

Le Dévonien inférieur et moyen

Mohamed ZAHRAOUI

INTRODUCTION

Le Dévonien inférieur et moyen est représenté dans l'ensemble du Maroc central et oriental. Il est présent dans différentes zones structurales hercyniennes (PIQUÉ & MICHARD, 1981). Contrairement à ceux du Silurien, les terrains du Dévonien inférieur et moyen sont caractérisés par une variabilité de faciès témoignant d'une différenciation en plusieurs domaines paléogéographiques.

En Meseta nord-occidentale, ces terrains affleurent essentiellement dans les rides encadrant les bassins dévono-dinantiens.

Dans la partie est du Maroc central, ils sont représentés en grande partie dans les unités orientales allochtones de la zone de transition. Dans la Meseta orientale, le Dévonien inférieur et moyen affleure dans plusieurs boutonnières. Il est impliqué dans les déformations internes précoces d'âge éovarisque (Dévonien supérieur et intra-Viséen).

LA MESETA NORD OCCIDENTALE

Le Dévonien inférieur et moyen affleure essentiellement sur les bordures du bassin dévono-carbonifère de Sidi Bettache (PIQUÉ, 1979). Au Nord, dans la zone de Rabat-Tiflet orientée E-W, à l'Ouest, dans les deux bandes subméridiennes de Benslimane et du Cherrat et au Sud dans la zone ENE à NE des Zaër. Ces deux dernières zones se prolongent au SW respectivement par les affleurements de Mdakra et ceux des Khatouat.

ZONE DE RABAT-TIFLET

C'est dans la région de Rabat, sur la rive droite de l'oued Bou Regreg en aval avec son confluent avec l'oued Akrech, que les couches du Dévonien inférieur reposent en concordance sur celles du Silurien supérieur.

Les premiers travaux notables sont ceux de LECOINTRE & DELEPINE (1933) qui ont reconnu le Dévonien dans les gorges du Khaloua. COGNEY (1957) découvre plusieurs faunes dans la région de Rabat, lui permettant d'établir une première stratigraphie pour la zone de Rabat-Tiflet et il date le Coblencien et l'Eifélien. La stratigraphie du Dévonien fut ensuite affinée dans cette région par ALBERTI (1966-1977), qui précisa le passage Lochkovien-Praguien et donna une description des terrains dévoniens.

Les études entreprises par PIQUÉ (1979) et ensuite par EL HASSANI (1990) ont amené ces deux auteurs à lever plusieurs coupes et à comparer les faciès et les épaisseurs à Rabat et à Tiflet.

La coupe type de la rive droite de Bou Regreg à Bled Dfa offre une succession continue du Lochkovien à l'Emsien supérieur (fig. 1). Elle est constituée par des calcaires en plaquettes alternant avec des pélites noires en

concordance sur le Silurien supérieur, sans que la limite entre ces deux étages soit tranchée. Ces calcaires sont bitumineux et renferment des débris terrigènes (quartz). La faune est représentée par des Lamellibranches, des Ostracodes et surtout des Graptolites (*Monograptus uniformis* et *Monograptus microdon*). L'épaisseur est de 60 m pour le Lochkovien. Le Praguien est marqué par des calcaires noduleux gris-bleu à Tentaculites, Brachiopodes et Echinodermes.

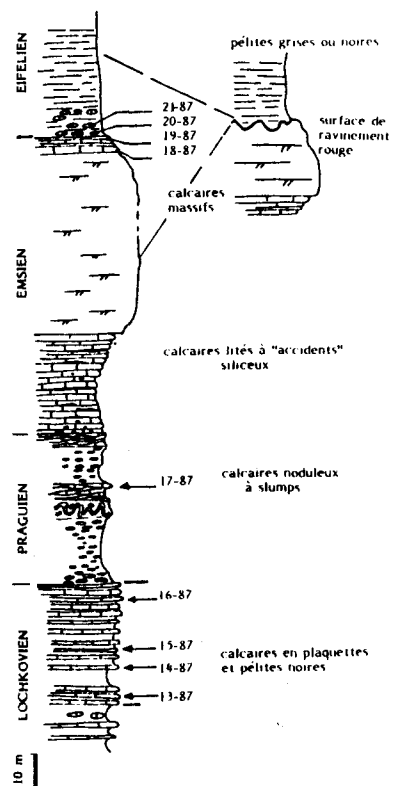


Fig. 1: Colonne stratigraphique du Dévonien de Bled Dfa (d'après EL HASSANI, 1990)

Ces calcaires de 40 m d'épaisseur contiennent des joints centimétriques de pélites vers la partie sommitale. L'Emsien est représenté à la base par des calcaires à accidents siliceux qui passent à des calcaires massifs à bancs épais (1 m), dolomitiques et recristallisés à Lamellibranches et Crinoïdes. Le passage à l'Eifélien se fait par l'intermédiaire de bancs lités à intercalations de pélites noires ayant livré des Goniatites.

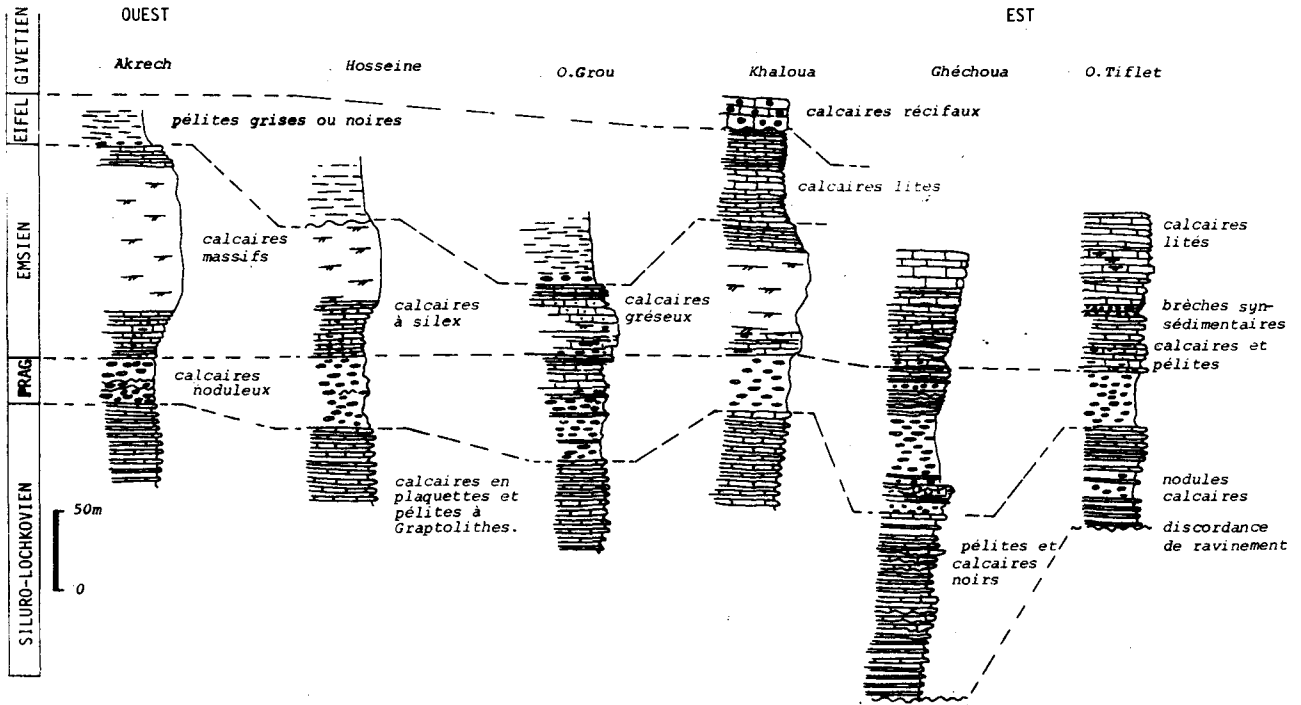


Fig. 2: Colonnes stratigraphiques comparatives des séries dévoniennes de l'axe de Bou Regreg (d'après EL HASSANI, 1990)

- A El Mograne (rive droite de l'oued Grou), le Lochkovien se caractérise par des calcaires à grains moyens à grossiers associés à une faune benthique évoquant un milieu de dépôt proche de la côte. Cette zone est considérée par ALBERTI (1969) comme un seuil élevé par rapport à la région de Rabat et celle de Tiflet, où les faciès lochkoviens indiquent une mer relativement plus profonde.

- Des variations sont également notées dans l'Emsien avec des calcaires périrécifaux à Rabat et des calcaires subrécifaux et bréchiques à Tiflet alors qu'à El Mograne, l'Emsien est en partie terrigène avec des calcaires gréseux (fig. 2). Ces faciès prolongent donc les dépôts côtiers du Lochkovien.

- D'autre part, le passage de l'Emsien à l'Eifélien est brutal à Rabat avec des carbonates de plate-forme surmontés de pélites de milieu plus profond et relativement plus calme mais dans les gorges du Khaloua la même sédimentation de plate-forme carbonatée persiste à l'Eifélien.

