

Apport des diagraphies et des profils sismiques à l'étude de la géométrie des plis du domaine de Cap Rhir (Maroc sud-occidental) : implications sur le risque sismique de la région d'Agadir

Abdelaziz MRIDEKH

Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences et Technique Errachidia, Département de Géologie, Unité "Géophysique et Géologie des Formations superficielles", B.P. 509 Boutalamine, Errachidia, Maroc. e-mail : mridekha@hotmail.fr

Résumé. Dans la région d'Agadir, la majorité des structures anticlinales est associée à des failles régionales (El Kasba, Massa, Tildi offshore, Cap Rhir offshore, etc.) selon une architecture complexe et en liaison avec une importante activité salifère. Le domaine onshore (côté Cap Rhir) est marqué par une structure anticlinale majeure, le pli de Cap Rhir. La technique SCAT (Statistical Curvature Analysis Techniques) a permis l'interprétation de documents obtenus de l'analyse de 87 valeurs de pendagemétrie du puits pétrolier Ait Ourik-1 (AOK-1). Cette approche a montré que la structure d'Ait Ourik est un pli à plongement unique et que, au niveau des profondeurs 660, 800, 1300 et 1350 m, d'importantes perturbations des pendages des couches seraient la conséquence de jeu de failles et d'attributs du pli (plan axial, ligne de crête) affectant les Dolomies d'Anklout, les Grès d'Ameskroud et les Dolomies d'Amsittène, d'âge jurassique moyen. De telles manifestations sont le témoin d'une cinématique de pli-failles contrairement aux idées exposées jusqu'à présent, selon lesquelles cette structure est affectée de failles hypothétiques en profondeur. Dans cette nouvelle interprétation, la structure d'Ait Ourik est vraisemblablement le résultat d'un pli de rampe et l'activité sismique de la région d'Agadir est liée aux nœuds tectoniques de la région.

Mots-clés : Haut atlas, Diagraphie, plissement, Agadir, séisme.

Contribution of well logging and seismic data to the study of the geometry of the Cap Rhir folds (south-western Morocco): implications for seismic hazard evaluation of the Agadir area.

Abstract. In the Agadir area, the majority of anticlinal structures are associated with regional faults (El Kasba, Massa, Tildi offshore, Cap Rhir offshore, etc.) with a complex architecture and in relation with an important salt activity. The onshore area (near Cape Rhir) is marked by a major anticlinal structure: the Cape Rhir anticline. In absence of seismic data, reconstruction of the geometry of the anticline can only be revealed through outcrop analysis and/or using well data. The SCAT (Statistical Curvature Analysis Technique) enabled the interpretation of documents obtained from the analysis of 87 dipmeter values from the Ait Ourik oil well (AOK-1). This approach has shown that the Ait Ourik structure is, overall, a unique plunge fold and at depths 660, 800, 1300 and 1350 m, major layer dip disruptions are the result of fault activity and fold attributes. Such characters are evidence of fault related fold kinematics. This contrasts with previous ideas that assigned this structure to hypothetical faults at depth. In this new interpretation, the Ait Ourik structure is likely the result of a fold ramp. Agadir seismic activity is therefore related to the tectonic nodes in this region.

Key words: High Atlas, Well logging, folding, Agadir, earthquake

INTRODUCTION

Le voisinage immédiat de la ville d'Agadir, dont le domaine offshore, est marqué par des structures plicatives de direction générale Est-Ouest et NE-SW (Ambroggi 1963, Medina 1994, Amghar 1996, Sébrier 2006, Mridekh *et al.* 2009). Les formations méso-cénozoïques y ont subi un fort plissement, expression des phases atlasiques reconnues dans la partie occidentale du Haut Atlas (Duffaud 1981, Fraissinet *et al.* 1988, Petit *et al.* 1985, Medina 1986, 1994, Zouine 1993). Les phases tectoniques majeures s'étendent du Miocène supérieur au Pliocène-Quaternaire (Ambroggi 1963, Mridekh 2002). Contrairement au domaine onshore du bassin d'Agadir où la série d'âge paléogène-néogène n'est représentée que par les conglomérats blancs de l'Aquitainien et les marnes du Miocène terminal-Pliocène (Allard *et al.* 1958, Duffaud 1962, Ambroggi 1963, Weisrock 1980, Cahuzac 1989, Alonso-Gavilán *et al.* 2001), la partie offshore abrite une épaisse série tertiaire qui a enregistré l'essentiel des événements compressifs et de la tectonique salifère

atlasique (Mridekh *et al.* 2009). Hafid (1999), Mridekh (2000) et Hafid *et al.* (2000, 2005, 2006) ont montré que les plis du Haut Atlas occidental se prolongent dans le domaine offshore d'Agadir et d'Essaouira (Fig. 1) suivant des mécanismes très variés. Pour la majorité des plis de la bordure nord du bassin du Souss (Tagragra, Ait Lamine, El Kasba) et son prolongement offshore, les interprétations récentes (Outtani 1994, Mustaphi *et al.* 1997, Mridekh *et al.* 2009) leur attribuent un style en plis-failles selon les modèles cinématiques actuellement adoptés ; cependant, l'absence d'une couverture sismique propre au domaine de Cap Rhir rend la structure profonde inaccessible et les interprétations proposées jusqu'ici, reposant sur des extrapolations d'informations observées en surface, sont, de ce fait, incomplètes. Dans cet article, nous présentons une interprétation conjointe des données diagraphiques du domaine onshore et sismiques du domaine offshore et ce pour : (i) illustrer le rôle des failles et de l'activité salifère dans la mise en place des structures de ces deux domaines ; (ii) mettre en évidence les paramètres intervenant dans l'activité sismique de la région.

