

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran, Es Sénia

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

Thèse présentée pour l'obtention du diplôme de
Magister

Thème

ASPECT SEDIMENTOLOGIQUE DE LA "FORMATION DU DJEBEL SERRAF" (FINI-ORDOVICIEN) AU KSAR D'OUGARTA ET SES ENVIRONS

Présenté par

BERRABAH Ali

Soutenu le : // 2012, devant la commission d'examen:

Mr. OUALI-MEHADJI Abdelkader, Professeur, Univ. d'Oran.....Président
Mr. BENHAMOU Miloud.....Professeur, Univ. d'Oran.....Rapporteur
Mr. BENYAHIA Mohamed.....Professeur, Univ. de Sⁱ BelabbèsExaminateur
Mme SEBANE-TOUAHRIA Abdia..Maître de Conférences, Univ. d'Oran.....Examinatrice
Mr. MOUSSA Kacem.....Maître de Conférences, Univ. d'Oran.....Examinateur

Oran, 2012

RESUME.

Les dépôts fini-ordoviciens (Asghillien) de la "Formation de Djebel Serraf" ont fait l'objet d'une étude lithostratigraphique et sédimentologique dans la localité d'El Ksar de l'Ougrata et celle d'El Kseib.

L'étude lithostratigraphique nous a permis de découper cette formation en trois membres : 1) un membre inférieur argilo-grés-conglomératique (Grès de Serraf), mis en place dans un milieu fluvio-deltaïque documenté par la forme chenalisante des couches ; 2) un membre médian (Argiles de El Kseïb) à prédominance argileuse, à faciès conglomératique notamment dans le secteur d'El Kseib. Il atteste un milieu marin peu profond à influence glaciaire ; 3) un membre supérieur (Grès de El Ksar) formé d'une barre grés-argileuse riche en *Skolithos* à la base et grés-quartzitique au sommet. Ce membre est caractérisé également par des intercalations minces et chenalisées, des niveaux à *Plectothyrella chauveli* et des corps à aspect stromatolithique (?). Ses caractères lithologiques et ichnologiques, ainsi que la fréquence des figures hydrodynamiques (laminations, HCS) indiquent un milieu marin peu profond à barres tidales influencé par des courants de marées et de tempêtes.

La stratigraphie séquentielle a permis de mettre en évidence des séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, de plus en plus développées vers le SE, dans le sens proximal à distal de la vaste plate-forme détritique de l'époque, sont interprétées comme la fin d'une séquence de comblement avant la transgression silurienne en période régressive de 2^{ème} ordre. La mégaséquence est composée de plusieurs séquences de 3^{ème} ordre, plus ou moins lacunaires vers le SE, traduisant des ingressions successives de la mer suivies de retraits. Il correspond à la séquence progradante ou agradante de la période régressive d'un cycle régressif/transgressif de 2^{ème} ordre. (au sens de Jacquin *et al.*, 1992).

Mots-clés : Fini-Ordoviciens, Asghillien, Djebel Serraf, El Kseib, Ougarta, Environnements de dépôts, Séquences, ichnologie, glaciaire.

ABSTRACT

The Late Ordovician (Asghillian) deposits of the "Djebel Serraf" Formation were the subject of a lithostratigraphic and sedimentological study in the Ksar of Ougrata and El Kseib areas. The lithostratigraphic study enabled us to distinguish three members for this formation: 1) - the basal unit is clay-sandstone-conglomeratic (Sandstone of Serraf) which reflects a fluvio-deltaic environment attested by the abundance of channel structures; (2) the median member (Clays of El Kseïb) is characterized by the predominance of clays and the presence of the conglomerates in particular in the El Kseïb sector. It indicates a low depth marine environment with glacial influence in some locality; (3) the upper member (Sandstone of El Ksar) is made of sandstone-argillaceous bar rich in *Skolithos* at the base and sandstone-quartzitic at the top. This unit is also characterized by thin and chenalized intercalations of layers with *Plectothyrella chauveli* and stromatolithic forms. The lithological and ichnologic characters, as well as the frequency of the hydrodynamic structures (oblique laminations, HCS) indicate a low depth marine environment with tides or storms currents influence.

The Sequential stratigraphy shows sequences of deposit of 3rd order, increasingly developed towards the SE, in the proximal to distal direction of the vast detrital platform of the period. They are interpreted like the end of a filling sequence before the Silurian transgression in regressive period of 2nd order. The megasequence consists of several sequences of 3rd order, more or less lacunar towards the SE. It indicates successive ingressions of the sea followed by regressive periods. It corresponds also to progradante or agradante sequence of the regressive period of a regressive/transgressive of 2nd order cycle.

Keys-word. Asghillian, Late Ordovician, Djebel Serraf, El Kseïb, Ougarta, Environment of deposits, Sequences. Ichnology, glacial

AVANT-PROPOS

Il m'est difficile de remercier à leur juste valeur les différentes personnes qui m'ont permis d'approfondir mes connaissances et qui ont contribué à l'achèvement de ce modeste mémoire.

Le premier merci revient de droit à mon encadreur Monsieur Miloud BENHAMOU, Professeur à l'Université d'Oran, pour m'avoir proposé ce sujet, pour m'avoir orienter pour son aide, ses conseils et les nombreuses discussions scientifiques sur le terrain, tout au long de la réalisation de cette étude.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à Monsieur Abdelkader OUALI-MEHADJI, Professeur à l'Université d'Oran pour avoir contribué à ma formation et pour avoir fait l'honneur de présider ce jury.

Mes remerciements vont également à Monsieur Mohamed BENYAHIA, Professeur à l'Université de Sidi Bel Abbès, pour avoir examiné ce travail et de faire partie de ce jury.

Il m'est très agréable de remercier Madame Abdia TAHRAOUI-SEBANE et Monsieur Moussa KACEM, Maîtres de Conférences à l'Université d'Oran pour avoir accepté de juger ce travail.

Ma vive gratitude et sincères remerciements s'adressent également à Monsieur Mohamed BENDELLA, Chargé de cours à l'Université d'Oran pour ses encouragements, ses précieux conseils et la détermination des ichnogenres rencontrés dans la région d'étude. Je lui serais très reconnaissant.

Mes remerciements vont à tous mes amis du Département des Sciences de la Terre en particulier Madani BENYOUCEF, Amine CHERIF et Kada BELKACEMI.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans l'aide et soutien de ma famille.

A tous merci
Ali BERRABAH



CHAPITRE I
GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.

A- POSITION GEOGRAPHIQUE DE LA CHAINE D'UGARTA (FIG. 1)

Le présent travail s'inscrit dans la plate-forme saharienne, plus précisément dans les monts d'Ougarta qui font partie intégrante du Sahara nord-occidentale algérien qui s'intègre dans le contexte gondwanien. Elles correspondent à une large bande grossièrement orientée NW-SE, distante à environ 250km au Sud de la ville de Béchar. Ces monts s'étendent sur 450km de longueur et d'environ 250km de largeur, depuis la terminaison orientale de l'Anti-Atlas marocain du Tafilalt jusqu'à l'extrémité occidentale du Touareg.

