

Le Devonien Inferieur des Ouled Abbou (Maroc). Organisation sédimentaire, modalités diagénétiques et impact sur la porosité

*The Lower Devonian of Ouled Abbou (Morocco).
Sedimentary organization, diagenetic modes and impact on porosity*

B. Cherradi¹, M. Laadila², A. Ben Bouziane¹, A. El Hassani³, A. Razouani²

RÉSUMÉ

La région des Ouled Abbou est marquée par l'intercalation d'assises carbonatées dans les grésopélites siluro-dévonien. La série s'organise en une succession de trois séquences de dépôt: SD1, SD2, SD3 qui sont respectivement d'âge siluro-lochkovien, praguien, et emsien ; elles sont développées dans une plate forme mixte de type rampe monoclinale. L'hydrodynamisme, en relation avec les variations du niveau marin, a contrôlé la formation et la distribution des faciès carbonatés (les dépôts bioclastiques, les dépôts de pente...).

Dans les assises carbonatées, l'analyse diagénétique dresse le bilan et la chronologie des transformations diagénétiques; ce sont essentiellement les multiples phases de cimentation et de recristallisation qui affectent principalement les faciès granulaires et qui définissent l'histoire diagénétique. Elles ont conduit à une lithification presque totale, d'où le faible potentiel réservoir. La dolomitisation précoce, de part son milieu générateur et spécifique, se répartit au sommet des séquences SD2 et SD3, elle conduit à la formation d'une roche cristalline (dolomicrosparite) issue d'un remplacement-recristallisation d'une boue calcaire. A ces transformations s'ajoutent la compaction, la fissuration tectonique et les phases de dolomitisation tardives associées.

Mots clés: Meseta côtière (Maroc), Ouled Abbou, Plate-forme carbonatée, Dévonien inférieur, stratigraphie, sédimentologie, diagenèse.

ABSTRACT

The region of Ouled Abbou is characterized by the intercalation of carbonated beds in Silurian-Devonian pelite-sandstones. The series is organized into a succession of three deposition sequences: SD1, SD2, SD3 of Silurian-Lochkovian, Praguian and Emsian age, respectively, developed in a monoclynal platform-type ramp. The hydrodynamics, in relation to variations in sea level, controlled the formation and distribution of the carbonated facies (bioclastic deposits, slope deposits, etc.).

In the carbonate beds, diagenetic analysis reveals the sequence of development of the diagenetic transformations: It is essentially the result of multiple phases of cementing and recrystallization, mainly affecting the granular facies that define the diagenetic history leading to an almost complete lithification, hence their low potential as a possible reservoir. Early dolomitisation appears at the summit of sequences SD2 and SD3, leading to the formation of a crystalline rock (dolomicrosparite) followed by a replacement-recrystallisation of calcareous mud. These transformations are later affected by compaction, cracking and tectonic phases of late dolomitisation.

Key words: Meseta Coast (Morocco), Ouled Abbou, carbonate platform, Lower Devonian, stratigraphy, sedimentology, diagenesis.

¹ Université Hassan II - Mohammedia, Faculté des Sciences Ben M'Sik, Département des Sciences de la terre, Casablanca (Maroc).
E-mail: cherradi@onhym.com

² Université Mohammed V, Faculté des sciences, Département des Sciences de la terre, B.P. 1014, Agdal (Rabat, Maroc).

³ Institut Scientifique, Département des Sciences de la terre, B.P. 703, Agdal (Rabat, Maroc).

Introduction

Bien que des progrès considérables aient été réalisés dans le domaine de la diagenèse carbonatée, ces progrès résultent surtout des études des sédiments récents, leurs applications aux réservoirs carbonatés fossiles restent limitées. Un grand pas a été établi lorsque l'importance des phénomènes diagénétiques de surface et de subsurface a été reconnue par Purser, 1972 ; Soudant, 1965 ; Delfaud et Lenguin, 1971 ; Delfaud et Isaure, 1972 ; Bathurst, 1980 ; Choquette et James, 1987 ; Moore, 1989 ; Aït Ouali, 1982 ; Grimaldi, 1988 ; Laadila, 1996...

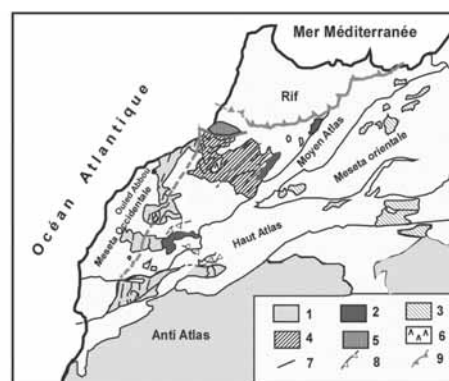
La distinction entre sédiments marins et non marins, entre phases précoces et tardives de la cimentation présentent un intérêt primordial dans la prédiction des caractéristiques des réservoirs. Cette distinction conduira à une meilleure compréhension des réservoirs, dont la considération de la seule histoire sédimentaire, sans tenir compte de l'histoire diagénétique constitue un handicap.

Selon cette approche analytique, le présent travail s'intéresse à la frange nord-orientale de la plate forme dévonienne du bassin de Doukkala (région Ouled Abbou). Il vise à identifier les principaux paramètres organisationnels et surtout diagénétiques ayant contrôlé son évolution. Cette étude a également pour vocation l'évaluation des potentialités pétrolières de cette partie de la Meseta nord-occidentale en tant que roche réservoir.

Située à une soixantaine de kilomètres au Sud-Ouest de Casablanca, la région des Ouled Abbou s'intègre dans une vaste structure synclynoriale sub-méridienne faisant partie du môle côtier (figs. 1 et 2). La déformation y est modérée. Elle s'exprime par des plis très ouverts orientés N10 et dont les plans axiaux sont verticaux. Les failles associées, de direction subméridienne (N70), présentent un jeu décrochant dextre à composante inverse, ou un jeu normal (El Kamel, 2002).

Depuis quelques dizaines d'années, les potentiels réservoir du bassin de Doukkala sont attribués en grande partie au Dévonien inférieur et moyen (Ben Bouziane, 1995). Pourtant les travaux de synthèse réalisés dans le domaine hercynien se sont rarement intéressés à la plate-forme dévonienne, à son organisation spatio-temporelle, ainsi qu'aux modalités sédimentaires en relation avec le cadre géodynamique.

De façon générale, le Paléozoïque du bassin de Doukkala a fait l'objet de plusieurs études à caractères : lithostratigraphique (Hollard, 1967 ; Destombes, 1971 ; El Attari, 2001), biostratigraphique



1: Régions peu déformées de l'Anti-Atlas et du Môle côtier
2: Zone de transition avec mise en place de nappes
syndéformales à tardysédimentaires au Viséen supérieur.
3: Meseta orientale.
4: Meseta centrale et Tamlit

5: Bloc de Shoul
6: Granites hercyniens.
7: Direction des plis hercyniens.
8: Chevauchements hercyniens.
9: Chevauchements alpins

Fig. 1.—Domaines structuraux du Maroc septentrional et les principales zones structurales de la chaîne Hercynienne (d'après Hoeppfner, 1987 et El Hassani, 1991).

(Backer *et al.*, 1965 ; Ben Frika, 1994) ; tectonique (Michard, 1976 ; EL Kamel, 2002), et sédimentologique (Ben Bouziane, 1995).

Contexte sédimentaire

La structure synclynoriale des Ouled Abbou montre une succession lithologique, d'âge Siluro-Dévonien, relativement assez continue : Les terrains du Dévonien inférieur reposent en concordance sur ceux du Silurien, avec un passage progressif des faciès: aucune surface à valeur de discontinuité n'est observable.

La formation de l'Oued Cheguigua, d'âge Siluro-Dévonien, est puissante de 260 m. Elle présente plusieurs assises carbonatées entrecoupées de récurrences pélitiques d'où la distinction de trois membres lithostratigraphiques, qui chacun renferme successivement un terme pélitique, auquel fait suite un terme argilo-carbonaté, puis un terme carbonaté tout à fait au sommet (fig. 3).

Le membre inférieur se caractérise par des intercalations basaltiques de nature doléritique, disposées en coulées interstratifiées au sein des sédiments calcaires. Ces horizons basaltiques et volcano-sédimentaires enregistrent au passage Silurien-Lochkovien un magmatisme polyphasé, mis en place dans un milieu marin relativement profond.

