

Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc) : précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin

MOHAMMED MEHDI¹, FRITZ NEUWEILER^{2*} et MARKUS WILMSEN³

Mots clés. – Haut-Atlas central, Maroc, Jurassique, Lias, Lithostratigraphie.

Résumé. – Dans le Haut-Atlas central (Maroc) entre Midelt et Er-Rachidia affleure une épaisse série du Lias inférieur, organisée en 3 formations successives : a) la formation d'Idikel, b) la formation de l'Aberdouz et c) la formation de l'Ouchbis. Les variations latérales de faciès et l'usage abusif de la nomenclature des formations posent beaucoup de problèmes d'application et de corrélation. Certains auteurs ont essayé de réduire le nombre de formations alors que d'autres ont créé de nouvelles formations simplement sur la base de variations latérales peu importantes. Ainsi, l'application de la nomenclature précédente sur une série liasique de la région de Foum Zidet n'est pas homogène d'un auteur à l'autre et peut par conséquent conduire à des erreurs cartographiques, paléobiogéographiques et de reconstitution des étapes de l'évolution du bassin. Pour remédier à ce problème, nous proposons de :

1) subdiviser la formation d'Idikel de Studer [1980] en deux formations successives : la formation d'Idikel (partie inférieure de Studer [1980]), laquelle s'organise en une succession de cycles péritidaux et comporte deux membres : a) membre inférieur à dolomies, pseudomorphes de gypse et des calcaires et b) membre supérieur avec des calcaires dolomitiques en gros bancs à *fenestrate* ;

2) définir une nouvelle formation : la formation de Foum Zidet (partie supérieure de la formation d'Idikel de Studer [1980]) avec trois membres successifs : a) membre inférieur formé par des calcaires bioclastiques à mollusques, brachiopodes et spongiaires, b) membre médian à calcaires lités en petits bancs et c) membre supérieur à monticules de spongiaires interdigités avec les calcaires lités. Vers le sud au tunnel de la Légion la formation de Foum Zidet est représentée par des bioconstructions à huîtres et des calcaires lités ;

3) préciser les caractéristiques de la formation de l'Aberdouz, surtout au sens de variation latérale à proximité de la plate-forme carbonatée où celle-ci s'enrichit progressivement en intercalations calcaires oobioclastiques.

Cette nouvelle subdivision du Lias inférieur est cartographiable au 1/50 000 et traduit les étapes significatives de l'évolution du bassin haut-atlasique central : La formation d'Idikel ainsi redéfinie s'est déposée après le stade de rifting initial (Trias-Lias basal) à sédimentation détritique rouge et au cours de la première incursion marine à dépôt carbonaté (dolomies et calcaires du Sinémurien inférieur) et sous un climat aride (membre inférieur) à semi-aride (membre supérieur). Dans un milieu péritidal, l'épaisseur de la formation d'Idikel traduit directement la subsidence centrée vers l'axe du bassin. La limite entre la formation d'Idikel et la formation de Foum Zidet correspond à un élargissement du bassin au cours d'un épisode de subsidence différentielle et de transgression majeure accompagnée de migration des organismes marins. Les membres de la formation de Foum Zidet (essentiellement Sinémurien supérieur) reflètent les variations paléoocéanographiques (courants, influence des sédiments importés, cycles de nutrition) pendant un stade marin-eutrophique. Vers le Pliensbachien et à la limite entre la formation de Foum Zidet et la formation de l'Aberdouz, s'installent des conditions biodétritiques/hémipélagiques et oligotrophes auxquelles succède un milieu hémipélagique, témoin des cycles orbitaux de Milankovitch (formation de l'Ouchbis).

Lower Liassic Formations of the Central High-Atlas near Rich (Morocco) : lithostratigraphic specification and basin evolution

Key words. – Central High-Atlas, Morocco, Jurassic, Lias, Lithostratigraphy.

Abstract. – In the central High-Atlas (Morocco), within the region between Rich, Demnat and Béni Mellal, the lower Liassic sedimentary sequence is traditionally subdivided into 3 superposed formations : the Idikel Formation, the Aberdouz Formation, and the Ouchbis Formation [Studer, 1980 ; Le Marrec and Jenny 1980]. Later work [Septfontaine, 1986 ; Jenny, 1988 ; Milhi, 1992] introduced 9 additional formations and 4 « lithological units » [Lachkar *et al.*, 1998]. The resulting subdivision of the lower Liassic is only to some extent the natural expression of the successive opening of a marginal sea (central High-Atlas rift). It also includes close lithological similarities and major deviations from the original definitions. In this paper we propose a specification of the lithostratigraphic subdivision and discuss its application to resolve the successive stages of basin evolution.

The area of study is located in the central and southern parts of the central High-Atlas trough where a relatively thick and continuous succession of Liassic carbonate sediments is exposed (up to 800 m). We focus on section Foum Zidet, located at the northern flank of the anticlinal ridge at Jbel Bou Hamid, 15 km west of the small town Rich. Additional information is obtained from section Foum Tillicht located along the center of the basin and from section Tunnel de la Légion which represents a marginal setting towards the southern platform area.

¹Département de Géologie, Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, B.P.133, Kénitra, Maroc ; mehdimina@hotmail.com.

²GZG, Abteilung Geobiologie, Universität Göttingen, Goldschmidtstrasse 3, D-37077 Göttingen, Allemagne; fneuwei@gwdg.de
* auteur de correspondance.

³Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, D-97070 Würzburg, Allemagne; m.wilmsen@mail.uni-wuerzburg.de
Manuscrit déposé le 25 avril 2002 ; accepté après révision le 5 décembre 2002.

Section Foug Zidet shows a clear subdivision into 7 lithological units. Unit 1 (150 m) is composed of well-bedded cycles of dolomites, dolomitic limestones and limestones. Unit 2 (120 m) consists of thickly-bedded fenestral limestones and dolomitic limestones (loferites) with some tepee structures towards the top. With an abrupt change follows unit 3 (80 m) which is a succession of bioclastic, argillaceous limestones rich in brachiopods, siliceous sponges, and crinoids. Near the top of unit 3 there are distinct brachiopod biostromes with rhynchonellids and terebratulids in life position. Unit 4 (40 m) is a succession of fine-grained, argillaceous limestones and thin marl intercalations. Unit 5 (110 m) corresponds to sponge mounds laterally interfingering with fine-grained, argillaceous limestones. Unit 6 (50 m) is a succession of well-bedded, fine-grained limestones and thin marl intercalations overlain by unit 7 (250 m by minimum) which is a rhythmic limestone-marl alternation.

In the case of section Foug Zidet the application of the existing lithostratigraphic nomenclature is not homogeneous from one worker to the other, particularly for what concerns the Idikel Formation and the Aberdouz Formation *sensu* Studer [1980]. To resolve this problem we argue for a redefinition of the Idikel Formation, for the introduction of the newly defined Foug Zidet Formation, and a specification of the Aberdouz Formation applying proximal-distal criteria.

The redefined Idikel Formation comprises unit 1 and unit 2 and corresponds to the lower part of the original Idikel Formation of Studer [1980]. Its application refers to peritidalites with a lower member of evaporitic cycles (dolomites with some gypsum pseudomorphs ; arid conditions) and an upper member of loferites which formed under semi-arid conditions.

The newly defined Foug Zidet Formation comprises units 3 to 5 and corresponds to the upper part of the original Idikel Formation *sensu* Studer [1980]. At its base there is a remarkable transgression leading to subtidal conditions associated with marine fauna migration. This transgressive event occurs on basin-wide scale locally expressed as an angular unconformity at the Lower Sinemurian to Upper Sinemurian boundary interval [du Dresnay, 1965]. The newly defined Foug Zidet Formation is subdivided into three members, unit 3 : bioclastic limestones with biostromes, unit 4 : fine-grained argillaceous limestones, and unit 5 : sponge mounds. They represent fully marine and subtidal conditions under variable palaeoceanographic settings controlled by currents, sediment input, and oxygen minimum zone edge effects [Neuweiler *et al.*, 2001]. The top of the Foug Zidet Formation is a palaeo-surface which developed upon submarine exposed sponge mounds and includes Fe-oxyhydroxide mineralisations in association with a dense population of benthic bivalves, serpulids, and brachiopods. At Foug Zidet, ammonites indicate the lower part of the Upper Sinemurian (Obtusum zone) for the top of the Foug Zidet Formation. Towards the south, at section Tunnel de la Légion the Foug Zidet Formation consists of oyster mounds and well-bedded limestones (proximal Foug Zidet Formation).

The Foug Zidet Formation is overlain by the Aberdouz Formation (unit 6) representing the successive opening of the seaway from platform-derived biotrititic deposits to hemipelagic conditions recording Milankovitch cycles (unit 7=Ouchbis Formation). Laterally, towards the margin of the basin the fine-grained limestones of the Aberdouz Formation get successively intercalated with oobioclastic sheets fed by outer carbonate platform deposits (proximal Aberdouz Formation). We propose to specify the Aberdouz Formation applying such proximal-distal criteria in order to illustrate the influence of the shallow water carbonate platform and the involved depositional dynamics such as progradation and retrogradation.

Within the central High Atlas basin the new lithostratigraphic scheme expresses the three major steps of Liassic basin evolution which occurred after peneplanation of the Triassic « dry-rift »-phase [Mattis 1977 ; Warme, 1988].

1. An Hettangian (?) to Lower Sinemurian episode of a restricted to marginal-marine basin which tended to stagnant conditions under an arid and semi-arid climate (lower and upper Member of the Idikel Formation, respectively). With its peritidal origin the thickness variation of the Idikel Formation directly translates a differential subsidence episode. The highest total subsidence occurred near the center of the basin along the zone of Jbel Bou Hamid (270 meters), bounded by 140 meters of Idikel Formation at Foug Tillicht (shallow subtidal equivalent) and only about 15 meters at Tunnel de la Légion (supratidal equivalent).

2. An essentially Upper Sinemurian episode of marine-eutrophic conditions which evolved after a tectonic enlargement of the basin (activation of the Tizi n'Firest fault zone) and marine organism immigration (transgression at the base of the Foug Zidet Formation). Benthic filter feeders such as sponges, brachiopods, and crinoids prevailed at subphotic depths whereas oyster mounds with a cryptic siliceous sponge fauna appear as their lateral equivalent within the photic zone (section Tunnel de la Légion).

3. Along the Sinemurian to Pliensbachian boundary interval marine-oligotrophic conditions evolved leading to the establishment of a shallow water carbonate platform (Choucht Formation) shedding surplus material into the basin (Aberdouz Formation). Retrogradation of the Aberdouz Formation resulted in a successive replacement by hemipelagic conditions (Ouchbis Formation) and final platform drowning which occurred in the Upper Pliensbachian [Wilmsen *et al.*, 2002].

