

Tectonique

Tectonique quaternaire et plis de rampe dans le golfe d’Hammamet (*offshore* tunisien)

Malika Ben Romdhane^{a,b}, Noureddine Brahim^c, Jamel Ouali^a, Éric Mercier^{d,*}

^a Laboratoire de géologie, École nationale d’ingénieur de Sfax, BP W, 3038 Sfax, Tunisie

^b ISET de Nabeul, département de géomatique et gestion de territoire, campus universitaire, PB 198-8000 Nabeul, Tunisie

^c IPEIS de Sfax, laboratoire de géologie, École nationale d’ingénieur de Sfax, BP W, 3038 Sfax, Tunisie

^d UMR CNRS 6112, planétologie et géodynamique, université de Nantes, 2, rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes cedex 3, France

Reçu le 18 avril 2005 ; accepté après révision le 11 janvier 2006

Disponible sur Internet le 18 avril 2006

Présenté par Michel Durand-Delga

Résumé

L’interprétation d’un maillage de profils sismiques réflexion dans la zone du fossé de Jriba, située à l’avant du front Atlasique dans l’*offshore* tunisien (golfe de Hammamet), permet de proposer un nouveau dispositif tectonique pour cette zone. La déformation villafranchienne est caractérisée (1) par la mise en place d’un niveau de décollement et (2) par la croissance de plis de rampe. Des failles normales NE–SW, héritées de l’histoire miocène, ont localisé la position des plis de rampe, alors que celles orientées NW–SE ont été réactivées en failles de transfert de part et d’autre desquelles le raccourcissement (kilométrique au maximum) varie fortement. **Pour citer cet article : M. Ben Romdhane et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Quaternary tectonics and fault-related folds in the Hammamet Gulf (Tunisian offshore). The Jriba trough is an Upper Miocene graben located within the Tunisian offshore Gulf of Hammamet area, east of the Atlas front. This distensive structure suffered a compressive event during the Early Quaternary (Villafranchian). The Jriba structure was previously interpreted as ‘flower structure’, which possibly complicated by halokinetics movements. A new analysis of a set of seismic lines crossing the Jriba trough allows us to propose a new tectonic model where the Villafranchian deformation is characterized by (1) occurrence of a decollement level cutting Messinian to Pliocene layers; and (2) the growth of fault-related folds (fault-propagation fold). The NE–SW Miocene, inherited normal faults, locate the position of the ramps and folds whereas the NW–SE inherited normal faults are reactivated as tear faults. These NW–SE tear faults define various domains of different shortening values (one kilometre at maximum). **To cite this article : M. Ben Romdhane et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Tunisie ; Villafranchien ; Pli de propagation ; Faille de déchirure

Keywords : Tunisia; Villafranchian; Fault-propagation fold; Tear fault

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : eric.mercier@univ-nantes.fr (É. Mercier).

Abridged English version

1. Introduction

As part of the Tunisian eastern offshore, The Gulf of Hammamet lies to the east of the Tunisian Atlasic Front (Fig. 1). The orogenesis is contemporary with mainly two major compressive phases of Quaternary (Villafranchian) and Upper Miocene (Tortonian), which controlled an north–south to NNW–SSE shortening. These two phases succeed one period of tectonic instability [2,4,7,10] and frame an episode of distension, trending NW–SE, during the Upper Miocene. Many ante-Miocene tectonic deformations are described by authors, onshore [9] and offshore, [1] in the eastern area of the Atlasic front and where the amplitude of the deformation is debated specially for the Eocene time [2,7,10,14]. The Jriba trough (Fig. 1), located within the Gulf of Hammamet, was exposed to deformations which most authors considered as positive flowers structures related to major strike-slip faults [1–3,8,16]. Nevertheless, these authors disagree on three points. Firstly, on the role of the Upper Miocene distensive phase which would be either negligible [1] or very significant and contemporary to the opening of Sicily strait [3,8,16], secondly, on the main faults trends related to this distension: either north–south and east–west [16], or NW–SE [3,8] and, thirdly, on the salt tectonic implication [2], or not, during this tectonic event. Base on a narrow seismic grid of high data quality which was calibrated with Jriba 1 bore hole, we propose a new deformation model which characterized by fault-propagation folds system and where the NE–SW inherited normal faults provide ramps and the NW–SE faults acted as tear faults creating various shortening values.

