

ANATOMIE D'UNE MARGE PASSIVE HYBRIDE. MARGE IFNI/TAN-TAN (SUD DU MAROC) AU MESOZOIQUE : APPORTS DES DONNEES GEOPHYSIQUES

N. Abou Ali*, E.H. Chellai** et M. Nahim***

RÉSUMÉ

La constitution de la marge Ifni/Tan-Tan a commencé lors de la distension triasico-liassique et s'est poursuivie pendant l'ouverture de l'Atlantique central, qui a eu lieu au Jurassique, jusqu'à l'actuel. Située au Sud du linéament sud atlasique entre deux domaines géotectoniques variés : un domaine au Nord où l'effet de la tectonique atlasique et alpine est très spectaculaire et un domaine au Sud où cet effet est très discret, la marge Ifni/Tan-Tan est caractérisée par des séries post-rift peu déformées et perturbées, en mer, par des montées diapiriques de sel. Ces séries, qui masquent en totalité les structures du rift, ont pu être étudiées grâce à l'exploitation de nombreuses données acquises par l'exploration pétrolière (sismique réflexion et forage) et à l'analyse de données de champ de potentiel (gravimétrie et magnétisme).

L'étude des structures du rift, à terre et en mer, met en évidence l'opposition entre deux secteurs de plate-formes : (i) un secteur au NE où le toit du substratum anté-rift est peu profond et où le style structural dominant est celui de demi-grabens séparés par des horsts et (ii) un secteur au SW où dominent les grabens.

Cette étude montre que deux types structuraux et deux modes d'extension peuvent coexister à une centaine de kilomètres l'un de l'autre sur une même marge passive. Ces différences sont imposées par les structures héritées de l'évolution hercynienne.

Mots-clés: Maroc ; Marge passive ; Rift ; Sismique réflexion ; Magnétisme ; Gravimétrie ; Mésozoïque.

ABSTRACT

The formation of the Ifni/Tan-Tan margin started during the Triassic-Liassic extensional event, and continued during the Jurassic to present opening of the central Atlantic. This margin is located to the S of the South-Atlas lineament, between two contrasted geotectonic scenarios: the N, where the effect of the atlasic and alpine tectonics is spectacular, and the S, where this does not occur. The Ifni/Tan-Tan margin is characterized by a series of post-rift deposits only slightly deformed and disturbed by salt diapirism towards the ocean. These series completely mask the structures of the rift, and they have been studied with the abundant information gathered by the oil exploration campaigns (seismic reflection and drilling), and with the analysis of gravimetrical and magnetic field-potential data.

The study of the rift structures (both inland and offshore), highlights the difference between two sectors of the platform: (i) a NE sector, where the upper part of the pre-rift substratum is not very deep, and where the dominating structural style is constituted by half-grabens and horsts; and, (ii) a SW sector where grabens dominate.

This paper shows that two structural styles and modes of extension can coexist on the same passive margin, one hundred kilometers apart. The differences described here are imposed by the structures inherited from the Hercynian evolution.

Key words: Passive margin, Rift, Seismic reflexion, Magnetism, Gravimetry, Mesozoic.

* Département Génie des Procédés et Environnement. Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia. B.P. 146, 20 650. Mohammedia- Maroc.

** Département de Géologie. Faculté des Sciences Semlalia. B.P. 2390, Marrakech- Maroc.

*** ONHYM. B.P. 8030. Rabat- Maroc.

Introduction

La marge Ifni/Tan-Tan (29° 40' N, 28° 20' S) correspond à la portion Nord du segment de Tarfaya (Hinz *et al.*, 1982). Ce secteur de la marge marocaine, situé juste au sud du linéament sud atlasique, couvre une superficie d'environ 7500 km² et s'étend sur 200 km le long de la côte entre Tarfaya (au Sud) et Agadir (au Nord). Bordé à l'Est par l'Anti-Atlas occidental, il fait partie d'une série de bassins mésozoïques et cénozoïques superposés sur un socle constitué de formations paléozoïques et précambriennes visibles immédiatement à l'Est de la ligne de rivage actuelle sous forme de petites îles proches de la côte (Fig. 1).

D'un point de vue physiographique, la marge Ifni/Tan-Tan présente toutes les caractéristiques des marges passives, avec une plate-forme continentale, une pente continentale, un glacis et une plaine abyssale (Fig. 1). La largeur de la plate-forme est faible au Nord de la marge (25 à 30 km) et est relativement plus large au Sud (plus de 100 km). La pente continentale présente une déclivité d'environ 3% (Flament-Lieffrig, 1979) et sa limite inférieure, contrairement à celle de la plate-forme continentale, ne suit pas le tracé des isobathes. Le glacis est interrompu par les rides Canaries de direction NNE-SSW. Au large d'Ifni et de Tan-Tan, le plateau, la pente et le glacis continentaux sont entaillés par des chenaux et canyons de dimensions variables.

La marge Ifni/Tan-Tan a fait l'objet de divers travaux de géologie générale qui ont mis en évidence la nature de son socle (Choubert, 1963 ; Michard, 1976 ; Yazidi, 1976 ; Benziane et Yazidi, 1982 ; Soulaïmani *et al.*, 1997 ; Soulaïmani, 1998 ; Belfoul *et al.*, 2001). Les études de sub-surface restent, en revanche, peu nombreuses (El Khatib *et al.*, 1995 ; Nahim, 1996 ; Le Roy *et al.*, 1997).

Dans cet article, nous proposons d'élucider le rôle de la réactivation des structures hercyniennes (failles chevauchantes compressives) dans la création des bassins triasico-liasiques de la marge Ifni/Tan-Tan. Par ailleurs nous mettrons en évidence la nature du style structural régnant dans cette marge pendant le stade de rifting ainsi que son évolution pendant le stade post-rifting. Ce type d'investigation a été rendu possible grâce à l'exploitation de nombreuses données récentes acquises par l'exploration pétrolière (sismique réflexion, forages) et à l'analyse de données de champ de potentiel (gravimétrie et magnétisme).