INTRODUCTION

Les études lithostratigraphiques antérieures portant sur le Lias inférieur du Haut Atlas central (HAC) entre Rich, Demnat et Béni Mellal (fig. 1a) ont permis de définir plusieurs formations. Studer [1980] et Le Marrec et Jenny [1980] furent les premiers à définir 4 formations. Ensuite, 9 formations sont introduites par Septfontaine [1986], Jenny [1988] et Milhi [1992]. Plus tard, ce sont les 4 grandes entités lithologiques de Lachkar *et al.* [1998]. Cette

diversité lithologique traduit les interprétations diverses des auteurs vis à vis de la variation spatio-temporelle [du Dresnay, 1987] qui est caractéristique de l'évolution d'un bassin en voie d'ouverture accompagné de subsidences différentielles [Warme, 1988 ; Poisson *et al.*, 1998]. En se basant sur les définitions originelles des formations, quatre types de problèmes sont apparus :

1) chaque formation présente latéralement des variations lithologiques, mais celles-ci sont souvent loin d'être

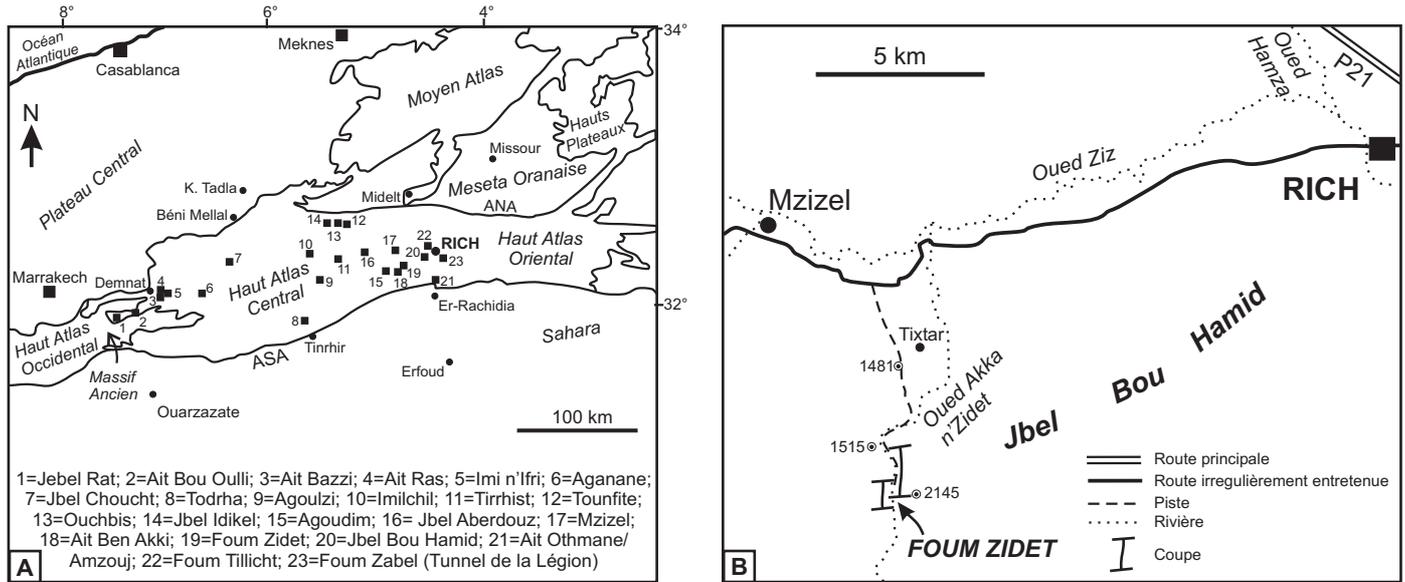


FIG. 1. – Cadre régional du secteur d'étude et localisation de la coupe de Foug Zidet. a) Cadre régional. La région d'étude est située dans le Haut-Atlas central entre la vallée de l'Oued Ziz à l'est, le massif ancien de Marrakech à l'ouest, la Meseta oranaise, le Moyen-Atlas et le Plateau central au nord puis le domaine saharien au sud. L'étude stratigraphique présentée est centrée sur la localité de Foug Zidet (19), située à 15 km à l'ouest de Rich et sur le flanc nord de la Jbel Bou Hamid (20). ANA/ASA= accident nord/sud atlasique. Les localités 13, 14, 16 ; 8 et 9 ; 1 à 7 correspondent respectivement aux stratotypes d'unité de Studer [1980], Milhi [1992], Jenny [1988] et Poisson *et al.* [1998]. b) Localisation de la coupe de Foug Zidet. A partir de la route principale P21 (Midelte – Er-Rachidia) et de la route entre Rich à Mzizel, on prend la piste qui traverse la ride anticlinale du Jbel Bou Hamid jusqu'aux gorges de Foug Zidet.

FIG. 1. – Regional setting of study area and access to section Foug Zidet. a) Regional setting. The area of study is located in the central High-Atlas between the Ziz valley in the East, the « Massif ancien » of Marrakech in the west, the Meseta oranaise, the Central plateau, and the Middle Atlas in the north, and the Saharian platform in the south. This paper focuses on the locality of Foug Zidet (19) situated 15 km west of the town Rich on the northern flank of the ridge Jbel Bou Hamid (20). ANA/ASA= northern/southern Atlas fault. Localities 13, 14, 16 ; 8 and 9 ; 1 to 7 correspond to stratotypes of Studer [1980], Milhi [1992], Jenny [1988], and Poisson *et al.* [1998], respectively. b) Access to section Foug Zidet. From road P21 (Midelte – Er-Rachidia) branches off the connecting road between Rich and Mzizel. An offroad track crosses the anticlinal ridge of Jbel Bou Hamid leading to the gorges of Foug Zidet.

considérées comme de nouvelles formations (ex. formation (F.) d'Idikel de Studer [1980] et la formation d'Agoulzi de Milhi [1992]). C'est ainsi que d'autres auteurs [Poisson *et al.*, 1998] ont essayé de réduire le nombre de formations en cherchant les analogies entre elles, par exemple entre la F. d'Idikel de Studer [1980], la F. Agoulzi de Milhi [1992] et la F. Ait Ras de Jenny [1988] ;

2) les nomenclatures des formations de Studer [1980] et de Jenny [1988] ont été souvent appliquées par divers auteurs mais parfois sans prendre en considération tout leur contenu lithologique originel. On cite comme exemple Poisson *et al.* [1998] qui adoptait le nom de formation d'Idikel uniquement pour l'ensemble inférieur (faciès péritidaux de Studer [1980]) tout en excluant par conséquent l'ensemble supérieur des calcaires lités à biohermes de spongiaires ;

3) certaines formations de bassin ont été définies par des auteurs (formation de Todrha [Milhi, 1992]) et n'ont pas été reprises dans la synthèse actuelle des formations [Ettaki *et al.*, 2000] ;

4) La notion de formation est purement d'ordre lithostratigraphique et non chronologique, comme dans certaines définitions où quelques auteurs ont pris l'âge (élément biostratigraphique) comme un caractère constitutif d'une formation (Domérien moyen, biozone E dans la partie supérieure de la formation d'Aganane [Septfontaine, 1986]).

Suite à cet ensemble de problèmes et en se basant sur les règles internationales de stratigraphie [Salvador, 1994 et Rey, 1997], il nous paraît nécessaire de réviser et de préciser le cadre lithostratigraphique de certaines formations du Lias inférieur du HAC. De plus, pour aboutir à la reconsti-

tution paléobiogéographique et paléocéanographique, il est important de tenir compte de la définition des formations à l'échelle cartographique 1/50 000 et aussi des ruptures ou discontinuités majeures dans la lithologie (et les milieux de dépôt) qui traduisent en fait les étapes d'ouverture du bassin du HAC.

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région d'étude appartient au flanc sud du HAC et comporte les localités de Foug Tillicht, Tunnel de la Légion (Foug Zabel), Ait Othmane et le Jbel Bou Hamid (fig. 1). L'étude détaillée des formations a été effectuée à Foug Zidet, situé sur le versant nord du Jbel Bou Hamid, 15 km à l'ouest de Rich (fig. 1b). La coupe est accessible au sud de la route de Rich à Mzizel (fig. 1b) et montre une série liasique relativement épaisse et continue avec des successions lithologiques bien distinctes à l'affleurement. Cette étude a fait appel aux stratotypes des unités définies dans les régions de Tounfite et Tirrhist au nord, de Tinrhir, Todrha et Dadès au sud et de Demnat et Béni Mellal à l'ouest (fig. 1a).

DÉFINITIONS DES FORMATIONS LIASIQUES DU HAUT ATLAS CENTRAL

Les formations des régions de Tounfite et Tirrhist

Studer [1980] fut le premier à définir des formations dans le versant nord du HAC à Tounfite et Tirrhist (fig. 1a). On rappelle uniquement les 3 premières : (1) *formation des dolo-*

mies et calcaires massifs d'Idikel avec : (a) « les premiers bancs définissant la formation sont dolomitiques. De fines laminites alternant avec des bancs parfois très massifs (plusieurs mètres). Des oolithes, de la stratification oblique et des niveaux à loférites sont fréquemment observables dans ces bancs. Les strates deviennent ensuite plus massives et les dolomies disparaissent progressivement au profit des calcaires ; (b) la partie supérieure mieux litée est très riche en éléments biodétritiques (lumachelles à brachiopodes). On y observe des biohermes à spongiaires » ; (2) *formation des calcaires lités de l'Aberdouz* : « Les calcaires lités de l'Aberdouz, de couleur bleu-noire, sont formés par de petits bancs ondulés de calcaires (10 à 20 cm) qui se biseautent parfois en se moulant les uns sur les autres. Des niveaux de marnes rose-violacé, millimétriques apparaissent entre les horizons carbonatés. Des silicifications (silex) se développent dans quelques bancs. La stratification est proche de celle des calcaires biodétritiques de la formation précédente, à l'exception des biohermes de spongiaires qui ont disparu » ; (3) *formation d'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis* avec : (a) « les bancs calcaires épais de plusieurs dizaines de centimètres, alternant (rythmicité) avec des bancs plus ou moins développés (1 à 10 cm) de marno-calcaires et marnes » ; (b) « les intervalles marneux deviennent plus important et les couches calcaires sont alors plus marneuses ».

Introduction de nouvelles formations dans le Haut Atlas central de Demnat

Au NE de l'accident de Demnat, Le Marrec et Jenny [1980] ont défini : (a) la *formation d'Ait Ras* dans l'unité marno-dolomitique qui surmonte les argilites rouges du Trias. Plus tard, Jenny [1988] a défini (au-dessus de la formation d'Ait Ras) : (b) la *formation des dolomies/calcaires d'Imi n'Ifri* avec des dolomies à oncolithes, laminites et structures en tepee ; (c) la *formation d'Aganane* essentiellement dolomitique avec de rares biostromes calcaires à gros lamellibranches et grands foraminifères du genre *Orbitopsella*. La formation d'Aganane a été décrite pour la première fois par Septfontaine [1986] dans les calcaires de plate-forme interne de Demnat mais sans donner un stratotype d'unité valide pour la formation. Il s'agit d'une unité calcaréo-dolomitique de couleur gris clair et à caractère rythmique. La formation admet des variations latérales dans la partie médiane en passant à une unité marno-dolomitique à marnes rouges ou blanches alternant avec des bancs dolomitiques laminés. La partie supérieure de la formation passe à l'unité biodétritique foncée (gris noir ou vert olive), localement riche en biostromes à grands lituotidés, mégalodontidés et gastéropodes. Au SW de l'accident de Demnat, Le Marrec et Jenny [1980] ont défini successivement : (a) la *formation des Ait Bou Oulli* avec des calcaires noirs ou dolomies à laminites, surmontés par une barre calcaire souvent oolithique ; (b) la *formation du Jbel Rat* correspondant à une barre calcaire à structure en tepee et organisée en bancs métriques à la base et massifs en haut ; (c) la *formation d'Ait Bazzi* avec des brèches dolomitiques, argiles et grès rouges, lentilles de gypse et traces de racines de végétaux. Septfontaine [1986] a défini dans les faciès de plate-forme externe de Demnat la *formation de Choucht* avec des calcaires graveleux (bioclastes micritisés de taille variable) associés à des récifs à coraux branchus et en colonies de grande taille.

Introduction d'autres formations dans les régions de Tinrhir, Todrha et Dadès

En plus des formations (Ait Ras, Imi n'Ifri, Jbel Rat, Ait Bazzi, Aganane [Jenny, 1988] ; Idikel, Aberdouz, Ouchbis [Studer, 1980]), Milhi [1992] a créé : a) la *formation Agoulzi* avec des dolomies à fenestres et slumps et b) la *formation de Todrha* avec d'abord des calcaires biodétritiques, stratocroissants et lités en bancs décimétriques à métriques puis des calcaires massifs vers le haut. Les calcaires présentent une granulométrie décroissante, des laminations, des intercalations marneuses et localement des microbrèches intercalaires. En général la partie supérieure de la formation montre des cherts noduleux, stratiformes et des blocs récifaux résédimentés (faciès à spongiaires, algues et coraux) témoins des calcaires massifs de la formation de Choucht.

Introduction d'entités lithostratigraphiques dans l'anticlinal de Jbel Bou Hamid

Lachkar *et al.* [1998] distinguent 4 grandes entités lithologiques : *entité 1* (niveaux 1 à 11) : il s'agit de la partie sommitale d'un puissant ensemble carbonaté (plusieurs centaines de mètres) avec des dolomies ou calcaires biomicritiques, biocalcarénites et laminites calcaires avec de minces joints marneux ; *entité 2* (niveaux 12 à 51) : ce sont de puissantes barres biocalcarénitiques (5 à 10 m) organisées en alternances irrégulières (centimétriques à pluridécimétriques) de niveaux marneux (centimétriques à décimétriques) et de biomicrites à biocalcarénites de 2 à 40 m d'épaisseur avec des chailles, des brachiopodes et des ammonites ; *entité 3* (niveaux 52 à 471, Unité IIB) avec alternance de marnes et calcaires mais sans barres carbonatées intercalaires ; *entité 4* (niveaux 472 à 1310) : alternance marno-calcaire avec dominance de niveaux argileux et de calcaires fins.