2. Data base and methods

About fifteen seismic reflexion sections were calibrated to the Jriba-1 well data. The seismic interpretation concerns the correlation of six seismic horizons over the Jriba area and the determination of faults patterns (Fig. 2). The stratigraphy high resolution and the density of the seismic provide a good 3D vision of the structures, which allow us to establish a new deformation model of the area. We chose to present here three seismic sections (Fig. 2) as illustrations for our proposed model.

The two seismic sections (Y1250 and Y1213), of NW–SE trend, show two different seismic configurations: the lower part of the sections is characterized

with a parallel or chaotic configuration, which is affected by normal faults whereas the upper part of the section shows parallel or subparallel configuration affected by soft (fold n° 1, 2 and 3) or brittle deformations. The layers of this upper part exhibited opened fans, which demonstrate a differential subsidence north-westward. The lower and the upper parts of the section are separated by a mechanical discontinuity, which has the following characteristics:

- cuts stratigraphic sections from Messinian layers northward to Tabien layers south-eastward;
- consists of reflexion segments which are partly parallel to subjacent layers or exhibit a cut-off of about 15 at 30°;
- also demonstrates truncations to the upper layers especially in the folds vicinity (Fig. 2).

We do highlight the special relationship between folds location, cut-off location and normal faults affecting the lower part of the section. The SE folds limbs are affected by reverse faults, which blend within the discontinuity. Such relationship suggests that the latter discontinuity constitutes a sliding surface of the upper part of the section onto the lower part.

Based on these observations we suggest that the discontinuity corresponds to a decollement level made up of flat plans and ramps. Those ramps would have been initiated at the intersection of normal faults according to a classic model [6,11]. The folds localised above the ramps would have value of ‘fault-propagation folds’, which constitute a kind of fault-related folds [13,15]. No significant deformation is known at SE of fold n° 3, so we can suppose that displacement becomes null from the front of this fold. This hypothesis implies that the thrust offset is completely accommodated by a shortening applied exclusively to the upper part of the section. This shortening can be evaluated at 1 km on the Y1250 profile. As the Upper Pliocene and Early Quaternary, sections are affected by the fault-related folds, we assume that the tectonics deformation is contemporary of the Villafranchian event.

All structures as folds, ramps, faults and discontinuities can be easily identified on seismic lines parallel to these interpreted seismic sections Y1250 and Y1213; these features have a N030 to N040 direction.

The seismic section NE–SW (Y4255) is a strike line to the structure so the discontinuity is fairly visible. The localization of this detached level is obtained using the intersections with the profiles of NW–SE trend. This profile shows the presence of two major normal faults (F1 and F2) of opposite dip. The faults limit a significant

graben with Late Miocene and Lower Pliocene infilling sediments and of N140 to N160 trend: this graben is called the Jriba graben s.s. which is perpendicular to the folds described above.

The decollement level, although posterior to the graben accommodation, is shifted by the border faults. We assume that these faults play a significant role; they act as a guide of displacement during compression. We will discuss and explain the implementation of this role and its tectonic control on the following section.

3. Discussions

Based on our seismic interpretation of the Jriba area we achieved a structural diagram (Fig. 3) on which we recognize mainly:

- under the decollement level, we identified many normal fault patterns, which can be organised on two perpendicular families of NE–SW and NW–SE trends;
- over the decollement level, the folds localization is correlated well with the subjacent normal faults location.

It is also noticed that the (N160) faults border of the Jriba trough constitute a sudden limits of the folds towards the southwest; so, these folds have genetically only one periclinal closure northeasternward. The N160 faults appear as tear-faults, which separate compartments of differential folding style [12]. These differential foldings generate a different shortening rate in the compartments and consequently, a different shortening amount at the back. The absence, on the sections, of lateral ramps and associated folds demonstrates the parallelism between these inherited faults and the shortening direction. A full structural scheme of the studied zone is summarized on the bloc diagram of Fig. 4.

Our interpretation postulates that the differential shortenings is accommodated along the tear faults, and consequently the shortening is variable backward. From a kinematic point of view, the occurrence of the three folds set was done in a very short interval of time during the Quaternary (Villafranchian). Even if the examination of post-folding on-laps does not show a relative chronology between the various folds, nevertheless, it is very probable that the fold n° 1 grew slightly after the others (out-of-sequence [4,5]). Indeed, this anticline, is not shifted by the Jriba trough eastern border fault, so, the growth of this anticline must be posterior to the last sliding movement along this fault. However this movement is closely associated to folds n° 2 and 3 growth

and consequently, these two folds are anterior to the fold n° 1 growth.