Les Monts d'Ougarta sont limités au Nord par la Hamada du Guir ; au Sud-Ouest par les Ergs Chech et Iguid ; au Nord-Est par le grand Erg occidentale et au Nord-Ouest par le plateau de Kem-Kem.

B- GEOMORPHOLOGIE DE LA CHAINE D'UGARTA (FIG. 2).

La chaîne d'Ougarta correspond à une plate-forme qui se définit comme une surface tabulaire en aval des boucliers Reguibat et Tergui. Elle se sépare de l'Atlas saharien par un couloir tectonique étroit qui s'étend depuis Agadir (Maroc) à l'Ouest jusqu'à Gabès (Tunisie) à l'Est. Elle est essentiellement détritique. Cette plate-forme saharienne a attiré l'attention de plusieurs chercheurs dès l'époque coloniale pour son grand intérêt économique minier et pétrolier.

Sur le plan morphologique, la chaîne d'Ougarta se présente sous forme de deux grands faisceaux d'orientation générale SE- NW et enserrant Erg Raoui : le faisceau de la Saoura, au Nord et le faisceau de la Daoura, au Sud. Suivant cette orientation, ces monts constituent le prolongement oriental de l'Anti-Atlas marocain alors qu'au sud, ils prolongent en direction du bouclier de Touareg.

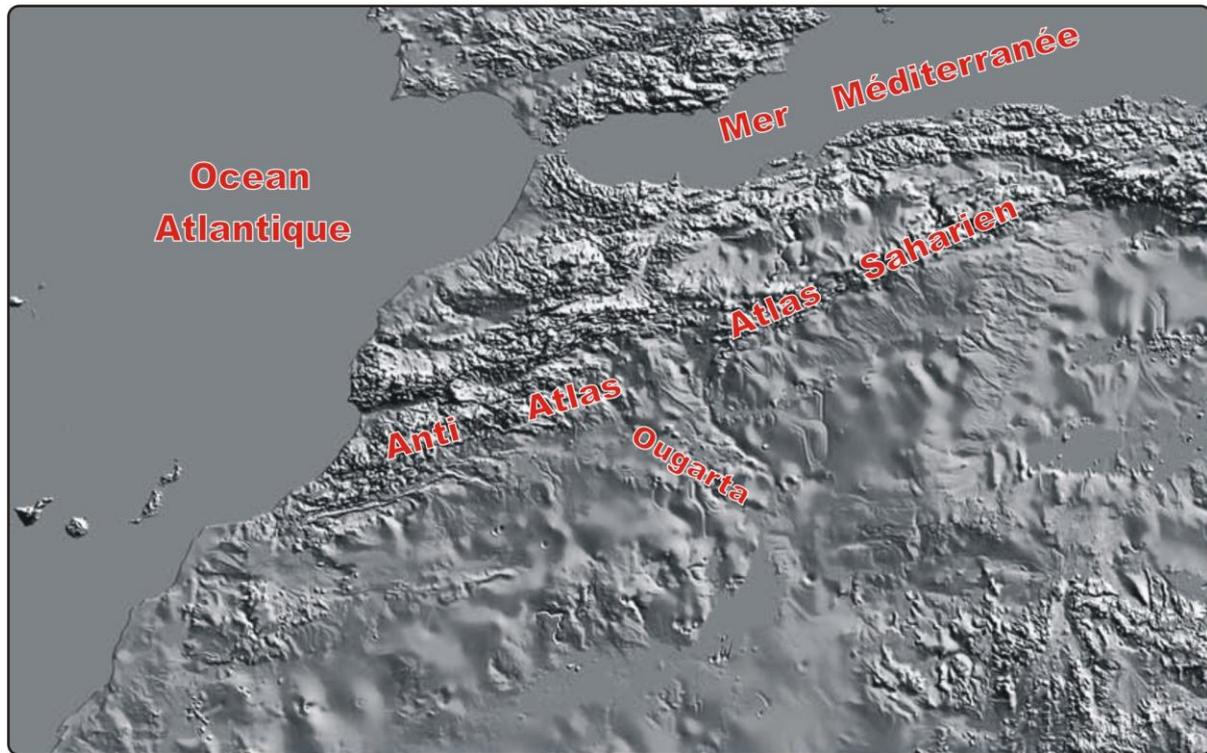


Fig. 1 : Image satellitaire présentant la position géographique de la chaîne d'Ougarta dans une portion nord-gondwanien.

