

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

UNIVERSITE D'ORAN

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et Paléoenvironnement.

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade de
Magister en Sciences de la terre

Option : Géodynamique des Bassins Sédimentaires

Thème

**MODALITES DE LA TRANSGRESSION DU DEVONIEN MOYEN A
PARTIR DES COUPES DU KM30 (VALLEE DE LA SAOURA) ET
D'AÏN CHEIKH (BASSIN DE REGGANE).**

Par

Houcine Boumediène BENACHOUR

Soutenu le : / /2010 devant la commission d'examen :

BELKEBIR L.	Professeur, université d'Oran	Président
OUALI MEHADJI A.	Maître de conférences, université d'Oran	Rapporteur
BOUTERFA B.	Maître Assistant, université d'Oran	Co-Rapporteur
MAHBOUBI M.	Professeur, université d'Oran	Examineur
MANSOUR B.	Maître de conférences, université d'Oran	Examineur

Oran, 2010

*À la mémoire de mon père,
À tous ceux que j'estime et qui
sont chers à mon cœur.*

Houcine

AVANT-PROPOS

Voici venu pour moi, venu le moment que j'attends avec la plus grande impatience, celui de remercier tous ceux qui nous ont aidé d'une façon ou d'une autre dans notre à la réalisation de ce travail.

*Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur **A. OUALI MEHADJI**, Maître de conférence à l'université d'Oran, pour m'avoir proposé ce sujet, pour le suivi de ce travail, pour ces conseils, ses orientations, et de m'avoir accordé beaucoup de son précieux temps à suivre chaque étape de ce travail, et surtout de m'avoir fait confiance dans sa réalisation.*

*Je remercie Monsieur **L. BELKEBIR**, Professeur à l'université d'Oran, de m'avoir fais l'honneur d'accepté de présider notre jury. A vous, merci Monsieur.*

*Je remercie Monsieur **B. BOUTERFA**, Maître Assistant à l'université d'Oran pour ses encouragements et son aide durant mes années en post-graduation, aussi pour la documentation qui m'a bien éclairé au cours de la réalisation de ce travail.*

*Mes remerciements vont à Monsieur **M. MAHBOUBI**, Professeur à l'université d'Oran pour avoir accepté d'examiner ce travail. Je suis heureux qu'il soit aujourd'hui parmi les membres du jury.*

*J'adresse toute mes gratitudes et toutes mes admirations envers Monsieur **B. MANSOUR**, Maître de conférences à l'université d'Oran, qui a bien voulu examiner ce travail.*

*Je tiens à remercier aussi Monsieur **K. KLUG** de l'institut de paléontologie, université de Zürich, (Suisse), pour le précieux temps qui m'a consacré pour la détermination des Goniatites, et pour ces remarques et orientations qui m'on aidé grandement dans la réalisation de ce travail.*

*Mes remerciements vont à **C. CRÔNIER** de l'université de Lille, de m'avoir déterminé les spécimens de Trilobites. Merci infiniment.*

Je tiens à remercier tous mes collègues de la promotion pour le temps qu'on a passé ensemble durant nos années d'études.

Enfin je remercie tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail.

SOMMAIRE

CHAPITRE I. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE : NOTIONS THÉORIQUES SUR LES TRANSGRESSIONS

I. INTRODUCTION : NOTION DE TRANSGRESSION	01
II. LES PRINCIPAUX TYPES DE TRANSGRESSION ET LEURS CAUSES	01
A- Les transgressions générales	02
B- Les transgressions locales	02
C- Les causes des transgressions	03
III. CONSÉQUENCES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE	04
IV. CONCLUSION	08
V- LES VARIATIONS EUSTATIQUES AU DEVONIEN.	09
VI. BUT ET MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE	10

CHAPITRE II. GÉNÉRALITÉS GÉOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES

I. LE DEVONIEN MOYEN AU SAHARA OCCIDENTAL : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE	11
A. La Saoura	11
B. Bassin de Tindouf.	12
C. Ahnet et Mouydir.	13
D. Bassin de Reggane.	13
F. Bassin de Timimoun.	14
II. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE.	14

A. La chaîne d'Ougarta.	14
B. Le bassin de Reggane.	15
III. CONTEXTE GEOLOGIQUE.	17
A. La chaîne d'Ougarta.	17
<i>1. Au plan structural</i>	17
<i>2. Au plan stratigraphique</i>	17
B. Le bassin de Reggane.	20
<i>1. Au plan structural</i>	20
<i>2. Au plan stratigraphique</i>	22

CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE

I. LITHOSTRATIGRAPHIE.	25
A. Introduction	25
B. Description lithostratigraphique	25
1. Coupe de Marhouma	25
<i>1.1- Description de la succession</i>	25
<i>1.2- Attribution stratigraphique</i>	28
2. Coupe d'Aïn Cheikh	31
3. Corrélation	36

CHAPITRE IV. FACIES, ENVIRONNEMENT ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

PARTIE I : ANALYSE FACIOLOGIQUE	38
I. INTRODUCTION	38
II. FACIÈS RENCONTRÉS ET MILIEUX DE DEPÔTS	38

A. Coupe du ‘km30 ‘ (Marhouma), (Dévonien moyen).	39
B. Coupe d’Aïn Cheikh	42
III. CONCLUSION	44
PARTIE II : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.	45
I. INTRODUCTION	45
II. L’ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE	46
A. Les séquences à haute résolution	46
B. Les séquences de durée supérieur au million d’années	47
IV. LES DISCONTINUITES	49
V. SEQUENCES DE DEPÔTS EMBOÎTEES	50
A. Séquences génétiques élémentaires	50
B. Séquences et évolution du milieu de dépôt	51
C. Conclusion	55
CONCLUSION GENERALE	
CONCLUSION GENERALE	57

RESUMÉ

La transgression du Dévonien moyen, amorcée durant l'Emsien terminal, a envahit de grands aires de la plate-forme saharienne. L'étude de deux coupes dont la position paléogéographique est différente (coupe du km 30 dans la Saoura, et d'Aïn Cheikh dans le bassin de Reggane) nous a permis de tirer quelques conclusions sur les modalités de celle-ci.

A première vue, les conséquences de cette transgression sont bien remarquées sur le terrain par des dépôts essentiellement carbonatés, qui surmontent les terrains argilo-gréseux à intercalations calcaires du Dévonien inférieur à Marhouma (km 30). A Aïn Cheikh, cette phase est marquée par une sédimentation marneuse (avec des intercalations calcaires) qui surmonte les niveaux argilo-gréseux.

L'étude faciologique nous a permis de voir l'impact de cette transgression sur les environnements de dépôts qui varient de l'offshore au shore-face, selon ; l'amplitude des variations du niveau marin, le taux de sédimentation et la subsidence. Le contraste dans l'enregistrement sédimentaire entre les deux régions peut être expliquée par l'hypothèse de la proximité de la région d'Aïn Cheikh du continent, et donc plus exposée aux apports terrigènes, avec la présence d'une 'zone haute' entre les deux régions, qui met la région de Marhouma à l'abri de ces apports. La variation importante des épaisseurs, entre les deux secteurs, serait due à une subsidence différentielle sous contrôle tectonique.

D'autre part, les dépôts sont représentés par deux cortèges transgressifs, séparés par un prisme de haut niveau marin indiquant que cette transgression s'est effectuée, au moins, en deux phases de montée du niveau marin relatif, séparées par une phase de progradation.

Mots-clés : Transgression, Saoura, Reggane; Dévonien moyen, faciès, milieu de dépôt, cortège transgressif.

ABSTRACT

The Middle Devonian transgression that began during the Emsian terminal, has invaded large areas of the Saharan platform. The study of two sections whose paleogeographic position is different (section of "km 30", in the Saura, and Aïn Cheikh in Reggane Basin), allowed us to draw some conclusions on the terms thereof.

At first glance, the consequences of this transgression are noted on the outcrop by essentially carbonates deposits, which overlies the clay-sandstones containing interbedded limestone of the Lower Devonian at Marhouma (km 30). At Aïn Cheikh, this phase is marked by a marly sedimentation (with interbedded limestones) which surmounts the clay-sandstone levels.

The facies study allowed us to see the impact of this transgression on deposits environments, which varies from offshore to shore-face, depending on; the amplitude of sea level changes, the rate of sedimentation and subsidence. The contrast in the sedimentary record between the two regions can be explained by the proximity's hypothesis of the region of Aïn Cheikh to the continent, and thus more exposed to terrigenous supplies, with the presence of a 'high zone' between the two regions, which puts the region of Marhouma free from these supplies. The large variation in thickness between the two sectors could be due to differential subsidence under tectonics' controls.

On the other hand, deposits are represented by two transgressive system tracts, separated by a highstand system tract indicating that the transgression took place at least of two phases of rising sea level, separated by a phase of progradation.

Keywords: Transgression, Saoura, Reggane, Middle Devonian, facies, depositional environment, transgressive system tract.

RESUMÉ

La transgression du Dévonien moyen, amorcée durant l'Emsien terminal, a envahit de grands aires de la plate-forme saharienne. L'étude de deux coupes dont la position paléogéographique est différente (coupe du km 30 dans la Saoura, et d'Aïn Cheikh dans le bassin de Reggane) nous a permis de tirer quelques conclusions sur les modalités de celle-ci.

A première vue, les conséquences de cette transgression sont bien remarquées sur le terrain par des dépôts essentiellement carbonatés, qui surmontent les terrains argilo-gréseux à intercalations calcaires du Dévonien inférieur à Marhouma (km 30). A Aïn Cheikh, cette phase est marquée par une sédimentation marneuse (avec des intercalations calcaires) qui surmonte les niveaux argilo-gréseux.

L'étude faciologique nous a permis de voir l'impact de cette transgression sur les environnements de dépôts qui varient de l'offshore au shore-face, selon ; l'amplitude des variations du niveau marin, le taux de sédimentation et la subsidence. Le contraste dans l'enregistrement sédimentaire entre les deux régions peut être expliquée par l'hypothèse de la proximité de la région d'Aïn Cheikh du continent, et donc plus exposée aux apports terrigènes, avec la présence d'une 'zone haute' entre les deux régions, qui met la région de Marhouma à l'abri de ces apports. La variation importante des épaisseurs, entre les deux secteurs, serait due à une subsidence différentielle sous contrôle tectonique.

D'autre part, les dépôts sont représentés par deux cortèges transgressifs, séparés par un prisme de haut niveau marin indiquant que cette transgression s'est effectuée, au moins, en deux phases de montée du niveau marin relatif, séparées par une phase de progradation.

Mots-clés : Transgression, Saoura, Reggane; Dévonien moyen, faciès, milieu de dépôt, cortège transgressif.

CHAPITRE I. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE : NOTIONS THEORIQUES SUR LES TRANSGRESSIONS

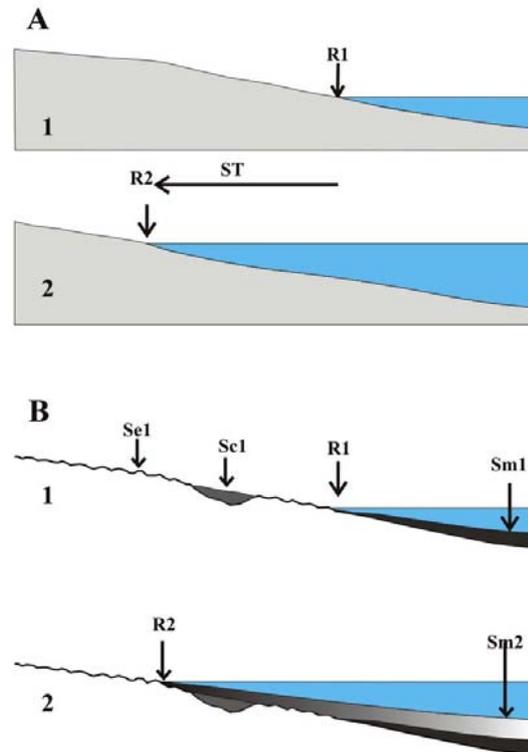
Les modifications survenues au cours des temps géologiques dans la répartition des terres et des mers se sont effectuées au profit de l'une ou de l'autre. En outre, lors de ces modifications dont la limite des terres et des mers a été l'enjeu, un même secteur a pu être le siège d'une succession de gains et de pertes de la mer ou de la terre, c'est-à-dire d'une succession de *transgressions* et de *régressions* (Boulin, 1977).

I. INTRODUCTION : NOTION DE TRANSGRESSION

Une transgression est une avancée de la mer sur le domaine continental (Fig. 1). On appelle sens de la transgression celui du déplacement correspondant du rivage (Boulin, 1977).

Fig. 1- Schéma d'une transgression, en coupe (Boulin, 1977).

Lorsque la mer avance sur le domaine continental, le rivage passe de la position R1 à la position R2 dans une direction qui définit le sens ST de la transgression correspondante. Les sédiments marins Sm1, la surface d'érosion Se1 et les sédiments continentaux Sc1 formés les uns et les autres avant que cette transgression intervienne sont recouverts par les sédiments marins Sm2 qui se déposent dans le bassin marin ainsi agrandi. La surface Se1 devient ainsi une surface de discordance alors que, dans le domaine d'où est partie la transgression, les sédiments Sm1 et Sm2 peuvent être en continuité les uns avec les autres.



II. LES PRINCIPAUX TYPES DE TRANSGRESSION ET LEURS CAUSES

Parmi les diverses transgressions que l'étude des formations sédimentaires a permis d'identifier, il en est qui ont atteint une ampleur telle qu'on les dit générales et d'autres dont l'extension a seulement été locale (Boulin, 1977).

A- Les transgressions générales

Ces transgressions sont remarquables par leur extension, qui peut avoir été d'importance planétaire. Il s'agit des submersions de très vastes surfaces continentales que survenues à certaines époques de l'histoire géologique. C'est par exemple le cas de la transgression du Crétacé supérieur. L'ampleur de cette transgression ayant été telle que peu de secteur du globe ont été épargnés. Assez curieusement, les faunes marines qui ont accompagné ces transgressions générales n'ont cessé de présenter un caractère néritique ou même littoral marqué, et la tranche d'eau qui s'est ainsi installée est demeurée faible. En outre, le rivage qui leur était lié semble s'être avancé selon une succession de gains et de moments d'arrêt jusqu'à ce qu'intervienne l'envahissement final qui l'a porté à sa position extrême (Boulin, 1977).

B- Les transgressions locales

Ces transgressions n'ont recouvert que des régions relativement limitées. Les séries transgressives correspondantes en révèlent plusieurs types que distinguent l'un de l'autre la forme de l'aire submergée, sa stabilité, sa position par rapport au cadre géologique dans lequel la transgression s'est développée ou bien encore certaines modalités particulières de celle-ci (Boulin, 1977).

Les unes ont progressé en empruntant des sortes de gouttières localement et momentanément subsidentes, parallèles à des directions structurales préexistantes ou en cours d'élaboration. Selon les cas, l'envahissement de ces gouttières a été rapide au point de paraître avoir atteint d'emblée son maximum, ou bien progressif, étalé sur un laps de temps plus ou moins long et entrecoupé de moments d'arrêts. D'autres ont submergé des panneaux déformables et localement subsidents qu'entouraient des domaines plus stables et depuis longtemps consolidés ; ces transgressions sont dites intracontinentales (Boulin, 1977).

Certaines transgressions locales ont résulté d'un gain progressif mais parfois rapide de la mer sur la terre, à partir d'un bassin intracontinental ou d'un sillon en cours de subsidence, au fur et à mesure du développement de cette subsidence et ce sur une frange étroite du domaine continental environnant. On parle alors de transgression bordière (Boulin, 1977).

On parle encore de transgression lorsque la mer s'est installée, non plus sur une surface terrestre et à sec, mais sur une région semée de lacs ou de marais. Une telle installation qui semble résulter de la disparition d'une barrière limitant jusque là une mer voisine n'est autre qu'une substitution d'eau de mer par l'eau douce des lacs et des marais, peut-être même seulement une invasion de cette eau douce par une salinité marine. La transgression ainsi définie ne se reconnaît plus alors qu'à la seule superposition de couches à faune marine à des couches à faune lacustre ou palustre, ces couches étant par ailleurs le plus souvent en continuité lithologique (Boulin, 1977).

C- Les causes des transgressions

Ce sont les affaissements plus ou moins saccadés survenus dans les secteurs en cours de sédimentogenèse, en même temps que les secteurs voisins étaient le siège d'une surrection épirogénique, ou bien encore des mouvements de bascules qui ont affecté des panneaux plus ou moins indurés situés au voisinage des zones orogéniques, qui semblent responsables des sillons, des gouttières et des bassins intracontinentaux que les transgressions « locales » ont plus ou moins envahis (Boulin, 1977).

Les transgressions générales qui se sont au contraire avancées chacune à peu près au même moment sur des aires réputées stables, depuis longtemps indurées, et qui n'étaient alors le siège d'aucune déformation liée à l'orogénèse, procèdent manifestement de causes autres que celles des transgressions locales. On admet que c'est une élévation absolue et globale du niveau de la mer qui serait chaque fois intervenue, en sorte qu'il s'agirait de transgressions eustatiques (Boulin, 1977).

D'une manière générale, les transgressions se produisent quand la vitesse de création de l'espace disponible est plus rapide que la consommation de celui là par la sédimentation (Catuneanu, 2002). Cela résulte de l'enjeu entre trois principaux facteurs : l'eustatisme, la tectonique et l'apport sédimentaire (Fig. 2), résumés par Kendall et Schlager (1981) dans le schéma de la figure 3.

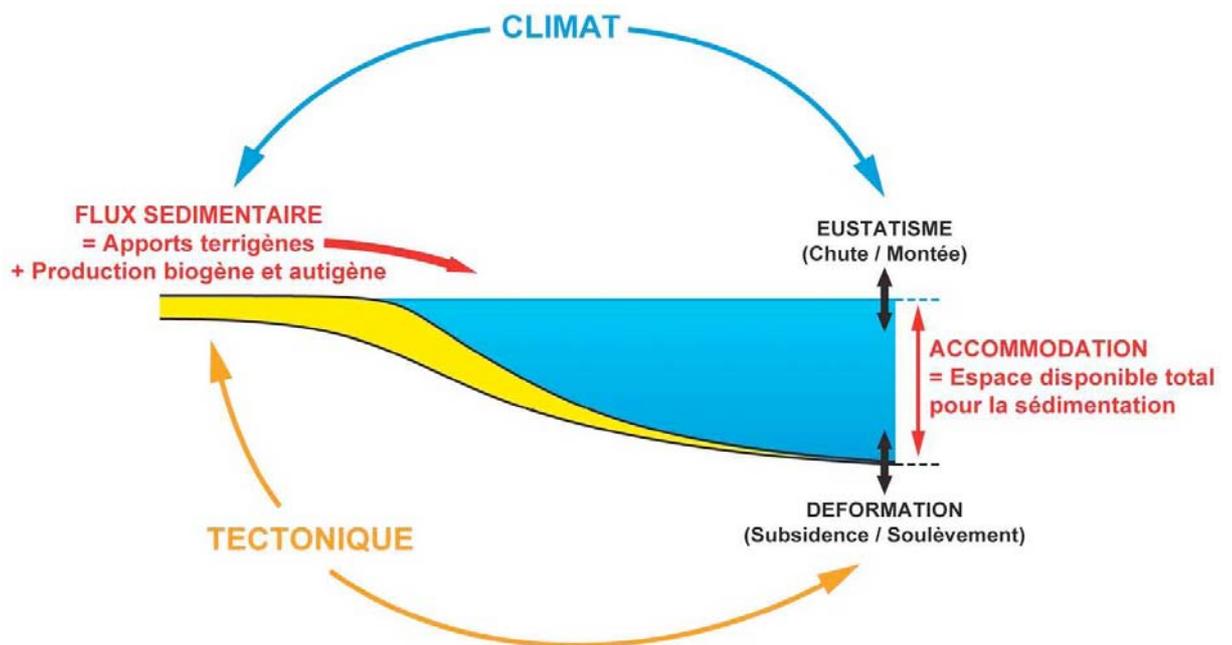


Fig. 2- Facteurs contrôlant les transgressions (Guillocheau *et al.*, 2003)

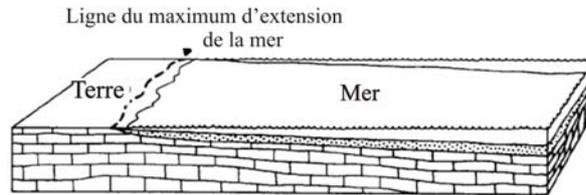
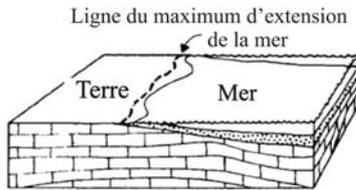
A. Plate-forme étroite

Se développe quand le taux de sédimentation est faible ou quand la subsidence tectonique est importante.

B. Plate-forme large

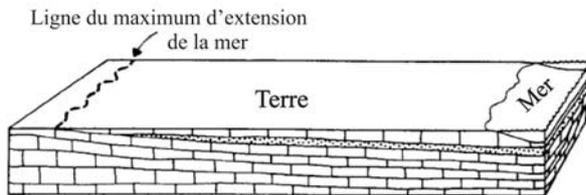
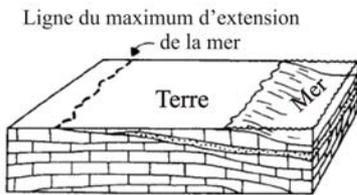
Se développe quand la subsidence tectonique est faible ou quand le taux de sédimentation est important

I. FAIBLE ÉLÉVATION RELATIVE



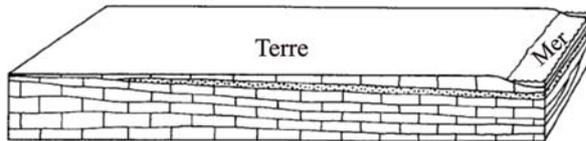
Une transgression se produit quand la vitesse d'élévation du niveau marin dépasse le taux de sédimentation

II. ÉLÉVATION RELATIVE



Une régression se produit quand le taux de sédimentation dépasse la vitesse d'élévation du niveau marin

II. CHUTE RELATIVE



Une chute du niveau marin produit une discontinuité générale suite à l'emersion de la surface des sédiment ainsi construite

Fig. 3- Différentes combinaisons possibles et leurs conséquences sur les transgressions/régressions (Kendall et Schlager, 1981).

III. CONSEQUENCES SUR L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE

L'étude des sédiments déposés au cours d'une transgression permet de préciser les modalités de celle-ci, c'est-à-dire son sens, sa progressivité, la position des rivages successivement atteints et son extension maximale (Boulin, 1977).

Les caractères lithologiques et pétrographiques fondamentaux des séries transgressives tiennent à ce que, à chacun des moments d'une transgression, les sédiments continentaux, les sédiments mixtes et les divers types de sédiments marins se trouvent répartis par rapport au

rivage comme ils se trouvent répartis par rapport aux rivages marins actuels et à ce que, au cours de cette transgression, les éléments de la distribution ainsi réalisés se déplacent dans le même sens que le rivage (Boulin, 1977).

En d'autres termes, lorsque le rivage se déplace en transgression, son mouvement s'accompagne d'une translation dans le même sens que la répartition des faciès qui lui est liée (Fig. 4). Cette translation entraîne une variation horizontale (Fig. 5) et une variation verticale progressive des faciès. Ces variations témoignent de l'approfondissement progressif de chacun des secteurs du domaine dans lequel se développe la transgression et de l'éloignement corrélatif du rivage par rapport à ce secteur (Boulin, 1977). L'effet contraire est enregistré lors des périodes de régressions.

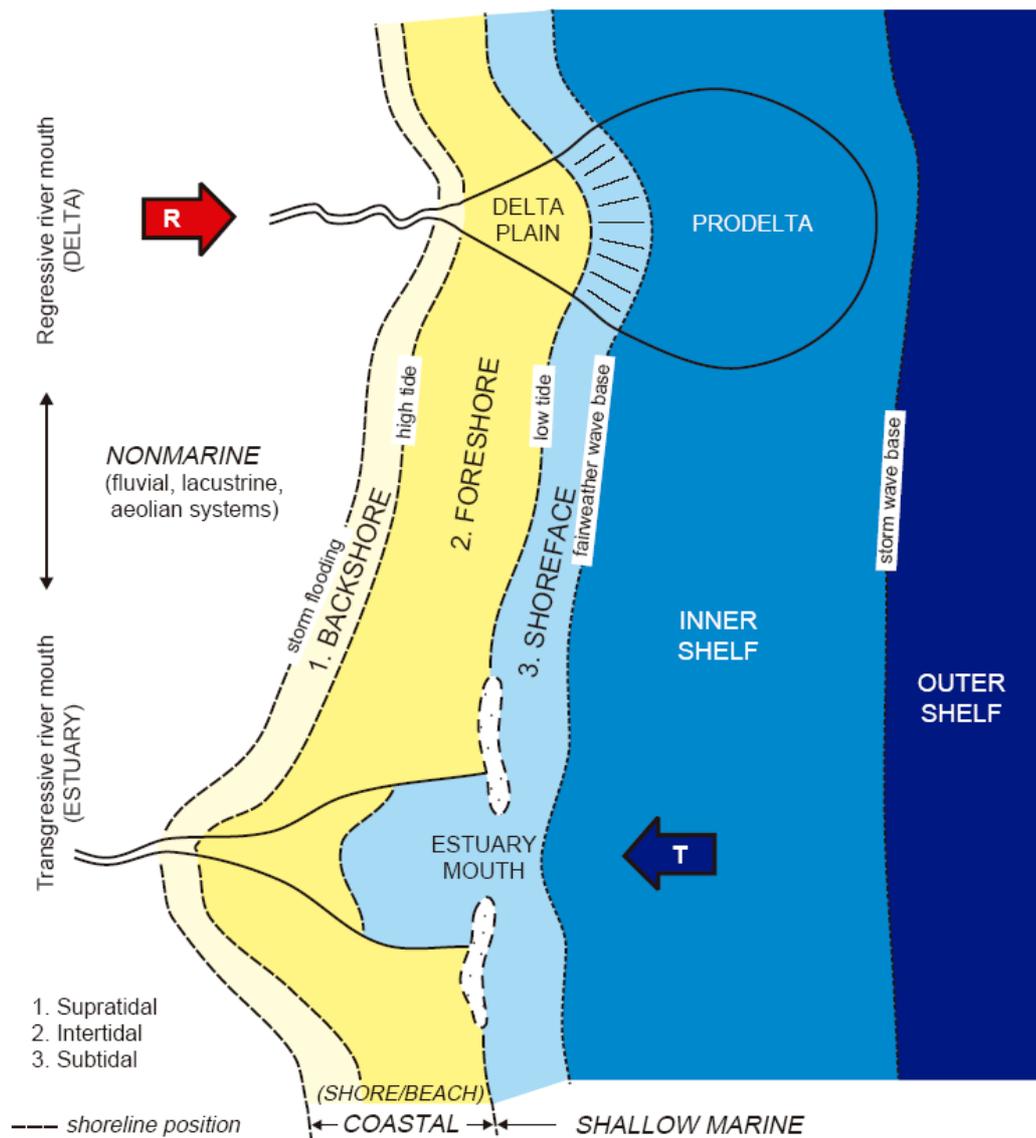


Fig. 4- Déplacement des profils de dépôt suite à une transgression/régression.
(D'après Catuneanu 2006).