4. Conclusions

The studied area, located in the Tunisian offshore, eastward of the Atlasic front, was exposed, during the Villafranchian, to a complicated tectonic deformations characterized (1) by the activation of a decollement level and (2) by the growth of fault-related folds. A network of inherited normal faults resulting of Upper Miocene distension event controls the deformation appearance. The NE–SW faults provide ramps and locate the position of the fault-related folds and the NW–SE faults compartmentalized the area in a set of blocks, which suffered differential shortening. This new interpretation of Quaternary compressive events in the gulf of Hammamet area could lead to a new play concept for the hydrocarbon prospectively in this proven oil province.

In addition, even if compressive deformations are known in front of the Atlasic front, for a long time, it is the first time that kilometric shortenings are considered. In spite of the relatively approximate character of the ‘tectonics front’ definition, it could appear legitimate to modify the classically allowed layout in Tunisia, in particular if it appears that the model suggested here can be applied to others compressive structures of the area.

Finally, this model raises the question of limits conditions, especially about the differential shortening imposed on the back: which are inner structures, which transmit forwards deformations characterized by different shortening on both sides of tear faults?

The answer to this question probably requires a new examination of a large part of the Atlasic domain (Fig. 1).

1. Introduction

Le golfe d’Hammamet, élément de l’*offshore* tunisien, se situe à l’avant du tracé du front de la chaîne Atlasique tunisienne (Fig. 1). L’orogénèse est contemporaine de deux phases compressives, globalement nord-sud, qui sont respectivement d’âge Miocène supérieur (Tortonien) et Quaternaire ancien (Villafranchien); celles-ci encadrent une période de distension NW–SE au Miocène supérieur. Avant cette période, de nombreuses manifestations tectoniques sont décrites, mais les auteurs ne s’accordent pas sur l’importance à donner à ces mouvements, notamment en ce qui concerne l’Éocène [2,7,10,14]. À l’avant du front Atla-

