

Subsidence, évolution thermique et maturation des hydrocarbures dans le bassin d'Essaouira (Maroc) : apport de la modélisation

Rkia BOUATMANI¹, Abdelouahed CHAKOR ALAMI² & Fida MEDINA³

1. GETECH Group plc, Elmete Hall, Elmete lane, Leeds LS8 2LJ, Royaume-Uni. e-mail : rb@getech.com

2. Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM), 34, Av. Al Fadila, B.P. 8030 NU, Rabat e-mail : chakor@onhym.com

3. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Agdal, Rabat. e-mail : medina@israbat.ac.ma

Résumé. L'étude de l'histoire de la subsidence dans le bassin d'Essaouira à l'aide du logiciel BasinMod™ a permis de mettre en évidence 3 phases principales : la première, du Trias supérieur au Callovien, avec une subsidence initiale rapide au cours du Trias supérieur-Lias inférieur et une phase de thermo-relaxation du Lias supérieur au Callovien ; la deuxième, de l'Oxfordien à l'Aptien, comporte une subsidence rapide de l'Oxfordien au Berriasien, et une thermo-relaxation au Valanginien et à l'Aptien ; la troisième, s'étendant de l'Albien au Néogène, avec une subsidence rapide à l'Albien et au Cénomaniens, suivie d'une phase lente au cours du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire (Eocène), et un soulèvement à partir du Miocène. Les cartes de quantité et de vitesse de subsidence et de sédimentation montrent des zones subsidentes dans la partie ouest du bassin autour d'Essaouira, et au NE du diapir de Tidsi. Le facteur d'extension β pour le modèle d'extension uniforme correspond à des valeurs allant de 1,2 à 1,7. Graphiquement, les courbes de subsidence tectonique de 4 puits sélectionnés apparaissent encadrées par les courbes correspondant à $\beta = 1,15$ et $\beta = 1,66$. La formation d'hydrocarbures à partir de la roche-mère oxfordienne (Marnes d'Anklout) commence au Crétacé inférieur, et la zone de maturation thermique maximale s'étend selon la direction E-W, coïncidant avec les zones de subsidence maximale (Essaouira-Neknafa). La comparaison des valeurs calculées de la maturation (exprimées par la réflectance de la vitrinite R_o) avec les valeurs mesurées montre une bonne correspondance sauf pour la partie occidentale du bassin, où les valeurs mesurées sont plus faibles.

Mots clés : Maroc, bassin d'Essaouira, géodynamique, modélisation, subsidence, exploration pétrolière.

Subsidence, thermal evolution and hydrocarbon maturation in the Essaouira basin (Morocco): contribution of modelling with the help of BasinMod™ software.

Extended abstract. The Essaouira basin (Fig. 1) is an uplifted part of the Moroccan Atlantic margin. The Mesozoic – Cenozoic formations (Fig. 2) comprise a Triassic – Earliest Jurassic synrift sequence, deposited during the extensional events related to the Central Atlantic rifting (Fig. 3a) and a Jurassic to Eocene post-rift sequence, which has been folded and faulted by halokinesis and Atlasic inversion (Fig. 3b). The subsidence history of the Essaouira basin was studied with the help of the software BasinMod™, which allowed comparison with previous studies (Table I). The input database comprises lithology of formations (Fig. 2), compaction parameters (Table A1), depth of deposition (Fig. 5, Table A2), and sea-level variations (Table A3). Forty-one data points were used, comprising 6 real wells and 35 fictitious wells (Fig. 4). This allowed us to define 3 main episodes (Fig. 6): (i) the first comprises a fast initial subsidence during the late Triassic – Early Liassic and a slow thermo-tectonic stage from late Liassic to Callovian times; (ii) the second comprises a fast tectonic stage from Oxfordian to Berriasian times, followed by a slower subsidence in Valanginian and Aptian times; (iii) finally, the last episode is recorded from the Albien to the Neogene, with a rapid subsidence during Albien to Cenomanian times, and a slower or even inverse subsidence during the Late Cretaceous and the Tertiary. Maps of amount and velocity of total and thermo-mechanical subsidence (Figs 7-12) show that the most subsiding areas are located at the western part of the basin around the Essaouira area and northeast of the Tidsi diapir. The extension factor β for a uniform extension model corresponds to values of 1.2 to 1.7. Graphically, the tectonic subsidence curves of 4 selected wells appear to fit between the curves corresponding to $\beta = 1.15$ and $\beta = 1.66$ (Fig. 13). The use of a non-uniform model shows that crustal stretching is slightly larger than subcrustal stretching in the eastern part, while the values are comparable towards the western part (Fig. 14). Study of thermal maturation is based on data on flux and gradient (Figs 15-16). Hydrocarbon formation from Oxfordian source rocks ("Anklout marls") starts during the early Cretaceous (Fig. 17), and the maximum area of thermal maturation, expressed by values of TTI converted to R_o extends along an E-W trend, coinciding with the areas of maximum subsidence (Fig. 18). Comparison of calculated and measured values of R_o shows a good fit, excepting for the western area (Fig. 19).

Key words : Morocco, Essaouira basin, geodynamics, modelling, subsidence, petroleum exploration.

INTRODUCTION

Le bassin d'Essaouira (Fig. 1) représente un segment de la marge atlantique marocaine, émergé à partir du Cénozoïque en réponse à l'orogénèse alpine en Afrique du Nord. Outre son importance dans la reconstitution de l'histoire de l'Atlantique central (Von Rad *et al.* 1982, Sahabi 2004), la découverte de gisements d'hydrocarbures en 1956 a relancé les études stratigraphiques et structurales dans le bassin (Duffaud 1960, Duffaud *et al.* 1966, 1970a, b, ROMPETROL 1983, Broughton & Trépanier 1993, Morabet *et*

al. 1998), qui avaient été entamées au milieu du XX^{ème} siècle (Roch 1930, 1950).

En parallèle avec la récente intensification de l'exploration pétrolière dans l'ensemble du Maroc (ONAREP 1998, Morabet *et al.* 1998), la dernière décennie a connu un regain d'intérêt pour le bassin, matérialisé par la multiplication des études générales (Broughton & Trépanier 1993, Medina 1994, Mehdi 1994, Le Roy 1997, ONAREP 1998, Hafid 1999, 2000, Bouatmani 2002, Mehdi *et al.* 2004, Hafid *et al.* 2005), et des études de modélisation de la subsidence au moyen de logiciels informatiques simples ou

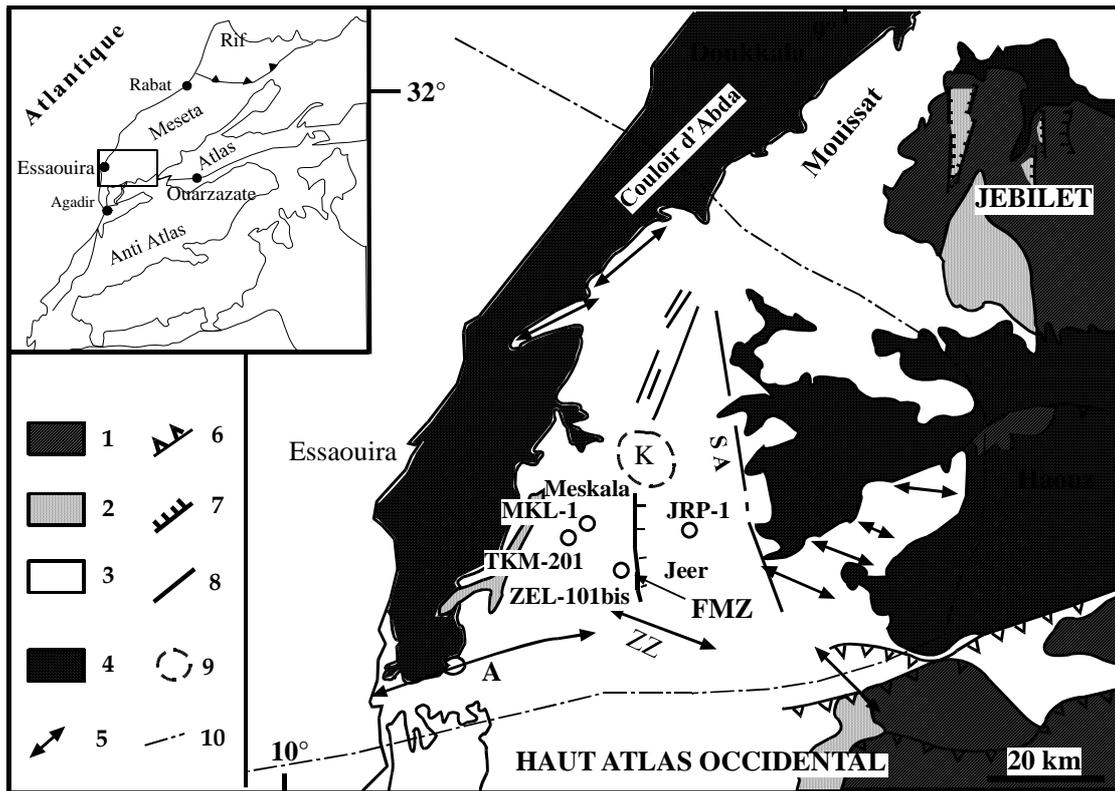


Figure 1. Carte structurale simplifiée du bassin d'Essaouira. 1, socle paléozoïque ; 2, Permien terminal et Trias ; 3, Jurassique et Crétacé ; 4, Pliocène et Quaternaire ; 5, axe anticlinal ; 6, faille inverse ; 7, faille normale ; 8, décrochement / faille indéterminée ; 9, diapir ; 10, limite du bassin d'Essaouira. FMZ, faille de Meskala-Zelten.

performants (Medina 1992, Mustaphi & Bouatmani 1996, Labbassi 1998, Labbassi *et al.* 2000, Ellouz *et al.* 2003, Zühlke *et al.* 2004). Ces études de la subsidence ont été principalement vouées à la compréhension de l'évolution de la sédimentation et de la tectonique, ainsi qu'aux répercussions sur l'évolution géodynamique du bassin dans le contexte de celle de la marge marocaine et du Haut Atlas.

Cependant, bien que la température soit un paramètre essentiel du contrôle de l'évolution tectonique et de la maturation des hydrocarbures (Lopatin 1971, Waples 1980, McKenzie 1981), l'histoire thermique proprement dite du bassin n'a été abordée que par Labbassi (1998) pour un seul puits fictif. Nous avons donc procédé à une étude quantitative détaillée du bassin à l'aide du logiciel BasinMod™. En plus des résultats de l'étude de la subsidence, matérialisée par des courbes et des cartes de quantité et de vitesses de subsidence, nous exposons dans cet article ceux de l'évolution thermique et de la maturation des hydrocarbures.

CADRE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

Le bassin d'Essaouira (Fig. 1), élément central du grand bassin côtier mésozoïque d'El Jadida–Agadir, est bordé au nord par le bassin des Doukkala, au nord-est et à l'est par les seuils des Jebilet occidentales et du Haouz, au sud par le bassin d'Agadir (actuellement Haut Atlas occidental) et à l'ouest par l'Océan atlantique.

Stratigraphie

Les formations fini-paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques du bassin d'Essaouira (Fig. 2) sont

classiquement décrites par l'assemblage de deux super-séquences tectono-stratigraphiques : une super-séquence syn-rift d'âge permien terminal probable à jurassique basal, et une super-séquence post-rift, d'âge jurassique inférieur à éocène (Heyman 1989, Medina 1995).

Les formations de la super-séquence syn-rift, épaisses de plus de 2000 m au puits JRP-1, comportent des conglomérats, des grès, des argilites, des évaporites (Salvan 1984, Bouatmani *et al.* 2004) et des coulées de basaltes marquant généralement au Maroc la limite Trias–Jurassique (cf. Olsen *et al.* 2003, Marzoli *et al.* 2004, et Knight *et al.* 2004). Cette super-séquence comprend 3 séquences tectono-stratigraphiques d'âges respectivement permien terminal probable à anisien probable, carnien (voire ladinien) – norien (Slimane & El Mostaine 1997), et lias basal (Hettangien).

La super-séquence post-rift, d'âge lias supérieur à éocène, est formée de sédiments épicontinentaux carbonatés alternant avec des dépôts fluvio-deltaïques, dont les faciès et les épaisseurs sont contrôlés par les variations eustatiques, la tectonique et l'halocinèse (Le Roy 1997, Hafid 1999, Mehdi *et al.* 2004). Sur la base de la stratigraphie établie par Roch (1930, 1950), les formations ont été définies par Duffaud (1960) et Duffaud *et al.* (1966), puis progressivement précisées par ROMPETROL (1983), Jaffrezo *et al.* (1985), Rey *et al.* (1986), Bouaouda (1987), Medina (1989, 1994), Taj-Eddine (1991), Ettachfini (1992), Algouti *et al.* 1993), et récemment réétudiées par Bouaouda (2004).