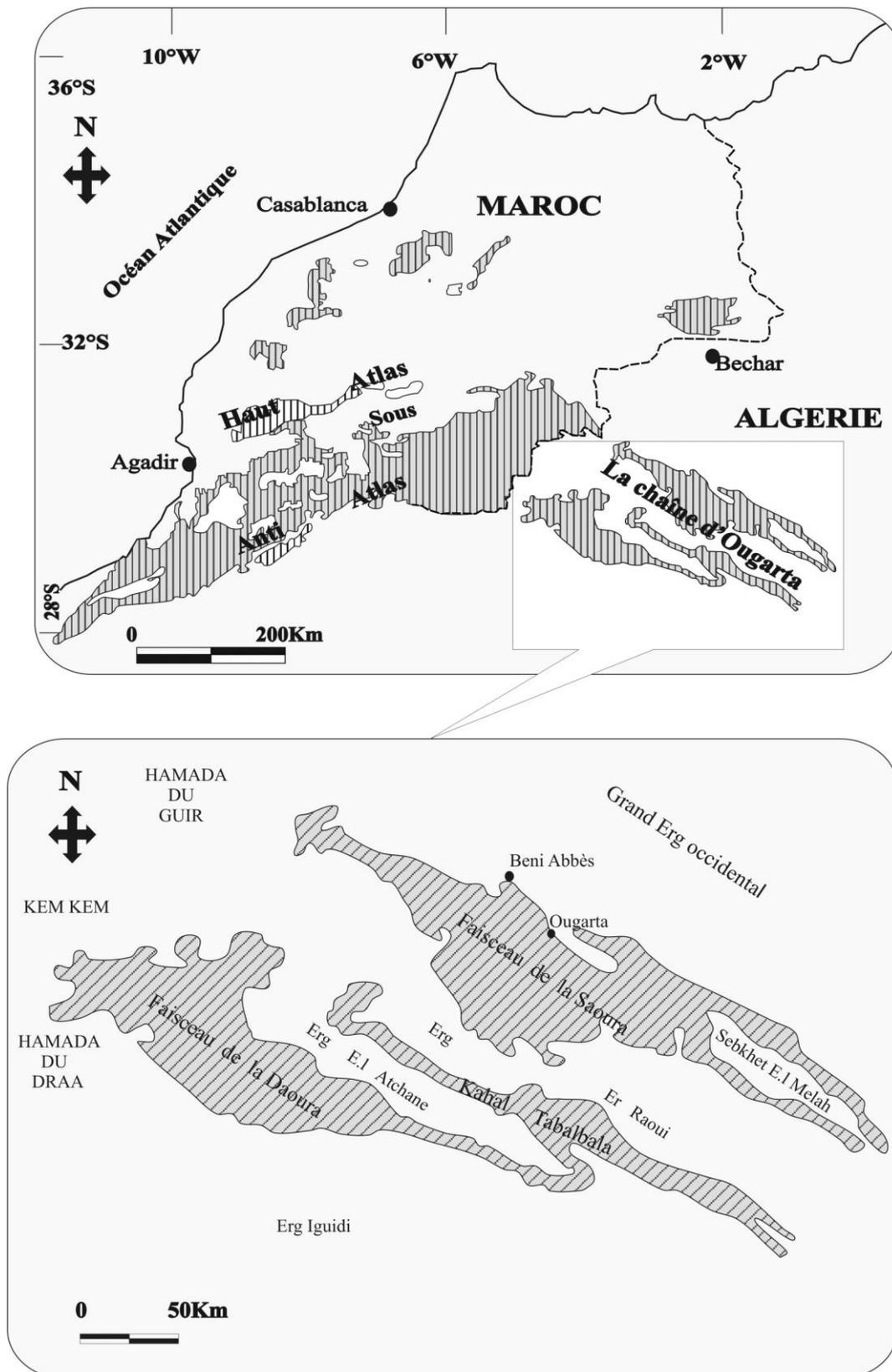


Fig. 2 : Position géographique et morphologique de la chaîne d'Ougarta

C- POSITION GEOGRAPHIQUE DES SECTEURS D'ETUDE (FIG. 3 ET 4).

Les secteurs d'étude se situent à environ 70km au Sud-Ouest de la ville de Béni-Abbès près du village de l'Ougarta. Le premier se trouve à proximité du Ksar d'Ougarta au Djebel Serraf et le deuxième se localise dans la petite palmeraie d'El Kseïb (fig. 3 et 4), distante à environ 25km de la première.

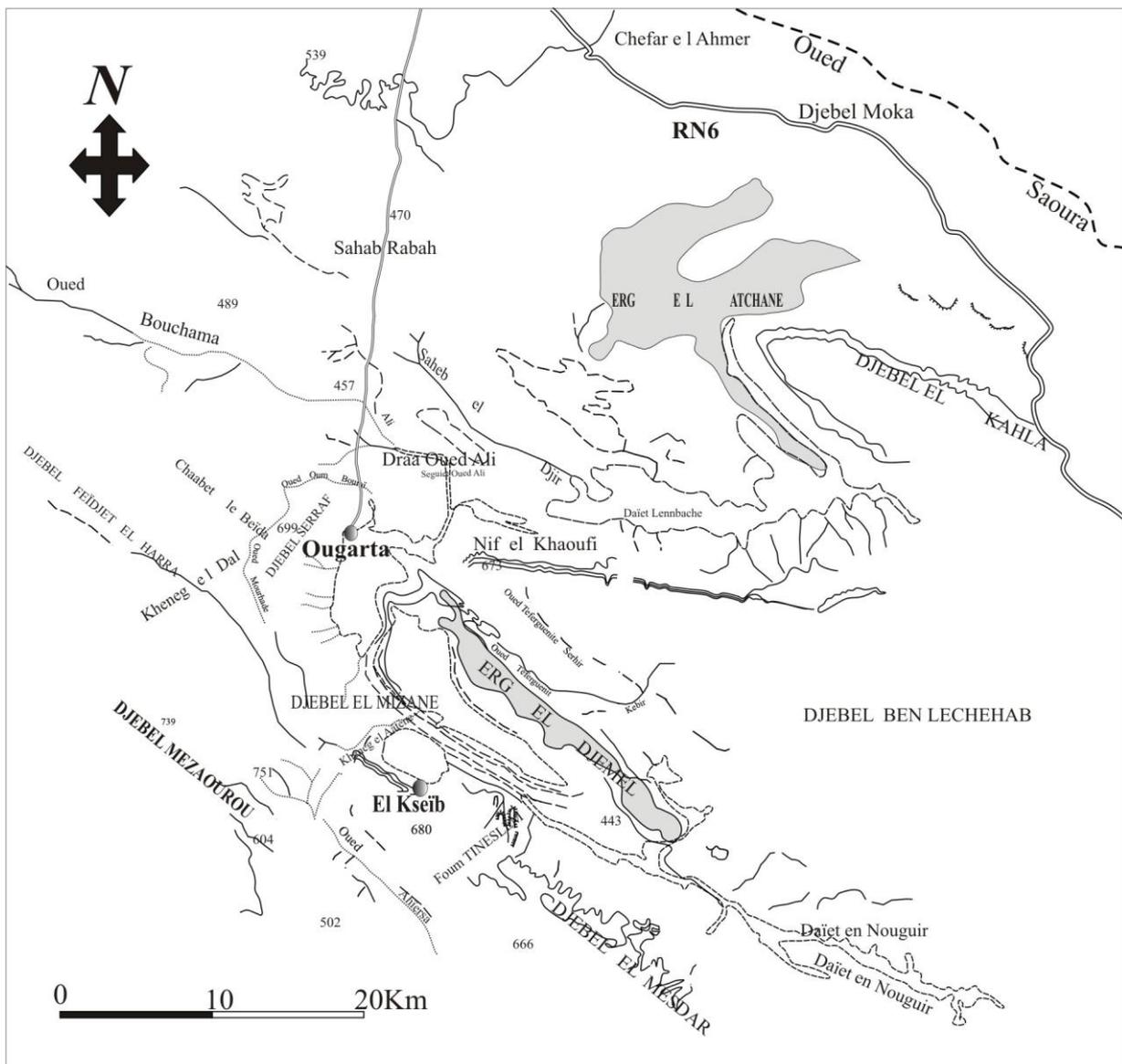


Fig.3: Position géographique des secteurs d'étude (●).



Fig. 4: Image satellitaire présentant la région d'étude

II- CONTEXTE GEOLOGIQUE

A- CADRE STRATIGRAPHIQUE (FIG. 5).

A la bordure occidentale du Sahara (fig. 1 et 2) , le sillon ougartien constitue une zone mobile aulacogène (SHATSKY, 1955 ; DONZEAU, 1974 ; COLOMB & DONZEAU, 1974). Il est formé par des terrains paléozoïques faisant la liaison entre l'Anti-Atlas marocain et l'enceinte tassilienne (ALIMEN et *al.*, 1952). Ces terrains sont représentés essentiellement par un substratum volcanique et volcano-sédimentaire précambrien. Ce substratum est surmonté par une couverture sédimentaire épaisse de plusieurs milliers de mètres, allant du Cambrien jusqu'au Carbonifère (Fig. 5 et 6) sans aucune interruption majeure. La série lithostratigraphique se présente comme suit (fig. 5, 6 et 7) :

1- Infra-Cambrien :

Les plus anciens terrains visibles dans la région correspondent à des coulées rhyolitiques dont certaines sont en concordance avec les grès d'Ougarta, tandis que d'autres sont en discordance. Ces rhyolites sont rapportées à l'Infra-Cambrien ou à la base du Cambrien.

