



Tectonique

Structure de socle, sismostratigraphie et héritage structural au cours du *rifting* au niveau de la marge d'Ifni/Tan-Tan (Maroc sud-occidental)

Naïma AbouAli^a, Mohamad Hafid^{b,*}, El Hassane Chellai^c, Mohamed Nahim^d,
Mahmoud Zizi^d

^a Département de génie des procédés et environnement (GPE), faculté des sciences et techniques, BP 146, Mohammedia, Maroc

^b Département de géologie, faculté des sciences, BP 133, Kénitra, Maroc

^c Département de géologie, faculté des sciences Semlalia, BP 2390, Marrakech, Maroc

^d Office national d'hydrocarbures et des mines (ONHYM), BP 8030, Rabat, Maroc

Reçu le 21 juin 2005 ; accepté après révision le 5 juillet 2005

Disponible sur Internet le 10 août 2005

Présenté par Jacques Angelier

Résumé

L'analyse des profils sismiques de réflexion de la marge atlantique sud-marocaine au large d'Ifni/Tan-Tan, à la lumière des données de forages et des données de surface antérieures, acquises au niveau de l'Anti-Atlas occidental, permet de définir le cadre sismo-stratigraphique de la série synrift de cette zone et d'y révéler (i) la présence, dans le socle anté-triasique, d'un style structural compressif similaire à celui identifié à terre mais à vergence opposée, (ii) la réactivation des structures compressives hercyniennes lors du *rifting* atlantique, et (iii) la propagation du *rifting* de l'est vers l'ouest. **Pour citer cet article : N. AbouAli et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Basement structure, seismostratigraphy, and structural inheritance during the rifting of the Ifni/Tan-Tan margin (southwestern Morocco). Seismic reflection profiles from the Ifni/Tan-Tan Atlantic margin of southern Morocco, interpreted in the light of well data and field geology from the Western Anti-Atlas, allowed us to establish the seismostratigraphic framework of the syn-rift series and to reveal (i) a compressional structural style in the pre-Triassic basement similar to that established in the adjacent outcropping onshore basement but with an opposed western vergence, (ii) the importance of inherited anterior structures in the formation of Triassic-Liassic rift structures and (iii) an east–west propagation of these rift structures. **To cite this article: N. AbouAli et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : hafidmo@yahoo.com (M. Hafid).

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Maroc ; Anti-Atlas ; Compression ; Marge d'Ifni/Tan-Tan ; Rifting ; Inversion négative

Keywords: Morocco; Anti-Atlas; Compression; Ifni/Tan-Tan margin; Rifting; Negative inversion

Abridged English version

1. Introduction

The Ifni/Tan-Tan segment of the Moroccan Atlantic margin individualized on the stable Anti-Atlas platform, which is a Precambrian high with interposed Variscan rocks belonging to the West African craton (Fig. 1). Its geophysical investigation especially by reflection seismic data offers a unique opportunity to study (i) its basement structural style, (ii) the role of this latter in the subsequent Triassic rifting, and (iii) the seismo-stratigraphical and depositional evolution of this area during the rifting phase.

The surface geology of the western Anti-Atlas is very well documented [2,3,5,6,12,14,15,21,25,26,28,29], whereas only few studies dealt with the Ifni/Tan-Tan margin itself and focused mainly on its Mesozoic seismo-stratigraphy [10,11,19]. In this paper we propose, thus, to shed some light on the structural style of the pre-Triassic basement of a segment of the margin located south of the South Atlas fault and to investigate the role of pre-existing fractures of this basement on the rifting processes. The post rifting evolution will be only slightly analysed.

2. Stratigraphy

The stratigraphy of the Ifni/Tan-Tan margin is given by the Ifni-1, Tan-Tan-1, MO-4, Chebeika-1 and El Amra-1 wells (Fig. 1) and from neighbouring western Anti-Atlas outcrops and Tarfaya and Tindouf basins [2,3,5–7,12,14–17,21,25–29] (Fig. 2).

The Precambrian shows alternating conglomerates, sandstones, limestones and clays with volcanic rocks and granitic intrusions. The Cambrian is represented by limestones, clays and sandstones. The Ordovician is represented by clays, sandstones and limestones. The Silurian consists of shales and the Devonian shows alternating clays and sandstones, with limestones intercalations. The Carboniferous shows a series of clays and sandstones topped by limestones.

The Triassic sediments are essentially siliciclastic, with minor evaporate horizons and basaltic sills. By Lower Jurassic times, a carbonate platform was established in the area and persisted up to the end of this period whose sediments reflect eustatic fluctuations and show oolitic and bioclastic limestones, laterally changing into marls or sandstones with favourable periods of build-up in the Upper Jurassic (Fig. 2). During the Cretaceous, shallow water conditions prevailed again, resulting in a series of sandstones and shales. The Tertiary is mainly composed of clays and silts with few limestone and sandstone interbeds.

3. Seismostratigraphy and depositional environments

We divided the post-Palaeozoic formations of the Ifni/Tan-Tan margin into nine seismostratigraphic units (Tr1 to Tr4, J1–2, J3, Cr1, Cr2 and Ce), most of which represent seismic sequences (Figs. 3 and 4). The Palaeozoic, however, was not sufficiently resolved in our profiles to be stratigraphically subdivided, even though we could characterize its structural style.

