

Modélisation des bassins sur relais de décrochement et témoignage d'une inversion de subsidence au cours du Santonien-Campanien en Tunisie centro-orientale

Mohamed Saadi⁽¹⁾, Mohamed Moncef Turki⁽²⁾, Abdeslam Rami⁽³⁾ et Fouad Bellouti⁽⁴⁾

(1) Laboratoire d'Océanologie, Géodynamique et Génie géologique, Université Mohamed V, Fac. Sciences Rabat, Maroc.
mohamedsaadi41@yahoo.fr

(2) Dynamique des bassins sédimentaires et structures géologiques, Université de Tunis El Manar,
Faculté des Sciences de Tunis, 2098 El Manar 2, Tunisie.
mohamedmoncef.turki@fst.rnu.tn

(3) Centre Régional des Métiers de l'Éducation et de la Formation, Région Fès-Boulmane, B.P. 49A, Fès, Maroc.
abdourami11@hotmail.com

(4) Laboratoire de Géothermie, Ecole Nationale des Ingénieurs, Sfax, Tunisie.
belfou66@gmail.com

RÉSUMÉ

L'analyse tectono-sédimentaire des séries méso-cénozoïques permet de dégager les principales lignes structurales qui ont conditionné l'évolution structuro-sédimentaire des bassins de la Tunisie centro-orientale. Il s'agit d'une plate-forme hiérarchisée en un ensemble de bassins sublosangiques, à subsidence différentielle, limités par des accidents en relais de décrochement de direction N140 et des accidents N040 ou NS. L'évolution géodynamique de ces bassins est marquée par deux phases distinctes séparées par une inversion de subsidence durant le passage cénomano-campanien.

Pendant l'intervalle Cénomaniens supérieur-Santonien, une tectonique décrochante compressive s'est manifestée par le jeu dextre d'accidents NW-SE agencés en relais gauche de décrochement. Ce sont les bassins localisés à l'extérieur des zones de relais qui ont enregistré le maximum de subsidence. En revanche, les bassins situés à l'intérieur des zones de relais, étaient le siège d'une sédimentation réduite. Au cours du Campanien-Yprésien, les bassins subsidants seront plutôt localisés à l'intérieur des zones de relais. Alors que, à l'extérieur des zones de relais, on note une sédimentation réduite et même partiellement lacuneuse.

Mots clef: analyse tectono-sédimentaire, relais de décrochement, inversion de subsidence, Cénomano-Campanien, Tunisie

Modelización de cuencas formadas por relevo de fallas de desgarro y testimonio de una inversión en la subsidencia a lo largo del Santoniense-Campaniense en el sector centro-oriental de Túnez

RESUMEN

El análisis tecto-sedimentario de series Meso-Cenozoicas permite identificar las principales lineaciones estructurales que han condicionado la evolución estructural de las cuencas sedimentarias de la región centro-oriental de Túnez. Se trata de una plataforma compuesta por un conjunto de cuencas de morfología subromboidal, con subsidencia diferencial, limitadas por estructuras por relevo de fallas de desgarro de dirección N140 y estructuras N040 o NS.

La evolución geodinámica de estas cuencas se caracteriza por dos fases distintas separadas por una inversión de la subsidencia durante la transición Cenomaniense-Campaniense. Durante el intervalo Cenomaniense superior-Santoniense, se desarrolla una tectónica compresiva de desgarro que se manifiesta por un conjunto de estructuras dextrales NW-SE dispuestas en relevo de fallas de desgarro sinestrales.

Estas cuencas localizadas en la zona exterior del relevo son las que han registrado la máxima subsidencia. Por el contrario, las cuencas situadas en las zonas interiores del relevo han sido la base de una escasa sedimentación. A lo largo del periodo Campaniense-Ypresiense, las cuencas subsidentes estarán localizadas más bien en el interior de las zonas de relevo. Mientras que, en el exterior de las mismas, se observa una sedimentación menor e incluso parcialmente inexistente.

Palabras clave: análisis tecto-sedimentario, relevo de fallas de desgarro, inversión de subsidencia, Cenomaniense-Campaniense, Túnez

VERSIÓN ABREVIADA EN CASTELLANO

Introducción y metodología

La zona de estudio se sitúa en la región centro-oriental de Túnez, al oeste de la población de Enfidha y al norte de la población de Kairouan. Esta región cubre una superficie de alrededor 2500 km² y engloba los macizos de djebels: Bou Dabbous, Bou Hajar, Nassir, Ejehaf, Rouissat, Fadloun, el Garci, Mdeker y del sinclinal de Saouaf (fig. 1 et 2). El principal objetivo de este trabajo consiste, por una parte, en el análisis del control tecto-sedimentario y la influencia de los esfuerzos tectónicos que han actuado durante el periodo Cenozoico-Ypresiense y por otra parte, entender cómo interfieren las estructuras NE-SW y las estructuras con dirección submeridiano.

Con este fin, se ha adoptado la siguiente metodología:

- 1- Cartografía de detalle del área de estudio escala 1/12.500, realizada y publicada en 2002. Este trabajo está basado en el estudio del terreno y el análisis estereoscópico de fotos aéreas que cubren la zona de estudio.*
- 2- Levantamiento de cortes litológicos con recogida de una muestra de la serie Cenomaniense-Ypresiense.*
- 3- Observación y recogida en campo de indicios tectónicos, sobre todo de aquellos de naturaleza sinsedimentaria.*
- 4- Levantamiento de estaciones microtectónicas, basado en el análisis de fallas, estilolitos y grietas de tensiones.*
- 5- Análisis en laboratorio de la microfauna (foraminíferos planctónicos) después del tratamiento de muestras, en colaboración con tres paleontólogos. Elaboración de dataciones cronoestratigráficas de todas las secciones litológicas para facilitar la correlación lateral y realizar un seguimiento de la evolución espacio-temporal de la serie Cenomaniense-Ypresiense.*
- 6- Tratamiento informático de estaciones microtectónicas con el « software De Angelier » y deducción de la dirección de todos los esfuerzos tectónicos.*

Resultados

Estructuras principales

El análisis de los mapas geológicos realizados nos han permitido deducir dos direcciones de estructuras principales :

- Estructuras de desgarre de dirección N140: Son las dispuestas en relevo sinistral. Representan la dirección dominante en la zona de estudio (fig. 2). Se trata de :*
 - 1- Estructura d'Oued Drija-Bou Dabbous;*
 - 2- Estructura d'Oued Bel Assoud;*
 - 3- Estructura del Jebel el Garci;*

Al norte del Jebel el Garci, el anticlinal del Jebel Mdeker (fig. 2 y 4) está limitado respectivamente, hacia el norte y el sur, por las estructuras de desgarre NW-SE : Jebel el Ataria y d'Aïn el Ksiba.

Estas estructuras principales con dirección N140, localmente E-W presentan una disposición en relevo sinistral E-W.

- Fallas normales de dirección N-S : los accidentes NW-SE están asociados a fallas con dirección submeridiano con componente normal. Éstas limitan generalmente los flancos orientados de las estructuras anticlinales (fig. 2).*
 - 1- Falla d'Aïn el Hammam;*
 - 2- Falla d'Oued Oum Hachem;*
 - 3- Falla de Sidi Ferhatt.*

- Fallas normales de dirección N040: falla FSA (falla de Safhat Acha) y falla FMK (fig. 2). Tectónica compresiva de desgarre durante el periodo Cenomaniense superior-Santonense

1. Distribución de espesores

Las variaciones de espesor para este periodo, encontrados en la zona de estudio, se muestran en la figura 3(A et B).

La distribución de espesores en este sector, muestran que las zonas subsidentes se sitúan en el exterior del relevo y las zonas relativamente menos subsidentes en el interior y a los bordes del relevo (fig. 3B).

2. Índices tectónicos del periodo Cenomaniense superior-Santonense

La figura 3(C y D) muestra que la región sometida a estudio constituía la base de una tectónica de desgarre en el trascurso del periodo Cenomaniense superior-Santonense. Estas estructuras de desgarre muestran una dirección de acortamiento NNW-SSE (fig. 5A, estación S1) y una de extensión ENE-WSW (fig. 5A, estación S2).