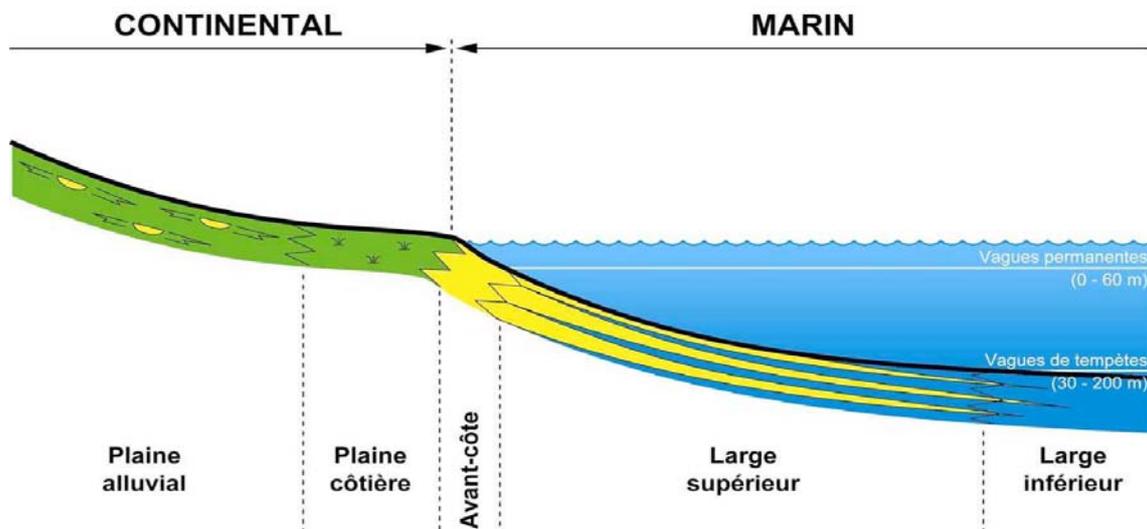


Fig. 5- Principaux passages latéraux de faciès (Guillocheau *et al.*, 2003)

En milieu marin, une période de diminution de profondeur (« régression ») ponctuée par une brutale augmentation (« transgression ») se traduit, en terme de séquence, par la formation de *séquences génétiques* (Guillocheau, 1991).

Si l'on envisage l'évolution des séquences au sein d'un corps sédimentaire, on peut mettre en évidence des tendances évolutives impliquant plusieurs unités, soit vers le pôle marin soit vers le pôle continental. Trois types d'empilement verticaux d'unités génétiques peuvent être reconnus (Guillocheau, 1991) :

- Une évolution vers le pôle continental traduit une migration globale de la zone littorale des unités génétiques successives vers la mer (Fig. 6). Elle enregistre une phase de *progradation* globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques, ponctuée par des périodes de *rétrogradation* ou de transgression au sein de chacune des unités génétiques. Cette évolution vers le pôle continental est dénommée migration vers la mer (« seaward-stepping », Cross, 1988) ou *progradation* d'unités génétiques (progradational parasequence set », Van Wagoner *et al.*, 1988).

Avancée du profil de dépôt (Régression)= Progradation

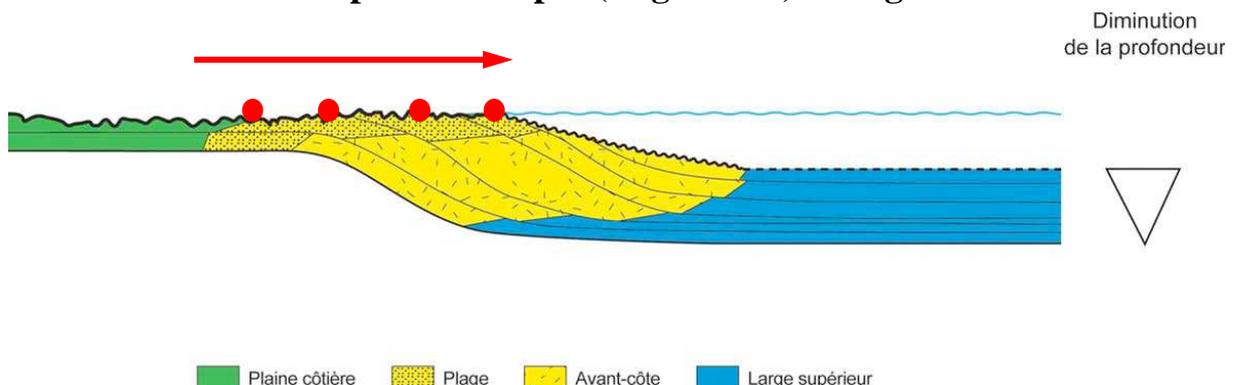


Fig. 6- Régression et migration vers la mer des séquences de dépôt (« seaward-stepping ») ou progradation (Guillocheau, 1995).

- Une évolution vers le pôle marin traduit une migration globale de la zone littorale des unités génétiques successives vers la terre (Fig. 7). Elle enregistre une phase de *rétrogradation* globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques, ponctuée par des périodes de *progradation* ou de régression au sein de chacune des unités génétiques. Cette évolution vers le pôle marin est dénommée migration vers la terre (« landward-stepping », Cross, 1988) ou *rétrogradation* d'unités génétiques (retrogradational parasequence set », Van Wagoner *et al.*, 1988).

Recul du profil de dépôt (Transgression)= Rétrogradation

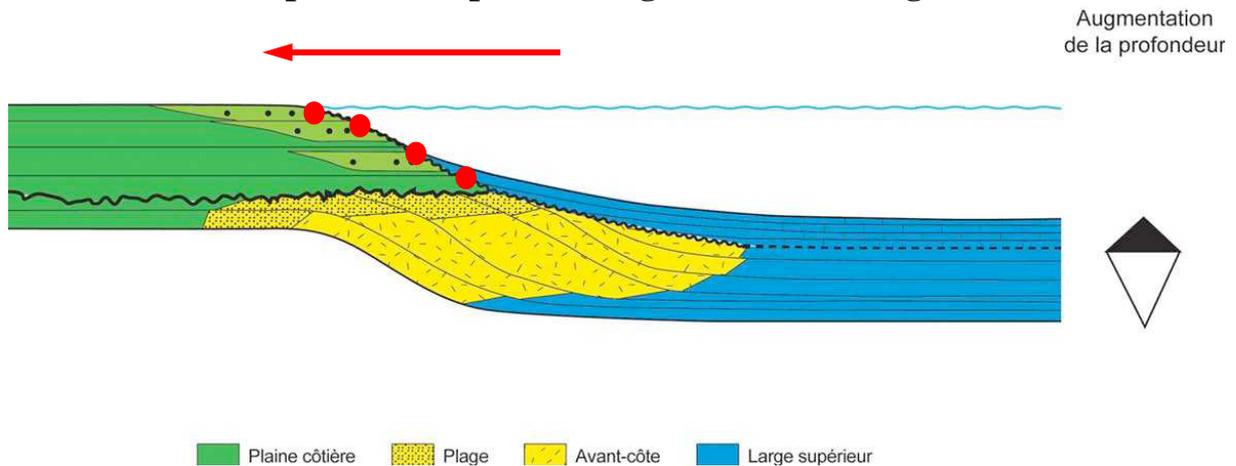


Fig. 7- Transgression et migration vers la terre des séquences de dépôt (« landward -stepping) ou rétrogradation (Guillocheau, 1995).

- Dans certains cas, l'empilement vertical de séquences génétiques ne présente pas d'évolution globale de milieux de sédimentation. On parle alors d'*empilement vertical* (« vertical-stacking », Cross, 1988) ou d'*aggradation verticale* (« aggradational parasequence set », Van Wagoner *et al.*, 1988).

La relation entre les cycles transgression/régression et la formation des différents types de séquence génétique est résumé dans le schéma de la figure 8.

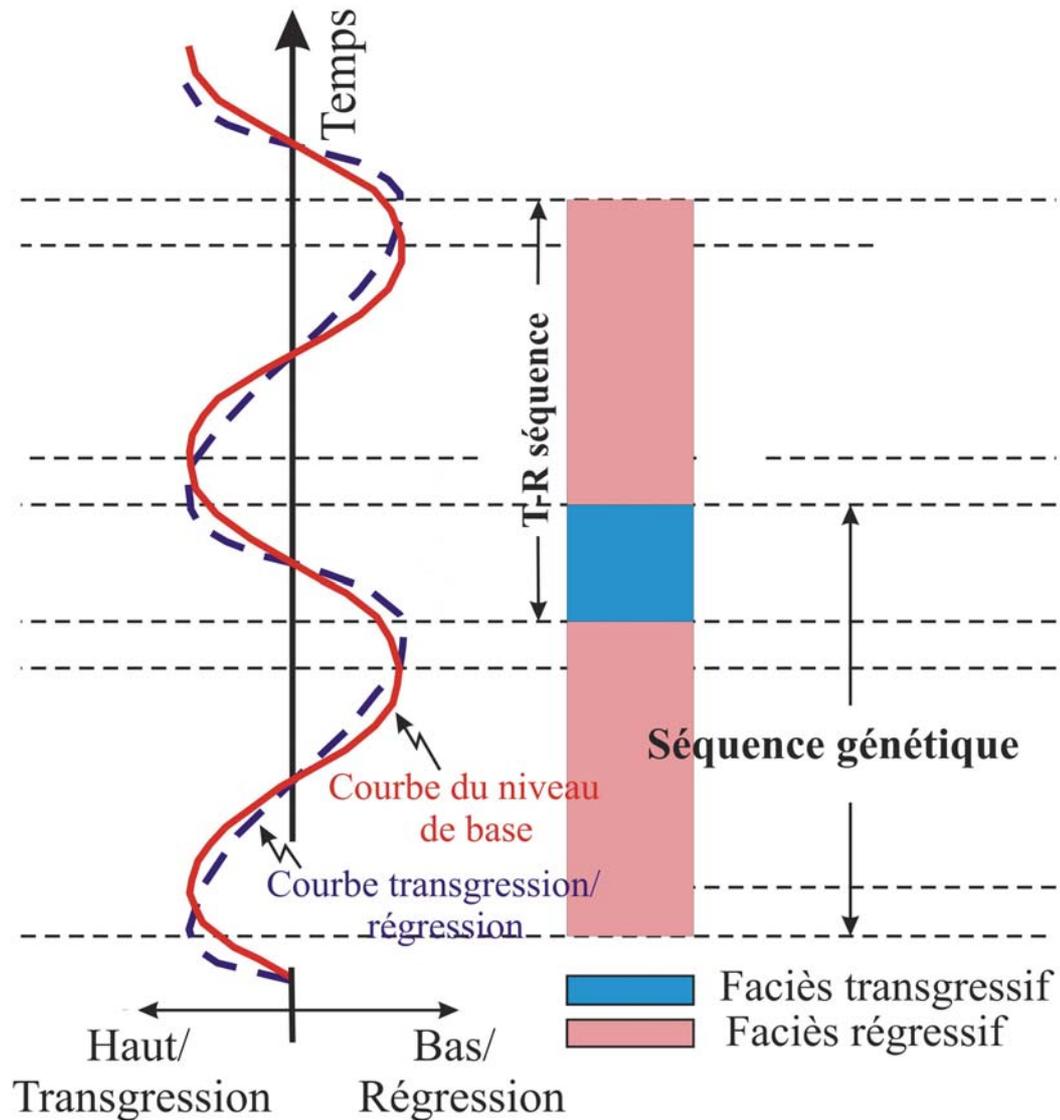


Fig. 8- Variation du niveau marin, cycle transgression/régression et séquences de dépôt (modifié d'après Catuneanu *et al.*, 1998b, *in* Catuneanu 2006).

IV. CONCLUSION

En définitive, il n'est pas possible de déceler le mécanisme d'une transgression à partir d'une seule coupe lithologique. La comparaison d'au moins deux coupes suffisamment éloignées l'une de l'autre permet de déterminer le sens de la variation de la ligne de rivage sur une transversale. Ainsi, les faits lithologiques et pétrographiques permettent de dégager, à partir d'affleurements plus réduits, des conclusions plus générales que les faits géométriques (Boulin, 1977).

V- LES VARIATIONS EUSTATIQUES AU DEVONIEN.

La courbe des variations eustatiques du Dévonien est fondée sur les travaux stratigraphiques américains (Nevada, Virginie, Ouest Canada) et européens (Belgique, Allemagne). On remarquera la transgression brusque du Givétien moyen. Pour Johnson *et al.* (1985), les régressions majeures ont pu être causées par la croissance et la décroissance de rides océaniques. Par contre, les derniers cycles du Famennien pourraient être dus à des glaciations continentales (Fabre, 2005).

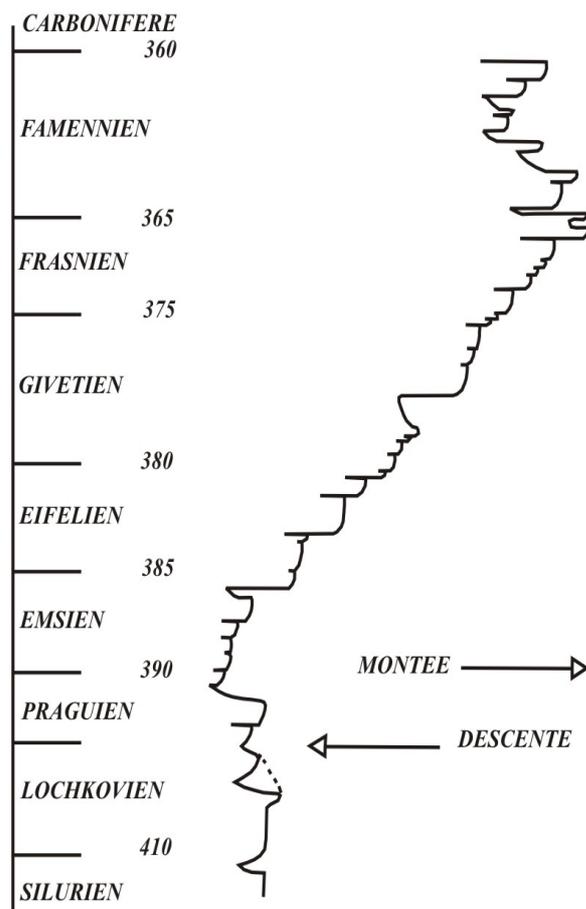


Fig. 9-Courbe eustatique qualitative pour la période dévonienne d'après Johnson *et al.*, (1985), légèrement modifiée par Dennison (1985). On n'a pas reporté les zones de conodontes figurant sur l'original (*in* Fabre, 2005).

Pour le Dévonien, on remarque (Fig. 9) que depuis le Silurien jusqu'à l'Emsien supérieur, le cycle d'ordre 2 est régressif, ponctué par sept (07) cycle d'ordre 3 de type "transgressif-régressif".

A partir de la fin de l'Emsien, une transgression globale est amorcée et qui dure jusqu'au Frasnien. A la fin du Famennien (Strunien), une régression rapide (phase glaciaire) s'inscrit sur le Gondwana.

VI. BUT ET METHODOLOGIE DE L'ETUDE

Le Dévonien inférieur du Sahara est caractérisé par une sédimentation détritique (essentiellement argilo-gréseuse) qui traduit des environnements fluviatiles ou littoraux. Dès l'Emsien, la sédimentation admet plus d'intercalations calcaires et passe à des alternances argilo-calcaire ou marno-calcaire durant le Dévonien moyen. Ce changement de régime sédimentaire est du à une importante transgression qui a touché de larges aires de la plate-forme saharienne. Cette transgression fait l'objet de notre présente étude.

Le but est de décrypter les modalités de cette transgression à partir de deux coupes dont leurs positions paléogéographiques sont différentes (voir les travaux de Fabre, 1976, 2005). On a procédé à un levé détaillé (banc par banc) de deux coupes, l'une dans la Saoura, à la localité dite du « km30 » et l'autre dans le bassin de Reggane, dans le secteur de Aïn Cheikh, tout en insistant sur la récolte de faunes (Goniatites, Trilobites, Brachiopodes) pour améliorer la datation et déterminer des lignes temps.

Au laboratoire, on a réalisé une description du microfaciès sous une loupe binoculaire pour pouvoir classer (surtout selon la classification texturale de Dunham) les différents faciès rencontrés, ainsi que la détermination des faunes récoltées.

CHAPITRE II. GENERALITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES

I. LE DEVONIEN MOYEN AU SAHARA OCCIDENTAL : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

Vers la fin du Dévonien inférieur, les épirogenèses qui avaient structurées le Sahara central ralentissent ou cessent dans le Nord de l'Afrique. En même temps, l'océan se gonfle : il va ainsi envahir les lagunes, les deltas et les baies où s'étaient sédimentés les minerais de fer et submerger les rivages et leurs cordons de dunes. Cette première transgression eustatique s'est faite en plusieurs pulsations successives au cours de l'Emsien et de l'Eifélien. La pénéplaine ainsi noyée n'était pas tout à fait plane. La mer qui la couvre va offrir une grande variété de milieux plus ou moins profonds, calmes ou agités, des îles basses et des lagons, ce que vont refléter les différents facies des sédiments (Fabre, 2005).

De ce fait, les sédiments du Dévonien moyen sont largement développés sur l'ensemble du Sahara algérien. Les sédiments sont plus argileux à l'Est de la plate-forme et carbonaté à l'Ouest durant le Dévonien moyen (Aliev *et al.*, 1971 ; Wendt *et al.*, 2009).

A. La Saoura.

Les affleurements d'âge Dévonien moyen et supérieur de la Saoura-Ougarta peuvent être répartis en quatre groupes séparés les uns des autres soit par des formations récentes soit au contraire par des couches plus anciennes (Petter, 1960).

Un premier ensemble s'allonge sur une soixantaine de kilomètres, le long de la vallée de l'Oued Saoura, des environs de Ouarourout au NW jusqu'à proximité d'Aguedal au SE. Le Dévonien s'enfonce alors sous les formations récentes : Grand Erg Occidentale ou Hamada du Ghir. Mais, à 150 Km au SE, dans le Gourara, on voit à nouveau se détacher un bel ensemble d'affleurements dévoniens, entre la rive gauche de l'Oued Messaoud et la palmeraie de Charouine. Enfin plus au sud encore, dans le Touat, le Dévonien réapparaît en quelques endroits, à l'extrémité SE de la chaîne d'Ougarta (Petter, 1959).

Les terrains du Dévonien moyen sont représentés ici par la formation de Cheffar El Ahmar. Dans la coupe de Marhouma, cette formation débute avec les calcaires argileux et grès calcaireux du « banc coralligène » *sensu* Le Maître (1952) (FBV de Ouali Mehadji, 2004). Elle se termine par la dernière barre de calcaire argileux de type « griotte » (Boumendjel *et al.*, 1997).

Cette formation se distingue assez nettement de la formation de l'Oued Teferguenit sous-jacente par le développement de bancs carbonatés, en particulier de calcaire pélagique, de teinte beige à gris bleuté, s'intercalant dans un ensemble à dominante argilo-marneuse (Boumendjel *et al.*, 1997).

La limite Emsien-Eifélien se situe à faible distance au-dessus du niveau coralligène en accord avec la distribution de *Anarcestes latesepatus* donné par Göddertz (1987) (Boumendjel *et al.*, 1997).

L'étude détaillée des conodontes et des Goniatites de l'Eifélien de la coupe de Marhouma a permis à Göddertz (1987) d'identifier successivement la base des zones à conodontes à *costatus*, *australis*, *kockelianus* et *ensensis* (Paris *et al.*, 1997).

La zone à conodontes *asymmetricus* basale, identifiée par Göddertz (1987), dans le niveau MH 55 (pour les coupes de Boumendjel, et qui se situe sous le niveau argileux sur lequel on trouve les niveaux de calcaire griottes slumpés), indique que la base du Frasnien se situe immédiatement au dessus de ce niveau (Paris *et al.*, 1997).

B. Bassin de Tindouf.

Dans la partie ouest de la bordure sud du bassin de Tindouf, le Dévonien moyen est représenté par la Formation de l'Oued Talha. Cette formation est constituée par des argiles feuilletées, qui alternent avec de faibles passées de lumachelles. Au Sud de Tindouf, l'Eifélien, est traversé par des argilites, compactes et feuilletées. Les niveaux intercalés sont calcaires, à passées silteuses. On note des intercalations de calcaires dolomitiques, ainsi que des lentilles d'argilites. Au Sud de la dépression, l'épaisseur de l'Eifélien varie de 75 à 132m (Aliev *et al.*, 1971). Au cours de la base du Dévonien moyen, s'inscrit un événement à "faune naine" signalé par Brice et Ouali Mehadji (2009) et qui correspond soit au "Chotec event" ou "Pumiliobeds".

Sur le bord nord du bassin de Tindouf, l'Eifélien est constitué par des roches argileuses telle que argilites gris foncé, pyriteuses, calcaires passants bien souvent à des marnes. L'épaisseur de l'Eifélien y atteint 400m (Aliev *et al.*, 1971).

Sur la bordure Sud (Aouinet, Legraa, etc.) les affleurements du Givétien sont représentés par une alternance de bancs très épais de calcaires à coraux et des combes d'argiles. Il s'agit ici de la Formation de « Calcaires de Krebs Tsabia », tandis que dans la bordure nord le Givétien, traversé par des sondages est surtout argileux, renfermant des passées isolées de marnes et de calcaire avec une épaisseur qui varie entre : 28, 30m à 75m (Aliev *et al.*, 1971).

Dans la coupe du puits d'Oguilet-Laroussi, le Dévonien moyen est représenté par des argiles, intercalées par des niveaux calcaires fossilifères, et de calcaire gréseux vers le sommet ce qui représente l'équivalent des argilites de « l'Oued Talha » des coupes situées plus à l'Ouest et qui ont été daté de l'Eifélien et, pour leur sommet, du Givétien (Bitam *et al.*, 1997).

L'âge Givétien est donné à cette Formation en raison de la présence de coraux (*Hexagonaria hexagona*) et certaines formes givétiennes (Aliev *et al.*, 1971).

C. Ahnet et Mouydir.

Sur la crête de Foum Belrem, l'Eifélien inférieur (costatus Zone) est marqué par une transgression majeure, représentée par une sédimentation marine argilo-carbonatée. Le premier niveau de 0,1 à 0,5m (coupes d'Aïn Behaga et d'Aïn Kahla) est représenté par un conglomérat transgressif. Ce niveau conglomératique est daté par conodonte dans la coupe d'Aïn Kahla et a donné un âge Emsien terminale à Eifélien basale. La majeure partie de l'Eifélien est représentée par des argiles silteuses avec de fines intercalations de gré fin et de calcaire (Wendt *et al.*, 2006).

L'épaisseur de l'Eifélien varie considérablement entre 0 à 5m et jusqu'à plus de 100m. Bertrand-Sarfati *et al.* (1977) ont introduit le terme « Argiles de l'Adrar Morrat » pour les argiles de l'Eifélien/Givétien inférieur (Wendt *et al.*, 2006).

Dans le Sud-Est de l'Ahnet et le Sud du Mouydir, et au dessus des argiles de l'Eifélien, apparaissent quelques bancs de calcaire argileux verdâtre, puis des calcaires bioclastiques en bancs très irréguliers dont les surfaces sont très ondulées. On y trouve quelques goniatites de grandes tailles. La présence de *Cabrioceras crispiforme* permet de penser que ces couches appartiennent à l'Eifélien. Au dessus, les calcaires deviennent mieux lités et les intercalations marneuses plus épaisses. Les marnes à bancs calcaires qui surmontent ce groupe carbonaté contiennent une association de goniatites pyriteuses très caractéristiques du Givétien supérieur. Vers l'Est, en bordure de l'Ahaggar, dans l'Ahnet orientale, et le Mouydir méridionale, la série givétienne est similaire : elle débute par un membre calcaire à bancs ondulés d'âge Givétien inférieur à la base et supérieur au sommet, surmonté par un membre argileux d'âge encore Givétien supérieur (Fabre, 2005).

Dans la plaine argileuse de l'Azzel Matti se développent des monticules calcaires (les « récifs ») plus ou moins alignés (Moussine-Pouchkine, 1971 ; 1976, 1991 ; Wendt *et al.*, 1993 in Fabre 2005). Dans l'Ahnet, leur plancher est un calcaire oolitique rouge et vert de la zone à *Cabrioceras crispiforme* (Eifélien). Les Mud-Mounds, aux flancs raides, s'élèvent jusqu'à plus de trente mètres au dessus du reg. Souvent isolés ou en chapelets, ils forment aussi des guirlandes de mamelons coalescents ou des crêtes qui peuvent s'élever à 85m au dessus de la plaine (Fabre, 2005).

D. Bassin de Reggane.

Dans la partie nord du bassin de Reggane, l'épaisseur de l'Eifélien est de l'ordre de 80m, représenté par des argiles noires pyriteuses avec de rares et fines passées de grès fins argileux, et se termine par des calcaires gris argilo-gréseux (Aliev *et al.*, 1971).

Deux membres peuvent être distingués dans l'Eifélien sur la bordure sud du bassin de Reggane; un membre inférieur argilo-gréseux et un membre supérieur argileux avec une épaisseur de 104m (Aliev *et al.*, 1971).

Sur la bordure Est du Bassin de Reggane, l'épaisseur de l'Eifélien peu atteindre 140m (Wendt *et al.*, 2006).

Le Givétien est représenté dans le nord du bassin de Reggane par des argilites noires à passées de calcaires et de grès calcaro-argileux, avec une épaisseur totale de 210m. Vers le Sud, la série devient argilo-carbonatée. Cette sédimentation argilo-carbonatée est remarquée aussi dans le Givétien de Tanezrouft, avec une prédominance des argilites massives et schisteuses. L'épaisseur de la série givétienne est de l'ordre de 108m (Aliev *et al.*, 1971).

F. Bassin de Timimoun.

L'Eifélien est représenté dans le bassin de Timimoun par des argiles ; il s'agit ici d'argiles noires, compactes avec des passées de calcaires, dont le nombre augmente dans les coupes méridionales du bassin. Dans le Nord, l'Eifélien est plus gréseux. L'épaisseur la plus importante de l'Eifélien a été enregistrée dans l'Ouest du bassin où elle est de l'ordre de 113m (Aliev *et al.*, 1971).

Le Givétien est représenté par des calcaires microcristallins, massifs, compacts, alternants avec des passées d'argilites schisteuses. On note également des passées de grès. La série la plus épaisse du Givétien est de l'ordre de 90m, enregistrée dans le Nord du bassin (Aliev *et al.*, 1971).

II.CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

A. La chaîne d'Ougarta.

A environ 950 à 1000 km au Sud de la ville d'Oran, et 250 km au sud de la ville de Bechar, la chaîne de l'Ougarta forme une unité géographique originale parmi les reliefs du Sahara.

Cette chaîne s'étend sur une extension de 450 km de longueur et 200 km de largeur avec une orientation NW-SE. Elle est localisée sur la partie nord-occidentale du Sahara algérien.