2- Cambrien :

Par manque de marqueurs biostratigraphiques, le Cambrien est mal subdivisé et plusieurs essais ont été proposés. Les subdivisions du Cambrien restent présumées : il a été défini pour le faisceau de la Saoura dans un essai de nomenclature lithostratigraphique lors du "*Colloque des Compagnies Pétrolières*" (1962). Dans le faisceau de la Daoura, le Cambrien débute par des conglomérats polygéniques. Il comprend en général les formations suivantes :

- "*Formation conglomératique de Ben Tadjine*". Cette formation affleure dans la région de Ben Tadjine, dans la région de Draïssa et dans la fermeture Sud-Est de Kahal Tabelbala. Elle est constituée par des poudingues polygéniques ou monogéniques à galets arrondis mal classés, intercalés avec des arkoses rouges. Les galets se composent de roches volcaniques, de granites ou de quartzites en proportions variables. Sa base n'est pas connue à l'affleurement. Son épaisseur est estimée à 900m dans la région de Ben Tadjine.

- "*Formation de Sebkhah el Mellah*". Puissante de 350m à 400m, elle affleure largement dans les anticlinaux. Il s'agit de grès arkosiques, peu indurés, à feldspaths abondants et à granulométrie homogène et moyenne. Ces Arkoses se caractérisent d'une couleur mauve à la base et blanchâtre au sommet.

- "*Formation d'Ain Necha*". Elle est essentiellement constituée par des grès quartzitiques et des quartzites en dalles métriques à intercalations de grès argileux en plaquettes. Ces derniers se représentent par des combes ou des talus adoucis. Cette formation s'achève par un niveau à brachiopodes, appelé communément la "Dalle à Lingules".

Stratigraphie		Colonne lithologique	Observations	Site d'observation	
Paléozoïque	Dévonien supérieur	Strunien	Grès et argiles à pistes de vers "cone-in-cones" et des terriers.	Foum El Aribi, Marhouma et Ouerourout	
		Lacune de visibilité			
	Dévonien moyen	Famennien	Argiles gris-noir	Rides de courant, argiles et carbonates Surface perforée	Coupe du Km30 et Djebel Hèche
		Frasnien	Formation du Cheffar el Ahmar	Faciès griotte caractéristique, riche en goniatites de petites taille, ferruginisés Et à trilobites.	
		Givétien			
	Eifélien	Niveau F.B.V Barre C Barre B Barre A	Barre repère de calcaire entroquitique à Orthocères		
	Dévonien inférieur	Lockovien supérieur	Formation du Teferguenit	Grès ferrugineux à Brachiopodes.	Coupe de l'Erg el Djemel
		Lockovien inférieur	Formation du Saheb el Djir	Calcaire bleu à orthocères	Coupe de l'Oued Ali
		Formation du Zeimlet	Coupe de la route d'Ougarta et Djebel Hèche		
	Silurien	Silurien moyen et supérieur	Formation d'Oued Ali	Ensemble de grès plus grossières avec niveau conglomératique à la base.	Village d'Ougarta
		Ordovicien	Formation du Djbel Serraf	Discordance de ravinement glaciaire (non visible). Barre massive de grès quartzitique.	Kheneg El Tlaia et Djebel Boukbaisset
	Formation des argiles du Foum Zeidya		Alternance d'argile de paracycle silto-gréseux à sommets lumachelliques. Localement niveau à miches calcaires.		
	Formation des grès quartzitiques du Kheneg el Aatène		Niveau repère: minéral d'El Aatène grès quartzitique, massif à nombreux tigillites métriques, phénomène de ferriginisation et pseudonodules à la base	Kheneg El Aatene	
	Formation des argiles du Foum Tineslem		Argiles vertes et jaunes à niveaux carbonaté et passées de grès ferruginisés		
Dalle à <i>Lingules</i>	Dalle à <i>Lingules</i> Dalles à <i>Lingules</i> ferruginisée				
Précambrien cambrien	Formation des grès d'Ain Nechea	Grès quartzitique, blanc à rose - présence de Tigillites et Interlits de grès à feuilletés obliques. Grès de couleur verdâtre à litages plans	Djebel Boukbaisset et Sebkhat el Mellah		
	Formation des grès arkoziqes des Sebkhat el Mellah	Grès arkoziqes à structures feuilletés (chenaux) de couleur rose violacée			
	400m Socle 200m Om	Rhyolites et ignimbrites à aspect en boules. Niveau à minéralisation de calcites, filons de quartz.	Djebel Boukbaisset et Sebkhat el Mellah		

Fig. 5 : Coupe lithostratigraphique synthétique des Monts d'Ougarta.
(Sonatrach, Division C.R.D, 2004, modifié).