Une plate-forme carbonatée instable

Des indices de l'instabilité du milieu de sédimentation sont rencontrés à partir du Lochkovien. Cette instabilité est matérialisée par des petites failles synsédimentaires. Leur rejet est faible, centimétrique au Lochkovien et au Praguien mais il s'accroît à l'Emsien en devenant décimétrique à métrique (EL HASSANI & ZAHRAOUI, 1984; EL HASSANI, 1990).

Des structures liées aux glissements synsédimentaires (slumping) sont également observées au Lochkovien et au Praguien (coupe de Bled Dfa). La nature des faciès noduleux

dans le Praguien et localement dans l'Emsien suggère des dépôts de pente régie par une instabilité du fond marin. Les épaisissements locaux des couches de l'Emsien dans l'oued Grou et les passages latéraux de faciès sont des témoins d'une tectonique en distension précoce à l'origine d'exhaussements locaux d'inégale ampleur. Les hauts-fonds qui en résultent induisent une différence de bathymétrie et sont favorables à l'installation d'une sédimentation carbonatée.

ZONES DE BENSLIMANE-CHERRAT

Les terrains du Dévonien inférieur et moyen des zones de Benslimane-Cherrat affleurent de manière discontinue le long de deux bandes faillées orientées N-S. Ces terrains ont fait l'objet de plusieurs travaux depuis LECOINTRE (1926) qui les a reconnus. Ces études ont été effectuées sous une optique essentiellement stratigraphique (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966; HOLLARD, 1967; CHALOUAN, 1977 et PIQUÉ, 1979). Une description détaillée et une analyse sédimentologique a été récemment effectuée (ZAHRAOUI, 1991).

La zone de Benslimane

Les roches étudiées au Sud de Benslimane dans la Chaâbat Hamira (ZAHRAOUI, 1991) représentent, malgré la complexité tectonique, les différents étages du Dévonien inférieur; la présence du Dévonien moyen y est probable. Le Dévonien inférieur est représenté par une formation détritique qui repose sur le Silurien sommital grésopélimitique. Il s'agit d'un ensemble turbiditique (grès et

pélites). La partie basale est constituée de pélites micacées à bancs gréseux fins datant du Lochkovien inférieur avec la présence de *Monograptus uniformis* (dét. DESTOMBES).

Les bancs gréseux montrent des plis synsédimentaires et des séquences turbiditiques de type Bouma. La série s'enrichit vers le haut en bancs gréso-quartzitiques avec de rares lentilles de calcaires sableux (fig. 3).

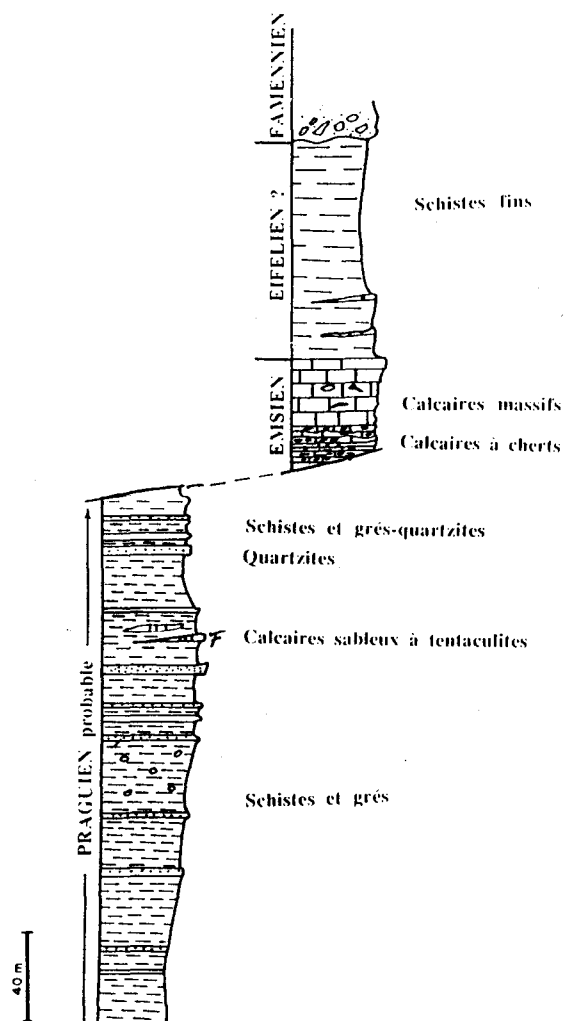


Fig. 3: Le Dévonien inférieur et moyen probable de la zone de Benslimane (d'après ZAHRAOUI, 1991)

Ces niveaux sont rapportés au Praguien. L'Emsien correspond à une série carbonatée en contact anormal avec la formation détritique. Ce sont des calcaires griottes siliceux passant vers le haut à des calcaires à Conodontes (*Belodella*) : ZAHRAOUI, 1991). Les calcaires sont

surmontés par des schistes à minces bancs calcaires attribués à l'Eifélien (ZAHRAOUI, 1991): fig 3.

la zone de l'Oued Cherrat

Les affleurements, mieux exposés qu'à Benslimane se suivent le long d'une bande N-S limitée par deux grandes failles qui les met en contact anormal à l'Ouest avec les terrains famenno-carbonifères de la fosse de Benslimane et à l'Est avec ceux, famenno-tournaisiens, du bassin de Sidi Bettache. La continuité stratigraphique du Dévonien inférieur et moyen est rendue difficile à observer mais plusieurs coupes partielles montrent cependant que le Dévonien inférieur et moyen est représenté par ses différents étages.

Le Dévonien inférieur

Le Lochkovien correspond à des faciès argileux et carbonatés de profondeur relativement faible (Kaf Nzaha) qui reposent sur le Silurien supérieur carbonaté, pélites et calcaires sableux à Trilobites, Crinoïdes, Lamellibranches et Orthocères. Le Praguien est représenté dans la coupe type de Aïn Dakhla (fig. 4). Celle-ci débute par des niveaux gréso-pélitiques fins à *Phacops* qui passent à un premier ensemble carbonaté de calcaires bioclastiques et se termine par des calcaires ferrugineux et chenalisés indiquant un milieu agité au-dessus d'une discontinuité sédimentaire. Le second ensemble est représenté par des calcaires noduleux témoignant d'une instabilité du fond marin. Le retour à un milieu de faible profondeur est matérialisé par le passage à des faciès carbonatés francs à Bryozoaires (*Fenestella*), des Trilobites ainsi que des algues (*Palaepordella lammatonensis*, ELLIOT, 1961).

L'Emsien correspond aux faciès récifaux qui annoncent la tendance à l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Ces faciès sont bien exposés à Aïn Aliliga avec une formation de calcaires dolomitiques et siliceux à débris organiques et à Polypiers de 100 m d'épaisseur environ (CHALOUAN, 1977).

L'analyse séquentielle dans la coupe de Aïn Dakhla (ZAHRAOUI, 1991) montre que chacun des deux ensembles correspond à une séquence de comblement durant le Dévonien inférieur. Ce comblement se confirmera au Dévonien moyen.

Les différentes coupes du Dévonien inférieur étudiées et comparées sur les deux rives de l'oued Cherrat montrent plusieurs passages latéraux de faciès en relation avec une bathymétrie non homogène régie par une instabilité du fond marin. Celle-ci est attestée par plusieurs discontinuités sédimentaires et des figures de glissements synsédimentaires. Les autres affleurements du Praguien montrent des faciès plus ou moins riches en carbonates qui deviennent localement rares avec une dominance d'argilites silteuses ou gréseuses (Al Koudiat). Ces passages latéraux de faciès sont rattachés à une différence de bathymétrie contrôlée par une instabilité du fond marin (ZAHRAOUI, 1991).

Le Dévonien moyen

L'Eifélien est limité à la partie sud de la bande du Cherrat. A Çakhrat Ben Brahim, l'Eifélien inférieur repose stratigraphiquement sur l'Emsien par une série de schistes noirs renfermant des mèches carbonatées (fig. 5). Cette série est réduite à 20 m à Ain Kheneg Nmer et surmontée par des calcaires à Lamellibranches, Goniatites et Conodontes de l'Eifélien supérieur (CHALOUAN, 1977).