3. Síntesis

El periodo Cenomaniense superior-Santonense está caracterizado por una dirección de acortamiento NNW-SSE y de alargamiento ENE-WSW. Ambas direcciones están asociadas a un régimen de desgarre dextral en la dirección de los sistemas principales N120-140.

En el sector centro oriental de Túnez, la composición dextral de los sistemas principales con orientación N120-140 y dispuestos en relevo sinistral han generado, en el interior de las zonas de relevo, levantamientos asociados con una tectónica compresiva de desgarre responsable de la disminución de la serie, durante el Cenomaniense superior - Santonense . Este es el caso del macizo de Jebel Nassir , Jebel Fadloun y Jebel Mdeker (Fig . 5B).

En el interior de las zonas de relevo, se ha producido un hundimiento activo asociado al sistema de fallas normales con dirección NNW-SSE. Este es el caso del macizo del Jebel Ejuhaf y de Saba Koudiat (fig. 5A, estación S2).

Las variaciones de espesor y distribución de las estructuras compresivas en el interior de la zona de relevo y las estructuras distensivas en la zona exterior son coherentes a pequeña escala, con el modelo de relevo compresivo de Liu Xiaohan (1983)(fig. 6A) que muestra una importante densidad de estilolitos en el interior del relevo destacando así una concentración de la compresión, y de grietas de tensión en la zona exterior del relevo que indican una distensión secundaria local.

Tectónica distensiva de desgarre durante el periodo Campaniense-Ypresiense

Las estructuras principales con dirección N120-140 que marcaron la sedimentación durante el Cenomaniense superior – Santonense lo harán de nuevo durante el periodo del Campaniense-Ypresiense. Estas estructuras, dispuestas en relevo sinistral, van a limitar las zonas de subsidencia diferencial.

1. Distribución de espesores

En las figuras 7 y 8 se muestra una distribución lógica de los espesores. Se puede observar como durante el periodo Campaniense-Ypresiense, los macizos localizados en el interior de las zonas de relevo muestran una subsidencia activa. Sin embargo, fuera de los bordes y zonas de relevo, la sedimentación era menor e incluso inexistente. Esta distribución refleja la subsidencia sinsedimentaria de las estructuras mayores con direcciones N120-140 asociadas con el juego de los sistemas submeridianos (fig. 7B).

2. Índices tectónicos durante el periodo Campaniense-Ypresiense

Las fotos de las figuras 9 y 10 muestran una tectónica compresiva en la zona exterior de las zonas de relevo y una tectónica distensiva en el interior de las mismas respectivamente.

El análisis microtectónico muestra que durante el periodo Campaniense-Ypresiense, la dirección de extensión NW-SE ha condicionado los depósitos a lo largo de la zona de estudio (fig. 11A).

3. Síntesis

Todas las observaciones y mediciones realizadas en las estructuras que han marcado la sedimentación durante el intervalo de Campaniense – Ypresiense han permitido deducir una dirección de expansión NO – SE, en las fallas submeridianas N040, asociadas con un sistema sinistral de fallas orientadas N120-140.

El sistema sinistral en las estructuras NW-SE dispuesto en relevo sinistral es concordante con un sistema transtensivo en el interior de las zonas de relevo (fig.11B).

Por otra parte, se observa que durante el Cenomaniense superior-Santonense, el tensor de esfuerzos, está representado por la dirección s_1 , con orientación NNW-SSE (fig. 5A). Sin embargo, durante el Campaniense-Ypresiense, este tensor está bastante más marcado según la dirección de esfuerzo σ_1 (local) : NE-SW y σ_3 : NW-SE (fig. 11A). Así se observa que existe un intercambio de esfuerzos (σ_1 , σ_3) acompañado de una inversión de subsidencia entre las zonas situadas en el interior y exterior del relevo (ver figuras 3B y 7B).

La distribución de zonas subsidentes asociadas a fallas normales (localizadas en el interior de la zona de relevo) y de zonas con escasa sedimentación asociadas a estructuras plicativas (localizadas en el exterior de las zonas de relevo) (fig. 7 et 11) se aproxima en escala y es coherente con el modelo de Rodgers (1980) (fig. 11B-a) y el modelo de relevo distensivo de (Liu Xiaohan, 1983) (fig. 11B-b).

Conclusiones

Las estructuras principales presentan direcciones NW-SE y están dispuestas en relevo sinistral, activadas por desgarres dextrales del Cenomaniense superior al Santoniense. Las zonas en transpresión, situadas en las zonas interiores del relevo (σ_1 con orientación NNW-SSE, σ_3 con dirección ENE-WSW) han dejado un escaso registro y lagunas estratigráficas en la cobertera sedimentaria. Estas últimas son el resultado de un levantamiento encabezado por el sistema de accidentes submeridianos N040.

La reorganización de la apertura Mesógena durante el periodo Santoniense – Campaniense en Túnez, está marcado por una permutación del campo de esfuerzos (σ_1 , σ_3) y la inversión de subsidencia. Por lo tanto, los accidentes más importantes NW –SE, previos a los sistemas dextrales, vuelven a ser sinestrales durante el Campaniense-Ypresiense.

Los movimientos laterales a lo largo de estos accidentes van acompañados de la apertura de fosas y semigrábenes, de dirección submeridiana, de las cuencas situadas en el interior de la zona de relevo. Las estructuras plicativas, asociadas a disminuciones en la serie Campano-Ypresiense están preferentemente localizadas en el exterior de las zonas de relevo.

Introduction

La région étudiée est située en Tunisie centro-orientale, à l'ouest de la ville d'Enfidha et au nord de la ville de Kairouan ; elle couvre une superficie d'environ 2500 km² et englobe les massifs suivants : Jebel Bou Dabbous, J. Bou Hajar, J. Nassir, J. Ejehaf, J. Rouissat, J. Fadloun, J. el Garci, J. Mdeker et le synclinal de Saouaf (fig. 1).

Objectifs

Ce secteur a connu plusieurs travaux d'analyses tectono-sédimentaires et structurales, en particulier de Turki M.M. (1985) et de Saadi M. (1997), et de cartographie géologique (Turki M.M., 1985 ; Turki M.M. et Saadi M., 2002 ; Saadi M. et Turki M.M., 2002).

Il est caractérisé par des plis et des failles de directions différentes attribuées, par différents auteurs, à des phases tectoniques aussi différentes. En outre, les séries sédimentaires montrent des faciès et surtout des épaisseurs variées.

Les variations sédimentaires et structurales et, éventuellement, l'influence de la tectonique précoce dans la répartition de ces séries sédimentaires, et le rôle de l'héritage structural dans la genèse des structures alpines ont été en partie exposées, pour la première fois, par ces auteurs (Turki, 1985 ; Saadi et Turki, 1995a) et cela pour l'ensemble de la période méso-cénozoïque.

Ainsi, notre objectif principal dans ce travail est l'analyse du contrôle tectono-sédimentaire s'étant

produit durant la période cénomano-yprésienne. C'est ainsi que nous nous sommes rendus compte que l'évolution géodynamique dans ce secteur, durant le Crétacé supérieur-Yprésien, est complexe et montre principalement une inversion de subsidence au passage Santonien-Campanien. Nous avons essayé de proposer, pour la première fois dans le secteur, deux modèles de bassins pour expliquer cette évolution géodynamique complexe.

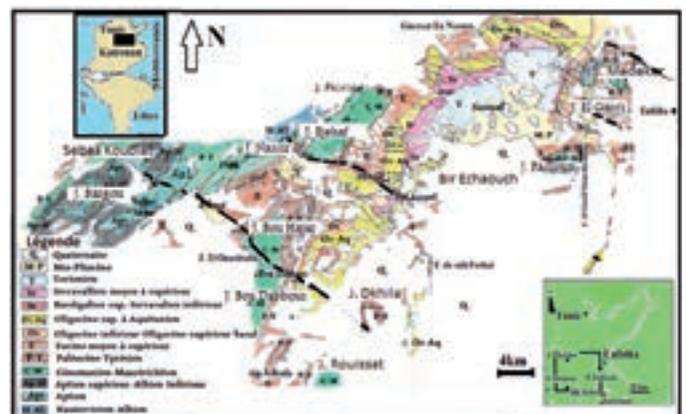


Figure 1. Secteur d'étude. Nord de la ville de Kairouan ; elle couvre une superficie d'environ 2500 km² et englobe les massifs des jebels : Bou Dabbous, Bou Hajar, Nassir, Ejehaf, Rouissat, Fadloun, el Garci, Mdeker et du synclinal de Saouaf (fig. 1).