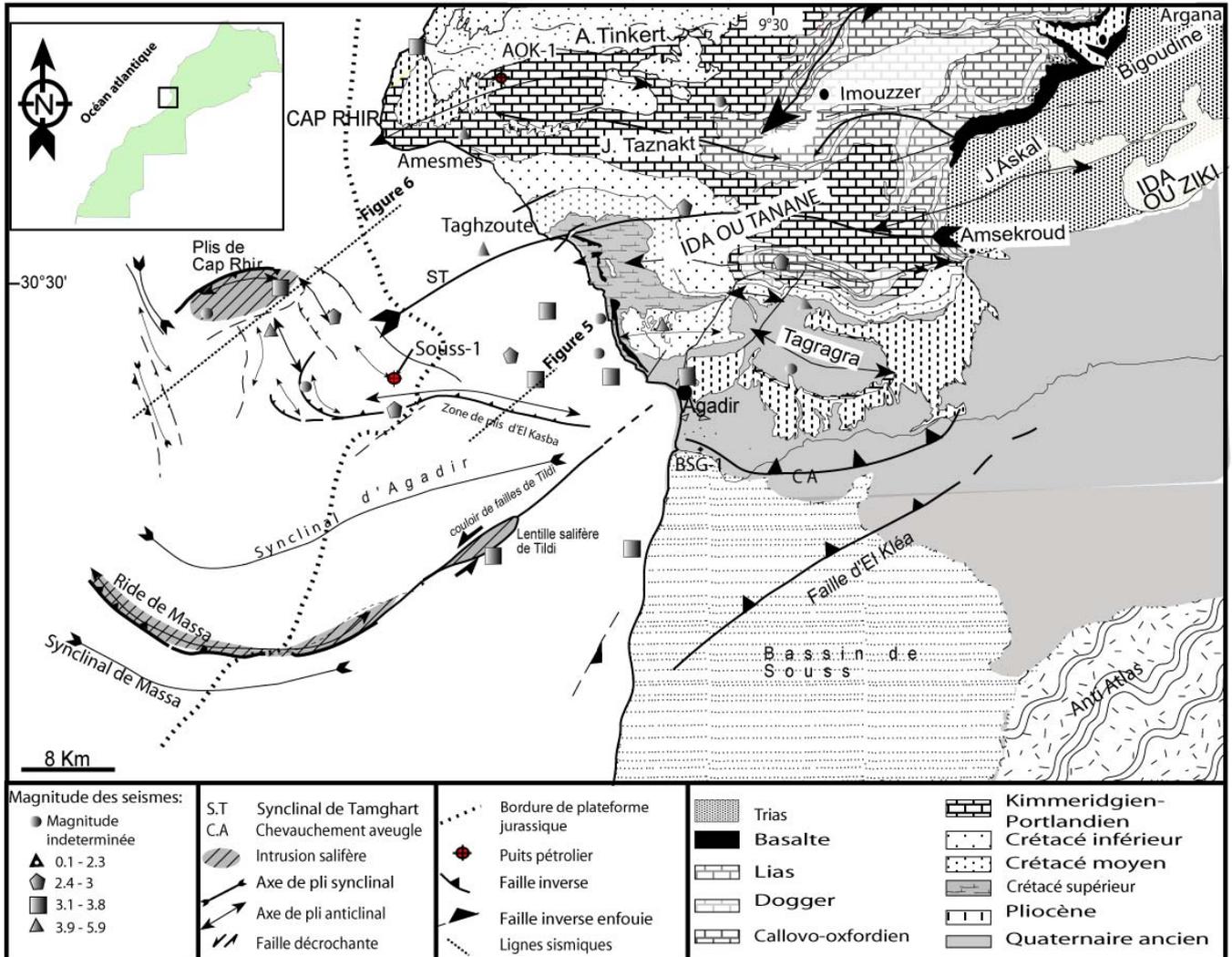


Figure 1. Localisation des structures atlasiques majeures de l'offshore d'Agadir (d'après Mridekh 2002) et des zones voisines [d'après Ambroggi (1963), et la Carte géologique du Maroc au 1/500.000, feuille Marrakech (1957, 1970)].

CADRE RÉGIONAL DES STRUCTURES PPLICATIVES DU BASSIN D'AGADIR

La présente étude concerne une structure plicative du domaine onshore de Cap Rhir et un complexe structural du domaine offshore (Fig. 1). La première structure constitue, avec l'anticlinorium offshore de Cap Rhir, la limite septentrionale de la zone axiale du Haut Atlas occidental (Ambroggi 1963, Mridekh 2002). L'ensemble est composé de séries essentiellement jurassiques et crétacées.

Dans le domaine offshore, la base de la série est affectée par un ensemble de failles de direction WNW-ESE à NW-SE prolongeant le système distensif subméridien de Taghazoute et de Cap Rhir (Mridekh 2002) (Fig. 1). Les structures du domaine offshore de Cap Rhir délimitent avec celui d'El Kasba, un bassin tertiaire prolongeant au SW le synclinal de Tamghart (Fig. 1). Des séismes de magnitude supérieure à 3 sont localisés au nord du système d'El Kasba (El Alami *et al.* 1992, Mridekh *et al.* 2009) et au niveau de l'anticlinorium de Cap Rhir (Fig. 1).

Au sud, ces deux structures (Cap Rhir et el Kasba offshore) sont séparées du front de Massa par le bassin d'Agadir, dépression synclinale remplie de dépôts néogènes et quaternaires. Un deuxième bassin, de moindre importance, est localisé au sud du front de Massa (Fig. 1). Les bassins d'Agadir et Massa sud sont limités à l'Est par une faille injectée de sel, le couloir de failles de Tildi, qui les distingue du bassin de Souss, relativement stable (Fig. 1). D'autre part, les structures plicatives du domaine offshore, de même que certaines du domaine onshore, sont associées à des failles de chevauchement à regard nord. L'orientation de ces dernières vers l'WNW peut être expliquée par le fait que ces structures constituent la composante sud d'un dispositif en forme d'arc, qui prolonge en offshore le Haut Atlas occidental, appelé Haut Atlas de Cap-Tafelney (Hafid 1999, Mridekh 2002). Le fonctionnement en décrochement des failles NNE-SSW (par ex. faille de Tildi), lors de la compression atlasique subméridienne, produit un effet d'entraînement sur les structures plicatives et induit leur réorientation selon la direction ENE-WSW à leur terminaison orientale.

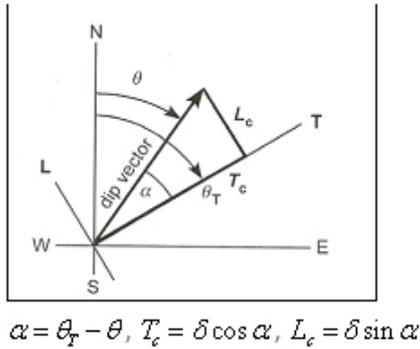


Figure 2. Diagramme montrant les relations entre le vecteur pendage et ses composantes longitudinale et transversale (d'après Groshong 2006). T_c , composante transversale ; L_c , composante longitudinale ; α , angle entre le vecteur pendage et la direction T ; θ_T , azimut de la direction transversale ; θ , azimut du vecteur pendage.

MÉTHODOLOGIE D'INTERPRÉTATION SISMIQUE ET TECHNIQUE SCAT

L'étude de la structure interne des plis de subsurface associe souvent des modèles géométriques aux analyses sismostratigraphiques (Nemčok *et al.* 2005, Williams & Dobb 1993). Les styles tectoniques sont élucidés par localisation des relations d'*onlap*, *downlap*, *toplap* et des configurations de réflexion associés ou non au jeu des failles. En l'absence de données sismiques, la géométrie interne des structures plicatives, notamment la présence des failles, est étudiée à l'aide des diagrapies de pendagemétrie (Schlumberger 1986) qui indiquent la variation de la valeur du pendage et de son azimut à plusieurs profondeurs. Les anomalies détectées sont souvent liées à des déformations d'origine tectonique et/ou stratigraphique (Schlumberger 1986, Hesthemmer & Fossen 1998, Basile *et al.* 2009). Dans la technique SCAT (*Statistical Curvature Analysis Techniques* ; Bengtson 1981, Groshong 2006), chaque pendage mesuré est la résultante d'une composante transversale et d'une autre dite longitudinale (notées T et L sur la figure 2) situées sur deux directions orthogonales. La direction T est celle qui montre les changements structuraux majeurs. Cette technique permet la détermination du plongement de l'axe du pli, la localisation des surfaces axiales, des crêtes et des ensellements. Elle permet de séparer les failles régionales des failles locales ainsi que les directions et les pendages des failles. Les composantes du pendage utilisés dans l'interprétation peuvent être déterminées aussi bien graphiquement par le biais du diagramme des tangentes qu'analytiquement en se basant sur la géométrie. Dans cette dernière approche, les composantes T et L sont les projections du vecteur pendage sur les axes T et L (Fig. 2). Elles sont aussi des vecteurs et ont une direction et une magnitude. La méthode générale consiste à produire un diagramme des tangentes des valeurs de pendage lues, ensuite à utiliser les relations de la figure 2 pour calculer les

composantes T et L et produire les diagrammes des composantes du pendage (cf. Figs. 4 et 7).

LITHOSTRATIGRAPHIE ET SISMOSTRATIGRAPHIE

Lithostratigraphie

La série lithologique méso-cénozoïque du domaine de Cap Rhir s'étale sur les bassins onshore et offshore (Ambroggi 1963, Amghar 1996, Mridekh 2002). La série complète est décrite à travers les forages pétroliers Souss-1 côté offshore et AOK-1 côté onshore (Figs. 1 et 3).

