

Événements tectono-sédimentaires au Lias-Dogger de la frange méridionale du Haut-Atlas central, Maroc

Tectono-sedimentary events during Lias-Dogger at the southern margin of the Central High-Atlas, Morocco

M. Ettaki¹, H. Ibouh², E. H. Chellai³

RÉSUMÉ

L'analyse tectono-sédimentaire des séries du Lias et du Dogger de la marge méridionale du Haut-Atlas central, en particulier la région du Todrha-Dadès, montre l'existence d'une relation étroite entre la tectonique et la sédimentation. La structuration de cette région est régie par un ensemble de faille dont les axes cartographiques montrent des allures courbées de direction NE-SW et se redressent vers le NNE. Le Sinémurien supérieur et le Lias moyen montrent des dépôts à dominance carbonatée à foraminifères et à ammonites, avec des variations d'épaisseurs et des passages latéraux de faciès. Les séries du Lias supérieur et du Dogger correspondent à des séries détritiques faillées avec des intercalations carbonatées à faune néritique. L'analyse structurale montre que la sédimentation dans la marge méridionale du Haut-Atlas central est contrôlée en plus du facteur eustatique par un champ de paléo-contraintes dominé par des contraintes principales minimales d'orientations différentes selon les âges. Les structures de déformations syn-sédimentaires sont matérialisées par des failles normales fossilisées, des dépôts gravitaires et des variations spatio-temporelles de faciès et d'épaisseur. L'évolution géodynamique et la reconstitution paléogéographique du Lias et du Dogger montre un agencement des formations lithostratigraphiques, dont les unes ont évolué dans les bordures du bassin, alors que d'autres ont évolué dans le centre du bassin au sein d'un dispositif en blocs basculés contrôlés par la conjugaison des effets tectonique et eustatique.

Mots clés : Jurassique, tectonique, géodynamique, stratigraphie, Haut-Atlas, Maroc.

ABSTRACT

The tectono-sedimentary analysis of the Jurassic sediments in the southern margin of the central High-Atlas and particularly in the Todrha-Dadès area shows the existence of a good relationship between the tectonic and the sedimentary events. The structuring of this area is controlled by a group of faults whose cartographic axes show bending paces of direction NE-SW straightening toward the NNE. The analysis of the spatial organisation of lower and middle Lias deposits shows a dominance of carbonated deposits with ammonites, algae and foraminifera, with variations of thickness and lateral facies variations. The upper Lias and the Dogger correspond to clastic deposits and carbonates interbedded with neritic fauna. The structural analysis shows that the sedimentation in the southern margin of the central High-Atlas is controlled, in addition to eustatic factors, by a paleostress field dominated by minimum main stress fields of orientations which change depending on the age. The analysis of structures and their geometry as well as the syn-sedimentary tectonics allowed to establish the directions of the tectonic stress, which controlled the structuration of the studied basin in the Jurassic. The general synthesis of the data shows variations of distensive directions in time and space. In the Sinemurian-lower Carixian the direction of the tectonic stress (σ_3) is NW-SE. The middle Domerian was a relative quiet tectonic time. In the upper Domerian the distensive tectonic stress is NNW-SSE to NW-SE. In the Toarcian, the sedimentation takes place in a transtensif tectonic context. The syndimentary structures are developed by fossilized normal faults, slope deposits and spatio-temporal variations of the facies and thickness. Geodynamic and paleo-

¹ Faculté Polydisciplinaire – Khouribga, département des Sciences de la Terre, B. P : 145, Khouribga principale 25000, Maroc. Email: medettaki@yahoo.fr.

² Faculté des Sciences et Techniques-Guéliz, département de Géologie, B. P : 618, Marrakech 40000, Maroc.

³ Faculté des Sciences Semlalia, département de Géologie, B. P : 2390, Marrakech 40000, Maroc. Email: chell@ucam.ac.ma.

geographic reconstitution of Lias-Dogger shows an arrangement of the lithostratigraphic formations, where some evolved in the borders of the basin, while others evolved in the center of the basin within a block-tilting regime controlled by the conjugation of the sea-level changes and the tectonics events.

Key words : Jurassic, tectonics, geodynamics, stratigraphy, High-Atlas, Morocco.

Introduction

Le Lias et le Dogger maghrébin correspondent à des étapes distinguées par la structuration de leurs bassins et la différenciation de leurs faciès. Pourtant, les informations tectoniques de détail manquent encore pour la frange méridionale du Haut-Atlas central en particulier la région de Todrha-Dadès. Ceci est dû au fait que la plupart des auteurs ont travaillé sur les séries des bordures nord et nord-est du Haut-Atlas central. A part les travaux de Seufert (1985 ; 1988) et de Laville (1985), notons la rareté des données tectoniques dans cette région de la province d'Ouarzazat.

Les travaux de terrain réalisés par Ettaki (2003) et Ibouh (2004) sur les séries du Jurassique du versant sud du Haut-Atlas central nous ont amené à proposer une analyse lithostratigraphique et structurale des formations sédimentaires du Jurassique inférieur et moyen. Dans le but d'enrichir la documentation sur les événements tectoniques qui ont marqué le Jurassique inférieur et moyen, nous avons focalisé nos recherches sur l'Atlas de Todrha-Dadès, qui est une des régions clés dans la compréhension des événements tectono-sédimentaires de la bordure méridionale du Haut-Atlas central.

La région de Todrha-Dadès se trouve à environ 100 km, au NE de la ville d'Ouarzazate. Cette région est située sur la frange méridionale du Haut-Atlas central faisant partie du bassin intracontinental (Mattaue *et al.*, 1977 ; Michard, 1976) différencié au Lias-Dogger. Elle est limitée au Sud par l'accident sud atlasique (Russo et Russo, 1934) et au Nord par le prolongement nord oriental de l'Accident Nord Atlasique au sens de Roch (1939) (fig. 1). Cette région de

la bordure sud-ouest de la Téthys est constituée dans sa totalité de terrains d'âge jurassique à l'exception des rides à cœur triasique. Le Dogger affleure largement dans les synclinaux de Tamtetoucht et de Msemrir où il est riche en reste de bois fossiles et d'ossements de dinosauriens. Plus au sud dominant les terrains d'âge liasique. Ceux-ci sont séparés des terrains du Crétacé (Sénonien) et du Tertiaire par l'accident chevauchant sud atlasique (planche 1, ph. 6), de direction N60 à regard vers le NW.

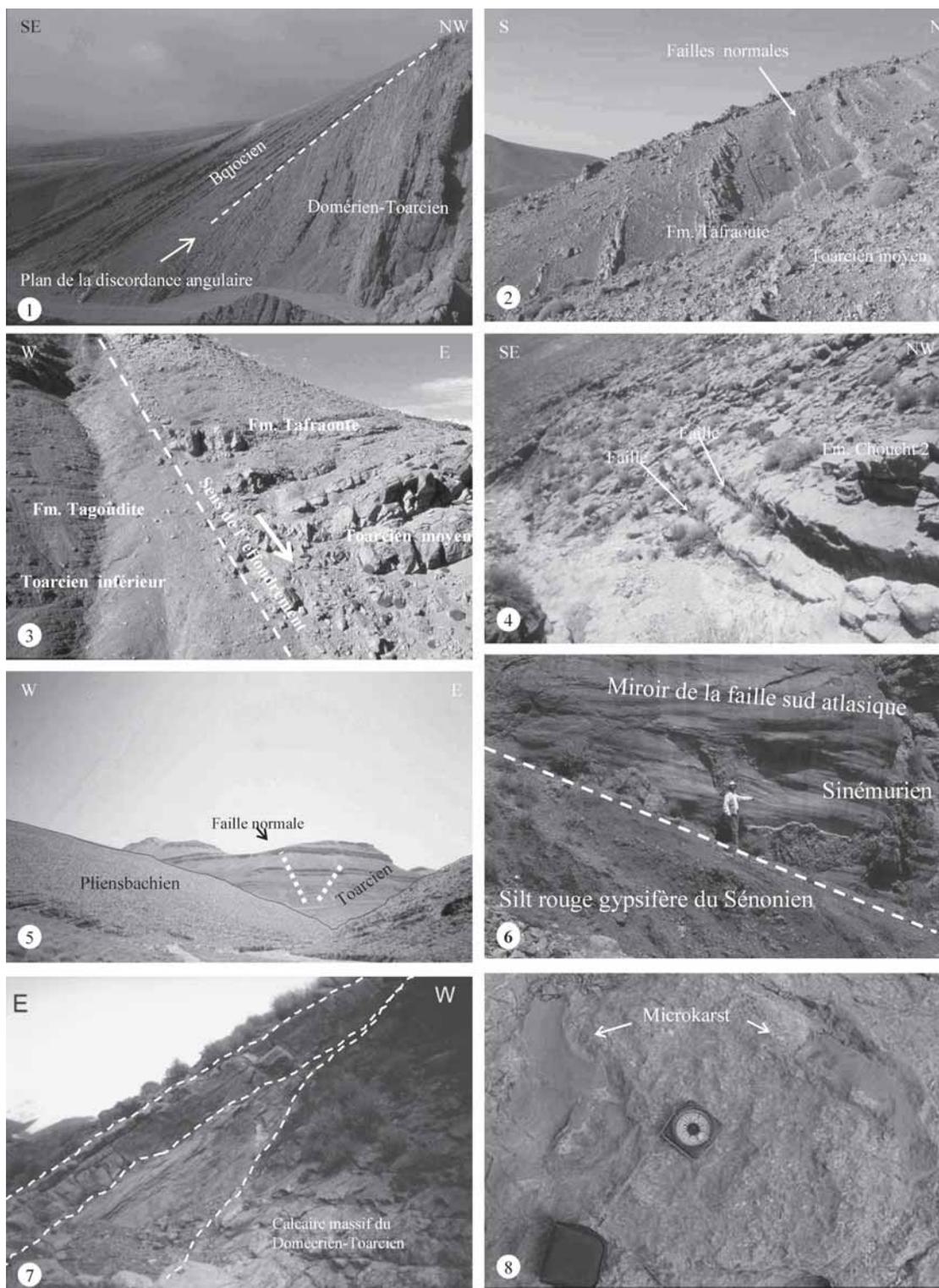
Les lignes structurales majeures figurées sur la carte géologique au 1/100.000 (Milhi, 1997) sont répertoriées en trois familles de failles orientées NE-SW ; E-W et NW-SE héritées de l'orogénèse polyphasée hercynienne. Les axes de direction NE-SW sont courbés et se redressent par endroits vers le NNE.

Les analyses structurales effectuées montrent que la sédimentation du Jurassique inférieur et moyen, sur la frange méridionale du Haut-Atlas central est contrôlée en plus du facteur eustatique (Ettaki *et al.*, sous-pressé) par un champ de paléo-contraintes dominé par des contraintes principales minimales (CPMi) d'orientations différentes selon les âges.

Lithostratigraphie

Le Jurassique de la marge méridionale du Haut-Atlas central est caractérisé par des séries sédimentaires, d'épaisseur variable, déposées dans des environnements sédimentaires variés. Les formations lithostratigraphiques (fig. 2) ont été étudiées dans un travail élaboré par l'un d'entre nous Ettaki (2003), elles seront ici brièvement présentées :

Planche 1.—1. Vue panoramique de la discordance angulaire entre les calcaires monticules du Domérien-Toarcien et les calcaires de la formation à brachiopodes du Bajocien supérieur basale. Cette discordance se trouve sur la rive droite de l'oued temporaire Akka n'Ikerzi qui mène au village d'Aït Abdi (Site 5) (région de Msemrir). 2. Une série de failles syn-sédimentaires au sein du membre versicolore de la formation de Tafraout. Dans la localité d'Ouguerd Zegzaoune (région de Msemrir). 3. Effondrement des dépôts du Toarcien moyen de la formation de Tafraout dans la localité d'Ouguerd Zegzaoune. 4. Failles normales dans les calcaires récifaux du Domérien supérieur de la formation de Choucht 2 (localité de Tarhia n'Dadès) (Site 2) suite à la dislocation, de la plate forme pliensbachienne, en réponse à la distension connue à cette époque. 5. Vue panoramique d'Ouguerd Zegzaoune (Site 4), effondrement des dépôts du Toarcien moyen sous l'effet des contraintes tectoniques distensives. 6. A, Aït Snane (x : 482,3 ; y : 106, 5), sur la rive gauche qui mène aux gorges du Todrha (Site 1), s'observe le miroir de la faille sud atlasique, avec ses trois familles de stries de décrochement, sur les calcaires Sinémurien de la formation d'Imi-n-Ifri. Cette faille met en contact les carbonates du Sinémurien et les Silt rouges gypsifères du Sénonien. 7. Filon sédimentaire dans les calcaires du Domérien supérieur des calcaires récifaux de la formation de Choucht 2 (Site 2) et son remplissage par des grès et des marnes versicolores syn-Domérien supérieur à Toarcien mais anté-Toarcien moyen (Ettaki, 2003). 8. Karsts sur le toit des calcaires récifaux du Domérien supérieur (Site 2). Cette surface correspond à la surface de discontinuité du Lias moyen-Lias supérieur au niveau de la localité de Tarhia n'Dadès. Le remplissage des karsts par les silt rouges fins est syn-Domérien supérieur à Toarcien mais anté-Toarcien moyen (Ettaki, 2003). La boussole est prise comme échelle.