Figura 1. Zona de estudio. Norte de la población de Kairouan ; Esta cubre una superficie de aproximadamente 2500 km² y engloba los macizos montañosos: Bou Dabbous, Bou Hajar, Nassir, Ejehaf, Rouissat, Fadloun, el Garci, Mdeker y del sinclinal de Saouaf (fig. 1).

Présentation des accidents majeurs

Accidents décrochants de direction N140: ils représentent la direction prédominante dans le secteur d'étude (fig. 2). L'étude tectono-sédimentaire a permis de mettre en évidence leur rôle, avec un jeu simultané des failles N040 et N-S, dans la hiérarchisation et le contrôle des séries méso-cénozoïques. Ces failles NW-SE sont, en partie sur leurs tracés, masquées par des dépôts récents ou relayées par des failles ayant d'autres directions, ce qui rend leurs décalages aux séries, plutôt, limités.

- L'accident de l'Oued Drija-Bou Dabbous, à regard NE, présente une direction qui varie de N120 à N130 et très localement à N160 et un pendage de 70° à 90° vers le NE selon les localités. Il s'allonge du nord-ouest du Jebel Bargou jusqu'au sud du Jebel Dkhila. Le jeu synsédimentaire de l'accident de l'Oued Drija-Bou Dabbous a été démontré au moins depuis l'Aptien (Turki, M.M, 1985 et Saadi, 1997).
- L'accident de l'Oued Bel Assoud a été décrit pour la première fois par Castany G. (1951). Cet accident, à décalage cartographique dextre et direction N120-N140, s'étend sur 42 km de long. Il montre un pendage subvertical (75° à 85°) au sein de la série crétacée et un pendage plus faible (45-55° vers le NE) au sein de la série aquitanaïenne.

La continuité sud-orientale de cet accident disparaît sous la plaine quaternaire de Jebibina pour

apparaître plus à l'Est, dans le monoclin d'Ouled el Abed ; ce dernier est formé par une série détritique essentiellement oligo-miocène.

- L'accident du Jebel el Garci : l'accident du Jebel el Garci, de direction N140 à E-W, dans sa plus grande partie orientale, a 28 km de long et est à regard SW. Il décale en dextre la série du Crétacé-Tertiaire de la région d'Enfida. Le jeu synsédimentaire de cet accident a été démontré depuis au moins l'Aptien (Jauzein A., 1967 et Saadi J. et al., 1988).

L'extrémité sud-est de cet accident est relayée à un accident de direction E-W qui se prolonge dans le Golfe de Hammamet sous la mer (Delvolvé J., 1974 ; Meddeb S., 1986 ; Chihi L., 1995).

Ces trois accidents majeurs de direction N140 à E-W montrent un dispositif en relais gauche. C'est cette architecture d'accidents N140 en relais, associée aux failles de direction N-S et N040 qui vont contrôler étroitement la géométrie des bassins et la nature des dépôts au cours du Crétacé supérieur-Yprésien, suivant des modèles géométriques et analogiques bien déterminés.

Au nord du Jebel el Garci, l'anticlinal du Jebel Mdeker (fig. 2) est limité respectivement, vers le nord et vers le sud, par des accidents NW-SE tels que l'accident du Jebel el Ataria et l'accident d'Aïn el Ksiba. Ces deux accidents sont agencés en un relais gauche et sont relayés par des failles de direction subméridienne.

Failles normales de direction N-S : aux accidents NW-SE sont associés des failles normales subméridiennes. Ils limitent généralement les flancs orientaux des structures anticlinales (fig. 2).

- Faille d'Aïn el Hammam : c'est une faille de direction subméridienne qui se prolonge sur 13 km et à regard ouest. Cette faille longe le flanc oriental de l'anticlinal du Jebel Bou Hajar.
- Faille de l'Oued Oum Hachem : cet accident, de direction subméridienne, affecte le flanc oriental de la structure de Jebel Fadloun.
- Faille de Sidi Ferhatt : c'est une faille de direction N-S. Elle affecte la série oligocène et se prolonge vers le sud à proximité du flanc oriental de l'anticlinal du Jebel Dkhila.

Failles normales de direction N040 : cette direction a un rôle non négligeable dans la répartition des sédiments. Elle est matérialisée par la faille de Safhat Aïcha (faille appelée FSA par Turki M.M., 1985) et la faille d'El Ménassir (ou Nassir) El Kemkine (Faille appelée FMK par Turki M.M., 1985) (fig. 2).



Figure 2. Carte structurale très schématique montrant les accidents majeurs et les structures plicatives le long du secteur d'étude (dans cette carte seul l'Yprésien et l'Oligo-Miocène sont représentés).

Figura 2. Mapa geológico temático mostrando los accidentes geográficos más importantes y las estructuras plicativas a lo largo del área de estudio (en este mapa sólo se han representado el Ypresiense y el Oligo-Mioceno).

- Faille FSA : de direction N035-050 et de 23 km de longueur, cette faille, à regard NW, affecte certaines séries du Crétacé-Yprésien du flanc sud est de l'anticlinorium de Jebel Bargou. Elle montre un jeu synsédimentaire depuis le Crétacé supérieur (Turki M.M., 1985) et un jeu décro-chevauchant alpin.
- Faille FMK : cet accident, à jeu synsédimentaire au cours du Crétacé supérieur-Yprésien (Turki M.M., 1980 et 1985) et de direction N040, est localisé dans le prolongement sud ouest de l'accident de Zaghouan.

Tectonique décrochante compressive de l'intervalle Cénomanién supérieur-Santonien

Répartition des épaisseurs

a- Massif du Jebel Bargou : sur le flanc nord ouest de l'anticlinorium du Jebel Bargou, le Cénomanién supérieur-Santonien est marqué par une série réduite et lacuneuse (fig. 3A, coupe 1). En effet, dans cette région, le Cénomanién supérieur-Coniacien ne dépasse pas 150 m et le Santonien est complètement absent (Turki M.M., 1985).

Cependant, au nord est du massif du Jebel Bargou, dans la région des Saba Koudiat (localisée au nord

est de l'accident de l'Oued Drija-Bou Dabbous), le Cénomanién supérieur-Santonien est relativement très bien développé (Jauzein A., 1967) (fig. 3A, coupe 2).

b- Massif des jebels Nassir-Ejehaf : dans la région du Jebel Nassir (fig. 2), la série sédimentaire de l'intervalle Cénomanién supérieur-Santonien est de 260 m d'épaisseur, les dépôts dans cette région sont accompagnés, en plus des alternances marno-calcaires, par des niveaux grésos-carbonatés, surtout pour la période du Coniacien (fig. 3A, coupe 3).

Au nord du massif du Jebel Nassir, dans le compartiment nord oriental de l'accident de l'Oued Bel Assoud, le massif du Jebel Ejehaf montre une série du Cénomanién supérieur-Santonien bien développée avec une épaisseur de 530m (fig. 3A, coupe 4).

c- Massif du Jebel Fadloun : dans cette région, on note une sédimentation très réduite couvrant l'intervalle Cénomanién supérieur-Santonien (fig. 3A, coupe 5).

D'ailleurs, au sein de ce même massif, des variations d'épaisseurs ont été mises en évidence entre les dépôts du flanc oriental et ceux du flanc occidental. Ce dernier montre une réduction notable de la série.

Ces réductions et ces variations d'épaisseur, entre le flanc est et le flanc ouest de l'anticlinal du Jebel Fadloun, sont liées vraisemblablement à des soulèvements engendrés par le jeu de la faille de l'Oued Oum Hachem, de direction subméridienne, au cours de cette période.

d- Massif du Jebel Mdeker : ce massif montre une sédimentation de l'intervalle Cénomanién supérieur-Santonien relativement plus réduite par rapport à celle décrite dans les régions du Jebel Ejehaf et des Saba Koudiat. En effet, sur le flanc occidental de cette structure (fig. 3A, coupe 6), le Cénomanién supérieur-Santonien ne dépasse pas 50 m.

