure est dominée par des failles chevauchantes NNE-SSW. Une zone très subsidente orientée NS séparée par des zones hautes depuis le Crétacé surtout au niveau des parties nord de la zone cartographiée. Toutes les cartes montrent des failles profondes de diverses directions d'EW à NE-SW depuis le Jurassique (F1-F6). Ces failles délimitent des bassins sub-losangiques. Ces structures montrent des géométries variables en anticlinaux, synclinaux et des plis-failles. Les structures plissées sont disposées en plis d'entraînement sur des failles coulissantes EW décrochantes dextres. Cette zone correspond à un nœud tectonique où s'interfèrent les directions des fracturations NE-SW, EW et NS. La montée du matériel salifère diapirique se fait vraisemblablement à la faveur de ces nœuds tectoniques. Elle correspond à des gouttières profondes qui peuvent atteindre -2560 ms. Les mouvements ont continué durant tout le Crétacé et le Paléogène. C'est à partir du Néogène qu'ils ont ralenti avec probablement un arrêt au Miocène supérieur, période durant laquelle le matériel salifère commence à s'injecter en lames assurant le décollement de la couverture au niveau de certaines structures. Les structures des séries de l'Eocène montrent des surrections dominées par des failles EW, NE-SW et NW-SE. Ces séries éocènes affleurent par endroit en surface. La direction NS des courbes isochrones est en relation avec des failles NS, tendant vers l'extrême est et se recoupant avec les failles F1 et F2, qui se prolongent vers le golfe de Hammamet (Bédir, 1995; Mzali et al., 2007; Ben Brahim et al., 2013) limitant une zone haute à l'Est de la zone d'étude (Fig.7.6). Des plis "en échelon" prennent naissance le long des failles EW avec des axes EW. Ces plis deviennent NE-SW à NS au Nord et au Sud le long des failles NS (Fig.7.7). Le régime tectonique transpressif du Miocène supérieur admettant une direction de contrainte principale NW-SE orthogonale aux failles et aux rides NS, a engendré une concentration des déformations conduisant à des chevauchements, rétro-chevauchements et des plis renversés moulés sur les masses triasiques sous-jacentes ce qui amplifie le jeu dextre de la faille F2 (Fig.7.2). Ce résultat rejoint ceux de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie où l'halocinèse précoce jurassique a été expliquée par Bédir (1995) et Bédir et al. (2001).

En mer pélagienne, l'interprétation des données sismiques et des données des puits situés dans le golfe de Hammamet montre que ce domaine est traversé par des couloirs de décrochement continuellement réactivés, par des escarpements et des effondrements tectoniques en fossés de direction générale NW-SE. Il est formé par un ensemble de structures plissées de direction NE-SW (Pepe et al., 2004, 2005). La contrainte compressive qui a régi

en mer pélagienne est de direction NW-SE. Elle provoque des failles inverses et normales et des effondrements des blocs de directions NW-SE. La mer pélagienne est façonnée entre Sicile et Tunisie, par l'installation de deux systèmes tectoniques indépendants et simultanés (Giunta et al., 2000). Le premier est extensif de direction NE-SW en créant des horsts et des grabens, alors que le second en subduction est lié à une compression de direction NW-SE dans l'arc Maghrébides-Sicile-Apennins. Ces deux régimes coexistent simultanément et indépendamment en Méditerranée centrale. Ils forment le moteur de la dynamique du Cénozoïque de la mer pélagienne (Ben Avraham., 1987, Tavarnelli et al., 2004). Le golfe de Hammamet est situé dans une zone de transition entre l'Atlas oriental/Sahel à l'Ouest et la Méditerranée orientale à l'Est. Cette zone a subi les conséquences tectoniques et sédimentaires des régimes compressifs alpin et atlasique vers l'Ouest avec un léger amortissement de la contrainte et un régime extensif est à l'origine du système de rifting en Méditerranée à l'Est. Il est formé par des paléo-hauts dans la partie est. Il correspond à une plateforme légèrement plissée et faillée du Jurassique au Quaternaire (Khomsi et al., 2006). Les séries sont affectées par des failles à jeu normal et d'autres à jeu inverse et des cisaillements de directions NW-SE et NE-SW. Les failles majeures se sont développées principalement dans la partie NW et SE de la plateforme au cours du Crétacé supérieur-Mio-Pliocène (Figs. 7.21, 7.22, 7.24, 7.25). Ces failles ont rejoué en inverse au cours des phases compressives alpine et atlasique. A partir du Miocène commence l'ébauche d'un bassin subsident après dislocation et basculement des blocs. Les accidents principaux sont aussi secondés par des failles antithétiques à rejet horizontal. Les failles de directions NS, EW et NW-SE qui sont enracinées et réactivées contrôlent l'architecture de cette plateforme. Les éléments structuraux qui se distinguent dans l'aire d'étude sont des basculements de blocs des bassin-grabens et des plis (Fig. 7.24, 7.25). Le fonctionnement de ces éléments structuraux s'effectue en lien avec des changements dans l'organisation lithostratigraphique des séries méso-cénozoïques et les styles tectoniques qui ont créé la complexité structurale du golfe de Hammamet (Figs. 7.30-7.31). La plateforme Halk El Menzel montre une variation de lithofaciès dans l'espace et dans le temps, des hiatus, des discordances, des réductions d'épaisseur et des biseautages (Figs. 7.30, 7.31). La formation El Haria d'âge maastrichtien-paléocène s'épaissit en direction du NW sur la plateforme Halk El Menzel (Fig. 7.21). Elle repose en discordance par endroit sur les calcaires du Campanien dans les puits P12 et P15 (Figs. 7.30, 7.31, 7.32). L'épaississement s'accompagne d'un passage de calcaires crayeux de la formation Abiod déposés en milieu relativement profond, à des alternances d'argiles

légèrement carbonatées et de marnes de milieu marin profond de la formation El Haria. L'augmentation en puissance de cette série est assurée par un jeu normal de failles (F2-F3) à regard NW durant le Maastrichtien-Paléocène (Fig. 8.1). On pense donc que les hiatus sédimentaires sont dus à des paléo-hauts. Les failles préexistantes sont probablement à l'origine d'une subsidence progressive. La variation des épaisseurs de la formation El Haria de part et d'autre des failles témoigne le jeu normal lors de la sédimentation (Figs.7.21, 7.22). Les séries sédimentaires montrent des variations des épaisseurs le long du golfe de Hammamet, liées à l'architecture héritée des séries sous-jacentes. Les structures plissées et épaisses sont situées dans la partie NW du golfe de Hammamet et sont affectées par des failles inverses, alors que les séries soulevées vers le SE sont affectées par des failles normales qui ont engendré des structures en horsts et en grabens. Ce qui laisse penser que le golfe de Hammamet était le siège de deux mouvements tectoniques conjugués (Figs.7.16-17), dont une compression dans la partie NW lors de la phase compressive atlasique et une distension dans sa partie SE qui s'étend vers la mer pélagienne surtout au Miocène, liée à la rotation antihoraire du bloc corso-sarde. La série carbonatée de la formation Bou Dabbous est délimitée par une discordance. Elle est absente au niveau des puits surtout dans la partie ouest de la plateforme Halk El Menzel (Fig.7.30). La lacune sédimentaire est due à une compression de direction NW-SE qui a créé des structures plissées et faillées du Crétacé-Eocène. Cette compression a créé une remontée des blocs plissés et tiltés. Une inversion tectonique se produit pendant cette phase compressive éocène (phase alpine) (Fig.7.21). Cette inversion est à l'origine de l'émersion et l'effondrement de certaines zones et par la suite la création d'espace disponible pour le dépôt et la remontée et l'exposition d'autres blocs à l'érosion. La phase transpressive de l'Eocène a induit une rotation de blocs de couverture préexistants (Castany, 1951, 1952; Haller, 1983; Roure et al., 2012). Dans le golfe de Hammamet, apparaissent alors en bordure de ces blocs, des structures plicatives, érigées en paléo-hauts. Des structures similaires, au même âge dans le Sahel tunisien, s'expliquent par une compression de l'Eocène (Haller, 1983, Boussiga, 2005, 2006; Sebeï, 2007). Les dépôts siliciclastiques terrigènes de l'Oligocène-Miocène inférieur sont bien développés dans la partie ouest de la plateforme de Halk el Menzel (Fig.8.1a). Ces dépôts reposent en discordance sur les calcaires de la formation Bou Dabbous (Yprésien). Ils passent latéralement en calcaires para-récifaux déposés en milieu peu profond (formation Ketatna) et en argiles pélagiques à intercalations de calcaires et de marnes plus ou moins gréseuses de la formation Salambô à l'Est et au SE. On remarque aussi, une variation de la profondeur du

milieu de dépôt qui croit d'Ouest en Est. Une tectonique distensive orientée N45° (Haller, 1983), effondre des bassin-grabens à apport terrigènes et fluviatiles de l'Oligocène-Miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien), dans le Sahel et plus au Nord à la péninsule du Cap Bon (Ben Salem, 1995; Bédir, 1995; Bédir et al., 1996). Un paléo-stress transtensif de direction NE-SW, en relation avec la phase tectonique distensive au cours de l'Oligocène, a été mis en évidence (Burolet et al., 1978; Letouzey et Trémolières., 1980; Burolet, 1991). Cette extension est à l'origine d'une remobilisation des accidents transverses au bloc Halk El Menzel et les dépôts siliciclastiques terrigènes de la formation Fortuna se produisent dans des grabens et demi-grabens de direction NE-SW.

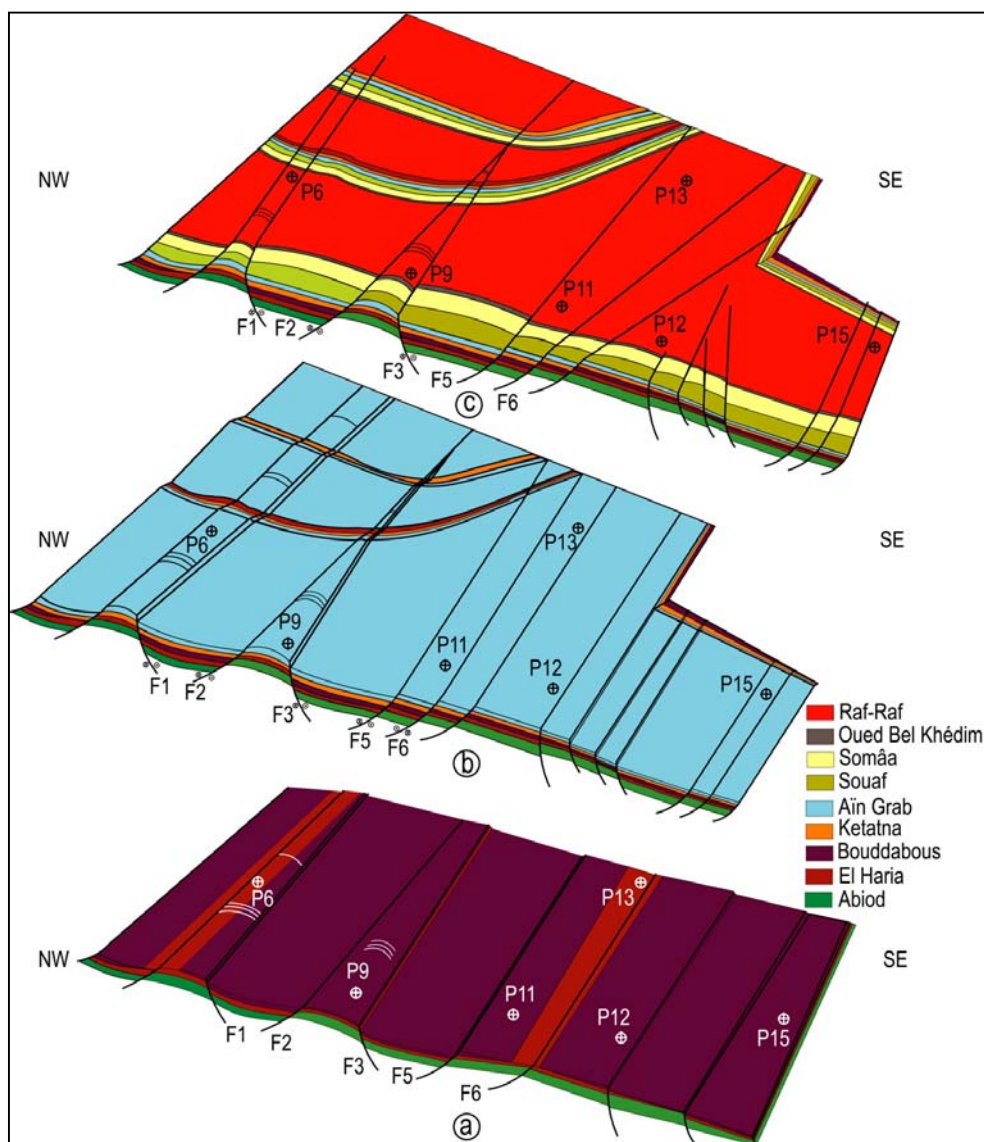


Fig.8.1. Modèle géodynamique possible de l'évolution des séries du Crétacé au Mio-Pliocène dans le golfe de Hammamet

Au Langhien inférieur, une plateforme carbonatée riche en pectens et en lamellibranches est déposée conjointement à une submersion rapide qui a envahi toute la région (Fig.7.26, Fig. 8.1b). Les séries se déposent en horsts et grabens suite à l'extension NE-SW. Cette transgression a été mise en évidence en onshore au Cap Bon (Ben Ismail et Bobier, 1984; Bédir et al., 1996), au Sahel de Tunisie (Bédir, 1995) et en Méditerranée orientale (Boujemaoui et Inoubli, 2003). La subsidence se poursuit au cours du Miocène supérieur. Des séries siliciclastiques des formations Birsa et Saouaf se déposent avec de rares intercalations des bancs de calcaires. Les séries calcaires faillées et basculées d'Aïn Grab jouent le rôle d'un substratum pour les séries sous-jacentes. La distension NW-SE se poursuit jusqu'au Serravalien. La variation latérale d'épaisseurs des séries miocènes est en étroite liaison avec l'architecture des séries Aïn Grab. Ainsi les séries épaisses viennent se déposer dans les grabens ou les bassins. Alors que les séries à faible épaisseur se déposent sur des structures hautes ou horsts (Fig.8.1b). Une compression de direction NW-SE a eu lieu au Miocène supérieur (Tortonien-Messinien). Elle a engendré des structures plissées de direction NE-SW, souvent affectées par des failles inverses orientées NE-SW (Fig.8.1c). Les anciennes failles normales ont joué de nouveau en inverses. Cette compression est à l'origine de la migration des dépo-centres des bassins. Les structures plissées sont souvent orientées NE-SW avec des variations remarquables des épaisseurs. Au Pliocène des séries silico-clastiques montrent des épaissements et amincissements (Fig.8.1c). Ces dernières suivent l'architecture des bassins qui ont migré sous l'influence de la compression au Tortonien-Messinien. Les séries pliocènes reposent en discordance sur les séries miocènes qui ont été plissées et érodées. Il apparaît nettement une inversion des séries sédimentaires pliocènes et miocènes, matérialisée par une variation des épaisseurs. La succession des phases distensives au Miocène inférieur et compressives au Miocène supérieur sont responsables de la migration de dépo-centres des bassins. Les bassins ou les grabens au Miocène inférieur sont transformés en horsts ou zones hautes. Lors de dépôt des séries plio-quatérnaires, les anciennes failles ont été reprises en décrochements compressifs orientés NNW-SSE accentués donnant lieu à des plis de direction NE-SW le long des bordures des failles formant ainsi des zones hautes (Fig.7.17). On remarque la présence d'une tectonique compressive amplifiée surtout au Pliocène où les failles EW, N120° et N140° présentent des jeux dextres à composantes inverses. On distingue deux phases de distension, l'une intra-miocène et l'autre pliocène. Elles sont à l'origine de l'inversion des bassins (Fig.7.16). La distension au Miocène est responsable de

l'épaississement et donc de la création de micro-bassins qui se poursuit par une distension au Pliocène. Cette inversion observée dénote donc une tectonique compressive.

La région du Sahel est située en avant de l'axe NS et de la dorsale de Tunisie qui correspondent à des limites franches à l'extension de la déformation atlasique à l'Ouest. Cette zone a subi plus à l'Est l'effet de la contrainte compressive du Cénozoïque et est formée par des structures plissées faillées et en relais. La tectonique compressive de la plateforme de Sahel qui a engendré des structures plicatives s'amortit considérablement puis devient plus stable vers la mer pélagienne (Fig.8.2). Des plis de direction NS à NNE-SSW se développent parallèlement à l'axe NS au Cap Bon et au Nord du Kairouan. Les plus proches de l'axe NS sont plissées et exposées en surface, alors que ceux qui sont situés dans la plateforme de Sahel et en mer pélagienne sont enfouis sous d'épaisses séries plio-quadernaires (Fig.8.2). Des structures larges et plissées dans la partie est de l'axe NS témoignent de l'absorption et de la chute de l'intensité de contrainte en transpression vers l'Est. Les structures de l'axe NS jouent le rôle d'une masse résistante, en amortissant l'intensité de contrainte de la transpression cénozoïque à l'Est. La contrainte compressive s'amortit complètement plus à l'Est en mer pélagienne où des plateformes carbonées et des grabens prennent place dans le golfe de Hammamet et en mer pélagienne pendant des périodes compressifs en zone atlasique par convergence en rotation antihoraire entre Afrique et Eurasie (Bédir, 1995; Bédir et al., 1996; Guiraud et al., 2005; Boussiga, 2008; Sebeï, 2008). Le Sahel et le bloc pélagien semblent n'avoir pas subi les mêmes contraintes tectoniques qu'en Tunisie atlasique. Il s'agit donc d'une zone de transition de la contrainte située juste après l'axe NS en direction vers l'Est. La tectonique compressive cénozoïque a engendré des plis-failles des cisaillements et des inversions tectoniques des séries enfouies sous d'épaisses couvertures dans le Sahel et en mer pélagienne (Fig.8.2).

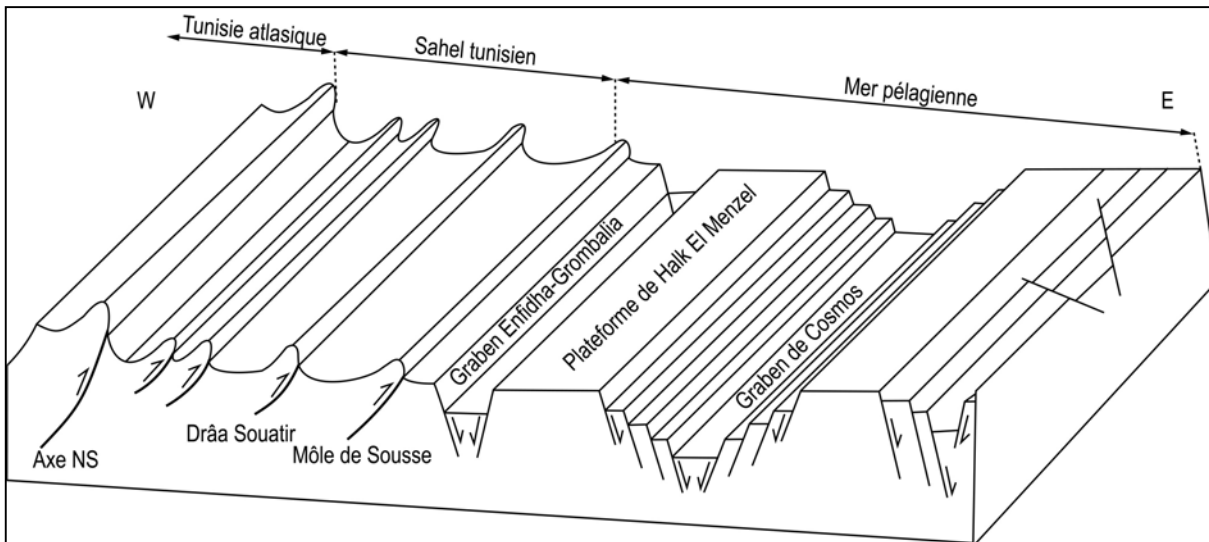


Fig.8.2. Modèle géologique possible, simplifié de l'état actuel du Sahel tunisien et du golfe de Hammamet.

Implication Pétrolière

En Tunisie nord orientale, les réservoirs pétroliers ont un âge qui varie de l'Aptien au Mio-Pliocène où il y a de nombreuses accumulations d'hydrocarbures (HC). Mais les cibles sont généralement les séries miocènes en offshore. Ces séries sont bien développées et peuvent atteindre une épaisseur de plus de 3000 m dans certains forages. La subsidence active au Miocène en Tunisie nord orientale (Ellouz, 1984) a favorisé l'enfouissement rapide des dépôts. En plus, l'activité tectonique intense qui a marqué la Tunisie nord orientale (Bédir, 1995; Chihi, 1995) est en faveur d'une rapidité d'enfouissement et de la préservation des structures et des pièges. D'autre part, les séries miocènes sont constituées de dépôts de haute énergie intercalés par des niveaux à énergie calme. Ainsi au Miocène, en offshore les grès du groupe Oum Dhouil (Birs, Saouaf et Beglia) et les calcaires lumachelliques de la formation Aïn Grab, présentent d'excellentes qualités de réservoir avec une porosité moyenne qui dépasse 25% et une perméabilité de 1000 mD. Ces séries sont en majorité argilo-sableuses appartenant à un domaine deltaïque qui génère des réservoirs multicouches. Les carbonates de Bou Dabbous et Ketatna de l'Eo-Oligocène, sont considérés comme de bons réservoirs en offshore. Ainsi Les calcaires nummulitiques de la formation El Garia, d'âge éocène inférieur et les calcaires crétacés de la formation Abiod sont aussi de bons réservoirs. Ces réservoirs se caractérisent par des fracturations intenses. Les caractéristiques pétrophysiques de ces réservoirs carbonatés sont améliorées par la fracturation qui permet d'augmenter l'interconnexion des pores, engendrant ainsi une porosité et une perméabilité secondaire. Ces réservoirs siliciclastiques et carbonatés sont productifs en Tunisie nord-orientale (Bishop,

1988; Ben Ferjani et al., 1990; Messaoudi et Hamouda, 1994) (Tableau 8.1). Les pièges pétroliers sont soit structuraux sous forme de plis-failles, de blocs basculés et d'anticlinaux faillés soit stratigraphiques par variation latérale de faciès ou intercalation de masses sédimentaires poreuses dans les séries imperméables. Les formations Fahdène et Bou Dabbous forment les principales roches mères qui alimentent principalement ces réservoirs, dont les caractéristiques sont: (i) les niveaux argileux du Miocène qui sont riches en matière organique peuvent générer des huiles. (ii) la roche mère Bou Dabbous qui présente des discordances et des lacunes par endroit, formée par des calcaires en plaquettes légèrement argileux, riches en Bélemnite d'épaisseur variant de 100 à 50 m. Celle-ci présente une bonne teneur en carbonates organiques (TCO) de 1.5 à 2.5%, des potentiels pétroliers de 6 à 15 mg/g HC de roche (hydrocarbure) avec un indice d'hydrogène (IH) de 300 à 600 mg HC/g TCO. (iii) la formation Fahdène d'âge albien est composée d'argiles à alternances de calcaires d'épaisseur moyenne de 250 à 300 m avec une teneur en TCO de 1 à 2.5% et un IH de 250 à 500 mg HC/g TCO. Les indices d'hydrogène montrent que la roche mère Bou Dabbous est mature à peu mature. L'histoire de la maturation et de la température, montre que la subsidence et le flux thermique (propriétés physiques du sédiment, pression, nature du fluide) contrôlant la maturation de la matière organique et la génération des hydrocarbures ont fonctionné depuis le Langhien dans le golfe de Hammamet (Yukler et al., 1994). Au cours de cette période, des dépo-centres se sont bien développés juste après le dépôt de la formation Aïn Grab. Les périodes d'accumulation, maturation des roches mères, de fenêtre à huile et d'expulsion et la migration des hydrocarbures sont en relation avec les événements géodynamiques lors de la phase atlasique. La plupart des pièges miocènes ont été formés au cours de cette phase, mais leur configuration est fortement contrôlée par l'activité tectonique pliocène. On peut déduire donc que la formation des pièges a eu lieu avant l'expulsion des hydrocarbures ou synchrone à la migration des hydrocarbures.

Roche réservoir	Types de pièges	Champs pétroliers
Formation Abiod (Campanien-Maastrichtien inf.)	structuraux	Sidi Kilani/Sahel
Formation El Garia (Yprésien)	failles bordant blocs tiltés	Ashtart/golfe de Gabès
Formation Bou Dabbous (Yprésien)	stratigraphiques/structuraux	Belli, El Menzah/ Cap Bon
Membre Reinèche (Lutétien)	blocs tiltés	Cercina/golfe de Gabès
Formation Kétatna (Oligo-Miocène inférieur)	stratigraphiques	Halk El Menzel/golfe de Hammamet
Formation Aïn Grab (Langhien)	structuraux/stratigraphiques	

Tableau 8.1. Table récapitulatifs des roches réservoirs/ pièges et Champs pétroliers dans le Sahel et le golfe de Hammamet.

**Conclusions
et
perspectives**

Conclusion

Le Sahel et son prolongement en mer pélagienne sont constitués de l'avant pays de la chaîne atlasique. Ce domaine se raccorde à une zone de croûte continentale amincie vers le NE. Il est limité à l'Ouest et au NW par le couloir de failles de l'axe NS et par l'accident de Zaghouan qui le sépare du domaine atlasique et à l'Est tend vers la mer pélagienne. Il correspond à une plateforme stable régulièrement mais lentement subsidente au Mésozoïque. Au Cénozoïque, la subsidence devient plus active et permet l'accumulation de puissantes séries sous contrôle tectonique. Cette zone a subi des inversions de subsidences et tectonique après un polyphasage tectonique du Crétacé au Mio-Plio-Quaternaire. Les indices d'évènements principaux qui ont généré les structures atlasiques sont enfouis sous une épaisse couverture quaternaire. A partir des observations de surface, des mesures microtectoniques, des coupes et logs lithostratigraphiques avec celles des données de forages pétroliers et des profils sismiques onshore et offshore, on constate: (i) une variation latérale et en profondeur des séries lithostratigraphiques, (ii) la zone est très faillée en subsurface et est caractérisée par une évolution structurale complexe et des décrochements auxquels sont associés des bassins. Ces variations sont sous contrôle de la tectonique et de l'eustatisme. On remarque aussi, que la plateforme orientale n'est affectée que par des plis de direction N45°, accompagnés souvent par des failles inverses et associés à des décrochements N90-110° dextres et N160-180° sénestres. Elle correspond à un domaine d'avant-pays qui représente une zone de déformation plissée et cisailée. Les déformations tectoniques reconnues par les données sismiques n'affectent que des zones étroites, allongées et orientées selon trois directions majeures: N45°, N100-120° et N160-180°. Ces zones mobiles à plusieurs époques géologiques et tectoniquement complexes, délimitent de vastes secteurs peu ou pas déformés. Les données microtectoniques dévoilent une dominance des fractures NW-SE, NNE-SSW et NE-SW à ENE-WSW respectivement sur les formations du Valenginien-Tortonien, Aptien et Yprésien, et Aptien, Yprésien et Langhien. Les données sismiques, de puits et microtectoniques ont permis de mettre en évidence plusieurs phases tectoniques: (a) une phase extensive au Crétacé de direction moyenne N110° matérialisées par des failles normales subméridiennes, NW-SE à WNW-ESE dextres, des failles ENE-WSW à NE-SW normales senestres et des failles inverses, (b) une compression de direction NW-SE pendant l'Eocène, qui a été à l'origine de plissement, d'exhaussement et l'inversion des bassins(c) une extension de direction NE-SW à l'Oligocène, qui a créé des grabens et des bassins profonds (d) une compression de direction NW-SE au Tortonien qui a généré des structures plissées de direction NE-SW. Elles sont

souvent affectées par des failles inverses orientées NE-SW. Elle est à l'origine de la migration des dépo-centres des bassins, (e) une distension au Messinien qui a engendré des structures en fleurs et enfin (f) une compression au Pliocène de direction NW-SE. Au Pliocène des séries silico-clastiques se sont plissées. Ces dernières ont suivi l'architecture des bassins qui ont migré sous l'influence de la compression au Tortonien et la distension au Messinien. Plusieurs discordances et lacunes ont été déterminées: (i) la formation Abiod / El Haria (Crétacé supérieur/Paléocène), (ii) Bou Dabbous/Fortuna (Eocène supérieur/Oligocène inférieur), (iii) Fortuna/Aïn Grab (Oligocène supérieur /Miocène inférieur), (iv) Oued Belkhédim/Rafraf (Miocène supérieur/Pliocène inférieur). Ces discordances sont généralement liées aux phases compressives qui les exposent à l'érosion. Les phases alpine et atlasique s'amortissent vers l'Est (onshore-offshore) et leurs intensités diminuent de l'Ouest et le Nord-Ouest où l'on observe des zones fortement faillées et plissées, alors qu'en allant vers l'Est, les zones sont faillées, légèrement plissées et structurées en horsts, en grabens et blocs affaissés. Les réservoirs sont bien développés dans le Sahel et en mer pélagienne. Ils sont de types carbonatés et fracturés tels que les calcaires de l'Abiod, Metlaoui, les calcaires de Souar et Chérahil, Aïn Grab et siliciclastiques comme ceux du groupe Oum Dhoul. Des pièges structuraux et stratigraphiques qui se sont formés soit par l'effet de la tectonique lors des phases compressives, soit par variation latérale des faciès. Le dépôt d'épaisses séries argileuses pendant l'Eocène (Souar et Chérahil) et au Miocène (Oum Dhoul) constituent de bonnes couvertures continues qui scellent les structures des réservoirs plissées et faillées. Les profils sismiques montrent des pièges qui sont associés à des structures plissées et fermées par failles et des pièges stratigraphiques par changement de faciès. Les inversions structurales et la tectonique tangentielle en Tunisie orientale jouent un rôle important dans la structuration de la couverture et aussi dans celle de l'évolution du système pétrolier. Les réservoirs sont alimentés par des roches mères du Crétacé (formation Bahloul) et de l'Eocène (Metlaoui). On est en présence d'un bon système pétrolier.

Perspectives

La plateforme de Sahel correspond à une plaine où apparaissent de rares affleurements. D'épaisses séries plio-quadernaires qui couvrent toute la zone ce qui complique son étude, et les seules indices microtectoniques sont au niveau des séries qui affleurent. Une étude sismique de cette zone et de la mer pélagienne s'avère très importante. Son étude géophysique à travers les profils sismiques et les données des puits pétroliers nous permet de refaire une évaluation économique de point de vue pétrolier et de la connaître pour contribuer à une exploitation judicieuse de ses ressources dans le territoire onshore/offshore (plateforme de Sahel / golfe de Hammamet / mer pélagien), qui correspondent à une aire géologique encore mal discernée, située entre la Tunisie Tellienne/Atlasique et la Mer Méditerranée orientale. Les données sismiques et microtectoniques analysées en Tunisie nord-orientale, nous conduisent, à un nouveau regard sur les structures, dans lequel les inversions structurales cénozoïques et la tectonique tangentielle jouent un rôle important non seulement dans la structuration de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque mais également dans celle de l'évolution des systèmes pétroliers de l'Avant-pays de la Tunisie, et dans les bassins de subsurface du Sahel. Ainsi, l'analyse des lignes et des cartes sismiques et des corrélations lithostratigraphiques montre l'existence des pièges anticlinaux avec fermeture sur faille et pièges stratigraphiques par changement de faciès tels que la formation Ketatna, alors que la formation Mélaoui pourrait jouer le rôle de roche mère et de réservoir. On pensait qu'il y a autant de structures pièges potentielles n'ont pas encore été forées dans le Sahel et en mer pélagienne.

Pour réaliser une étude bien détaillée des structures en subsurface et pour identifier le système pétrolier, on aura besoin de la sismique de haute résolution et plus de forages pétroliers qui couvrent toute cette zone pour l'élaboration de cartes sismiques et la modélisation géologique 3D des réservoirs. Des données sismiques d'une haute précision peuvent nous renseigner aussi sur l'évolution et la transition structurale onshore/offshore.

Références

Références

- Abbes, C., Turki, M.M., Truillet, R., 1981. Un élément structural nouveau dans l'Atlas tunisien: le contact tangentiel décakilométrique à vergence Ouest des Jebels Ousselat et Bou Dabbous (axe Nord-Sud Tunisie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, 173-176.
- Abbes, C., 1983. Etude structurale du Jebel Touila. Extrémité septentrionale du chaînon N-S de Sidi Kralif-Nara-El Haouareb. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 121p.
- Abbes, C., 2004. Structuration et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques associées aux accidents reghmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne nord-sud, Tunisie centrale). *Thèse ès. Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 437p.
- Abdeljaouad, S., 1983. Etude sédimentologique et structurale de la partie Est de la chaîne Nord des Chotts. *Thèse 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 148p.
- Addoum, B., 1995. L'Atlas Saharien Sud Oriental. Cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est constantinois (confins algéro-tunisiens). *Thèse, Univ. Paris Sud*, Orsay, 158p.
- Adil, S., 1993. Dynamique du Trias dans le Nord de la Tunisie : bassins en relais multiples de décrochements, magmatisme et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 248p.
- Ahlbrandt, T.S., 2001. The Sirte basin Province of Libya-Sirte-Zelten. *Total Petroleum Systems: U.S. Geological Survey Bulletin*, 2202-F, 29p.
- Aïssaoui, D., 1984. Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel Manndra, Algérie: Evolution géométrique et cinématique, *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 145p.
- Aïssaoui, S., Ben Gacha, A., 1992. Etude géologique et géophysique du bloc Kerkouane. Potentiel pétrolier. *Prospects and Leads*, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 287p.
- Aïté, M.O., Gélard, J.P., 1997. Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). *Bulletin Société Géologique de France* 168, 423-436
- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Cladouhos, T., 1994. FaultKin V. 4.3.5. A Program for Analyzing Fault-slip Data on a Macintosh Computer. © *Absoft Corp.*, 1988-2004.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. *Cambridge University Press*, 302p.

- Alouani, R., 1991. Le Jurassique du Nord de la Tunisie: Marqueurs géodynamique d'une marge transformante: turbidites, radilarites, plissement et métamorphismes. *Thèse de spécialité*. Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 202p.
- Amari, A., Bédir, M., 1989. Les bassins quaternaires du Sahel central de la Tunisie, genèse et évolution des sebkhas en contexte décrochant compressif et distensif. *Rev. Géodyn.*, 4, 49-65.
- Anderson, H.A., Jackson, J.A., 1987. Active tectonics of the Adriatic region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 937-983.
- Anderson, J.E., 1996. The Neogene structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform. Central Tunisia. *Journal of structural geology*, 18, 819-833.
- Aris, Y., Coifait, P.E., Guiraud, M., 1998. Characterisation of Mesozoic-Cenezoic deformation and paléostress fields in the central Constantinois, North-East Algeria. *Tectonophysics*. 290, 59-85.
- Argus, D. F., Gordon, R.G., De Mets, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate Motion Circuit and Tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94(B5), 5585-5602.
- Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés au couloir de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie : seismo-stratigraphie, seismo-tectonique et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 416p.
- Bédir, M., Zargouni, F., 1986. Structuration post-miocène des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia : analyse géométrique et cinématique des données de subsurface. *Rev. Sc. Terre*, 4, 55p.
- Bédir, M., Bobier, C., 1987. Les grabens de Mahdia et Sidi Cherif (Tunisie orientale), dynamique des fossés oligo-miocènes induits au toit d'anticlinaux créacés éocènes par les jeux au Néogène de décrochements est-ouest et nord-sud. *Bulletin Société Géologique de France*, 3, 1143-1151.
- Bédir, M., 1988. Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'actuel. Sismostratigraphie, Sismotectonique et Structurale. Répercussions pétrolières, hydrologiques et sismiques. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 217p.
- Bédir, M., Zargouni, F., Tlig, S., Bobier, C.L., 1992. Subsurface geodynamics and petroleum geology of transform margin basins in the Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia). *AAPG Bulletin*, 76 (9), 1417-1442.

- Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, Séismo-tectonique et implications pétrolières. *Thèse d'Etat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 407p.
- Bédir, M., Tlig, S., Bobier, C.L., Issaoui, N., 1996. Sequence stratigraphy, Basin dynamics and petroleum geology of Miocene from the eastern Tunisia. *AAPG Bulletin*, 80 (1), 63-81.
- Bédir, M., Zitouni, L., Boukadi, N., Tlig, S., Alouani, R., Bobier, Cl., 2000. Rifting, halocinèse et structuration des bassins péri-téthysiens jurassiques et Crétacé inférieur de subsurface sur la marge atlasique centre-ouest de la Tunisie (Région de Gafsa-Sidi Ali Ben Oun. *Africa Geoscience Review*, 7 (3), 289-306.
- Bedir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier Cl., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic basins in the central Atlas of Tunisia: Tectonics, Sequence deposit distribution and Hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin. AAPG*, 85 (5) 885-907.
- Bajnack, S., Bielley, A., Salaj, J., Batti, D., 1978. Notice explicative de la carte géologique d'Enfidha.
- Belhaj, A.M., 1979. Etude géologique de Jebel Goraa (region de Tébourouk, Atlas tunisien). *Thèse 3^{ème} cycle*. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris I, 119p.
- Ben Avraham, Z., Nur, A., Cello, G., 1987. Active transcurrente fault system along the north African passive margin. *Tectonophysics*, 141, 249-260.
- Ben Ayed, N., 1975. Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 82p.
- Ben Ayed, N., Bobier, C., Viguié, C., 1978. Sur la tectonique récente de la plage du R'Mel, à l'Est de Bizerte (Tunisie nord-orientale), *Géol. Médit.*, VI, 423-426.
- Ben Ayed, N., 1980. Le rôle des décrochements Est-Ouest dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. *C.R. Sommaire Société Géologique de France*, Paris, 1, 29-32.
- Ben Ayed, N., Viguié, N., 1981. Interprétation structurale de la Tunisie atlasique, *C. R. Acad. Sc.*, 292(II), 1445-1447.
- Ben Ayed, N., Khessibi, M., 1983. Evolution géodynamique de la Djeffara tunisienne au cours du Mésozoïque. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 47, 41-43.
- Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université Paris Sud, France, 328p.

- Ben Brahim, G., Brahim, N., Turki, F., 2013. Neogene Tectonic Evolution of the Gulf of Hammamet Area, Northeast Tunisia offshore. *Journal of African Earth Sciences*, 13, 343-464.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolière ETAP Memoir Ed.*, 194p.
- Ben Ismaïl-Lattrache, K., Bobier. Cl., 1984. Sur l'évolution des paléo-environnements marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléo-océan mondial. *Marine Geology*, 55, 195-217.
- Ben Ismail-Lattrache, K., 2000. Précision sur le passage Lutétien-Bartonien dans les dépôts éocènes moyens en Tunisie centrale et Nord orientale. *Rev. Micropal.*, 43, 3-16.
- Ben Jemia-Fakhfakh, H., 1991. Les calcaires de l'Eocène inférieur en Tunisie centro-septentrionale: sédimentologie, paléogéographie. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université Franche Comté, Besançon, 161p.
- Ben Salem, H., 1992. Contribution à la connaissance de la géologie du Cap Bon: stratigraphie, tectonique et sédimentologie. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II , 144p.
- Ben Salem, H., 1995. Evolution de la péninsule du cap Bon (Tunisie orientale) au cours du Néogène. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 61, 73-84.
- Besème, P., Blondel, T., 1989. Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen en Tunisie centrale. Données sédimentologiques, biostratigraphiques et paléo-écologiques. *Rev. Paléobiologie, Genève*, 8(1), 187-207.
- Biely, A., Memmi, L., Salaj, J., 1973. Le Crétacé inférieur de la région d'Enfidha. Découverte d'Aptien condensé. Livre jubilaire M. Solignac. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis*, 26, 168-178.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, *In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds.), International symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, 143-164.
- Bishop, W.F., Debono, G., 1996. The hydrocarbon geology of southern offshore Malta and surrounding regions. *Journal of Petroleum Geology*, 19 (2), 129-160.
- Bishop, W., 1988. Petroleum geology of East-Central Tunisia. *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, 9, 1033-1058.

- Bismuth, H., 1984. Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Journée de Nomenclature et Classification Stratigraphique en Tunisie. *Société Sciences de la Terre, Tunis*, 2p.
- Bismuth, H., Hooberghe, H.J.F., 1994. Foraminifères planctoniques et biostratigraphie de l'Oligocène et du Néogène dans le sondage Korba 1 (Cap Bon, Tunisie Nord-Orientale). *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 489-527
- Blanpied, C., 1978. Structure et sédimentation superficielles en mer pelagienne (côtes orientales de la Tunisie). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Paris VI, 119p.
- Blanpied, C., Bellaiche, G., 1983. The Jeffara trough (Pelagian Sea); structural evolution and tectonic significance. *Marine Geol.*, 51, 1-10.
- Blondel, T., 1991. Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. *Thèse de Doctorat, Université de Genève*, 409p.
- Bobier, C., Vigier, C., Chaari, A., Chine, A., 1991. The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: Seismic sequences and structures. *Tectonophysics*, 195, 371-410.
- Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugetac, G., Katrivanos, B., 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 22, 1165-1179.
- Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas saharien : évolution des paléochamps des contraintes et implications géodynamiques. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 485p.
- 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., Jedoui, Y., Barrier, E., Angelier, J., 2003. Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens sur le littoral sud-est: Implication pour les variations du niveau marin. *C. R. Geosciences*, 335, 247-254.
- Boudiaf, A., Philip, H., Ritz, J., 1999. Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au Sud de la Grande Kabylie (Algérie). *Geodynamica Acta.*, 12 (2), 71-80
- Boujemaoui, M., 2000. Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale (compilation des données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 201p.
- Boujemaoui, M., Inoubli, M. H., 2003. Organisation séquentielle des dépôts miocènes de la Tunisie nord-orientale. Intégration de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques. *Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 139, 17-30.

- Bouillin, J.P., 1986. Le bassin Maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bulletin Société Géologique de France*, 8(2), 547-558.
- Bonnefous, J., Bismuth, H., 1982. Les faciès carbonatés de plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne: implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 337- 403.
- Boukadi, N., 1985. Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe NS et de la chaîne de Gafsa (Meknessy-Mezzouna et Jebel Bou Hedma) Tunisie. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Strasbourg, 155p.
- Boukadi, N., 1994. Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact des grands couloirs tectoniques. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 249p.
- Boussiga, H., Inoubli, M.H., Alouani, R., Ben Jemia, M.G., Sebeï, K., 2005. Geodynamic reconstruction of the Sahel platform (Tunisia): an integrated approach. *2nd North African /Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition, Algiers, Algeria*, 10-13 April.
- Boussiga, H., Sebeï, K., Inoubli, M.H., Alouani, R., 2006. The seismic response of salt induced structures revised a case study from Sahel area Tunisia. *Society of Applied Petrophysics, Third International Conference of Applied Geophysics, Cairo, Egypt, ESAP*, 18-20 March.
- Boussiga, H., 2008. Géophysique appliquée aux séries paléogènes du Sahel de Tunisie. Tectonique de socle, halocinèse et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 159p.
- Burollet, P. F., 1951 Etude géologique des bassins mio-pliocènes du Nord-est de la Tunisie. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 1, 91p.
- Burollet, P. F., 1956. Signification géologique de l'axe Nord-Sud. *Actes du 1^{er} Congrès Nat. Sci. Terre. Tunisie*, 315-319.
- Burollet, P.F., 1973. Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis*, 13, 11-30.
- Burollet, P.F., Byramjee, R.S., 1974. Réflexion sur la tectonique globale. Exemples siricains et méditerranéens. *Notes et Mémoires de la Compagnie française de Pétrole*, 11, 71-120.
- Burollet, P.F., 1975. Géologie et sédimentation de la Tunisie. *Excursion 15.IX^{ème} congrès internationale de sédimentologie. Nice*, 112p.

- Burollet, P.F., Mugniot, J.M., Sweeney, P., 1978. The geology of Pelagian Block: The margins and basins off southern Tunisia and Tripolitania. In: Nairn, A.E.M., Kaner, W.H. (Eds). *The Ocean Basins and Margins. The Western Mediterranean*. Plenum Press, New York, 4B, 331-359.
- Burollet, P.F., 1981. Signification géologique de l'axe nord-sud. *Résumés du 1er Congrès Nat. Sc. Terre*, Tunis, 31p.
- Burollet, P.F., Ellouz, N., 1986. L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bull. Centre Rech. Expl.Prod. Elf - Aquitaine*, Pau, 10, 49-68.
- Burollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics*, 195, 359-369.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean), *Marine Geology*, 55(3-4), 247-269.
- Caire, A., 1970. Tectonique de la Méditerranée centrale. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XC, 90, 307-346.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 651-665.
- Castany, G., 1947. Le problème des Chotts tunisiens. *C. R. Som. S. G. F.*, 8, 359-369.
- Castany, G., 1948. Les fossés d'effondrement de Tunisie. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis*, 3, 124p.
- Castany, G., 1949. Sur la présence de plusieurs phases de diastrophisme en Tunisie orientale. *C. R. Acad. Sci.*, 229(II), 1160-1162.
- Castany, G., 1951. Étude géologique de l'Atlas Tunisien oriental. *Annales des mines et de la géologie, Tunis*, 1-632.
- Castany, G., 1952. Paléogéographie, Tectonique et orogénèse de la Tunisie. *XIX^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger. Mon. Rég. Tunisie*, 1, 64p.
- Castany, G., 1956. Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Annales des mines et de la géologie, Tunis*, 102p.
- Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Catalano, R., Franchino, A., Merlini, S., Sulli, A., 2000. Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles, *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 5-16.
- Casula, S., Shmukler, B.E., Wilhelm, S., Stuart-Tilley, A.K., Su, W.F., Chernova, M.N., Brugnara, C., Alper, S.L., 2001. A dominant negative mutant of the KCC1K-C1

- cotransporter: both N-and C-terminal cytoplasmic domains are required for K-Cl cotransport activity. *J. Biol. Chem.*, 276, 41870-41878.
- Cello, G., 1987. Structure and deformation processes in the Strait of Sicily "rift zone". *Tectonophysics*, 141, 237-247.
- Cherchi, A., Montadert, L., 1982. Oligo - Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin, *Nature*, 298, 736-739.
- Chihi, L., 1984. Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie Centrale) et des structures voisines J. Selloum et L. Maargba. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. Paris Sud - Centre d'Orsay, 116p.
- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 324p.
- Chihi, L., Philip, H., 1999. Le bloc atlaso-pélagien: place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 65, 49-68.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Ecors Pyrenees, T., 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173(1-4), 411-423.
- Coiffait, P.F., 1973. Etude géologique de l'Atlas Tunisien à l'Ouest du Kairouanais. (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Paris VI, 131p.
- Coiffait, P. F., 1974. Etude géologique de l'Atlas Tunisien à l'Ouest du Kairouanais. (Tunisie centrale). *Thèse 3^{ème} cycle*, Paris VI, 131p.
- Colleuil, B., 1979. Etude stratigraphique et néotectonique des formations néogènes et quaternaires de la région de Nabeul-Hammamet (Cap bon, Tunisie). *Mém. D. E. S. Fac. Sci. Tech. Univ. Nice*, 93p.
- Comte, D., Dufaure, P., 1973. Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centro-orientale, du Cap Bon à Mezzouna. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 26, 241-256.
- Comte, D., Lehmann, P., 1974. Sur les carbonates de l'Yprésien et du Lutétien basal de la Tunisie Centrale. *Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires*, 11, 275-292.
- Creusot, G., Mercier, E., Ouali, J., Turki, M.M., 1992. Héritage distensif synsédimentaire et structuration chevauchante: apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghouan (Atlas tunisien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, 961-965.
- Dali, T., 1979. Etude géologique de la région de Gaafour. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 104p

- D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research*, 113, 19p.
- Delteil, J., Truiellet, R., Zargouni F., 1980. L'axe N-S: un élément structural original et complexe de l'orogénèse alpine en Tunisie centrale. *Cong. Géol. internationale, section 5, tectonique*, 331.
- Delteil, J., 1982. Le cadre néotectonique de la sédimentation plio-quadernaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah, *Bulletin Société Géologique de France*, XXIV(2), 187-193.
- Delteil, J., Zouari, H.M., Chikhaoui, Creuzot, G., Ouali, J., Turki, M.M., Yaïch, C., Zargouni. F., 1991. Relation entre ouvertures téthysienne et mésogéenne en Tunisie. *Bulletin Société Géologique de France*, 162, 1173-1181.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geysant, J., Biju-Duval, C.B., Sibuet, J.C., Savostin, L., Westphal, A.M., Lauer, J.P., 1985. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étend de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin Société géologique de France*, 8 (5), 637-652
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Devoti, R., Luceri, V., Sciarretta, C., Bianco, G., Donato, G., Vermeersen, L.L.A., Sabadini, R., 2001. The SLR secular gravity variations and their impact on the inference of mantle rheology and lithospheric thickness. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 855- 858.
- Dewey, J.F., Celâl-engör, A.M., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London*, 45, 265-283.
- Dlala, M., 1984. Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale). *Thèse 3^{ème} cycle Univ. Sc. Et Tech. De Languedoc*, Montpellier, 143p.
- Dlala, M., Ben Ayed, N., 1988. Les déformations du Quaternaire récent du Graben de Foussana. *Geol. Med.*, 3, 171-176.

- Dlala, M., 1992. Sismotectonique study in Northern Tunisia. *Tectonophysics*, 209, 171-174.
- Dlala, M., Hfaïedh, M., 1993. Le séisme du 7 novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. *C. R. Acad. Sci.*, 317(10), 1297-1302.
- Dlala, M., Rebaï, S., 1994. Relation compression-extension Miocène supérieur à Quaternaire en Tunisie: implication sismotectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série IIa, 319, 945-950.
- Dlala, M., 1995. Evolution géodynamique et tectonique superposées en Tunisie implications sur la tectonique récente et la sismicité. *Thèse de Doctorat Es-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 389p.
- Dogliani, C., Erwan, G., Francese, S., Manuel, F., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, *Terra Nova*, 9(3), 109-112.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J. P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H., 2006. Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 338, 80-91.
- Dridi, M., Sejlil, A., 1991. Eocene. In: Hmidi and Sadras (Eds.) Tunisian Exploration Review. *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP)*, 73-93.
- Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du NE de la Berbérie. *Service géologique Algérie. Bull.* 39.
- Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de Tunisie atlasique, Orientale et de la mer pélagienne. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Paris VI, 139p.
- El Ghali, A., Ben Ayed, N., Bobier, C., Zargouni, F., Krifa, A., 2003. Les manifestations tectoniques synsédimentaires associées à la compression éocène en Tunisie : implications paléogéographiques et structurales sur la marge Nord-Africaine. *C. R. Geoscience*, 335, 763-771.
- Erraoui, L., 1994. Environnements sédimentaires et géochimie des séries de l'Eocène du nord-est de la Tunisie. *Thèse de Spécialité*. Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 150p.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, 145(3), 809-820.
- Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of the Mediterranean Sea, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, 263-341.
- Fournié, D., 1978. Nomenclature, lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 2, 97-148.

- Fraissinet, C., 1989. Les étapes de la structuration récente du Haut Atlas calcaire (Maroc): analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris XI, Orsay, 267p.
- Frigui, M., 2003. Le Néogène aux environs de la région de Mahdia: Enregistrements tectono-eustatiques et conséquences paléogéographiques. *D.E.A.*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 104p.
- Frizon de Lamotte, D., Bezar, B.S., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- Gabtni, H., 2005. Apport de la gravimétrie à l'étude des structures profondes du Sahel de Tunisie (cas de la région de Kairouan–Sousse–Monastir). *C. R. Geoscience*, 337, 1409-1414.
- Ghanmi, M., 1980. Etude géologique du Djebel Kebbouch (Tunisie septentrionale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 141p.
- Giovanni, G.J., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1997. Three dimensional visualization of salt walls and associated fault systems. *American Association of Petroleum Geologists*, 81, 46-61.
- Giunta, G., Nigro, F., Renda, P., Giogiani, A., 2000. The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. *Società geologica Italiana*. 119, 553-565.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R., Córdoba, D., 2003. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22(4), 1033.
- Gribi, R., Bouaziz, S., 2010. Neotectonic evolution of the Eastern Tunisian platform from paleostress reconstruction. *J. H. M. R. and Environement research*, 1 (1), 14-25.
- Guirand, P., 1968. Etude stratigraphique et tectonique du secondaire dans la bordure orientale des massifs tunisiens. *Thèse Sci. Uni. Bordeaux* 263p.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous Rifts of Western and Central Africa: an overview. In: Ziegler, P.A. (Ed.), *Geodynamics of Rifting. Tectonophysics*, 213, 227-234.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282, 39-81.
- Hadj Sassi, M., 2002. Etude Tectonique et Gravimétrique du fossé de Grombalia et de ses environs (Tunisie Nord Orientale). *D.E.A. Sci. Géologiques*, Univ. Tunis El Manar, 132p.