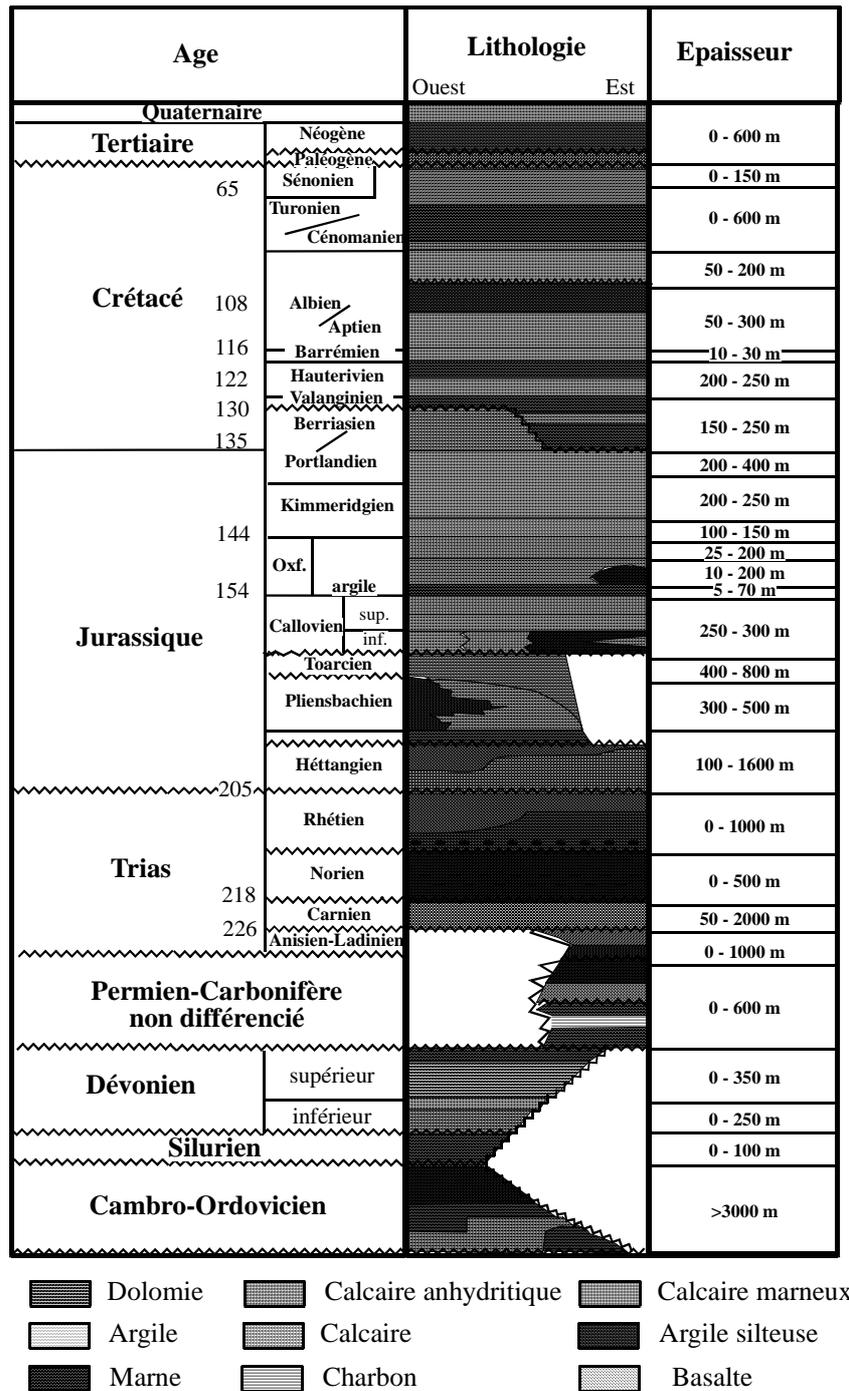


Figure 2. Colonne lithostratigraphique synthétique des formations paléozoïques et méso-cénozoïques du bassin d’Essaouira (modifiée d’après Broughton & Trépanier 1993).

Structure

Le bassin d’Essaouira est actuellement un large synclorium, se prolongeant dans le domaine offshore, dans lequel les formations mésozoïques et cénozoïques sont modérément déformées par la tectonique compressive tertiaire et l’halocinèse méso-cénozoïque (Duffaud *et al.* 1966, 1970a, 1970b, 1981, Souid Ahmed 1983, Broughton & Trépanier 1993, Mehdi 1994, Hafid 1999, 2000, Bouatmani *et al.* 2003, Mehdi *et al.* 2004.). Les principales structures sont des diapirs circulaires, des plis de direction NE-SW à WNW-ESE, et des failles décrochantes de direction NNW-SSE à ENE-WSW (Fig. 1).

La séquence syn-rift est affectée de failles normales de direction N-S et E-W (Broughton & Trépanier 1993, Mehdi 1994, Le Roy 1997, ONAREP 1998, Hafid, 1999, Le Roy & Piqué 2001, Mehdi *et al.* 2004, Bouatmani *et al.* 2004). Deux grandes zones peuvent être différenciées de part et d’autre du horst de Meskala – Zelten (Figs 1 et 3a) : la zone de Jeer à l’Est, caractérisée par des failles héritées de direction N-S et à pendage vers l’Est; et la zone d’Essaouira à l’Ouest, caractérisée par des failles néoformées à pendage prédominant vers l’ouest. L’interprétation des profils sismiques montre que plusieurs plans de faille se branchent en profondeur à un ensemble

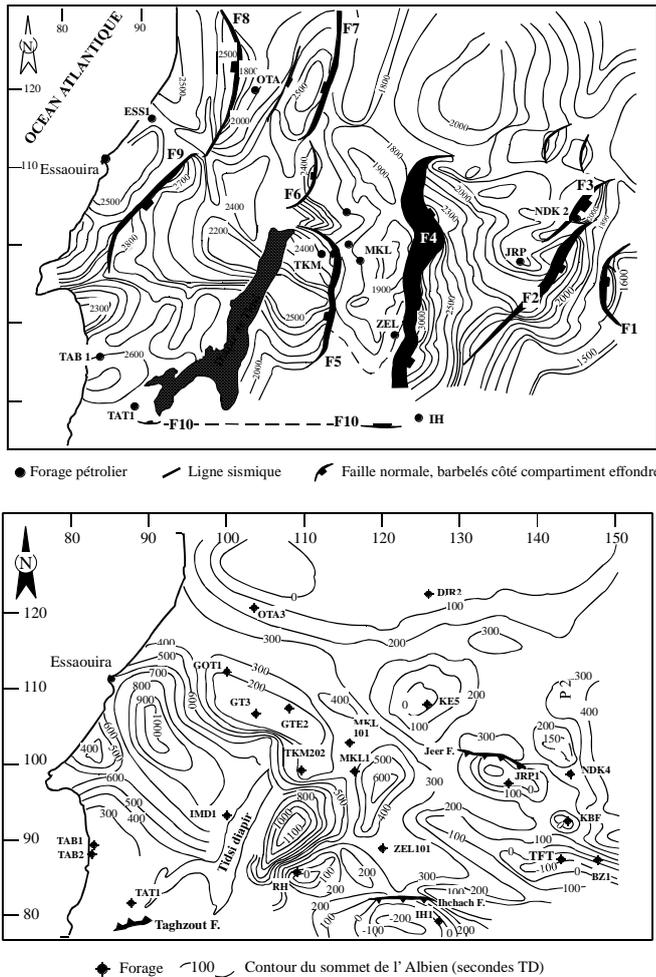


Figure 3. a, Carte en isochrones du toit du socle hercynien (en msTD, équidistance = 100 msTD), et localisation des sections sismiques des figures 4 à 7. Failles : F1, Est-Kobat Bifassouine ; F2 et F3, système de failles Est-Jeer ; F4, Meskala-Zelten ; F5, Neknafa ; F6, Guettata-Est ; F7, Ouest-Dir ; F8, oued Tahria ; F9, Est-Essaouira. b, carte en isochrones du toit de l'Albien montrant les principales structures post-rift et atlasiques du bassin (d'après Bouatmani *et al.* 2003).

de réflecteurs de forte amplitude, serrés et continus sur une longue distance, interprétés comme des détachements (Hafid 1999, 2000, Bouatmani *et al.* 2003).

La séquence post-rift montre une structure plus simple en anticlinaux et synclinaux de direction variable WNW-ESE ou NNE-SSW, développés parfois sur des coussins diapiriques (Fig. 3b), avec parfois des failles normales synsédimentaires comme celles de Tarhzout-Ihchech, de direction ENE-WSW (Hafid 1999, Bouatmani *et al.* 2004). Dans la partie offshore du bassin, la structure est beaucoup plus complexe en raison de la tectonique salifère (Hafid 1999, Hafid *et al.* 2000).

Histoire géologique

Comme dans le reste du Maroc, l'intervalle Permien terminal – Lias basal est marqué dans le bassin d'Essaouira par la distension liée au rifting de l'Atlantique central (cf. *supra*).

Le Jurassique est caractérisé par la poursuite de la distension dans la partie occidentale du bassin, qui a donné naissance à des demi-grabens à effondrement ouest. Ces structures sont limitées par des failles NNE-SSW à NE-SW à jeu syn-sédimentaire principalement liasique et dogger (Du Dresnay 1988, Le Roy *et al.* 1997).

Au Callovien – Oxfordien, le fonctionnement de zones hautes N80 à E-W, attesté par les variations d'épaisseur des séries, est responsable d'une nouvelle structuration du bassin (Duffaud *et al.* 1966). Les accidents de direction ENE-WSW sont réactivés avec une forte composante verticale, comme dans le cas de la faille de Taghzoute – Ihchech (Hafid 1999, Bouatmani *et al.* 2004).

En outre, au cours du Jurassique supérieur, d'importants mouvements halocinétiques s'accompagnent de l'épaississement des séries du Kimmeridgien – Portlandien dans les synclinaux bordiers du sel (Broughton & Trépanier 1993, Hafid *et al.* 2005).

Le Crétacé est une période relativement calme bien que la tectonique salifère se soit poursuivie dans certaines zones, comme dans la région du diapir de Tidsi (Broughton & Trépanier 1993).

Les premiers mouvements de nature compressive, reflétés par des discordances, sont connus au Crétacé supérieur dans la bordure orientale du bassin (Duffaud 1981, Souid 1983).

Au cours du Tertiaire, la tectonique compressive s'est déroulée en 3 phases (Medina 1994, Bouatmani *et al.* 2003) : une première phase avec une compression de direction NNE-SSW, d'âge oligocène à miocène moyen, responsable de la mise en place des principales structures ; une phase majeure NW-SE au Mio-Pliocène responsable des plis N70, et de l'érosion de la chaîne atlasique ; une phase néotectonique post-pliocène, avec une compression WNW-ESE à NW-SE, à laquelle est liée la reprise des décrochements induisant des plis en échelons dans les Jbels Hadid et Kourati ; la tectonique actuelle est une compression subméridienne exprimée par des séismes modérés (El Alami *et al.* 1989).

METHODOLOGIE

Dans le bassin d'Essaouira, les études antérieures de quantification de la subsidence (Tab. I) ont été menées à l'aide soit de logiciels simples de calcul (Medina 1992), soit de logiciels plus spécifiques comme BASTA (Mustaphi & Bouatmani 1996), BURSUB (Labassi 1998, Labassi *et al.* 2000) et GENEX™ (Ellouz *et al.* 2003). Dans le présent travail, la modélisation a été effectuée à l'aide du logiciel BASINMOD™, qui permet de retracer également l'histoire thermique et les stades de maturation des hydrocarbures (Bouatmani 2002, Assaoud 2004).

Le calcul est basé sur la méthode de délestage (*backstripping*) de Steckler & Watts (1978 ; cf. Annexe A1), qui permet de déterminer la subsidence tectonique réelle en tenant compte des effets de la surcharge sédimentaire, du poids de la colonne d'eau et des variations du niveau marin. Dans la procédure adoptée, la réponse de la lithosphère à la surcharge sédimentaire est une compensation locale de type Airy, qui suppose une réponse

ponctuelle à la surcharge, sans tenir compte de la rigidité de la lithosphère. Ce choix a été généralement adopté par l'ensemble des auteurs antérieurs sur la base des études géophysiques qui suggèrent une faible épaisseur élastique de la lithosphère associée à la marge marocaine (*in* Le Roy *et al.* 1998).