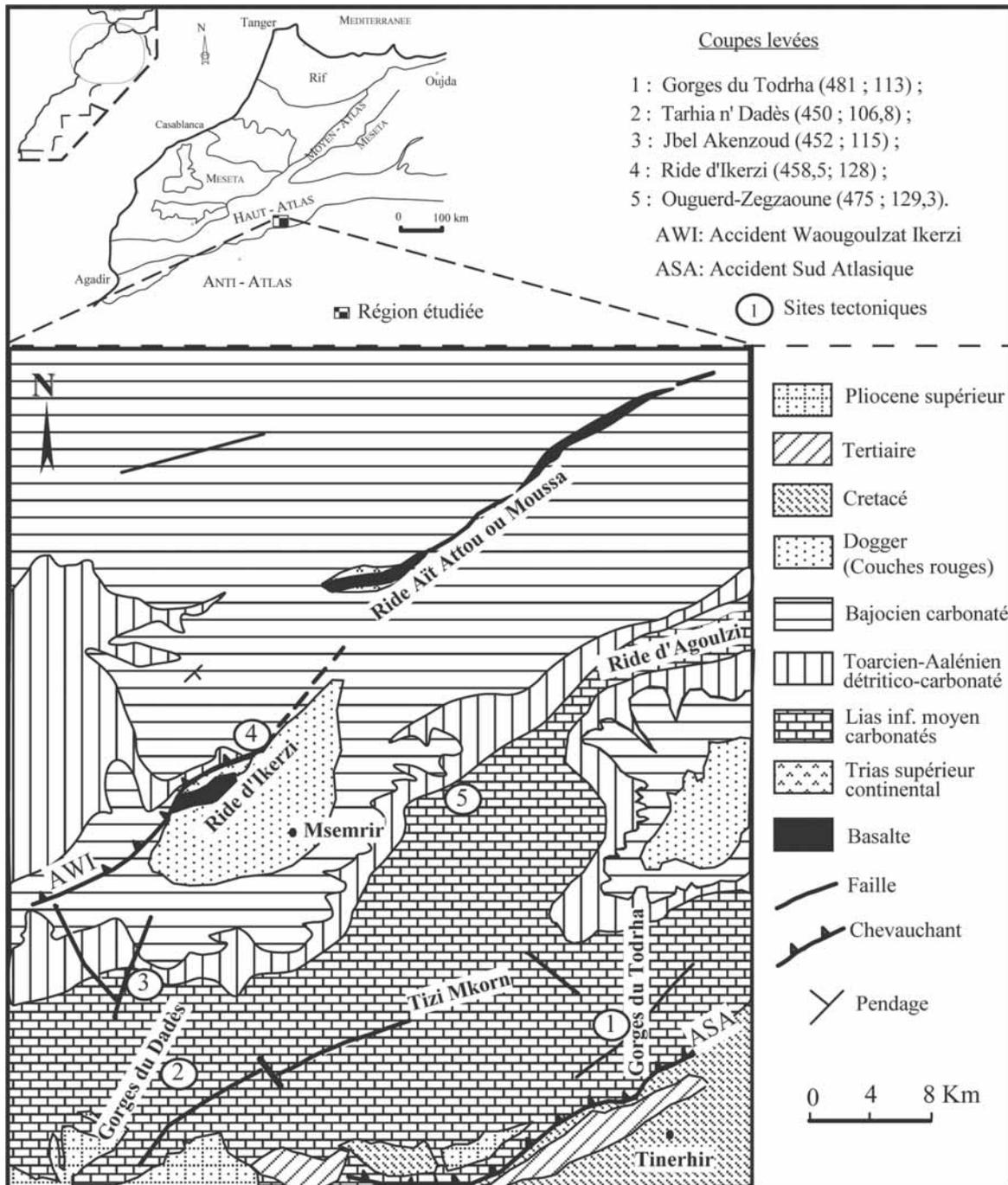


Fig. 1.—Situation et croquis de la carte géologique simplifiée de la région de Todrha-Dadès et localisation des coupes levées.

La formation d'Aït Ras (Jenny, 1988) est caractérisée par une alternance de calcaire dolomitique, de dolomie gréseuse en plaquettes et de marnes gréseuses. Son épaisseur varie de quelques mètres à une vingtaine de mètres. La sédimentation s'est effectuée dans un milieu supratidal à intertidal. L'âge attribué à cette formation est Héttangien ?-Sinémurien pp.

La formation d'Imi-n-Ifri (Jenny, 1988) est constituée de 102 m de calcaire dolomitique à fantômes d'oncolithes, des « bird eyes », des laminites et du calcaire oolithique et/ou biodétritique. Localement affleure des calcaires à lithoclastes et des brèches intraformationnelles. De la base au sommet, la formation d'Imi-n-Ifri montre une évolution régressive qui passe d'un contexte intertidal où domine le faciès à stromatolithes, vers la partie moyenne de cette formation, un approfondissement est senti, il est attesté par des faciès médiolittoraux à algues et foraminifères. Le retour aux faciès intertidaux se caractérise par l'abondance du calcaire oolithique et évolue ensuite vers un milieu supratidal très proximal semblable aux conditions de milieu confiné de type sebkha. Cette formation est attribuée au Sinémurien (Ettaki, 2003).

La formation de Todrha (Milhi, 1992) est formée par 120 m de dépôts gravitaires. La biophase est formée par des débris de lamellibranches, des échinodermes, des ostracodes, des algues et des foraminifères remaniés. Cette formation a été attribuée au Sinémurien par Milhi (1992). Son membre supérieur a livré *Miltoceras taguendoufi* et *Metadoceras* gr. *apertum* (déter. Prof. Dommergues), permettant d'étendre cette formation au Carixien inférieur (zone à *Aenigmaticum*) (Ettaki, 2003).

Aux gorges du Todrha (à Akka n'Igoulzane), cette formation devient plus carbonatée vers le Nord et passe latéralement à la base de la formation du Jbel Rat. Vers le Sud, elle montre un passage latéral de faciès à la partie sommitale de la formation Choucht 1 datée Sinémurien supérieur-Carixien inférieur (Ettaki, 2003). Le passage latéral se fait progressivement entre les bancs de calcaire biodétritique de Todrha et les lentilles décimétriques de calcaire massif péri-récifal de Choucht 1.

La formation du Jbel Rat (Jenny, 1988) d'âge carixien inférieur (Ettaki, 2003), d'épaisseur variable de 0 à 60 m, est constituée de bancs plurimétriques de calcaire ou dolomie à « bird eyes », à oolithes et à pisolithes et de calcaire oolithique à stratification oblique et de dolomie à oncoïdes et à tipis. Cette formation, déposée sur une plate-forme carbonatée intertidale à supratidale, a livré des fragments de spongiaires du type Lithistidés, radioles d'oursins, débris de brachiopodes,

ostracodes et débris de gastéropodes remaniés. La partie inférieure de cette formation montre un passage latéral de faciès avec la formation de Todrha.

La formation d'Aganane (Septfontaine, 1986), il s'agit d'une succession rythmique (160 m) organisée en cycles constitués par des calcaires, des dolomies métriques et des marnes versicolores. A la base, la formation montre des calcaires stromatolithiques à fentes de dessiccation, « bird eyes » et oncolithes. Cette formation, riche en foraminifères complexes et algues calcaires, s'est déposée sur une plate-forme interne en milieu de lagon temporaire. Les lithotidés, en association monospécifique ou polyspécifique, sont particulièrement développés au sommet de cette formation d'âge pliësbachien (Milhi, 1992 ; Ettaki, 2003). Cette formation présente une variante latérale désignée par la formation d'Aït Bazzi (Jenny, 1988).

La formation du Jbel Choucht (Septfontaine, 1986) constitue une ceinture de calcaire massif entaillée au niveau des gorges du Todrha et de la vallée du Dadès. Cette formation de bordure de plate-forme, qui s'étale du Sinémurien supérieur au Toarcien inférieur basal (Ettaki, 2003), est subdivisée en deux :

(Choucht 1), constitué de calcaire massif avec une stratification décline, formé essentiellement de calcaires micritiques à spongiaires du type Lithistidés et foraminifères imperforés (*Pseudopfenderina buterlini* (Brun), *Siphovalvulina* sp., *Everticyclammina* sp.). L'âge de Choucht 1 s'étale du Sinémurien supérieur au Carixien inférieur (Ettaki, 2003).

(Choucht 2), formé de calcaires stratifiés à foraminifères et à algues. D'après Ettaki (2003), les formes de foraminifères reconnues sont *Siphovalvulina* sp., *Everticyclammina* sp., *Planisepta compressa* (Henson), *Haurania deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Mesoendothyra* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni* (Septfontaine), *Coxinophragma* sp., *Ammobaculites* aff. *coprolithiformis* (Schwager), *Glomospira* sp., et *Trochamina* sp. Les algues sont représentées par *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* Rainerie, *Rivularia pia* (Rech-Frollo) et des algues rouges. La limite supérieure coïncide, dans les localités Tarhia n'Dadès et Jbel Akenzoud, avec une discordance de ravinement séparant Choucht 2 de la série détritique de Tafraout d'âge Toarcien (Ettaki *et al.*, 2000 a-b).

La formation d'Aberdouz (Stüder, 1980) est constituée de 30 à 140 m de bancs calcaires noirs lités accompagnés localement de nodules de silex. La macrofaune se compose de brachiopodes, de spongiaires, de lamellibranches et des restes d'échinodermes. La microfaune est constituée de forami-

fères, d'algues et de rares ostracodes. Les calcaires lités de l'Aberdouz se sont déposés dans un milieu de plate-forme hémipélagique. L'âge de cette formation s'étale sur l'intervalle Sinémurien-Carixien.

La formation d'Ouchbis (Stüder, 1980) est formée de 140 à 300 m d'alternance calcaréo-marneuse rythmique de milieu circalittoral à bathyal évoluant, sur la plate-forme, vers un milieu médiolittoral proche d'une pente récifale (Ettaki, 2003). La limite inférieure est choisie arbitrairement au niveau où disparaissent les calcaires lités d'Aberdouz. Dans le domaine du bassin, la limite supérieure coïncide avec le changement radical de la lithologie passant des turbidites carbonatées du Lias moyen aux faciès détritiques du Toarcien, alors que dans le domaine de plate-forme, elle passe graduellement à Chouch 2 (Ettaki, 2003). Les foraminifères découverts dans cette formation sont représentés par de nombreuses espèces à test hyalin. Les algues sont souvent remaniées. Les ammonites récoltées par l'un d'entre nous (Ettaki) révèlent plusieurs espèces des genres *Metaderoceras*, *Protogrammoceras*, *Fuciniceras*, *Arietoceras*, *Canavaria*, *Fontanelliceras*, *Tauromeniceras*, *Emaciatoceras*, *Neolioceras*, *Eodactylites* et *Lytoceras*. Ces données paléontologiques permettent de rattacher la formation d'Ouchbis à l'intervalle Carixien (zone à *Demonense*)-Toarcien inférieur (zone à *Polymorphum*) (Ettaki, 2003).

La formation de Tagoudite (Stüder, 1980) est représentée par une série de marnes gréseuses et de grès calcaires. Elle marque un changement radical dans la sédimentation liasique et montre une variation latérale de faciès et d'épaisseur avec un épaississement de l'Ouest vers l'Est allant de 0 à 230 m. La limite inférieure est marquée par la disparition des alternances marno-calcaires de la formation d'Ouchbis. La limite supérieure correspond à une surface ravinante constituant la base des premiers chenaux calcaires oolithiques de la formation de Taфраout. La microfaune de foraminifères et d'ostracodes récoltée au sein de cette formation permet de la rattacher au Toarcien inférieur (Ettaki, 2003). Les ammonites découvertes au sommet de la formation sous-jacente, dans les localités d'Ouguerd Zegzaoune et Tizi nel Haj et Bou-Oumerdoul, confirment la zone à *Polymorphum* (Ettaki *et al.*, 2000-b ; Ettaki et Chellaï, 2005).

La formation de Taфраout (Milhi, 1992) est formée de calcaires oolithiques et biodétritiques à stratifications entrecroisées, organisés en chenaux et barres décimétriques à métriques et des marnes silteuses verdâtre à versicolores couronnés par des niveaux lenticulaires de micro-conglomérats et de grès, déposés sur une plate-forme littorale.