The Triassic is bounded by two major regional unconformities: the top Palaeozoic and the break-up unconformities (Fig. 2). It was subdivided into four sequences (Tr1 to Tr4), which, except for the most upper one, were obviously deposited in half-graben and graben structures that opened during the Triassic rifting phase. In absence of well data, we tried to infer lithological facies from seismic facies with respect to our knowledge from similar basins [8,9,13]. Tr1, which is bounded by two limits cutting underlying reflections in top-laps, shows three main seismic facies (Figs. 3 and 4): (i) a chaotic facies seen only in the down-thrown blocks near the fault planes, interpreted as representing the alluvial fan deposits sourced from the hanging wall highs, and (ii) a continuous and parallel facies with very high amplitudes, interpreted, by comparison with other basins where the Triassic section was totally penetrated [9,13,20,22,23], as representing the basaltic flows, and (iii) a facies showing more or less continuous reflections diverging towards

the fault planes and containing some chaotic areas. This facies is interpreted as representing fluvial and lacustrine deposits that are distal with respect to facies (i). Tr2 is also bounded by an upper limit with top-laps. It is characterized by a gradual westward lateral facies change from a chaotic, to a well stratified and energetic facies (Figs. 3 and 4). This may reflect the normal lithological change from alluvial deposits near the shoulder of the rift to more stratified fluvial and deltaic deposits in the West. Tr3 shows essentially the same reflection patterns as Tr2, which we thus interpret in the same manner. Tr4, however, differs from the underlying sequences by its being essentially non faulted and showing continuous and parallel reflections that we interpret as being deposited in playas and lakes that formed in the area during the transitional period from the rifting to the drifting phases. A similar sequence was defined in another segment of the margin [13].

The seismostratigraphy of the Jurassic, the Cretaceous and the Cenozoic sections, which is relatively more studied [10,11,16,17,27] is not the object of this paper. For the sake of correlation and structural analysis, we however, subdivided it into five units (Fig. 2).

4. Seismo-structural analysis

Seismo-structural analysis of the Ifni/Tan-Tan margin seismic lines indicates the presence in this area of three differently deformed groups of reflections (Figs. 3–5): (i) a lower group (P) corresponding to all reflections below the top Palaeozoic unconformity and characterized by folding that resulted in the northwestward-verging imbricate ramps bounded by low-angle faults; (ii) an intermediate group formed by sequences Tr1 to Tr4 and which is, in contrast, characterized by distensive graben and half-graben structures, and (iii) an upper group that contains J1–2, J3, Cr1 and Cr2 sequences and that shows either a westward-dipping monoclinical structure or a broad syncline. This group is truncated at the edge of the platform by the basal Cenozoic unconformity (base Ce).

5. Discussion and conclusions

In the light of regional geological data, the three above-described groups can be respectively linked to

the three main stages of the geodynamic evolution of the Ifni/Tan-Tan margin. Thus the lower group corresponds to the long pre-rifting Precambrian and Palaeozoic stage whose structural features are well studied immediately to the east of our study area, in the western Anti-Atlas. The intermediate group corresponds to the rifting phase of the central Atlantic Ocean and the upper group to its drifting phase.

Except for an opposite vergence, the structures of the lower group described from our sections show a similar style as that reported from the western Anti-Atlas Palaeozoic and Proterozoic outcrops [2,3,5,6,12,14,15,21,25,26,28,29]. These works indicate that the Bas-Draâ-Ifni onshore zone represents the foreland of the Hercynian Anti-Atlas folded belt, whose geological evolution underwent many phases resulting in present-day mostly NE–SW-trending southeast-verging structures. Two structurally different domains are differentiated in this area by Soulaïmani [26]: (i) an eastern domain containing the Precambrian outcrops and their Palaeozoic cover, characterized by thick-skin deformation, and (ii) a western domain formed by Palaeozoic outcrops showing thin-skin deformation. Likewise, Belfoul et al. [2] suggest the presence of these two styles of deformation, but assign them to two different tectonic events, of which an early one (D1) was generalized to the entire Anti-Atlas belt and was of a thin-skin type resulting in imbricate southeast-verging ramps.

Our seismic data show within the ante-Triassic basement of the Ifni/Tan-Tan margin a structural style similar to the that suggested by Soulaïmani et al. [26] for his western domain and by Belfoul et al. [2] for the entire belt, with the difference that here there is western vergence instead of a southeast one (Figs. 3–5). Preliminary mapping of these structures shows them with a NE–SW direction comparable to that mapped in the outcrops [2,5,14,15,21,25,26] (Fig. 1). Cover deformation in the Anti-Atlas is mostly decoupled from the underlying basement along thick incompetent horizons such as the Lower Cambrian ‘Lie de Vin’ and Silurian shales [5,15,21]. Our data seem also to corroborate the two-domain subdivision of Soulaïmani [26]. We, however, suggest that, in the light of our subsurface data and of other previous surface works, the limit between these two domains separates rather a western domain with thick-skin northwest-verging structures from an eastern domain with thick-skin

southeast-verging structures (Fig. 1). This change of vergence can be understood in the framework of a double-verging Anti-Atlas folded belt resulting from the Hercynian-Appalachian collision.

In the northern extremity of the Tarfaya basin, we see below 4 s (TWT) a system of tilted blocks that we interpreted as delimited by east-facing normal faults that could be similar to those suggested by Caritg et al. [5] in the Precambrian to Cambrian basement. Above these blocs, reflections are organised in differently tilted piles that we interpreted as delimited by low angle reverse faults that are rooted in the faults delimiting the block below: we could have thus Precambrian extensive structures that are partially inverted by the Hercynian Compression (Iaramide style) as suggested by these authors [5].

Using seismic data, we mapped, major normal-fault trends related to the syn-rift stage. These faults show a NE–SW direction, which is parallel to that of the gravity and magnetic anomalies (Fig. 6). The lateral shift shown by adjacent clusters of these faults coincides with a similar shift shown by the axis of these anomalies and is interpreted as caused by strike-slip movement along WNW–ESE-striking transfer faults. This type of faults is reported from other segments of the margin [9,13,19].