Les chaînes de l'Ougarta sont limitées par la Hamada de Guir et de la Daoura au Nord, le Grand erg Occidental au Nord Est, le Touat au Sud Est, l'Erg Chech au Sud, l'Erg Ighidi au Sud Ouest, la Hamada da Draa à l'Ouest et le Kem Kem au Nord Ouest. (Fig.10)

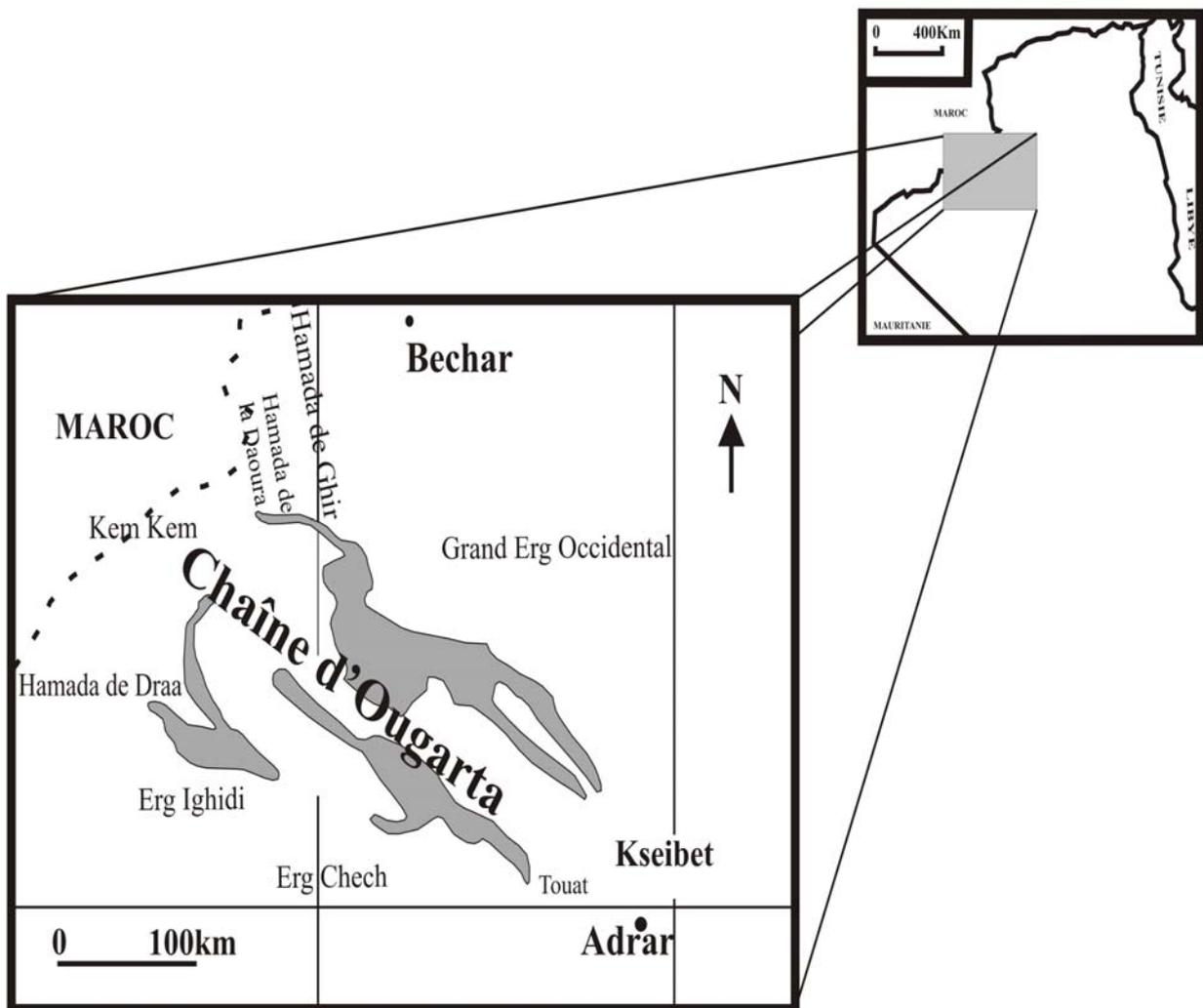


Fig. 10- Situation géographique de la chaîne d'Ougarta.

B. Le bassin de Reggane.

Dans la partie Sud-ouest de la plate-forme saharienne, se situe le bassin de Reggane. Elle couvre une superficie de 140 000 km² entre les parallèles 25°00N et 28°00N et les méridiens 01°00E et 03°00W.

Elle est limitée au Nord par la bordure méridionale de la chaîne de l'Ougarta, qui le sépare de la cuvette de Sbâa, à l'ouest par l'ensellement de Kettamia-Bou Bernous, à l'Est par l'ensellement d'Azzel Matti et au sud par le massif cristallin des Eglab. (Fig. 11)

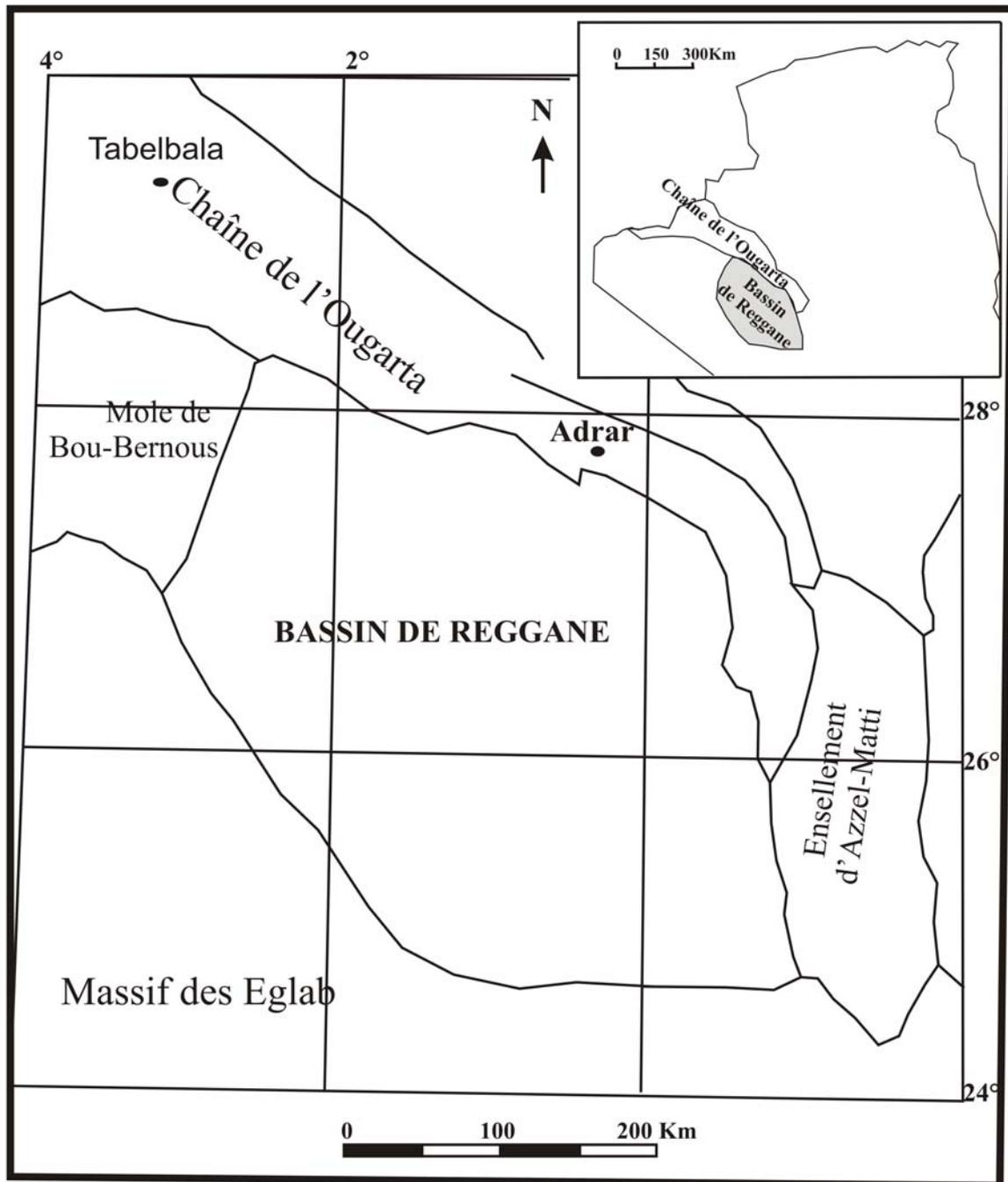


Fig. 11. Carte de situation du bassin de Reggane (Document Sonatrach inédit).

III. CONTEXTE GEOLOGIQUE.

A. La chaîne d'Ougarta.

1. Au plan structural

La chaîne de l'Ougarta s'est érigée sur l'emplacement d'un ancien sillon subsident qui borde à l'Est la marge du Craton Ouest Africain (Fabre, 1969). Elle a été affectée au cours de l'orogénèse hercynienne par des plissements de direction majeure NW-SE et E-W, engendrés par les grandes fractures du socle dont le jeu est essentiellement vertical (Donzeau, 1972). Elle se subdivise, suivant une direction NW-SE, en deux faisceaux séparés par l'Erg-er-Raoui : le faisceau de la Saoura au NE et le faisceau de la Daoura au SW.

L'Ougarta est une chaîne chevauchante à faible raccourcissement, ordonnée du NE vers le SW, dans laquelle cinq unités ont été individualisées : deux pour le faisceau de la Saoura; deux pour le faisceau de la Daoura ; une dernière, enfin, représentant l'autochtone ou l'avant-pays de la chaîne (Hervouet et Duee, 1996).

Les Monts d'Ougarta correspondent à une structure subsidente, allongée et plissée montrant tous les caractères d'un bassin aulacogène (Shatsky, 1955 ; Donzeau, 1974 ; Colomb et Donzeau, 1974, *in* Abbache 2001).

Le rejeu des accidents, qui accompagnent les mouvements de déformations découpent l'aulacogène « Anti-Atlas/Ougarta » en systèmes losangiques (Donzeau, 1974). Ce découpage est réalisé par des mouvements de décrochements sénestres, analogues aux principaux décrochements du Précambrien de l'Ahaggar (Caby, 1970 *in* Abbache, 2001).

Plus au NW, dans l'Anti-Atlas marocain, suite à l'orogénèse calédonienne au Lochkovien (Hollard, 1970), les variations de faciès traduisent des mouvements plutôt verticaux, épirogéniques qu'une vraie orogénèse. Cette tectonique provoque également des lacunes de quelques étages dans certaines régions et le développement des récifs sur les zones hautes, tandis que se creusaient les sillons de l'Anti-Atlas et de la Saoura (Wendt, 1985).

2. Au plan stratigraphique.

Nous présenterons ici uniquement les caractéristiques des terrains du dévonien moyen.

L'ensemble des formations dévoniennes de cette région est surmonté par des dépôts hamadiens du néogène reposent en discordance angulaire sur tous les dépôts primaires. Ces formations dévoniennes montrent des couches de directions WNW-ESE et un pendage de 20° à 30° vers le NNE, dont la coupe-type est résumé dans la figure 13.

Le Dévonien moyen représente la majeure partie de la Formation de Cheffar El Ahmar, définies par Pouyeto (1965), puis reprise par Bastien *et al.*, (1965) : elle débute par l'Eifélien, au dessus du niveau coalligène (Le Maitre, 1952) par la présence de *Anarcestes latsepatus*, *Pleurodyctium crassum* et *Paracleistopora smythi* (Plusquellec, 1997), et se

termine sous les calcaire du faciès griottes (Frasnien Ib). Cette Formation est caractérisée par le développement des faciès carbonatés et la raréfaction des faciès détritiques gréseux.

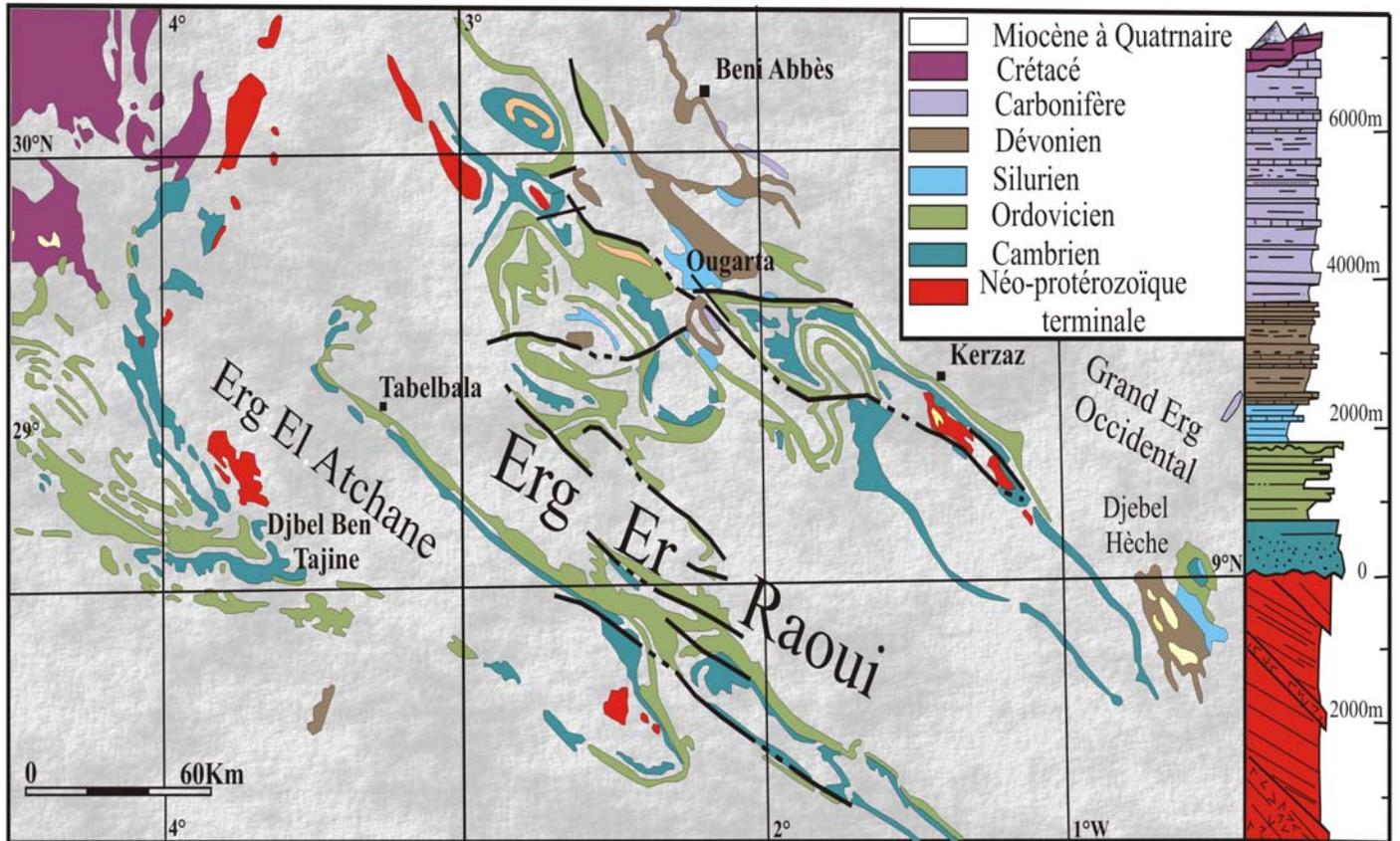


Fig.12. Carte géologique de l'Ougarta (in Ghienne et al., 2007) .

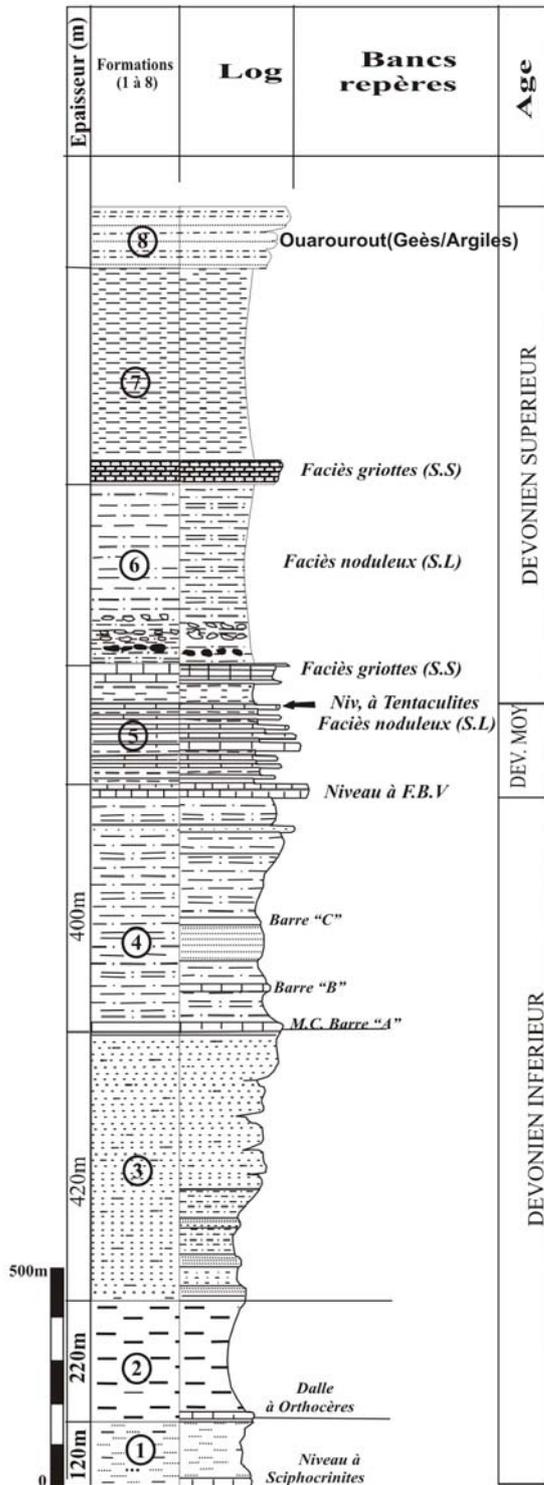


Fig. 13- Coupe de référence du Dévonien de l'Ougarta (Bastien, 1967 ; Modifiée)

- 8 : Formation de Ouarourout
- 6-7 : Formation de Marhouma
- 5 : Formation de Cheffar El Ahmar
- 4 : Formation de Teferguenite
- 3 : Formation de Dkhissa
- 2 : Formation de Sahb El Djir
- 1 : Formation de Zeimlet

B. Le bassin de Reggane.

1. Au plan structural

Le bassin péricratonique de Reggane est situé sur la bordure orientale du craton ouest-africain, voire à cheval entre ce dernier et un domaine dit panafricain situé plus à l'Est. La juxtaposition de ces deux domaines est le résultat d'une collision (600 Ma) consécutive de la fermeture d'un paléo-océan d'âge protérozoïque. Cet événement est connu à l'échelle du nord-ouest de l'Afrique sous le nom de Panafricain.

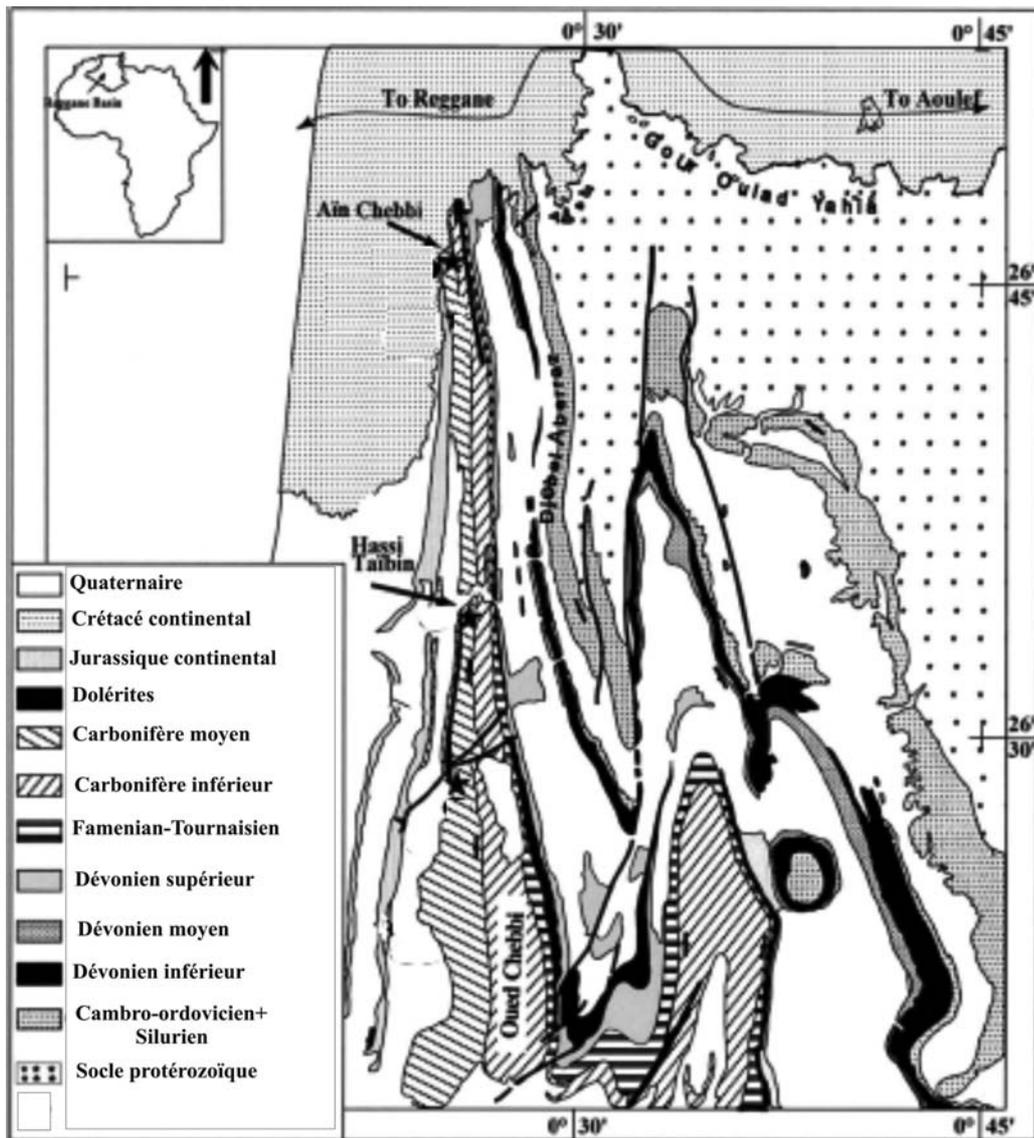


Fig.14- Carte géologique simplifiée de la région d'étude (Extrait de la carte géologique de Reggane au 1/200.000).

Cette synclise, qui présente un profil transversal dissymétrique (Fig. 15), est bordée au nord par les chaînes plissées de l'arc Ougartien, à l'ouest et au sud par le bouclier Reguibat. Son flanc oriental est très structuré, étroit et renferme des anticlinoriaux recelant des structures compartimentées par des failles directionnelles et transversales, de géométrie complexe (fig. 16). Son flanc occidental se présente comme un monoclin à pendage doux (Document Sonatrach, inédit).

Le bassin de Reggane est caractérisé par une histoire tectonique polyphasée et une importante subsidence qui a permis le dépôt de près de 6 000 m de sédiments paléozoïques dans sa zone axiale. Dans sa partie supérieure cette série paléozoïque présente souvent des niveaux doléritiques.

Par ailleurs, des pressions anormalement élevées ont été souvent rencontrées dans les réservoirs du Dévonien inférieur.

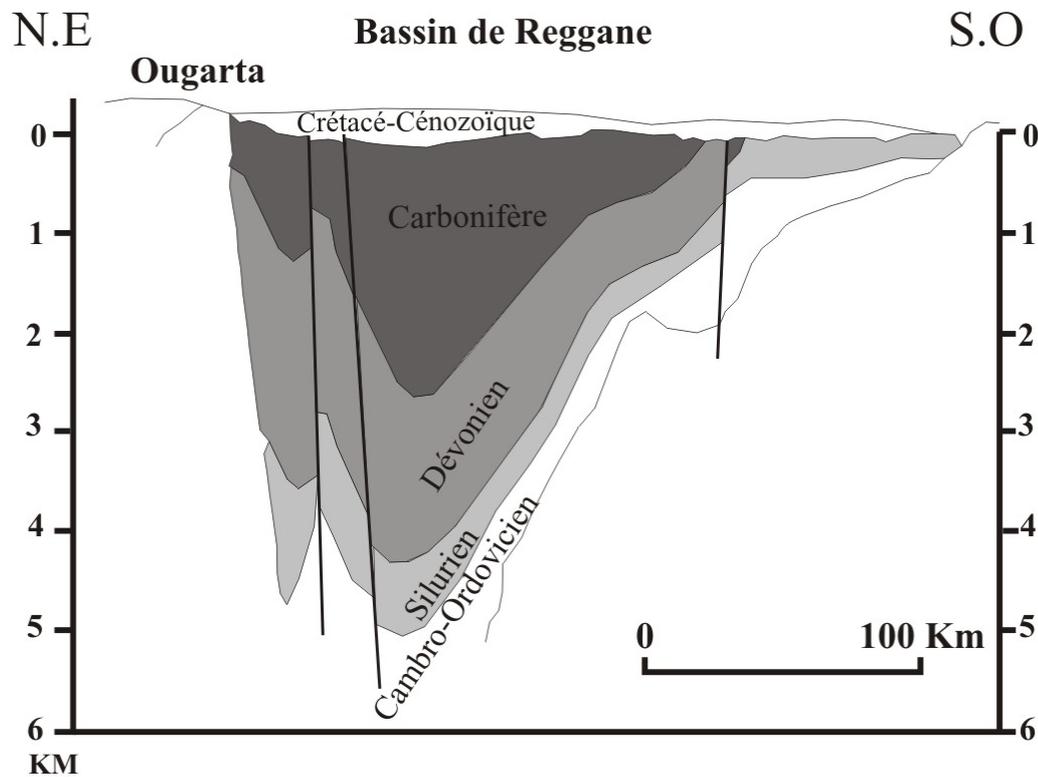


Fig. 15- Coupe géologique transversale (NE-SO) du bassin de Reggane (Document Sonatrach, inédit).

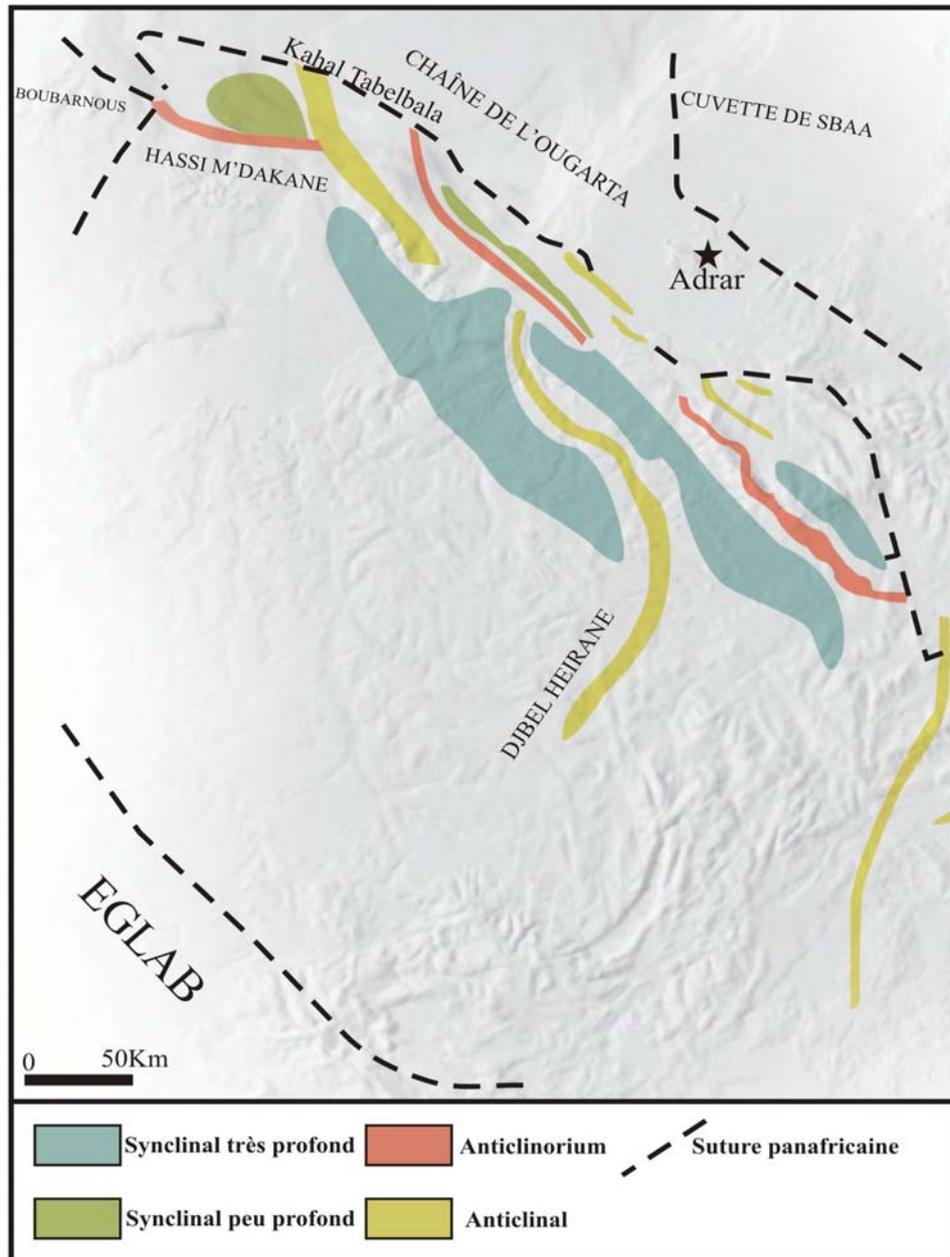


Fig. 16- Schéma structural du bassin de Reggane (Document Sonatrach, inédit).