Colonnes lithologiques

La plupart des puits réalisés dans le bassin d'Essaouira sont concentrés dans la région productive de Meskala ; par conséquent, afin d'avoir une maille plus régulière de points permettant l'élaboration de cartes, 6 forages réels significatifs (JRP1, MKL1, OTA3, ZEL101 bis, TKM 201 et DKS1), et 35 puits fictifs (PF) ont été sélectionnés. Ces derniers ont été construits à partir de la conversion de coupes sismiques en coupes profondeur (Fig. 4). Pour les forages réels nous avons utilisé les données de puits ; pour les forage fictifs, les vitesses utilisées sont issues des analyses de vitesses associées aux sommations qui figurent sur les sections sismiques à l'aplomb des puits choisis. Comme les forages réels sont généralement situés sur les structures anticlinales, les puits fictifs ont été choisis de manière à avoir le maximum de contraste d'épaisseur de la série stratigraphique. Les épaisseurs manquantes des couches érodées ont été estimées par extrapolation latérale des séries conservées observées sur le terrain.

Le découpage lithostratigraphique et le nombre d'intervalles utilisés dans les calculs sont basés sur le repérage des surfaces-limites lithologiques nettes observées dans les forages, puis reportées sur les sections sismiques. La biostratigraphie et les âges sont ceux fournis par l'ONAREP à partir des données du puits MKL1. Ces attributions n'ont pas été révisées.

Porosité à l'air libre et coefficients de compaction

La compaction des sédiments et la variation de la porosité en fonction de la profondeur peuvent être exprimées par plusieurs équations dont la plus utilisée est celle de Magara (1986) :

$$\Phi = \Phi_0^{-cz}$$

où Φ_0 est la valeur de la porosité à la surface (en %), c est le coefficient de compaction, et z la profondeur (en km).

Les valeurs de Φ_0 et de c utilisés par le logiciel BASINMOD™ sont celles déterminées par Sclater & Christie (1980) (Annexe, Tab. A1). Comme le logiciel prend en considération les pourcentages relatifs de chaque constituant lithologique, l'option "moyenne géométrique" $G = (X_1 X_2 X_3 \dots X_n)^{1/n}$ a été utilisée pour l'évaluation de la porosité totale à partir des porosités partielles. Le pourcentage de carbonates a été déterminé à partir des données de la calcimétrie fournies par l'ONHYM. Les proportions des autres constituants (grès, silts, argiles, évaporites et roches volcaniques) ont été estimés à partir des logs lithologiques de chaque formation. Ces valeurs ont été extrapolées aux puits fictifs. L'épaisseur et la densité du sédiment décompacté ont été calculées à l'aide des formules de Sclater & Christie (1980 ; notre Annexe Tab. A1). Les coupes étudiées montrent des séries continues sans lacunes

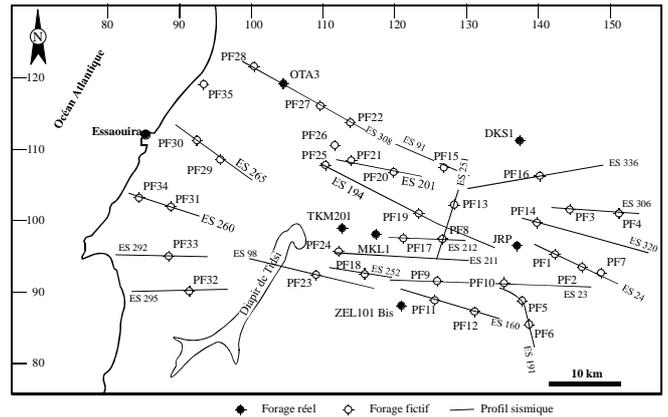


Figure 4. Localisation des forages réels et fictifs utilisés dans le calcul de la subsidence.

de sédimentation ni d'érosion, sauf à partir de l'Eocène supérieur.

Profondeur de dépôt, variations du niveau marin et échelle chronostratigraphique

La paléobathymétrie est un paramètre important puisque la profondeur d'eau influence les courbes de subsidence par sa valeur et dans le cas de la subsidence à l'air libre, par le poids de la colonne d'eau. Dans notre étude, la profondeur de dépôt a été déduite des données microbiostratigraphiques disponibles à l'ONHYM, en particulier celles du puits MKL1 (Annexe, Tab. A2 ; Fig. 5) ; elle a été ensuite étendue aux puits fictifs.

Les variations du niveau marin à long terme ont été empruntées aux travaux de Haq *et al.* (1987 ; notre Annexe, Tab. A3).

Les âges absolus utilisés sont ceux indiqués sur l'échelle AGIP (1998), qui comporte des âges similaires à 1 Ma près à ceux proposés par Odin & Odin (1982).

Incertitudes

L'étude de la subsidence s'est basée sur des paramètres qui comportent dans la plupart du temps des incertitudes.

Les colonnes stratigraphiques utilisées sont celles des forages ONAREP, dont les datations se basent sur la microfaune déterminée au puits MKL1. Les datations les plus récentes (Bouaouda 2004 pour le Jurassique) n'ont pas pu être intégrées en raison de l'absence d'une corrélation précise entre les coupes de terrain et les forages au moyen des profils sismiques.

Les incertitudes sur les autres paramètres initiaux (profondeur de dépôt, variations eustatiques, coefficients de compaction des sédiments) peuvent avoir également une influence sur les valeurs de la subsidence ; cependant, en raison des échelles utilisées, qui s'étendent sur l'ensemble du Mésozoïque pour l'axe des abscisses et sur plusieurs centaines de mètres sur l'axe des ordonnées, ces incertitudes, d'ailleurs présentes dans toutes les études de modélisation des bassins sédimentaires, ont en principe peu d'influence sur les courbes de subsidence.

Tableau I. Synthèse des études quantitatives de la subsidence, incluant le bassin d'Essaouira. EU : modèle d'extension uniforme

| Auteurs | nb sections (Essaouira) | Logiciel | Types de courbes | Principales phases de subsidence rapide | Valeurs d'extension |
|---------------------------------|----------------------------------|-----------|--|---|---|
| Medina (1992) | 1 (J. Amsitten) | Eureka | Graphes (Stot, Stec) | Sinémurien sup. – Aalénien inf. (198-175 Haq <i>et al.</i> 1987) ; Trias non inclus Kimmeridgien – Tithonien (144-128) Hauterivien sup. – Aptien inf. (117,5-110) Cénomaniens – Coniacien inf. (96-84) | 1,17-1,31 (EU) pour le Jurassique-Crétacé |
| Mustaphi & Bouatmani (1996) | 1 | Basta | Graphes (Stot, Stec) | Trias supérieur – Hettangien (226-205) Oxfordien – Maestrichtien (150-65) | 1,15 (EU) |
| Le Roy <i>et al.</i> (1998) | 5 | np | Graphes (Stot, Stec) | Jurassique inf.-moy. (202-161 Gradstein <i>et al.</i> 1994) Berriasien – Hauterivien (140-127) | 1,1-2 (EU) |
| Labbassi (1998) | 25 | Bursub | Graphes (Stot, Stec) Histogrammes (Tsed, Tsubtec) Cartes isosubsidence Graphes évolution flux | Trias – Lias basal Toarcien – Aalénien (183-177 Haq <i>et al.</i> 1987) Jurassique sup. – Crétacé inf. (143-108) | 1,15-1,75 (EU) synrift : $\beta_c=1,15-2$; $\beta_{sc}=1,15-2,5$ postrift: $\beta_c=\beta_m=1,06-1,11$ |
| Labbassi <i>et al.</i> (2000) | 25 (moyenne) | Bursub | Graphes (Stot, Stec) | Trias supérieur (240-201 Haq <i>et al.</i> 1987) Toarcien – Bajocien (187-167) Tithonien – Berriasien (141-130) Hauterivien sup. – Aptien (120-108) | 1,56-3.8 (EU) syn-rift : $\delta=1,19-2,26$, $\beta=1$ postrift=1,3 |
| Ellouz <i>et al.</i> (2003) | 32 (20 réels , 12 fictifs) | Genex™ | Graphes (stot, stec), histogrammes de taux de Sub. Cartes partielles | Trias Callovien – Oxfordien Cénomaniens | Non calculé |
| Bouatmani (2002) et cet article | 41 (moyenne) | BasinMod™ | Graphes (Stot, Stec) Histogrammes (Tsed, Tsubtec) Cartes isosubsidence Graphes évolution flux | Trias sup. – Lias inf. (230-200) Oxfordien – Berriasien (149-131 Ma) Albien – Cénomaniens (108-93 Ma) | 1,2-1,7 (EU) (Total) |

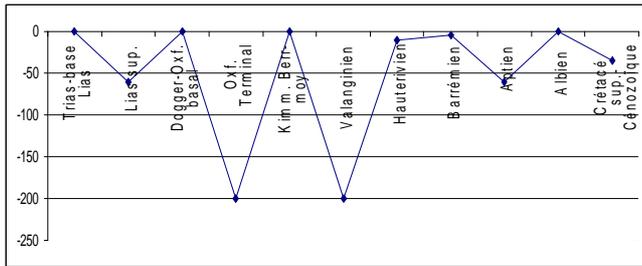


Figure 5. Profondeurs de dépôt utilisées pour le calcul de la subsidence.

EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

Les résultats des calculs de la subsidence sont présentés sous plusieurs formes : graphes de subsidence totale et thermo-tectonique (Fig. 6 et Annexe B), cartes d'isovaleurs de subsidence thermo-tectonique, de vitesses de sédimentation et de subsidence.

Phases principales

La figure 6b montre une courbe de subsidence thermo-tectonique construite à partir de la moyenne des 41 courbes obtenues. Trois phases principales peuvent être distinguées :

- la première phase, du Trias supérieur au Callovien (230-149 Ma) montre une subsidence initiale rapide au cours du Trias supérieur – Lias inférieur suivie par une phase de thermo-relaxation du Lias supérieur au Callovien ; cette phase, signalée par les auteurs précédents (Medina 1992, Le Roy 1997 et Labbassi 1998), a été observée dans tous les puits du bassin avec des valeurs variables liées à leur emplacement sur des grabens ou des horsts ;
- la deuxième phase, de l'Oxfordien à l'Aptien (149-108 Ma), comporte une subsidence rapide entre l'Oxfordien et le Berriasien (149-131), et une thermo-relaxation entre le Valanginien et l'Aptien (131-108) ; cette dernière montre une pente assez forte par rapport à la phase de thermo-relaxation précédente ;
- la troisième phase s'étend de l'Albien au Néogène (108 à 23,4 Ma), avec une subsidence rapide entre 108 et 93 Ma (Albien – Cénomaniens), suivie d'une phase lente au cours du Crétacé supérieur et au début du Tertiaire (Eocène), et un soulèvement à partir du Miocène.

Evolution dans l'espace

Phase I (Trias supérieur-Callovien)

La carte des isovaleurs de la subsidence initiale de la première phase (Fig. 7a) montre des maxima allongés selon la direction des axes des demi-grabens triasiques illustrés par la carte des isochrones de la base de la série syn-rift (Fig. 4). Les valeurs maximales (2000 ms TD environ) sont atteintes dans les demi-grabens de Jeer et du système de failles Est-Jeer (Boutmani *et al.* 2004).

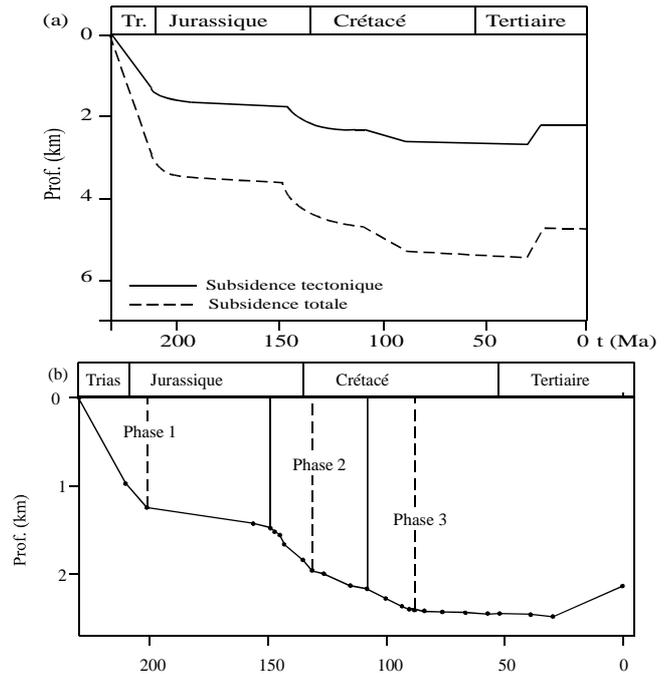


Figure 6. a, Exemple de courbes de subsidence tectonique et de subsidence totale pour le puits fictif PF1 ; b, courbe de subsidence tectonique moyenne calculée pour les 41 puits utilisés.