L'analyse microfaciologique des assises carbonatées siluro-dévonniennes de l'Oued Cheguigua

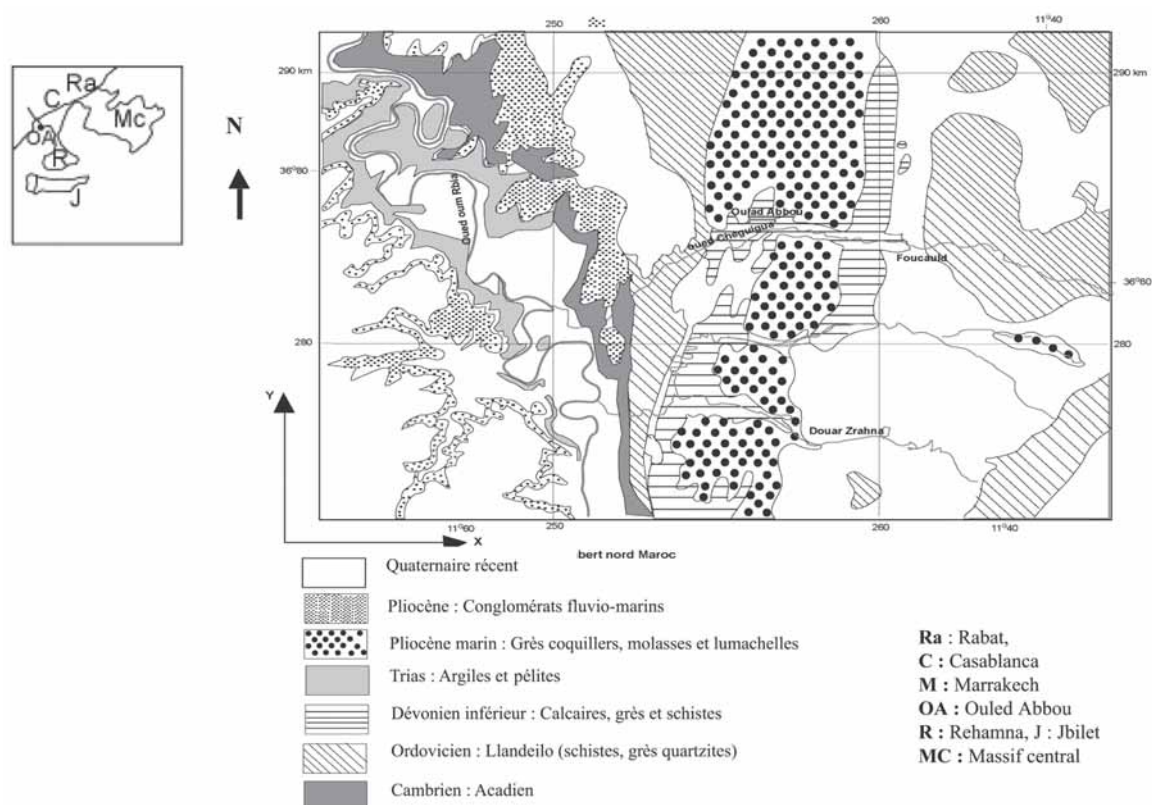


Fig. 2.—Carte géologique simplifiée de la région des Ouled Abbou: Principaux affleurements du Paléozoïque inférieur (extrait de la carte géologique de la Meseta entre Settât et Mazagan 1/ 1500000).

(fig. 3), a permis d'établir une typologie des faciès et des milieux associés. Les faciès se regroupent en cinq familles inventoriées de FF1 à FF5 (fig. 4).

FF1 : Faciès encrinétique boueux et granulaire.

FF2 : Faciès slumpé.

FF3 : Faciès noduleux qui regroupe aussi bien les calcaires noduleux que les calcaires pseudonoduleux.

FF4 : Faciès rythmé.

FF5 : Faciès pélique.

L'organisation spatio-temporelle de ces cinq familles de faciès plaide en faveur d'une plate-forme carbonatée monoclinale de type rampe (fig. 5), faiblement inclinée. Dans ces milieux, s'instaure une sédimentation argilo-carbonatée, caractérisée par un passage progressif des faciès carbonatés des milieux peu profonds et agités (plate-forme proximale), souvent balayés par les fréquentes tempêtes, à ceux des milieux profonds et calmes (bassin). Dans ces derniers, la décantation constitue le processus majeur régissant la mise en

place d'une sédimentation carbonatée boueuse, caractérisant les milieux de pente et de bas de pente, ou pélique dans les sillons profonds.

Plate-forme proximale

Elle est caractérisée par la présence des prairies encrinétiques qui vivent en communauté avec des organismes bioconstructeurs tels que les polypiers; ceux-ci ont été identifiés dans le terme carbonaté, au sommet du membre moyen. Les colonies de polypiers, en amas métriques correspondent à des tentatives d'installation dans un milieu à hydrodynamisme élevé, situé à la limite de la zone d'action des vagues.

Dans cette zone, la sédimentation est pratiquement homogène, caractérisée par la généralisation du faciès granulaire à encrines (FF1), de texture grainstone à packstone, auxquels s'associent des rudstones à polypiers, encrines et brachiopodes.

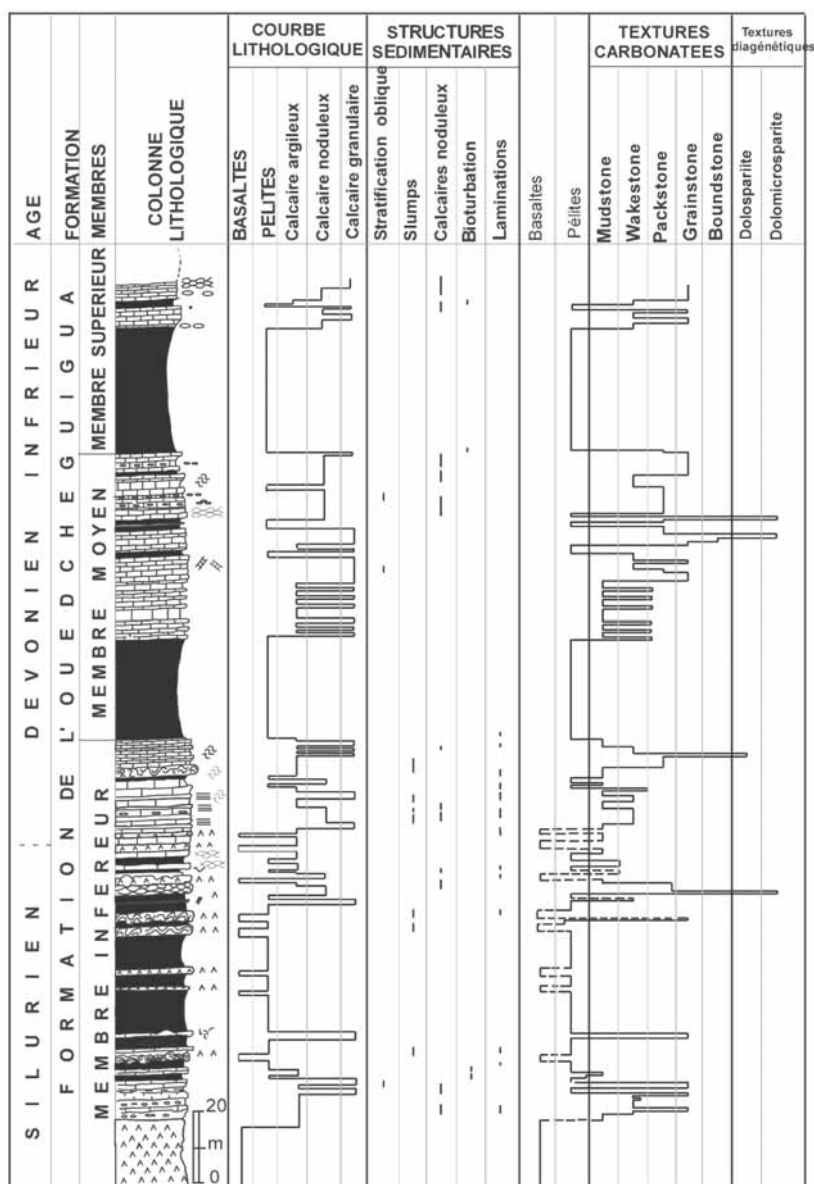


Fig. 3.—Dévonien inférieur des Ouled Abbou: Analyses lithostratigraphique et sédimentologique de la bordure orientale du bassin de Doukkala.