2. Au plan stratigraphique.

Avec plus de 5000m d'épaisseur au centre du bassin, le Paléozoïque, qui va de l'infra-cambrien jusqu'au carbonifère supérieur constitue la majeure partie de la colonne sédimentaire du bassin de Reggane. Ces dépôts reposent sur un socle précambrien formé de roches plutoniques (granites) et métamorphiques (schistes et gneiss).

Les terrains du Dévonien moyen sont représentés comme suit :

- L'Eifélien : représenté par des argiles intercalées par des passées de calcaires, de marnes et de grès.
- Le Givétien : formé d'argiles et de calcaires bioclastiques.

AIRE	SYSTEME	ETAGE	LITHOLOGIE	
PALEOZOIQUE	MESOZOIQUE	Continental intercalaire	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Jurassique	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
	Carbonifère	Namurien?	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Viseen	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Tournaisien	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Strunien	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Fammenien	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
			[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Frasnien	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Dév. Moy	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Dévonien inférieur	Emsien	[Lithologie: points et lignes horizontales]
			Siegenien	[Lithologie: points et lignes horizontales]
	Gédinien		[Lithologie: points et lignes horizontales]	
	Silurien	Zone de passage	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Hot Shales	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
	Ordovicien	Unité IV	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
		Unité III	[Lithologie: points et lignes horizontales]	
	Cambrien	[Lithologie: points et lignes horizontales]		
Infra-Cambrien		[Lithologie: points et lignes horizontales]		

Fig. 17- Colonne lithostratigraphique Synthétique du bassin de Reggane (in Logan & Duddy, 1998).

	Calcaire		Bivalves
	Calcaire oolitique		Brachiopodes
	Calcaire argileux		Crinoides
	Grès		Goniatites
	Argile		Orthocères
	Marne		Polypiers
	Calcaire en boules		Trilobites
	Calcaire noduleux et pseudonoduleux		Traces biologiques de type "Chondrites"
	Fines passées calcaires		Litages horizontaux
	Fines passées de grès		Litages obliques mamelonnés (HCS)

Fig. 18- Légende des figurés et symboles utilisés.

CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE

I. LITHOSTRATIGRAPHIE.

A. Introduction

Dans ce travail, et afin de décrire les modalités de la transgression du Dévonien moyen, on a procédé à un levé détaillé de deux coupes dans les terrains du Dévonien moyen dans les secteurs du km 30 (Vallée de la Saoura) et d'Aïn Cheikh (bordure orientale du bassin de Reggane).

Il faut noter ici que le secteur d'Aïn Cheikh a été le siège d'exploitation d'agrégat fournis par les niveaux calcaires, ce qui a détruit une grande partie des affleurements calcaires du Dévonien moyen, et a rendu difficile de suivre les affleurements et réaliser une coupe complète avec tous les niveaux.

La détermination des faunes récoltées a été faite par :

- Dr. OUALI MEHADJI A. de l'Université d'Oran pour les Brachiopodes.
- Dr. KLUG C. de l'institut de paléontologie, université de Zürich, (Suisse), pour les Goniatites
- CRÔNIER C. de l'université de Lille, pour les Trilobites.

B. Description lithostratigraphique

1. Coupe de Marhouma

Notre secteur d'étude se situe à une trentaine de kilomètres de la ville de Beni Abès, à environ 3 km au N-E de la localité 'PK30' de la route nationale N°6 qui relie Bechar à Adrar (Fig.19).

1.1- Description de la succession

La formation du Cheffar El Ahmar peut être subdivisée selon la lithologie, l'évolution stratonomique et la couleur des faciès en trois membres, parallèlement à la subdivision établie par Boumendjel *et al.* 1997, mais avec une variation dans les épaisseurs qui peut être causée par l'estimation (visuelle) des épaisseurs des niveaux argileux. Pour Boumendjel *et al.* (1997), l'épaisseur de la formation du Cheffar El Ahmar à Marhouma, est de l'ordre de 260m, tandis que dans notre travail la formation du Cheffar El Ahmar ne dépassent pas les 160m.

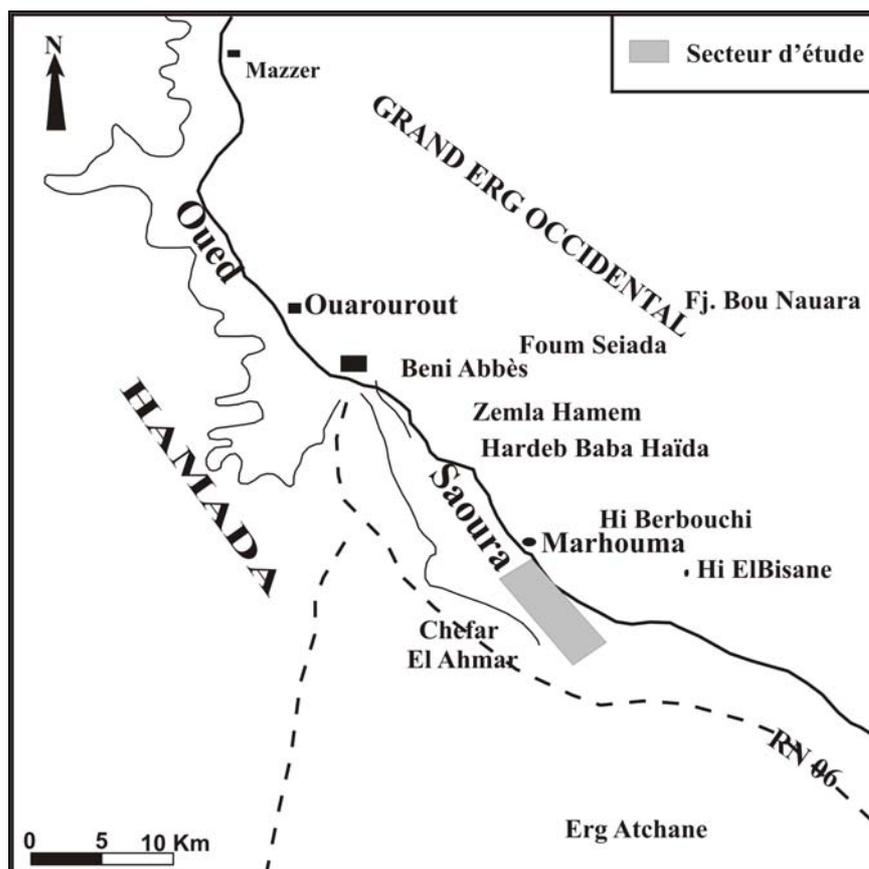


Fig. 19. Situation géographique du secteur d'étude.

a. Membre inférieur : argilo-calcaire (30m).

Ce membre commence juste au dessus du niveau calcaire coralligène (*sensu*. Le Maître, 1952). Il est représenté par une alternance de calcaire verdâtre à la base, violacé au sommet et d'argiles. Ce membre est remarquable par l'abondance des faunes de bivalves, de goniatites, de trilobites, de brachiopodes, de polypiers et d'orthocères.

Ce membre se termine par un niveau d'environ 25 à 30 m d'argile verdâtre, qui devient violacé vers le sommet.

Dans le détail, ce membre est constitué des niveaux suivants (Fig. 20) :

-CA-01 : Ce niveau commence par 1m de marne, suivi d'un banc de 0.15m de calcaire argileux verdâtre à grisâtre, avec présence de brachiopodes, de trilobites, de polypiers solitaires, de bivalves et de goniatites. Il se termine par 0,8 m d'argiles.

-CA-02 : Représenté par une alternance serrée de 15m d'épaisseur de calcaire violacé en bancs centimétriques (jusqu'à 15cm) et d'argiles grisâtres à violacés.

Dans les 5 derniers mètres, l'alternance devient plus ou moins espacée par rapport au début avec des bancs de 20 à 25cm d'épaisseur, et un aspect noduleux. On note la présence de goniatites, trilobites, quelques brachiopodes, bivalves et polypiers solitaires.

b. Membre médian : marno-calcaire (95m).

Il est représenté par une alternance irrégulière de calcaire verdâtre à rougeâtre, et de marne. Ce membre est caractérisé par le développement du faciès noduleux au sens large.

La faune est représentée essentiellement par des goniatites et quelques trilobites. On peut aussi signaler l'existence de traces biologiques de type « *Chondrites* » de petite taille.

Dans certains niveaux, les calcaires sont gréseux, et présentent une granularité décroissante vers le sommet.

Ce membre se termine par une vingtaine de mètre de marnes, à l'intérieur desquelles on peut observer quelques passées calcaires. Ce membre comprend la succession suivante :

CA-03 : Il s'agit ici d'un niveau de 25 à 30m de marnes grisâtres, et qui changent de couleur au sommet pour devenir violacé.

-CA-04 : (6.5m) alternance de bancs calcaires (0.1 à 0.15m), de couleur verdâtre et de marnes (0.3 à 0.4m). Les surfaces des bancs sont affectées par de la bioturbation. Cette alternance est strato-croissante au début et à la fin, et présente un niveau intermédiaire dont les épaisseurs des marnes et des calcaires sont presque égales.

-CA-05 : C'est un niveau d'environ 6m d'épaisseur, il s'agit ici d'une alternance serrée de bancs centimétriques de calcaire rougeâtre plus ou moins gréseux avec parfois des litages obliques en mamelons (HCS), à surfaces intensément bioturbées, et de marnes. Vers le haut, le faciès devient moins gréseux qu'à la base. La faune est représentée essentiellement par les goniatites.

Vers le sommet cette alternance devient plus espacée avec des bancs (d'environ 0.1m d'épaisseur) de calcaire rougeâtre et de marne (0.3m).

-CA-06 : Débute par un niveau marneux de 1.2m d'épaisseur, de couleur violacé qui devient verdâtre vers le sommet, suivi d'une alternance de 2m de bancs calcaires grisâtres (8 à 12 cm) et de marne verdâtre (0,3 à 0,4m).

-**CA-07** : Alternance de 14.8m d'épaisseur, plus ou moins espacée de bancs calcaires verdâtres à rougeâtre (0.2 à 0.3m) et de marnes (1 à 2m) verdâtres, avec présence de goniatites et rares trilobites.

-**CA-08** : D'une épaisseur de 3m, ce niveau est constitué d'une alternance serrée de bancs calcaires (0,05 à 0,10m) et de marnes violacées à goniatites et rares trilobites, et traces biologiques de type « Chondrites »

-**CA-09** : 3m de marne à fines passées calcaires, qui se terminent par un niveau de calcaire noire de 0.15m d'épaisseur, riche en tentaculites.

-**CA-10** : Il s'agit ici d'un niveau de 20 à 25m d'épaisseur de marnes, qui clôture ce membre médian.

c. Membre supérieur(en partie) (calcaire griotte).

Dans ce travail, notre étude est consacrée au Dévonien moyen, mais on a intergré le membre pour voir la variation des faciès et l'évolution de l'environnement de dépôt, c'est pour cela seulement une partie (**CA-11**) du membre supérieur a été édecrite.

Il s'agit ici de calcaires griottes, slumpés, représentés par deux niveaux remarquables, d'épaisseur décimétrique (0,4 à 0,5m) et quelques autres niveaux centimétriques de calcaire noduleux, intensément bioturbés, de couleur rougeâtre, avec placage de faunes variés en surface des bancs ; goniatites, crinoïdes, polypiers, trilobites. Ces calcaires sont alternés avec des argiles rougeâtres feuilletées.

1.2- Attribution stratigraphique

-**CA-01** (MH 06-07) :

-La faune de Trilobite récoltée le long de cette coupe a livré : cf. *Barrandops granulops* , qui donne un âge probable « Emsien supérieur ».

Pour les goniatites on a :

- 1, 3, 5, 6, 7,8, 22, 25, 26 : *Agoniatites* sp.
- 2, 23 : *Crispoceras* ou *Clarkeoceras*
- 4, 12, 13, 14,18, 24 : *Sobolewia* sp.
- 8 : cf. *Exopinacites singularis*
- 9 : *Subanarcestes marhoumensis* ou *Sub. coronatus*
- 10 : *Pinacites jugleri* (jugleri-Zone, Eifelien Inf.)
- 11 : *Cabrierocheras housei*
- 15, 17 : *Pinacites* ou *Exopinacites*
- 16, 19 : *Subanarcestes coronatus*
- 20 : *Fidelites* ?

21 :Ammonoidea gen. et sp. indet.

C'est une mixture des faunes de âges Eifelien inférieur, moyen et -peut-être aussi supérieur.

-CA-02 (MH 09-10) :

La faune de trilobite a livré une forme proche de *Austerops kermiti* (Eifelien).

Pour les goniatites on a:

01: *Subanarcestes* cf. *macrocephalus* Schindewolf 1933

02: *Cabrieroceras crispiforme* (Kayser 1879)

03: *Sobolewia* cf. *inflata* Termier & Termier 1950

04: *Subanarcestes marhoumensis* Göddertz 1987

05: ? *Sobolewia* sp.

06: *Cabrieroceras crispiforme* (Kayser 1879)

Age: Eifelien moyen à supérieur, probablement les zones à conodonte : *costatus* à *eifelius*.

-CA- 05 (MH 13-14):

01: ? *Parodiceras magnosellaris* (Holzapfel 1895)

02: ? Mal conservé, mais elle peut être ; *Parodiceras magnosellaris* (Holzapfel 1895).

03: *Sobolewia* cf. *inflata* Termier & Termier 1950

Age: probablement Eifelien terminal à Givétien inférieur; *Parodiceras magnosellaris* à *Maenioceras undulatum* goniatite Zone.

-CA- 08 (MH 17):

01 :cf. *Pharciceras tridens* (Sandberger & Sandb. 1850)

02: ? *Mzerrebites juvenecostatus* (Von Buch 1832)

03: *Pseudoproboloceras nebechense* Bensaid 1974

04: *Tornoceras* cf. *typum*

05: ? *Lunupharciceras applanatum* Bensaid 1974

06: *Taouzites* cf. *taouzensis* (Termier & Termier 1950)

07: *Synpharciceras clavilobum* (Sandberger & Sandb. 1850)

08: *Sobolewia* sp.

Age: Givétien supérieur: *Synpharciceras clavilobum* à *Pseudoproboloceras pernai* goniatite zone.

Les résultats précédents sont résumés dans la figure 20.

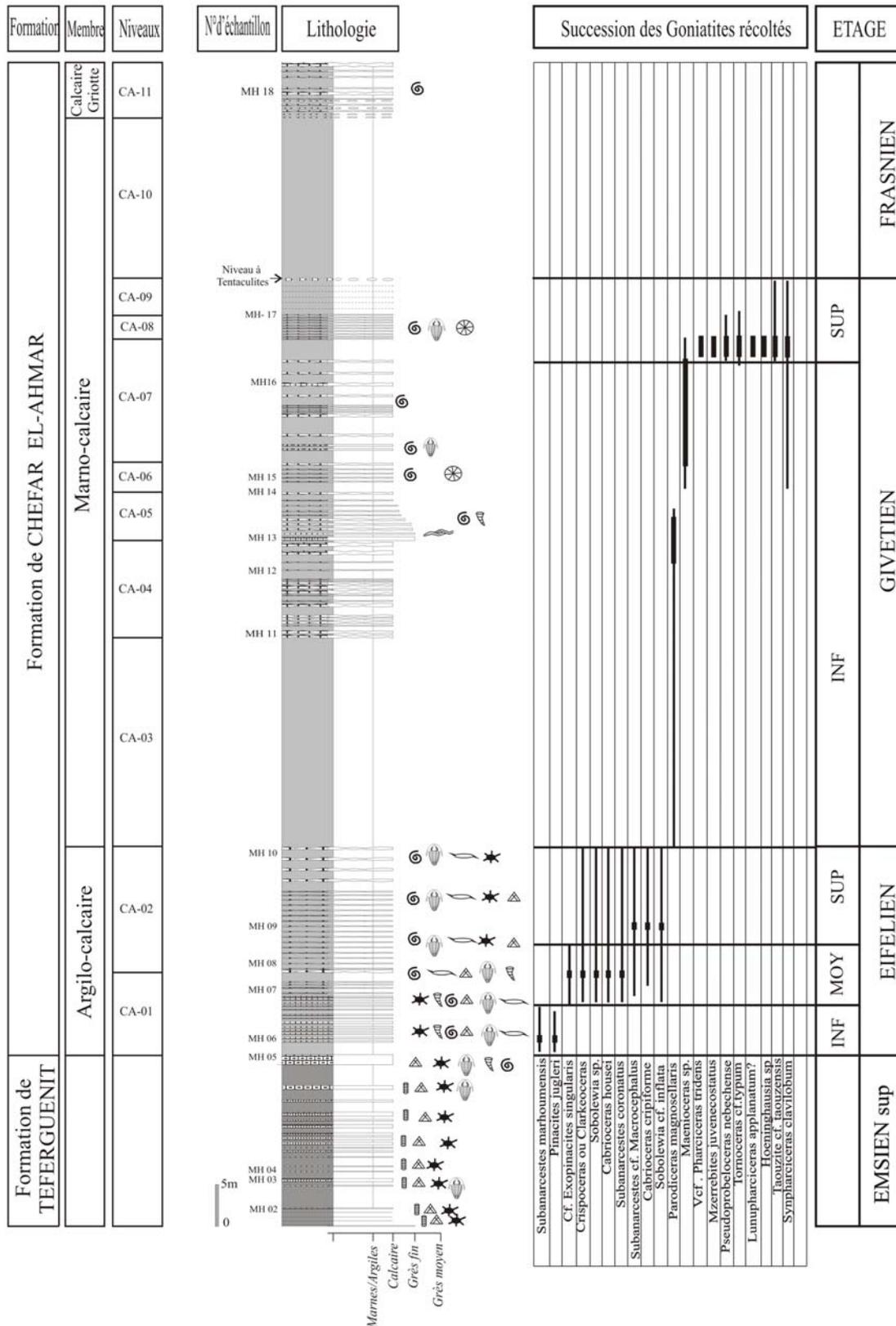


Fig.20- Colonne lithostratigraphique et répartition de la faune de Goniatite le long de la coupe de Marhouma.

2. Coupe d'Aïn Cheikh

A une trentaine de kilomètres à l'Est de la ville de Reggane en allant vers Aoulef, et près de la source dite 'Aïn Cheikh', on a levé une coupe détaillée dans les terrains du Dévonien moyen, tous en insistant sur la récolte des faunes (représentées essentiellement par les Brachiopodes et les Trilobites) et ceci pour préciser l'âge de la formation.

Suivant la nomenclature de Wendt *et al.* (2006), le Dévonien moyen est représenté, dans ce secteur, par deux formations : la formation des « argiles de l'Adrar Morrat », d'âge Eifélien, et la formation des « calcaires d'Azal Matti » d'âge Eifélien supérieur à Frasnien (Wendt *et al.* 2006).

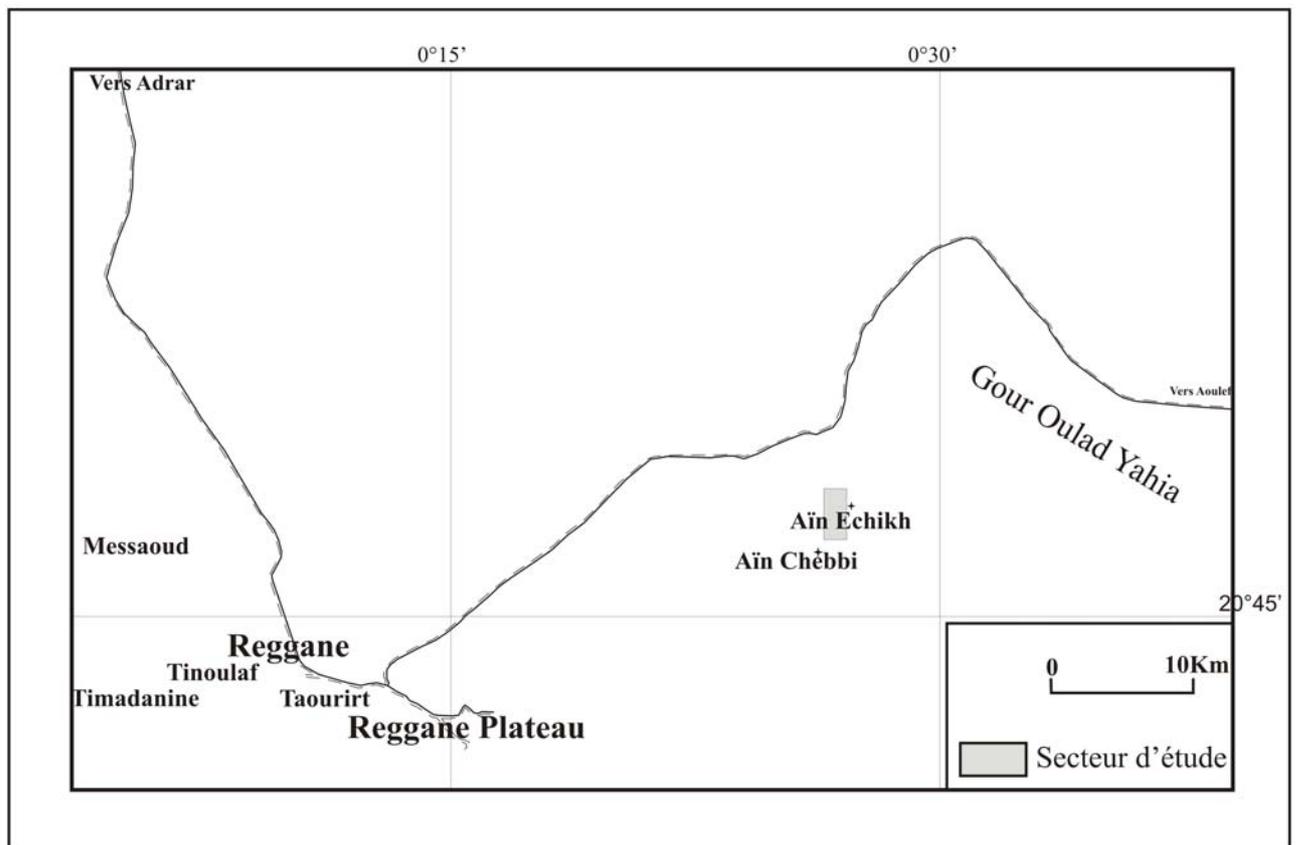


Fig.21- Situation géographique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique du Sahara au 1/200 000).

*1.1- Description de la succession.**a-Formation des « Argiles de l'Adrar Morrat ». (148m)*

Cette formation, et selon les caractères lithologiques et stratonomiques, représente un seule ensemble d'argiles à intercalations calcaires. Dans le détail, la formation présente de bas en haut les niveaux suivants (Fig. 22):

-AC-01 : Après environ 60m d'argiles, ce niveau débute par un banc de 0,5m de calcaire oolithique de couleur grisâtre à verdâtre, plus ou moins gréseux, dont le contenu en faune est représenté par quelques tiges de crinoïdes et des brachiopodes. Ce banc est précédé par deux petits niveaux centimétriques de calcaire argileux riche en brachiopodes, gastéropodes, polypiers, et crinoïdes.

-AC-02 : 4m d'alternance marno-calcaire ; calcaire grisâtre argileux, friable d'épaisseur centimétrique, à quelques Polypiers et rares Brachiopodes. Latéralement les intercalations calcaires deviennent plus importantes. On peut observer des lamines planes dans le derniers niveau calcaire. Cette intercalation est suivie par 15m d'argiles.

-AC-03 : Débute par 1m de calcaire grisâtre argileux, friable, et de fines passées d'argiles, riche en polypiers, brachiopodes, trilobites (en fragments) et quelques orthocères. Latéralement, ce niveau, se scinde en deux bancs calcaires avec des laminations planes séparés par des argiles grises.

Une passée centimétrique de calcaire argileux riche en brachiopodes, surtout de petites tailles, se trouve intercalé dans une masse d'argile grise de 20m d'épaisseur.

-AC-04 : A la base de ce niveau, on trouve un banc calcaire de 0,4m d'épaisseur, de couleur grisâtre, compact, à trilobites et rares brachiopodes. Latéralement, ce niveau est précédé par deux bancs calcaires de 0,1m d'épaisseur séparés par des argiles grises.

29,5m d'argile grisâtre clôture le niveau AC-04.

-AC-05 : Commence par 0.4m de calcaire argileux grisâtre, très friable et pauvre en faune, suivi par 21m d'argiles à passées de calcaire argileux grisâtre à verdâtre, représentant la partie sommitale de la formation des « argiles de l'Adrar Morrat ».

b-Formation des « Calcaires d'Azal Matti » (140m)

-AC-06 : Cette formation débute par des niveaux calcaire bien visibles à l'affleurement, représentés par des bancs calcaires, bien individualisés au sein des argiles, et qui, par leur pendage important, donnent l'allure de murs dressés dans la masse d'argile. Ces bancs sont comme suit :

-Deux niveaux de calcaire grisâtre, compacts, en bancs décimétriques (0,4 et 0,5m), séparés par un niveau d'argile grisâtre.

- En suite, la succession de : 2,8 m d'argile, puis un banc de 0,3 à 0,4m de calcaire grisâtre à rares Brachiopodes.

- 4 m d'argile puis 0,4 à 0,5m de calcaire argileux.

-**AC-07** : Après 30 m d'argiles, on a une intercalation argilo-calcaire représenté par des niveaux minces de calcaire argileux verdâtre, friable, d'environ 10m d'épaisseur, suivie d'environ 100 m d'argile grise.

-**AC-08** : Il s'agit ici d'un niveau calcaire de 4 à 5m, argileux, de couleur grisâtre, séparé par de fines passés argileuses. Dans ce niveau, on a pu récolter des trilobites, crinoïdes, polypiers solitaires et brachiopodes.

1.2- Attribution stratigraphique

a. Formation des « Argiles de l'Adrar Morrat »

Les spécimens de brachiopodes récoltés donnent les assemblages suivants :

-**AC-01** :

RG-01 - *Nucinulus* sp.

- *Athyris (Athyris) concentrica* (Buch)

- *Atrypa (Plaratrypa) squamifera* (Schnur)

RG-02 - *Leptaena* sp. cf. (*L. dicax*.)

- *Gypidula* sp.

- *Schizophoria vulvaria* (Quenstedt)

- *Devonochonetes* sp.

Ces derniers (du niveau RG-02) donnent un âge probable Emsien terminale de la partie sommitale de la formation précédente (Formation Argilo-grés-carbonaté), et sachant que le niveau suivant (**AC-03** : RG-03) nous a fourni un trilobite de l'Eifelien (*Phacops rana africanus* ou *tindoufensis*, « difficile à distinguer à cause de l'état de préservation »), cela nous permis de dire que le passage Emsien terminal-Eifelien se fait dans la partie inférieure de cette formation.

La faune de brachiopodes constitue une partie de la faune classique de l'Emsien terminal de la Saoura (Le Maître, 1952 ; Boumendjel *et al.*, 1997 ; Ouali Mehadji, 2004).