- Hadj Sassi, M., Zouari, H., Jallouli, C., 2006. Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie: exemple du fossé de Grombalia. *C.R. Geoscience*, 338, 751-756.
- Hadj Sassi, M., Zouari, H., Jallouli, C., 2006. Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie : exemple du fossé de Grombalia. *C.R. Geoscience*, 338, 751-756.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Franche Comté, Besançon, 163p.
- Hlaiem, A., 1998. Etude géophysique et géologique des bassins et des chaînes de Tunisie centrale et méridionale durant le Mésozoïque et le Cénozoïque: Evolution structurale, modélisation géothermique et implications pétrolières. *Uni. Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 304p.
- Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy: *Geophys. Res. Lett.*, 30 (18), 1935, doi, 10.1029/2003GL017554.
- Hooyberghs, H.J.F., 1973. Les foraminifères planctoniques de la formation de l'Oued Hammam, une nouvelle unité lithologique en Tunisie d'âge langhien. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 26, 319-335.
- Hooyberghs, H.J.F., 1994. Foraminifères planctoniques d'âge Aquitanien (Miocène inférieur) à la base de la formation El Haouaria à Korbous (Cap Bon, Tunisie). *Notes du Service géologique de Tunisie*, 59, 89-103.
- Hooyberghs, H.J.F., 1995. Synthèse sur la stratigraphie de l'Oligocène, Miocène et Pliocène en Tunisie. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 61, 63-72.
- Jauzein, A., 1967. Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie septentrionale. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 415p.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Faugeres, J.C., 1998. Deep-water massive sands: Facies, processes and channel geometry in the Numidian flysch, Sicily, *Sediment. Geol.*, 115, 233-266.
- Kacem, J., 2004. Etude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est de la Tunisie - Apport de la géophysique dans l'identification des sources sismogéniques. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 168p.

- Kamoun, Y., Sorel, D., Viguiier, C., Ben Ayed, N., 1980. Un grand accident subméridien d'âge post-Tyrrhénien en Tunisie orientale: le décrochement sénestre de Skanès (Monastir)-Hammamet. *C. R. Acad. Sci. Série D,T.* 220, 647-649.
- Kamoun, Y., 1981. Néotectonique dans la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Paris Sud, 175p.
- Kamoun, Y., 2001. Un témoin de l'importante lunette d'El Kelbia : Draa Lakhmès-Ech Chraïf (Tunisie orientale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 67, 107-119.
- Khessibi, M., 1978. Etude géologique du secteur Maknassy - Mezzouna et du J. Kebar. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Lyon, 175p.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Ben Jemia, G.M., 2004a. Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *C. R. Geoscience*, 336, 1401-1408.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Ben Jemia, G.M., 2004b. Mise en évidence et analyse d'une structure atlasique ennoyée au front de la chaîne alpine tunisienne. *C. R. Geoscience*, 336, 1293-1300.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Ben Jemia, M.G., 2005. Structural style, petroleum habitats and thermal maturation related to Late Cretaceous-Paleogene basins in the North Kairouan Permit. *9th Tunisian Petroleum Exploration and Production conference. Applied Geochemistry and basin modeling*, 43-44.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Soussi, M., Ben Jemia, M.G., Ben Ismail-Latrache, K., 2006. Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C. R. Geoscience*, 338, 41-49.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Soussi, M., Ben Jemia, M.G., Ben Ismail-Latrache, K., 2007. Reply to Comment on the paper: Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C. R. Geoscience*, 338, (2006), n° 1-2, 1-49, *C.R. Geoscience*, 339, 173-177.
- Laatar, E., 1980. Gisement de Plomb-Zinc et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale: les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefate-Fedj el Adoum (région de Teboursoûk). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Paris, 280p.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and Kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, 1-20.
- Laftine, R., Dupont, E., 1948. Plissement Pliocène supérieur et mouvement quaternaire en Tunisie: *C. R. Acad. Sc.* 227, 138-140.

- Laridhi Ouazaa, N., 1994. Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. *Thèse de Doctorat Es-sciences géologiques*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 426p.
- Laville, E., 1985. Évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse d'Etat*, Univ. Montpellier, Montpellier, 186p.
- Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38, 145-153.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and Tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 218, 111-132.
- Letouzey, J., Trémolières, P., 1980. Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from micro-tectonics: Comparisons with plate tectonic data. *26^{ème} CGI, Mem. BRGM 15*, 261-273.
- Lowrie, W., 1986. Paleomagnetism and the Adriatic Promontory: A reappraisal, *Tectonics*, 5(5), 797-807.
- Marret, R.A., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
- Martinez, C., Paskoff, R., 1984, Indices de distension pendant le Quaternaire récent en Tunisie: leur signification dans un régime de compression généralisée: *Cahiers Orstom, Ser. Geol.*, 14, 153-161.
- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V., 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophys. J. Int.*, 163, 1137-1150.
- Masce, G., Tricart, P., 2001. Les escarpements sous-marins du canal de Sardaigne: réamincissement crustal et extension tardi-orogénique, premier stade d'une ouverture arrièrearc. Résultats des campagnes de plongées Cyana: SARCYA et SARTUCYA. *Mém. Géol. Alpine*, 32, 202p.
- Masce, G., Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J.P., Rolfo, F., Lapierre, H., Monié, P., Depardon, S., Masce, J., Peis, D., 2001. Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. *Marine Geology*, 179(3-4), 179-201.
- Mattoussi Kort, H., Gasquet, D., Ikenne, M., Laridhi Ouazaa, N., 2009. Cretaceous crustal thinning in North Africa: Implications for magmatic and thermal events in the Eastern Tunisian margin and the Pelagic Sea. *J. Afr. Earth Sci.*, 55(5), 257-264.

- Mattauer, M., Tapponnier, P., Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin Société Géologique de France*, 7(19), 521-526.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. EW opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16, 257-264.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Azzouzi, M.H., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J. P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin; a consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci.*, 331(3), 159-173.
- Meddeb, S., 1986. Sédimentation et tectonique polyphasée dans les dômes d'Enfidha (Sahel tunisien). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. Paris-Sud, Osay, 160p.
- Merle, O., Abidi, N., 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Société Géologique de France*, 166, 439-450.
- Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H., 1986. Seismotectonics of the Lower Cheliff Basin- Structural background of the El-Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics*, 5(6), 809-836.
- Meghraoui, M., Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *J. Geophys. Res.*, 101(B8), 17617-17644.
- Meigs, A.J., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1608-1625.
- Mejri, L., 2012. Tectonique quaternaire, paleosismicité et sources sismogénique en Tunisie Nord-orientale: étude de la faille d'Utique. *Thèse de Doctorat*, Univ. Toulouse III, Paul Sabatier/Univ. Tunis El Manar, 185p.
- Messaoudi, F., Hamouda, F., 1994. Evénements structuraux et types de pièges dans l'offshore Nord-Est de la Tunisie. *Rapport interne, Entreprise Tunisienne d'Activité Pétrolière (ETAP)*, 65p.
- Meulenkamp, J.E., Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2), 209-228.
- Morelli, C., 1976. Modern standards for gravity surveys. *Geophysics*, 41, 10-51.
- Morelli, C., 1984. Promontorio africano microplacca adriatica (African Promontory or Adriatic microplate). *Boll. Ocean. Teor. Appl.*, 2, 151-168.

- Morgan, M.A., Grocott, J., Moody, R.T.J., 1998. The structural evolution of the Zaghouan-Ressas Structural Belt, Northern Tunisia. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa. Spec. Publ. Geological Society, London*, 132, 405-422.
- M'Rabet, A., 1981. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. *Thèse Doctorat Es-Sciences*, Université de Paris Sud, Orsay, France, 540p.
- Mzali, H., Zouari, H., 2006. Caractérisation géométrique et cinématique des structures liées aux phases compressives de l'Eocène au Quaternaire inférieur en Tunisie : exemple de la Tunisie nord orientale. *C. R. Geoscience*, 338, 742-749.
- Mzali, H., Gabtni, H., Zouari, H., Hadj Sassi, M., Gharsalli, J., 2007. Evidence of N120 shear corridors and associated tectonic structures in northeastern Tunisia after geological and geophysical data. *C.R. Geoscience*, 339, 358-365.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R., 1990. Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, 18(7), 587-590.
- Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. *Thèse de Doctorat*, Université de Nice Sophia-Antipolis, 312p.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions. *Geophys. J. Int.*, 154, 72-88.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661-681.
- Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
- Ouali, J., 1984. Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*. Université Rennes1, 119p.
- Ouali, J., 1985. Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Cent. Rech. Expl. Elf Aquitaine*, 9, 155-182.
- Patriat, P., Segoufin, J., Schlich, R., Goslin, J., Auzende, J.-M., Beuzart, P., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1982. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bulletin Société Géologique de France*, 24, 363-373.
- Pepe, F., Cloetingh, S., Bertotti, G., 2004. Tectono-stratigraphic modelling of the North Sicily continental margin (Southern Tyrrhenian Sea). *Tectonophysics*, 384, 257-273.

- Pepe, F., Suli, A., Berotti, G., Catalano, R., 2005. Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (Southern Tyrrhenian Sea): Implication for the Drepano Thrust Front. *Tectonophysics*, 409, 1-18.
- Perthuisot, V., 1978. Dynamique et pétrogenèse en Tunisie septentrionale. Paris: *Presse de l'Ecole normale supérieure* (travaux du Laboratoire de Géologie), 12, 312p.
- Philip, H., Andrieux, J., Dlala, M., Chihi, L., Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique mio-plioquaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. géol. France*, 4, 559-568.
- Philip, H., 1987. Plio-Quaternary evolution of stress field in Mediterranean, zones of subduction and collision. *Annals Geophysics*, 5b, 301-320.
- Philip, H., Babinot, J. F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Ricou, L. E., Guiraud, R., et al., 1993. Late Cenomanian (94 to 92 Ma), in: J. Dercourt, L.E. Ricou, B. Vrielynck (Eds.), Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Explanatory Notes*, Gauthier-Villars, Paris, 113-134.
- Piqué, A., Brahim, L.A., Ouali, R.A., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F., Tricart, P., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin Société Géologique de France*, 6, 797-810.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodinamica Acta*, 15(3), 185-208.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Boschi, E., 1995. Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, *Geophys. J. Int.*, 122(3), 938-952.
- Rabhi, M., 1999. Contribution à l'étude stratigraphique et analyse de l'évolution géodynamique de l'Axe N-S et des structures avoisinantes (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 206p.
- Rebaï, S., Philip, H., Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.*, 110(1), 106-140.
- Recq, M., Rehault, J.P., Steinmetz, L., Fabbri, A., 1984. Amincissement de la croûte et accréation au centre du bassin tyrrhénien d'après la sismique réflexion. *Marine Geology*, 55(3-4), 411-428.
- Richert, J.P., 1971. Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 34: Travaux de géologie tunisienne, 4, 114-121.

- Rigane, A., 1991. Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie Centro-Septentrionale: Cartographie, Cinématique et Dynamique des structures. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université de Franche-Comté, 214p.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present. *Geology*, 19, 613-616.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS Deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31(3), TC3006.
- Rouvier, H., 1977. Géologie de l'extrême Nord Tunisien : tectonique et paléogéographie superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 29, 427p.
- Saadi, J., 1990. Exemple de sédimentation syntectonique au Crétacé inférieur le long d'une zone de décrochement NS. Les structures d'Enfidha (Tunisie nord-orientale). *Géodynamique*, 5(1), 17-33.
- Saadi, J., 1997. Géodynamique des bassins sur relais des décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitain de Souaf (Tunisie centro-orientale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 348p.
- Said, A., 2011. Tectonique active de l'Atlas Sud tunisien: approche structurale et morphotectonique. *Thèse de Doctorat*, Univ. Toulouse III - Paul Sabatier, 223p.
- Salaj, J., 1980. Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). *State Geological Institute of Dionýz Štúr*, Bratislava, 1-238.
- Schamel, S., 1982. Geologic setting of the Tunisian Atlas. *Work shop notes and guide book* "The structural style of Tunisian Atlas". Tunis, 29 Sept.- 20 Oct. 2-12.
- Sebeï, K., Inoubli, H., Boussiga, H., Alouni, R., Boujamoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk el Menzel region, NE Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 47,9-29.
- Sebeï, K., 2008. Etude Sismostratigraphique de la Plateforme de (Halk el Menzel-Akouda) : Rampe Carbonatée sous Contrôle de l'Eustatisme et de la Tectonique. *Thèse de Doctorat d'Université*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 139p.

- Skobelev, S.F., Trifonov, V.G., Vostrikov, G.A., 1988. The Pamirs-Himalayan region of disharmonic clustering of the continental lithospheren, in Kropotkin, P.N., eds., Neotectonics and the Recent Geodynamics of Mobile Belts. *Moscow, Nauka Press, Moscow*, 188-234.
- Shell Tunirex, 1981. Rapport géologique final et log lithostratigraphique du forage Xx. Inédit.
- Smaoui, A., Delteil, J., Dupeuble, P.A., 1981. La structure du J. Haouareb (Axe Nord-Sud). *1^{er} Cong. Nat. SC. Terre, Tunisie, Résumé*, 48p.
- Skuce, A.G., 1994. A structural model of a graben boundary fault system, sirte basin, Libya: compaction structures and transfer zones: *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 3012, 84-92.
- Soussi, M., 2000. Le Jurassique de la Tunisie atlasique: Stratigraphie, dynamique sédimentaire, Paléogéographie et intérêt pétrolier. *Thèse de Doctorat d'Université, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II*, 661p.
- Soyer, C., Tricart, P., 1987. La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de «l'axe Nord-Sud ». *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 305,301-305.
- Stampfli, G., Marcoux, J., Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. In *Paleogeography and paleoceanography of Tethys*. Channel, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 373-410.
- Stromberg, S.G., Bluck, B., 1998. Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedimentary Geology*, 115(1-4), 267-288.
- Tavernelli, E., Butler R.W.H., Decandia, F.A., Calamita, F., Grasso M., Alvarez W., Renda, P., 2004. Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. *The Geology of Italy. In: Crescenti, U., D'Offizi, S., Merlini, S., Sacchi, R. (Eds.), Societa Geologica Italiana*, sp. Vol., 201-214.
- Thomas, P.H., 1985. Sur la découverte de phosphates et de chaux dans le Sud de la Tunisie. *C. R. Acad. Sc.*, 101, 1184-1187.
- Tlig, S., Er-Raioui, L., Ben Aïssa, L., Alouani, R., Tgorti, M.A., 1991. Tectonogenèse alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en méditerranée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, 295-301.
- Todd A., 2001-2004. Software Product: Rose and accompanying documentation ("Freeware"). Licensor: Todd Thompson Software.

- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., Peis, D., Gori, D., 1995. Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa shelf (Pelagean sea, central Mediterranean). *Terra Nova*, 7, 200-212.
- Touati, M.A., 1985. Etude géologique et géophysique de la concession de Sidi El Itayem en Tunisie orientale et Sahel de Sfax. Histoire géologique du bassin et évolution de la fracturation des structures du Crétacé au Plio- Quaternaire, *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.
- Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- Trifonov, V.G., 2004. Active faults in Eurasia: general remarks. *Tectonophysics*, 380, 123-130.
- Turki, M.M., 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan–Nebhana. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Faculté des sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, Tunis et *Rev. Sc. Terre de l'UST (INRST)*, 7, 262p.
- Turki, M.M., Delteil, J., Truillet, R., Yaich, C., 1988. Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bulletin Société Géologique de France*, 8, 399-406.
- Truillet, R., 1981. La substitution tectonique de couverture de Hammam Zriba (Tunisie orientale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 19, 1319-1322.
- Truillet, R., Zargouni, F., Delteil, J., 1981. La tectonique tangentielle dans l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 23, 50-54.
- Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de 3^{ème} cycle*. Univ. Paris VI, Orsay. 663p.
- Vaufrey, R., 1932. Le plissement Acheulo-Moustérien des environs de Gafsa: *Revue, Géogr. Phys. Dyn.* 1, 209-325.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloethingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine & Petroleum Geology*, 12, 903-915.
- Vernet, J.P., 1981. Esquisses paléogéographiques de la Tunisie durant l'Oligocène-Miocène. *Actes du 1^{er} congrès national des sciences de la terre*, Tunis, 231-244.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie-Maroc-Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 24, 201-298.

- Yaïch, C., 1984. Étude géologique des chaînons du Chérahil et du Krechem El Artsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Besançon, 265p.
- Yaïch, C., Ben Ismail-Lattrache, K., Turki-Zaghib, D., Turki, M.M., 1994. Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord orientale). *Bull. Soc géol. du Nord*, 47, 27-49.
- Yaïch, C., 1997. Dynamique sédimentaire, eustatisme et tectonique durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. Formation Fortuna, Messioua et Grijima ; Numidien et Gréso-Micacé. *Thèse de Doctorat Es-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 479p.
- Yukler, M.A., Meskini, A., Mouemen, A., Daddouch, I., Bouhlel, H., Jerraya, H., 1994. Quantitative evolution of the geologic evolution and hydrocarbon potential of the gulf of Gabes. *Actes des 4^{èmes} journées de l'exploration pétrolière en Tunisie*, 327-361.
- Zargouni, F., Deltei, J., truillet, R., 1979. Interprétation des éléments structuraux alpins de l'axe N-S dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). *7^{ème} Réunion, ann. Sc. Terre*. Lyon, 468p.
- Zargouni, F., Ruhland, M., 1981. Style de déformation du Quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa, et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional tunisien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 292, 912-915.
- Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations de l'Atlas tunisien méridional. Evolution récente de l'accident Sud atlasique. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 299 (2), 71-76.
- Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. *Thèse de Doctorat Es-Sciences*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 304p.
- Zouari, H., 1984. Etude structurale du Jebel Chaambi (Tunisie centrale), relation entre la minéralisation et la structure. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*. Univ. Besonçon, 93p.
- Zouari, H., 1995. Evolution géodynamique de l'Atlas centro-méridionale de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. *Thèse de Doctorat Es-Sciences*, Univ. Tunis El Manar II, 240p.
- Zouari, H., Turki, M.M., Delteil, J., Stephan, J.F., 1999. Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bulletin Société Géologique de France*, 170, 295-301.

- Zitouni, L., 1992. Géodynamique des bassins jurassiques et crétacés inférieurs de l'Atlas tunisien de sidi Aïch-Majoura et implications pétrolières. *D. E. A.*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 145p.
- Zitouni, L., Bédir, M., Tlig. S., 1993. Scellement et migration des basins au Crétacé inférieur le long des couloirs NS en rameaux de l'Atlas central de Tunisie. *14^{ème} Meet. Reg. Sedim. Marrakech. Maroc*, 27-29 Avril, 346p.

**Liste des figures
et
des tableaux**

Liste des figures

Fig.1.1. Localisation géographique de la Tunisie nord-orientale et du secteur d'étude.

Fig.1.2. Carte géologique de la Tunisie nord-orientale et de la zone d'étude (carte au 1/500000, service géologique de Tunisie).

Fig.1.3. Carte des linéaments structuraux de la Tunisie orientale.

Fig.1.4. Les unités structurales de l'Atlas (MNE ETOPO1: Earth Topography, Données National Oceanic and Atmospheric Administration).

Fig.1.5. Carte structurale et des linéaments majeurs de la Tunisie.

Fig.2.1. Les grandes chaînes orogéniques et les bassins marginaux de la Méditerranée occidentale (Frizon de Lamotte et al., 2000; in Doglioni et al., 1999, modifiée). La coupe AB est présentée dans la (Fig.2.2).

Fig.2.2. Coupe (AB) de l'évolution géodynamiques des marges ibérique et nord africaine depuis l'Eocène à l'actuel (la coupe AB existe sur Fig.1). Ces coupes montrent le détachement d'un bloc les Kabylies, sa dérive vers le SE, puis sa collision avec l'Afrique du Nord entraînant la mise en place des chaînes maghrébides et atlasiques (Frizon de Lamotte, 2000).

Fig.2.3. Modélisation analogique du retrait de la zone de subduction confrontée aux reconstitutions de 5 étapes de l'évolution de la subduction et de l'extension arrière-arc en Méditerranée occidentale (Faccenna et al., 2001).

Fig.2.4. Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours des derniers 80 Ma (Frizon de Lamotte et al., 2000).

Fig.2.5. Carte de la cinématique des plaques africaine et eurasiatique (Nocquet et Calais, 2004)

Fig.3.1. Zonation tectonique du Langhien-Serravalien (Ben Ayed, 1986). 1: Zone de déformation compressive, 2: zone de subsidence, 3: Zone de déformation décrochante distensive, 4: Décrochement dextre, 5: Front de nappe de charriage, 6: Graben.

Fig.3.2: Synchronisme entre le blocage de la subduction au Nord de la Tunisie et la subduction continentale en Sicile au Miocène supérieur. Répartition des différents types de déformations (Chihi, 1995). 1: Prisme d'accrétion, 1: Bassin marginale, 3: Croûte océanique ou continentale amincie d'âge mésozoïque, 4: Blocage de subduction, 5: Subduction, 6: Grabens, 7: Axe de plis, 8: Décrochement.

Fig.3.3. Zonation tectonique au Pliocène supérieur (Ben Ayed, 1986). 1: Zone de déformation décrochante distensive, 2: Zone de subsidence, 3: Graben, 4: Décrochement.

Fig.3.4. Collision continentale au nord de la Tunisie et en Sicile et subduction continentale au niveau de la Calabre au Quaternaire (Chihi, 1995). 1: Croûte océanique ou intermédiaire d'âge cénozoïque, 2: Croûte océanique ou continentale amincie d'âge mésozoïque, 3: Craton africain, 4: Blocage de subduction, 5: Subduction active, 6: Graben, 7: Décrochement, 8: Graben faiblement actif.

Fig.4.1. Séries jurassiques du Djebel Mdeker.

Fig.4.2. Séries du Crétacé inférieur de la région d'Enfidha.

Fig.4.3. Corrélations dans l'Aptien du Djebel Fadhloun entre les deux flancs de la structure (Saadi, 1990).

Fig.4.4. Séries du Crétacé supérieur de la région d'Enfidha.

Fig.4.5. Coupe dans le Djebel Garci (Bajnik, 1978).

Fig.4.6. Coupe dans le Djebel Hallouf (Castany, 1951).

Fig.4.7. Coupe dans le synclinal Kebir (Castany, 1951).

Fig.4.8. Coupe dans le Djebel Chréchira (Castany, 1951).

Fig.4.9. Coupe lithostratigraphique à Kef El Hadj.

Fig.4.10. Coupe lithostratigraphique de Djebel Souatir (Bussiga, 2008).

Fig.4.11. Coupe dans les séries oligo-miocènes inférieures de Draa Souatir (Castany, 1951).

Fig.4.12. Corrélations lithostratigraphiques du groupe Oum Dhoul (Langhien-Tortonien).

Fig.4.13. Colonne stratigraphique simplifiée des dépôts du Miocène de la Tunisie nord-orientale.

Fig.4.14. Coupe lithologique de la formation Saouaf.

Fig.4.15. Séries miocènes dans la région d'Enfidha.

Fig.4.16. Log lithostratigraphique de la formation Ségui de Henchir Nehal.

Fig.4.17. Carte lithostratigraphique du golfe de Hammamet et la région de Sahel.

Fig.4.18. Corrélations lithostratigraphiques des puits dans le golfe de Hammamet.

Fig.5.1: Carte de localisation de la zone d'étude. De 1-28: localisation des sites microtectoniques sites, C1-C3: coupes structurales, légende: 1: Jurassique, 2: Crétacé inférieur, 3: Crétacé supérieur, 4: Eocène inférieur, 5: Eocène supérieur, 6: Oligocène inférieur, 7: Oligocène supérieur, 8: Miocène moyen, 9: Plio-Quaternaire, 10: synclinal Souaf, 11: Anticlinal du Djebel Mdeker.

Fig.5.2: Carte géologique détaillée du Djebel Mdeker et le flanc ouest du Saouaf., C4-C6: coupes géologiques, légendes: 1: Jurassique, 2: Crétacé inférieur, 3: Crétacé supérieur, 4:

Eocène inférieur, 5: Eocène supérieur, 6: Oligocène inférieur, 7: Oligocène supérieur, 8: Miocène moyen, 9: Plio-Quaternaire, 10: synclinal Souaf-Ermila, 11: Anticlinal de Mdeker, A: Djebel Ataris, AEB: Aïn El Bégar, AEK: Aïn El Ketiti, K: Djebel Khiala, HA: Henchir Abid, M: Djebel Mehjoul, O: Djebel El Oueker.

Fig.5.3. Coupes géologiques (C1-C3) dans la région d'Enfidha. Cv: Valenginien, Ch-bal: Hauterivien- Barrémien supérieur, Cba2-ap: Barrémien supérieur-Aptien, Cal-ce: Albien-Cénomanién, Cce2-co: Cénomanién supérieur- Coniacien, Cs-ca1: Santonien- Campanien inférieur, Cco: Coniacien, Ct-m: Turonien- Maastrichtien, Cca2-m1: Campanien supérieur- Maastrichtien inférieur, Cm2-P: Maastrichtien supérieur-Paléocène, Ey: Yprésien, El-p: Lutétien-Priabonien, O1: Oligocène inférieur, O2: Oligocène supérieur, Mb: Burdigalien, Ml-t: Langhien-Tortonien, M-Pl: Mio-pliocène, Q: Quaternaire.

Fig.5.4. Coupes géologiques (C4-C6) de Djebel Mdeker (d-f) et ses voisinages.

Fig.5.5. Fentes de tension et tectoglyphes montre le jeu des failles décrochantes dans les calcaires crétacés du Djebel Kef Ensoura.

Fig.5.6. Mesure microtectonique dans les séries Valanginiennes à Ghar Edhbâa (site1).

Fig.5.7. Site microtectonique dans les séries valanginiennes à Ghar Edhbâa (site22, 27).

Fig.5.8. Mesure microtectonique dans les séries de l'Hauterivien-Barrémien à Kef Ensoura (site2).

Fig.5.9. Aptien condensé riches en faunes.

Fig.5.10. Mesure microtectonique dans les séries aptiennes à Djebel Garci (site21).

Fig.5.11. Failles normales qui affectent les séries Crétacé inférieur et l'Aptien condensé dans la Côte 323

Fig.5.12. Aptien condensé dans la Côte323 (1. Albien-Cénomanién, 2. Aptien supérieur, 3. Aptien Condensé, 4. Barrémien sommital, 5. Barrémien supérieur).

Fig.5.13. Failles normales qui affectent les séries du Crétacé inférieur scellées par l'Albien et Aptien condensé à Kef Ensoura.

Fig.5.14. Aptien condensé à Kef Ensoura (1. Albien-Cénomanién, 3. Aptien Condensé, 4. Barrémien sommital, 5. Barrémien supérieur).

Fig.5.15. Microfailles inverses affectant la formation Bahloul à Kef Mehjoul.

Fig.5.16. Fentes de tensions prise en compression.

Fig.5.17. Mesure microtectonique dans les séries du Cénomanién à Ghar Edhbâa (site20).

Fig.5.18. Mesure microtectonique dans les séries abiodes à Djebel Kalb (site17).

Fig.5.19. Mesure microtectonique dans les séries abiodes de Djebel Ouker (site18).

Fig.5.20: Mesure microtectonique dans les calcaires abiodes à Djebel Kef Ensoura (site19, 24).

Fig.5.21. Failles décrochantes inverses dans les calcaires éocènes de Kef Ensoura.

Fig.5.22. Pic stylolitiques à Djebel Mdeker.

Fig.5.23. Fente de tension orientée WE se recoupe avec un microstylolite orienté N140° remplie de calcite dans Djebel Garci.

Fig.5.24. Mesure microtectonique dans la formation Mélaoui à Kef Ensoura (site23).

Fig.5.25. Faille inverse de direction subméridien dans la formation El Haria à DJEBEL Kef Enhal.

Fig.5.26. Grès de l'Oligocène (Fortuna) affectés par des failles de direction moyennes NE-SW

Fig.5.27. Mesure microtectonique dans les séries de l'Oligocène (site16, 25).

Fig.5.28. Mesure microtectonique dans les séries de l'Oligocène (site26).

Fig.5.29. Formation Aïn Grab affectée par des failles décrochantes de Djebel Chérachir

Fig.5.30. Mesure microtectonique dans les calcaires de la formation Aïn Grab dans les Djebel Chérachir et Tire (sites 14,15).

Fig.5.31. Mesure microtectonique effectuée sur les séries de la formation Aïn Grab à Saouaf et Djebel Ktatis (sites 10, 11).

Fig.5.32. Mesure microtectonique effectuée sur les séries de la formation Aïn Grab Djebel Bir (sites 12,13).

Fig.5.33. Mesure microtectonique effectuée sur les séries de la formation Aïn Grab Djebel Kef El Hadj (site 28).

Fig.5.34. Mesure microtectonique effectuée sur les séries de la formation Béglia à Ermila (sites 8, 9).

Fig.5.35. Mesure microtectonique effectuée sur les séries mio-pliocènes de Djebel Khéra (site3).

Fig.5.36. Mesure microtectonique effectuée sur les séries la formation Ségui à Hméra (site 4).

Fig.5.37. Failles décrochantes la formation Ségui dans le synclinal d'Abicha (site 5).

Fig.5.38. Mesure microtectonique effectuée sur les séries de la formation Ségui (sites 6, 7).

Fig.5.39: Rose diagramme montrant la direction des fractures mesurées sur des surfaces des formations: (a) M'Cherga (Valenginien), (b) Serdj (Aptien), (c) Abiod (Campanien-Maastrichtien), (d) Bou Dabbous (Ypresien), (e) Fortuna (Chatien-Aquitaniens), (f) Aïn Grab (Langhien), (g) Mahmoud (Serravelien) and (h) Beglia (Tortonien).

Fig.5.40. Abiod fracturé de Kef Enhal montrant un jeu tectonique polyphasée (a) et (b) surfaces montrant les divers directions de fracture (c) système montrant la compression du Miocène supérieur selon le système de Riedel avec R' de direction N100-120°dextre et R et P de direction N170-0° sénestre et Y le couloir de décrochement sénestre de direction NS et σ_1 orienté NW-SE (d) montrant la deuxième phase compressive orientée NNW-SSE du Pliocène avec R' de direction N00° à jeu sénestre, R et P de direction relative N100-120° dextre et Y l'axe de couloir de décrochement dextre de direction N110° et σ_1 NNW-SSE (e) représente les plans des failles sur le canevas de Schmidt (f) rose diagramme qui montre la direction moyenne des fractures et de la contrainte.

Fig. 6.1. Loi de conversion Temps-profondeur

Fig.7.1. Carte de localisation des profils sismiques onshore. L1-L4: Lignes sismiques, P: Puits pétroliers.

Fig.7.2. Profil sismique L1 de direction NW-SE

Fig.7.3. Profil sismique L2 de direction SSW-NNE

Fig.7.4. Profil sismique L3 de direction SSW- NNE

Fig.7.5. Profil sismique L4 de direction SSW-NNE

Fig.7.6. Carte isochrone au toit du Campanien Maastrichtien

Fig.7.7. Carte isochrone au toit du de l'Yprésien

Fig.7.8. Carte isochrone au toit de l'Oligocène

Fig.7.9. Carte isochrone au toit du Langhien

Fig.7.10. Modèle géodynamique de l'évolution du bassin de Sahel Campanien-Maastrichtien-Langhien.

Fig.7.11. Carte de localisation des puits pétroliers et des corrélations lithostratigraphiques

Fig.7.12. Corrélations lithostratigraphiques WE des puits pétrolier dans la plate-forme de Sahel et le golfe de Hammamet. P1-P6: Puits pétrolier, R1-R4: Réservoirs

Fig.7.13. Corrélations lithostratigraphiques NS des puits pétrolier dans la plate-forme de Sahel. Même notation que [Fig. 7.10](#).

Fig.7.14. Corrélations lithostratigraphiques WE des puits pétrolier dans la plate-forme de Sahel. Même notation que [Fig. 7.10](#).

Fig. 7.15. Carte de localisation des profils sismiques dans le golf de Hammamet.

P: Puits pétroliers, L7-L11: Lignes sismiques.

Fig.7.16. Profil sismique L5 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet. P3: Puits de calage, 1-8: horizons sismiques relatifs à, (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa

(Tortonien), (3) Souaf (Serravalien), (4) Aïn Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé).

Fig.7.17. Coupe géosismique du profil L5 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet.

Fig.7.18. Profil sismique L6 de direction NNE-SSW dans le golfe de Hammamet.

Fig.7.19. Profil sismique L7 de direction NNW-SSE dans le golfe de Hammamet.

Fig.7.20. Profil sismique L8 de direction NW-SE dans le golfe de Hammamet.

Fig.7.21. Ligne sismique L9 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons: (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa (Tortonien), (3) Saouaf (Serravalien), (4) Aïn Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé), P9: Puits de calage, TWT(s): Temps double en seconde. (b) Coupe géosismique interprétative.

Fig.7.22. Ligne sismique L10 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétative. Mêmes notations qu'en [Fig.7.21](#).

Fig.7.23. Ligne sismique L11 de direction NE-SW. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétative, P15: Puits de calage. Mêmes notations qu'en [Fig.7.21](#).

Fig.7.24. Carte isochrone au toit du Langhien dans le golfe de Hammamet (F: faille, H: horst et structures plissées, G: graben et blocs affaissés, P: Puits, L: Lignes sismiques).

Fig.7.25. Carte isochrone au toit du Messinien dans le golfe de Hammamet. Mêmes notations qu'en [Fig.7.24](#).

Fig.7.26. Carte en isobathe au toit de l'horizon Aïn Grab (Langhien). Mêmes notations qu'en [Fig.7.24](#).

Fig.7.27. Carte en isobathe au toit de l'horizon Oued Belkhédim (Messinien).

Mêmes notations qu'en [Fig.7.24](#).

Fig.7.28. Carte isopaque Messinien-Langhien du golfe de Hammamet.

Fig.7.29. Carte de localisation géographique des puits et des corrélations lithostratigraphiques: grabens de: (1) Bou Fichta, (2) Cosmos, (3) Kuriates, (4) Halk El Menzel, (5) Pantelleria, (6) Tazoghane, HEM: Plateforme Helk El Menzel. Le trait pointillé en rouge représente la corrélation NS et en noir la corrélation EW.

Fig.7.30. Corrélation lithostratigraphique NS entre les puits P1-P6, P9, P11 et P15. Réservoirs R1-R5: R1(Abiody), R2 (Bou Dabbous), R3 (Fortuna-Ketatna), R4 (Aïn Grab), R5 (Birsasouaf-Somâa).

Fig.7.31. Corrélations lithostratigraphiques EW entre les puits P8-P14. Même notation qu'en [Fig.7.30](#).

Fig.8.1. Modèle géodynamique de l'évolution des séries du Crétacé au Mio-Pliocène dans le golfe de Hammamet.

Fig.8.2. Modèle géologique simplifié de l'état actuel du Sahel tunisien et du golfe de Hammamet.

Liste des tableaux

Tableau 2.1. Vitesses de déplacement mesurées par GPS dans différentes localités de la mer Méditerranée.

Tableau 5.1. Valeur propre des axes (P, T et B) des contraintes respectives σ_1 , σ_2 et σ_3 . R: rapport des valeurs propres $(\sigma_3-\sigma_2)/(\sigma_1-\sigma_3)$, n: nombre de mesures par site (1-28), C: constriction, F: aplatissement, PS: déformation plane.

Tableau 6.1. Acquisition et traitement des données sismiques

Tableau 6.2. Calage au puits 4

Tableau 6.3. Calage au puits 5

Tableau 6.4. Calage au puits 6

Tableau 6.5. Calage au puits 7

Tableau 6.6. Calage au puits 9

Tableau 6.7. Calage au puits 11

Tableau 6.8. Calage au puits 12

Tableau 8.1. Tableau récapitulatif des roches réservoirs/pièges et champs pétroliers dans le Sahel et le golfe de Hammamet.

Annexe 1



Sur les réservoirs potentiels crétacés-miocènes en offshore du golfe de Hammamet par sismique et corrélations lithostratigraphiques

Imed Hezzi^{1,2,*}, Tahar Aïfa¹ and Mohamed Ghanmi²

¹ Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes 1, Bat.15, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France

² Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Tunis El Manar, 2092 El Manar II, Tunis, Tunisia

Received: 21 February 2014

Accepted after revision: 24 March 2014

Published online: 24 March 2014

Résumé : L'interprétation des profils sismiques, des cartes isobathes et des corrélations lithostratigraphiques des puits pétroliers dans le golfe de Hammamet montrent des lacunes d'érosion ou de non dépôt fréquentes, des discontinuités, des variations latérales d'épaisseur et de faciès, des biseaux et des discordances des séries sédimentaires du Crétacé au Miocène. Le golfe de Hammamet correspond à une plateforme dominée par des zones hautes sous forme de plis et de blocs basculés qui sont induites par une tectonique polyphasée crétacé-miocène et plio-quadernaire. Celle-ci a engendré des mouvements d'instabilité du plancher sédimentaire par la réactivation d'anciennes discontinuités, pouvant être enracinées dans le socle. Les phases compressives NW-SE associées à cette tectonique, d'âge Maastrichtien-Danien, Yprésien-Priabonien (phase alpine), se caractérisent par des structures plissées et l'inversion d'anciennes failles normales. Elles ont créé d'importants espaces disponibles pour faciliter la sédimentation des séries miocènes. Les dernières phases transpressives NW-SE au Tortonien (phase atlasique) et au Plio-Quaternaire ont aussi engendré des structures plissées à axes NE-SW et des inversions de bassins. Ces phases alpine et atlasique s'amortissent vers l'Est lors de la transition onshore-offshore et leur ampleur augmente vers l'Ouest et le Nord-Ouest où l'on observe des zones fortement faillées et plissées, alors que vers l'Est, les zones sont faillées et structurées en horsts et en grabens. Tandis que les phases transtensives NE-SW se sont produites surtout au Serravallien supérieur-Tortonien inférieur et Messinien-Gélasien en créant des bassins en pull-apart. Pendant ces périodes transtensives se sont développés des bassins subsidents en grabens, demi-grabens, et des blocs basculés donnant lieu à des émergences de paléostructures. La variation latérale et l'alternance en profondeur et en faciès des séries peuvent contribuer à la formation de réservoirs carbonatés et siliciclastiques pour l'accumulation des hydrocarbures. Les pièges, observés sur les lignes sismiques interprétées, se forment au contact des failles ou en biseau par discordance ou hiatus soit par l'intercalation de sédiments poreux et perméables sous contrôle de l'eustatisme, la tectonique et/ou la sédimentation. Les contraintes mises en jeu ont créé un système de fractures et ont ainsi contribué à augmenter l'interconnexion entre pores/fractures dans les réservoirs. Elles ont permis la migration des hydrocarbures de la roche mère (Serdj, Bou Dabbous-El Gueria) vers les réservoirs et ont amélioré ainsi leur qualité, en particulier dans les formations Fahdène/Aleg, Bahloul, Abiod, Bou Dabbous, Fortuna/Ketatna, Aïn Grab, Birsa, Saouaf.

Mots clés: Golfe de Hammamet, Crétacé-Miocène, transpression, sismique, inversion, réservoir.

On the Cretaceous-Miocene potential reservoirs offshore the gulf of Hammamet using seismics and lithostratigraphic correlations

Abstract: The interpretation of the seismic profiles, the isobath maps and the lithostratigraphic correlations of the oil wells in the gulf of Hammamet show gaps of frequent erosion or non-deposit, discontinuities, lateral and thickness variations of facies, bevels and unconformities of the Cretaceous-Miocene sedimentary sequences. The gulf of Hammamet corresponds to a platform dominated by highs in the shape of folds and of blocks titled induced by polyphased Cretaceous-Quaternary tectonics. This one generated instability movements of the sedimentary floor by the reactivation of old faults, probably rooted in the basement. Compressive phases NW-SE associated with this tectonics, Maastrichtian-Danian, Ypresian-Priabonian in age (Alpine phase), are characterized by folded structures and inversion of old normal faults. They created important spaces available to facilitate the sedimentation of the Miocene series. The last transpressional phases NW-SE during the Tortonian (Atlassic phase) and the Plio-Quaternary also generated folded structures along with NE-SW axes and inversions of basins. These Alpine and Atlassic phases depreciate towards the East at the onshore-offshore transition and their intensity increases westwards and northwestwards where strongly faulted and folded zones are observed, whereas eastwards, the faulted zones are structured in horsts and grabens. While the NE-SW transtensional phases occurred especially during the Upper

* Corresponding author: hezzimed@yahoo.fr

Serravallian-Lower Tortonian and Messinian-Gelasian, creating pull-apart basins. For these periods subsident basins developed in grabens, half-grabens, and tilted blocks causing emergences of paleostructures. Alternation of the series may contribute to the formation of carbonated and siliciclastic reservoirs for the accumulation of hydrocarbons. The traps, observed on the interpreted seismic lines, are formed in contact with faults or in bevel by unconformity or hiatus either through intercalation of porous and permeable sediments under control of the eustatism, tectonics and/or sedimentation. The concerned stress regime created a system of fractures and thus contributed to increase the interconnection between pores/fractures in the reservoirs. They allowed the migration of hydrocarbons from the bed rock (Serdj, Bou Dabbous-El Gueria) towards the reservoirs and thus the increase of their quality, especially in the Fahdene/Aleg, Bahloul, Abiod, Bou Dabbous, Fortuna/Ketatna, Ain Grab, Birsas, and Saouaf formations.

Keywords: Gulf of Hammamet, Cretaceous-Miocene, transpression, seismics, inversion, reservoir.

1. Introduction

Les différents éléments structuraux de la chaîne atlasique nord africaine résultent d'une évolution géodynamique qui a commencé par une tectonique distensive à la fin du Paléozoïque et pendant le Mésozoïque, contrôlée par l'ouverture de la Téthys. Cette ouverture se fait selon un régime tectonique transtensif sénestre (Dercourt et al., 1985; Soyer et Tricart, 1987; Piqué et al., 1998; Laville et al., 2004). Cette évolution géodynamique est ensuite contrôlée par la convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne qui a débuté au Crétacé supérieur (Le Pichon et al., 1988; Dewey et al., 1989; Roest et Srivastava, 1991; Stampfli et al., 1991; Dercourt et al., 1986; Mauffret et al., 2004) et a persisté de façon continue au cours du Tertiaire et du Quaternaire (Blanpied, 1978; Khomsi et al., 2004; Zouari et al., 1999). La déformation des zones internes de la chaîne atlasique semble débuter à l'Eocène supérieur et se développer au cours de l'Oligocène. A la fin de l'Oligocène, les bassins orientés NNE-SSW se sont mis en place (Casula et al., 2001) et leur évolution s'est accentuée par la dérive du bloc corso-sarde. Notons que la phase principale de l'orogénèse pyrénéenne en Europe de l'Ouest a eu lieu entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène supérieur (55-25 Ma) (Vergés et al., 1995; Meigs et al., 1996). Au Miocène inférieur (Langhien), la plaque océanique en subduction s'enfonce complètement dans l'asthénosphère entraînant la collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec la Plaque Africaine (Tricart et al., 1994; Dominique et al., 2000; Mascle et al., 2001; Carminati et Doglioni, 2004). Au Nord de la marge tunisienne, à la même période, la collision a eu lieu entre le bloc Sarde et le bloc Galite (Tricart et al., 1994; Catalano et al., 2000). Les principales phases de déformation ont eu lieu au cours de Crétacé supérieur-Miocène (Castany, 1956; Tlig et al., 1991). Ainsi la première phase de plissement est dite alpine d'âge fini-éocène qui a engendré des structures plissées et des paléo-hauts. La deuxième qui a débuté au Miocène supérieur, dite phase atlasique (Zargouni, 1985; Tlig et al., 1991), a repris et amplifié le plissement des séries épaisses. D'anciennes failles normales EW à N120° sont réactivées en failles décrochantes dextres inverses et en failles inverses NE-SW sous le contrôle d'une troisième phase compressive d'âge plio-quatenaire (Boujemaoui, 1994; Mridekh, 1994; Mzali et Zouari, 2006). En Tunisie nord orientale, Les plis NE-SW sont souvent accompagnés par des failles inverses de même direction

(Buroillet, 1991; Saadi, 1997; Zouari, 1992; Aïssaoui et Ben Gacha, 1992; Melki et al., 2010). Des épisodes de relaxation des contraintes tectoniques se sont produits à l'Oligo-Aquitainien (Vernet, 1981; Saadi, 1997) et au Langhien-Serravallien (Saadi, 1997; Yaïch, 1997; Boujemaoui, 2000). Ils ont induit la formation de bassins en horsts et grabens de direction orthogonale à la direction NW-SE des plis et des failles normales et des blocs basculés (Boujemaoui, 2000; Hadj Sassi et al., 2006). Ce qui a favorisé le dépôt d'épaisses séries sédimentaires surtout d'âge miocène. La variation lithologique de ces dépôts sédimentaires semble prendre place sur une plateforme carbonatée. Les structures plissées, faillées et basculées en horst et graben dans le golfe de Hammamet montrent donc une histoire tectonique complexe (Buroillet, 1991; Messaoudi et Hamouda, 1994), influencée par la convergence des plaques africaine et européenne (Chihi et Philip, 1999; Patriat et al., 2003). Les failles et les grabens de direction NS et EW délimitent la plateforme carbonée de Halk El Menzel (Bédir, 1996; Sebeï et al., 2007). Dans ce travail, on utilisera les données de sismique réflexion ainsi que les données de puits pour (i) analyser et déterminer les différentes phases tectoniques qui ont été à l'origine de la configuration actuelle des bassins du golfe de Hammamet et leurs effets sur l'inversion des bassins (ii) proposer un modèle d'évolution géodynamique relatif aux bassins offshore et leur implication pétrolière.

2. Cadre géologique et structural

La Tunisie est située dans la partie nord de l'Afrique du Nord. Elle est limitée à l'Ouest par l'Algérie, au Sud-Est par la Libye et au Nord et à l'Est par la mer Méditerranée. Le domaine d'étude se situe en offshore, dans la partie nord-orientale de la chaîne atlasique. C'est une zone complexe où apparaissent des chevauchements, des grabens et des plissements qui a subi des événements de grande ampleur depuis le Crétacé (Buroillet, 1991; Ben Brahim et al., 2013). Les événements tectoniques les plus tardifs, du Miocène terminal et du Plio-Quaternaire ont conféré au golfe de Hammamet sa morphologie actuelle en grabens, demi-grabens. Le golfe de Hammamet (35°50' -36°30'N ; 10°30'-11°40'E) est limité à l'Ouest par le Sahel de Sousse, au Nord par la péninsule du Cap Bon, au Sud par l'île de Kuriate et le môle des Kerkennah en mer pélagienne et à l'Est par l'escarpement de Malte (Fig. 1). Il fait partie de la mer

pélagienne où se développe un système de rift de Pantelleria-Malta-Linosa orienté NW-SE (Torelli et al., 1995; Catalano et al., 1996; Tavernelli et al., 2004). Il est formé d'Ouest en Est par des structures plissées et basculées complexes et les grabens (i) NS d'Enfidha-Grombalia et Halk El Menzel (Messaoudi et Hamouda, 1994; Bédir et al., 1992; Bédir et al., 1994; Bédir, 1995; Bédir et al., 1996; Mzali et Zouari, 2006, 2012), (ii) EW de Cosmos-Kuriates (Burolet, 1991; Messaoudi et Hamouda, 1994). Les failles contrôlant ces grabens, orientées NS et EW et à l'origine des blocs basculés et des plissements (Haller, 1983; Messaoudi et Hamouda, 1994), ont donné la configuration structurale actuelle au golfe de Hammamet. Le golfe de Hammamet se caractérise par des jeux de failles inverses et normales et

une subsidence très importante surtout au Miocène (Ellouze, 1984; Burolet, 1991; Patriat et al., 2003). Un réseau de failles relie le golfe de Hammamet à la zone des fossés siculo-tunisiens. L'ensemble de ces fossés délimite une plateforme peu tectonisée dite de Halk El Menzel. Les structures en horsts et grabens ante-oligocènes ont accueilli et contrôlé une forte subsidence des séries suite à la réactivation des anciennes failles au cours du Néogène. L'approfondissement des séries sédimentaires est liée à trois cas de figures de subsidence: (i) tectonique active syn-dépôt, (ii) héritage d'un paléoenvironnement profond en pente ou encore (iii) charge différentielle sous le poids des sédiments (Burchette et Wright, 1992; Sebei et al., 2007).

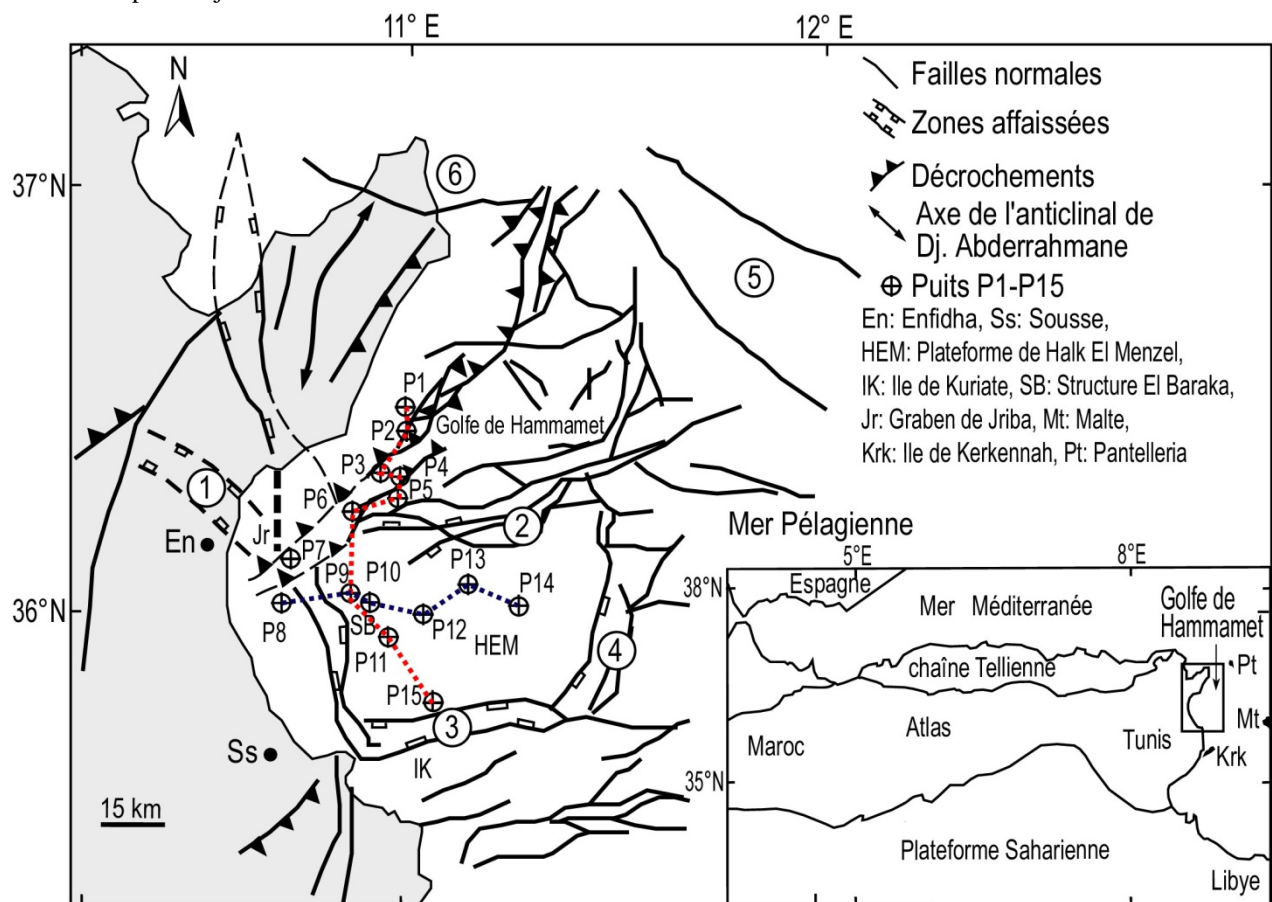


Fig. 1: Carte de localisation géographique de la zone d'étude. Zones affaissées de : (1) Bou Fichta, (2) Cosmos, (3) Kuriates, (4) Halk El Menzel, (5) Pantelleria, (6) Tazoghane, HEM : Plateforme Halk El Menzel. Le trait pointillé en rouge représente la corrélation NS et en noir la corrélation EW. Geographical location of the study area. Trough of: (1) Bou Fichta, (2) Cosmos, (3) Kuriates, (4) Halk El Menzel, (5) Pantelleria, (6) Tazoghane, HEM: Halk El Menzel Platform. The Red and black dots represent NS and EW correlations.