Plate-forme distale

Celle-ci correspond à un milieu relativement calme, plus au moins profond, situé en aval des prairies à crinoïdes. Elle peut être épisodiquement agitée durant les périodes de retrait, et envahie par des arrivées bioclastiques allochtones, à dominante encrinétique, issues du démantèlement des prairies

par des courants de tempêtes. Le faciès le plus représentatif est une biomicrite (wackestone à packstone) renfermant des fragments d'encrines, de brachiopodes et de microbioclastes.

L'une des caractéristiques de la plate-forme carbonatée dévonienne dans le môle côtier, est la présence des dépôts de pente et de bas de pente (Bhija, 2000). Il s'agit essentiellement de faciès noduleux (FF3),

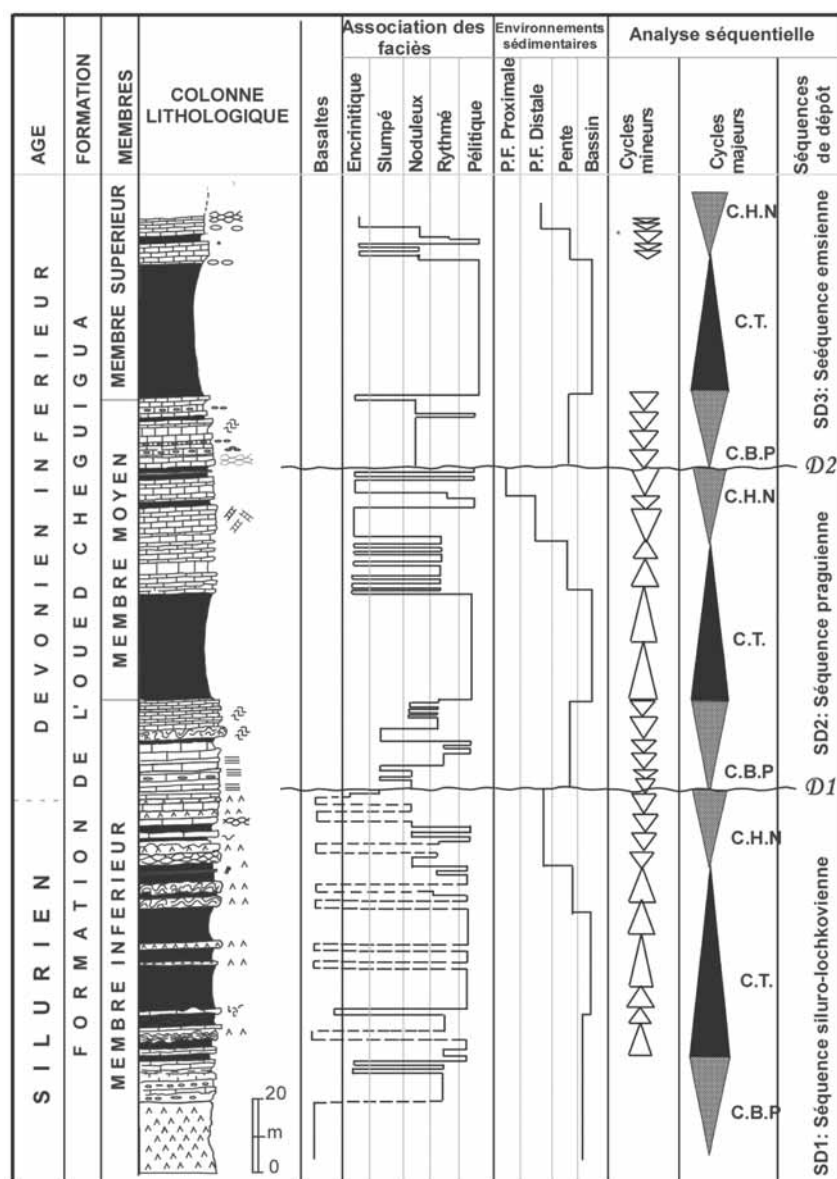


Fig. 4.—Dévonien inférieur des Ouled Abbou: Analyses sédimentologique et séquentielle de la bordure orientale du bassin de Doukkala.

qui regroupent aussi bien les calcaires noduleux que les calcaires pseudonoduleux.

Pente proximale

Elle correspond à un milieu marin ouvert, peu profond et modérément agité, situé sous la zone d'action des vagues. La sédimentation est essentiellement hémipélagique mixte, que contaminent

des arrivées bioclastiques allochtones, d'où le développement des passées granulaires à encrines. Cette partie proximale de la pente est caractérisée principalement par un faciès slumpé (FF2), représenté par des sédiments calcaréo-pélitiques désorganisés.

Dans le bas de pente, la sédimentation est hémipélagique mixte, que contaminent des arrivées bioclastiques résiduelles et diluées.

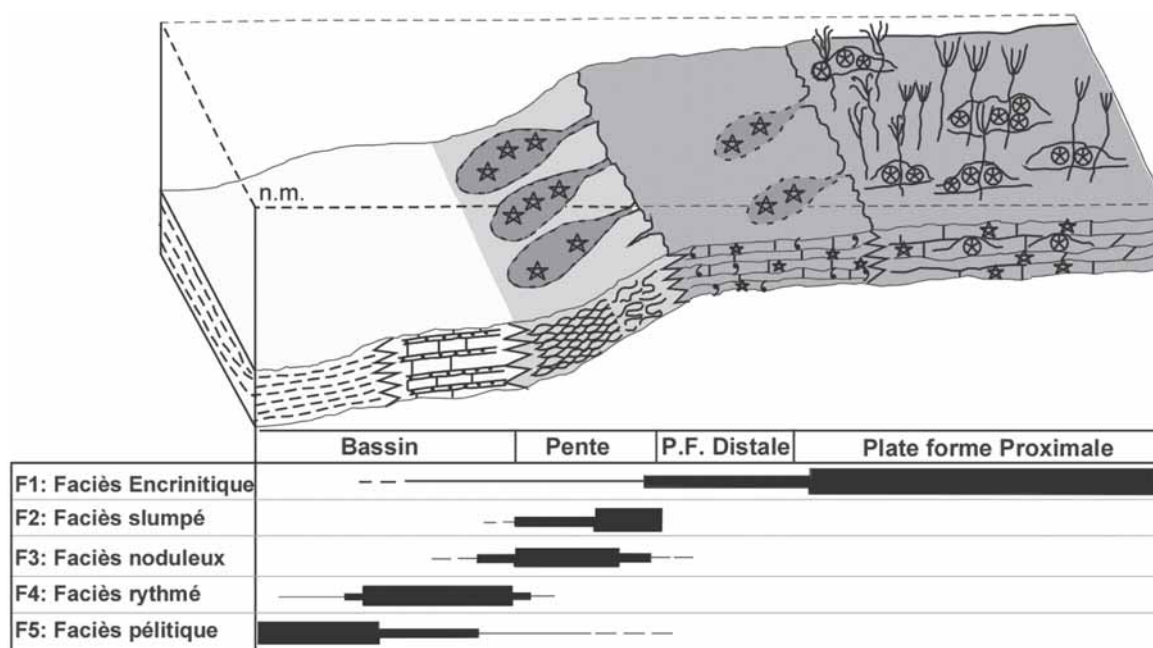


Fig. 5.—Bloc diagramme synthétique montrant la disposition des milieux sédimentaires et la répartition des associations des faciès identifiés dans le Dévonien inférieur des Ouled Abbou.

Milieux de type bassin

Ces milieux s'interfèrent avec ceux de bas de pente, ils se distinguent par une sédimentation boueuse, caractéristique du faciès rythmé (FF4), dont la mise en place se fait essentiellement dans la zone de transition. Ce faciès rythmé est attribué à des calciturbidites incomplètes (Cooch, 1979 ; Strhomenger *et al.*, 1996 ; Bhija, 2000), tronquées et témoignant d'écoulements turbiditiques résiduels distaux, très dilués.

La partie distale du bassin, calme et relativement confinée, est le siège d'une sédimentation essentiellement autochtone et fine, issue de la décantation des suspensoïdes pélagiques, associée à des détritiques fins que constitue le faciès pélitique (FF5).

Cadre séquentiel du Dévonien Inférieur des Ouled Abbou

Organisation des empilements sédimentaires

Dans l'optique de mieux préciser l'organisation et les modalités des empilements sédimentaires dans le Siluro-Dévonien inférieur des Ouled Abbou,

nous avons défini au préalable, grâce à une vision naturaliste, les séquences mineures ou paraséquences (Delfaud, 1974; Vail *et al.*, 1987 ; Sarg, 1988 ; Pozamentier *et al.*, 1988, Laadila, 1996 ; Bhija, 2000...).