La formation de Taфраout montre des pinacles coralligènes (Patch reef). Les brachiopodes récoltés par l'un d'entre nous (Ettaki) sont *Telothyris jauberti* var. *depressa* Dubar, *Telothyris arnaudi* Almeras-Moulán, des formes juvéniles de *Telothyris jauberti* (Deslongchamps), *Homoeorhynchia batalleri* (Dubar) et des formes juvéniles *Homoeorhynchia meridionalis* (Deslongchamps) (déterminé par Prof. Ouahhabi, Univ. Oujda). Cette association indique le Toarcien zone à *Serpentinus* et ? base de la zone à *Bifrons* (sous-zone à *Sublevisoni* et probablement sous-zone à *Lusitanicum*). En outre, les niveaux supérieurs de la formation de Taфраout, à Ouguerd Zegzaoune, ont livré deux empreintes d'ammonites en éboulie et mal conservées ; il s'agit d'*Hildoceras* sp. qui indique le Toarcien moyen, zone à *Bifrons* (Ettaki, 2003).

La formation d'Azilal (Jenny, 1988) est formée de silts, de grès calcaires et de dolomies. Son contenu faunique faible est représenté par des lamelli-branches, des gastéropodes. Cette formation détritico est calée stratigraphiquement entre la formation de Taфраout (fig. 2) rattachée au Toarcien moyen et les dépôts de la formation de Bin El Ouidane d'âge Bajocien (Milhi *et al.*, 2002). Dans la localité d'Ikerzi, la partie inférieure de la formation d'Azilal a livré des brachiopodes du type *Stroudithyris stephanoides* morphe étroit Almeras-Moulán (Ettaki, 2003). Ce Taxon indique un âge Toarcien supérieur, zone à *Aalensis* et ? passage à la zone à *Opalinum*. En outre, des niveaux carbonatés situés au sommet de cette formation montrent des sections du foraminifère complexe *Timidonella sarda* Bassoulet, Chabrier & Fourcade. Ces données, montrent que la formation d'Azilal s'étage du Toarcien supérieur au Bajocien inférieur.

Les formations de Bin El Ouidane. Monbaron (1981) a adopté le terme groupe Bin El Ouidane pour désigner les dépôts carbonatés de l'Aalénien ? —Bajocien supérieur. Dans le travail de synthèse réalisé par Milhi *et al.* (2002), ces formations regroupent deux unités lithologiques calcaires correspondant à Bin El Ouidane 1 et Bin El Ouidane 3 séparées par l'unité marneuse Bin El Ouidane 2 (Monbaron, 1985 ; Milhi *et al.*, 2002). Dans notre secteur, ces unités sont d'âge Aalénien supérieur? —Bajocien (Ettaki, 2003).

La formation de Tilougguit (Jenny *et al.*, 1981) est représentée par des dépôts détritico formés de grès, silts et microconglomérats brun-chocolat, organisés en chenaux métriques à base légèrement ravinante à stratification horizontale et oblique. Au sommet domine la fraction grossière constituée de

grès et de micro-conglomérats qui passent progressivement à la formation sus-jacente. A Dadès, au sein des dépôts de Tilouguit, nous avons découvert des ossements et des pistes de dinosauriens. L'âge retenu pour cette formation est le Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Jenny, 1988 ; Milhi, 1997).

La formation de Guettioua (Jenny *et al.*, 1981) affleure dans le synclinal de Msemrir. Elle est formée par des mégachenaux hétérométriques de conglomérats, grès, silts et argiles rouges organisés en lentilles contenant des ossements de vertébrés et du bois fossile. Ces faciès s'organisent en séquences fluviales. Dans la localité d'Ikerzi s'observe une discordance progressive entre le complexe triasique et les couches rouges détritiques de Guettioua. L'âge bathonien est retenu pour ces dépôts continentaux (Jenny, 1988 ; Milhi *et al.*, 2002).

Ces analyses sédimentologiques et stratigraphiques, ont permis : (i) la corrélation entre les unités sédimentaires, (ii) l'explication du point de vue géodynamique de l'organisation des aires de dépôts, (iii) le traçage des limites paléogéographiques de cette région et (iiii) de soulever des problèmes qui seront ici résolus par l'analyse des marqueurs de la tectonique syn-sédimentaire.

Les Structures Tectono-sédimentaires

La démarche suivie dans ce travail consiste à présenter les coupes levées par l'un d'entre nous (Ettaki,

à décrire géométriquement les grandes structures dans les différents sites tectoniques choisis (fig. 1), à analyser et à interpréter les structures de déformation syn-sédimentaire enregistrées dans les dépôts du Lias et du Dogger. Le calage stratigraphique établis pour les formations lithologiques (Ettaki, 2003) a permis de résoudre certains problèmes posés par l'architecture structurale.

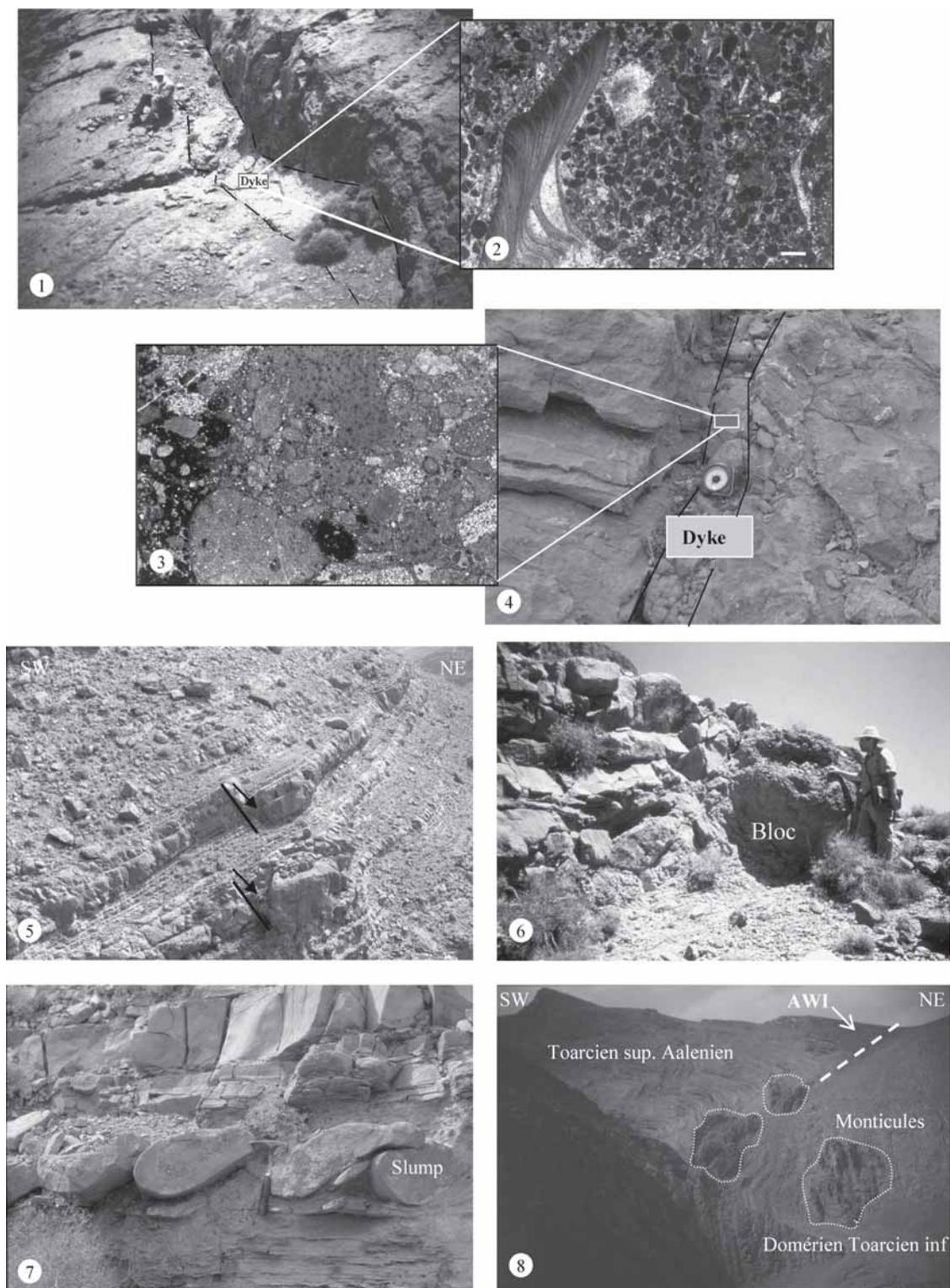
Les gorges du Todrha (Site 1)

La localité des gorges de Todrha est formée par un ensemble d'unités structurales séparées par des failles inverses chevauchantes vers le SE. L'ensemble est organisé en structure plissée avec juxtaposition d'un anticlinal et d'un synclinal déversé vers le SE, de direction axiale N45 horizontale (fig. 3).

Les structures de déformations syn-sédimentaires sont représentées par des failles normales syn-sédimentaires, des blocs resédimentés et des slumps (planche 2, ph. 5, 6 et 7).

La formation de Todrha datée Sinémurien supérieur-Carixien inférieur renferme des failles normales syn-sédimentaires centimétrique à métrique, de direction moyenne allant de N50 à N70 et de pendage variable entre 35 à 60° vers le SE, et des slumps de direction axiale moyenne N145 et de pendage de 40° vers le NE et des blocs resédimentés de taille variable, avec un faciès similaire aux calcaires massifs de la formation Choucht 1.

Planche 2.—1. Le sommet de la formation de Choucht 2 à Jbel Akenzoud (Site 3) correspond à une paléopente. Sur cette surface S0 N160 30, on observe un dyke neptunien orienté N15 et à pendage vertical. 2. Le remplissage du dyke neptunien, à Jbel Akenzoud (Site 3), correspond à une oobiosparite grainstone/packestone. Ce faciès à affinité péri-récifale est formé par des oolithes, bien arrondies, de haute énergie. La biophase est formée par des fragments de bivalves, des radioles d'oursins, des organismes à structure de Demosponges (Lithistidés), des algues (*Cayeuxia* sp., *Lithocodium agregatum* et des algues rouges), des foraminifères (*Haurania deserta*, *Mesoendothyra croatica* et des Valvulinidae primitifs) et des éléments remaniés. L'ensemble est enrobé dans une matrice micritique jaune. Échelle : 570 µm. 3. Microfaciès du dyke sur le toit des calcaires massifs de Choucht 2 (Site 2). Il correspond à un micro-conglomérat polygénique azoïque formé par des éléments de nature lithologique différente. Les éléments ont un contour soit arrondi, soit anguleux. Les particules anguleuses ayant comme origine un grès fin bien classé probablement une quartzite, les autres particules de forme arrondie à sub-arrondie sont de nature micritique. On note aussi la présence de la bioturbation et des éléments du paléozoïque. Échelle : 870 µm. 4. Dyke neptunien sur le toit de la formation de Choucht 2 (Domérien supérieur) (Ettaki *et al.*, 2000). Dans la localité de Tarhia n'Dadès (Site 2), ce dyke est orienté N 35, son pendage est 65 NE. Le remplissage de ce filon syn-sédimentaire se fait par des microconglomérats polygéniques à éléments arrondis à subarrondis de taille variable (0,1 à 1,5 centimètres). Les éléments de nature lithologique différente baignent dans une matrice carbonatée silteuse rousse à rouge brique. 5. Failles normales syn-sédimentaires et bloc resédimenté au sein de la formation de Todrha. Carixien inférieur (zone à *Aenigmaticum*), localité Akka n'Igoulzane, gorges du Todrha (Site 1). 6. Bloc resédimenté dans la série turbiditique de Todrha à Akka n'Igoulzane (Site 1). Il correspond à du calcaire massif biodétritique glissé à partir des reliefs adjacents (tête de bloc). Il traduit des phénomènes de glissement syn-sédimentaire au Carixien inférieur (zone à *Aenigmaticum*). 7. Slump de direction N 145 et un pendage de 40° vers le nord-est. Il est localisé au sein de la formation de Todrha à Akka n'Igoulzane. Cette structure correspond à une déformation gravitaire précoce de dimension métrique. Elle traduit une instabilité gravitaire et marque une paléopente dirigée vers le sud-ouest. Son association aux failles normales syn-sédimentaires confirme l'impact de la tectonique sur la sédimentation et l'instabilité du fond au cours du Carixien inférieur (zone à *Aenigmaticum*). 8. Vue panoramique montrant une partie du flanc NE de la ride d'Ikerzi et le prolongement nord-orientale de l'Accident Waougoulzate-Ikerzi (AWI) (Site 5). Les monticules sont formés sur place, sur une plate-forme pentée. Ils sont constitués de calcaire biomicritique wackestone à mudstone. Le contenu faunistique et les caractéristiques faciologiques de ces dépôts montrent que ces lentilles correspondent à des constructions sur place. Ces monticules sont emballés dans les calcaires de type circalittoral du Domérien moyen et supérieur.