3. Lithostratigraphie

Les unités lithostratigraphiques traversées par les puits pétroliers dans le golfe de Hammamet comprennent les formations suivantes : (1) M'Cherga, d'âge Berriasien-Barrémien, est formée par des marnes qui renferment des bancs de calcaires d'épaisseur moyenne pouvant atteindre plus de 300 m. Cette formation est formée par l'alternance d'argiles vertes, de marnes, de grès et de quartzites (Bolze, 1954). (2) Serdj, d'âge aptien, est

constituée par une couche de calcaire sombre, ou par une alternance de calcaires organodétritiques d'argiles et de grès. Cette formation peut atteindre plus de 150 m d'épaisseur (Bolze, 1954). (3) Fahdène, d'âge albién-cénomanién, est formée par des marnes gris foncé, d'argiles et de calcaires noduleux ou en plaquettes. (4) Aleg d'âge turonien-campanien inférieur, est constituée par l'alternance de calcaires blanchâtres et de marnes. Les formations Kef, Douleb et Bireno constituent des

équivalents latéraux. (5) Abiod, d'âge campanien supérieur-maastrichtien inférieur, composée de calcaires blancs à gris, crayeux et souvent fracturés d'épaisseur moyenne de 200 m (Burolet, 1956). (6) El Haria, d'âge maastrichtien supérieur-paléocène, consiste en une série d'argiles et marnes tendres à intercalations calcaires riches en faunes planctoniques et localement de lits de phosphates et de glauconie dans la partie supérieure. Son épaisseur moyenne varie de 800 m dans les bassins à 30 m dans les zones hautes et joue le rôle de couverture pour les réservoirs carbonatés Abiod (Cushman, 1925; Saadi, 1997). (7) Bou Dabbous, d'âge Eocène inférieur, correspond à une série de calcaires fortement fracturés, d'épaisseur moyenne de 100 m à faune benthique, de quartz et de glauconie (Bishop, 1988; Saadi, 1997). Cette formation admet des intercalations de minces lits de marnes. (8) Souar, d'âge éocène moyen à supérieur, comporte des marnes grises, des argiles jouant le rôle de couverture pour le réservoir Bou Dabbous et des calcaires bioclastiques à faune benthique d'épaisseur moyenne de 250 m (Burolet, 1956; Bonnefous et Bismuth, 1982; Ben Ismaïl, 2000; Ben Ferjani et al., 1990). Cette formation passe latéralement à la plateforme carbonatée de Halk El Menzel, riche en débris de foraminifères. (9) Fortuna, d'âge oligocène-miocène inférieur, se caractérise par des dépôts siliciclastiques, formés d'argiles, de grès et de silts (Hooyberghs, 1995). Au sommet on note des dépôts supra-tidaux de grès moyen à grossier rougeâtre avec quelques intercalations argileuses. Vers l'Est, cette formation passe progressivement en carbonates (formation Ketatna) de plateforme pélagienne Bismuth, 1984). Elle consiste en une série calcaire à bryozoaires, algues, mollusques et nummulites et passe latéralement à une série épaisse de marnes à microfaune planctonique et à intercalations de calcaires argileux en mer. Il s'agit de la formation Salambô (Fournié, 1978). Les grès peuvent jouer le rôle de réservoir à couverture de lentilles argileuses, d'épaisseur moyenne de 100 m mais pouvant aller jusqu'à 500 m dans les bassins. (10) Aïn Grab, d'âge langhien inférieur, contient des barres de calcaires fossilifères compactes (Hooyberghs, 1973, 1994; Ben Ismaïl, 1981; Ben Ayed, 1986; Yaïch, 1997). Cette formation varie en épaisseur et en faciès d'une région à une autre. Sa base est ravinante, transgressive comme indiqué par des niveaux conglomératiques de base. (11) Mahmoud, d'âge Langhien supérieur, est constituée d'argiles verdâtres, gris, tendres, silteux avec de minces niveaux gréseux, d'épaisseur composée d'argile et de grès et comprenant les formations de (a) Birsa, composée de grès fin à moyen avec des intercalations d'argiles, (b) Beglia, représentée par des alternances d'argiles grises à vertes renfermant des grains de glauconie et de pyrite avec des niveaux minces de grès fins, blancs mal classés, témoignant d'une sédimentation cyclique dans un milieu marin moyenne de 150 m (Blow, 1969; Hooyberghs, 1977; Ben Ismaïl, 1981). C'est une bonne couverture pour les séries sous-jacentes. (12) groupe de formations nommé Oum Douil correspondant à une entité

composée d'argile et de grès et comprenant les formations de (a) Birsa, composée de grès fin à moyen avec des intercalations d'argiles, (b) Beglia, représentée par des alternances d'argiles grises à vertes renfermant des grains de glauconie et de pyrite avec des niveaux minces de grès fins, blancs mal classés, témoignant d'une sédimentation cyclique dans un milieu marin (Burolet, 1956). Les niveaux gréseux sont de l'ordre de 10 à 15 m d'épaisseur, attribués à des barres de front de delta ou de chenaux deltaïques qui constituent un réservoir ouvert par les argiles intra-formationnelles. Au Nord, la base de la formation Béglia passe progressivement à la formation Birsa. (c) Saouaf, qui consiste en des argiles tendres, plastiques, silto-sableux à intercalations de grès fins d'épaisseur moyenne de 300 m (Biely et al., 1972). (13) Somâa, d'âge tortonien supérieur-messinien inférieur, d'épaisseur moyenne de 350 m, formée principalement par des grès, des sables fins, jaunes moyens à grossiers, à intercalation argileuse tendre et plastique (Colleuil, 1976). (14) Melquart, d'âge Messinien, à faciès carbonaté de plateforme interne, devient de type restreint argilo-évaporitique et carbonaté correspondant à la formation Oued Belkhédim et d'épaisseur moyenne de 100 m (Bismuth, 1984; Tayech, 1984). (15) Raf-Raf, d'âge pliocène, constituée par des argiles vertes et tendres discordantes sur le Messinien et surmontée par la formation Porto-Farina qui correspond à une unité gréseuse riche en fossiles.

4. Méthodologie et données

Le chargement et l'interprétation des données sismiques ont été réalisés par le logiciel d'interprétation géophysique Charisma et le CPS3 pour cartographier les horizons pointés. Les données de puits sont généralement sous forme de log lithostratigraphique qui servent à des corrélations. Elles ont facilité l'approche pour cette étude, la compréhension et la reconstitution spatio-temporelle de l'évolution structurale du bassin du golfe de Hammamet ainsi que la formation des pièges à hydrocarbures et enfin l'établissement d'un modèle d'évolution géodynamique.

4.1 Données de puits

On dispose d'une quinzaine de puits pétroliers qui ont été forés par diverses compagnies pétrolières. Le découpage lithostratigraphique au niveau des puits est contrôlé par les données diagaphiques (sonic, gamma ray, résistivité, etc.) à l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP). Les puits pétroliers disponibles se répartissent sur tout le secteur d'étude et nous renseignent sur la variation en profondeur, en épaisseur et latérale des faciès. Les logs lithostratigraphiques ont été utilisés et ont servi pour les éventuelles corrélations.

4.2 Données sismiques

Les divers profils sismiques de l'Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP) que nous avons utilisés, ont été réalisés par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, France) au travers des campagnes sismiques TWT92, EN96 et EN98 dans le golfe de

Hammamet (Fig. 2). Les lignes sismiques sont situées sous une tranche d'eau qui varie de 50 à 90 m. Elles sont calées avec des forages pétroliers les plus proches ou à partir de l'intersection avec d'autres profils. L'interprétation des profils consistent tout d'abord à suivre latéralement chaque horizon. Huit horizons sismiques ont été interprétés aux toits de : (1) Oued Belkhédim, (2) Somâa, (3) Saouaf, (4) Aïn Grab, (5) Fortuna, (6) Bou Dabbous, (7) El Haria et (8) Abiod. Les profils sismiques présentés ont été choisis parce qu'ils reflètent une image très claire des structures en subsurface. Ils coupent ou sont presque orthogonaux aux différentes structures qui les traversent. Après l'interprétation des profils sismiques, une opération de cartographie isobathe aux toits des horizons (i) Aïn Grab (ii) Oued Belkhédim a été effectuée.

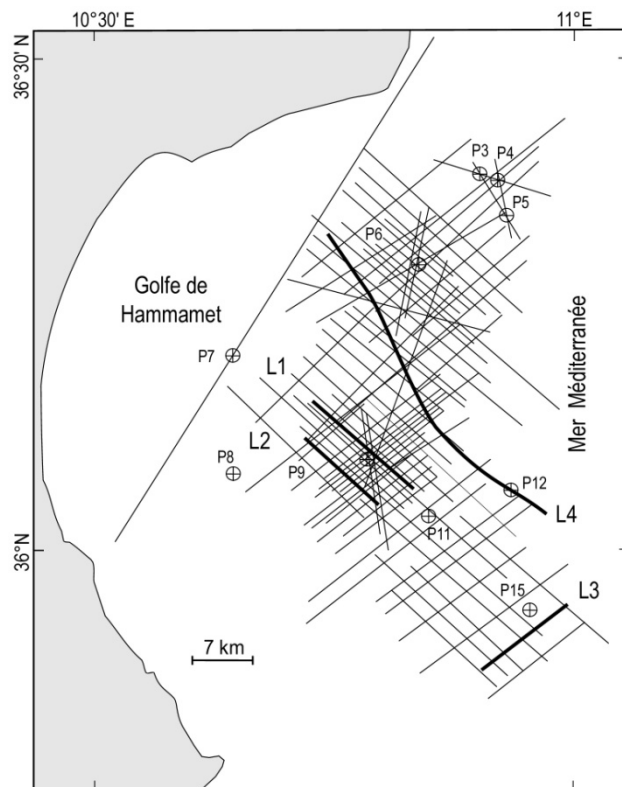


Fig. 2: Localisation des profils sismiques offshore. L1-L4: profils sismiques présentés, P1-P15: Puits pétroliers. Location of the offshore seismic lines. L1-L4: seismic lines presented, P1-P15: oil wells.

5. Analyse des données

5.1 Données de puits

Le bassin du golfe de Hammamet se caractérise par une variation lithologique très remarquable, en épaisseur et en profondeur, d'une zone à une autre. Elle est généralement liée au milieu du dépôt et sous contrôle tectonique et sédimentaire lors de la subsidence.

La corrélation de direction moyenne NS entre les puits pétroliers dans le golfe de Hammamet montre des variations d'épaisseur, des discordances et des lacunes sédimentaires, en allant du Nord vers le Sud (Fig. 3). Les séries carbonatées ne sont pas traversées par tous les puits pétroliers. La formation Abiod apparaît vers le Nord au niveau des puits et disparaît dans d'autres endroits ; on

pensait alors que les puits n'ont pas traversé ces séries qui présentent des variations d'épaisseurs. Cette dernière est surmontée par la formation El Haria. Elle présente d'épaisses séries argilo-gréseuses à intercalations de bancs de calcaires vers le Nord qui s'amincissent au centre au niveau du puits P6. Elle montre aussi de nouveau un épaissement au niveau du puits P9 et un amincissement vers le Sud à l'aplomb du P15. On pensait donc qu'au cours du Paléocène le milieu de dépôt était relativement profond vers le Nord (dans les puits P2-P6) où se sont déposées d'épaisses séries de la formation El Haria et une zone haute au centre (puits P6). Elles s'approfondissent à nouveau au voisinage du puits P9 en créant un espace de dépôt sédimentaire et se retrouve à plus faible profondeur au voisinage du puits P15. On pensait donc à une architecture tectonique en horsts et grabens qui domine le golfe de Hammamet du Nord vers le Sud. Cette sédimentation est contrôlée par des failles normales héritées depuis le Crétacé où se sont accumulés d'épais dépôts dans les parties affaissées. Les calcaires de la formation Bou Dabbous et les séries argilo-gréseux de la formation Souar n'apparaissent qu'au niveau des puits P2-P3. La formation Fortuna apparaît dans les puits mais avec une variation en épaisseur et en profondeur. Elle est moins épaisse au Nord dans les puits P1-P2 et devient plus épaisse à l'aplomb des puits P3-P6 et P15, alors que la formation Ketatna n'apparaît qu'au niveau des puits P15 avec une légère diminution de son épaisseur dans les puits P15. La formation Fortuna et son équivalent latéral Ketatna se déposent en discordance sur la formation El Haria. Les séries éocènes sont absentes à partir du puits P3 au puits P15, peut être suite à une lacune sédimentaire ou leurs expositions à l'érosion suite à une compression. La variation des épaisseurs des séries paléocènes et oligocènes témoigne de l'inversion tectonique. Cette inversion a eu lieu lors de la compression éocène NW-SE. Cette compression se poursuit jusqu'à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Khomsi et al., 2004, 2006). Les séries de la formation Messioua et son équivalent Oued Hammam d'âge burdigalien sont absentes partout dans le golfe de Hammamet. Alors que la formation Aïn Grab apparaît dans tous les puits avec une épaisseur moyenne de moins de 20 m. Ces séries carbonatées se sont déposées en discordance sur la formation Fortuna dans toute la zone et ont pénéplané tout le secteur. Les séries du Miocène moyen-supérieur (Mahmoud, Birsâ, Saouaf, Somâa) montrent un épaissement très remarquable surtout dans la partie NW. Les formations argileuses de Mahmoud et Birsâ n'apparaissent qu'au Nord dans les puits P1-P5 et s'approfondissent au niveau du puits P5. Les séries des formations Saouaf et Somâa existent dans tout le secteur d'étude car elles ont été traversées par tous les puits pétroliers. Ainsi, au voisinage des puits P1-P2, les séries sont moins profondes et moins épaisses, mais s'approfondissent à l'aplomb des puits P3-P6. On remarque à chaque fois que l'épaisseur de la formation Saouaf est plus importante, Somâa diminue relativement en épaisseur et en profondeur. Au niveau du puits P2 la formation Birsâ est plus épaisse alors que la formation Saouaf l'est moins. Leurs épaisseurs s'inversent alors qu'elles s'approfondissent au niveau des puits P3-P6. Les séries miocènes qui peuvent atteindre

plus de 3000 m d'épaisseur sont contrôlées par des failles et paléo-structures en horsts, grabens hérités et des blocs basculés depuis l'Oligocène. On constate donc une inversion tectonique dans le golfe de Hammamet au cours du Miocène. D'épaisses séries plio-quadernaires (Raf-

Raf) se sont déposées en discordance sur les calcaires messiniens de la formation Oued Bel Khédim. Cette discordance est relative à la compression NW-SE qui a initié la formation de plis et la reprise d'anciennes failles et structures (Alyahyaoui et Zouari, 2013).

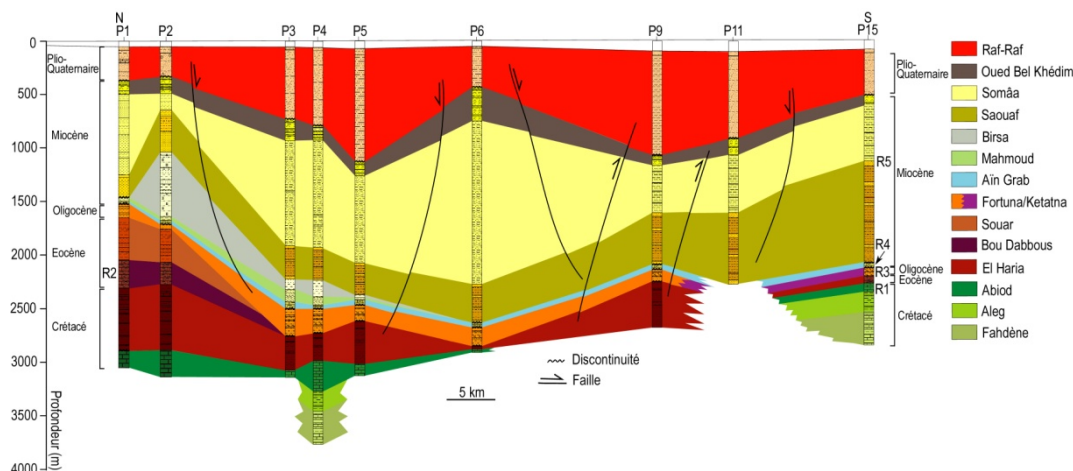


Fig. 3: Corrélation lithostratigraphique NS entre les puits P1-P6, P9, P11 et P15. Réservoirs R1-R5: R1 (Abiod), R2 (Bou Dabbous), R3 (Fortuna-Ketatna), R4 (Aïn Grab), R5 (Birsâ-Saouaf-Somâa). NS lithostratigraphic correlation between wells P1-P6, P9, P11 and P15. Reservoirs R1-R5: R1 (Abiod), R2 (Bou Dabbous), R3 (Fortuna-Ketatna), R4 (Aïn Grab), R5 (Birsâ-Saouaf-Somâa).

La corrélation WE entre les puits pétroliers (Fig. 4) montre que la plateforme du golfe de Hammamet est constituée d'un faciès à dominance carbonatée du Crétacé supérieur-Eocène, Rupélien-Langhien inférieur et d'un faciès essentiellement argileux au Maastrichtien-Thaniien et Mio-Pliocène. Les séries du Crétacé au Miocène moyen ne sont pas atteintes à l'aplomb des puits P9-P11 et P13 (Figs. 3, 4) alors qu'elles ont été perforées dans les autres puits (P8, P12, P14). La formation El Haria, d'épaisseur faible au niveau du puits P8 et à une profondeur de ~1100 m, s'approfondit encore vers l'Est au voisinage des puits P9-P13. Les dépôts de cette formation, riches en foraminifères planctoniques, passant de 100 à 700 m d'épaisseur d'Ouest en Est, de marnes silteuses et bioclastiques vers l'Est. Ces dépôts reposent en discordance sur les calcaires de la formation Abiod. Il s'agit d'une lacune du Paléocène inférieur qui a été détectée dans les puits P12-P13. Deux discontinuités caractérisent la formation El Haria dont l'une, à la base, la met en contact avec les calcaires de la formation Abiod. Elle montre aussi une surface ferrugineuse au milieu qui prouve l'arrêt de la subsidence et les surfaces des séries déposées sont érodées. Il s'agit d'une discordance au sein de la formation El Haria. Ces discontinuités sont observées surtout en Tunisie centro-orientale (Burrollet, 1956; Ben Ferjani et al., 1990). Les calcaires pélagiques ou parfois des marnes et des calcaires argileux de la formation Bou Dabbous n'apparaissent pas dans tous les puits. Ces calcaires, riches en *Globigerina*, n'ont été traversés que par les puits P2-P3 au Nord et le puits P13 à l'Est de la plateforme du Halk El Menzel. On pense donc à des lacunes sédimentaires (calcaires yprésiens) d'Ouest en Est. La formation Souar, formée de marnes à intercalations calcaires, n'a été rencontrée qu'au niveau

des puits P2-P3 au Nord (Fig. 3). Dans le secteur d'étude ces faciès passent latéralement vers l'Est à des calcaires et des dolomies riches en foraminifères benthiques, en algues et en lamellibranches qui constituent la formation de Halk El Menzel (Bonnetous et Bismuth, 1982).

Le puits P14 a traversé la partie sommitale de la formation Halk El Menzel vers l'Est de la zone d'étude. Les dépôts siliciclastiques, généralement riches en quartz et en argiles gréseuses de la formation Fortuna, sont traversés par les puits P8 et P9 à l'Ouest. Ils montrent une variation latérale en épaisseur et en profondeur. Ils s'approfondissent et s'épaississent au puits P12 et disparaissent complètement au puits P14 (Fig. 4). Le faciès change latéralement vers l'Est, du golfe de Hammamet vers la mer pélagienne et devient soit argilo-silteux à rares bancs de calcaires de la formation Salambô (Fournié, 1978; Sebei, 2007) soit calcaires bioclastiques riches en algues et mollusques de la formation Ketatna (Bismuth, 1984). Ces carbonates sont localement recouverts par des grès de la formation Fortuna rencontrée dans le puits P9 à l'Ouest. Les calcaires bioclastiques riches en faunes benthiques et en échinoïdes de la formation Aïn Grab sont traversés pratiquement par tous les puits (Blondel, 1991; Yaïch, 1997) sauf les puits bioclastiques riches en faunes benthiques et en échinoïdes de la formation Aïn Grab sont traversés pratiquement par tous les puits (Blondel, 1991; Yaïch, 1997) sauf les puits P9, P12 et P14. Elles reposent donc en discordance sur les séries de la formation El Haria dans tout le secteur d'étude. Les formations Mahmoud à Somâa (Miocène moyen-supérieur) présentent des variations en épaisseur et en profondeur. La formation Mahmoud est bien développée à l'aplomb des puits P8 et P13 et s'amincit considérablement vers les puits P9 et P12 alors que les formations Saouaf et Somâa sont plus développées aux

P9, P12 et P14. Elles reposent donc en discordance sur les séries de la formation El Haria dans tout le secteur d'étude. Les formations Mahmoud à Somâa (Miocène moyen-supérieur) présentent des variations en épaisseur et en profondeur. La formation Mahmoud est bien développée à l'aplomb des puits P8 et P13 et s'amincit considérablement vers les puits P9 et P12 alors que les formations Saouaf et Somâa sont plus développées aux puits P11-P12. Ces variations en épaisseur et en

profondeur des séries lithostratigraphiques témoignent d'une inversion tectonique. Les séries miocènes sont bordées par deux discordances vers le toit et la base dans tout le secteur d'étude. Les séries détritiques de la formation Raf-Raf reposent en discordance sur les calcaires d'Oued Belkhédim. La phase compressive à la fin du Miocène est à l'origine des structures plissées et exposées à l'érosion sur lesquelles se sont déposées les séries de la formation Raf-Raf.

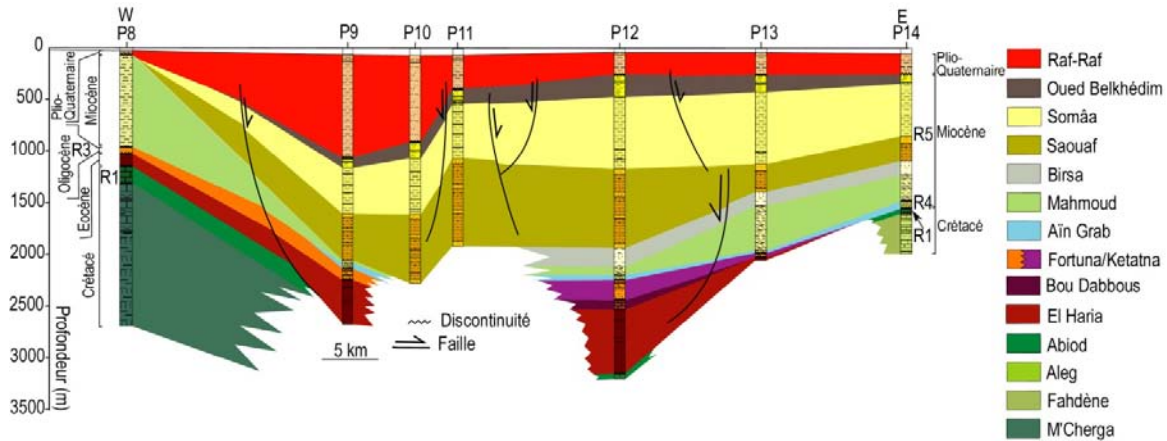


Fig. 4: Corrélation lithostratigraphique EW entre les puits P8-P14. Mêmes notations qu'en Fig.3. EW lithostratigraphic correlation between wells P8-P14. Same notations as in Fig.3.

5.2 Données sismiques

Le Profil L1, de direction NW-SE, s'étend sur 14 km (Fig. 2). La profondeur est exprimée en temps double (TWT en secondes) pour tous les profils sismiques. Il est situé au centre de la plateforme de Halk El Menzel et passe par les structures El Baraka (Fig. 5a). Le puits P9, à près de 500 m au SW de cette ligne sismique, a traversé toutes les séries éocènes à plio-quatennaires. Ce profil montre des structures plissées en deux pli-failles. Les failles F2-F3 ont affecté les toits de tous les horizons (1) Oued Belkhédim, (2) Somâa, (3) Saouaf, (4) Ain Grab, (5) Fortuna, (6) Bou Dabbous, (7) El Haria et (8) Abiod. On y observe d'épaisses séries sédimentaires surtout d'âge miocène et pliocène. Les séries du Campanien-Langhien montrent des variations latérales en épaisseur du NW vers le SE (Fig. 5b). Elles sont plus épaisses dans les parties NW et SE et s'amincissent au milieu de la coupe, délimitées par les deux failles F2 et F3. On note d'importantes variations d'épaisseurs qui sont remarquables surtout de part et d'autre des failles.

Le Profil L2, de direction NW-SE, qui est sub-parallèle au profil L1, s'étend sur 11 km de longueur (Fig.2). Les mêmes horizons qu'au profil L1 ont été pointés. Ce profil montre un pli-faille au milieu de la coupe avec un épaissement de la formation Saouaf dans le compartiment NW de la faille F2 (Fig. 6a). La formation Saouaf montre un épaissement dans la partie affaissée dans la partie NW des profils (L1 et L2) et s'amincissent vers le SE des mêmes profils de part et d'autre de la faille inverse F2. On peut déduire qu'au moment de dépôt de la formation Saouaf la faille F2 était à jeu normal. Cette faille a été prise en compression au Tortonien. Les séries des formations Raf-Raf et Saouaf sont inversement épaisses du SE au NW en raison de l'effet de cette faille inverse F2 (Fig. 6b). La variation d'épaisseur des formations Abiod-Ketatna de part et d'autre de cette faille normale est liée à son rejeu en inverse au cours des phases tectoniques crétacées à plio-quatennaires, prouvant ainsi l'inversion tectonique.

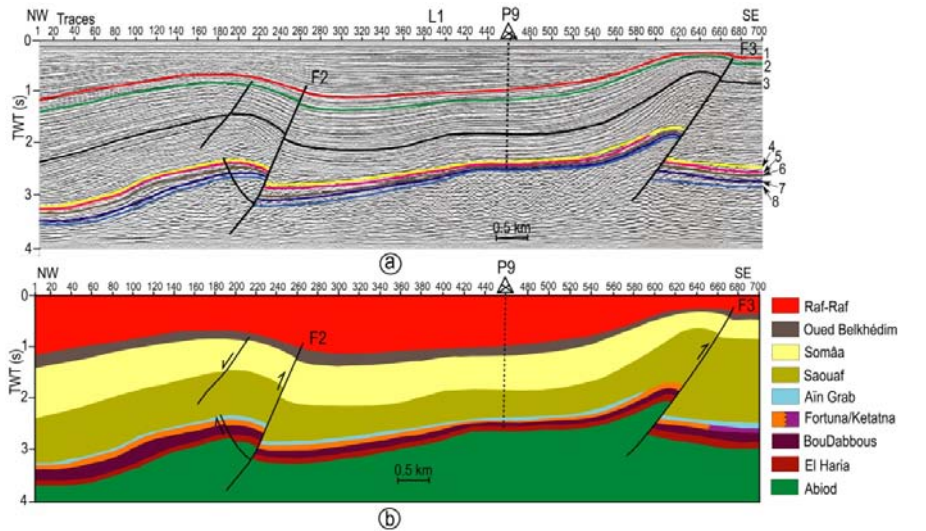


Fig. 5: Ligne sismique L1 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les toits des différents horizons: (1) Oued Belkhédim (Messinien), (2) Somâa (Tortonien), (3) Saouaf (Serravalien), (4) Ain Grab (Langhien inférieur), (5) Fortuna (Oligocène), (6) Bou Dabbous (Eocène), (7) El Haria (Paléocène), (8) Abiod (Crétacé), P9: Puits de calage, TWT(s): Temps double en seconde. (b) Coupe géosismique interprétée. Seismic line L1, NW-SE oriented. (a) Seismic line showing the various top of roof: (1) Oued Belkhédim (Messinian), (2) Somâa (Tortonian), (3) Saouaf (Serravalian), (4) Ain Grab (Early Langhian), (5) Fortuna (Oligocene), (6) Bou Dabbous (Eocene), (7) El Haria (Paleocene), (8) Abiod (Cretaceous), P9: Cross-cutting well, TWT(s): Two way time in second. (b) Geoseismic interpreted section.

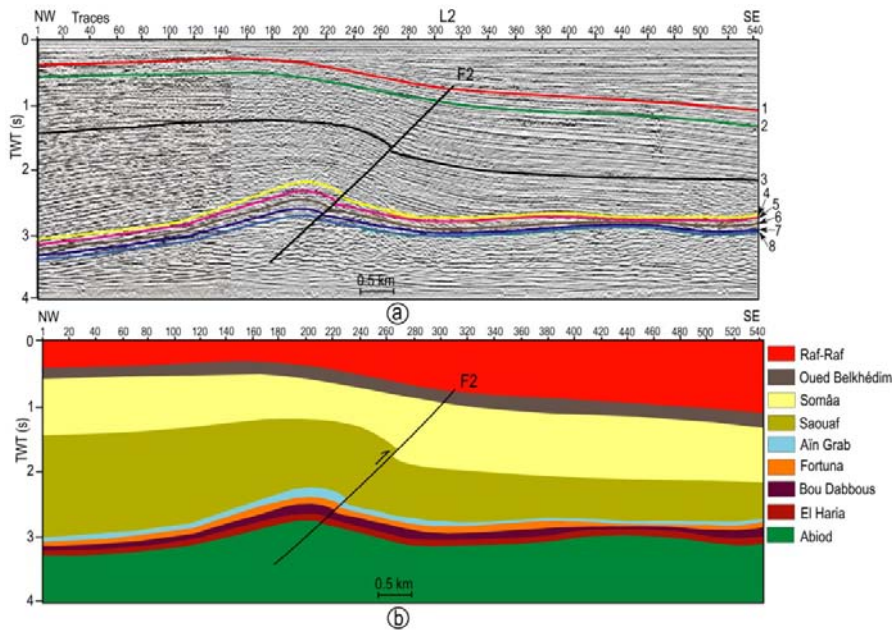


Fig. 6: Ligne sismique L2 de direction NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétée. Mêmes notations qu'en Fig. 5. Seismic line L2, NW-SE oriented. (a) Seismic line showing the various horizons, (b) Geoseismic interpreted section. Same notations as in Fig. 5.

Le Profil L3, de direction NE-SW s'étend sur 12 km de longueur (Fig.2). Il est situé dans le SE de la plateforme de Halk El Menzel. Des failles à composantes normales, à pendage souvent NE, affectent les formations Abiod à Raf-Raf sur ce profil (Fig. 7a). Elles induisent un épaississement et un approfondissement des séries miocènes dans la partie NE où elles sont plus épaisses (Fig. 7b). Sur ce profil, on peut remarquer des structures en horsts et en grabens, mais surtout des basculements de blocs bien développés et contrôlés par ce système de

failles normales depuis le Crétacé supérieur avec en particulier une structure en fleur négative dans la partie NE, où l'ondulation du toit d'Oued Belkhédim indique qu'il ya un plissement post-Oued Belkhédim qui est dû à une compression qui a pu réactiver les failles normales en inverses. Au centre du profil L3, une faille montre un jeu à composante normale nette qui n'affecte pas le toit d'Oued Belkhédim, il s'agit d'une faille syn-Saouaf qui a contrôlé la sédimentation. Par endroit ces failles ont contrôlé le dépôt des séries pliocènes. Certaines failles

sont néoformées au cours de la phase atlasique. Des lacunes de sédimentation des formations El Haria, Bou Dabbous et Fortuna peuvent être reconnues dans le secteur d'étude, et confirmées par des données lithostratigraphiques des puits pétroliers P3-P5 et P14.

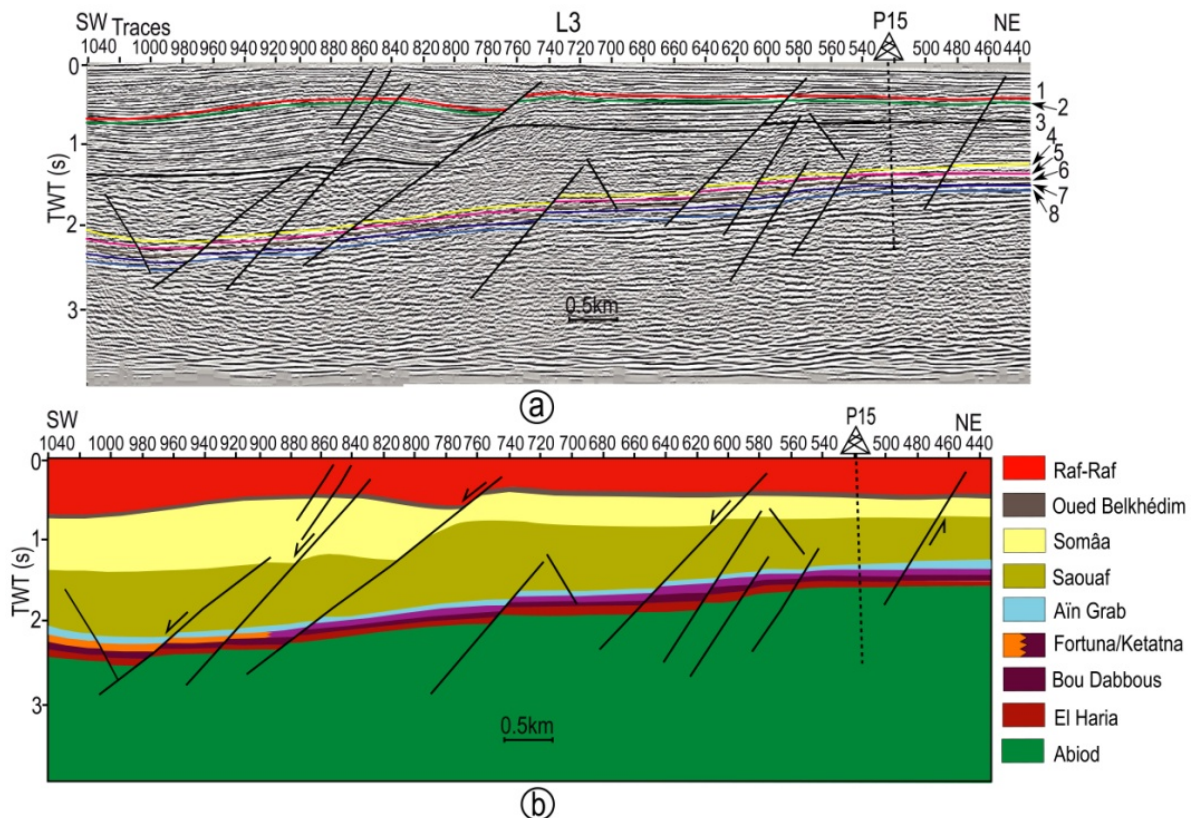


Fig. 7: Ligne sismique L3 de direction NE-SW. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétée, P15: Puits de calage. Mêmes notations qu'en Fig. 5. Seismic line L3, NE-SW oriented. (a) Seismic line showing the various horizons, (b) Geoseismic interpreted section, P15: Cross-cutting well. Same notations as in Fig. 5.

Le *Profil L4*, de direction NW-SE, traverse tout le golfe de Hammamet du NW vers le SE (Fig. 2). Il s'étend sur plus de 40 km et passe au Nord par la partie ouest du graben de Jriba, au centre de la plateforme de Halk El Menzel jusqu'au graben de Kuriate au SE (Fig. 8a). Les horizons pointés sur une portion de ce profil, de (1) à (8) d'âge crétacé à miocène, montrent que cette zone est affectée par de nombreuses failles à composantes normales et d'autres à composantes inverses respectivement de direction NW-SE et NE-SW qui ont engendré des structures en fleur, des plis, des blocs basculés, horsts et grabens (failles F1-F3 au centre de la coupe). Au centre du profil L4, les structures plissées sont affectées essentiellement par des failles normales (F1) et inverses (F2, F3), situées respectivement au NW et au centre. Les failles normales ont affecté les séries calcaires du Crétacé, de l'Eocène et les dépôts siliciclastiques de l'Oligocènes. Ces failles peuvent aussi atteindre les séries de la formation Somâa et Saouaf. Elles ont contrôlé l'épaississement de la formation Somâa que l'on observe aussi au niveau des Figs. 3, 4. On pense donc que le jeu à composante normale de ces failles a eu lieu au cours de la sédimentation de la formation Somâa. Dans la partie SE du profil L4, deux failles (F6 et au SE) à jeu normal et à

regard opposés ont affecté les séries Abiod, El Haria, Bou Dabbous et Fortuna et atteignent la formation Saouaf et Somâa. Ces deux failles délimitent une structure en graben et des blocs basculés par les failles situées entre F3 et F6. Les deux failles inverses F2 et F3 ont affecté toutes les séries jusqu'à la formation Raf-Raf. Les épaisseurs des séries de la formation El Haria, Bou Dabbous montrent de légères variations suite une instabilité tectonique (Fig. 8). La formation Somâa montre une diminution latérale très importante du NW vers le SE qui a été contrôlée par des failles à jeux normal. Ces failles normales ont joué ensuite au Miocène supérieur (Tortonien) en inverse. Tout au long du profil la formation Raf-Raf plus épaisse vers le NW, repose en discordance sur la formation d'Oued Belkhédim. La phase compressive au Miocène supérieur est déduite à partir des surfaces de ravinement et d'érosion au toit de la formation d'Oued Belkhédim et des structures plissées. Les séries du Miocène sont plus épaisses que les autres séries (Fig. 8b). Les anciennes failles n'ont affecté que les séries du Crétacé au Paléogène, alors que d'autres ont été réactivées seulement au Miocène. La partie NW du profil montre des structures plissées alors qu'en allant vers le SE se développent des structures en horsts et grabens (Fig. 8b). Ces structures

crétacées à miocènes s'approfondissent vers le NW du golfe de Hammamet. Les séries miocènes conservent une épaisseur uniforme du NW au SE malgré la variation

latérale en profondeur. Les séries plio-quadernaires (Raf-Raf) sont bien développées au NW du golfe de Hammamet.

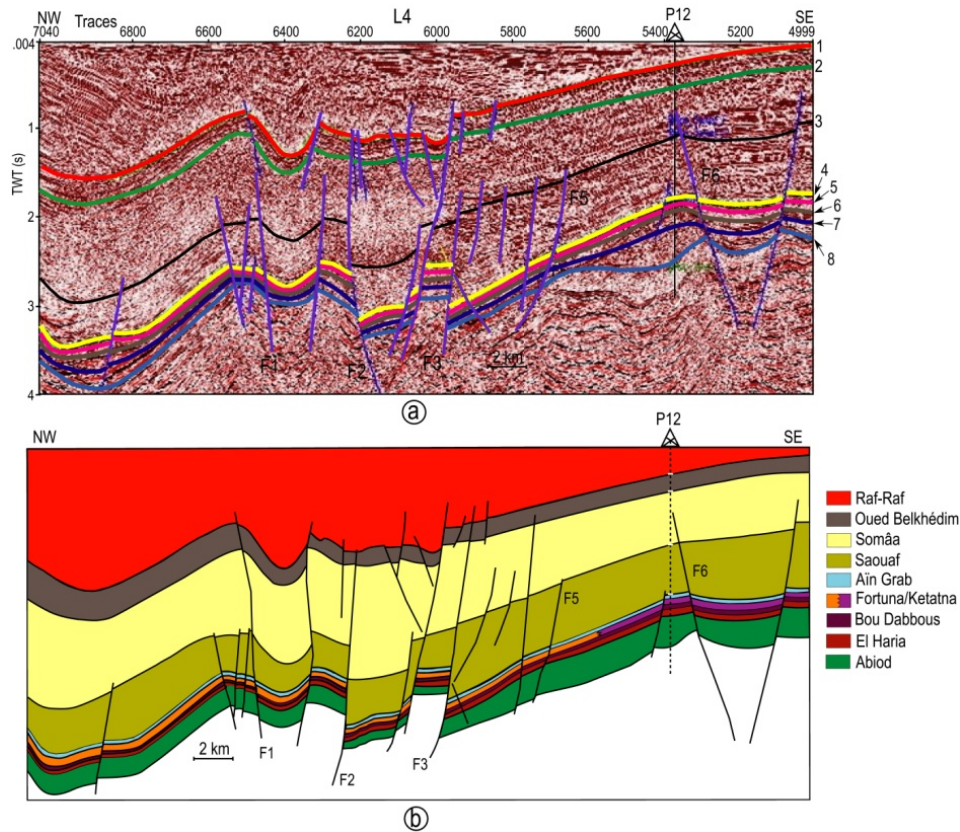


Fig. 8: Portion de la ligne sismique L4 de direction moyenne NW-SE. (a) Profil sismique montrant les différents horizons, (b) Coupe géosismique interprétée, P13: Puits de calage, F2-F6: Failles. Mêmes notations qu'en Fig. 5. Seismic line L4, NW-SE oriented. (a) Part of the seismic line L4 showing the various horizons, (b) Geoseismic interpreted section, P13: Cross-cutting well, F2-F6: Faults. Same notations as in Fig. 5.

5.3 Analyse des cartes isobathes

5.3.a Carte isobathe au toit du Langhien (formation Aïn Grab)

Cette carte est établie avec une équidistance des isocontours de 20 m dont les isobathes varient de 1700 m à 5400 m. Elle montre des structures plissées (H1, H3) et des blocs affaissés (G1), délimitées par des failles majeures (F1-F6) de directions variées (NW-SE, NE-SW et NNE-SSW) et dont les pendages sont tantôt vers le SE ou vers le NW (Fig. 9). Ces failles délimitent une structure plissée H2 contenant la structure El Baraka, délimitée par des failles majeures F2-F3. La faille F2 qui délimite H2 présente un rejet vertical de ~50 m. Dans la partie ouest de la carte, en allant vers l'onshore, se développent des bassins dépassant 5000 m de profondeur (G2), de direction NE-SW comme le montrent les isobathes. Alors que vers l'Est, dans un bassin de 4000 m de profondeur (G1), se développent de petits bassins NW-SE. Au Nord et au Sud de la carte, la direction du réseau de failles secondaires est orientée généralement NS à NE-SW avec la même direction globale des isobathes des petits bassins. Des structures plissées se sont développées en anticlinaux et synclinaux de direction EW à NW-SE et sont contrôlées par des failles normales F1-F4. Du centre vers le Sud, les séries sont structurées sous forme de

Horsts et structures plissées et grabens ou blocs affaissés par un réseau de failles F2-F6 sous forme de couloir EW à NE-SW. Les failles de directions EW, NS, NNW-SSE limitent le bloc affaissé G1 et la structure plissée H1 (Fig. 9). Après le dépôt de la formation Aïn Grab (Langhien inférieur), une phase distensive NW-SE, à l'origine de la fracturation et du basculement des blocs à calcaires lumachelliques de la formation Aïn Grab, a créé un réseau de failles normales F1-F5 de direction NE-SW, EW à NS qui délimitent les structures en horsts (H1-H3) et en grabens et/ou en gouttières de plis (G1, G2). Ces failles normales ont créé des structures en touches de piano ou horsts et grabens, observées sur la plupart des profils.

5.3.b Carte isobathe au toit de la discordance messinienne (formation Oued Belkhédim)

Cette carte a été établie à la même échelle que la précédente avec une équidistance des isobathes de 20 m. Les isobathes varient de 180 m à 2600 m. La morphologie générale de la carte montre deux structures en horst, H1 au Nord, H3 au Sud et une structure plissée H2, et deux structures en graben ou en blocs affaissés délimités par des failles, G1 au NE et G2 à l'Ouest (Fig. 10). La structure affaissée G2 de Jriba est subsidente et

atteint plus de 2300 m de profondeur, au niveau duquel on a pu distinguer deux systèmes de failles conjuguées EW et NNW-SSE qui ont contrôlé cette zone (F1-F2). Cette carte est aussi caractérisée par des plis orientés ENE-WSW et NE-SW, induits par la phase tectonique tardi-miocène. Les structures en horsts au Nord et au Sud sont délimitées par un réseau de failles de moyenne ampleur, orientées souvent NS et rarement EW. Au centre les structures sont contrôlées par des failles EW (F1-F2). Ces failles F1-F2 sont décrochantes dextres alors que la faille F4 est décrochante senestre, comme le montre le décalage des courbes isobathes. Ces failles ont donc bien contrôlé la mise en place du bloc affaissé (G2, attribué au bassin de Jriba) et de structures plissées (H1, H3). Le deuxième réseau de failles, développé dans un couloir EW au centre de la structure, est composé de failles normales qui ont pu modifier les épaisseurs des sédiments dans les petits bassins qui présentent des

directions similaires. Plus au Nord, deux réseaux de failles globalement NS et EW délimitent des structures plissées (H1) des blocs affaissés (G1). Les bassins, orientés NW-SE, ne dépassant guère 1000 m de profondeur vers l'Est, suivent les directions moyennes des failles. Les failles normales NE-SW et NW-SE ont joué en inverse à partir du Mio- Pliocène. Elles délimitent le paléo-haut du Crétacé (H3) dans la partie sud de la carte isobathe (Fig. 9; formation Aïn Grab). La réactivation de la faille F2 au cours du Messinien se traduit par des failles secondaires de même direction dont l'ampleur et les rejets sont nettement plus faibles. Au Nord et au Sud de cette faille, les courbes isobathes sont respectivement orientées NW-SE et NE-SW. Elles sont recoupées par des failles NS qui ont modifié ou décalé les horizons qui les traversent. L'étude et l'analyse de ces courbes révèlent un pendage régional SW, NW ou N (Fig. 10).

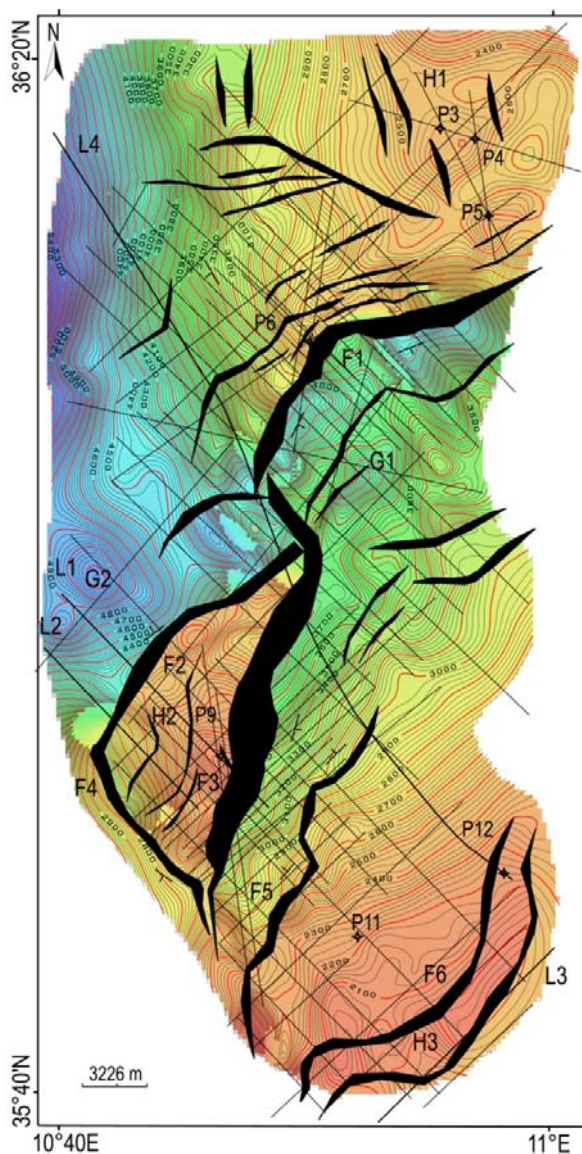


Fig. 9: Carte en isobathe au toit de l'horizon Aïn Grab (Langhien inférieur). Les valeurs des isocontours varient de 1700 m à 5400 m. Equidistance des isocontours: 20 m. F: faille, H: horst, G: graben. Isobath map at the roof of Aïn Grab horizon (Lower Langhian). Isocontour values vary from 1700 m to 5400 m with an equidistance of 20 m. F: fault, H: structures plissées, G: blocs affaissés.

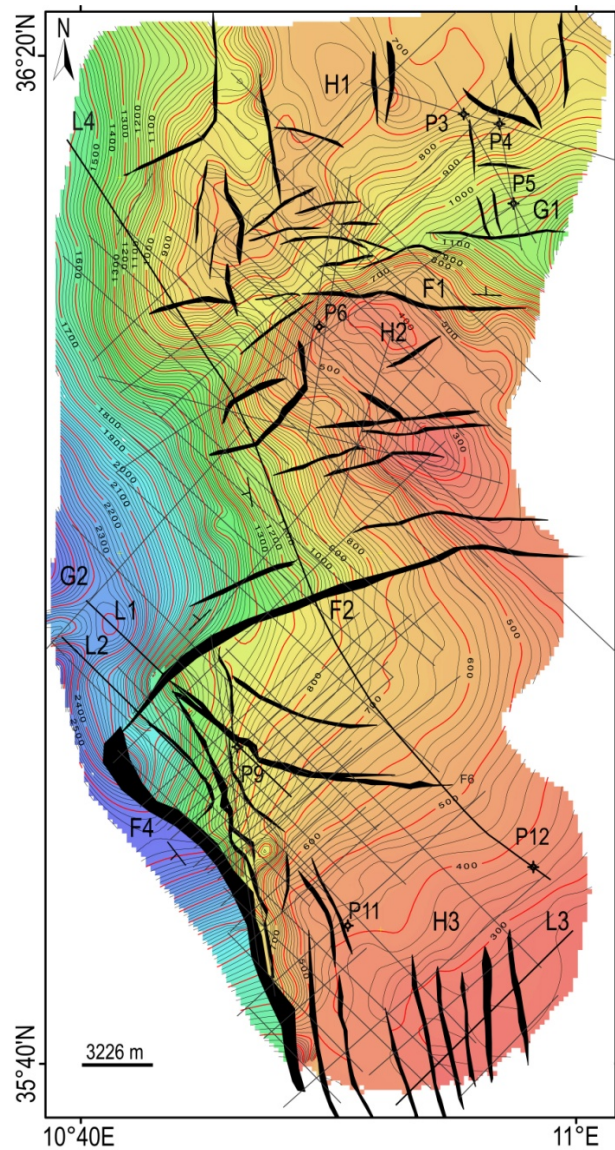


Fig. 10: Carte en isobathe au toit de l'horizon Oued Bel Khédim (Messinien). Les valeurs des isocontours varient de 180 m à 2600 m. Mêmes notations qu'en Fig. 9. Isobath map at the roof of Oued Bel Khédim horizon (Messinian). Isocontour values vary from 180 m to 2600 m. Same notations as in Fig. 9.

6. Discussion et conclusions

L'interprétation des données lithostratigraphiques des puits pétroliers, des sections sismiques, des cartes isobathes permet de restituer l'évolution géodynamique ainsi que les différents événements tectoniques qui ont contrôlé le golfe de Hammamet depuis le Crétacé et leurs influences sur la formation de pièges à hydrocarbures. Les phases alpine et atlasique NW-SE, qui ont eu lieu en mer pélagienne, induisent des failles inverses, normales et chevauchantes mais aussi des effondrements de blocs de même direction. La mer pélagienne, qui est formée par un ensemble de structures plissées de direction NE-SW (Pepe et al., 2004, 2005), est façonnée, entre la Sicile et la Tunisie, par l'installation de deux systèmes tectoniques indépendants et simultanés (Giunta et al., 2000).

Le premier est transtensif de direction NE-SW traduit par des horsts, des grabens et des blocs affaissés, alors que le second en subduction est lié à une transpression de direction NW-SE dans l'arc Maghrébides-Sicile-Apenin. Ces deux régimes coexistent simultanément et indépendamment en Méditerranée centrale. Ils forment le moteur de la dynamique du Cénozoïque de la mer pélagienne (Ben Avraham et al., 1987; Tavernelli et al., 2004). Le golfe de Hammamet est situé dans une zone de transition entre l'Atlas oriental et le Sahel à l'Ouest et la mer Méditerranéenne orientale à l'Est. Cette zone a subi les conséquences tectoniques et sédimentaires des régimes transpressifs alpin et atlasique vers l'Ouest avec un léger amortissement de la contrainte et un régime transtensif est à l'origine du système de rifting en Méditerranée à l'Est. Il est formé par des paléo-hauts dans la partie est. Il correspond à une plateforme légèrement plissée et faillée du Jurassique au Quaternaire (Khomsi et al., 2006). Les séries sont affectées par des failles normales et inverses et des cisaillements de directions respectives NW-SE et NE-SW. Les failles majeures se sont développées principalement dans la partie NW et SE de la plateforme au cours du Crétacé supérieur-Mio-Pliocène (Fig. 5a-b; Fig. 7a-b, Fig. 9-10). Ces failles ont joué en inverse au cours des phases compressives alpine et atlasique. A partir du Miocène commence l'ébauche d'un bassin subsident après dislocation et basculement des blocs. Les accidents principaux sont aussi relayés par des failles antithétiques à rejet horizontal. Les failles de directions NS, EW et NW-SE qui sont enracinées et réactivées contrôlent l'architecture de cette plateforme. Les éléments structuraux qui se distinguent dans l'aire d'étude sont des basculements de blocs ou grabens, des plis, des horsts et des failles (Figs. 9, 10). Le fonctionnement de ces éléments structuraux s'effectue en lien avec des changements dans l'organisation lithostratigraphique des séries méso-cénozoïques et les styles tectoniques qui ont créé la complexité structurale du golfe de Hammamet (Figs. 3, 4). On remarque une migration des dépocentres des bassins G1-G2 du Langhien au Messinien du NE-SW à NNE-SSW respectivement (Figs. 9, 10). La réactivation des réseaux de failles des couloirs de cisaillement NE-SW et EW, selon une suite de mouvements transtensifs puis transpressifs est responsable de la formation des structures plissées et basculées et le jeu en inverse d'anciennes failles. Elles ont été reprises par une

tectonique transpressive atlasique qui a modifié les rejets et ont été réactivées selon un jeu inverse. Cette phase atlasique a engendré l'inversion des bassins dans le golfe d'Hammamet. Le plissement de ces structures est amplifié par la transpression plio-quadernaire. On note donc le caractère transpressif et transtensif dextre de cette tectonique qui a contrôlé les structures du golfe de Hammamet et de la Tunisie nord-orientale.