Les niveaux suivants ont fournies les faunes suivantes :

-**AC-04** :

RG-04 - *Athyris (Athyris) concentrica* (BUCH)

Cyrtina cf. *douvillei* RIGAUX

Atrypa (Kyratrypa) cf. culminigera STRUVE

-AC-05 :

RG-05- *Atrypa (Kyratrypa) cf. culminigera* STRUVE

RG-05'- *Atrypa (Kyratrypa) cf. culminigera* STRUVE

Le niveau RG-04 a livré des brachiopodes de petite taille, dont 3 exemplaires de *Orthidae (Dalejina sp.)* et 2 exemplaires attribués avec doute à *Gypidula sp.* Ces spécimens ont été cités par Brice & Ouali Mehadji (2009) dans un niveau qui pourrait être de l'Eifelien (moyen, probable) dans la coupe du flanc sud de Gara Djebilet.

b. Formation des « Calcaires de l'Azal Matti »

La faune récoltée dans cette formation n'apporte pas de grandes précisions, elle est comme suite :

-AC-06 :

RG-06-07- *Atrypa (Kyratrypa) cf. culminigera* STRUVE

-AC-08 :

RG-08- *Schizoforia striatula (Schlotheim)*

c. Conclusion

Par corrélation avec la coupe établie par Wendt *et al.* (2006) dans la même région, et à partir de laquelle on a pu distinguer le même niveau calcaire (AC-8), que daté par les conodontes a donné un âge Givétien terminale (Wendt *et al.*, 2006). Cela nous a permis de proposer des limites temps pour ces deux formations dans le secteur étudié et d'adopter les datations établies par les différents auteurs qui ont étudié ces deux formations dans des régions voisines (Bertrand-Sarfati, Fabre et Moussine-Pouchkine, 1977 pour la formation des « Argiles de l'Adrar Morrat », et Legrand, 1967, Bertrand-Sarfati, Fabre et Moussine-Pouchkine, 1977 pour la formation des « Calcaires de l'Azal Matti », in Wendt *et al.*, 2006) en intégrant les données paléontologiques (brachiopodes). Ainsi, la Formation des « Argiles de l'Adrar Morrat » est d'âge Emsien terminale-Eifelien, et un âge Givétien pour la Formation des « Calcaires de l'Azal Matti ».

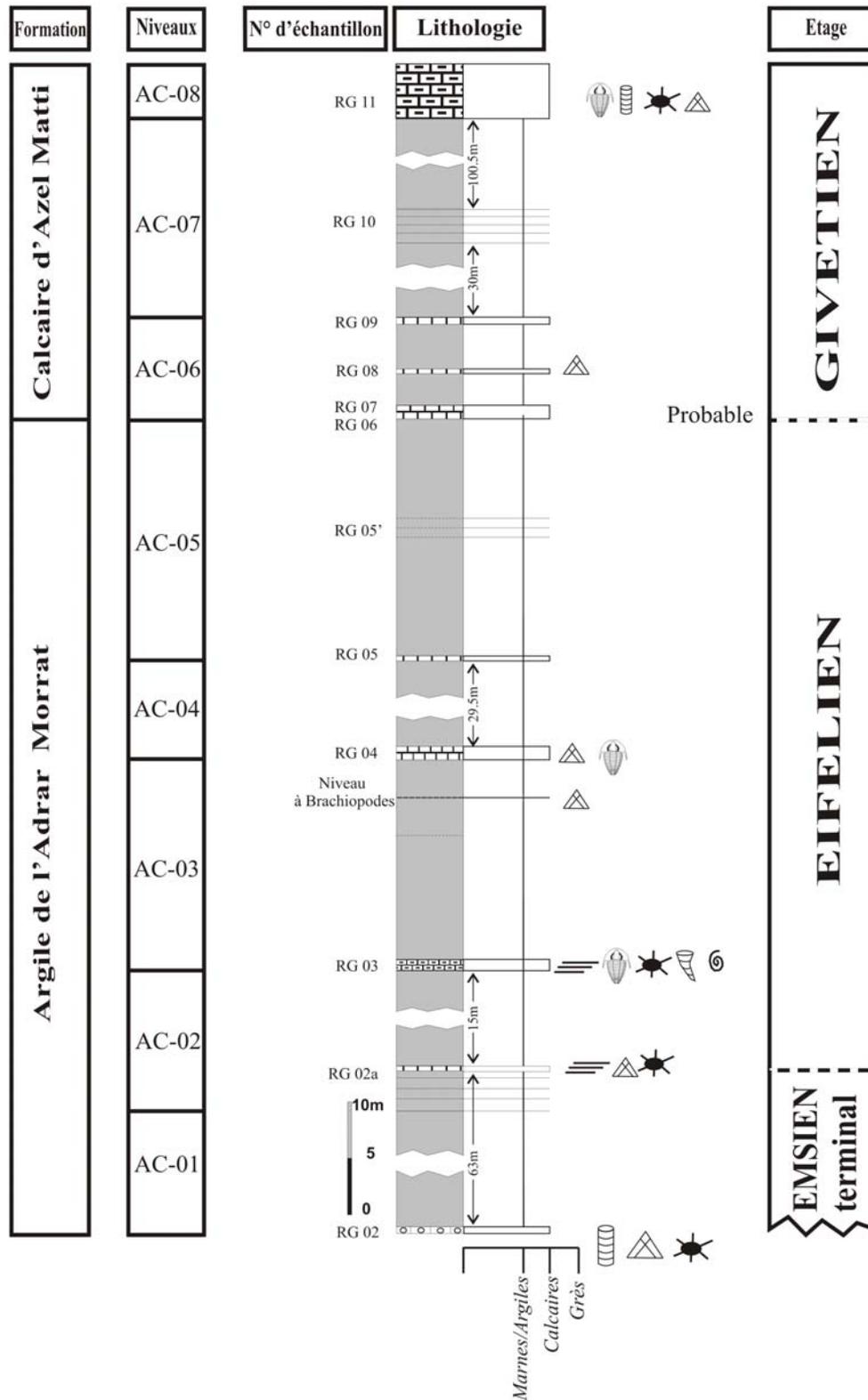


Fig. 22- Succession lithostratigraphique du Dévonien moyen d'Aïn Cheikh.

3-Corrélation

L'étude lithostratigraphique des coupes de Marhouma (Vallée de la Saoura) et celle d'Aïn Cheikh (Bassin de Reggane), nous a permis de décrire les différents faciès rencontrés dans les deux coupes et de tracer des lignes temps à partir des données établies par les goniatites, les brachiopodes et les trilobites, et par corrélation avec les datations établies par les auteurs antérieurs pour les formations correspondantes.

Il s'agit ici, pour le secteur d'Aïn Cheikh, d'un ensemble argilo-calcaire représenté par ; la Formation des « argiles de l'Adrar Morrat » d'âge Emsien terminal-Eifelien, et la Formation des « calcaires de l'Azal Matti » d'âge Givétien. Ces mêmes étages sont représentés respectivement par les deux membres ; inférieur « argilo-calcaire » et médian « marno-calcaire » de la Formation de Chefar El Ahmar dans le secteur de Marhouma, ce qui rend la Formation des « argiles de l'Adrar Morrat » l'équivalent latérale du membre inférieur de la formation de Chefar El Ahmar, et la Formation des « calcaires de l'Azal Matti » l'équivalent du membre médian, mais avec des épaisseurs plus importantes à Aïn Cheikh qu'à Marhouma (Fig. 23).

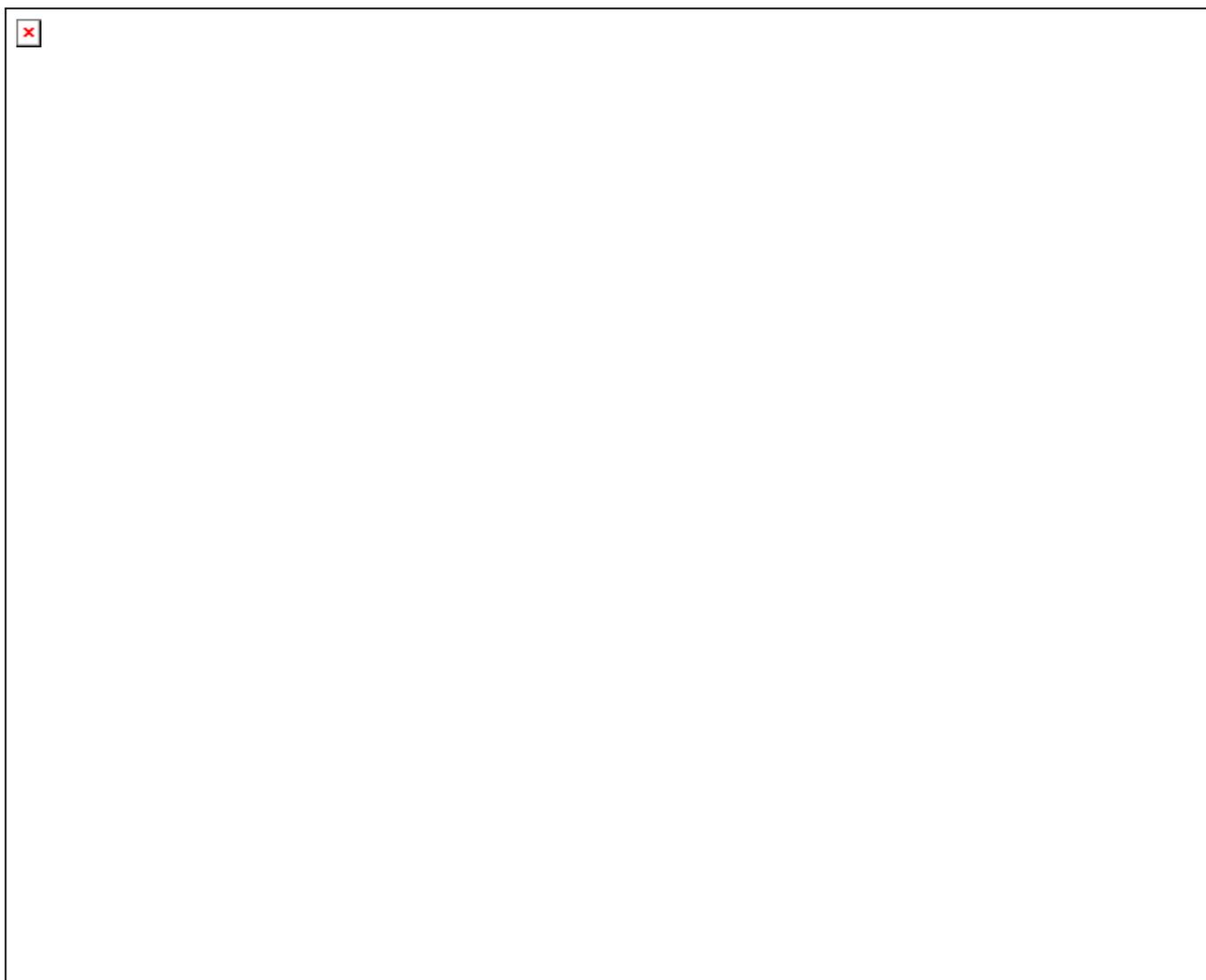


Fig. 23- Essai d'une corrélation lithostratigraphique entre les coupes de Marhouma et d'Aïn Cheikh

CHAPITRE IV. FACIES, ENVIRONNEMENT ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

PARTIE I : ANALYSE FACIOLOGIQUE

I. INTRODUCTION

Les séries étudiées sont représentées par des intercalations essentiellement argileuses et marno-calcaires, au sein desquelles on a pu distinguer trois faciès, subdivisés eux même en plusieurs sous-faciès. Ces faciès seront interprétés en fonction des caractéristiques hydrodynamiques, leur texture et du contenu faunistique. Les environnements de dépôts seront proposés en fonction des associations de faciès.

II. FACIÈS RENCONTRÉS ET MILIEUX DE DEPÔTS

Faciès (Bates et Jackson, 1987) : c'est l'aspect, l'apparence et les caractéristiques d'une unité de roche, qui reflète usuellement les conditions de son origine, et qui permet de différencier cette unité des unités adjacentes ou des unités associées.

Association de Faciès (Collinson, 1969) : groupe de faciès, liés génétiquement entre eux, et qui ont une signification environnementale.

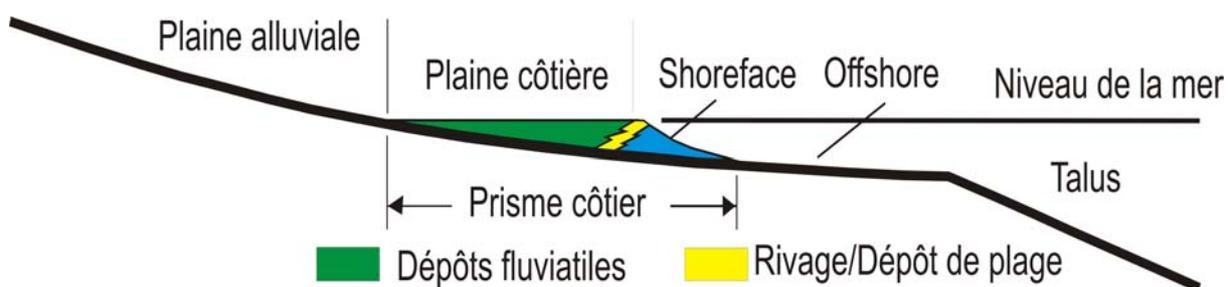


Fig. 24- Les unités morphologiques de la plate-forme continentale (Modifié d'après Posamentier *et al.*, 1992b, In Catuneanu, 2006).

Remarque : Malgré qu'on a levé la coupe avec une description détaillée de tous les faciès rencontrés, dans des terrains qui vont de l'Emsien terminal jusqu'au Frasnien inférieur, sauf les faciès datés "Dévonien moyen" vont être décrits et interprétés dans ce présent travail.

A. Coupe du 'km30 '(Marhouma), (Dévonien moyen).

La formation de Cheffar El Ahmar comprend les faciès suivants :

1.1 Faciès argile/marne (F1)

Ce faciès est de couleur verdâtres à grisâtres et parfois rougeâtre, dont l'épaisseur est variable ; centimétrique, en formes de joints entre les bancs calcaires, à décimétrique séparant ainsi des ensembles à intercalations calcaires.

1.2 Interprétation du environnementale

Ce faciès est très pauvre en fossile, avec une absence des structures sédimentaires. Par conséquent on ne va pas aborder une étude détaillée de ce faciès, et son interprétation sera en fonction des intercalations calcaires qui les contiennent.

D'une manière générale, les marnes et les argiles se forment par décantation dans un milieu à régime hydrodynamique faible (Allen 1985, Blatt *et al.*, 1980) voire nulle, et peuvent être interprétés (selon les fluctuations du niveau marin relatif) selon deux manières : (1) comme un indicateur d'une élévation du niveau marin, qui mène la sédimentation à un environnement pélagique, ou (2) un indicateur d'une baisse du niveau marin favorisant ainsi l'arrivée du matériel fin terrigène (Döring, 2002).

Dans la présente étude, (parallèlement avec la majorité des auteurs qui ont travaillé dans des régions voisines, et sur des faciès semblables) les marnes et les argiles seront toujours interprétées comme le résultat d'une élévation du niveau marin.

2. Faciès calcaire (F2)***2.1.1 Calcaire bioclastique argileux (S/F2-1)***

Ce sont des calcaires grisâtre à verdâtre, plus ou moins argileux, riches en faunes variées : brachiopodes, trilobites, crinoïdes. Le ciment est une dismicrite, avec une texture packstone à grainstone. La surface des bancs est marquée par une bioturbation intense.

2.1.2 Interprétation du environnementale

Ce faciès présente une texture qui reflète un environnement d'une énergie moyenne à forte, dans la zone d'action des vagues de tempêtes ; c'est en effet un milieu bien oxygéné, et cela est confirmé par la diversité de la faune (essentiellement benthique) présente.

2.2.1. Calcaire à bivalves et à goniatites (S/F2-2)

C'est un calcaire verdâtre argileux, a ciment micritique et de texture mudstone à wackestone.

Ces calcaires sont caractérisés par la présence de bivalves, parfois de grande taille, et aussi de goniatites. On rencontre, accessoirement, quelques orthocères, trilobites et brachiopodes.

2.2.2 Interprétation environnementale

La texture de ce faciès évoque un environnement à faible énergie, dans des aires pélagiques ; prouvé par la faune de goniatites et d'orthocères.

2.3.1 Calcaire pseudo-noduleux (S/F2-3)

Il s'agit d'un calcaire ocre, à matrice micritique bioturbée. Les nodules ne sont pas bien individualisés.

La partie biogène est représentée essentiellement par les bivalves et les goniatites. La texture est de type mudstone à wackestone. Ces calcaires forment une alternance serrée de 15m d'épaisseur en bancs centimétrique (ne dépassant pas les 15cm) et d'argiles. Cette alternance devient plus ou moins espacée au sommet avec une augmentation des épaisseurs des bancs calcaires.

2.3.2 Interprétation environnementale

Une composition micritique et une bioturbation intense des calcaires, alternants avec des argiles, en présence de la faune pélagique (essentiellement des goniatites), indique que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin plus ou moins profond, ou au moins en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes. Ce milieu devient de plus en plus profond et ceci se reflète par l'augmentation de l'épaisseur des argiles par rapport au calcaire.

2.4.1 Calcaire micritique (S/F2-4)

C'est un calcaire verdâtre à grisâtre, à matrice micritique, à rare bioclastique et de texture mudstone, en alternance avec des marnes grises.

2.4.2 Interprétation environnementale

En absence de structures sédimentaires, et la rareté des fossiles rend l'interprétation de ce faciès difficile. Mais une telle alternance de calcaire à texture fine (induisant une faible énergie du milieu) avec une sédimentation pélagique témoigne un environnement calme et profond, sous la zone d'action des vagues de tempêtes.

2.5.1 Calcaire gréseux à HCS (S/F2-5)

Il s'agit ici d'un calcaire gréseux, de couleur brunâtre à ocre, et qui est caractérisé essentiellement par la présence des HCS dans certains niveaux.

2.5.2 Interprétation environnementale

Ce calcaire se forme en apport continu d'éléments terrigènes, plus ou moins grossiers, dont le transport nécessite une forte énergie (ou au moins modéré), et en présence de figures de tempêtes, tous cela indique que la sédimentation s'est effectuée dans un environnement à forte énergie, et sous une faible tranche d'eau.

2.6.1 Calcaire pseudo-griotte (S/F2-6)

C'est un calcaire rougeâtre, à ciment micritique très bioturbé, de texture mudstone à wackestone, et qui se présente en alternance avec des marnes. La fraction biogène est représentée essentiellement par des goniatites, trilobites et des tentaculites.

Ces calcaires sont caractérisés aussi par la présence de traces biologiques de types 'Chondrites' de petite taille.

2.6.2 Interprétation environnementale

Ce type de calcaires est comparable à celui qui est observé dans les pentes sédimentaires. La forte teneur de ces calcaires en éléments fins en alternance avec les marnes indique un milieu profond à faible énergie. Cela est confirmé par la présence de la faune pélagique (goniatites, tentaculites).

Les traces de type "Chondrites" seules sont considérées comme indicateur d'un environnement anaérobie (Bromley & Ekdale, 1984; Savrda & Bottjer, 1986).

3. Association de faciès et milieu de dépôt

3.1. Association 1 : constitué par les calcaires bioclastiques argileux (S/F2-1) en alternance avec les argiles (F1) : c'est un environnement d'une énergie moyenne à forte, avec des périodes calmes, d'où le dépôt des intercalations d'argiles ; il s'agit ici d'un milieu de type shore-face à offshore supérieur.

3.2. Association 2 : Regroupe les Calcaire à bivalves et à goniatites (S/F2-2), les Calcaire pseudo-noduleux (S/F2-3) et les marnes (F1) :

Ces faciès sont déposés dans un environnement calme et profond ; c'est un milieu de type offshore. Au sein de ce milieu, on peut distinguer deux zones, l'une plus profonde que l'autre ; donc il s'agit d'un offshore inférieur dans lequel s'est déposé la grande masse de marnes, et d'un offshore supérieur, marqué par les faciès épisodiques à haute énergie induit par les affouillements de tempête en offshore supérieur.

3.3. Association 3 : argiles (F1) et calcaire gréseux à HCS (S/F2-5) :

Cette association indique un milieu peu profond, à forte énergie, soumis à l'action des vagues de tempêtes, mais qui présente aussi une faune pélagique. Cela peut correspondre à un milieu qui va du shore-face à offshore supérieur.

3.4. Association 4 : Calcaire pseudo-griotte (S/F2-6), Calcaire micritique (S/F2-4) et marnes (F1):

C'est une association qui caractérise un milieu calme et profond. Elle caractérise aussi un milieu de pente. Ce milieu est caractérisé par son anoxie élevé. Cela correspond à un milieu fermé et profond, de type ombilic.

B. Coupe d'Aïn Cheikh

1.1.1 Faciès argile/marne (F1)

Ce faciès est de couleur grise, plus ou moins feuilletées, séparant les niveaux de calcaires. Ces argiles forment la majeure partie de cette coupe (toute la coupe du Dévonien moyen à d'Aïn Cheikh est représentée par une masse de marnes et/ou d'argiles à l'intérieur de laquelle s'intercalent quelques niveaux calcaires).

1.1.2 Interprétation environnementale

L'interprétation de ce faciès est déjà décrite précédemment dans la coupe du 'km 30' (voir plus haut).

1.2.1 Marnes à fines passées calcaires (S/F1-2)

Ce sont des argiles grises, intercalées par de fines passées de calcaire argileux friable, de couleur grisâtre, parfois bioclastiques (surtout en brachiopodes et en polypiers).

1.2.2 Interprétation environnementale

De même, ces marnes témoignent d'un environnement calme, et relativement profond, mais qui est envahit périodiquement par les vagues de tempêtes qui sont à l'origine des intercalations de calcaires bioclastiques. Donc il s'agit ici d'un environnement fluctuant de l'offshore supérieur à l'offshore inférieur.

2. Faciès calcaire (F2)

Ce faciès est lui-même subdivisé en plusieurs sous faciès :

2.1.1 Calcaire argileux à laminations planes (S/F2-1)

Ces calcaires sont de couleur grisâtre, à ciment micritique de texture mudstone. Ce faciès est associé avec une faune moins abondante, représenté essentiellement par des brachiopodes et des polypiers.

2.1.2 Interprétation environnementale

Ce faciès présente une texture qui se développe dans un environnement à faible énergie, avec des apports continus en éléments terrigènes fins. Cela reflète un environnement plus ou moins profond, mais bien oxygéné soumis à l'action de courants de vagues de tempêtes.

2.2.1 Calcaire bioclastique argileux avec de fines passées d'argiles (S/F2-2)

Ce faciès est généralement très riche en faunes benthiques variés : brachiopodes, polypiers solitaires, trilobites, dans une gangue micritique et d'une texture mudstone.

2.2.2 Interprétation environnementale

L'abondance et la diversité de la faune dans ce faciès suggère un environnement bien oxygéné qui favorise le développement d'une telle faune. Mais c'est aussi un milieu calme en vue de la texture de ce faciès. Donc il s'agit ici d'un milieu relativement profond, balayé épisodiquement par des vagues de tempêtes.

2.4.1. Calcaire compact (S/F2-3)

Représenté par des bancs compacts bien individualisés au sein des combes argileuses ; il est de couleur grisâtre, a ciment micritique et de texture mudstone à wackestone. La faune est pauvre et représentée essentiellement par quelques brachiopodes et trilobites.

2.4.2 Interprétation environnementale

La texture et la composition micritique de ces calcaires indique un environnement à faible énergie, avec un ralentissement, ou peut être même un arrêt des apports terrigène. Les causes de la pauvreté de ce faciès en faune (contrairement à tous les faciès rencontrés dans cette coupe) ne sont pas aussi claires, mais nous pensons à un environnement de type offshore inférieur.

2.5.1 Calcaire bioclastique (S/F2-4)

Il s'agit ici d'un calcaire peu argileux, grisâtre, riche en bioclastes ; brachiopodes, polypier, crinoïdes, trilobites. Ce faciès est caractérisé par un ciment sparitique et une texture grainstone.

2.5.2 Interprétation environnementale

La texture de ce faciès ainsi que la faune qui lui est associé indique un environnement d'une moyenne à forte énergie, sous une faible tranche d'eau. Les apports terrigènes sont réduits. Il correspond au shore-face ou à l'offshore supérieur.

3. Association de faciès et milieu de dépôt

Les terrains du Dévonien moyen dans le secteur d'Aïn Cheikh sont représentés par une importante masse de marnes, à l'intérieur de laquelle s'intercalent quelques niveaux calcaires.

Le faciès marnes/argiles (F1), comme l'a mentionné Döring (2002), est un indicateur d'une augmentation de la profondeur. Il se dépose ici dans un milieu calme et profond, généralement au dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes ; il s'agit donc d'un milieu de type 'offshore'.

Les niveaux calcaires correspondent à des dépôts de tempêtes dans un environnement de type shore-face à offshore supérieur, soumis à l'action des vagues de tempêtes. Des faciès semblables ont été décrits par Döring (2002) dans le bassin de Maider, au Maroc.

Donc, la sédimentation au Dévonien moyen s'est effectuée dans un milieu de type offshore, avec des phases de baisse du niveau marin qui mène la sédimentation à un environnement de type shore-face à offshore supérieur.

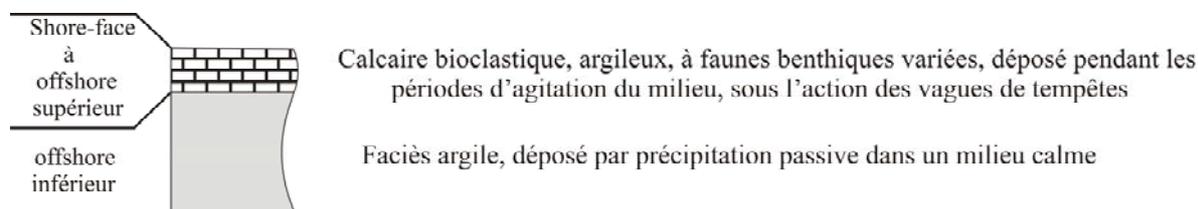


Fig. 25-Séquence et milieux de dépôt des faciès correspondants.

III. CONCLUSION

Contrairement au Dévonien inférieur, le Dévonien moyen dans la région de Marhouma est marqué par l'abondance des carbonates, tandis qu'à Aïn Cheikh, la sédimentation est essentiellement marneuse avec des intercalations calcaires. Ces faciès témoignent un approfondissement du milieu de dépôt. Cet approfondissement est plus important à Marhouma qu'à Aïn Cheikh, et c'est évident quand on sait que la mer à cette époque présente sa partie distale vers le Nord (ou le Nord-est). Mais, l'abondance des faciès fins (marnes) à Aïn Cheikh, et des carbonates à Marhouma, semble poser une contradiction à cette morphologie. Cela peut être expliqué par deux hypothèses : (1) la position de la région d'Aïn Cheikh ; plus proche du continent que Marhouma, et donc plus exposée aux apports terrigènes, avec une continuité de la production carbonatée sur la plate-forme, donnant naissance à la phase marneuse qui marque le dévonien moyen dans cette région ; (2) la présence d'une zone haute (ou barrière entre les deux régions), créée, semble-t-il, au début du Dévonien moyen, qui bloque les apports terrigènes (ou en grande partie) vers Marhouma, dont les dépôts sont essentiellement carbonatés.

En plus, la présence des faciès fins n'implique pas toujours un milieu plus profond, mais surtout un milieu 'calme'. C'est dans ce type de milieu que les marnes du Dévonien moyen dans la région d'Aïn Cheikh ont été déposées. Ceci peut confirmer aussi l'existence de cette zone haute, qui a isolé la région Aïn Cheikh des courants marins venants du large, gardant ainsi ce milieu plus calme, à l'abri des turbulences de la mer franche.

Les phases marneuses (ou argileuses) de la région de Marhouma, vont correspondre à des périodes de montée du niveau marin, assurant ainsi une distribution plus libre, et plus importante des éléments terrigènes.

Les dépôts du Dévonien moyen ont une épaisseur plus importante à Aïn Cheikh, cela reflète l'importance de la subsidence à cette époque dans le bassin de Reggane.