L'enchaînement naturel des faciès traduit effectivement les paramètres dynamiques évolutifs du milieu sédimentaire, qui changent de configuration selon le contexte dynamique et spatio-temporel des corps sédimentaires.

A partir de l'étude sédimentologique, et en tenant compte de l'évolution des faciès et des microfaciès carbonatés identifiés auparavant, nous avons distingué des "séquences types" qui évoluent de façon répétitive, homologues, mais non identiques ; c'est-à-dire qu'elles sont de plus en plus rétrogradantes, progradantes ou aggradantes.

Séquences rétrogradantes

Caractéristiques des termes pélitiques déposés lors des périodes transgressives, ces séquences de type A (fig. 6a) sont généralement non modales, rarement bimodales ; leur organisation interne est stratodécroissante et granodécroissante, à évolution transgressive "Deepening up".

Séquences progradantes

Dans les milieux peu profonds, la progradation affiche l'installation et la généralisation des milieux proximaux, développés en phase ultime de la remontée marine.

La séquence de type B (fig. 6b), étudiée révèle une organisation stratocroissante et granocroissante, typique d'une séquence de comblement. Leur empiement marque un comblement progressif du milieu et une tendance nette à la progradation.

La séquence type C (fig. 6c) montre une évolution régressive bathydécroissante, caractérisée par la succession de petites séquences paragénétiques, qui s'exprime par une stratodécroissance et une granodécroissance, dont chacune débute par des wackestones noduleux à encrines et brachiopodes (FF3a₁) et se termine par des grainstones pseudonoduleux à encrines (FF3b₃).

Les apports sédimentaires issus de l'érosion de la plate-forme, se déplacent en corps progradants qui remplissent progressivement la bordure de la plate-forme en séquences mixtes (autochtones-allochtones) bathydécroissantes. C'est le cas des sédiments noduleux et pseudonoduleux dont l'organisation illustre clairement l'enchaînement sédimentaire au sein des dépôts de pente, et de bas de pente à caractère calciturbiditique.

Interprétation

L'ensemble des séquences analysées enregistre toutes les variations du niveau marin relatif. Les périodes de baisse du niveau marin (retrait) sont matérialisées par des sédiments noduleux, organisés en séquences type C. Les périodes de remontée (élévation) marine sont caractérisées par l'enchaînement des séquences de type A (phase transgressive) et par les séquences de type B (phase régressive).

Dans ce contexte dynamique, les séquences types sont des exemples naturels qui changent dans le temps et dans l'espace respectivement, selon leur position dans les cortèges (ou séquences majeures) et leur emplacement dans le dispositif sédimentaire.

Séquences de dépôt

L'enchaînement des paraséquences analysées auparavant, identifie les cortèges sédimentaires :

— Le cortège de bordure de plate forme (C.B.P) est caractérisé par des séquences de type C.

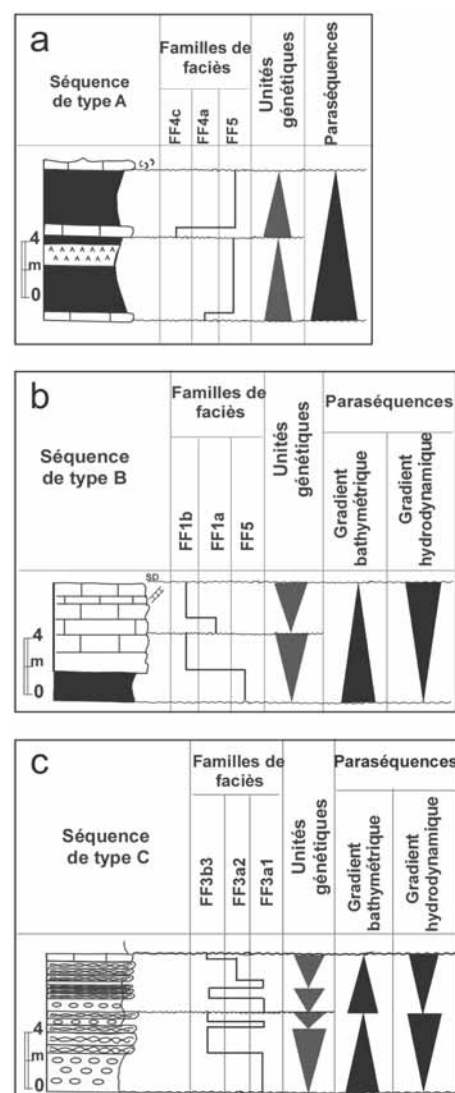


Fig. 6.—Unités génétiques et paraséquences sédimentaires. a) Séquence de type A caractéristique du cortège transgressif (C.T.) ; b) Séquence de type B caractéristique du Cortège de haut niveau (C.H.N.) ; c) Séquence de type C caractéristique du cortège de bordure de plate forme (C.B.P.).

FF4c : Calcaire rythmé de texture Packstone / Biomicrospélite à biomicrite à encrines.

FF4a : Calcaire rythmé de texture Mudstone / Biomicrite.

FF1b : Calcaire encrinétique de texture Grainstone / Biomicrospélite à biosparite à encrines et à rares fragments de brachiopodes.

FF1a : Calcaire encrinétique de texture Wackestone / Biomicrospélite fine à biomicrite à encrines.

FF3b3 : Calcaire pseudonoduleux de texture Grainstone / Biosparite à biomicrite à encrines.

FF3a2 : Calcaire noduleux de texture Grainstone / Biosparite à biomicrospélite à encrines.

FF3a1 : Calcaire noduleux de texture Wackestone / Biomicrospélite à biomicrite à encrines et brachiopodes.

— Le cortège transgressif (C.T) est bien représenté par les termes pélitiques qui s'organisent en paraséquences de type A.

— Le cortège de haut niveau marin (C.H.N) est peu développé et représenté par des barres de calcaires encriniques, organisées en paraséquences biodétritiques de type B.

L'analyse de leurs signatures sédimentaires par rapport aux variations du niveau marin relatif, montre que dans la coupe type de l'Oued Cheguigua, la plate-forme carbonatée siluro-dévonienne montre la succession de trois séquences de dépôts : SD1, SD2, SD3 (fig. 4).

La séquence SD1, d'âge Siluro-Lochkovien, est composée principalement d'un cortège de bordure de plate-forme (C.B.P), d'un cortège transgressif (C.T) pélitique (principalement) et d'un cortège de haut niveau marin (C.H.N) peu développé. Ces cortèges sédimentaires sont contaminés par des éruptions basaltiques sous-marines.

La séquence SD2, attribuée au Praguien, est composée d'un cortège de bordure de plate-forme (C.B.P), entièrement carbonaté, représenté par des calciturbidites de pente et de bas de pente qui sont affectés de slumps évolués, très déformés. Le cortège transgressif (C.T) est équivalent au terme pélitique du membre moyen. Le cortège de haut niveau (C.H.N) est marqué par l'installation progressive de la barre encrinique.

La surface de transgression minimale au passage cortège de bordure de plate-forme – cortège transgressif, coïncide avec un changement lithologique (disparition de la sédimentation carbonatée).

La séquence SD3, d'âge Emsien, est formée à la base de calciturbidites noduleuses et de crachées encriniques resédimentées qui représentent le cortège de bordure de plate-forme. Une grande surface bioturbée encroûtée, à placages bioclastiques, coïncide avec la surface transgressive et le développement du cortège transgressif à matériel pélitique. Le cortège de haut niveau marin, bien développé au sommet de la coupe, montre une succession de barres de plus en plus progradantes.

D'une manière générale, ces trois séquences présentent une disposition similaire, et évoluent pratiquement de la même manière au sein d'une plate-forme carbonatée, monoclinale de type rampe.

Modalités de la diagenèse carbonatée et impact sur les marqueurs petrophysiques

Dans les assises carbonatées du Dévonien inférieur de la coupe de l'Oued Cheguigua, les modifi-

cations diagénétiques sont remarquables; elles enregistrent:

— À l'origine, le contexte synsédimentaire et le rôle de l'hydrodynamisme dans la composition et la texture du matériel sédimentaire.

— Après, le contexte géodynamique qui a imposé les modifications de température et de pression, responsable des structures diagénétiques post-sédimentaires.

Ces modifications archivent et reflètent les étapes de l'évolution d'un bassin, son histoire géodynamique depuis sa création jusqu'à l'actuel (Soudant, 1965 ; Purser, 1980).