Il existe encore d'autres découpages mais jusqu'ici, aucune homogénéisation de la nomenclature des formations n'a été entreprise [Bernasconi, 1983 ; Brechbühler, 1984 ; Halliwell, 1989 ; Chafiki, 1994 ; Rakùs, 1994 ; Ettaki *et al.*, 1996]. C'est surtout que l'usage de la nomenclature originale des formations liasiques de Studer [1980] varie d'un auteur à l'autre et pose beaucoup de problèmes d'application et de corrélation lithostratigraphique (fig. 2).

DESCRIPTION DE LA COUPE DE FOUM ZIDET

Aspect géomorphologique et géologique

Au sud de Foug Zidet et par l'intermédiaire d'un contact faillé, la série liasique repose sur une alternance de marnes et de calcaires qui tapisse le fond de l'oued Akka n'Zidet. Les premiers reliefs du Lias (figs. 3, 4 ; ensemble 1 et 2) sont épais de 270 m environ et présentent un aspect en escalier reflétant deux types de roches (fig. 3a, b) : des bancs décimétriques à métriques de dolomies et calcaires dolomitiques (ensemble 1 ; 150 m), puis des calcaires dolomitiques en gros bancs, d'aspect marron à jaunâtre (ensemble 2 ; 120 m). Ces derniers sont entaillés en grandes falaises formant ainsi les gorges de l'oued. Au nord de Foug Zidet le paysage change de couleur et devient plus gris à gris noir et les strates s'organisent en petits bancs (fig. 3c). On distingue 5 ensembles (figs. 3, 4) : d'abord des biocalcilitutes et biocalcarénites en bancs décimétriques à métriques (ensemble 3), épaisses de 80 m et reposant par l'intermédiaire

F. Zidet	Studer [1980, 1987]	Bernasconi [1983]	Poisson et al. [1998]	Lachkar et al. [1998]	Ce travail	
⑦	Ouchbis	Ouchbis	Ouchbis	Ouchbis	Entité IV ?	Ouchbis ⑦
⑥	Aberdouz	Aberdouz	Ouchbis		Entité III	Aberdouz ⑥
⑤		?	Aberdouz	Aberdouz	Entité II	Foum Zidet ⑤
④		?				④
③	Sup. Idikel ...	?	Todhra			③
②	Inf. Idikel		Idikel	Idikel	Entité I	Idikel ②
①		Idikel	Idikel	Idikel		Idikel ①

FIG. 2. – Application des nomenclatures entreprises par différents auteurs. Dans le tableau de corrélation des différentes formations liasiques du Haut-Atlas central, la nomenclature de Studer [1980], entreprise par différents auteurs pose beaucoup de problèmes d’application et de corrélation lithostratigraphique. Voir figure 3 et figure 4 pour les ensembles lithologiques de la série de Foum Zidet.

FIG. 2. – Application of formation nomenclature by various authors. Lithostratigraphic chart which would result from the variable way authors use the formation nomenclature. It clearly demonstrates deviation from the original nomenclature of Studer [1980] raising many application and correlation problems. See figure 3 and figure 4 for lithological units of section Foum Zidet.

d’une surface irrégulière (discontinuité) sur le dernier banc de la falaise. Vers le sommet de cet ensemble on rencontre des niveaux de biostromes à brachiopodes¹. Puis un en-

semble lité en petits bancs ondulés de calcaires fins, de 40 m d’épaisseur (ensemble 4). Au-dessus viennent des monticules de spongiaires (ensemble 5 ; 110 m ; fig. 3d) formant des protubérances dans le paysage. La série se termine (fig. 3e) par une succession (50 m) de calcaires en petits bancs lités (ensemble 6) sur laquelle repose une alternance rythmique (plus de 250 m) de marnes et de calcaires (ensemble 7). L’épaisseur totale de la série (ensembles 1 à 6) est de 550 m. Il existe des intervalles riches en silex dans l’ensemble 3 et 5 et dans la partie inférieure des ensembles 4 et 6. Les seules ammonites recueillies sont situées au toit des derniers monticules de spongiaires (ensemble 5) et correspondent à la zone à *Obtusum* [Wilmsen et al., 2002].

Application de la nomenclature préexistante sur la série de Foum Zidet

Les lithologies définies précédemment peuvent correspondre (voir figs. 2 et 4) aux formations de Studer [1980] avec la formation d’Idikel (ensembles 1, 2, 3, 4 et 5), la formation de l’Aberdouz (ensemble 6) et la formation de l’Ouchbis (ensemble 7). Pour Poisson et al. [1998], la formation d’Idikel est essentiellement dolomitique et correspond par conséquent à nos deux ensembles 1 et 2. La

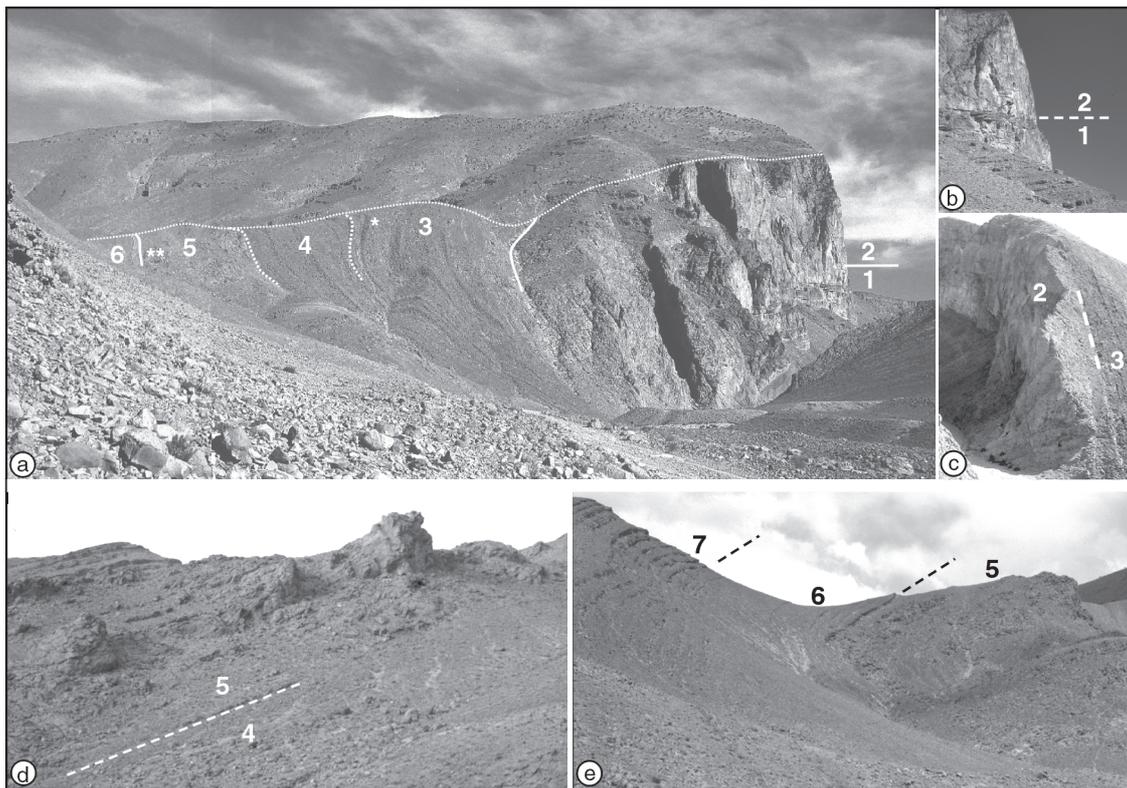


FIG. 3. – Les ensembles lithologiques de la série liasique de Foum Zidet. a) Vue du nord des différents ensembles lithologiques de la série liasique de Foum Zidet 1 à 6 (* indique la position de biostromes de brachiopodes ; ** le sommet des monticules de spongiaires). b) Ensemble 1 avec des dolomies et calcaires dolomitiques lités et ensemble 2 avec des calcaires dolomitiques en gros bancs. c) La limite entre les ensembles 2 et 3 est bien visible et coïncide avec un net changement dans la lithologie et la morphologie (limite nord de la grande falaise). d) Au-dessus de l’ensemble 4 (petits bancs de calcaires fins) vient l’ensemble 5 à monticules de spongiaires. e) Les ensembles 5, 6, et 7 affleurent vers le nord de la coupe de Foum Zidet en relief mineur (Voir fig. 4).

FIG. 3. – Lithological units of the Liassic sequence of Foum Zidet. a) View from the north at the gorge of Foum Zidet with lithological units 1 to 6 (* marks brachiopod biostromes ; ** marks exposed surfaces of sponge mounds). b) Unit 1 consisting of bedded dolomites and dolomitic limestones superposed by thickly bedded dolomitic limestones (unit 2). c) The boundary between units 2 and 3 is a clear change with respect to lithology and morphology at the northern end of the cliff. d) Unit 4 (thinly bedded, fine-grained limestones) is superposed by a sequence of sponge mounds (unit 5). e) At the northern end of Foum Zidet units 5, 6, and 7 are exposed forming only minor relief (see fig. 4).

¹ Le terme biostrome est utilisé parce qu’il s’agit de vraies bioconstructions (la grande majorité de brachiopodes est en position de vie, aucune indication du transport, composition simple).

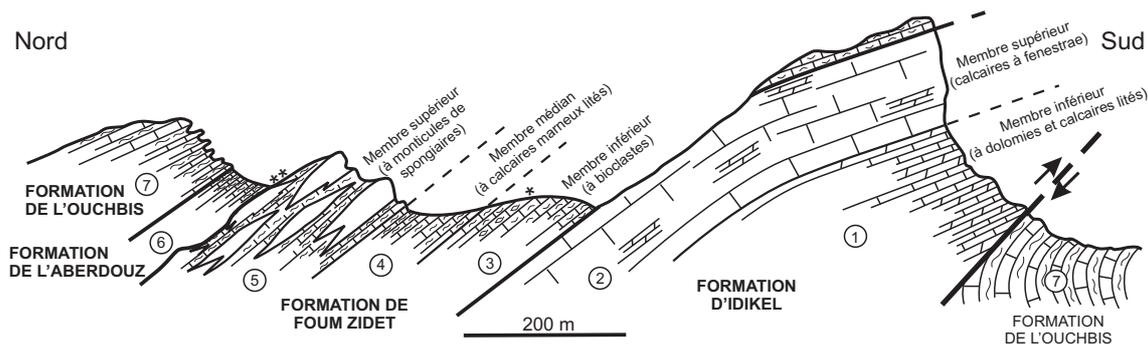


FIG. 4. – Coupe synthétique de Foum Zidet. Au sud de Foum Zidet et sur un contact anormal chevauchant les niveaux marno-calcaires de la formation de l'Ouchbis, se déposent les niveaux successifs de la série liasique avec des dolomies litées (1) puis des calcaires à *fenestrae* (2) formant tous les deux les grandes falaises et les gorges de l'Oued Akka n'Zidet. L'ensemble (1) et (2) correspond, dans notre sens, à la formation d'Idikel ou bien à la partie inférieure de la formation d'Idikel de Studer [1980]. Au-dessus, la série devient litée (formation de Foum Zidet) avec 3 membres, organisés en calcaires bioclastiques (3), calcaires marneux lités (4) et calcaires à monticules de spongiaires (5). Au-dessus, ce sont des calcaires en petits bancs ondulés, bleu-noirs de la formation de l'Aberdouz (6) et la formation d'Ouchbis (7) avec une alternance marno-calcaire. * Indique la position de biostromes de brachiopodes ; ** le sommet des monticules de spongiaires.