PARTIE II : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.

I. INTRODUCTION

Historiquement (*in* Homewood *et al.*, 1992), la stratigraphie sismique a abouti aux concepts de la stratigraphie séquentielle (Posamentier *et al.*, 1988, Van Wagoner *et al.*, 1988) par l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques (Vail *et al.*, 1977). A l'échelle sismique, elle a contribué à mettre en place la notion des cortèges de dépôt par rapport à une des chartes eustatiques et une géométrie de bordure de plate-forme.

La stratigraphie séquentielle est une méthode qui permet d'individualiser dans une série sédimentaire des unités stratigraphiques dont les limites enregistrent des événements géodynamiques et climatiques (Guillocheau, 1991).

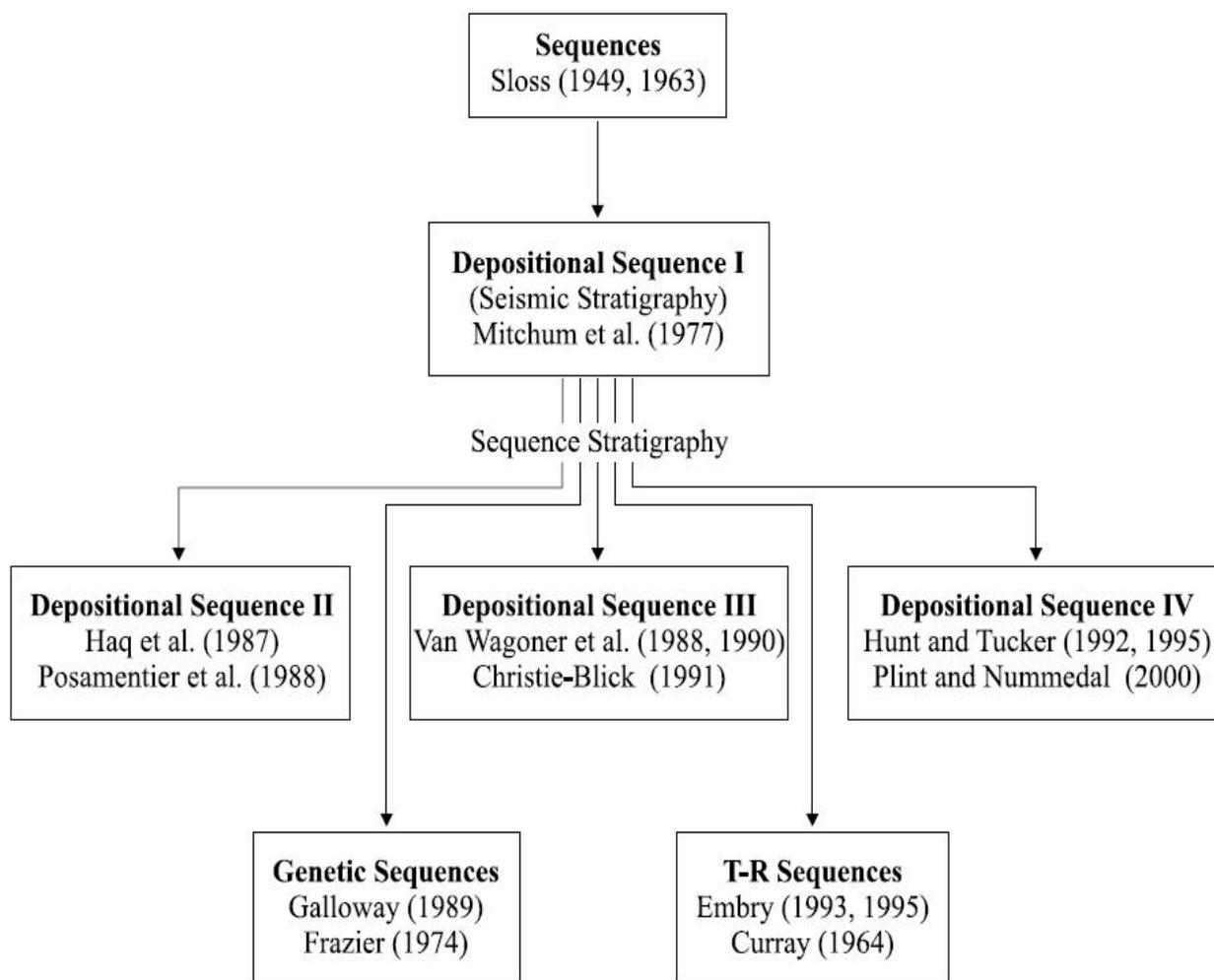


Fig. 26- Schéma illustrant le modèle de développement de la stratigraphie séquentielle.
T : transgressive, R : régressive (Modifié d'après Donovan, 2001 *in* Catuneanu, 2002).

II. L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE

L'enregistrement sédimentaire résulte de la superposition de plusieurs ordres de séquences de durées différentes et de périodicité plus ou moins régulière (Kauffman, 1986). Deux grands types de familles sont définies selon leurs fréquence (Fig. 27); les séquences à haute résolution, périodiques, et les séquences de durée supérieur au million d'années, aperiodique (Guillocheau, 1991).

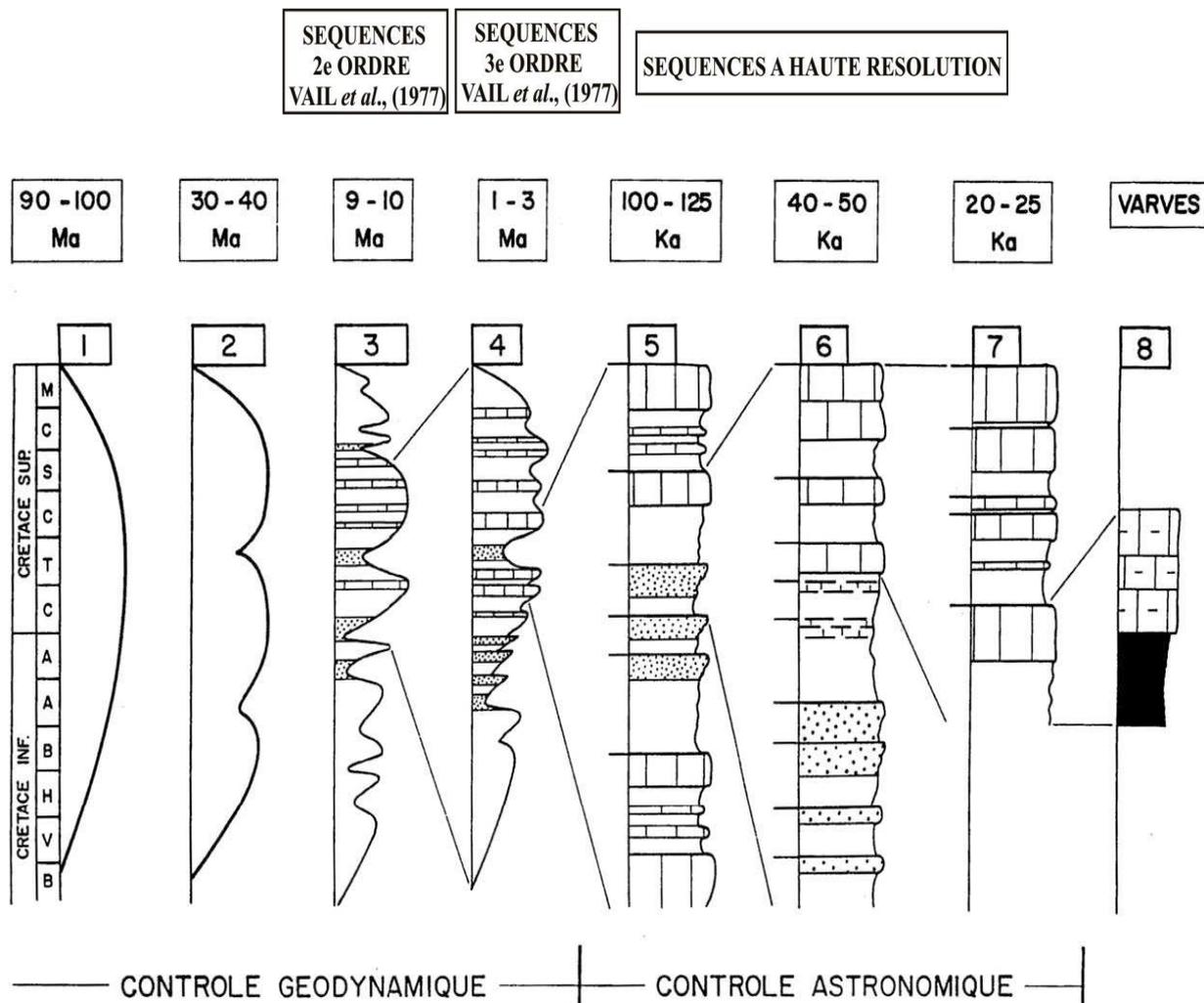


Fig. 27- Différents ordres de séquences de dépôts (Kauffman, 1986).

A. Les séquences à haute résolution

Ce sont des séquences périodiques régulières, de fréquences comprises entre 20 et 800Ka. Le plus petit motif répétitif est appelé *séquence génétique* (Busch, 1971) ou paraséquence (Van Wagoner et al., 1988), l'empilement de plusieurs séquences étant appelé groupement de séquences génétiques ou groupement de paraséquences (« parasequence set », Van Wagoner et al., 1990, in Guillocheau, 1991).

B. Les séquences de durée supérieur au million d'années

Ce sont des séquences de dépôt délimitées par des surfaces de non-conformité, de durée comprise entre 1 et 15 Ma. Deux ordres sont classiquement définis (Vail *et al.*, 1977) : les séquences dites de troisième ordre (1-5 Ma) et celle dites de deuxième ordre (3-15 Ma) (Guillocheau, 1991).

Ces séquences résultent de l'empilement de séquences génétiques à la faveur d'une variation plus ou moins cyclique du niveau relatif de la mer, elle même fonction de la somme de plusieurs facteurs (tectonique *s.l.*, eustatique et flux de sédiment) (Guillocheau, 1991). Galloway (1989) résume les facteurs contrôlant le développement des séquences de dépôt dans le schéma suivant :

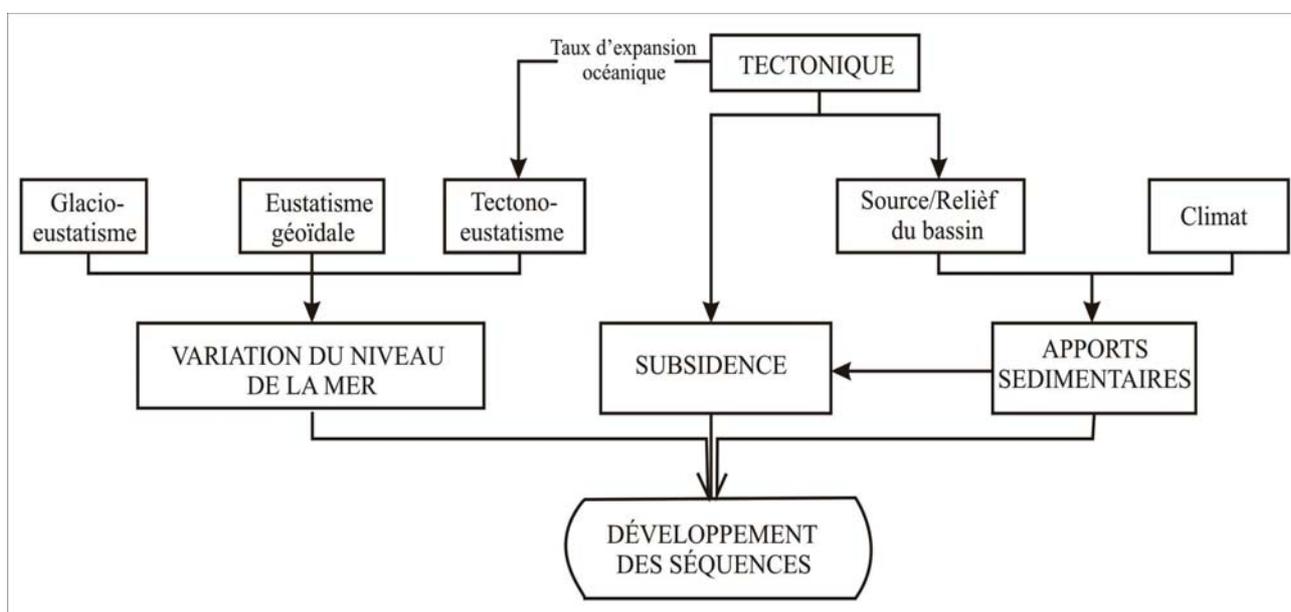


Fig. 28- Différents facteurs intervenants dans le développement des séquences de dépôt (d'après Galloway, 1989).

Les variations du niveau relatif de la mer induisent à des variations dans l'espace disponible à la sédimentation (Accommodation). Ces fluctuations du potentiel d'accommodation (vitesse de création de l'espace disponible) est responsable de la formation de trois types de surfaces délimitant autant de cortège de dépôts (Guillocheau, 1991) :

a- La surface d'érosion continentale (Unconformity)

Elle se forme lorsque la création d'espace disponible est minimale, c'est à dire au niveau du point d'inflexion de chute du niveau relatif de la mer. Au niveau marin elle marque une accélération de la diminution de profondeur (donward shift ou seaward shift).

b- La surface d'inondation ou surface de transgression (Flooding surface or FS)

Appelée aussi « surface de sommet de bas niveau (« top lowstand surface », Vail *et al.*, 1991). En milieu marin, c'est l'inversion entre une tendance à la diminution de profondeur et à l'augmentation de profondeur. Elle se forme entre le niveau bas relatif et de la mer et le point d'inflexion de montée (Guillocheau, 1991). La surface d'inondation marque un changement de sens de migration des dépôts sédimentaires (progradation suivie d'une rétrogradation).

c- La surface d'inondation maximale (Maximum flooding surface or MFS)

Elle correspond au maximum d'avancé du domaine marin sur le domaine continentale, c'est-à-dire au maximum de profondeur en domaine marin. Elle se forme entre le point d'inflexion de montée et le niveau haut relatif de la mer (Guillocheau, 1991).

Ces types de surfaces délimitent des corps de géométrie différente (ce sont les "cortèges de dépôt" ou "systems tracts"). Le prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme, progradant ("lowstand systems tract", "shelf margin system tract") est compris entre l'"unconformity" et la surface de transgression. Le cortège transgressif, rétrogradant ("transgressive system tract") est délimité par la surface de transgression et la surface d'inondation maximale. Le prisme de haut niveau, aggradant puis progradant ("highstand system tract") est compris entre la surface d'inondation maximale et l'"unconformity".

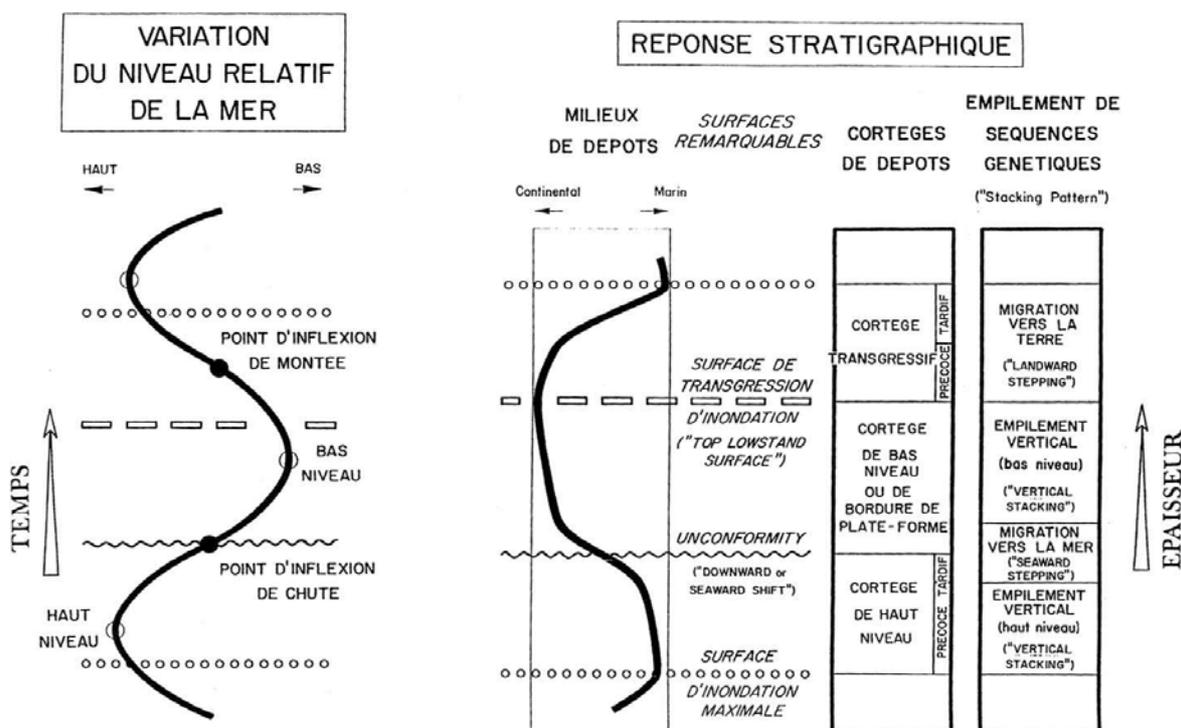


Fig. 29- Réponse stratigraphique d'une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : surfaces remarquables-correspondance des découpages en séquences de dépôts (Posamentier *et al.*, 1988) et en empilement des séquences génétique (Cross, 1988 in Guillocheau, 1991).

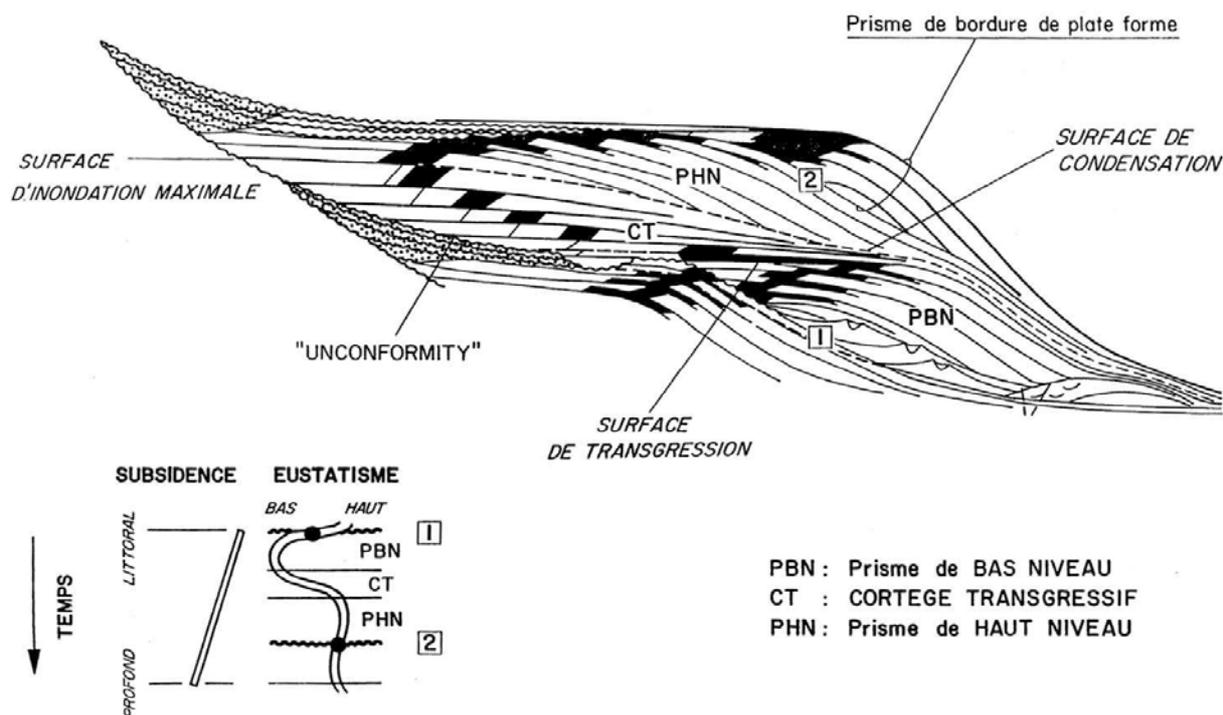


Fig. 30- Les différents cortèges de dépôt et leurs limites (d'après Vail *et al.*, 1977).

IV. LES DISCONTINUITES

Les discontinuités sédimentaires correspondent soit à :

- un brusque changement de nature du sédiment.
- une interruption plus ou moins longue de la sédimentation.

Les discontinuités peuvent être définies selon 4 classes d'évidences (Clari *et al.* 1995) : géométrique, le contraste dans le faciès, les paramètres sédimentologiques, diagénétiques et biostratigraphiques.

Les séquences de troisième ordre décrites dans notre travail correspondent à des phases d'augmentation et de diminution de profondeur où la phase d'augmentation de profondeur (période de migration des séquences génétiques vers la terre (ou landward-stepping) est dominante en temps et en volume. La phase de diminution de profondeur ; période de migration des séquences génétiques vers la mer (ou seaward-shift) ne présente pas de véritable accélération de diminution de profondeur ce qui rend difficile de placer une limite de séquence au sens de Vail *et al.* (1977).

-D1 : se localise à la base de l'Eifélien, correspond à une surface de transgression (première inondation), marquée par le développement du faciès argileux au dessus d'un niveau de calcaire oolithique dans le secteur d'Aïn Cheikh, et l'installation d'une alternance argilo-

calcaire (à caractère plus profond) sur le niveau de calcaire à faunes benthiques variés (de faible profondeur).

-D2 : c'est une autre surface de transgression qui marque une accélération de l'approfondissement indiqué dans le secteur de Marhouma par une phase argileuse au dessus de l'alternance précédente, et de même à Aïn Cheikh ; phase argileuse au dessus d'un calcaire à caractère plus ou moins profond.

-D3 : Il s'agit ici d'une surface d'inondation maximale, marqué par le maximum d'argilosité, qui a accompagné le maximum de profondeur. Elle se place à la limite Eifelien-Givétien, au dessous des niveaux calcaires.

-D4 : Elle marque la fin d'une phase régressive qui a amené les dépôts à des faibles profondeurs, indiqué dans le secteur de Marhouma par les niveaux de calcaire gréseux à HCS, et à Aïn Cheikh par le développement des calcaires après des phases d'argiles. Après cette discontinuité les calcaires devient de moins en moins gréseux dans une alternance qui devient de plus en plus espacé ce qui témoigne une nouvelle phase transgressive, de ce fait, cette surface devient donc une nouvelle « surface transgressive ». Dans le secteur d'Aïn Cheikh, cette phase transgressive voit l'installation d'un nouveau système argileux.

-D5 : Elle se place à la limite Givétien-Frasnien, et correspond au maximum d'approfondissement enregistré dans le secteur d'Aïn Cheikh toujours par le maximum d'argilosité avec une phase qui dépasse le 100m d'épaisseur.

Dans le secteur de Marhouma cette discontinuité correspond à l'installation d'un niveau condensé de calcaire à tentaculites.

-D6 : Cette discontinuité correspond à l'installation des calcaires griottes au dessus des argiles. Elle marque un ralentissement de la sédimentation marqué par une surface intensément bioturbé. Dans le secteur d'Aïn Cheikh, cette discontinuité peut exister plus haut dans les argiles du Frasnien, la section qu'on n'a pas étudiée dans ce travail.

V. SEQUENCES DE DEPÔTS EMBOÎTEES

A. Séquences génétiques élémentaires

Dans les deux coupes étudiées, les séquences génétiques élémentaires sont représenté par le couplé marne /calcaire ou argile/calcaires, et qui peuvent présenter une évolution progradante ou rétrogradante selon les schémas suivants :

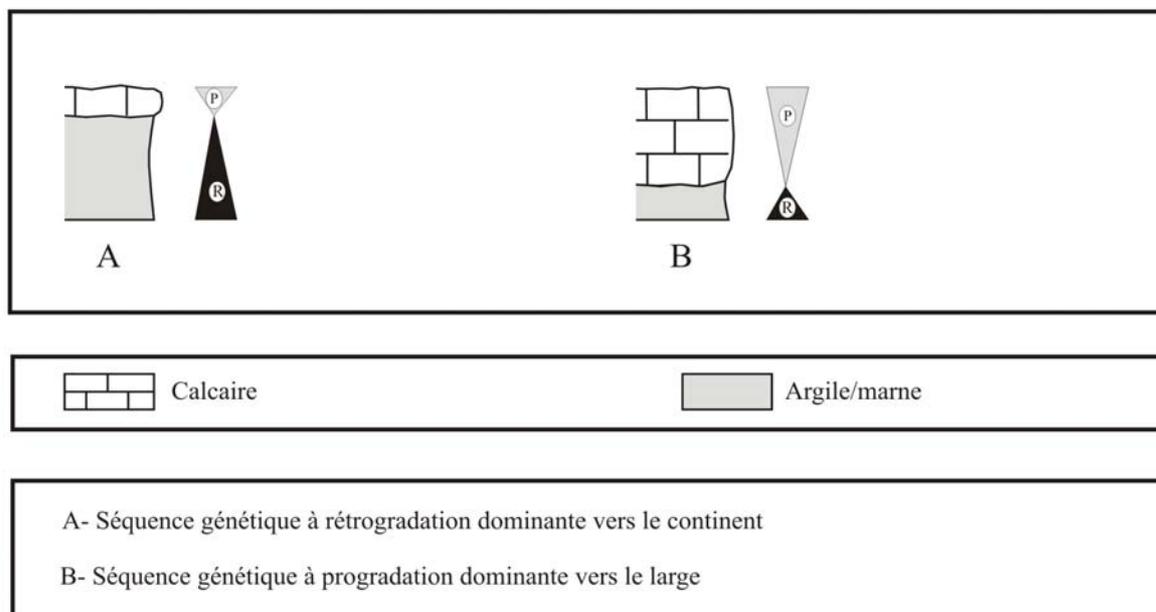


Fig. 31. Les séquences génétiques élémentaires dans les coupes étudiées.

B. Séquences et évolution du milieu de dépôt

La géométrie en deux dimensions des séquences de troisièmes ordres à partir des coupes étudiées, et les corrélations sont fondées sur le groupement des séquences génétiques et les surfaces présentant le maxima et le minima de profondeur, c'est-à-dire, des surfaces d'inondation maximale et les surfaces de transgression.

Deux séquences de troisième ordre ont été distinguées au sein des coupes étudiées. Ces séquences sont :

- **Séquence I** : Dès le début de l'Eifélien, les dépôts marins, enregistrés par un calcaire riche en faunes benthiques (Brachiopodes, Gastéropodes, Trilobites, Polypiers....) dans le secteur de Marhouma, et un calcaire oolithique, dans le secteur d'Aïn Cheikh indiquent un environnement de dépôt à faible profondeur. Ce faciès passe à une alternance d'argile et de calcaires à Bivalves et à Goniates dans le secteur de Marhouma, et des argiles avec des passées de calcaires bioclastiques. Cela traduit un approfondissement du milieu de sédimentation dans les deux secteurs suite à une remonté du niveau marin. Cette phase transgressive continue, et le faciès témoigne un environnement de plus en plus profond dans le secteur de Marhouma avec un niveau d'environ 40m d'argile, déposé par décantation passive dans un milieu calme. Dans le secteur d'Aïn Cheikh, le contraste de faciès est moins marqué, et ceci est du d'une part à la morphologie de la plate forme, qui présente sa partie distale, et par conséquent, la plus profonde, vers le secteur de Marhouma, d'autre part aux apports sédimentaires, plus important dans la région d'Aïn Cheikh, et qui tend à combler l'espace disponible pour la sédimentation créé par la montée eustatique, et qui garde le processus sédimentaire sous des profondeurs moins important qu'à Marhouma.