Géologie régionale

La marge Ifni/Tan-Tan occupe une position charnière et clef dans la marge sud marocaine car elle est

située à la fois juste au sud du linéament sud atlasique et entre deux domaines géotectoniques variés : un domaine au Nord où l'effet de la tectonique atlasique et alpine est très spectaculaire et un domaine au Sud où cet effet est très discret. Le secteur terrestre, désigné par Ifni/Tan-Tan onshore, situé dans le Maroc sud-occidental le long de la côte, fait partie du grand bassin côtier Ifni-Lâayoune (Fig. 1). Il est caractérisé par une puissante série Mésozoïque (plus de 5.000 m) s'appuyant sur un socle constitué essentiellement de granites précambriens et de formations paléozoïques déformées et parfois érodées.

La stratigraphie de cette marge (Fig. 2) est fournie d'une part par les puits Ifni-1, Tan-Tan-1, MO-4 et Chebeika-1 (visibles sur la figure 1) et d'autre part à partir des données de géologie de surface en provenance de la littérature (Choubert *et al.*, 1966 ; Martinis et Visintin, 1966 ; Yazidi, 1976 ; Flament-Lieffrig, 1979 ; Benziane et Yazidi, 1982 ; Rank *et al.*, 1982 ; El Albani, 1995 ; Soulaïmani *et al.*, 1997 ; Soulaïmani, 1998 ; Bettar et Méon, 2001 et Belfoul *et al.*, 2001).

Le Précambrien est représenté par des conglomérats, calcaires et argilites, roches volcaniques et intrusions granitiques. Le Cambrien commence par des calcaires argileux, surmontés par des argiles, grès et argilites sableuses. L'Ordovicien est représenté par une séquence d'argilites, grès et calcaires et le Silurien par des argilites à graptolithes. Le Dévonien montre une alternance argilo-gréseuse et des calcaires récifaux. Le Carbonifère est représenté par une série d'argilites et de grès coiffée de lits de calcaires. Les travaux antérieurs montrent que le socle anté-triasique de la zone côtière entre Ifni et Tan-Tan représente l'avant-pays externe de la chaîne hercynienne anti-atlasique dont l'histoire structurale hercynienne est polyphasée (Hassenforder, 1987, Soulaïmani *et al.*, 1997 ; Belfoul *et al.*, 2001).

Le Trias montre une série détritique à sills de basaltes doléritiques et à intercalations évaporitiques témoignant d'un environnement confiné. La transition à un régime de sédimentation en mer ouverte s'est graduellement effectuée au cours du Lias-Dogger avec l'établissement d'une plate-forme carbonatée. Le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires marneux, des calcaires bioclastiques et des calcaires récifaux à intercalations marneuses, argileuses et gréseuses (formation de Puerto-Cansado). Cette structure traduit une évolution régressive qui a culminé au Jurassique supérieur (Tithonique), voire au Crétacé inférieur (Valanginien), par une phase d'érosion régionale et une lacune probable à la base de la série Crétacé en relation avec une chute globale du niveau marin (Haq *et al.*, 1987).

Au Crétacé inférieur, cette tendance régressive continue pendant le Valanginien où une épaisse

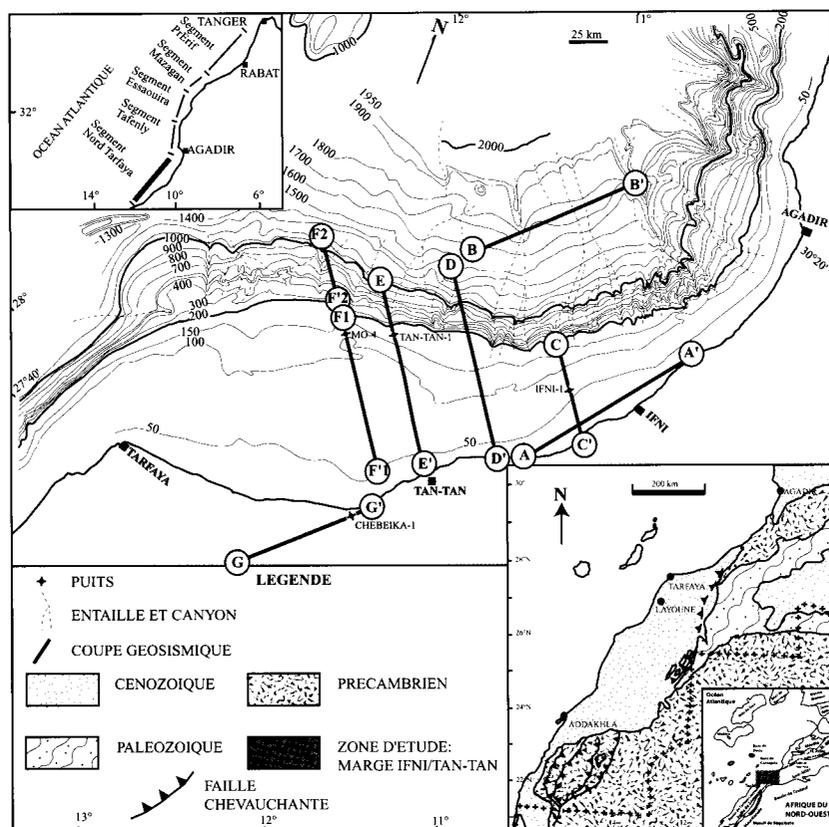


Fig. 1.—Carte géologique simplifiée du bassin de Tarfaya-Laâyoune et régions limitrophes : plan de position des données de forage et de sismique réflexion.

série de sédiments continentaux, deltaïques et marins peu profonds (formation des Sables de Tan-Tan) s'est accumulée dans la zone Ifni/Tan-Tan. Vers l'ouest de cette zone, on passe latéralement à des faciès turbiditiques rencontrés dans le puits Haute Mer-1 (situé au Sud, hors de notre zone d'étude). Une nouvelle transgression représentée par des dépôts lagunaires, tidaux et marins peu profonds (formation des Calcaires d'Aguidir) s'instaure dans la région à partir de l'Aptien supérieur/Albien moyen/supérieur.

Cette tendance transgressive persiste pendant la base du Crétacé supérieur dont les dépôts montrent des faciès carbonatés et marneux plus profonds. A partir du Santonien-Campanien, on assiste au dépôt d'une série de plate-forme interne à lumachelles, marnes silteuses et argilites témoignant d'une régression qui amènera la région à une émergence complète à la fin du Crétacé supérieur.