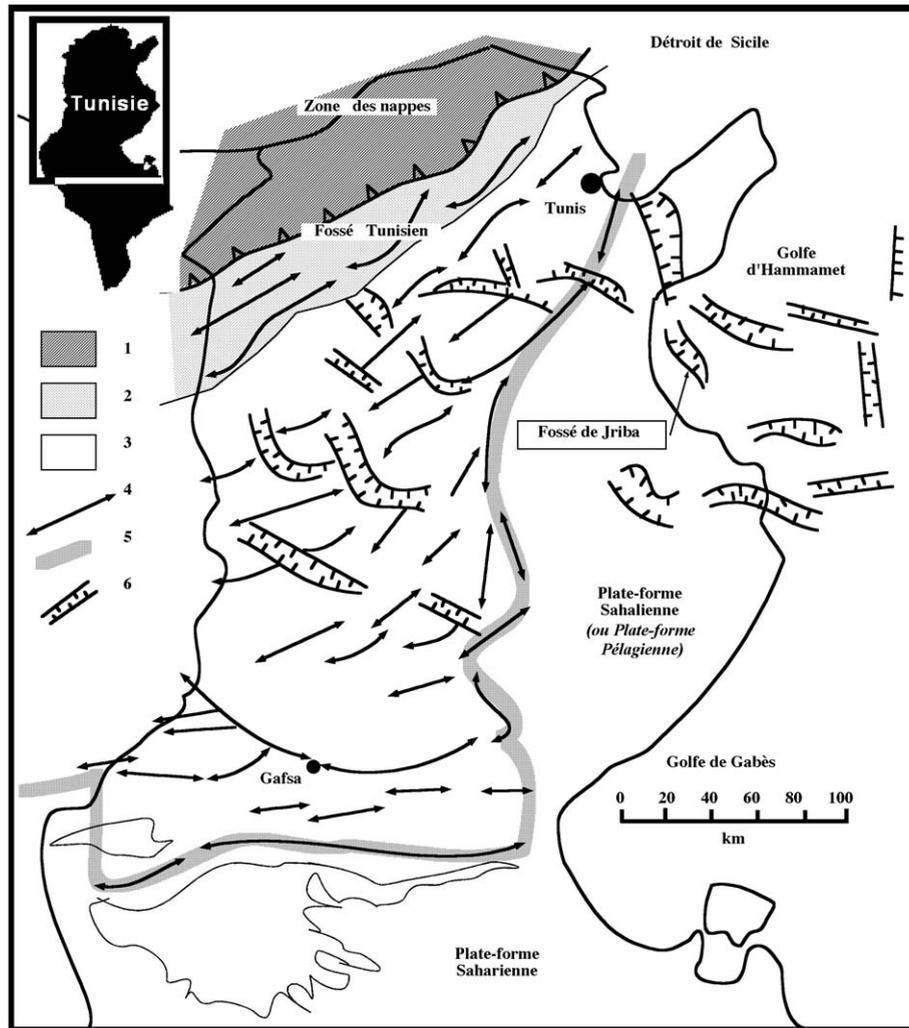


Fig. 1. Localisation du « fossé de Jriba » : (1) zones de nappes ; (2) fossé tunisien ; (3) plates-formes déformées fortement (Atlas tunisien) ou non déformées ; (4) axes anticlinaux ; (5) front Atlasique ; (6) principaux fossés miocènes.

Fig. 1. Localization of the 'Jriba trough' : (1) zones of thrust sheets; (2) Tunisian trough; (3) strongly deformed Platforms (Tunisian Atlas) or not deformed Platforms; (4) anticline axes; (5) Atlasic front; (6) main Miocene troughs.

sique, les déformations ne sont pas négligeables, et ce, aussi bien à terre [9] qu'en *offshore* [1]. Ainsi, la région du fossé de Jriba (Fig. 1) montre des déformations que les auteurs ont considérées être associées à des structures en fleurs, liées à des grands accidents décrochant [1,3,8,16]. Ces auteurs s'opposent néanmoins sur trois points : premièrement, sur le rôle de distension Mio-cène supérieur qui serait soit négligeable [1], soit très significative et contemporaine de l'ouverture du détroit de Sicile [3,8,16]; deuxièmement, sur les directions principales des failles concernées par cette distension : nord-sud et est-ouest [16], ou NW-SE [3,8], et, troisièmement, par l'existence [2] ou non d'une composante halocinétique dans la tectonique.

À partir d'un maillage de profils sismiques réflexion, situés sur et à proximité du fossé de Jriba (Figs. 2 et 3), nous proposerons un modèle différent de déformation, caractérisé par la mise en place, au Quaternaire, d'un ensemble de plis de rampe dont la localisation et le développement sont contrôlés par l'héritage distensif de la zone.

2. Données et méthodes

Une quinzaine de profils de sismique réflexion, acquis par la CGG en 1978 et en 1982 pour le compte de la SEREPT, ont été calés avec les données du forage pétrolier de Jriba-1. Au total, six horizons sismiques ont été reconnus et pointés comme des niveaux repères (Fig. 2).

