

Faciès sédimentaires et évolution paléogéographique de la Meseta marocaine au silurien

Ahmed Attou⁽¹⁾, Naima Hamoumi⁽²⁾ et Mohamed Benbouida⁽²⁾

UFR "Océanologie-Géodynamique et Valorisation des Bassins Sédimentaires"

(1) Département de Géologie Appliquée, Faculté des Sciences et Techniques, Université Hassan 1^{er}, B.P: 577, Settat, Maroc.
E-mail: attouahmed@hotmail.com

(2) Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohamed V, Agdal, B.P: 1014, Rabat, Maroc.

RESUME

L'étude sédimentologique réalisée dans les dépôts d'âge silurien de la Meseta marocaine a permis de reconstituer plusieurs faciès sédimentaires qui sont interprétés en terme de milieu de dépôts. Il a été possible de distinguer des environnements deltaïques influencés par les vagues et les tempêtes, des environnements littoraux à dominance de marées et des environnements de plate-forme peu profonde dominés par l'action des tempêtes. L'évolution dans l'espace et dans le temps de ces environnements a permis de préciser l'histoire paléogéographique de l'ensemble du domaine mesetien au cours du Silurien. Cette histoire était commandée par une tectonique distensive de plus en plus marquée au Silurien supérieur et par le glacio-eustatisme.

Mots clés: faciès et environnements sédimentaires, Maroc, Meseta, Paléogéographie, Silurien

Sedimentary facies and palaeogeographic evolution of the moroccan meseta during the Silurian time

ABSTRACT

Silurian deposits of Moroccan Meseta domain were the subject of a sedimentological study. Facies analysis allows to recognize several sedimentary facies that are related to wave and storm influenced delta, tide dominated littoral and storm dominated shelf. The palaeogeographic evolution indicate that during the Silurian the sedimentation was controlled by distensive tectonic and glacio-eustatism.

Key words: Meseta, Morocco, Palaeogeography, sedimentary facies and environments, Silurian

Introduction

La Meseta marocaine correspond au domaine de la chaîne hercynienne du Maroc qui est constitué de terrains paléozoïques recouverts en discordance par des séries secondaires et tertiaires généralement tabulaires. Ce domaine est subdivisé par le Moyen Atlas en Meseta occidentale à l'Ouest et Meseta orientale à l'Est (Fig. 1). Au niveau de la Meseta occidentale, on reconnaît plusieurs ensembles structuraux dont la distinction a été initialement faite par Michard (1976). Ce sont de l'Ouest en Est (Fig. 2):

- le Môle Côtier formé d'un socle précambrien recouvert de terrains paléozoïques très faiblement plissés et métamorphisés,

- le Massif hercynien du Maroc Central dont la structuration pendant la phase namuro-westphalienne a permis l'individualisation de trois grands ensembles qui sont l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, le synclinorium de Fourhal-Telt et l'anticlinorium de Kasbat Tadla-Azrou (Termier, 1936; Bouabdelli, 1989; Tahiri, 1991).
- La zone de Rabat-Tiflet, quant à elle, se situe en bordure septentrionale de la Meseta occidentale et présente une structuration anté-hercynienne qui la diffère entièrement des autres zones mesetiennes du Maroc (El Hassani, 1990).
- La Meseta orientale ou oranaise correspond à une zone structurale caractérisée par l'individualisation d'un sillon à flysch au Dévonien, l'existence

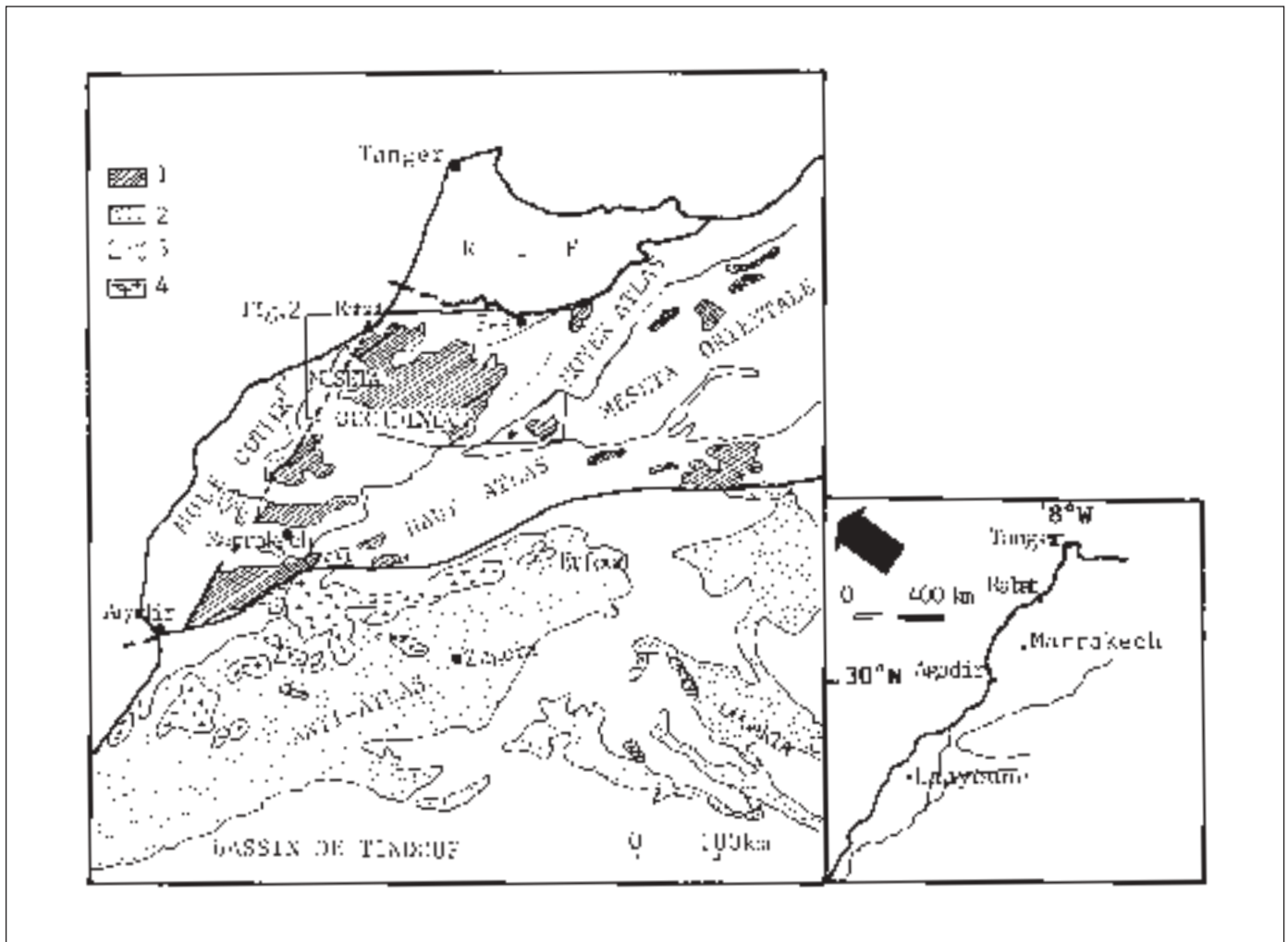


Fig. 1. Carte simplifiée des affleurements paléozoïques du Maroc. 1: Terrains paléozoïques de la Meseta; 2: Terrains paléozoïques du Môle côtier; 3: Terrains paléozoïques de l'Anti-Atlas; 4: Socle et granites précambriens

Fig. 1. Simplified map of the Moroccan Palaeozoic outcrops. 1: Palaeozoic outcrops of the Meseta; 2: Palaeozoic outcrops of the Coastal Meseta; 3: Palaeozoic outcrops of the Anti Atlas; 4: Basement and the Precambrian granite

d'une phase tectono-métamorphique d'âge dévonien supérieur et le développement d'un magmatisme calco-alcalin au Viséen supérieur-Namurien (Hoepffner, 1987).