Le Tertiaire est séparé du Crétacé supérieur par une discordance érosionnelle régionale. A un Paléocène-Eocène principalement carbonaté et extrêmement mince fait suite un Oligocène et un Miocène

constitués essentiellement par des argiles et des silts à intercalations calcaires et gréseuses.

Structure de la marge

Nous décrivons ici la structure de la marge Ifni/Tan-Tan en se basant sur l'analyse des cartes gravimétriques et magnétiques ainsi que sur l'interprétation des sections sismiques les plus significatives.

Analyse de la carte gravimétrique (Fig. 3a, b)

La carte gravimétrique de Bouguer (Van Den Bosch, 1971) montre un accroissement régional des valeurs gravimétriques de l'est vers le nord-nord-est. Sur la carte gravimétrique résiduelle, les anomalies gravimétriques négatives détectées le long de la côte sont interprétées comme étant la réponse d'un socle granitique. Au NE du puits Ifni-1 et vers la partie centrale du bassin, on cons-

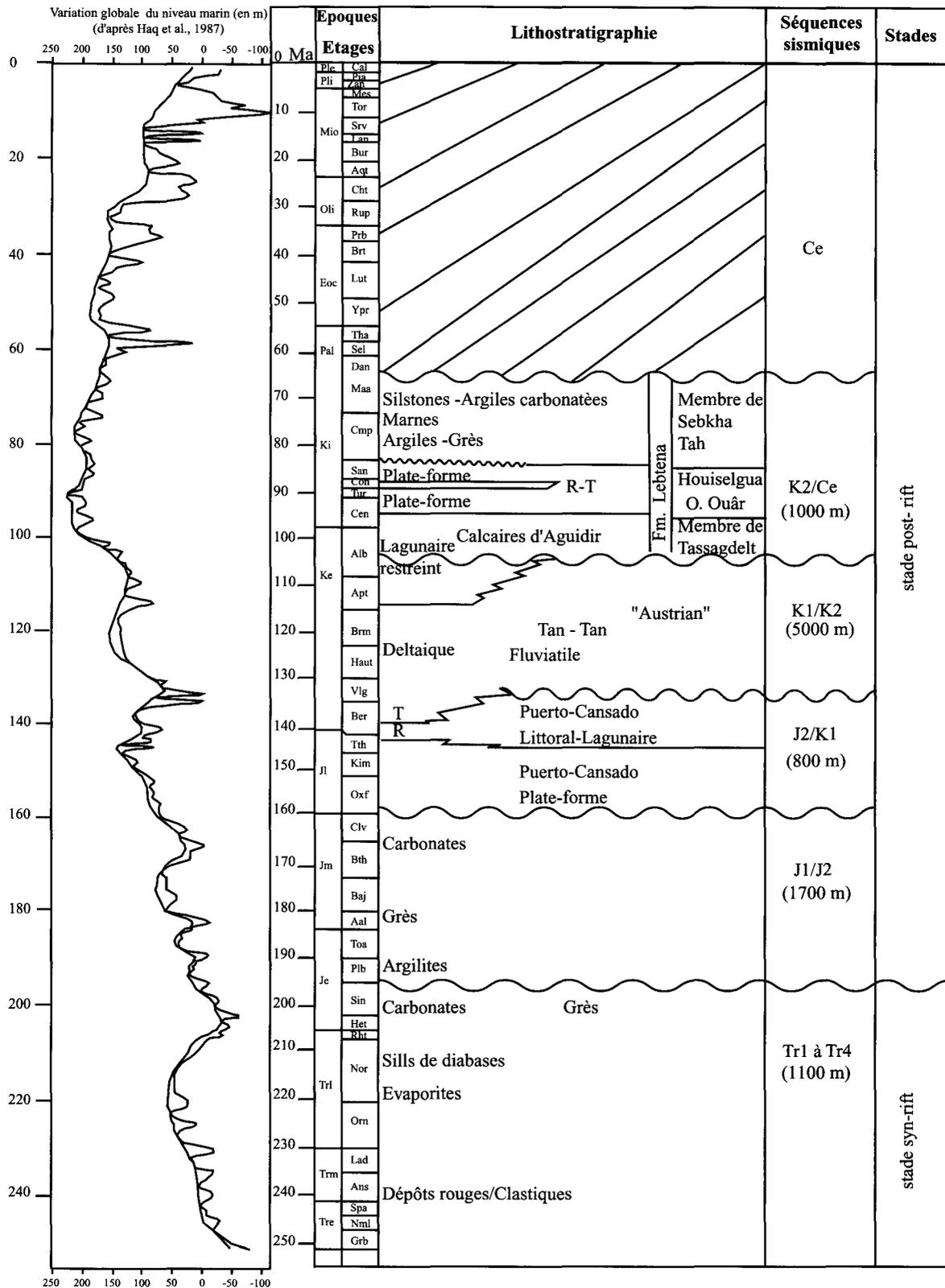


Fig.2.—Stratigraphie sismique du mésozoïque de la marge Ifni/Tan-Tan

tate la présence d'un certain nombre d'anomalies gravimétriques positives situées sur les périphéries d'une anomalie importante de plus de 5 mgal. Cette dernière est due probablement au développement d'un bassin sédimentaire durant la phase de rifting.

Analyse de la carte magnétique (Fig. 3c)

La carte magnétique résiduelle montre cinq zones distinctes : (i) une zone située au Nord-Est présentant une anomalie magnétique élevée (plus de 80 nTs) suggérant que le socle magnétique n'est pas très enfouie (ii) une zone située au Sud-Ouest, présentant une anomalie magnétique moyenne (35 nTs au maximum) suggérant un probable soulèvement du socle magnétique (iii et iv) deux zones l'une située aux alentours du puits Ifni-1 et l'autre autour du puits Tan-Tan-1 à anomalie magnétique faible (10 nTs au maximum) dont la cause est due vraisemblablement à la présence des éléments magnétiques intrasédimentaires et (v) une zone située entre ces deux puits à anomalie magnétique moyenne (25 nTs au maximum) due probablement au soulèvement du socle magnétique.