Cette réduction d'épaisseur est contrôlée par le soulèvement des blocs dus aux jeux des accidents subméridiens qui longent l'anticlinal du Jebel Mdeker (fig. 4).

Ainsi, nous retenons que la répartition des épaisseurs le long du secteur étudié montre que les zones subsidentes sont localisées à l'extérieur des relais et les zones relativement moins subsidentes à l'intérieur et aux bordures des relais (fig. 3B).

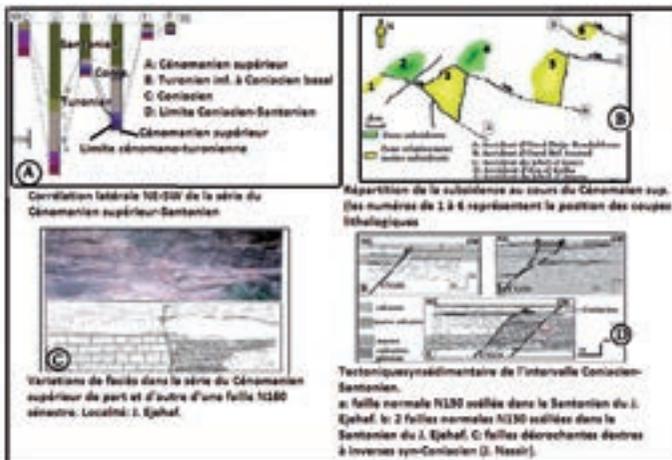


Figure 3. Relais gauche transpressif et indices de la tectonique syn-Cénomanién supérieur-Santonien. Les coupes de 1 à 6 représentent la position des coupes lithologiques. N.B. : les précisions chronostratigraphiques sont réalisées par Mme D. Z. Turki, A. Rami et N. Aroui.

Figura 3. Relevo sinistral transpresivo e índices de la tectónica del Cenomaniense superior-Santoniense. Los números 1 al 6 representan la posición de los cortes litológicos.

N.B. : las dataciones cronoestratigráficas han sido realizadas por D. Z. Turki, A. Rami et N. Aroui.

Indices tectoniques de l'intervalle Cénomanién supérieur-Santonien

a- Massif du Jebel Ejehaf : au cœur de l'anticlinal de Jebel Ejehaf, dans la région de l'Oued Saadine (fig. 2), la série du Cénomanién supérieur est affectée par deux familles de décrochements conjugués synsédimentaires : la direction N160 à N010 senestre, scellée

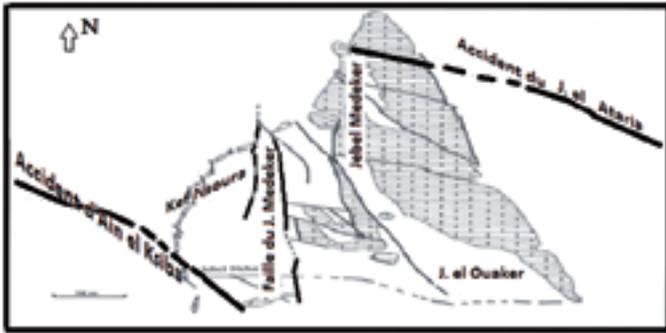


Figure 4. Carte géologique schématique du Jebel Mdeker (dans cette carte seul l'Yprésien est représenté).

Figura 4. Mapa geológica esquemática de Jebel Mdeker (únicamente están representados en el mapa los materiales correspondientes al Ypresiense).

par les calcaires de même âge (figures 3C et 5A, station S1) et la direction N120 dextre.

Ces décrochements d'âge cénomanien supérieur indiquent une direction de raccourcissement NNW-SSE (fig. 5A, station S1).

Les axes de contraintes s_1 et s_3 sont horizontaux, ils indiquent un régime décrochant à proximité des accidents majeurs, de direction NW-SE, au cours de cet intervalle.

Sur le flanc sud est de l'anticlinal du Jebel Ejuhaf (région du Jebel Zbidine) au sein de la série santonienne, nous avons observé deux failles normales de direction N150. La première est scellée par un niveau

carbonaté (fig. 3D-a et b). Le jeu normal de la deuxième faille s'amortit progressivement vers le sommet avec un décalage des bancs calcaires de l'ordre de 2 m à la base et de 5 cm vers le sommet. Ces failles sont associées à des fentes de tension de même direction.

Une station microtectonique a intéressé ces failles normales synsédimentaires. Elle permet de constater une extension ENE-WSW (fig. 5A, station S2).

b- Massif du Jebel Nassir : au sud-est de l'accident Nassir-El Kemkine (faille FMK) et au nord ouest de l'accident de l'Oued Drija-Bou Dabbous, dans la région du Jebel Nassir (fig. 2 et fig. 3D-c) une faille métrique de direction N120 affecte la série coniacienne. De part et d'autre de cette faille, nous avons noté des variations notables de faciès, avec un calcaire fin dans le compartiment NE et des alternances de marnes et de calcaires gréseux dans le compartiment SW. Cette faille est scellée par un niveau calcaire d'âge coniacien.

L'analyse des stries portées sur le miroir de cette faille scellée (à pitch de 40°) montre que cet accident synsédimentaire a joué en décrochement dextre à inverse au cours de la sédimentation coniacienne.

c- Massif du Jebel Fadloun : sur le flanc oriental de l'anticlinal de Jebel Fadloun, au sein de la série du Céno manien supérieur, nous avons identifié, dans la région de Kef el Asfar, une faille de direction N020, synsédimentaire et à jeu sénestre à inverse.

Synthèse et proposition d'un modèle géodynamique

L'intervalle Céno manien supérieur-Santonien est caractérisé par une direction de raccourcissement NNW-SSE et d'allongement ENE-WSW. Ces directions de raccourcissement et d'allongement sont associées à un régime décrochant dextre sur les accidents majeurs de direction N120-140 (accidents des Oueds Drija-Bou Dabbous, Bel Assoud, des Jebels el Garci, el Ataria et Aïn el Ksiba).

De la même façon, en Tunisie centrale, Ben Ayed N. (1983) et Chihi L. and Ben Ayed N. (1984) décrivent un réseau de failles conjuguées synsédimentaires de direction N020 sénestre et N095-135 dextre au cours du Céno manien supérieur. Ces décrochements conjugués déterminent une direction de raccourcissement NNW-SSE.

Une direction d'extension NE-SW a été décrite, en Tunisie centrale par Ben Ayed N. (1993) au cours du Turonien moyen et supérieur. Cet auteur a décrit, en plus, un jeu dextre au niveau de la direction N140 pour cette période, persistant jusqu'au Coniacien.

Les directions d'extension NE-SW et de raccourcissement NNW-SSE, décrites à l'échelle de la Tunisie,

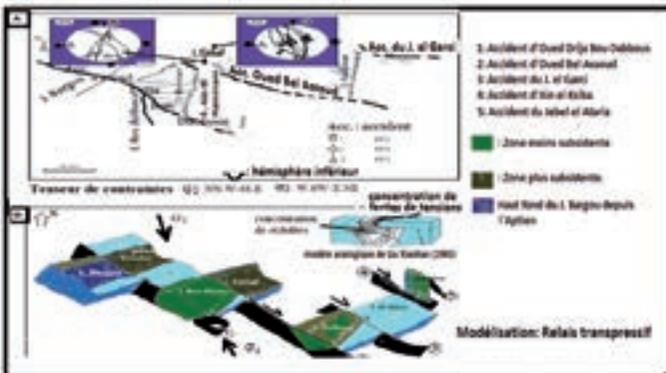


Figure 5. A- raccourcissement NNW-SSE et extension ENE-WSW au cours de la période du Céno manien supérieur-Santonien, B- modèle géodynamique des dépôts du Céno manien supérieur-Santonien et sa comparaison avec le modèle analogique de Liu Xiaohan (1983).

Figura 5. A: Acortamiento N.NO-S.SE y extensión E.NE-O.SO durante el periodo Cenomaniense superior-Santonienense. B: Modelo geodinámico de los depósitos de edad Cenomaniense superior-Santonienense y su comparación con el modelo analógico/análogo de Liu Xiaohan (1983).

sont, vraisemblablement, liées au régime coulissant dextre sur les accidents majeurs orientés N140.