Les terrains siluriens qui affleurent au niveau du domaine mesetien ont fait l'objet essentiellement d'études stratigraphiques et structurales dans le cadre de monographie (El Hassani, 1991; Benkira, 1994; Zahraoui, 1994). Leur corrélation stratigraphique avec ceux du reste du Maroc a été établie par Hollard et Willefert (in Destombes *et al.*, 1985). Cependant les dépôts du Silurien n'ont été étudiés sur le plan sédimentologique que dans la région d'Azrou (Bochman et Fischer, 1985) et la région de Rabat (Bhija *et al.* 1999). Ce travail se propose de présenter les résultats d'une étude sédimentologique détaillée qui concerne

l'ensemble des terrains siluriens à l'échelle de la Meseta marocaine. Les coupes choisies pour cette étude appartiennent aux différents domaines structuraux de la Meseta marocaine: le Môle Côtier (coupes d'Aïn Sidi Larbi et d'Aïn Dakhla), la zone de Rabat-Tiflet (coupes de Hoceine, Bled Dfa, Oued Satour-Nord, Oued Satour-Sud et Oued Tiflet), le Maroc central occidental (coupes de Rmimila et Smaâla), le Maroc central oriental (coupes de Bou Taga, Bou Ourarh, Azeghar-Ouznay, Immouzer Al Khandar) et la Meseta oranaise (coupe des Tleta des Zerarda).

Faciès et milieux de dépôts

L'analyse stratigraphique des dépôts du Silurien des

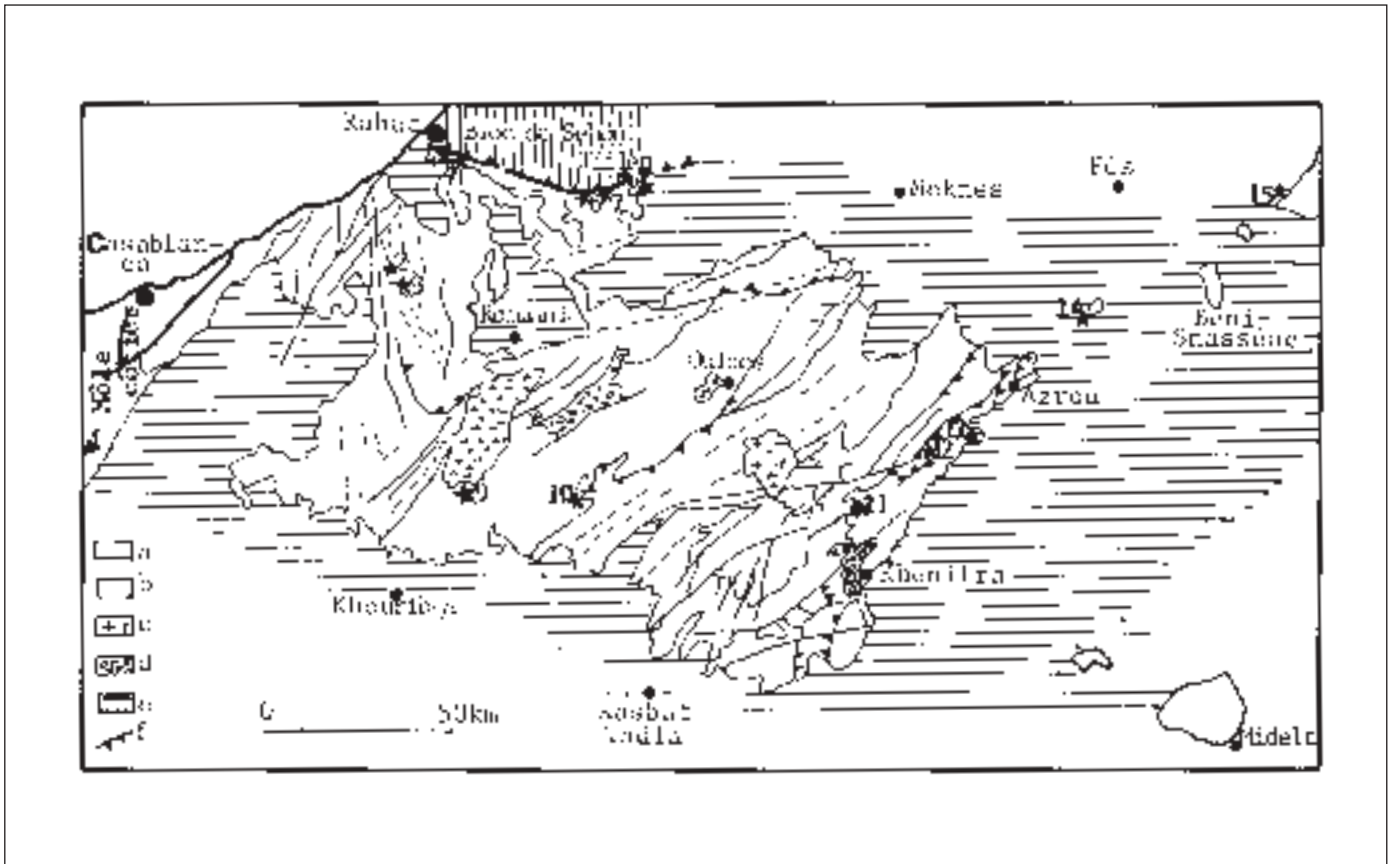


Fig. 2. Carte simplifiée de la Meseta marocaine (Walliser *et al.*, 1995; complétée). a: Terrains ordoviciens du bloc de Sehoul; b: Terrains paléozoïques; c: Granites hercyniens; d: Stéphano-Permien; e: Couverture post-paléozoïque; f: Failles tangentielles. 1: Coupe de Oued Cheguigia; 2: Coupe d'Aïn Sidi Larbi; 3: Coupe d'Aïn Dakhla; 4: Coupe de Hoceïne; 5: Coupe de Bled Dfa; 6: Coupe Oued Satour-Nord; 7: Coupe Oued Satour-Sud; 8: Coupe Oued Tiflet; 9: Coupe de Rmimila; 10: Coupe de Smaâla; 11: Coupe de Bou Taga; 12: Coupe d'Azeghar-Ouznay; 13: Coupe de Bou Ourarh; 14: Coupe d'Immouzer Al Kandar; 15: Coupe des Tlata des Zerarda