Analyse des sections sismiques de la région d'Ifni

La ligne AA' (Fig. 4a), située plus proche du rivage, montre la superposition de trois unités structurales : (i) une unité inférieure constituée de structures chevauchantes (ii) une unité médiane constituée de structures distensives, représentées par des demi-grabens séparés de horst et dont la largeur et la profondeur augmentent du Nord au Sud (iii) une unité supérieure relativement calme. Ces trois unités correspondent respectivement aux stades pré-rift, syn-rift et post-rift.

La ligne BB' (Fig. 4b), située dans le bassin profond, montre par contre une marge à structures salifères. D'après la terminologie de Jackson et Talbot (1986), Il s'agit de dômes et de diapirs salifères. Le socle situé sous ces structures salifères est faillé et les blocs basculés sont inclinés vers l'axe du rift.

La lignes CC' (Fig. 4c) passant par le puits Ifni-1 montre également les trois unités identifiées auparavant. Au dessus de l'unité pré-rift caractérisée ici par des structures chevauchantes à vergence vers l'ouest, l'unité syn-rift est représentée par une structure distensive constituée de deux demi-grabens séparés de horst (horst d'Ifni). L'unité supérieure est affectée de deux types de structures : (i) des structures distensives attribuées à une tectoni-

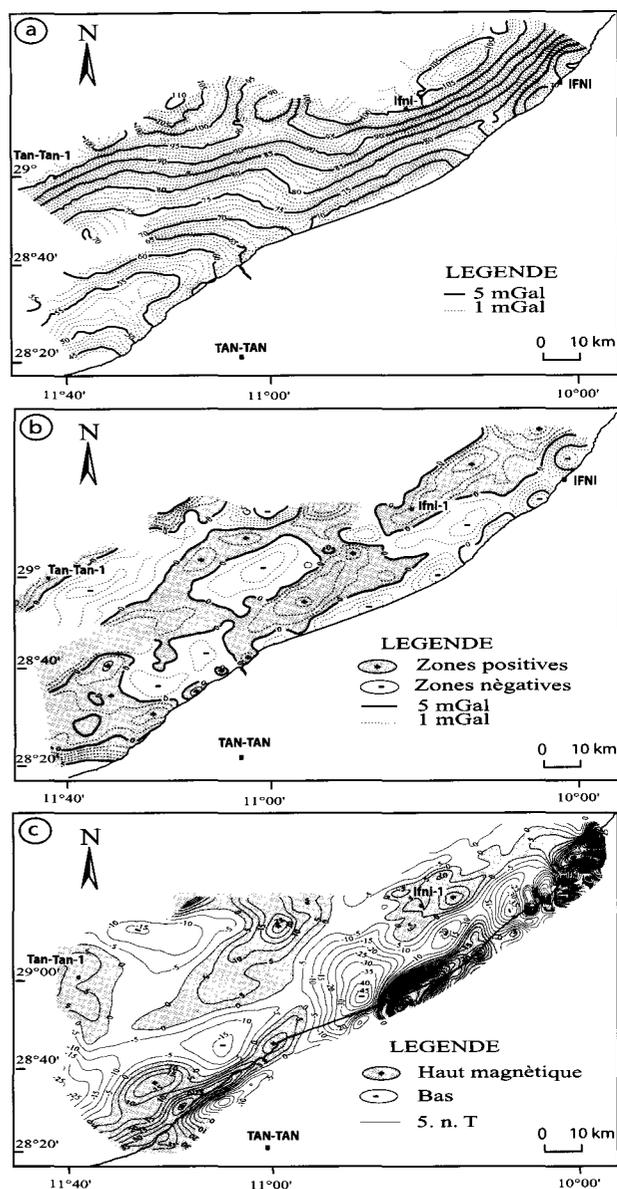


Fig. 3.—Cartes gravimétriques et aéromagnétique de la marge Ifni/Tan-Tan. a) carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer (densité 2.67 G/CC) ; b) carte gravimétrique résiduelle ; c) carte magnétique résiduelle.

que gravitaire en relation avec la subsidence de la marge et (ii) des structures compressives représentées par de petits plis rattachés à la tectonique atlasique.

La ligne DD' (Fig. 4d) montre également le même nombre de demi-grabens. Cependant le demi-graben oriental n'est pas visible en sa totalité sur cette ligne. Le demi-graben occidental présente à son côté SE un petit graben de compensation.