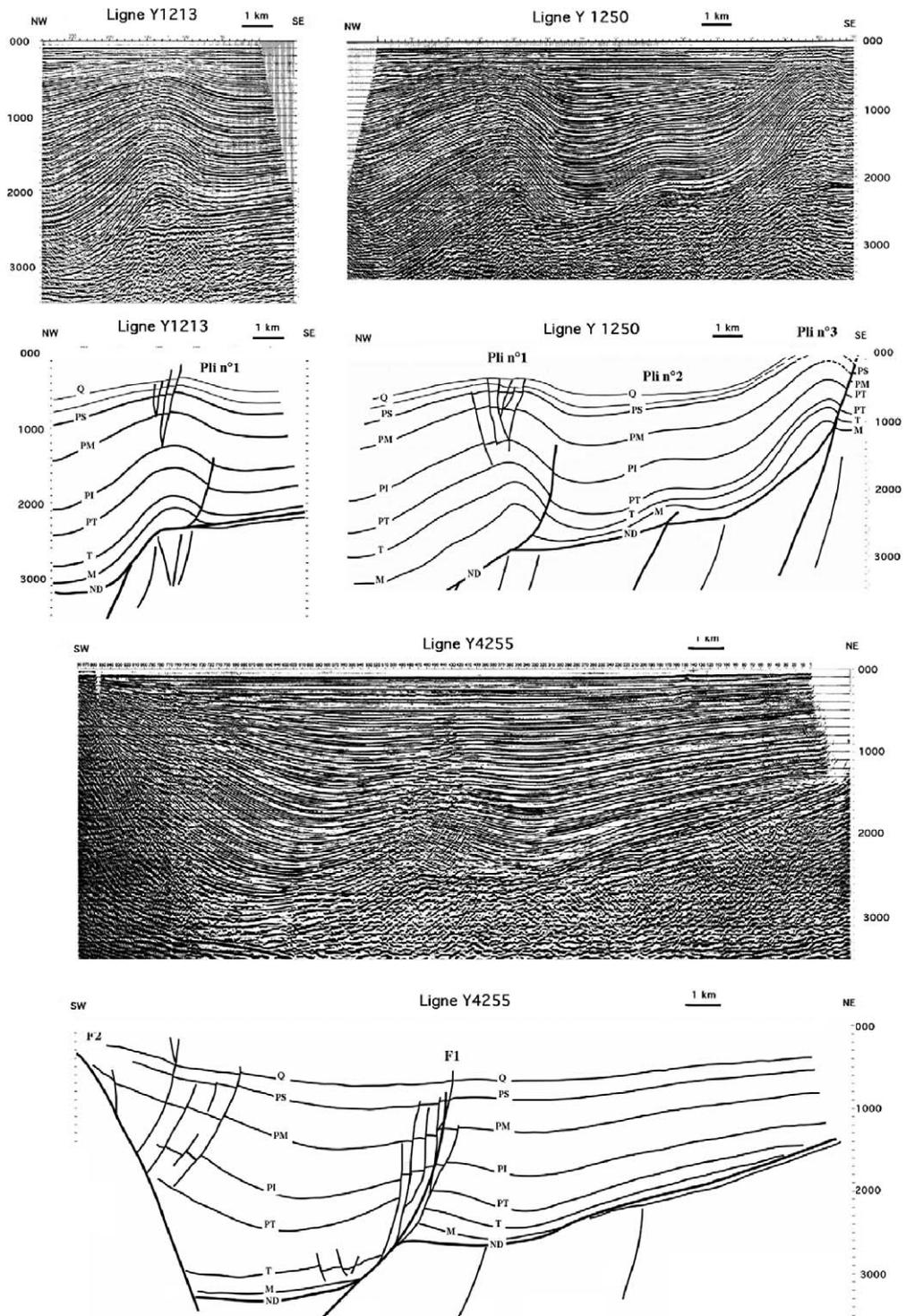


Fig. 2. Profils sismiques (localisation Fig. 3) et interprétations. Les échelles verticales sont en temps double : (ND) niveau de décollement ; (M) toit du Messinien ; (T) toit des argiles de potiers (Tabianien) ; (PT) toit des sables jaunes (post-Tabianien) ; (PI) Pliocène inférieur ; (PM) Pliocène moyen ; (PS) Pliocène supérieur ; (Q) niveaux non datés dans le Quaternaire.

Fig. 2. Seismic lines (localization Fig. 3) and interpretations. The vertical scale is in millisecond two way time: (ND) level of decollement; (M) top of Messinian; (T) top of Tabianian; (PT) top of yellow sands (post-Tabianian); (PI) Lower Pliocene; (PM) Middle Pliocene; (PS) Upper Pliocene; (Q) some Quaternary levels.

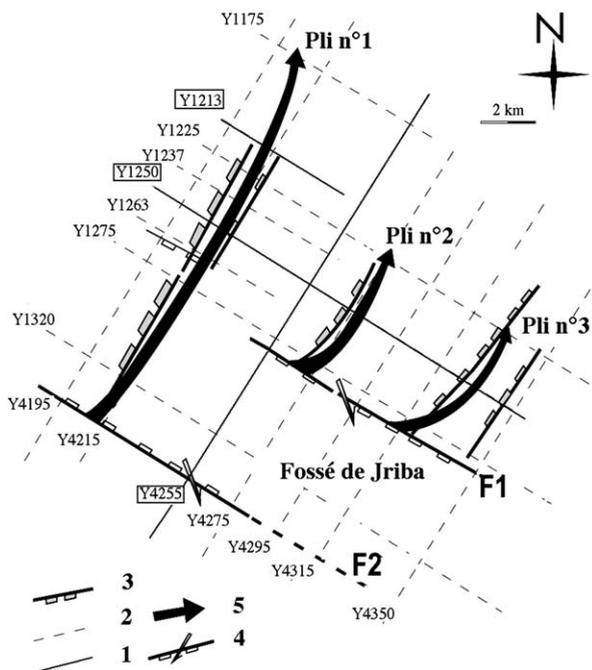


Fig. 3. Localisation (1) des profils sismiques illustrés, (2) des autres profils sismiques étudiés, du forage de Jriba-1 et schéma structural de la zone avec (3) les failles normales N30 à N40, visibles sous le décollement et qui localisent les rampes ; (4) les failles normales N140 à N160 qui délimitent le fossé de Jriba et (5) les axes anticlinaux des plis de rampe.