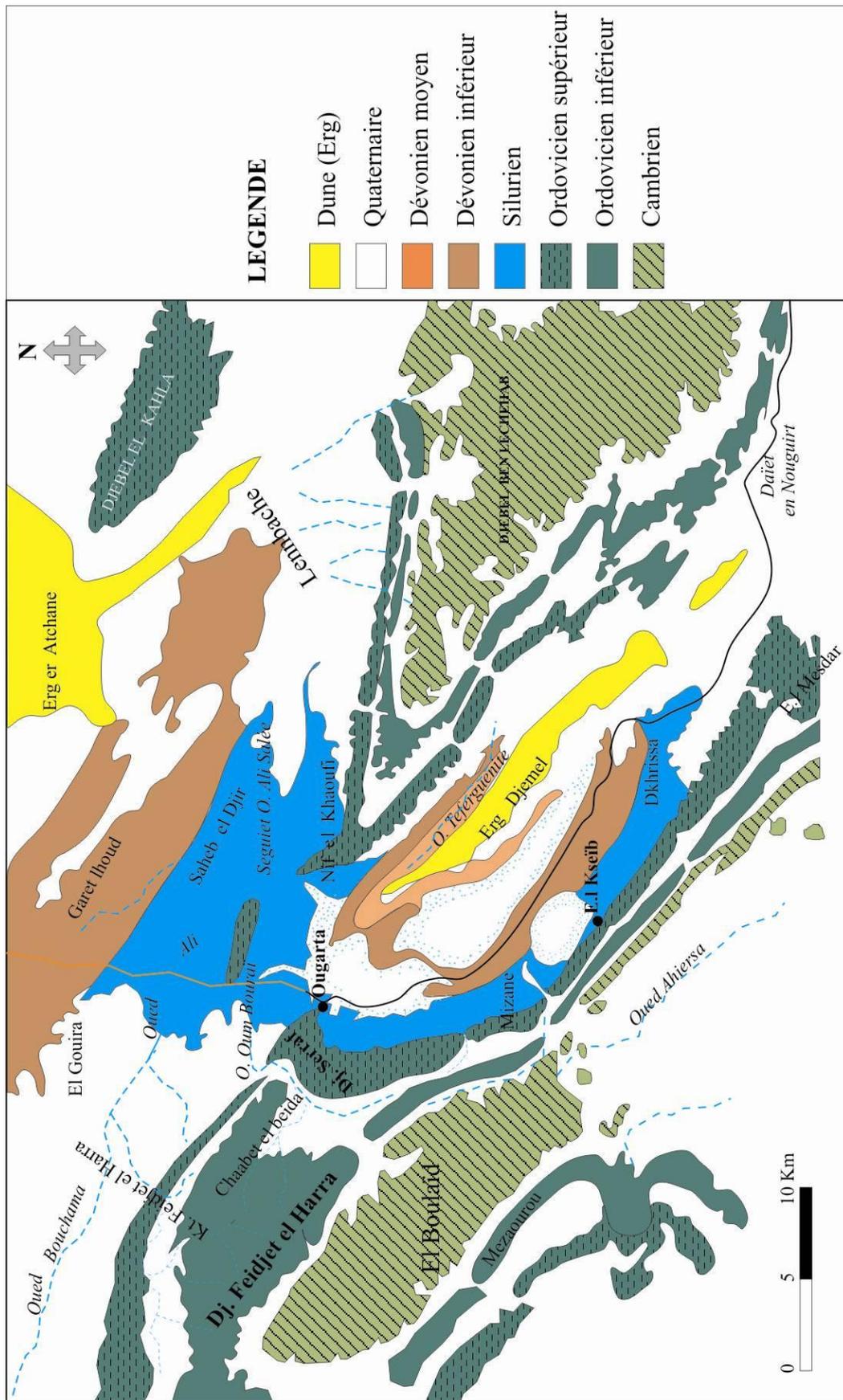


Fig. 6- Carte géologique de la région d'étude

3- Ordovicien

Il se présente sur toute la superficie de la chaîne d'Ougarta. Il repose en discordance sur la "Formation d'Aïn Necha". Il s'agit de matériaux silico-clastiques avec des occurrences carbonatées. En général, ces dépôts traduisent un approfondissement vers le Sud-Est de la zone de suture. Leur épaisseur varie de 1100m à 1250m, tandis que vers le Nord-Ouest, leur épaisseur varie de 150m à 340m. Vers la fin de l'Ordovicien, une glaciation a été définie par ARBEY (1968, 1971 et 2006). Dans la région de l'Ougarta, l'enchainement lithostratigraphique de ces dépôts révèle cinq formations qui sont de bas en haut (fig. 6) :

- "**Formation de Foum Tineslem**". Elle est formée par des grès glauconieux verdâtres en plaquettes, à intercalations de siltstones et des lentilles de calcaires gréseux renfermant des brachiopodes, des trilobites et des graptolites. Elle est coiffée par un niveau oolithique ferrugineux. Son épaisseur varie de 40m à 200m.

- "**Formation de Kheneg El Aetène**". Elle a été définie dans la région de Kheneg El Aetène. Cette formation est constituée de grès quartzeux avec des intercalations à passées argileuses. Leur épaisseur varie entre 40m à 300m.

- "**Formation de Foum El Zeidya**". Cette formation, qui débute par un niveau ferrugineux rougeâtre repère, est épaisse de 30 à 300m. Elle correspond à une alternance d'argiles d'aspect schisteux, de grès quartzeux, de grès ferrugineux et des calcaires fossilifères sous forme de miches.

- "**Formation de Bou M'haoud**". Elle se compose de grès quartzeux en plaquettes, intercalés de schistes et de calcaires lenticulaires.

- "**Formation du Djebel Serraf**". Cette formation fera l'objet de notre étude. Elle est constituée, d'après les travaux de nos prédécesseurs, par un matériel détritique silicoclastique, subdivisée en trois membres : 1) membre inférieur grés-argileux-conglomératique ; 2) membre médian argilo-gréseux ; 3) membre supérieur composé de grés et de quartzites.

4- Silurien :

Il est connu sous le nom de la ‘‘Formation de l’Oued Ali’’, le Silurien affleure largement dans la région de Zegharma-Ougarta, dans la région de la Tebelbala et dans le synclinal d’Erg Chebbi. Il est représenté par des schistes noirs et des dépôts argilo-carbonatés, d’une puissance de 1000m à 1250m. Il caractérise l’avancée des mers à graptolites.

5- Dévonien :

Les principaux affleurements du Dévonien se situent dans la région d’Ougarta-Zeghamra, au point dit "Km 30" et dans la région de Merhouma. Il est subdivisé en six formations : 1°) Formation argilo-silteuse de Zemlet ; 2°) Formation argileuse du Saheb El Djir ; 3°) Formation gréseuse de Dkhissa ; 4°) Formation argilo- gréseuse de l’Oued Tifergunit ; 5°) Formation de calcaire de Chaffer El Ahmar ; 6°) Formation argilo- gréseuse de Marhouma.

6- Carbonifère :

Le carbonifère affleure le long de la vallée de la Saoura, depuis Igli jusqu’à Ouarourout, au Nord de Béni Abbès. Entre la palmeraie d’Ouarourout et celle de Hassi Zeguïlma, le Tournaisien est représenté par la ‘‘Formation d’Ouled Bouhadid’’ qui correspond à une importante masse argileuse rougeâtre admettant quelques intercalatrions de grès et de calcaires rougeâtres à goniatites, brachiopodes et polypiers.

ETAGE	M.A	OUGARTA
ASHGIL (Ashgillien)	435	Ksar d’Ougarta ou Djebel Serraf
CARADOC (Caradoc)	445	Bou-M’haoud
LLANDEILO (Llandeilien)	455	
LLANVIRN (Lianvirnien)		Foum Ez-Zeidiya
ARENIG (Arénigien)	470	Kheneg El-Aatène
TREMADOC (Trémadocien)	485	Foum Tineslem (Dalle à <i>lingule</i>)

Fig. 7- Tableau récapitulatif des principales subdivisions lithostratigraphiques des formations ordoviciennes (FABRE, 2005).

B- CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE

L'histoire paléozoïque de la chaîne d'Ougarta débute certainement au Cambrien et se déroule de plus de 300 Ma. Elle est édifiée à l'emplacement d'un bassin allongé et étroit contrôlé par des failles de socle orientées NW-SE.

La glaciation fini-ordovicienne comporte plusieurs stades, séparés par des interstades de fonte partielle. Plusieurs planchers glaciaires et des niveaux sédimentaires caractéristiques en témoignent. Chacun a eu son extension particulière et ne présente pas les mêmes caractères partout. Les formations glaciaires décrites au Sahara Central et Occidental trouvaient leur équivalent dans la "Formation du Djebel Serraf" de l'Ougarta (ARBEY, 1968). Les caractéristiques glaciaires laissent ses empreintes dans les grés conglomératiques à galets polyédriques, les surfaces polies et striées, les fractures en gradins démontrent que la région a été englacée, tandis-que les intercalations à fossiles marins (brachiopodes) suggèrent des incursions de la mer. Des algues du groupe des *Nématophytes* qui seraient associées aux sédiments glaciaires (ARBEY & KOENIGUER, 1979) ont été également signalées.