Fig. 2. Simplified map of the Moroccan Meseta (after Walliser *et al.*, 1995). a: Ordovician outcrops of the Sehoul; b: Palaeozoic outcrops; c: Hercynian granite; d: Stephanian and Permian; e: Post-Palaeozoic coverage; f: Shear fault. 1: Oued Cheguigia section; 2: Ain Sidi Larbi section; 3: Ain Dakhla section; 4: Hoeïne section; 5: Bled Dfa section; 6: Oued Satour-Nord section; 7: Oued Satour-Sud section; 8: Oued Tiflet section; 9: Rmimila section; 10: Smaâla section; 11: Bou Taga section; 12: Azeghar-Ouznay section; 13: Bou Ourarh section; 14: Immouzer Al Khandar section; 15: Tleta of Zerarda section

coupes précitées a permis d'identifier plusieurs faciès sédimentaires qui ont pu être rapportés à des environnements variés: des deltas influencés par la houle et les tempêtes, des littoraux à dominance de vagues et de marées et des milieux de plate-forme silicoclastique ou mixte (carbonatée/silicoclastique) peu profonde contrôlée essentiellement par les tempêtes.

Faciès deltaïques

- Faciès A: identifié au niveau des coupes d'Aïn Sidi Larbi et d'Aïn Dakhla (Fig.3), ce faciès montre une alternance de bancs de grès fin d'épaisseur décimétrique et d'interbancs souvent pélitiques. Les bancs présentent une surface basale nette et éro-

sive avec des figures d'affouillement («flute-cast») et des figures d'objets traînés («bounce ou proad marks») et une surface sommitale modelée par des rides de courant unidirectionnel ou de vagues. La structure interne des bancs montre une succession de termes à litages différents: litage oblique de courant unidirectionnel, lamines ondulées à l'échelle décimétrique et qui varient latéralement d'épaisseur, un litage constitué de faisceaux de lamines obliques et bireverses limitées par des surfaces d'érosion irrégulières (type 5 de De Raaf *et al.*, 1977), un litage déformé à l'état mou («convoluted-bedding») et un litage de rides chevauchantes de type A, B ou S (Brenchley *et al.*, 1979; Guillocheau et Hoffert, 1988). L'ensemble des caractères stratonomiques du banc indique un

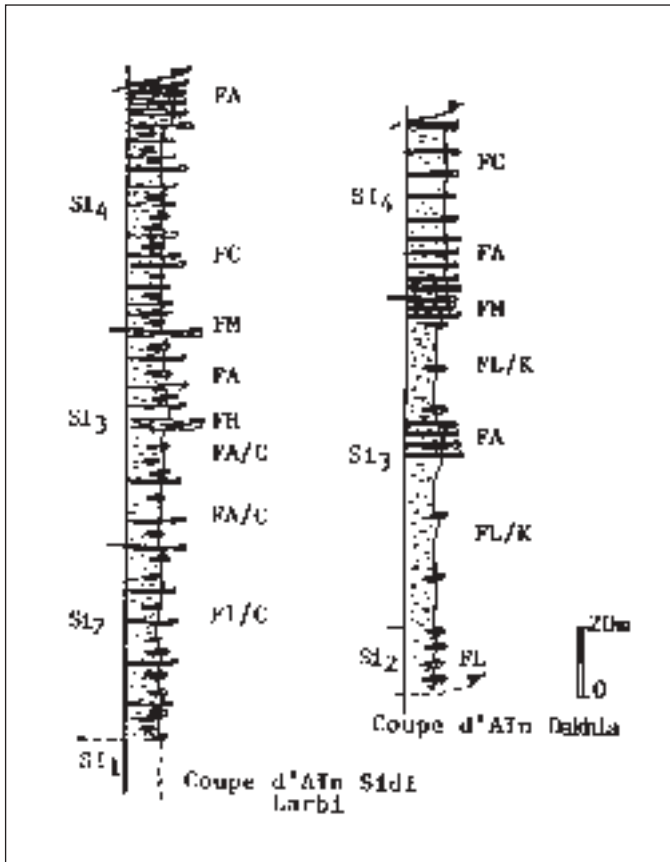


Fig. 3. Les coupes du Môle côtier-répartition des faciès sédimentaires; Si₁: Llandovery; Si₂: wenlock; Si₃: Ludlow; Si₄: Pridoli
 Fig. 3. The sedimentary facies in the Coastal Meseta sections; Si₁: Llandovery; Si₂: Wenlock; Si₃: Ludlow; Si₄: Pridoli

milieu sédimentaire à hydrodynamisme mixte et turbulent de type front de delta où opèrent les courants unidirectionnels, la houle et les vagues de tempêtes.

- Faciès B: il a été mis en évidence dans la coupe de l'Oued Satour-Sud (Fig. 4) et correspond à une alternance de bancs métriques microconglomératiques et d'interbancs pélitiques. Les bancs présentent souvent des surfaces basales avec des chenaux d'érosion décimétriques à pluridécimétriques, une stratification oblique parfois affectée par des déformations synsédimentaires et des surfaces sommitales modelées par des rides de courant unidirectionnel de grandes tailles. Ce faciès traduit un dépôt engendré par l'action des rides de courant unidirectionnel et pourrait correspondre à des barres de front de delta (Allen et Mercier, 1987).
- Faciès C: il correspond à des pélites silteuses reconnues dans les coupes d'Aïn Sidi Larbi et Aïn Dakhla (Fig. 3). Dans ces pélites, s'intercalent des bancs de grés lenticulaires d'épaisseur centimétri-

que à décimétrique; leurs limites sont érosives et présentent un litage oblique de courant unidirectionnel et/ou de rides de vagues. Ce faciès indique un dépôt dans un milieu relativement profond et moins énergétique que celui précédemment décrit. Il s'agit d'un milieu de prodelta (Allen et Mercier, 1987).

Faciès littoraux

- Faciès D: reconnu dans les coupes de Hoceine (Fig. 4), Bou Taga et Immouzer Al Khandar (Fig. 6), il se présente sous forme de bancs décimétriques à métriques de silts ou de calcaires silteux et d'interbancs pélitiques ou réduits à l'état de joints secs montrant de nombreuses surfaces de réactivation. La surface basale des bancs est érosive et montre des figures d'érosion alors que celle sommitale est ondulée à l'échelle décimétrique. Leur structure interne montre des doublets d'argiles ou «claystones couplets» qui traduisent selon Brown *et al.* (1990) le cycle journalier des marées dans un milieu littoral.
- Faciès E: il apparaît soit sous forme d'alternance de bancs de calcaires bioclastiques et d'interbancs réduits ou constitués par des drapages argileux dans la coupe de Hoceine (Fig.4), soit sous forme d'alternance de bancs silteux décimétriques et d'interbancs argileux montrant une structure de type doublets d'argiles dans les coupes de Bou Taga et Immouzer Al Khandar (Fig. 6). Les bancs présentent une stratification oblique et ondulée, une nette variation latérale d'épaisseur et de nombreuses surfaces de réactivation. Leur surface sommitale est souvent modelée par des rides de courant unidirectionnel. Ce type de faciès indique un dépôt dans un milieu littoral dominé par l'action des marées.
- Faciès F: il apparaît, dans la coupe de Hoceine (Fig. 4), sous forme de bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques à limites érosives et d'interbancs pélitiques. La structure interne des bancs montre un litage oblique constitué par des faisceaux de lamines séparés par des drapages d'argiles. Leurs surfaces sommitales sont modelées par des rides de courant unidirectionnel ou par des mégarides. Ce type de faciès sédimentaire est interprété comme le résultat d'une dynamique de marées en milieu littoral (Ehlers et Chan, 1999).
- Faciès G: dans la coupe de Hoceine (Fig. 4), il correspond à des pélites dans lesquelles s'intercalent des bancs centimétriques lenticulaires silto-argileux à limites basales érosives. Les surfaces