Fig. 3. Localization of (1) illustrated seismic lines, (2) other studied seismic lines; Jriba-1 borehole and structural scheme of the study area showing (3) N30 to N40 normal faults, beneath the decollement level and which provide the ramp locate; (4) N140 to N160 normal faults which delimit the Jriba trough and (5) anticline axes of fault-related folds.

Vu la densité des profils et la résolution de la stratigraphie, nous disposons d'une bonne vision 3D de l'évolution latérale des horizons stratigraphiques, des discontinuités mécaniques et sédimentaires (failles et discordances), ainsi que des structures. À titre d'exemple, nous avons choisi de présenter ici trois profils (Fig. 2).

Les profils sismiques (Y1250 et Y1213) (Fig. 2), orientés NW–SE, montrent deux mégaséquences distinctes. D'une part, une partie basale à configuration parallèle à chaotique, affectée par des failles normales et, d'autre part, une partie sommitale à configuration parallèle à subparallèle, marquée essentiellement par des déformations souples (plis n^{os} 1, 2 et 3) ou peu cassantes. Les couches de cette partie sommitale dessinent un éventail qui s'ouvre vers le nord-ouest et qui témoigne d'une subsidence différentielle.

Les deux parties sont séparées par une discontinuité dont la signification mérite d'être discutée. Cette discontinuité possède les caractéristiques suivantes :

- elle n'est pas fixée par la stratigraphie et passe du Messinien au nord-ouest au Tabien au sud-est ;
- elle est constituée de segments parallèles aux horizons sous-jacents et de segments qui présentent une obliquité de l'ordre de 15 à 30° avec les mêmes horizons sous-jacents, ce qui se matérialise par des troncatures ;
- elle détermine également des troncatures dans la partie supérieure, et ce, particulièrement au niveau des plis (Fig. 2).

Par ailleurs, il existe une relation spatiale entre la localisation des plis, des segments obliques de la discontinuité et des failles normales qui affectent la partie basale. Enfin, on note que les flancs sud-est de certains plis sont affectés par des failles inverses qui semblent s'envoyer dans la discontinuité, suggérant ainsi que cette dernière constitue une surface de glissement de la partie supérieure par rapport à la partie inférieure.

Cette dernière observation, et de façon plus générale, l'ensemble des observations précédentes suggèrent que la discontinuité corresponde à un niveau de décollement associant plats et rampes. Ces dernières se seraient initiées au niveau des faisceaux de failles normales, suivant un modèle maintenant classique [6, 11]. Les plis localisés au-dessus des rampes auraient valeur de « plis de rampe », de type « pli de propagation » [13,15]. Comme aucune déformation significative n'est connue au sud-est du pli n° 3, on doit supposer que le déplacement sur le niveau de décollement devient nul à l'avant de ce pli, ce qui implique que le rejet à l'arrière est totalement accommodé sous la forme du raccourcissement de l'allochtone. Ce raccourcissement peut être évalué à 1 km sur le profil Y1250. Le Pliocène supérieur, et des niveaux du Quaternaire, étant affectés par les plis de rampe, on est en droit de supposer, dans le contexte régional, que le fonctionnement du décollement est contemporain de la phase villafranchienne.

Les plis, les rampes et les failles visibles sur les profils illustrés peuvent être suivis sur les autres profils parallèles ; ces structures ont toutes une direction N030 à N040, soit globalement parallèle aux profils sismiques NE–SW.

Le profil sismique NE–SW (Y4255) (Fig. 2) est donc parallèle aux troncatures, qui y sont de ce fait très peu visibles ; c'est également le cas pour le niveau de décollement. La localisation de ce niveau repose donc sur des informations obtenues, par croisement avec les profils NW–SE. Sur ce profil Y4255, on constate la présence de deux failles majeures (F1 et F2), à regard opposé, qui dessinent un important graben à remplissage Miocène tardif et surtout Pliocène inférieur. Ce graben,

de direction N140 à N160, constitue le fossé de Jriba s.s. qui est donc perpendiculaire aux plis.