Du Trias au Lias inférieur, les vitesses de sédimentation (= subsidence totale) varient entre 13 et 157 m/Ma (Fig. 7b). Les vitesses de subsidence thermo-tectonique enregistrent leurs plus grandes valeurs, allant de 6 à 71 m/Ma (Fig. 7c), les valeurs les plus faibles étant observées dans le synclinal de Neknafa, situé sur le horst de Meskala-Zelten. Ces cartes montrent que ces vitesses sont étroitement liées à la structure triasique, puisque les maxima des vitesses sont localisés en contrebas des plans des failles majeures.

Sur les graphes (Annexe B), les quantités (et les vitesses) de sédimentation représentent le double des quantités (vitesses) de subsidence. Comme les variations eustatiques et la profondeur du milieu de dépôt ne peuvent rendre compte de ce rapport, ces valeurs ne peuvent être expliquées que par les coefficients de compaction utilisés et la compensation locale retenue.

Du Lias supérieur au Callovien, la phase de relaxation thermique est reflétée par des vitesses de sédimentation (2-43 m/Ma) et de subsidence (1-16 m/Ma) faibles comparativement à la phase précédente (Figs. 8a et 8b respectivement). Les cartes des vitesses font ressortir deux zones bien distinctes : au nord, une région de faible subsidence allongée E-W entre Essaouira à l'ouest et DKS1 à l'est ; au sud-ouest, une zone plus subsidente qui s'étend du cap Sim à la faille de Neknafa. La zone de gradient entre les deux régions est de direction E-W à WNW-ESE.

Phase II (Oxfordien-Aptien)

Les valeurs de la subsidence tectonique pendant la phase rapide de l'Oxfordien – Berriasien varient peu le long des

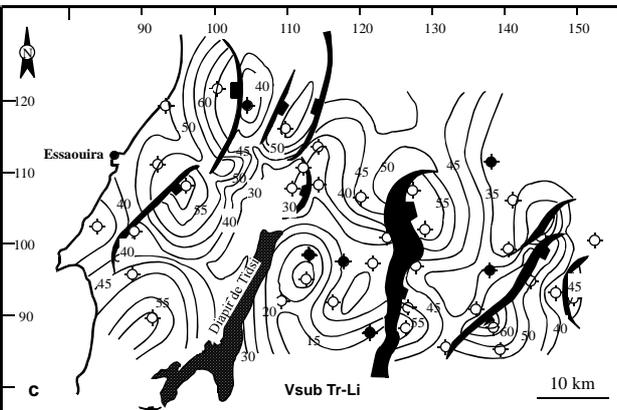
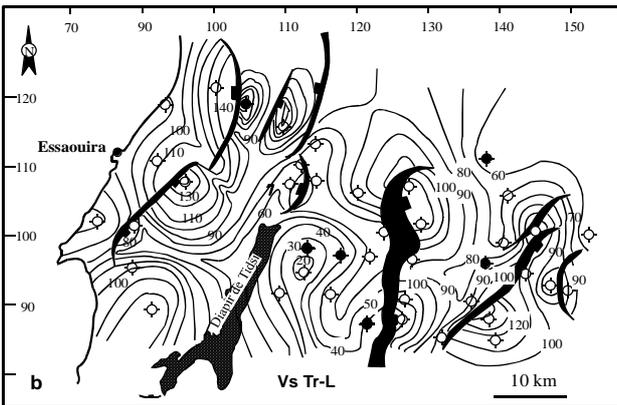
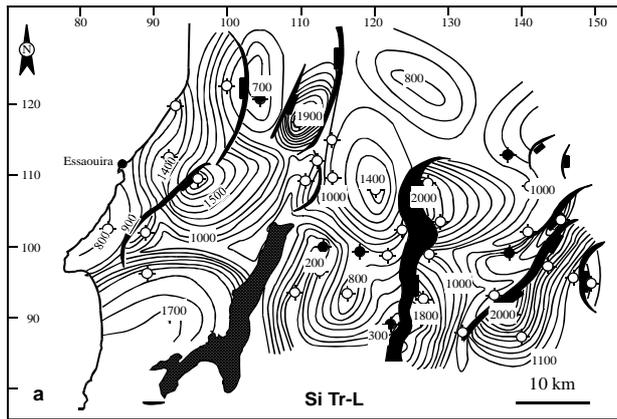


Figure 7. Phase du Trias – Lias inférieur. Cartes d'isovaleurs de la subsidence thermo-mécanique initiale (a) et des vitesses de sédimentation (b) et de subsidence (c).

des parties nord et est du bassin (Fig. 9a). Les puits situés entre le sud d'Essaouira (PF34) et Neknafa (TKM 201) montrent de plus fortes valeurs dues au jeu des failles (Neknafa) et au fluage du sel vers le Jbel Tidsi.

Cette même phase de subsidence rapide (9-40 m/Ma) est soulignée par des vitesses de sédimentation de 50-170 m/Ma (Figs. 9b et 9c). Les cartes montrent la persistance de la faible subsidence dans les secteurs nord et est du bassin, alors que les maxima des vitesses de sédimentation et de subsidence migrent légèrement vers le nord.

Du Valanginien à l'Aptien (131-108 Ma), la phase de thermo-relaxation est soulignée par des valeurs de vitesses de sédimentation de 13-73 m/Ma (Fig. 10a) et de vitesse de

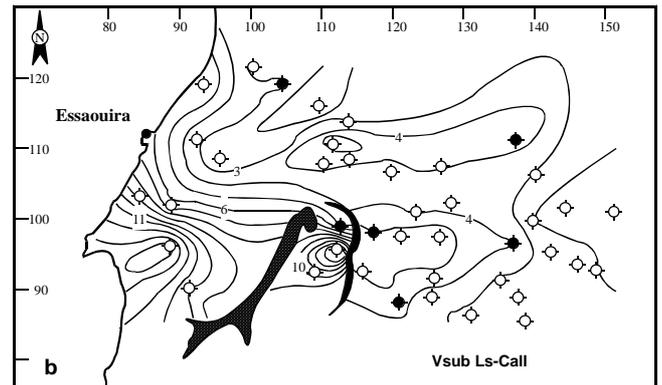
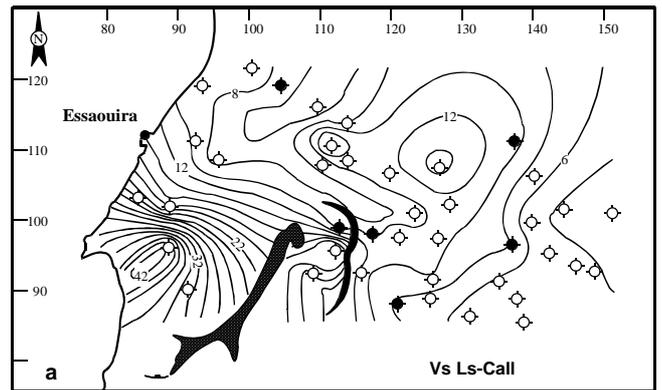


Figure 8. Phase du Lias supérieur – Callovien. Cartes d'isovaleurs des vitesses de sédimentation (a) et de subsidence (b).

subsidence de 4-17 m/Ma (Fig. 10b). Les cartes sont différentes de celles de la période précédente puisque dans la zone nord s'individualisent des secteurs plus subsidents, comme autour d'Essaouira. Les valeurs les plus fortes du taux de sédimentation seraient dues probablement à une nouvelle hausse eustatique induisant une augmentation de l'espace d'accommodation à travers le bassin, principalement au cours de l'Aptien (Rey *et al.* 19868).

Phase III (Albien-Néogène)

Pendant la phase rapide de l'Albien-Cénomaniens, les maxima des valeurs de la subsidence tectonique rapide (240 m/Ma) sont allongées selon des directions E-W à NE-SW, passant par PF34 et MKL1 et s'étendant plus à l'Est (Fig. 11a), plus ou moins parallèlement aux axes des dépocentres des formations du Crétacé supérieur et du Cénozoïque anté-oligocène (Le Roy 1997). Les vitesses de sédimentation varient de 13 à 69 m/Ma (Fig. 11b) et celles de la subsidence tectonique de 2 à 21 m/Ma (Fig. 11c). Les maxima des vitesses sont observées dans la région du puits TKM, au nord-est du diapir de Tidsi, qui apparaît comme un dépocentre fermé entre des seuils situés au nord d'Essaouira et dans la partie orientale du bassin.

Les vitesses de sédimentation élevées peuvent s'expliquer par l'augmentation d'accommodation d'origine eustatique qui se manifeste par le dépôt d'épaisses séries marneuses au cours de l'Albien.

Au cours du Crétacé supérieur et au début du Tertiaire, le bassin enregistre une baisse drastique des vitesses de sédimentation (6 - 15 m / Ma) (Fig. 12a), et de subsidence

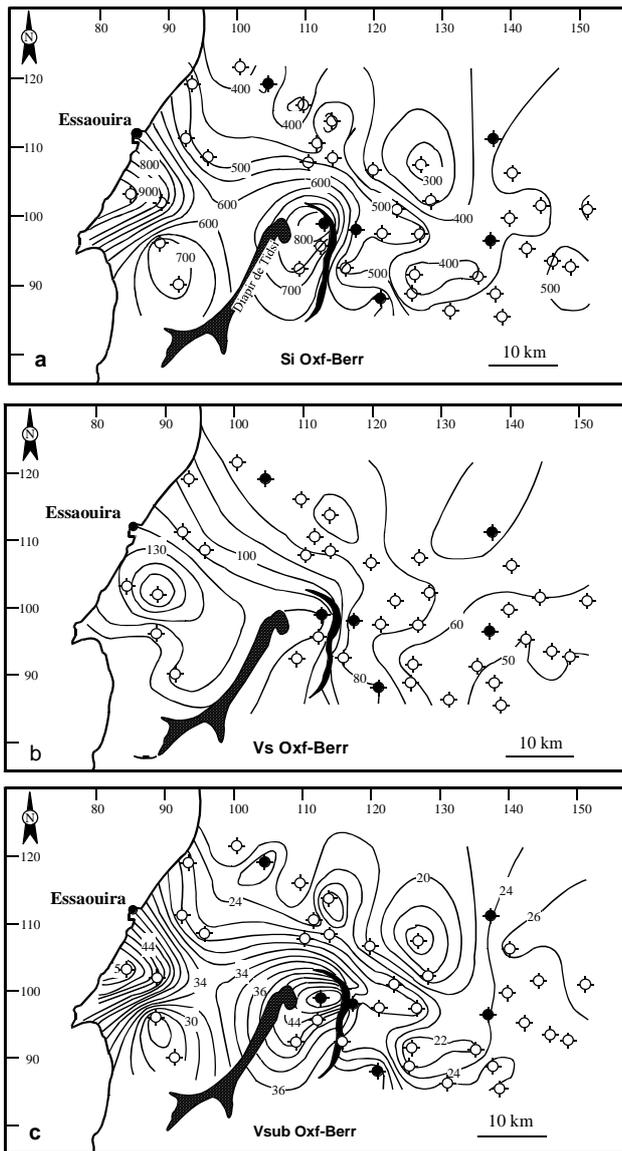


Figure 9. Phase de l'Oxfordien–Berriasien. Cartes d'isovaleurs de la subsidence thermo-mécanique initiale (a) et des vitesses de sédimentation (b) et de subsidence (c).

tectonique (0,3-3 m/Ma) (Fig. 12b). A partir du Miocène, les vitesses de subsidence souvent négatives (-19,39 à 2,3 m/Ma) reflètent l'inversion du bassin.

Valeurs des facteurs d'extension

La quantification de la subsidence permet l'évaluation du taux d'amincissement lithosphérique et de la quantité de chaleur associée (Royden *et al.* 1980, Royden 1986). Sur la base de ces deux paramètres, plusieurs modèles de genèse des bassins en extension ont été élaborés, dont l'extension uniforme (McKenzie 1978), dans lequel la même valeur d'amincissement (β) est enregistrée sur une verticale pour l'ensemble de la lithosphère, et l'extension non-uniforme (Royden & Keen 1980, Hellinger & Sclater 1983, Lister *et al.* 1991), dans lequel la zone d'extension maximale du manteau lithosphérique (quantifiée par le coefficient β_{sc}) n'est pas située à la verticale de la zone d'extension maximale de la croûte (quantifiée par le coefficient d'extension δ).