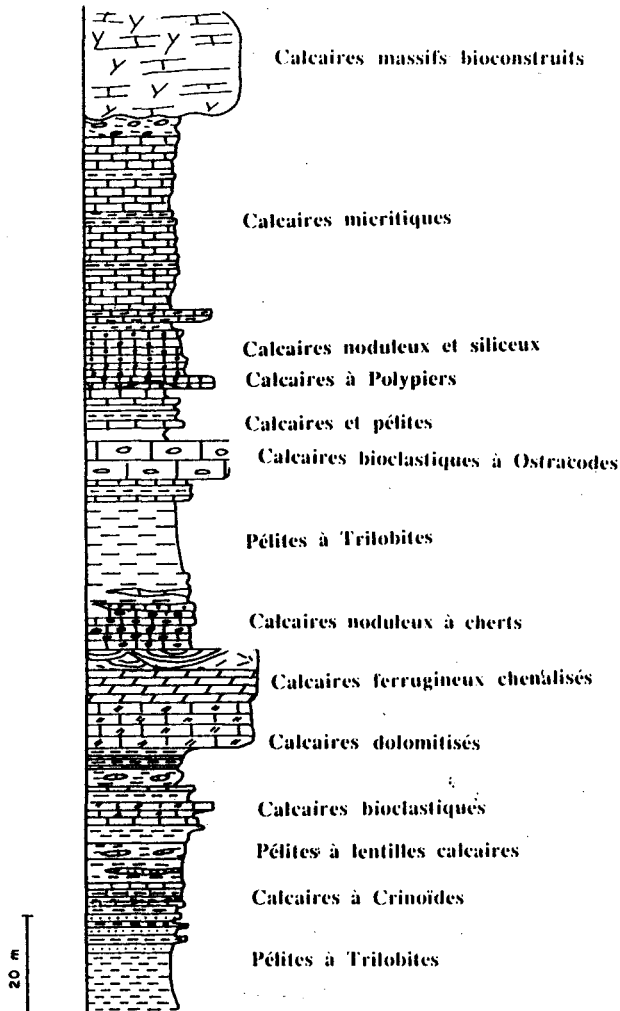


Fig. 4: Le Dévonien inférieur de l'oued Cherrat, Ain Dakhla (d'après ZAHRAOUI, 1991)

Le Givétien de l'oued Cherrat est exclusivement calcaire. La coupe type est située à Ain El Khira, le long du ravin descendant dans Kaf Nzaha. Cette coupe est étudiée sur le plan stratigraphique et sédimentologique (ZAHRAOUI, 1991). Elle montre une succession carbonatée

d'environ 100 m d'épaisseur. La présence d'une association de pseudo algues et de Conodontes (det. D.VACHARD) : *Kettnerammina* sp, *Bisphaera elegans*, *Parathuramina* sp, *Irregularina* sp, *Bisphaera* sp, "*Grimosphaeroides*" *grandisporus*, a permis de lui donner un âge Givétien moyen. La coupe est constituée de quatre ensembles lithologiques (fig. 6) dans lesquels l'analyse microfaciologique de détail a permis de distinguer différents faciès correspondant à des types d'environnements étagés depuis la plate-forme externe circo- à infralittorale jusqu'au domaine marginolittoral inter- à supraudal.

Ces quatre ensembles correspondent en fait à quatre séquences de comblement :

- La première séquence de comblement évolue depuis la plate-forme externe jusqu'à la plate-forme interne;

- La deuxième séquence de comblement, plus complète, évolue de la plate-forme externe jusqu'à la plate-forme interne à marginolittorale à structures algo-laminaires (*Girvanella*) en passant par les dépôts de bordure;

- La troisième séquence ravinant les structures algo-laminaires correspond à une plate-forme très abritée de lagon;

- La quatrième séquence correspond à une bioconstruction assimilable à des biohermes.

Par l'analyse faciologique et séquentielle, la coupe du Givétien du Cherrat permet donc de définir un modèle de plate-forme carbonatée à développement de bioconstructeurs (ZAHRAOUI, 1991). Ce modèle comprend d'Est en Ouest :

- un domaine de plate-forme externe;

- un domaine de bordure avec un milieu d'accumulation de débris (brèches), un milieu bioconstruit (biostrome) et un milieu de transition entre la bordure et la plate-forme interne;

- un domaine de plate-forme protégée (lagon);

- un domaine margino-littoral à tapis algare.

La comparaison des zones de Benslimane et du Cherrat (fig. 7) montre des variations de faciès et d'épaisseur des séries du Dévonien inférieur, qui passent de plus de 400 m à Benslimane à 200 m sur la zone du Cherrat. Ainsi, à Benslimane domine une sédimentation détritique qui semble continue depuis le Silurien supérieur. Cette sédimentation s'oppose à celle du même âge dans la zone du Cherrat où se développent des carbonates de plate-forme à tendance récifale à l'Emsien.

Les deux zones manifestent donc une différence de bathymétrie qui semble contrôlée par des mouvements de fond induisant une subsidence plus active dans la zone de Benslimane, qui se comporte en sillon, et une tendance au soulèvement dans la zone du Cherrat en position de haut-fond. Sur ce haut-fond se développe au Givétien une plate-forme de type insulaire. Cette plate-forme, à sédimentation exclusivement carbonatée, est dépourvue de terrigènes. Elle est bordée à l'Ouest par le sillon de Benslimane et à l'Est par une mer ouverte .

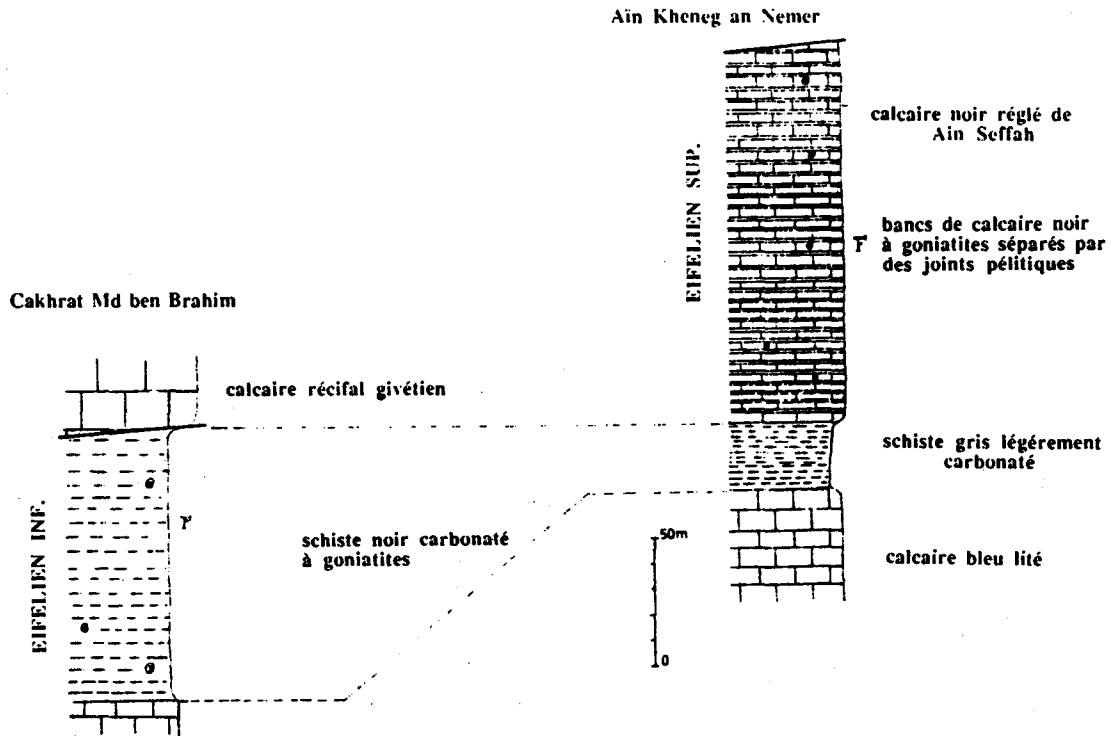


Fig. 5: Colonnes stratigraphiques des terrains eiféliens de l'oued Cherrat (d'après CHALOUAN, 1977)

ZONE DES KHATOUAT-MDAKRA

Le Dévonien inférieur et moyen est identifié dans ces deux zones depuis les travaux de LECOINTRE (1926); TERMIER (1936) et TERMIER & TERMIER (1951). Une description détaillée d'ensemble couplée à une comparaison des coupes dans le sens Ouest-Est a été effectuée récemment par FADLI (1990). Nous nous référons ici à l'essentiel de ses résultats.

Les affleurements dévoniens sont répartis dans quatre secteurs : Al Gara, Al Attamna, prolongement sud de la bande du Cherrat, Sibara et la partie sud du Khatouat.

Le Dévonien inférieur, à faciès en général homogène, est représenté par des argilites à bancs lenticulaires de calcaires vaseux datés du Siégenien à Al Gara (oued Ahmeur) par *Cleistopora geometrica*. Ces faciès sont stratigraphiquement surmontés par des calcaires bioclastiques et siliceux de l'Emsien.

La même succession se retrouve à Al Attamna, à la différence des calcaires emsiens d'épaisseur réduite qui deviennent péri-récifaux et conglomératiques avec des intercalations de calcaires bioclastiques et vaseux marquant une tendance positive.

A l'Eifélien, les différences sont notables aussi bien verticalement que latéralement. Elle témoignent de la différenciation de deux domaines paléogéographiques. A l'Ouest (Al Gara, Sidi Daoud), la sédimentation carbonatée de l'Emsien laisse place aux dépôts fins à Goniatites de

l'Eifélien constitués de schistes ou de pélites. A l'Ouest, dans le Khatouat, l'Eifélien, le plus ancien étage du Dévonien connu à l'affleurement, est représenté par des schistes où s'intercalent des calcaires bioclastiques (Khazzen El Ma, Sibara) localement conglomératiques. Certains éléments ou blocs de calcaires seraient resédimentés dans l'Eifélien (EL ATTARI, 1990). Ces calcaires renferment parfois des Polypiers (El Menzeh, oued Ateuch). Entre les Khatouat et les Mdakra, l'Eifélien affleure dans la bande subméridienne d'Al Attamna où il se différencie par des faciès de calcaires périrécifaux ou récifaux (fig. 8).