Néogène

La série comporte un intervalle supérieur composé de 45 m d'argiles sableuses d'âge pliocène, surmontant une série d'âge miocène d'épaisseur 1200 m environ. Celle-ci est composée de sables fins (côtes 45-347,5) d'âge miocène supérieur indiqué par la présence de sa partie supérieure de *Globorotalia cf. plesiotumida* Blow et *G. merotumida* Blow. Le Miocène moyen (500 m) est composé d'argiles grises ou jaunâtres. Le Miocène inférieur est composé de 525 m d'argiles intercalées de silts. Le Paléogène (350 m environ) est composé d'argiles et de sables datés de l'Oligocène et de l'Eocène, sur la base de la présence des

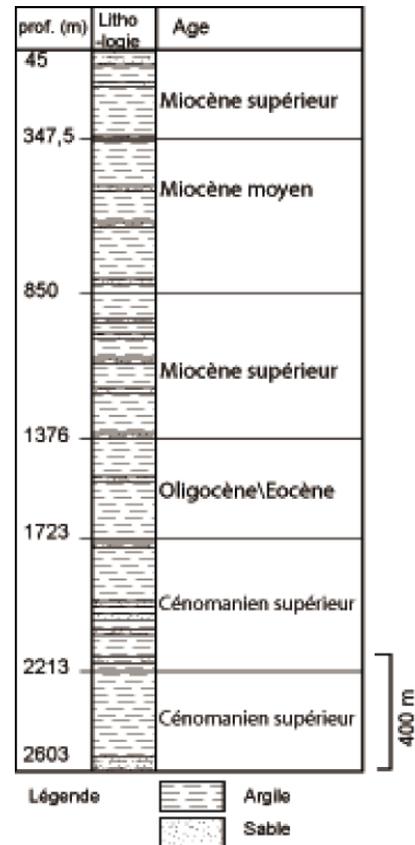


Figure 3. Colonne lithologique des forages pétroliers Souss-1 (voir figure 1 pour la localisation).

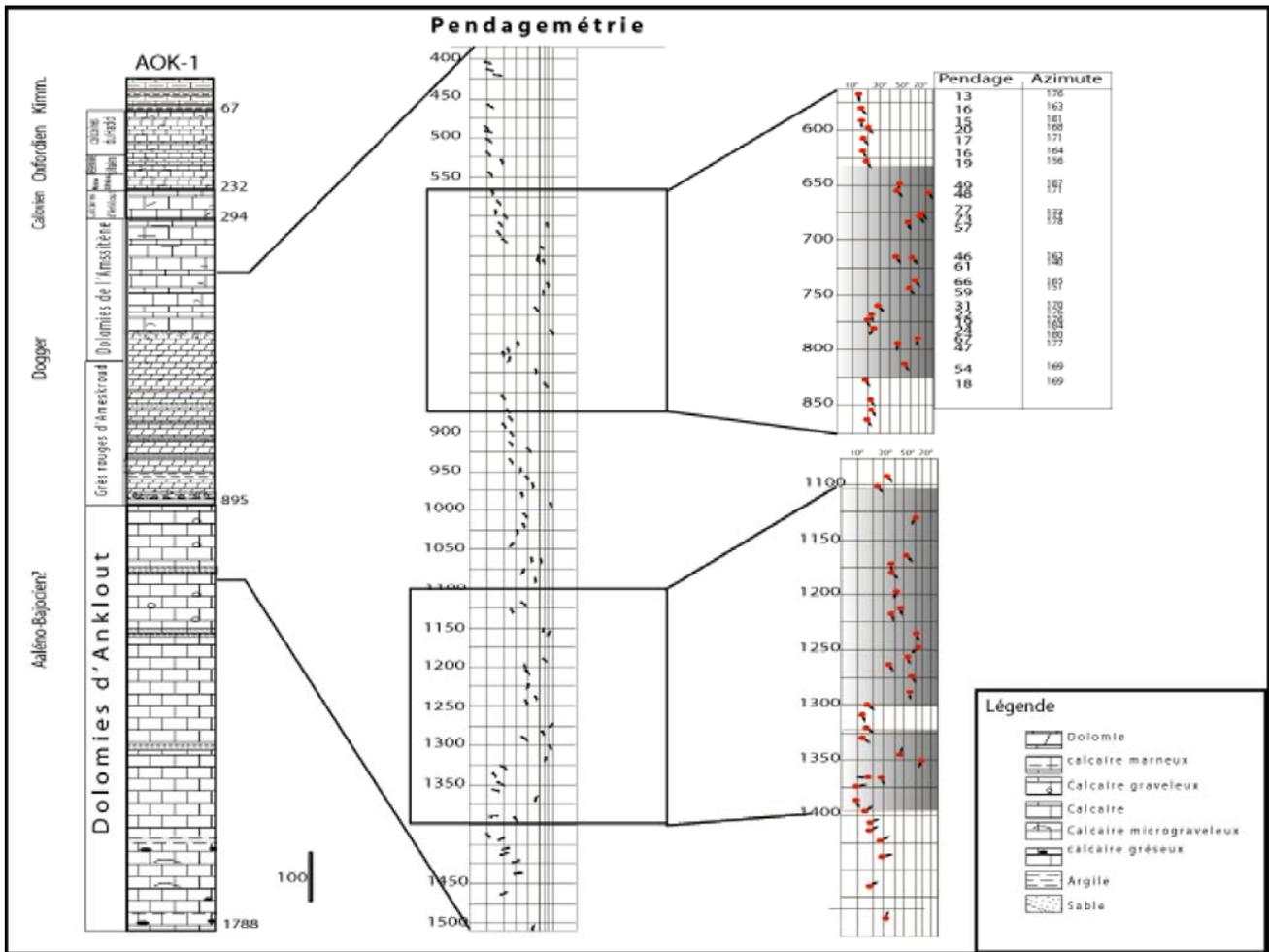


Figure 4. Colonne lithologique et diagramme de pendage de l'intervalle Aaléno-Bajocien-Dogger du forage pétrolier AOK-1. (voir figure 1 pour la localisation).

foraminifères de la fin de l'Oligocène et des formes de palynomorphes plus anciennes : *Hystriochokolpoma* cf. *eisenackii* Williams & Downie 1966, *Homotryblium plectilum* Drugg & Loeblich Jr., 1967 (anté-oligocène inférieur), *Areoligera tauloma* Eaton 1976, *Deflandrea phosphoritica* Eisenack 1938, et *Isabelidinium pellucidum* (Deflandre & Cookson 1955) Lentin & Williams, 1977.

Dans le bassin de Souss, le forage BSG-1 (Fig. 1) montre une série mio-pliocène épaisse de 700 m environ et constituée d'alternances grés-marneuses avec parfois des niveaux carbonatés. L'ensemble repose sur des niveaux à galets polygéniques avec des passées de marnes et de calcaires blancs gréseux

Crétacé

Au-dessous d'une discordance majeure, le Crétacé est composé d'argiles grises intercalées de calcaires du Cénomanien supérieur (côtes 1723-2213 m) et du Cénomanien inférieur (côtes 2213-2603 m).

Jurassique

Le forage pétrolier AOK-1 (Figs. 1 et 4) a traversé depuis la surface 1650 m de formations jurassiques attribuées à l'intervalle Toarcien-Tithonique (Fig. 4). Cette série est composée des unités ci-dessous.

Jurassique supérieur (300 m environ). Il débute à la base par un calcaire gris micrograveleux (dit d'Anklout), surmonté de marnes jaunes et rouges (Marnes d'Anklout), au sommet, des calcaires dolomitiques (Calcaires du Hadid) terminent la série.

Jurassique moyen (600 m environ) (« Dogger »). Il est constitué à la base par des dolomies microcristallines, à intercalations marneuses et d'anhydrite, de grès (Grès Rouges d'Ameskroud) et des calcaires marneux, des calcaires micrograveleux gris, des calcaires dolomitiques beiges ainsi que des grès dolomitiques et des calcaires oolithiques au sommet (Dolomies de l'Amsittène).

