

# LES ETAPES D'EFFONDREMENT DES GRABENS DANS LES CONFINS ALGERO- TUNISIENS

Waclaw Marian KOWALSKI\*, Messaoud HAMIMED\* et André PHARISAT\*\*

---

## RÉSUMÉ

Tous les fossés d'effondrement dans les confins algéro-tunisiens coupent des structures atlasiques d'âge fini-lutétien.

La phase distensive du Miocène se manifeste par la création des fossés de Oulad-Soukies, de Foussana – Kasserine et du bassin d'EL Ma Labiod.

Il existe deux phases de plissements post – miocènes dans les environs de Tébessa :

- les plissements du Pliocène inférieur (contrainte maximale N 0° - 20° E, à direction de plis N 90° - 110° E ), dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Morsott;
- les plissements du Villafranchien inférieur (contrainte maximale 80°), dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Tébessa, ainsi que celui de Hammamet. Le substratum des fossés de Tébessa et Hammamet est constitué d'une mosaïque de horsts et grabens.

Quatre stades successifs ont pu être dénombrés au cours de la mise en place du fossé de Tébessa : le premier, au Villafranchien inférieur (Pliocène supérieur), le deuxième, au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur), le troisième, à la fin du Pléistocène moyen et le quatrième à la fin du Pléistocène supérieur.

L'affaissement se poursuit encore actuellement (trois secousses en 1995), parallèlement au soulèvement des marges du graben, dont le substratum s'est enfoncé dans la partie médiane au cours du dernier stade d'effondrement.

**Mots clés :** Graben - Fossé d'effondrement - Tébessa - Oulad Soukies - Morsott - Ouenza - Kasserine - Bassin d'El Ma Labiod - Miocène - Pliocène - Trias diapirique - Phase d'orogénèse alpine.

---

\*Centre Universitaire de Tébessa, Institut des Sciences de la Terre, Route de Constantine, 12 002 Tébessa.

\*\*Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie, Université de Franche Comté, Institut des Sciences Naturelles, Place Leclerc, 25 030 Besançon, France.

- Manuscrit déposé le 10 Septembre 2000, accepté après révision le 31 Décembre 2000

## THE GRABEN SLUMPING STAGES WITHIN THE ALGERIAN-TUNISIAN CONFINES

### ABSTRACT

All the slumping ditches in the algerian-tunisian confines cup up the Atlasian structures of fini-lutetian age.

The distension phase of Miocene manifest itself by the creation of Oulad Soukies and Foussana-Kasserine ditches, as well as El Ma Labiod basin.

There are two post-Miocene folding phases in the vicinity of Tebessa:

- Lower Pliocene folding (maximum constraint N 0°-20° E), with N 90°-110° E folds direction whose the distension phase brought about the slumping of Morsott graben;
- Villafranchian folding (maximum constraint N 80° E), with N 90-110° E folds direction, whose the distension phase brought about the slumping of Tebessa graben.

The Hammamet ditch is the same age as that one of Tebessa, so more recent as that of Morsott. The substratum of Tebessa and Hammamet ditches is constituted of a horsts and grabens mosaic.

The slump of Tebessa ditch has been passing by four stages: the first in lower Villafranchien (Upper Pliocene), the second in Upper Villafranchien (Lower Pleistocene), the third in the end of Middle Pleistocene and forth one in the end of Upper Pleistocene. The subsidence continues until now (three tremors in 1995) and this is parallel to the uprising of slump-basin sides.

**Key words :** Graben - Slump-Ditch - Tebessa - Oulad Soukies - Morsott - Ouenza - Kasserine- El Ma Labiod Basin - Miocene - Pliocene - Diapiric Trias - Phases of alpine orogenesis.

### 1 - INTRODUCTION

L'objectif principal de cet article est de montrer les relations entre les étapes successives de la sédimentation au sein des fossés d'effondrement des confins algéro-tunisiens et la tectonique compressive et distensive. Ces étapes sont reliées aux phases tectoniques, qui se sont manifestées au cours du Miocène et du Pliocène. La phase compressive miocène a provoqué les charriages alpins (tellics) au nord de l'Atlas saharien, et la phase distensive miocène a donné naissance aux fossés d'effondrement des Oulad Soukies et de Kasserine et au bassin d'El Ma Labiod au sud des zones de la tectonique tangentielle.

Les plissements ultérieurs au cours du Pliocène ont provoqué la naissance du fossé de Morsott et ceux du Plio-Quaternaire des fossés de Tébéssa, de Hammamet et des Oulad Bou-Rhanem (fig. 1).

Les points de départ de notre travail sont le bassin subsidant d'El Ma Labiod et le graben de Tébéssa.

On a mis en valeur les observations de W. M. Kowalski *et al.*, (1997a) sur les étapes d'effondrement des fossés de Tébéssa et Hammamet, de W. M. Kowalski *et al.*, (1996) et de K. Boufaa *et al.*, (1996) sur l'effondrement du fossé de Morsott. De plus, on a pris en considération les

## LES ÉTAPES D'EFFONDREMENT DES GRABENS DANS LES CONFINES ALGÉRO-TUNISIENS

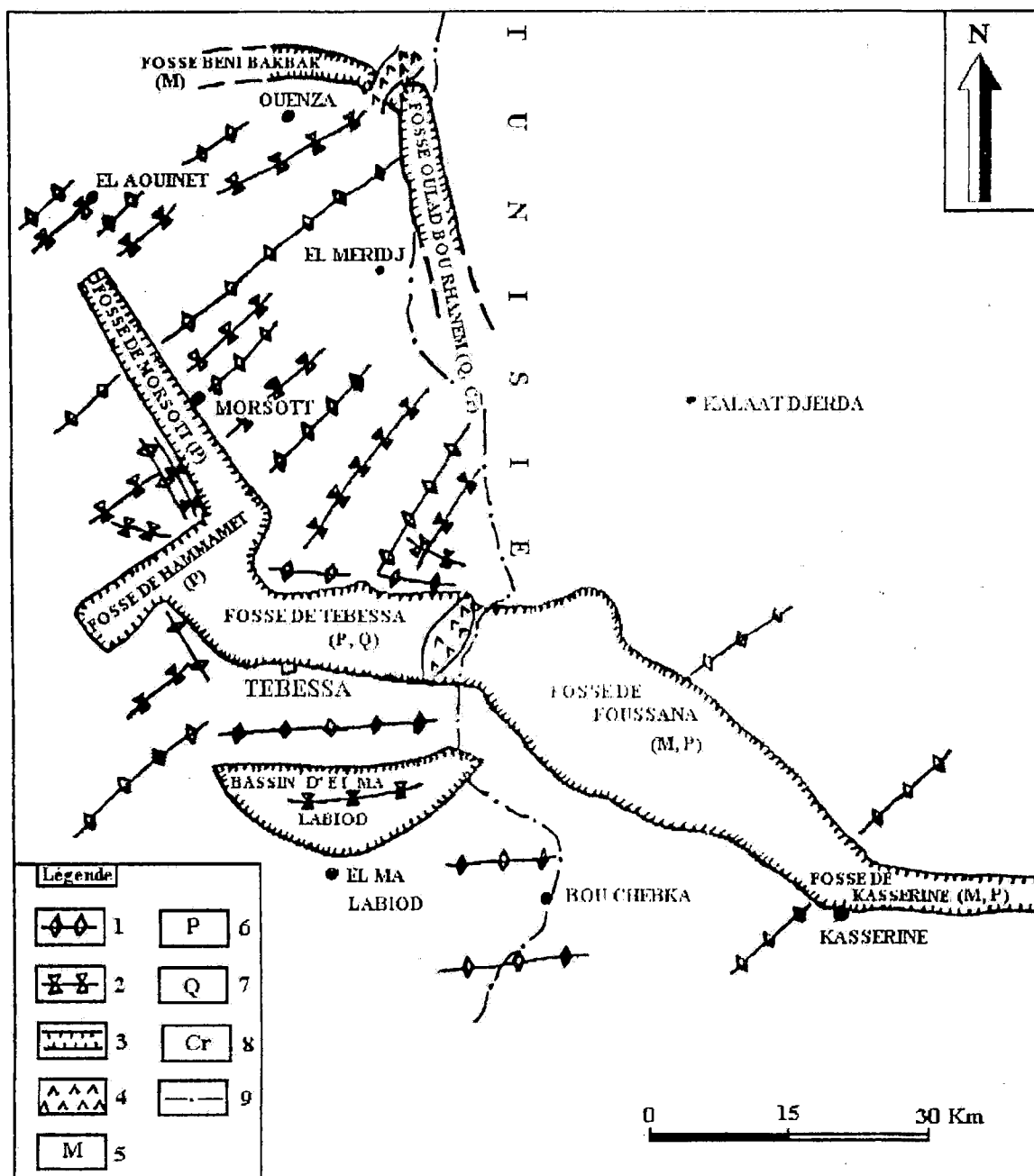


Fig.1 - Esquisse tectonique des zones effondrées dans les confins algéro-tunisiens

*Tectonic sketch of the slump zones in Algero-Tunisian confines*

1 - anticlinal (*anticline*); 2 - synclinal (*syncline*); 3 - limites des fossés et bassin d'effondrement (*Border sides of grabens and slump basins*); 4 - les diapirs en liaison avec les zones effondrées (*The diapirs linked with the slump zones*); 5 - Miocène (*Miocene*); 6 - Pliocène (*Pliocene*); 7 - Quaternaire (*Quaternary*); 8 - Crétacé de la partie méridionale du fossé des Oulad Bou Rhanem (*Cretaceous of the southern part of Oulad Bou Rhanem graben*); 9 - frontière algéro-tunisienne (*Algero-Tunisian frontier*).

observations de M. L. Hemila (1995) sur la sédimentation dans le fossé de Morsott, de W. M. Kowalski *et al.*, (1997b) et de W. M. Kowalski et M. Hamimed (2000) sur la liaison entre l'effondrement et le diapirisme.