Au Givétien, la sédimentation tend à une homogénéisation par l'installation de calcaires récifaux dans les Mdakra, le Khatouat et à Al Attamna où les calcaires récifaux (200 m) sont plus développés (fig. 8).

Le Frasnien, rare à l'affleurement, a été identifié dans la région de Beni Sekten (Al Gara) par TERMIER & TERMIER (1951). Ce sont des pélites à intercalations de calcaires noduleux sur une épaisseur ne dépassant pas 50 m. Il est surmonté par des conglomérats à éléments grésocalcaires du Famennien.

Paléogéographie

L'analyse de la succession des faciès dans le Khatouat et les Mdakra montre une organisation en deux mégaséquences correspondant chacune à un cycle sédimentaire (FADLI, 1990) :

Le premier cycle débute au Praguien par des dépôts fins et se termine à l'Emsien par des calcaires périrécifaux. Le deuxième commence à l'Eifélien par des dépôts fins et carbonatés et s'achève par des calcaires bioconstruits au Givétien.

L'évolution paléogéographique traduite par la répartition des faciès s'intègre dans un schéma régional dominé par l'installation d'une plate-forme carbonatée. Celle-ci est constituée dans le détail par deux aires sédimentaires séparées par la ride d'Al Attamna (fig.9). Celle-ci manifeste une tendance permanente à l'exhaussement en induisant l'installation d'édifices récifaux à l'Emsien et au Givétien. A l'Eifélien s'installe dans les massifs des Mdakra et du Khatouat une plate-forme relativement profonde par rapport à la zone d'Al Attamna. Au Givétien, la sédimentation récifale se généralise. Une plate-forme récifale s'installe entre des rides émergées qui l'encadrent à l'Ouest (Môle côtier) et à l'Est (Zaër).

Le manque de dépôts du Frasnien, trop localisés et très peu épais, suggère des émergences anté-famenniennes et probablement intra-givéliennes.

ZONE DES ZAËR

Sur le flanc NW de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, les terrains dévoniens affleurent le long d'une bande faillée dite des Zaër orientée ENE-WSW à NE-SW et large actuellement de quelques kilomètres (ZAHRAOUI, 1991). Celle-ci s'étend depuis Sibara à l'Ouest jusqu'à l'ENE de Tiddas à l'Est. Les terrains du Dévonien inférieur et moyen sont dispersés et affleurent le plus souvent au sein du Famenco-Tournaisien soit sous forme de lentilles tectoniques soit en blocs resédimentés. Ces terrains sont plissés et affectés par un métamorphisme régional augmenté d'un métamorphisme de contact sur la bordure NW du granite des Zaër.

Le Dévonien inférieur

Sur la bordure nord-ouest du granite des Zaër, un âge dévoniens inférieur est attribué à des faciès schisteux et grés-quartzitiques dans lesquels s'intercalent des lentilles de calcaires, recristallisées aplaties dans le plan de schistosité. Malgré le métamorphisme, des traces de Bryozoaires et d'Orthocères sont décelées. L'observation des différents faciès disloqués par une zone de faille N 70 amène à admettre des passages latéraux de faciès de courte distance à l'intérieur de la même série.

Plus à l'Est, dans la région de Tsili, le Dévonien inférieur est représenté par la formation schisto-gréseuse de Sidi Al Ghazi. Ces schistes renferment des lentilles décimétriques à métriques d'un conglomérat à éléments gréseux et calcaires. Ces schistes chevauchent les terrains siluriens vers le Sud et ils sont chevauchés au Nord par la formation famenco-tournaisienne.

Les différentes coupes levées par CHAKIRI (1991), sur les rives des oueds Grou et Bou Regreg montrent des

roches grauwaqueuses et pélitiques du Lochkovien (50 m) et des pélites à nodules calcaires et des calcaires du Praguien (75 m). Ces faciès rappellent ceux du Praguien de l'Atichina (CAILLEUX, 1974). L'Emsien n'est représenté que par sa partie basale avec des quartzites à Brachiopodes (20 m).

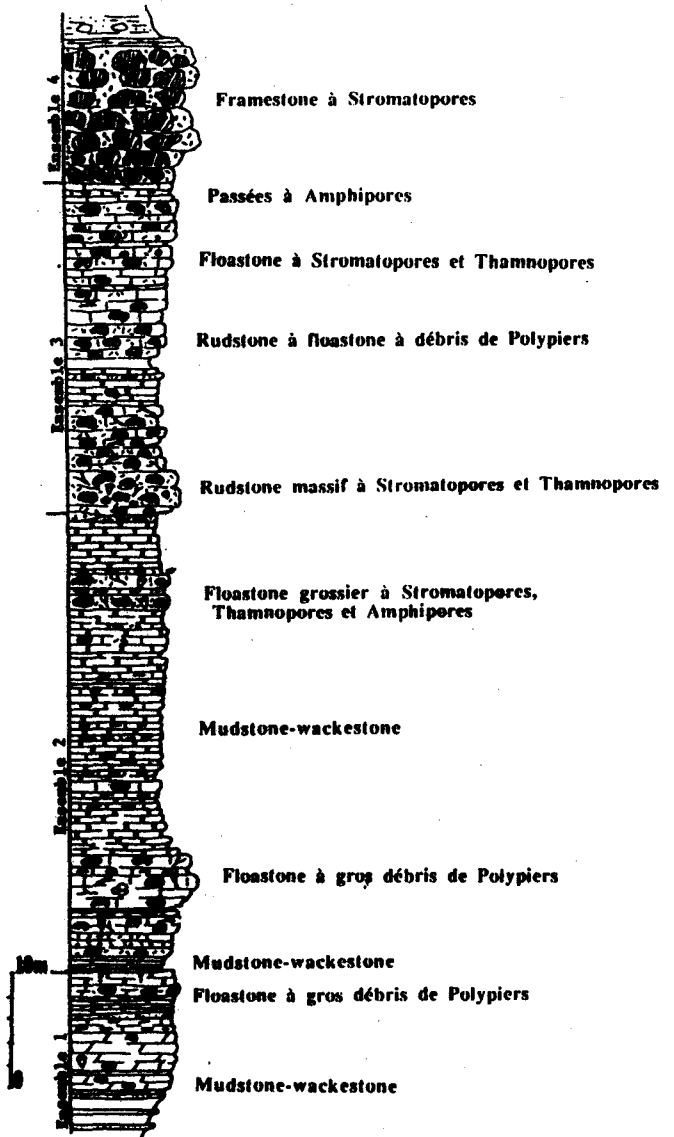


Fig. 6: Le Givétien de l'oued Cherrat, Ain El Khira (d'après ZAHRAOUI, 1991)

Malgré le métamorphisme, il est possible de reconstituer partiellement les milieux de dépôt. Ceux-ci étaient des zones relativement subsidentes séparées par des haut-fonds à sédimentation carbonatée ou des zones complètement émergées, sources d'alimentation en terrigènes. Une paléogéographie dominée par une plate-forme carbonatée accidentée de sillons subsidents et de hauts-fonds s'installe en bordure de la terre émergée des Zaër suivant une ligne ENE-WSW. Cette disposition est admise par plusieurs auteurs (TERMIER, 1936; GENDROT & al. 1969; PIQUÉ, 1979; FADLI, 1983 et 1990; ZAHRAOUI, 1991).

Le passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen n'a pas été observé. Des terrains de cet âge sont à l'état de blocs disséminés dans la formation famenno-tournaisienne. Malgré l'état fragmentaire des affleurements, des coupes partielles et des analyses de faciès ont été effectuées (ZAHRAOUI, 1991). Seul le Givétien a été daté par des Conodontes en deux points :

- à la Koudiat Chérif (bordure nord du granite des Zaër) où les calcaires dolomitiques ont livré *Polygnatus linguiformis linguiformis*. Ces calcaires surmontent des schistes carbonatés probablement eiféliens.

- au Jbel Friine (Tsili) où la série carbonatée a fourni *Polygnatus xylus* (dét. LAZREQ).

L'analyse des faciès dans plusieurs blocs montre leur appartenance initiale à une plate-forme carbonatée peu profonde à tendance récifale (faciès de lagon, d'arrière récif et d'avant récif).

MAROC CENTRAL SEPTENTRIONAL ET ORIENTAL

ZONE D'OULMÈS

La stratigraphie du Dévonien inférieur et moyen dans cette zone a fait l'objet de plusieurs travaux (TERMIER, 1936; TERMIER & al., 1950; MORIN, 1951; HOLLARD, 1967; COGNEY, 1967; ALBERTI, 1966, 1969, 1970; GENDROT, 1973) basés sur les déterminations de macrofaunes (Goniatites, Tentaculites et Trilobites). Ces travaux ont été partiellement intégrés dans la synthèse de HOLLARD (1967) ou dans les reconstitutions des environnements (ELLOY, 1972). Les précisions stratigraphiques basées sur les Conodontes ont été amenées par LAZREQ (1983, 1992). TAHIRI (1991), à partir de la répartition des faciès et de leur analyse dans la région d'Oulmès, Tiliouine et Moulay El Hassan, présente des reconstitutions paléogéographiques.