Two sections allow us to visualise the subsurface geometry of these syn-rift structures (Figs. 3 and 4). Fig. 4 illustrates a westward diachronous opening of the Ifni half-grabens: the eastern half-graben opened first and accumulated Tr1 sequence before its bounding fault is sealed by the lower limit of Tr2, which accumulated within the western half-graben. A similar westward migration of rifting, which is seen farther to the south in Tan-Tan graben (Fig. 3), is also reported from other Moroccan basins [9,13,18,20,22,23]. Our four sequences Tr are thus tectonically controlled and are comparable to those defined in the Fundy and the Argana basins [22].

Furthermore, seismic data illustrate the role of the pre-existing basement faults in the location of rifting fractures. This role is suggested by the fact that both of these groups of faults have the same NE–SW direction and seismic sections show that most of the Triassic normal-faults are rooted in older Hercynian reverse faults (Figs. 3 and 4). We thus have a negative inversion, which was also reported from other Moroccan basins [9,13,18,20,23,24].

1. Introduction

La marge d’Ifni/Tan-Tan (29°40’N, 28°20’S) correspond à la portion nord du segment de Tarfaya [17]. Ce secteur de la marge marocaine (Fig. 1a), situé 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) (Fig. 1c). Bordé à l’est par l’Anti-Atlas occidental, il fait partie d’une série de bassins mésozoïques et cénozoïques superposés sur un socle de roches paléozoïques et précambriennes, qui affluent au niveau de petites îles situées à proximité de la côte et immédiatement à l’est de la ligne de rivage actuelle.

Le socle de l’Anti-Atlas occidental a fait l’objet de divers travaux, qui ont mis en évidence sa structure de chaîne plissée hercynienne externe [2,3,5,6,12,14,15,21,25,26,28,29]. En revanche, les études de subsurface relatives spécifiques à ce segment de marge sont peu nombreuses [4,10,11,19], et n’ont touché que quelques-uns des problèmes que l’étude sismique de l’ensemble de la maille existante permet d’aborder.

Dans cette note, nous proposons d’étudier deux problèmes fondamentaux. Le premier concerne les modalités de structuration du socle paléozoïque *off-shore* sous-jacent à la marge. Le second concerne le rôle de la réactivation des structures hercyniennes de ce socle dans la création des bassins triasico-liasiques lors du *rifting* atlantique. L’évolution post-rift ne sera évoquée que brièvement.

Pour aborder ces problèmes, nous présentons trois coupes sismiques, choisies parmi quelque 6300 km de lignes acquises dans la zone d’étude entre 1983 et 1991. Nous avons systématiquement interprété l’ensemble de cette maille dans le cadre d’un projet plus vaste [1].

2. Cadre géologique

La stratigraphie de la région étudiée est établie, d’une part, à partir des puits Ifni-1, Tan-Tan-1, MO-4, Chebeika-1 et El Amra-1 (Fig. 1b) et, d’autre part, à partir des travaux effectués dans l’Anti-Atlas occidental et dans les bassins de Tarfaya et de Tindouf [2,3,5–7,12,14–17,21,25–29] (Fig. 2).

Le socle anté-triasique (indifférencié dans la Fig. 2) comporte un soubassement cristallin ou métamorphique précambrien et une couverture plissée d’âge Protérozoïque terminal–Paléozoïque. Celle-ci débute

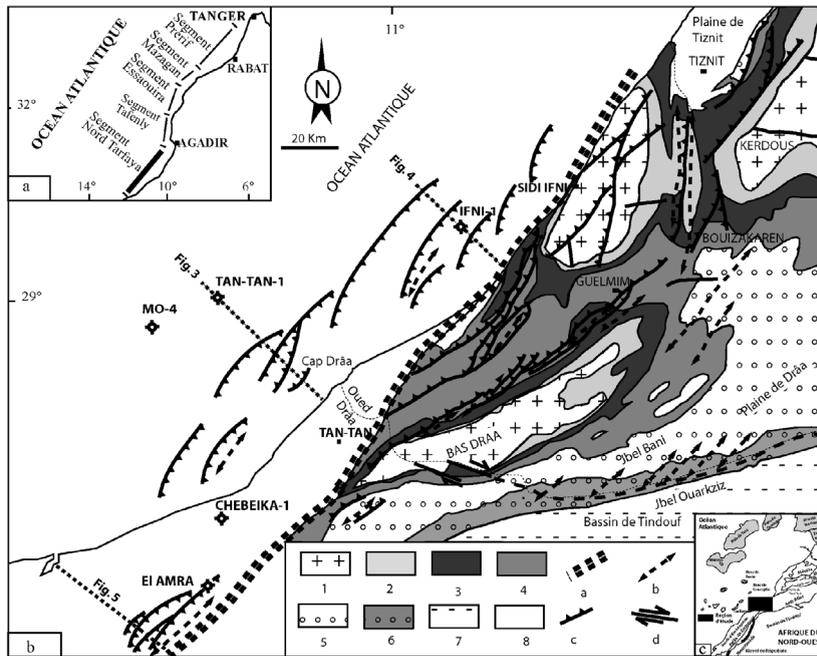


Fig. 1. Schéma structural de la partie sud-occidentale de l’Anti-Atlas marocain et de son prolongement sous l’Atlantique (les structures de l’*offshore* et de l’*onshore* sont cartographiées d’après les données sismiques. Les structures des affleurements sont d’après [2,14,26] modifié). 1 : Socle précambrien ; 2 : Néoprotérozoïque terminal ; 3 : Cambrien inférieur ; 4 : Cambrien moyen ; 5 : Ordovicien et Silurien ; 6 : Dévonien ; 7 : Carbonifère ; 8 : formations post-paléozoïques. a : Limite de changement de vergence des structures compressives hercyniennes, b : axe anticlinal ; c : faille compressive hercynienne ; d : faille décrochante.