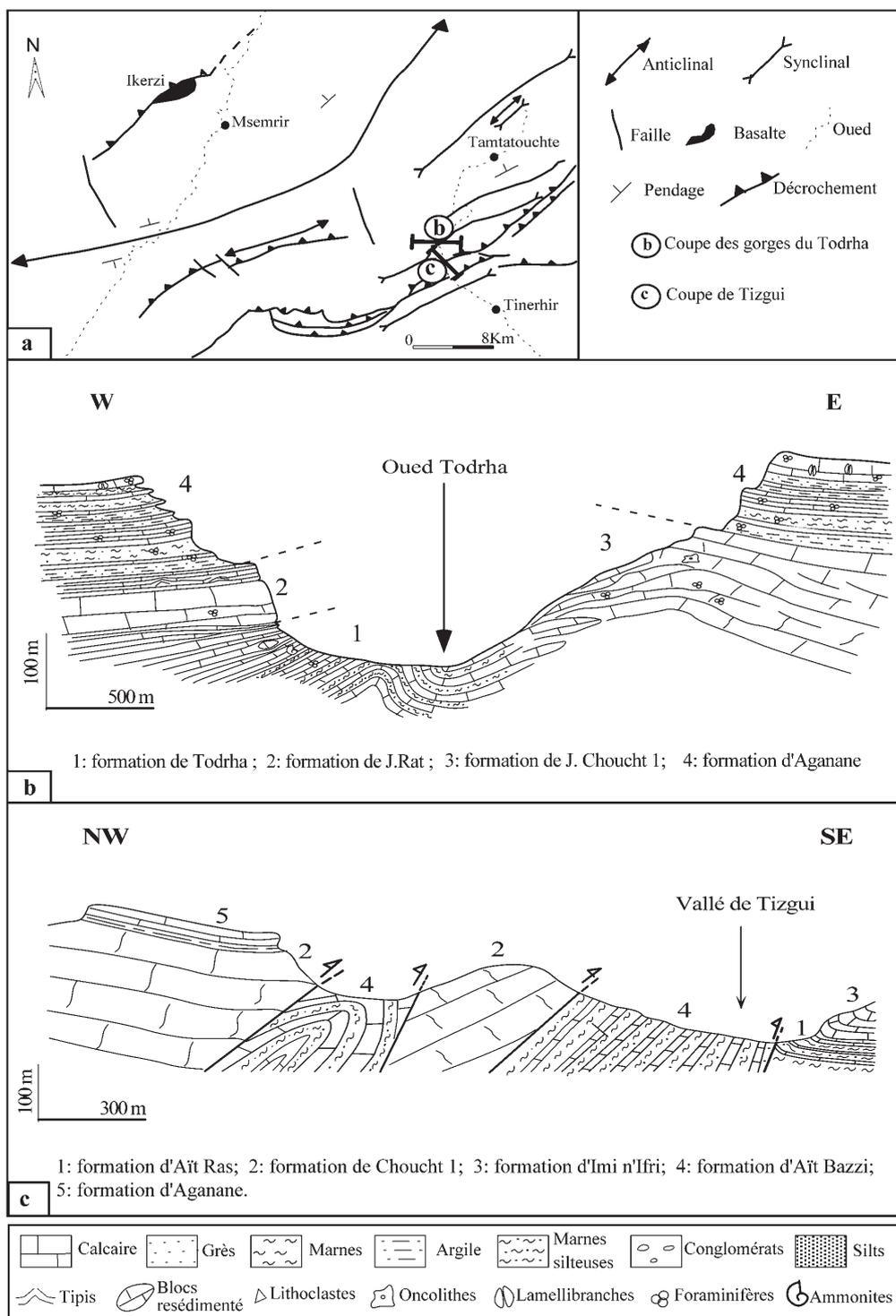


Fig. 3.—Coupes géologiques dans les gorges du Todrha. a : situation des coupes levées sur la carte structurale de la région du Todrha-Dadès ; b : coupe Akka n'Igoulzane ; c : coupe de Tizgui.

En se déplaçant vers le SE des gorges du Todrha, au niveau de la vallée de Tizgui, la formation d'Aït Bazzi montre des crachats turbiditiques et des brèches intraformationnelles. Elle est également affectée par des failles normales syn-sédimentaires de direction NE-SW à effondrement vers le SW, des slumps de direction axiale N115 montrant une paléo-pente de glissement vers le S à SW.

Les gorges de Tarhia n'Dadès (Site 2)

Située sur la route qui mène au village de Msemrir, à 22 km au NE de la ville de Boumalne-Dadès, la localité de Tarhia n'Dadès se présente sous forme de gorges taillées dans les calcaires massifs récifaux de la formation Choucht 2. La coupe réalisée dans cette localité (fig. 3) montre que la structure débute au NW par un anticlinal de direction N45 (extrémité Est de l'anticlinal d'Aït Sedrat) à charnière large occupée par la formation d'Ouchbis d'âge domérien zones à *Lavinianum* et à *Algovianum* (Ettaki, 2003). Vers le SE, le flanc nord de l'anticlinal est constitué par la formation Choucht 2 rattachée au Domérien supérieur (Ettaki *et al.*, 2000-b). C'est au niveau de cette formation que sont taillées les gorges de Tarhia n'Dadès qui fait le passage au SE vers un synclinal de direction N45, déversé vers le Nord à charnière occupée par le faciès marno-gréseux versicolore et dolomies jaunes désorganisés du deuxième membre de la formation de Tafraout d'âge Toarcien. Le flanc SE du synclinal est constitué par les grandes falaises de Choucht 2, à pendage vertical, qui forment le relief d'Isk n'Isradene.

Du point de vue déformation syn-sédimentaire, le cœur de l'anticlinal d'Aït Sedrat, où affleure les alternances calcaréo-marneuses de l'Ouchbis, ne montre aucune structure de déformation syn-sédimentaire. Alors qu'au niveau des gorges de Tarhia n'Dadès, sur le toit des calcaires massifs et lenticulaires de Choucht 2 attribués au Domérien supérieur à Toarcien inférieur basal, se montrent des failles normales syn-sédimentaires fossilisées par les dépôts détritiques de la formation toarcienne de Tafraout, des dykes neptuniens remplis par les grès et les micro-conglomérats à éléments locaux et régionaux et des hémigrabens fossilisées par les dépôts détritiques toarciens (planche 2, ph. 1-2). Le remplissage de ces dykes est syn-Domérien supérieur à Toarcien mais anté-Toarcien moyen (Ettaki, 2003).

Sur le toit de Choucht 2 riche en pyrite, les dykes neptuniens se présentent sous forme de fractures

ouvertes de 5 à 10 centimètres de largeur et de direction N35 avec un pendage 65°NW. Le remplissage de ces filons syn-sédimentaires se fait par un faciès de micro-conglomérat polygénique (planche 2, ph.3). Un hémigraben structuré par des failles normales de direction globale N45, de pendage 85°S et à effondrement vers le Sud, est remplie par des silts, des grès et des micro-conglomérats en éventail ouvert vers le Sud. La partie mince de l'éventail montre des galets arrondis de taille centimétrique dans une matrice silteuse rouge. La fossilisation de la structure se fait par des calcaires bréchiques surmontés par les dépôts micro-conglomératiques à éléments du socle de la formation de Tafraout (fig. 4d et planche 1, ph.7).

Les failles normales sont de direction variable de N40 à N50 avec des pendages qui varient entre 50 et 85° vers le NW et vers le SE. Les rejets sont décimétriques et varient de 0,3 m à 1m. D'autres failles de direction N75 et de pendage 50°N, avec un rejet de 40 cm, affectent en même temps les carbonates du sommet de la formation Choucht 2 et les niveaux inférieurs de la formation Tafraout. Le caractère syn-sédimentaire s'exprime par la fossilisation des failles et par les structures de déformation hydroplastique des deux compartiments de part et d'autre du tracé des failles.

Au niveau de la formation de Tafraout d'âge Toarcien, s'observent des structures de glissement et des failles normales de direction variable allant de N75 à N100 et à pendage de 50° à 65°S. Les slumps montrent des directions axiales variables entre N45, N100 et N140 avec des sens de glissement globalement vers le Sud.

Jbel Akenzoud (Site 3)

Du point de vue structural, Jbel Akenzoud se présente sous forme d'un monoclinale dont les couches montrent une direction ESE-WNW avec un pendage de 30° vers le NNE. Il représente la partie Est du flanc Nord de la mégastucture anticlinale d'Aït Sedrat. Sur une coupe orientée SSW-NNE (fig. 4c), la structure débute au SW, au niveau de la charnière de l'anticlinal d'Aït Sedrat par les alternances calcaréo-marneuses d'Ouchbis, suivie vers le NE par un faciès massif récifal à coraux et à grands lamelli-branches du récif du Jbel Akenzoud. Son flanc NE correspond à une paléo-pente sur laquelle viennent se déposer en « onlap » les faciès détritiques de la formation de Tafraout.

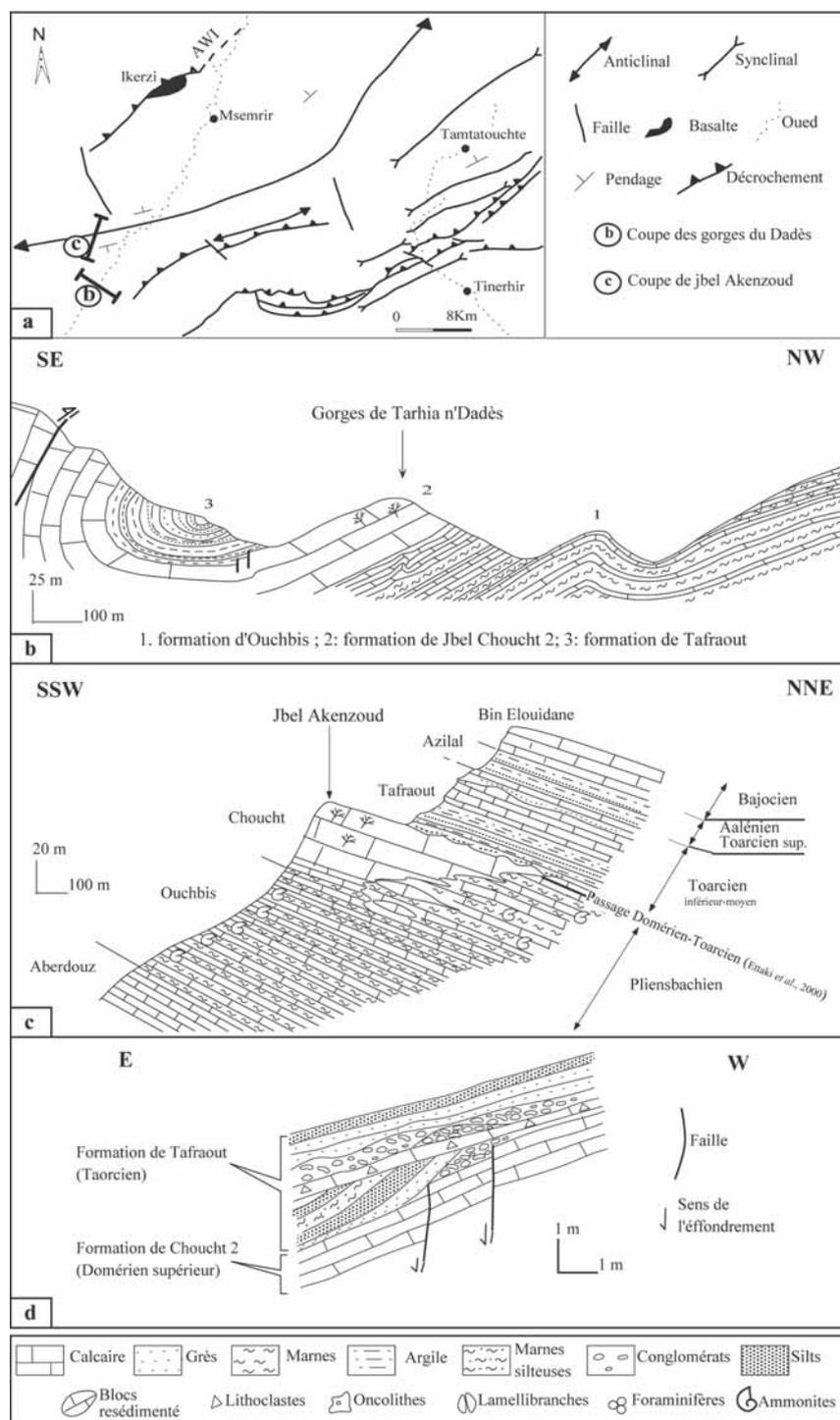


Fig. 4.—Coupes géologiques dans les gorges du Dadès. a : situation des coupes sur la carte structurale du Haut-Atlas de Toudra-Dadès ; b : coupe de Tarhia n'Dadès ; c : coupe de Jbel Akenzoud ; d : schéma représentatif de la limite Domérien - Toarcien à Tarhia-n-Dadès.