Les marqueurs diagénétiques

L'analyse diagénétique stadiale de la coupe de l'Oued Cheguigua a été réalisée sur 90 échantillons. La répartition verticale des différents marqueurs et structures diagénétiques identifiés est reportée sur la figure 7.

Silicification

Le phénomène de silicification est peu fréquent dans les dépôts étudiés ; Il est localisé dans les faciès encriniques et les faciès granulaires noduleux du terme carbonaté du membre moyen. Cette silicification se matérialise par une épigénisation des tests des organismes : encrines, brachiopodes... (fig. 8-1).

Ce phénomène très précoce est antérieur à la dolomitisation précoce (dans le cas des dolomies) ou à la micritisation (dans le cas des calcaires). On envisage donc, la fixation de la silice, probablement, *in vivo*. La silice proviendrait de la désintégration des organismes siliceux (éponges, calcsphères...).

Micritisation

La micritisation est un phénomène qui s'observe essentiellement au sein des faciès noduleux et encriniques des termes carbonatés et argilo-carbonatés du membre supérieur. Elle est assez fréquente dans le faciès encrinique du terme carbonaté du membre moyen, ainsi que dans le faciès rythmé du terme volcano-sédimentaire du membre inférieur.

Dans les assises carbonatées de l'Oued Cheguigua, la micritisation est partielle. Elle se manifeste par le développement d'une enveloppe micritique autour des sections d'encrines et plaquettes de crinoïdes. C'est un phénomène précoce qui s'effectue

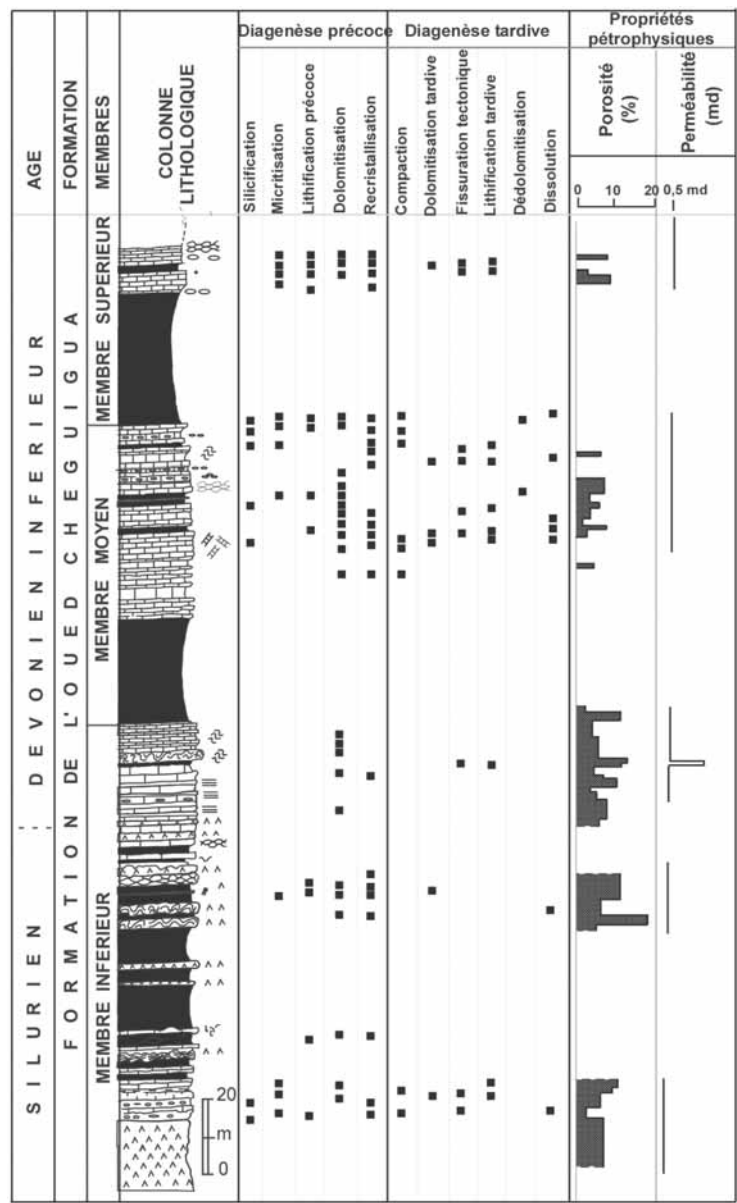


Fig. 7.—Dévonien inférieur des Ouled Abbou : Analyse diagénétique et propriétés pétrophysiques des assises carbonatées.

dans le milieu d'accumulation, avant que les éléments ne subissent une lithification. Il est dû à l'activité organique et biochimique des organismes encroûtants (cyanobactéries) (Friedman *et al.*, 1971), qui affecte les éléments carbonatés immédiatement après leur dépôt. La majorité des auteurs, notamment Gisburg (1975), classent le phénomène de micritisation dans la sédimentogenèse.

Cimentation polyphasée

La cimentation se produit à différentes époques de l'histoire post-sédimentaire, en présence d'une solution calcitique ou magnésienne. En effet, dans cette étude, deux phases de cimentation sont identifiées; une cimentation précoce, et une cimentation tardive.

Cimentation précoce: Elle conduit à la formation d'un ciment précoce dans l'espace intergranulaire, conduisant à une lithification précoce et à une réduction progressive des vides primaires et intergranulaires (poronécrose).

Ciments réguliers. Il s'agit de ciments fibreux, palissadiques et isopaques, de nature probablement aragonitique, recristallisés en calcite, et qui ne se forment qu'en milieu marin phréatique, saturé en eau (Evamy, 1969; Purser, 1975; Longman, 1980, 1981). (fig 8-2). Ce type de ciments se rencontre principalement dans le faciès encrinitique du terme carbonaté du membre moyen, caractérisant ainsi les surfaces lithifiées au sommet des unités séquentielles.

Ciment épitaxial. Il se développe principalement dans les faciès encrinitiques et noduleux faisant partie des termes carbonatés des membres médian et supérieur de la formation de l'Oued Cheguigua. Il est également appelé ciment « de régénération » qui correspond au « rim cement » de Bathurst (1958) ou ciment de nourrissage de Soudant (1965). Il est composé de cristaux développés uniquement autour des tests d'échinodermes. Il s'agit de calcite macrocristalline qui se développe en continuité optique avec un support échinodermique. Elle atteste d'une origine marine en milieu subtidal (Purser, 1969).

Cimentation tardive: Les ciments tardifs s'observent au sein des faciès rythmés caractéristiques de la base du terme volcano-sédimentaire du membre inférieur, ainsi que dans les termes carbonatés des membres moyen et supérieur. Ils se présentent sous forme de sparite limpide macrocristalline, issue d'une précipitation directe ou d'une néoformation ; elle occupe les vides secondaires et les fissures tectoniques. Le long de ces vides et fissures, circulent des solutions calciques d'origine externe, et occasionnent la précipitation d'une calcite macrocristalline qui se présente en une mosaïque de cristaux xénomorphes. Ces derniers auraient comme origine soit une dissolution de « sédiments préexistants » puis reprécipitation (Juidette, 2000) (fig. 8-3), soit liée à des solutions ascendantes d'origine hydrothermale, le long des fractures (Purser, 1972 ; Bathurst, 1975) (fig. 8-4).

Dolomitisation

Ce phénomène s'observe dans le terme carbonaté des membres inférieur, moyen et supérieur, ainsi que dans les termes argilo-carbonaté et carbonaté du membre moyen.

Dolomite précoce: C'est le cas des dolomicrosparites identifiées au sein du terme carbonaté du

membre moyen. Cette dolomite de remplacement se présente sous forme de petits cristaux qui sont agencés dans une texture idiotopique, qui est préservée dans des cas rares, suite à une cimentation précoce associée. Souvent, on distingue une recristallisation multicristalline (regroupement des petits cristaux) qui finit par effacer la structure et la texture initiale (sédimentaire et éogénétique) et conduit à la dolomite de recristallisation (dolomite de remplacement-recristallisation). Cette dolomitisation conduit à une roche cristalline et efface la structure et la texture initiales.

Dolomites tardives : Elles se rencontrent à la base du terme volcano-sédimentaire du membre inférieur, dans la partie sommitale du terme argilo-carbonaté du membre moyen, et au sommet du terme carbonaté du membre supérieur.