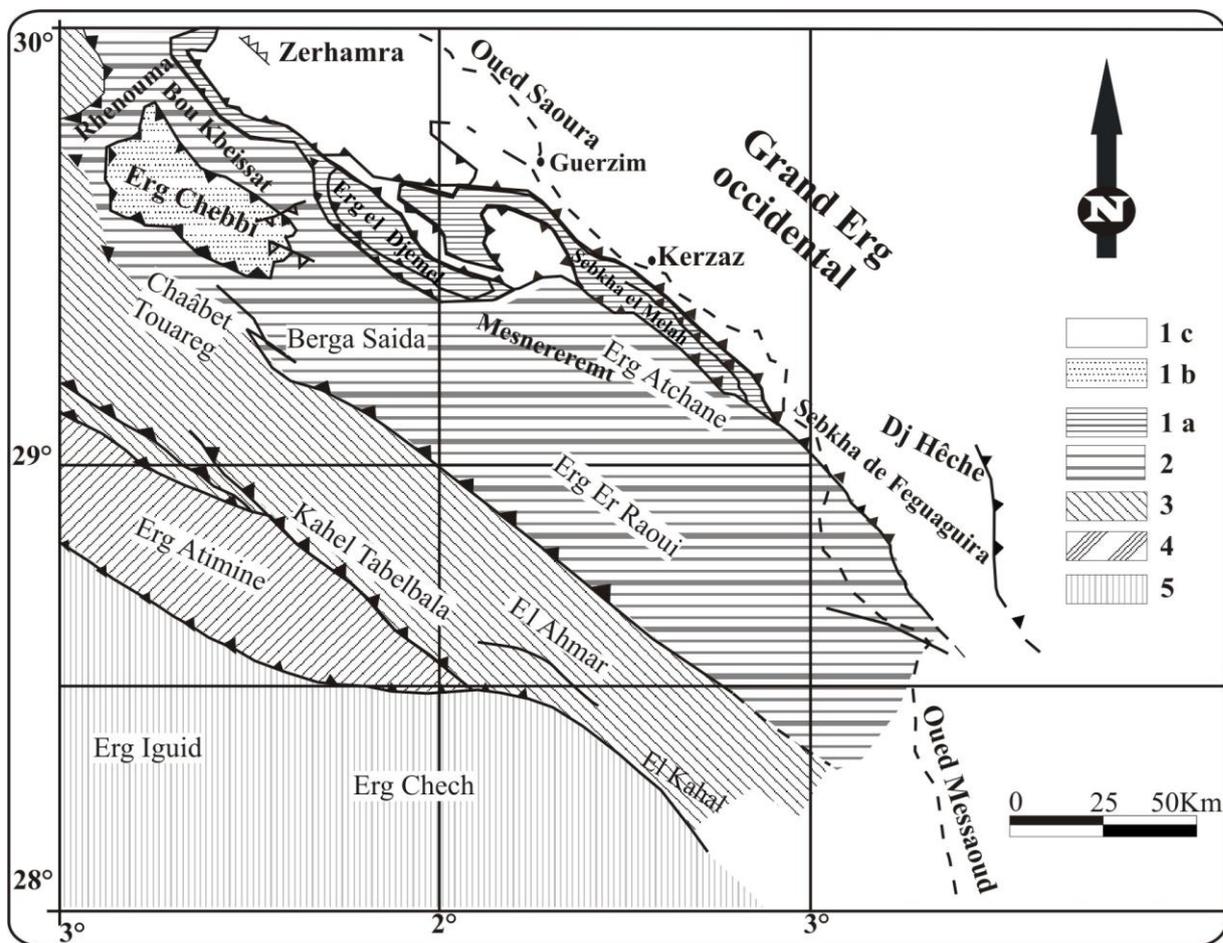
A côté du Ksar d'Ougarta, on observe une coupe bien dégagée. La surface des grés du membre inférieur de la "Formation du Djebel Serraf" montre des figures rapportées pour certains auteurs à la glace et au froid : surcreusement en cuvettes, fractures en gradins, fentes de gel remplies de sables éolien, etc. Les Argiles d'El Ksaïb (membre médian) qui le surmontent (membre inférieur) emballent de petits graviers de quartz, mal stratifiées dans la partie inférieure et moyenne ; elles alternent vers le sommet avec de petits lits de grés argileux verts pâles qui font le passage aux "Grés d'Ougarta". Ce membre moyen, argileux, reflète probablement la présence des glaces, mais aussi un milieu de dépôt en eau douce ou marine.

C- CARTE STRUCTURAL

La chaîne d'Ougarta est édifiée à l'emplacement d'un bassin aulacogène subsidant (plus de 5000m de dépôts) essentiellement silico-clastiques et limité par des grandes failles de socle. Sa situation sur la zone de conjonction entre le craton ouest-africain et la chaîne panafricaine, confère à cette chaîne des caractères tectoniques particuliers (AIT OUALI & NADJARI, 2006).

Sur le plan structural, la plate forme saharienne s'est comportée comme un domaine relativement stable, traversée par des déformations de grande amplitude (BEUF *et al.*, 1971). Les mouvements de socle ont joué un rôle moteur des principaux axes structuraux de la dalle saharienne et son individualisation en bassins sédimentaires.

Les travaux menés par DONZEAU (1971, 1974) dans les Monts d'Ougarta ont montré que la série paléozoïque et son substratum antécambrien sont affectés par un plissement en vaste synclinaux et anticlinaux généralement allongée par d'une direction NW-SE. La figure 7 montre les quatre unités structurales proposées avec un autochtone relatif à Erg Chech (HERVOUET & DUEE, 1996).



1-Unité septentrionale (1a: Sebka el Melah ; 1b : Dar Oussakh ; 1c : Guerzim ; 2- Djebel Boukbiessat-Erg Atchane ; Kahal Tabebala ; 4- Erg Atmine ; 5- Erg Chech (autochtone relatif).

Fig. 7: Unités structurales et toponymies des Monts d'Ougarta (HERVOUET & DUEE, 1996).

III- HISTORIQUE DE RECHERCHE SUR LES MONTS D'OUGARTA

Le Sahara nord-occidental de l'Algérie et en particulier la chaîne d'Ougarta ont fait l'objet de nombreuses études géologiques. Nous distinguerons les plus grands et importants travaux qui retracent l'évolution des connaissances sur la géologie de la région d'étude.

A- LES TRAVAUX ANTERIEURS A 1960

C'est la période des grandes reconnaissances et des premiers travaux géologiques. Le premier travail géologique dans les monts de l'Ougarta a été réalisé par GAUTIER (1902). Les grands traits géologiques et stratigraphiques de la chaîne de l'Ougarta ont été retracés par FLAMAND (1911).