Les données de 27 forages (tableau I), d'une profondeur de 100 à 400m, effectués entre 1973 et 1984 (Djabri 1987; Brahmi et Nouri 1992) ont permis l'interprétation de la chronologie de la sédimentation et des stades successifs d'effondrement du graben de Tébessa. On a utilisé les résultats des sondages électriques (Brahmi et Nouri 1992), qui ont permis l'interprétation de 600m d'épaisseur.

## 2 - CADRE HISTORIQUE DES RECHERCHES

G. Dubourdiou et G. Durozoy (1950), G. Dubourdiou (1956), G. Durozoy (1956 et 1961) ont attribué un âge Miocène au fossé des Oulad Soukies et Post-Miocène aux grabens des Oulad Bou Rhanem et de Tébessa. M. L. Hemila (1985) a attribué un âge Pliocène aux dépôts anciens du fossé de Morsott.

K. Philip *et al.*, (1986) ont constaté que la phase tectonique compressive du Miocène est, en premier lieu, localisée dans l'extrême Nord tunisien où elle est associée à l'épisode de mise en place des nappes et qu'elle est contemporaine de la tectonique décrochante et distensive de la Tunisie centrale en avant-front des nappes. Au cours du temps, la zone de compression a migré vers le sud et a atteint la Tunisie centrale au Tor-tonien Supérieur et Messinien, et les régions méridionales à partir du Plio-Villafranchien. Ces auteurs ont cependant confondu la phase Alpine (tellienne) d'un âge Miocène avec la phase atlasique, qui selon J. Flandrin (1948), G. Dubourdiou (1956), J.M. Vila (1980) et nous mêmes est d'âge Eocène, d'où la négligence du rôle de cette phase dans la tectonique de l'Atlas Saharien. L'évolution dans le temps de la phase

tectonique concerne seulement la phase tellienne, qui se manifeste comme une phase compressive à la limite Nord de l'Atlas Saharien pendant le Miocène et aux environs de Tébessa au Pliocène.

A. Zerdazi (1990) a confirmé par l'étude gravimétrique la présence de plis parallèles au fossé d'effondrement de Tébessa et d'autres, autrement orientés parallèles au fossé de Morsott. Ces plis ont été signalés par G. Durozoy (1956), F. Morel (1957) et J. L. Blès (1969), sans donner l'explication de ce phénomène. S. Brahmi et Z. Nouri (1992) ont établi une carte de substratum du fossé de Hammamet montrant le basculement de ses différents compartiments (fig.4,5,8).

## 3 - STRATIGRAPHIE DES ZONES ETUDIÉES

Nous considérons les fossés d'effondrement des Oulad Soukies et de Kasserine ainsi que le bassin subsident d'El Ma Labiod comme étant liés à la phase distensive du Miocène. Le fossé des Oulad Soukies a été rempli par des sédiments marins d'âge langhien-sérravalien et tortonien.

La sédimentation miocène des fossés d'effondrement de Foussana et de Kasserine en Tunisie se prolonge jusqu'au Pliocène (fig. 1).

La sédimentation dans le bassin d'El Ma Labiod se développe en deux étapes dont la première est littorale, deltaïque et fluviale au Langhien-Sérravalien et la deuxième est fluvio-lacustre au Tortonien. Ces deux étapes sont séparées par une phase d'arrêt de sédimentation soulignée par une altération ferro-siliceuse.

Les fossés d'effondrement de Morsott et de Tébessa sont plus jeunes. Celui de Morsott est d'âge Pliocène et ceux de Tébessa et d'Oulad Bou Rhanem sont d'âge Plio-Quaternaire. On

## LES ÉTAPES D'EFFONDREMENT DES GRABENS DANS LES CONFINES ALGÉRO-TUNISIENS

**Tableau I - Position des forages interprétés dans le fossé de Hammamet et le graben de Tébessa avec l'interprétation stratigraphique des séries percées**

*Position of the drillings interpreted in the ditch of Hammamet and the graben of Tebessa with the stratigraphic interpretation of the bored series*

FORAGE	COORDONNEES			POSITION	SERIES PERCEES
	X	Y	Z		
OS 1	974.15	249.8	895	Partie sud de fossé de Hammamet	Q 1, C7
OS 2	974.1	250.2	884	- -	Q 1
R 6-7	976.95	252.2	860	- -	Q 1
QR 5	975.1	251.5	853	- -	Q 1
YS 4-5	976.73	253.4	848	- -	Q 1
P 8-9	976.35	254.95	822	Partie centrale du fossé de Hammamet	Q 2
EF 1	980.07	253.6	795	Partie NW du fossé de Tébessa	Q 2, Q 3
AC 1 bis	981.35	253.75	777	- -	Q 3
F 3	981.9	254.7	786	- -	Q 2, Q 3, A
F 2-3	981.35	253.5	783	Partie centrale du fossé de Tébessa	Q 3, A
AC 1	982.7	253.7	777	- -	Q 3, A
AC 2	985.9	257.6	785	Partie Nord du fossé de Tébessa	C, Q1, Q2, Q3
W 2 bis	986.8	256.9	822	Arrêt Nord du fossé de Tébessa	Q 2
FG 1	980.75	252.6	785	Partie W du fossé de Tébessa	Q 1
CT	981.9	252.5	779	- -	Q 1
J 2-3	981.0	251.9	775	- -	Q 1
KL 3	986.9	250.9	804	- -	Q 1, Q2
69	991.6	249.3	830	Partie centrale du fossé de Tébessa	P2, Q1, Q2
M 1	994.2	249.8	812	- -	Q 1, Q2
M 2 bis	994.8	249.9	812	- -	Q 1, Q2
V 4	1003.2	247.2	878	Partie E du fossé de Tébessa	Q 2 -
X 4	1005.1	246.9	980	Arrêt soulevé Est du fossé de Tébessa poussé par le diapir	P1, P2, Q2
TU	993.2	247.9	900	Partie Sud du fossé de Tébessa	C6a, C6b, Q1
ART	993.1	247.1	900	- -	- -
Q 5-6	992.9	248.1	830	Tébessa - ville	C6b, P2, Q1, Q2
Q 3-4	993.2	248.3	830	- -	C6a, C6b, Q1, Q2
Q5	994.8	249.0	814	NE de Tébessa	Q 2

observe dans ces deux fossés le diapirisme Apto-Albien et Plio-Quaternaire.

#### 4 - DESCRIPTION DES FOSSES D'EFFONDREMENT

##### a - Fossé des Oulad Soukies

Ce fossé est grossièrement orienté Est-Ouest. G. Dubourdiou (1949 et 1956, fig.2) a commencé les études stratigraphiques du fossé des Oulad Soukies. Il considérait le remplissage de la zone orientale du fossé (les sédiments de la partie basale de Satour El Hamra) comme Burdigalien et, plus au nord, au Djebel Ed Damous, il a déterminé l'âge Hélvétien (Langhien-Sérravalien) des sédiments néritiques. Il considérait les sédiments de la partie sommitale du profil du fossé des Oulad Soukies comme tortoniens. Dans la partie occidentale de ce fossé, il a déterminé l'âge Hélvétien des sédiments marins du Miocène.

G. Durozoy (1961) a confirmé dans les sondages au sein du fossé d'Oulad Soukies la présence des sédiments du Langhien-Sérravalien et du Tortonien. Il a corrélé ses résultats avec le profil de G. Dubourdiou (1956).

Selon nos observations les sédiments miocènes du fossé d'Oulad Soukies reposent sur les sédiments crétacés plissés au cours de la phase Atlasique (selon Flandrin, 1948 fini-lutétienne) et localement sur le Trias diapirique.

##### b - Le fossé de l'Ouenza - Ain Sidi Salah

Le diapirisme du Burdigalien terminal est responsable de la destruction du fossé de l'Ouenza - Ain Sidi Salah (W. M. Kowalski, M. Hamimed, 2000). Malgré sa destruction, les affleurements existant permettent de donner une orientation Est-Ouest à ce fossé. Le Miocène de celui-ci a été décrit par G. Dubourdiou

(1949, 1956) en deux zones isolées l'une de l'autre (Fedj El Behim et Garaet El Sekkoum près d'Ain Sidi Salah fig.9, 10). Le Miocène de Fedj El Behim se sédimentait sur les calcaires du Turonien et l'ensemble a été verticalisé par le jeu des deux diapirs central et méridional de l'Ouenza. Plus à l'Est, à Ain Sidi Salah, les sédiments miocènes ont été arrachés de la base du Crétacé et englobés dans le diapir méridional de l'Ouenza.

Les grès et les conglomérats du Miocène moyen, avec un pendage faible (d'environ 10°-20°), reposent sur la surface érodée des grès burdigaliens verticalisés, englobés dans le matériel triasique, et sur le Trias érodé. Ces conglomérats ressemblent à ceux du Satour El Hamra.

##### c - Le fossé de Morsott

Ce fossé est orienté NNW-SSE et sa stratigraphie est encore mal connue à cause du manque de forages. Ce fossé contient probablement des sédiments d'âge pliocène. Selon nos observations et ceux de M. L. Hemila (1985), la couleur rouge des argiles accompagnant les conglomérats de la partie centrale du fossé semble confirmer l'âge pliocène des plus vieux sédiments continentaux de celui-ci (fig.1, 4).