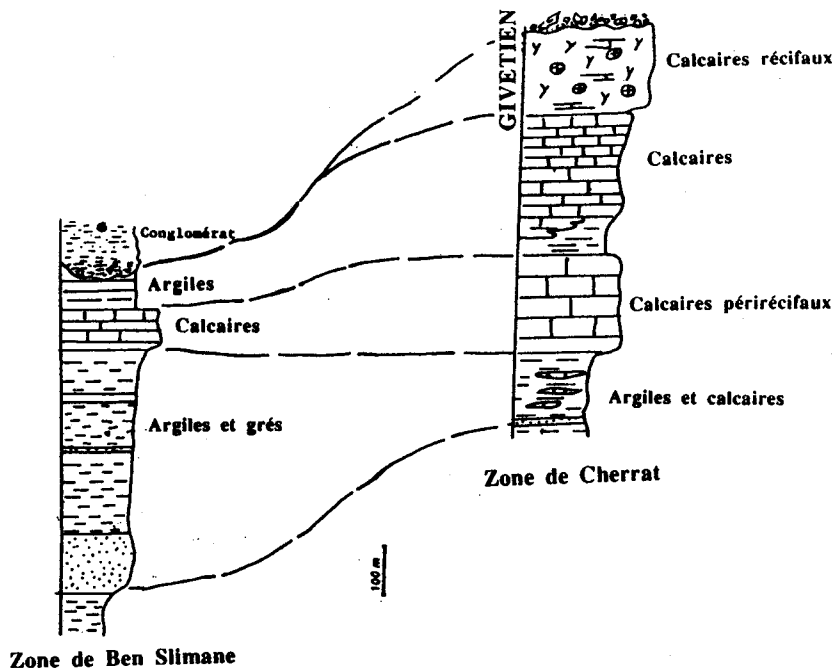


Fig. 7: Comparaison des terrains Dévoniens inférieur-moyen des zones de Benslimane et du Cherrat (d'après ZAHRAOUI, 1991)

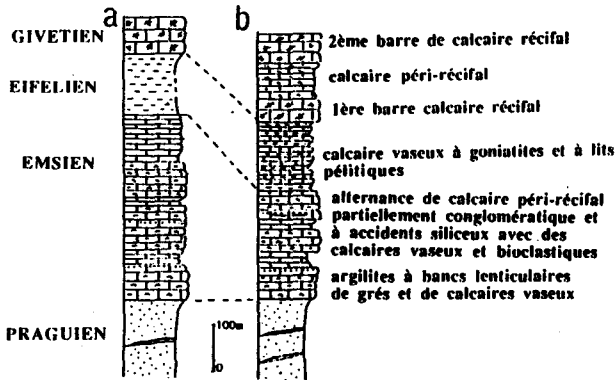


Fig. 8: Colonnes stratigraphiques synthétiques des séries du Dévonien inférieur et moyen de la plaine d'Al Gara (a) et d'Al Attamna (b) : d'après FADLI, 1990.

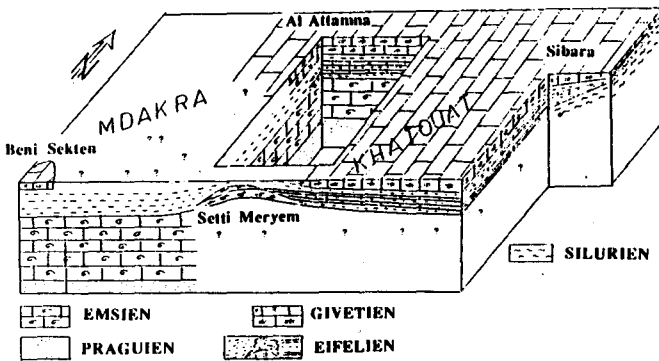


Fig. 9: Bloc diagramme montrant la répartition des terrains dévoniens inférieurs et moyens dans la région des Mdakra et Khatouat (d'après FADLI, 1990)

Le Dévonien inférieur

Il est représenté par tous ses étages dans la formation d'Aïn Dram (fig. 10). La coupe-type située à 5 km au SE de Tiliouine débute par une alternance de pélites et de grauwackes à rides et convolutes fins et légèrement micacés du Lochkovien qui surmonte le Wenlock supérieur. Cette série atteint 300 m d'épaisseur au SE d'Oulmès sans changement dans les faciès qui restent grauwackeux et argileux. A ces niveaux succèdent, sur une cinquantaine de mètres, des pélites gris-vert finement micacées à nodules calcaro-grauwackeux riches en Crinoïdes et Tentaculites datant du Praguien. L'épaisseur d'environ 80 m de ces dépôts de milieu peu profond reste pratiquement constante à Oulmès sous les mêmes faciès alors qu'elle se réduit à Tiddas et à Moulay El Hassan où elle atteint 15 m avec des faciès calcaires de plate-forme interne. L'Emsien inférieur est représenté par une alternance de calcaires noirs à

Tentaculites et Trilobites et de pélites à nodules calcaires (30 m) qui passent latéralement à Moulay El Hassan à 100 m de pélites, grauwackes et quartzites. Le passage à l'Emsien supérieur est brutal avec une série quartzitique d'environ 70 m. Les bancs de quartzites alternent avec des pélites et montrent des figures de ravinement basales, des convolutes et des laminations parallèles ou ondulées et des figures de glissements syngénétiques.

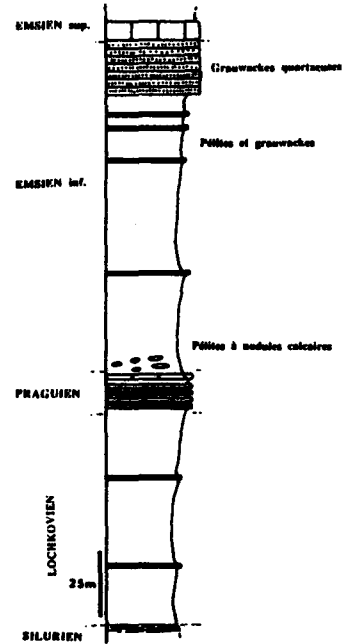


Fig. 10: Colonne lithostratigraphique de la formation d'Ain Dram, région d'Oulmès (d'après TAHIRI, 1991)

Le Dévonien moyen

Il est représenté dans la formation de Slimane dont la coupe-type, située à Aïn Jemâa (10 km à l'Est de Koudiat Slimane), montre deux membres (fig. 11) : le membre inférieur, d'environ 85 m d'épaisseur (Aïn Jemâa), d'âge eifélien, est constitué essentiellement de pélites avec à la base des nodules calcaires à Trilobites, Goniatites, Tentaculites et Conodontes de l'Eifélien inférieur. Il se termine par 5 m de calcaires griottes à joints péliteux à Tentaculites de l'Eifélien moyen à supérieur. Le membre supérieur, d'environ 100 m d'épaisseur (Bou Sif), est d'âge givétien et constitué de calcaires bioclastiques à slumps, de dolomies et de calcaires récifaux à faciès de plate-forme interne et de lagon.

De part et d'autre d'une zone orientée NE-SW correspondant au couloir d'Oulmès, on note une différenciation des faciès de la formation de Slimane. L'Eifélien péliteux et calcaire à l'Ouest (Tiliouine) passe à une cinquantaine de mètres de pélites et grauwackes à l'Est. Le Givétien, récifal à Tiliouine, manque à Moulay El Hassan et il ne réapparaît qu'au Nord de cette localité avec une dizaine de mètres de pélites et de calcaires.

Dans la partie occidentale du couloir d'Oulmès s'installe au Dévonien moyen une plate-forme carbonatée bordée au Nord par une terre émergée. Du Sud au Nord, TAHIRI (1991) met en évidence une plate-forme externe et une plate-forme interne limitée dans sa partie septentrionale par un haut-fond, alors que dans la partie orientale de ce couloir (Moulay El Hassan), la terre émergée se trouve plutôt plus au Sud d'une plate-forme peu profonde.

Cette disposition amène TAHIRI (1991) à admettre que la paléogéographie de la région est guidée à l'Ouest par des failles subéquatoriales à l'aplomb desquelles se développent des récifs et à l'Est par des failles d'effondrement subméridiennes. Les deux parties sont limitées par la faille d'Oulmès, lieu de transformation des directions des rejets et de la nature des failles. Nous verrons plus loin (TAHIRI, ce volume) que cette faille jouera un rôle important dans la sédimentation paléozoïque et la tectonique hercynienne.