La plateforme Halk El Menzel montre une variation de lithofaciès dans l'espace et dans le temps, des hiatus, des discordances, des réductions d'épaisseur et des biseautages (Figs. 3, 4). La formation El Haria d'âge Maastrichtien supérieur-Paléocène s'épaissit en direction du NW sur la plateforme Halk El Menzel (Fig. 5). Elle repose en discordance par endroit sur les calcaires du Campanien supérieur dans les puits P12 et P15 (Figs. 3-4, 7). L'épaississement s'accompagne d'un passage de calcaires crayeux de la formation Abiod déposés en milieu relativement profond, à des alternances d'argiles légèrement carbonatées et de marnes de milieu marin profond de la formation El Haria. L'augmentation en puissance de cette série est assurée par un jeu normal de failles (F2-F3) à pendage NW durant le Maastrichtien-Paléocène (Figs. 5, 11a). On pense donc que les hiatus sédimentaires sont dus à des paléo-hauts et que des failles préexistantes sont à l'origine d'une subsidence progressive. La variation des épaisseurs de la formation El Haria de part et d'autre de ces failles témoigne de leur jeu normal lors de la sédimentation (Figs. 5, 6). L'interprétation des profils et des cartes isobathes montre des failles qui ont joué à composante normale syn-Saouaf et qui ont été réactivées avec un jeu à composante inverse associé à un plissement syn-Somâa, Syn-Oued Belkhédim et Raf-Raf (Figs. 5-8), car les séries de la formation Aïn Grab est affectée par des failles qui ont été scellées par les séries de la formation Oued Belkhédim. Les séries épaisses plissées situées dans la partie NW du golfe de Hammamet, sont affectées par des failles inverses. En revanche, les séries peu profondes vers le SE sont affectées par des failles normales qui ont engendré des structures en horsts et en grabens. Ce qui laisse penser que le golfe de Hammamet était le siège de deux mouvements tectoniques conjugués (Figs. 8a-b): (i) une transpression dextre dans la partie NW (phase compressive atlasique) et (ii) une transtension senestre dans sa partie SE qui s'étend vers la mer pélagienne au Miocène et liée à la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde. La série carbonatée de la formation Bou Dabbous, absente des puits surtout dans la partie ouest de la plateforme Halk El Menzel, est délimitée par une discordance (Fig. 4). Cette lacune sédimentaire est due à une compression NW-SE qui a créé des structures plissées et faillées du Crétacé-Eocène. Cette compression a créé un paléo-relief de blocs plissés et tiltés. Une inversion tectonique s'est produite pendant cette phase compressive éocène (phase alpine) (Fig. 5). Cette inversion est à l'origine de l'émergence et de l'effondrement de certaines zones et par la suite de la création d'espace disponible pour le dépôt et l'exposition d'autres blocs à l'érosion. La phase transpressive de l'Eocène a induit une rotation de blocs de couverture préexistants (Castany, 1951, 1952; Haller, 1983; Roure et al., 2012). Dans le golfe de Hammamet, apparaissent

alors en bordure de ces blocs, des structures plicatives, érigées en paléo-hauts (Figs. 3, 5). Des structures similaires, au même âge dans le Sahel tunisien, s'expliquent par une compression de l'Eocène (Haller, 1983; Boussiga et al., 2005, 2006; Sebei et al., 2007). Les dépôts siliciclastiques terrigènes de l'Oligocène-Miocène inférieur se déposent dans la partie ouest de la plateforme de Halk El Menzel (Fig. 11b). Ces dépôts reposent en discordance sur les calcaires de la formation Bou Dabbous (Yprésien) (Fig.4). Ils passent latéralement en calcaires para-récifaux déposés en milieu peu profond (formation Ketatna) et en argiles pélagiques à intercalations de calcaires et de marnes plus ou moins gréseuses de la formation Salambô à l'Est et au SE. La profondeur du milieu de dépôt est donc plus importante à l'Ouest qu'à l'Est. Une tectonique distensive, NE-SW (Burolet et al., 1978; Letouzey et Trémolières, 1980; Haller, 1983; Burolet, 1991), a affecté des bassins terrigènes et fluviatiles de l'Oligocène-Miocène inférieur (Aquitainen-Burdigalien), dans le Sahel et plus au Nord à la péninsule du Cap-Bon (Ben Salem, 1995; Bédir, 1995; Bédir et al., 1996). Cette phase tectonique transpressive est à l'origine de la remobilisation d'anciennes failles du bloc Halk El Menzel et les dépôts siliciclastiques terrigènes de la formation Fortuna qui a été mise en place dans des grabens et demi-grabens NE- SW. Au Langhien inférieur, une plateforme carbonatée riche en pectens et

en lamellibranches est déposée conjointement à une submersion rapide qui a envahi toute la région (Fig. 9, 11b). Cette transgression a été mise en évidence en onshore au Cap Bon (Ben Ismail et Bobier, 1984; Bédir et al., 1996), au Sahel de Tunisie (Bédir, 1995) et en Méditerranée orientale (Bou Jamaoui et Inoubli, 2003). Les formations Birsa, Saouaf et Somâa montrent des épaisseurs bien développées (Figs. 5-7) et qui sont déposées en horst et graben (Fig. 9). Elles montrent des variations latérales en épaisseur et en profondeur. Une phase transpressive au Tortonien a eu lieu dans le bloc pélagien et le golfe de Hammamet. Elle a créé des plis de direction NE-SW et des plis failles par réactivation des failles cisailantes qui bordent les structures plissées et faillées (Fig. 11c). Les calcaires de la formation Oued Belkhédim ont été exposés à l'érosion où apparaissent des surfaces de ravinement (Figs. 3, 4). Ils ont été affectés par de nombreuses failles normales et structurés en horst et en graben (Fig. 10). Les séries miocènes sont délimitées dans toute la plateforme du golfe de Hammamet par deux discordances au toit et à la base (Figs. 3, 4). C'est la phase atlasiques qui a eu lieu à la fin du Miocène et qui a engendré des structures plissées de direction NE-SW en offshore qu'en onshore dans la plateforme de Sahel et la Tunisie centrale et a réactivé des anciennes failles. Les séries argilo-gréseuses à marneuses d'âge plio- quaternaire sont bien développées et reposent en

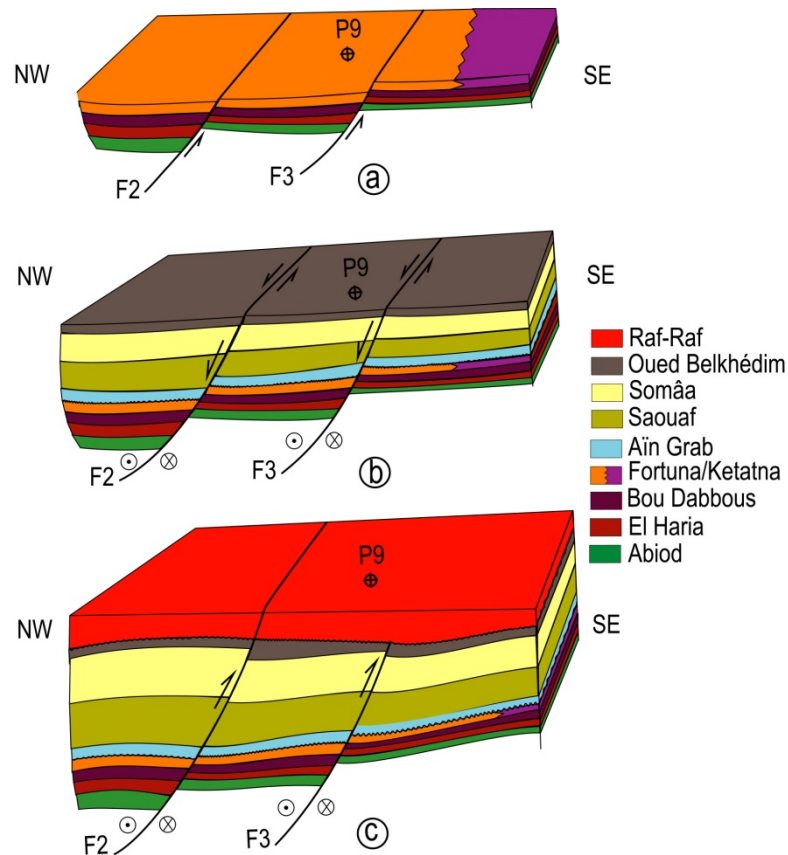


Fig. 11: Blocs diagrammes montrant l'évolution géodynamique possible de la plateforme du golfe de Hammamet pendant l'Oligocène-Miocène inférieur (a), le Miocène supérieur (Fini Messinien) (b), et le Pliocène à l'actuel (c). L'échelle n'est pas respectée. Block diagrams showing the possible geodynamic evolution of the platform for the gulf of Hammamet during the Oligocene-Early Miocene (a), Upper Miocene (Late Messinian) (b) and Pliocene to recent (c). Not to scale.

discordance sur les séries miocènes. Ces séries ont été prises en transpression au Pliocène. Elle engendre des structures plissées et a pris le jeu des failles normales en inverses. Ceci peut être expliqué par la variation des épaisseurs des séries autour des paléo-failles (Figs. 5, 6). Ainsi, la partie affaissée des séries des formations El Haria à Aïn Grab au voisinage des failles F2-F3 est plus épaisse (Fig. 5). L'ossature structurale de la mer Pélagienne relève d'une évolution dynamique complexe en mer Méditerranéenne orientale. Le système de rifting qui est à l'origine de l'emplacement de l'actuel graben de Pantelleria-Linosa, avait joué depuis le Miocène inférieur en structurant la partie du bloc pélagien et l'onshore tunisien oriental jusqu'au bassin de Syrte au SE (Cello, 1987; Bosworth, 1994; Skuce, 1994; Torelli et al., 1995; Ahlbrandt, 2001).

L'évolution tectonique qui a régné dans le golfe de Hammamet depuis le Crétacé jusqu'à Plio-Quaternaire a contrôlé les systèmes de dépôts. Ainsi la variation spatiale des espaces disponibles latérale et verticale a contrôlé le dépôt de roche-mères, réservoirs et la couverture, la maturation et la migration des hydrocarbures (Bishop, 1988; Burollet, 1991; Bédir et al., 1996; Bishop et Debono, 1996). La variation latérale des séries en faciès et en épaisseur conduit à la formation des pièges stratigraphiques qui sont liées à l'environnement de dépôt. Les lentilles et les prismes de sables, les récifs qui s'intercalent dans d'autres séries à faciès sableux ou carbonatés forment des pièges stratigraphiques intéressants. Ces pièges sont rencontrés généralement dans les formations siliciclastiques (Fortuna, Birsa et Béglia) dans le golfe de Hammamet. Les réservoirs qui ont été découverts en offshore sont des carbonates des formations Abiod, Bou Dabbous-El Gueria, Ketatna et Aïn Grab. Les pièges structuraux sont engendrés pendant des différentes phases tectoniques tranpressives. Ils sont liés au plissement des grandes structures qui s'associent à des failles inverses pour donner en fin des plis asymétriques et des chevauchements. Des blocs faillés et déplacés pour assurer la fermeture des réservoirs et des biseaux scellés par des failles et des discordances qui caractérisent le golfe de Hammamet. Ces structures et la formation des pièges s'édifient en cours des phases de compression du Crétacé terminal-Paléogène (Bouaziz et al., 2002), au Miocène supérieur et au Pliocène. La couverture des réservoirs est généralement assurée par d'épaisses séries argileuses formations El Haria, Souar, Mahmoud et Raf-Raf. La subsidence et le flux thermique contrôlent la maturation et la génération des hydrocarbures ont fonctionné depuis le Langhien dans le golfe de Hammamet (Yukler et al., 1994). Au cours de cette période des dépo-centres subsidents se sont développés juste après le dépôt de la formation Aïn Grab. Les formations Fahdene et Bou Dabbous forment les principales roches mères qui alimentent les réservoirs pétroliers dont les caractéristiques sont: (i) les niveaux argileux du Miocène sont riches en matière organique qui peuvent générer des huiles; (ii) la roche mère Bou Dabbous qui présente des discordances et des lacunes par endroit, formée par des calcaires en plaquettes légèrement argileux, riches en Bélemnite d'épaisseur variant de 50 à 100 m. Elle présente une bonne roche mère avec une teneur en carbonates organiques (TOC) de 1.5 à 2.5%,

des potentiels pétroliers de 6 à 15 mg/g HC de roche (hydrocarbure) avec un indice d'hydrogène (HI) de 300 à 600 mg HC/g TOC. (iii) la formation Fahdene d'âge albien est formée d'argiles à alternances de calcaires d'épaisseur moyenne de 250 à 300 m avec une teneur en TOC de 1 à 2.5% et un HI de 250 à 500 mg HC/g TOC. Ainsi les périodes d'accumulation, de maturation des roches mères, l'expulsion et la migration des hydrocarbures sont en relation avec les événements géodynamiques qui caractérisent la Tunisie atlasique (Bédir, 1995). Les hydrocarbures peuvent migrer latéralement vers les réservoirs adjacents. Cette migration est facilitée par la variation latérale des faciès juxtaposés, alors que verticalement ils peuvent s'effectuer au travers des fractures et des failles. Les discordances peuvent aussi faciliter la migration des hydrocarbures dans des pièges sédimentaires. On est donc en présence d'un système pétrolier où interviennent la subsidence et la tectonique.

Remerciements

Les données sismiques et de puits utilisées dans ce travail ont été mises gracieusement à notre disposition. Nous tenons donc, au terme de ce travail, à remercier l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP) et particulièrement K. Ben Boubaker, M. Dridi et A. Mâazaoui, mais également H. Zouari pour ses commentaires pertinents qui nous ont permis d'améliorer la version finale de cet article.

Références

- Ahlbrandt, T.S., 2001. The Sirte basin Province of Libya-Sirte-Zelten. Total Petroleum Systems: *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2202-F, 29p.
- Aïssaoui, S., Ben Gacha, A., 1992. Etude géologique et géophysique du bloc Kerkouane. Potentiel pétrolier. *Prospects and Leads*, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 287p.
- Alyahyaoui, S., Zouari, H., 2013. Synsedimentary folding process and transtensive tectonic during Late Miocene to Quaternary in northeastern Tunisia: case of Mateur-Menzel Bourguiba region. *Arab. J. Geosci.*, doi 10.1007/s12517-013-1111-2.
- Bédir, M., Zargouni, F., Tlig, S., Bobier, C.L., 1992. Subsurface geodynamics and petroleum geology of transform margin basins in the Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia). *AAPG Bulletin*, 76 (9), 1417-1442.
- Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-tectonique et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II. 417p.
- Bédir, M., Tlig, S., Bobier, C.L., Issaoui, N., 1996. Sequence stratigraphy, Basin dynamics and petroleum geology of Miocene from the eastern Tunisia. *AAPG Bulletin*, 80(1), 63-81.
- Ben Avraham, Z., Nur, A., Cello, G., 1987. Active transcurent fault system along the north African passive margin. *Tectonophysics*, 141, 249-260.

- Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. *Thèse de Doctorat d'état*, Université Paris Sud, France, 328p.
- Ben Brahim, G., Brahim, N., Turki, F., 2013. Neogene Tectonic Evolution of the Gulf of Hammamet Area, Northeast Tunisia offshore. *Journal of African Earth Sciences*, 81, 16-27.
- Ben Ferjani, A., Burollet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolière (ETAP), Memoir Ed.*, 194p.
- Ben Ismaïl-Latrache, K., 1981. Etude micropaléontologique et biostratigraphique des séries paléogènes de l'anticlinal de Jebel Abderrahmane (Cap Bon, Tunisie). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Tunis El Manar, 223p.
- Ben Ismaïl-Latrache, K., Bobier, Cl., 1984. Sur l'évolution des paléoenvironnement marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléo-océan mondial. *Marine Geology*, 55, 195-217.
- Ben Ismaïl-Latrache, K., 2000. Précision sur le passage Lutétien-Bartonien dans les dépôts éocènes moyens en Tunisie centrale et nord-orientale. *Revue de Micropaléontologie*, 43, 3-16.
- Ben Salem, H., 1995. Évolution de la péninsule du cap Bon (Tunisie orientale) au cours du Néogène. *Notes du Service géologique de Tunisie*, 61, 73-84.
- Biely, A., Rakus, M., Robinson, P., Salaj, J., 1972. Essai de corrélations des formations miocènes au sud de la dorsale tunisienne. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 38, 73-92.
- Bishop, W.F., Debono, G., 1996. The hydrocarbon geology of southern offshore Malta and surrounding regions. *Journal of Petroleum Geology*, 19 (2), 129-160.
- Bishop, W., 1988. Petroleum geology of East-Central Tunisia. *AAPG Bulletin*, 72(9), 1033-1058.
- Bismuth, H., 1984. Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Journée de Nomenclature et Classification Stratigraphique en Tunisie. *Société Sciences de la Terre, Tunis*, 2p.
- Blanpied, C., 1978. Structure et sédimentation superficielles en mer pélagienne (côtes orientales de la Tunisie). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Paris VI, 119p.
- Blondel, T., 1991. Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. *Thèse de Doctorat, Université de Genève*, 409p.
- Blow, W.H., 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Brönnimann, P., Renz, H.H. (Eds.), *Proceeding First international Conference on Planktonic microfossils*, Geneva 1967, *E.J. Brill Edit., Leiden*, 199-422.
- Bolze, J., 1954. Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les monts de Téboursook (Tunisie septentrionale). *Compte rendu sommaire et Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 139-141.
- Bosworth, W., 1994. A model for the three-dimensional evolution of rift continental basins, north-east Africa. *Geologische Rundschau*, 83, 671-688.
- 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.
- Boujemaoui, M., 1994. Etude des séries mio-pliocènes dans l'offshore nord-orientale de la Tunisie "sismo-tectonique et stratigraphie sismique". *D.E.A., Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II*, 102p.
- Boujemaoui, M., 2000. Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale (compilation des données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 201p.
- Bou Jamaoui, M., Inoubli, M.H., 2003. Organisation séquentielle des dépôts miocènes de la Tunisie nord-orientale. Intégration de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques. *Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 139, 17-30.
- Bonnefous, J., Bismuth, H., 1982. Les faciès carbonatés de plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne: implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 337-403.
- Boussiga, H., Inoubli, M.H., Alouani, R., Ben Jemia, M.G., Sebei, K., 2005. Geodynamic reconstruction of the Sahel platform (Tunisia): an integrated approach. *2nd North African /Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition, Algiers, Algeria*, 10-13 April.
- Boussiga, H., Sebei, K., Inoubli, M.H., Alouani, R., 2006. The seismic response of salt induced structures revised a case study from Sahel area Tunisia. *Society of Applied Petrophysics*, Third International Conference of Applied Geophysics, Cairo, Egypt, ESAP, 18-20 March.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Burrollet, P.F., 1956. Signification géologique de l'axe Nord-Sud. *Actes du 1^{er} Congrès Nat. Sci. Terre, Tunis*, 315-319.
- Burrollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics*, 195, 359-369.
- Burrollet, P.F., Mugniot, J.M., Sweeney, P., 1978. The geology of Pelagian Block: The margins and basins off southern Tunisia and Tripolitania. In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins. The Western Mediterranean*. Plenum Press, New York, 4B, 331-359.
- Casala, S., Shmukler, B.E., Wilhelm, S., Stuart-Tilley, A.K., Su, W.F., Chernova, M.N., Brugnara, C., Alper, S.L., 2001. A dominant negative mutant of the KCC1K-Cl cotransporter: both N- and C-terminal cytoplasmic domains are required for K-Cl cotransport activity. *J. Biol. Chem*, 276, 41870-41878.
- Carminati, E., Doglioni, C., 2004. Europe - Mediterranean tectonics. In: Selley, R.C., Cocks,

- L.R.M., Plimer, I. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, 135-146.
- Castany, G., 1951. Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales des mines et de la géologie*, Tunis, 632p.
- Castany, G., 1952. Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *XIX^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger. Mon. Rég. Tunisie*, 1, 1-64.
- Castany, G., 1956. Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Annales des mines et de la géologie*, Tunis, 102p.
- Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Catalano, R., Franchino, A., Merlini, S., Sulli, A., 2000. Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles. *Società geologica Italiana*, 55, 5-16.
- Cello, G., 1987. Structure and deformation processes in the Strait of Sicily "rift zone". *Tectonophysics*, 141, 237-247.
- Chihî, L., Philip, H., 1999. Le bloc atlaso-pélagien : place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au quaternaire. *Notes du service géologique de Tunisie*, 65, 49-68.
- Colleuil, B., 1976. Étude stratigraphique et néotectonique des formations néogènes et quaternaires de la région de Nabeul-Hammamet (Cap Bon, Tunisie). *Diplôme d'Études Supérieures, Université de Nice*, 130p.
- Cushman, J.A., 1925. Some new foraminifera from the velasco shale of Mexico. *Cotr. Cushman Lab. Foram. Research*, 1 (1), 1-13.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geyssant, J., Biju-Duval, C.B., Sibuet, J.C., Savostin, L., Westphal, A.M., Lauer, J.P., 1985. *Bulletin Société géologique de France*, I(5), 637-652.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London*, 45, 265-283.
- Dominique, F.L., Bertrand, S.B., Rabah, B., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 19, 740-761.
- Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique orientale et de la mer pélagienne. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 129p.
- Fournié, D., 1978. Nomenclature, lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 2(1), 97-148.
- Mridekh, A., 1994. Structuration tectonique et séquentielle des séries plio-quaternaires de subsurface du golfe de Hammamet (Tunisie nord-orientale). *D.E.A., Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II*, 83p.
- Giunta, G., Nigro, F., Renda, P., Giogiani, A., 2000. The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. *Società geologica Italiana*, 119, 553-565.
- Hadj Sassi M., Zouari, H., Jallouli, C., 2006. Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie: exemple du fossé de Grombalia. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(11), 751-756.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Franche Comté, Besançon, 163p.
- Hooyberghs, H.J.F., 1973. Les foraminifères planctoniques de la formation de l'Oued Hammam, une nouvelle unité lithologique en Tunisie d'âge langhien. *Ann. Min. Géol.*, 26, 319-335.
- Hooyberghs, H.J.F., 1994. Foraminifères planctoniques d'âge Aquitanien (Miocène inférieur) à la base de la formation El Haouaria à Korbous (Cap Bon, Tunisie). *Notes du service géologique de Tunisie*, 59, 89-103.
- Hooyberghs, H.J.F., 1995. Synthèse sur la stratigraphie de l'Oligocène, Miocène et Pliocène en Tunisie. *Notes du service géologique de Tunisie*, 61, 63-72.
- Khomsi, S., Bedir, M., Ben Jemia, G.M., 2004. Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 336, série II, 1401-1408.
- Khomsi, S., Bedir, M., Soussi, M., Ben Jemia, G.M., Ben Ismail-Lattrache, K., 2006. Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C.R. Geoscience*, 338, 41-49.
- Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlas Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38, 145-153.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and Tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 218, 111-132.
- Letouzey, J., Trémolières, P., 1980. Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from micro-tectonics: Comparisons with plate tectonic data. 26^{ème} CGI, *Mem. BRGM*, 15, 261-273.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16, 257-264.
- Masclé, J., Zitter, T., Bellaïche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., Prised Scientific Party. 2001. The Nile deep sea fan: Preliminary results from a swath

- bathymetry survey. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 471-477.
- Meigs, A.J., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1608-1625.
- Melki, F., Zouaghi, T., Ben Chelbi, M., Bedir, M., Zargouni, F., 2010. Tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north-eastern Tunisia offshore. *C. R. Geoscience*, 342, 741-753.
- Messaoudi, F., Hamouda, F., 1994. Evènements structuraux et types de pièges dans l'offshore Nord-Est de la Tunisie. *The 4th Petroleum Exploration Conference, ETAP*, 55-65.
- Mzali, H., Zouari, H., 2006. Caractérisation géométrique et cinématique des structures liées aux phases compressives de l'Eocène au Quaternaire inférieur en Tunisie: exemple de la Tunisie nord-orientale. *C. R. Geoscience*, 338, 742-749.
- Mzali, H., Zouari, H., 2012. Structural cutting of a region showing various compound tectonic deformations (example of Bouficha-Grombalia region). *Arabian Journal of Geosciences*, 5(6), 1399-1405.
- Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben Kilani, H., 2003. The Hammamet, Gabès and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. *Sedimentary Geology*, 156, 241-262.
- Pepe, F., Cloetingh, S., Bertotti, G., 2004. Tectono-stratigraphic modelling of the North Sicily continental margin (Southern Tyrrhenian Sea). *Tectonophysics*, 384, 257-273.
- Pepe, F., Suli, A., Berotti, G., Catalano, R., 2005. Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (Southern Tyrrhenian Sea): Implication for the Drepano Thrust Front. *Tectonophysics*, 409, 1-18.
- Piqué, A., Brahim, L.A., Ouali, R.A., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F., Tricart, P., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin Société Géologique de France*, 6, 797-810.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present. *Geology*, 19, 613-616.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31(3), TC3006.
- Saadi, M., 1997. Géodynamique des bassins sur relais des décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitainien de Saouaf (Tunisie centro-orientale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 348p.
- Sebei, K., Inoubli, M.H., Boussiga, H., Tlig, S., Alouani, R., Boujamaoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk El Menzel region, NE Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 47, 9-29.
- Skuce, A.G., 1994. A structural model of a graben boundary fault system, sirte basin, Libya: compaction structures and transfer zones. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 3012, 84-92.
- Soyer, C., Tricart, P., 1987. La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de «l'axe Nord-Sud ». *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 305,301-305.
- Stampfli, G., Marcoux, J., Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. In Paleogeography and paleoceanography of Tethys. Channel, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 373-410.
- Tavernelli, E., Bulter, R.W.H., Decandia, F.A., Calamita, F., Grasso, M., Alvarez, W., Renda, P., 2004. Implication of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. The Geology of Italy. In: Crescenti, U., D'Offizi, S., Merlini, S., Sacchi, R., (Eds), *Società Geologica Italiana special issue*, 201-214.
- Tayech, B., 1984. Étude palynologique dans le Néogène du Cap Bon (Tunisie). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Claude-Bernard Lyon-1, 138p.
- Tlig, S., Er-Raoui, L., Ben Aïssa, L., Alouani, R., Tagorti, M.A., 1991. Tectogenèse alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en Méditerranée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, 295-301.
- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., Peis, D., Gori, D., 1995. Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa shelf (Pelagean sea, central Mediterranean). *Terra Nova*, 7, 200-212.
- Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain of northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine & Petroleum Geology*, 12, 903-915.
- Vernet, J.P., 1981. Esquisses paléogéographiques de la Tunisie durant l'Oligocène-Miocène. *Actes du 1^{er} congrès national des Sciences de la Terre*, Tunis, 231-244.
- Yaïch, C., 1997. Dynamique sédimentaire, eustatisme et tectonique durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. Formation Fortuna, Messioua et Grijima ; numidien et grésomiacé. *Thèse de Doctorat ès Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 479p.
- Yukler, M.A., Meskini, A., Mouemen, A., Daddouch, I., Bouhlel, H., Jerraya, H., 1994. Quantitative evolution of the geologic evolution and hydrocarbon potential of the golfe of Gabes. *Actes des 4^{èmes} journées de l'exploration pétrolière en Tunisie*, 327-361.

- Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. *Thèse de Doctorat ès Sciences*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 304p.
- Zouari, H., 1992. Les variations géométriques du plissement liées à la cinématique coulissante en relais des accidents préexistants: exemple de l'Atlas méridional de Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, 699-702.
- Zouari, H., Turki, M.M., Delteil, J., Stephan, J.F., 1999. Tectonique transtensive de la paléomarge Tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 295-301.

New constraints on the Late Tertiary tectonics within the Gulf of Hammamet and implications for petroleum prospectivity

Tahar Aïfa ^{1,*}, Imed Hezzi ^{1,2}, Mohamed Ghanmi ²

¹ Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes 1, Bat.15, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France

² Université de Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie, 2092 El Manar II, Tunis, Tunisia

* Corresponding author: tahar.aifa@univ-rennes1.fr

Abstract

The interpretation of the seismic lines, of the isochron and isopach maps related to the Miocene series in the gulf of Hammamet suggests a succession of tectonic events, related to the compressive Cenozoic events with relaxation episodes during Oligo-Miocene and Mio-Pliocene: (i) NW-SE compressions at the Eocene and Tortonian caused local inversions and folded and eroded structures. From middle Miocene to lower Pliocene, graben, half-graben and large synclinal structures were emplaced. (ii) a NE-SW Langhian-Serravalian extension which is at the origin of subsident basins filled up by syn-Miocene to Pliocene thick series, and the tilting of blocks. (iii) a NE-SW Pliocene extension resulting in normal faults and tilts; and (iv) a NNW-SSE late Pliocene to early Pleistocene compression which created anticlinal and synclinal structures affected by numerous oblique slip faults. The shortening during the Mio-Pliocene to Pleistocene is associated with significant inversions of subsident and folded sedimentary structures.

Hydrocarbons wells drilled at mid to large depths in the gulf of Hammamet show that most of the Miocene traps formed during the Atlassic stage. However, their configuration is strongly controlled by late Tertiary tectonic activity, indicating that the formation of such traps took place before the expulsion or during migration of hydrocarbons.

Keywords: Gulf of Hammamet, Neogene, geodynamics, seismic, horst, graben, fold, fault, inversion, petroleum traps.

1. Introduction

The subduction-collision of the African plate beneath the European plate from late Cretaceous till Pleistocene (Olivier et al., 1982; Chihi and Philip, 1999; Patriat et al., 2003; Khomsi et al., 2004) and the rifting which took place in the central Mediterranean, e.g. the Sicily Channel rift zone, from late Miocene to Pleistocene (Calanchi et al., 1989; Catalano et al., 1996), are at the origin of the emplacement of different structures: (i) From the upper Oligocene, the opening of basins, micro-basins occurred and were infilled with silicoclastic deposits (Saadi, 1997). They were associated with counterclockwise rotation of the Corso-Sardinian block (Edel, 1980; Ellouz, 1984), probably linked to the dextral movements observed along the EW faults (Bobier et al., 1991). (ii) The distensive and compressive structures which affected the Atlassic chain of North Africa were built during Oligo-Pleistocene. As a consequence, the Atlassic-Pelagian area is placed under a compressive and an extensional regime resulting from such subduction-collision system due to the convergence of the African and Eurasian plates and the opening of the Atlantic Ocean, respectively. In the northeast of Tunisia, the Miocene deposits emplaced on an internal platform. In this context, the gulf of Hammamet presents a complex tectonic history and was affected by successive tectonic events characterized by extensional and compressive structures among which basins and their inversion (Burolet, 1991; Messaoudi and Hamouda, 1994).

In this work, we will use seismic reflection as well as borehole data to (i) highlight the various tectonic phases which produced the structuration of the basins of the gulf of Hammamet during Miocene and (ii) model their effects on the inversion of basins and their petroleum implication.

2. Structural setting and lithostratigraphy

The gulf of Hammamet occupies the northern part of the Pelagian Sea, at the northeastern part of the southern Atlassic chain (Fig. 1). It is bounded to the west by the Sahel province, to the north by Cape Bon, to the east by the Pantalleria-Linosa-Malta rifting Strait (Gardiner et al., 1995; Tavarnelli et al., 2004) and to the south by the Tunisian plateau or horst of Kerkennah.

It has undergone major events resulting in the same tectonic events from Cretaceous to Plio-Pleistocene (Burolet, 1991). The uppermost Miocene and Plio-Pleistocene latest tectonic events imparted to the gulf of Hammamet its current morphology in grabens, half-grabens and synclinal troughs which present two main orientations (Fig. 1). The tectonics of northeastern

offshore Tunisia is characterized by (i) NW-SE normal and NE-SW reverse faults, (ii) overall EW structures representing the troughs of Kuriates to the south and Mâamoura to the north, (iii) NS oriented structures showing the trough of Jriba-Enfidha to the west and Halk-El Menzel to the east. These structural features are complicated by a network of faults which connect the gulf to the zone of the Siculo-Tunisian troughs. Together, the trenches delimit a less tectonized platform, known as Halk El Menzel (Fig. 1).

The stratigraphic sequences crossed by the oil wells are spread out from earliest Jurassic to the muddy Porto-Farina formation of Plio-Pleistocene age (Fig. 2). The lithostratigraphic chart shows the following units: (1) the Campanian-Maastrichtian Abiod formation, made up of white to grey chalky (and often fractured) limestones, with on average ~200 m thick; (2) the Maastrichtian-Paleocene El Haria formation, made of soft clays and marls containing planktonic fauna with an average thickness ranging from 800 m in the basins to 30 m in the high zones. It acts as a seal for the Abiod limestone reservoirs; (3) the lower Eocene Bou Dabbous formation, corresponds to thoroughly fractured, calcite-filled limestones, on average ~100 m thick; (4) the middle to upper Eocene Souar formation, mainly composed of grey clays and marls, with an average thickness of ~250 m which passes laterally to the carbonated platform of Halk El Menzel. These clays act as a cover for the Bou Dabbous reservoir; (5) the lower Oligocene-Miocene Fortuna formation, being characterized by intertidal deposits of clays, sandstones and silts, and at the top by medium to coarse reddish supra-tidal sandstones with some argillaceous intercalations. Towards the east, it is transformed into the platform carbonates of the Ketatna formation. The sandstones can play the part of a cover reservoir of argillaceous lenses, on average ~100 m thick, but the thickness can reach 500 m in the basins; (6) the lower to middle Langhian Aïn Grab formation, consisting of compacted, lumachellic-rich platform carbonates, not very thick, with weak water slices which peneplained all the previous formations. In terms of their lithological contrast, the limestones of Aïn Grab are identifiably seismic, compared to the other subjacent and overlying argillaceous and sandy formations; (7) the upper Langhian Mahmoud formation, made up of greenish, grey, soft, silty clays with thin sandy levels, ~150 m thick. It is a good cover for the subjacent series; (8) the Oum Dhouil group formations, corresponding to an entity composed of clay and sandstone, including the formations of (a) Birsa, composed of fine- to medium-grained sandstone with clay intercalations, (b) Beglia, represented by grey to green clay alternations containing grains of glaucony and pyrite with thin levels of white fine-grained sandstones, mostly unsorted, testifying to a cyclic sedimentation in a marine environment. The sandy levels are around 10

to 15 m in thickness, attributed to front bars or deltaic channels which constitute an open reservoir owing to intra-formational clays. Northwards, the base of the Beglia formation passes gradually to the Birsa formation, (c) Souaf, which consists of soft, plastic, silty-sandy clays with intercalations of fine-grained sandstones, on average ~300 m thick; (9) the upper Tortonian-lower Messinian Somâa formation, on average ~350 m thick, formed mainly by sandstones, yellow, fine to medium to coarse-grained sands, intercalations of soft to plastic argillaceous; (10) the Melquart formation with internal platform carbonated facies. In places, it changes to a restricted argilo- evaporitic type which corresponds to the Oued Bel Khédim formation, Messinian in age and ~100 m thick; (11) the Pliocene age Raf-Raf formation, composed of green and soft clays unconformably lying on Messinian and surmounted by the Porto-Farina formation which corresponds to a fossil-rich sandy unit (Fig. 3). According to the lithostratigraphic correlation of the wells established offshore in the gulf of Hammamet, we notice a lateral variation of in-depth facies and in thickness of the Mio-Pliocene series (Fig. 3).

3. Analysis of seismic profiles

In this work, we analyzed seismic profiles which were carried out during seismic campaigns TWT92, EN96 and EN98. These lines belong to the Enfidha licence east of the gulf of Hammamet. It is located under a water slice which ranges from 50 to 90 m. The acquisition of these lines was established by the CGG Company which used an airgun energy source, at 6 m depth with a 2 ms sampling interval and 25 m inter-shooting interval, the datum-plane is the sea level. The objective of these seismic campaigns is to study the Miocene sandstones after the main discoveries of the potential reservoirs in the gulf of Hammamet. Abiod limestones acquired great importance after the discovery of oil fields in the Abiod carbonated reservoirs (Fig. 4). In this study we are interested in the various tectonic phases which occurred during Miocene as well as their effects on the inversion of basins. We pointed towards the four seismic horizons which delimit the Miocene series, knowing them to be good reflectors. These horizons are the top of Messinian limestones of Oued Bel Khédim, the top of Tortonian sandstones of Souaf formation, the top of Serravalian sandstones of Birsa formation and Langhian lumachellic to sandy limestones of Aïn Grab formation. This enabled us to establish isochron and isobath maps relative to the Langhian and Messinian horizons and an isopach map between both horizons. While referring to the various wells of the study area, a lithostratigraphic correlation enabled us also to follow the side and in-depth evolution of the facies in order to characterize the inversion of basins.

All the seismic profiles were selected because they crosscut or are almost orthogonal to the various structures. They reflect a clear image of the structures at subsurface.

The L1 seismic profile NNW-SSE oriented extends over more than 29 km and passes by the graben of Jriba to the north, the platform of Halk El Menzel in the centre, whereas with the SE it crosscuts the graben of Kuriate (Fig. 5). The four horizons pointed on the seismic profile noted 1-4 show, at the base of the Miocene series, that the limestone horizon of the Aïn Grab formation is affected by many normal NE-SW and NNE-SSW faults which generated horst and graben structurations (faults F2 and F3) at the middle of the section. The horizons marked on the top of the Birsa and Souaf formations are affected by many faults, whereas upwards, the horizon corresponding to the Messinian unconformity noted 1 presents various normal NE-SW to EW faults which gave rise to horst and graben structures. In this section, we noticed that Miocene shows a chaotic aspect with the same thickness of the series from NW towards SE. At the upper Miocene, between horizons 1 and 2, an Atlasic compressive phase produced synform and antiform folded and faulted structures (Fig. 6). The uplift in the Miocene series towards the SE of the L1 profile reduces the space available for sedimentation. On the other hand, towards the NW of the L1 seismic line depression and structuration into syncline support a vast space available for sedimentation of Plio-Pleistocene deposit where the graben of Jriba, delimited by bordering faults, was formed.

The interpretation of the L2 seismic profile NNE-SSW oriented in the gulf of Hammamet extends over approximately 32 km. It passes by the NNW-SSE oriented graben of Jriba (Fig. 7) and shows a faulted structure with variable thicknesses as it extends to NNE. We notice a high or antiform structure with a brecciated or chaotic aspect which underwent a maximum of folding, where the horizon of the roof of the Messinian unconformity appears, affected by many normal faults appreciably ENE-WSW, NNW-SSE and SSW-NNE oriented. Towards the NNE a very deep antiform developed, constituting the block of the Miocene series which corresponds to the graben of Jriba itself. This block is delimited on its lower part by the roofs of the Aïn Grab, Souaf and Birsa formation which was affected by several normal faults. On its upper part, it is delimited by the Messinian unconformity, affected by normal faults and gully erosion surfaces on which are deposited conformably Pliocene folded series. Towards the SSW of the seismic profile we notice an uplift of the Miocene series which almost reached the surface with a definitely constant thickness as they extend towards the continent.

The L3 seismic profile (4.5 km) NNW-SSE oriented in the gulf of Hammamet (Fig. 8) shows two well individualized superimposed layers, Miocene in age, thicker and less deep towards the NNW which deepens and is thinned gradually towards the SSE. They are affected by NNE-SSW and WSW-ENE oriented normal faults, on top of Pliocene series, less thick and high towards the NNW which gradually grow thinner and deeper towards the SSE.

The L4 seismic line (11 km) NW-SE oriented shows three important compartments which are structured in horst and graben (Fig. 9). The interpretation of the L4 seismic line shows Miocene series collapsed towards the NW, assigned by an overlapping opposite fault deep to termination in drag fold, surmounted by folded Pliocene series. This thick zone is delimited by a NE-SW normal fault and has affected the Miocene series and fractured the Aïn Grab horizon. At the Plio-Pleistocene, this same fault played as reverse during a compression. The Miocene series are gradually thinned and uplifted towards the SE, then thickened again towards the SE delimited by a normal fault which does not reach the upper Miocene series. Isochron maps at the roof of the Messinian unconformity and the Aïn Grab formation were generated with a 20 ms equidistance between the curves.

3a. Isochron map at the roof of Aïn Grab formation

The isocontour values of this map vary from 1800 to 2400 ms (two way time). They show three highs, in the shape of horst, noted H1 to H3. They are delimited by a network of major normal F1 to F6 faults, overall NS, SW and EW oriented and of regional south to southeast dips. Low structures correspond to basins or G1 and G2 grabens which exceed 3900 ms, separated and shifted downwards by the normal F1 and F3 faults towards the east and west, respectively. In the centre, the F2 to F4 faults delimit the horst containing the El Baraka structure (H2). This structure is delimited by a major west-oriented F2 fault whose slip is important. Contours present various EW and NE-SW directions in the centre, and north and south of the study area, respectively. Towards the east small NW-SE oriented basins developed towards the Halk El Menzel platform. North and south of the map, the network of secondary faults is generally oriented in the same direction as that of small EW basins. Highs developed against EW to NW-SE normal F1 to F4 faults. From the centre to the south, the network of F2 to F6 faults is in the shape of an EW to NE-SW tectonic corridors. Inside the corridors developed folded trough-like structures. Towards the north, the variation of direction and the numerous EW, NS, NNW-SSE faults limit the G1 graben and H1 horst basin shape structures (Fig. 10). The NW-SE extensional phase, which took place mainly during the

Langhian, is responsible for the fracturing and the tilt of Aïn Grab lumachellic limestones formation. It created NE-SW, EW to NS oriented F1 to F5 normal faults which delimit structures in H1 to H3 horst and in G1 and G2 graben and folded trough-like structures.

3b. Isochron map at the roof of Oued Bel Khédim formation

The isochron values of this map vary from 227 ms to 1200 ms (two way time). The general morphology of the area reflects clear, individualized structures. It shows three highs, (H1 and H2) and (H3), respectively at the north and the south of the mapped region. The isochron values in these highs do not exceed 800 ms, whereas towards the west the G2 structure becomes very deep. It reaches a high speed at 2000 ms. On this map, we may distinguish two conjugated fault systems (F1, F2 and F4) which controlled the structuring of this zone. The latter is characterized by ENE-WSW and NE-SW folds (H1, H2 and H3), which are generated by post-Miocene tectonics. In the west, the G2 Jriba graben developed into a subsiding environment (Fig. 11).

Three highs north and south are delimited by networks of faults of average amplitude. They are often NS and rarely EW oriented, whereas in the centre (F1 and F2) they are controlled by EW faults. The first network in the south of the structure is NW-SE oriented (F4). These shears controlled the differentiation of a very low zone (G2 graben) to the NW of a fairly high area (H1) at the SE. The second network in the centre of the structure is NE-SW oriented. It has played in normal fault since the Cretaceous and has modified the thicknesses (Mattoussi Kort et al., 2009) and the sedimentary characteristics of the Paleogene and the Neogene elements. It was reactivated by the Atlasic compressive tectonics which modified the slips of the reverse faults. The contours are appreciably oriented in the same direction. The networks of faulting developed along an EW faulting corridor. These two networks have important widths and delimit a high (H1) and a low (G1) westwards oriented. The inversion of basins in the gulf of Hammamet took place during the Atlasic phase. Towards the east, these basins are less deep. The isochron curve values do not exceed 500 ms. They are generally NW-SE oriented. On the level of this area, faulting of low and intermediate amplitude has the same orientation as the basins.

In the gulf of Hammamet, a migration of the depocenters of the basins (G1 and G2) and of the highs (H1, H2 and H3) was recorded. The folding axis of Oued Bel Khédim limestones (Messinian) (Fig. 10) has slightly moved towards the NNE compared to that of the NE-SW oriented Aïn Grab limestones (Langhian) (Fig. 11). It is corroborated by the migration of the

folded trough-like synclines and the depocenters towards the NNE. The reactivation of the networks of the NE-SW faulting and EW oriented shear corridors, according to a succession of extensional then compressional movements caused trough-like synclines or grabens and folds within these corridors. We may note the sinistral or dextral strike-slip regarding the shift isochrones along F2 and F1 faults (Fig. 11) probably caused by transtension and transpression, respectively. Consequently, the NE-SW and NW-SE normal faults reactivated as reverse. The latter delimit the Cretaceous paleo-high (H3), in the south of the isochron map of the Aïn Grab formation. The reactivation of this fault during Messinian results in branches of the same faults direction whose width and slips are definitely weaker. The major faults in this zone follow two directions. In the south, the first (F4) is NNW-SSE oriented. It crosscuts the second (F2) EW oriented in the centre of the mapped area separating NS high structures (H3) from EW low structures (G2). This map differs from the preceding one on account of important faults, the first of which is EW directed in the centre of the map with a slip towards the SE. The second NS fault (F3), in the south with an important slip towards the SE, delimits a horst (H3). Towards the south, the EW faults (F6) becomes NS with a slip towards the NW. They delimit a horst towards the extreme south of the map and extend towards the NE.

3c. Isopach map of Aïn Grab-Oued Bel Khédim

This map covers all the Miocene series limited at the bottom by the Aïn Grab formation (Langhian) and at the top by the Oued Bel Khédim formation (Messinian). From north to south we can distinguish the spatial distribution of the highs (H1 and H2) with reduced deposits and of subsident basins (G1 and G2) (Fig. 11).

The gulf of the Hammamet Basin is characterized by formations of synclinal, folded structures cut out by deep Mesozoic NS, EW, NW-SE and NE-SW faults (F1, F2 and F3). Towards the north, highs or anticlines (H1) are noticed. These structures are presented in the shape of horsts which collapse gradually to the west and become very deep. They correspond to the Mâamoura troughs. At the centre of the map, a deep basin (G1) developed. The same depth curves are widely spaced. This structure becomes very high (H2) towards the SW. The curves are exceedingly tight, testifying to an abrupt decrease in the series thicknesses. A deep basin (G2) occurred, then the structures become highs towards the south. This sharp fall in the Miocene series thicknesses is controlled by the reactivation of the various faults. The reactivation of older faults has created fracturation and tilting of the Miocene series. The majority of the folded structures are appreciably NE-SW oriented, perpendicular to the

main NW-SE stress direction. We may also notice an important subsidence northwards in the Mâmoura troughs, along the NS Jriba-Enfidha and the EW Monastir-Kuriate troughs (Fig. 12).

4- Discussion and conclusions

From the interpretation of the seismic profiles as a whole and the examination of (i) the isochron maps to the Aïn Grab, Birsa, Souaf and Oued Bel Khédim roofs sealed by the Messinian unconformity, and (ii) the isopach map of Aïn Grab-Oued Bel Khédim, we may propose a structural evolution diagram for the gulf of Hammamet (Fig. 13). The gulf of Hammamet behaves like a slightly folded and faulted platform, of Jurassic to Pleistocene age (Khomsi et al., 2006).

4.1 Langhian to Serravallian

From middle Miocene the outline of a subsident basin started after dislocation and tilting of blocks. The Miocene series may reach 3000 m in thickness. The area within the eastern margin of Tunisia, and i.e. the gulf of Hammamet (offshore) enables us to follow the tectono-sedimentary and geodynamic evolution of the underlying structures during the Cenozoic era. It corresponds to a transition zone between the Atlassic domain to the west and the Pelagian domain to the east. It is located in a junction where compressive tectonic activities related to the Atlassic domain (trench of Jriba) and an extensional tectonic domain of the Pelagian domain (Halk El Menzel graben) interfere. These geodynamic interactions are controlled by the convergence, collision and subduction of the Eurasian-African plates, and the opening of the Atlantic ocean. This generated horst and graben structures and NE-SW Atlassic-type folds. The structural system of the study area is expressed in brittle zones materialized by family of faults inherited and rooted in the ante-Triassic basement. They support the subsidence, burial, tilting and inversion of basins during the Cenozoic period. Thus, the sedimentary sequences are affected by EW to NW-SE and NS to NE-SW faults, as well as NNE-SSW to NE-SW folds (Fig. 13). The study area is dominated by structures aligned in various directions:

(i) NW-SE and NE-SW oriented, appearing on isochronous and isopach maps (Fig. 10-12), are related to extensional episodes bordering the graben and horst subsident structures. At the lower Miocene, the limestones series of the Aïn Grab formation as well as the overlying series

were assigned by extensional NE-SW oriented movements (Fig. 13a), leading to block tilting in horsts and grabens (Fig.10-11).

(ii) NE-SW oriented, associated with folds and reverse faults (Fig. 13d-f). During the upper Miocene the subsidence continued. Silicoclastic series of Birsa and Souaf formations deposited with rare intercalations of limestone beds. The former faulted and tilted Ain Grab limestone series acted as a basement for the overlying series. The NE-SW extensional regime continued till the Serravalian. The thick series deposited into grabens or basins, whereas the thin series deposited onto high structures or horsts (Fig. 13b).

4.2 Tortonian to Messinian

During Tortonian to Messinian, a NW-SE oriented compression took place and generated folded structures. Such structures are often affected by NE-SW reverse faults (Fig. 13c). This compression is at the origin of the migration of the depocenters of the basins. The folded structures are often NE-SW oriented with remarkable variations of thicknesses (Fig. 13d). The examination of the isochron and isopach maps derived from the seismic profiles clearly show a lateral variation in thickness of the Miocene series (Fig. 11-12).

4.3 Lower Pliocene to Pleistocene

At the Pliocene, silicoclastic series deposited and followed the architecture of the basins which migrated under the influence of the Messinian compression. Such series also presents lateral variations in thickness (Fig. 13e). We also note the thickening and thinning of the Pliocene series which are unconformably lying on the eroded and folded upper Miocene series. It clearly appears to be a reversal of the Pliocene and Miocene sedimentary sequence, represented by a thickness variation. The rapid change in the orientation of the compression from NW-SE to NNW-SSE initiated a transpressional regime which led to flower structures (Fig. 5,6) and large wavelength fold structures. Some of the structures are pull-aparts formed during the Langhian to Serravalian transtensional regime and were probably reactivated prior to the Plio-Pleistocene transpression, i.e. during the weak and quick lower Pliocene transtension (Fig. 13f).

4.4 Geodynamic and petroleum implication

The Paleogene series were eroded at the paleo-high levels (uplifts) during the upper Eocene compressive phase. The thin series of Birsa formation illustrates the Miocene extensional

phase (middle Serravalian) followed by Ain Grab transgression. After the Tortonian to Messinian transpressional stage, the Messinian series was eroded and uplifted. It corresponds to a period of relaxation (Fig. 3). The flattening at the top of the Messinian series noted 1 on seismic line 3 and crossed by wells P5 and P6 (Fig. 8) shows that Souaf Basin continued to develop through deposition of the thick Raf-Raf Pliocene formation towards the SSE. During the deposition of the Plio-Pleistocene series, the older normal faults were reactivated in a NNW-SSE transpressional regime, leading to the formation of NE-SW folds along the edges of faults forming the high zones (Fig. 9). The compressive tectonics is rather amplified at the Pliocene where the EW and N120-140° dextral faults, showing reverse components, occurred. The Miocene distension is responsible for the thickening of sedimentary series and thus for the creation of micro-basins which go through the Pliocene distension. This inversion thus observed indicates a compressive tectonics amplified in the Plio-Pleistocene.