##### d - La stratigraphie du graben de Tébessa

Le graben de Tébessa, d'orientation WNW-ESE, ne contient pas de sédiments miocènes. Si ces derniers ont existé, ils ont été érodés avant l'effondrement, au cours de l'érosion accompagnant la surrection post-miocène. Ce n'est que localement dans la zone abaissée entre les failles, presque au niveau du fossé de Tébessa (Djebel Agab à l'ouest du Djebel Belkif) qu'il demeure des reliquats, du Miocène littoral, déposés en discordance angulaire sur le Crétacé. La surface irrégulière d'érosion des sédiments miocènes est couverte par des galets du Pliocène, qui ne sont pas stratifiés.

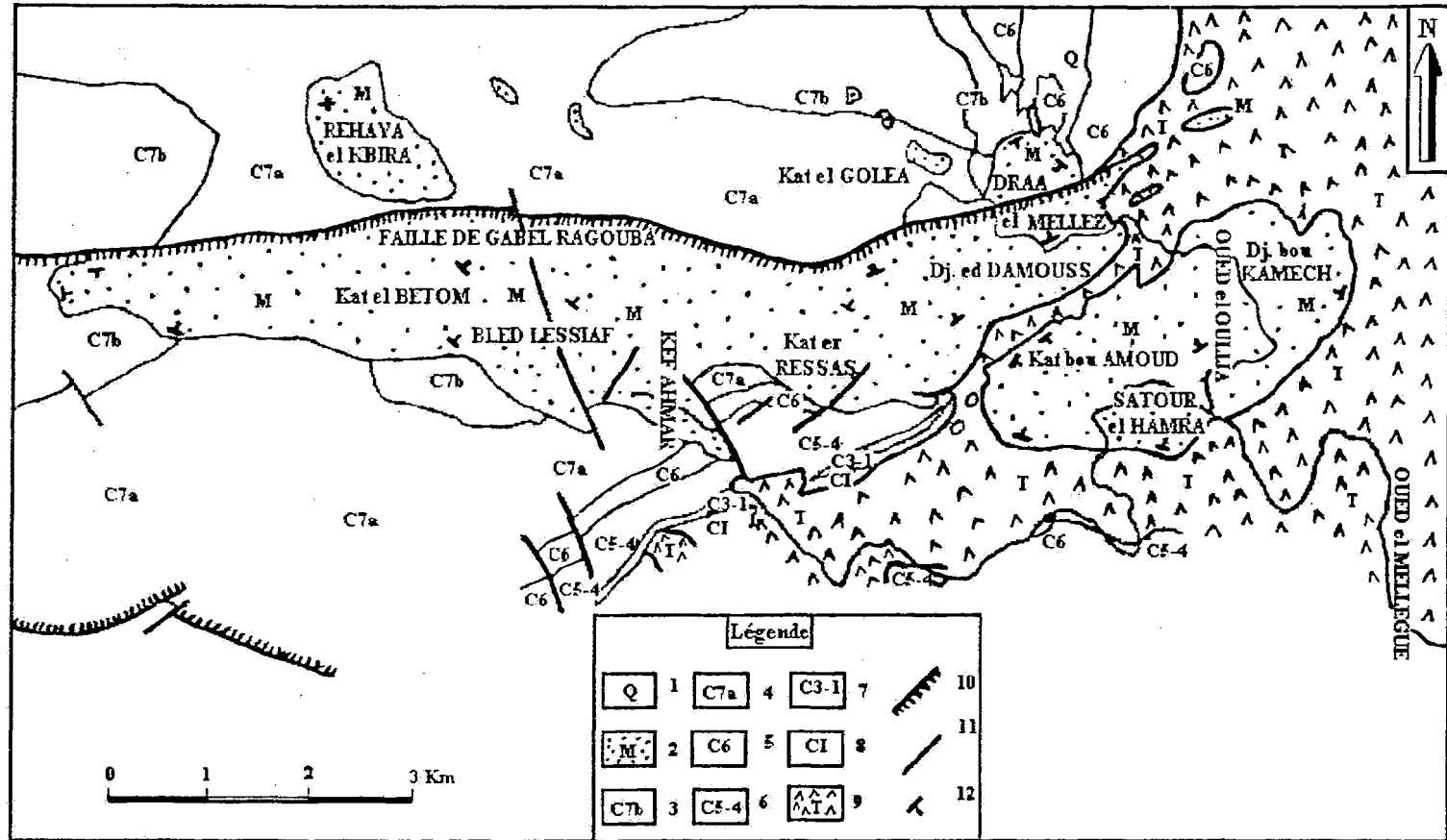


Fig.2- Esquisse géologique du fossé des Oulad Soukies (G. Dubourdiou , 1956)

*Geological sketch of Oulad Soukies ditch according to G. Dubourdiou , 1956*

- 1- Quaternaire (*Quaternary*); 2- Miocène ( *Miocene*); 3- Santonien (*Santonian*); 4- Coniacien (*Coniacian*);
- 5- Turonien (*Turonian*); 6- Cénomanién (*Cenomanian*); 7- Vraconien (*Vraconian and Albian*); 8- Aptien (*Aptian*);
- 9- Trias (*Trias*); 10- faille limitrophe du fossé d'effondrement (*Border Fault of slump-ditch*); 11- faille (*fault*);
- 12- pendage des couches (*dip of the stratum*).

Les sédiments les plus anciens qui se trouvent dans la partie septentrionale et orientale du fossé, également au pied du Djebel Djébissa sont des conglomérats d'origine continentale, composés d'éléments de roches carbonatées. Le forage X4 (fig. 4, coupe 3) nous montre un banc conglomératique d'une épaisseur de 120m (fig. 7). Ces formations sont recouvertes par 70 m de sables et graviers quartzeux, également visibles au SE de Bekkaria (Durozoy 1956, a attribué à ces conglomérats un âge pliocène). Les grès consolidés du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) forment la base du forage 69 (fig. 7). Donc, ils existent au centre de la partie méridionale du fossé de Tébessa, mais ils sont absents dans la partie Sud - Ouest où ils sont totalement érodés avant la sédimentation des galets et cailloutis du Pléistocène, qui marquent le deuxième stade d'effondrement, probablement d'âge Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur).

Les graviers et cailloutis calcaires, provenant de cônes alluviaux anciens du Pléistocène inférieur occupent une grande partie des zones limitrophes et marginales des fossés de Tébessa, Morsott et Hammamet (forage OS 1 : fig. 4, 6 et forage FG 1 : fig. 4, 7). Ils sont érodés seulement dans la partie orientale du profil 3 (fig. 7 forage X4) probablement en liaison avec l'intensification périodique de la poussée diapirique du Djebel Djébissa. Leur épaisseur maximale dans le forage OS 1 (fig. 6) est de 360m. La couleur grise de leur ciment est liée aux conditions climatiques beaucoup plus rigoureuses, moins oxydantes qu'au Pliocène.

Les sédiments du Pléistocène moyen probable sont argileux. Ils recouvrent les dépôts antérieurs (graviers et cailloutis du Pléistocène inférieur). Localement (forage P 8-9, fig. 6, coupe 1), ces sédiments passent à des marnes qui ressemblent aux sédiments du Pléistocène moyen (Sicilien ou Mindel) des environs d'El Eulma (Boudoukha *et al.*, 1997).

Les graviers et les cailloutis calcaires du Pléistocène Supérieur se sont déposés dans la partie centrale la plus profonde du fossé de Tébessa (fig. 4, coupe 2). Ils peuvent être plus ou moins argileux, d'épaisseurs variables (fig. 4, 6, forages W2, Ac2). Selon M. L. Hemila (1995), ces galets constituent le remplissage des zones argileuses du Pléistocène moyen. Ils sont déposés dans la partie centrale du fossé, où ils ont une largeur d'environ 2Km. L'épaisseur de ces formations est déterminée par A. Zerdazi 1990, au cours des investigations gravimétriques, et elle peut atteindre 5Km. Dans la zone effondrée, elles sont recouvertes par des alluvions de 15m de profondeur (Harrat, Moussi 1992). Ces alluvions sont formées de limons lenticulaires au sein d'argiles peu plastiques.

#### e - Le fossé de Hammamet

Il est dirigé SW-NE, presque perpendiculairement au fossé de Morsott. Il est partiellement séparé du fossé de Tébessa par le horst formé de sédiments sableux du Pliocène. Ce horst correspond au premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa. Le remplissage du fossé (fig. 6, coupe 1) est représenté par les graviers du Pléistocène inférieur. Ces graviers correspondent au deuxième stade d'effondrement du fossé de Tébessa. Ils remplissent la partie sud occidentale du fossé de Hammamet, par contre la partie nord orientale est remplie par des argiles du troisième stade d'effondrement. Ces deux parties sont séparées par une faille sub-verticale d'orientation WNW-ESE (fig. 4, 6, coupe 1). La coupe R - R (fig. 5) traverse la partie sud occidentale du fossé (graviers du Pléistocène inférieur) et le horst de la partie Nord orientale.