La phase transgressive de cette séquence se termine juste au dessus de ces niveaux, par une surface d'inondation maximale marquée par le maximum d'argilosité dans le secteur de Marhouma. Dans le secteur d'Aïn Cheikh cette surface est moins marquée, et peut être placée sous les niveaux calcaires du début du Givétien qui présentent le caractère le plus profond.

Durant cette phase transgressive les séquences génétiques (4^{ème} ordre) présentent une rétrogradation (landward-stepping).

Une baisse eustatique est enregistrée après cette 1^{ère} phase transgressive, et ceci durant le début du Givétien inférieur. Cette phase régressive est marquée par le retour de la sédimentation carbonatée, représentée par une alternance strato-croissante qui se termine par des niveaux de calcaire gréseux à HCS indiquant le minima de profondeur de cette séquence dans le secteur de Marhouma. A Aïn Cheikh, cette diminution de profondeur est marquée par le développement des calcaires, en bancs bien individualisés.

Cette phase régressive est traduite par une progradation des séquences génétiques (seaward-stepping).

Cette diminution de profondeur est plus marquée dans le secteur de Marhouma malgré que celui-ci soit en position plus distale. Ceci peut être causé par de la tectonique locale qui a amplifié la diminution de profondeur par des mouvements verticaux (soulèvement) du fond.

- **SéquenceII** : Une autre phase transgressive indiquée à son début, dans le secteur de Marhouma, par des calcaires de moins en moins gréseux, en alternance de plus en plus espacée avec des argiles. A Aïn Cheikh, on assiste au retour de la sédimentation argileuse, témoignant ainsi d'un retour à un environnement plus calme qui favorise la décantation des particules argileuses.

Cette remonté eustatique atteint son maximum vers la fin du Givétien avec une deuxième surface d'inondation maximale, marquée par le développement d'un niveau de calcaire à tentaculites au dessus des argiles à passées calcaires dans le secteur de Marhouma, et le maximum d'argilosité dans le secteur d'Aïn Cheikh.

Les séquences génétiques durant cette phase sont rétrogradantes.

Dans la région d'Aïn Cheikh, et vers la partie terminale du Givétien, le développement des calcaires argileux à faunes benthiques témoigne d'un retour à un environnement moins profond, et qui marque le début d'une autre phase régressive avec progradation des séquences génétique (seaward-stepping). Cette phase n'est bien marquée dans la région de Marhouma qu'au Frasnien avec le développement des calcaires griottes au dessus des argiles, et ceci est dû à l'importante tranche d'eau qui rend les première (et petites) variations du niveau marin moins influençant sur la sédimentation.

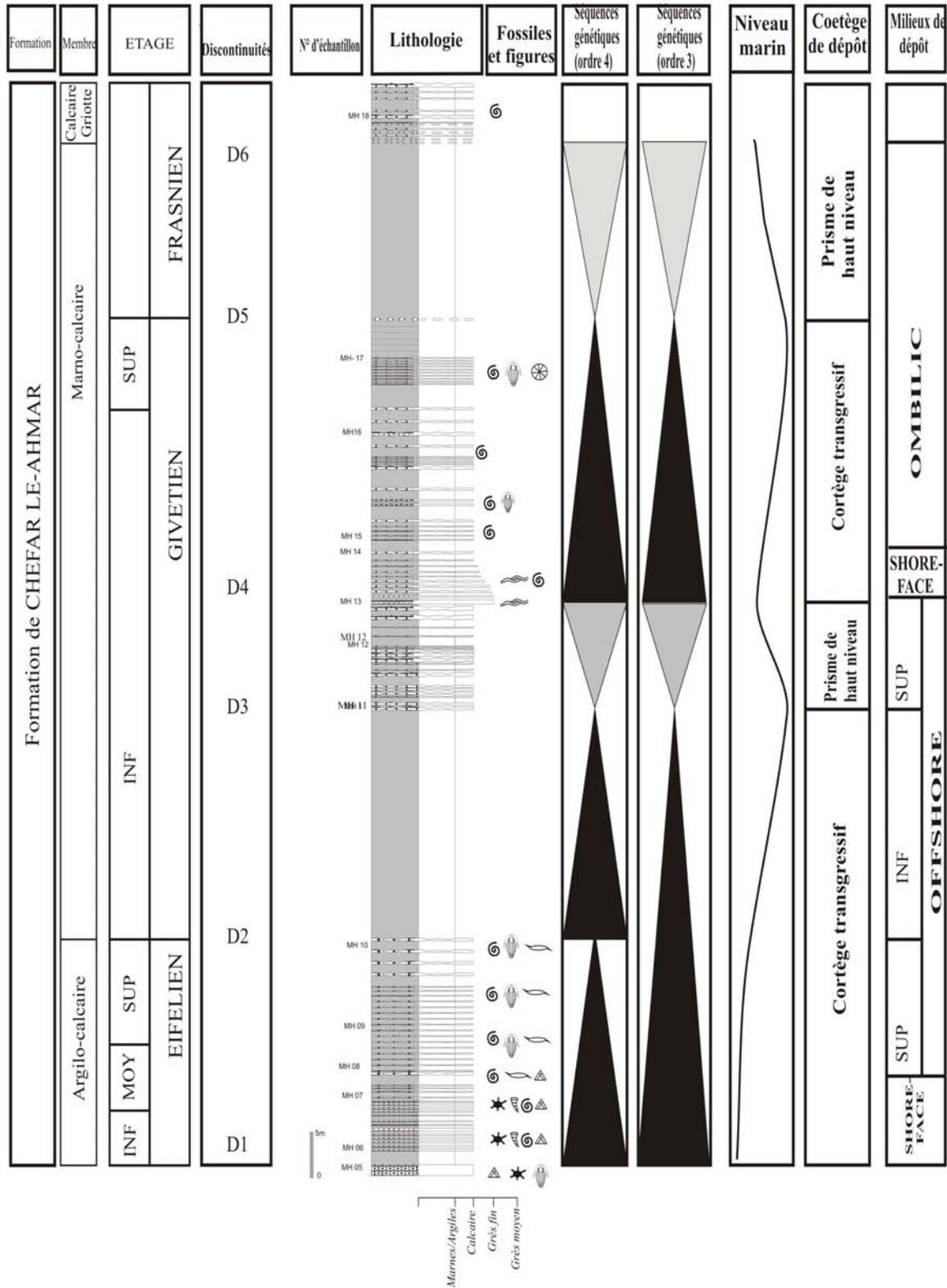


Fig. 32- Séquences génétiques, milieux de dépôt et variation du niveau marin dans la coupe de Marhouma.

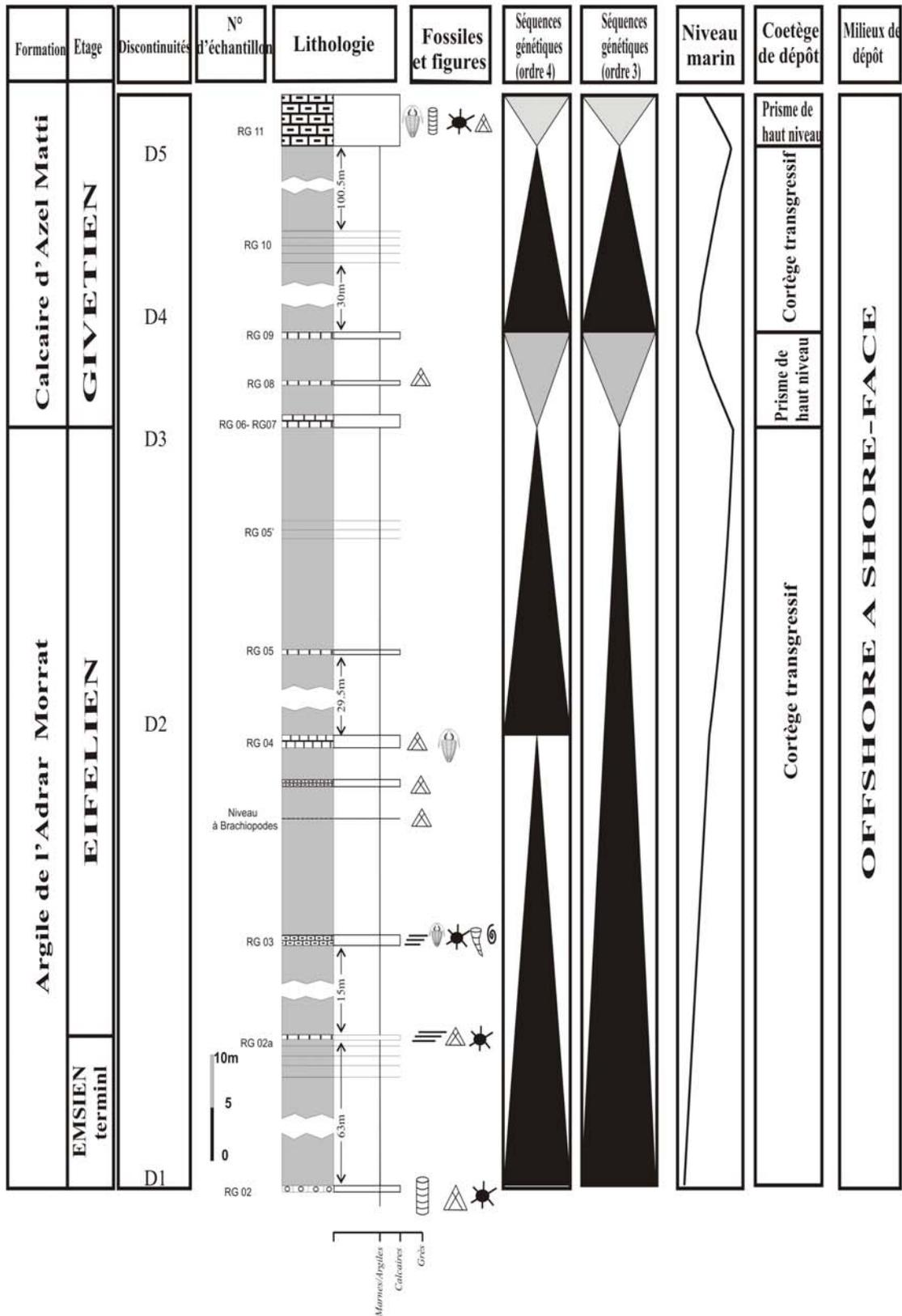


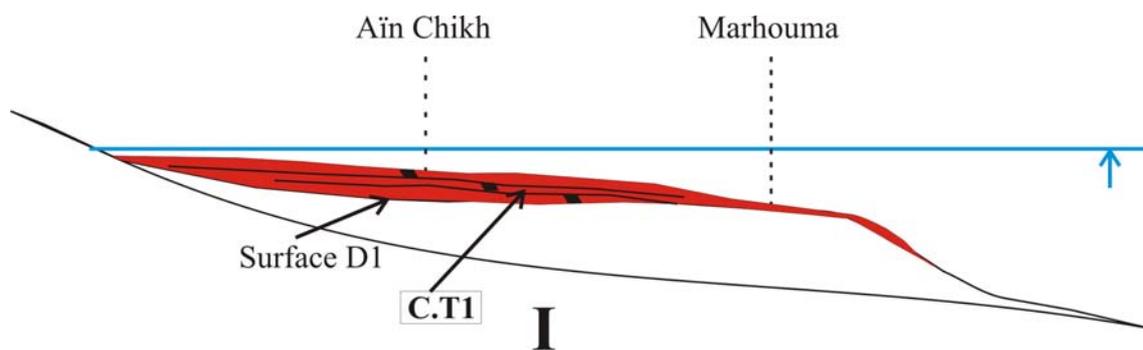
Fig. 33- Séquences génétiques, milieux de dépôt et variation du niveau marin dans la coupe d'Aïn Cheikh.

C. Conclusion

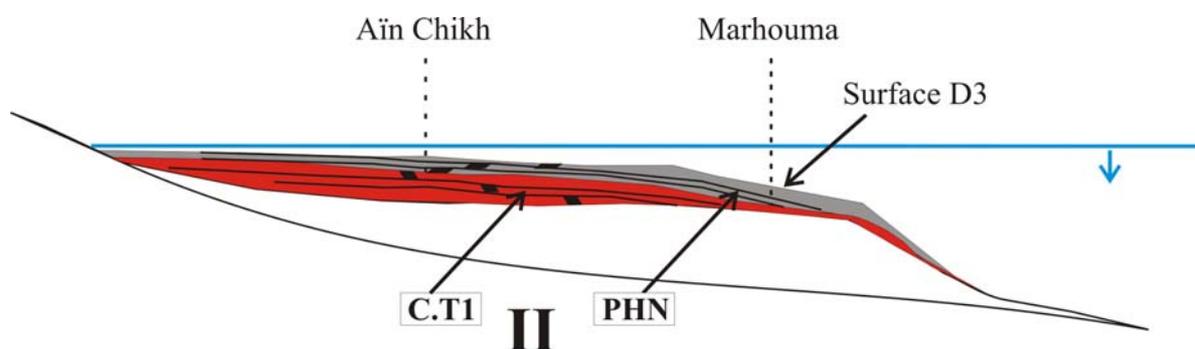
Le Dévonien moyen dans les deux secteurs étudiés montre un seul cycle transgressif (2^{ème} ordre), et qui se termine vers la fin du Givétien au dessus des argiles à passées calcaires (niveau à Tentaculites) dans le secteur de Marhouma.

Ce cycle est enregistré par un cortège transgressif (CT) marqué par une sédimentation argilo-carbonaté et dont l'épaisseur est plus importante à Aïn Cheikh qu'à Marhouma. Cela est expliqué par une subsidence différentielle (plus importante à Aïn Cheikh), et la morphologie du milieu de dépôt, dont la région de Marhouma se situe vers le large pendant la phase de transgression et donc affectée par moins d'apports terrigènes. Ce cortège est limité par la surface de transgression de la base de l'Eifelien, au dessus du niveau coralligène à Marhouma, et du niveau de calcaire oolithique à Aïn Cheikh, et la surface d'inondation maximale (SIM) de la fin du Givétien et qui correspond au maximum d'approfondissement marqué à Aïn Cheikh par le dépôt d'une grande épaisseur d'argile, et par le niveau de calcaire à tentaculites.

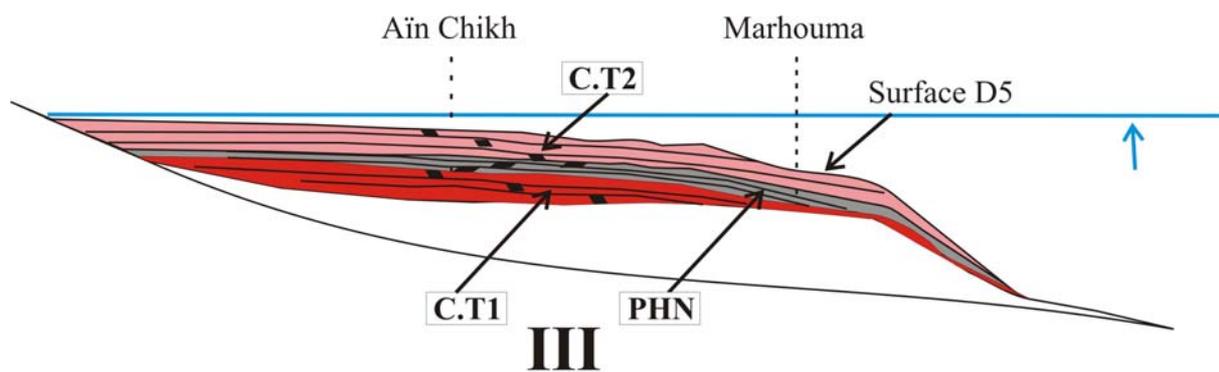
Ce système transgressif est interrompu momentanément au début du Givétien par une phase de chute du niveau marin, et qui traduit la migration des séquences génétiques vers la mer (progradation, « seaward-stepping »). Ce système sédimentaire, quoique non complet présente les caractères d'un prisme de haut niveau et qui est limité à la base par la surface d'inondation maximale du passage Eifelien-Givétien et par la surface transgressive, marquée par l'installation des calcaires gréseux à HCS au sommet.



1ere phase transgressive et dépôt du 1^{er} niveau du cortège transgressif (CT1) à l'Eifélien.



Au Givétien inférieur, une légère baisse eustatique conduit à l'installation d'un cycle incomplet d'un PHN, interrompu par une seconde phase transgressive



Une seconde phase transgressive, qui se termine vers la fin du Givétien dépose le 2eme niveau du cortège transgressif(CT2).

Fig. 34- Synthèse sur les cortèges de dépôt dans les régions étudiées.

CONCLUSION GENERALE

Dès l'Emsien supérieur, on assiste à un changement du régime sédimentaire, causé par une importante transgression au Dévonien moyen, et qui marque le début d'un nouveau cycle, représenté par une mer ouverte, avec prédominance d'une sédimentation argilo- et marno-carbonatée (Fabre, 1976 ; Ouali Mehadji *et al.*, 2004 ; Wendt *et al.*, 2006).

La mer, à cette époque, présente sa partie distale vers l'Ougarta (donc vers le Nord ou le Nord-Ouest). La ligne du rivage de cette mer n'est pas aussi claire, mais, l'absence d'influences continentales dans les dépôts carbonatés de l'Ahnet et du Mouydir implique que la ligne de rivage reste plus loin pendant cette période (Wendt et Kaufmann, 1998).

Dans le bassin de Tamesna, sur les frontières entre l'Algérie, le Mali et le Niger, la sédimentation au Givétien est représentée par des argiles à styliolines, ce qui indique que la ligne de rivage au Dévonien moyen est localisée encore loin dans le Sud ou le Sud-Est (Lessard, 1962; Claret & Tempers, 1968) expliquant l'arrivée de la faune américaine à ce moment.

Dans l'Ougarta, ce cycle est enregistré par des alternances argilo et marno-calcaires avec une faune riche en goniatites, tandis que dans la région de Reggane, il est représenté par une sédimentation marneuse avec des intercalations de calcaires, essentiellement bioclastiques.

Durant le Dévonien moyen, il y a une continuité dans la production carbonatée sur la plate-forme, tandis que dans la région d'Aïn Cheïkh, cette production carbonatée, combinée avec les forts apports terrigènes, donne naissance à la phase marneuse qui marque le dévonien moyen dans cette région. L'apparition hypothétique d'une zone haute au début du Dévonien moyen, entre Marhouma et Aïn Cheïkh, empêche la migration des éléments terrigènes vers Marhouma. Durant les périodes d'élévation du niveau marin, la tranche d'eau est plus importante et assure, en plus d'un milieu profond, un transfert plus aisé des apports terrigènes vers la région de Marhouma, ce qui explique les niveaux argileux et marneux de grande épaisseur dans cette région.

L'étude séquentielle des dépôts du Dévonien moyen a permis de distinguer au sein de ce cycle transgressif, deux phases de pulsations marines, enregistrées par des cortèges transgressifs, séparées par une période de baisse du niveau marin relatif (régression) au début du Givétien. Le maximum d'approfondissement est enregistré au Givétien terminale. Cet approfondissement est plus marqué dans l'Ougarta que dans le bassin de Reggane, et cela peut être causé par l'occupation de l'espace disponible créé par l'élévation du niveau marin.

La subsidence a joué un rôle important dans la dynamique sédimentaire dans ce bassin, et rend difficile l'interprétation du signal eustatique. Cela peut être compensé par un travail paléontologique, pour voir la diversité et la dynamique des différents groupes et pour affiner les datations.

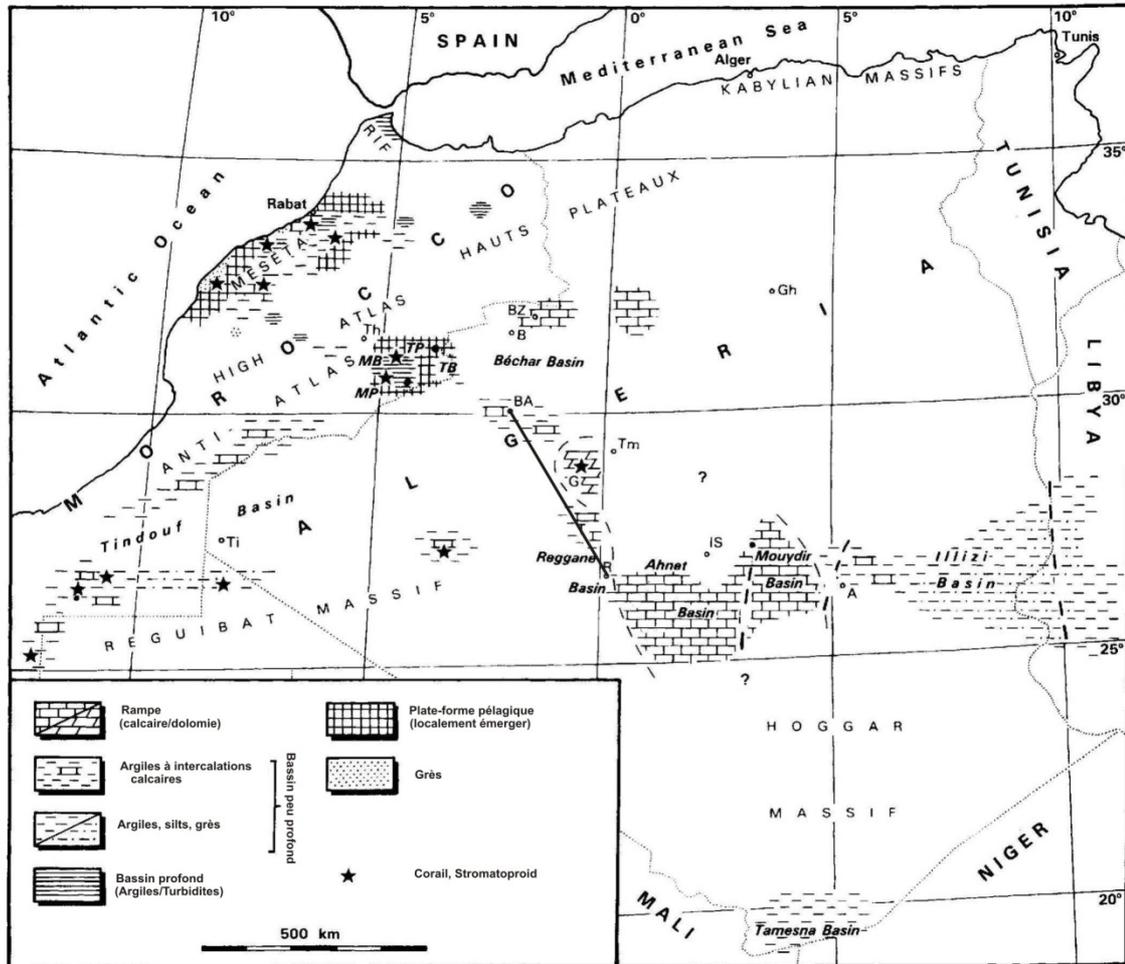
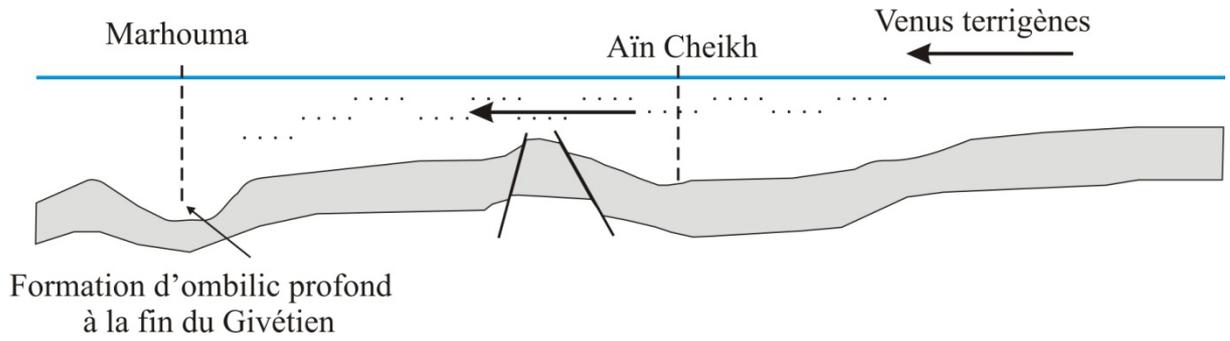
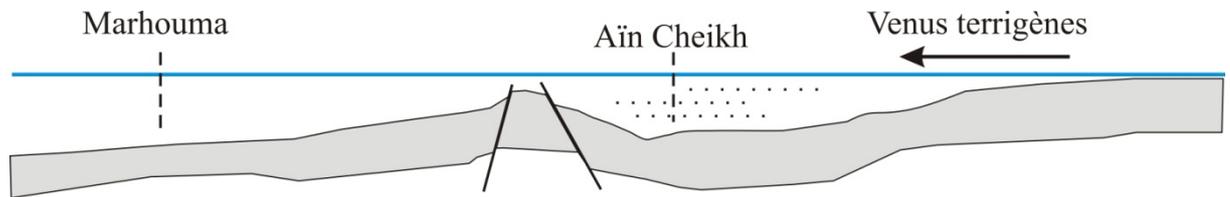


Fig. 35. Faciès et paléogéographie du Nord-Ouest africain pendant le Dévonien moyen. A : Amguid, B: Béchar, BA: Beni Abbès, BZ: Ben Zireg, G: Gourara, Gh: Ghardaia, IS: In Salah, MB: Bassin de Maïder, MP: Platform de Maïder, R: Reggane, T: Touat, Ti: Tindouf, TB: Bassin de Tafilalt, Th: Tinerhir, Tm: Timimoun, TP: Platform de Tafilalt, UT: Uein Terguet.

(Le trait de coupe R-BA correspond à notre coupe Aïn Cheikh-Km30).
(Wendt & Kaufmann, 1998)



L'élévation du niveau marin permet de créer une mer plus ouverte, facilitant ainsi le déplacement des apports terrigènes vers Marhouma.



La création d'une zone haute, au début du Dévonien moyen, empêche le déplacement des apports terrigènes vers Marhouma, et assure un milieu calme et protégé à Aïn Cheikh.

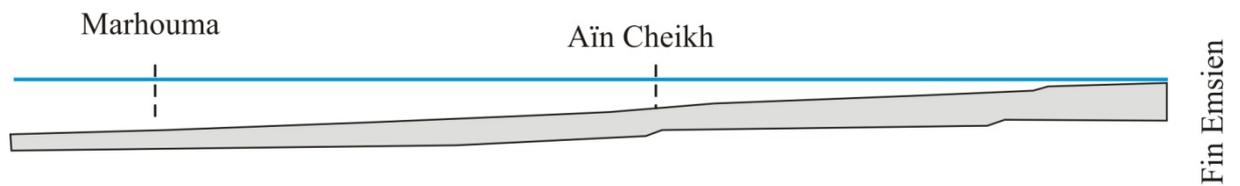


Fig. 36. Interprétation des milieux de dépôts

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

ABBACHE A. 2001. Etude sédimentaire des calcaires « griottes » et les faciès associés (Givétien- Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara sud oranais). *Th. Magis. Univ. Oran*, p. 1-115, 49 fig., 11 pl.

ALIEV M., AÏT LAOUSSINE N., AVROV V., ALESKSINE G., BAROULINE G., IAKOVLEN B., KORJ M., KOUVYKINE J., MAKAROV V., MAZANOV V., MEDVEDEV E., MKRTCHIANE O., MOUSTAFINOV R., ORIEV L., OROUJEVA D., OULMI M. & SAID A. 1971. Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *ALTAMIRA PROTOPRESS, S. A.*, 275p, 68fig.

B

BASTIEN C., CHENNAUX G., MAZELET P., UMBACH P. & BASCONE-LEHMENN J. P. 1965. Dévonien de l'Ougarta. Etude sédimentologique. *SN – REPAL. Rapport interne* (inédit).

BASTIEN C. 1967. Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (Région d'Ougarta – Dévonien inférieur). *Publication du service Géologique d'Algérie*, (n. sér.), *Bulletin*, 35, p. 81-88.