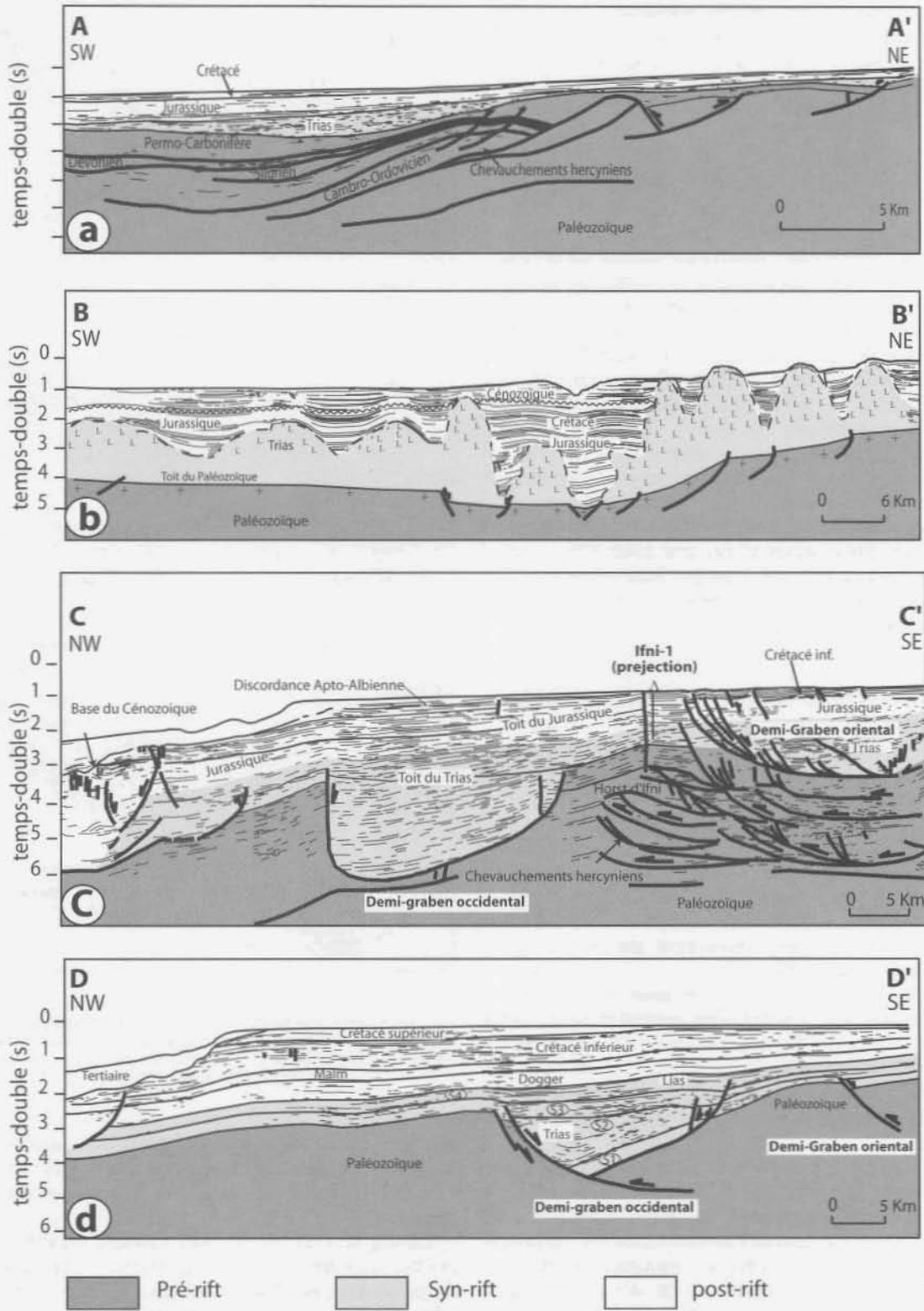


Fig. 4.—Style tectonique de la marge Ifni/Tan-Tan (région d'Ifni). *a* et *b*) lignes sismiques parallèles au rivage ; *c* et *d*) lignes sismiques perpendiculaires au rivage. Pour la situation des lignes sismiques, voir Fig. 1.

Analyse des sections sismiques de la région de Tan-Tan (Fig. 5a, b1, b2, c)

La ligne EE' révèle l'existence d'une structure en graben de 40 km de large (graben de Tan-Tan) superposée à des structures chevauchantes hercyniennes du stade pré-rift. Le stade post-rift est matérialisé par des formations à structure monoclinale.

La ligne F1F1' montre à son côté SE des structures paléozoïques chevauchantes du stade pré-rift et une large structure en graben au centre de la ligne. Les formations du stade post-rift montrent un large synclinal à grand rayon de courbure.

La ligne F2F2', correspond à la continuité de la ligne F1F1', cette ligne met en évidence deux faits qui sont (i) la dislocation de la plate-forme jurassique et (ii) la tectonique gravitaire qui accompagne les dépôts du delta de Tan-Tan.

La ligne GG' révèle, quant à elle, la présence d'une large structure en graben nommée graben de Chebeika sur un socle finement lité. Cette ligne montre le biseautage des formations du Lias et du Dogger.

Nous en concluons que les structures du stade syn-rift sont représentées du Nord au Sud de la marge par des demi-grabens séparés de horst et par des grabens.

Les demi-grabens sont limités par des failles bordières listriques de direction NW qui contrôlent la sédimentation (Wernicke et Burchfield, 1982). Ces failles, qualifiées de majeures ou «thick-skin faults» (Mann, 1989), deviennent horizontales dans le socle vers des profondeurs de 6 à 8 km et s'enracinent au sein de structures hercyniennes compressives (lignes AA', CC' et DD', Figs. 4a, 4c et 4d respectivement). Il s'agit donc d'une inversion négative. Ces demi-grabens sont matures ou plus rarement juvéniles (Rosendahl, 1987) et séparés ou non de horst. Le puit Ifni-1 a été foré sur l'un de ces blocs de horst (ligne CC', Fig. 4c).

Les grabens paraissent plus au moins symétriques (lignes EE', F1F1' et GG' (Figs. 5a, 5b1 et 5c). Leurs failles bordières s'enracinent également au sein de structures compressives hercyniennes ; le graben de Tan-Tan en est un très bon exemple. Ce dernier est le résultat d'une parfaite inversion négative faisant intervenir des structures hercyniennes à double vergence.

Pendant la phase post-rifting, le style structural cassant identifié au stade de rifting persiste. Il se manifeste par des failles verticales au rebord de la plate-forme continentale et par des failles listriques de croissance au niveau des dépôts deltaïques au delà du talus. Cette tectonique cassante est interprétée comme étant le résultat de la subsidence de la marge Ifni/Tan-Tan au cours du Mésozoïque. Des structures compressives sous forme de plis (Fig. 4c), de synclinaux à grand rayon de courbure (lignes

F1F1' et GG'; Figs. 5b1 et 5c) et de monoclinaux apparaissent sur les sections. Elles sont attribuées à la tectonique atlasique.

La marge Ifni/Tan-Tan montre, en outre, des structures allochtones salifères, au delà du talus actuel à la base de la série du Crétacé inférieur (ligne F2F2', Fig. 5b2). Ces structures émanent toutes d'un seul niveau de décollement qui associe le glissement gravitaire du sel à un système de failles normales de croissance de type listrique peu profondes. L'ascension du sel couplée à une tectonique gravitaire initiée par les failles de croissance des dépôts deltaïques créent une large structure en rollover (Xiao et Suppe, 1992).

Sismo-stratigraphie et faciès sismiques

Pendant la phase de rifting, nous avons identifié quatre séquences tectono-stratigraphiques au sein des demi-grabens d'Ifni (Fig. 4d) et du graben de Tan-Tan (Fig. 5a). Au sein des demi-grabens d'Ifni, quatre faciès sismiques sont identifiés : (i) un faciès divergent et continu, (ii) un faciès sub-parallèle et discontinu, (iii) un faciès parallèle et continu et (iv) un faciès parallèle et discontinu.

Le premier faciès, développé sur la plate-forme du demi-graben, est interprété comme étant des dépôts clastiques grossiers de remplissage de chenaux fluviaux, séparés verticalement par des sédiments fins de plaine alluviale.