#### f - Le fossé des Oulad Bou Rhanem

Ce fossé présente un remplissage Plio-Quaternaire (fig. 3). Il se développe au Sud de l'Oued Mellegue à l'Est de la zone de Garet Es



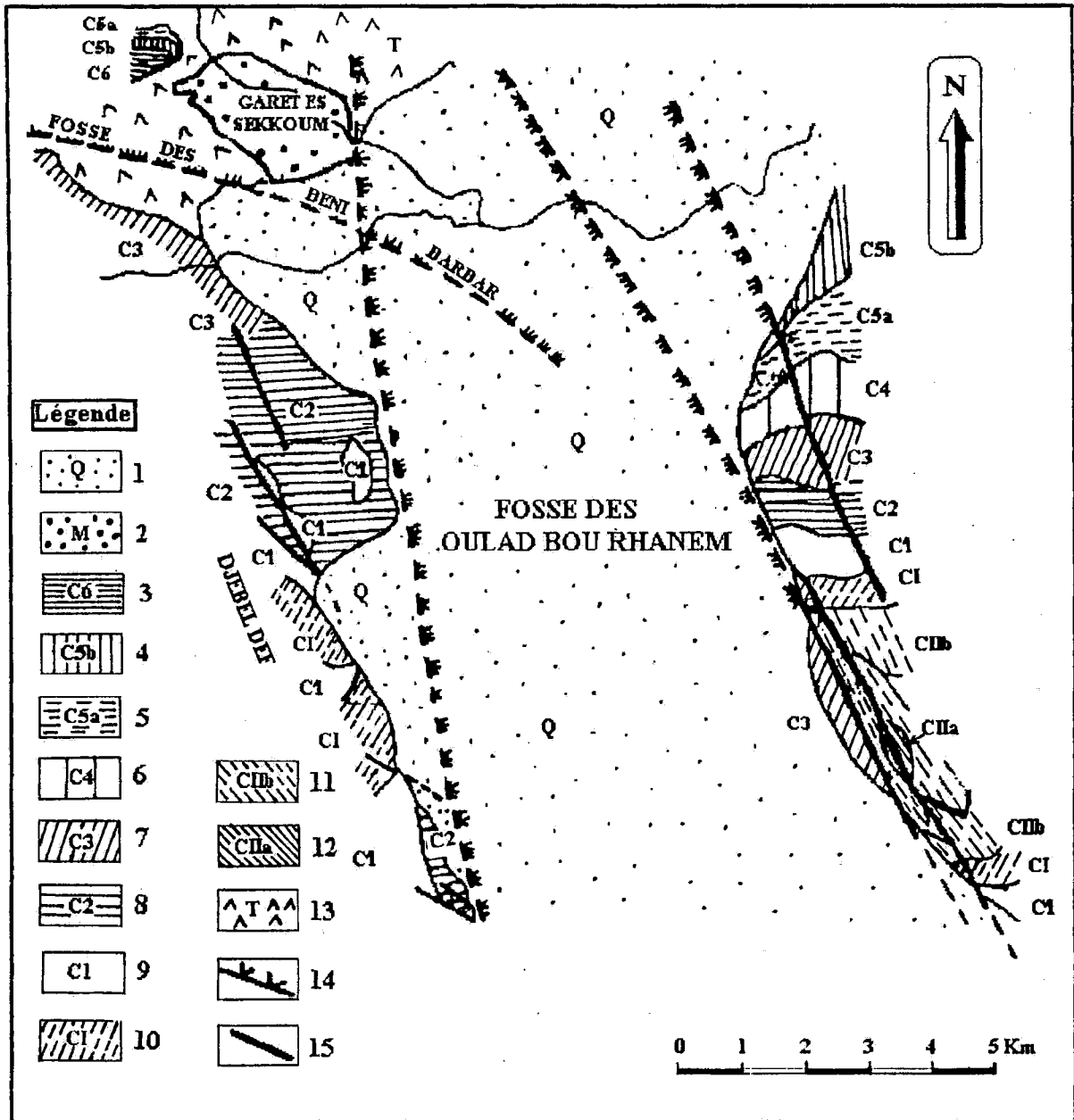


Fig.3- Le fossé plio-quaternaire des Oulad Bou Rhanem avec le fragment du fossé d'Ain Sidi Salah-Ouenza (zone Garets es Sekoum) partiellement effondré (d'après G. Dubourdiou, 1956)

*The Plio-Quaternary ditch of Oulad Bou Rhanem and the fragment of Ouenza-Ain Sidi Salah ditch (zone of Garets es Sekoum) partly slumped, according to G. Dubourdiou, 1956*

1-Quaternaire (*Quaternary*); 2- Miocène (*Miocene*); 3- Turonien (*Turonian*); 4- calcaires du Cénomaniensupérieur (*Upper Cenomanian Limestones*); 5- marnes du Cénomaniensupérieur (*Upper Cenomanian Marls*); 6- Cénomaniensupérieur (*Lower Cenomanian*); 7- Vraconien (*Vraconian*); 8- Albien supérieur et moyen (*Upper and Middle Albian*); 9- Albien inférieur (*Lower Albian*); 10-Clansayésien (Aptien terminal) (*Clansayesian*); 11- Aptien (marnes, calcaires et grès) (*Aptian (marls, limestones and sandstones)*); 12- Aptien (calcaires récifaux) (*Aptian (reef limestones)*); 13- Trias (*Trias*); 14- arrêts du fossé (*ditch*); 15- faille (*fault*).



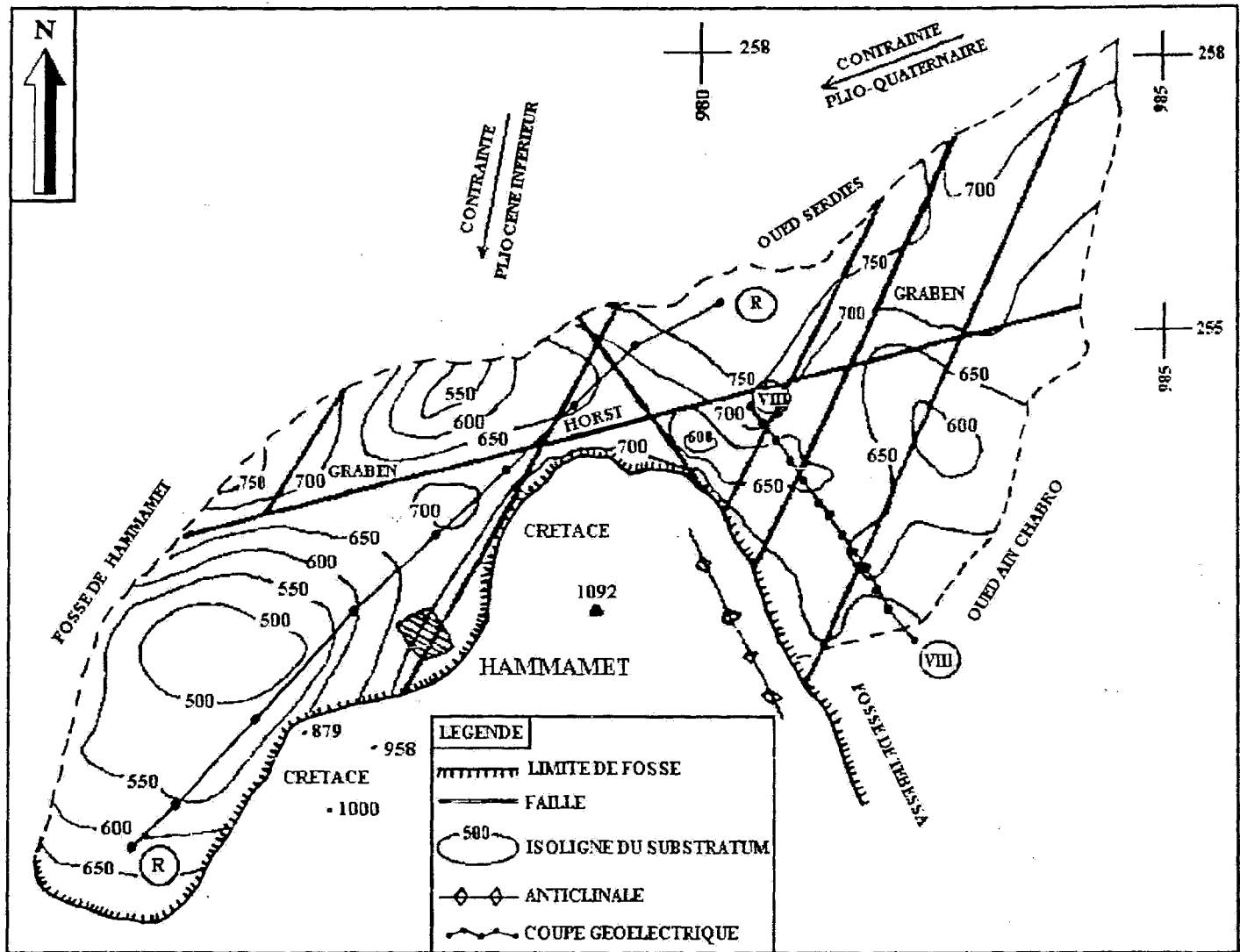


Fig.5- Morphologie du substratum de la partie méridionale du fossé de Hammamet avec l'emplacement des failles principales et les directions des contraintes

*Substratum morphology of the south part of Hammamet ditch with the main faults location and the constraints directions*



Sekkoum à la frontière Algéro-Tunisienne. Il est dirigé NNW-SSE. Les affleurements du Trias diapirique entre Garet Es Sekkoum et Djebel Harraba font sa limite septentrionale. Il sépare l'anticlinal Aptien-Albien du Djebel Def de l'anticlinal Aptien-Albien du Djebel Hemeima en Tunisie. Dans la partie orientale du fossé on signale l'existence des sources chaudes, avec la présence des travertins quaternaires et des calcaires lacustres de Hammam Sidi Yahia.

### g - Le Bassin d'El Ma Labiod

La stratigraphie du bassin d'El Ma Labiod a été établie par W. M. Kowalski *et al.*, (1995 a, c).