En Tunisie centro-orientale, le jeu en dextre des accidents majeurs orientés N120-140 et agencés en relais gauche a engendré, à l'intérieur des zones de relais, des soulèvements liés à une tectonique décrochante compressive responsable de la réduction de la série, pendant le Cénomanién supérieur-Santonien. C'est le cas des massifs des Jebels Nassir, Fadloun et Mdeker (Saadi M., 1997) (fig. 5B).

Ces soulèvements sont mis en évidence dans d'autres régions de la Tunisie. En effet, dans la « zone des diapirs » (Perthuisot V., 1978; Dali T., 1979b ; El Ouardi H. and Turki M.M., 1995b et Rami A. et al., 1995) et dans l'«axe» Nord-Sud (Perthuisot V., 1978), ces auteurs ont signalé des mouvements halocinétiques de la série chaotique triasique responsables des réductions de la série du Coniacien-Santonien.

Dans le Sahel, le régime décrochant compressif a été associé à une importante activité tectonique pllicative, à partir du passage cénomano-turonien, donnant naissance à des bassins en gouttière synclinale (Bédir M., 1995).

A l'extérieur des zones de relais, on assiste à une subsidence active associée au jeu normal des failles NNW-SSE. C'est le cas du massif du Jebel Ejuhaf et des Saba Koudiat (fig. 5A).

Bref, les variations d'épaisseur et la répartition des structures compressives à l'intérieur des zones de relais et des structures distensives à l'extérieur des zones de relais sont cohérentes, à une échelle près, avec le modèle d'un relais compressif de Liu Xiaohan, 1983 (fig. 6A) qui montre une forte densité de stylolites à l'intérieur de la zone du relai soulignant ainsi, une concentration de la compression, et des fentes de tension à l'extérieur de la zone du relai qui marquent une distension secondaire locale

Tectonique décrochante distensive de l'intervalle Campanien-Yprésien

Les accidents majeurs de direction N120-140 qui ont guidé la sédimentation du Cénomanién supérieur au Santonien seront sollicités, de nouveau, au cours de la période du Campanien-Yprésien. Ces accidents agencés en relai gauche vont limiter des zones à subsidence différentielle.

Répartition des épaisseurs

a- Massif du Jebel Bargou : les bordures nord-ouest et sud-est du massif de Jebel Bargou ont enregistré

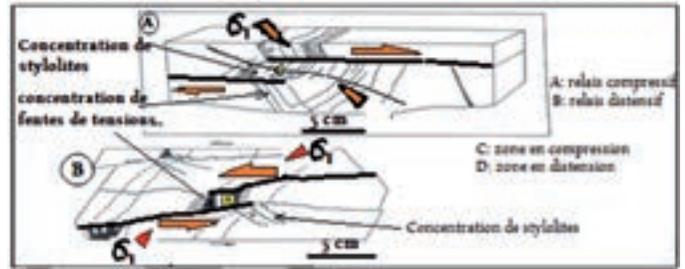


Figure 6. Modèle analogique sur un relai gauche de décrochement dextre (A) et senestre (B) de Liu Xiaohan (1983). (cohérence entre la figure A et la phase du Cénomanién supérieur-Santonien, puis cohérence entre la figure B et la phase du Campanien-Yprésien).

Figura 6. Modelo analógico/análogo de Liu Xiaohan (1983). A: zona en transpresión, B: zona en transtensión.

des séries réduites pendant l'intervalle Campanien-Yprésien (Turki M.M., 1985 ; El Ouardi H., 1992 ; Rami A., 1992 ; Rami et al., 2014). Sur la bordure nord occidentale, Turki M.M. (1985) a noté, au cours de cette période, une série campano-yprésienne de 150 m d'épaisseur seulement (fig. 7, coupe 1). Dans cette région, on peut même noter des lacunes sédimentaires qui correspondent au Campanien, au Maastrichtien et au Thanétien basal.

Dans le flanc sud-oriental de cette structure anticlinale, la série ne dépasse pas 50 m avec des hiatus sédimentaires pour la période du Maastrichtien (fig. 7, coupe 3).

Plus au Nord, la région des Saba Koudiat (située au NE de l'accident d'Oued Drija-Bou Dabbous) est marquée par une sédimentation relativement plus réduite au cours de l'intervalle Campanien-Yprésien (Jauzein A., 1967). Il s'agit de dépôts marno-calcaires de 210

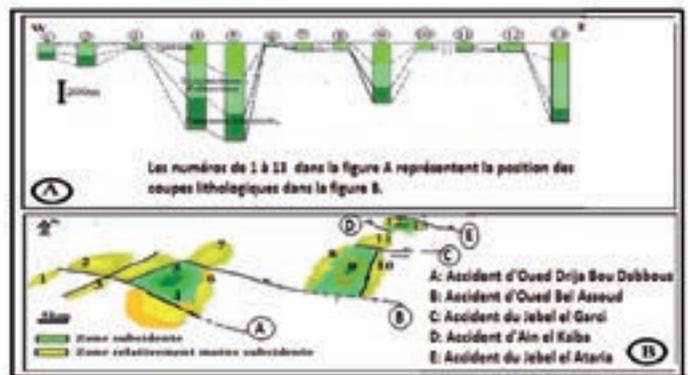


Figure 7. A: Corrélation latérale des coupes de la série du Campanien-Yprésien. B: Répartition de la subsidence au cours du Campanien-Yprésien.

Figura 7.A: Correlación lateral de cortes de la serie del Campaniense-Ypresiense, B: Distribución de la subsidencia durante el periodo Campaniense-Ypresiense.

m d'épaisseur (fig. 7, coupe 2). Dans cette localité, on note une lacune sédimentaire du Thanétien basal.

b- Massif du Jebel Bou Dabbous : dans la région du Jebel Bou Dabbous (localisée au nord est de l'accident de l'Oued Drija-Bou Dabbous), nous avons noté une sédimentation bien développée (fig. 7A, coupe 4). Cette subsidence devrait être engendrée par le jeu normal de l'accident d'Aïn el Hammam, de direction subméridienne, vraisemblablement préexistant. Ce dernier borde le massif du Jebel Bou Dabbous le long de son flanc oriental.

c- Massif des jebels Nassir-Bou Hajar : le bassin des Jebels Nassir-Bou Hajar est limité au nord ouest par la faille FMK et à l'est par la faille d'Aïn el Hammam (fig. 2). Le bassin a enregistré une série campano-yprésienne de 900 m d'épaisseur (fig. 7A, coupe 5). Dans cette région, le Campanien moyen est distingué par une sédimentation turbiditique particulière de 1.5 m d'épaisseur, intercalée entre des niveaux carbonatés de type plateforme.

La sédimentation bien développée des jebels Nassir-Bou Hajar a été guidée par le jeu à composante normale des failles subméridiennes (faille d'Aïn el Hammam et faille FMK) qui ont engendré un graben subméridien (fig. 8B). Le jeu de ces failles est associé au jeu décrochant des accidents majeurs de direction N120-140, qui limitent les bordures septentrionale et méridionale du bassin des jebels Nassir-Bou Hajar (fig. 8B).

Au nord ouest de la faille FMK, dans la région du Jebel Sadok Bou Anane, Turki M.M. (1985) a noté une série très réduite au cours du Campanien-Yprésien. Localement, cette série montre des lacunes du Campanien et du Paléocène.

Dans le compartiment oriental de la faille d'Aïn el Hammam, le Campanien-Yprésien (fig. 7A, coupe 6) fait uniquement 30 m d'épaisseur.

d- Massif du Jebel Ejehaf : dans cette région, la série du Campanien-Yprésien est très réduite et lacuneuse (fig. 7A, coupe 7). En effet, sur le flanc sud est de cette structure anticlinale, la série ne dépasse pas 75 m et montre des lacunes sédimentaires du Maastrichtien supérieur et du Paléocène. Cette réduction est beaucoup plus accentuée sur le flanc nord ouest de ce massif, là où l'Yprésien est transgressif et repose directement sur le Santonien (Turki M.M., 1985).

e- Massif du Jebel Fadloun : le bassin du Jebel Fadloun est bordé vers l'est par l'accident subméridien d'Oued Oum Hachem (fig. 2).