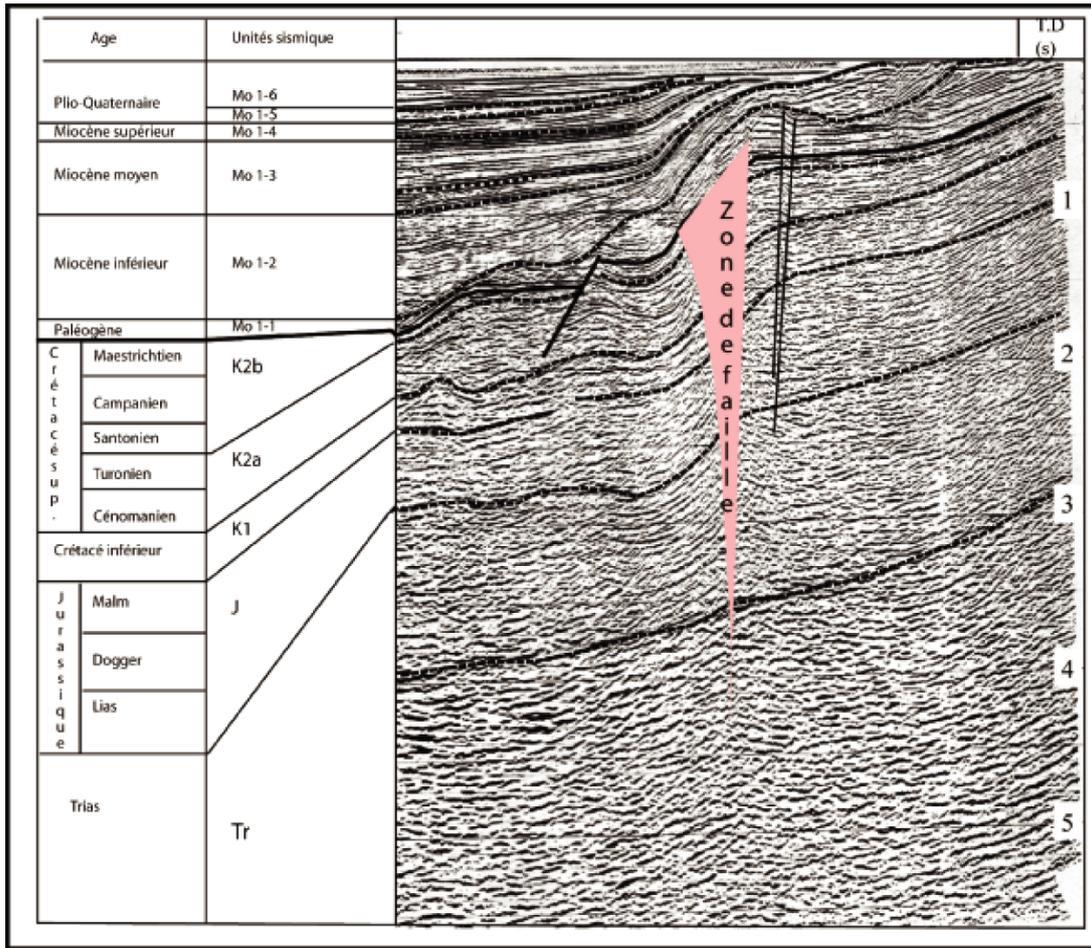


Figure 5. Unités sismostratigraphiques du bassin offshore d’Agadir (voir la figure 1 pour la localisation de la coupe sismique) et géométrie de la structure d’El Kasba offshore.

A la base de la série, les Dolomies d’Anklout (côtes 895-1788 m) sont d’âge aaléno-bajocien probable. On y distingue une zone marneuse supérieure et une zone carbonatée à la base. La première (895-1330 m) comprend des calcaires oolithiques à grains fins, localement oolithiques à intercalation de marnes silteuses et d’anhydrite. La seconde (1330-1788 m) est formée de calcaires dolomitiques gris localement oolithiques, à intercalations d’anhydrite, et des calcaires dolomitiques gris, graveleux, à oolithes.

Sismostratigraphie

Les unités sismostratigraphiques de la région d’Agadir peuvent être regroupées en deux grands ensembles (Figs 1 et 5). L’ensemble inférieur comprend les superséquences triasique (unité Tr), jurassique (unité J) et les unités crétacées (K1, K2a et K2b). Les réflexions de cet ensemble sont plus ou moins continues et se présentent en paquets sismiques affectés de nombreuses failles. Au-dessus, la superséquence tertiaire (Mo 1-1 à Mo 1-6) repose sur la précédente par l’intermédiaire d’une surface de discordance régionale (notée D in Mridekh *et al.* 2009). Les réflexions de cet ensemble ont une grande continuité et s’organisent en configuration parallèle de drapage.

GEOMETRIE DES PLIS DU DOMAINE DE CAP RHIR

Pli de Cap Rhir offshore

Le profil sismique (Fig. 6) montre que le pli de Cap Rhir du domaine offshore se développe au sud-ouest d’une faille constituant la bordure de la plateforme jurassique (Fig. 6, A et B). L’épaisseur de l’unité K1 (Crétacé inférieur) est réduite au-dessus du plan de la faille alors que les sismoséquences du Crétacé supérieur (K2a, K2b) et tertiaires (Mo1-1 à Mo1-6) s’organisent soit en configuration parallèle ou légèrement divergente, soit en prisme progradant vers le SW (Fig. 6 A et C). La bordure de plateforme jurassique constitue, en fait, l’expression du jeu normal, au cours du Jurassique, de la faille majeure du système de Taghazoute (Fig. 1), alors que les unités Mo1-1 et Mo 1-2 se présentent en bordure de plate-forme avec une configuration en prisme oblique qui dénote une progradation rapide en réponse aux événements tectoniques compressifs et à une chute eustatique majeure corrélée à celle de la fin du Chattien (Haq *et al.* 1987, Cahuzac 1989). Plus au nord, Hafid (1999) a mis aussi en évidence le rôle de la bordure de la plateforme dans l’évolution post-rift de la marge atlantique marocaine. Elle y forme une flexure dite

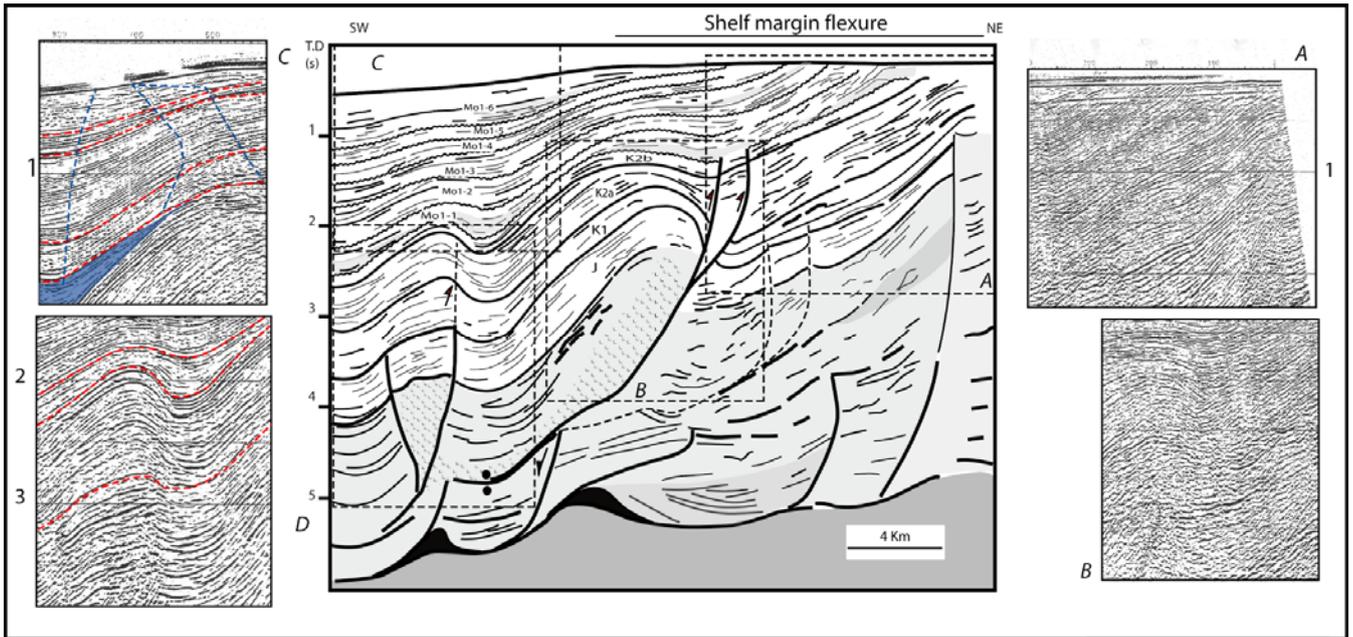


Figure 6. Interprétation de la coupe sismique du pli de Cap Rhir offshore (voir figure 1 pour la situation) et différentes configurations structurales associées.

de bordure de marge (Hafid 1999, Hafid *et al.* 2006). Une telle structure est la réponse à la compression atlasique par inversion tectonique partielle ou totale de la faille de Taghazoute et soulèvement vertical du plateau atlantique marocain entre Essaouira et Agadir.