On note la présence de la série inférieure recouverte par une croûte ferro-siliceuse, correspondant à la croûte ferrugineuse marquant le passage du Langhien-Serravalien au Tortonien à Mechta Remila près d'El-Aouinet. Cette dernière est liée à l'altération continentale entre deux séries marines du Miocène, son âge a été déterminé par N. Van Ngoc (Kowalski *et al.*, 1995b).

La série inférieure occupe la partie orientale du bassin d'El Ma Labiod de la même façon que la série inférieure du Langhien-Serravalien des environs d'El-Aouinet. A l'Ouest de cette série, derrière la faille orientée N-S, on voit la série supérieure avec des fragments de croûte ferrugineuse à la base, dans la même position que le Tortonien des environs d'El Aouinet. En considérant la croûte ferrugineuse comme le signal de l'arrêt de la subsidence entre le Langhien-Serravalien et le Tortonien à une échelle régionale, on considère la série orientale du bassin d'El Ma Labiod comme d'âge Langhien-Serravalien et la série occidentale (à l'Ouest de Hadjer Sefra) comme tortonienne.

Les sédiments du Langhien-Serravalien commencent par les conglomérats de base, composés de galets du silex avec des empreintes

d'Ostrea et Rhynchonella. Plus haut repose la série littorale, couverte en discordance par la série deltaïque et fluviatile. La répétition de la série deltaïque et fluviatile, signalée dans les travaux précédents (Kowalski *et al.*, 1995 a, c) n'existe pas, du fait de la faille qui abaisse la zone Ain Dokkara Nord en relation avec Hadjer Sefra Nord. L'épaisseur de l'ensemble du profil du Langhien-Serravalien est d'environ 120m, mais dans les affleurements il ne dépasse pas 70-100m à cause de la sédimentation *en top-lap* et *off-lap* avec une progradation régressive des couches plus jeunes vers le nord.

L'analyse sédimentologique (Hamimed *et al.*, 2001) confirme la progradation dans le sous-bassin tortonien avec une inclinaison des couches, progradantes vers l'Ouest, beaucoup plus importante que dans la partie orientale et qui fait environ 600m de sable et plus de 100 m d'argile. Le bassin d'El Ma Labiod ne s'effondrait pas au cours du Plio-Quaternaire.

### h) Les fossés d'effondrement de Foussana et de Kasserine

A. Biely *et al.*, (1972) ont déterminé dans le fossé de Kasserine la présence des formations continentales du Miocène, allant de l'Aquitaniens (formations de Mesiouta) absent dans le bassin d'El Ma Labiod, jusqu'au Tortonien (formations de Beglia et Saouaf).

Les sédiments du Miocène reposent en discordance sur ceux du Crétacé, qui sont plissés au cours de la phase Atlasique (fini-Eocène) avec la direction des plis SW-NE visible à Djebel Chambi-Djebel Semmama typique de cette phase.

Dans cette zone, les observations de W. M. Kowalski (1995) concernant les structures sédimentaires des sédiments miocènes ont confirmé la présence probable des sédiments de la zone littorale près des ruines romaines de

Cillium à l'Ouest de Kasserine, des structures sédimentaires deltaïques au Sud de Kasserine et des structures fluviales en avant-terrain du Djebel Selloum, avec la présence des fragments de bois.

Le Miocène du fossé de Kasserine et Foussana est localement couvert par la formation Segui d'âge plio-villafranchien. Cela indique que l'effondrement du fossé de Kasserine se renouvelait à petite échelle au cours de l'effondrement du graben de Tébessa.

## 5 - TECTONIQUE

Dans la zone d'étude, cinq phases de l'orogénèse alpine ont été observées :

### a - La phase compressive fini-lutétienne

Elle est caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N 320-330°E. Elle se manifeste par des plis d'orientation atlasique N 50°-60°E bien visibles sur les cartes géologiques d'El-Aouinet (Dozet *et al.*, 1985), de Meskiana (Kuscer *et al.*, 1985) et de Morsott (Blès, Fleury., 1970), mais moins nettes sur la carte géologique de Tébessa (Durozoy, 1956) à cause de la superposition des phases ultérieures. Elle se manifeste clairement au SW de Tébessa (carte géologique d'Ain Télijdjène, Vila., 1995)

### b - La phase distensive du Miocène

Elle est responsable de la formation et développement du bassin d'El Ma Labiod au cours du Langhien-Serravallien et Tortonien, ainsi que celui des Oulad Soukies et du graben de Foussana et Kasserine en Tunisie. La distension miocène a facilité le diapirisme dans le fossé des Oulad Soukies, à Djebel Ouenza, à Djebel Boukhadra et dans la zone entre Djebel Belkfif et Hameimat.

### c - La phase compressive du Miocène

Elle ne se manifeste que dans la zone de Sebkh Sellaoua et plus au Nord. Dans la zone d'étude, ces manifestations sont amorties, en accord avec Vila., 1980. Les dernières manifestations de la compression miocène vers le sud, ont été observées dans les monts de la Haute Mejerda.

### d - La face compressive du Pliocène inférieur

Elle a une contrainte maximale N 0°-20° E responsable de la formation des plis orientés N90°-110°S (l'anticlinal de Bled Tebaga, le synclinal de Draa Es Snouber, l'anticlinal de Bir Salem et les replissements de l'anticlinal fini-Lutétien de Bou Roumane, avec la formation de l'anticlinal de Bou Roumane-Tella-Djebel Anoual) sur la carte de Tébessa. On observe aussi la formation du synclinal de Draa Snouber sur la carte de Meskiana.

L'effondrement du fossé de Morsott provoquée par la composante senestre de la contrainte N 0°-20°E au cours du stade distensif, était accompagné par le percement du diapir de Belkfif-Hameimat (diapirisme mio-pliocène), qui s'effondrait partiellement dans le fossé. La composante dextre facilitait la réactivation du diapirisme du Djebel Djebissa, qui se manifestait comme un diapirisme sous-marin à l'Aptien-Albien, provoquant la réduction drastique du profil Aptien-albien de ce Djebel (Vila, 1994).

### e - La phase compressive du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur)

Elle est responsable de la formation des structures plissées plus jeunes que le fossé de Morsott qui lui sont parallèles. A cette phase appartient l'anticlinal de Djebel Belkfif, le synclinal Faïd Al Obbiz (Morel 1957) et l'anticlinal d'Oued Annba-Djebel Stah. Ces plis, orientés N 160-

170 E sont formés par la contrainte maximale N 80 E (fig.4) et détectés par J. L. Blés (1969) à El Kouif. La composante dextre de cette contrainte est responsable de l'effondrement du fossé de Tébessa lié avec l'effondrement et basculement d'une partie des structures plicatives du Pliocène inférieur (comme une partie de l'anticlinal du Bled Tebaga, de Bir Salem, du synclinal Draa Snouber et Draa Es Snouber).

La composante senestre de cette contrainte a réactivé la montée du diapir de Djebel Belkif avec sa couverture turonienne et de la zone de Sidi Bouhalala. Ce soulèvement diapirique a déformé le fossé du Morsott (fig. 4) et parallèlement se produisait la réactivation du diapir du Djebel Djebissa, qui monte jusqu'à maintenant.

La zone de jonction des fossés de Morsott (orienté NNW-SSE, fig. 4) et de Tébessa (orienté WNW-ESE) constitue une sorte de décrochement. La prolongation septentrionale du fossé de Tébessa déborde cette zone de jonction en modifiant partiellement le synclinal de Draa Snouber (Pliocène inférieur) à l'Ouest du Djebel Belkif. Par contre les plis de Villafranchien inférieur, parallèles au fossé du Morsott sont conservés. La composante senestre de la contrainte maximale du Plio-Villafranchien est responsable de la formation du fossé de Hammamet (fig.4). Le substratum de ce fossé (fig. 4, 5 et 8) basculé, est constitué d'un système de horsts et grabens orientés SW – NE.

## 6 -LES STADES D'EFFONDREMENT DES FOSSES DANS LES CONFINS ALGERO – TUNISIENS

L'effondrement dans toute la région étudiée n'est observable qu'après la phase atlasique fini-lutétienne qui se manifeste dans l'Atlas Saharien par des plis dirigés SW-NE, donnant à la morphologie une succession des chaînes de

montagnes (Djebel Bou Khadra, Haoud es Srrhir, Djebel Serdies, Djebel Dyr en Algérie; et Djebel Chambi et Djebel Semmama en Tunisie).

Les plus anciens fossés d'effondrement comme le fossé des Oulad Soukies, les deux fossés de Kasserine et Foussana en Tunisie et le bassin d'El Ma Labiod, marquent la phase de distension d'âge Miocène. Les fossés d'effondrement de cette phase sont dirigés EW ou NW-SE, en coupant les structures plissées fini-lutésiennes.

Le fossé de Morsott dirigé NNW-SSE s'est formé après le stade compressif de la phase Pliocène inférieur. La jonction entre le fossé de Morsott et le fossé de Foussana a été établie au cours du Villafranchien inférieur par la formation du fossé de Tébessa.

Les sédiments du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) appartenant au premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa ont été en grande partie érodés en liaison avec le deuxième stade d'effondrement affectant presque toute la surface du fossé au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur). Dans le fossé de Foussana les sédiments du Miocène sont couverts par la formation de Segui (Villafranchien inférieur) qui est contemporaine des sédiments du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa.

Les puissantes séries de cailloutis témoignent dans le fossé de Tébessa de l'importance du deuxième stade d'effondrement du Pléistocène inférieur (fig.6, coupe 1 et fig.7, coupe 3, avec symbole Q 1).