Le deuxième faciès, développé en aval du premier, correspondrait à une succession gréso-pélimitique où les corps sableux représentant des barres de front deltaïque s'intercalent avec des sédiments de prodelta.

Le troisième faciès, développé dans la portion centrale du demi-graben, serait l'image sismique de dépôts fins d'origine lacustre. Les fortes amplitudes et la continuité des réflecteurs au sein de ce faciès témoignent également de la présence d'intercalations sableuses d'origine détritique.

Le quatrième faciès, développé uniquement contre la faille bordière, correspondrait à des dépôts de cônes alluviaux déposés le long de la ligne de plus grande instabilité tectonique.

Le graben de Tan-Tan (Fig. 5a) montre en outre un faciès aux réflecteurs sismiques de forte impédance acoustique. Ce faciès correspondrait à des diabases.

Pendant la phase post-rifting, nous avons également identifié quatre séquences sismostratigraphiques (Fig. 2) : les séquences J1/J2, J2/K1, K1/K2 et K2/Ce correspondant respectivement au Jurassique inférieur-moyen, au Jurassique supérieur, au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur.

Les faciès sismiques du Jurassique sont caractérisés d'une part par des réflecteurs internes disconti-

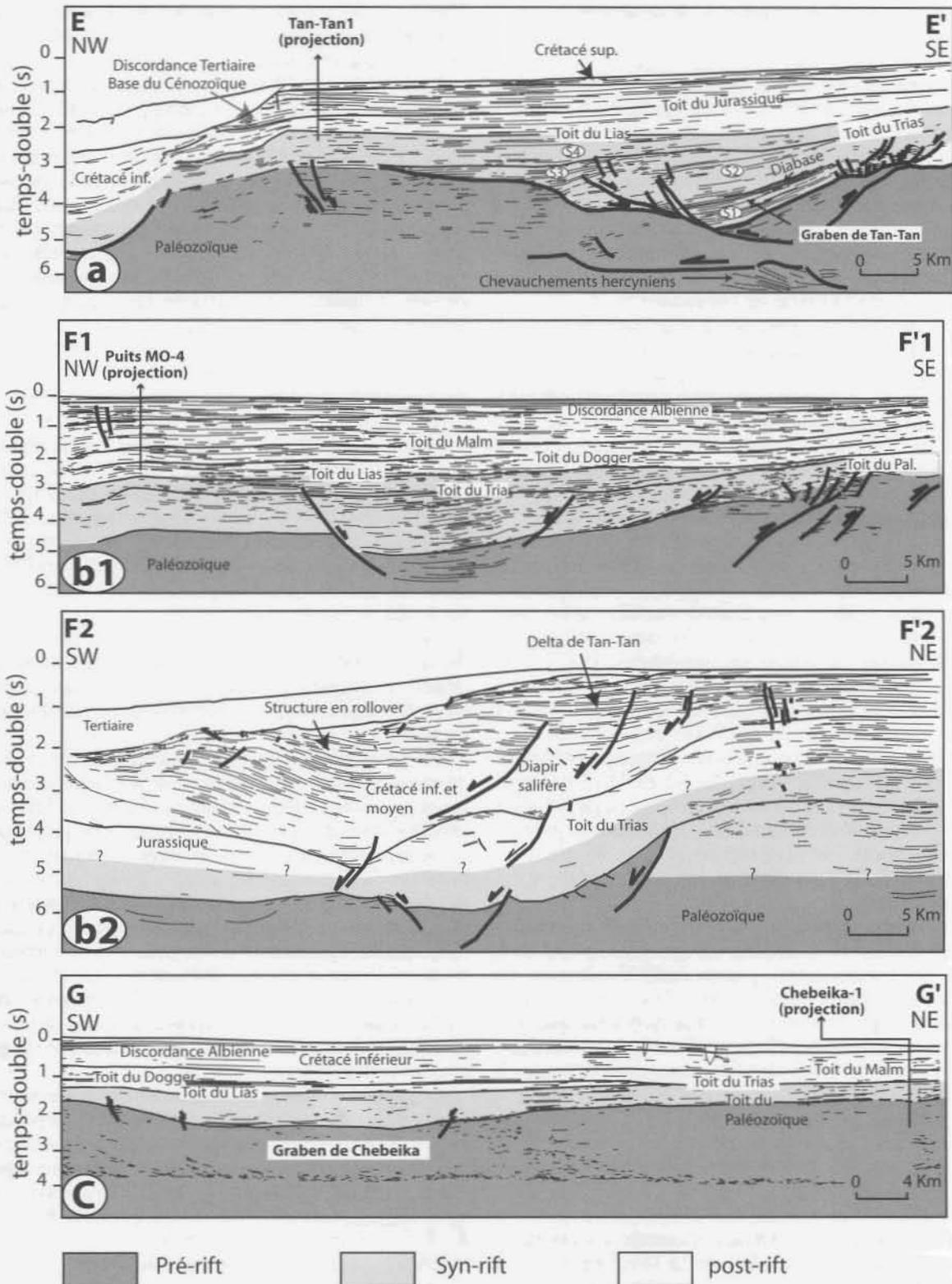


Fig. 5.—Style tectonique de la marge Ifni/Tan-Tan (région de Tan-Tan). a, b1 et b2) lignes sismiques perpendiculaires au rivage ;c) ligne sismique passant par le puits onshore Chebeika-1. Pour la situation des lignes sismiques, voir Fig. 1.

nus et de faibles amplitudes et d'autre part par des réflecteurs divergents et parallèles vers le bassin. Ces faciès traduisent une différenciation faciologique nette du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest matérialisée par le passage progressif d'une sédimentation terrigène (Sangree et Widmier, 1977) à une sédimentation carbonatée (Bubb et Hatlelid, 1977; Fontaine *et al.*, 1987). La figure 5b2 montre que la plate-forme carbonatée édiflée au Jurassique se voit détruire au Crétacé inférieur par le flux terrigène important acheminé par les rivières et déposé sous forme de deltas (delta de Tan-Tan). Selon la terminologie adoptée par Jansa (1981), cette plate-forme devient de type «seaward retreating carbonate platform» ou encore «destructional-type platform».