sommitales de ces bancs sont modelées par une superposition de rides centimétriques de courant unidirectionnel de sens opposés; ces rides sont souvent tapissées par des drapages d'argiles. Ce type de faciès sédimentaire traduit un dépôt tidal de faible énergie et représente une séquence de progradation littorale (Tucker, 1982 et Tucker in Chamley, 1988).

Faciès de plate-forme (offshore à shoreface)

- Faciès H: il a été mis en évidence dans les coupes d'Aïn Sidi Larbi (Fig. 3), Bled Dfa et Oued Satour-Nord (Fig. 4). Il se présente sous forme de bancs pluridécimétriques carbonatés ou grésocarbonatés à limites basales et sommitales nettes et érosives et d'interbancs constitués par des pélites. La structure interne des bancs montre un litage oblique en mamelon à petite échelle ou «Small Scale Hummocky Cross Stratification». Le faciès H résulte d'une dynamique de tempêtes moins énergétique et traduit un dépôt dans un milieu d'offshore distal (Jeannette et Pryor, 1993).
- Faciès I: au niveau des coupes d'Aïn Sidi Larbi (Fig.

3) et de Bled Dfa (Fig. 4), ce faciès montre une alternance de bancs décimétriques à métriques de calcaires gréseux et d'interbancs pélitiques. Les bancs sont parfois lenticulaires et présentent des limites basales et sommitales nettes et érosives. Leur structure interne montre des lamines ondulées à l'échelle décimétrique, qui varient latéralement d'épaisseur et qui sont parfois affectées par une déformation synsédimentaire. Ce type de faciès sédimentaire résulte d'un écoulement oscillatoire engendré par les vagues de tempêtes et indique un dépôt dans un milieu d'offshore (Brenchley, 1985).

- Faciès J: dans les coupes de l'Oued Tiflet (Fig. 4), Rmimila (Fig. 5), Bou Ourarh, Azaghar-Ouznay et Tleta des Zerarda (Fig. 6), il se caractérise par une alternance millimétrique à centimétrique de strates silteuses et d'interstrates argileuses parfois bioturbées. Les strates montrent des surfaces basales avec des gouttières et des sillons d'érosion et une structure interne constituée par des lamines planes subparallèles ou légèrement ondulées. Le passage aux interstrates se fait graduellement par augmentation du pourcentage d'argile. Ce faciès correspond aux rythmites gradées ou

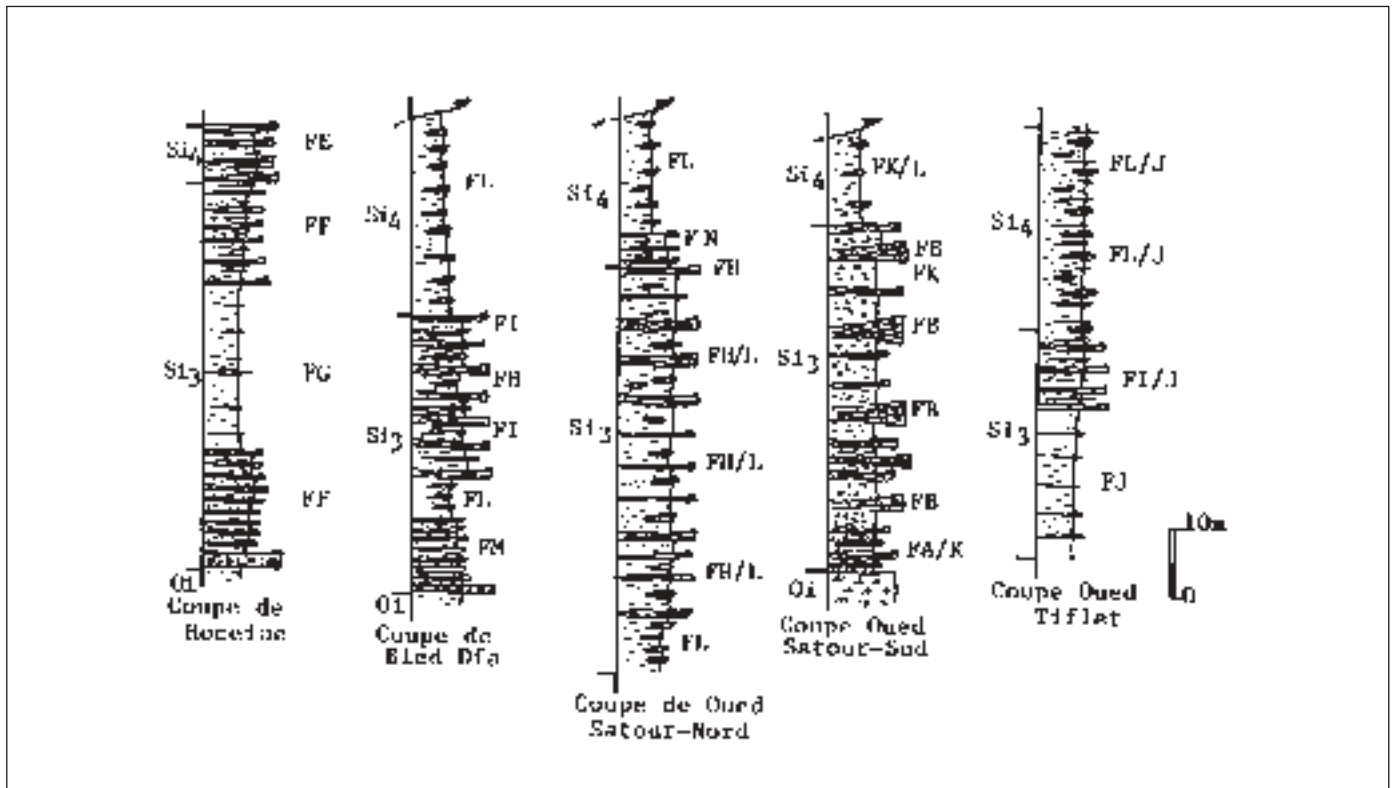


Fig. 4. Les coupes de l'axe Rabat-Tiflet; répartition des faciès sédimentaires. O1: Ordovicien inférieur; S13: Ludlow; S14: Pridoli
 Fig. 4. Sedimentary facies in the Rabat-Tiflet axis. O1: Lower Ordovician; S13: Ludlow; S14: Pridoli