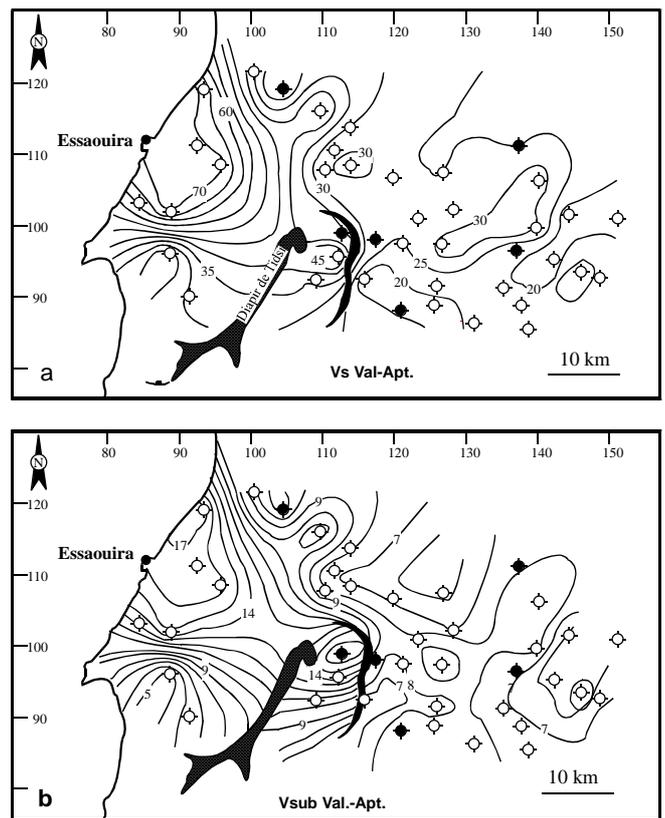


Figure 10. Phase du Valanginien – Aptien. Cartes d'isovaleurs des vitesses de sédimentation (a) et de subsidence (b).

Le facteur d'extension β déterminé à l'aide du logiciel BasinMod™ pour le modèle d'extension uniforme correspond à des valeurs allant de 1,2 à 1,7. Graphiquement, les courbes de subsidence tectonique de 4 puits sélectionnés apparaissent encadrées par les courbes correspondant à $\beta=1,15$ et $\beta=1,66$ (Fig. 13). Ces valeurs extrêmes sont comparables à celles déterminées par Medina (1992), Le Roy *et al.* (1998), et Labbassi (1998) (Tab. I).

Le report des valeurs de la subsidence initiale et de la subsidence thermique de la première phase sur les graphes de Royden (1986) montre que le coefficient d'étirement crustal δ est légèrement plus élevé que le coefficient d'étirement sub-crustal β_{sc} pour les puits situés vers l'est, alors que les coefficients crustal et sub-crustal des puits situés à l'ouest sont équivalents, ce qui autorise une approximation par un modèle d'extension uniforme dans la partie ouest du bassin (Fig. 14).

EVOLUTION THERMIQUE

L'étude de l'évolution thermique du bassin et de la maturation des hydrocarbures est basée sur les valeurs du flux du gradient géothermique actuels, qui peuvent être évalués à l'aide des températures des forages (par ex. Rimi 1993, 1999, Zarhloule 1994, 2004) et calibrés par différents paramètres de maturation des hydrocarbures (Assaoud 2004). Dans la présente étude, nous avons utilisé l'option « flux thermique transitoire » du programme de calcul.

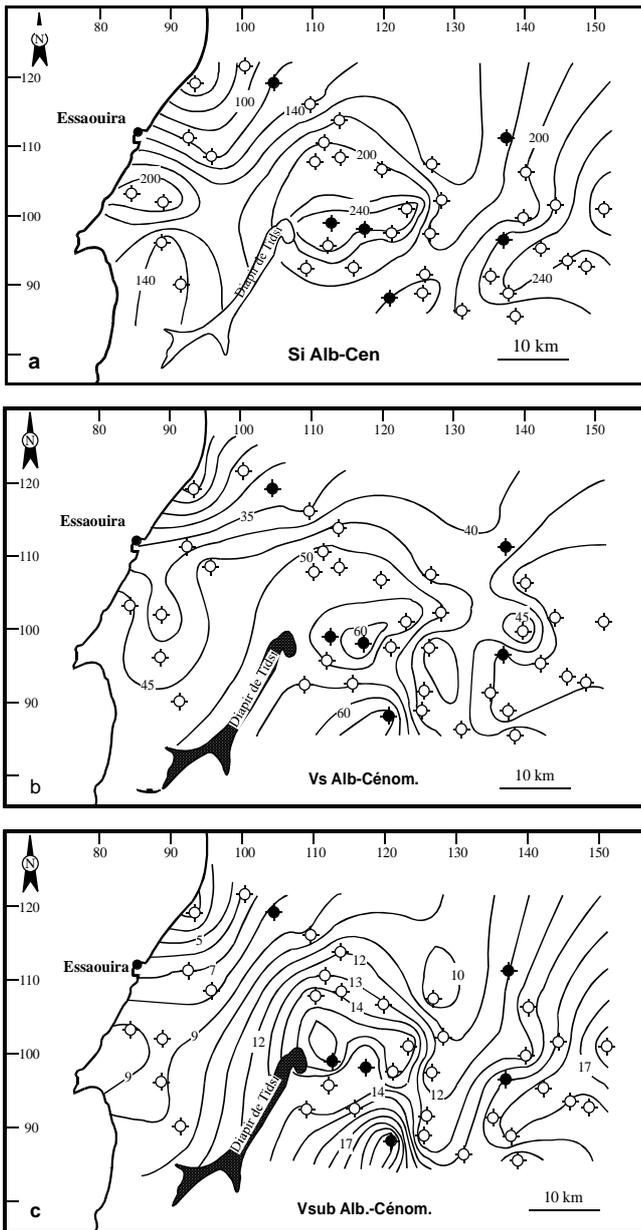


Figure 11. Phase de l'Albien-Cénomaniens. Cartes d'isovaleurs de la subsidence thermo-mécanique initiale (a) et des vitesses de sédimentation (b) et de subsidence (c).

Détermination du flux de chaleur actuel

Pour les puits réels, le flux a été déterminé à partir des températures du fond de puits BHT (*bottom hole temperature*) corrigées (Rimi 1993, 1999). Pour les puits fictifs, nous avons utilisé les cartes de Zarhloule (1994) et en particulier les valeurs à l'intersection avec les courbes des températures à 1000, 2000 et 3000 m de profondeur.

Les valeurs de la conductivité thermique (Annexe A6) de la matrice pour différentes lithologies ont été empruntées aux travaux de Brigaud & Vasseur (1989). La valeur du flux thermique est considérée comme acceptable lorsque la courbe de température calculée montre une bonne superposition avec les températures mesurées (Fig. 15).

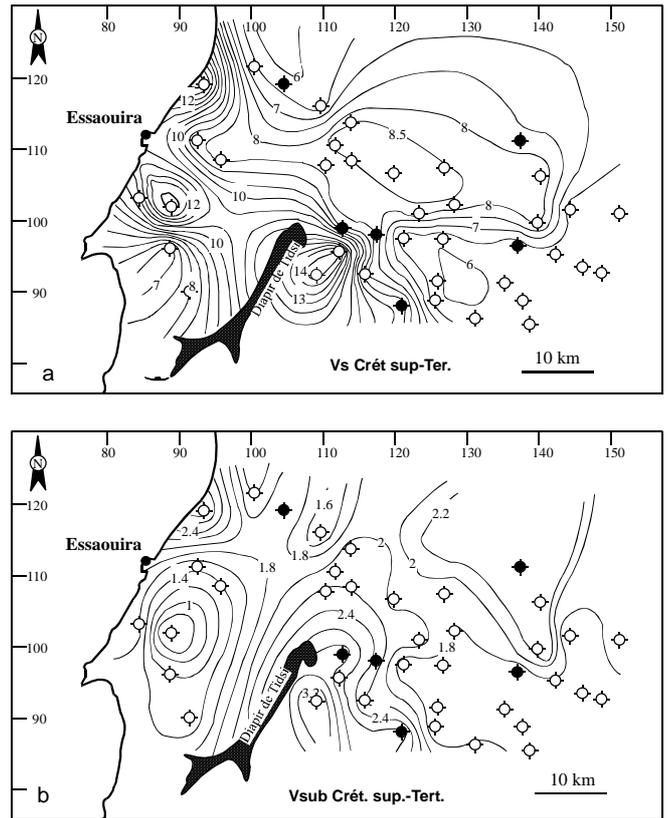


Figure 12. Phase du Campanien-Tertiaire. Cartes d'isovaleurs des vitesses de sédimentation (a) et de subsidence (b).

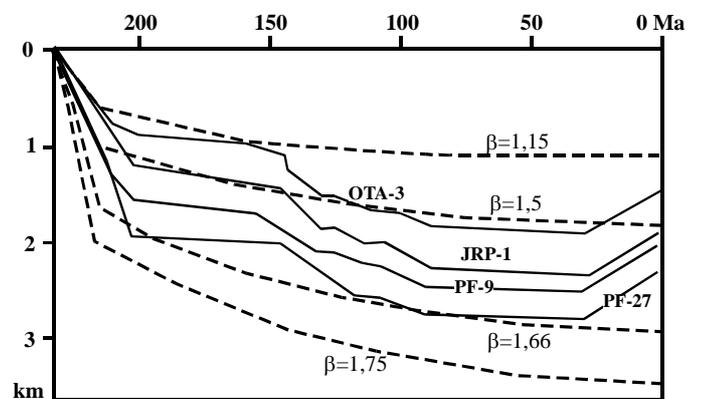


Figure 13. Valeurs du facteur d'extension β à partir des courbes de subsidence théorique pour un modèle d'extension uniforme (McKenzie 1978) pour les puits JRP-1, OTA-3, PF-9 et PF-27.

Le flux thermique calculé actuel, de 37 à 53 mW/m^2 , est globalement inférieur à celui obtenu par Rimi (1993), qui est de 68 mW/m^2 en moyenne, probablement en raison de la prise en compte par le logiciel des pertes de chaleur latérales au sein du bassin. La carte du flux de chaleur (Fig. 16) montre une répartition avec des axes N-S qui se superposent aux structures de la première phase de subsidence (cf. Fig. 7).

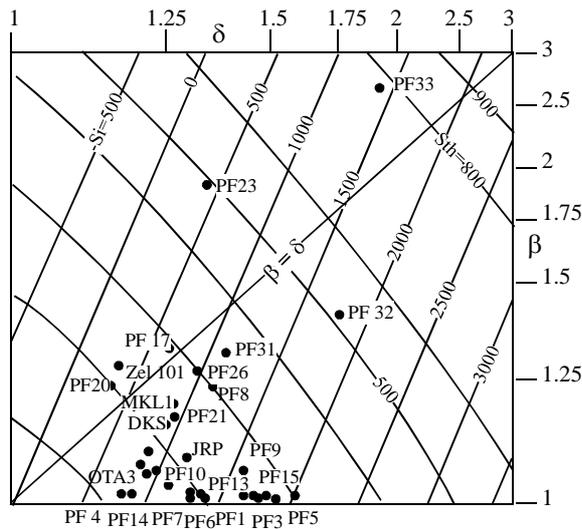
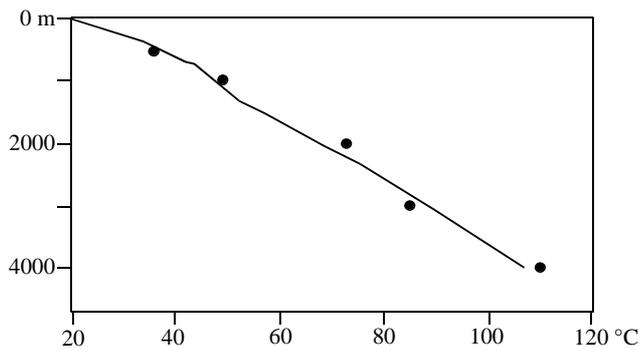


Figure 14. Détermination des facteurs d'extension β et δ en fonction des subsidences initiale et thermique pour un modèle d'extension non-uniforme (Royden & Keen 1980).



● Température mesurée (BHT) — Courbe de température calculée
Figure 15. Calibrage du flux et du gradient géothermique utilisés par les températures mesurées (points).

Maturation des hydrocarbures

Dans le bassin d'Essaouira, la maturation a été étudiée pour les shales de la Formation des marnes d'Anklout (Duffaud *et al.* 1966) ou membre marneux de la Formation Ouanamane (Bouaouda 2004), en raison de leurs bonnes caractéristiques de roches mères, en particulier au puits TKM-201 où le COT atteint 0,49 à 4,3% (Broughton & Trépanier 1993).