Le niveau de décollement, bien que postérieur au fonctionnement du graben, est, au même titre que les repères stratigraphiques, décalé par les failles bordières. On doit donc s'attendre à ce que celles-ci aient un rôle important, voire déterminant, en tant que guide du déplacement lors de la compression, c'est ce que nous proposons de discuter maintenant.

3. Discussions

À partir de l'interprétation de l'ensemble de profils sismiques, on a pu élaborer un schéma structural (Fig. 3). On y reconnaît notamment :

- sous le niveau de décollement, le réseau de failles normales qui comprend deux familles perpendiculaires (NE–SW et NW–SE) ;
- au dessus du niveau de décollement, les plis dont la localisation est corrélée avec celle des failles normales sous-jacentes.

On remarque également que les failles (N160) bordières du fossé de Jriba constituent des limites brutales des plis vers le sud-ouest ; ces plis n'ont qu'une seule fermeture périclinale au nord-est. Ainsi, il existe un plissement différentiel entre des compartiments limités par ces failles N160 qui fonctionnent comme failles de déchirure [12]. Ces plissements différentiels se manifestent par des taux de raccourcissement différents dans les compartiments et, par voie de conséquence, par des valeurs de raccourcissement à l'arrière, également différentes. L'absence, sur les profils, de rampe latérale et de plis associés permet de conclure au parallélisme entre ces failles héritées et la direction de raccourcissement. La structure de l'ensemble de la zone étudiée est résumée sur la Fig. 4.

Notre interprétation suppose que les raccourcissements différentiels observés dans notre zone accommodent, à la faveur de failles de transfert, une hétérogénéité de déplacement imposée à l'arrière. Sur le plan cinématique, la mise en place de l'ensemble des trois plis s'est faite dans un intervalle de temps très court pendant le Quaternaire (Villafranchien) ; en effet, l'examen des *on-laps* des niveaux post-plissement ne permet pas de déceler une chronologie relative entre les différents plis. Néanmoins, il est très probable que le pli n° 1 s'est mis en place légèrement après les autres (séquence nonconforme, *out-of-sequence* [4,5]). En effet, cet anticlinal, n'est pas décalé par la faille bordière orientale du fossé de Jriba ; la croissance de cet anticlinal est donc posté-

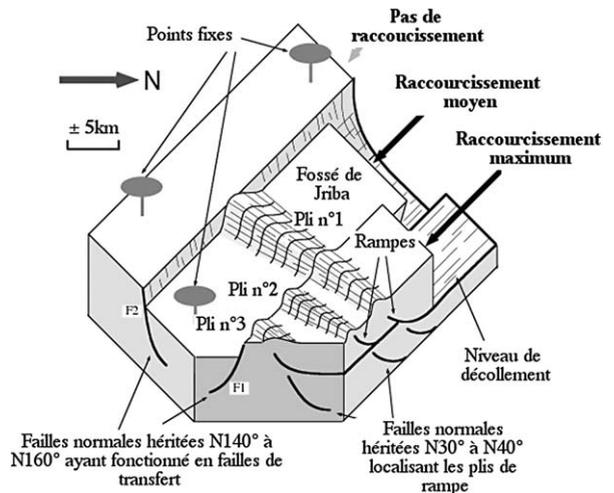


Fig. 4. Bloc diagramme synthétique de la zone d'étude (situation avant le comblement par les dépôts du Quaternaire supérieur). Le décollement à la faveur duquel se fait le plissement se situe, selon les compartiments, à des profondeurs différentes. Le raccourcissement est différent selon les compartiments et cette différence est accommodée par des plis de rampe.

Fig. 4. Synthetic diagram study area. The décollement associated with fault-related folds is located at different depths depending on compartments. The shortening is also depending on compartments and this difference is accommodated by fault-related folds.

rieur au dernier mouvement décrochant de la faille. Or, ce dernier mouvement est associé à la croissance des plis n°s 2 et 3 qui sont donc, par voie de conséquence, antérieurs au pli n° 1.