Pli de Cap Rhir onshore

Cette structure est étudiée par le biais de l'enregistrement brut des valeurs de pendage des couches du puits pétrolier AOK-1 (Figs. 1 et 4). Celles-ci montrent une première forte augmentation du pendage au niveau des profondeurs 650-750 m (profondeur correspondant aux Grès rouges d'Ameskroud) où il peut atteindre 75°, et une deuxième entre les profondeurs situées aux environs de 1100 à 1300 m, dans les Dolomies d'Anklout. Ces pendages, traités sur un stéréogramme (Fig. 7a), s'alignent au niveau de l'azimut 167°, qui définit la direction transversale du pli selon les principes d'analyse de la technique SCAT ; la direction longitudinale est située à 90° de la direction précédente, soit à 77°. Ces valeurs coïncident avec les informations connues au niveau de la structure tectonique régionale (Duffaud 1962). D'autre part, le diagramme "pendage vs. azimut" (Fig. 7b) n'est pas symétrique ; les fortes valeurs de pendage concentrées sur une direction particulière ne concordent ni avec une structure tabulaire, ni avec un pli à double plongement et encore moins avec un pli déversé. La structure de Cap Rhir est donc un pli à plongement unique mais affecté par une faille à pendage moyen, en comparaison avec les modèles de Bengtson (1981).

Les diagrammes SCAT (Fig. 8) montrent aussi une augmentation progressive des valeurs de la composante transversale (*Transverse Dip Component Plot vs Depth*)

(Fig. 8C). Des configurations particulières au niveau des profondeurs 650 m et 1300 m indiquent que des déformations différentes sont à l'origine des perturbations des pendages bruts (Fig. 4 et 8C). En fait, la première, en "cusp", orientée dans la même direction que celle du diagramme "pendage vs profondeur" (Fig. 8B), indique qu'il s'agit de l'effet d'une faille de même sens de pendage que celui des couches, soit SE ou SSE. La deuxième, qui se présente sous la forme d'un maximum (profondeur 1200 m) et un point d'inflexion (profondeur 1300 m) (Fig. 8C), exprimerait les éléments géométriques de la charnière d'un pli (plan axial et ligne de crête). Les perturbations à ce niveau seraient, en conséquence, le résultat d'un plissement intense des couches gréseuses, très probablement lié au jeu d'une faille. A l'opposé, la composante longitudinale du pendage (graphe *Longitudinal dip component plot vs. Depth*) (Fig. 8D) montre une valeur faible de plongement avec un comportement globalement constant, ce qui peut être expliqué par la constance de l'attitude de l'axe du pli sur la direction sub-équatoriale.

RÔLE DES FAILLES DANS LA MISE EN PLACE DES PLIS DU DOMAINE DE CAP RHIR

Le pli de Cap Rhir onshore est, suite à la mise en évidence de l'existence des failles, une structure en pli-faille et, compte tenu de sa géométrie de surface (Duffaud 1962) globalement dissymétrique (Fig. 9), il aurait connu une évolution ayant des traits communs avec celle du pli Cap Rhir offshore, qui prend naissance sur un système de failles utilisant un niveau de décollement triasique (Fig. 6, B et D). La faille centrale, une composante du dispositif de Taghazoute (Mrdekh 2002) est, en outre, injecté de sel (Fig. 6, B). Le maximum de raccourcissement faisant intervenir la faille s'étend jusqu'aux réflecteurs du Crétacé

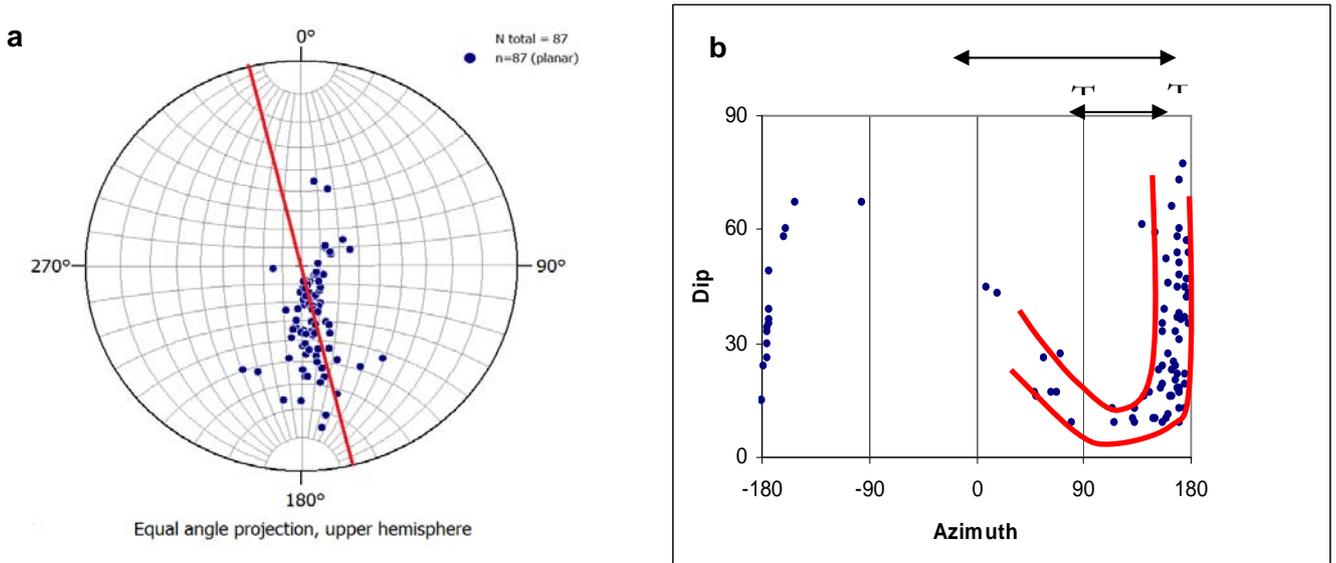


Figure 7. Diagramme des tangentes (a) et du pendage en fonction de l'azimut (b) du forage pétrolier AOK-1.