L'étude est basée sur l'indice *TTI* (*Time-Temperature Index of maturity*) défini par Lopatin (1971) et développé par Waples (1980; Annexe A7). Cet indice permet d'estimer le degré de maturation de la matière organique en fonction des températures atteintes et de la durée de séjour au sein du bassin. Les valeurs de *TTI* ont été converties en pourcentage de réflectance de vitrinite (% R_0) en utilisant l'équation empirique de Waples (1985) :

$$\log TTI = 4,1152 \log R_0 + 1,8189$$

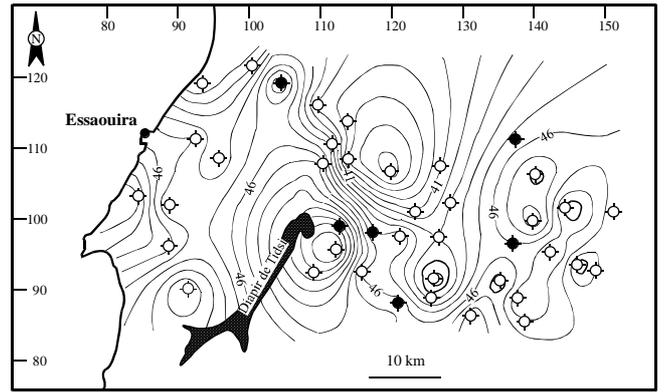


Figure 16. Carte du flux de chaleur utilisé (en mW/m^2).

Dans la figure 17 l'évolution de la maturation en fonction du temps est illustrée pour quatre puits le long d'un profil ENE-WSW :

- à PF16, la fenêtre à huile semi-mature est atteinte à 100 Ma et la maturation continue pour se stabiliser à l'interface huile mature – gaz à 30 Ma ;
- à MKL1, la fenêtre à huile semi-mature est atteinte plus tard, à 75 Ma pour s'y stabiliser jusqu'à l'actuel ;
- à TKM201, la formation oxfordienne entre dans la fenêtre à huile semi-mature à 120 Ma et dans la fenêtre à gaz à 90 Ma, et s'y stabilise jusqu'à l'actuel ;
- à PF32, la fenêtre à huile semi-mature est atteinte à 108 Ma alors que celle de l'huile mature est atteinte à 80 Ma.

Pour l'ensemble du bassin, la maturation a été représentée pour les phases de subsidence postérieures au dépôt de la formation oxfordienne (Fig. 18).

A la fin du Berriasien (131 Ma), la formation oxfordienne atteint la fenêtre à huile immature dans deux zones : à l'ouest, au sud d'Essaouira, au niveau des puits PF34 et PF31 ; et dans le synclinal de Neknafa, au niveau des puits PF23 et PF24 (Fig. 18a). Ces deux zones présentent la particularité de montrer pendant cette période des vitesses de subsidence supérieures à 44 m/Ma au niveau des puits PF34 et PF31 et de 38 à 42 m/Ma au niveau de la zone synclinale de Neknafa.

A la limite Aptien – Albien (108 Ma), la fenêtre à huile mature est atteinte dans le déposécentre au sud d'Essaouira, incluant les puits PF34 et 31 (Fig. 18b), alors que la zone synclinale de Neknafa est encore dans la fenêtre à huile semi-mature. Un axe E-W se dessine entre le déposécentre occidental et le synclinal de Neknafa. Plus à l'est, le puits PF16 entre dans la fenêtre à huile immature. Bien que les taux de subsidence soient relativement faibles durant cette période, la maturation s'étend vers l'est, ce qui peut s'expliquer par la durée relativement longue de cette période.

À la limite Cénomaniens–Turonien (93 Ma), la fenêtre à gaz est atteinte à l'ouest par les puits PF34 et 31 (Fig. 18c). La fenêtre à huile mature est atteinte dans le synclinal de Neknafa au niveau des puits TKM201 et PF24. La fenêtre à huile semi-mature et immature s'étend vers l'est et vers le

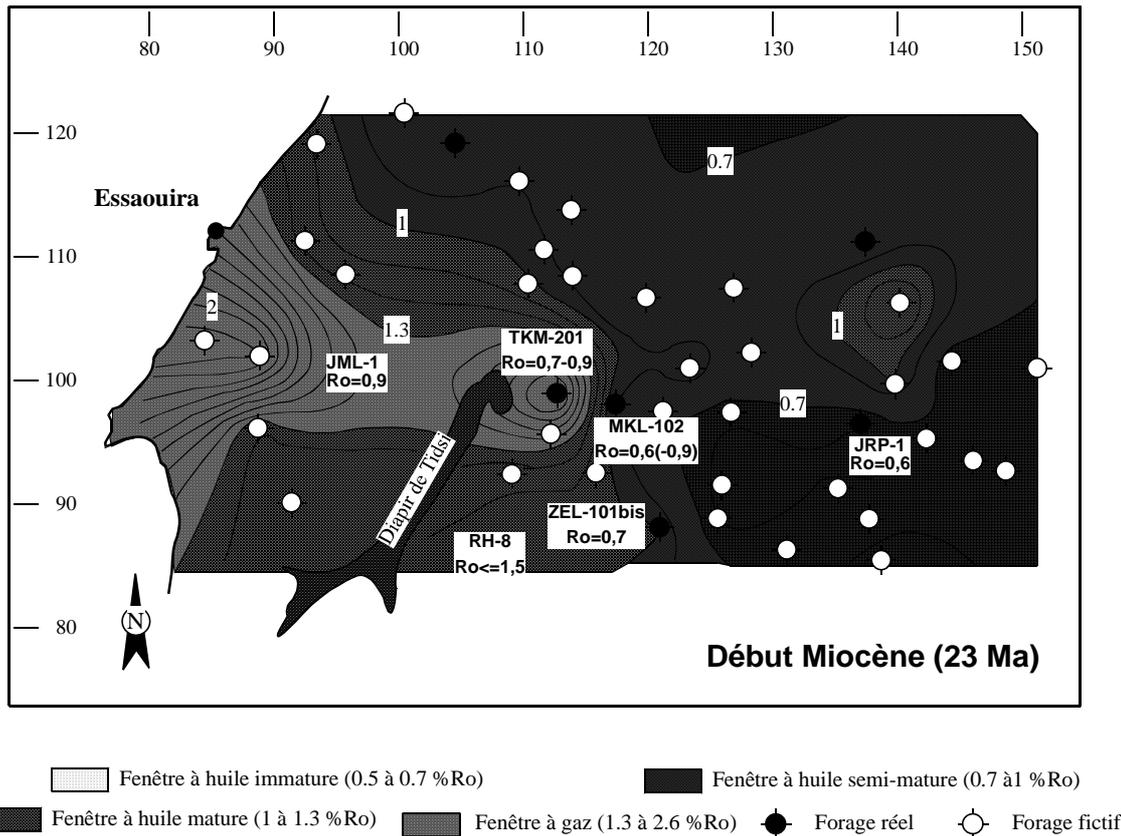


Figure 19. Carte de la maturation finale incluant les valeurs mesurées de la réflectance de la vitrinite dans la roche-mère oxfordienne (ou jurassique) du bassin d'Essaouira (Broughton & Trépanier 1993).

En conclusion, la maturation évolue selon un axe E-W, qui est le résultat à la fois du jeu très faible des failles majeures N70 limitant le bassin vers le nord et vers le sud et créant un dépocentre jurassico-crétacé et tertiaire, du jeu des failles de Tidsi et Est-Neknafa et du fluage du sel triasique principalement dans le synclinal de Neknafa et à l'ouest du Jbel Tidsi.

DISCUSSION

Comparaison avec les résultats des travaux antérieurs

Les résultats de l'étude de la subsidence sont en général conformes aux études antérieures (Tab. I) pour les phases principales du Trias supérieur – Lias, et du Jurassique supérieur. Au contraire, les phases crétacées se correspondent moins bien ; par exemple, la phase du Cénomaniens n'est mentionnée que par Ellouz *et al.* (2003), alors que Labbassi *et al.* (2000) indiquent une phase de l'Hauteriviens supérieur – Aptien, et Le Roy *et al.* (1998) une phase datée du Berriasien-Maastrichtien. Ces décalages peuvent provenir, d'une part, de l'utilisation de coupes uniques (Le Roy *et al.* 1998) qui peuvent correspondre à des cas particuliers et donc ne pas refléter l'évolution du bassin mieux exprimée par une moyenne, et d'autre part, de l'utilisation d'échelles stratigraphiques et absolues différentes, ou bien de l'utilisation de datations micro-paléontologiques différentes (Labbassi *et al.* 2000).

Les valeurs des coefficients d'extension se placent dans la fourchette des valeurs obtenues par les auteurs

précédentes pour le bassin à terre, les valeurs en mer étant plus élevées.

Ces résultats soulignent quand même une convergence dans les résultats utilisant des logiciels différents, certainement liée à l'emploi des mêmes formules de détermination de la valeur de l'extension.

Données thermiques

L'une des plus grandes simplifications dans l'évaluation de l'évolution thermique est l'utilisation par le logiciel d'un flux thermique moyen pour l'ensemble de l'histoire géologique du bassin, alors qu'en réalité, il a été démontré que la période de rifting initial s'accompagne d'une augmentation du flux et du gradient géothermiques, qui ensuite baissent régulièrement (McKenzie 1978, 1981, Amir *et al.* 2005). Le programme BasinMod™ utilise un flux moyen, ce qui, ajouté aux pertes de chaleur latérales, induirait en principe une sous-estimation de la maturation. Néanmoins, la validité des estimations de la modélisation du degré de maturation peut être vérifiée par l'utilisation des paramètres de maturation dans les forages (TAI, réflectance de la vitrinite, Tmax). Les résultats fournis par le modèle ont ainsi été comparés à ceux des analyses de la matière organique, exprimés par l'index d'altération thermique (*thermal alteration index* TAI, traduit en valeurs de réflectance de la vitrinite Ro (Broughton & Trepanier 1993 ; cf. notre figure 18).

Dans la partie orientale du bassin (puits JRP-1), les valeurs de R_o (0,6) de la roche mère oxfordienne, traversée entre 1108 et 1516 m, sont pratiquement les mêmes que celles obtenues à travers le logiciel.

Dans la partie centrale, les valeurs de R_o estimées à partir des TAI sont variables, mais en général inférieures à celles calculées par le programme :

– au puits TKM 201, où le membre marneux est situé entre les côtes 3432 et 3442 m, les analyses donnent un rapport $S_2/S_3=4,23$ à la côte 3432 m, $TAI=2/2+$ à $2+$ ($R_o=0,7$ à $0,9$) entre 3433 m (Callovien-Oxfordien) et 3551 m (Lias-Dogger), ce qui est largement inférieur à la valeur calculée ($R_o \approx 1,7$) ;

– au puits MKL-102, où le Jurassique (non subdivisé) a été traversé entre 1272 et 2670 m, les échantillons analysés fournissent des valeurs de R_o de 0,45-0,60 entre 1191 et 2412 m, et de 0,6-1 entre 2412 et 4401 ; ces valeurs sont proches de celle fournies par le modèle ($R_o \approx 0,9-1$) ;

– au niveau du puits Zel 101bis, où le Callovo-Oxfordien est situé entre les côtes 2436 et 2517 m, les analyses donnent à l'intervalle compris entre les côtes 2174 et 2705 (Lias) un $TAI=2/2+$ (R_o de 0,7%) et $TAI=3$ (R_o de 1,5 %) ; la valeur minimale est proche de celle obtenue à travers la courbe ($R_o \approx 0,9-1$) ;

– au puits RH8, les valeurs de T_{max} à 1877 m (Callovien à la base) correspondent à celles de dépôts matures ($TAI=3$; $R_o=1,5$), ce qui est compatible avec la carte de maturation ($R_o \approx 1-1,1$) ;

Dans la partie occidentale, les seules valeurs disponibles sont celles du forage JML-1, qui a traversé les formations de l'Oxfordien au Berriasien (1754-3099 m), du Callovien (3099-3823 m) et du Lias (3823-4227 m). Les valeurs du TAI sont de 2 ($R_o=0,6$) à 2767 m, $2+$ ($R_o=0,9$) à 3585, et de $2+/3-$ ($R_o=0,95$) à 4122. Ces valeurs restent assez inférieures à celles obtenues à travers le calcul ($R_o \approx 1,4-1,5$).

Les différences révélées localement par les deux méthodes peuvent s'expliquer par l'approche simplificatrice du modèle thermique adoptée par le code BasinMod™. Cependant, il faut également souligner que les données du TAI sont celles de niveaux échantillonnés ponctuellement le long des puits, et donc ne reflètent pas une évolution continue. D'autre part, les valeurs de R_o déterminées à partir des TAI sont assez grossières et ne correspondent généralement qu'à la limite inférieure des valeurs R_o correspondantes. Si l'on ajoute à cela que plusieurs niveaux échantillonnés semblent contaminés par les traces d'autres hydrocarbures en migration, les valeurs mesurées doivent être également considérées avec précaution. En l'absence de nouvelles analyses, les valeurs de maturation fournies par le modèle montrent néanmoins une relative concordance avec les mesures réalisées sur échantillons et on retiendra la valeur indicative de la méthode.