MENCHINKOFF (1924), étudia le Paléozoïque du Sahara algérien et établit une échelle stratigraphique détaillée de cette ère. L'auteur rapporta les "Grès d'Ougarta" au Cambro-Ordovicien attribués antérieurement à l'Eodévonien. Une année plus tard MENCHINKOFF (1933) reconnaît des faciès ordoviciens dans le faisceau de la Daoura. D'autres observations stratigraphiques, paléontologiques et levés cartographiques ont été faites par le même auteur dans les années 30.

Sur la même étude une "Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la Daoura" a été faite (POUEYTO, 1951). Elle est suivie par le 19^{ème} Congrès Géologique International, dont lequel ALIMEN *et al.* (1952) ont présentés une étude géologique (stratigraphique paléontologique et structural) sur la chaîne d'Ougarta et de la Saoura, publiée dans une monographie régionale. Dans la même année, LE MAITRE (1952) étudia en détail le Dévonien à faune de brachiopodes et polypiers de la région d'étude. D'autres travaux ont abouti à la publication d'une monographie, consacrée à la stratigraphie du Sahara nord-occidentale où, les grands événements géologiques depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire ont été soulignés (CHOUBERT, 1952). Dans le cadre des travaux de la Société Française du Pétrole (SFP), une nomenclature des différentes formations des monts d'Ougarta a été établie par BUROLLET *et al.* (1955). La révision des séries dévoniennes a été faite par PETTER (1959).

B- LES TRAVAUX COMPRIS ENTRE 1960-1980

Les travaux de cette période sont considérés comme un outil de base pour les études postérieures. Ils ont été effectués par les géologues de la Compagnie Pétrolière qui s'intéressaient aux Monts d'Ougarta. Leurs études se focalisaient sur des synthèses lithologiques, stratigraphiques et paléontologiques.

En étudiant les monts d'Ougarta, ARBEY (1962) décrit quatre formations lithostratigraphiques. Il attribua les deux premières, sous "la Dalle à Lingules", au Cambrien. La troisième est subdivisée en cinq unités, alors que la quatrième comporte une série argileuse à brachiopodes, suivie d'une alternance d'argiles et de quartzite dont le sommet est généralement ferrugineux. Dans la même année, le même auteur étudie la "Formation de Fom Tineslem" et attribua la "Dalle à Lingules" au Trémadocien sans aucune preuve paléontologique.

Une année plus tard, GOMEZ-SILVA *et al.* (1963) réalisent une coupe dans le Combro-Ordovicien et distingua cinq formations entre la "Dalle à Lingules" et les argiles à graptolithes rapportées au Silurien : 1°) La "Formation argilo-gréseuse de Fom Tineslem" attribuée au Trémadocien grâce au débris de fossiles récoltés à sa base. Dans une autre note publiée dans la même année, l'auteur découvre l'espèce (*Rhabdinopora*) e.g. *flabelliforme* qui lui permette de confirmer l'âge Trémadocien. 2°) La "Formation gréseuse de Kheneg El Eatène" subdivisée en deux membres : Un membre inférieur composé de grès rouges ferrugineux à sommet quartzitiques ; un membre supérieur formé essentiellement de quartz et de quelques bancs à *Tigilites*. Il a fourni, à la base, une faune de brachiopodes composée essentiellement de *Lingulidae* et *Obolidae* qui confirme l'âge Arénigien. 3°) La "Formation argilo-gréseuse de Fom El Zeiydia" composée d'un terme inférieur attribué à l'Arénigien supérieur grâce aux fossiles (lamellibranches, brachiopodes, trilobites, ostracodes et graptolithes) ; un terme médian rapporté au Lliavinien et renfermant, par endroit des niches carbonatées, gréseuses à *Ogygiocarinae* ; un terme supérieur qui peut être initié par des miches calcaires à brachiopodes et débris de trilobites. 4°) La "Formation argilo-gréseuse de Bou-M' Haoud" subdivisée en deux membres : un membre inférieur grés-ferrugineux ; un membre supérieur argilo-gréseux. Et enfin, 5°) La "Formation du Djebel Serraf", qui fait l'objet de la présente étude, a été subdivisée en trois membres : un membre inférieur conglomératique ; un membre médian qui englobe les argiles d'El Kseïb ; un membre supérieur constitué par les grés du Ksar d'Ougarta.

Un essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien) a été réalisé par la Compagnie Pétrolière Française (1964) où elle décrit des structures de *cône-in-cône* dans des lits de calcaires rougâtre de la "Formation de Foum-Ez-Zeidiya". Un âge Arénigien supérieur a été attribué grâce à des graptolithes marqueurs (*Didymograptus fractus*) pour la même formation (LEGRAND, 1964). En effet, on peut citer à titre d'exemple d'autres études (PAREYN, 1961 ; ARBEY 1962 ; BASTIEN 1967 ; MAGLOIRE, 1968).

Les cartes des différentes traces laissées par les glaciations ont été réalisées résumant dans un schéma général, des écoulements glaciaires (BEUF *et al.*, 1971) où il retrace des phénomènes glaciaires à la fin de l'Ordovicien dans la plate forme saharienne. Dans la même année, des restes de végétaux ont été trouvés dans le cortège glaciaire, ayant des affinités avec les *Nématophytes* ont été décrits (ARBEY et KOENIGUER, 1979). Par ailleurs, un groupe de géologues russes dirigé par M. ALIEV (1971) réalisa des études sur la stratigraphie et la possibilité en pétrole et en gaz du Paléozoïque. Deux ans plus tard, trois gisements de *Prototaxites* attribués à l'Ordovicien terminal, ont été découverts, sur la bordure sud du synclinal d'Ougarta dans la région de Zeimet Barka (ARBEY, 1973). Un ouvrage sur la géologie du Sahara, FABRE (1976) est consacré à la synthèse du Cambro-Ordovicien de la chaîne d'Ougarta.

C- LES TRAVAUX RECENTS

Des études récentes de la géologie structurale ont été réalisées dans les monts d'Ougarta. Citons : sur les diaclases du Paléozoïque (DONZEAU, 1971) ; sur la pétrographie des roches volcaniques du Précambrien (CHIKHAOUI, 1974) ; les levés géologiques de la carte d'Ougarta sur 1/200.000^e ont été effectués par G. CONRAD (1969) pour les formations continentales.

LEGRAND (1985) donne un âge Ashgillien terminal au "Grès des Ksar d'Ougarta" grâce à une faune comprenant entr'autres *Plitotyrella chauveli* V. HAVLICEK et *Hirnantia aff. Sagittifera*. L'auteur (1985-1988) montre qu'une calotte glaciaire avait totalement fondu sur l'ensemble de l'Ahaggar et dans la chaîne d'Ougarta.

Dans le cadre d'un travail de Thèse AÏT-KACI (1990) a fait une étude sur l'évolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien-Ordovicien. Ce travail a été précédé par l'étude de REMICHI (1987) sur la minéralisation des roches volcaniques précambriennes de l'Ougarta.