Onshore, at the west of the gulf of Hammamet, the Tunisian Sahel province, limited to the west by the NS axis, seems to have been scarcely tectonized. Its actual structure is buried under the Plio-Pleistocene sediments, according to seismic data (Touati, 1985; Bédir, 1995; Khomsi et al., 2004). At subsurface, complex geological structures are related to the Triassic volcanic activity which increased during Aptian and upper Cretaceous (Laridhi Ouazaa, 1994). This area is characterized by the thinning of sedimentary series from the Atlasic basin to the Sahel (Buness et al., 1992). In the area of Grombalia north of the gulf of Hammamet, the trough faults form a NW-SE oriented basin. This structure could be found to the west in the Algerian-Tunisian continental domain and to the east in the central Mediterranean (Boccaletti et al., 1984). Its western underlying structure is badly known since it is hidden by the Pleistocene series. Gravimetric studies show that the Pleistocene series deposited unconformably on the Tertiary series (Hadj Sassi et al., 2006). In the southern part of the trough appears the fault of Hammamet over 5 km length (Ben Ayed, 1993; Ben Salem, 1995; Hadj Sassi, 2002), rooted in the ante-Triassic basement. The flower structure, recognized through seismic lines, shows ramifications which are grafted (Hadj Sassi et al., 2006). Such a structure is characterized by a strike-slip with a normal component at the Mio-Pliocene, then a strike-slip with a reverse component during the Plio-Pleistocene. The cumulated vertical displacement of the Ain Grab bar reference mark, Langhian in age, is of 850 m to 3500 m. This displacement is compensated by a Mio-Plio-Pleistocene subsidence. The rooting of the flower structures (more than 4 km depth) shows indexes of reverse reactivations corroborating a reverse movement, which partly cancelled the first movement (Hadj Sassi et al., 2006). This

also appears on the seismic sections in the gulf of Hammamet. The genesis of the structures related to the polyphased tectonics of a flower structure shear is found in examples which are observed onshore in Tunisia and offshore in the Pelagian Sea with strike-slips of directions which may vary from NW-SE to EW in the Pelagian platform (Bedir and Bobier, 1987). In the area of Bouficha, northeastern Tunisia, field data show that the development of faults from EW to N120° is reactivated during the upper Miocene according to normal component reactivation associated with the genesis of NE-SW folds (Chihi, 1995). These structures are associated with a compressive stress σ_1 oriented N120-140° (Mzali and Zouari, 2006). At the lower Plio-Pleistocene, faults oriented EW, N120-140°, presenting dextral reactivations with reverse components, are related to the submeridian compression (Dlala and Rebai, 1994; Chihi, 1995). Such structures appear in the gulf of Hammamet on the seismic sections and isopach and isochronous maps related to the Miocene horizons of Oued Bel Khédim and Aïn Grab.

We may also distinguish N120° strike-slip corridors, tectonic structures in northeastern Tunisia and major strike-slip faults (Mzali et al., 2007). Sedimentary series are affected by the EW, NW-SE and NE-SW to NS faults and by the NNE-SSW to NE-SW folds. These faults probably date from the end of the Cretaceous and were reactivated during the extensional and compressional phases. The geometrical variations of the tectonic structures on both sides of the faults show that the strike-slip corridors took place before folding and contributed to the sedimentary variations from one compartment to another. During the compressive Miocene phase northeastern Tunisia, the stress was oriented N120-140° (Bédir, 1995). The faults were reactivated in dextral shears, with normal and reverse component for the NW-SE and EW directions and for the NE-SW direction, respectively (Mzali and Zouari, 2006). During the Plio-Pleistocene compressive phase, the stress was oriented NW-SE to NS (Bédir and Bobier, 1987; Bouaziz et al., 2002; Khomsi et al., 2006). The N120° faults have played in dextral reverse strike-slip. The associated faults reactivated with a normal component for the NW-SE directions as well as the folds of various directions were reactivated.

The results deduced from former works in northeastern Tunisia (onshore gulf of Hammamet) show similarities and agreements with the Miocene structures we identified on seismic lines, isochron and isopach maps. The tectono-sedimentary evolution of these deep structures is influenced by NW-SE to EW oriented shears. We think that the various tectonic phases which were responsible for the inversion of the sedimentary basins are part of an Atlasic structure

to the front of the Tunisian Atlassic chain which underwent the influence of all the deformations recorded in northeastern Tunisia (onshore).

The tectonic events and the various structures identified in the gulf of Hammamet could be attached to the common geodynamic evolution of the basins of North Africa and the Western Mediterranean in relation to the kinematics of the African and European plates. The current seismic activity in the gulf of Hammamet translates the continuation of the convergence of the African and European plates.

In the gulf of Hammamet, the traps are worked by sedimentation and tectonics. The stratigraphic traps are formed following side and in-depth facies variations (Fig. 2, 12). They are formed in bevels or under angular or stratigraphic unconformity (Fig. 3). The middle Miocene series were affected by a NE-SW extension (Fig. 5,6) which has affected the Ain Grab and Birsa formations and created structures in horst and graben on top of which thick series deposited (Fig.9). These structures are delimited by numerous normal faults oriented EW, NE-SW and rare faults oriented NW-SE (F1-F6) (Fig. 10) and flowers structures (Fig. 6). Traps developed in contact with these faults. During upper Miocene the stress regime became compressive along a NW-SE direction. The Souaf and Oued Bel Khédim formations were faulted and developed asymmetric folds trending NE-SW (Fig. 13d). This compressive mode has created the inversion of basins (Fig. 13c). Normal and reverse faults developed (Fig. 7) and others reactivated and inherited (F1, F2, F4) (Fig. 6,11,13d). The folded series were exposed to erosion. The roof of Oued Bel Khédim formation (Messinian) was eroded, which is expressed by the presence of grooves or water digging dishes where overlying series deposited (Fig. 7). The upper Miocene-lower Pliocene series are unconformable and affected by normal faults. Thus a relaxation and erosion event occurred during upper Miocene followed by a fast extension at the lower Pliocene (Fig. 5-7). The fast deposits of the Plio-Pleistocene series of Raf-Raf and Porto-Farina occurred following the upper Miocene basin inversion process (Fig. 3,7) under NW-SE compression (Fig. 13e). Such NW-SE compressive phase occurred and quickly increased the shortening into NNW-SSE transpression by reactivating old normal faults (prior to Miocene). As an example the normal fault F2 at stage 1 (Miocene) transformed into reverse fault at stage 2 (Plio-Pleistocene) leading to a drag fold at its tip (Fig. 9). Such tectonics behaviour supported the fracturing in carbonated reservoirs and thus improved the quality of the petrophysical parameters (porosity, permeability). The old faults reactivation, the dislocation of blocks which put into contact layers of different lithologies and the inversion of basins may support the development of oil traps in this area.

The accumulation periods, source rocks maturations, oil windows, and expulsion and migration of hydrocarbons are related to geodynamic events characterizing the gulf of Hammamet structures during the Atlassic phase. Most Miocene traps were formed during this stage, but their configuration is strongly controlled by late Tertiary tectonic activity. We may therefore think that the formation of such traps took place before the expulsion or during migration of hydrocarbons (Ben Ferjani et al., 1990; Dridi et Sejil, 1991).

Two major source rocks have been identified in the area: (i) the Albian dark shales source rocks, 200 to 1000 m thick, (ii) the lower Eocene limestone source rocks is 100 to 250m thick and locally eroded. The seal is provided by the excellent intraformational shales. The reservoir, composed of sandstones mostly fine to very fine grained, is represented by:

(a) the Birsa sands exhibit fair to excellent porosities. Particularly, reservoir quality is excellent in the productive zones with porosities of 15 to 30% and permeabilities exceeding one Darcy.

(b) the Zelfa Formation lies above the Birsa sandstones. It is composed of sand bodies 2 to 20 m thick, intercalated with shales and siltstones. The Zelfa sandstones represent a transitional marine to deltaic sequence within the lower Oum Douil Formation.

The pay zones display good porosities ranging from 14 to 24%. The estimated permeability varies from 30 to 300 mD and is believed to exceed 500 mD.

In the gulf of Hammamet, the inversion of basins during Mio-Pliocene is evidenced by the variation in thicknesses of the upper Miocene series, especially within the Serravalian Birsa and the Tortonian Souaf formations. The tectonic events and the various structures identified could be related to the common geodynamic evolution of the North African and Western Mediterranean Basins subjected to kinematics of the African and European plates.

Acknowledgments

We would like to thank the Tunisian Company for Petroleum Activity (ETAP) for the seismic and logging data we used in this paper. We are indebted to K. Ben Boubaker and M. Dridi and to L. Fleurian for her help in the English wording. We are grateful for the careful comments made by both the anonymous referees which helped us improve the manuscript.

References

- Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés au couloir de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie : seismo-stratigraphie, seismo-tectonique et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 416p.
- Bédir, M., Bobier, C., 1987. Les grabens de Mahdia et Sidi Cherif (Tunisie orientale) : dynamique de fossés oligo-miocènes induits au toit d'anticlinaux crétacés-éocènes par les jeux au Néogène de décrochements est-ouest et nord-sud. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 1143-1150.
- Ben Ayed, N., 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de la Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université Paris 11, Orsay, 280 p.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. Mémoire *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), Tunis, n°1*, 194p.
- Ben Salem, H., 1995. Evolution de la péninsule du cap Bon (Tunisie orientale) au cours du Néogène. *Notes Serv. géol. Tunisie*, 61, 73-84.
- Bobier, C., Vigier, C., Chaari, A., Chine, A., 1991. The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: Seismics sequences and structures. *Tectonophysics*, 195, 371-410.
- Boccaletti, M., Nicolich, R., Tortorici, L., 1984. The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geology*, 55, 219-245.
- 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.
- Buness, H., Giese, P., Bobier, C., Eva, C., Merlanti, F., Pedone, R., Jenatton, L., Nguyen, D.T., Thouvenot, F., Egloff, F., Makris, J., Lozej, A., Maistrello, M., Scarascia, S., Tabacco, I., Burolet, P.F.D., Morelli, C., Nicolich, R., Zaghouni, T., Egger, A., Freeman, R., Mueller, St., 1992. The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *Tectonophysics*, 207, 245-267.
- Burolet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics*, 195, 359-369.

- Calanchi, N., Colantoni, P., Saitta, M., Seri, G., 1989. Strait of Sicily continental rift systems: Physiography of the submarine volcanic centres. *Marine Geology*, 87, 55-83.
- Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer Pélagienne : une étude structurale et une signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 324p.
- Chihi, L., Philip, H., 1999. Le bloc atlaso-pélagien : place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire. *Notes du service géologique de Tunisie*, 65, 49-68.
- Dlala, M., Rebai, S., 1994. Relation compression-extension Miocène supérieur à Quaternaire en Tunisie: implication sismotectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série IIa, 319, 945-950.
- Dridi, M., Sejlil, A., 1991. Eocene. In: Hmidi and Sadras (Eds.) *Tunisian Exploration Review*. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 73-93.
- Edel, J.B., 1980. Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, I.P.G., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310p.
- Ellouz N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique orientale et de la mer pélagienne. *Thèse de Doctorat 3ème cycle*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 129p.
- Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1995. Plio-Pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean-Malta plateau, Central Mediterranean. *J. Geodynamics*, 19 (1), 35-51.
- Hadj Sassi, M., 2002. Étude tectonique et gravimétrique du fossé de Grombalia et de ses environs (Tunisie nord-orientale). *Mémoire de DEA*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 137p.
- Hadj Sassi, M., Zouari, H., Jallouli, C., 2006. Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie : exemple du fossé de Grombalia. *C.R. Geoscience*, 338, 751-756.

- Khomsi, S., Bedir, M., Ben Jemia, G.M., 2004. Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 336, série II, 1401-1408.
- Khomsi, S., Bédir, M., Soussi, M., Ben Jemia, G.M., Ben Ismail-Lattrache, K., 2006. Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C.R. Geoscience*, 338, 41-49.
- Laridhi Ouazaa, N., 1994. Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 426p.
- Mattoussi Kort, H., Gasquet, D., Ikenne, M., Laridhi Ouazaa, N., 2009. Cretaceous crustal thinning in North Africa: Implications for magmatic and thermal events in the Eastern Tunisian margin and the Pelagic Sea. *J. Afr. Earth Sci.*, 55(5), 257-264.
- Messaoudi, F., Hamouda, F., 1994. Evénements structuraux et types de pièges dans l'offshore Nord-Est de la Tunisie. *Rapport interne, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP)*, 65p.
- Mzali, H., Zouari, H., 2006. Caractérisation géométrique et cinématique des structures liées aux phases compressives de l'Eocène au Quaternaire inférieur en Tunisie : exemple de la Tunisie nord orientale. *C.R. Geoscience*, 338, 742-749.
- Mzali, H., Gabtni, H., Zouari, H., Hadj Sassi, M., Gharsalli, J., 2007. Evidence of N120° shear corridors and associated tectonic structures in northeastern Tunisia after geological and geophysical data. *C.R. Geoscience*, 339, 358-365.
- Olivier, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie. *Bull. Soc. géol. France*, 357-374.
- Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben Kilani, H., 2003. The Hammamet, Gabès and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. *Sedimentary Geology*, 156, 241-262.
- Saadi, M., 1997. Géodynamique des bassins sur relais des décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitainien de Souaf

(Tunisie centro-orientale). *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 348p.

Tavarnelli, E., Butler R.W.H., Decandia, F.A., Calamita, F., Grasso M., Alvarez W., Renda, P., 2004. Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. *The Geology of Italy. In: Crescenti, U., D'Offizi, S., Merlini, S., Sacchi, R. (Eds.), Societa Geologica Italiana, sp. Vol.*, 201-214.

Touati, M.A., 1985. Etude géologique et géophysique de la concession Sidi El Itayem en Tunisie orientale, Sahel de Sfax. *Thèse de 3^e cycle*, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 255p.

Figure captions

Fig. 1: Geographical location of the study area. (a) normal fault, (b) Plio-Pleistocene extension, (c) reverse fault, (d) anticline axis of Djbel Abderrahmane, (e) oil wells, grabens of: (1) Enfidha-Grombalia, (2) Cosmos, (3) Kuriates, (4) Halk El Menzel, (5) Tazoghrane and (6) Pantelleria.

Fig. 2 Lithostratigraphic chart of the gulf of Hammamet area and the related key Mio-Plio-Pleistocene tectonic events. Black (white) arrows indicate compression (extension).

Fig. 3: Lithostratigraphic correlation of the oil wells P1-P6 and P12-P13.

Fig. 4: Location of the seismic profiles L1 to L4 and the oil wells P1-P8, P10-P13 within the gulf of Hammamet.

Fig. 5: Seismic line L1, NW-SE oriented, showing lower and upper Miocene faulted series. Roof of (1) Oued Bel Khédim (Messinian), (2) Souaf (Tortonian), (3) Birsa (Serravalian), (4) Aïn Grab (Langhian) formations. F2, F3, F5 and F6: reactivated faults. P12: exploration well.

Fig. 6: Geoseismic section interpreted from seismic line L1 crosscutting well P12. Same notations as in [Figure 5](#).

Fig. 7: Seismic line L2, NE-SW oriented, showing the structuration in horst and graben of the lower Miocene series. Roof of (1) Oued Bel Khédim (Messinian), (2) Souaf (Tortonian), (3) Birsa (serravalian), (4) Aïn Grab (Langhian) formations.

Fig. 8: Seismic line L3, NNW-SSE oriented, showing the main horizons with the supported wells P5 and P6. Roof of (1) Oued Bel Khédim (Messinian), (2) Aïn Grab (Langhian) formations.

Fig. 9: Seismic line L4, NW-SE oriented, showing thick Miocene series affected by old reactivated faults. Roof of (1) Oued Bel Khédim (Messinian), (2) Souaf (Tortonian), (3) Birsa (Serravalian), (4) Aïn Grab (Langhian) formations. F2, F3, F5: normal faults, one of which reactivated as reverse fault (F2) during the Plio-Pleistocene. P11: exploration well reaching the Cretaceous formations.

Fig. 10: Isochron map at the roof of Aïn Grab horizon (Langhian). Isocontour values vary from 1800 ms to 2400 ms with an equidistance of 20 ms. F1-F6: faults, H1-H3: horsts, G1-G2: grabens, P4-P6, P7, P11-P13: exploration wells.

Fig. 11: Isochron map at the roof of Oued Bel Khédim formation (Messinian). Isocontours vary from 227 ms to 1200 ms with an equidistance of 20 ms. Same notations as in [Figure 10](#).

Fig. 12: Isopach map between roofs of Aïn Grab (Langhian)-Oued Bel Khédim (Messinian) formations. Equidistance of isocontours: 20 m. Same notations as in [Figure 10](#).

Fig. 13: Possible geodynamic model for the gulf of Hammamet from Miocene to Plio-Pleistocene. (a) NE-SW Extension of Langhian age affecting Aïn Grab horizon (normal faults), (b) deposit of silicoclastic series of syn-Miocene age (Oum Dhouil group), (c) NW-SE Messinian compression, responsible for the occurrence of reverse faults and inversion of basins, (d) structural scheme showing NE-SW anticlinal and synclinal structures, the black arrows give the anticlinal axis, (e) deposit of Pliocene series unconformably on Miocene series and basins inversion, (f) NNW-SSE Pliocene compression through and creation of folded structures and possible micro- pull-a-part basins since shearing occurred in relationship with the change of stress orientation.

Highlights

- Seismic lines and lithostratigraphic correlations show Miocene extensional and compressional stress regimes
- NE-SW middle Miocene extension at the origin of subsident basins filled up by syn-Miocene-Pliocene thick series
- NW-SE Tortonian compression caused folded and eroded structures with basins inversions
- Upper Miocene clastic sedimentary accumulations may be targets for hydrocarbons

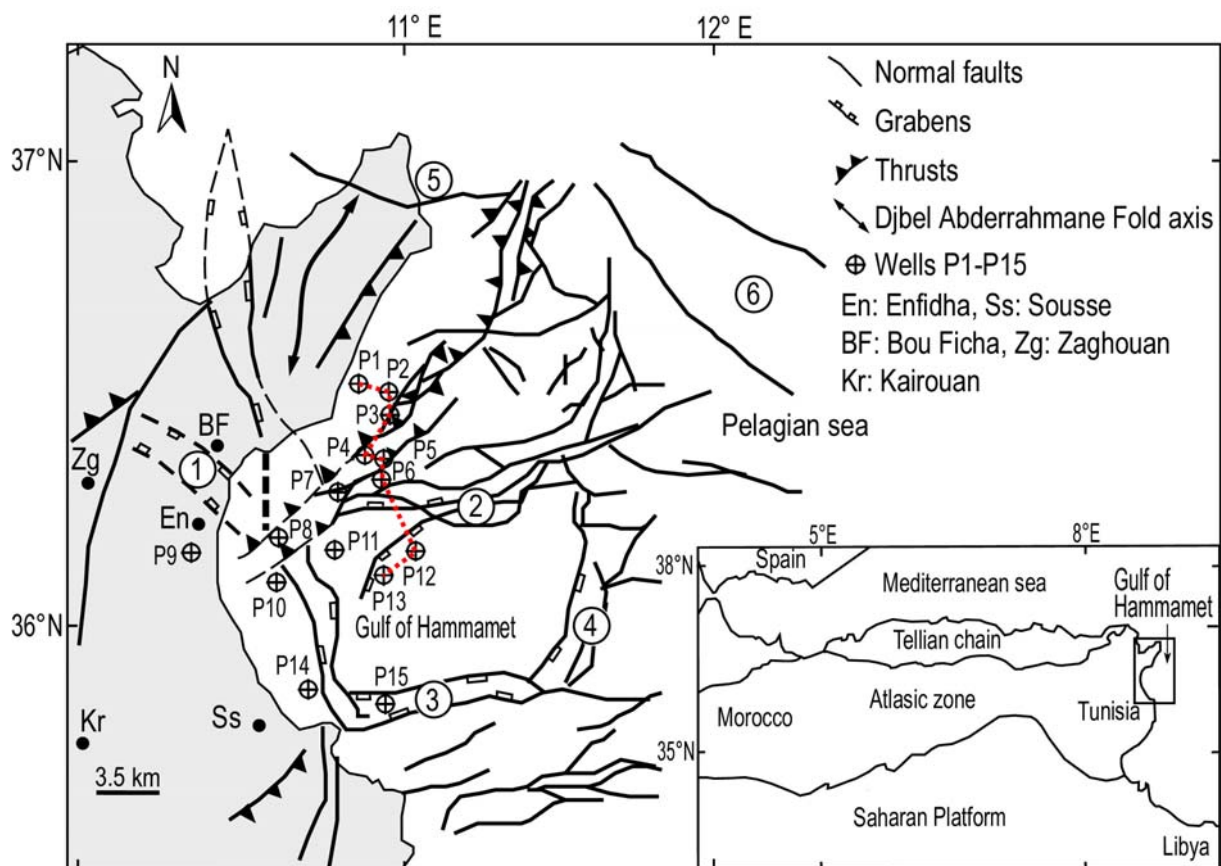


Fig.1

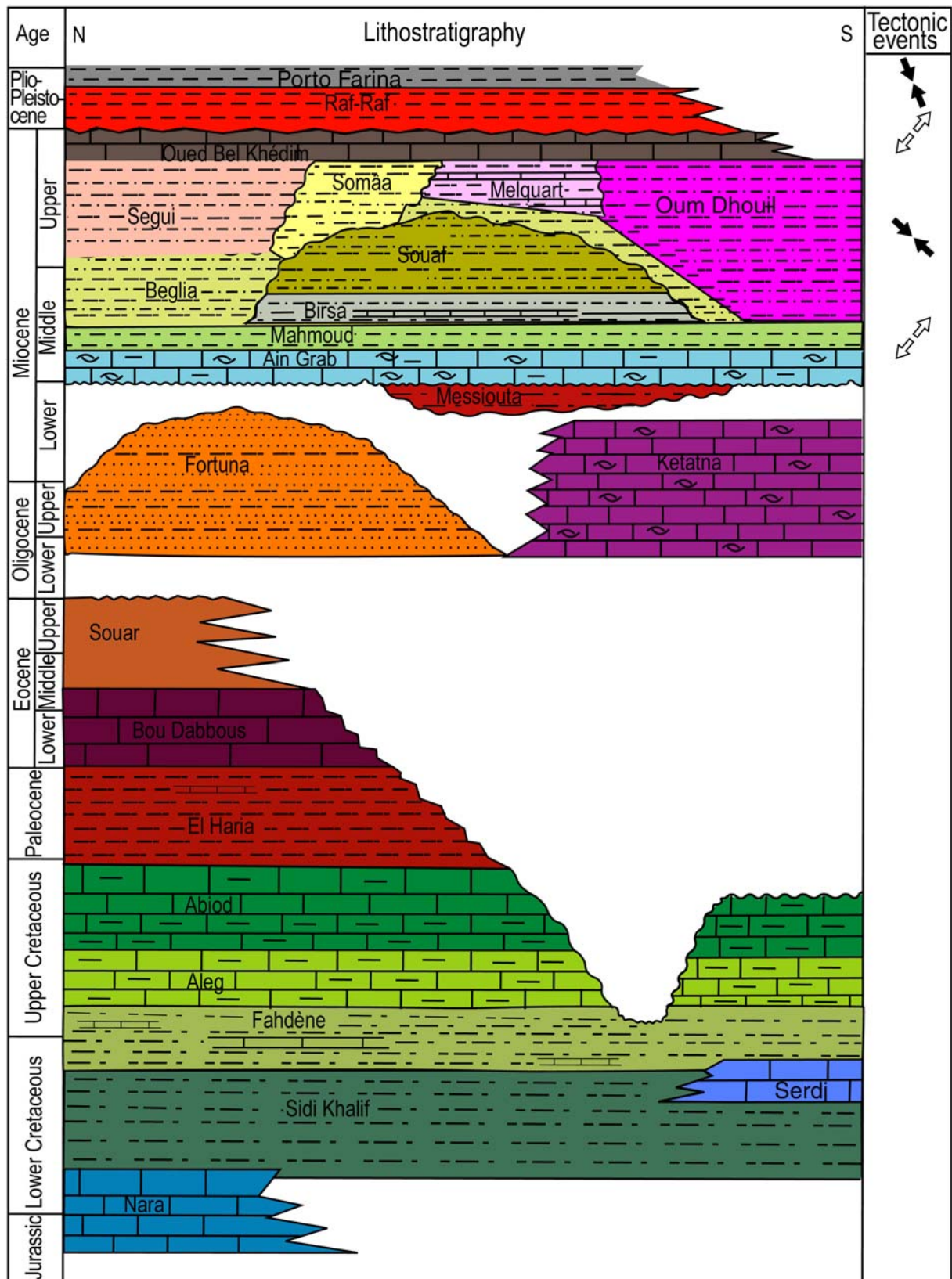


Fig.2

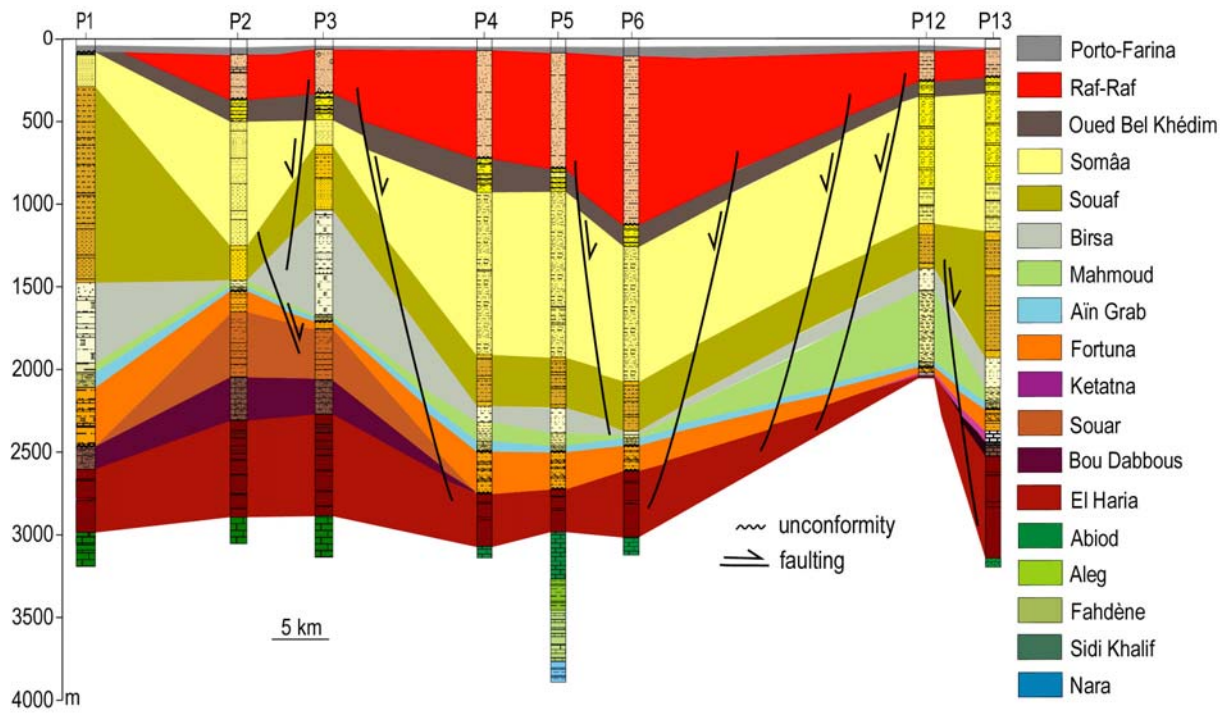


Fig.3

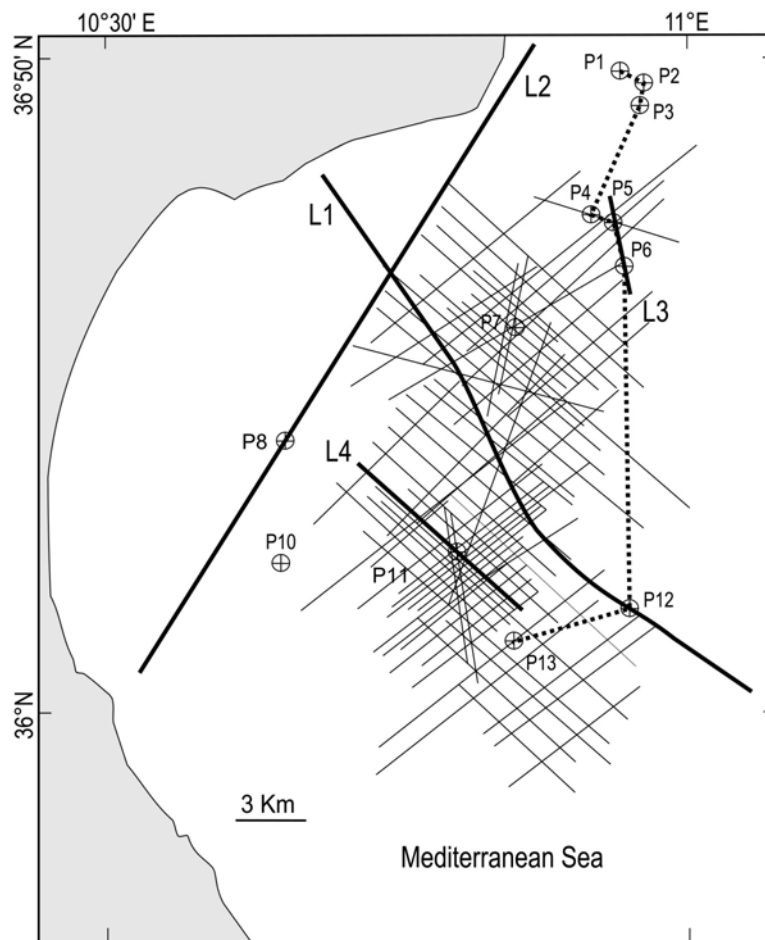


Fig.4

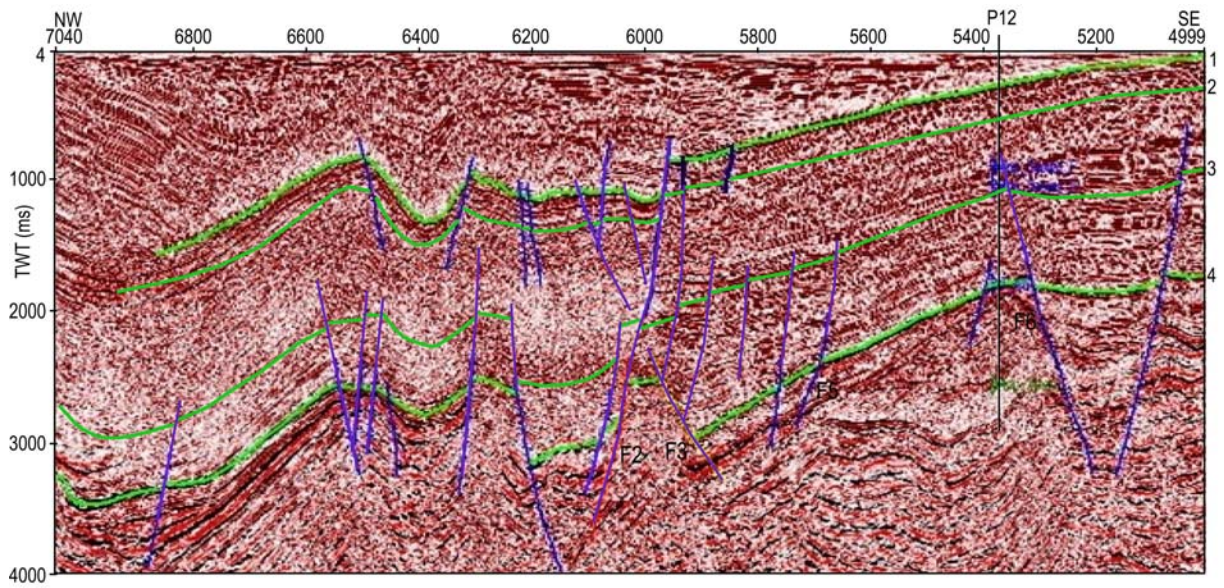


Fig.5

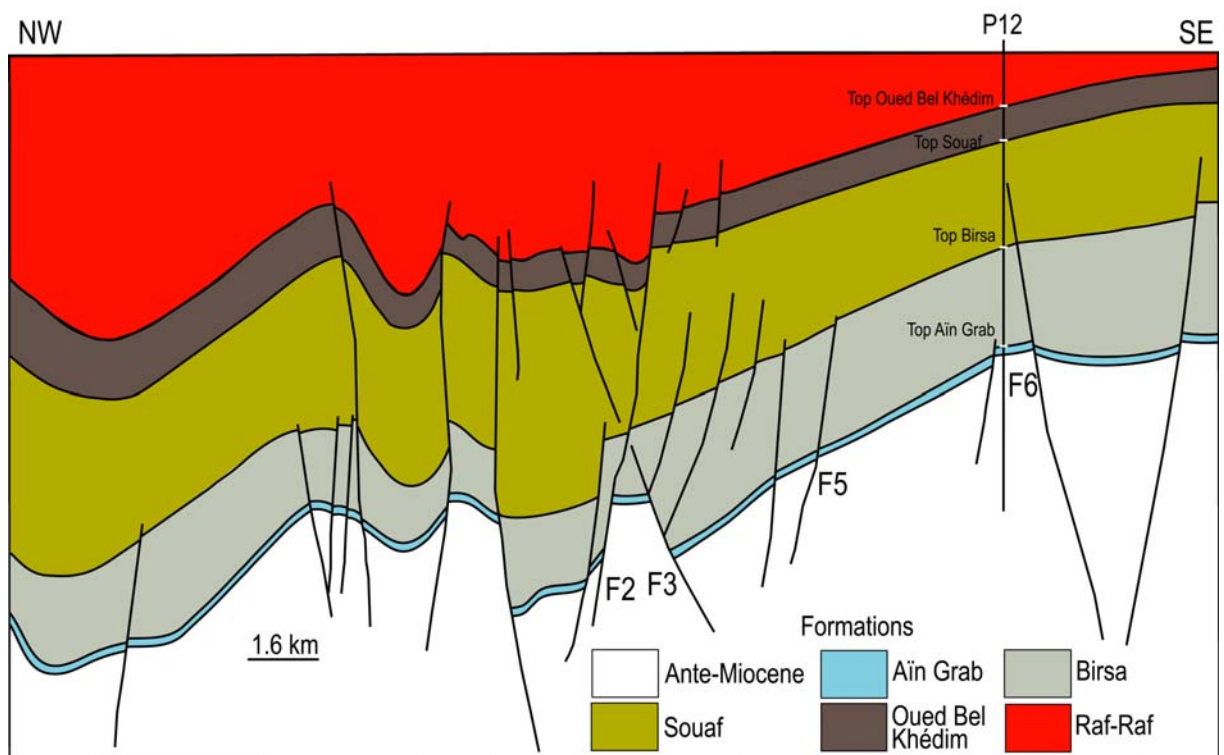


Fig.6

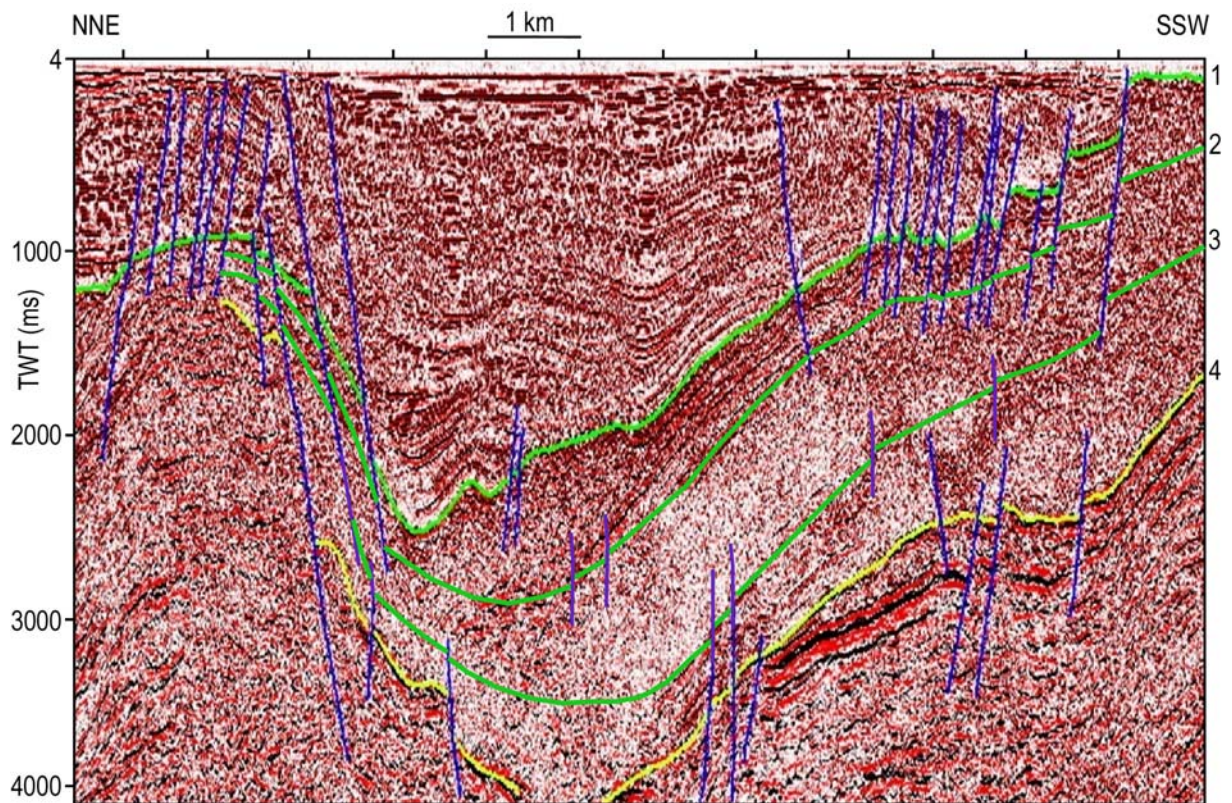


Fig.7

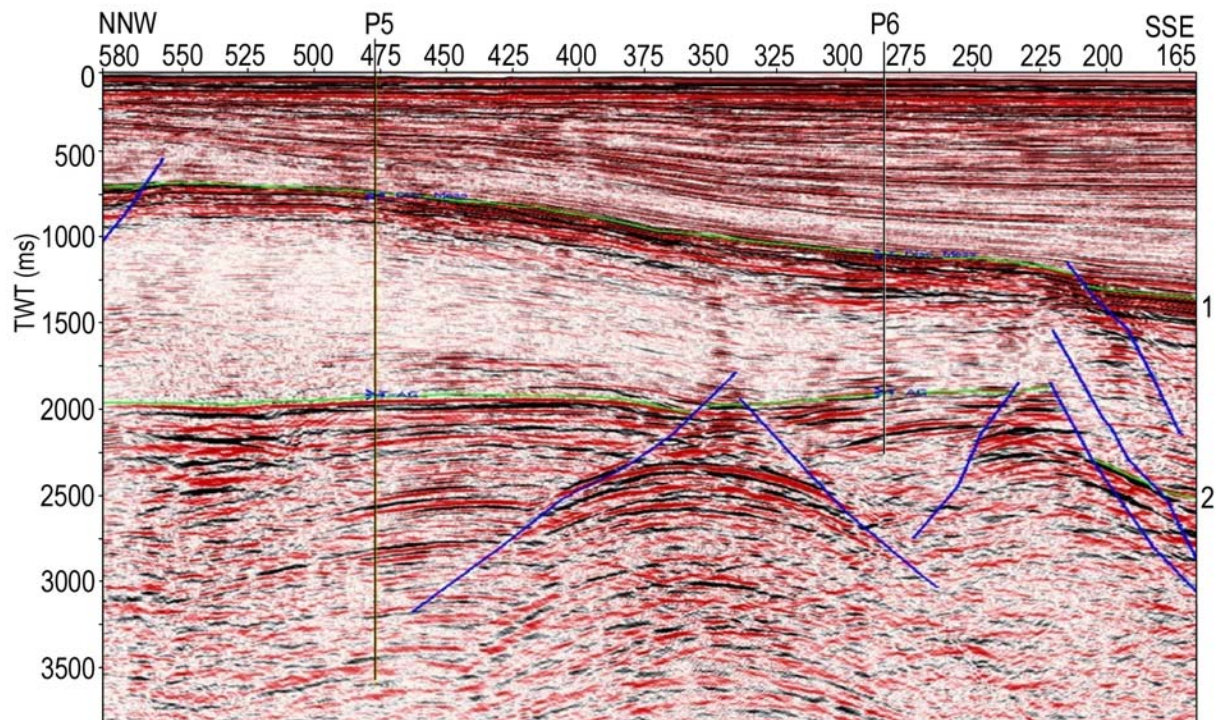


Fig.8

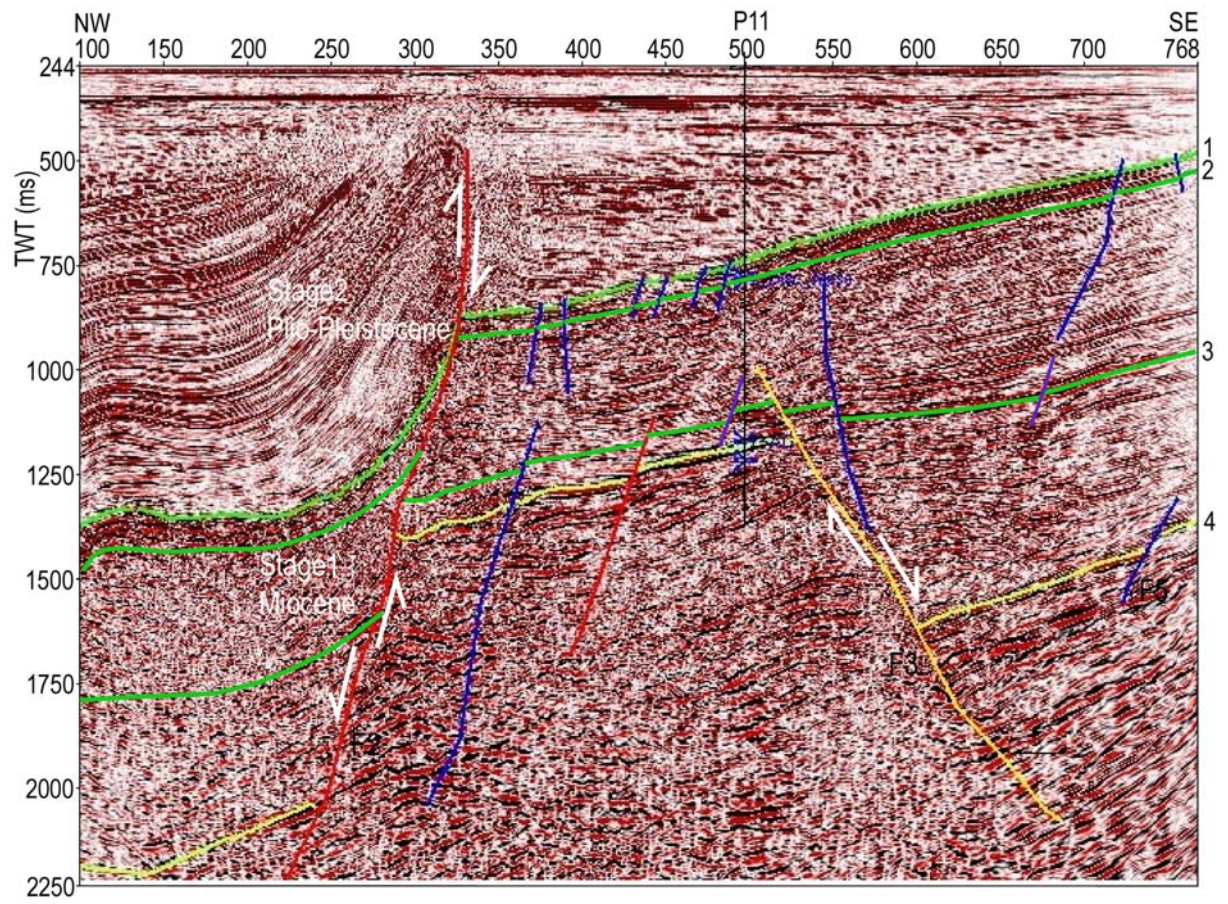


Fig.9

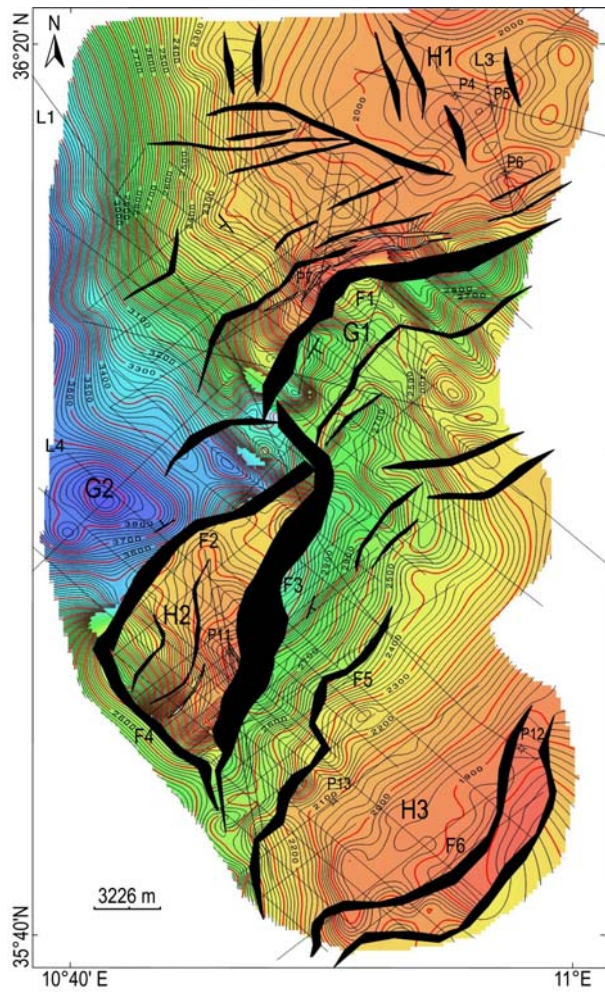


Fig.10

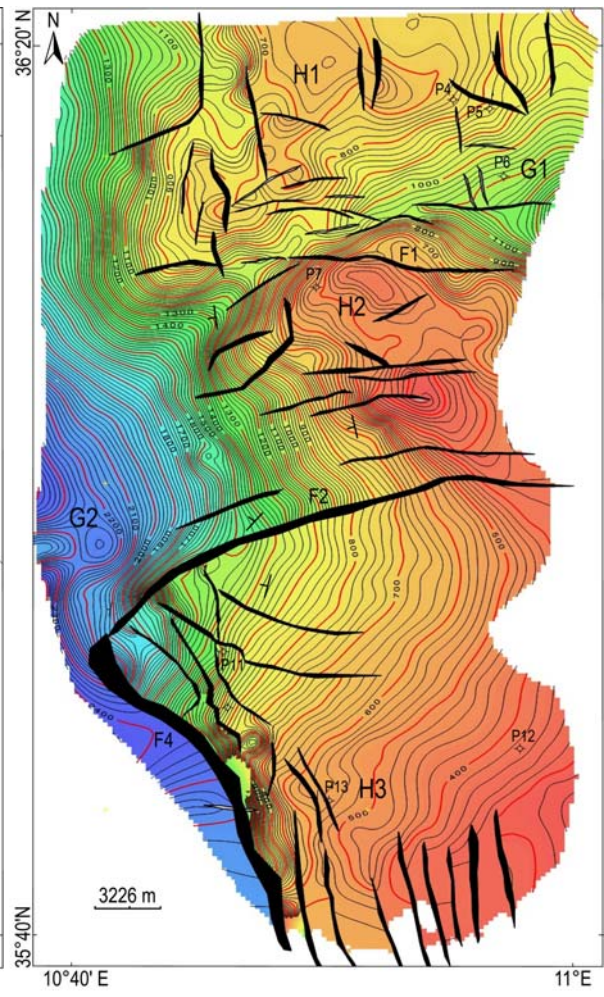


Fig.11

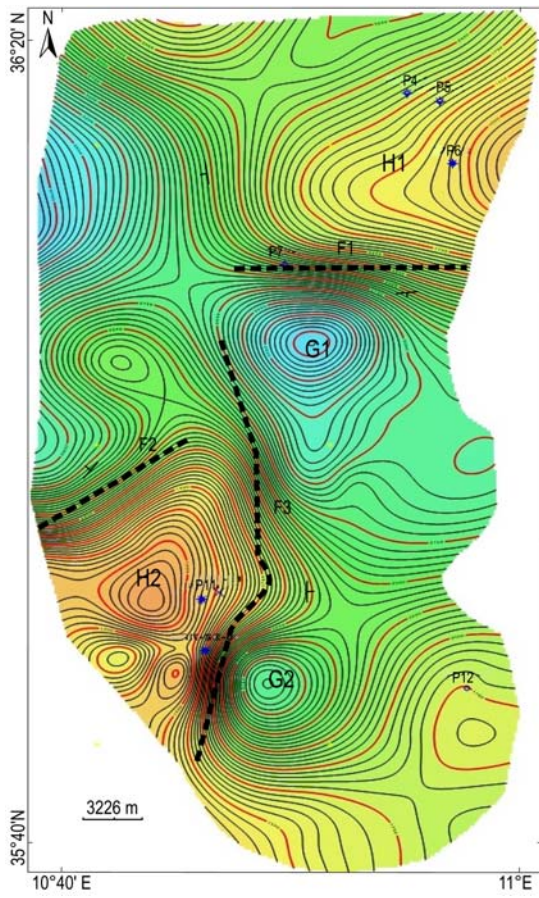


Fig.12

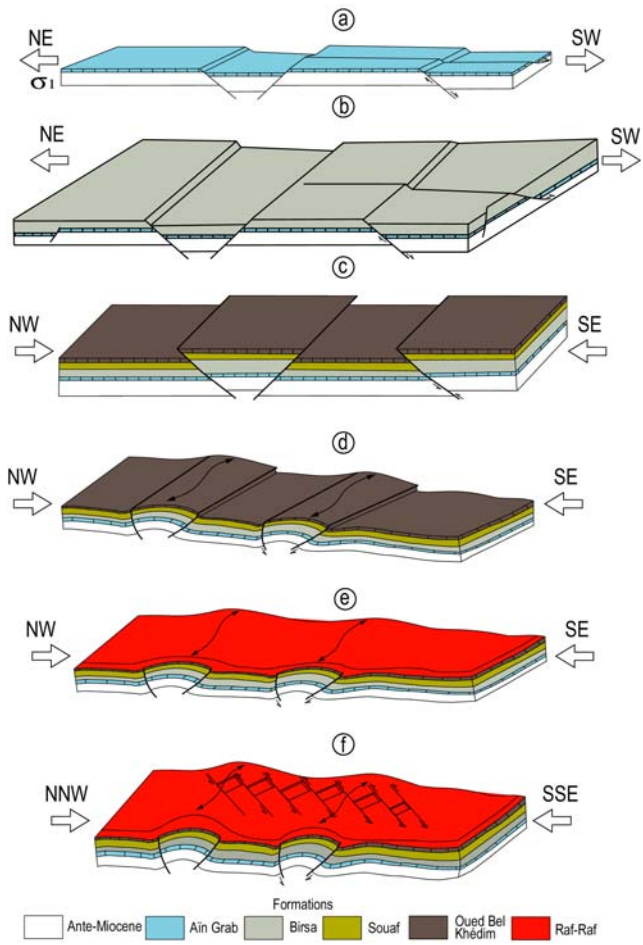


Fig.13

Seismic and well log post-Cretaceous reservoir correlations in the Sahel, east TunisiaImed Hezzi ^{1,2}, Tahar Aïfa ^{1,*}

¹ Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes 1, Bat.15, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France

² Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Tunis El Manar, 2092 El Manar II, Tunis, Tunisie

* Corresponding author: tahar.aifa@univ-rennes1.fr

Abstract

The eastern part of Tunisia is made up of the Atlasic chain foreland, a domain connected to a continental crust area which grows thinner towards the northeast. It is limited to the west and northwest by the corridor of the NS axis faults and by the Zaghouan fault which separates it from the Atlasic domain and trends towards the Pelagian Sea eastwards. It is regarded as a stable zone. The signs of the main events which generated the Atlasic structures are hidden under a thick Plio-Quaternary cover. From surface observations, microtectonic measurements, lithostratigraphic sections and logs, including those of oil well log data and seismic profiles onshore and offshore, one notes: (i) an in-depth and lateral variation of the lithostratigraphic series, (ii) the area is considerably faulted at subsurface and is characterized by a complex structural evolution and shears with which basins are associated. These variations are under the control of tectonics and eustatism. The eastern platform is affected only by folds of N45° direction, often accompanied by reverse faults and associated with N90-110° dextral and N160-180° sinistral shears. It corresponds to a tectonic foreland domain which represents a folded and sheared deformation zone. The tectonic deformations recognized by seismic data only affect narrow corridors, lengthened and oriented according to three major directions: N45°, N100-120° and N160-180°. These zones, mobile at several geological periods and tectonically complex, delimit large sectors which have undergone minimal deformation or none at all. Microtectonic data revealed a predominance of superimposed fractures oriented NW-SE, NNE-SSW and NE-SW to ENE-WSW on the formations of Valanginian to Tortonian, Aptian and Ypresian, and Aptian, Ypresian and Langhian, respectively.