Cette dolomite est intimement liée soit à la compaction (formation des stylolithes diagénétiques), soit à la fissuration tectonique développée pendant l'enfouissement ou le serrage hercynien.

Elle se manifeste par une dolosparite ou une dolomicrosparite automorphe, homogène ou zonée, dont la taille des cristaux varie entre 30 et 600 μm . Elle s'organise selon une texture idiotopique-P et/ou une texture idiotopique-C (Gregg et Sibley, 1984) et contribue à une dolomitisation partielle et à la cimentation tardive « dolomite baroque », ou « saddle dolomite » (Ben Bouziane, 1995) (fig. 8-5).

La remobilisation et la migration des fluides magnésiens d'origine hydrothermale (en subsurface) sont à l'origine de la dolomitisation tardive. En effet, les vides (vacuoles et fissures), dans lesquels évolue cette dolomite de cimentation, ont favorisé la circulation des fluides dolomitants. Ces derniers proviennent soit d'une source interne par remobilisation après une pression-dissolution des dolomies préexistantes (certains rhomboèdres de dolomite de la première génération, situés au contact des vides sont partiellement dédolomités et calcitisés, et le Mg^{2+} libéré participe à la dolomitisation), soit d'une source externe, cas des calcaires à fissures dolomitiques.

Le degré de dolomitisation est conditionné d'une part par l'intensité de la stylolitisation et/ou de la fracturation, la porosité et la perméabilité secondaire et d'autre part par la qualité de la solution dolomitante (teneur en Mg^{2+}).

Phosphates

Les grains de phosphates sont localisés dans la partie sommitale du terme carbonaté du membre

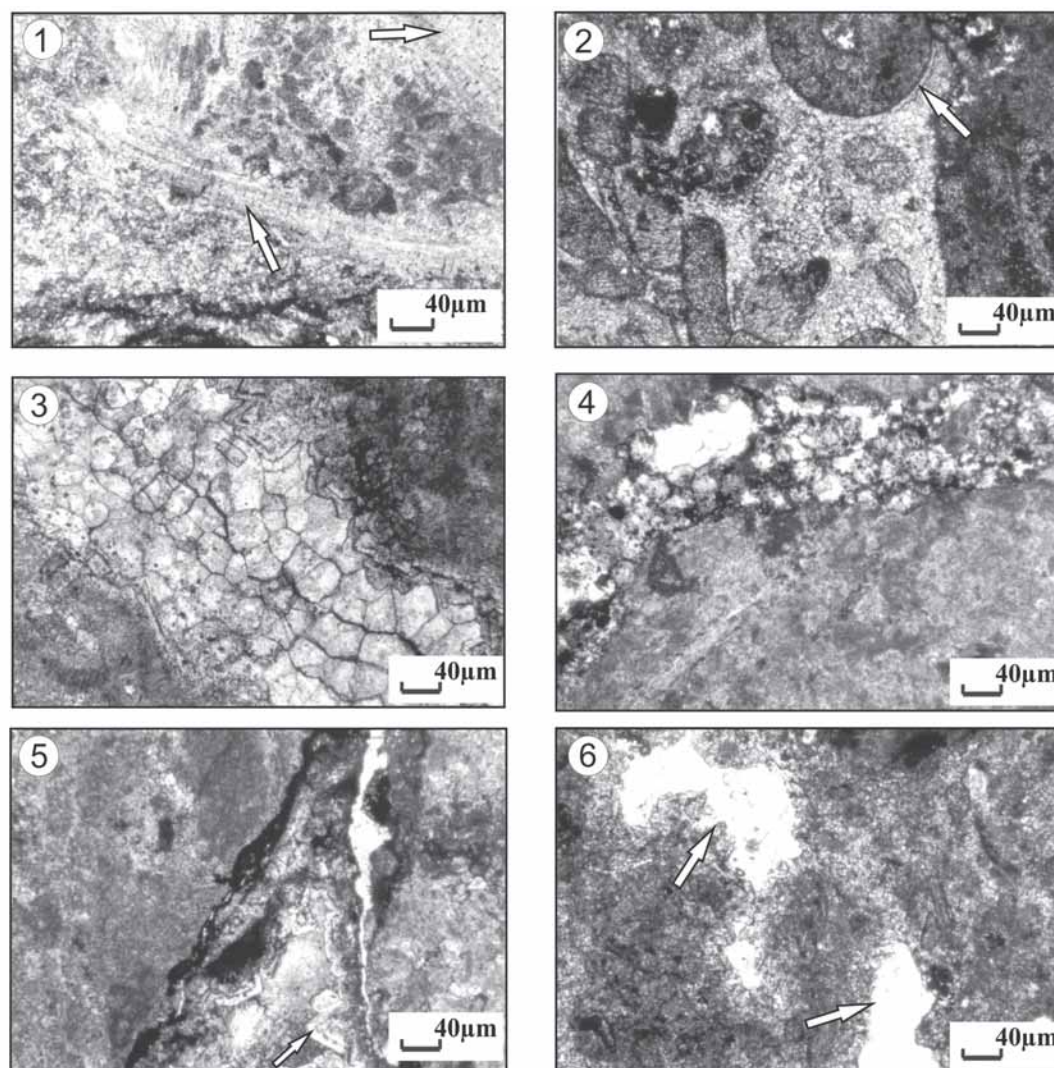


Fig. 8.—Quelques modifications diagénétiques enregistrées dans les assises carbonatées du Dévonien inférieur des Ouled Abbou.

1. Rudstone bioclastique à polypiers. La biophase est représentée par des tests de bryozoaires, de polypiers, d'encrines et de brachiopodes silicifiés. Cette faune est liée par un ciment sparitique. Il montre également une silicification partielle des tests de brachiopodes qui résulterait d'une concentration précoce de la silice au niveau des vacuoles primaires qui affecte un encaissant encrinuritique. Ce phénomène se rencontre dans la partie sommitale du terme carbonaté du membre moyen (Gr 40 x LP).
2. Grainstone / Biosparite à biomicrosparite à encrines. Echantillon pris au niveau d'une surface durcie à cimentation précoce palissadique, située au sommet du terme carbonaté du membre moyen. Ces calcaires bioclastiques renferment une faune variée à encrines, brachiopodes et bryozoaires. Les sections d'encrines usées, subarrondies, de tailles et de formes variables sont unies par un ciment microsparitique (Gr 40 x LP).
3. Grainstone / Biosparite à encrines montrant une fissure tectonique colmatée par une mosaïque de cristaux xénomorphes de calcite macrocristalline (colorée ici en rose par l'alizarine). Ce type de cimentation tardive se rencontre dans le terme carbonaté du membre moyen (Gr 40 x LN).
4. Grainstone / Biosparite à biomicrosparite à encrines illustrant une cimentation partielle et tardive par la calcite ferrifère au niveau d'une fissure tectonique. Faciès rythmé, caractéristique de la base du terme volcano-sédimentaire du membre inférieur (Gr 40 x LP).
5. Grainstone / Biosparite à encrines montrant une cimentation tardive par la dolomite de cimentation au niveau d'une fissure tectonique. Cette dolomite de cimentation s'organise en une texture idiotopique-C, caractéristique du terme carbonaté du membre supérieur (Gr 40 x LP).
6. Wackestone / Biomicrosparite à biomicrosparite à pellets montrant une porosité vacuolaire en relation avec la dissolution météorique pendant la phase télogénétique. Ce type de porosités est assez fréquent dans la partie médiane du terme carbonaté du membre médian (Gr 40 x LP).

inférieur, ainsi que dans le terme argilo-carbonaté et carbonaté du membre moyen.

Ces phosphates sont précoces et liés au milieu sédimentaire ; ils se présentent sous forme de grains arrondis, de taille millimétrique.

Ils proviennent des mises en solutions des tests d'organismes animaux et végétaux marins phosphatés, ayant fixé ce phosphate pendant leur vie. Après leur mort, ces solutions phosphatées précipitent directement et épigénisent, en totalité ou en partie, les éléments carbonatés. Ces phosphates s'associent le plus souvent, à la glauconie et au quartz détritique.

Oxydes de fer et pyrite

Ils sont caractéristiques des termes carbonatés des membres inférieur et supérieur de la formation de l'Oued Cheguigua.

Le fer se concentre dans la partie basale et sommitale du terme volcano-sédimentaire du membre inférieur, ainsi que dans les termes carbonatés des membres inférieur et supérieur. La pyrite de couleur brunâtre ou brun très foncée (oxydation épigénétique), se présente sous forme cubique. Elle se concentre le long des réseaux de fractures.