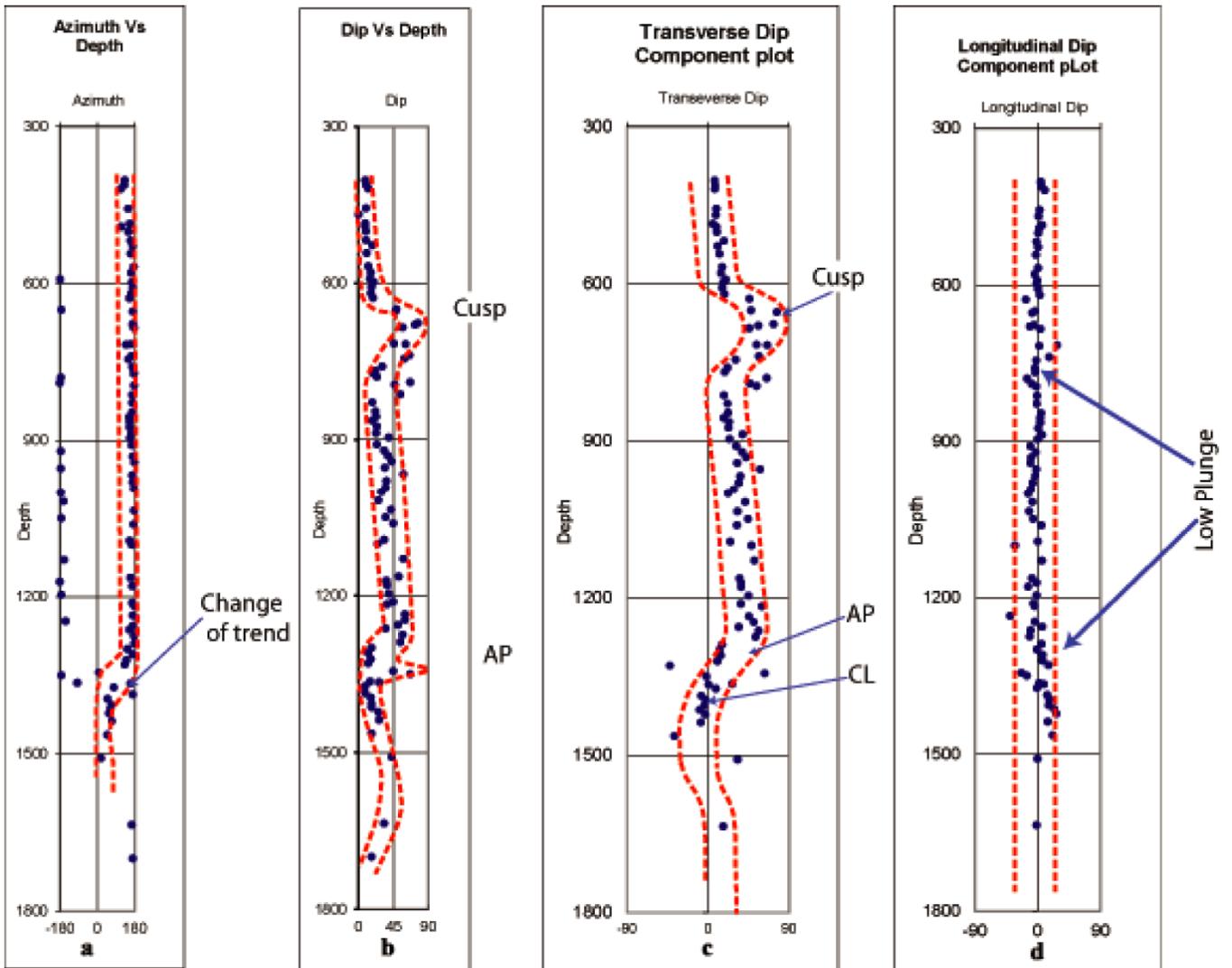


Figure 8. Diagrammes SCAT du forage pétrolier AOK-1. A, azimut ; B : pendage ; C : Composante transversale du pendage ; D, Composante longitudinale du pendage ; tous en fonction de la profondeur. AP, Plan axial ; CL : Ligne de crête.

supérieur (K2b) qui échappent à l'effet de la faille. Le raccourcissement se poursuit tout au long du Néogène comme indiqué par les triangles de croissance délimitant les "kinks" de déformation (Suppe *et al.* 1992), au niveau des sismoséquences néogènes (Fig. 6 C). Ceci indique aussi que toute manifestation extensive, au moins au niveau de Cap Rhir, ne refléterait que l'effet des paramètres secondaires, notamment ceux de la tectonique salifère. La comparaison des structures onshore et offshore (Figs. 6 et 9) permet de proposer un fonctionnement du système de Cap Rhir sur le même niveau de décollement triasique.

CINÉMATIQUE DE PLISSEMENT EN CONTEXTE SALIFERE ET PHASES MAJEURES DE PLISSEMENT DU GRAND BASSIN D'AGADIR

L'observation détaillée des relations de réflexion montre que le pli de Cap Rhir offshore a subi les effets de la compression atlasique au Crétacé, au Néogène et au Plio-Quaternaire (unités Mo1-2 à Mo1-6 de la Fig. 6). Ces unités, absentes sur le pli de Cap Rhir onshore (Figs. 4 et 9), s'organisent en dépôts progradants vers le bassin offshore. La progradation est contemporaine aux soulèvements "syn"- et post-crétacés du pli onshore.

Le mouvement de compression continue au Néogène semble être moins important que celui que nous avons montré dans la structure d'El Kasba (Mridekh *et al.* 2009),

qui s'exprime en véritable flexure sur faille (Fig. 5). Cependant, du point de vue de l'âge de la déformation, un grand synchronisme est noté entre la présence de dépôts progradants dans un milieu à grande énergie hydrodynamique (unité Mo 1-1), l'amincissement sur le flanc SW du pli de Cap Rhir offshore (Fig. 6 C), et les figures de *downlap* des sismoséquences Mo 1-3 et Mo1-4 (Fig. 6).

En ce qui concerne le pli de Cap Rhir onshore, la mise en évidence de failles au cœur du pli montre qu'il ne s'agit pas d'une structure en simple pli coffré mais d'une structure en pli-faille d'âge syn- à post-crétacé. Elle se distingue de celle du domaine offshore par le fait que celle-ci est réalisée en position distale par rapport à la bordure de plateforme jurassique et dans un contexte de tectonique salifère manifeste.

MÉCANISMES DE PLISSEMENT DES DOMAINES ONSHORE ET OFFSHORE DE CAP RHIR

La reconstitution des mécanismes de croissance des structures plicatives se fait à l'aide de modèles cinématiques actuellement établis tant en affleurement qu'en subsurface (Suppe 1983, Jamison 1987, Chester & Chester 1990, Suppe & Medwedeff 1990). Dans le cas particulier d'un plissement en contexte salifère, la déformation est fonction du coefficient de friction basal