They highlight several tectonic phases: (a) a NW-SE compression during the Eocene, (b) a NE-SW extension at the Oligocene, (c) a NW-SE compression at the Tortonian followed by (d) a NNW-SSE extension at the Messinian and finally (e) a NW-SE compression during the Pliocene. The reservoirs are well developed in the Sahel and are of carbonated and fractured types such as the limestones of Abiod, Metlaoui, the limestones of Souar and Chérahil, Aïn Grab and of the Oum Dhouil group. Structural traps for the accumulation of hydrocarbons were formed following these Atlasic compression and folding phases. The deposit of thick argillaceous series during the Eocene (Souar and

Chérahil) and during the Miocene (Oum Dhouil) constitute good continuous covers which sealed the folded and faulted reservoir structures. The seismic profiles show traps which are associated with folded and closure structures by faults and stratigraphic traps through facies changes. The structural inversions and the thrust tectonics in eastern Tunisia play a significant role in the structuring of the cover and also in the evolution of the oil system emplacement. The reservoirs are supplied by bed rocks of the Cretaceous (Bahloul formation) and the Eocene (Metlaoui).

Keywords : Meso-Cenozoic, onshore, offshore, microtectonics, correlation, reactivation, inversion, tectonic evolution, paleostress, geodynamics.

1. Introduction

Tunisia is located between two different tectonic domains in the northeast edge of the north African margin, an active Alpine orogenic domain since the Upper Cretaceous covering all the Atlas, and a tectonically stable margin which extends from the Pelagian Sea to the Minor Syrtis. Structural diversity includes a succession of global tectonic events from the Mesozoic to the present day (Caire 1970; Wildi 1983; Dercourt et al. 1985; Dewey et al. 1989; Guiraud and Maurin 1992; Giraud and Bosworth 1997; Piqué et al. 1998). Tunisia underwent a geodynamic evolution interpreted by a great diversity of structures set up in successive pulsations during the Mezo-Cenozoic (Castany 1952; Caire 1970; Haller 1983; Zargouni 1985; Ben Ayed 1986; Bédir 1995; Bouaziz et al. 2002; Abbes 2004; Khomsi et al. 2004a; Boussiga 2008 ; Sbeï 2008).

The eastern part of Tunisia is made up of the Atlassic chain foreland (Fig. 1a). This domain is connected to a continental crust zone which grows thinner towards the northeast. It is limited to the west and the northwest by the corridor of faults of the NS axis (Burolet 1956; Abbes et al. 1981) and by the Zaghouan fault (Turki 1985) which separates it from the Atlassic domain. It is constituted by Cape Bon and the gulf of Hammamet in the north, the Sahel platform and the gulf of Gabès in the centre and the south. In the east, it is prolonged offshore by the Pelagian block (Blanpied 1978). It is limited by the NW-SE alignment of the rifts of the Sicilian-Tunisian strait marked by the outcrops of the volcanic islands of Linosa, Pantelleria and the islands of Lampedusa and Malta. According to Bobier et al. (1991), they correspond to lozenge-shaped basins open within an EW shear corridor. It is a stable platform regularly but slowly subsident during the Mesozoic era. The facies recognized by some drillings are of open sea neritic type with preponderance of carbonated sediments (Burolet and Byramjee 1974). On the other hand during the Cenozoic, subsidence becomes more active and allows the accumulation of powerful series. Tectonic deformations found in-depth by the seismic data (Haller 1983; Bédir and Zargouni 1986) affect only narrow zones, lengthened and oriented according to three major directions: N45°, N100-120° and N160-180°. These zones, mobile during several geological and tectonically complex periods, delimit large sectors which have undergone minimal deformation or none at all.

During the Upper Cretaceous-Paleocene, the eastern platform is subjected to an extensive mode causing lengthened troughs of N160° orientation, probably related to N130° shears of transform fault type (Bédir 1995; Khomsi et al. 2004b). The opening of these troughs is in agreement with the volcanic emissions shifted to the surface and subsurface during the Upper Cretaceous, which also characterize this eastern platform. An Eocene compression, expressed in an attenuated way, caused folds with large radii of curvatures oriented N45-60°. Locally, this tectonics could be accompanied by diapiric events.

During the Oligocene, localized basins and folds developed, oriented N45° and often expressed by reverse faults and associated with N90-110° dextral and N160-180° sinistral shears. This corresponds to a tectonic foreland domain which represents an important deformation zone with thrusts and folds (Haller 1983; Turki et al. 1988; Hlaïem 1998; Khomsi et al. 2004b). It is regarded as a stable domain resulting from the Tertiary structural evolution of Tunisia (Castany 1951; Turki 1985), where the main tectonic structures related to deformation stages are sealed by a thick Quaternary cover (Khomsi et al. 2006, 2007). Geophysical data (Haller 1983; Bédir 1995) in the southernmost part of the Sahel plain revealed that it is presented in the shape of a complicated structural domain in particular by Triassic diapirism. The Sahel plain has only an appearance of stability, because it is covered with a thick Plio-Quaternary series masking the structures and the major faults. The adjacent eastern plains regarding the NS axis are occupied by mainly Mio-Plio-Quaternary outcrops (Buroillet 1981; Haller 1983; Bédir 1988; Amari and Bédir 1989). Thus, the only exploitable geological data in this zone are data from oil wells and from seismic sections which allowed Haller (1983) then Bédir (1988, 1995) to show at subsurface extremely faulted features characterized by a complex structural evolution. Bédir (1988, 1995) managed to individualize shear corridors with which graben and pull-apart type basins are associated. Some zones show thinnings and bevels related to diapiric rises, mainly on tectonic subsurface nodes (Haller 1983; Boukadi 1994; Bédir 1995).

The Enfidha area (Fig. 1b) was influenced by the same tectonic events which prevailed in the Sahel. The Enfida outcropping structures are Jurassic to Quaternary, compared with those of the Sahel plain mainly made up of Plio-Quaternary sandy deposits. They are represented by a very complex fold system which resulting from the superposition of ductile and brittle deformations: it is a section of the NS axis (Buroillet 1956). Indeed, this area, particularly “unstable”, reflects a major basement fault, on the borders of two different paleogeographic and tectonic domains.

In this work, we will use surface and subsurface data, namely geological cross-sections, microtectonic measurements, logs and lithostratigraphic correlations of oil wells and seismic reflection profiles (i) to highlight the Cenozoic tectonic events and the structural deformations of the Enfidha area. This will enable us to establish a correlation to determine the structural evolution onshore (the Sahel) /offshore (gulf of Hammamet) and its oil implication and (ii) to establish a geodynamic model.

2. Geological framework

2a. Tectonics

The study area is composed of: (i) the Souaf syncline which is represented by its eastern limb ~NS oriented passing towards the north with a periclinal termination (Fig. 1b). It is mainly made up of Fortuna Oligo-Miocene formations composed of sandy layers. ~N65° dextral shears and N20° reverse faults affect the Segui Mio-Pliocene deposits. A syn-Segui normal fault, N135° oriented, is compatible with an NE-SW extension. The heart of the syncline is unconformably covered locally by continental Mio-Pliocene and Sicilian sediments. The structures of this syncline are affected by intense fracturing. The Enfidha fault oriented EW, outcropping in places (vicinity of site 11, Fig. 1b), involved the elimination of the southernmost periclinal termination of the Souaf syncline and the southernmost folds in the southern locality of Hméra. (ii) the anticline of Djebel Mdeker shows an internal complex structure. Three southernmost faults are at the origin of the fragmentation of the dome into three distinct compartments with fracturing from various directions affecting the Jurassic to Eocene series (Fig. 1c). Thus, from west to east, three compartments may be distinguished: (a) compartment 1, formed by Kef Enhal, Djebel Mehjoul, Kef Ensoura and Henchir Abidi (Fig. 1c), corresponds to a ~N30° anticline formed by Djebel Mehjoul, Kef Ensoura (western limb), Kef Enhal (southern periclinal closure) and a spot height 323 (northern closure). Its heart consists of Valanginian turbidites with locally an occurrence of two Jurassic outcrops (Fig. 1c). Structural cross-sections (C1-C6) (Fig. 2a,b) were drawn in the Enfidha area (Fig. 1b,c). They show N10-170° shears on various scales also observed in the field, located along Kef Ensoura and Djebel Mehjoul (Fig. 2b). Thus, the northerly termination of Kef Ensoura and north of Henchir Abidi is affected by a southerly ~N20° fault, 75°W dipping. The sinistral shear affects also Djebel Garci (Fig. 2c). (b) compartment 2, composed of the Ghar Edhbâa massif (Fig. 1c), is extremely fractured and characterized by the appearance of two Jurassic dolomitic fragments. It is bordered in the east by a NS transcurrent sinistral shear, in the west by a NS vertical fault, in the north by a N80° sinistral shear and in the south by a N110° dextral shear. (c) compartment 3, composed of Djebel Oueker, Mdeker, Ataris, Khiala and Aïn El Ketiti (Fig. 2d), where a monoclinical series, from Middle Albian to Upper Eocene, occurs in the southernmost part of this compartment. It is limited to the north at Aïn El Bégar by the Lower Campanian to the Eocene sequence. All the formations of Middle Albian to Lower Campanian are shifted by faulting and thus invisible in this compartment. The Lower Eocene layers become practically horizontal to form this anticlinal closure which passes gradually under the Aïn Batria plain (Fig. 1c). They exhibit a ~N160° direction at the village of Aïn Batria as far as the north of Djbel Khiala. This is the direction of a huge anticline whose only northern periclinal closure and eastern side were entirely preserved. Compartment 3 is bordered by southernmost faults, where a normal easterly fault with a sinistral component of N165° direction and dipping ~75-85°E puts Lower Eocene limestones in contact with with Upper Eocene marls (Fig. 1c,2f). The characteristics of this fault as well as the N135° horst and graben structures are in favour of a post-Eocene NE-SW extension. Dextral EW faults cross-cutting this main fault, evidence the existence of a compressive phase subsequent to the NE-SW extension.

In the area of Aïn Khiala (close to Djebel Khiala), the western anticlinal limb is composed of Lower Eocene formations. Southwards, the whole western limb, which is affected by numerous faults, is completely eroded. Evidence of a Plio-Quaternary deformation is recognized at outcrops in narrow zones generally located in the prolongation of the Atlasic structures and vertical faults detected by seismic reflection (Bédir and Zargouni 1986). This deformation is represented by a succession of dissymmetrical anticlines, with straightened up NW limbs and by N90° dextral and N160° sinistral shears with probable preexistent reactivations.

2b. Lithostratigraphy

The stratigraphic sequences crossed by the oil wells and observed in the field (Fig. 1c, Table 1) spread out from Jurassic to Plio-Quaternary (Fig. 3a). Thus, the following lithostratigraphic units are distinguished: (1) the M'Cherga formation (Valanginian-Upper Barremian) is made up of the siliciclastic series of Valanginian like a turbidite facies. It presents the following structural characteristics: channels, gravitating slips of altered metric quartzite blocks of variable colours (olive green, brown, red), flows in bodies of yellow light sandstones; these blocks are packed into sandy marls. In Kef Enhal, the Valanginian series are presented in the shape of a megabreccia made up of red blocks of quartzites with coarse grains and millimetre-length quartz bullets. Some quartzite blocks present horizontal laminations, some of which are affected by microfaults. This kind of deposit is presented in the shape of decametric clusters with weak lateral extension. An EW fault, delimiting the sector of Kef Enhal, is marked out by a stacking of quartzite blocks of metric size which are deposits due to rock falls. Northwards, the frequency of the blocks decreases and they are gradually packed within laminated sandstone beds. The current figures of the "flute-casts" type indicate a contribution direction from SW to NE and from south to north. An argillaceous interval of about ten meters, separates the Valanginian detrital facies from the Hauterivian-Lower Barremian pelagic facies. Facies variations also exist within this interval. The reference series is that of Kef Ensoura which is 200 m thick. It is composed of marls rich in planktonic and benthic foraminifera and containing limestone beds with mudstones and wackstone facies, prints of ammonites and of Belemnite rostra. The Djebel Mehjoul series is rich in bioclasts (echinoderms, gastropods, lamellibranches) at the base level. In the sector of Djebel Mdeker we observe bioclastic deposits, lenticular with weak lateral extension. The limestone deposits reshape at their base centimetric limestones, mudstones and bioclast remains (echinoderms, lamellibranches, ammonites). Flat and uneven laminations exist inside the beds: one observes there a normal grain-size and density ranking of clastic elements from base to top. The deposit mechanism would correspond to turbidite currents. These turbidites are located within zones delimited by numerous faults. The Upper Barremian formation is composed of alternations of olive-green marls, rich in planktonic foraminifera and decimetric sandstone beds. Clear variations exist at the same time between the facies and the thicknesses. (2) the Serdj formation, of Aptian age, is a condensed level (locally mineral-bearing), rich in ammonites, glauconies and phosphates, 30 cm thick. It gathers the deposits of Aptian to basal Albian (Biely et al. 1973). The microfacies shows a

biomicrite with planktonic foraminifera, remains of echinoderms and angular and polygenic extraclasts. Discontinuous and lenticular at its outcrops, this level is often cross-cut by fractures of NS and N140° directions, which determines metric horst and graben structures. A NS syn-Aptian fault was observed at Kef Ensoura. The condensed level exists on all the extent throughout the structure. On a regional scale, one finds it outcropping northwards along a N30° direction. (3) the Fahdene formation, Cenomanian-Albian in age, consists of an alternation of dark gray marls, clays and nodulous or tablet-shaped limestones. Ferruginous ammonites often occurred, containing some decimetric light grey tablet-shaped limestone beds. (4) the Abiod formation, of Campanian-Maastrichtian age, is made up of white to grey, chalky and often fractured limestones. (5) the El Haria formation, of Maastrichtian-Paleocene age, made up of tender clays and marls, contains a planktonic fauna and is overcome by the Porto-Farina formation which corresponds to a sandy unit rich in fossils (Fig. 3b). It acts as a good cover for the Abiod limestone reservoirs. (6) the Bou Dabbous formation, of Lower Eocene age, corresponds to strongly fractured, calcite-filled limestones (Fig. 3c). (7) The Souar and Chérahil formations, Middle Lutetian-Priabonian in age (Buroillet 1956; Ben Ismail-Latrache and Bobier 1996; Ben Ismail-Latrache 2000), present within their environment marker beds called limestone of Reinèche for the Souar formation and Siouf limestone for the Chérahil formation (Buroillet 1956). These beds constitute regional cartographic reference marks in eastern Tunisia (Ben Ismail-Latrache 2000) and appear synchronous throughout the basin scale. Ben Ismail (2000) assigned this bed to a generalized transgression dated from the Lutetian-Bartonian limit, correlated with the eustatic increase of the world ocean ~41.2 Ma ago (Vail et al. 1991). Other components of the Reinèche member, called Halk El Menzel limestones, are of the same age (Bonnefous and Bismuth 1982) and meet in oil drillings of the gulf of Hammamet. They are mainly made up of grey clays and marls which act as a cover for the Bou Dabbous reservoir. The Souar and Chérahil formations are in fact two series of the same age but under different facies. In our study sector, only the Souar formation was identified and is represented by a thick argillaceous series, yellow ochre (Ben Ismail-Latrache and Bobier 1996), rich in planktonic species and pelagic facies (Buroillet 1956; Ben Ismail-Latrache 1981). This formation can reach 1000 m in thickness (Turki 1985; Fakhfakh-Ben Jemia 1991; Ben Ismail-Latrache and Bobier 1996). (8) the Fortuna formation and its equivalents is a mainly detrital series which was defined on the eastern limb of the Djebel Abderrahmane anticline in the Cape Bon peninsula (Buroillet 1956). The age of this formation is Rupelian-Upper Aquitanian (Yaïch 1997). It can be very thick (800 m) and is subdivided into 2 parts: (a) a lower part with argillaceous predominance scattered with fossiliferous carbonated and sandy beds. This unit is named the Chérichira unit in central Tunisia and the Korbous unit in the Cape Bon and the Tunisian ridge (Buroillet 1956). (b) an upper part is mainly sandy and sandstone, with currents and channels figures, till becoming continental rich in wood fossil and centimetric quartz bullets at the top. The Fortuna formation has two equivalent side facies which can be diachronic in age (Bismuth and Hoobergs 1994): the Ketatna facies, and the Salambô facies. These two facies are met only in drilling, mostly offshore in the Pelagian Sea (Fournié 1978). The

Ketatna facies is para-reefal carbonated (Fournié 1978), rich in nummulites and polyparies. As for the Salambô facies, it is mostly argillaceous-marly and definitely deeper than the Ketatna facies (Bismuth and Hoobergs 1994). The Fortuna formation is formed by the superposition in time and space of two deltaic systems prograding towards the east and NE (Ben Ismail-Lattrache and Bobier 1984 1996; Yaïch et al. 1994 ; Yaïch 1997 ; Yaïch et al. 2000). These deposits are bordered in the east and the southeast by coastal marine deposits, lagoonal in places, especially in the NS axis. In addition, the Fortuna formation is covered by the Messioua formation, represented by red silts showing continental gastropods (Hoobergs 1995; Yaïch 1997), but rarely visible in the field (Burolet 1956), which we discovered in Dj. Cherachir (Fig. 1b). These deposits correspond to those of an alluvial plain (Hoobergs 1992; Yaïch 1997; Yaïch et al. 2000), noticed by Yaïch (1997) as equivalent to the carbonated facies of the Ketatna formation. Fournié (1978) attributed it to Aquitanian by framing (Yaïch 1997) (Fig. 3d). (9) The Aïn Grab formation, Langhian in age, consists of compact carbonates which are rich in lumachelles, making up a rather thin platform, with weak water slices which peneplained all the earlier formations. With the sight of its lithological contrast, Aïn Grab limestones are easy to identify through seismic lines compared to the other argillaceous and sandy formations. (10) The Mahmoud formation, Upper Langhian in age, made up of greenish grey soft silty clays, with thin sandy levels. It presents a good cover for the subjacent reservoirs. (11) the group of formations named Oum Douil corresponding to an entity made up of clays and sandstones, including the formations of (a) Birsa, composed of fine to medium-grained sandstones with clay intercalations, (b) Béglia, represented by grey to green clay alternations containing grains of glauconie and pyrite with thin levels of white fine-grained sandstones, somewhat jumbled, corroborating a cyclic sedimentation in a marine environment, attributed to layers of delta front or deltaic channels which constitute good reservoirs (Fig. 3e). In the north, from the base of the Béglia formation one passes gradually to the Birsa formation, (c) Souaf, which consists of soft, plastic, ductile clays, silto-sandy with intercalations of fine to medium-grained sandstones. (12) the Somâa formation, Lower Tortonian-Upper Messinian in age, composed mainly of sandstones, fine-grained sands, yellow medium to coarse-grained sands, with intercalations of soft, ductile clays. (13) the Melquart formation with the carbonated facies of the internal platform, Messinian in age and ~15 m thick. (14) The Raf Raf formation, Pliocene in age, constituted of green, soft clays unconformable to the Messinian formations.

2c. Microstructural data

The method used for the reconstruction of the stress tensors is deduced starting from measurements carried out on the fault planes from the sites noted 1-28 (Fig. 1b). To determine the direction of the paleostress starting from the tensors we applied the right dihedral (or P & T dihedral) method which is described in Angelier (1975, 1994), Angelier and Mechler (1977) and Delvaux et al. (1997). Measurements are taken on slickensides and their computing addressed using Faultkin 5.5 software (Marret and Allmendinger 1990; Allmendinger et al. 2012).

The results show three types of stress represented by constriction, flattening and planar deformation (Table 2). Thus, according to the value of the axial ratio of the deformation ellipsoid (R), a ranking was established to express the mode and nature of the stress regime and to deduce the paleostress.

3. Interpretation of field data

The foreland of the Atlas consists of mobile orogenic chains formed by the NS axis locally oriented NNE-SSW. The most important tectonic events were recorded in the foreland basins buried beneath the less thick series of the Mezo-Cenozoic formations. Jurassic series outcropping in front of the Eocene and Oligo-Miocene formations, affected by shears, were observed along the Zaghouan fault and the NS axis (Jauzein 1967; Truillet et al. 1981; Turki 1985; Anderson 1996; Morgan et al. 1998; Khomsi 2005). The relation of the major structural configuration of the foreland and the belt on the Tunisian Atlas is not well-documented. The mechanism of formation of the Tunisian Atlas, as of the inherited structures which contributed to the emplacement of the current geometry were interpreted according to several models (Buroillet 1956; Turki 1985; Creusot et al. 1992; Rigane 1991; Zargouni 1985; Bédir 1995; Zouari 1995). Structural heterogeneities at subsurface level correspond to major alignments oriented NE-SW, EW and NW-SE. Some portions of these alignments coincide with faults recognized in the field among which the N120° faults are remarkable and form shear corridors. On both sides of these faults, the geometry of deformations is different from one compartment to another (Khomsi 2007).

a. Jurassic

In the Enfidha area, at Ghar Edhbâa, the Jurassic series are assigned by many reverse faults with steep dips and N120-150° sinistral strike-slips with steep dips towards the SW. The stress tensor computed from the data shows the existence of a compression which has affected the Jurassic limestone series with σ_1 oriented N100-130°. Two families of striaes exhibit sinistral strike-slip faults (Fig. 4) and reverse faults with strong pitch. The mean axial ratio $R=0.218$ corresponds to a deformation ellipsoid which tends towards a constriction (site 1) (Fig. 5).

b. Cretaceous

Thus, on the Djebel Kef Ensoura we notice that the Lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) limestone series are affected by a set of four N15-25° dextral strike-slip faults, NW dipping with a pitch northwards. The main stress σ_1 deduced from slickenslide measurements on these faults (site 2) is oriented NE-SW with an axial ratio $R=0.75$ corresponding to a flatness (Fig. 5).

These old structures are subjected to major compressive constraints of NW-SE direction, in particular those of Upper Miocène (Atlassic phase). They underwent folding and brittle deformations, marked by east vergence thrusts, west vergence retro-thrusts, ejection structures and faulted folds. Other measurements were also taken in the Enfidha area, particularly in the Abiod formation (Upper Campanian -Maastrichtian) (sites 17,18,19,24), in the Cenomanian series (site 20) at Ghar Edhbâa, the Aptian (site 21) of Djebel Garci, and the Valanginian (sites 22,27) of Djebel Mdeker (Fig. 5). Stereographic projections show the existence of extensive phases of N100° mean direction (site 12),

materialized by four types of normal faults: (i) NS, (ii) dextral NW-SE to WNW-ESE (iii) sinistral ENE-WSW to NE-SW but also (iv) reverse faults. Another extensional phase oriented NE-SW (site 18) materialized by dextral or sinistral shears with a mean N50° evidenced direction.

From measurements on sites 7 and 8 we deduced two phases of deformation: (i) a N140° transpressive phase, materialized by NE-SW reverse faults and NS sinistral and EW dextral shears, (ii) a N40° transtensive phase, characterized by normal faults and dextral shears (Fig. 5).

c. Paleogene-Neogene

A kilometric fault, detected in the Upper Oligocene of Djebel Kless (Fig. 1a,b), is sealed by the Aïn Grab formation. It presents a strong dip northwards and the slickenslides have a weak pitch westwards. Microtectonic measurements were taken on the slickenslides affecting the coarse sandstones (site 16) of the Upper Oligocene (Fig. 5). They show a compressive phase with σ_1 oriented NE-SW and σ_3 oriented EW. The determination of the stress tensor of the inverse faults (TI) shows a compressive mode with NS horizontal σ_1 and vertical σ_3 . The Aïn Grab formation (Langhian) is unconformable on the argillaceous sandstone Messioua formation (Aquitainian), which does not contain any microtectonic figure.

We evidenced two types of faults, N10-15° and N85°, sinistral and dextral strike-slips dipping NW and northwards, respectively. Measurements on the slickenslides of site 3 show a ratio $R=0.361$, which corresponds to a planar deformation following an NE-SW extension (Fig. 5). In the lower conglomerates of the Segui formation of the Hméra area (sites 4, 8) dextral and sinistral shears along surfaces of irregular discontinuities and a centimetric to decimetric vertical shift were highlighted. Shears which have a dip lower than 30° divide into two families, N65° dextral and N125° sinistral (site 4). We deduced a compressive subhorizontal (transpression) σ_1 from N100° average direction with $R= 0.522$ indicating a planar deformation (site 4).

On the Djebel Bidane (site 5), within the Abicha syncline, measurements were established on slickenslides affecting the Segui formation, constituted of metric beds of conglomerates. They show that these faults are NW-SE normal faults, WSW-ENE dextral and WNW-ESE sinistral shears. They present a rejection of a few centimetres to a few decimetres, and a report $R= 0.889$ corresponds to an NE-SW flatness σ_1 (Fig. 5).

In the south of Djebel Garci, the plurikilometric Enfidha fault runs along EW in eastern Tunisia. It is at the origin of the dextral shear of Djebel Fadhloun and the north (suméridien) Oligo-Miocene folds east of the septentrional termination of the Djebel Fadhloun anticline and west of Djebel Garci. The Ségui formation settles in unconformity on these folds. The Enfidha fault can be observed only in the area of Djebel Ktatis (site 11) where it cross-cuts the Langhian limestone bar which rests unconformably on the Lower Oligocene sandstones east of Oued Moussa and south of the Oum Dhoul formation. This fault does not appear everywhere in the area. It is sealed by thick Mio-Pliocene and quaternary series. Microtectonic measurements along this fault (site 11), in the Souaf and Segui formations, show the predominance of a NW-SE Lower post-Tortonian (Souaf) and ante-Mio-Pliocene

(Ségui) shear mode (Fig. 5). The deduced σ_1 is oriented N214° corresponding to a planar deformation (Fig. 5). The Miocene formations at Djebel Bir (sites 12,13) show an extension with subvertical σ_1 oriented N207°, a N102° oriented σ_3 and a shear mode with a N115.6° vertical σ_2 and a ratio $R= 0.238$, suggesting a constriction.

At the Upper Miocene, a compressive phase of σ_1 stress is oriented N120-140° (Mzali and Zouari 2006), the N120° faults are reactivated in dextral shear. Within sites 6 and 7 on the conglomerates of the Ségui formation, located north of Ouled Abdallah village, two families of faults were identified. The first is reverse (9 faults) of N150-165° direction and a dextral strike-slip EW oriented (site 6) and the second is normal (10 faults) of NW-SE direction, dipping NE and SW with normal dextral faults (Site 7). The fault planes carry more developed slickensides with a strong pitch. The calculated stress tensor from the reverse faults shows a NNE-SSW σ_1 compression and a vertical ESE-WSW σ_3 extension with $R= 0.789$ corresponding to a planar deformation. The stress tensor deduced from the normal faults shows an NE-SW vertical compression σ_1 and a vertical extension σ_3 with a mean $R=0.150$ relative to a constriction.

According to the interpretation of the microtectonic data, two tectonic phases (of which one is extensive and NE-SW oriented, whereas the second is compressive and NW-SE oriented) which have affected the Ségui Mio-Pliocene formation. The NE-SW extension is accompanied by Mio-Pliocene sedimentation, under control of the syn-sedimentary faults during the deposit of the Ségui formation. Normal faults of NW-SE mean direction, N70-90° dextral and NS sinistral shears both with a normal component are in agreement with an NE-SW extension. The N110° compression followed the deposits of the Ségui formation without affecting the Sicilian deposits. It is materialized by dextral and sinistral shears N65-125° oriented, by reverse submeridian faults and by ~N20° oriented metric to kilometric folds (Fig. 5). Associated with these shears (sites 4, 8), other faults, oriented NW-SE and EW with a normal component and NE-SW with a reverse component are activated. In the quarry located at Djebel Chérachir (Fig. 5), within the Langhian formations, one can deduce according to measurements the existence of a NE-SW compressive phase, defined by NE-SW reverse faults and an EW reverse shear fault. Within site 10 developed dextral shear faults and normal and reverse faults. The stress regime is given by a N56° oriented vertical σ_1 , 308.4° oriented horizontal σ_3 and a ratio $R= 0.644$ corresponding to a flatness.

The tensors applied to the reverse and normal (TI and TN) faults show coherent results. Thus, TI corresponds to a shear deformation with N46° horizontal σ_1 and vertical σ_2 (site 8) whereas TN defines a distensive deformation with a vertical σ_1 and N121.5° horizontal σ_3 (site 6).

From the microtectonic measurements taken on fault planes (sites 7,8), one deduces two phases of deformation: (i) a N140° transpression, materialized by NE-SW reverse faults and NS sinistral and EW dextral shears, (ii) a N40° transtension, characterized by normal faults and dextral shears (Fig. 5).

At the SE of Djebel Mdeker, surveys in the fields of fault planes along the limestones of the Ain Grab formation (sites 8, 11, 13, 14, 15), evidenced shears with a mean ENE-WSW maximum compression

σ_1 (Fig. 5). The rose diagram of fractures within the observed series, namely the M'Cherga to Beglia formations, Valanginian to Tortonian age respectively, show several coherent directions of fractures (Fig. 6).

One may distinguish mainly 3 types of fractures oriented: (i) N300-320° affecting almost all the formations (Fig. 6), (ii) NS affecting the old formations (Fig. 6a-d) but also the Beglia formation (Fig. 6h), (iii) N30° to N70-80° which can be observed on other formations (Fig. 6a-b, d-f).

During the Plio-Quaternary compressive phase, of which NW-SE to NS oriented σ_1 (Boukadi 1985; Zargouni 1985; Bédir and Bobier 1987; Zouari 1995 ; Bouaziz et al. 2002; Khomsi et al. 2006; Mzali and Zouari 2006), the N120° faults acted as reverse dextral shears. The associated faults are remobilized with a normal component for NW-SE directions and with a reverse component for EW and NE-SW directions. The folds of the various directions were accentuated.

The lithostratigraphic correlation between EW oil wells in the gulf of Hammamet (offshore) towards the Sahel platform (onshore) shows thick Miocene argillaceous-sandy to sandy series (P1, P2, P3) (Fig. 7). These series can be more than 3000 m thick. They are framed by two major unconformities of the Aïn Grab limestones (Langhian) which rest directly on the Fortuna formation (Oligocene-Lower Miocene) following a general transgression. The Plio-Quaternary formations rest in unconformity on Upper Miocene formations, following the Atlassic compression during Tortonian times which has created folded structures, exposed to erosion. Towards oil well P4 one notices a remarkable thinning and even a lack of the Miocene formations. Oil well P4 was drilled into a high or anticlinal structure where the most recent layers were eroded, towards the east of the Jriba graben (offshore) which delimits the Halk El Menzel platform westwards. In the vicinity of oil wells P4-P6, the Miocene formations are lacking, except for well P4 where a thick argillaceous series of the Mahmoud formation (Upper Langhian) is unconformable to the Fortuna formation (Oligo-Miocene) and a complete lack of Aïn Grab (Langhian) and the Bou Dabous (Ypresian) formations. The Bou Dabous formation is unconformable to the Paleocene El Haria formation. Onshore, we notice a significant development of the thickness and an uprise of the Paleocene and Cretaceous formations within well P5, where the limestones of the Bou Dabous formation are thick and become thinner towards the P6 well. The Cretaceous and Paleocene again show deepening and thinning. The Eocene series become thicker. An unconformity and a sedimentation gap in the Cretaceous series of the Serdj and Sidi Khalif formation can be noticed. This variation in thickness proves the existence of tectonic inversions within the basins, related to the evolution of the tectonic deformation from Cretaceous to Plio-Quaternary (Fig. 7). The lithostratigraphic correlation of the NS oil wells (Fig. 8), subparallel to the underlying NE-SW structures of eastern Tunisia, shows a lateral variation in facies and thickness and a deepening of the Cretaceous, Paleocene and Eocene formations, from north to south. The rather thin Souar formation, which outcrops at the vicinity of the level as of wells P5 and P7, becomes thicker and reaches an 1800 m depth within wells P8 and P9, and becomes thinner before disappearing towards the south, at P10. Thick Miocene formations can also be noticed within wells P5 and P8-10. Sedimentary gaps are well

developed (P8); thus the Oum Douil formation is unconformable to the Aïn Grab limestones (Langhian), Aïn Grab formation rests unconformably on the Fortuna formation (Oligo-Miocene). The Fortuna formation is limited by two unconformities, (i) the Aïn Grab formation at its base and (ii) the Souar formation at its top which rests unconformably on the Abiod Formation (Upper Campanian-Maastrichtian). Thick argillaceous-sandy series (Om Dhouil group) became settled. At the Upper Miocene (Tortonian-Messinian) during the Atlasic phase, a NW-SE compression generated major folds and NE-SW reverse faults, EW dextral and NS sinistral directed shears influenced the lateral variation and in depths of the sedimentary sequences (Ségui formation). Normal syn-sedimentary faults were reactivated during the Mio-Pliocene by an NE-SW extension. During the Villafranchian, NW-SE compression involved the reactivation of the old normal faults into submeridian reverse faults and of the N020° folds.

The lithostratigraphic correlation of EW oil wells (Fig. 9) to the south of the study sector show lateral and in-depth variations, unconformities and the sedimentary hiatuses of the Jurassic to Plio-Quaternary lithostratigraphic series. From east to west, the stratigraphic sequences are well developed within well P11. The deepening of the lithostratigraphic series and the lack of the El Haria formation (Paleocene-Upper Maastrichtian) can be noticed within well P9. Thus inversions of basins starting from the Eocene occurred. The Cretaceous, Paleogene and Neogene lithostratigraphic series are well developed within oil wells P9 and P11. The Cretaceous series, which are well developed within wells P10, P12, P13, also outcrop. A large NE-SW oriented reverse fault put together into contact the Cretaceous, Paleogene and Neogene formations. Biely et al. (1973) think that it could indicate the presence of shallow water during the Aptian. This structure appears to be a contemporary tectonic phase of the Aptian-Albian passage, well-known in Tunisia (Mrabet 1981; Ouali 1985). These data indicate that the sedimentation of the Lower Cretaceous accompanies the tectonic movements marked by the set of N120°, N170° and N100° faults. The correlations between the various geological sections carried out at Kef Ensoura and on the northern limb of the Djebel Mdeker (Fig. 2d-f) show thickness variations for the Lower Cretaceous series. Thus, zones with a low rate of sedimentation for a period corresponding to a given stage are transformed into zones with a strong rate of sedimentation during the following stage. These inversions of subsidence can be related to the simultaneous and differential fractures of various directions (NS, N140°, N160°) during the Lower Cretaceous sedimentation.

The eustatism has a considerable impact on the nature of the facies, the geometry and the organization of the sedimentary deposits. As for tectonics, it had a considerable effect on the syn-deposit architecture of sedimentary sequences. In addition, the deposits of the “basin” facies series were not explained along the NS axis (Abiod and El Haria formations), however regarded as a resistant inherited domain (Burolet 195 ; Burolet and Ellouze 1986). Important gaps and unconformities were announced and reported in outcrops within the ridge and affecting the sedimentary sequences (Salaj 1980; Turki 1985; Saadi 1997; Rabhi 1999). These gaps translate sequential events under tectonic and eustatic control.

Three types of fractures were recorded within the Abiod limestones at Kef Enhal: ~N185° to ~N135° sinistral and ~N110° dextral shears (Fig. 10a). The first generation of the tension gashes and the stylolitic peaks are oriented ~N175°, which informs about the main σ_1 stress direction whereas the second generation is ~N135° oriented (Fig. 10b). Thus, the presence of two tectonic phases can be deduced, Upper Tortonian and Pliocene, NW-SE and NNW-SSE oriented, respectively.

4. Seismic data

In this study, we will (i) analyze (ii) correlate the geodynamic phenomena between the outcrop zones and the hidden basins of the Sahel to better (a) understand how the various sedimentary bodies fit together, (b) follow the movements of the structural blocks, reveal the structural style of the area and highlight the elements and key stages of the orogenesis within the foreland basins of eastern Tunisia, and thus (c) deduce the combined effect of the eustatic and tectonic movements.

We will focus on the investigation of the Sahel area and more precisely on some typical structures from the industrial seismic data, the oil wells by comparing them with the collected surface data in the Enfidha area. These data will enable us to work out tectono-sedimentary interpretations and to establish structural and mapping sequences at the subsurface of the eastern plains and to compare the various paleogeographic zones.

The seismic images of the Sahel show syn-sedimentary deformations of ductile and brittle style. The structural style is dominated by flower structures, shears, tilted blocks and inversions.

It is possible to distinguish 4 horizons from Campanian-Maastrichtian to Langhian which can be fixed by means of the exploration wells (see EW sections, Fig. 7,9, NS section, Fig. 8).

Chalky limestones of the Abiod formation (Campanian-Maastrichtian) have a typical and recognizable seismic answer on the majority of the seismic lines. The facies shows an important acoustic impedance, continuous reflectors and a high amplitude.

The Mélaoui formation (Ypresian) which is made up of Bou Dabbous and El Gueria facies is marked by a continuous doublet, of strong acoustic impedance. This important contrast is due to the fact that this formation is inserted between two argillaceous formations: El Haria at the wall and Souar (Chérahil) at the roof.

The base of the Fortuna formation (Chattian-Rupelian) is materialized by an energetic, continuous doublet corresponding to the sandy limestones recognized in drillings and in the outcrop. The seismic attributes are variable; this is in close connection with the deltaic nature of the deposits. Towards the top, the series presents transparent reflectors of limited continuity. These reflectors correspond to alternations of clays and sandstones in the median part of the formation. At the top of the Fortuna formation, the reflectors are rather energetic moderate continuities. They correspond to the sandy and continental sandstone bodies.

The seismic character of the Ain grab formation (Langhian) is identifiable in light of the lithologic contrast of carbonated lumachellic in sandy places and the overlying (clays and sandstones) and

subjacent (sandstones) formations. These rather thin, compact limestones of the internal platform with weak water slices have peneplained all the former series.

4a. Reconnaissance of the Triassic formations at subsurface

At subsurface, one can easily recognize these Triassic rocks in oil drillings (logs and diagraphies). In seismic reflection all of the seismic attributes are used to indicate the presence of a diapir of which the most significant are ([Guglielmo et al. 1997](#)): (i) reflections of chaotic type where there are attenuation and seismic loss of signal (clays and evaporites), alternating with zones with strong acoustic impedance (dolomites and sandstones); (ii) a structural shape in a typical dome separated from the host rock by rooted faults in the basement, and generally subvertical; (iii) the presence of cap rock on the domes; (iv) the existence of subsident basins in the shape of depressions which correspond to a compensation of the diapiric rise ([Guglielmo et al. 1997](#)).

In this study, we use 2D seismic data of the Kairouanais and the Sahel blocks, which cover a surface of about 29,000 km². Some seismic lines were fixed and interpreted according to the importance of the structures which reflect. The seismic lines are established by several seismic missions, with acquisition parameters and processing stages. The seismic data processing makes it possible to improve the records for the interpretation of gathered seismic data. The seismic lines are calibrated by oil wells. Each wedge well is equipped with spatial coordinates (latitude, longitude), data of checkshots (depth in metres and in corresponding two way time), and of the lithostratigraphic description (cuttings, cores) of the drilled terrains. Well loggings comprise acoustic records, gamma-ray, spontaneous potential, etc.

4b. Analysis and interpretation of seismic lines

For this work we used the geophysical interpretation “Petrel 2009.1” software generated by Schlumberger. Before beginning, the data which were vectorized starting from the profiles under image format, must be loaded. These data come from the Tunisian Company of Oil Activities (ETAP). The stages of loading of the seismic data first of all consist in (i) creating a project Petrel (ii) loading the 2D seismic data in SEG Y format (navigation plane, 2D seismic line), (iii) loading the well data, (iv) creating the grids for the horizons to check out. The calibration operation is carried out in the wells closest to the profiles to interpret. The interpretation of the profiles depends on the choices of the horizons to point ([Fig. 11](#)) and the description of unconformities and faults. The mapping of the faults which consists in correlating contacts which exist on the grid or the mesh of the pointed horizons by taking into account their geometry and style. The final stage is to map the pointed horizons. It consists in compiling the pointed horizons concerned, to produce isopach and isobath isochronous maps.

Profile L1 : This profile, NW-SE oriented and 50 km in length, which cross-cuts the pinched anticlinal structure of El Hdadja in the south is affected by the El Hdadja fault (F1) ([Fig. 12](#)), while the F2

Kairouan-Sousse and F5 Ktifa-Kondar faults affect all the sedimentary sequences. The interpretation of the horizons shows the flexuration and folding affecting horizon 3 of Ypresian limestones, 2 of the Chattian-Rupelian sandstones and 1 of Langhian limestones in the northern compartment of the fault. In this compartment, we can recognize a dominating reverse fault system which affects horizon 4 of Campanian-Maastrichtian limestones and seems to diminish in Paleocene clays. Horizon 3, which seals this device, enables us to locate this deformation in time, like post-Campanian and ante-Ypresian. This seismic line shows dissymmetrical anticlinal structures and the saliferous matter injection at Draa Souatir-Kondar through the F5 fault. This structure shows subsident basins since the Jurassic, several faults observed forming thrust fronts acted since that period. These faults are subvertical and rooted in an ante-Triassic basement. The system shows retro-thrusts which are sealed by horizon 2. The decreasing action of these faults occurred from bottom to top. They play the role of syn-Oligocene flexures as syn-sedimentary faults. This is expressed by the thickness variation of the Oligocene series. These anticlinal structures are affected by faults which break down and tilt the Cretaceous and Paleogene series.

The northern part of the Ktifa anticline shows complex structures. The horizons have a chaotic aspect which is due to the concentration of the deformations within this zone related to Triassic diapirs rising. It corresponds to an indenter overlapped by Cretaceous series, thus surmounting the Kelbia Basin. It is about compressive syn-sedimentary tectonics during the Paleogene. The system of inherited overlapping underwent distensive and compressive deformations. This system corresponds to a syntectonic basin since the Paleogene (Merle and Abidi 1995; Bonini et al. 2000).

Profile L2 : This profile, SSW-NNE oriented and 34 km in length cross-cuts the structures hidden between Sousse in the north and Alouan in the south (Fig. 13). It shows two anticlinal structures essentially, separated by synclinal structures. These anticlinal structures are delimited by two major faults F1 in the south and F2 in the north (Khomsy et al. 2004a, 2004b). Flower structures developed within fault F1. In the edge of the graben-like structure, the post-Campanian and ante-Oligocene series are thicker than those of the anticlines. We note lateral and in-depth variations of these series and unconformities on their slopes. Many faults of various directions have affected horizon 4. Other faults, syn-sedimentary, acted since the Cretaceous. They controlled the deposit of the series of Paleogene and Neocene on both sides of the folded structures. In the vicinity of the Sousse-Magroun region limestones of the Abiod formation, Upper Cretaceous in age, present unconformities and an abnormal deposit of the subjacent series of Paleocene and Eocene such as the argillaceous formation with intercalation of limestone beds of El Haria, limestones of Bou Dabous formation, Ypresian in age and sandy clays of the Souar formation. The seismic line shows that horizons 3 and 4 come to seal the subjacent tectono-sedimentary device.

Profile L3 : This seismic line of SSW-NNE direction is 109 km long (Fig. 14). It runs from south to north through the structures of Ktitir-Sidi El Hani, El Hdadja, the Kairouan plain until Sebkheth Kelbia. These structures are divided into anticlines separated by vast synclines or depressions. Thus, the part located between faults F1 and F2 presents a subsidence closely related to tectonic movements. In eastern Tunisia, a big accident (F2) passes from the Kairouan-Sousse region towards the Pelagian Sea to the east. This accident appears like a subparallel major structural feature with the El Hdadja accident (F1) a little towards the south and tending towards the east. These accidents control subsidence and separate structural domains of different styles: thus all the way along the accident, we distinguish alternatively uplifted zones and subsident zones, “en-echelon” folds in the covering area of both bordering faults of the Kairouan-El Hdadja depocentres. The F2 fault generated block tilting towards the ENE. This tilting of blocks has created a subsidizing basin, at least from the Late Cretaceous till Late Oligocene.

Profile L4 : This profile of SSW-NNE direction extends for 23 km from the Enfidha area towards the Hergla plain (Fig. 15). It shows an anticlinal structure delimited by two basins. Such a structure is affected by many faults occurring within the horizons from Cretaceous till Quaternary. It shows a decollement surface of these series by the raising effect of the diapirs. The Kondar-Hergla depocentre is bordered eastwards by a diapiric structure sealed by the Upper Eocene-Oligocene series. The Upper Eocene series is unconformable on the diapir roof. Some structures show a thickening of the Miocene series under the effect of the combined conjugated extrados faults on the folded structure. This is accompanied by erosion of the former series, in particular those of the Paleogene. These structures show the structural context of emplacement of the Triassic saliferous swellings. Indeed, it is an upright anticline, in the shape of a dome and the overall symmetry is affected by a normal fault which breaks down the northern part of the anticline along which Triassic saliferous was injected. The subvertical fault which limits the structure northwards corresponds to numerous accidents affecting all the sedimentary cover from Triassic to Miocene. It would probably continue under the Triassic formation. It is thus an inherited and major deep accident.

4c. Interpretation of isochron maps

4c1. Isochron map to the roof of the Campanian-Maastrichtian

The isochron map of the roof of the limestone series of the Abiod formation of Campanian-Maastrichtian age exhibits variously directed faults. It also shows a deepening graben-like structure located at the centre of the map and from east to west. The depth of these gutters varies from -2560 ms in two way time in the east and centre and -900 ms in the west. This EW elongated basin is delimited by the faults F1-F3 which are appreciably EW shears. An important transtensive tectonics is evidenced on this map. The roof of the Abiod formation uplifts and overlaps slightly the septentrional edge of faults F2 and F5 towards the west of the map. This formation, made up essentially of limestones which are intensely fractured because taken here in a convergence zone of major strike-slip faults (Fig. 16).

They are delimited by faults F1-F3, of the Magroun region in the south passing by the Alouan block as far as Sebkhet Kelbia and the Enfidha region in the north. Northwards, the faults have a major EW direction which delimits small EW oriented grabens, according to the isochronous curves. The faults F3 and F4 limit horsts strongly fractured by variously directed faults, EW, NW-SS and NE-SW. The depths of these horsts vary from -600 ms to -1000 ms from east to west.

4c2. Isochron map to the roof of the Ypresian

The isochron map of the Ypresian (Fig. 17) shows very subsident basins from south to centre the depth of which varies from -900 ms to -1900 ms then narrows northwards to reach -200 ms. It shows that the zone is affected by numerous faults oriented EW, NW-SE and NE-SW (F1-F5). These faults were inherited since the Cretaceous. The Ypresian deposits settled in a basin structured during the Cretaceous and the Paleocene. The same structures continued to act during the Ypresian period. The reflectors of the Ypresian series show bevels and unconformities on the folded structures. The crossing of major faults of various directions prevented folding by the raise of diapirs. In the centre the structures are parcelled out by faults oriented NW-SE to EW creating shear corridors. These faults are reactivated in reverse and ensure the uplift of blocks. Thus the structures which were deep or in the shape of synclines deformed in anticlines along a NE-SW trend and become shallower. The basins narrow and the folds appear. Networks of faults were built on the edges of basins from east to west. These NW-SE to EW oriented faults cross-cut the basin along the major shears. Reverse faults (F5) uplifted the basins towards the west. Towards the east of the sector, the direction of the isochron curves becomes NS with a weak slope and a constant shape, whereas towards the NE the slope of the curves increases, especially in the vicinity of the F4 fault which separates from the underlying structures in the shape of basins and in an uplifted anticline.

4c3. Isochron map to the roof of the Oligocene

This map shows that the Oligocene formations further deepen from south to centre (-900 ms to -1700 ms). Faults directed EW, NS and NW-SE dominate this area. The isochronous curves are oriented EW with development of folded structures north of the faults. Towards the north the isochronous curves are less deep (-500 ms) and have a NS direction separated by faults. Normal NS faults developed along a localized extension and portions of basins transported during the Oligocene. In the centre the basins are cross-cut by EW faults giving a lozenge-like shape to these basins.

4c4. Isochron map to the roof of the Langhian

This map shows a part which deepens towards the south with predominance of EW oriented and rarely NS oriented faults. The curves vary from -800 ms to -1600 ms. They present EW directions at the centre and NS to NE-SW in the south. The unit is dominated by EW to NW-SE directed faults. Towards the north of the zone, the horizons are shallower and vary from -300 ms to -550 ms. Many faults inherited (F1-F6) since the Cretaceous controlled the deposit of the Miocene formations

following a generalized transgression. These series are fractured in EW and NW-SE horsts and grabens through normal faulting following a NE-SW extension (Fig. 19).

The thickness and facies variations of the Cretaceous to Neogene formations are related to major faults (Fig. 20). Thus, according to 3D modelling of the seismic data, we notice inversions of basins from Cretaceous to Miocene.

5. Discussion and conclusions

The interpretation of field and subsurface data of the Sahel area shows a structural heritage expressed by faults, tilted blocks and thickness variations of the Cretaceous-Paleogene formations. They settle in the shape of a fan, with space migration of subsidence. Extensive tectonics would facilitate the migration of the saliferous intrusions along these faults. West of Enfidha syn-sedimentary tectonics of the Lower Cretaceous is evidenced, on both sides of the NS direction corridor accompanied by early Triassic events. The margin of east Tunisia was regarded as a stable zone and decreasing during the Tertiary at the foreland of the Atlas (Blanpied and Bellaiche 1983; Turki 1985; Ben Ferjani et al. 1990; Anderson 1996; El Ghali et al. 2003). At the Middle to Upper Cretaceous (Albian- Lower Campanian), the tectonic mode is dextral transtensive (Fig. 4) with an ENE-WSW extension (Philip et al. 1993; Zouari 1995; Zouari et al. 1999; Bouaziz et al. 2002). At the end of the Upper Cretaceous (Upper Campanian-Maastrichtian), during the convergence of Africa and Europe (Patriat et al. 1982) a compressive phase occurred in Tunisia (Haller 1983; Zouari 1995; Lacombe and Jolivet 2005), with a NS shortening axis (Guiraud and Bosworth 1997) (Fig. 5). The study of the fracturing which has affected series of different ages (Fig. 6), shows the predominance of the NW-SE direction and rarely NE-SW. The lithostratigraphic correlations of the sedimentary sequences in northeastern Tunisia (Fig. 7,8,9), showed thickness and facies variations of the stratigraphic sequences in relation to major syn-sedimentary faults of NW-SE direction (Boujemaoui 2000). Such variation in depth and in thickness of the lithostratigraphic series, in the Sahel platform is related to the evolution of the tectonic and eustatic movements from Cretaceous to Plio-Quaternary. The thickness variation of the Upper Eocene-Oligocene formations suggests the syn-sedimentary activity of the thrust faulting (Fig.9). They delimit high structures towards the west and a folded basin towards the east. This syn-sedimentary structure, well expressed during the Upper Eocene, fossilized the Pyrenean phase of folding (Yaïch 1984). This phase continued until the Upper Eocene (Morelli 1976; Letouzey and Trémolières 1980; Haller 1983; El Ghali et al. 2003; Mzali and Zouari 2006), with a constraint σ_1 oriented NW-SE to NS. During this period, the N120° faults are reactivated in dextral shears; EW faults have a normal component, NE-SW faults have a reverse component, whereas NE-SW folds are outlined and the raise of the Triassic deposits is emphasized by listric faults (Fig.14). The stereographic representation of microtectonic measurements shows two families of faults (Fig. 5). The first is constituted by normal or normal shear faults and the second gathering reverse or reverse shear faults. These faults have affected all the formations at various periods (Fig.2a,b). At Kef Enhal, surfaces of the Abiod formations show N100-

120° dextral and N170-180° sinistral fractures, tension gashes and stylolithes (Fig. 10a,b). The tectonic model more in agreement with the structures (Fig. 10c) corresponds to the existence of a fragile corridor roughly directed NS, limited by major accidents. Inside this corridor, both fracture directions could correspond to Riedel system fractures associated with the NS corridor with dextral R' (~N110°) and sinistral R and P (~NS). This main compressive constraint, ~N135° oriented, supports the genesis of NW-SE elongated basins, whereas the second compressive phase is oriented NNW-SSE (Fig. 10d). One can assign it to Pliocene according to the Riedel model with R' corresponding to the NS sinistral fractures, R and P corresponding to the N110° dextral fractures and tension gashes, a N110° shear corridor and a ~NS stress direction, respectively. The stereographic representation of the fault planes (Fig. 10e) shows various directions which prevailed in this area: the mean direction of the fractures is NW-SE (Fig. 10f). The shear would be at the origin of the creation of rhombic and small-sized basins, interfering with uplifted or tilted compartments. The basins received siliciclastic deposits alternating with carbonated deposits; this suggested model is in agreement with the results obtained in the NS axis and neighbouring areas. Bédir (1988) indicated the importance of the NS and EW shear corridors and the evolution of basins from Aptian to the present day in the area of the Mahdia Sahel.