FIG. 4. – Synthetic cross-section at Foum Zidet. South of Foum Zidet the base of section (unit 1) is defined by a thrust fault against the Ouchbis Formation (7). Unit 1 consists of bedded dolomites superposed by fenestral limestones locally dolomitized and forming the main cliff at Foum Zidet (unit 2). For us, units 1 and 2 represent the redefined Idikel Formation (lower part of the Idikel Formation sensu Studer [1980]). Up-section, thinly bedded limestones of the newly defined Foum Zidet Formation exhibit three members: bioclastic and biostromal limestones (unit 3), marly limestones (unit 4) and a sponge mound interval (unit 5). The Aberdouz Formation (unit 6) consists of dark argillaceous limestones overlain by the Ouchbis Formation of marl-limestone rhythms (unit 7). * Marks brachiopod biostromes; ** marks exposed surfaces of sponge mounds.

formation de Todrha (*sensu* Milhi [1992]) correspond à l'ensemble 3 de Foum Zidet. Les formations de l'Aberdouz et de l'Ouchbis correspondraient respectivement [pour Poisson *et al.*, 1998] aux ensembles 4 et 5, puis 6 et 7. L'entité 1 de Lachkar *et al.* [1998] correspondrait à la partie supérieure de l'ensemble 2, l'entité 2 aux ensembles 3, 4 et 5; l'entité 3 à l'ensemble 6 et l'entité 4 à l'ensemble 7. Ces auteurs [Lachkar *et al.*, 1998] ont utilisé la nomenclature de formation de l'Aberdouz pour leur entité 2 qui est formée par de puissantes barres de biocalcarénites intercalées dans l'alternance marno-calcaire et ne renfermant pas l'unité à spongiaires.

Il est évident que d'un auteur à l'autre (fig. 2), les applications des terminologies des différentes formations ne coïncident pas avec celles qui sont définies par Studer [1980]. Par conséquent on peut conclure qu'actuellement le traitement des formations du Lias inférieur du HAC n'est pas homogène et pour cette raison la cartographie des formations peut perdre son sens ainsi que la paléogéographie et la compréhension de l'évolution géodynamique du bassin. Ce sont particulièrement les formations d'Idikel et de l'Aberdouz qui posent beaucoup de problèmes de variation lithologique. Ces problèmes influencent les attributions biostratigraphiques, c'est ainsi que l'âge de la formation d'Idikel va du Lotharingien [Studer, 1980] au Sinémurien *s.s.* [Poisson *et al.*, 1998] ou de l'Hettangien probable au Lotharingien inférieur [Bernasconi, 1983]. La différence d'âge est assez évidente puisque les auteurs utilisent la même nomenclature des formations mais pour des lithologies différentes. Par exemple, pour Studer [1980] la Formation d'Idikel comporte en plus des faciès péritidaux, des faciès à brachiopodes et spongiaires, alors que pour d'autres auteurs [Poisson *et al.*, 1998] la même formation est utilisée pour désigner uniquement les faciès péritidaux. Pour certains [Sadki *et al.*, 1999], cette formation d'Idikel est présente à Ait Othmane alors qu'elle est absente pour d'autres [Lachkar, 2000]. Pour Milhi [1992], la formation de l'Aberdouz a été donnée comme des faciès boundstones à spon-

giaires et algues. Pour cet auteur les marnes et calcaires à brachiopodes (sus-jacents) ont été considérés comme une nouvelle formation (formation de Todrha). Poisson *et al.* [1998] ont repris la nomenclature de formation de l'Aberdouz tout en incluant les biohermes à spongiaires.

PRÉCISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS DU LIAS INFÉRIEUR DU HAUT ATLAS CENTRAL

Pour lever l'ambiguïté d'applications des formations d'Idikel et de l'Aberdouz, il est nécessaire de : (a) redéfinir la formation d'Idikel de Studer [1980], (b) définir une nouvelle formation (formation de Foum Zidet) et (c) réviser et préciser la définition de la formation de l'Aberdouz de Studer [1980] en soulignant ses variations latérales. Nos observations montrent que la région de Rich présente une série liasique épaisse et continue, favorable à une étude détaillée de ces formations.

Redéfinition de la formation d'Idikel

Origine du nom

Massif d'Idikel, situé dans le versant nord du HAC, 12 km à l'ouest de Tounfite (fig. 1a) et à 50 km environ de Foum Zidet.

Raisons de redéfinition de cette formation

Dans la définition originale de Studer [1980], la formation d'Idikel comporte deux ensembles lithologiquement bien distincts : le premier est formé par des péritidalites avec des faciès dolomitiques et des calcaires à *fenestrae*, le second est marin (subtidal) avec des faciès bioclastiques à brachiopodes et spongiaires. A l'affleurement, ces deux ensembles sont clairement séparés (figs. 3, 4) et peuvent être cartographiables à 1/50000. Cette distinction entre ces deux ensem-

bles a déjà été signalée par certains auteurs (voir précédemment) mais sans réaliser la nécessité de redéfinir la formation d'Idikel. Encore faut-il ajouter que ces deux ensembles représentent deux épisodes sédimentaires ayant tous les deux un même degré d'importance, en terme d'épaisseur totale (270 m et 220 m), de milieu sédimentaire (peritidal et subtidal) et d'évolution du bassin (transgression majeure et migration de faune). Ceci permet d'exclure la partie supérieure de la formation d'Idikel *sensu* Studer [1980] et de la redéfinir dans le même cadre de hiérarchie comme une nouvelle formation, au lieu de la séparer en deux membres. Pour certains auteurs [Souhel *et al.*, 2000], les « faciès dolomitiques de large sebkha » correspondent bien à une formation et représentent une étape géodynamique très significative de l'Hettangien au Sinémurien inférieur.

Correspondance avec l'ancienne dénomination

Partie inférieure de la formation d'Idikel de Studer [1980].

Stratotype d'unité

Épaisse de 280 m environ, la formation d'Idikel a été définie pour la première fois au Jbel Idikel, situé à l'ouest de Tounfite (fig. 1a). Selon Studer [1980] la formation est décrite comme suit : « Après les pélites violettes (Trias/Hettangien) injectées le long de la faille axiale de l'anticlinal d'Oujoud-n'Sidi-Lihamd, les premiers bancs définissant la base de la formation sont dolomitiques. De fines laminites alternent avec des bancs parfois très massifs (plusieurs mètres), des oncolithes, de la stratification oblique et des niveaux à loférites sont fréquemment observables dans ces bancs. Les strates deviennent ensuite plus massives et les dolomies disparaissent progressivement au profit des calcaires ».

Coupe de référence

La révision de cette formation a été effectuée à Foug Zidet, située sur le flanc nord du J. Bou Hamid (fig. 1).

Description (figs. 5 et 6)

Membre inférieur (dolomies et calcaires lités, 150 m) : Au-dessus d'un contact anormal, vient une succession d'épaisses unités sédimentaires décimétriques à métriques organisée en plusieurs cycles peritidaux-évaporitiques avec (fig. 6a) : (a) à la base un faciès bréchiq et des calcaires bioclastiques à stratification oblique avec *Haurania* gr. *amiji-deserta*, *Siphovalvulina* sp., *Dentalina* sp., *Mesoendothyra* sp, *Ammobacculites coprolithiformis* SCHWAGER, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINIERIE, *Rivularia (Caveuxia) piae* RECH-FROLLO, *Rivularia* sp., *Favreina prusensis* PAREJAS, *Favreina* sp., pellets et intraclastes, (b) des calcaires noirs biolaminés et (c) des dolomies à quelques fenestres et évaporites (pseudomorphoses de gypse).

Membre supérieur (calcaires en gros bancs, massifs, 120 m) formant la grande falaise de Foug Zidet, ce membre d'aspect massif, s'organise en gros bancs décimétriques de couleur jaune à marron clair. Il comporte des calcaires gris clair (parfois calcaire dolomitique), organisés en une succession de plusieurs cycles peritidaux-loféritiques avec : (a) des cal-

caires fins et bioturbés à oolithes, quelques coprolithes et pellets, *Lenticulina* sp., Valvulinidés, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Caulerpacées abondants (*Rivularia piae* et autres) ; (b) des calcaires à petits fenestres ; (c) des calcaires à fenestres alignés et à sheet cracks agencés en plusieurs lits donnant un aspect laminé à la roche (fig. 6b) ; (d) des calcaires à grosses fenestres, intraclastes, paléo-karsts remplis de pisolithes et des sheet cracks qui peuvent passer latéralement à des poches dolomitiques. Vers le haut de la formation les calcaires à sheet cracks et les structures en tepee (fig. 6c) sont dominants et sont associées à quelques niveaux à rhizoïdes.

Limite inférieure. – En raison de la faille, la limite basale est invisible. Ici, la formation débute par les calcaires laminés (fig. 5) équivalents probables de la base de la formation comme décrit dans la définition originelle [Studer, 1980].

Limite supérieure. – Elle est placée au sommet du dernier banc de la falaise formant les gorges de l'Oued Akka n'Zidet. Dans le paysage c'est une limite claire à surface irrégulière avec un contraste lithologique bien net entre deux faciès (fig. 3c), l'un d'aspect essentiellement dolomitique, jaunâtre à marron à fenestres et sheet cracks (environnement péritidal) et l'autre de type calcaire argileux, gris-noir et témoin des faciès transgressifs (environnement subtidal ; mollusques, crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, et spongiaires). À Foug Zidet les derniers niveaux de calcaires à fenestres montrent des cavités subverticales et centimétriques remplies par du ciment marin contemporain de la sédimentation (rhizoïdes).

Variations latérales. – La formation d'Idikel (ainsi redéfinie) montre une variation de lithologie et d'épaisseur. Vers le nord à Foug Tillicht les premiers carbonates sont des dolomies suivies d'une série de calcaires laminés, gris-noir avec quelques niveaux d'oolithes et algues calcaires. Sauf quelques rares niveaux de dépôts marins (crinoïdes), la série (140 mètres) est généralement de caractère restreint avec de petits bancs gris-noirs laminés, mudstones à ostracodes et quelques pseudomorphes de gypse. À Foug Tillicht, il n'y a aucun niveau d'exposition subaérienne mais quelques nettes indications d'action de vagues (rides de vague). Par contre, les premiers carbonates au Tunnel de la Légion sont des dolomies de 12 à 15 mètres d'épaisseur avec des stromatolithes, des fenestres et des brèches intraformationnelles.

Attribution stratigraphique dans la région de Foug Zidet.

– Les premières ammonites récoltées au sommet de la formation sus-jacente datent la partie inférieure du Sinémurien supérieur (zone à *Obtusum* [Wilmsen *et al.*, 2002]). L'association de foraminifères recueillie dans la partie supérieure du membre inférieur est courante dès le Sinémurien inférieur. En l'absence d'argument stratigraphique précis la formation peut être attribuée au Sinémurien inférieur (anté-Sinémurien supérieur [Lachkar, 2000]).

Milieu de dépôt. – Les péritidalites signalent les premiers stades d'ouverture d'un bassin intracontinental. Le membre à dolomies litées est représenté par des cycles évaporitiques sous un climat aride (sebkha). Le membre à fenestres est organisé en cycles loféritiques sous un climat semi-aride. À Foug Zidet les derniers niveaux de la formation montrent

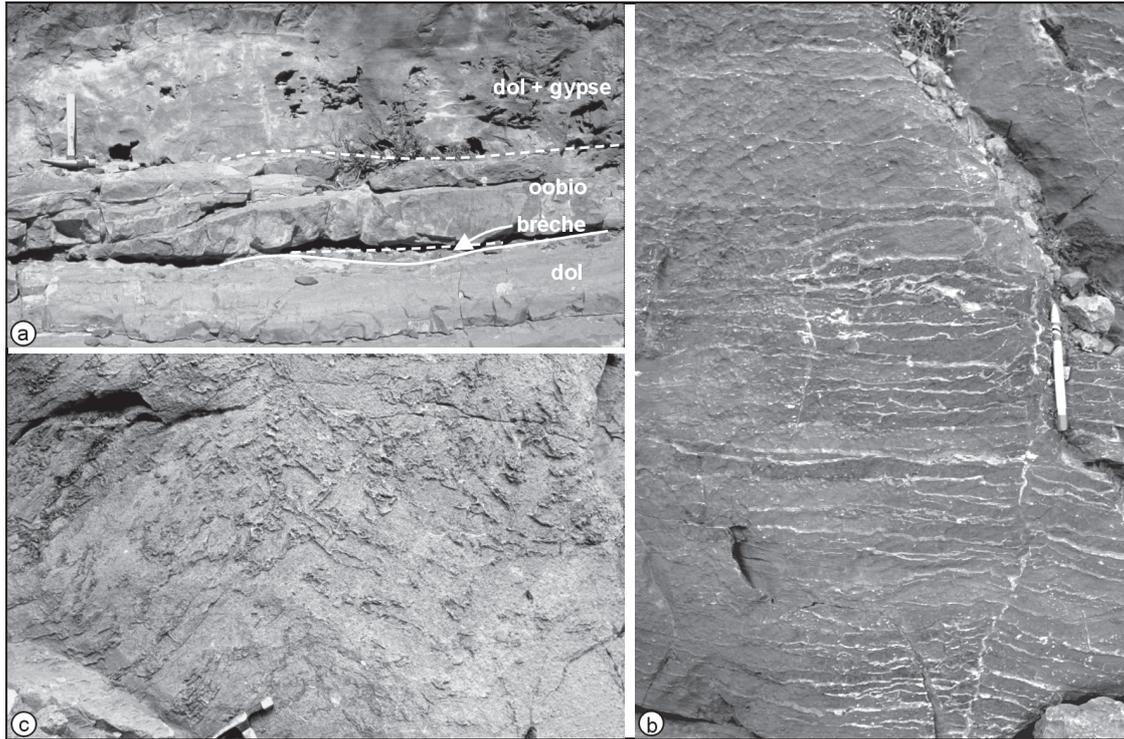


FIG. 6. – Lithologie de la formation d'Idikel redéfinie. a) Membre inférieur organisé en succession de cycles évaporitiques avec une brèche à la base puis des bancs de calcaires oobioclastiques à stratification oblique et enfin un niveau laminé qui se termine par des dolomies à gypse (pseudomorphes). b) Membre supérieur à cycles loferitiques, représentés par des calcaires dolomitiques à fenestres alignés et sheet cracks. c) Vers le sommet du membre supérieur les structures en tepee sont dominantes.