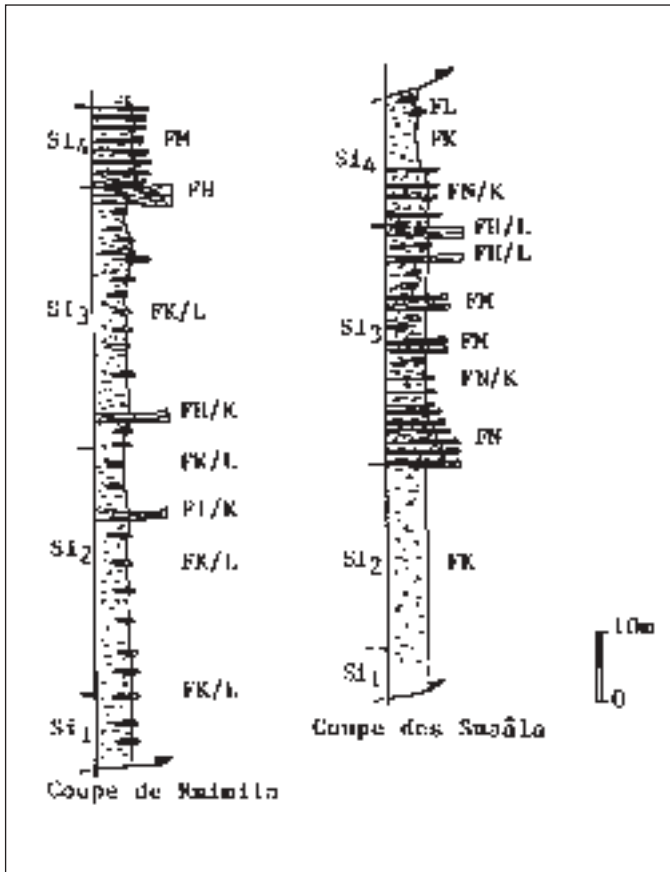


Fig. 5. Les coupes du Maroc Central Occidental-répartition des faciès sédimentaires. Si₁: Llandovery; Si₂: Wenlock; Si₃: Ludlow; Si₄: Pridoli

Fig. 5. Sedimentary facies in the western part of the Central Moroccan Massif. Si₁: Llandovery; Si₂: Wenlock; Si₃: Ludlow; Si₄: Pridoli

«storm graded layers» qui sont attribuées à une dynamique de tempêtes en milieu d'offshore (Guillocheau et Hoffert, 1988).

- Faciès K: ce faciès a été identifié dans les coupes d'Aïn Dakhla (Fig. 3), Rmimila et Smaâla (Fig. 5). Il correspond à des pélites dans lesquelles se sont interstratifiés de petits corps sédimentaires isolés ou coalescents de taille centimétrique; ces corps de nature gréseuse ou gréso-carbonatée ont un contact net avec l'encaissant et correspondent à des sphéroïdes. Ils ont une origine hydrodynamique attestée par la nature de leur contact et sont interprétés par Guillocheau (1983) et Hamoumi (1988) comme le résultat d'une dynamique de tempêtes en milieu distal d'une plate-forme peu profonde.
- Faciès L: ce faciès apparaît dans les coupes d'Aïn Sidi Larbi, Aïn Dakhla (Fig. 3), Bled Dfa, Oued Satour-Nord (Fig. 4), Rmimila et Smaâla (Fig. 5). Il

correspond à une alternance métrique de pélites et de miches carbonatées ou carbonato-gréseuses. Ces miches à limites nettes et érosives, présentent une épaisseur décimétrique à métrique et sont assimilées à des bancs. L'analyse de leur structure interne permet d'identifier un litage exprimé par des lamines planes ou légèrement ondulées; ces lamines varient latéralement d'épaisseur et sont parfois affectées par une importante bioturbation. Les miches résulteraient du remplissage de gouttières ou de sillons en milieu d'offshore (Guillocheau, 1983; Hamoumi, 1988).

- Faciès M: il a été reconnu dans les coupes d'Aïn Dakhla (Fig. 3), Bled Dfa (Fig. 4), Rmimila et Smaâla (Fig. 5). Il est constitué d'une alternance de bancs carbonatés ou carbonato-gréseux de taille décimétrique et d'interbancs argileux d'épaisseur pluridécimétrique. Les bancs montrent des limites nettes et érosives et des surfaces sommitales modelées par des rides de vagues ou des rides interférentes. Leur structure interne, quand elle n'est pas désorganisée par la bioturbation, montre un litage exprimé par des lamines parallèles ou ondulées à l'échelle centimétrique à décimétrique; ces lamines peuvent varier latéralement d'épaisseur. Le faciès M est interprété sur la base de son association avec des dépôts de tempêtes actuels ou anciens, comme un faciès de zone de transition offshore/shoreface (Leckie et Krystinick, 1989; Yagishita, 1994).
- Faciès N: dans la coupe des Smaâla (Fig. 5), ce faciès correspond à une alternance de bancs centimétriques de calcaires gréseux et d'interbancs décimétriques de pélites bioturbées. Les bancs montrent des limites nettes et érosives et présentent parfois des surfaces sommitales modelées par des rides de vagues ou des rides interférentes polygonales mal exprimées ou déformées à l'état mou. Le litage, quand il est apparent, est exprimé par des lamines légèrement ondulées souvent affectées par une intense bioturbation. Ce type de faciès reconnu dans des dépôts de plate-formes actuelles et anciennes (Leckie et Krystinick, 1989; Beukes, 1996) traduit une sédimentation dans un milieu de transition (offshore/shoreface) à offshore supérieur.
- Faciès O: il apparaît dans la coupe d'Azeghar-Ouznay (Fig. 6) sous forme d'alternance décimétrique à métrique de bancs silteux souvent lenticulaires et bioturbés et d'interbancs pélitiques. Ce faciès se trouve intercaler au sein des dépôts de tempêtes et passe latéralement à ces dépôts; il correspond aux «mud-tempestites» reconnues en Mer du Nord par Aigner et Reineck (1982) et traduit

un dépôt à partir d'une suspension qui résulte d'une expression latérale des actions de tempêtes en milieu d'offshore distal.

Modele de sedimentation et evolution paleogeographique

Les faciès sédimentaires reconnus dans les séries sédimentaires du Silurien de la Meseta marocaine ont permis d'une part de suivre l'évolution verticale et latérale des paléomilieus au niveau de chaque coupe et d'autre part de préciser l'histoire sédimentaire de l'ensemble du bassin étudié.