Fig. 1. Structural sketch map of the southern part of the Moroccan Anti-Atlas (the onshore and offshore structures are mapped from seismic data and outcropping structures are modified after [2,14,26]). 1: Precambrian basement, 2: Upper Neoproterozoic; 3: Lower Cambrian; 4: Middle Cambrian; 5: Ordovician and Silurian; 6: Devonian; 7: Carboniferous; 8: Post-Palaeozoic. a: Limit of compressive Hercynian structures changing vergence; b: anticline; c: Hercynian compressive fault; d: strike-slip.

par des conglomérats, des calcaires et des argilites, des roches volcaniques et des intrusions granitiques. Le Cambrien commence par des calcaires, surmontés par des grauwackes, grès et argilites sableuses. L’Ordovicien est représenté par une séquence où dominent les grès et les pélites, et le Silurien par des argilites à graptolithes. Le Dévonien montre une alternance argilo-gréseuse et calcaire. Le Carbonifère est représenté par une série d’argilites et de grès, coiffée de lits de calcaires.

Le Trias discordant montre une série argilo-détritique rouge à sills de basaltes doléritiques et à intercalations évaporitiques témoignant d’un environnement confiné. Pendant tout le Jurassique, une plate-forme carbonatée s’est établie dans l’aire d’Ifni/Tan-Tan, où se sont déposés des calcaires bioclastiques passant latéralement à des dépôts calcaro-détritiques vers le continent et des dépôts marneux vers le bassin. Au

Crétacé, des dépôts marins peu profonds à mixtes ont envahi la région. Le Tertiaire est principalement représenté par des argilites et siltites à intercalations gréseuses et carbonatées.

3. Analyse sismo-stratigraphique

Nous avons subdivisé les formations méso-cénozoïques de la marge d’Ifni/Tan-Tan en neuf unités sismo-stratigraphiques, dont plusieurs ont valeur de séquence sismique.

Étant donné la grande profondeur du socle et sa déformation intense, nous n’avons pas pu le subdiviser en unités sismiques, bien que la résolution, dans les parties est des profils sismiques, soit assez bonne pour permettre une reconnaissance des structures. En revanche, la résolution relativement meilleure de la série triasique nous a permis de la subdiviser en quatre séquences sismiques : Tr1, Tr2, Tr3 et Tr4 (Figs. 3 et 4).

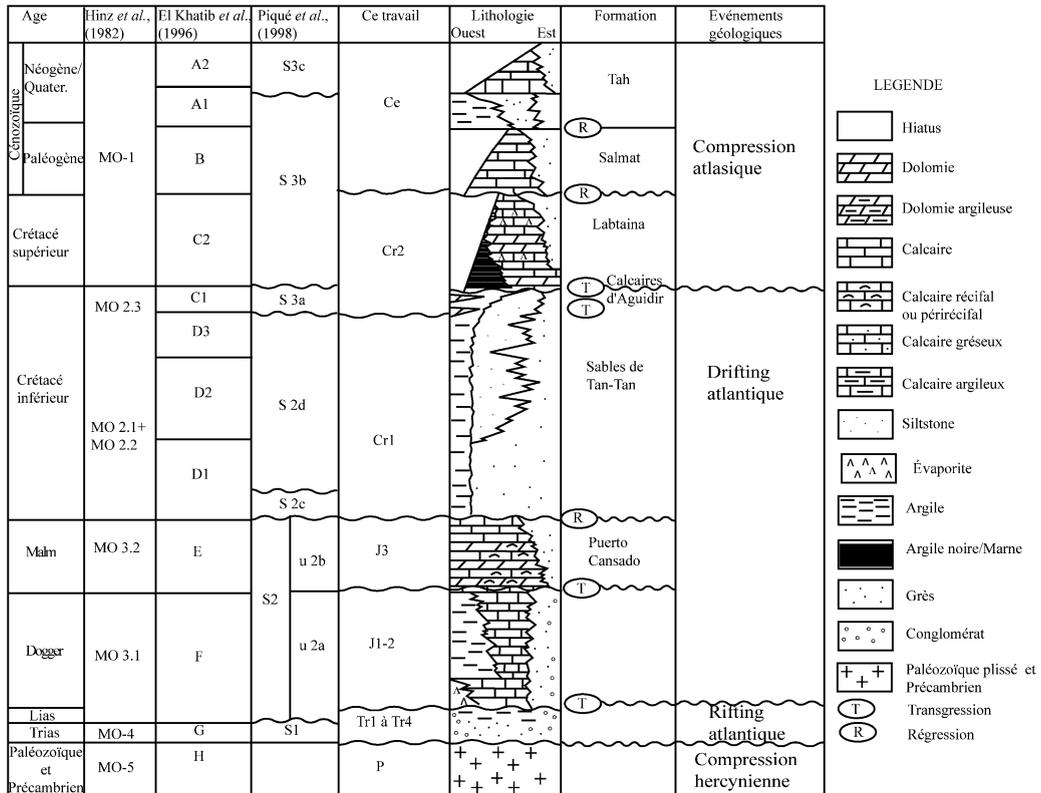


Fig. 2. Colonne lithostratigraphique synthétique de la marge d'Ifni/Tan-Tan, (d'après [10], modifié).

Fig. 2. Synthetic lithostratigraphy of the Ifni/Tan-Tan margin (after [10], modified).