FIG. 6. – *Lithology of the redefined Idikel Formation.* a) Lower member consisting of evaporitic cycles. The individual cycle starts with an intraformational breccia, followed by cross-bedded oobioclastic limestones, a laminated interval, and final dolomite with gypsum pseudomorphs. b) Upper member consisting of loferitic cycles with fenestral dolomitic limestones tending to form sheet cracks. c) Toward the upper limit of the upper member tepee structures become dominant features.

de plus en plus des conditions supratidales avec des structures en tepee et des rhizoïdes.

Définition de la formation de Foum Zidet

Origine du nom. – Foum Zidet, 25 km au sud-ouest du village de Rich (fig. 1).

Ancienne dénomination. – Partie supérieure de la formation d'Idikel de Studer [1980].

Stratotype d'unité. – La coupe longe les gorges de l'oued Akka n'Zidet (figs. 1b et 3 à 5). Cette formation est épaisse de 220 m environ et comporte 3 membres successifs (figs. 4 et 5).

Membre inférieur (calcaires bioclastiques, 70-80 m) : il s'agit des calcaires argileux gris-noirs, en petits bancs lités, plus ou moins ondulés dont les premiers bancs renferment beaucoup d'éléments remaniés (polypiers, crinoïdes, lamellibranches, gastéropodes, oncoïdes). C'est une alternance de bancs (centimétriques à décimétriques) de calcaires biodétritiques, de calcaires lumachelliques à brachiopodes et de calcaires fins à spongiaires avec parfois des nodules siliceux. Certains bancs calcaires montrent à la base des laminations obliques et des ravinelements. Vers la moitié supérieure du membre, on rencontre deux biostromes à brachiopodes, térébratules et rhynchonelles (fig. 7a) et de rares intercalations de petits bancs à spongiaires et à crinoïdes. La microfaune présente : *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI, *Verneuillinoïdes mauritii* TERQUEM, *Everticyclammina* sp.,

FIG. 5. – Coupe lithostratigraphique de Foum Zidet. Sur la faille chevauchante viennent : a) la formation d'Idikel (redéfinie) avec le membre inférieur à dolomies et calcaires lités et le membre supérieur à calcaires dolomitiques à fenestres. La formation d'Idikel (redéfinie) se termine par une surface irrégulière sur laquelle viennent des niveaux transgressifs de la formation sus-jacente. b) La formation de Foum Zidet (nouvelle définition) avec 3 membres successifs : le membre inférieur (calcaires bioclastiques et biostromes de brachiopodes) ; le membre médian (calcaires fins) et le membre supérieur à monticules de spongiaires. La formation de Foum Zidet se termine par une surface durcie et ferrugineuse (omission). c) La formation de l'Aberdouz correspond aux petits bancs de calcaires lités et de marnes ondulées hémipélagiques. d) La formation de l'Ouchbis à caractère rythmique avec des calcaires et marnes hémipélagiques.

FIG. 5. – *Lithostratigraphic section at Foum Zidet.* Consecutively exposed above a thrust fault at base of section : (a) the redefined Idikel Formation with a lower member of bedded dolomites and limestones and an upper member of fenestral limestones and dolomitic limestones. The upper limit of the redefined Idikel Formation is an irregular surface. (b) The newly defined Foum Zidet Formation includes 3 members : a lower member of bioclastic limestones and brachiopod biostromes ; a middle member of fine-grained limestones, and an upper member with sponge mounds. The Foum Zidet Formation terminates with a ferruginous hardground. (c) The Aberdouz formation consists of a hemipelagic limestone-marl alternation and d) the Ouchbis formation of hemipelagic marl-limestone rhythms.

Nautiloculina sp., *A. coprolithoformis*, des Haplophragmidés, Nodosariidés, des fragments de *Tersella* sp. (remaniée), *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERIE et des fragments de *Rivularia* sp.

Membre médian (calcaires marneux et lités en petits bancs, 40 m) : C'est une succession de petits bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique de calcaires fins bien lités, plus ou moins noduleux et parfois marneux (fig. 7b). Par endroit s'intercalent de fins joints de marnes silteuses et violacées. Les bancs calcaires sont souvent bioturbés et admettent de rares intercalations de calcaires bioclastiques à brachiopodes, lamellibranches, spicules de spongiaires et bryozoaires. Les silex apparaissent uniquement dans la partie inférieure du membre.

Membre supérieur (calcaires à monticules de spongiaires, 110 m) : Ce sont des bioconstructions de hauteur métrique à décamétrique et organisées en échelon entre des calcaires

marneux lités (fig. 3d). Les organismes sont dressés et séparés les uns des autres par des cavités remplies de sédiments à crinoïdes et brachiopodes. La faune de spongiaires (sili-ceux) est représentée par des Hexactinellida et Demospongea (*Lyssakinosa*, *Hexactinosa*, « *Lithistida* » et *Demospongea* à squelettes non rigides). Fréquemment, des structures à thrombolithes sont associées avec les spongiaires (illustré dans Neuweiler *et al.* [2001]). Les derniers monticules de spongiaires présentent une surface avec des reliefs irréguliers et une minéralisation riche en oxydes de fer (paléo-surface d'omission) avec des fragments d'ammonites et une épi-faune de lamellibranches, de serpulidés et de brachiopodes (fig. 7c, d).

Limite inférieure. – Voir la description précédente de la limite supérieure de la formation d'Idikel redéfinie.

Limite supérieure. – C'est une surface non plane qui limite les derniers monticules de spongiaires des calcaires lités et

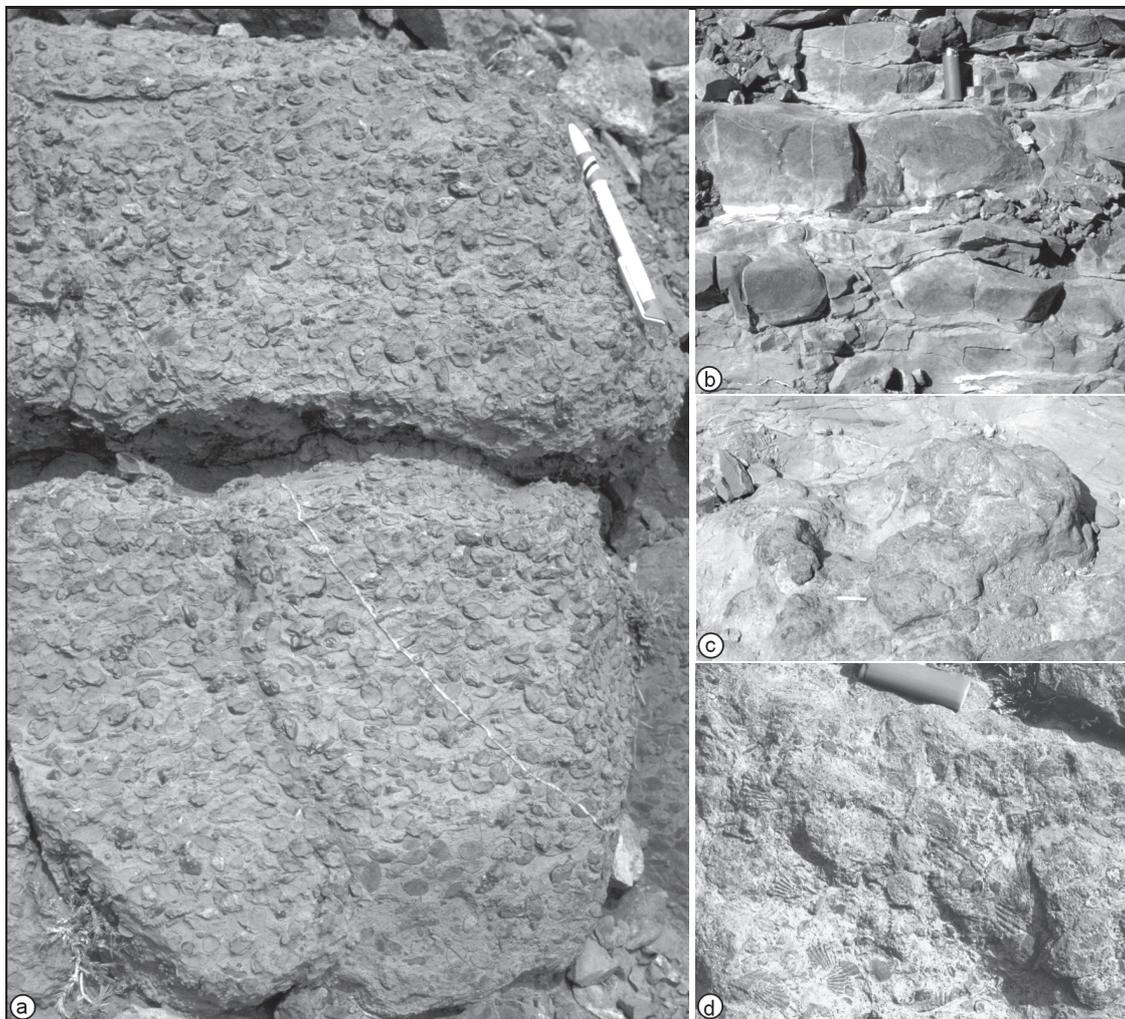


FIG. 7. – Lithologie de la formation de Fom Zidet. a) Vers la moitié supérieure du membre inférieur de la formation de Fom Zidet on trouve des biostromes à brachiopodes (térébratulés et rhynchonelles). b) Le membre médian est représenté par une succession de calcaires marneux et lités en petits bancs. c) Le sommet de la formation de Fom Zidet montre une surface irrégulière (paléo-surface d'omission) couvertes par des calcaires marneux en petits bancs de la formation de l'Aberdouz sus-jacente. d) La paléosurface montre une minéralisation riche en oxyde de fer, lamellibranches, serpulidés, brachiopodes et fragments d'ammonites (partie inférieure du Sinémurien supérieur, zone à *Obtusum*).

FIG. 7. – Lithology of the Fom Zidet Formation. a) In the upper part of the lower member of the Fom Zidet Formation brachiopod biostromes occur consisting of terebratulids and rhynchonellids. b) The middle member is a succession of thinly bedded marly limestones. c) The top of the Fom Zidet Formation is an irregular surface (omission surface) subsequently covered by thinly bedded marly limestones of the Aberdouz Formation. d) The palaeosurface shows an enrichment of iron oxydes, bivalves, serpulids, brachiopods and fragmented ammonites (lower part of Upper Sinemurian, *Obtusum* zone).

rythmiques sus-jacents. Elle présente une minéralisation en fer oxydé, témoin d'un épisode d'omission (paléo-surface irrégulière ; fig. 7c).

Attribution stratigraphique dans la région de Foug Zidet.