Structures diagénétiques

Les structures diagénétiques, qui accompagnent toutes les transformations morphologiques, sont les propres signatures des environnements diagénétiques. Elles diffèrent évidemment selon les changements barothermiques en relation avec les conditions géodynamiques. Leur détermination est donc indispensable dans l'évolution diagénétique.

Compaction

C'est l'un des processus mécaniques et physico-chimiques propres à l'enfouissement ; elle se manifeste par des stylolithes diagénétiques intergranulaires qui affectent les éléments squelettiques de nature encrinétique, induits par la surcharge sédimentaire. Le long de la coupe de l'Oued Cheguigua, les stylolithes s'observent de façon particulière dans le terme carbonaté du membre moyen.

Fissuration tectonique:

Il s'agit en général de fissures verticales et obliques, qui affectent les roches déjà lithifiées et compactées. Ces fissures sont colmatées par de la

calcite macrocristalline et rarement par la dolomite de cimentation.

La fissuration tectonique est fréquente à la base du terme carbonaté du membre moyen, ainsi que dans le terme argilo-carbonaté et carbonaté du membre supérieur. Ces fissures sont probablement associées aux fractures de ripage banc sur banc, qui interviennent lors des déformations hercyniennes et/ou éoalpines.

Dissolution

La dissolution est un phénomène lié à l'environnement aérien ou subaérien, précoce ou tardive. Elle procède de la même façon et nécessite l'intervention des eaux météoriques agressives qui déstabilisent les matériaux sédimentaires, dissolvant ainsi la phase carbonatée. Dans le cas des dépôts étudiés, la dissolution est tardive ; elle procède à l'élargissement des fissures et des vides résiduels. Dans les fissures à oxydes de fer, les reliquats ferri-fères permettent d'envisager l'ampleur de la dissolution tardive (cas de la partie sommitale du terme argilo-carbonaté du membre supérieur).

Analyse de la porosité

Dans le cadre de l'évaluation des potentialités du Dévonien inférieur des Ouled Abbou en tant que roche réservoir, une étude préliminaire de ses propriétés pétrophysiques ont été réalisées, selon deux approches:

Une approche quantitative, en mesurant les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) des assises carbonatées du Siluro-Dévonien inférieur de l'Oued Cheguigua. Ces mesures sont réalisées au laboratoire des études pétrophysiques de l'O.N.H.Y.M à l'aide d'un porosimètre de type IFP et d'un perméamètre de type RUSKA.

Une approche qualitative basée sur la reconstitution des différentes transformations diagénétiques, permettant ainsi de suivre l'évolution de la porosité tout au long de l'histoire post-sédimentaire des dépôts carbonatés, de situer les principales étapes de dégradation de la porosité initiale (primaire), et de déterminer les étapes favorisant la création de la porosité secondaire et du réseau poreux.

Approche quantitative

La distribution verticale des valeurs de porosités analysées le long de la coupe de l'Oued Cheguigua,

illustre une poronécrose importante. Les valeurs de porosités varient entre 0 et 17%. La perméabilité varie également dans le même sens ; elle est inférieure à 0,5 md dans toutes les assises carbonatées, à l'exception d'un pic enregistré au sein du faciès rythmé du C.B.P de la séquence SD1, où la perméabilité est de l'ordre de 15 md (fig. 7).

Les valeurs relativement élevées se situent au sommet des séquences mineures. Malgré une lithification précoce notable à leurs niveaux, on peut suggérer dans les faciès granulaires, la présence locale de pièges stratigraphiques ou diagénétiques plus ou moins importants, puisque la porosité primaire résiduelle est préservée.

Approche qualitative

Un changement dans le chimisme de la solution interstitielle engendre inéluctablement un déséquilibre chimique, qui tend à une porogenèse ou à une poronécrose. Dans les assises siluro-dévonienues des Ouled Abbou, l'histoire diagénétique est complexe et polyphasée ; les événements et les structures diagénétiques affectent profondément l'évolution de la porosité. L'étude microscopique a permis de distinguer deux types de porosités résiduelles (actuelles):

Porosité interparticulaire. Ce type de porosité est fréquent au sommet du terme carbonaté du membre moyen ; elle correspond à la porosité primaire résiduelle ou matricielle. Elle regroupe les pores qui se développent dans les faciès carbonatés granulaires, Packstone-Grainstone, lithifiés précocement.

Porosité vacuolaire. Elle s'observe dans la partie médiane du terme carbonaté du membre moyen. Cette porosité est à mettre en relation avec la dissolution météorique qui affecte la roche dans la phase ultime de la diagenèse (télogénèse). Cette porosité vacuolaire provient d'une dissolution vacuolaire hétérogène, facilitée par la présence d'un réseau de fissures, qui conduit à leur élargissement et à la dissolution de l'encaissant carbonaté (fig. 8-6).

Cette investigation nous a permis d'expliquer les faibles valeurs de la porosité, enregistrées au sein des assises carbonatées. En fait, à l'exception de la compaction mécanique et chimique qui est un facteur inhibiteur principal, la cimentation précoce et tardive ainsi que la recristallisation ont contribué de façon négative à l'évolution de la porosité. La dolomitisation reste un phénomène local.

La phase éogénétique: constitue une étape importante dans l'évolution de la porosité primaire. Celle-

ci évolue en fonction du temps et du milieu éogénétique qui favorise telle ou telle transformation diagénétique (référence). Ainsi, dans le cas de l'Oued Cheguigua, la cimentation précoce entrave mais conserve les vides primaires intergranulaires résiduels. Dans ces niveaux, en dépit des transformations postérieures, la porosité est notable au sommet des séquences mineures régressives. C'est le cas des calcaires noduleux et pseudonoduleux, à la base de la séquence SD2 et des calcaires granulaires encriniques du cortège de haut niveau, sommet de la séquence SD2.

La phase mésogénétique (enfouissement): par rapport aux milieux superficiels qui sont des milieux ouverts permettant une bonne circulation des fluides, le milieu d'enfouissement, caractérisé par des conditions de température et de pression élevées, est le siège d'une poronécrose importante due à la cimentation tardive, dont le taux excède le plus souvent celui de la cimentation précoce, du fait de l'importance des systèmes fracturés. Ainsi, la cimentation tardive est favorisée par une circulation calcitique et/ou dolomitique interstitielle, susceptible d'imposer une réduction importante du taux de porosité, aussi bien dans la partie sommitale du terme carbonaté du membre moyen que dans la partie sommitale du terme argilo-carbonaté, et dans la partie basale du terme carbonaté du membre supérieur.

La phase télogénétique est conditionnée par le cadre structural hercynien qui a contrôlé activement les modifications télogénétiques qui se concentrent le long des structures faillées (principalement les failles méridiennes principales et ripage banc sur banc). Les multiples phases de dissolution-précipitation ont abouti au colmatage presque total des fissures.

Discussion et commentaire

Dans la coupe des Ouled Abbou, au sein des calcaires de la plate-forme dévonienne (Dévonien inférieur), les valeurs de la porosité ne présentent aucun indice valable. Les transformations diagénétiques le long de leur histoire géodynamique, étaient particulièrement défavorables ; elles ont conduit à une lithification presque totale et par conséquent, les calcaires sont typiquement imperméables. Cependant, les zones faillées montrent localement des horizons poreux (Ben Bouziane, 1995). L'amélioration de la porosité secondaire est liée principale-

ment aux accidents méridiens, ayant généré des complications diagénétiques, ainsi que la mise en place d'un système de drainage dès la fin du Paléozoïque. Le colmatage de cette porosité est subséquent aux circulations ascendantes et latérales des fluides de « lynchage », durant leur longue phase de continentalisation. Actuellement, ces structures faillées constituent des pièges hydrogéologiques qui se situent généralement à la limite entre les pélites et les carbonates granulaires intensément cimentés.

Conclusion

Sur la frange orientale du bassin de Doukkala (région des Ouled Abbou), le Dévonien inférieur montre la succession de plusieurs assises carbonatées et de récurrences pélitiques, qui s'organisent en trois membres correspondant chacun à une séquence de dépôt (SD1, SD2, SD3).