A Jbel Akenzoud, le faciès bio-construit de la formation Choucht 2, passe latéralement aux alternances marno-calcaires d'Ouchbis. Ce passage latéral de faciès se fait par l'intermédiaire de lentilles récifales de 1 à 2 mètres d'épaisseur et de 3 à 4 mètres de longueur. Ces lentilles se montrent progradantes vers le NE. Latéralement, les marnes gréseuses de Tagoudite se biseautent sur le récif du Jbel Akenzoud. Elles ont une épaisseur de moins de 1 m au contact du récif du Jbel Akenzoud et augmentent de puissance vers le NE pour atteindre plus de 150 m au Nord du village de Bou-Oumardoul (Ettaki & Chellaï, 2005). Ensuite la structure continue vers le NE par les barres grainstones oolithiques à monticules récifales du Toarcien, couvert par les dépôts détritiques toarço-aaléniens d'Azilal qui est à son tour coiffée par les barres calcaires du Bajocien.

Du point de vue structure de déformation syn-sédimentaire, sur la surface structurale (paléo-pente) du récif du Jbel Akenzoud s'observe des dykes neptuniens d'épaisseur variable entre 10 à 80 cm, de direction variable entre N-S à N15 à pendage subvertical. Le plus important de ces filons sédimentaires a une épaisseur de 80 cm. Son remplissage se fait par un faciès biodétritique à pellets, débris de bivalves, des spongiaires du type lithistidés et des foraminifères complexes. Ce dyke côtoyait une faille normale de direction N15. Elle montre un rejet vertical de 1 mètre avec effondrement du compartiment Est. La trace du glissement sur le compartiment Ouest montre des stries syn-sédimentaires verticales (N105 90°) témoignant d'un mouvement de faille normale dans un contexte distensif (Ettaki *et al.*, 2000-b ; Ettaki, 2003 ; Ibouh, 2004).

Tizi n'Ouguerd Zegzaoune (Site 4)

La localité de Tizi n'Ouguerd Zegzaoune est située à 13 km au NE du village de Msemrir. Du point de vue géométrie structurale ce secteur se présente sous forme d'une structure monoclinale de direction moyenne N55 à pendage 45 °N. La série sédimentaire débute au Sud, au niveau de la charnière de l'anticlinal d'Ouzouhirhir par du calcaire mudstone de forme lenticulaire formée de couches emboîtées à rares foraminifères, à débris de bioclastes et fantômes de spongiaires de la formation Choucht 1. La série continue vers le haut en direction du Nord avec disparition progressive des lentilles et dominance des calcaires gris de la formation d'Aberdouz datée Carixien. La série continue par

une alternance calcaréo-marneuse à ammonites et à foraminifères de la formation d'Ouchbis d'âge étalé du Carixien (zone à *Demonense*) au Toarcien inférieur (zone à *Polymorphum*) (Ettaki, 2003). Cette dernière formation est superposée par les marnes détritiques de Tagoudite datée Toarcien inférieur. Ensuite la série continue vers le haut par les trois formations : Tafraout du Toarcien moyen, Azilal toarço-aalénienne et Bin El Ouidane bajocienne.

Sur le plan déformation syn-sédimentaire, le secteur de Tizi n'Ouguerd Zegzaoune montre surtout des failles normales syn-sédimentaires dans les deux formations : Tagoudite et Tafraout.

* A la base de la formation de Tagoudite (zone à *Polymorphum*) s'observent des failles normales syn-sédimentaires de dimension centimétrique de direction variable entre N-S à N15 avec un pendage variable entre 25 et 40° vers l'Est. Les effondrements sont vers l'Est et vers l'Ouest. Les rejets sont de l'ordre du centimètre.

Le sommet de la formation de Tagoudite, précisément à l'Ouest de la source de Tizi n'Ouguerd Zegzaoune, est affecté par des failles normales syn-sédimentaires. Elles sont de dimension métrique et de direction NS et un pendage 75°W. Les rejets sont de 6 mètres avec des effondrements vers l'Ouest. L'ensemble forme une structure en hémigraben ouvert vers l'Ouest et fossilisée par des dépôts du Toarcien (zone à *Levisoni* ?) et zone à *Bifrons* de la formation de Tafraout (Ettaki, 2003).

Au niveau de la formation de Tafraout, une autre série de failles normales syn-sédimentaires s'observe. Ces failles sont de direction variable allant de N70 à N110 et de pendage 35 à 75° vers le Sud. Les failles montrent des miroirs ondulés lisses caractéristiques de déformation hydroplastique avec des stries de direction variable entre N85 à NS et de plongement variable de 35° à 52° W. La déformation hydroplastique se montre clairement au niveau des compartiments par des crochons de failles syn-sédimentaires attestant d'une déformation dans un matériel encore gorgé d'eau. Au niveau du membre versicolore de la formation de Tafraout (zone à *Levisoni* et ? zone à *Bifrons*) s'enregistre des failles normales syn-sédimentaires de dimension centimétrique (planche 1, ph. 2 et 5), elles dessinent un hémigraben avec une direction N90 et un pendage 75° S. L'examen des stries de glissement, avec un Azimut de 25° au N265, atteste d'un mouvement vertical accompagné d'une composante latérale dextre exprimant localement un mouvement transensif dextre.

La ride d'Ikerzi (Site 5)

Située à moins de 5 km au NNW du village de Msemrir sur le flanc nord du synclinal de Msemrir, la ride d'Ikerzi se présente sous forme d'une fente ouverte de direction N45, sur l'Accident de Waougoulzat-Ikerzi (AWI) (Ettaki, 2003), qui correspond au prolongement oriental de la faille de Waougoulzat (Jenny, 1984) (planche 2, ph. 8).

La ride d'Ikerzi a une structure en pli éjectif, son flanc NW se présente sous forme d'un monoclinale de direction N45 et de pendage faible vers le NW. Ce flanc est formé à sa base par les niveaux gréseux du Toarcien moyen superposés par les calcaires à stromatolithes, les marnes versicolores et les calcaires à fentes de dessiccation et à « bird eyes » d'âge Aalénien supérieur-Bajocien basal (Ettaki, 2003). La série se coiffe par les puissantes barres carbonatées bajociennes de Bin El Ouidane. La partie Est du flanc SE de cette ride est traversé par un oued temporaire (Akka n'Ikerzi) qui mène au village d'Aït Abdi. Sur la rive droite de cet oued s'observe la discordance angulaire (avec un angle de 15°) entre les calcaires, à monticules récifales, du Lias de direction N70 et de pendage 58°SE et les calcaires du Bajocien de direction N50 et de pendage 76° SE (planche 1, ph. 1). Alors que sur la rive gauche de l'oued, les calcaires du Bajocien reposent en concordance sur les calcaires à monticules du Lias avec une discontinuité lacunaire des dépôts du Toarcien-Aalénien et du Bajocien inférieur (Ettaki *et al.*, 2000-b ; Ettaki, 2003). La présence de la discordance angulaire sur la rive droite de l'oued et son absence sur la rive gauche (Site 5), s'explique par la présence d'une faille transversale, qui passe par l'oued Akka n'Ikerzi et qui a fait jouer en ciseaux les deux compartiments qu'elle sépare.

Le cœur de la ride montre des basaltes verts associés à des argilites roses à gypse du Trias juxtaposées dans la partie nord de la ride par des calcaires du Lias inférieur à moyen. Ces derniers sont en contact avec le flanc NW par l'intermédiaire d'une faille inverse de direction N45 qui chevauche vers le Sud. La partie sud du cœur de la ride d'Ikerzi en contact anormal avec le flanc sud par une faille de direction N45. Le flanc sud constitue deux formations du Dogger, celles de Tilougguit et de Guettioua. Cette dernière forme un éventail en discordance progressive ouvert vers le SE.

Du point de vue déformation syn-sédimentaire, la ride d'Ikerzi montre des failles normales syn-sédimentaires, des flexures syn-sédimentaires, une dis-

cordance angulaire et une discordance progressive. Les calcaires lités à monticules récifales du flanc SE de la ride montrent des failles normales syn-sédimentaires de taille centimétrique et de direction variable N65 à N135 et à pendage variable vers le Sud à Sud-Est et vers le Nord à Nord-Ouest. Les effondrements se font dans la plupart des cas vers le Sud et vers l'Est. En plus des failles normales, des slumps de direction majeure N140 et de pendage 35°SE avec des sens de glissement vers l'Est, sont fossilisées dans les calcaires du Lias moyen.

Au niveau de la formation toarcienne de Taфраout, d'autres failles normales syn-sédimentaires, de direction globale NE-SW et un pendage 55° vers SE, ont été mesurées.

Interprétation

Au Sinémurien-Carixien

La projection stéréographique des mesures micro-tectoniques levées au niveau des structures carixiennes des gorges du Todrha (Site 1), montre une contrainte principale minimale (CPMi) (σ_3) de direction globale NW-SE oblique à plongement vers le NW. Les effondrements syn-sédimentaires se font vers le SSE le long des failles NE-SW (fig. 5-a).

Les structures de glissement enregistrées au niveau des formations d'Aït Bazzi et de Todrha (Site 1) montrent une paléo-pente du planché sédimentaire vers le Sud-Ouest. Elles montrent aussi que ces deux formations ont été déposées dans un milieu relativement profond respectivement au Sud et au Nord des calcaires massifs de Choucht 1, aux gorges du Todrha. Le passage latéral de la formation de Todrha (turbidites proximales) vers le NW à la base de la formation du Jbel Rat (calcaires massifs à oolithes, à oncolithes et à tipis) et vers le SE au sommet de la formation de Choucht1 (faciès péri-récifal à foraminifères complexes) nécessite des changements rapides des conditions de sédimentation, à différentes bathymétries, dans des milieux juxtaposés. Ceci laisse proposer une structure en blocs basculés, donnant une mosaïque de milieux de dépôts variables convenable aux changements latéraux de faciès avec développement des édifices récifaux au niveau des crêtes de blocs et des faciès turbiditiques du type proximal sur les pentes limitrophes. Le basculement des blocs se fait vers le Sud sur des failles de direction globale NE-SW à regard vers le Nord. Les failles syn-sédimentaires, les slumps et les blocs

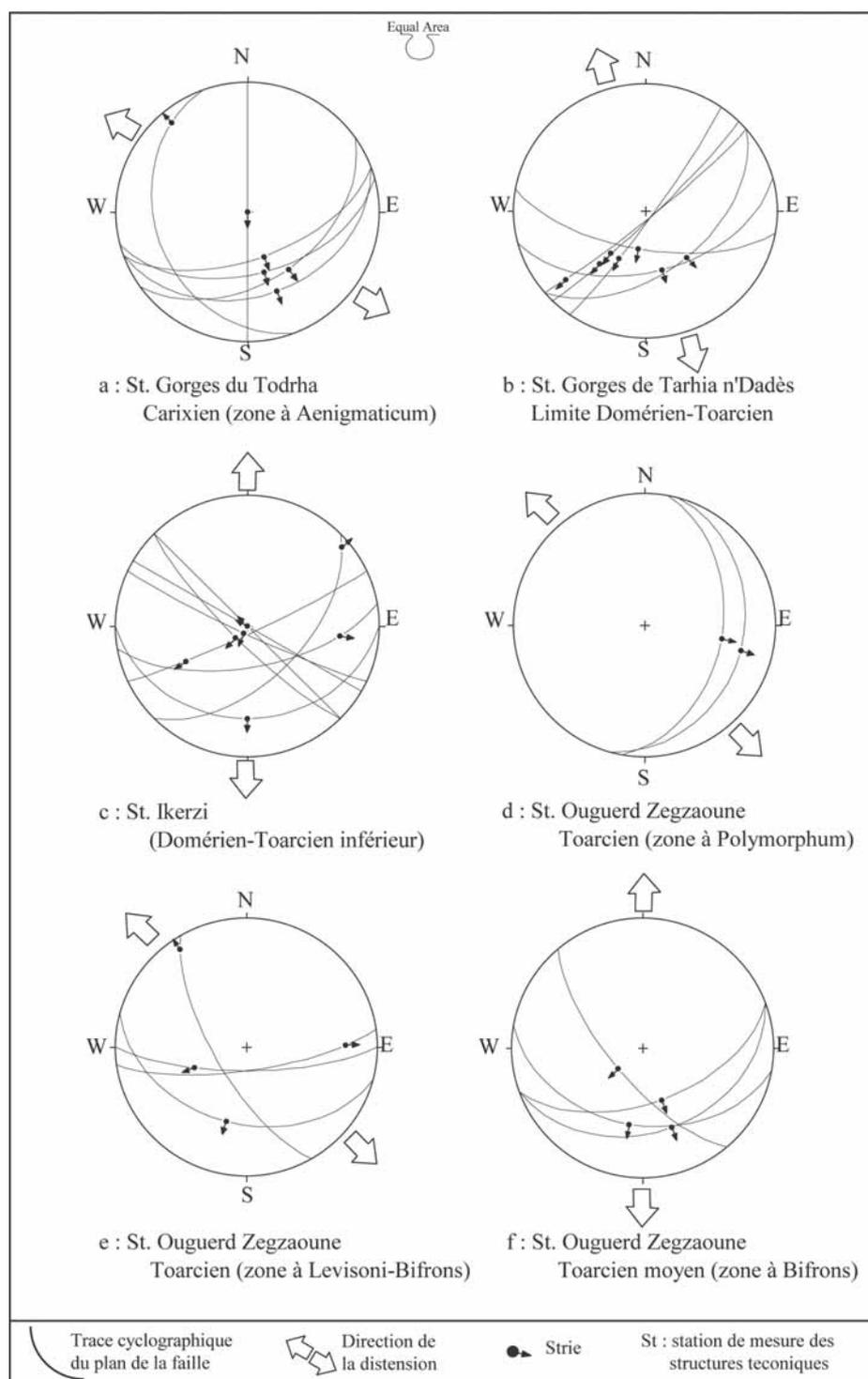


Fig. 5.—Représentations des projections stéréographiques des mesures brutes des structures syn-sédimentaires liasiques dans le Haut-Atlas région de Todrha-Dadès.

de resédimentation attestent du jeu syn-sédimentaire de ces failles et d'une paléo-pente vers le SW de la surface des blocs.