– Le sommet de la formation est daté par des ammonites de la zone à *Obtusum* (partie inférieure du Sinémurien supérieur) [Wilmsen *et al.*, 2002]. Les brachiopodes sont placés sous les derniers niveaux à *Arnioceras* et grands *Oxynotice-ras* et renferment entre autres des *Calcirhynchia calcarina* [Buckman, 1918] du Sinémurien supérieur *s.l.* [Lachkar, 2000]. Les monticules de spongiaires soulignent une importante étape biosédimentaire qui se développe essentiellement entre le Sinémurien supérieur et le Carixien inférieur [du Dresnay, 1988 ; Neuweiler *et al.*, 2001].

Variations latérales. – Vers le nord et en direction du centre du bassin (Foug Tillicht, fig. 1a), la formation de Foug Zidet devient plus épaisse (330 m) avec des calcaires bioclastiques, lités et ondulés à coprolithes (80 m) et surmontés par une série de monticules de spongiaires (250 m [Neuweiler *et al.*, 2001]). Le sommet atteint localement le Carixien [Neuweiler *et al.*, 2001 ; Wilmsen *et al.*, 2002]. Ce 3^e membre de la formation de Foug Zidet s'épaissit considérablement et présente une hétérochronie de plus en plus marquée en allant vers le centre du bassin [du Dresnay *et al.*, 1978 ; Neuweiler *et al.*, 2001]. Vers l'WSW et au Tunnel de la Légion, la formation diminue d'épaisseur et passe latéralement : (a) aux calcaires fins avec quelques bioconstructions d'huîtres avec des crinoïdes, des spongiaires calcaires, des brachiopodes et des spongiaires siliceux en position cryptée et (b) aux calcaires bioclastiques de la bordure de la plate-forme sud (formation de l'Aberdouz, voir ci-après). Vers le sud et près d'Ait Othmane/Amzouj (fig. 1a), les formations de Foug Zidet et de l'Aberdouz disparaissent latéralement au profit des dolomies avec des lits rouges et de la formation de Choucht. Ainsi, à Jbel Tagount, les monticules de spongiaires indiquent bien que la formation de Foug Zidet existe aussi vers le Sud [Halliwell, 1989].

Milieu de dépôt. – Il s'agit d'un milieu marin et subtidal (en grande partie subphotique) favorable à l'installation de mé-tazoaires filtrants tels que les spongiaires, les brachiopodes et les serpulidés. Ce cadre paléo-océanographique est caractérisé par des courants (membre inférieur), par des conditions calmes de plate-forme carbonatée distale (membre médian) ainsi que par la variation du taux d'oxygène (membre supérieur ; voir discussion sur les monticules dans Neuweiler *et al.* [2001]). Vers le sud au Tunnel de la Légion, les dépôts de la formation de Foug Zidet atteignent épisodi-quement la zone photique avec des bioconstructions à huîtres (fig. 8 ; formation de Foug Zidet proximale dans fig. 10).

Précision sur la formation des Calcaires lités de l'Aberdouz

Problème. – Une caractéristique de la formation de l'Aberdouz réside dans le fait que Studer [1980] l'a définie à Tounfite, sur le versant nord du HAC (fig. 1a), ce qui pose beaucoup de problèmes en terme de variations latérales, notamment à proximité de la bordure. Dans certains cas, au Tunnel de la Légion, la formation de l'Aberdouz passe verticalement et latéralement à des calcaires oobioclastiques en

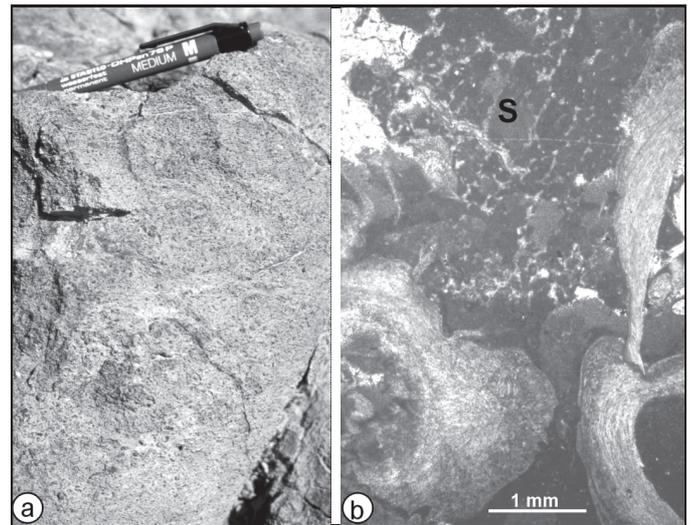


FIG. 8. – Variation latérale de la formation de Foug Zidet (coupe Tunnel de la Légion). a) Bioconstruction à huîtres (coquilles correspondent aux éléments noirs) au début d'une succession marine au-dessus de la formation d'Idikel (avec des brèches dolomitiques, des stromatolites et des dolomies à *fenestrae*). b) lame mince montrant les huîtres et la faune en position crypte avec des spongiaires siliceux (S) et des bryozoaires (biofaciès des monticules à spongiaires en position crypte).

FIG. 8. – Lateral variation of the Foug Zidet Formation (section Tunnel de la Légion). a) Oyster mounds (shells correspond to black elements) occur near the base of a marine sequence superposing the Idikel Formation (with dolomite breccia, stromatolites and fenestral dolomites). b) Thin section showing a primary frame of oysters and a cryptic assemblage of siliceous sponges (S) and bryozoans (sponge mound biofacies in cryptic position).

gros bancs, ne correspondant plus ainsi à la définition originale. D'un autre côté, la formation de Foug Zidet montre un lithofaciès de calcaires en petits bancs avec des lits millimétriques de marnes rose-violacées et des silicifications (ensemble 4 ; fig. 7b), rappelant largement la formation de l'Aberdouz définie par Studer [1980]. Mais, ce lithofaciès doit être exclu de la formation de l'Aberdouz parce que les biohermes à spongiaires n'ont pas encore disparus. Ces points seront détaillés ultérieurement.

Origine du nom. – Studer [1980] a défini cette formation au Jbel Aberdouz, situé sur le versant nord du HAC, à 40 km environ au nord-ouest de Foug Zidet (fig. 1a).

Stratotype d'unité. – « Les calcaires lités de l'Aberdouz, de couleur bleu-noir, sont formés par de petits bancs ondulés de calcaires (10 à 20 cm) se biseautant parfois et se moulant les uns sur les autres. Des marnes rose-violacées millimétriques apparaissent localement entre les horizons carbonatés. Des silicifications (silex) se développent dans quelques bancs. La stratification est proche de celle des calcaires biodétritiques de la formation précédente à l'exception des biohermes à spongiaires qui ont disparus » [Studer, 1980].

Description de la formation de l'Aberdouz à Foug Zidet. – Épaisse de 40 m environ, cette formation (monotone) comporte des petits bancs lités et ondulés de calcaire gris à bleu-noir et d'épaisseur centimétrique à décimétrique. La stratification est finement lenticulaire et les calcaires peuvent présenter des nodules de silex surtout à la base de la formation. De minces niveaux marneux plus ou moins gris y sont intercalés.

Limite inférieure. – Elle se situe au toit des derniers monticules de spongiaires marqué par une surface irrégulière d'omission (figs. 5, 7c, d).

Limite supérieure. – Au toit des Calcaires lités de l'Aberdouz s'identifie un changement net dans la sédimentation avec une augmentation dans l'épaisseur des niveaux marne-calcaires et un changement net dans la couleur qui devient relativement plus claire. L'aspect de rythmicité change dans la formation de l'Ouchbis et passe à d'épaisses unités de cinq doublets de marne-calcaire, qui pourraient être les témoins des cycles orbitaux de Milankovitch (fig. 3e ; voir House [1995]).

Attribution stratigraphique dans le cadre régional. – Sinémurien supérieur, zone à *Raricostatum* avec *Paltechioceras* sp. 1 et *Paramicroderoceras* aff. *nothum*, à Carixien, zone à *Jamesoni* avec *Miltoceras deficiens* et ? *Metaderoceras* sp. [Wilmsen *et al.*, 2002].

Variations latérales de faciès. – La formation de l'Aberdouz présente des variations de faciès et d'épaisseur [Studer, 1980]. Elle est de 350 m à Tounfite [Studer, 1980], 100 m au Tunnel de la Légion et 40 m à Foum Zidet. Entre Midelt et Rich l'épaisseur varie considérablement et passe de 150 à 500 m [Bernasconi, 1983 ; Brechbühler, 1984]. La formation passe latéralement aux monticules de spongiaires à Foum Tillicht (formation de Foum Zidet) ou à des calcaires oobioclastiques à gros bancs au Tunnel de la Légion (fig. 9) ou parfois à la formation de Choucht à Ait Othmane [Septfontaine, 1986]. Dans la Haute Moulouya, la formation de l'Aberdouz est très réduite avec l'existence de récifs frangeants [Dubar, 1960 à 1962 ; du Dresnay, 1979]. A Sedour, elle passe latéralement aux monticules intercalaires mais sa limite inférieure devient imprécise [Lachkar, 2000].

Précision sur la formation de l'Aberdouz. – Dans la définition originelle [Studer, 1980], la formation de l'Aberdouz correspond à des calcaires lités en petits bancs ondulés et des marnes rose-violacées d'épaisseur millimétrique, ne renfermant pas de bioherme à spongiaires. C'est un milieu distal avec une sédimentation carbonatée biodétritique. Mais, dans les régions proches de Rich (Foum Zidet, Foum Tillicht, Tunnel de la Légion), la formation montre des variations latérales et des inter-digitations de faciès, notamment à proximité de la bordure de la plate-forme (Tunnel de la Légion). C'est pour cela qu'il est nécessaire de revoir la définition de la formation d'Aberdouz et de tenir compte de tous ses faciès depuis la bordure jusqu'au centre du bassin. On distingue ainsi : (a) un faciès proximal (fig. 9) riche en oolithes et bioclastes divers (lamellibranches, coraux, algues calcaires et foraminifères benthiques), et (b) un faciès distal en petits bancs ondulés.

DISCUSSION DES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN

La figure 10 représente un essai de l'intégration de nos précisions lithostratigraphiques dans le Lias du Haut Atlas central. En se basant sur les résultats de Mattis [1977] qui illustre une pénéplaine au cours du Trias terminal, trois grandes étapes de l'évolution du bassin peuvent être distinguées : (a) un stade de bassin restreint à marin marginal

pendant le Lias inférieur (*ante* Sinémurien supérieur), (b) un stade marin ouvert à conditions eutrophiques, essentiellement pendant le Sinémurien supérieur et (c) un stade marin ouvert à conditions oligotrophiques et océaniques pendant le Pliensbachien.

Stade de bassin restreint à marin marginal

La formation d'Idikel ainsi redéfinie, représente un style de production de carbonates péritidaux, bien calibrés avec une subsidence maximale dans le secteur de Foum Zidet/Jbel Bou Hamid (fig. 10). Vers le centre du bassin (Foum Tillicht) un léger approfondissement est mis en évidence avec des conditions de bassin stagnant à stratification de densité des eaux (calcaires noirs laminés) conforme aux observations de Warne [1988] ; quelques incursions marines avec des faciès à crinoïdes sont présentes. Au Tunnel de la Légion, la subsidence devient très faible et passe de 270 mètres de cycles péritidaux (Foum Zidet) à 15 mètres de faciès supratidaux. Dans le membre inférieur de la formation d'Idikel les dolomies précoces et les pseudomorphes à gypse témoignent d'une forte évaporation sous un climat aride. Au fur et à mesure de la mise en place du membre supérieur, le taux d'évaporation diminue progressivement au profit de l'installation de cycles loféritiques avec quelques pisolithes (climat semi-aride).