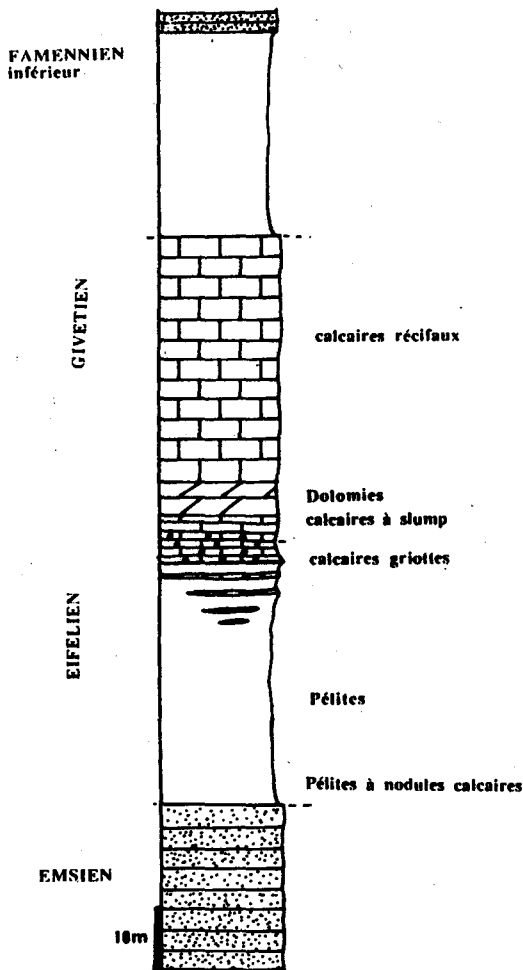


Fig. 11: Colonne lithostratigraphique de la formation de Slimane, région d'Oulmès (d'après TAHIRI, 1991)

ZONE D'AZROU-KHÉNIFRA

Le Dévonien inférieur et moyen de la région d'Azrou-Khénifra, décrit par BOUABDELLI (1983, 1989) et FAIK (1988), est représenté dans les terrains autochtones et allochtones. Dans ces derniers, il est impliqué dans les nappes de l'ensemble oriental ou résédimenté sous forme de nappes synsédimentaires ou d'olistolites dans les terrains carbonifères de l'ensemble central.

Formations autochtones

Elles affleurent à Bouechot (Ouest de Mrirt) et à Bou Trou-Al Açama, à 25 km au SW d'Azrou. La limite Silurien supérieur-Dévonien inférieur est masquée par les laminages tectoniques.

Les niveaux les plus inférieurs du Dévonien inférieur sont détritiques et rapportés au Lochkovien-Praguien. Ils correspondent à des quartzites, des pélites gréseuses à figures de courant et des grès grossiers mal classés de la formation de Bou Trou-Al Açama. La sédimentation détritique persiste au Praguien-Emsien avec des pélites gréseuses où s'intercalent des bancs décimétriques de grès ferrugineux à lamines ou de grès calcaireux et des bancs de quartzites à stratification obliques qui constituent une barre de 20 m d'épaisseur. Dans la formation de Bouechot, la coupe-type (fig. 12) levée par FAIK (1988) commence par l'Emsien avec, à la base, des pélites gréseuses où s'intercalent des calcaires noduleux et gréseux à Tentaculites et Ostracodes. Elle se termine par des calcaires à cherts à Conodontes. L'Eifélien, connu seulement à Bouechot, est représenté par des calcaires noduleux à Goniatites, Tentaculites et Conodontes qui sont surmontés par des pélites et calcaires marneux à Trilobites. Le Givétien, daté par *Polygnathus linguiformis*, est représenté par des sédiments argilo-carbonatés, où alternent des pélites silteuses et des calcaires fins à Conodontes et Trilobites. Les bancs de calcaires montrent des figures de slumps et des microfailles synsédimentaires. A Bou Trou Al Açama, les faciès du Dévonien moyen passent à des grès-calcaires suivis de calcaires à cherts du Givétien et de calcaires oolithiques.

Paléogéographie

Les différents faciès du Dévonien inférieur de l'ensemble autochtone témoignent d'un milieu marin peu profond accueillant une sédimentation à influences détritiques avec la formation locale d'une plate-forme externe et d'une plate-forme interne soumise à des fluctuations marines. Le Dévonien moyen est caractérisé par une instabilité du milieu dans une mer chaude et peu profonde.

Formations allochtones

Ces formations appartiennent aux unités écaillées (nappes d'Azrou-Mrirt) ou aux olistolites (Aït Mimoun, Bou Agri, Jbel Bou Khmis, Ziar). La partie de l'ensemble allochtone est située à l'Est de sa position actuelle (BOUABDELLI, 1989).

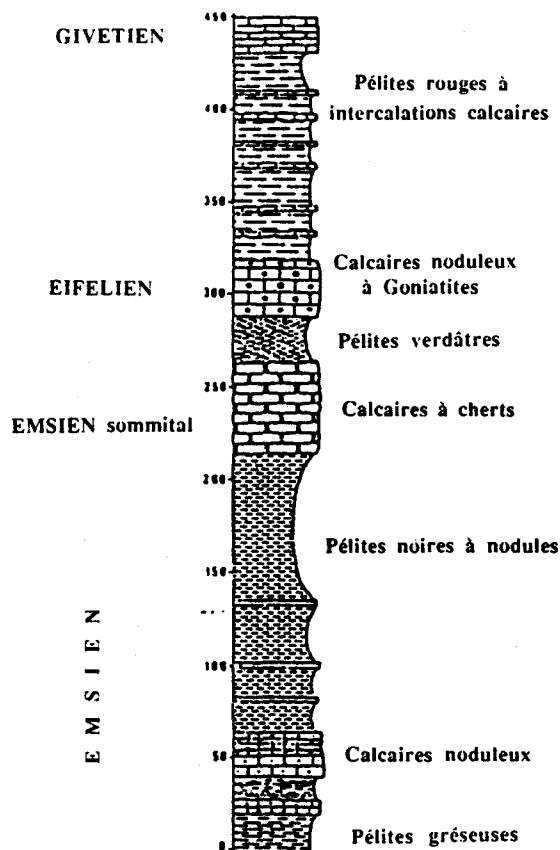


Fig. 12: Colonne stratigraphique du Dévonien inférieur-moyen de la formation de Bouechot (d'après FAIK, 1988)

En raison de la fréquence des écaillages, la continuité stratigraphique entre le Silurien et le Dévonien n'est préservée que localement. En général, la base du Dévonien inférieur est mal définie dans les unités d'Azrou et de Mrirt. Le Lochkovien est daté dans des argilites violacées à nodules calcaires à *Scyphocrinites* dans l'unité de Mrirt (Touchent). Par contre, le Dévonien inférieur semble plus développé par ses termes inférieurs (Lochkovien-Praguien) dans les nappes synsédimentaires sous des faciès turbiditiques d'environ 400 m d'épaisseur, silts, grès fins à lamines renfermant des Céphalopodes et des Trilobites à Ben Smim ou des pélites en alternance avec des calcaires gréseux à figures de charges et de glissements synsédimentaires du Lochkovien-Praguien supérieur (coupe d'Aït Mimoun-Bou Agri) : fig. 13.

Cette sédimentation franchement détritique persiste localement jusqu'à l'Emsien supérieur dans la coupe de Jbel Bou Khmis. Par ailleurs, l'Emsien est caractérisé en général par des faciès détritiques avec une composante carbonatée plus ou moins importante selon les formations. Il s'agit

soit de calcaires sableux et bioclastiques parfois griottes, soit d'une alternance de pélites gréseuses et de calcaires gréseux. Les niveaux carbonatés renferment des Crinoïdes, des Tentaculites et Conodontes (*Polygnathus inversus*, P. aff., *P. Lalicostatus*, *Lateri Gridodus beckmanni* *Sinnatus Icriodus* aff. *beckmanni*) ayant donné un âge Emsien supérieur.

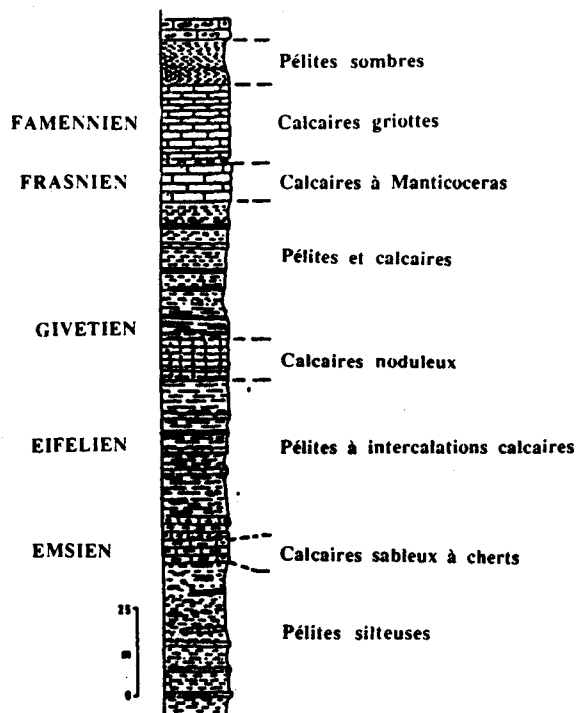


Fig. 13: Colonne lithostratigraphique de la formation de Bou Ounabdou (in FAIK, 1988)

Malgré la variation des faciès carbonatés, le Dévonien moyen marque une certaine homogénéité du milieu de dépôt entre les unités orientales et les faciès résédimentés. Dans différentes coupes, l'Eifelien correspond en général à des pélites, des calcaires à Goniatites (*Anarcestes lateseptatus*), Tentaculites et Orthocères ou des calcaires granuleux ou griottes à intercalations de pélites ou de marnes. La sédimentation carbonatée se confirme au Givétien avec toujours des calcaires alternant avec des pélites et des marnes, des calcaires griottes, gréseux à cherts et localement récifaux à Polypiers (*Alveolites* sp.) et Stromatopores (fig 13).