La plate-forme ainsi disloquée commence à se fossiliser par le dépôt des carbonates rythmiques à Lithotidés en association monospécifiques et polyspécifiques et à foraminifères complexes et algues calcaires du Carixien moyen et supérieur.

Au Domérien zone à Lavinianum et zone à Algovianum

La sédimentation initiée au Carixien continue à évoluer au cours de zone à *Lavinianum* et de zone à *Algovianum*. Notons qu'aucun enregistrement important de mouvements tectoniques n'est enregistré. C'est une période relativement calme au niveau de Tarhia n'Dadès (Site 2) et de Jbel Akenzoud (Site 3) avec une sédimentation calcaréo-marneuse monotone déposée sur un plancher sédimentaire à faible pente.

A différents points de la ride d'Ikerzi (Site 5), les différentes mesures microtectoniques montrent que la déformation syn-sédimentaire du Lias moyen est contrôlée par deux familles principales de failles normales : une première famille de failles normales de direction globale NE-SW à effondrement vers le Nord et vers le Sud, et une deuxième famille de direction NW-SE à effondrement vers l'Est à Sud-Est. Les deux familles de failles fonctionnent dans un contexte distensif contrôlé par une CPMi (σ_3) de direction N-S horizontale (fig. 5-c).

Au Domérien zone à Emaciatum-Toarcien basale

La distension enregistrée au Domérien supérieur (Ettaki *et al.*, 2000-b) a créé la fracturation des calcaires récifaux à Tarhia n'Dadès (Site 2) et à Jbel Akenzoud (Site 3). Les dykes neptuniens et les failles normales développés sur le toit des calcaires récifaux sont fossilisés par les dépôts détritiques du Toarcien (Ettaki *et al.*, 2000-a ; Ettaki, 2003).

La projection stéréographique des mesures microtectoniques brutes des failles syn-sédimentaires du Site 2 montre qu'il s'agit d'une distension contrôlée par une direction d'allongement NNW-SSE horizontale (fig. 5-b), les effondrements se font dans la majorité des cas vers le Sud. A Jbel Akenzoud (Site 3), les dykes attestent une distension

marquée par un allongement WNW-ESE horizontale avec des effondrements vers l'Est.

La distension mise en évidence au Domérien supérieur est aussi connue au Toarcien inférieur (Ettaki *et al.*, 2000-b), ses indices sont les failles normales qui affectent à la fois les calcaires du Domérien et se fossilisent dans les dépôts détritiques du Toarcien. Le remplissage des dykes est syn-Domérien supérieur à Toarcien mais anté Toarcien moyen (Ettaki, 2003).

A partir de la géométrie des corps sédimentaires et des variations latérales de faciès et d'épaisseurs entre les différentes formations, la localité du Jbel Akenzoud serait assimilée, à la fin du Domérien moyen, à un haut fond (dans ce cas se serait la tête du bloc basculé vers l'Est) avec un affaissement vers l'Est et un soulèvement vers l'Ouest favorisant le développement d'une construction récifale au cours du Domérien supérieur et du Toarcien inférieur basal. Entre le Domérien et le Toarcien, la distension responsable de la fracturation des calcaires récifaux provoque l'effondrement, de la partie orientale du Jbel Akenzoud et le basculement du bloc d'Aït Sedrat, engendrant un soulèvement de sa partie occidentale et l'approfondissement de sa partie orientale. Cet approfondissement est responsable de l'épaississement de la formation de Tagoudite vers l'Est, et son absence sur le récif à Ouest (Ettaki et Chellaï, 2005).

Au Toarcien inférieur

L'analyse des projections stéréographiques des mesures brutes des différentes failles syn-sédimentaires du Toarcien inférieur à Tizi n'Ouguerd Zegzaoune (Site 4) révèle une CPMi (σ_3) de direction NW-SE (figs. 5, d-e & f). Cette direction de contrainte a contrôlé le jeu de deux familles de failles conjuguées avec des directions globales NNE-SSW à subméridienne et E-W. L'épaississement des dépôts du Toarcien inférieur vers l'E et le SE est la conséquence du jeu normale des failles N60 et le basculement des blocs vers le sud.

L'enregistrement tectonique des séries sédimentaires de la ride d'Ikerzi (Site 5) montre des failles normales de direction NE-SW à pendage moyen vers le NW et vers le SE, formant des grabens de dimension centimétrique, contrôlés par un allongement horizontal de direction NS. Le basculement du bloc d'Aït Sedrat sur la faille AWI, conduisait sur le (Site 5) à la verticalisation des couches avec nais-

sance d'un hiatus qui s'étala du Toarcien jusqu'aux Bajocien inférieur (Ettaki, 2003).

Au Toarcien moyen

Dans la partie orientale et nord-orientale, du Haut-Atlas de Todrha-Dadès, une sédimentation carbonatée à bioconstructions (patch-reef), se développe avec un épaississement vers l'Est et un amincissement encore vers l'Ouest en direction du récif du Jbel Akenzoud. Cet épaississement vers l'Est des dépôts de formation de Tafraout (Site 4) est le résultat du basculement de blocs et le jeu des failles normales de direction NNW-SSE à subméridiennes. D'important effondrements enregistrés, au sein des dépôts de la formation de Tafraout, sont bien visibles dans la localité d'Ouguerd Zegzaoune, à gauche de la piste qui mène au village de Tamte-toucht (planche 1, ph. 5). Elle montre que la sédimentation, à cette époque, a eu lieu dans un contexte tectonique distensif.

Au Toarcien supérieur-Aalénien

Les séries du Lias supérieur et de l'Aalénien correspondent à des dépôts détritiques avec des intercalations carbonatées à faune néritique. L'analyse structurale montre que la sédimentation durant le Toarcien supérieur est contrôlée par un jeu tectonique, toujours distensif, engendrant le basculement de blocs le long de faille transverse de direction NW-SE, ce qui conduit à la création d'espace disponible avec des ouvertures toujours vers l'E et le NE.

Au Bajocien-Bathonien

Lors de la transgression bajocienne s'installe une nouvelle plate-forme avec les dépôts carbonatés du groupe de Bin El Ouidane. Sur les plateaux des blocs, la sédimentation au cours du Bajocien inférieur s'effectue dans un calme tectonique relatif, le contrôle eustatique l'emportait à cette époque (Ettaki *et al.*, sous-pressé). Par contre, les zones proches des failles principales qui limitent les blocs ont connu, en permanence, une activité tectonique matérialisée par des structures de déformations syn-sédimentaires (Site 5).

Au Bajocien supérieur-Bathonien s'enregistre l'extrusion des corps magmatiques en surface

(Beraouz *et al.*, 1994) et la mise en place de la schistosité autour des corps magmatiques et des failles principales (Milhi, 1992, 1997). A cette même époque, l'influence continentale devient de plus en plus prononcée. L'installation des faciès continentaux au sommet de la série jurassique est le résultat du retrait total de la mer vers l'Est et également en relation avec le début de la surrection de la chaîne haut-atlasique.

Discussion et conclusion

Les études sédimentologiques et stratigraphiques réalisées sur la frange méridionale du Haut-Atlas central (Dresnay, 1976, 1979 ; Ettaki *et al.*, 2000 a-b ; Ettaki, 2003 ; Ibouh, 2004 ; Ettaki et Chellai, 2005) nous ont été de support pour interpréter les résultats obtenus dans ce travail. Ainsi, la corrélation entre unités sédimentaires et le traçage des limites paléogéographiques de cette région ont été facilement réalisés. Ces travaux ont été soldés par une carte géologique au 1/50000 des gorges du Todrha (Ettaki, 2003) et par la présente étude structurale qui a permis :

(i) Expliquer, du point de vue géodynamique, l'organisation des aires de dépôts et de suivre l'évolution tectonique et paléogéographique de cette région au cours du Jurassique ;

(ii) Souligner les similitudes et les divergences existantes entre plusieurs régions du circum-méditerranéen.

Sur la frange méridionale du Haut-Atlas central, les oscillations eustatiques (Ettaki *et al.*, sous-pressé) et la subsidence différentielle par la tectonique syn-sédimentaire sont à l'origine des variations latérales et verticales de faciès et d'épaisseur des dépôts du Lias et du Dogger. Les indices sédimentaires et structures tectoniques sont nombreux pour justifier l'impact de la dynamique du substratum sur les dépôts, à différentes étapes de l'évolution du bassin étudié.

Au Lias inférieur, la diagnose des faciès ainsi que la juxtaposition de leurs aires de dépôt montrent l'impact de la tectonique dans le contrôle de la géométrie des aires de dépôts et de la nature des faciès développés dans cette région. Ainsi, aux gorges du Todrha, les faciès turbiditiques de la formation de Todrha (Sinémurien supérieur-Carixien inférieur) passent latéralement à la partie sommitale des carbonates péri-récifaux de la formation de Choucht 1 et aux carbonates à oncolithes et à tipis de la forma-

tion du Jbel Rat. En outre, l'importante épaisseur des faciès de plate-forme subtidal à intertidal de Choucht 1 (350 à 360 m), au niveau des gorges du Todrha, serait liée au taux important de la subsidence induite par le jeu de la tectonique distensive (Ettaki, 2003). Il est à préciser que la plate-forme carbonatée peu profonde du Lias inférieur de la frange méridionale du Haut-Atlas central commence à se disloquer dès le Sinémurien supérieur, en relation avec le *rifting atlantique* (Dresnay, 1975 ; Laville et Fedan 1989 ; Laville et Piqué, 1992 entre autres). Ceci conduisait à l'apparition de nouveaux environnements sédimentaires suite au basculement de blocs, avec développement des récifs sur les crêtes de blocs et des dépôts profonds sur les zones affaissées.

Au Lias moyen, l'analyse de l'organisation spatiale des sédiments du versant sud du Haut-Atlas central montre la dominance des faciès carbonatés avec des variations d'épaisseurs et des passages latéraux de faciès. Les zones abritées ont connu le développement des carbonates rythmiques à algues calcaires, à forminifères complexes et à « Lithiotis » en association monospécifiques et polyspécifiques. Ce type de faciès à lithiotidés se trouve amplement développé dans le Lias de la cordillère bétique, au sud de l'Espagne (Rey *et al.*, 1990). Le passage latéral entre les calcaires massifs du récif de Jbel Akenzoud et les alternances calcaréo-marneuses à ammonites s'effectue par des lentilles métriques et décimétriques progradantes vers l'Est et le Nord-Est.