Une série épaisse de 520 m (fig. 7A, coupe 9), d'âge campanien-yprésien, est localisée sur le flanc oriental de ce massif immédiatement à l'Ouest de cette faille (F) (fig. 8A). Comme au Jebel Nassir, la sédimentation du Campanien moyen contient aussi des intercalations turbiditiques.

Sur le flanc ouest de ce massif, la série yprésienne ne dépasse pas 80 m d'épaisseur et le Campanien est absent (fig. 7A, coupe 8).

Ces variations d'épaisseur de la série campano-yprésienne entre le flanc ouest et le flanc est de ce massif sont liées au jeu à composante normale de la faille de l'Oued Oum Hachem au cours du Campanien-Yprésien, en engendrant un demi-graben de direction subméridienne (fig. 8A).

A l'est de l'accident d'Oued Oum Hachem, l'Yprésien est caractérisé par une série sédimentaire relativement plus réduite de 40 m (fig. 7A, coupe 10).

Localement, dans la région de l'Oued el Bir, située à l'est de l'accident de l'Oued Oum Hachem, le Thanétien supérieur et l'Yprésien sont absents. De ce fait, le Lutétien repose directement sur le Thanétien basal (fig. 9D).

f- Massif du Jebel el Garcí : ce massif est limité au sud ouest par l'accident du Jebel el Garcí. L'anticlinal du Jebel el Garcí est marqué par une sédimentation campano-yprésienne très réduite de 75m (Meddeb S., 1986) (fig. 7A, coupe 11).

g- Massif du Jebel Mdeker : l'actuelle structure anticlinale du Jebel Mdeker, de direction subméridienne, est limitée vers le nord par l'accident du Jebel el Ataria et vers le sud par l'accident d'Aïn el Ksiba.

Sur le flanc oriental de cette structure, une épaisse série sédimentaire d'âge campanien-yprésien a été déposée sur 415 m d'épaisseur. Cette série subit une réduction progressive d'épaisseur en direction de l'ouest dans ce massif. Ces variations d'épaisseur sont liées au jeu normal des accidents directionnels subméridiens qui affectent le massif du Jebel Mdeker

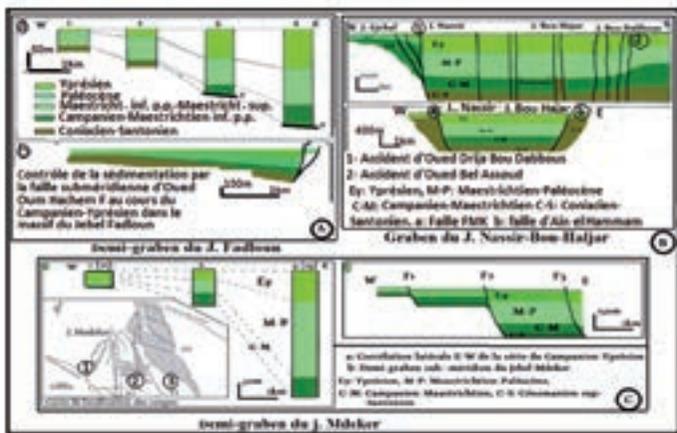


Figure 8. Tectonique campano-yprésienne dans les régions du Jebel Nassir-Bou Hajar, du Jebel Ejehaf et du Jebel Mdeker.
Figura 8. Tectónica Campano-Ypresiense en las regiones de Jebel Nassir-Bou Hajar, de Jebel Ejehaf y Jebel Mdeker.

en engendrant un demi-graben subméridien à subsidence croissante vers l'est (fig. 8C).

Ainsi, au cours du Campanien-Yprésien, les massifs, localisés à l'intérieur des zones de relais, ont montré une subsidence active. En revanche, à l'extérieur et en bordures des zones de relais, la sédimentation était très réduite et lacuneuse.

Cette répartition de la subsidence (fig. 7B) témoigne du jeu synsédimentaire des accidents majeurs de direction N120-140, lui-même associé au jeu des accidents subméridiens.

Indices tectoniques de l'intervalle Campanien-Yprésien

a- Massif du Jebel Ejuhaf : sur le flanc sud est de l'anticlinal du Jebel Ejuhaf, dans la région du Jebel Zbidine, nous avons observé, au sein des marno-calcaires du Campanien inférieur à moyen (Fig. 9A), une structure synclinale décamétrique, de direction axiale N160, scellée par les calcaires du Campanien supérieur (formation Abiod). Sur les deux flancs de ce synclinal, les niveaux calcaires subissent un biseautage progressif en s'éloignant de la charnière du pli.

Sur la proximité SW de cette même structure synclinale, une faille inverse décimétrique, de même direction que l'axe de ce pli affecte les alternances marno-calcaires du Campanien inférieur à moyen est scellée par les calcaires du Campanien supérieur (Fig. 9C).

Dans la même région, une structure anticlinale métrique et de direction NW-SE affecte les calcaires campaniens de la formation Abiod. Les niveaux calcaires situés sur les flancs de cette structure subissent un biseautage progressif en s'approchant de la charnière du pli, témoignant ainsi, d'un exhaussement progressif de la charnière au cours du dépôt (Fig. 9B).



Figure 9. Structures compressives affectant les séries du Campanien-Yprésien à l'extérieur des zones de relais.

Figura 9. Estructuras compresivas afectando las series Campaniense-Ypresiense de la zona de relevo.

L'existence des structures plicatives au sein de la série du Campanien, dans le massif du Jebel Ejuhaf, localisées à l'extérieur de la zone du relai, témoigne d'une transpression locale dans cette région.

b- Massif des jebels Nassir-Bou Hajar : dans cette région, la sédimentation a été influencée par deux directions d'accidents : N120-140 et N-S à N040.

- Dans la région d'Aïn el Hammam, localisée sur le flanc oriental de l'anticlinal du Jebel Bou Hajar, une faille hectométrique, normale à composante senestre, de direction N130 et localement E-W, a mis en contact les calcaires du Campanien avec les marnes du Paléocène. Cette faille est scellée par la barre calcaire de l'Yprésien (fig. 10D), ce qui montre le jeu synsédimentaire de cette direction.

- Les variations notables d'épaisseur au niveau de la série du Campanien-Yprésien, de part et d'autre des accidents N-S (faille d'Aïn el Hammam) et N040 (faille FMK) (fig. 7) traduisent donc le jeu synsédimentaire de ces accidents.

L'analyse microtectonique montre qu'au cours du Campanien-Yprésien, la faille FMK a joué en sens normal (fig. 11A-b) et la faille d'Aïn el Hammam en normal à composante dextre avec une direction d'extension NW-SE (fig. 11A-e).

Nous pouvons conclure que la région des jebels Nassir-Bou Hajar, localisée à l'intérieur de la zone du relai, était le siège d'une tectonique transtensive, caractérisée par une extension de direction NW-SE matérialisée par le jeu de nombreuses failles normales de direction subméridienne à N40. A ces failles, sont associées des micro-relais gauche et des structures de glissement ou « slumps » (fig. 10C et 10E).

c- Massif du Jebel Fadloun : tout comme pour le massif des jebels Nassir-Bou Hajar, la sédimentation dans



Figure 10. Structures synsédimentaires affectant les séries du Campanien et du Maastrichtien à l'intérieur des zones de relais.

Figura 10. Estructuras sinsedimentarias afectando las series del Campaniense y del Maastrichtiense en el interior de las zonas de relevo.

la région du Jebel Fadloun était contrôlée par deux directions principales d'accidents : N120-140 et N-S

Les variations importantes d'épaisseur et de faciès, de part et d'autre de l'accident du Jebel el Garci, de direction N140 à E-W, affectant la série du Campanien-Yprésien (fig. 7) dénotent du jeu synsédimentaire de cette direction.

La direction subméridienne matérialisée par la faille d'Oued Oum Hachem qui longe le flanc oriental de l'anticlinal du Jebel Fadloun a contrôlé la sédimentation au cours du Campanien-Yprésien. En effet, dans le compartiment occidental de cette faille, une épaisse série campano-yprésienne a été déposée. En revanche, dans le compartiment oriental, cette même série est très réduite avec lacunes du Thanétien supérieur et de l'Yprésien (fig. 9D).