Chaque séquence de dépôt développe un cortège de bordure de plate forme (C.B.P), à crachées calciturbiditiques, limité par une surface transgressive bioturbée et encroutée de plaquages bioclastiques. Le cortège transgressif (C.T) est équivalent au terme pélitique. Le cortège de haut niveau (C.H.N) marque l'installation progressive d'une barre encrinétique de haute énergie, avec localement la mise en place d'une faune péri-récifale. Cette organisation marque l'importance des variations du niveau marin d'origine eustatique, dans les premières étapes d'installation de la plate-forme dévonienne. La sédimentation se développe dans une plate-forme carbonatée de type rampe, monoclinale qui change constamment de physionomie au gré des fluctuations marines. Le mixage des faciès est prépondérant pendant les phases régressives, responsables de la mise en place des calciturbidites en faisceaux progradants.

Dans les assises carbonatées, l'analyse diagénétique dresse le bilan selon une approche pétrographique, basée sur l'identification des morphologies cristallines, et la chronologie des transformations diagénétiques, dont les multiples phases de cimentation et de recristallisation affectent principalement les faciès granulaires. Elles ont conduit à une lithification presque totale. Par conséquent, les calcaires sont typiquement imperméables. La dolomitisation précoce, de part son milieu générateur et spécifique, se répartit au sommet des séquences SD2 et SD3, elle conduit à la formation d'une roche cristalline (dolomicrosparite) issue du processus remplace-

ment-recristallisation. Dans les faciès granulaires, les valeurs de porosité sont comprises entre 0 et 17%. Par conséquent, les calcaires sont typiquement imperméables (perméabilité inférieure à 0,5 md).

A l'état actuel de nos connaissances, et selon ces investigations dans les assises carbonatées du Dévonien inférieur des Ouled Abbou, le potentiel réservoir reste faible.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Dr Fedan et un rapporteur anonyme pour les remarques instructives dont ils nous ont fait part lors de la lecture du présent manuscrit.

References

- Aït Ouali, R. (1982). *Etude des stades diagénétiques des séries carbonatées du Jurassique terminal des monts des Aurès et des Oulad Nail (Algérie)*. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Université de Pau et des pays de l'Adour, 215 p.
- Backer, C. Gendrot et Nergoni, P. (1965). Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région nord sud de la Meseta marocaine B.R.P.M-PREUSSAG, Rabat, inédit, 38 p.
- Bathurst, R. G. (1958). Diagnostic fabrics in some british Dinantian limestones. *Liverpool Manchester Geol. J.*, 2: 11-36.
- Bathurst, R. G. (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology*, 2ème édition. Elsevier sc. Publ. Co, New-York, 658 p.
- Bathurst, R. G. (1980). Les rôles des compactions mécaniques et chimiques dans la déformation et la diagenèse des sédiments carbonates. In: *Cristallisation – déformation – dissolution des carbonates* (L. Humert ed.), Université de Bordeaux III, Institut de géodynamique, 25-32.
- Ben Bouziane, A. (1995). *Evolutions sédimentologique et diagénétique des carbonates du Dévonien des régions Oulad Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala (Meseta marocaine occidentale)*. Thèse es-sciences, Univ. Hassan II. Casablanca, 245 p.
- Ben Frika, E. M. (1994). *Conodontes siluriens et dévoniens (Wenlock-Givétien) du Nord- Ouest de la Meseta marocaine: Systématique, stratigraphie et biofaciès*. Thèse de Doctorat. Département de géologie, Univ. Catholique de Leuven, Belgique, 256 p.
- Bhija, F. (2000). *La zone de Rabat – Tiflet (Meseta Nord occidentale, Maroc) au Silurien supérieur – Dévonien Inférieur, évolution stratigraphique et sédimentologie : Implications paléogéographiques*. Thèse de Doctorat. Univ. Mohammed V, Rabat, 329 p.
- Cook, H. E. (1979). Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. In: *Geology of continental slopes* (O. H.

- Pilkey & L. S Doyle, eds.). SEPM Spec. Pub., 27: 287-305.
- Choquette, P. W. et James, N. P. (1987). Diagenesis 12. Diagenesis in limestones 3. The deep burial environment. *Geosci. Canada*, 14: 3-35.
- Delfaud, J. et Lenguin, (1971). Premières observations relatives aux stades de l'évolution tardigénétique du Jurassique Nord-Aquitain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273: 485-461.
- Delfaud, J. et Isaure (1972). Un essai de reconstitution de dépôt et des évolutions tardigénétiques en milieu récifal. Son application à l'édifice du Lichançumendy dans les pyrénées basques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24: 305-318.
- Delfaud, J. (1974). Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du dépôt. *Bull. Soc. Géol. France*, 24: 393-434.
- Destombes, J. (1971). L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique, colloque Ordovicien-Silurien. *Mém. B.R.G.M.*, 73: 237-263.
- El Attari, A. (2001). *Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du môle côtier (Meseta occidentale, Maroc)*. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V, Rabat-Agdal, Maroc, 394 p.
- EL Hassani, A. (1990). *La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, Chaîne « calédonienne » des Sehoul et plate-forme nord mésétienne*. Thèse es-sciences, U.L.P., Strasbourg, 208 p.
- El Kamel, F. (2002). *Sédimentologie, magmatisme pré-organique et structuration du Paléozoïque des Rehamna et des Ouled Abbou (Meseta occidentale, Maroc)*. Thèse de Doctorat es-sciences, Univ. Hassan II, Casa-blanca, Maroc, 208 p.
- Evamy, B. D. (1969). The precipitation environment and correlation of some calcite cements deduced from artificial staining. *J. Sed. Petrol.*, 39: 787-793.
- Friedman, G. M. et al. (1971). Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. *Sedimentology*, 16: 89-96.
- Ginsburg, R. G. (1975). Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments in South-Florida. In: *Regional aspects of carbonate sedimentation* (C.R. Leblanc & J. C. Breeding, eds.) Soc. Econ. Paleont. Min., Publ. Sp., 5: 80-99.
- Gregg, J. M. et Sibley, D. F. (1984). Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopie dolomite texture. *J. Sed. Petrol.*, 54: 908-931.
- Grimaldi, M. H. (1988). *La dolomie tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales. Sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique*. Thèse d'état, Univ. Pau, 470 p.
- Hoepffner, C. (1987). *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. Thèse es-sciences, U. L. P. Strasbourg, 280 p.
- Hollard, H. (1967). Le dévonien du Maroc et du Sahara Nord occidentale. *International symposium on the Devonian System Calagary, Pub. Alberta soc. Petrol. Geol.*, 1: 203-244.
- Juidette, M. (2000). *Les épisodes carbonatés méso-Cénozoïques du Moyen Atlas et de la Haute Melouya : Sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique*. Thèse de Doctorat es-sciences naturelles, Univ. Mohammed V, Rabat-Agdal, Maroc, 370 p.
- Laadila, M. (1996). *Stades de l'évolution de la plate forme carbonate liasique du moyen Atlas (Maroc)*. Thèse d'état es- sciences naturelles, Univ. Mohammed V, Rabat-Agdal, Maroc, 427 p.
- Longman, M. W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *A. A. P.G. Bull.*, 64: 461-487.
- Longman, M. W. (1981). Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps (With examples from Education Basin). *AAPG Continuing Education Course Notes*, 21, 159 p.
- Michard, A. (1976). Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 252: 408 p.
- Moore, C. H. (1989). *Carbonate diagenesis and porosity*. Developments in sedimentology 46, Elsevier, Amsterdam, 338 p.
- Posamentier, H. W. et Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on deposition II – Sequence and systems tracts models. *Soc. Econom. Paleont. Mineral. Special Publ.*, 42: 125-145.
- Purser, B. H. (1969). Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12: 205-230.
- Purser, B. H. (1972). Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. *Mém. B.R.G.M.*, 77: 679-698.
- Purser, B. H. (1975). *Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne*. Thèse, Université de Paris XI-Orsay, 383 p.
- Sarg, J. F. (1988). Carbonate sequence stratigraphy. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42: 55-181.
- Soudant, M. (1965). Contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du sommet du Bathonien dans le gisement pétrolifère de Coulommès (Seine et Mame). *Sci. Terre*, 10: 133-209.
- Strohmenger, C., Antonini, M., Jäger, G., Rockenbauch, K. & Strauss, C. (1996). Répartition du faciès réservoir carbonaté Zechstein 2 en relation avec la stratigraphie séquentielle de Zechstein (Permien supérieur, Nord-Ouest de l'Allemagne): une approche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explo.- Prod. Elf*, 20: 1-35.
- Vail, P. R., Colin, J. P., Chene, R. J., Kuchly, J., Mediavilla et Trifilief, F. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 1301-1321.

Recibido el 12 de diciembre de 2005
Aceptado el 13 de agosto de 2007