L'évolution paléogéographique de la Meseta marocaine au cours du Silurien a mis en évidence l'e-

xistence de deux bassins adjacents séparés par un paléoseuil au moins durant le Silurien inférieur. Ces deux bassins correspondent à un bassin occidental englobant le Môle Côtier et la zone de Rabat-Tiflet et à un bassin oriental incluant le Maroc central et la Meseta orientale. L'évolution sédimentaire de ces deux bassins s'est déroulée de la manière suivante:

1- Silurien inférieur

Llandovery

A cette période (Fig. 7), le bassin occidental correspondrait à une plate-forme mixte (carbonatée/silico-clastique) représentée par un domaine proximal litto-

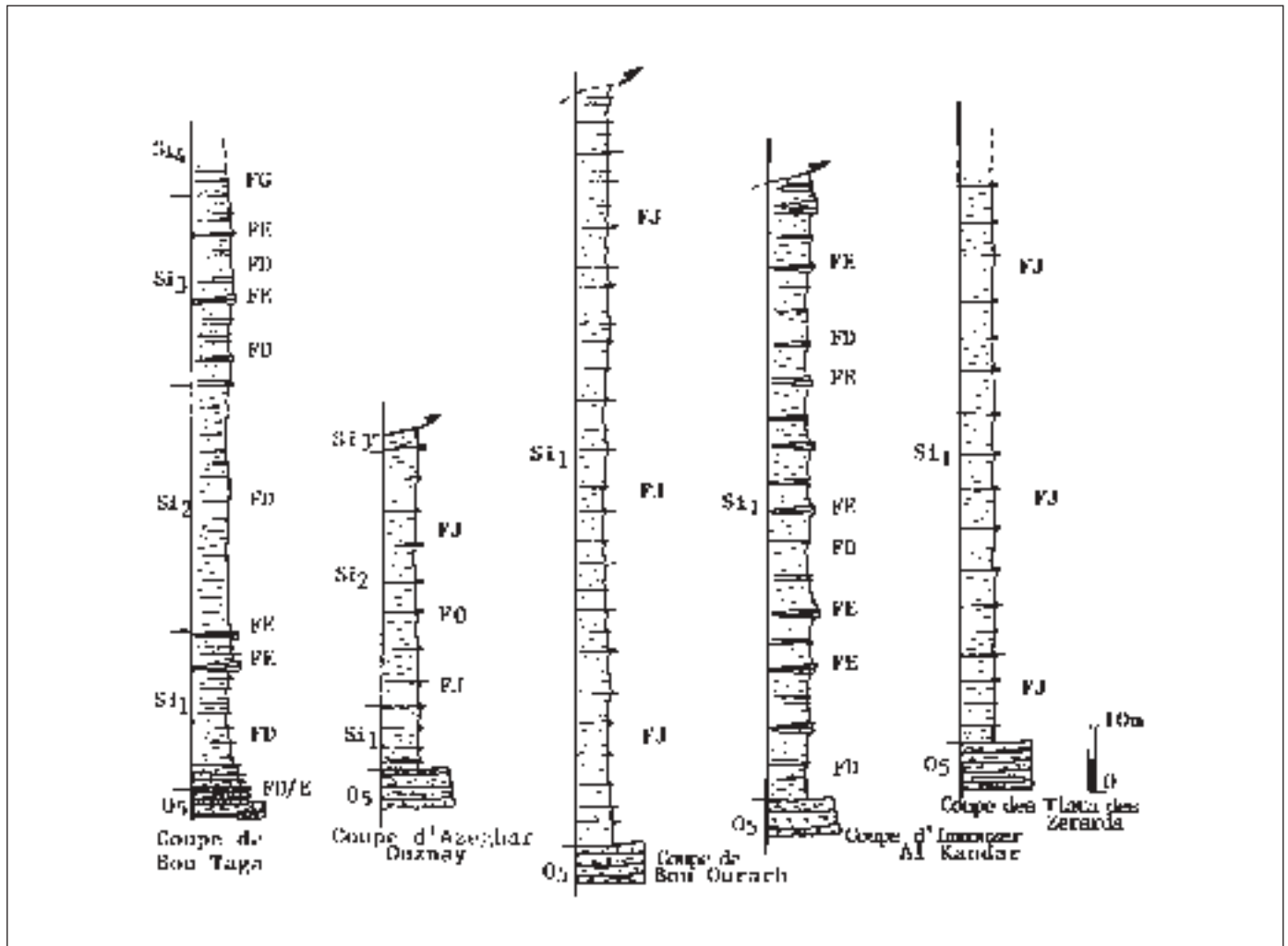


Fig. 6. Les coupes du Maroc Central Oriental et de la Meseta Orientale-répartition des faciès sédimentaires. O5: Ashgill; Si1: Llandovery; Si2: Wenlock; Si3: Ludlow; Si4: Pridoli
 Fig. 6. Sedimentary facies in the eastern part of the Central Moroccan Massif and in the East of Meseta. O5: Ashgill; Si1: Llandovery; Si2: Wenlock; Si3: Ludlow; Si4: Pridoli