Aucun puits n'a atteint le Trias ; par conséquent, seuls les faciès sismiques de ces unités seront décrits pour en déduire les faciès lithologiques en les comparant avec d'autres séries synrift de bassins voisins [8,9,13, 20,22,23].

La séquence Tr1 est partout limitée à sa base par la discordance régionale fini-paléozoïque calée stratigraphiquement, au nord du bassin de Tarfaya, par le puits El Amra-1 et par des terminaisons en *top-laps* bien visibles, et corrélée jusqu'à la zone d'étude. Elle correspond à la plus épaisse des quatre séquences. Elle est constituée d'au moins trois faciès sismiques (Figs. 3 et 4) : (i) un faciès chaotique se développant uniquement contre les failles bordières – interprété comme étant l'image sismique de dépôts de cônes alluviaux accumulés au pied des blocs surélevés des demi-grabens et des grabens – ; (ii) un faciès à réflexions parallèles continues, à très fortes amplitudes, interprété, par comparaison avec des faciès similaires

de bassins où le Trias est atteint par forage [8,9,13, 20,22,23] comme représentant des coulées basaltiques – ce faciès mieux individualisé au sud, dans le graben de Tan-Tan, suggère la présence d'au moins deux événements basaltiques [19] (Fig. 3) – ; (iii) un faciès caractérisé par des réflexions plus au moins continues relativement fortes, montrant une divergence vers le plan des failles bordières, et par des zones plus au moins sourdes. Il s'agit probablement de faciès fluviolacustres, qui s'accumulent en aval du faciès (i).

La séquence Tr2 est limitée à la base par une discordance qui scelle la faille bordière du demi-graben occidental d'Ifni (Fig. 4) et une branche de la faille bordière occidentale du graben de Tan-Tan (Fig. 3). À l'ouest du demi-graben oriental d'Ifni, cette discordance met en contact la séquence Tr2 directement sur le socle. Du nord au sud (Figs. 3 et 4), la séquence Tr2 montre le passage latéral d'un faciès sismique chaotique à un faciès stratifié à faibles amplitudes et fi-

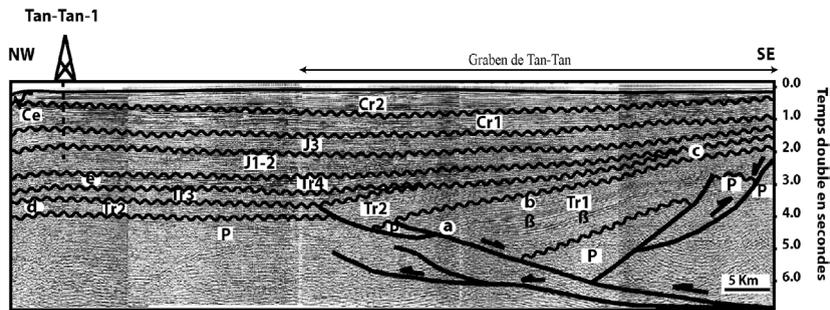


Fig. 3. Coupe géosismique passant par le puits Tan-Tan-1 et le graben de Tan-Tan (localisation sur la Fig. 1). a : Faciès de cônes alluviaux ; b : faciès fluvio-lacustres ; β : basaltes ; c : faciès alluviaux ; d : faciès fluvio-deltaïques et e : faciès de playa.

Fig. 3. Seismic line and interpretation crossing the Tan-Tan-1 well and the Tan-Tan graben (for location, see Fig. 1). a: Alluvial facies; b: fluvio-lacustrine facies; β: basalts; c: alluvial facies; d: fluvio-deltaic facies and e: playa facies.

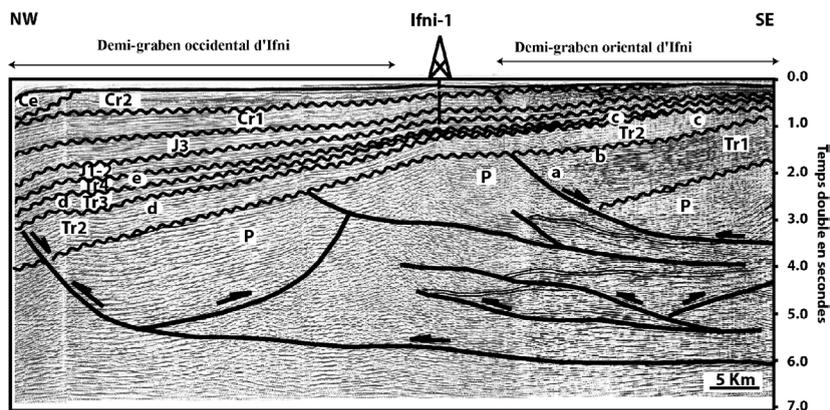


Fig. 4. Coupe géosismique passant par le puits Ifni-1 et les deux demi-grabens d'Ifni (localisation sur la Fig. 1). a : Faciès de cônes alluviaux ; b : faciès fluvio-lacustres ; β : basaltes ; c : faciès alluviaux ; d : faciès fluvio-deltaïques et e : faciès de playa.

Fig. 4. Seismic line and interpretation crossing the Ifni-1 well and two half-grabens of Ifni (for location see Fig. 1). a: Alluvial facies; b: fluvio-lacustrine facies; β: basalts; c: alluvial facies; d: fluvio-deltaic facies, and e: playa facies.

nalement à un faciès stratifié à fortes amplitudes. Ce dispositif pourrait correspondre à un passage latéral de faciès alluviaux, au niveau de l'épaule du demi-graben à l'est, à des faciès fluvio-deltaïques à l'ouest, avec présence probable du sel dans les parties sourdes, à configuration en monticules.