Une subsidence beaucoup plus modérée après le deuxième stade d'effondrement a favorisé, au Pléistocène moyen, la sédimentation d'argiles au cours du troisième stade d'effondrement (fig. 6, coupe 1, fig. 7, coupe 3, avec symbole Q2).

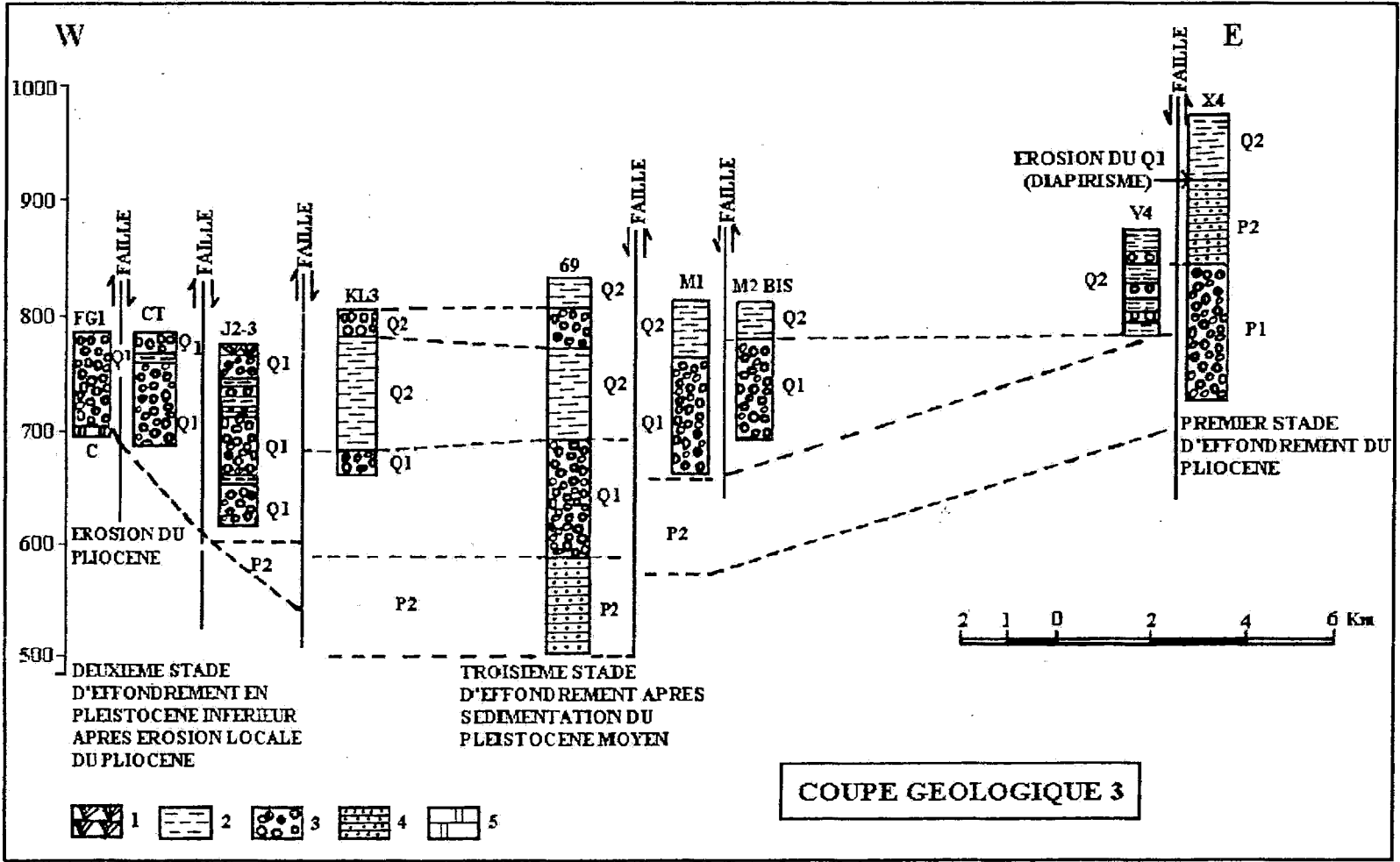


Fig.7.- Coupes géologiques 3 (Fossé de Tébessa)

**Geological section 3**

P1- conglomérats du Pliocène supérieur (*Upper Pliocene Conglomerates*); P2- sables du Pliocène supérieur (*Upper Pliocene sands*); Q1- Villafranchien supérieur (*Upper Villafranchian*); Q2- Pléistocène moyen (*Middle Pleistocene*); 1- alluviums et terres arables (*Alluviums and arable grounds*); 2- argiles (*clays*); 3- cailloutis et galets (*Pebbles*); 4- grès et sables (*sandstones and sands*); 5- calcaires (*Limestones*).



## LES ÉTAPES D'EFFONDREMENT DES GRABENS DANS LES CONFINS ALGÉRO-TUNISIENS

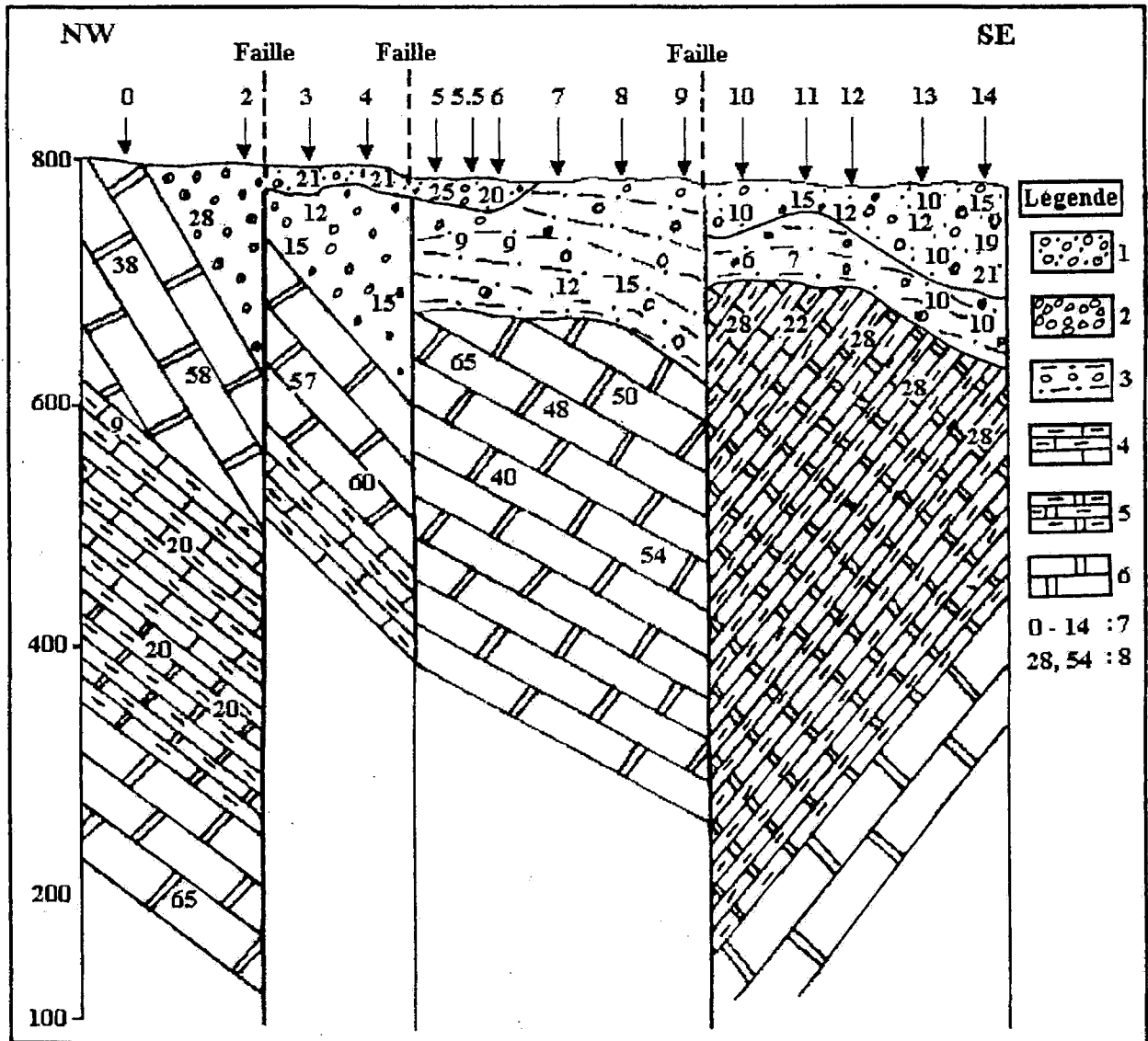


Fig.8- Interprétation géologique de la coupe géoélectrique VIII (Fosse de Hammamet, fig.5)

*Geological interpretation of geoelectrical section VIII (fig.5)*

1- galets et sables (*pebbles and sands*); 2- cailloutis et galets (*pebbles*); 3- argiles sableuses et graveleuses (*sandy and gravelly clays*); 4- marnes (*marls*); 5- calcaires marneux (*marly limestone*); 6- calcaires (*limestones*); 7- points d'injection (*Injection points*); 8- résistivité en ?m (*Resistivite on ?m*)