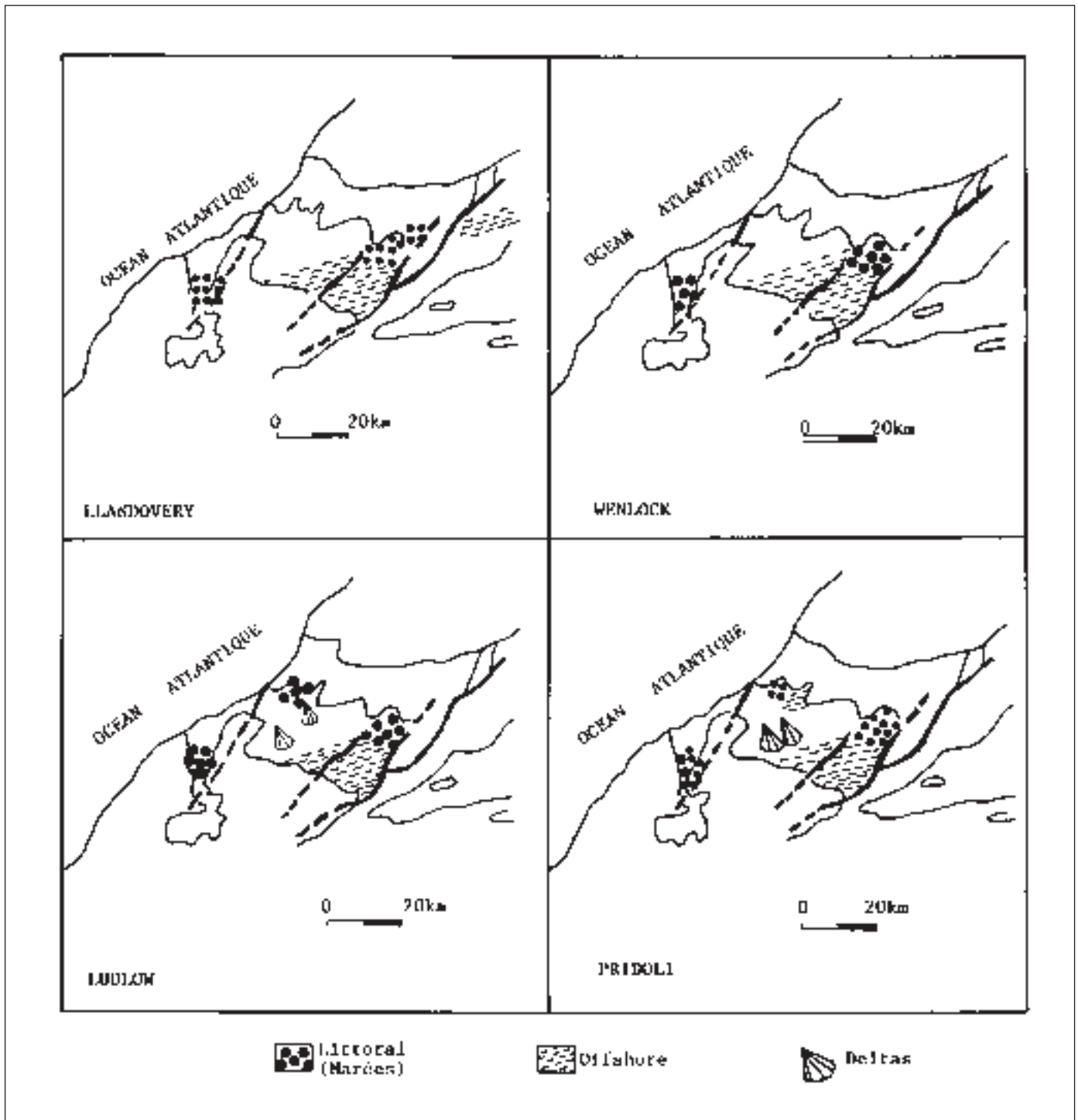


Fig. 7. Paléogéographie du domaine Mesetien au Silurien
 Fig. 7. Palaeogeographic evolution of the Meseta during the Silurian (Shoreface, Offshore, Delta)

ral à dominance de marées au Sud-Ouest des coupes d'Aïn Sidi Larbi et d'Aïn Dakhla. Dans le reste du bassin s'est instauré le paléoseuil dit de Rabat-Tiflet. Au cours du Llandovery, ce bassin était essentiellement

contrôlé par un effet glacio-eustatique attesté par une lacune du Rhuddanien (base du Silurien) justifiée par quelques données biostratigraphiques (Rousselle, 1961).

Le bassin oriental, quant à lui, correspondrait à une plate-forme silicoclastique influencée par l'action des tempêtes et qui est moins subsidente au Maroc central occidental qu'au Maroc central oriental et Meseta orientale. Ce bassin est constitué de plusieurs domaines physiographiques: un offshore supérieur à Rmimila et Smaâla, un littoral à Bou Taga, un offshore distal à Azeghar-Ouznay et Bou Ourarh, un littoral à Immouzer Al Khandar et un offshore distal à Tleta des Zerarda.

Wenlock

Pendant cette période (Fig.7), les deux bassins (occidental et oriental) ont été soumis à l'effet d'une importante montée eustatique parfaitement corrélable avec celle de l'océan mondial et qui s'est traduite par la mise en place de dépôts d'offshore. La sédimentation reste toujours mixte (carbonatée/silicoclastique) dans le bassin occidental et uniquement silicoclastique dans le bassin oriental.

Pendant tout le Silurien inférieur, ces deux bassins ont été séparés par le paléoseuil qui englobait toute la zone de Rabat-Tiflet et ils ont été contrôlés par l'effet d'une tectonique distensive et de l'eustatisme.

2- Silurien supérieur

Dans les deux bassins, la sédimentation était contrôlée essentiellement par une tectonique distensive à laquelle s'est associée une activité volcanique synsédimentaire manifestée par des dépôts volcano-clastiques. Cette tectonique distensive a engendré: (1) une subsidence différentielle à l'origine de la mise en place et de l'enchaînement de plusieurs séquences négatives de type «punctuated aggradational cycles» ou PAC's (Goodwin et Anderson, 1985), (2) une structuration plus marquée du tréfonds en horsts et grabens dans les deux bassins et (3) l'affaissement du paléoseuil qui les a séparé pendant tout le Silurien inférieur; cet affaissement est sédimentairement enregistré par la formation d'un niveau transgressif de base ou «basal transgressive sand» dans les coupes de Hoceine et Bled Dfa (région de Rabat) et par le développement de corps deltaïques dans les coupes d'Aïn Sidi Larbi, Aïn Dakhla (région de Ben Slimane) et Oued Satour-Sud (région de Tiflet).

Ludlow

Durant cette période (Fig. 7), le bassin occidental

correspondrait toujours à une plate-forme mixte (carbonatée-silicoclastique) et non pas à un domaine turbiditique comme a été avancé par Bhija et al. (1999). Ce bassin était influencé davantage par une sédimentation carbonatée et il était constitué de plusieurs domaines paléogéographiques différents:

- un domaine littoral à dominance de marées au Sud-Ouest de la coupe d'Aïn Sidi Larbi,
- des deltas édifiés dans un offshore distal très subsident au niveau des coupes d'Aïn Sidi Larbi et Aïn Dakhla,
- un littoral au niveau de la coupe de Hoceine,
- un domaine de zone de transition à offshore supérieur au niveau des coupes de Bled Dfa, Oued Satour-Nord et Oued Tiflet,
- un delta au niveau de la coupe de l'Oued Satour-Sud.

Le bassin oriental quant à lui, comprendrait trois domaines distincts: un domaine de zone de transition/offshore supérieur au niveau des coupes de Rmimila et Smaâla (Maroc central occidental), un domaine littoral à Bou Taga (Maroc central oriental) et un domaine d'offshore distal à partir du Maroc central oriental. Ce bassin qui correspondrait toujours à une plate-forme silicoclastique contrôlée par l'action des tempêtes ne recevait que des apports très réduits de la sédimentation carbonatée qui a influencé le bassin occidental. Ces apports ont été à l'origine de la formation de corps sédimentaires à géométrie lenticulaire.

Pridoli

Pendant le Pridoli (Fig. 7), la tectonique distensive se poursuivait et serait à l'origine d'une inversion paléogéographique illustrée dans les deux bassins.

Dans le bassin occidental, s'individualisent:

- un domaine occidental qui a évolué d'un estran inférieur à un estran moyen,
- des deltas influencés par l'action de la houle et des tempêtes au niveau des coupes d'Aïn Sidi Larbi et Aïn Dakhla,
- un domaine qui a évolué d'un estran moyen à un estran inférieur au niveau de la coupe de Hoceine,
- un domaine d'offshore distal (à la place d'un milieu de zone de transition/offshore supérieur) au niveau des coupes de Bled Dfa, Oued Satour-Nord, Oued Satour-Sud et Oued Tiflet.

Dans le bassin oriental s'installent:

- un milieu de zone de transition à la place d'un milieu d'offshore au niveau de la coupe de Rmimila,
- un milieu d'offshore distal à la place d'un milieu de

zone de transition/offshore supérieur au niveau de la coupe des Smaâla,

- un milieu littoral à dominance tidale au niveau de la coupe de Bou Taga.

Conclusion

Dans la Meseta marocaine, l'évolution dans le temps et dans l'espace des faciès et des environnements sédimentaires a permis de proposer pour la première fois une reconstitution paléogéographique complète des séries étudiées pour la période du Silurien. Cette évolution traduit une interaction entre le glacio-eustatisme et une tectonique distensive. Le contrôle par le glacio-eustatisme s'exprime par une lacune à la base du Silurien et le contrôle par la tectonique distensive qui s'est généralisée à partir du Silurien supérieur a engendré une subsidence différentielle, une structuration plus marquée du tréfonds en zones relativement exhausées et d'autres affaissées, et l'ennoisement du paléoseuil dit de Rabat-Tiflet à partir du Ludlow.