Stade de bassin marin-eutrophique

La discontinuité entre la formation d'Idikel et la formation de Foum Zidet représente une rupture importante et significative dans l'évolution du bassin avec : (a) une transgression majeure, (b) une subsidence différentielle, (c) un élargissement du bassin, (d) une immigration des organismes marins, et en conséquence, (e) un changement majeur du mode de production des carbonates. Cet événement transgressif est bien connu à l'échelle du Moyen-Atlas et du Maroc nord-oriental [Benzaquen, 1969 ; Mehdi *et al.*, 1994] et des rides pré-rifaines [Kittongo, 1987]. Dans le Haut-Atlas oriental (J. Bou Dhar), des calcaires transgressifs, d'âge lotharingien, sont séparés des dolomies du Lias inférieur par une discordance angulaire [du Dresnay, 1965]. De plus, cette discontinuité majeure peut être ravinée et accompagnée par des slumps [Bazin, 1968]. La faune lotharingienne de brachiopodes semble avoir une grande extension latérale puisqu'on la retrouve sur les bords nord et sud du Haut Atlas [Dubar, 1942 ; Fallot, 1960-1962], dans les Hautes-plaines oranaises [Marok, 1996] et dans le Maroc oriental [Mehdi *et al.*, 1994 ; Boudchich, 1994].

La formation de Foum Zidet est riche en organismes benthiques-filtrants (brachiopodes, spongiaires) qui traduisent l'existence d'une nourriture abondante (carbone en particules et carbone dissous). Le type de production de carbonates dans les monticules à spongiaires (organominéralisation ; Neuweiler *et al.* [2000], Neuweiler *et al.* [2001]), l'absence d'organismes photoautotrophes et les structures à thrombolithes/dendrolithes [voir Leinfelder *et al.*, 1993] avec quelques glauconies, témoignent d'une variation dans le taux d'oxygène et la proximité de la zone à minimum d'oxygène [Neuweiler *et al.*, 2001]). Vers le sud, au Tunnel de la Légion, la formation de Foum Zidet diminue d'épaisseur (fig. 10) et le faciès témoigne d'un changement vers la zone photique en passant à des bioconstructions à huîtres (fig. 8). L'ensemble des faciès, leur répartition ainsi que la

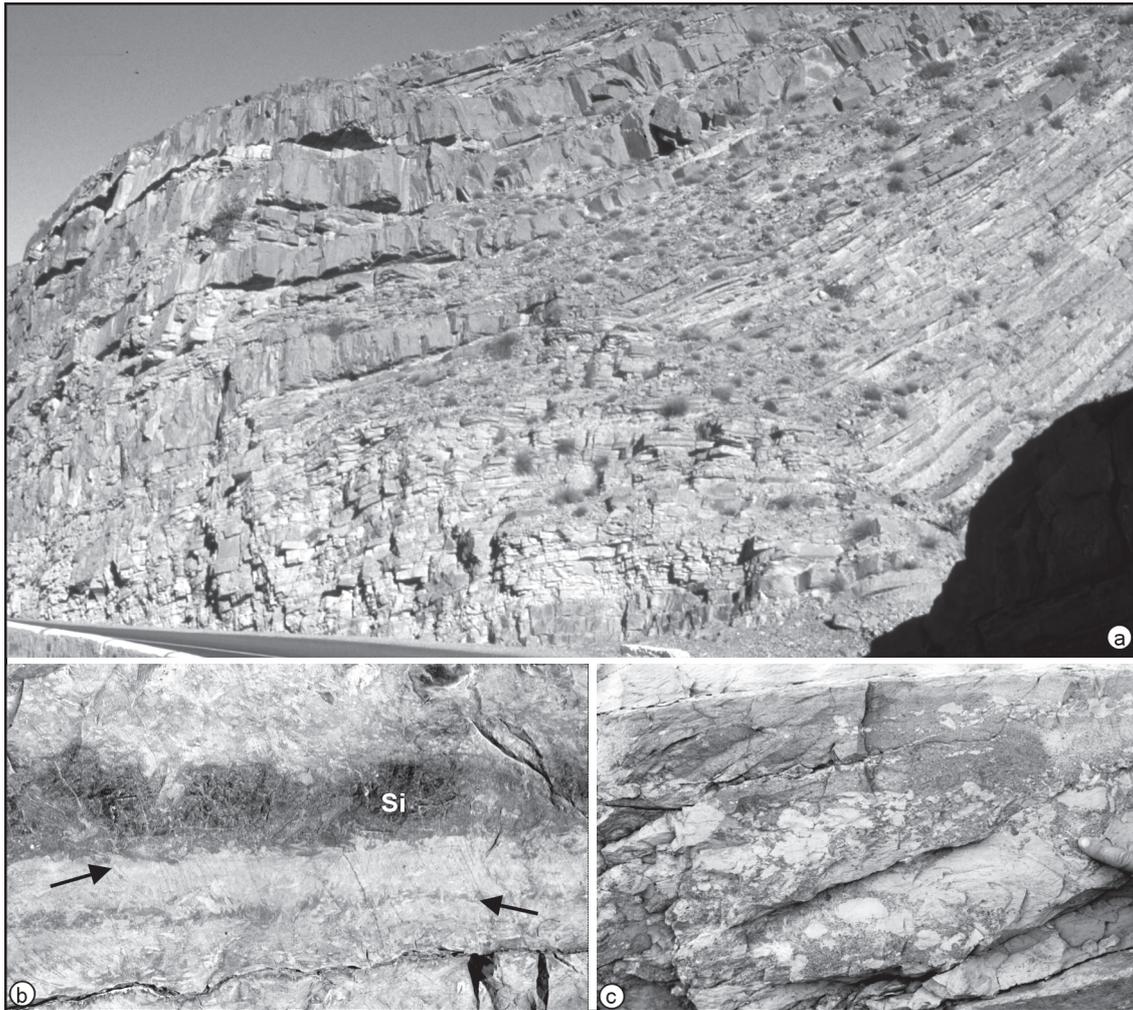


FIG. 9. – Variation latérale de la formation de l’Aberdouz (coupe Tunnel de la Légion). a) Vers la bordure du bassin et sur la marge de plate-forme carbonatée (Tunnel de la Légion), les calcaires en petits bancs passent aux calcaires oobioclastiques et stratocroissants. b) Détail de dépôt des calcaires oobioclastiques (flèches) accumulés sur la pente avant la plate-forme carbonatée du sud (Si=silic). c) Niveau oobioclastique avec des intraclastes de calcaires fins (faciès autochtone).

FIG. 9. – Lateral variation of the Aberdouz Formation (section Tunnel de la Légion). a) Laterally towards the margin of the basin (carbonate platform margin), thinly bedded limestones pass into oobioclastic limestones (here section Tunnel de la Légion showing a thickening-upward trend). b) Detail of oobioclastic sheets (arrows) accumulating upon slope in front of the southern carbonate platform (Si=chert). c) Oobioclastic bed with intraclasts of fine-grained limestone (background sediment).

géométrie de la formation de Foum Zidet indiquent un élargissement du bassin et vraisemblablement une activation de failles synsédimentaires dans la zone de Tizi n’Firest.

Stade de plate-forme et bassin marin-oligotrophique

Cet épisode marque l’installation progressive d’abord d’une plate-forme carbonatée dans le sud (formation Choucht) puis le passage à un bassin océanique-hémipélagique au nord avec de rares organismes benthiques (quelques brachiopodes et lamellibranches). L’installation de la plate-forme est liée aux dépôts de la formation de l’Aberdouz au cours d’une progradation/rétrogradation et de la transgression progressive vers la bordure du bassin (fig. 10 ; migration de la formation de l’Ouchbis). Cet épisode se termine avec l’ennoyage de la plate-forme carbonatée du Domérien supérieur (fig. 10) ; [voir Wilmsen *et al.*, 2002].

CONCLUSIONS

Les variations latérales de faciès ainsi que l’hétérogénéité dans la nomenclature des formations posent des problèmes de corrélation et par conséquent, des problèmes de cartographie et de reconstitution des étapes de l’évolution géodynamique d’un bassin. La révision des formations du Lias inférieur du Haut-Atlas central de Rich en est un bon exemple et notre étude nous permet de conclure que :

1) la formation d’Idikel de Studer [1980] comporte deux ensembles, de lithologies bien distinctes, correspondant à deux épisodes tectono-sédimentaires (généralisés dans tout le Haut-Atlas central [Souhel *et al.*, 2000]). Clairement séparables, ils sont de significations géodynamiques et cartographiques relativement importantes. C’est ainsi que la redéfinition de cette unité lithostratigraphique nous a permis de la subdiviser en deux formations successives : (a) La formation d’Idikel (milieu péritidal) avec un membre inférieur à dolomies litées (climat aride) et un membre supé-

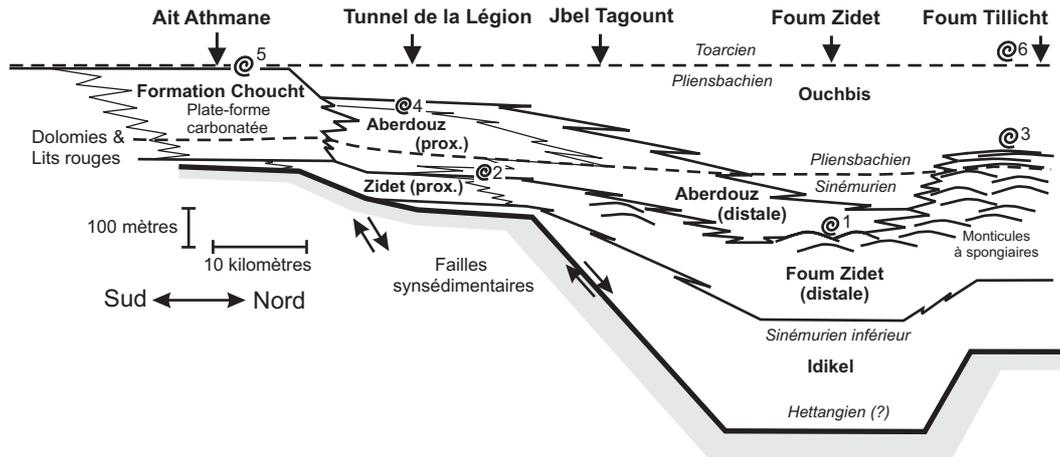


FIG. 10. – Evolution des différentes formations liasiques dans la région d'étude. L'épaisseur de la formation d'Idikel (largement péritidale) traduit directement une subsidence maximale dans le secteur de Foug Zidet/Jbel Bou Hamid. La limite supérieure de la formation d'Idikel montre une faible variation latérale avec le milieu supratidal au Tunnel de la Légion puis le milieu subtidal (peu profond) à Foug Tillicht. L'arrivée de la formation de Foug Zidet témoigne d'un élargissement du bassin vers la bordure sud (activation de la faille de Tizi n'Firest) et au cours d'une transgression marine. Le faciès proximal de la formation de Foug Zidet indique la zone photique. La formation de l'Aberdouz évolue latéralement en passant d'un faciès de bordure de plate-forme (Tunnel de la Légion) avec des calcaires oobioclastiques (Aberdouz proximale), vers un faciès mixte à calcaires et marnes à bancs ondulés et enfin vers un faciès à spongiaires à Foug Tillicht (formation de Foug Zidet) situé au centre du bassin. La géométrie de la formation d'Ouchbis signe la migration des conditions pélagiques vers le sud et lors de l'engorgement de la plate-forme carbonatée du sud (formation Choucht). De 1 à 6 ce sont les niveaux à ammonites [Wilmsen *et al.*, 2002] : 1 : zone à *Obtusum* ; 2 : zone à *Raricostatum* ; 3 : Carixien inférieur ; 4 : zone à *Jamesoni* ; 5 : Domérien/Toarcien ; 6 : *Harpoceras* sp. du Toarcien.