BATES R. L. & JACKSON J. A. 1987. Glossary of Geology 3rd Ed. *American Geological Institute, Alexandria, Virginia*, p. 788. In: CATUNEANU O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *First Edition, Elsevier, Amsterdam*, 375 pp.

BENHAMOU M., ELMIS S., ABBACHE A., OUALI-MEHADJI A., MALTI F. Z. & MEKKAOUI A. 2000. The « griottes » nodular facies of the Western Saharian Frasnian (Ougarta through, Algeria). *First International Conference on Geology Africa, Assiut-Egypt* 23-23 Novembre 1999. p. 41.

BERTRAND-SARFATI J., FABRE J. & MOUSSINE-POUCHKINE A. 1977. Géodynamique des aires cratoniques: Quelques exemples sahariens. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 1, 217–31. In: WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C., LUBESSEDER S., 2006. Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geological Magazine* 143, 269–299.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. & BENNACEF A. 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Évolution structurale d'un craton. *Paris: Éditions Technip*, 1-464 pp.

BITAM L., GOURVENNEC R. & ROBARDET M. 1997. Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de Djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien). *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, n° 8, p. 91-111, 5 fig., 6 Annexe.

BOULIN J. 1977. Méthodes de la stratigraphie et géologie historique. *Masson (Collection sciences de la Terre) – XII*, 226 p.

BOUMENDJEL K. & PARIS F. 1977. Chitinozoaires. In BOUMENDJEL *et al.* Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2^{ème} série), 5, 89-116.

BOUMENDJEL K., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN H., MELOU J., MORZADEK M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. & RACHEBOEUF P. 1997. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2^{ème} série), 5, 89-116.

BOUMENDJEL K., MORZADEK P., PARIS F. & PLUSQUELLEC Y. 1997. Le Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2^{ème} série), 5, 73-87.

BOUTERFA B., 1999. Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mem. Magistère, Univ. Oran*, 173 p., 74 fig., 4 pl.

BRICE D. 1997. Brachiopodes Pentameroidea, Rhynchonelloidea, Athyroidea, Retzoidea, Atrypoidea et Terebratuloidea. In: BOUMENDJEL K., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN H., MELOU J., MORZADEK M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. & RACHEBOEUF P. 1997. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2^{ème} série), 5, 89-116.

BRICE D. & OUALI MEHADJI A. 2009. Découverte d'une « faune naine » de Pentamerida (Brachiopoda Dévonien) à Gara Djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf) en Algérie. *Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 16* (2^{ème} série), p. 69-77.

BROMLEY R. G. & EKDALE A. A. 1984. Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia environments in sediments. *Science*, 244, 872–874.

BUROLLET P.F. 1957, Remarques sur la nomenclature stratigraphique, *Sciences de la Terre*, 5, 117–136.

BURTON R., KENDALL C.G., St, C & LERCHE I. 1987. Out of our depth: on the impossibility of Fathoming Eustasy from the stratigraphic record. *Earth-Science Reviews*, 24, 237-277.

BUSCH A. D. 1971. Genetic units in delta prospecting. *Bull. Amer. Petroleum Geol.*, 55, 1137-1154. In : GUILLOCHEAU F. 1991b. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 15 (2), 383-410.

C

CABY R. 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie), sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Th. Doct. Etat, Montpellier: Univ. Sci. Techn. Languedoc et Publ. Sous-Dir. Géol.*, Alger, 1983, N^{lle} sér., 47-290p. In : ABBACHE A. 2001. Etude sédimentaire des calcaires « griottes » et les faciès associés (Givétien- Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara sud oranais). *Th. Magis. Univ. Oran*, p. 1-115, 49 fig., 11 pl.

CATUNEANU O, ANDREW J. WILLIS, ANDREW D. MIALL 1998. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121, 157–178.

CATUNEANU O., WILLIS A. J. & MIALL A. D. 1998b. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, Vol. 121, pp. 157–178.

CATUNEANU O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Science* 35/1, 1–43.

CATUNEANU O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *First Edition, Elsevier, Amsterdam*, 375 pp.

CHIKHAOUI M. & DONZEAU M. 1972. Le passage Précambrien-Cambrien dans les Monts d'Ougarta : le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien nord occidental). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, 63, 1-2, p. 51-62.

COLLINSON J. D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 39, pp. 194–221. In: CATUNEANU O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. *First Edition, Elsevier, Amsterdam*, 375 pp.

COLOMB P. & DONZEAU M. 1974. Relation entre Kink-bands décimétriques et fracture du socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie), *Technophysics, Amsterdam*, n° 24, pp. 142-213.

CLARET J. & TEMPERE C. 1968. Le Paleozoïque du Bassin du Tamesna (Sud de l'Ahaggar). *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 117, 460-468.

CLARI P.A., DELA PIERRE F. & MARTIRE L. 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology* 100, 97-121.

CROSS T. A. 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycle, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *In: Sea-level changes: an integrated approach, SEPM, Special publication*, Tulsa, 42, pp. 371-380.

D

DERDER M. E. M., SMITH B., HENRY B., YELLES A. K., BAYOU B., DJELLIT H., AIT OUALI R. & GANDRICHE H. 2001. Juxtaposed and superimposed paleomagnetic primary and secondary components from the folded middle carboniferous sediments in the Reggane basin (Saharan craton, Algeria). *Tectonophysics* 322, 403-422.

DONOVAN A. D. 2001. Free market theory and sequence stratigraphy. *A.A.P.G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts*, Dallas, August 26–29, Program and Abstracts Volume, p. 22. *In: CATUNEANU, O. 2002.* Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Science*, 35/1, 1–43.

DONZEAU, M. 1972. Les déformations hercyniennes dans le paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, 3519-3522.

DONZEAU, M. 1974. L'Arc Anti-Atlas – Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 278, 417–420.

DÖRING S. 2002. Sedimentological evolution of the late Emsian to early Givetian carbonate ramp in the Mader (eastern Anti-Atlas, SE-Morocco). *Th. Doct. Univ. Tübingen*, p. 1-80, 33 fig., 29 tab. 6 pl.

F

FABRE J. 1969. Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique dans l'Europe au 1/25.000, feuilles 13 et 17). *Bull. Nat. Nord, Alger*, 60 (1/2), pp. 43-73.

FABRE J. 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. I La couverture phanérozoïque. *Société Nationale d'Édition et de Diffusion, Alger*, p. 442.

FABRE J., KAZI TANI N. & MOUSSINE-POUCHKINE A. 2005. Le Dévonien. In: FABRE J. (Ed.) Géologie du Sahara occidental et central. *Tervuren African Geoscience Collection*, vol. 108, Tervuren, Musée Royal de l'Afrique Centrale, pp. 225–294.

FABRE J. 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. Géoscience*, p. 1-572.

G

GALLOWAY W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 125–142.

GEVIN P. 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. Première partie. Bordures sédimentaires. *Pub. Serv. Carte Géol. Algérie*, Bull n° 23, 328p.

GHIENNE J. F., BOUMENDJEL K., PARIS F., VIDET B., RACHEBOEUF P. & SALEM H. A. 2007. The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciations on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, 82(3), 183–214.

GÖDDERTZ B. 1987. Devonische Goniatiten aus SW Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge. *Palaeontographica*, A197, 127-220.

GUILLOCHEAU F. 1991b. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 15 (2), 383-410.

GUILLOCHEAU F. 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 320: 1141-1157.

GUILLOCHEAU F., BRAULT N., THOMAS E., BARBARAND J., BONNET S., BOURQUIN S., ESTEOULE-CHOUX J., GUENNOC P., MENIER D., NERAUDEAU D., PROUST J.-N. ET WYNS R. 2003. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé - actuel). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 40, n° 1, pp. 3-28.

H

HERVOUET Y. & DUEE G. 1996. Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie): une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, 127–173.

HOLLARD H. 1970. Silurien-Dévonien-Carbonifère. *In*: CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (Eds), *Coll. Int. Corr. Precambrien*, Livret-Guide de l'Excursion Anti-Atlas Occidental et Central. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 229, 171-188. Rabat.

HOMEWOOD P.W., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T. A. 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 357-381.

J

JOHNSON G. A., KLAPPER G. & SANDBERG C. A. 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euramerica ; *Geol. Soc. America bull.*, 96, 5, 567-587. Discussion : J. M. Dennison, 1595-1597. *In* : FABRE J. 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. Géoscience*, p. 1-572.

K

KAUFFMAN E. G. 1986. High-resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous bio-events. *In*: WALLISER O. H. (ed): *Global bio-events. Lectures notes in Earth Sci.*, Springer Verlag, Berlin, 8, 279-335.

KENDALL C.G., St, C. & SCHLAGER W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44, 181-212.

L

LEGRAND P. 1962. Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes silurien et dévonien au Sahara septentrional. *Symposium Sil/Dévon*. Greuze, Bonn 1960, p. 151-159.

LEGRAND P. 1967. Le Dévonien du Sahara algérien. *In: International Symposium on the Devonian System 1* (ed. D. H. Oswald), pp. 245-84. Calgary: Alberta Society of Petroleum Geologists.

LEGRAND P. 1977. Les chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). Une région type pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien, *The Silurian-Devonian Boundary, IUGS A 5*, 195-202.

LE MAITRE D. 1952. La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud-Oranais). *Matériaux pour la Carte Géologique de l'Algérie, 1ère Série, Paléontologie*, 12, 170p.

LESSARD L. 1962. Les séries primaires des Tassilis Oua-n-Ahaggar au Sud du Hoggar entre l'Air l'Adrar des Iforas (Sahara méridional). *Bulletin de la société Géologique de France, septième série*, 3, 501-513.

LOGAN P. & DUDDY I. 1998. An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. *In: Petroleum Geology of North Africa* (eds MACGREGOR D. S., MOODY R. T. J. & CLARK-LOWES D. D.), *Geological Society of London, Special Publication*, 132, pp. 131-155.

LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D. K., STORCH P. & FITCHES B. 2000. Lower Silurian 'Hot shales' in North Africa and Arabia: Regional Distribution and Depositional Model. *Earth Science Reviews*, 49, 121-200.

M

MAACHE N. 1987. Etude sédimentologique, lithostratigraphique, diagenèse et paléogéographie des séries du Dévonien de la Saoura, Monts d'Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie). *Th. 3^{ème} Cycle, Univ. Paris-sud (Orsay)*, p. 1-176, 65 fig., 16 tab., 10 pl.

MENCHIKOFF N. 1933. La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Algérie*, 11, 109-123.

MITCHUM R. M. JR., VAIL P. R. & THOMPSON S., III (1977). Seismic-stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.), pp. 53-62. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26.

MORZADEC P. 1997a. Les trilobites Aeteropyginae du Dévonien de l'Ougarta (Algérie). *Palaeontographica*, A (sous presse).

MORZADEC P. 1997b. Trilobite. *In: BOUMENDJEL K., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN H., MELOU J., MORZADEK M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. & RACHEBOEUF P. 1997.* Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord, (2^{ème} série)*, 5, 89-116.

MOUSSINE-POUCHKINE A. 1971. Les constructions récifales du Dévonien moyen du Pays Bas de l'Ahnet (Sahara Central, Algérie). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 62, 79–88. *In : FABRE J. 2005.* Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. Géoscience*, p. 1-572.

MOUSSINE-POUCHKINE A. 1976. Le Dévonien. *In : Introduction à la géologie du Sahara algérien (Fabre ed.). SNED, Alger*, 117-169.

MOUSSINE-POUCHKINE A. 1991. Les récifs paléozoïques. *Séminaire CIFEG, Nancy, sept. 1990.* In : FABRE J. 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. Géoscience*, p. 1-572.

O

OUALI MEHADJI A., ELMI S., RACHEBOEUF P. R. & MEKAHLI L. 2004. Caractéristiques et signification d'un niveau majeur à brachiopodes. Marqueur évènementiel dans l'évolution dévonienne de la Saoura (Sahara du Nord-Ouest, Algérie). *Compte Rendu Géosciences*, 336 : 1283-1292.

P

PARIS F., BOUMENDJEL K., MORZADEC P. & PLUSQUELLEC Y. 1997. Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série), 117-121.

PETTER G. 1959. Goniatites dévoniennes du Sahara. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, Paléontologie, Mémoire 2*, 313 pp.

PERRODON A. 1989. Dynamique et méthodologie d'études des bassins sédimentaires. Conclusion et synthèse. *Publ. A. S. F. Technip éd.*, pp. 421-443

PETTER G. 1960. Clyménies du Sahara. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, Paléontologie, Mémoire 6*, 58 pp.

PLUSQUELLEC Y. 1997. Coraux Tabula et Rugosa. In : BOUMENDJEL K., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN H., MELOU J., MORZADEK M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. & RACHEBOEUF P. 1997. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2^{ème} série), 5, 89-116.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G. St.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A., VAN WAGONER J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125–154

POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. 1992b. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 76, pp. 1687–1709.

POSAMENTIER H.W., ALLEN, G.P., JAMES D.P. & TESSON M. 1992b. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 1687–1709.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. *SEPM Special Publication*, pp. 125–154.

POUEYTO A. 1965. Dévonien de l'Ougarta. *SN-REPAL, rapport interne (inédit)*.

S

SAVRDA C. E. & BOTTJER D. J. 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14, 3–6.

SCHWARZACHER W. 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50, 51–75.

SHATSKY N. S. 1955. Sur l'origine de la fosse de Patchesta. *Byull. Mosk. Obshchestva Lyubiteliy, Otd. Geol.*, 5, 5-26.

SLOSS L. L., KRUMBEIN W. C. & DAPPLES E. C. 1949. Integrated facies analysis. In *Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwell, Ed.), *Geological Society of America*, Memoir 39, pp. 91–124.

SLOSS L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America*, Bull. Vol. 74, pp. 93–114.

V

VAIL P. R., MITCHUM R. M. JR & THOMPSON S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, pp. 83–98.

VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview, 617–659.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. *SEPM Special Publication*, pp. 39–45.

VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M. JR., CAMPION K. M. & RAHMANIAN V. D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, p. 55.

VINCENT C., CAMPBELL S. N. & PETER J. J. K. 2003. Transgressive surfaces of erosion as sequence boundary markers in cool-water shelf carbonates. *Sedimentary Geology*. 03225. p 11.

W

WENDT J. 1985. Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana, Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Geology*, 13, 815-818. Boulder.

WENDT J., BELKA Z. & MOUSSINE-POUCHKINE A. 1993. New architectures of deep-water carbonate buildups: Evolution of mud mounds into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Geology*, 21, 723-726. Boulder. In : FABRE J. 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. Géoscience*, p. 1-572.

WENDT J. 1995. Shell directions as a tool in palaeocurrent analysis. *Sedimentary Geology* 95, 161–86.

WENDT J., BELKA Z., KAUFMANN B., KOSTREWA R. & HAYER J. 1997. The world's most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Journal of Sedimentary Research* 67, 424–36.

WENDT J. & KAUFMANN B. 1998. Mud buildups on a Middle Devonian carbonate ramp (Algerian Sahara). In: WRIGHT, V. P. & BURCHETRE, T. P. (eds) Carbonate Ramps. *Geological Society, London, Special Publications*, 149, 397-415.

WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. & LUBESSEDER S. 2006. Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geological Magazine* 143, 269–299.

WENDT J., KAUFMANN B. & BELKA Z. 2009. Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences*, 54, 85–96

LISTE DES FIGURES

Fig. 1- Schéma d'une transgression, en coupe (Boulin, 1977).....	01
Fig. 2- Facteurs contrôlant les transgressions (Guillocheau <i>et al.</i> , 2003).....	03
Fig. 3- Différentes combinaisons possibles et leurs conséquences sur les transgressions /régressions (Kendall et Schlager, 1981).....	04
Fig. 4- Déplacement des profils de dépôt suite à une transgression/régression. (D'après Catuneanu 2006).....	05
Fig. 5- Principaux passages latéraux de faciès (Guillocheau, 1999).....	06
Fig. 6- Régression et migration vers la mer des séquences de dépôt (« seaward-stepping) ou progradation (Guillocheau, 1995).....	06
Fig. 7- Transgression et migration vers la terre des séquences de dépôt (« landward - stepping) ou rétrogradation (Guillocheau, 1995).....	07
Fig. 8- Variation du niveau marin, cycle transgression/régression et séquences de dépôt (modifié d'après Catuneanu <i>et al.</i> , 1998b, <i>in</i> Catuneanu 2006).....	08
Fig. 9-Courbe eustatique qualitative pour la période dévonienne d'après Johnson <i>et al.</i> (1985), légèrement modifiée par Dennison (1985).....	09
Fig. 10- Situation géographique de la chaîne d'Ougarta.....	15
Fig. 11. Carte de situation du bassin de Reggane (Document Sonatrach inédit).....	16
Fig.12. Carte géologique de l'Ougarta (<i>in</i> Ghienne <i>et al.</i> , 2007)	18
Fig. 13- Coupe de référence du Dévonien de l'Ougarta (Bastien, 1967 ; Modifiée).....	19
Fig.14- Carte géologique simplifiée de la région d'étude (Extrait de la carte géologique de Reggane au 1/200.000).....	20
Fig. 15- Coupe géologique transversale (NE-SO) du bassin de Reggane (Document Sonatrach, inédit).....	21
Fig. 16- Schéma structural du bassin de Reggane (Document Sonatrach, inédit).....	22
Fig. 17- Colonne lithostratigraphique Synthétique du bassin de Reggane (<i>in</i> Logan & Duddy, 1998).....	23
Fig. 18- Légende des figurés et symboles utilisés.....	24
Fig. 19. Situation géographique du secteur d'étude.....	26

Fig.20- Colonne lithostratigraphique et répartition de la faune de Goniatite le long de la coupe de Marhouma.....	30
Fig.21- Situation géographique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique du Sahara au 1/200 000).....	31
Fig. 22- Succession lithostratigraphique du Dévonien moyen d'Aïn Cheikh.....	35
Fig. 23- Essai d'une corrélation lithostratigraphique entre les coupes de Marhouma et d'Aïn Cheikh.....	37
Fig. 24- Les unités morphologiques de la plate-forme continentale (Modifié d'après Posamentier <i>et al.</i> , 1992b, <i>In</i> Catuneanu, 2006).....	38
Fig. 25- Séquence et milieux de dépôt des faciès correspondants.....	44
Fig. 26- Schéma illustrant le model de développement de la stratigraphie séquentielle. (Modifié d'après Donovan, 2001 <i>in</i> Catuneanu, 2002).....	45
Fig. 27- Différents ordres de séquences de dépôts (Kauffman, 1986 <i>in</i> Guillocheau, 1994).....	46
Fig. 28- Différents facteurs intervenants dans le développement des séquences de dépôt (d'après Galloway, 1989).....	47
Fig. 29- Réponse stratigraphique d'une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : surfaces remarquables-correspondance des découpages en séquences de dépôts (Posamentier <i>et al.</i> , 1988) et en empilement des séquences génétique (Cross, 1988 <i>in</i> Guillocheau, 1991).....	48
Fig. 30- Les différents cortèges de dépôt et leurs limites (d'après Vail <i>et al.</i> , 1977 <i>in</i> Guillocheau, 1994).....	49
Fig. 31. Les séquences génétiques élémentaires dans les coupes étudiées.....	51
Fig. 32- Séquences génétiques, milieux de dépôt et variation du niveau marin dans la coupe de Marhouma.....	53
Fig. 33- Séquences génétiques, milieux de dépôt et variation du niveau marin dans la coupe d'Aïn Cheikh.....	54
Fig. 34- Synthèse sur les cortèges de dépôt dans les régions étudiées.....	56
Fig. 35- Faciès et paléogéographie du Nord-Ouest africain pendant le Dévonien moyen. (Wendt & Kaufmann, 1998).....	58
Fig. 36- Interprétation des milieux de dépôts.....	59

Planche I

1, 3, 5, 6, 7 : *Agoniatites* sp.

2 : *Crispoceras* ou *Clarkeoceras*

4 : *Sobolewia* sp.

8 : cf. *Exopinacites singularis*

Planche I



0 — 1cm



Planche II

1 : *Subanarcestes marhoumensis* ou *Subanarcestes Coronatus*

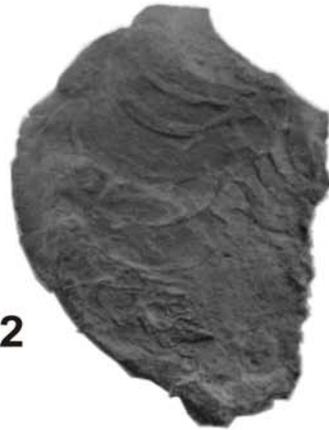
2 : *Pinacites jugleri*

3 : *Cabrieroceras housei*

4, 5, 6 : *Sobolewia* sp

7 : *Pinacites* ou *Exopinacites*

Planche II



0 1cm

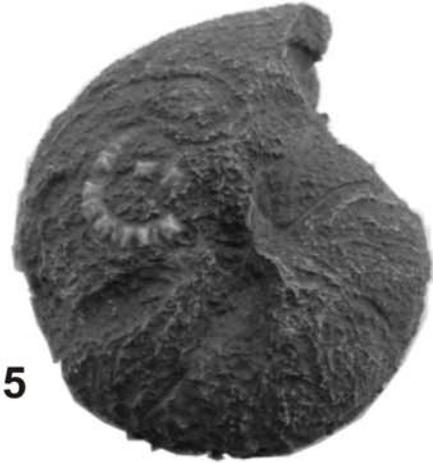
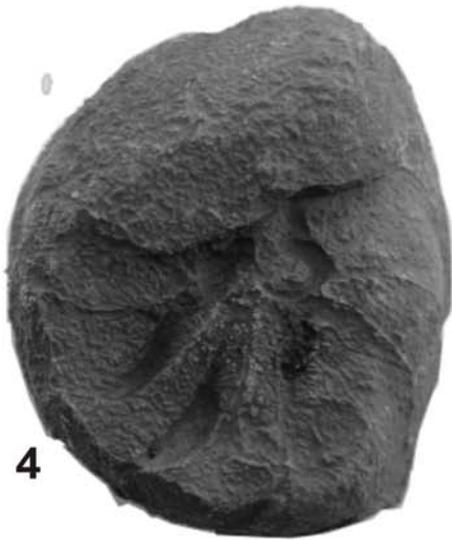


Planche III

1, 4 : *Subanarcestes coronatus*

2 : *Fidelites* ?

3, 9: *Sobolewia* sp.

5 : *Pinacites* ou *Exopinacites*

6 : ? *Ammonoidea* gen. et sp. indet.

7, 10, 11 : *Agoniatites* sp.

8 : *Crispoceras* ou *Clarkeoceras*

Planche III

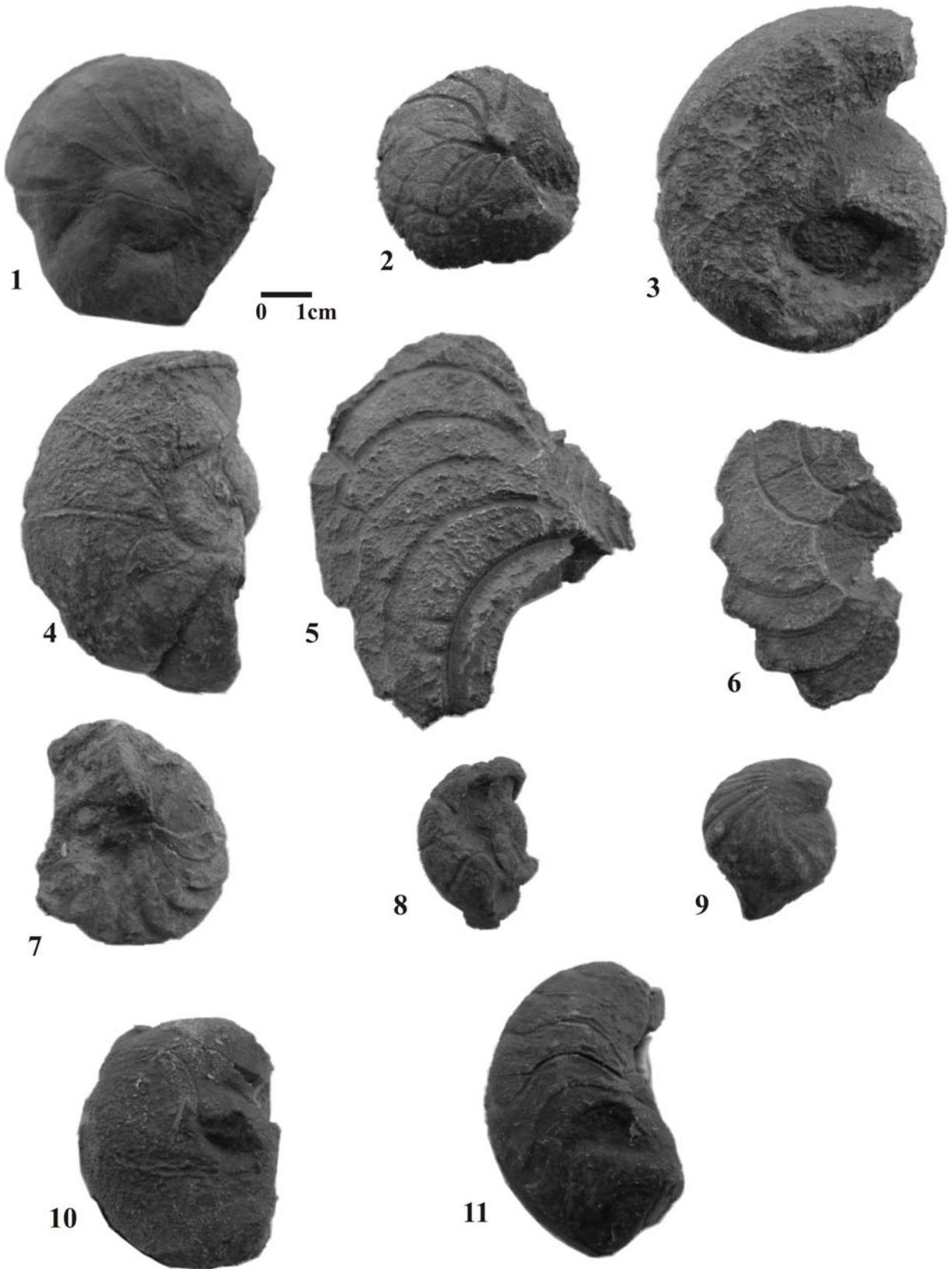


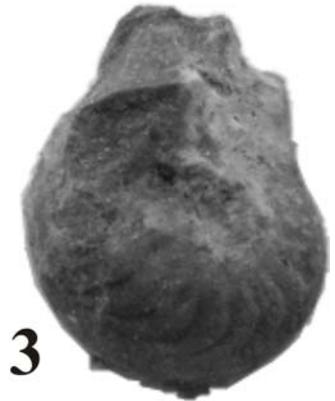
Planche IV

1 : Elle peut être : *Maenioceras* , *Wedekindella*, ou *Parodiceras*

2, 3 : ? *Parodiceras*

4 : *Maenioceras* sp.

Planche IV



0  **1cm**



Planche V

1- Vue d'ensemble du 1^{er} niveau de calcaire pseudo-griotte.

2- Passage du faciès à teinte verdâtre à une teinte rougeâtre dans le 1^{er} niveau de calcaire pseudo-griotte.

Planche V



Planche VI

1- Calcaire à HCS dans le 1^{er} niveau de calcaire pseudo-griotte.

2- Bioturbation intense sur les surfaces des bancs dans les calcaires pseudo-griottes.

Planche VI



Planche VII

1- Alternance serrée de calcaire et de marne (1^{er} niveau de calcaire pseudo-griotte)

2- Vue d'ensemble des calcaires griottes slumpés.

Planche VII



Planche VIII

- 1- Les 1^{ers} niveaux calcaires d'âge Eifélien dans la région d'Aïn Cheikh.
- 2- Les niveaux d'argiles à fines passées calcaires.

Planche VIII