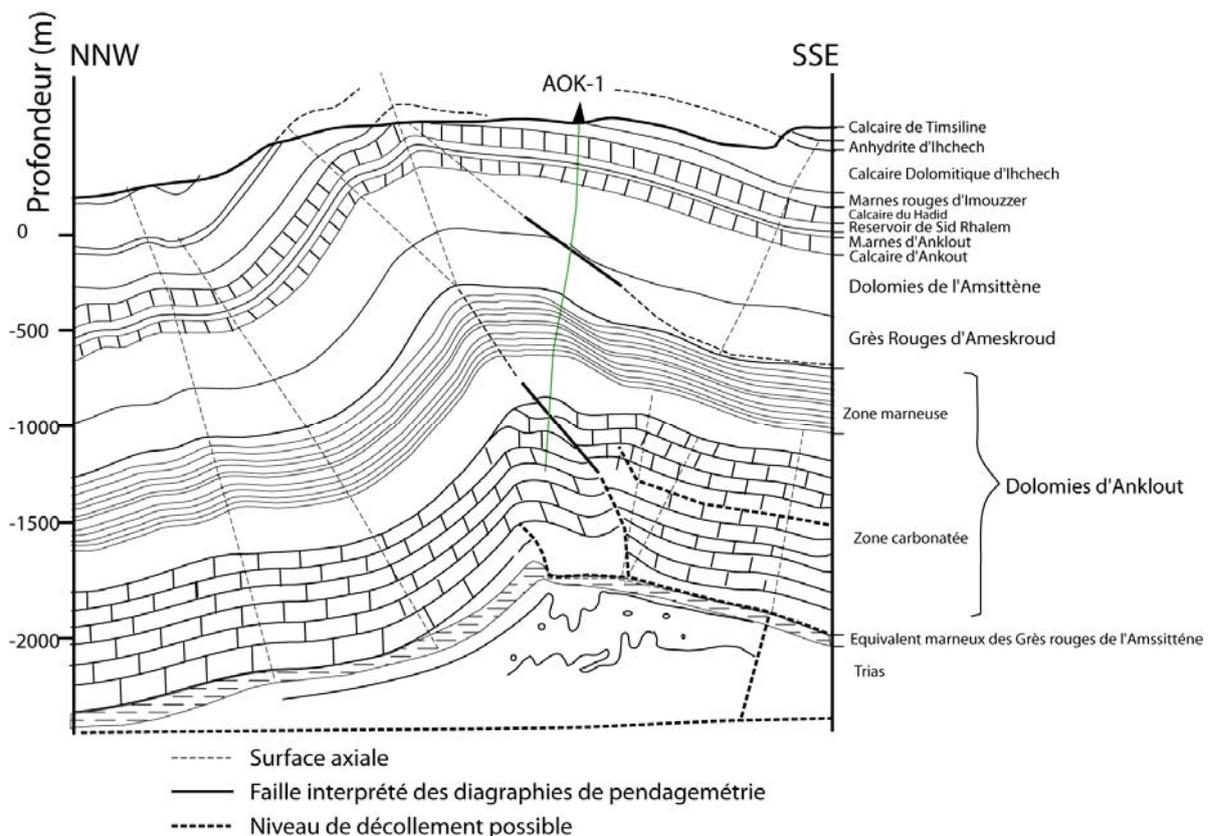


Figure 9. Modèle géométrique proposé pour le pli d'Aït Ourik (modifié d'après Duffaud 1962).

(Davis & Engelder 1985), qui contrôle le taux d'imbrication et la géométrie du biseau construit entre le niveau de décollement et le toit des structures plicatives (Mandl & Shippam 1981, Zoetemeijer *et al.* 1993, Nemčok *et al.* 2005). La propagation de la déformation est proportionnelle au coefficient de friction (Davis *et al.* 1983): un faible angle permet une projection plus importante de la déformation et une symétrie des structures plicatives.

Les exemples présentés dans le présent travail montrent que deux paramètres interviennent dans la mise en place des structures du domaine de Cap Rhir: d'une part, leur position par rapport à la plateforme jurassique; et d'autre part, l'existence de l'activité salifère et l'importance de l'héritage tectonique. Celui-ci conditionne leur abondance.

Dans le bassin offshore d'Agadir, le système de failles de Taghazoute est à l'origine, par son jeu normal jusqu'à la fin du Jurassique, d'une bordure de plateforme carbonatée (Mridekh 2000). Aussi, est-il très probable que des failles subéquatoriales (notamment dans le domaine onshore de Cap Rhir) aient pris naissance au cours de cette même période (Amghar 1996). L'absence des séries néogènes sur l'actuelle zone axiale de Cap Rhir, côté onshore, permet de déduire que des mouvements de soulèvement différentiel (très probablement liés à l'importance du système de failles) ont eu lieu sur ce dispositif. Dans le présent travail, la mise en évidence de failles à l'intérieur de la série jurassique ouvre la porte à une possible évolution du pli selon un mécanisme de "*Fault related fold*" (Fig. 9) (Suppe 1983). Un des mécanismes possibles est le développement de la structure de Cap Rhir sous l'effet de deux niveaux de décollement, le premier au sommet des marnes de la zone marneuse des Dolomies d'Anklout; le second utilise le niveau de décollement triasique (Fig. 9). Les contraintes sur le modèle sont obtenues par la géométrie dissymétrique du pli, l'existence certaine d'une faille vers 650 m de profondeur et une charnière de pli, très probablement liée à l'activité d'une faille triasique et à un niveau de décollement généralisé à l'ensemble de la marge atlantique marocaine, bien visible sur la figure 6. La confirmation d'un tel mécanisme nécessite des levés détaillés de terrain.

Dans le domaine offshore, le soulèvement de la plateforme jurassique (Figs. 1 et 6) est contemporain de la mise en place du plissement sur un (ou plusieurs) niveau(x) de décollement triasique (Fig. 6). Les plis-failles situés en position distale, probablement les plus précoces, ont, en plus, contribué à la vergence nord de la structure. La concomitance du soulèvement et de l'érosion depuis les plis du domaine onshore donne naissance à la flexure de bordure de marge.

DISCUSSION

Les nouveaux résultats obtenus dans le présent travail mettent en évidence les relations étroites existant entre les plissements du domaine offshore et ceux du domaine onshore d'Agadir. Un de leur point commun d'évolution est l'association pli-faille qui, semble-t-il, constitue un

mécanisme générale de croissance de ses structures dans l'ensemble du bassin d'Agadir. Ils diffèrent cependant par leur position par rapport au lieu de l'activité salifère, très probablement plus importante dans le domaine offshore (Figs. 1 et 6).

D'autre part, la position des foyers sismiques de la région montre leur forte dépendance des structures régionales, ils sont en majorité situés aux alentours du système de plis d'El Kasba (précisément sur son flanc nord) et au toit de l'anticlinorium de Cap Rhir offshore. Les rares foyers sismiques du domaine onshore sont situés au niveau du synclinal de Tamghart et sur un linéament subméridien du pli d'Ait Ourik (Fig. 1). Cette forte disparité de distribution des foyers sismiques entre le domaine onshore et offshore montre que le risque sismique diminue fortement en s'éloignant, vers le NW et l'Ouest, du prolongement à terre de la faille de Tildi dont le tracé s'étend en offshore sur environ 30 km (Mridekh 2002, Mridekh *et al.* 2004). La diminution est drastique en direction de Cap Rhir onshore. A l'opposé, l'activité sismique, importante dans le domaine de Cap Rhir offshore, est à relier très probablement aux accumulations de sel qui constitueraient des vecteurs de déplacement en réponse aux contraintes compressives atlasiques. Elle serait la conséquence, dans le domaine d'El Kasba, de l'intersection entre les failles de direction NNE-SSW et E-W (Fig. 1).

CONCLUSION

Dans ce travail, l'utilisation des profils sismiques et des données diagaphiques a permis de fournir une explication conjointe des modalités de plissement des bassins onshore et offshore d'Agadir. Dans le domaine de Cap Rhir offshore, la croissance de deux structures plicatives, globalement dissymétriques, se fait parallèlement à l'injection du sel triasique le long de deux systèmes de failles à regard sud ou sud-ouest. La flexure de bordure de marge concourt avec le développement du pli de Cap Rhir offshore. La compétition entre l'activité salifère et le taux de sédimentation particulièrement élevé au cours du Néogène dans le bassin offshore d'Agadir a fait que le sel n'a pas atteint la surface comme il est le cas dans le bassin d'Essaouira. Il reste ainsi au stade passif. Le maximum d'activité de croissance s'est réalisé au cours du Paléogène (Mo 1-1), à la fin du Miocène moyen (Mo 1-3) et au Plio-Quaternaire (Mo 1-5, Mo 1-6) sans intervention majeure des failles triasico-jurassiques. Les mêmes âges de déformation ont été mis en évidence dans le bloc d'El Kasba (Fig. 5) (Mridekh *et al.* 2009). L'épaisseur des dépôts, en grande partie de drapage ou progradant en configuration oblique, reflète l'activité de croissance au cours des phases atlasiques néogènes du pli de Cap Rhir. Il semble, en conséquence, que l'absence de failles qui percent la couverture néogène n'a pas constitué un paramètre limitant l'activité sismique dans cette partie de la marge. Cette activité est concentrée dans deux "nœuds tectoniques": le premier dans la zone d'intersection de la faille de Tildi et le système d'El Kasba, le second, au niveau de l'anticlinorium de Cap Rhir offshore.

D'autre part, le pli de Cap Rhir onshore montre une configuration globalement dissymétrique à vergence nord. Bien que des informations précises sur le jeu des failles au cours de la période triasico-jurassique ne soient pas disponibles, la configuration actuelle et les informations obtenues à partir des diagraphies de pendagemétrie permettent de déduire que cette structure serait le résultat de mécanisme de type "fault related fold". Le faible nombre de

foyers sismiques illustre le faible potentiel sismogène de cette structure.