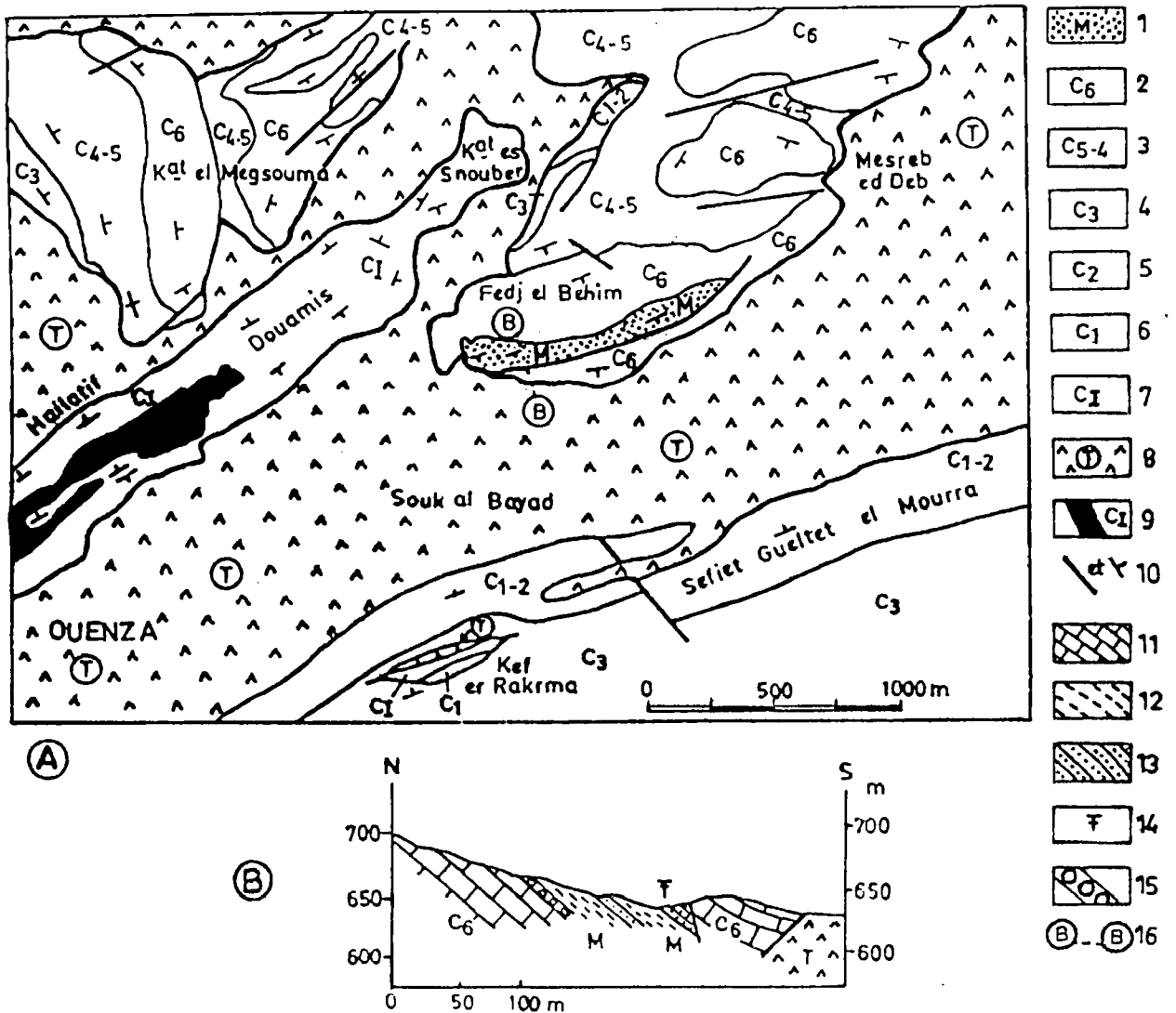


Fig. 9- Esquisse géologique de la zone de Fedj El Behim, selon G. Dubourdieu, 1956 et coupe simplifiée de l'affleurement du Miocène

*Geological sketch of Fedj Behim zone, according to G. Dubourdieu, 1956 and simplified cross-section of outcrops of Miocene*

1- Miocène (*Miocene*); 2- Turonien (*Turonian*); 3- Cénomanién (*Cenomanian*); 4- Vraconien (*Vraconian*); 5- Albien supérieur (*Upper Albian*); 6- Albien inférieur (*Lower Albian*); 7- Aptien (*Aptian*); 8- Trias (*Trias*); 9- gisement de fer (*Iron ore*); 10- Accidens et pendages (*fault and dep*); 11- calcaires (*limestones*); 12- marnes (*marls*); 13- grès (*sandstones*); 14- faunes (*fauna*); 15- Conglomérat de base du Miocène (*Conglomerat of power miocene*); 16- trace de la coupe (BB) (*Trace of cross section (BB)*).

## LES ÉTAPES D'EFFONDREMENT DES GRABENS DANS LES CONFINES ALGÉRO-TUNISIENS

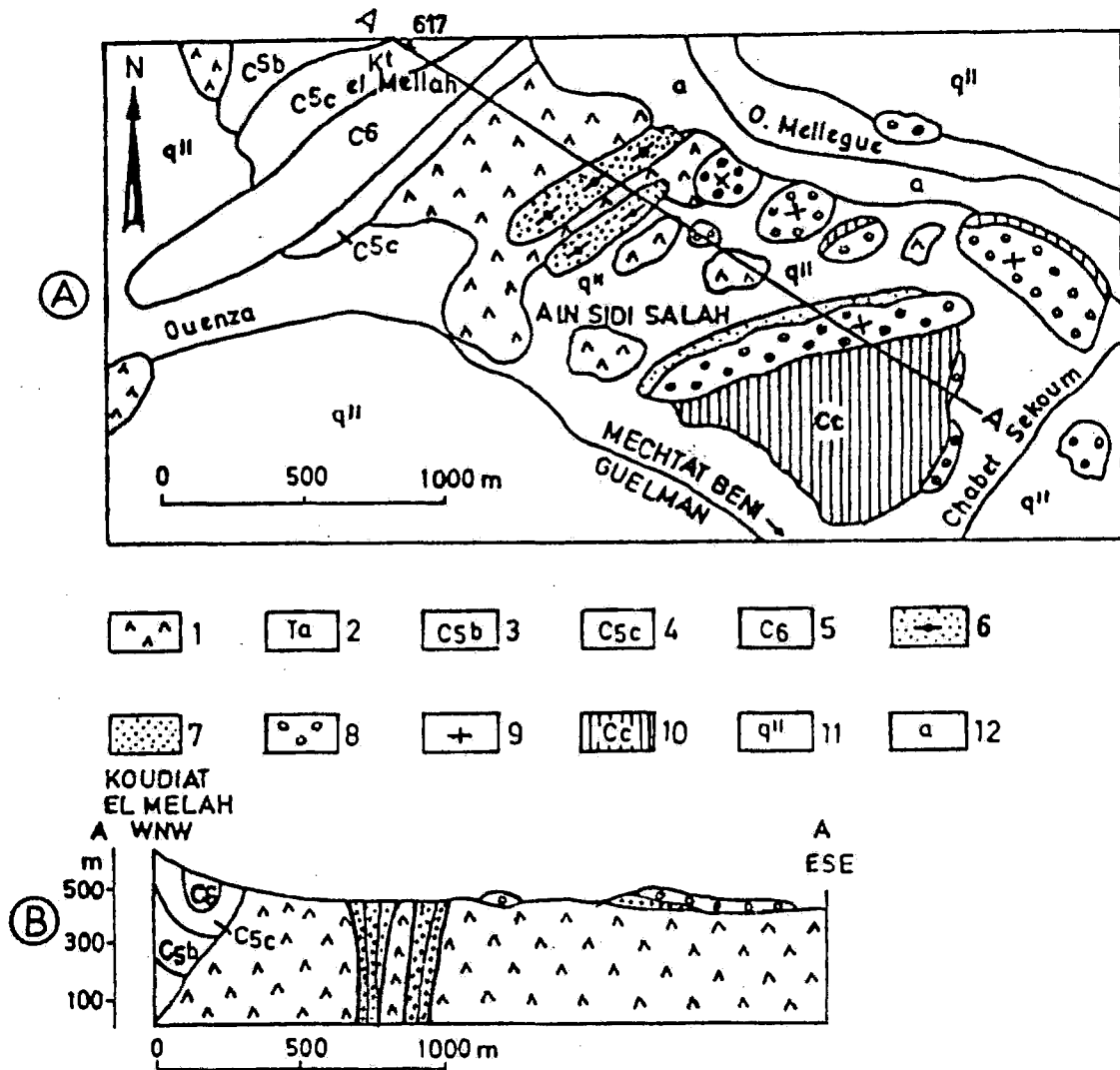


Fig.10- Relation entre Trias diapirique, Crétacé et Miocène

*The relations between Trias diapirs, Cretaceous and Miocene*

A : carte géologique 1/25 000 des environs d'An Sidi Salah  
d'après G. Dubourdieu (1949) refaite par les auteurs

(Geological map (1/25 000) of Ain Sidi Salah vicinity,  
according to G. Dubourdieu (1949), but remade by the authors)

1- Trias diapirique (*diapiric Trias*); 2-Alluvions sur Trias (*alluviums on Trias*); 3- Cénomanién moyen (*Middle Cenomanian*); 4- Cénomanién supérieur (*Upper Cenomanian*); 5-Turonien (*Turonian*); 6- Miocène verticalisé et englobé dans le Trias diapirique (*Miocene verticalised during the intrusion of diapiric Trias*); 7- sables miocènes à structure horizontale au dessous des conglomérats (*Horizontal sands of miocene below the conglomerats*); 8- conglomérats du Langhien-Serravalien probable (*conglomerats probable Langhien-Serravalian*); 9- Miocène horizontal (*Horizontal Miocene*); 10- croûte calcaire (*limestone crust*); 11- limons actuels (*topical nuds*); 12- alluvions (*alluviums*).