La séquence Tr3 est limitée à la base par une discordance qui tronque les réflexions sous-jacentes en *top-laps* et semble sceller les failles occidentales des structures d'Ifni et de Tan-Tan (Figs. 3 et 4). Cette séquence, telle qu'elle a été interprétée au niveau de la coupe de la Fig. 4 pourrait représenter la partie orientale d'un demi-graben situé plus à l'ouest, en dehors de la coupe. L'interprétation des faciès serait similaire à celle proposée pour Tr2.

La séquence Tr4 est représentée par un faciès à réflexions plus au moins parallèles et continues. Non faillée au niveau de la partie *offshore* couverte par nos sections (Figs. 3 et 4), cette séquence paraît l'être plus au sud, dans la partie nord du bassin de Tarfaya (Fig. 5). Nous l'interprétons comme étant constituée de sédiments fins de playa, déposés pendant la phase transitoire de relaxation des contraintes de la distension, juste avant la grande transgression jurassique. Cette séquence, scellée par la discordance formant la base de l'unité J1-2, serait l'équivalent de la séquence de « bassin de flexion » Tr2 de Hafid [13].

La sismostratigraphie des formations d'âges Jurassique, Crétacé et Cénozoïque a été étudiée dans plusieurs travaux antérieurs [10,11,16,17,27] et ne fera

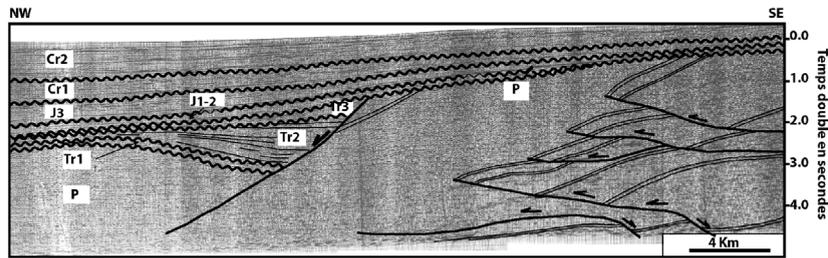


Fig. 5. Coupe géosismique au niveau de l'extrémité nord du bassin de Tarfaya (localisation sur la Fig. 1).

Fig. 5. Seismic line and interpretation from the northern extremity of the Tarfaya Basin (for location, see Fig. 1).

l'objet d'une description détaillée dans la présence note. Pour faciliter la corrélation sismique et l'analyse sismo-structurale, nous avons adopté la subdivision de ces formations en cinq unités sismo-stratigraphiques (Fig. 2).

4. Analyse sismo-structurale

Au niveau de la marge d'Ifni/Tan-Tan, l'analyse des profils sismiques disponibles indique la présence de trois ensembles différemment structurés (Figs. 3 et 4) :

- (i) un ensemble inférieur anté-triasique P (terrains paléozoïques et précambriens), qui est le plus déformé et qui montre des structures compressives délimitées par des failles inverses, principalement à vergence ouest et parfois à vergence est. Ces structures, qui sont beaucoup mieux visibles sur les sections originales non réduites (les sections montrées comme figures représentent moins de 10 % de leur taille réelle) sont mieux visibles à l'est, près de la côte, où la couverture mésozoïque est moins épaisse ;
- (ii) un ensemble intermédiaire d'âge Triasique à probablement Liasique inférieur (Tr1 à Tr4). Il est caractérisé par des structures distensives en grabens et demi-grabens, limitées par des failles normales listriques et remplies de séries en éventail. Cette géométrie atteste le jeu syn-sédimentaire de ces failles ;
- (iii) un ensemble supérieur post-triasique à antécénozoïque (J1–2, J3, Cr1 et Cr2), à réflexions parallèles formant, soit un monoclinale légèrement incliné vers l'ouest (Fig. 4), soit un plateau faiblement ondulé (Fig. 3). Au bord de la plate-forme, cet ensemble est tronqué par la discordance ré-

gionale d'âge Oligocène qui marque la base du Cénozoïque (Ce) (Fig. 4).

5. Discussion et conclusions

Les données régionales permettent d'établir une correspondance entre les trois ensembles sismo-structuraux définis ci-dessus et les trois stades majeurs de l'évolution de la marge d'Ifni/Tan-Tan (pré-rift, synrift et post-rift). Nous considérons ici les deux premiers stades.

5.1. Le stade pré-rift

Les profils étudiés montrent, au niveau du socle anté-triasique de la marge d'Ifni/Tan-Tan, des structures en nappes imbriquées, délimitées par des failles inverses plus au moins plates (Figs. 3 et 4) suggérant un style tectonique de type *thin-skin*. La cartographie sismique de ces failles (Fig. 1) montre (i) qu'elles ont la même direction NE–SW que celle des structures du socle affleurant dans l'Anti-Atlas occidental [2,3,5,14,15,21,26,28] et que (ii) leur vergence vers l'ouest est, en revanche, opposée à celle de ces structures affleurantes.

En effet, les terrains du socle précambriens et paléozoïques affleurant à l'est de la ligne de rivage ont fait l'objet de nombreuses études [2,3,5,6,12,14,15,21,25,26,28,29]. Ce socle a subi un raccourcissement régional de direction NW–SE à est–ouest, qui l'a structuré en deux domaines distincts [26] : (i) un domaine autochtone caractérisé par une tectonique de socle *thick-skin* constituant la majeure partie de cette zone et où affleurent les boutonnières précambriennes, et (ii) un domaine allochtone caractérisé plutôt par une tectonique tangentielle *thin-skin* à vergence est, située à l'extrême ouest de l'Anti-Atlas, dans la zone du Bas-Draâ atlantique. La présence de ces deux styles de

déformation est également suggérée, avec une généralisation du dernier style *thin-skin* à l'ensemble du socle de l'Anti-Atlas occidental [2].