Le Frasnien (plus de 30 m) est représenté par des calcaires à *Manticoceras*, Orthocères et Conodontes dans l'unité de Mrirt. Il marque le passage stratigraphique entre le Givétien et le Famennien avec une dizaine de mètres dans la coupe de Bou Ounabdou (FAIK, 1988). A Azrou, au Bou Ighial, le Frasnien est représenté par un niveau érosif de conglomérats à éléments calcaires et de marnes.

Paléogéographie et environnement sédimentaire

L'analyse des faciès dans les terrains dévoniens autochtones et allochtones de l'Est du Maroc central (BOUABDELLI, 1989) montre une diversification des aires sédimentaires. Au Dévonien inférieur domine une sédimentation détritique à apports terrigènes.

Cependant, la comparaison détaillée des faciès suggère leur appartenance à deux domaines différents: un domaine marin occidental peu profond, intertidal et un domaine marin oriental plus profond et plus subsident où se déposent les futurs terrains allochtones. Au Dévonien moyen, l'environnement sédimentaire dans les deux domaines est caractéristique d'un talus instable. Ce talus, dont les faciès sont impliqués dans les nappes orientales s'étend plus à l'Est et correspond à la zone structurale de transition (PIQUÉ & MICHARD, 1981). Il sépare au Dévonien moyen une plate-forme carbonatée à l'Ouest et un domaine oriental différent, situé dans la Meseta orientale et correspondant à un sillon des flyschs (PIQUÉ & al., 1983; HOEPPFNER, 1987).

MESETA ORIENTALE

En Meseta orientale, les terrains du Dévonien inférieur-moyen sont représentés dans le Tazekka occidental et dans les boutonnières de Debdou-Mekam, Boudoufoud et Beni-Snassene.

En général, les faciès sont détritiques et fins. Leur âge, antérieurement rapporté au Carbonifère inférieur, a été ensuite précisé grâce aux données palynologiques qui ont permis de reconnaître le Dévonien inférieur, moyen et le Frasnien. Une mise au point sur l'ensemble des boutonnières est donnée par HOEPPFNER (1987).

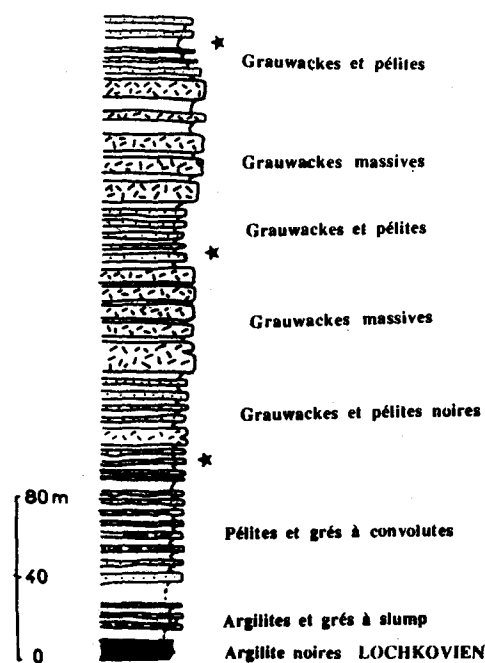
BOUTONNIÈRES MOYEN ATLASIQUES

Le Lochkovien est mis en évidence dans le Tazekka occidental où il constitue avec le Silurien un même ensemble sédimentaire sous un faciès d'argilites noirs à Graptolites. La limite entre ces deux étages n'est pas précisée. Ces faciès argileux ont livré des Graptolites en deux localités ayant permis de reconnaître (HOEPPFNER, 1987) :

- le Lochkovien inférieur par la présence de *Monograptus uniformis* PRYBIL sur le flanc SE de Jbel Arhi-Asserdoun

- le Lochkovien supérieur e. g. par *Monograptus hercynicus* à Bou Ayach.

Ces niveaux fins passent à des arénites et microbrèches du Dévonien moyen par l'intermédiaire d'une alternance rythmique de pélites et de grès. Cet ensemble est rapporté au Lochkovien-Praguien (fig. 14). A l'oued Bou Ayach, il s'agit d'une formation détritique de 100 à 150 m de grauwackes finement micacées à végétaux (Souk Zerarda). Cette formation contient des Chitinozoaires, des Acritarches et des spores indiquant un âge Dévonien inférieur à moyen jusqu'à l'Eifélien



★ : Gisements de palynomorphes du Dévonien

Fig. 14: Le Dévonien de Tazekka. Coupe de l'oued-Ayach (d'après HOEPPFNER, 1987)

CAUSSE MOYEN ATLASIQUE

Le Lochkovien reconnu dans les boutonnières d'El Menzel et Bsabis montre les mêmes faciès qu'au Tazekka (CHARRIÈRE, 1983 et 1990).

Dans la boutonnière d'Imouzzer du Kandar, le Dévonien étudié par CHARRIÈRE & REGNAULT (1983) montre une série complète avec une sédimentation argileuse uniforme durant le Lochkovien et le Praguien. A l'Emsien supérieur, une sédimentation exceptionnellement détritique et grossière (conglomérats) dans cette boutonnière, suggère une alimentation par un socle déformé et granitisé situé au Nord de la boutonnière. Celui-ci correspondrait d'après ces auteurs au prolongement vers l'Est du bloc calédonien des Schoul. Le Dévonien moyen et supérieur est représenté par des dépôts carbonatés de plate-forme soumise à une instabilité du fond marin.

LES BOUTONNIÈRES ORIENTALES

Les séries dévoniennes de Debdou, Mekam, Boudoufoud et Beni-Snassene affleurent sous des faciès de schistes très monotones à *Asterocalamites*.

A Debdou-Mekam, il s'agit d'une puissante série plissée et métamorphisée recouverte en discordance angulaire par le Viséen supérieur.

Elle est constituée de schistes fins satinés alternant avec des bancs de grès en bancs peu épais tendant vers des grauwackes et des arénites (MEDIONI, 1980; HOEPFFNER, 1987).

La présence des spores et des Acritarches (MARHOUMI & al., 1983; MARHOUMI, 1984) a permis d'attribuer à cette série un âge dévonien moyen-base du Dévonien supérieur.

La série détritique du Dévonien moyen-supérieur basal de Debdou-Mekam semble compléter, avec les mêmes faciès, celle du Tazekka dont les niveaux de base, absents à Debdou-Mekam, reposent sur le Lochkovien. Par ailleurs,

le Dévonien affleure à Boudoufoud et Beni-Snassen sous des faciès semblables (schistes, arénites, grauwackes ; fig. 20), avec des débris de plantes flottées et des silts à figures de slumping. Ces dépôts évoquent une sédimentation de type flysch (HOEPFFNER, 1987). Les précisions palynologiques (HOEPFFNER, 1987) ont révélé la présence du Dévonien inférieur dans la partie orientale du massif de Beni-Snassen et du Dévonien inférieur à moyen dans les parties est et ouest de Boudoufoud.

Le Dévonien carbonaté est signalé dans les affleurements des Zekkara et au Nord de Jorf Ouazzane (OWODENKO & al., 1938; OWODENKO, 1976). Il s'agit de calcaires à faciès récifal dolomitisé sous formes de lentilles tectoniques en contact anormal avec les psammites de l'Ordovicien et les phanites du Silurien ou sous forme de blocs résédimentés dans le Viséen supérieur.

Conclusions

Le Dévonien de la Meseta orientale s'échelonne du Lochkovien jusqu'au Frasnien. Les faciès sont pratiquement identiques dans les différentes boutonnières et témoignent de leur appartenance au même environnement sédimentaire. Ce sont des dépôts détritiques fins, schistes, silts et grauwackes, où s'intercalent des arénites déposées sous l'effet de courants de turbidité. Ils suggèrent une sédimentation de type "flysch" dans un sillon subsident alimenté par des zones surélevées voisines (HOEPFFNER, 1987). Ce sillon s'étend suivant une direction NE-SW depuis Marrakech jusqu'à Oujda (PIQUÉ & al. 1983). Son individualisation au Dévonien inférieur-moyen est un trait caractéristique de la Meseta orientale par rapport à la Meseta occidentale et le Maroc central où s'étend à cette époque une plate-forme carbonatée. Nous verrons que ce sillon se comportera comme une zone de faiblesse durant l'évolution hercynienne de la Meseta marocaine.

CONCLUSIONS

Le Dévonien inférieur et moyen est une période-clé dans l'évolution sédimentaire et tectonique du Maroc central. C'est à cette période que s'instaure la configuration paléogéographique et débutent les mouvements précoces qui guideront ensuite l'histoire tectono-métamorphique de la Meseta marocaine.

La sédimentation du Dévonien inférieur prolonge, sans lacune notable, celle du Silurien. Elle est variable et caractérisée par l'installation des carbonates en liaison avec une diminution des terrigènes provenant du craton ouest-africain et par un réchauffement climatique.