Rôle des structures locales

Dans notre approche, et en raison de leur caractère ponctuel, le rôle des structures locales, notamment des diapirs de faible dimension (Kechoula, Sidi Rhalem), n'a pas été envisagé, la modélisation étant effectuée à l'échelle

de l'ensemble du bassin. Cependant, la superposition des principales structures liées à l'halocinèse (dômes TAB, IMD, diapir de Palmera et les coussins de OTA) montre que ces structures ne semblent pas jouer un rôle important dans la répartition des quantités et des vitesses de subsidence, sauf peut être lors des dernières périodes, où il est possible d'entrevoir une influence épisodique des dômes OTA et TAB au nord, et le synclinal de compensation au sud immédiat d'Essaouira. Cependant, la caractérisation précise de cette influence doit se baser sur un échantillonnage précis autour de ces structures, ce qui n'entraîne pas dans l'objectif de l'étude.

CONCLUSIONS

L'étude de la subsidence dans le bassin d'Essaouira à l'aide du logiciel BasinMod™ a permis de mettre en évidence 3 phases principales :

La première, du Trias supérieur au Callovien, avec une subsidence initiale rapide au cours du Trias supérieur-Lias inférieur et une phase de thermo-relaxation du Lias supérieur au Callovien.

La deuxième, de l'Oxfordien à l'Aptien, comporte une subsidence rapide entre l'Oxfordien et le Berriasien (149-131), et une thermo-relaxation entre le Valanginien et l'Aptien (131-108).

La troisième, s'étendant de l'Albien au Néogène, avec une subsidence rapide entre 108 et 93 Ma (Albien-Cénomani), suivie d'une phase lente au cours du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire, et un soulèvement à partir du Miocène. Cette dernière étape se démarque des travaux précédents

Le report des valeurs de subsidence obtenues sur les graphes de Royden (1986) autorise une approximation d'évolution lithosphérique du type extension uniforme dans la partie ouest du bassin avec des coefficients β faibles variant entre 1,2 à 1,7

Les cartes obtenues montrent une répartition hétérogène des vitesses de subsidence qui restent les plus fortes dans la partie ouest du bassin autour d'Essaouira, et au NE du diapir de Tidsi.

Les modélisations d'évolution thermiques du bassin suggèrent un début de formation d'hydrocarbures à partir du Crétacé inférieur et une zone de maturation thermique maximale qui s'étend selon une direction E-W, coïncidant avec les zones de subsidence maximale (Essaouira-Neknafa). L'examen des valeurs de maturation calculée suggère que l'état de la maturation actuelle est identique à celle d'il y a 23 Ma au début du Miocène, lors de la mise en place des principales structures compressives associées à la compression Afrique/Eurasie.

Remerciements

Ce travail a été mené dans le cadre du Projet PARS SDU-30 « Subsidence et évolution thermique des bassins du Gharb, Haut Atlas et Moyen Atlas ; implications sur la formation des hydrocarbures » financé par le Ministère de l'Enseignement, de la Recherche scientifique et de la Formation des cadres sur des fonds gérés par le CNRST.

Nous remercions la Direction de l'Exploration de l'ONHYM (pôle hydrocarbures) pour avoir accueilli l'un de nous (R.B.), autorisé cette étude, mis à notre disposition le logiciel et les données de forage.

Nos remerciements s'adressent également aux évaluateurs, MM. Pascal Le Roy (Université de Brest, France) et Mohamad Hafid (Université Ibn Tofayl, Faculté des Sciences, Kenitra) pour leurs critiques et commentaires qui nous ont permis d'améliorer la première version du manuscrit.

Références

- AGIP 1998. Echelle chronostratigraphique, inédite.
- Algouti Ah., Algouti Ab., Chbani B. & Azzouzi K.A. 1993. Turonien supérieur et Sénonien dans la région d'Imi N'Tanout (Haut Atlas, Maroc) : sédimentologie, diagenèse, analyse séquentielle. *Rev. Fac. Sci. Semlalia*, Marrakech, sect. Sci. Terre, 7, 183-196.
- Amir L., Martinez L., Disnar J.R., Vignerresse J.-L., Michels R., Guillocheau F. & Robin C. 2005. Effect of the thermal gradient variation through geological time on basin modeling; a case study: the Paris basin. *Tectonophysics*, 400, 1-4, 227-240.
- Assaud S. 2004. *Etude organo-géochimique des séries jurassiques riches en matière organique du bassin sud-rifain : déterminisme de leur genèse et valorisation de l'intérêt pétrolier de la région*. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V – Agdal, Fac. Sci. Rabat, 291 p.
- Bouaouda M.S. 1987. *Biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen des bassins côtiers d'Essaouira et d'Agadir (marge atlantique du Maroc)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Toulouse, 213 p.
- Bouaouda M.S. 2004. *Le bassin atlantique marocain d'El Jdida – Agadir : stratigraphie, paléogéographie, géodynamique et microbiostratigraphie de la série Lias – Kimméridgien*. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat, 208 p.
- Bouatmani R. 2002. *Le bassin d'Essaouira (avant-pays atlasique, Maroc) : évolution géodynamique méso-cénozoïque et modélisation de la maturation des hydrocarbures*. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat, 208 p.
- Bouatmani R., Medina F., Ait Salem A. & Hoepffner Ch. 2003. Thin-skin tectonics in the Essaouira basin (western High Atlas, Morocco): evidence from seismic interpretation and modelling. *J. Afr. Earth Sci.*, 37, 25-34.
- Bouatmani R., Medina F., Ait Salem A. & Hoepffner Ch. 2004. Le bassin d'Essaouira (Maroc): géométrie et style des structures liées au rifting de l'Atlantique central. *Afr. Geosci. Rev.*, 11, 2, 107-123.
- Brigaud F. & Vasseur G. 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks. *Geophys. J.*, 98, 525-542.
- Broughton P. & Trepanier A. 1993. Hydrocarbon generation in the Essaouira basin of western Morocco. *A.A.P.G. Bull.*, 77, 6, 999-1015.
- Deming D. & Chapman D.S. 1989 Thermal histories and hydrocarbon generation; example from Utah-Wyoming thrust belt. *A.A.P.G. Bull.*, 73, 1455-1471.
- Du Dresnay R. 1988. Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen le long de la côte Atlantique du Maroc : conséquences sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, 2, 385-396.
- Duffaud F. 1960. Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 2, 728-734.
- Duffaud F. 1970a. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Tamar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 201.
- Duffaud F. 1970b. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille El Khemis des Meskala. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 202.
- Duffaud F. 1981. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Imi n'Tanout. *Notes & Mém. Serv. géologique Maroc*, 203.
- Duffaud F., Brun L. & Plauchut B. 1966. Le bassin du Sud-Ouest marocain. In : Reyre D. (édit.) : *Bassins sédimentaires du littoral africain*. Symp. New Delhi, Publ. Assoc. Serv. géol. Afr., Paris, I, 5-26.
- El Alami S.O., Ramdani F., Medina F. & Jebli H. 1989. Le séisme d'Essaouira du 21 novembre 1988: carte des isoséistes, étude des répliques et mécanismes au foyer. *Bull. Inst. Sci.*, 13, 43-49.
- Ellouz N., Patriat M., Gaulier J.-M., Bouatmani R. & Sabounji S. 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sed. Geol.*, 156, 1, 185-212.
- Ettachfani E.M. 1992. *Le Vraconien, Cénomaniens et Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas Occidental, Maroc)*. Analyse lithologique biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat, Univ. Toulouse, 245 p.
- Gradstein F.M., Agteberg F.P., James G.O. *et al.* 1994. A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, 99, 24051-24071.
- Hafid M. 1999. *Incidences 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 d'Etat, Univ. Ibn Tofayl, Fac. Sci. Kenitra, 282 p.
- Hafid M. 2000. Triassic–Early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira basin (Morocco). *Mar. Pet. Geol.*, 17, 3, 409-430.
- Hafid M., Ait Salem A., Bally A.W. 2000. The western termination of the Jbilet High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco). *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 431-443.
- Hafid M., Bally A.W., Fedan B., Toto E. & Mridekh A. 2004. Structuration jurassique à crétacé inférieur du bassin d'Essaouira: distension ou halocinèse ? *MAPG Memoir*, 1, 289-307.
- Hafid M., Bally A.W., Fedan B., Toto E. & Mridekh A. 2005. Structuration jurassique post-rift à crétacé inférieur du bassin d'Essaouira: distension ou halocinèse. *MAPG Memoir* 1, 289-307.
- Haq B., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hellinger S.J. & Sclater J.G. 1983. Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *J. Geophys. Res.*, 88, B10, 8251-8269.
- Heyman M.A.W. 1989. Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin. In : *Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margins* (éd. Tankard, A.J. et Balkwill, H.R.), *American Association Petroleum Geologists Memoir* 46 (21), p. 323-341.
- Jaffrezo M., Medina F. & Chorowicz J. 1985. Données microbiostratigraphiques sur le Jurassique supérieur du Bassin de l'Ouest marocain. Comparaison avec les résultats du LEG 79 D.S.D.P. et de la Campagne Cyamaz (1982). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 1, 6, 875-884.
- Knight K.B., Nomade S., Renne P.R., Marzoli A., Bertrand H. & Youbi N. 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 228, 143-160.
- Labbassi K. 1998. *Subsidence et évolution thermique du bassin d'El Jadida-Agadir ; implications géodynamiques dans le cadre de la cinématique de l'Atlantique*. Thèse d'Etat, Univ. Chouaib Doukkali, Fac. Sci. El Jadida, 207 p.

- Labbassi K., Medina F., Rimi A., Mustaphi H. & Bouatmani R. 2000. Subsidence history of the Essaouira basin (Morocco). *Mém. Mus. Natl. Hist. nat.*, 182, 129-142.
- Le Roy P. 1997. *Les bassins Ouest marocains, leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine)*. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne occidentale, Brest, France, 327 p.
- Le Roy P. & Piqué A. 2001. Triassic-Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, 172, 359-381.
- Le Roy P., Piqué A., Le Gall B., Aït Brahim L., Morabit A.M. & Demnati, A. 1997. Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, 637-648.
- Le Roy, P., Guillocheau, F., Piqué, A. et Morabet, E.M. 1998. Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic. *Can. J. Earth Sci.* 35, 4, 476-493.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Symonds, P.A. 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10, 1038-1064.
- Lopatin, N.V. 1971. Temperature and geologic time as factors in coalification (in Russian). *Akad. Nauk. SSSR. Isv. Serv. Geol.*, 3, 95-106.
- Magara K. 1986. Porosity-depth relationship during compaction I hydrostatic and non-hydrostatic cases. In: Burrus J. (ed.) – *Thermal modeling in sedimentary basins*. Technip, Paris, pp. 129-147.
- Marzoli A., Bertrand H., Knight K.B., Cirilli S., Buratti N., Vérati C., Nomade S., Renne P.R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R. Rapaille C., Zaninetti L. & Bellieni G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, 973-976.
- McKenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 55, 25-32.
- McKenzie D.P. 1981. The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basin formed by extension. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 55, 87-98.
- Medina F. 1989. Le Jurassique des régions d'Imi n'Tanout et Chichaoua : lithostratigraphie et corrélations. *Bull. Inst. Sci.*, 13, 5-16.
- Medina F. 1992. La subsidence jurassique à éocène du bassin d'El Jadida-Agadir (Maroc) : essai de quantification. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 78, 2, 133-144.
- Medina F. 1994. *Évolution 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'État, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 272 p.
- Medina F. 1995. Syn- and post-rift evolution of the El Jadida-Agadir basin (Morocco): constraints for the rifting models of the Central Atlantic. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 1273-1291.
- Mehdi K. 1994. *Analyse et synthèse des études géologiques et géophysiques de la partie orientale du bassin d'Essaouira (Maroc) Contribution de la sismique stratigraphique et de l'analyse séquentielle des diagraphies à la reconstitution paléogéographique du bassin*. Thèse Doctorat, Univ. Bordeaux I, 300 p.
- Mehdi K., Griboulard R. & Bobier C. 2004. Evolution géodynamique et halotectonique du bassin d'Essaouira (marge ouest atlantique marocaine): impact pétrolier. *Africa Geoscience Review*, 9, 3, 225-243.
- Morabet A.M., Bouchta R. & Jabour H. 1998. An overview of the petroleum systems of Morocco. In MacGregor D.S., Moody R.T.J. & Clarke-Lowes D.D. (eds.) - *Petroleum geology of North Africa*, Geological Society, special publication, 132, pp. 283-296.
- Mustaphi H. & Bouatmani R. 1996. Analyse de la subsidence dans les bassins d'Agadir et d'Essaouira. *13ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains*, Marrakech, 19-22 mars 1996, 147-148.
- Odin G.S. & Odin C. 1982. Echelle numérique des temps géologiques, mise au point 1990. *Géochronique*, 35, 12-21.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Et-Touhami, M. & Puffer, J. 2003. Cyclo-, magneto-, and bio-stratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the Triassic-Jurassic boundary. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., et Ruppel, C. (eds) – *The Central Atlantic Magmatic Province; insights from fragments of Pangea*. American Geophysical Union, Geophysical monograph, 136, p. 7-32.
- ONAREP 1998. Triassic depositional system: geology and play concept. *Second Seminar on Petroleum exploration in Morocco*, Rabat, 24-25 november 1998 (inédit).
- Rey J., Canérot J., Peybernès B., Rahhali I., Taj-Eddine K. & Thieuloy J.P. 1986. Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira : données biostratigraphiques et évolution sédimentaire. *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, sect. Sci. Terre, n° sp. 2.
- Rimi A. 1993. Geothermics of the Essaouira basin in Morocco. *Can. J. Earth Sci.*, 30, 1049-1055.
- Rimi A. 1999. *Variations régionales du flux géothermique au Maroc, applications*. Thèse de Doctorat es-sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat.
- Roch E. 1930. Etudes géologiques dans la région méridionale du Haut Atlas occidental. *Notes & Mém. Serv. Mines & Carte géol. Maroc*, 9, 542 p.
- Roch E. 1950. Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 80, 435 p.
- ROMPETROL. 1983. Etude des bassins mésozoïques du sud-ouest marocains. Rapport inédit, ONAREP, ref. 31259.
- Royden L., Sclater J.G. & Von Herzen R.P. 1980. Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *AAPG Bull.*, 64, 2, 173-187.
- Royden L. 1986. A simple method for analysing subsidence and heat flow in extensional basins. In Burrus J. (ed.) - *Thermal modeling in sedimentary basins*. Technip, pp. 49-73.
- Royden L. & Keen C.E. 1980. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 51, 343-361.
- Sahabi M. 2004. Evolution cinématique triasico-jurassique de l'Atlantique central : implications sur l'évolution géodynamique des marges homologues nord-ouest africaine et est-américaine. Thèse d'Etat, Univ. Chouaib Doukkali, Fac. Sci. El Jadida, 2 vol.
- Salvan H.M. 1984. Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. phys.*, 25, 87-203.
- Sclater J.G. & Christie P.A.F. 1980. Continental stretching : an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of central North Sea basin. *J. Geophys. Res.*, 85, B7., 3711-3739.
- Sclater J.G. & Christie P.A.F. 1987. Porosity and compaction parameters. BasinMod (2002).
- Slimane A. & El Mostaine M. 1997. Observations biostratigraphiques au niveau des formations rouges de la séquence synrift dans les bassins des Doukkala et Essaouira. Première Réunion du Groupe Marocain du Permien et du Trias, Université Mohammed I, Faculté des Sciences, Oujda, Maroc. Oujda, Résumés p. 54
- Souid Ahmed K. 1983. *Étude tectonique et microtectonique des injections du Trias du bassin d'Essaouira pendant les compressions Alpines dans l'avant pays Atlasique (Maroc)*. Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Univ. Montpellier.