D'après nos données sismiques, la limite NE–SW placée entre les deux domaines allochtone à l'ouest et autochtone à l'est [26] correspondrait à une limite qui séparerait plutôt deux domaines, que nous avons nommés occidental et oriental, de même style tectonique, mais à vergences opposées (Fig. 1a). Le changement de la vergence des structures hercyniennes compressives, de part et d'autre de cette limite, serait lié à un double déversement hypothétique de l'Anti-Atlas occidental, chaîne issue de la collision entre l'Afrique de l'Ouest et l'Amérique du Nord, mais jusqu'ici considérée comme uniquement déversée au sud-est. Les données sismiques actuellement disponibles ne nous permettent pas de préciser la géométrie de ce déversement.

Au nord du bassin de Tarfaya, les sections sismiques montrent, au-delà de 4 s (temps double), un système de blocs basculés délimités par des failles normales à vergence est, similaires à celles décrites par Caritg et al. [5] dans le socle du Précambrien et du Paléozoïque inférieur de l'Anti-Atlas central. Au-dessus, les réflexions sont organisées en nappes empilées, que nous interprétons comme étant délimitées par des failles inverses enracinées au niveau des failles délimitant ces blocs sous-jacents : il s'agirait donc de structures distensives anciennes (PIII à Cambrien?), qui seraient partiellement inversées par la compression hercynienne [5]. Plus au nord-est du bassin de Tarfaya, deux phases de plissement hercyniennes, caractérisées par une tectonique de socle *thick-skin* ayant réactivé les structures synrift du PIII à Cambrien (style laramien) ont été identifiées.

5.2. Le stade synrift

La carte (Fig. 6) montre les principales failles triasiques cartographiées par sismique et les principaux axes des hauts magnétiques et gravimétriques de la marge d'Ifni/Tan-Tan. Ces failles sont de direction NE–SW et sont parallèles à la plupart des axes magnétiques et gravimétriques. Le décalage latéral entre les failles normales coïncidant avec celui de ces axes, nous l'interprétons comme étant dû au jeu dextre de failles transverses WNW–ESE. De telles failles de transfert ont été mises en évidence dans d'autres bassins de la marge marocaine [9,13,19,23].

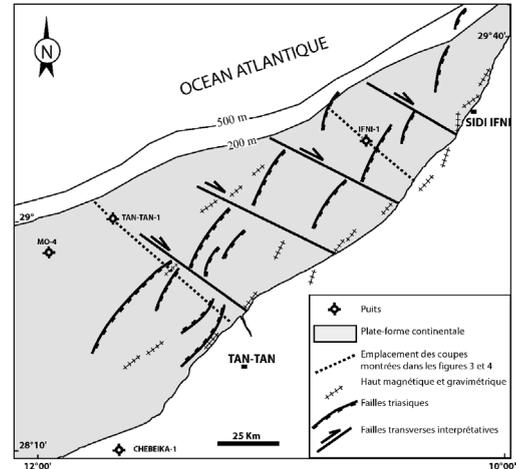


Fig. 6. Carte structurale simplifiée des principales structures triasiques (les principaux axes hauts magnétiques et gravimétriques sont donnés d'après [4].

Fig. 6. Simplified structural map of the main Triassic structures (high magnetic and gravimetric axes are from [4].

Les coupes des Figs. 3 et 4 nous permettent d'analyser les modalités d'ouverture de ces structures distensives. En effet, il existe, au sud-est et au nord-ouest, de l'emplacement du puits Ifni-1 (Fig. 4), deux demi-grabens dont l'ouverture est diachrone : d'après le découpage sismo-stratigraphique détaillé plus haut (§3), le demi-graben nord-occidental serait plus récent que le demi-graben sud-oriental. Cette même propagation de la distension du sud-est au nord-ouest est observable plus au sud, au niveau du graben de Tan-Tan (Fig. 3). Ce diachronisme, également signalé dans d'autres bassins marocains [9,13,18–20,22,23], caractériserait une tectonique saccadée du rift. Nos quatre séquences seraient ainsi des séquences tectono-stratigraphiques comparables à celles définies dans les bassins de Fundy et Argana [22].

La direction NE–SW commune aux structures hercyniennes et triasiques (Figs. 1 et 6) définirait un lien génétique entre ces deux groupes de structures. En effet, les profils sismiques montrent que les failles normales triasiques, le long desquelles se sont développés les dépocentres triasiques de la marge d'Ifni/Tan-Tan, sont toutes enracinées en profondeur au niveau d'anciennes failles inverses hercyniennes (Figs. 3 et 4) : il s'agirait ici d'une inversion négative. Ce mécanisme a été avancé également par plusieurs auteurs à propos d'autres segments de la marge atlantique marocaine [8, 9,13,23] ou d'autres bassins atlasiques [18,20,24].