Les faciès sismiques du Crétacé inférieur montrent, au niveau de la plaine et la plate-forme deltaïque, des réflecteurs parallèles d'amplitude variable et une configuration en toit de bardeaux. Cette dernière est l'image sismique de deltas à dominance de vagues (Berg, 1982 ; Allen et Mercier, 1987). Les shales d'âge Aptien supérieur/Albien supérieur sont exprimés d'une part sous forme de paquets de réflecteurs de faible amplitude, parallèles continus et d'autre part sous forme d'unités transparentes.

Au Crétacé supérieur, les faciès sismiques sont caractérisés par des réflecteurs parallèles, continus sur de courtes distances, à amplitude variable et à fréquences moyennes à élevées.

Discussions et conclusions

Structures

Sur le plan structural et pendant le stade de rifting de l'Atlantique central, le secteur Nord de la marge Ifni/Tan-Tan est caractérisé par une tectonique cassante en horsts et demi-grabens. La dominance de ce style structural plaide plutôt en faveur de l'appartenance de ce secteur de la marge à une branche de rift ayant donné naissance à l'Atlantique central qu'à une zone de cisaillement (Uchupi, 1989). Le horst d'Ifni ainsi que tous les hauts magnétiques et gravimétriques identifiés correspondraient à des zones d'accommodation de type «high-relief extension parallel» (McClay *et al.*, 2002) et les demi-grabens, à polarité uniforme et basculés vers la bordure externe du rift, appartiendraient au domaine d'extension antithétique.

Dans le secteur Sud de la marge apparaissent les grabens de Tan-Tan et de Chebeika. Le passage du domaine à structures en demi-grabens au domaine à structures en grabens se fait par le biais d'accidents de transfert de direction N70° identifiés par sismique (Le Roy *et al.*, 1997) et par gravimétrie (Bologna *et al.*, 1992).

Ce changement (du Nord au Sud) dans le comportement structural de la marge Ifni/Tan-Tan pendant le stade rifting traduit deux faits essentiels : (i) le passage du Nord au Sud d'une plaque supérieure à une plaque inférieure (Lister *et al.*, 1986) et d'une marge «étroite» à une marge «large» (Malod, 1987) et (ii) le changement dans la vergence des structures paléozoïques sous jacentes qui ont donné naissance aux bassins triasico-liasiques de cette marge. Au Nord, les structures chevauchantes sont à vergence vers l'ouest alors qu'au Sud, ces mêmes structures sont à double vergence. Cette conclusion conforte un mécanisme de création de bassins triasiques de distension identique de part et d'autre de l'Atlantique central (Manspeizer, 1988 ; Burgess *et al.*, 1988 ; Laville et Piqué, 1991; Piqué et Laville, 1996). On reconnaît d'identiques différences structurales entre les parties Nord et Sud du lac Tanganyika du rift est-africain (Perrodon, 1988).

Pendant le stade post-rifting, la marge Ifni/Tan-Tan a également enregistré mais discrètement les effets de la tectonique atlasique.

Nature de la sédimentation

La compilation des observations relevées précédemment permet de caractériser la nature de la sédimentation triasique sur la marge Ifni/Tan-Tan. Celle-ci est constituée d'une série syntectonique atteignant plus de 1000 m et dont les séquences montrent de brusques variations latérales d'épaisseur. Cette série est constituée de dépôt siliciclastiques (dépôts de cônes alluviaux, fluviaux, deltaïques) qui sont par endroit intercalés avec des dépôts évaporitiques et volcaniques.

En guise de comparaison, le remplissage sédimentaire des demi-grabens triasiques est similaire à celui des lacs africains (Rosendahl, 1987; Meader, 1988, Frostick et Ried, 1990). Il se rattache également au modèle D de Leeder et Gawthope (1987). Par ailleurs, La différenciation sédimentologique régionale mise en évidence, surtout au Jurassique, est connue au niveau de la marge homologue nord américaine (Dillon *et al.*, 1988). La Perturbation des séries sédimentaires, en particulier des accumulations deltaïques par la montée des diapirs salifères (Fig. 4b), confère à la marge un caractère hybride (Kingstone *et al.*, 1983).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier l'Office national des Hydrocarbures et des mines (ONHYM), d'avoir mis à leur disposition les données complémentaires nécessaires à la rédaction de cet article.