- Steckler M.S. & Watts A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 41, 1-13.
- Taj-Eddine K. 1991. *Le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans l'Atlas atlantique (Maroc): biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique*. Thèse d'État, Marrakech, 289 p.
- Von Rad U., Hinz K., Sarnthein M. & Seibold E. (eds). 1982. *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer Verlag, Berlin,.
- Waples D.W. 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *AAPG Bull.*, 64, 916-926.
- Waples D.W. 1985. *Predicting Thermal Maturity, in Geochemistry in Petroleum Exploration*, International Human Resources Development Corporation, 232 p.
- Zarhloule Y. 1994. *Potentialités hydrogéothermiques des réservoirs du bassin d'Essaouira*, Thèse de l'Université de Tunis II, 233 p.
- Zarhloule Y. 2004. Le gradient géothermique profond du Maroc : détermination et cartographie. *Bull. Inst. Sci.*, sect. Sci. Terre, 26, 11-25.
- Zühlke R., Bouaouda M.S., Ouajhain B., Bechstädt T. & Leinfelder R. 2004. Quantitative Meso-Cenozoic development of the eastern Central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco. *Mar. Pet. Geol.*, 21, 225-276.

Manuscrit reçu le 13 mars 2006

Version modifiée acceptée le 15 juin 2007

ANNEXES

Annexe A1 : Equations de quantification de la subsidence (Steckler & Watts 1978)

La subsidence totale s'écrit :

$$S = S_t + pW - \Delta N$$

où S_t est l'épaisseur de la couverture sédimentaire à l'époque considérée ;

pW est l'épaisseur de la tranche d'eau ;

ΔN est la différence entre le niveau marin actuel et celui de l'époque considérée.

La subsidence à l'air libre s'écrit :

$$Y = \frac{S(\rho_m - \rho_s)}{\rho_m} + \frac{p(\rho_m - \rho_e)}{\rho_m} - \Delta N$$

ou, sous l'eau:

$$Y = \frac{S(\rho_m - \rho_s)}{\rho_m - \rho_e} - \frac{\Delta N \times \rho_m}{\rho_m - \rho_e} + p$$

Y est la subsidence tectonique ;
 S est l'épaisseur du sédiment décompacté ;
 ρ_m est la densité du manteau (généralement 3,35 g/cm³) ;
 ρ_s est la densité du sédiment décompacté ;
 ρ_e est la densité de l'eau de mer (1,03 g/cm³) ;
 p est la profondeur du dépôt du sédiment ;
 ΔN est la différence entre le niveau marin actuel et celui de l'époque considérée.

Annexe A2 : Equation de décompaction des sédiments (Sclater & Christie 1980)

$$z_2' - z_1' = (z_2 - z_1) - \frac{\varphi_0}{c} (e^{-cz_1} - e^{-cz_2}) + \frac{\varphi_0}{c} (e^{-cz_1'} - e^{-cz_2'})$$

z_1 et z_1' : profondeurs actuelle et ancienne du toit de la série ;

z_2 et z_2' : profondeur actuelle et ancienne de la base de la série.

φ : porosité à la profondeur z

φ_0 : porosité en surface

c : constante propre à chaque type lithologique

z : profondeur en km.

Annexe A3 : Conductivité thermique des sédiments (Deming & Chapman 1989)

La conductivité thermique est fonction de la conductivité du fluide, de la conductivité de la matrice, de la porosité et de la température des formations.

La conductivité thermique du fluide est donnée par la formule:

$$K_f = A_1 + (B_1 * temp) + (C_1 * temp^2)$$

où $A_1 = -0.4879589697$, $B_1 = 0,005829749$,
 $C_1 = -7,23 e - 6$ si la température est inférieure à 410,15 °K,

et $A_1 = -0.13932664165$, $B_1 = 0,004117982$,
 $C_1 = -5,14 e - 6$ si la température est supérieure à 410,15 °K.

Annexe A4 : Equation de détermination de la quantité de subsidence initiale S_i et thermo-tectonique S_{th} pour un modèle d'extension uniforme (McKenzie 1978)

$$S_i = \frac{a \left[1 - \frac{1}{\beta} \left[\frac{t_c}{a} (\rho_m - \rho_c) \left(1 - \frac{\alpha T_L t_c}{2a} \right) - \frac{\alpha \rho_m T_L}{2} \right] \right]}{\rho_m (1 - \alpha T_L) - \rho_s}$$

$$S_{th} = \frac{4a\rho_m\alpha T_L}{\pi^2(\rho_m - \rho_s)} \left[\frac{\beta}{\pi} \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \right] (1 - e^{-\alpha r})$$

avec S_i : Subsidence initiale

S_t : subsidence de thermo-relaxation

a : épaisseur initiale de la lithosphère (125 km)

β : coefficient d'extension

t_c : épaisseur de la croûte à 0°C (35 km)

ρ_c : densité de la croûte à 0°C (2.8)

ρ_s : densité du sédiment de remplissage du bassin

α : coefficient d'expansion thermique (3.28 10⁻⁵°C)

T_L : Température à la base de la lithosphère (1333°C)

t : temps en Ma

r : constante de temps thermique (62.8 Ma).

Annexe A5 : Equation de détermination de la subsidence initiale et thermique pour un modèle d'extension non-uniforme (Royden & Keen 1980)

La résolution d'un système d'équations fonction de la subsidence initiale et thermique permet le calcul de ces deux paramètres :

$$S_{th} = 3900m \left[\left(1 - \frac{1}{\delta} \right) + \left(1 - \frac{h}{l} \right)^2 \left(\frac{1}{\delta} - \frac{1}{\beta} \right) \right]$$

$$S_i = \frac{d}{\delta} + 3300 \left(1 - \frac{1}{\delta} \right) - 3900m \left(1 - \frac{h}{l} \right)^2 \left(\frac{1}{\delta} - \frac{1}{\beta} \right)$$

où h est l'épaisseur de la croûte avant étirement (35 km)

d est la côte avant l'amincissement

l est l'épaisseur de la lithosphère

δ est le coefficient d'étirement de la croûte

β est le coefficient d'étirement sous-crustal.

La résolution simple de ces deux équations est donnée sous forme d'un graphe comportant sur l'axe des abscisses le coefficient δ et sur l'axe des ordonnées le coefficient β .

Annexe A6 : Le flux de chaleur actuel est calculé selon l'équation de Fourier combinée à l'équation de conservation de l'énergie :

$$\frac{d}{dx} \left[k \frac{dT}{dx} + Q \right] = c \frac{dT}{dt}$$

avec T la température en °K, k la conductivité thermique, c la capacité calorifique et t le temps.

Annexe A7 : Le TTI est défini par l'équation :

$$TTI = \int_0^f \exp \left[\frac{(T(°C) - T_c)}{T_D} \right] dt$$

où T : température ; t : temps

$T_c = 105°C$

$$T_D = \frac{10}{\ln c \ 2^{\circ}C}$$

En pratique, l’équation utilisée est $TTI = \sum(\Delta T_n)^r$, avec $r=2$ (Waples 1980) et $n=0$ pour l’intervalle 100°C-110°C, $n=1$ pour l’intervalle 110°C-120°C, etc...L’intersection entre la courbe d’enfouissement et des isothermes espacés de 10°C définit le temps et l’intervalle de température utilisés dans le calcul.

Tableau A1. Porosité à l’air libre (%) et coefficient de compaction pour 4 types lithologiques (Sclater & Christie 1980).

| Lithologie | Porosité à l’air libre | Coefficient de compaction |
|-----------------|------------------------|---------------------------|
| Argile | 0,63 | 0,51 |
| Calcaire | 0,70 | 0,71 |
| Grès | 0,49 | 0,27 |
| Argile gréseuse | 0,56 | 0,39 |

Tableau A2. Profondeurs de dépôt moyennes estimées pour chaque unité lithologique des colonnes utilisées pour le calcul de la subsidence.

| Age | Milieu | Profondeur (m) |
|-------------------------------|----------------------------------|----------------|
| Trias-Lias inférieur | Plaine côtière (MKL, JRP) | 0 |
| | Offshore supérieur (TKM) | 60 |
| Lias supérieur | Offshore supérieur | 60 |
| Dogger + Oxfordien basal | Plaine côtière évaporitique | 0 |
| Oxfordien terminal | Bassin | 200 |
| Kimméridgien-Berriasien moyen | Plaine continentale | 0 |
| Valanginien | Bassin | 200 |
| Hauterivien | Margino-littoral | 10 |
| Barrémien | Plateforme interne à continental | 5 |
| Aptien | Offshore supérieur | 60 |
| Albien | Plaine côtière | 0 |
| Crétacé supérieur-Cénozoïque | Plateforme interne | 35 |

Tableau A3. Variations du niveau marin (long terme) utilisées pour le calcul de la subsidence (d’après Haq *et al.* 1987).

| Age base | Période | ΔN (m) |
|----------|------------------------------------|--------|
| 226 | Carnien | 18 |
| 218 | Norien | 18 |
| 205 | Lias - Dogger | 20 |
| 154 | Top Callovien - Base Oxfordien | 54 |
| 150 | Oxfordien | 110 |
| 148 | Top Oxfordien | 120 |
| 144 | Kimméridgien | 110 |
| 135 | Top Portlandien - Base Berriasien | 110 |
| 130 | Top Berriasien - Base Valanginien | 122 |
| 122 | Top Valanginien - Base Hauterivien | 90 |
| 116 | Top Hauterivien - Base Aptien | 140 |
| 108 | Top Aptien - Base Albien | 160 |
| 96 | Albien - Cenomanien | 204 |
| 91 | Cenomanien - Turonien | 248 |
| 65 | Maestrichien - Base Paléocène | 232 |

Tableau A4. Conductivités thermiques selon Brigaud & Vasseur (1989).

| Lithologies | Conductivité thermique en W/m°C |
|--------------------|---------------------------------|
| Grès | 4,4 |
| Siltites | 2 |
| Argiles | 1,5 |
| Calcaires | 2,9 |
| Dolomies | 4,8 |
| Évaporites | 5,4 |
| Roches volcaniques | 2,9 |

Annexe B : courbes de subsidence pour les différents forages utilisés.