Références

- [1] N. AbouAli, Apport de la sédimentologie et de la sismique réflexion à la reconstitution géodynamique du segment d'Ifni/Tan-Tan de la marge atlantique marocaine, thèse d'État, université Ibn Zohr, 2005, 275 p.
- [2] M.A. Belfoul, F. Faik, B. Hassenforder, Evidence of a tangential tectonic event prior to the major folding in the Variscan belt of the western Anti-Atlas, Morocco, *J. Afr. Earth Sci.* 32 (4) (2001) 723–739.
- [3] F. Benziane, A. Yazidi, Géologie de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Anti-Atlas occidental), *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 312 (1982) 1–114.
- [4] C. Bologna, V. Cappeli, G. Fiorilli, I. Giori, Morocco-Ifni marine gravity and magnetic interpretation, rapport interne ONHYM, 1992, 15 p.
- [5] S. Caritg, M. Burkhard, Fold interference patterns in the Late Palaeozoic Anti-Atlas belt of Morocco, *Terra Nova* 16 (1) (2004) 27–37.
- [6] G. Choubert, Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 162 (1) (1963) 1–352.
- [7] G. Choubert, A. Faure Muret, L. Hottinger, Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya, in: *Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional)*, *Notes. Mém. Serv. Géol. Maroc* 175 (1) (1966) 7–220.
- [8] H. Echarfaoui, M. Hafid, A. Ait Salem, Structure sismique du socle Paléozoïque du bassin des Doukkala, môle côtier, Maroc occidental. Indication en faveur de l'existence d'une phase éovarisque, *C. R. Geoscience* 334 (2002) 13–20.
- [9] H. Echarfaoui, M. Hafid, A. Ait Salem, A. Ait Fora, Analyse sismo-stratigraphique du bassin d'Abda (Maroc occidental), exemple de structures inverses pendant le *rifting* atlantique, *C. R. Geoscience* 334 (2002) 371–377.
- [10] J. El Khatib, E. Ruellan, A. El Foughali, A. El Morabet, Évolution de la marge atlantique sud-marocaine : bassin de Tarfaya-Laâyoune, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa* 320 (1995) 117–124.
- [11] J. El Khatib, A. El Foughali, E. Ruellan, A. El Morabet, Évolution post-rift des secteurs NE et SW du bassin Tarfaya-Laâyoune, *Mines, Géologie et Énergie* 55 (1996) 57–72.
- [12] F. Faik, M.A. Belfoul, M. Bouabdelli, B. Hassenforder, The structures of the Late Neoproterozoic and Early Palaeozoic cover of the Tata area, western Anti-Atlas, Morocco: polyphased deformation or basement/cover interactions during the Variscan orogeny?, *J. Afr. Earth Sci.* 32 (2002) 765–776.
- [13] M. Hafid, Triassic–Early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco), *Mar. Pet. Geol.* 17 (2000) 409–429.
- [14] B. Hassenforder, La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc), thèse d'état, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1987, 249 p.
- [15] U. Helg, M. Burkhard, S. Caritg, C.R. Charue, Folding and Inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco, *Tectonics* 23 (2004) 1–17.
- [16] M.A.W. Heyman, Tectonic and depositional history of the Moroccan Continental Margin, in: A.J. Tankard, H.R. Balkwill (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 46 (1989) 323–340.
- [17] K. Hinz, H. Dostman, J. Fritsh, The continental margin of Morocco: seismic sequences, structural elements and geological development, in: U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold (Eds.), *The Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer-Verlag, Heidelberg, New York, 1982, pp. 34–60.
- [18] E. Laville, A. Charroud, B. Fedan, M. Charoud, A. Piqué, Inversion négative et *rifting* atlasique : l'exemple du bassin de Kerrouchène, *Bull. Soc. géol. France* 166 (4) (1995) 365–374.
- [19] P. Le Roy, A. Piqué, B. Le Gall, L. Ait Brahim, A. Morabet, A. Demnati, Les bassins triasico-liasiques du Maroc occidental et le problème de la diachronie du *rifting* intra-continental de l'Atlantique central, *Bull. Soc. géol. France* 168 (5) (1997) 637–648.
- [20] F. Médina, Évolution structurale du Haut-Atlas et des régions voisines du Trias à l'Actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique–Europe, thèse d'État, université Mohammed-V, 1994, 272 p.
- [21] A. Michard, Éléments de géologie marocaine, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 252 (1976) 1–408.
- [22] P.E. Olsen, D.V. Kent, S.J. Fowel, R.W. Schliche, M.O. Withjack, P.M. Le Tourneau, Implications of comparison of the stratigraphy and depositional environments of the Argana (Morocco) and Fundy (Nova Scotia, Canada) Permian–Jurassic basins, in: M. Oujidi, M. Et-Touhami (Eds.), *Le Permien et le Trias du Maroc*, Actes de la 1^{re} réunion du groupe marocain du Permien et du Trias, Hillal impression, Oujda, 2000, pp. 165–183.
- [23] A. Piqué, P. Le Roy, M. Amrhar, Transtensive synsedimentary tectonics associated with ocean opening: the Essaouira–Agadir segment of the Moroccan Atlantic margin, *J. Geol. Soc. Lond.* 155 (1998) 913–928.
- [24] A. Piqué, E. Laville, L'ouverture de l'Atlantique central : un rejeu en extension des structures paléozoïques ?, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 317 (1993) 1325–1332.
- [25] A. Soulaïmani, C. Le Corre, R. Farazdaq, Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du bas Draâ (Anti-Atlas occidental, Maroc), *J. Afr. Earth Sci.* 24 (3) (1997) 271–284.
- [26] A. Soulaïmani, Interaction socle/couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : *rifting* fini-protérozoïque et orogénèse, thèse d'État, université Cadi-Ayyad, 1998, 191 p.
- [27] R.G. Todd, R.M. Mitchum, Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, Part 8: Identification of the Upper Triassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and West Africa, in: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon*, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 26 (1977) 145–163.
- [28] R. Weijermars, Estimation of paleostress orientation within deformation zones between two mobile plates, *Geol. Soc. Am. Bull.* 105 (1993) 1419–1510.
- [29] A. Yazidi, Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni (Maroc), thèse, université de Grenoble, France, 1976, 127 p.