Les travaux récents (PIQUÉ & al., 1983; HOEPFFNER, 1987; PIQUÉ & MICHARD, 1989) avaient montré que l'ensemble de la Meseta marocaine correspond, au Dévonien inférieur-moyen, à une plate-forme carbonatée à l'Est de laquelle se différencie un sillon de flysch qui s'étend en direction NE-SW de Marrakech à Oujda. Les travaux de détail dans plusieurs zones du Maroc central et de la Meseta orientale (BOUABDELLI, 1989; HOEPFFNER, 1987; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; TAHIRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991) précisent ce schéma et détaillent l'évolution paléogéographique du Dévonien inférieur et moyen.

Trois grands domaines paléogéographiques sont distingués (fig. 15) :

- un domaine occidental où domine une plate-forme carbonatée s'étendant à l'Ouest de la ligne Khenifra-Azrou-Tazekka;
- un domaine de transition correspondant à la partie Est du Maroc central;
- un domaine oriental occupé par le sillon profond de Marrakech-Oujda.

LA PLATE-FORME CARBONATÉE OCCIDENTALE

Dans le détail, cette plate-forme n'est pas homogène. Elle se divise durant le Dévonien inférieur-moyen en plusieurs aires sédimentaires siège d'une sédimentation variée. Ce sont soit des rides à dépôts carbonatés ou des sillons plus profonds à sédiments moins carbonatés. On assiste à des émergences de quelques terres en bordure desquelles peuvent s'édifier des complexes récifaux.

Au Dévonien inférieur, des mouvements précoces (flexures, surrection, affaissement) contrôlent la sédimentation et aboutissent à la différenciation de plusieurs aires sédimentaires qui se manifestent par des rides et des sillons subsidents. Ces mouvements sont guidés par d'anciennes limites structurales du soubassement. Ainsi, le sillon de Benslimane-Mdakra s'installe suivant une direction subméridienne parallèlement à la future zone de cisaillement de la Meseta occidentale (PIQUÉ & MICHARD, 1981). Il se prolonge jusqu'au Haut Atlas occidental en passant par les Rehamna (CORNÉE, 1989; ZAHRAOUI, 1991). Il est bordé à l'Est par le haut fond du Cherrat-Al Attamna de direction subméridienne qui accueille à la même époque une sédimentation carbonatée à tendance récifale à l'Emsien. Il en est de même dans la zone de Rabat-Tiflet où une ride carbonatée s'installe parallèlement à la limite E-W du bloc "calédonien" des Schoul (EL HASSANI, 1990). Dans la zone des Zaër, la paléogéographie est dominée par des sillons (Sidi Al Ghazi) et des rides parallèles à la terre probablement émergée des Zaër. Ces trois zones délimitent une aire centrale qui

occupe l'emplacement actuel du bassin de Sidi Bettache (ZAHRAOUI, 1991). Plus à l'Est, dans la région d'Oulmès s'installe une plate-forme carbonatée bordée dans sa partie

SE par des aires plus profondes (TAHIRI, 1991). Dans cette dernière zone, l'Emsien exceptionnellement quartzitique témoigne de la proximité d'une terre en surrection.

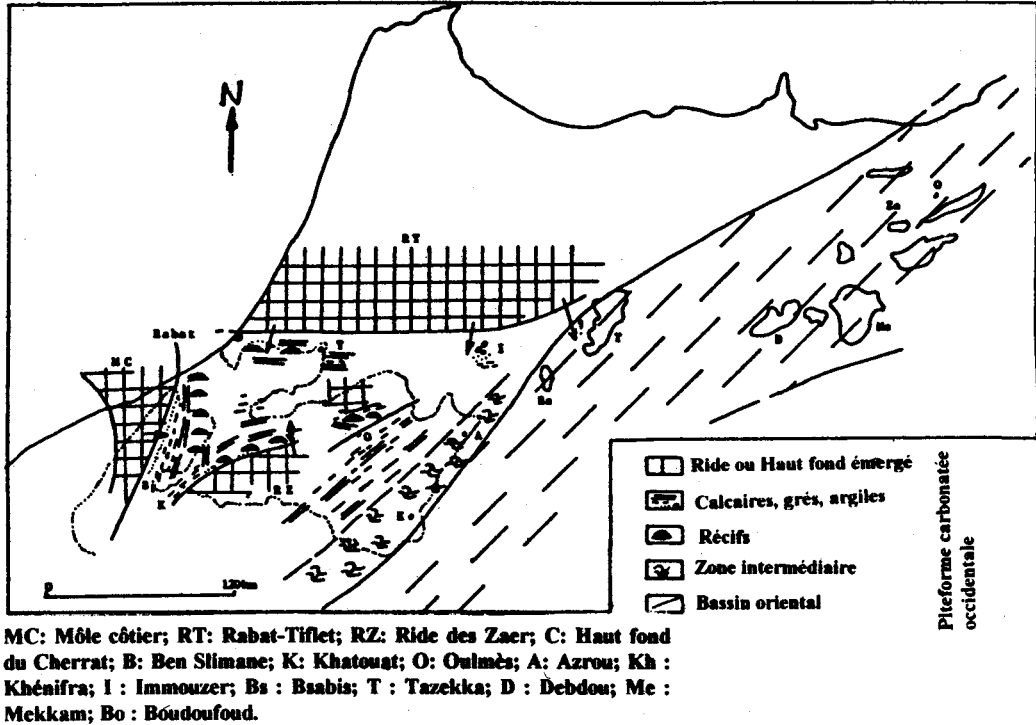


Fig. 15: Paléogéographie du massif central et de la Meseta orientale au Dévonien inférieur-moyen.

Les indices d'une instabilité tectonique synsédimentaire (faciès de calcaires griottes, failles synsédimentaires, slumping, variations latérales de faciès et d'épaisseurs) sont connus dans plusieurs zones tectoniquement actives dès le Lochkovien. Cette activité semble s'atténuer à l'Emsien avec une tendance en général à la stabilité.

A l'Eifélien, la plate-forme carbonatée subit en général un affaissement. Des sédiments argileux à Goniatites se déposent dans les zones plus profondes (aire de Sidi Bettache, aire des Mdakra, etc...) limitées par des rides qui se maintiennent en position haute avec une sédimentation argilo-carbonatée ou même récifale (ride du Cherrat).

Au Givétien, la plate-forme carbonatée atteint sa maturité. Un mouvement de surrection général est à l'origine d'une plate-forme récifale proprement dite qui devient par la suite stable. Elle est bordée au Nord par la Terre émergée des Schoul, à l'Ouest par celle du "Môle côtier" actuel et au Sud par celle des Zaër. A Oulmès, la plate-forme récifale est bordée au Nord, semble-t-il, par une terre émergée qui serait la continuité du bloc des Schoul.

Ces tendances à l'émergence se confirment au Frasnien le plus souvent lacunaire.

LA ZONE INTERMÉDIAIRE

La comparaison des faciès dévoniens autochtones et allochtones de cette zone intermédiaire montre que:

- au Dévonien inférieur s'installe un domaine marin peu profond dont les faciès soulignent la limite talus-plate-forme dans la zone de Khenifra-Azrou. Ce domaine est le siège d'une sédimentation carbonatée et détritique et d'une instabilité tectonique synsédimentaire. Il est bordé à l'Est par un domaine marin subsident individualisé dès le Praguien et où s'accumulent des sédiments de type flysch proximal représentés actuellement dans les nappes de Aït Mimoun-Bou Agri. Cette sédimentation est suivie à l'Emsien par des calcaires récifaux.

- au Dévonien moyen, l'environnement sédimentaire des deux domaines est pratiquement le même. Il correspond à celui d'un talus instable à sédimentation diversifiée (flysch, calcaires griottes). Ce talus constitue le passage de la plate-

forme occidentale à un domaine de plus en plus subsident vers l'Est en direction de la Meseta orientale.

LE BASSIN ORIENTAL

Ce bassin s'ouvre dès le Dévonien inférieur (Emsien). Il fonctionne au moins jusqu'au Frasnien. Il accueille une sédimentation turbiditique et pélagique. Son alimentation semble assurée par des zones voisines en surrection et même émergées comme l'indique la présence de végétaux flottés.

Sa géométrie et ses limites sont mal connues. Il se situe à l'Est de l'emplacement initial des faciès de talus. Les séries de Debdou-Mekam et Beni-Snassen en constituent la partie NE. Par des considérations structurales fondées sur la disposition des terrains allochtones de la zone de transition,

on pense que ce bassin se prolonge jusqu'à l'Est des Jebilet orientales suivant une direction NE-SW (PIQUÉ & al. 1983). Sa limite SE est mal connue à cause de la couverture secondaire des Hauts-Plateaux qui masque le Paléozoïque. Il serait limité à l'Est par une plate-forme carbonatée dont les dépôts carbonatés des Zekkara et dans le Nord de la boutonnière de Tamlelt seraient des témoins (HOEPFFNER, 1987). L'ouverture de ce bassin traduit une tectonique distensive précoce, au Dévonien inférieur à moyen, plus accentuée dans cette zone que dans la partie occidentale. Cependant, ces mouvements sont limités. Ils deviendront plus importants, mais cette fois à l'Ouest, à partir du Dévonien supérieur et aboutiront à la dislocation de la plate-forme carbonatée.