Références

- Abou Ali, N., Chellai, E.H. et Nahim, M. (2003a). Evolution géodynamique d'un bassin de marge passive : exemple du Mésozoïque du bassin d'Ifni (Maroc atlantique). *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 452 : 9-18.
- Abou Ali, N., Chellai, E.H., Nahim, M., El Kamar, A., Boudda, A. et Zizi, M. (2003b). Les séquences post-rift du bassin d'Ifni (Maroc atlantique) Analyse de surface et de subsurface. *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 452 : 19-28.
- Allen, G.P. et Mercier, F. (1987). Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 : 1247-1269.
- Belfoul, M.A., Faik, F. et Hassenforder, B. (2001). Mise en évidence d'une tectonique tangentielle antérieure au plissement majeur de la chaîne hercynienne de l'Anti-Atlas occidental, Maroc. *J. African Earth. Sci.*, 32 : 723-739.
- Benziane, F. et Yazidi, A. (1982). Géologie de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Anti-Atlas occidental). *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 312, 113 pages.
- Berg, O.R. (1982). Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences : their application to exploration for the subtle traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1271-1288.
- Bettar, I. et Méon, H. (2001). Etude palynologique du passage Albien moyen-Albien supérieur du bassin de Tarfaya (Sud-Ouest du Maroc) et nouvelles données sur la province Afro-Sud-Américaine. *Rev. Micropaléontologie*, 44 : 107-123.
- Bologna, C., Cappelli, V., Fiorilli, G. and Giori, I. (1992). Morocco-Ifni marine-gravity and magnetic interpretation. Rapport interne ONHYM, 50 pages.
- Bubb, J.N. and Hatlelid, W.G. (1977). Seismic recognition of carbonate buildup. In: *Seismic stratigraphy : application to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, edit.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26 : 185-204.
- Burgess, C.F., Rosendahl, B.R., Sander, S., Burgess, C.A., Lambiase, J., Derksen, S., Dillon, W.P., Schlee, J.S. and Klitgord, K.D. (1988). The development of the continental margin of eastern North America-conjugate continental margin to West Africa. *J. African Earth. Sci.*, 7 : 361-367.
- Choubert, G. (1963). Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas : Tome I. *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 162, 352 pages.
- Choubert, G., Faure Muret, A. et Hottinger, L. (1966). Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. In : *Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional)*. *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 175, 1 (Stratigraphie) : 7-220.
- Dillon, W.P., Schlee, J.S. and Klitgord, K.D. (1988). The development of the continental margin of eastern North America-conjugate continental margin to West Africa. *J. African Earth. Sci.*, 7 : 361-367.
- El Albani, A. (1995). Les formations du Crétacé supérieur du bassin de Tarfaya (Maroc méridional) : Sédimentologie et géochimie. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 185 pages.
- El Khatib, J. ; Ruellan, E. ; El Foughali, A. et El Morabet, A. (1995). Evolution de la marge atlantique sud marocaine : bassin de Tarfaya-Laâyoune. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320 : 117-124.
- Flament-Lieffrig, D. (1979). *La marge continentale africaine du sud des îles Canaries au Déroit de Gibraltar ; Géologie des bassins (El Aaiun-Tarfaya ; Essaouira) ; leur évolution dans le contexte atlantique*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie-Curie, 132 pages.
- Fontaine, J.M., Gussey, R., Lacaze, J., Lanaud, R. et Yapaudjian, L. (1987). Stratigraphie sismique des milieux de dépôts carbonatés. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 : 1292-1299.
- Frostick, L.E. and Ried, I. (1990). Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of East African Rift basins. *J. African Earth. Sci.*, 10 : 307-318.
- Haq, B., Hardenbol, J. and Vail, M. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic, *Science*, 235 : 1156-1167.
- Hassenforder, B. (1987). *La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc)*. Thèse de Doctorat, Université Louis-Pasteur de Strasbourg, 249 pages.
- Hinz, K., Dostmann, H. and Fritsch, J. (1982). The continental margin of Morocco : Seismic sequences, structural elements and geological development. In : *Geology of the Northwest African Continental margin* (U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold, edit.) Springer-Verlag Press, Berlin, 34-60.
- Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J. (1986). External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97 : 305-323.
- Jansa, L.F. (1981). Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern north American margin. *Mar. Geol.*, 44 : 97-117.
- Kingstone, D.R., Dismroon, C.P. and Williams, P.A. (1983). Global basin classification system. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67 : 2175-2193.
- Laville, E. et Piqué, A. (1991). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu de structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 : 1161-1171.
- Leeder, M.R. and Gawthope, R.L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt-block/Half-graben basin. In : *Continental extensional tectonics* (M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock, edit.) *Geol. Soc. Can. Spec. Paper*, 28 : 139-152.
- Le Roy, P., Piqué, A., Le Gall, B., Ait Brahim, L., Morabet, A.M. et Demnati, A. (1997). Les bassins triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bull. Soc. Géol. France*, 168 : 637-648.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. and Symonds, P.A. (1986). Detachment Faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14 : 246-250.
- Malod, J.A. (1987). Dissymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relation avec les modèles de distension. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 : 465-472.
- Mann, D.C. (1989). Thick-skin and Thin-skin detachment faults in continental Sudanese rift basins. *J. African Earth. Sci.*, 8 : 307-322.
- Manspeizer, W. (1988). Triassic-Jurassic rifting and the opening of the Atlantic : An overview. In : *Triassic-Jurassic rifting Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins (Developments in Geotectonics 22, Part A, W. Manspeizer, edit.)*, Elsevier Press, New York, 41-79.

- McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P. and Mills, M. (2002). 4-D evolution of rift systems : Insights from called physical models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 86 : 935-959.
- Martinis, B. et Visintin, V. (1966). Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya (Maroc méridional). In : *Bassins du littoral africain*, Symp. New Dehli, 1964 (D. Reyre, edit.) Publ. Ass. Serv. Géol. Afric. Partie 1: Littoral atlantique 13-26.
- Meader, N. (1988). The structural and stratigraphic evolution of the Tangayika : a case study of continental rifting. In : *Triassic-Jurassic rifting Continental breakup and the origin of the the Atlantic Ocean and passive margins (Developments in Geotectonics 22, Part B W. Manspeizer, edit.) Elsevier Press, New York, 859-879.*
- Michard, A. (1976). Eléments de Géologie Marocaine. *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 252, 408 pages.
- Nahim, M. (1996). Marge atlantique. Rapport sur l'évaluation du potentiel pétrolier de la zone Ifni/Tan-Tan. Rapport interne ONHYM. 31 pages.
- Piqué, A. and Laville, E. (1996). The central Atlantic rifting : reactivation of structures ? *J. Geodynamics*, 21 : 235-255.
- Perrodon, A. (1988). Bassins sédimentaires, provinces pétrolières et tectonique globale. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 12 : 493-512.
- Rank, U., Von Rad, U. and Wissman, G. (1982). Stratigraphy, facies and tectonic development of the on and offshore Aaiun-Tarfaya basin. A review. In : *Geology of the Northwest African Continental margin* (U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold, edit.) Springer-Veglag Press, New York, 87-105.
- Rosendahl, R.B. (1987). Architecture of continental rifts with special reference to East Africa (Project PROBE). *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15 : 445-503.
- Sangree, J.B. and Widmier, J.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9 : seismic interpretation of clastic depositional facies. In : *Seismic stratigraphy — application to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, edit.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26 : 165-184.
- Soulaimani, A. (1998). *Interaction Socle/Couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : rifting fini-protézoïque et orogénèse hercynienne*. Thèse de Doctorat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 191 pages.
- Soulaimani, A., Le Corre, C. et Farazdaq, R. (1997). Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Draa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *J. African Earth. Sci.*, 24 : 271-284.
- Uchupi, E. (1989). The tectonic style of the Atlantic rift system. *J. African Earth. Sci.*, 8 : 143-164.
- Van Den Bosch, J.W.H. (1971). Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000. *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 234, 6 feuilles.
- Wernicke, B. and Burchfield, B.C. (1982). Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4 : 105-115.
- Xiao, H. and Suppe, J. (1992). Origin of rollover. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 76 : 509-529.
- Yazidi, A. (1976). *Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni (Maroc)*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 127 pages.

Recibido el 29 de octubre de 2003
Aceptado el 11 de noviembre de 2004