En outre, l'évolution verticale des dépôts carbonatés à calciturbidites et calcaires récifaux dominant au Lias moyen, aux dépôts à turbidites silicoclastiques du Lias supérieur s'effectue dans un contexte tectonique contrôlé par une contrainte CPMi (σ_3) de direction NW-SE. Cette période est caractérisée par un effondrement maximal des blocs basculés sur les failles NE-SW à E-W. La distension a engendré la fracturation des carbonates du Lias moyen et ceux de la base du Lias supérieur avec un paroxysme *syn-polymorphum* (Ettaki, 2003). Cette crise tectonique est caractérisée, à l'échelle du Haut-Atlas central, par l'exondation hétérochrone des plates-formes plienschbachiennes (Ettaki *et al.*, sous-presse). Cet effet de diachronisme a été expliqué comme le résultat de la propagation, de l'Ouest vers l'Est, d'une onde de dislocation qui prenait naissance à l'Ouest, lors de la dislocation de la plate-forme liasique, suite aux mouvements distensifs engendrés par les événements globaux de l'ouverture de l'Atlantique central (Ettaki, 2003). En somme, ce

stade d'effondrement se déroule au cours de la phase de dislocation du sillon atlasique (Laville, 1981), considérée comme phase de mobilité (Fedan, 1985) ou d'épaulement (Elmi, 1990). Il est connu dans plusieurs régions des marges téthysiennes depuis l'Atlantique jusqu'aux Alpes occidentales.

La série du Lias supérieur-début du Dogger correspond à de puissantes séries à dominance détritiques avec des intercalations de carbonates à rare faune néritique. Les dépôts marno-détritiques du Toarcien inférieur s'épaississent vers l'Est et sont lacunaires vers le Sud et vers l'Ouest (Ettaki, 2003 ; Ettaki et Chellaï, 2005). L'importante épaisseur (480 m dans la région de Msemrir) des faciès de plate-forme littorale d'âge Toarcien moyen traduit, elle aussi, l'impact de la tectonique distensive sur le contrôle de la sédimentation à cette époque.

Cette analyse permet de préciser qu'après l'individualisation de la fosse atlasique, la plate-forme liasique, de la marge méridionale du Haut-Atlas central, s'est disloquée dès le Sinémurien supérieur suite au basculement de blocs conduisant à la création de nouveaux espaces disponibles pour la mise en place des calciturbites et des alternances calcaréo-marneuses à ammonites du Lias moyen. Ces dépôts du Plienschbachien montrent une cyclicité qui pourrait être dû soit à un processus tectonique cyclique (Hardi *et al.*, 1986 in Strasser, 1988), soit aux fluctuations eustatiques et même à la combinaison de ces deux processus tectonique et eustatique (Ettaki, 1994 ; Ettaki, 2003). Toutefois, les analyses tectono-sédimentaires des séries liasiques montrent l'existence d'une relation étroite entre la tectonique et la sédimentation. Parmi d'autres indices qui justifient cette relation, on cite la discontinuité intra *Aenigmaticum* (Ettaki, 2003) et la discontinuité *syn-Polymorphum* (Ettaki et Chellaï, 2005). Ces discontinuités correspondent à des limites des cycles transgressif-regressifs récemment analysés et interprétés comme une résultante de la conjugaison des effets eustatiques et tectoniques (Ettaki *et al.*, sous-presse). Certaines surfaces sont karstifiées (planche 1, ph. 8), elles correspondent à des discontinuités accentuées par la tectonique (Ettaki *et al.*, 2000-a). Les lacunes sédimentaires observées au Jbel Akenzoud et à Tarhia n'Dadès, indiquent un exhaussement par soulèvement tectonique. Les discordances angulaire et progressive dans la série du Lias-Dogger témoignent, elles aussi, le jeu de la tectonique *syn-sédimentaire*. L'épaississement des dépôts moins profonds du milieu intertidal à subtidal de la formation Choucht 1 où sont taillés les

gorges du Todrha, d'âge sinémurien-carixien inférieur, suggère un fond à subsidence active.

En parallèle des données sédimentologiques et stratigraphiques, nous avons apporté des arguments structuraux pour expliquer du point de vue géodynamique l'organisation des aires de dépôts. La relation des directions de contraintes avec les directions principales de failles qui ont contrôlé la sédimentation permet de mettre au point le contrôle tectonique et la géométrie du bassin sédimentaire au cours des différentes étapes de sa structuration. Les structures syn-sédimentaires sont accompagnées de failles normales fossilisées, de dépôts gravitaires et des variations spatio-temporelles de faciès et d'épaisseurs. La corrélation des faciès et des épaisseurs montre que la sédimentation, au cours du Jurassique inférieur, est toujours contrôlée par des mouvements des blocs basculés. Ces blocs sont limités par des accidents majeurs de direction globale NE-SW qui ont conduit à la subdivision de ce domaine en compartiments. Chaque compartiment correspond à un bloc qui bascule en réponse à la contrainte tectonique générée par la paléo-géodynamique globale. Ainsi le jeu continu de la faille de Waougoulzate-Ikerzi, provoquait le basculement du bloc d'Aït Sedrat responsable de la discordance angulaire entre les dépôts du Lias et les dépôts du Bajocien supérieur basal (Ettaki *et al.*, 2000-b, Ettaki, 2003). Aux gorges du Todrha, les failles de Tizgui et d'Akka n'Igouzane limitent de petits blocs dont le jeu provoque les variations importantes de faciès et d'épaisseur du Lias inférieur et moyen. Des manifestations tectoniques similaires ont été signalées à la même époque dans d'autres régions péri-méditerranéennes (Vera, 1988 ; Andreo *et al.*, 1991 ; Rey, 1998 ; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004). Cette géodynamique s'effectue dans un contexte tectono-eustatique précis en relation avec l'ouverture et l'évolution de l'Atlantique central.

Bien que les affleurements aient forcément conditionné cette étude structurale et que les analyses des contraintes n'ont concerné que certains étages du Jurassique inférieur sur chacune des stations tectoniques choisies (Sites 1 à 5), une synthèse générale des données des stations montre une variation de la direction des contraintes (σ_3) dans le temps et dans l'espace (fig. 6). L'approche structurale, basée sur l'analyse des marqueurs de la tectonique syn-sédimentaire, fossilisés dans la pile sédimentaire, a montré que la sédimentation au Lias et au Dogger dans la frange méridionale du Haut-Atlas central (en particulier la région de Todrha-

Dadès) est contrôlée en plus du facteur eustatique par un champs de paléo-contraintes dominés par des contraintes principales minimales (CPMi) d'orientations différentes selon les âges :

Au Sinémurien-Carixien inférieur (zone à *Aenigmaticum*), le champ des contraintes est dominé par une CPMi (σ_3) de direction NW-SE à plongement vers le NW. Les effondrements syn-sédimentaires se font vers le SSE, le long des failles NE-SW à N70.

Au Domérien moyen (zones à *Lavinianum* et à *Algolianum*), à l'exception des zones bordières des failles de direction SW-NE (Site5), les différentes stations étudiées ne montrent aucun enregistrement important de mouvements tectoniques. C'est une période d'accalmie tectonique relative avec une sédimentation marno-calcaire monotone à ammonites déposée sur des planchers sédimentaires à légère pente.

Au Domérien supérieur (zone à *Emaciatum*), la distension est marquée par des failles normales syn-sédimentaires fossilisées et des dykes neptuniens (Ettaki *et al.*, 2000 a-b ; Ettaki, 2003). Les stations microtectoniques situées au niveau des affleurements du passage Lias moyen - Lias supérieur ont fourni des structures syn-sédimentaires qui ont révélé une CPMi (σ_3) de direction NNW-SSE à NW-SE horizontale avec des effondrements vers le Sud-Est.

Au cours de l'intervalle intra *Polymorphum*-Bajocien inférieur, deux stades d'activité tectonique sont enregistrés :

(i) L'impact de la tectonique du premier stade est enregistré au sein de la zone à *Polymorphum* et de la zone à *Bifrons* avec une activité tectonique intense au sein de la zone à *Polymorphum*. Cette dynamique est attestée par des failles normales syn-sédimentaires et des déformations plastiques. Les analyses des structures tectoniques montrent que la sédimentation s'est effectuée dans un contexte tectonique transtensif contrôlé par une CPMi (σ_3) de direction NW-SE oblique à plongement vers le NW. Le basculement des blocs se fait vers le Sud,

(ii) Le deuxième stade se déroule au Toarcien supérieur-Bajocien inférieur. Aucune déformation syn-sédimentaire n'est enregistrée, ceci marque un calme tectonique relatif dans la région de Todrha-Dadès.

La période du Bajocien-Bathonien se caractérise par un régime transpressif senestre et par l'extrusion des corps magmatiques au cœur des rides anticlinales qui jalonnent les accidents de direction globale NE-SW et le début de la mise en relief du Haut-Atlas.

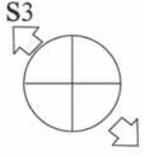
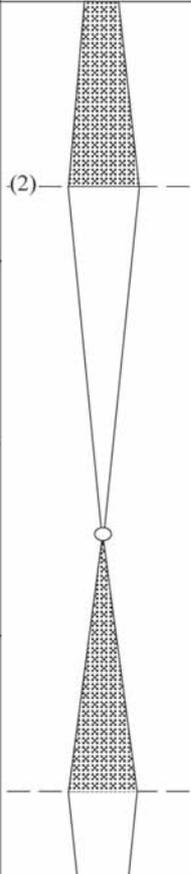
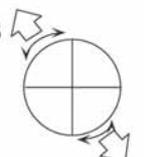
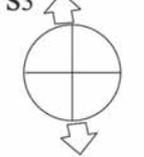
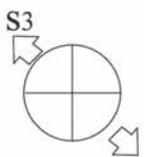
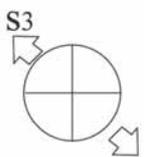
Zones d'Ammonites	DIRECTION DES CONTRAINTES	CYCLES TRANSGRESSIFS REGRESSIFS (A)	JEU DES FAILLES PRINCIPALES ET SECONDAIRES ET EVENEMENTS CORRESPONDANTS
Bifrons			<p>La tectonique distensive a atteint son paroxysme au sein de la zone à <i>Polymorphum</i>. Les accidents NE-SW ont favorisé l'exhaussement de la partie west des blocs, ce qui a conduit à l'emersion avec érosion des têtes de blocs. Les accidents secondaires NW-SE ont joué en failles normales à effondrement vers le SW favorisant la création de zones profondes à sédimentation turbiditique.</p>
Polymorphum			
Emaciatum			<p>Les accidents NE-SW jouent en failles normales provoquant le basculement des blocs toujours vers le SE. Les accidents secondaires NW-SE ont conditionnés des effondrement vers le SW</p>
Algovianum			<p>Periode d'acalmie à l'exception des zones bordières des accidents principales NE-SW telque l'accident waougoulzate ikerzi qui a joué en faille normale provoquant le basculement du bloc d'Aït Sedrat vers le SE.</p>
Lavinianum			<p>Les accidents NE-SW ont joué en failles normales provoquant le basculement des blocs vers le SSE. Les accidents NW-SE ont conditionnés des effondrement vers le SW. Dislocation progressive de la plate forme carbonatée.</p>
Dilectum			
Demonense			
Aenigmaticum			
Raricostatum			
Oxynoum			
Obtisum			

Fig. 6.—Différents stades de la déformation synsédimentaire avec les directions de la contrainte principale minimale (CPMi) et les événements correspondants. (A) : Cycles T / R du second ordre dans le Haut-Atlas central (Ettaki *et al.*, in presse) ; ▲ : Transgression ; ▽ : Régression. Trait de corrélation des cycles T / R avec les étapes de structuration du Haut-Atlas de Todrha-Dadès ; (1) : Crise syn-Aenigmaticum, (2) : Crise syn-*Polymorphum* (Ettaki, 2003 ; Ettaki et Chellaï, 2005).

Des manifestations tectoniques similaires à la même époque ont été mises en évidence et largement discutées pour la marge continentale subbétique (Vera, 1988 ; Rey, 1998 ; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004) et pour le bassin français (Robin *et al.*, 1996).

Sur le plan géodynamique (Ettaki *et al.*, 2000-a ; Ettaki, 2003 ; Ibouh, 2004), l'évolution de la frange méridionale du Haut-Atlas central s'inscrit dans le cadre global de l'ouverture et l'évolution de l'Atlantique central. Cette évolution est exprimée par la variation d'épaisseur, par le développement de plusieurs types de faciès suite à la diversification des milieux de dépôts. L'évolution spatio-temporel-

le des dépôts du Jurassique, dans le Haut-Atlas central est largement guidée par les variations du niveau marin relatif et par la géométrie des blocs basculés. La structuration du bassin étudié obéit à un mécanisme régional sous forme de blocs qui basculent avec migration et réorganisation des aires de dépôts. Les étapes successives dans l'évolution tectono-sédimentaire du bassin étudié débutent par la phase syn-rift. Cette phase se matérialise par des dépôts détritiques rouge intrudés de basaltes tholeiitiques du Trias supérieur qui affleurent localement à l'aplomb des accidents principaux de direction NE-SW à E-W.