At the Miocene, the Atlassic-Pelagian domain was subject to an extensive and compressive evolutionary mode, resulting from a subduction-collision system due to the convergence of the African and Eurasian plates. The effects of convergence resulted into two paroxysmal phases of folding during the Oligo-Miocene period (Castany 1956; Tlig et al. 1991): one Alpine at the Late-Eocene and the other Atlassic at the Upper Miocene (Zargouni 1985; Tlig et al. 1991). NE-SW folds are often accompanied by reverse faults of the same direction (Burolet 1991; Aïssaoui and Ben Gacha. 1992; Saadi 1997), whereas a third Plio-Quaternary (Villafranchian) constraint occurred. These compressive phases are separated by episodes of tectonic stress relaxation occurring at the Oligo-Aquitainian (Vernet 1981; Saadi 1997) and at the Langhian-Serravalian (Saadi 1997; Yaïch 1997; Boujemaoui 2000). These episodes induced the formation of basins and horsts orthogonal to the direction of folds and normal faults. Tectonic distensive movements oriented N110° during Cretaceous-Paleocene have created submeridian normal faults (Fig. 5). Submeridian foldings developed during the Eocene compression of N90° direction. A distensive Oligocene phase oriented NE-SW is responsible for the development of N45° oriented basins related to N90-110° faults. The Upper Oligocene-Lower Miocene compression of NE-SW direction created folded structures exposed to erosion and decreases the space available for sedimentation. A NNE-SSW extension, which took place from Langhian to Lower Tortonian, created the opening of troughs N110° oriented by the reactivation of the syn-sedimentary normal faults. The existence of inherited fault corridors according to EW, NW-SE, NE-SW and NS directions controlled the filling of basins (e.g. see isochron map of the roof of the Langhian, Fig. 20). These faults induced at some periods a cutting into pull-apart (Bédir 1995). EW faults which played a significant role in eastern Tunisia (Kamoun 1981, 2001; Turki 1985; Delteil et al. 1991 ; Bédir 1988, 1995), would represent the expression of the counterclockwise rotation of the

Apulian block and the expulsion of the north-eastern part of Tunisia (Delteil et al. 1991). These results inevitably imply the accommodation and the blocking of the EW strike-slips on the NS inherited faults. The convergence zones along both directions would then constitute thrust and “décollement” zones, more especially as the Triassic formation penetrated within the brittle sedimentary cover such as Djebel Chérichira (Boukadi 1994). Thrust and even tangential tectonics was mentioned along the NS axis (Coiffait 1973; Abbès and Turki 1981; Truillet et al. 1981; Delteil et al. 1991), but also in the north, east (Truillet 1981) and south (Yaïch 1984; Haller 1983) of the Zaghuan fault. The latter had in addition evoked thrusts in the western part of the Sahel platform. The seismic profiles show dextral transpression then sinistral transtension respectively, materialized by a positive flower structure in the Campanian-Eocene horizons and a negative flower structure affecting the Chattian-Rupelian sandy horizons, thus indicating polyphased tectonics (Fig. 13). The folded structures that this seismic profile of eastern Tunisia reflects are bordered laterally by strongly subsident basins characterized by continuous reflectors with strong acoustic impedance. These depocentres are compensating reservoirs of the halokinesis raise (Guglielmo et al. 1997) such as the Sbikha-Draa Souatir Basin in the west and the Kondar-Hergla Basin in the east. This movement took place in a dextral shear mode along the Enfidha F2 fault. This fault plays a major role of a deep flexure of a diapiric dome which began its upward movement starting from the Upper Cretaceous (Fig. 16). This has controlled sedimentation during Neocene (Fig. 19). It generated two distinct structural blocks: a resistant block towards the northwest and a subsidizing block towards the south and southeast. The northermost NS block is expressed by a large anticlinal structure, injected by saliferous fragment through faults. The most active tectonic subsidence in the eastern Tunisia domain is located throughout the the F2 fault line and at the southernmost compartment band. This shows an important structural role of this lineament. The thickness, direction and extent variations of faults which have affected the horizons from Jurassic to Quaternary along the Kairouan-El Hdadja depression recorded the main tectonic phases known in Tunisia since that period (Khomsni et al. 2004b). The Sahel plain recorded at subsurface the traces of the orogenic phases of the Atlassic chain under thick Mio-Plio-Quaternary formations masking the major structural features. The F2 fault would have also generated from late Cretaceous a basin of pull-apart type on the current site of Kairouan plain: it is the depression or Kairouan-El Hdadja plain. This depression recorded the major tectonic phases of the Atlassic chain expressed by major unconformities and sealings of structures and currently represents a folded basin in front of the Alpine chain. The seismic horizons of the Lower Cretaceous are thinned at the vicinity of the domes and are thus fractured. The faults which delimit the half-grabens (or tilted blocks) are located at the north and south of the domes. Faults, sealed by the seismic horizons 4, are the witnesses of post-Triassic and syn-Jurassic extensive tectonics in relation to the Tethysian opening events of the Jurassic (Bédir 1995; Soussi 2000). On the roof of the dome highlighted in this section (Fig. 15), faults affect all the horizons under the effect of the diapiric raise without penetrating the formations. Within the Sahel zone, syn-sedimentary convexe-type systems would have functioned during the Paleogene, creating

positive topographic anomalies of convex-type in the sedimentation basin. The morphology of the topographic watersheds are oriented NNW-SSE corresponding to the monoclines (Castany 1951 ; Kamoun 2001). The position of these structures entirely surrounded by Quaternary terrains remain enigmatic and are not connected with the Atlasic structures at the NE and SW. The diapiric structures of the eastern margin of Tunisia are associated with zones of major tectonic weaknesses, allowing a continuous re-mobilisation of Triassic material. These zones of weaknesses are by way of scars intensely fractured and materialized by faults oriented NS, often subvertical and rooted in the ante-Triassic basement. These faults are inherited from the Paleozoic and represent the old lines of the basement (Burollet 1956). They were reactivated during the Meso-Cenozoic following the transtensive and transpressive alternating modes allowing the emplacement of wrinkled, reduced sedimentation and many unconformities on the roofs and at the sides of the structures. The isochron maps of roofs of the Campanian-Maastrichtien to Miocene seismic horizons show the importance of EW to NE-SW faulting in the control of the basin deformation. These faults ensure various sub-lozengic divisions of diverse domains. The prevalence of the NS fracturing on the NW part of all the maps is noticed (Fig. 17-19). This structure shows practically a geometry which expresses the fracturing and the bursting of structures folded under the effect of a diapiric uplift. The structure is dominated by NNE-SSW thrust faults. A strongly subsident NS oriented zone, separated by highs located in front of this overlapping, especially northwards of the maps, occurred since the Cretaceous. All maps show major deep faults of various directions EW to NE-SW, bordering sub-lozengic basins, since the Jurassic (F1-F6). These structures show variable geometries in anticlines, synclines and faults. The folded structures are arranged in training folds on EW dextral strike-slip faults. We notice that this area corresponds to a tectonic node where the NE-SW, EW and NS fracturing directions interact. The intrusion of diapiric saliferous material probably occurred because of these tectonic nodes. It corresponds to deep graben-like structures which can reach -2560 ms. From the Neogene, these movements slowed down and probably stopped increasing at the Upper Miocene, a period during which saliferous material started to be injected out of laths ensuring the decollement of the cover within some structures. The structures of the Eocene formations, some of which outcrop in some places, show uplifts dominated by EW, NE-SW and NW-SE faults. The NS direction of the isochronous curves is related to NS faults which tend towards the extreme East and which are cross-cut with F1 and F2 faults. They extend towards the gulf of Hammamet (Bédir 1995, Ben Brahim et al. 2013) limiting a high eastwards of the study area (Fig. 17). “En echelon” folds occur along EW faults with EW axes. These folds become NE-SW to NS in the North and South along the NS faults (Fig. 18). The transpressif Upper Miocene tectonic mode, assuming a main NW-SE constraint orthogonal to NS faults and wrinkles, generated a concentration of deformations leading to thrusts, retro-thrusts and reversed folds fitting onto the subjacent Triassic accumulations, increased on account of the F2 dextral shear (Fig. 13). The ascent of diapiric bodies started since early Jurassic, where the Jurassic formations are lacking within penetrated structures and thick within the subjacent depocentre of the Sahel-Kairouan. This result is consistent with those of the

central-southern Atlas of Tunisia where the early Jurassic halokinesis was explained by [Bédir \(1995\)](#) and [Bédir et al. \(2001\)](#).

Petroleum implication

In northeastern Tunisia, the age of the oil reservoirs varies from Aptian to Mio-Pliocene where there are many hydrocarbon accumulations (HC). But the targets are generally the offshore Miocene series. These formations are well developed and can be over 3000 m thick in some wellbores. Active subsidence in Miocene northeastern Tunisia ([Ellouz 1984](#)) supported the fast burial of the deposits. Moreover, the intense tectonic activity which marked north-eastern Tunisia ([Buroillet 1991](#) ; [Bédir 1995](#) ; [Chihi 1995](#)) is in favour of speedy burial and preservation of the structures and traps. In addition, the Miocene series are made up of high energy deposits intercalated between levels with low energy.

Thus, at the Miocene, offshore sandstones of the Oum Dhouil group (Birsa, Souaf and Beglia) and lumachellic limestones of the Aïn Grab formation, have excellent reservoir qualities with an average porosity exceeding 25% and permeability of 1000 mD. Such formations are mainly shaly sands belonging to a deltaic domain which generated multi-layer reservoirs. The Eo-Oligocene carbonates of Bou Dabous and Ketatna are regarded as good offshore reservoirs. Thus, the nummulitic limestones of the lower Eocene El Gueria formation, and the Cretaceous limestones of the Abiod formation are good reservoirs in north-eastern Tunisia. These reservoirs are characterized by an intense fracturing which improves their petrophysical characteristics. Such a fracturing network increases the interconnection of pores, generating secondary porosity and permeability.

Productive reservoirs in the Sahel area ([Bishop 1988](#); [Ben Ferjani et al. 1990](#)) are of two types: (i) nummulitic limestones of the El Gueria Formation (Ypresian) ([Dridi and Sejlil 1991](#)). (ii) chalky and fractured limestones of the Abiod Formation (Campanian-lower Maastrichtian) ([Ben Ferjani et al. 1990](#)).

The Fahdène and Bou Dabous formations form the main bedrocks which supply mainly the oil reservoirs whose characteristics are as follows: (i) Miocene argillaceous levels are rich in organic matter which may generate oil. (ii) Bou Dabous bedrock presents unconformities and gaps in places, formed by limestones in slightly argillaceous tablets, rich in Belemnite which can be from 100 to 50 m thick. It presents a good bedrock with a Total Organic Carbonate (TOC) content from 1.5 to 2.5%, oil potentials from 6 to 15 mg/g HC of rock (hydrocarbon) with a hydrogen index (HI) of 300 to 600 mg HC/g TOC. (iii) the Fahdène formation is made of clays with limestone alternations 250 to 300 m thick with a content of TOC from 1 to 2.5% and an HI from 250 to 500 mg HC/g TOC. The hydrogen indices show that Bou Dabous bedrock can either be mature or lacking in maturity. The history of maturation and temperature shows that subsidence and heat flow (physical properties of the sediment, pressure, nature of the fluid) controlling the maturation of organic matter and the generation of hydrocarbons have been effective since Langhian in the gulf of Hammamet ([Yukler et al. 1994](#)).

During this period, depocentres developed fully just after the deposit of Aïn Grab formation. The periods of accumulations, the maturation of bedrocks, oil and expulsion windows and the migration of hydrocarbons are in relationship with the geodynamic events characterizing Tunisia during the Atlassic phase. Most Miocene traps were formed during the Alpine phase, but their configuration is strongly controlled by the Pliocene tectonic activity. We can thus deduce that the formation of traps took place before the expulsion of hydrocarbons or synchronously to the migration of hydrocarbons.

Acknowledgements

We would like to thank F. Khémiri and A. Maâzaoui from the Tunisian Oil Activities Company (ETAP) which granted us the opportunity to use the seismic and well log data for further investigations and for their agreement to publish this work.

References

- Abbes C, Turki MM, Truillet R (1981) Un élément structural nouveau dans l'Atlas tunisien: le contact tangentiel décakilométrique à vergence Ouest des Jebels Ousselat et Bou Dabbous (axe Nord-Sud Tunisie). *CR Acad Sci Paris* 292:173-176.
- Abbes C (2004) Structuration et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques associées aux accidents reghmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne nord-sud, Tunisie centrale). *Thèse ès. Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 437p.
- Aïssaoui S, Ben Gacha A (1992) Etude géologique et géophysique du bloc Kerkouane. Potentiel pétrolier. *Prospects and Leads*, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), 287p.
- Allmendinger RW, Marrett RA, Cladouhos T (1994) FaultKin V. 4.3.5. A Program for Analyzing Fault-slip Data on a Macintosh Computer. © *Absoft Corp.*, 1988-2004.
- Allmendinger RW, Cardozo N, Fisher D (2012) Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: *Cambridge University Press*, 302p.
- Amari A, Bédir M (1989) Les bassins quaternaires du Sahel central de la Tunisie, genèse et évolution des sebkhas en contexte décrochant compressif et distensif. *Rev Géodyn* 4:49-65.
- Anderson JE (1996) The Neogene structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform. Central Tunisia. *Journal of structural geology* 18:819-833.
- Angelier J (1975) Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *CR Acad Sci Paris* 28:1805-1808.
- Angelier J, Mechler P (1977) Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull Soc Géol France* 7, XIX(6):1309-1318.
- Angelier J (1994) Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. Chapter 4 in: *Continental Deformation*, Hancock, P.L. (Ed.), *Pergamon Press*:53-100 (421p.).

- Bédir M, Zargouni F (1986) Structuration post-miocène des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia: analyse géométrique et cinématique des données de subsurface. *Rev Sci Terre* 4:1-55.
- Bédir M, Bobier C (1987) Les grabens de Mahdia et Sidi Cherif (Tunisie orientale), dynamique des fossés oligo-miocènes induits au toit d'anticlinaux crétacés éocènes par les jeux au Néogène de décrochements est-ouest et nord-sud. *Bull Soc Géol France* 3:1143-1151.
- Bédir M (1988) Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'actuel. Sismostratigraphie, Sismotectonique et Structurale. Répercussions pétrolières, hydrologiques et sismiques. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 217p.
- Bédir M (1995) Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, Séismo-tectonique et implications pétrolières. *Thèse d'état*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 407p.
- Ben Ayed N (1986) Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. *Thèse Doctorat d'état*, Université Paris Sud, France, 328p.
- Ben Brahim G, Brahim N, Turki F (2013) Neogene Tectonic Evolution of the Gulf of Hammamet Area, Northeast Tunisia offshore. *Journal of African Earth Sciences* 13:343-464.
- Ben Ferjani A, Burollet PF, Mejri F (1990) Petroleum geology of Tunisia. *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolière ETAP Memoir Ed.*, 194p.
- Ben Ismail-Latrache K (1981) Etude micropaléontologique et biostratigraphique des séries paléogènes de l'anticlinal du Jebel Abderrahmane (Cap-Bon, Tunisie nord orientale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 224p.
- Ben Ismaïl-Latrache K, Bobier C (1984) Sur l'évolution des paléoenvironnements marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléo-océan mondial. *Marine Geology* 55:195-217.
- Ben Ismail-Latrache K, Bobier C (1996) Etude biostratigraphique, paléo-écologique et paléobiogéographique des séries éocènes (Yprésien-Lutétien basal) de Tunisie centrale. In géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Nord. *Elf Aquitaine Editions* Pau, France, 563-575.
- Ben Ismail-Latrache K (2000) Précision sur le passage Lutétien-Bartonien dans les dépôts éocènes moyens en Tunisie centrale et Nord orientale. *Rev Micropal* 43:3-16.
- Ben Jemia-Fakhfakh H (1991) Les calcaires de l'Eocène inférieur en Tunisie centro-septentrionale: sédimentologie, paléogéographie. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université Franche Comté, Besançon, 161p.
- Biely A, Memmi L, Salaj J (1973) Le Crétacé inférieur de la région d'Enfidha. Découverte d'Aptien condensé. Livre jubilaire M. Salignac. *Ann Min Géol Tunis* 26:168-178.
- Bishop W (1988) Petroleum geology of East-Central Tunisia. *AAPG Bulletin* 72(9):1033-1058.

- Bismuth H, Hooberghe, HJF (1994) Foraminifères planctoniques et biostratigraphie de l'Oligocène et du Néogène dans le sondage Korba 1 (Cap Bon, Tunisie Nord-Orientale). *Bull Cent Rech Expl Prod Elf Aquitaine* 18:489-527.
- Blanpied C (1978) Structure et sédimentation superficielles en mer pélagienne (côtes orientales de la Tunisie). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Paris VI, 119p
- Blanpied C, Bellaïche G (1983) The Jeffara trough (Pelagian Sea); structural evolution and tectonic significance. *Marine Geol* 52:1-10.
- Bouaziz S, Barrier E, Soussi M, Turki MM, Zouari H (2002) Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357:227-253.
- Bobier C, Vigier C, Chaari A, Chine A (1991) The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: Seismic sequences and structures. *Tectonophysics* 195:371-410.
- Boujemaoui M (2000) Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale (compilation des données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 201p.
- Bonini MD, Sokoutis G, Mulugetac E, Katrivanos B (2000) Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology* 22:1165-1179.
- Bonnefous J, Bismuth H (1982) Les faciès carbonatés de plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne: implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. *Bull Cent Rech Expl Prod Elf- Aquitaine* 6:337- 403.
- Boukadi N (1985) Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe NS et de la chaîne de Gafsa (Meknessy-Mezzouna et Jebel Bou Hedma) Tunisie. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Strasbourg, 155p.
- Boukadi N (1994) Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact des grands couloirs tectoniques. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 249p.
- Boussiga H (2008) Géophysique appliquée aux séries paléogènes du Sahel de Tunisie. Tectonique de socle, halocinèse et implications pétrolières. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 159p.
- Burollet PF (1956) Signification géologique de l'axe Nord-Sud. *Actes du 1^{er} Congrès Nat Sci Terre Tunisie* 315-319.
- Burollet PF, Byramjee RS (1974) Réflexion sur la tectonique globale. Exemples siciliens et méditerranéens. *Notes et Mémoires de la Compagnie française de Pétrole* 11:71-120.
- Burollet PF (1981) Signification géologique de l'axe nord-sud. *Résumés du 1^{er} Congrès Nat Sci Terre Tunisie*, 31p.
- Burollet PF, Ellouz N (1986) L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bull Centre Rech Expl Prod Elf - Aquitaine Pau* 10:49-68.

- Burollet PF (1991) Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195:359-369.
- Caire A (1970) Tectonique de la Méditerranée centrale. *Ann Soc Géol du Nord* XC 90: 307-346.
- Castany G (1951) Étude géologique de l'Atlas Tunisien oriental. *Annales des mines et de la géologie*, Tunis, 1-632.
- Castany G (1952) Paléogéographie, Tectonique et orogénèse de la Tunisie. *XIX^{ème} Congr Géol Intern. Alger Mon Rég Tunisie*, 1, 64p.
- Castany G (1956) Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Annales des mines et de la géologie*, Tunis, 102p.
- Chihi L (1995) Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 324p.
- Coiffait PF (1973) Etude géologique de l'Atlas Tunisien à l'Ouest du Kairouanais (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle*, Université Paris VI, 131p.
- Creusot G, Mercier E, Ouali J, Turki MM (1992) Héritage distensif synsédimentaire et structuration chevauchante: apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghuan (Atlas tunisien). *C R Acad Sci Paris* 314:961-965.
- Delteil J, Zouari HM, Chikhaoui, Creuzot G, Ouali J, Turki MM, Zargouni F (1991) Relation entre ouvertures téthysienne et mésogéenne en Tunisie. *Bull Soc Géol France* 162:1173-1181.
- Delvaux D, Moeys R, Stapel G, Petit C, Levi K, Miroshnichenko A, Ruzhitch V, Sankov V (1997) Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic tectonic stress and fault kinematics. *Tectonophysics* 282:1-38.
- Dercourt J, Zonenshain LP, Ricou LE, Kazmin VG, Le Pichon X, Knipper AL, Grandjacquet C, Sborshchikov IM, Boulin J, Sorokhtin O, Geysant J, Biju-Duval C B, Sibuet JC, Savostin L, Westphal AM, Lauer JP (1985) Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/200000000ème s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin Société géologique de France* I(5):637-652.
- Dewey JF, Helman ML, Turco E, Hutton D, Knott SD (1989) Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward MP, Dietrich D, Park RG. (Eds.), *Alpine Tectonics, Special Publication of the Geological Society of London* 45:265-283.
- Dridi M, Sejlil A (1991) Eocene. In: Hmidi and Sadras (Eds.) *Tunisian Exploration Review. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP)*, 73-93.
- Ellouz N (1984) Etude de la subsidence de Tunisie atlasique, Orientale et de la mer pélagienne. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université Paris VI, 139p.
- El Ghali A, Ben Ayed N, Bobier C, Zargouni F, Krifa A (2003) Les manifestations tectoniques synsédimentaires associées à la compression éocène en Tunisie : implications paléogéographiques et structurales sur la marge Nord-Africaine. *C R Geoscience* 335:763-771.

- Fournié D (1978) Nomenclature, lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull Centre Rech Expl Prod Elf- Aquitaine* 2:97-148.
- Guglielmo GJr, Jackson MPA, Vendeville BC (1997) Three dimensional visualization of salt walls and associated fault systems. *AAPG Bulletin* 81(1):46-61.
- Guiraud R, Maurin JC (1992) Early Cretaceous Rifts of Western and Central Africa: an overview. In: Ziegler, P.A. (Ed.), *Geodynamics of Rifting. Tectonophysics* 213:153-168.
- Guiraud R, Bosworth W (1997) Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282:39-81.
- Haller P (1983) Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université de Franche Comté, Besançon, 163p.
- Hlaiem A (1998) Etude géophysique et géologique des bassins et des chaînes de Tunisie centrale et méridionale durant le Mésozoïque et le Cénozoïque : Evolution structurale, modélisation géothermique et implications pétrolières. *Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 304p.
- Hoobergs HJF (1992) Foraminifères planctoniques d'âge Aquitaniens (Miocène inférieur) à la base de la formation El Haouaria à Korbous (Cap Bon, Tunisie). *Notes du service géologique de Tunisie* 59:89-103.
- Hoobergs HJF (1995) Synthèse sur la stratigraphie de l'Oligocène, Miocène et Pliocène en Tunisie. *Notes du service géologique de Tunisie* 61:63-72.
- Jauzein A (1967) Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie septentrionale. *Ann Mines et géol Tunisie*, 415p.
- Kamoun Y (1981) Néotectonique dans la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Université Paris Sud, 175p.
- Kamoun Y (2001) Un témoin de l'importante lunette d'El Kelbia : Draa Lakhmès-Ech Chraïf (Tunisie orientale). *Notes du service Géologique de Tunisie* 67:107-119.
- Khomsis S, Bédir M, Ben Jemia GM (2004a) Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *C R Geoscience* 336:1401-1408.
- Khomsis S, Bédir M, Ben Jemia GM (2004b) Mise en évidence et analyse d'une structure atlasique ennoyée au front de la chaîne alpine tunisienne. *CR Geoscience* 336:1293-1300.
- Khomsis S, Bédir M, Ben Jemia MG (2005) Structural style, petroleum habitats and thermal maturation related to Late Cretaceous-Paleogene basins in the North Kairouan Permit. *9th Tunisian Petroleum Exploration and Production conference. Applied Geochemistry and basin modeling*, 43-44.
- Khomsis S, Bédir M, Soussi M, Ben Jemia MG, Ben Ismail-Lattrache K (2006) Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C R Geoscience* 338:41-49.
- Khomsis S, Bédir M, Soussi M, Ben Jemia MG, Ben Ismail-Lattrache K (2007) Reply to Comment on the paper: Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en

- Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. CR Geosciences, 338, (2006), n° 1-2, 1-49, C.R. *Geoscience* 339:173-177.
- Lacombe O, Jolivet L (2005) Structural and Kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24:1-20.
- Letouzey J, Trémolières P (1980) Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from micro-tectonics: Comparisons with plate tectonic data. 26^{ème} CGI, *Mem. BRGM* 15:261-273.
- Marret RA, Allmendinger RW (1990) Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12:973-986.
- Merle O, Abidi N (1995) Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Société Géologique de France* 166:439-450.
- Morelli C (1976) Modern standards for gravity surveys. *Geophysics* 41:10-51.
- Morgan MA, Grocott J, Moody RTJ (1998) The structural evolution of the Zaghouan-Ressas Structural Belt, Northern Tunisia. In: Macgregor DS, Moody RTJ, Clark-Lowes DD (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa. Spec Publ Geological Society London* 132: 405-422.
- Mrabet A (1981) Stratigraphie, sédimentation et diagenèse des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. *Thèse Doctorat ès Sciences*, Université de Paris Sud, Orsay, France, 540p.
- Mzali H, Zouari H (2006) Caractérisation géométrique et cinématique des structures liées aux phases compressives de l'Eocène au Quaternaire inférieur en Tunisie: exemple de la Tunisie nord orientale. *C R Geoscience* 338:742-749.
- Ouali J (1985) Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Cent Rech Expl Elf Aquitaine* 9:155-182.
- Patriat P, Segoufin J, Schlich R, Goslin J, Auzende JM, Beuzart P, Bonnin J, Olivet JL (1982) Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull Soc Géol France* 24:363-373.
- Philip J, Babinot J F, Tronchetti G, Fourcade E, Ricou LE, Guiraud R (1993) Late Cenomanian (94 to 92 Ma), in: Dercourt J, Ricou LE, Vrielynck B (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, Explanatory Notes*, Gauthier-Villars, Paris, 113-134.
- Piqué A, Brahim LA, Ouali RA, Amrhar M, Charroud M, Gourmelen C, Laville E, Rekhiss F, Tricart P (1998) Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull Soc Géol France* 6:797-810.
- Rabhi M (1999) Contribution à l'étude stratigraphique et analyse de l'évolution géodynamique de l'Axe N-S et des structures avoisinantes (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 206p.
- Rigane A (1991) Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie Centro-Septentrionale: Cartographie, Cinématique et Dynamique des structures. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université de Franche-Comté, 214p.

- Saadi M (1997) Géodynamique des bassins sur relais des décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitain de Souaf (Tunisie centro-orientale). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 348p.
- Salaj J (1980) Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). *State Geological Institute of Dionýz Štúr*, Bratislava, 1-238.
- Sbei K (2008) Etude Sismostratigraphique de la Plateforme de (Halk el Menzel-Akouada) : Rampe Carbonatée sous Contrôle de l'Eustatisme et de la Tectonique. *Thèse de Doctorat d'Université*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 139p.
- Soussi M (2000) Le Jurassique de la Tunisie atlasique: Stratigraphie, dynamique sédimentaire, Paléogéographie et intérêt pétrolier. *Thèse de Doctorat d'Université*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 661p.
- Tlig S, Er-Raioui L, Ben Aïssa L, Alouani R, Tgorti MA (1991). Tectogenèse alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en Méditerranée. *CR Acad Sci Paris*, série II 31 :295-301.
- Turki MM (1985) Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghuan–Nebhana. *Thèse de Doctorat d'état*, Faculté des sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, Tunis et *Rev Sc Terre de l'UST (INRST)*, 7, 262p.
- Turki MM, Delteil J, Truillet R, Yaich C (1988) Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bull So. Géol. France* 8:399-406.
- Truillet R (1981) La substitution tectonique de couverture de Hammam Zriba (Tunisie orientale). *C R Acad Sci Paris* 19:1319-1322.
- Truillet R, Zargouni F, Delteil J (1981) La tectonique tangentielle dans l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). *CR Acad Sci Paris* 23:50-54.
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN, Perez CC (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In Einsele G, Ricken W, Seilacher A (Eds.), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer Verlag, 617-659.
- Vernet JP (1981) Esquisses paléogéographiques de la Tunisie durant l'Oligocène-Miocène. *Actes du 1^{er} congrès national des sciences de la terre*, Tunis, 231-244.
- Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie-Maroc-Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique* 24:201-298.
- Yaïch C (1984) Etude géologique des chaînons du Chérahil et du Krechem El Artsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Besançon, 265p.
- Yaïch C, Ben Ismail-Lattrache, K, Turki-Zaghib D, Turki MM (1994) Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord orientale). *Bull Soc Géol du Nord* 47:27-49.

- Yaïch C (1997) Dynamique sédimentaire, eustatisme et tectonique durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. Formation Fortuna, Messioua et Grijima ; Numidien et Gréso-Micacé. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 479p.
- Yaïch C, Hooyberghs HJF, Durllet C, Renard M (2000) Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien. *CR Acad Sci Paris* 33:499-506.
- Yukler MA, Meskini A, Mouemen A, Daddouch I, Bouhlel H, Jerraya H (1994) Quantitative evolution of the geologic evolution and hydrocarbon potential of the gulf of Gabes. *Actes des 4^{èmes} journées de l'exploration pétrolière en Tunisie*, 327-361.
- Zouari H (1995) Evolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. *Thèse de Doctorat d'état*, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, 278p.
- Zouari H, Turki MM, Delteil J, Stephan JF (1999) Tectonique transpressive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien- Campanien. *Bull Soc Géol France* 3:295-301.
- Zargouni F (1985) Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 304p.

Table captions

- Table 1: Synthetic lithostratigraphic log of the Sahel area. Sites refer to microtectonic sampling. Unconformities are also shown within the lithostratigraphic log.
- Table 2: Eigen values of P, T, and B corresponding to σ_1 , σ_2 and σ_3 axes respectively. $R = (E2-E3)/(E1-E3)$, n: number of measurements per site, C: constriction, F: flattening, PS: plane strain. Values of E1-E3 in 10^{-7} , D($^\circ$): azimuth, P($^\circ$): plunge, n: number of fault planes used, nt: total number of fault planes presented; α : angular deviation between measured and predictive values (Delvaux et al. 1997).

Figure captions

- Fig. 1: (a) Geographic location map of the study area (offshore and onshore). (b) Geological map of the onshore Enfidha study area, UTM projection. Numbers 1-28 refer to the location of the microtectonic sites, C1-C3: geological sections. The square corresponds to the area where the main field data were collected (geological sections of Fig.2b ; lithostratigraphy of Fig.3; microtectonics of most of sites of Fig.5-6).(c) Detailed geological map of Dj. Mdeker and the western limb of Souaf, UTM projection. (a-f) location of the stratigraphic logs, C4-C6: Geological sections. Numbering of squares noted 4a and 4b corresponds to location of Figs.4 and 9, respectively. 1: Jurassic, 2: Early Cretaceous, 3: Lower Cretaceous, 4: Early Eocene, 5: Lower Eocene, 6: Early Oligocene, 7: Lower Oligocene, 8: Middle Miocene 9: Plio-Quaternary, 10: Souaf and Ermila synclinals, 11: Mdeker anticlinal. A: Dj. Ataris, AEB: Ain El

Bégar, AEK: Aïn El Ketiti, K: Dj. Khiala, HA: Henchir Abid, M: Dj. Mehjoul, O: Dj. El Oueker.

Fig. 2: Geological sections C1 to C6 within Enfidha (a-c) and Dj. Mdeker (d-f) areas, respectively. Cv: Valanginian, Ch-ba1: Hauterivian-lower Barremian, Cba2-ap: upper Barremian-Aptian, Cal-ce: Albian-Cenomanian, Cce2-co: upper Cenomanien-Coniacian, Cs-ca1: Santonian-lower Campanian, Cco: Coniacian, Ct-m: Turonian- Maastrichtian, Cca2-m1: upper Campanian-lower Maastrichtian, Cm2-P: upper Maastrichtian-Paleocene, Ey: Ypresian, El-p: Lutetian-Priabonian, O1: lower Oligocene, O2: upper Oligocene, Mb: Burdigalian, MI-t : Langhian-Tortonian, M-Pl: Mio-Pliocene, Q: Quaternary

Fig. 3: Lithostratigraphic logs of the formations from (a) Ghar Edhbâa, (b) Kef Ensoura, (c) Kef Ensoura, (d) Souaf, (e) Oum Dhoul.

Fig. 4: Sinistral (a) and (b) dextral shears within the Cretaceous limestones of Kef Ensoura, in agreement with tension gashes recorded in the area along a NNE-SSW direction.

Fig. 5: Results obtained on fault processing (Allmendinger et al. 1994), located in sites 1-28. Left: Fault planes, right: Stress tensors σ_1 (square), σ_2 (triangle) and σ_3 (circle) (see Table 2).

Fig. 6: Rose diagrams showing the orientations of fractures measured in the field within the following formations: (a) M'Cherga (Valanginian), (b) Serdj (Aptian), (c) Abiod (Campanian-Maastrichtian), (d) Bou Dabbous (Ypresian), (e) Fortuna (Chatian-Aquitania), (f) Aïn Grab (Langhian), (g) Mahmoud (Serravalian) and (h) Beglia (Tortonian).

Fig. 7: WE lithostratigraphic correlation of the oil wells P1-6. R1-R3: reservoirs

Fig. 8: NS lithostratigraphic correlation of the oil wells P7, P5, P8-10. Same notations as in Fig.7.

Fig. 9: WE lithostratigraphic correlation of the oil wells P9-P13. Same notations as in Fig.7.

Fig. 10: Abiod fractured of Kef Enhal showing a polyphased tectonics from field outcrops (a-b) showing various directions of fractures. (c) Fracture system showing the upper Miocene compression, according to the Riedel system with R' along N100-120° dextral trend and R and P along a N170-0° sinistral trend. Y is the sinistral shear corridor, NS oriented and σ_1 oriented NW-SE (d) showing the second NNW-SSE compressive Pliocene phase with R' along a N00° sinistral trend, R and P dextral shears oriented N100-120°. Y is the axis of the N110° dextral shear corridor and σ_1 is trending NNW-SSE (e) Fault planes projected on a Schmidt diagram (f) rose diagram showing the mean direction of fractures.

Fig. 11: Location of the seismic lines onshore of the gulf of Hammamet.

Fig. 12: Seismic line L1, NW-SE oriented showing the main horizons (1-4). Depth is given in two way time (TWT in sec.). Roof of (1) Aïn Grab (middle Miocene), (2) Fortuna (Oligocene), (3) Bou Dabous (lower Eocene), (4) Abiod (upper Cretaceous) formations. F1, F2, F5: faults.

Fig. 13: Seismic line L2, SSW-NNE oriented showing the main horizons (1-4) with the supported wells P8-9. Same notations as in Fig. 12.

Fig. 14: Seismic line L3, SSW-NNE oriented showing the main horizons (1-4). Same notations as in [Fig. 12](#).

Fig. 15: Seismic line L4, SSW-NNE oriented showing the main horizons (1-4). Same notations as in [Fig. 12](#).

Fig.16: Isochron map at the roof of Abiod carbonates (upper Cretaceous). Isocontours in TWT (ms) are given using the colour bar values with an equidistance of 100 ms. P5, P7-P9: oil wells for correlations, F1-F6 : faults, L1-L4: seismic lines location, G: graben, H: horst.

Fig. 17: Isochron map at the roof of Bou Dabous carbonates (lower Eocene). Same notations as in [Fig.16](#).

Fig. 18: Isochron map at the roof of Fortuna sands (Oligocene). Same notations as in [Fig.16](#).

Fig. 19: Isochron map at the roof of Aïn Grab carbonates (middle Miocene). Same notations as in [Fig.16](#).

Fig. 20: 3D geodynamic model for the gulf of Hammamet (onshore) from Upper Cretaceous to Middle Miocene.

Highlights

- Offshore/onshore the Gulf of Hammamet, four main tectonic events were recognized from Eocene to Pliocene
- Three NW-SE compressions occurred during Eocene, Tortonian and Pliocene and one NE-SW extension at the Oligocene
- Inversion of onshore/offshore Miocene basins linked to the tectonic events and improving targeted hydrocarbon traps.

Epoch	Age	Formation	Lithostratigraphic Log	Lithology	Mean thickness (m)	Sites
Pliocene	Piacenzian	Segui		Shaly-sands, evaporites, rare limestone beds	450	3-7
	Zanclean					
Miocene	Messinian	Beglia		Shaly-sands	350	8, 9
	Tortonian					
	Serravallian					
	Langhian	Ain Grab		Lumachellic limestones	30	10-15, 28
	Burdigalian	Messiouata		Red shales and silts	50	
Oligocene	Aquitanian	Fortuna		Fine-grained sands (top) Coarse-grained sands (base)	500	16, 25-26
	Chattian					
Eocene	Rupelian					
	Priabonian	Souar		Shales with intercalation of limestone beds	500	
	Bartonian					
	Lutetian					
Ypresian	Bou Dabbous		Nummulitic limestones	250	23	
Paleocene	Thanetian	El Haria		Shales	80	
	Danian					
Cretaceous	Maastrichtian	Abiod		Carbonates	150	17-19, 24
	Campanian	Aleg		Alternance of marls, shales and limestone beds	500	
	Santonian					
	Coniacian					
	Turonian					
	Cenomanian	Bahloul		Shistosed limestones and marls	100	20
	Albian	Fahdene				
	Aptian	Serdj		Marls, sandstones, limestones	20	21
	Barremian	M'Cherga		Alternance of marls, shales and marly-limestones	500	1-2, 22, 27
	Hauterivian					
Valanginian						
Berriasian						

Table 1

Area	n	nt	E1	σ_1 (D/P)	E2	σ_2 (D/P)	E3	σ_3 (D/P)	α	R	Stress type
01	08	10	1.69	085.8/66.2	-0.88	299.2/20.2	-1.60	204.7/12.0	18.50	0.218	C
02	04	04	0.74	064.5/30.3	0.36	228.4/58.7	-0.78	330.3/07.2	15.75	0.750	F
03	06	07	0.89	231.6/04.5	0.15	324.4/32.4	-0.74	134.6/57.3	19.52	0.361	PS
04	10	10	1.98	186.4/06.2	0.08	292.2/68.2	-1.99	094.0/20.9	14.90	0.522	PS
05	08	11	0.61	046.5/15.7	0.47	279.1/65.2	-0.66	142.0/18.7	16.97	0.889	F
06	07	10	0.86	008.1/77.5	0.41	212.5/11.4	-1.27	121.5/50.0	17.3	0.789	F
07	09	10	1.51	038.6/09.2	-0.97	128.6/01.0	-1.41	218.8/80.2	18.10	0.150	C
08	11	15	1.67	046.8/04.1	0.31	281.0/83.0	-1.99	137.2/05.7	18.17	0.629	PS
09	11	14	0.82	034.4/18.5	0.54	258.6/65.0	-1.37	130.0/16.2	15.00	0.872	F
10	06	08	0.94	056.3/76.2	0.20	217.5/12.7	-1.14	308.4/04.2	18.81	0.644	F
11	07	07	1.37	214.3/21.2	0.17	057.3/67.1	-1.20	307.5/08.1	19.23	0.399	PS
12	11	14	1.50	206.8/58.3	-0.13	007.2/30.2	-1.37	102.4/08.8	16.70	0.432	PS
13	08	10	0.92	025.4/00.1	-0.27	115.6/61.0	-0.64	295.3/29.0	19.40	0.238	C
14	14	18	1.83	208.6/13.3	-0.31	020.0/76.5	-1.52	118.2/01.9	17.47	0.362	PS
15	07	09	0.80	236.8/26.9	0.44	061.6/63.0	-0.85	327.8/02.0	17.63	0.782	F
16	08	12	0.86	180.4/50.5	0.14	352.1/39.2	-1.01	085.4/04.1	16.99	0.615	PS
17	18	25	2.24	064.5/46.3	0.58	295.1/31.1	-2.29	187.2/27.1	19.50	0.634	PS
18	16	23	1.23	207.0/44.3	0.81	064.3/39.2	-2.04	317.4/19.6	19.00	0.872	F
19	16	21	2.76	233.7/16.2	-0.57	130.4/38.1	-2.19	341.9/47.1	18.49	0.328	C
20	16	22	2.33	228.3/54.5	-0.57	358.9/24.9	-1.75	100.6/23.6	17.84	0.289	C
21	13	17	0.96	222.7/19.4	0.56	077.9/66.7	-1.53	317.1/12.4	18.47	0.840	F
22	18	26	1.57	032.6/12.3	0.65	296.4/26.3	-2.22	145.3/60.6	18.99	0.756	F
23	06	07	0.80	017.6/24.3	0.01	250.9/54.5	-0.82	120.2/24.2	14.88	0.512	PS
24	09	11	0.53	035.1/02.3	0.01	296.5/70.2	-0.54	026.0/19.3	19.76	0.508	PS
25	09	12	0.81	237.4/06.3	0.22	084.0/83.0	-1.03	327.8/03.1	19.78	0.682	F
26	12	15	0.47	173.2/08.7	0.09	265.0/11.3	-0.54	046.5/75.7	17.51	0.630	PS
27	07	08	0.43	088.0/13.6	0.01	354.8/12.9	-4.27	223.0/71.1	19.43	0.910	F
28	07	08	1.68	226.4/09.1	0.65	317.6/07.9	-2.32	088.2/77.9	16.76	0.740	F

Table 2

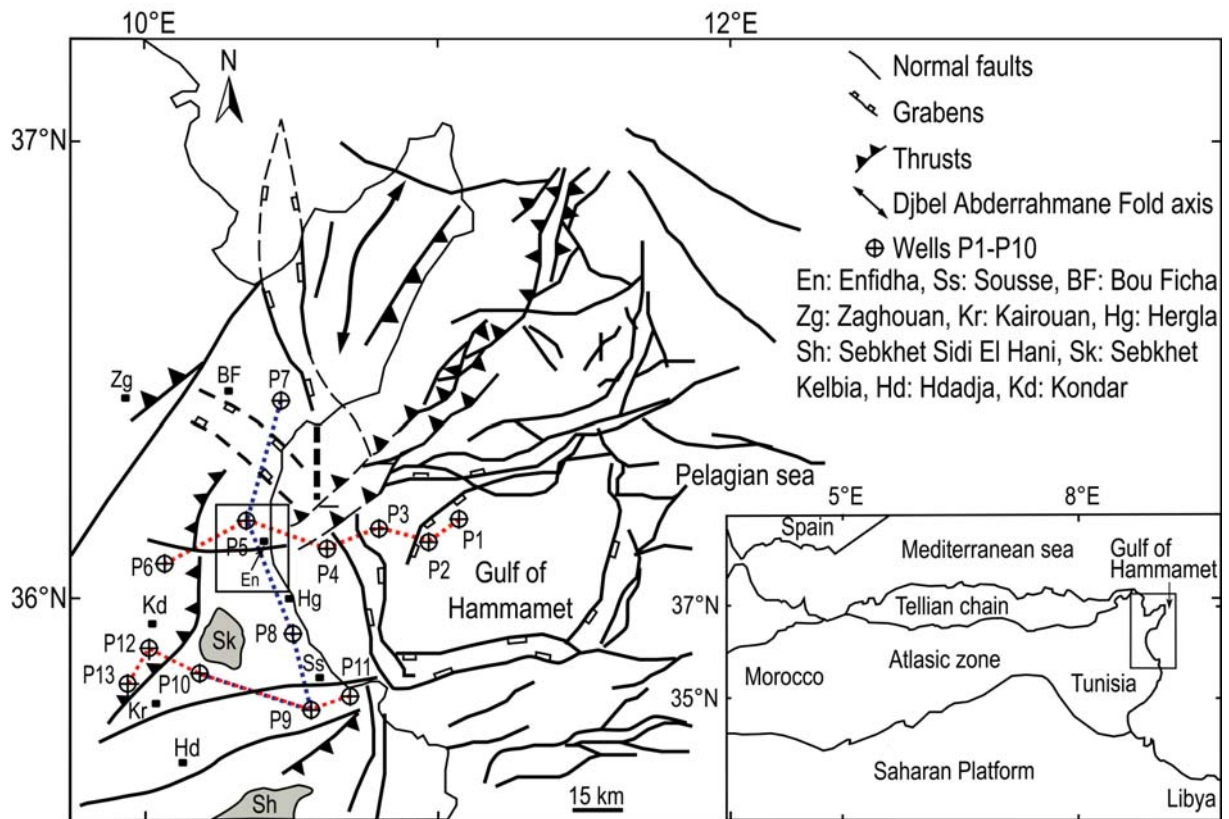


Fig.1a

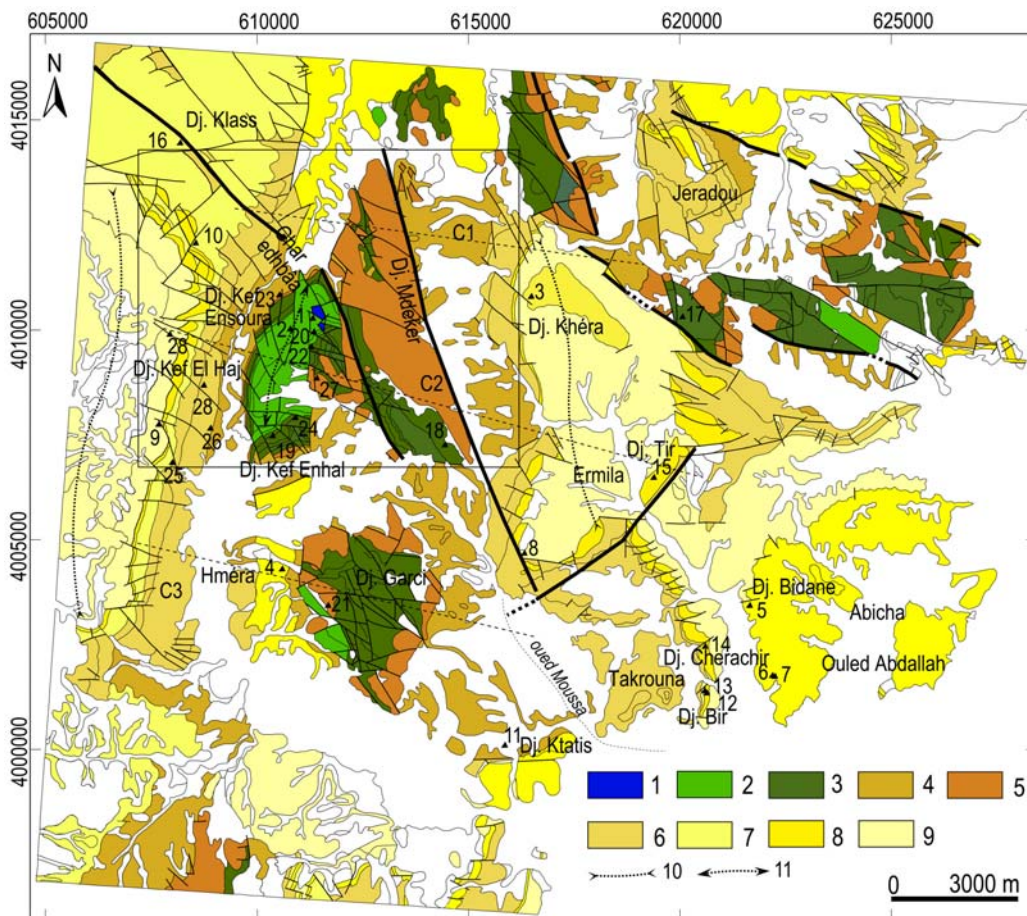


Fig.1b

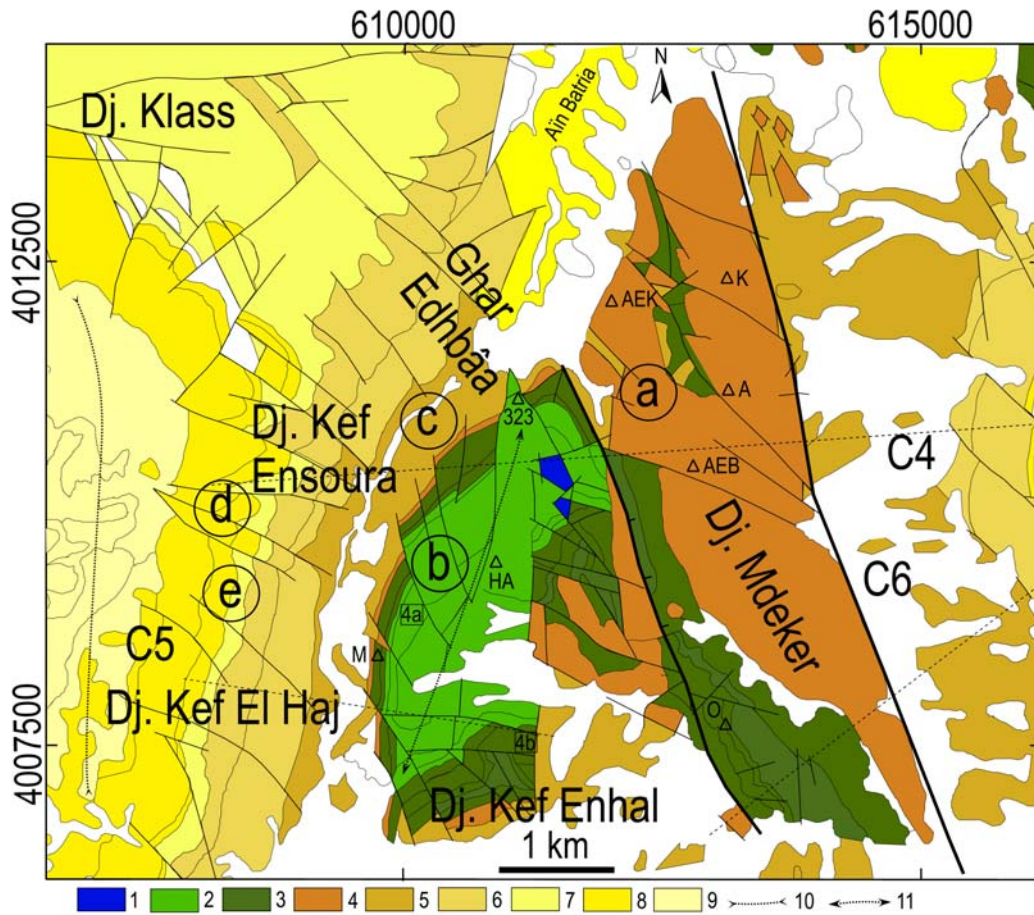


Fig.1c

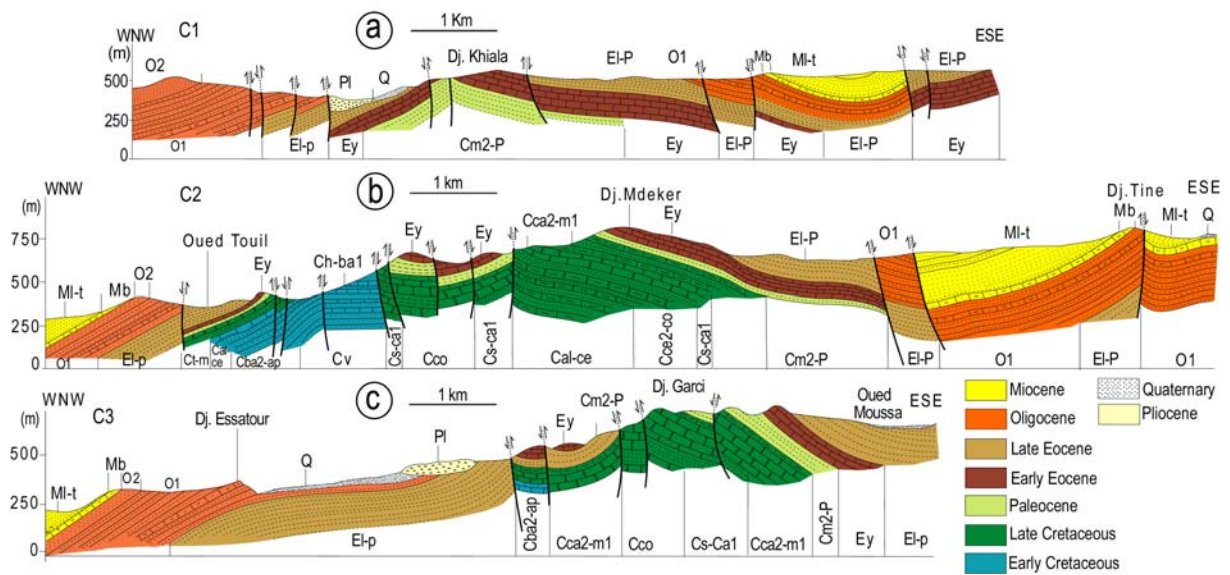


Fig.2a-c

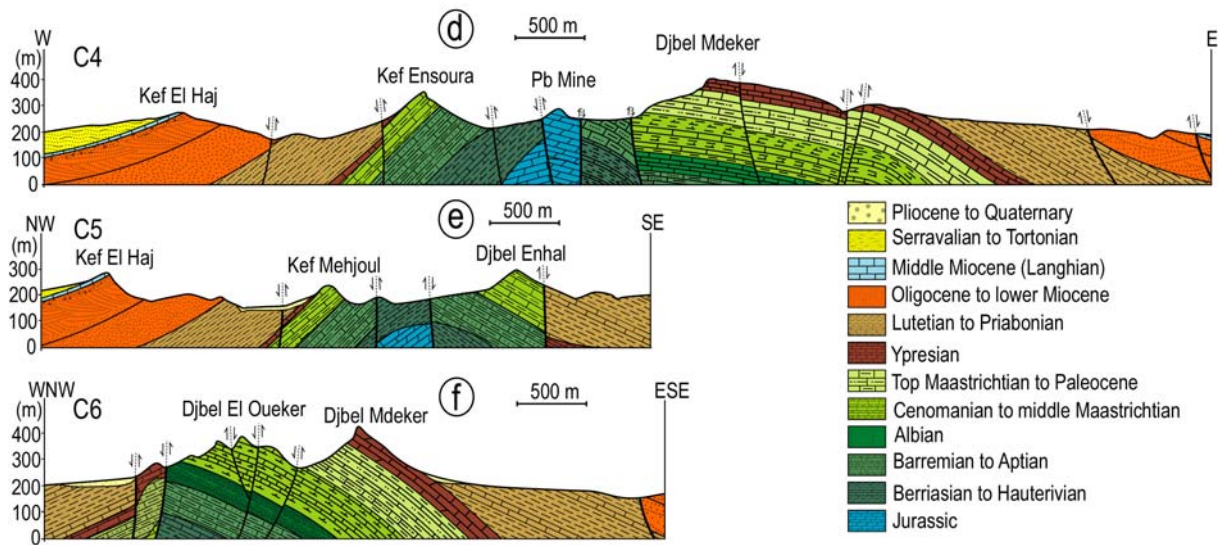


Fig.2d-f

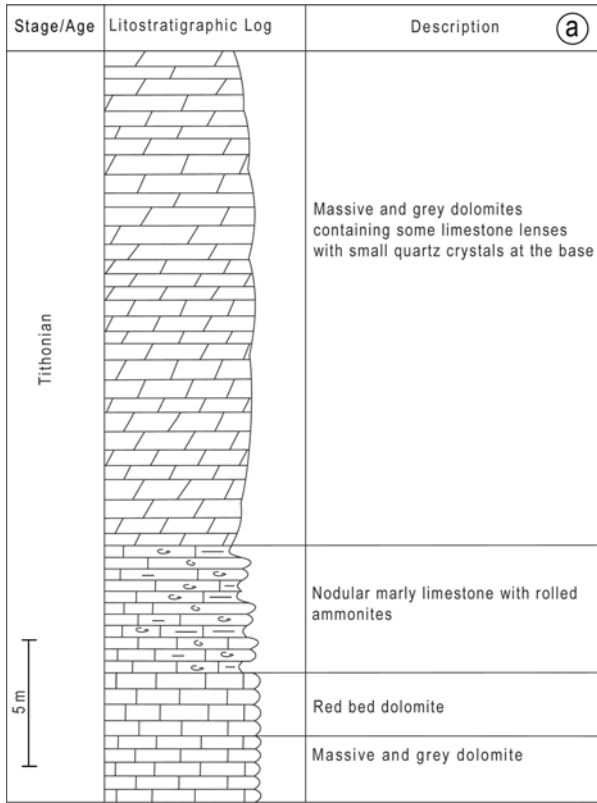


Fig.3a

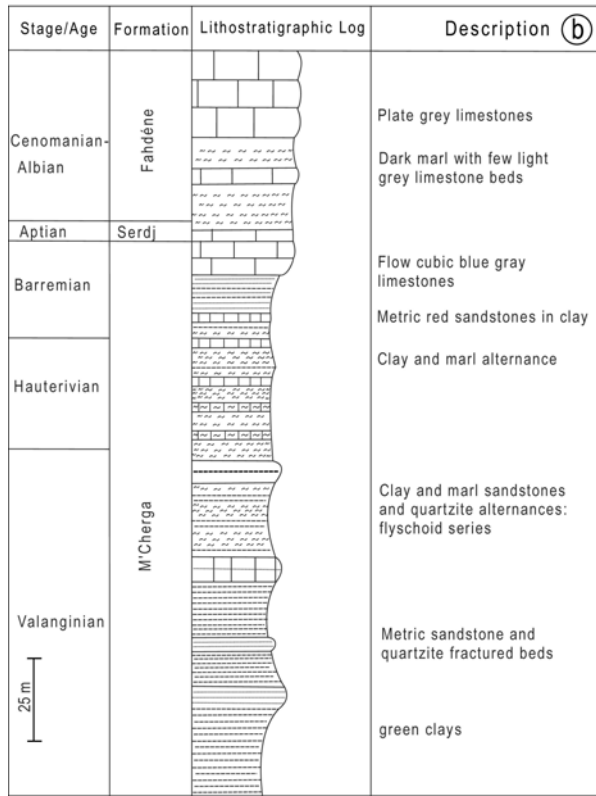


Fig.3b

Stage/Age	Formation	Lithostratigraphic log	Description (C)
Campanian-Maestrichtian	Abiod		Limestone and green marl alternance
			White limestones
Santonian	Kef		Green limestone and marl alternance
Coniacian			Marly limestone and marl alternance White chalky limestone and marly limestone
Turonian	Bireno		White nodular limestone
Cenomanian	Bahloul		Intercalation of marl and grey limestone beds
	Fahdene		