En effet, cette tectonique distensive qui a contrôlé l'évolution sédimentaire dans les deux bassins a engendré une configuration en horsts et grabens attestée par des variations latérales et verticales dans l'épaisseur des corps sédimentaires, des déformations contemporaines à la sédimentation et une importante inversion paléogéographique reconnue au cours du Pridoli dans l'ensemble du domaine étudié. Cette tectonique s'inscrit dans le cadre géodynamique global de la plate-forme nord-gondwanienne marqué par des pulsations distensives depuis l'Infracambrien (Benssaou et Hamoumi, 1999), le Cambrien moyen (Habibi et Hamoumi, 1992) et se poursuit durant l'Ordovicien terminal (Hamoumi, 1988 et 2001).

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier vivement J.C. Gutiérrez Marco et J.M. Piçarra pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et pour leurs remarques très constructives.

References

Aigner, T. et Reineck, H.E. 1982. Proximity trends in modern storm sands from the Helgland Bight (North Sea) and implications for basin analysis. *Senckenbergiana Maritima*, 14, 183-185.
Allen, G.P. et Mercier, F. 1987. Les deltas: sédimentologie et

exploration pétrolière. *Bulletin de la Société Géologique*, France [8], 3, (7), 1247-1269.
Benfkira, E.M. 1994. Conodontes siluriens et dévoniens (Wenlock-Givetien) du Nord Ouest de la Meseta Marocaine: Systématique, Stratigraphie et biofaciès. *Thesis Doctoral, Katholieke University Leuven*, 1-260.
Benssaou, M. et Hamoumi, N. 1999. Le Protérozoïque terminal-Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental (Maroc): évolution sédimentologique et implications géodynamiques. *African Geosciences Review*, 6, 4, 361-379.
Beukes, N.J. 1996. Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton formation of the siliciclastic archaean witwatersrand supergroup, south Africa, *Journal of Sedimentary Research*, 66, (3), 567-576.
Bhija, F., Fedan, B. et Laadila, M. 1999. Les turbidites calcaires siluro-lochkoviennes de la zone de Rabat-Tiflet (Meseta nord-occidentale, Maroc): analyse sédimentologique et implications paléogéographiques. *Géologie Méditerranéenne*, 26 (3-4), 245-257.
Bochmann, G. et Fischer, G. 1985. Stratigraphie und facies des Paläozoikums nördlich Azrou. *Geologica et Paleontologica*, 19, 15-37.
Bouabdelli, M. 1989. Tectonique et sédimentation dans les bassins orogéniques: le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du Massif Hercynien Central). *Thèse ès-Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France*, 257p.
Brenchley, P.J., Newall, G. et Stanistreet, I.G. 1979. A storm surge origin for sandstones beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician of Norway. *Sedimentary Geology*, 22, 135-217.
Brenchley, P.J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9, 369-396.
Brown, M.A., Archer, A.W. et KVALE, E.P., 1990. Neap-Spring tidal cyclicity in laminated carbone channel-fill deposits and its implications: salem limestone (Mississippian), south-central indiana, O.S.A., *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, (1), 152-159.
Chamley, H. 1988. Les milieux de sédimentation. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, 169p.
De Raaf, J.F.M., Boersema, J.R. et Van Gelder, A. 1977. Waves-generated structures and sequences from a shallow marine succession, lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
Destombes, J., Hollard, C.H. et Willefert, S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In Hollard, C.H. (ed), *Lower Palaeozoic Rocks of the World, vol.4. Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*. John Wiley and Sons, Chichester: 91-336.
Ehlers, T.A. et Chan, M.A. 1999. Tidal sedimentology and estuarine deposition of the Proterozoic Big cottonwood formation, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 69, (6), 1169-1180.
El Hassani, A. 1990. La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc. Chaîne calédonienne des Sehoul et de la plateforme nord-mesétienne. *Thèse ès-Sciences. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France*, 208p.
El Hassani, A. 1991. La zone de Rabat-Tiflet: Bordure nord de la chaîne calédonno-hercynienne du Maroc. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Maroc*, 15, 1-134.

- Goodwin, P. W. et Anderson E.J. 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, 93, 515-533.
- Guillocheau, F. 1983. Les dépôts de tempêtes - le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. *Thèse 3^e Cycle, Université Bretagne Occidentale*, Brest, France, 223p.
- Guillocheau, F. et Hoffert, M. 1988. Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plateforme: le modèle des plateformes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, 307, Série II, 1909-1916.
- Habibi, L. et Hamoumi N. 1992. Le Cambrien moyen et supérieur du Môle Côtier (Maroc). Livret guide de l'excursion du 10^{ème} Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 30p.
- Hamoumi, N. 1988. La plateforme ordovicienne du Maroc: dynamique des ensembles sédimentaires. *Thèse ès-Sciences, Université Louis Pasteur*, Strasbourg, France, 192p.
- Hamoumi, N. 2001. The Gondwana platform during ordovician times: climatic, eustatic and geodynamic evolution, Field trip guide book, official Business meeting and field excursion of subcommission on Ordovician Stratigraphy, *International commission stratigraphy/IUGS*, Morocco 2001, 40p.
- Hoepffner, C. 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse ès-Sciences. Université Louis Pasteur*, Strasbourg, France, 269p.
- Jeannette, D. et Pryor, WA. 1993. Cyclic alternation of proximal and distal storm facies: kope and fairview formations (Upper Ordovician), Ohio and Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, (2), 183-203.
- Leckie, D.A. et Krystinik, L.F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, (5), 862-870.
- Michard, A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 252, 182 p.
- Rousselle, L. 1961. Les grapholites gothlandiens au confluent des oueds Bou-Regreg et Akrech. *Travaux de l'Institut Scientifique Chérifien, Série Géologie et Géographie Physique*, 11, Rabat, Maroc.
- Tahiri, A. 1991. Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. *Thèse ès-Sciences, Université Bretagne Occidentale*, Brest, France, 299 p.
- Termier, H. 1936. Etude géologique sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 33, 1566 p.
- Tucker, M. 1982. Storm surge sandstones and the deposition of interbedded limestone: late Precambrian, Southern Norway. In Einsele H. and Seilacher A. -*Cyclic and event stratification*, Springer, 540 p.
- Walliser, O.H., El Hassani, A. et Tahiri, A. 1995. Sur le Dévonien de la Meseta marocaine occidentale, comparaison avec le Dévonien allemand et événements globaux. *Coursch Institute Scenckenberg*, 188, 21-30.
- Yagishita, K. 1994. Planar cross-bedding associated with rip currents of upper Cretaceous formation, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 78, 155-163.
- Zahraoui, M. 1994. Le Silurien, in Géologie du Paléozoïque du Maroc central et de la Meseta orientale. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, Maroc, 18, 38-42.

Recibido: Junio 2003

Aceptado: Diciembre 2003