La plate-forme carbonatée peu profonde du Lias inférieur du versant sud du Haut-Atlas central commence à se disloquer dès le Sinémurien supérieur (Dresnay, 1975 ; Milhi, 1992 ; Ettaki, 2003) ce qui a conduit à l'apparition de nouveaux environnements sédimentaires suite aux basculements de blocs, avec développement des récifs sur les crêtes de blocs et des dépôts profonds à ammonites dans les zones affaissées. La sédimentation carbonatée du Lias inférieur est réalisée dans un contexte tectonique marqué par une forte subsidence (calcaires massifs où sont taillés les gorges du Todrha) suivie d'une certaine instabilité et de l'émersion dans plusieurs régions de la bordure du Haut-Atlas central (Dresnay, 1976, 1979). Dans la frange méridionale du Haut-Atlas central l'émersion est bien marquée au sein de la zone à *Aenigmaticum*, elle se matérialise par le développement, sous un climat aride, de faciès émergifs (Calcaire à pisolithes, calcaires à bird eyes et dolomie à tipis de la formation de Jbel Rat). Ceci laisse suggérer une exondation précoce de la bordure septentrionale du Haut-Atlas central, au Sinémurien supérieur, alors que la frange méridionale était encore immergée à cette époque.

L'installation des plates-formes haut-atlasiennes du Pliensbachien s'accompagne d'une extension de direction moyenne NW-SE, responsable de la dislocation contemporaine à la sédimentation. Le paroxysme de cette dislocation est situé au Toarcien inférieur basal (zone à *Polymorphum*). Les faciès à dominance détritiques se généralisent, à cette époque, dans la totalité du Haut-Atlas central (Jenny, 1988, Milhi *et al.*, 2002 ; Ettaki et Chellaï, 2005). Cette évolution coïncide à la fois avec la remontée eustatique à l'échelle globale (Hardenbol *et al.*, 1998) et avec la baisse du taux de la production carbonatée, événement souligné à l'échelle du Haut-Atlas par Ettaki (2003) et Ettaki et Chellaï (2005) et à l'échelle du globe par Dromart (1986) et Jenkyns (1988). Le flux terrigène croissant annonce une modification du climat souligné par le passage de la période de biostase à la période de rhéostasie. Au Bajocien, la sédimentation carbonatée reprend dans un contexte tectonique relativement calme. La plate-forme ainsi installée se comble par les dépôts détritiques du Bathonien-Callovien.

Partout sur la marge ouest de la Téthys, durant le Lias-Dogger, les bassins sédimentaires de plusieurs régions enregistrent presque une même succession sédimentaire. L'homologie existante dans les traits stratigraphiques, trouvés dans le contexte du Haut-Atlas central, la chaîne bétique (Vera, 1988 ; Rey,

1998 ; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004) et dans les régions du domaine atlasique maghrébin (Laville et Piqué, 1992 ; Piqué *et al.*, 1998 ; Laville *et al.*, 2004) notamment dans le Moyen-Atlas (El Arabi, 1987 ; Laville et Fedan, 1989 ; Akhssas, 1993), dans le Maroc nord-oriental et dans l'Atlas algérien (Aït Ouali et Delfaud, 1995 ; Piqué *et al.*, 1998) pourrait être le reflet des phénomènes géologiques globaux qui ont affecté ces domaines. Bien qu'identiques, les faciès syn-rift et post-rift ne sont pas parfaitement synchrones suite à la migration des aires de dépôt au fil du temps. Une telle dynamique s'inscrit parfaitement dans la cinématique du système de l'Atlantique central-Afrique marquée par l'ouverture et l'évolution de l'Atlantique central et par la dérive de l'Afrique vers l'est et de son découpage par rapport à l'Eurasie.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier le Prof. J.-L. Dommergues (Univ. Bourgogne, Dijon, France) pour la détermination des Ammonites, le Prof. Y. Alméras (Univ. Claude Bernard, Lyon 1, France) et le Prof. B. Ouahhabi (Univ. Oujda, Maroc) pour la détermination des Brachiopodes. Nous remercions le Prof. M. Mehdi (Univ. Kenitra, Maroc) et le Prof. M. Bouaouda (Univ. El Jadida, Maroc) pour la détermination des algues et des foraminifères et le Dr. A. Milhi (Ministère de l'Énergie et des Mines, Maroc) pour ses discussions fructueuses. Nous tenons à remercier vivement le Prof. J.A. Vera (Univ. Granada, Espagne) pour ses conseils, ses remarques pertinentes et pour la documentation qu'il a mis à notre disposition.

Références

- Aït Ouali, R. & Delfaud, J. (1995). Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du « rifting » jurassique au Maghreb. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320: 773-778.
- Akhssas, A. (1993). *Le Moyen-Atlas Nord-Oriental au Lias. Contexte géodynamique méso-cénozoïque, comparaison avec le bassin de Guercif et les Hauts Plateaux*. PhD thesis, Université Mohamed V de Rabat, 186 p.
- Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algara, A., Rey, J. A. & Vera, J. A. (1991). La sedimentation carbonatada del Lias en la transversal de vellez rubio (Subbetico interno). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 165-178.
- Beraïouz, El. H., Platevoet, B. & Bonin, B. (1994). Le magmatisme mésozoïque du Haut-Atlas (Maroc) et l'ouverture de l'Atlantique central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318: 1079-1085.
- Dresnay, R. du (1975). Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. *IX Congr. Inter. Sedim., Nice*, 1: 103-108.

- Dresnay, R. du (1976-a). Les structures en « Tipis » liées aux faciès carbonatés intertidaux et supratidaux du Lias inférieur, dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282: 2059-2062.
- Dresnay, R. du (1976-b). Signification paléoclimatique et paléogéographique de la présence de structure en Tipis, au Lias inférieur, dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282: 2147-2149.
- Dresnay, R. du (1979). Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium « Sédimentation jurassique Ouest-européenne ». *A. S. F. Paris, Publ. spec.*, 1: 345-365.
- Dromart, G. (1986). *Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléo-environnements et géodynamique associée*. PhD Thesis, Université de Lyon I, 154 p.
- El Arabi, H. (1987). *Etude stratigraphique et sédimentologique du Lias aux confins du causse moyen-atlasique et du Moyen-Atlas plissé (Maroc)*. PhD thesis, Université de Toulouse, 185 p.
- Elmi, S. (1990). Les applications géodynamiques de la stratigraphie : l'histoire triasico-Jurassique de la marge vivaro-cévenole (France, Sud-Est). In : *Journée Louis-David, Lab. Géol. Lyon, H. S.*, 9: 93-123.
- Ettaki, M. (1994). *Etude sédimentologique et stratigraphique du Lias de la région de Tabant vallée d'Aït Bouguemmez (Haut-Atlas central, Maroc)*. DEA Géosciences, Université de Cadi Ayyad de Marrakech, 69 p.
- Ettaki, M. (2003). *Etude sédimentologique et stratigraphique du Lias-début du Dogger de la région de Todrha-Dadès (versant sud du Haut-Atlas central, Maroc)-Implications géodynamiques*. PhD thesis Université Cadi Ayyad de Marrakech, 429 p.
- Ettaki, M. & Chellaï, E. H. (2005). Le Toarcien inférieur du Haut-Atlas de Todrha-Dadès (Maroc) : sédimentologie et lithostratigraphie. *C. R. Géosciences, Paris*, 337: 814-823.
- Ettaki, M., Chellaï, E. H., Milhi, A., Sadki, D. & Boudchiche, L. (2000a). Le passage Lias moyen-Lias supérieur dans la région de Todrha-Dadès : événements bio-sédimentaires et géodynamiques (Haut Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331: 667-674.
- Ettaki, M., Milhi, A., Chellaï, E. H., Boudchiche, L. & Sadki, D. (2000b). Mise en évidence de la limite Pliensbachien-Toarcien par les ammonites, les foraminifères et l'interaction tectono-eustatique dans la région de Todrha-Dadès, (Haut-Atlas central, Maroc). *Revue Paléobiol.*, 19: 299-317.
- Ettaki, M., Sadki, D., Chellaï, E. H. & Milhi, A. (sous-pression). Interaction eustatisme-tectonique dans le contrôle de la sédimentation au Jurassique inférieur et moyen dans la région de Todrha-Dadès (versant sud du Haut-Atlas central, Maroc). *Notes et Mem. Serv. Géol., Rabat*.
- Fedan, B. (1985). *Naissance et évolution d'une plateforme carbonatée : l'exemple du Moyen-Atlas (Maroc) au cours du Lias ; comparaison avec les régions voisines*. PhD thésis, Institut Scientifique de Rabat, 388 p.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jaquin, T., De Graciansky, P. C. & Vail, P. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM special publication*, 60: 1-13.
- Ibouh, H. (2004). *Du Rift avorté au bassin sur décrochement, contrôle tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut-Atlas central, Maroc)*. PhD thesis, Université Cadi Ayyad de Marrakech, 212 p.
- Jenkyns, H. C. (1988). The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event : stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. J. Sci.*, 288: 101-151.
- Jenny, J. (1984). Dynamique de la phase tectonique syn-sédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut-Atlas central (Maroc). *Eclogae Géol. Helv.*, 77: 143-152.
- Jenny, J. (1988). Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100.000 (feuille d'Azilal, Haut-Atlas central). *Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat*, 339 bis, 104 p.
- Jenny, J., Le Marrec, A. & Monbaron, M. (1981). Les couches rouges du jurassique moyen du Haut-Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 23: 627-640.
- Laville, E. (1981). Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrements du Haut-Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 23: 303-312.
- Laville, E. (1985). *Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc). Modèle en relais multiples de décrochements*. PhD thesis, Université de Montpellier, 166 p.
- Laville, E. & Fedan, B. (1989). Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. *Mem. Soc. Géol. Strasbourg*, 84: 3-28.
- Laville, E. & Piqué, A. (1992). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat*, 366: 343-357.
- Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M. & Charroud, M. (2004). A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *J. African Earth Sci.*, 38: 145-153.
- Mattauer, M., Tapponier, P. & Proust, F. (1977). Sur le mécanisme de formation des chaînes intracontinentales, l'ensemble des chaînes atlasique, Maroc. *Bull. Soc. Géol., France*, 19: 521-527.
- Michard, A. (1976). Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat*, 252: 408 p.
- Milhi, A. (1992). *Stratigraphie, Fazies und paläogeographie des Jura am Südrand des zentralen Hohen-Atlas (Marokko)*. PhD thesis University of Berlin, 100 p.
- Milhi, A. (1997). Carte géologique du Maroc au 1/100.000. Feuille de Tinerhir (Haut-Atlas central). *Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat*, 377.
- Milhi, A., Ettaki, M., Chellaï, E. H. & Hadri, M. (2002). Les formations lithostratigraphiques jurassiques du Haut-Atlas central Marocain : Corrélations et reconstitutions paléogéographiques. *Revue Paléobiol.*, 21: 299-317.
- Monbaron, M. (1981). Sédimentation, tectonique syn-sédimentaire et magmatisme basique : L'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni-Mellal

- (Maroc) au cours du Mésozoïque ; ses incidences sur la tectonique tertiaire. *Eclogae Géol. Helvet.* 74: 625-638.
- Monbaron, M. (1985). Carte géologique du Maroc au 1/100 000 Beni-Mellal. *Notes et Mém. Serv. Géol. Rabat*, 341 p.
- Piqué, A., Aït Brahim, L., Aït Ouali, R., Amrhar, M., Charrod, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F. & Tricart, P. (1998). Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 797-810.
- Rey, J. (1998). Extensional Jurassic tectonism of an eastern Subbetic section (Southern Spain). *Geol. Mag.*, 135: 685-697.
- Rey, J., Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algarra, A. y Vera, J. A. (1990). The Liassic « Lithiotis » faciès North of Vélez Rubio (Subbetic zone). *Rev. Soc. Géol. España*, 3: 199-212.
- Robin, C., Guillocheau, F. & Gaulier, J. M. (1996). Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique. Application au Lias du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Paris*, 322: 1079-1086.
- Roch, E. (1939). Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat*, 51: 1-438.
- Ruiz-Ortiz, P. A., Bosence, D. W. J., Rey, J., Nieto, L. M., Castro, J. M. & Molina, J. M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Res.*, 16: 235-257.
- Russo, P. et Russo, L. (1934). Le grand accident sud-atlasien. *Bull. Soc. Géol. France*, 4: 375-384.
- Septfontaine, M. (1986). Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Rev. Micropal.*, 28: 265-289.
- Seufert, G. (1985). *Zur strukturellen Entwicklung des Zentralen Hohen Atlas. Die region Zwischen Imilchil, Boumalne du Dadès und Tinerhir Südmarokko*. PhD thesis. University of Berlin, 139 p.
- Seufert, G. (1988). Jurassic sediments and synsedimentary tectonics in the central High Atlas, Morocco. *Bull. Soc. Géol. France*, 4: 375-390.
- Stüder, M. (1980). *Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhast (Haut-Atlas central, Maroc)*. PhD thesis Université de Neuchâtel, 102 p.
- Vera, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la cordillera bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.

Recibido el 9 de mayo de 2006
Aceptado el 13 de mayo de 2007