Fig.3c

Stage/Age	Formation	Lithostratigraphic log	Description (d)
Burdigalian	Aïn Grab		lumachellic limestone
Chattian	Fortuna		Rough sandstone with quartz grains, fossil wood and lumachel debris
			Alternation of fine-grained sands, greenish sandy clays with sandstone beds
Rupelian	Fortuna		Alternation of gypsum marls, sandy marls, sandstone and lumachel limestone beds
			Marl and sandy clays, sandstones, nummulitic limestone with white sandstones
Bartonian Priabonian	Souar		Alternation of fine-grained sandstones, grey and sandy clay with gypsum
			Gypsum occurrences

Fig.3d

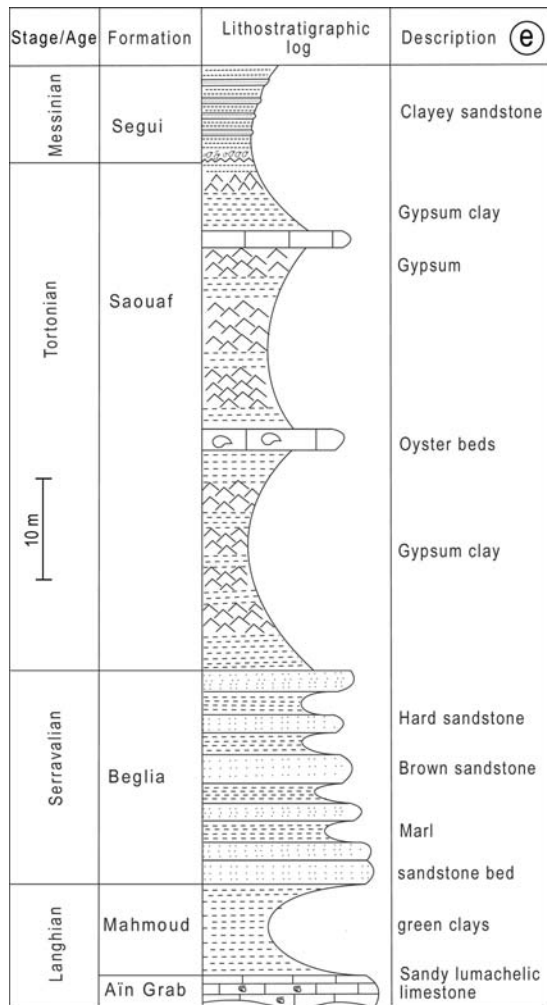


Fig.3e

Fig.4

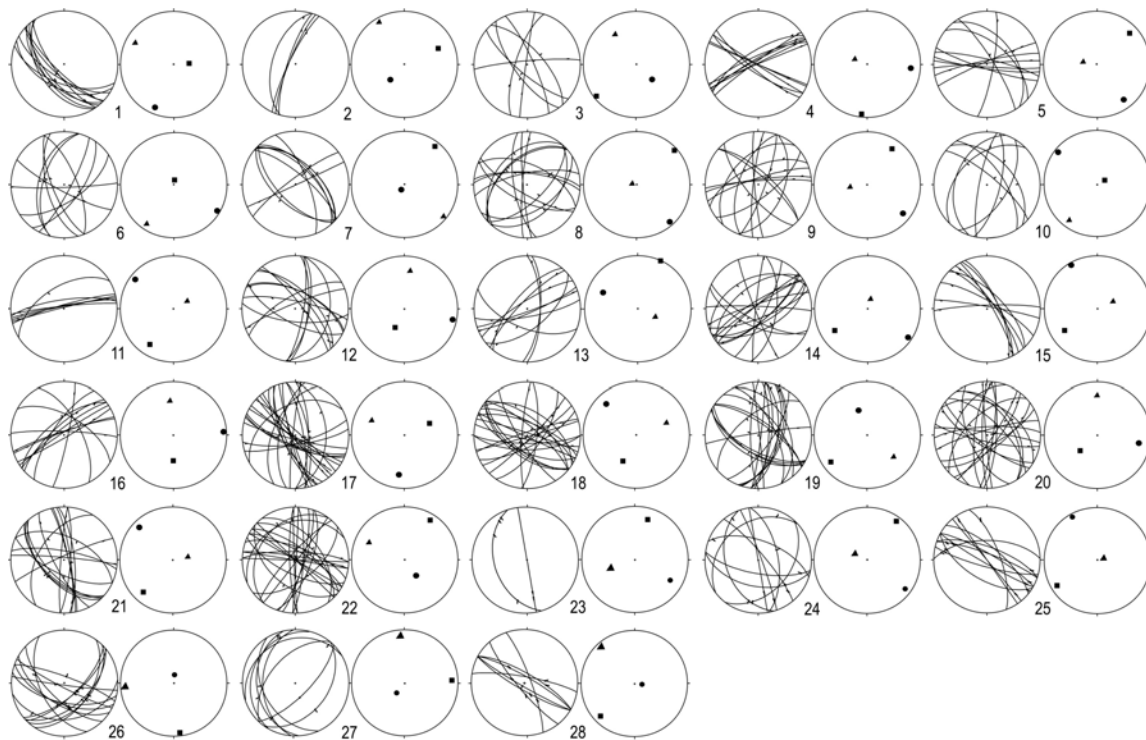


Fig.5

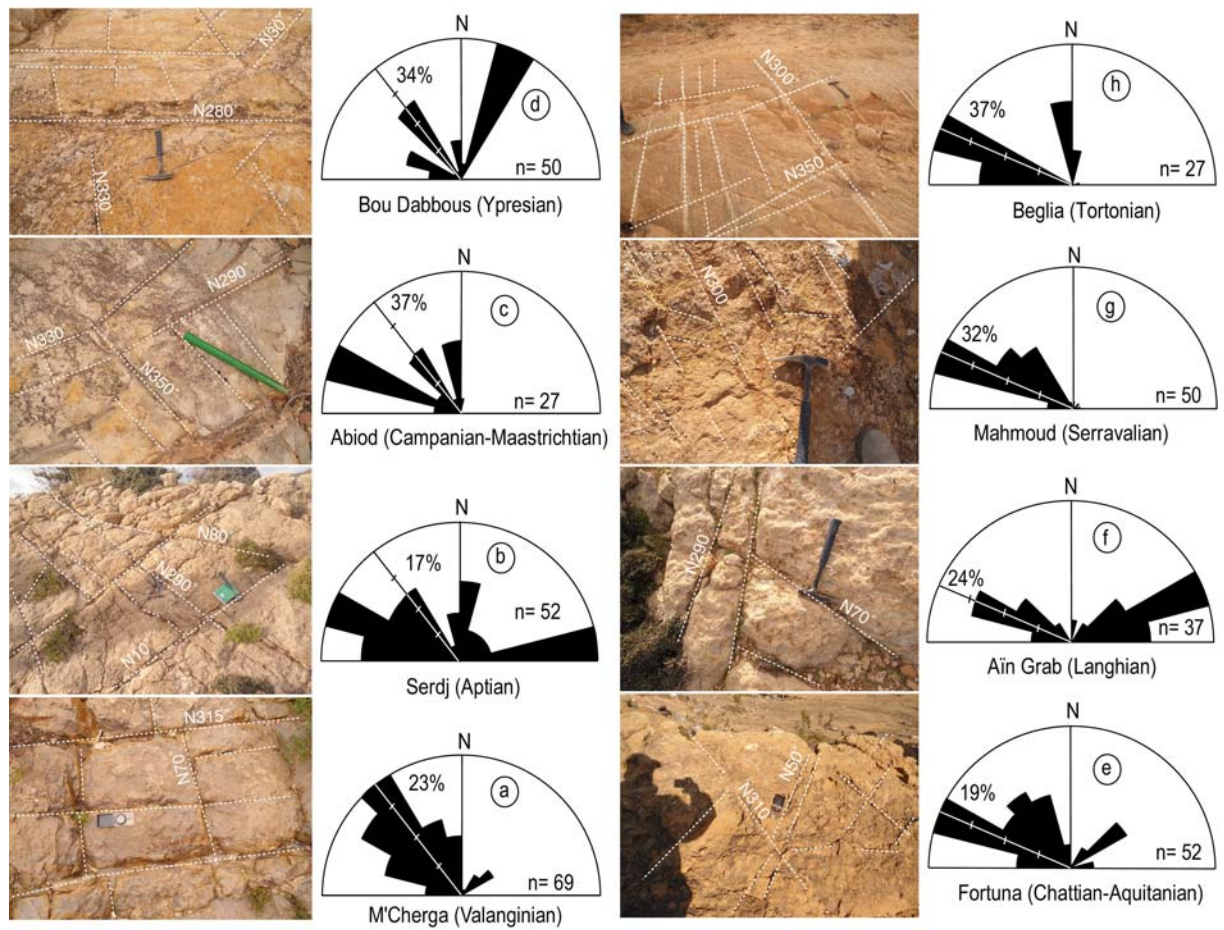


Fig.6

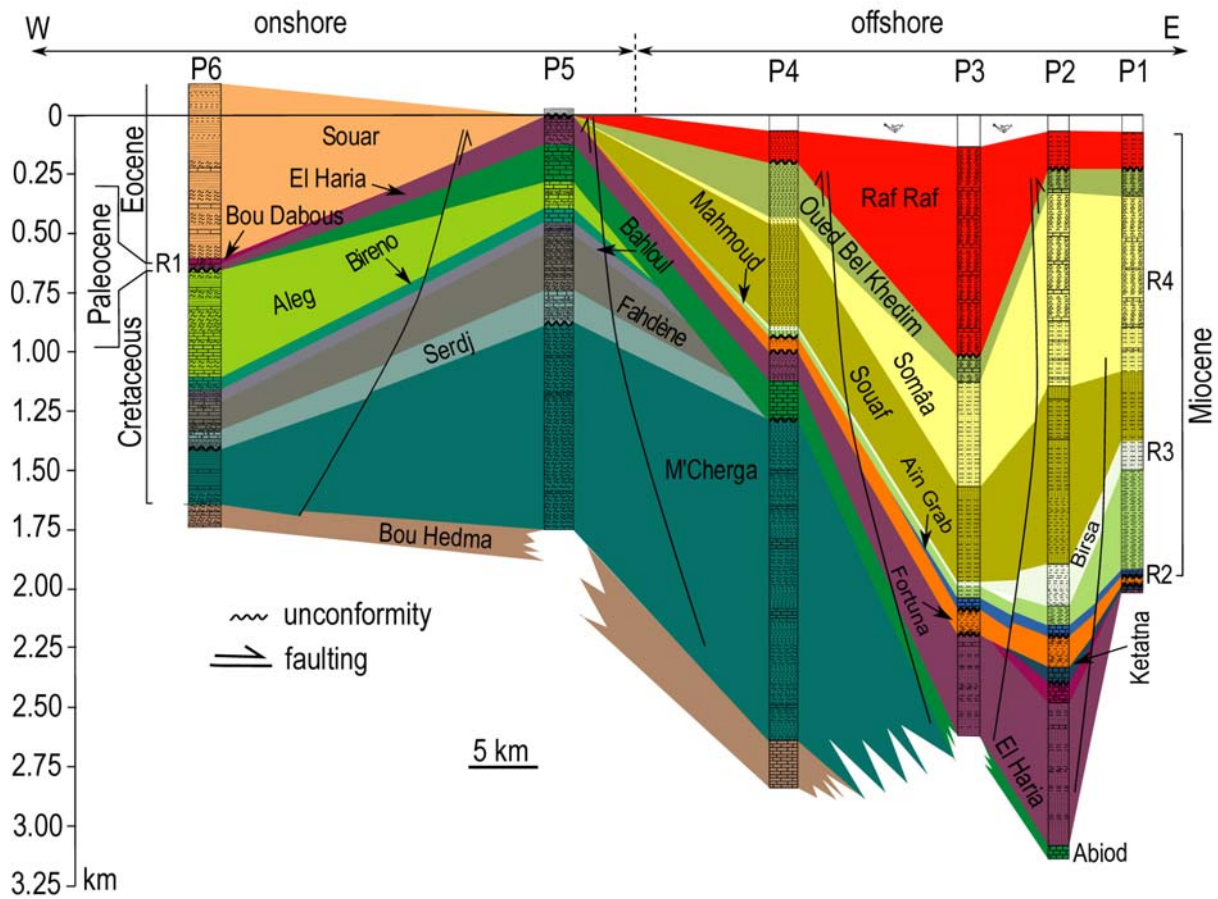


Fig.7

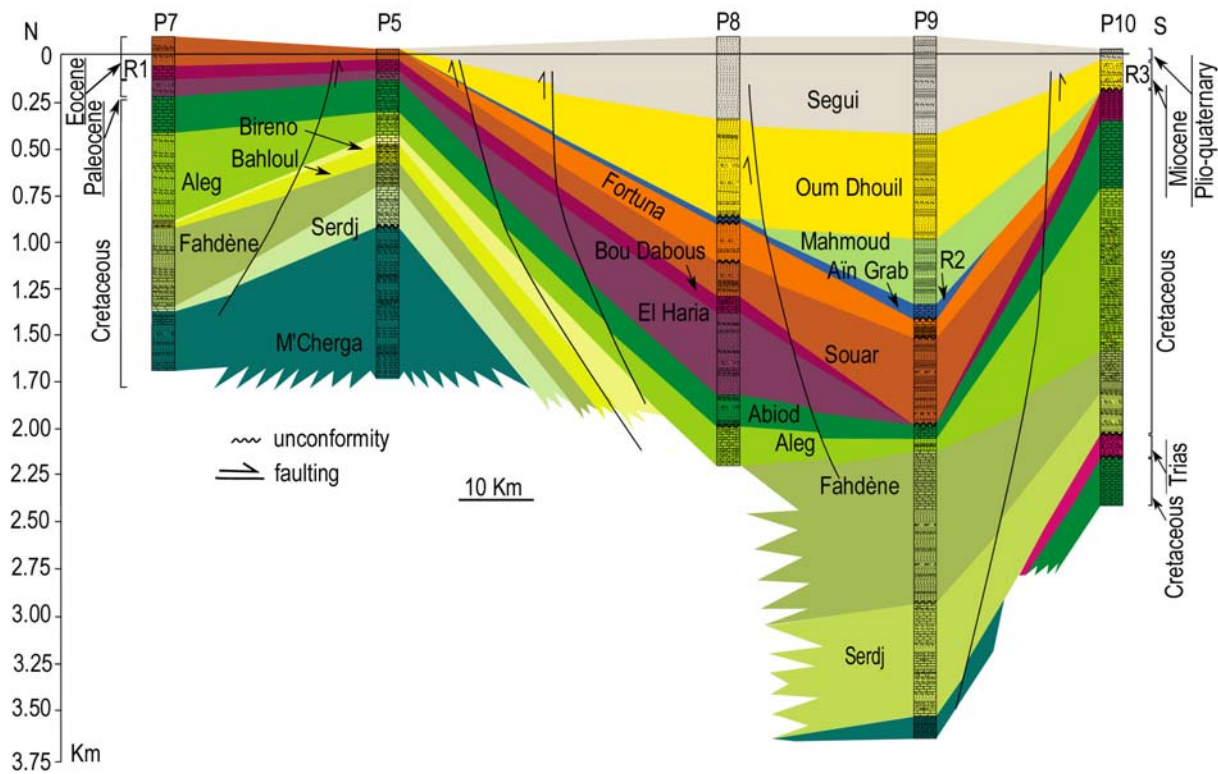


Fig.8

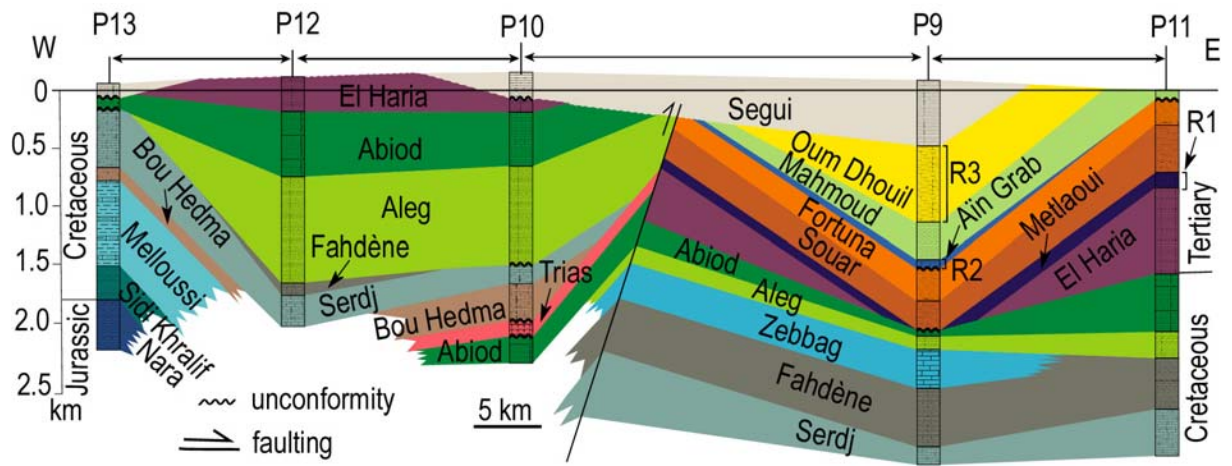


Fig.9

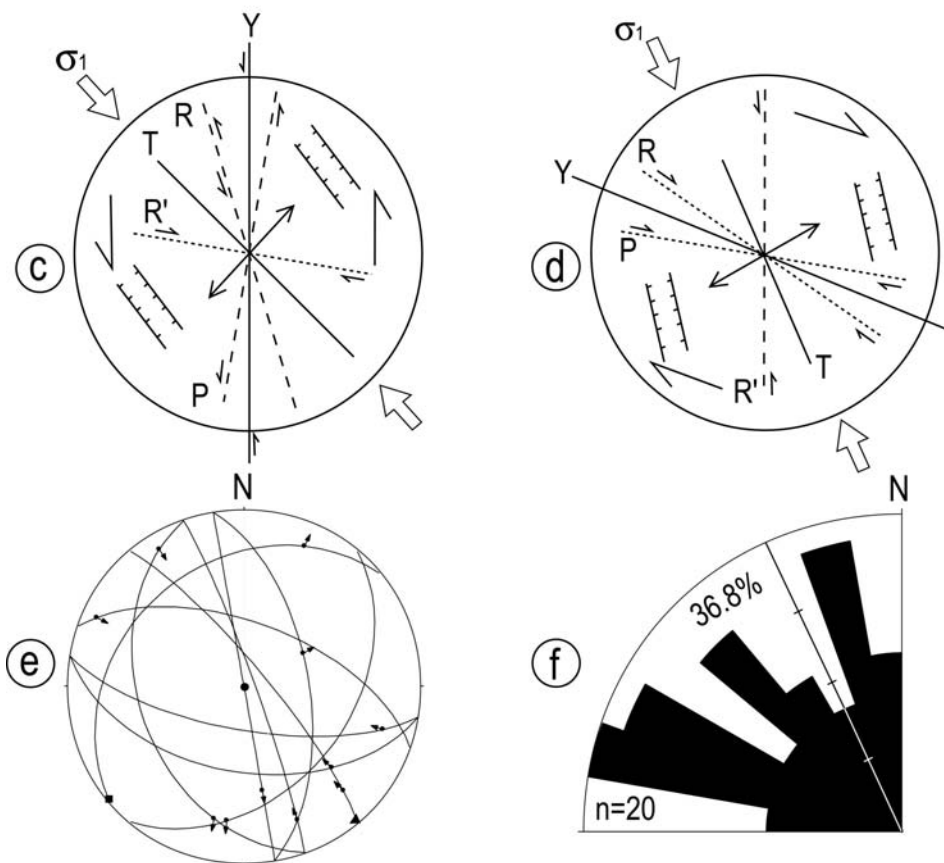
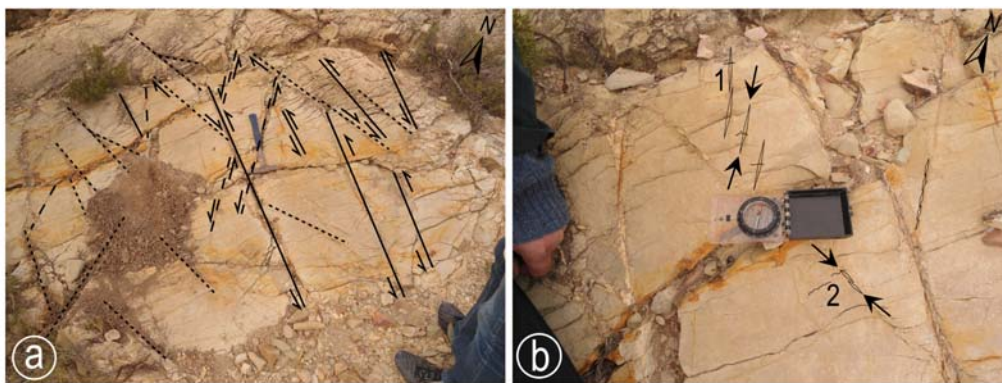


Fig.10

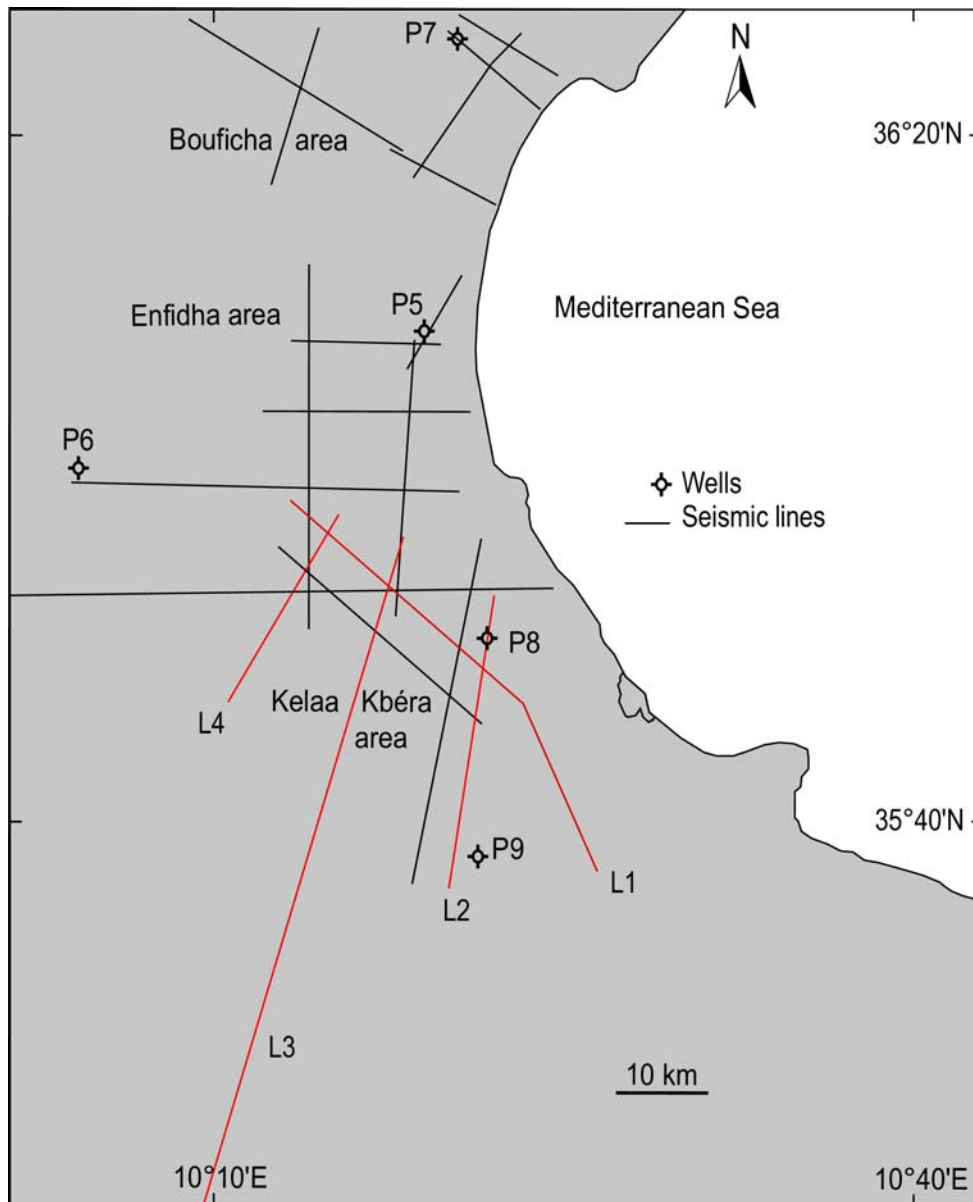


Fig.11

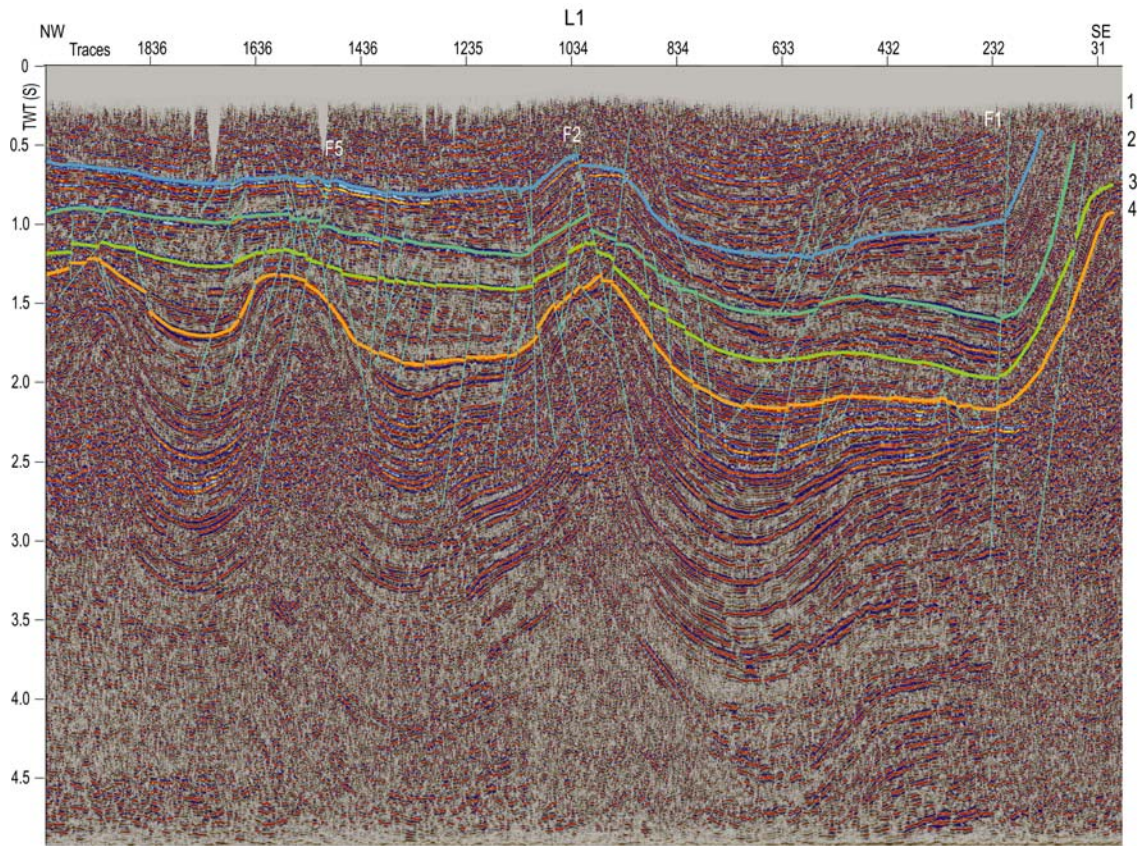


Fig.12

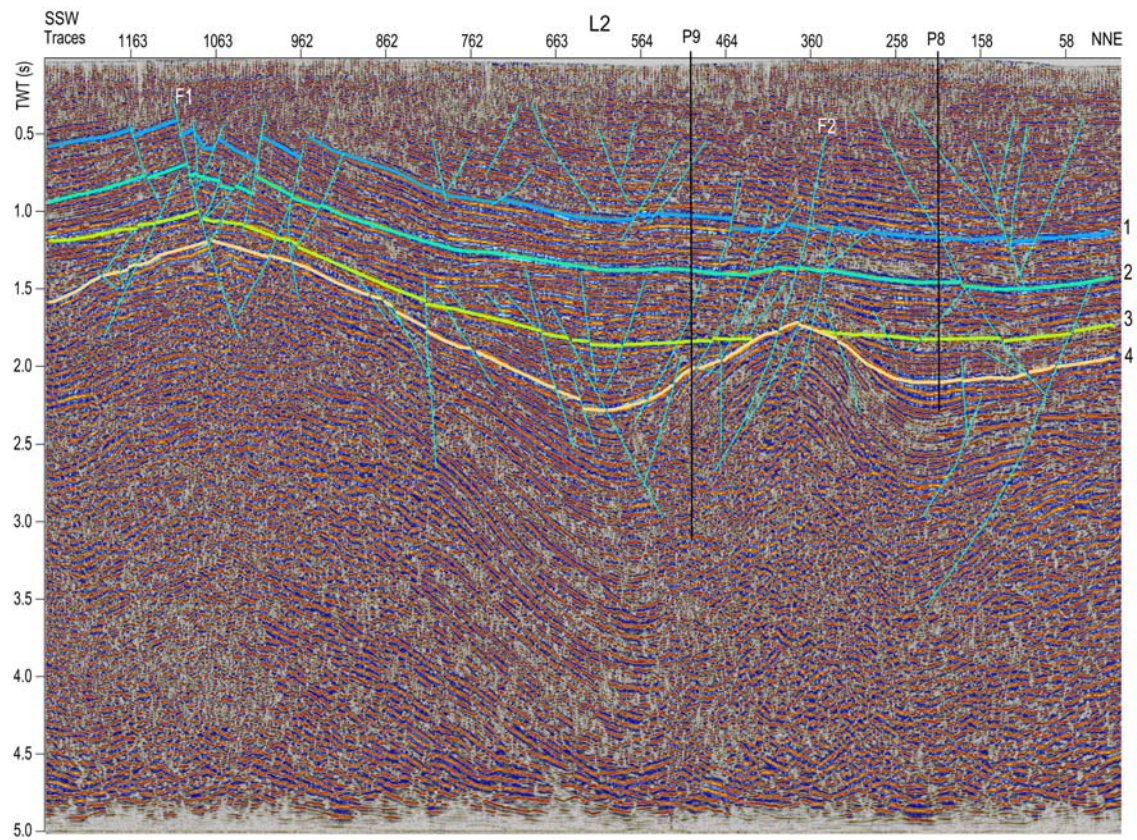


Fig.13

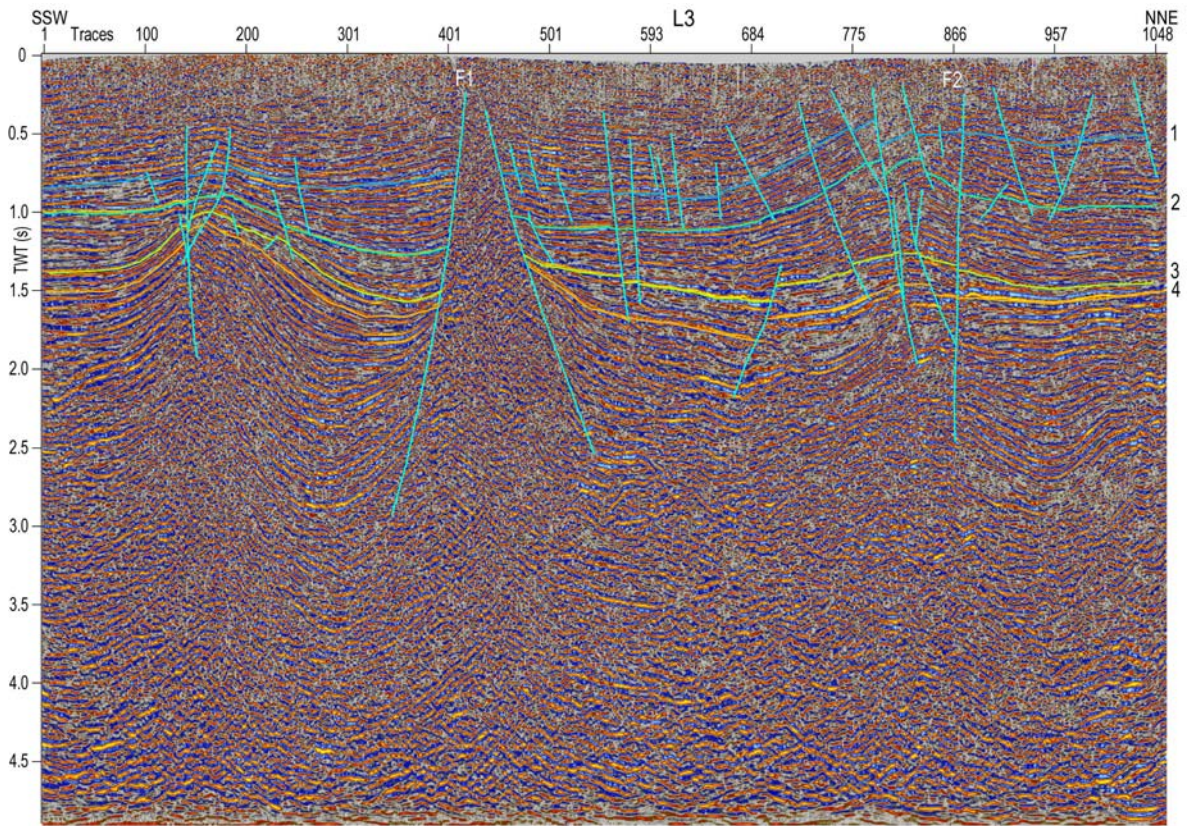


Fig.14

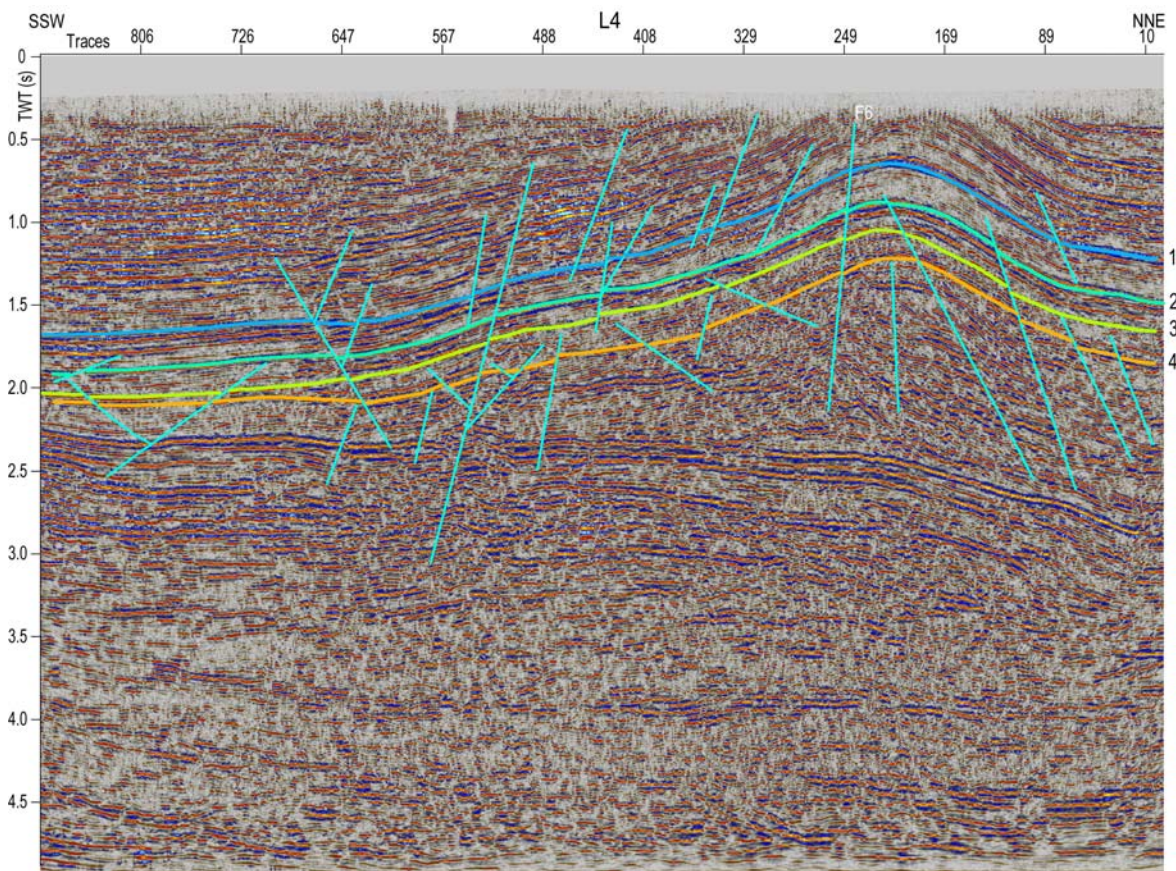


Fig.15

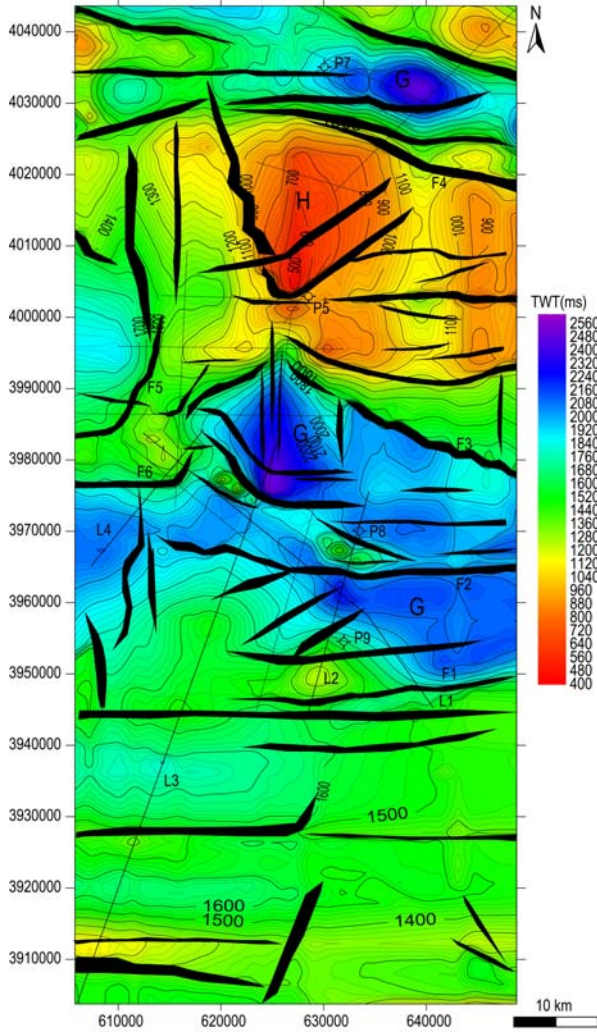


Fig.16

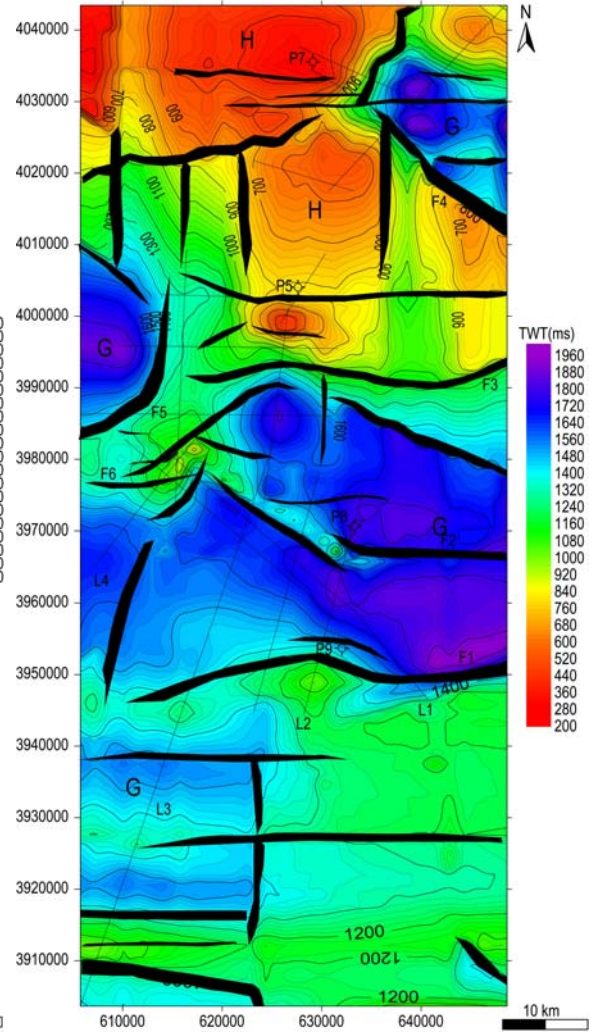


Fig.17

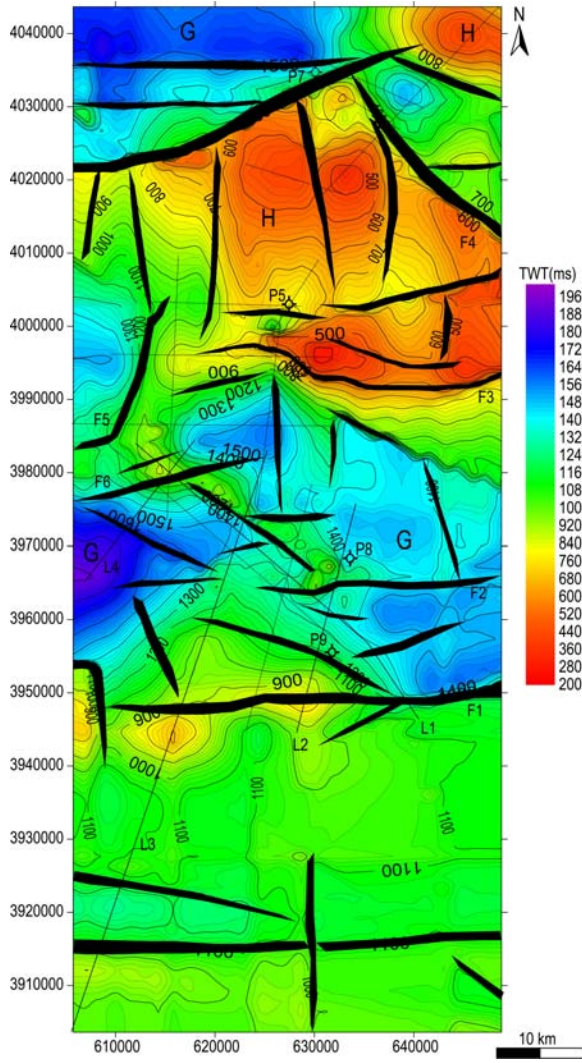


Fig.18

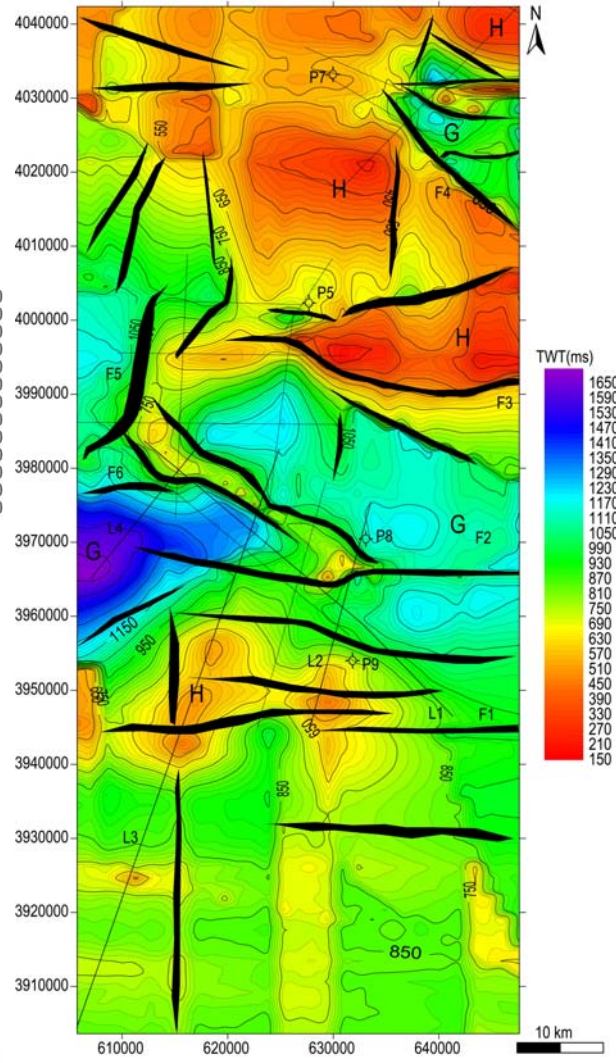


Fig.19

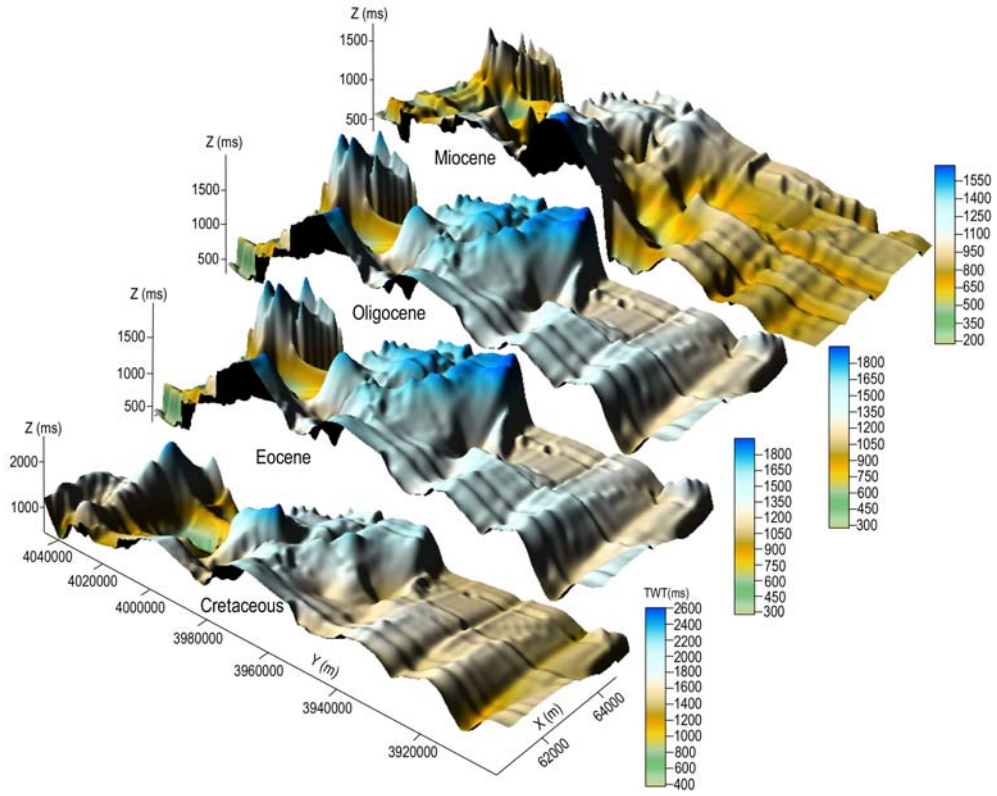


Fig.20

Annexe 2

VU :

Directeurs de Thèse

Aïfa Tahar

Ghanmi Mohamed

VU :

Responsable de l'École Doctorale

VU pour autorisation de soutenance

Rennes, le

Le Président de l'Université de Rennes 1

Guy CATHELINÉAU

VU après soutenance pour autorisation de publication :

Le Président de Jury,
(Nom et Prénom)