Remerciements. L'auteur tient à remercier MM. les professeurs H. Echarfaoui (Université Ibn Tofail, Fac. Sci. Kénitra) et A. Belfoul (Univ. Ibn Zohr, Fac. Sci. Agadir) pour leurs critiques constructives. Mes remerciements vont aussi à la Direction d'Exploration à l'ONHYM (pole hydrocarbures) pour avoir fourni les données utilisées dans ce travail.

Références

- Allard P.L., Coché, E. & Duffaud, F. 1958. L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 16, 7-16.
- Alonso-Gavilán G., González-Delgado J.A., Civis J., Pais J. & Legoinha P. 2001. El Neógeno superior del Valle del Souss (Agadir, Sur de Marruecos). *Geogaceta*, 157, 1-322.
- Ambroggi R. 1963. Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental. et de la plaine du Souss. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 157, 322 p.
- Amghar M. 1996. *Evolution structurale du Haut Atlas occidental dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique centrale et de la collision Afrique-Europe : Structure, instabilités tectoniques et magmatisme*. Thèse ès-Sciences, Univ. Cadi Ayad, Fac. Sci. Marrakech, 235 p.
- Basile C., Pecher A., Corazzi M., Odonne F., Maillard A., Debroas E.J. & Callot P. 2009. TrackDip: a multi-scale processing of dipmeter data. Method, tests, and field example for 3D description of gravity-driven deformations in the Eocene foreland basin of Ainsa, Spain. *Mar. Petroleum Geol.*, 26, 5, 738-751.
- Bengston C.A. 1981. Statistical curvature analysis techniques for structural interpretation of Dipmeter Data. *A.A.P.G.* p. 312-332.
- Cahuzac B. 1989. Sur le Tertiaire marin de la région d'Agadir. *1^{er} Colloque sur le Néogène atlanto-méditerranéen*, Tétouan, 12-14 Mai, pp. 93-94.
- Chester J.S. & Chester F.M. 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *J. Struct. Geol.*, 12, 903-910.
- Davis D. & Engelder T. 1985. The role of salt in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- Davis D., Suppe J. & Dahlen F.A. 1983. Mechanics of fold and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172.
- Duffaud F. 1962. Le cadre géologique de la région d'Agadir. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 154, p. 5-6.
- Duffaud F. 1981. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Imi n'Tanout. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 203.
- El Alami S.O., Medina F. & Jebli H. 1992. Etude du séisme d'Agadir du 5 avril 1992. *Gaia*, Lisboa, 5, 1-5.
- Fraissinet C., Zouine E.M., Morel J.-L., Poisson A., Andrieux J. & Faure-Muret A. 1988. Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In: Jacobshagen V.H. (ed.) - *The Atlas system in Morocco*. Lecture Notes in Geosciences, Springer-Verlag, 15, pp. 275-291.
- Groshong R.H. 2006. *3-D Structural Geology - A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation*. Springer-Verlag, Berlin, 400 p.
- Hafid M. 1999. *Incidence de l'évolution du Haut Atlas occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique méso-cénozoïque de la marge atlantique (entre Safi et Agadir). Apport de la sismique réflexion et des données de forages*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Ibn Tofail, Fac. Sci. Kénitra, 282 p.
- Hafid M., Ait Salem A. & Bally A.W. 2000. The western termination of the Jebilet-High Atlas system (offshore Essaouira basin, Morocco). *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 3, 431-443.
- Hafid M., Bally A.W., Ait Salem A., Mridekh A. & Toto E.A. 2005. Rôle de l'héritage structural et de la tectonique salifère dans l'évolution méso-cénozoïque de la terminaison occidentale du Haut Atlas. *Notes & Mém. Serv. Geol. Maroc*, 514, 103-120.
- Hafid M., Zizi M., Bally A.W. & Ait Salem A. 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *C.R. Géoscience*, 338, 50-64.
- Haq A., Hardenbol B. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea-level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hasthammer J. & Fossen H. 1998. the use of dipmeter data to constrain the structural geology of the Gulfaks Field, Northern sea. *Mar. Petroleum Geol.* 15, 549-573.
- Höcker C., Eastwood K.M., Herweijer J.C., Adams J.T. 1990. Use of dipmeter data in clastic sedimentological studies. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 74, 2, 105-118.
- Jamison J.W. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, 9, 207-219.
- Mandl G. & Shippam G.K. 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: McClay K.R. & Price N.J. (eds) - *Thrust and nappe tectonics*. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 9, pp. 79-98.
- Medina F. 1986. Étude structurale de la partie occidentale d'un accident bordier atlasique : l'accident d'Ichemrarene-Imi n'Tanout (Haut Atlas occidental). Implication sur la chronologie relative des phases compressives tertiaires. *Bull. Sci. Terre*, Rabat, 2, 86-98.
- Medina F. 1994. *Evolution structurale du Haut Atlas occidental 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'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, n°1155, 260 pp.
- Mridekh A., Toto E.A., Hafid M. & El Ouataoui A. 2000. structure sismique de la plateforme atlantique au large d'Agadir (Maroc sud occidental). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planètes*, 331, 387-392.
- Mridekh A. 2002. *Géodynamique des bassins méso-cénozoïques de subsurface de l'offshore d'Agadir (Maroc sud occidental) : contribution à la reconnaissance de l'histoire atlasique d'un segment de la marge atlantique marocaine*. Thèse de Doctorat, Univ. Ibn Tofail, Fac. Sci. Kénitra, 227 p.
- Mridekh A., Toto E.A., Hafid M., Benammi M. & Al-Saad H. 2004. Distribution de la sismicité le long des structures atlasiques du grand bassin d'Agadir (Maroc sud occidental), *Colloque international sur les technologies nouvelles et l'amélioration de la gestion des risques majeurs*, Kénitra, 15-17 Mars 2004, p. 44.
- Mridekh A., Medina F., Mhammdi N., Samaka F. & Bouatmani R. 2009. Structure of the Kasbah fold zone (Agadir bay, Morocco). Implications on the chronology of the recent

- tectonics of the western High Atlas and on the seismic hazard of the Agadir area. *Estudios Geológicos*, 65, 2, 121-132.
- Mustaphi H., Medina. F., Jabour H. & Hoepffner C. 1997. Le bassin de Souss (Zone de faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc) : résultat d'une inversion tectonique contrôlée par une faille de détachement profonde. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 1-2, 153-168.
- Nemčok M., Steven S. & Rod G. 2005. *Thrustbelts. Structural architecture, thermal regimes, and petroleum systems*. Cambridge University Press, 527 p.
- Outtani F. 1996. *Cinématique, modélisation et bilan énergétique des plis de rampe. Approche théorique et application à deux régions du Front sud-atlasique*. Thèse, Univ. Cergy-Pontoise, France, 203 p.
- Petit J.P., Raynaud S. & Coutru J.P. 1985. Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas- Maroc). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, I, 3, 415-421.
- Sébrier M., Siame L., Zouine E.M., Winter T., Missenard Y. & Leturmy P. 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *C.R. Geosciences*, 338, 65-79.
- Shlumberger 1986. *Fundamentals of dipmeter interpretation*. New York, Shlumberger Ltd. 76 p.
- Suppe J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Science*, 283, 684-721.
- Suppe J. & Medwedeff D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83, 409-454.
- Suppe J., Chou G.T. & Hook S.C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay K.R. (ed.) - *Thrust tectonics*, Chapman and Hall, London, pp. 105-121.
- Weisrock A.L.E. 1980. *Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique*. Thèse d'Etat, Univ. Paris I, 931 p., publiée dans *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 332 (1993), 488 p.
- Williams G.D. & Dobb A. 1993. Tectonics and seismic stratigraphy. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 71, 219 p.
- Zoetemeijer R., Cloetingh S., Sassi W. & Roure F. 1993. Modelling of piggyback-basin stratigraphy: record of tectonic evolution. *Tectonophysics*, 226, 253-269.
- Zouine E.M. 1993. *Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque*. Thèse d'Etat, Université Mohamed V. Rabat, 308 p.

Manuscrit reçu le 13 décembre 2010
Version modifiée acceptée le 27 octobre 2011