B : coupe A-A, mentionnée sur la carte (A), avec les même explications que celles de la carte  
(*Cross-section A-A, mentioned on the map (A), with the same explications as in (A)*)

Au Pléistocène supérieur a eu lieu un quatrième stade d'effondrement très important dans la zone axiale du fossé de Tébessa. Selon A. Zerdazi (1990), cet effondrement a provoqué la formation d'un graben d'une largeur d'environ 2 Km (illustré à la figure 6, coupe 2, forage F2-3 et AC1 bis, avec symbole Q3). L'ampleur de l'effondrement a provoqué l'érosion partielle des sédiments de Q2 et le dépôt des galets de la série Q3 dans les zones érodées.

La subsidence était ralentie rapidement au cours de l'Holocène, mais elle se poursuit encore actuellement. Trois séismes d'intensité 4-5 sur l'échelle de Richter ont eu lieu au cours de l'année 1995, semblant bien être en relation avec le stade de distension de la phase plio-quadernaire.

La zone axiale du graben de Tébessa, qui est actuellement le siège des dépôts alluvionnaires, poursuit son affaissement parallèlement au soulèvement des marges du fossé lui-même.

## 7 - CONCLUSION

Tous les fossés d'effondrement dans les confins Algéro-Tunisiens coupent des structures Atlasiques fini-lutéliennes plus vieilles qu'eux.

La phase distensive du Miocène se manifeste par la création des fossés des Oulad Soukies, Foussana et Kasserine, et du bassin d'El Ma Labiod.

Il existe deux phases de plissements post-miocènes dans les environs de Tébessa :

- Les Plissements du Pliocène inférieur dont la phase distensive a causé l'effondrement du fossé de Morsott (contrainte maximale N 0°-20° E et la direction des plis N 90°-10° E).
- Les Plissements du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) dont la phase distensive a

provoqué l'effondrement du fossé de Tébessa (contrainte maximale N 80° E et direction des plis N 160°- 170° E).

Le fossé de Hammamet est de même âge que celui de Tébessa, donc plus récent que celui de Morsott. Le substratum des fossés de Tébessa et Hammamet est constitué d'une mosaïque de horsts et grabens.

Quatre stades successifs peuvent être dénombrés au cours de la mise en place du fossé de Tébessa :

- le premier, au Villafranchien inférieur (Pliocène supérieur);
- le deuxième, au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur);
- le troisième à la fin du Pléistocène moyen;
- le quatrième, à la fin du Pléistocène supérieur.

L'affaissement se poursuit parallèlement au soulèvement des marges du graben, dont le substratum s'est enfoncé dans sa partie médiane au cours du dernier stade d'effondrement.

## BIBLIOGRAPHIE

- BIELY, A., RAKUS, M., ROBINSON, P., ET SALAJ, J. 1972. Essai de corrélation des formations miocènes au sud de la dorsale tunisienne. *Trav. Serv. Géol. Tunisie* (7), 38 p. 73-92.
- BLÈS, J.L., 1969. Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille Morsott (SE Constantinien- Algérie). Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, N.S. Bull. 39, p. 7-17.
- BLÈS, J.L., ET FLEURY, J.J., 1978. Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000, Morsott (178), *Serv. Carte Géol. Algérie, Alger*.

- BOUDOUKHA, A., KOWALSKI, W.M., ET PHARISAT, A., 1997.** Evolution quaternaire des sédiments lacustres Plio- Villafranchiens dans les environs d'El Eulma (NE de l'Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*.
- BOUFAA, K., KOWALSKI, W.M., ET PHARISAT, A., 1996.** L'évolution néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa (NE de l'Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 179-184.
- BRAIMI, S., ET NOURI, Z., 1992.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Hammamet (Tébessa). *Mém. de fin d'études, DEUA, option : Hydrogéologie, C.U. de Tébessa, Inst. Sci. de la Terre*.
- DJABRI, L., 1987.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine d'effondrement de Tébessa. Essai de modélisation. *Thèse à l'U.F.R. des Sci. Techn. Univ. Fr. Comté, Besançon de Dr. Ing. en Géol. Appliquée*, n° 142, 171 p.
- DOZET, S., FERJANCIC, V., GOJKOVIC, M., ET IVANKOVIC, J., 1985.** Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille (150) : El-Aouinet, *Rudis, ONIG, Alger*.
- DUBOURDIEU, G., DUROZOY, G., 1950.** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5<sup>ème</sup> série, t. XX, 9, p. 257-266.
- DUBOURDIEU, G., 1956.** Etude Géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie (nouvelle série)*, *Bull. n° 10, Alger*.
- DUROZOY, G., 1956.** Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000 feuille de Tébessa, n° 206. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger*.
- DUROZOY, G., 1961.** Carte géologique du bassin miocène et les sondages de reconnaissance (Algérie, Mines de l'Ouenza, frontière tunisienne). *Terre et Eau*, p. 11-23.
- FLANDRIN, J., 1948.** Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Publ. Serv. Carte Géolog. Algérie (2)*, Stratigraphie, T.19, 340p.
- HAMIMED, M., ET KOWALSKI, W. M., 2001.** Analyses sédimentologique et paléogéographie des sédiments miocènes des environs de Tébessa (Nord-Est de l'Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol.12 n°1, Alger.
- HAMIMED, M., KOWALSKI, W. M. ET PHARISAT A, 2001.** Analyses granulométriques et séquentielles des sédiments miocènes de la partie inférieure du Tortonien du bassin d'El Ma Labiod (confins algéro-tunisiens), *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*.
- HARRAT, H., MOUCI, R., 1992.** Evaluation des conditions géotechniques et utilité urbaine d'une surface à El Merdja de Tébessa. *Mém. de fin d'études. Ing. d'état en Géologie Appliquée. C. Univ. de Tébessa, Inst. Sc. de la Terre*.
- HEMILA, M.L. 1984.** Etude de possibilités aquifères en bassin d'effondrement de Tébessa-Bekkaria. *Dipl. Ing. Hydrogéologie. Univ. d'Annaba*.
- HEMILA, M.L. 1985.** Etude hydrogéologique du bassin d'effondrement de Morsott (Algérie). *Mémoire de DUA, Uni. de Bordeaux III*, 59 p.
- KOWALSKI, W.M., PHARISAT, A., HAMIMED, M. 1995a.** Analyses sédimentologiques de sables du Miocène des environs de Tébessa (Confins Algéro-Tunisiens). *Ann. Sci. Univ. Fr. – Comté, Géologie 4*, fasc.12, 1992-1993-1994-1995. p.49-54 Besançon.
- KOWALSKI, W.M., VAN NGOC, N., BAGHIANI, B., PHARISAT, A., 1995b.** Paléogéographie du Miocène des environs d'El-Aouinet (Nord de Tébessa) NE de l'Algérie. *Ann. Sci. Univ. Fr. – Comté, Géologie 4*, fasc.12, 1992-1993-1994-1995. p.55-62 Besançon
- KOWALSKI, W.M., PHARISAT, A., BAGHIANI, B., VAN NGOC, N., 1995c.** Analyse séquentielle et paléogéographie du Miocène des environs de Tébessa (NE de l'Algérie). *Ann. Sci. Univ. Fr. – Comté, Géologie 4*, fasc.12, 1992-1993-1994-1995. Besançon

- KOWALSKI, W.M., BOUFAA, K., PHARISAT, A. 1996.** Les sédiments miocènes des environs de Tébessa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 169-177.
- KOWALSKI, W.M., BOUDOUKHA, A., HEMILA, M.L., PHARISAT, A. 1997.** Les stades d'effondrement du graben de Tébessa (confins Algéro-tunisiens) et la tectonique Plicative Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 201-215.
- KOWALSKI, W.M., HAMIMED M., PHARISAT, A. 1997.** Les phases miocènes et pliocènes du diapirisme polyphasé entre l'Ouenza et Tébessa (NE de l'Atlas Saharien, Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 217-224.
- KOWALSKI, W.M., HAMIMED M., 2000.** Diapirisme polyphasé où glacier de sel albien ?. Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol.11 n°1 pp. 29- 60, 12 fig. Alger.
- KUSCER, D., DOZET, S., DULAR, T., OREHEK, S., ZNIDARIC, M. (RUDIS). 1985.** Carte Géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille 177, La Meskiana. *ONIG, Alger*.
- MOREL, F. 1957.** Etude géologique du Djebel Bekfif. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, N. S. Bull. n° 13, Trav. Collab., p. 253-267, Alger.
- PHILIP, H., ANDRIEUX, J., DIALA, M., CHIHI, J., BEN AYED, N. 1986.** Evolution tectonique Mio-Plio-Quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : implication sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. France.*, (8), t. II, n° 4, p. 559-568, Paris.
- VILA, J.M. 1980.** La chaîne alpine d'Algérie nord - orientale et des confins Algéro- Tunisiens : *Thèse Doctorat d'état., Univ. P et M. Curie, Paris VI*, 665 p. 190 fig., 40 pl.
- VILA, J.M. 1993.** Carte géologique de l'Algérie 1/50000 feuille n° 265 Ain Telidjenne. *Publ. Serv. Géol. Algérie, Boumerdès*.
- VILA, J.M. 1994.** Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, glaciers de sel sous marins et vrais diapirs. *Mém. Serv. Géol. de l'Algérie*, n° 6, p. 105 – 152, 25 fig.
- ZERDAZI, A. 1990.** Etude gravimétrique du môle d'Ain M'lila et de l'Atlas Saharien Septentrional Oriental (Nord – Est de l'Algérie). *Thèse de doctorat es Science, Univ. de Lausanne*, 227 p.