L'analyse des stries portées par le miroir de la faille de l'Oued Oum Hachem montre que cette dernière a joué au cours de l'intervalle Campanien-Yprésien en normal à dextre avec une extension de direction WNW-ESE (fig. 11 A-d).

d- Massif des jebels el Garci et Mdeker : au niveau de la série du Campanien supérieur, sur le flanc oriental de l'anticlinal du Jebel Mdeker (région de Guessat en Nsoura), une faille métrique de direction N-S scellée par les calcaires du Campanien supérieur a été observée (fig. 10B). L'analyse des stries et des structures d'entraînement (crochons) portées par cette faille et ses conjuguées montre que ces failles de direction subméridienne ont fonctionné en jeu normal au cours du Campanien supérieur.

Dans la région du Jebel el Ouaker, sur le flanc oriental du Jebel Mdeker, une faille normale, scellée, de direction subméridienne, affecte les alternances marno-calcaires du Maastrichtien (fig. 10A). Dans cette région, la direction subméridienne a engendré une extension NW-SE à WNW-ESE (fig. 11A-a et f).

Synthèse et proposition d'un modèle géodynamique

L'ensemble de nos observations et les mesures effectuées sur les accidents qui ont guidé la sédimentation pendant le Campanien-Yprésien ont permis de déduire une direction d'extension NW-SE à WNW-ESE, sur les failles subméridiennes, associée à un jeu senestre sur les failles orientées N120-140.

Le jeu senestre sur les accidents NW-SE agencés en relais gauche s'accorde avec un jeu transtensif à l'intérieur des zones de relais (fig. 11B).

Le jeu transtensif senestre a été déjà décrit par Delteil J. et al. (1991). En effet, ces auteurs montrent qu'au Crétacé supérieur, un étirement crustal de direction E à ESE s'est manifesté dans l'« axe » Nord-Sud.

De la même façon, dans la région localisée à l'ouest de Kairouan, au niveau de Jebel Jebil, Rigane A. (1994) reconnaît un jeu senestre sur la direction N140. L'auteur montre en plus, dans la même région, un régime transtensif dans des blocs sublosangiques avec la présence du jeu simultané de distension et de décrochement au cours de l'Yprésien.

El Ghali A. (1993) a décrit, dans la région du Jebel Trozza, une distension du Campanien au Maastrichtien, cette distension guidée par des failles normales orientées N050-170 est responsable d'une direction d'allongement voisine de E-W.

Dans le Sahel, Haller P. (1983) signale la présence des failles de direction N130-160 contemporaines de la sédimentation campano-maastrichtienne. Dans la même région, Bédir M. (1995) a noté des amincissements crustaux liés à l'installation de grabens sur des relais d'ouvertures.

Dans l'«axe» Nord-Sud, Yaïch C. (1984) a décrit des failles normales N165 à N-S post-Maastrichtien-ante-Paléocène.

Ouali J. (1986) a observé, dans l'«axe» Nord-Sud, le jeu normal de la direction N-S et la direction E-W.

En Tunisie centrale, Ben Ayed N. (1993) a mis en évidence le jeu normal de la direction subméridienne au cours de Crétacé supérieur. Cette direction va influencer la structuration des bassins au cours du Crétacé supérieur et du Cénozoïque (Saadi M., 1997).

Par ailleurs, nous remarquons qu'au cours du Cénomanién supérieur-Santonien, le tenseur de contraintes est matérialisé par une direction de

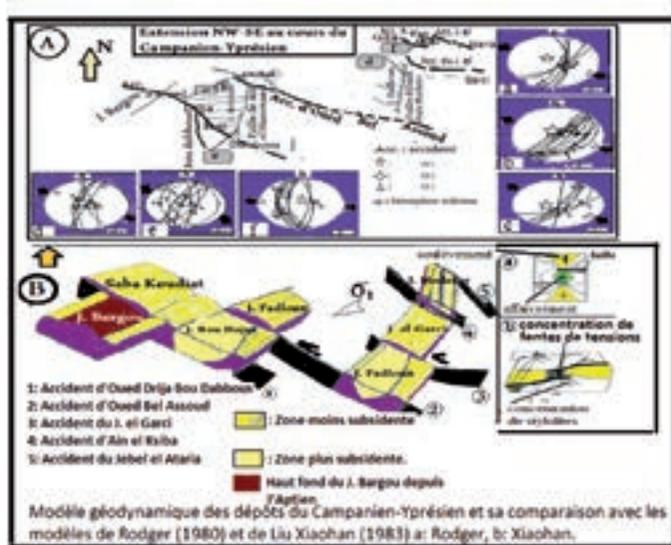


Figure 11. Extension NW-SE à WNW-ESE au cours du Campanien-Yprésien.

Figura 11. Extensión NO-SE durante el periodo Campaniense-Ypresiense.

contrainte σ_1 orientée NNW-SSE (fig. 5A). Cependant, au cours du Campanien-Yprésien, ce tenseur est plutôt marqué par une direction de contrainte σ_1 (locale) : NE-SW et σ_3 : NW-SE (fig. 11A). Ainsi, nous constatons qu'on a une permutation de contraintes (σ_1 , σ_3). Elle sera accompagnée d'une inversion de subsidence entre les zones localisées à l'intérieur et à l'extérieur des relais (comparer figures 3B et 7B).

Ces inversions de subsidence sont bien connues dans l'«axe» Nord-Sud. Ellouze N. (1984) montre l'existence de ces mouvements verticaux qui s'inversent au cours du Crétacé supérieur, de part et d'autre d'une ligne matérialisée par l'«axe» Nord-Sud.

Gourmelen C. (1984), puis Khomsi S. et al. (2009) ont décrit, dans l'«axe» Nord-Sud, une inversion de subsidence depuis le Coniacien. Nous pouvons donc remarquer que ces mouvements d'inversion ont commencé très tôt dans l'«axe» Nord-Sud, et qu'ils vont se poursuivre durant le Crétacé supérieur (Rami et al., 2014).

La subsidence à l'intérieur des zones de relais s'est manifestée par deux types de bassins de forme sub-losangique :

- bassins en demi-grabens de direction subméridienne, c'est le cas des anticlinaux de Jebel Fadloun et de Jebel Mdeker ;
- bassins en grabens de direction subméridienne, c'est le cas de l'anticlinal de Jebel Nassir- Bou Hajar.

Les bassins en demi-grabens et en grabens sont toujours limités, sur leur flanc oriental, par un accident subméridien à jeu normal au cours du Campanien-Yprésien. En bordure de ces bassins, on note une sédimentation réduite et lacuneuse.

A l'extérieur des relais, nous avons noté une sédimentation réduite associée généralement à des structures plicatives, c'est le cas, par exemple, du massif de Jebel Ejehaf.

De la même façon, Bédir M. (1995) a montré l'importance des couloirs de failles, de direction N-S, dans le compartimentage en blocs de la Tunisie orientale. Les mouvements relatifs de ces blocs, les uns par rapport aux autres, ont conduit à une distribution des structures de bassins de plates-formes et de plis. Cette distribution est caractérisée par la superposition spatio-temporelle des structures synsédimentaires de type grabens et plis.

Bref, la distribution des zones subsidentes associées à des failles normales (localisées à l'intérieur des zones de relais) et des zones à sédimentation réduite associées à des structures plicatives (localisées à l'extérieur des zones de relais) est, à une échelle près, cohérente avec le modèle de Rodgers (1980). Ce

modèle, appliqué aux relais distensifs, montre, après un déplacement senestre sur les fractures agencées en relais gauche, des dépressions (dont la profondeur peut atteindre 15% du déplacement horizontal) à l'intérieur de la zone du relai et des soulèvements à l'extérieur.

De la même façon, dans son modèle de relais distensif, (Liu Xiaohan, 1983) montre qu'à l'intérieur des zones de relais il y a concentration de la distension (σ_3 atteint des valeurs absolues importantes) et à l'extérieur, une concentration de la compression (fig. 11B-b).

Conclusion générale

Les accidents majeurs orientés NW-SE et agencés en relais gauche, sont mobilisés en décrochements dextres du Cénomanién supérieur au Santonien. Des zones en transpression, localisées à l'intérieur des zones de relais (σ_1 orienté NNW-SSE, σ_3 de direction ENE-WSW) ont enregistré des réductions et des lacunes stratigraphiques dans la couverture sédimentaire. Ces dernières sont le résultat de soulèvements guidés par le jeu d'accidents subméridiens.