FIG. 10. – Lateral development of formations within the area of study. Thickness variation of the essentially peritidal Idikel Formation indicates a maximum subsidence in the region of Foug Zidet/Jbel Bou Hamid. The upper limit of the Idikel Formation shows lateral zonation from a supratidal environment at Tunnel de la Légion towards a shallow-subtidal environment at Foug Tillicht. The base of the Foug Zidet Formation corresponds to an enlargement of the basin towards the southern margin (activation of the Tizi n'Firest fault zone) during a marine transgression. The proximal variation of the Foug Zidet Formation represents the photic zone. The Aberdouz Formation evolves laterally from platform margin deposits (Tunnel de la Légion) with oobioclastic sheets (proximal Aberdouz). Basinward, it passes into an alternation of limestones and marls (distal Aberdouz Formation) locally interdigitating with sponge mounds (Foug Zidet Formation) near the center of the basin at section Foug Tillicht. The geometry of the Ouchbis Formation indicates a successive pelagisation towards the south and subsequent drowning of the southern carbonate platform (Choucht Formation). Ammonite symbols (after Wilmsen *et al.* [2002]) : 1 : *Obtusum* zone ; 2 : *Raricostatum* zone ; 3 : lower Carixian ; 4 : *Jamesoni* zone ; 5 : Domerian/Toarcian boundary interval ; 6 : Toarcian *Harpoceras* sp..

rieur avec des calcaires à *fenestrae* (climat semi-aride), et (b) la formation de Foug Zidet (milieu subtidal) laquelle est organisée en 3 membres : le membre inférieur avec quelques biostromes à brachiopodes et spongiaires, des calcaires bioclastiques à laminations obliques, avec indices de remaniement et ravinement, témoins de l'existence des courants et d'un milieu plus ou moins agité ; le membre médian avec des calcaires marneux lités (carbonates détritiques), de milieu calme ; le membre supérieur avec des monticules de spongiaires, témoin de variations dans le taux d'oxygène. Vers le sud, la formation de Foug Zidet passe au faciès à des bioconstructions d'huîtres, déposées dans la zone photique ;

2) la formation de l'Aberdouz montre une variation lithologique importante à proximité de la plate-forme carbonatée du sud : (a) un faciès proximal riche en oolithes, bioclastes divers (lamellibranches, coraux), algues calcaires et foraminifères benthiques, (b) un faciès distal en petits bancs ondulés. Vers le centre du bassin la formation de l'Aberdouz s'interdigite avec la formation d'Ouchbis. Ces deux formations succèdent à la formation de Foug Zidet en contact hétérochrone (zone à *Obtusum* de la partie inférieure du Sinémurien supérieur voire le passage Sinémurien à Pliensbachien) ;

3) l'intégration de nos précisions lithostratigraphiques montre clairement les trois grandes étapes de l'évolution du bassin avec : (a) un stade de bassin restreint à marin marginal (formation d'Idikel, *ante* Sinémurien supérieur), (b) un stade marin-eutrophique (formation de Foug Zidet, essentiellement Sinémurien supérieur), et (c) un stade marin-oligotrophique avec les formations Choucht, de l'Aberdouz et d'Ouchbis (essentiellement Pliensbachien).

Remerciements. – Notre travail de recherche sur le Lias du Haut-Atlas marocain a été réalisé grâce au soutien de la DFG (projet : NE 652/3-1 ; Bonn, Allemagne) aussi bien sur le terrain au Maroc, que pendant deux stages en Allemagne, Belgique et Suisse. Projet qui s'inscrit dans le cadre de la coopération internationale entre le CNR (Rabat, Maroc) et la DFG (projet IZ 2, 445 MAR). Nous tenons à remercier vivement Mrs Mrabet, Bouda, Jabbour et Belarbi de l'Office National de Recherches Pétrolières (ONAREP, Rabat), le Ministère de l'Énergie et des Mines avec les centres régionaux de Géologie d'Oujda (Dr. Milhi) et de Midelt (Dr. Fadile). Notre reconnaissance va au Prof. Hottinger (Suisse) pour ses remarques sur les foraminifères benthiques. Merci aussi à M. Ettaki (Marrakech) pour les discussions sur le terrain. Pour le travail de laboratoire, merci aux étudiants T. Schaefer et V. Woehling. Les rapports du Prof. Gaillard (Université Lyon) et du Prof. Thierry (Université Dijon) ont considérablement aidé à améliorer une première version de cette publication.

Références

- BAZIN D. (1968). – Étude géologique et métallogénique des chaînons atlasiques du Tizi'n Firrest au nord de Ksar-es-Souk (Maroc). – *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **206**, 37-113.
- BENZAQUEN M. (1969). – Précisions sur la succession stratigraphiques du Mésozoïque dans le massif Masgout-Terni (Maroc oriental). – *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **213**, 11-19.
- BERNASCONI R. (1983). – Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, pp. 107, (inédit).
- BOUDCHICH L. (1994). – Le Lias-Dogger des Beni Snassen orientaux (Maroc oriental). Successions stratigraphiques, évolution tectono-sédimentaires et micropaléontologie. – Thèse Doctorat, Faculté des Sciences, Université Oujda, pp. 224 (inédit).
- BRECHBÜHLER Y.-A. (1984). – Étude structurale et géologique du Haut-Atlas calcaire entre Jbel Ayachi et Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, pp. 128 (inédit).
- BUCKMAN S.S. (1918). – Jurassic chronology : I-Lias. – *Quart. J. geol. Soc. London*, **73**, 257-327.
- CHAFIKI D. (1994). – Dynamique sédimentaire à l'articulation plate-forme-bassin, exemple du Lias de la région de Béni Mellal (Haut Atlas central, Maroc). – Thèse 3^e cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, pp. 185 (inédit).
- DRESNAY R. du (1965). – Relations entre « dalle des Hauts plateaux », « calcaires corniche » et « marnes à Pholadomies », dans la partie occidentale des Hauts Plateaux marocains : l'oscillation vésulienne. – *C.R. somm. Soc. géol. France*, **7**, 238-240.
- DRESNAY R. du (1979). – Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium "La sédimentation du Jurassique ouest-européenne". – *Assoc. Sédiment. France, Publ. Spéc.*, **1**, 345-365.
- DRESNAY R. du (1987). – Jurassic development of the region of the Atlas Mountains of Morocco : chronology, sedimentation and structural significance. In : CORNELIUS C.-D., JARNAZ M. & LEHMANN E.P., Eds., *Geology and culture of Morocco. – Earth Science Soc. Libya*, 18th field conference, 1977, 77-99.
- DRESNAY R. du (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. – *Jour. African Earth Sci.*, **7**, 385-396.
- DRESNAY R. du, TERMIER G. & TERMIER H. (1978). – Les Hexactinellides (Lyssakides et Dictyonines) du Lias marocain. – *Géobios*, **11**, 269-295.
- DUBAR G. (1942). – Étude paléontologique sur le Lias du Maroc. Brachiopodes, Térébratules et Zeilléries multiplissées. – *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **57**, pp. 104.
- DUBAR G. (1960 à 1962). – Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). – *Mém. hors série Soc. géol. Fr.* (Livre mémoire P. Falot), **1**, 529-544.
- ETTAKI M., CHELLAÏ E., MILHI A., SADKI D. & BOUDCHICHE L. (2000). – Le passage Lias moyen – Lias supérieur dans la région de Todra-Dadès : événement biosédimentaire et géodynamique (Haut-Atlas central, Maroc). – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 667-674.
- ETTAKI M., SADKI D., MILHI A. & HADRI M. (1996). – Les formations lithostratigraphiques jurassiques du Haut-Atlas central marocain. Essai de synthèse. – *13^e Coll. Bass. Sédim. Marocains, Marrakech*, Résumé, 111-112 (inédit).
- FALLOT P. (1960-1962). – Évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. – *Mém. hors série Soc. géol. Fr.*, **1**, p. 544.
- HALLIWELL B. (1989). – Resedimented carbonate deposits along the southern margin of the central and eastern High Atlas Rift, Morocco. In : J.E. WARME, Ed., *Evolution of the Jurassic High Atlas Rift, Morocco : Transtension, structural and eustatic controls on carbonate facies, tectonic inversion. – Guidebook AAPG Field Seminar*, **24** – Publ. No. **9**, Exploration Geoscience Insitute, Colorado School of Mines, p. IX1-IX44.
- HOUSE M.R. (1995). – Orbital forcing timescales : an introduction. In : M.R. HOUSE, A.S. GALE Eds., *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. – Geol. Soc. Spec. Publ.*, **85**, 1-18.
- JENNY J. (1988). – Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Azilal (Haut-Atlas central). – *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **339**, 92 pp.
- KITTONGO B. (1987). – Stratigraphie des Sofs jurassiques du Pré-Rif interne (Maroc). – Thèse Doctorat, Université de Genève, Genève, pp. 326 (inédit).
- LACHKAR N. (2000). – Dynamique sédimentaire d'un bassin extensif sur la marge sud-téthysienne : Le Lias du Haut-Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Bourgogne, Dijon, pp. 233 (inédit).
- LACHKAR N., DOMMERGUES J.-L., MEISTER C., NEIGE P., IZART A. & LANG J. (1998). – Les ammonites du Sinémurien supérieur du Jbel Bou-Hamid (Haut-Atlas central, Rich, Maroc). Approches paléontologiques et biostratigraphiques. – *Géobios*, **31**, 587-619.
- LEINFELDER R.R., NOSE M., SCHMID D.U. & WERNER W. (1993). – Microbial crusts of the late Jurassic : composition, paleoecological significance and importance in reef construction. – *Facies*, **29**, 195-230.
- LE MARREC A. & JENNY J. (1980). – Comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **22**, 421-427.
- MAROK K. (1996). – Stratigraphie, sédimentologie et interprétation géodynamique du Lias – début du Dogger. Exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (monts de sidi El Abed, Hautes Plaines, Algérie occidentale). – *Doc. Université Lyon*, **141**, 180 pp.
- MATTIS A.F. (1977). – Nonmarine Triassic sedimentation, Central High Atlas Mountains, Morocco. – *J. Sediment. Petrol.*, **47**, 107-119.
- MEHDI M., ALMÉRAS Y., CUGNY P., ELMI S., FAURE Ph., PEYBERNÈS B. (1994). – Le Lias et le Dogger du massif de Terni-Masgout (Avant-pays rifain oriental, Maroc). Témoin de la marge maghrébine de la Tethys. – *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **130**, 59-69.
- MILHI A. (1992). – Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura am Südrand des zentralen Hohen Atlas (Marokko). – *Berliner geowiss. Abh.*, **A**, **144**, 93 pp.
- NEUWEILER F., MEHDI M. & WILMSEN M. (2001). – Facies of Liassic sponge mounds, Central High Atlas, Morocco. – *Facies*, **44**, 243-264.
- NEUWEILER F., RUTSCH M., GEIPEL G., REIMER A. & HEISE K.H. (2000). – Soluble humic substances from in situ precipitated microcrystalline calcium carbonate, internal sediment, and spar cement in a Cretaceous carbonate mud-mound. – *Geology*, **28**, 851-854.
- POISSON A., HADRI M., MILHI A., JULIEN M. & ANDRIEUX J. (1998). – The central High-Atlas (Morocco). Litho- and chrono-stratigraphic correlations during Jurassic times between Tinjdat and Tounfite. Origin of subsidence. In : S. CRASQUIN-SOLEAU & E. BARRIER, Eds., *Peri-Tethys Mémoire 4 : epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms. – Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, **179**, 237-256.
- RAKÛS M. (1994). – Les ammonites lotharingiennes du Jbel Bou Hamid (Haut Atlas de Rich, Maroc). – *Palaeopelagos, Spec. Publ.*, **1**, 299-316.
- REY J. Ed. (1997). – Stratigraphie, terminologie française. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Mém.*, **19**, 164 pp.
- SADKI D., ELMI S. & AMHOUD H. (1999). – Les formations jurassiques du Haut Atlas central marocain : corrélations et évolution géodynamique. – *1^{er} colloque national sur le Jurassique marocain*, 122-123.
- SALVADOR A. (1994, Ed.). – International stratigraphic guide : A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure – *International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America, Boulder, Colorado, 2nd Edition*, 214 pp.

- SEPTFONTAINE M. (1986). – Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen du Maroc. – *Rev. Micropaléontol.*, **28**, 265-289.
- SOUHEL A., CANÉROT J., EL BCHARIS F., CHAFIKIS D., GHARIBS A., EL HARRIS K. & BOUCHOUATAS A (2000). – The Liassic carbonate platform on the western part of the Central High Atlas (Morocco) : stratigraphic and palaeogeographic patterns. In : S. CRASQUIN-SOLEAUS & E. BARRIER Eds, Peri-Tethys Mémoire 5 : new data on Peri-Tethyan sedimentary basins. – *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, **182**, 39-56.
- STUDER M. (1980). – Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, (inédit), publiés, 1987 – *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **321**, 65-197.
- WARME J.E. (1988). – Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas Rift, Morocco. In : V. JACOBSHAGEN Ed., The Atlas System of Morocco. – *Lecture Notes Earth Sciences*, **15**, 169-199.
- WILMSEN M., BLAU J., MEISTER Ch., MEHDI M. & NEUWEILER F. (2002). – Early Jurassic (Sinemurian to Toarcian) ammonites from the Central High Atlas (Morocco) between Er-Rachidia and Rich. – *Revue Paléobiol.*, **21**, 149-175.