4. Conclusions

La région étudiée, située dans l'*offshore* tunisien, à l'avant du front Atlasique a donc subi, au Villafranchien, une déformation caractérisée [1] par l'activation d'un niveau de décollement et [2] par la croissance de plis de rampe. L'expression de cette déformation est contrôlée par un réseau de failles normales héritées de la phase de distension du Miocène supérieur. Les failles orientées NE–SW ont notamment localisé la position des rampes et des plis de rampe, alors que les failles NW–SE ont compartimenté la région en une série de blocs, à l'intérieur desquels le raccourcissement est hétérogène. Il s'agit d'une interprétation nouvelle pour la tectonique compressive de cette région, qui pourrait permettre une nouvelle évaluation des potentialités pétrolières.

Par ailleurs, même si des déformations sont connues depuis longtemps à l'avant du front Atlasique, c'est la première fois que des raccourcissements d'ordre kilométrique sont envisagés. En dépit du caractère relative-

ment approximatif de la définition d'un front de chaîne, il pourrait paraître légitime de modifier le tracé classiquement admis en Tunisie, notamment s'il apparaît que le modèle proposé ici peut être appliqué aux autres structures compressives de la région.

Enfin, ce modèle pose la question des conditions aux limites et, spécialement, de la déformation imposée à l'arrière de la structure : quelles sont les structures qui, dans l'arrière-pays relatif, transmettent vers l'avant des déformations d'ampleur différente de part et d'autre de failles de déchirure ? La réponse à cette question nécessite probablement un nouvel examen d'une vaste zone à l'arrière du front Atlasique (Fig. 1), où abondent des grabens qui recoupent et interrompent des anticlinaux atlasiques.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Comité mixte de coopération franco-tunisienne (CMCU) qui a rendu cette étude possible, ainsi qu'un rapporteur anonyme.

Références

- [1] M. Bédir, Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissements de la marge atlasique de Tunisie, séismostratigraphie, séismotectonique et implications pétrolières, thèse d'État, Tunis, 1995.
- [2] A. Ben Ferjani, P.F. Burollet, F. Mejri, Petroleum Geology of Tunisia, ETAP, Tunis, 1990 (194 p.).
- [3] H. Ben Salem, Contribution à l'étude de la géologie du Cap Bon. Stratigraphie, tectonique et sédimentologie, thèse, Tunis, 1992 (203 p.).
- [4] S.E. Boyer, D.E. Elliott, Thrust systems, AAPG Bull. 66 (9) (1982) 1196–1230.
- [5] R.W.H. Butler, Thrust sequences, J. Geol. Soc. Lond. 144 (1987) 619–634.
- [6] G. Creuzot, É. Mercier, J. Ouali, M.-M. Turki, Héritage distensif synsédimentaire et structuration chevauchante : apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghwan (Atlas tunisien), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 314 (1992) 961–965.
- [7] A. El Ghali, N. Ben Ayed, C. Bobier, F. Zargouni, A. Krifa, Les manifestations tectoniques synsédimentaires associées à la compression éocène en Tunisie : implications paléogéographiques et structurales sur la marge nord-africaine, C. R. Geoscience 335 (2003) 763–771.
- [8] N. Ellou, Étude de la subsidence de la Tunisie atlasique, orientale et de la mer pélagienne, thèse de 3^e cycle, Paris, 1984 (128 p.).
- [9] P. Halle, Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique, thèse, université Besançon, 1983 (161 p.).
- [10] S. Khomsi, M. Bédir, M. Soussi, M.G. Ben Jemia, K. Ben Ismail-Latrache, Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Éocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel) : généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord, C. R. Geoscience 338 (2006) 41–49.
- [11] S. Marshak, N. Woodward, Introduction to cross-section balancing, in: S. Marshak, G. Mitra (Eds.), Basic Methods of Structural Geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1988, pp. 303–332.
- [12] K.R. McClay, Glossary of thrust tectonics terms, in: K.R. McClay (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, 1992, pp. 419–433.
- [13] E. Mercier, F. Outtani, D. Frizon de Lamotte, Late evolution of fault-propagation folds: principles and example, J. Struct. Geol. 19 (1997) 185–193.
- [14] M. Patriat, N. Ellouz, Z. Dey, J.-M. Gaulier, H. Ben Kilani, The Hammamet, Gabès and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history, Sediment. Geol. 156 (1–4) (2003) 241–262.
- [15] J. Suppe, Principles of Structural Geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA, 1985 (537 p.).
- [16] E. Winnock, F. Bea, Structure de la mer Pélagienne, in: La mer Pélagienne, Géol. Méditerran. V I (1) (1979) 35–40.