La réorganisation de l'ouverture mésogéenne, au cours du passage Santonien-Campanien, est marquée en Tunisie centrale par une permutation du champ de contraintes (σ_1 , σ_3) et par l'inversion de la subsidence. Ainsi, les accidents majeurs NW-SE, auparavant à jeu dextre, jouent en senestre pendant l'intervalle Campanien-Yprésien.

Les déplacements latéraux le long de ces accidents s'accompagnent de l'ouverture en grabens et demi-grabens, de direction subméridienne, des bassins localisés à l'intérieur des zones de relais. Des structures plicatives, associées à des réductions dans la série campano-yprésienne, sont préférentiellement localisées à l'extérieur des zones de relais.

Remerciements

La traducción al castellano del resumen y la versión abreviada ha sido realizada por Almudena de la Losa del Instituto Geológico y Minero de España.

Références

- Bédir, M. 1995. *Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, Séismo-tectonique et implications pétrolières*. Thèse de Doctorat., Université de Tunis II, Tunis, 416 p.

- Ben Ayed, N. 1983. Sur l'évolution géodynamique de la Djeffara tunisienne au cours du Mésozoïque. *Notes du Service géologique de Tunisie*, n° 47, pp. 41-54.
- Ben Ayed, N. 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel. *Ann. Mines et Géol. Tunisie*, n° 32, 286p.
- Castany G. 1951. Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse Doct. Sci., Ann. Mines et Géol., Tunis, n°8, 632p.
- Chihi L. and Ben Ayed N. 1984. Manifestations tectoniques synsédimentaires et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas Tunisien central (région de Gasrine). C.R.A.S., Paris, 298, (II) 4, pp.141-146.
- Chihi L. 1995. Les fossés néogènes à Quaternaire de la Tunisie et de la mer pélagienne : leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse de Doct. d'Etat. Tunis II, Fac. Sci. Tunis. 324p +annexes.
- Dali T. 1979b. Géologie et tectonique du secteur Sud-Ouest du Jebel ech-chehid. Note Serv. Géol. Tunisie, n°45, pp. 19-38.
- Deltèil J., Zouari H., Chikhaoui M., Greusot G., Ouali J., Turki M.M., Yaïch C. and Zargouni F. 1991. Relation entre ouverture mésogéenne et téthysienne en Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* t. 162, n°6, pp. 1173-1181.
- Delvolvé J.J. 1974. Etude structurale de la région d'Enfidha-Ville (Tunisie orientale), Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 154p.
- El Ghali A. 1993. Néotectonique et évolution tectono-sédimentaire associées aux jeux de la faille Sbikha-Kairouan du Crétacé supérieur à l'Actuel (Tunisie centrale), Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 251p.
- Ellouze N. 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique orientale et de la mer pélagienne. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Sciences de la terre. Géodynamique Univ. Paris VI, 1984, 129p., annexe.
- El Ouardi H. 1992. Géométrie et sédimentation des assises crétacées et tertiaires le long du flanc NW du Jebel Bargou et dans l'extrémité sud-est du fossé de Siliana. D.E.A., Univ. Tunis II, Fac. Sci. De Tunis, 80p.
- El Ouardi H. and Turki 1995b. Tectonique salifère polyphasée -Testour dans la région de Mejez el Bab-Testour (« Zone des dômes ») Tunisie septentrionale) : contrôle de la sédimentation méso-cénozoïque. *Géol. Méditerranéenne*, T.XXII, n°2, pp. 73-84.
- Gourmelin C. 1984. Serrage polyphasé de paléostrutures distensives dans l'axe « N-S » tunisien : le segment Bouzer-Rheouis. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Grenoble, 216p.
- Haller P. 1983. Structure profonde du Sahel Tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. De Besançon, 163p.
- Jauzein A. 1967. Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale : les confins de la dorsale tunisienne. Thèse Sci., Ann. Mines et Géol., Tunisie, n° 22, 425p.
- Khomsî S., Ben Jemia G.M., Frizon D., Maherssi C., Echihî O. and Mezni R. 2009. An overview of the Late Cretaceous–Eocene positive inversions and Oligo-Miocene subsidence events in the foreland of the Tunisian Atlas: Structural style and implications for the tectonic agenda of the Maghrebian Atlas system. *Tectonophysics* Volume 475, Pages 38–58.
- Liu Xiaohan 1983. Perturbation de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins de Languedoc. Observations et simulations mathématiques. Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 130p.
- Meddeb S. 1986. Sédimentation et tectonique polyphasée dans les dômes d'Enfidha (Sahel tunisien). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris XI, Orsay.
- Ouali J. 1986. Structure et évolution géodynamique du Chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Renne I, 120p.
- Perthuisot V. 1978. Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse es-sciences, Travaux du laboratoire de géologie, Presse de l'école normale supérieure, Paris, 312p.
- Rigane A. Gourmelin C., Broquet P. and Truillet R. 1994. Originalité des phénomènes tectoniques synsédimentaires fini-yprésiens en Tunisie centro-septentrionale (région de Kairouan). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 165, n°1, pp. 27-35.
- Rami A. 1992. Précisions biostratigraphiques et milieu de dépôt des séries du Crétacé supérieur du flanc nord ouest du Jebel Bargou (Tunisie centrale). D.E.A. Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 81p.
- RAMI A., D. Zaghbib-Turki and Saadi M. (2014)- Environnement de dépôt et variations de subsidence des séries du Crétacé supérieur de la Tunisie centro-septentrionale. *ScienceLib, Editions Mersenne : Volume 6, N ° 140705. 33p.*
- Rami A. D. Zaghbib-Turki and Saadi M. 2014. Biozonation basée sur les foraminifères planctoniques de l'intervalle Vraconien-Maastrichtien de la Tunisie centro-orientale (région Bargou-Jebibina-Enfida). 5^{ème} rencontre internationale sur la valorisation et la préservation du patrimoine paléontologique. (RIV3P5), Ouejda, Maroc. p.36.
- Rodgers D.A. 1980. Analysis of pull-apart basins development produced by an echelon strike-slip faults, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 4, pp. 27-41.
- Saadi J., Zargouni F., Negra H. and M'Rabet A. 1988. Contrôle tectonique de la sédimentation du Crétacé inférieur dans la région d'Enfidha. *Rev. Sci. Terre*, Vol. 8, Tunis, pp. 67-78.
- Saadi M. and Turki M.M. 1995a. Relais d'accidents décrochants et structures héritées, Cas des structures plissées subméridiennes en Tunisie Centro-orientale. *Géologie méditerranéenne*, Tome XXII ; n°3-4, France, PP. 153-168.
- Saadi M., Turki M.M., Zaghbib-Trki D. and Rami A. 1996b. Evolution géodynamique des bassins de l'intervalle Crétacé Supérieur-Yprésien en Tunisie Centro- orientale, 17^{ème} Rég. Afr. Eur. Meet. *Sedimentology*, Tunisie, P.233.
- Saadi M. 1997. *Géodynamique des bassins sur relais de décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitainien de*

- Saouaf, Tunisie Centro-Orientale*, Thèse de Doct., Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 348p.
- Saadi M. and Turki M.M. 2002. *Carte géologique d'Aïn Jelloula N°55*, au 1/50.000^{ème}. Office National des Mines, Service géologique, Tunisie.
- Turki M.M. 1975. *Etude géologique du massif Serj-Bargou (Atlas tunisien central)* Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 108p.
- Turki M.M. 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse es-sci. Univ. Tunis, Revue Sc. Terre, édit. INRST (Cent. Sc. Terre), Tunis, 1988, 262p.
- Turki M.M. and Saadi M. 2002. *Carte géologique de Jebibina N°48*, au 1/50.000^{ème}. Office National des Mines, Service géologique, Tunisie.
- Yaïch C. 1984. *Etude géologique des chaînons de Chérahil et du Khchem El Artsouma (Tunisie centrale). Liaisons avec les structures profondes des plaines adjacentes.* Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Franche- Comté, Besançon, 165p.

Recibido: septiembre 2014

Revisado: diciembre 2014

Aceptado: junio 2015

Publicado: julio 2016