La dernière décennie a été marquée par l'apparition de plusieurs synthèses d'ordre stratigraphique et sédimentologique sur les assises détritiques du Cambro-ordovicien. LEGRAND (2002) propose la définition et l'application de la limite de Cambro-ordovicienne. ARBEY (2006) décrit des algues de grande taille, mal fossilisées, très voisines des *Nématophytes* au sommet du dernier épisode glaciaire. AIT-OUALI & NADJARI (2006) ont fait des études et des corrélations à l'échelle du Sahara nord-occidental (Ahnet, Ougarta et Timimoun) qui mènent à nuancer l'image de la stabilité de la plate-forme saharienne. Certaines périodes sont caractérisées par une grande mobilité de substratum et des déformations synsédimentaires. Ils montrent qu'au passage Ordovicien-Silurien, ces phénomènes sont très complexes : déformations intenses liées à la phase tectonique, réajustement isostatique, glacio-tectonique, relaxation et distension au début du Silurien.

En 2007, GHIENNE *et al.*, consacrent une note sur les terrains Cambro-Ordovicien de l'Ougarta. Ils proposent des environnements de dépôt qui vont du fluviatile jusqu'à la plateforme et montre la succession de six séquences avec la présentation des phases transgressives et régressives propres à chaque formation.

Dans le cadre de son mémoire de Magister, MAZOUZI (2008) a présenté une étude sédimentologique, basée sur l'inventaire des faciès et des associations de faciès, des terrains arénigien supérieur-Ilanvirnien qui affleurent dans la région de Kerzaz et Zeghamra. Cette étude a permis à l'auteur de proposer un marin peu profond pour les épandages détritiques de cette région.

IV- OBJECTIFS ET METHODOLOGIE DU TRAVAIL

A – BUT DU TRAVAIL

Les résultats exposés dans ce mémoire ont été axés essentiellement sur des levées détaillées de quatre coupes réparties sur deux secteurs (Ksar de l'Ougarta et la palmeraie d'El Kseïb). Leurs caractéristiques permettront : 1°) d'exposer les grandes divisions lithostratigraphiques des grès de l'Ordovicien terminal dans la chaîne d'Ougarta ; 2°) de retracer l'évolution verticale des séquences ; 3°) de reconstituer les milieux de dépôt et enfin ; 4°) de préciser le cadre sédimentologique ; 5°) afin de retracer la dynamique sédimentaire à l'échelle locale et régionale.

B- METHODOLOGIE

Les résultats exposés dans ce mémoire découlent de nombreuses observations d'ordre stratigraphique faciologique, biostratigraphique et corrélation des deux coupes effectuées.

C- RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES

Ce travail a été effectué par la consultation des cartes (géologiques et topographiques) et des travaux antérieurs sur la région d'étude :

1- Cartes topographiques : nous avons utilisé principalement la carte topographique au 1/25000^e de l'Ougarta :

2- Cartes géologiques : nous avons consulté principalement la carte géologique de l'Ougarta à l'échelle 1/20000^e (feuille n°) et celle de Karzaz à l'échelle de 1/500000^e ;

3- Ouvrages et Thèses : comme référence, nous avons basé essentiellement sur les ouvrages de FABRE (1976 et 2005), BEUF et *al.*, (1971), AIT KACI (1990), ainsi que les notes de ARBEY (2006) et de LEGRAND (2003).

D- SUR LE TERRAIN

Le travail de terrain a été axé essentiellement sur quatre levées de coupes en détail (banc par banc) respectivement dans deux secteurs : le village de l'Ougarta et la palmerie d'El Kseib. On a analysé les particularités sédimentaires de chaque banc (granulométrie, stratifications, stratonomie, pistes d'activités biologiques, marques mécaniques, contenu biologique...) et l'inventaire des surfaces limitées de tous les lithofaciès ainsi que leur évolution latérale et verticale. Les ichnofossiles ont été déterminé sur place ou à travers des photos.

E- AU LABORATOIRE

Le travail au laboratoire a été axé sur la confection de quinze lames minces afin de déterminer les différents aspects microscopiques de certains niveaux repères dans la série stratigraphique étudiée (révision, M. BENHAMOU). Les ichnofossiles ont été déterminées par M. BENDELLA et la faune de brachiopodes par Ph. LEGRAND.



CHAPITRE II
LITHOSTRATIGRAPHIE

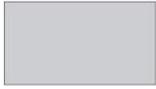
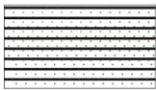
	Schistes		Terriers
	Argiles		Concrétions ferrigeneuses
	Grès micacés		Gastéropodes
	Grès argileux		Brachiopodes
	Grès		Skolithos
	Conglomérats		Stratifications en mamelons (HCS)
			Stratifications horizontales

Fig.8 - Principaux symboles et figurés utilisés dans la lithologie.

I - DESCRIPTION DES COUPES

L'étude lithostratigraphique de la "Formation du Djebel Serraf " d'âge Ashgillien (Ordovicien terminal) de la chaîne d'Ougarta, a permis de lever quatre coupes. Trois coupes sont localisées près du village d'Ougarta sur le flanc oriental du Djebel Serraf : Chaâbet Salssal, Ksar d'Ougarta, Château d'eau et une autre plus loin au Sud Est à proximité de la palmeraie du Ksaïb.

La description est basée surtout sur des critères lithologiques (lithofaciès), biologiques (biofaciès), géométrie des strates (stratofaciès), des figures sédimentaires et des ichnofossiles (ichnofaciès),...ect.

A- SECTEUR D'OUGARTA :

Ce secteur est situé au nord du village de l'Ougarta à environ 500m. Il est limité vers le Nord par la dépression d'Ouled Ali, vers le Sud Est par Nif el Khaoufi et Gra Tikoum, vers l'Ouest par Feidjet el Harra et Khneg Ed Dab et vers l'Est par sebkha de l'Ougarta (fig. 10).

Dans ce secteur, trois coupes ont été levées, situées sur le même alignement, d'une orientation SSW-NNE. Il s'agit respectivement de la coupe du Châabet Salssal, la coupe du Ksar et la coupe du Château d'eau (fig. 10).

1- Coupe de Chaâbet Salssal (AA', fig. 9, 10 et fig. 11) :

Dans cette coupe, la "Formation de Djebel Serraf " est composée généralement par des grès noirâtres chenalisés (fig. 12A), décimétriques à métriques, surmontés par des argiles verdâtres, sur lesquelles viennent des grès quartzitiques massifs. L'épaisseur de la formation par endroit atteint environ 9m et elle est subdivisée en trois membres : les "Grès de Serraf" (membre inférieur) ; les "Argiles d'el Kseib" (membre médian) ; les "Grès d'el Ksar" (membre supérieur).



Fig.9 : Image satellitaire présentant le secteur d'Ougarta et l'emplacement des coupes

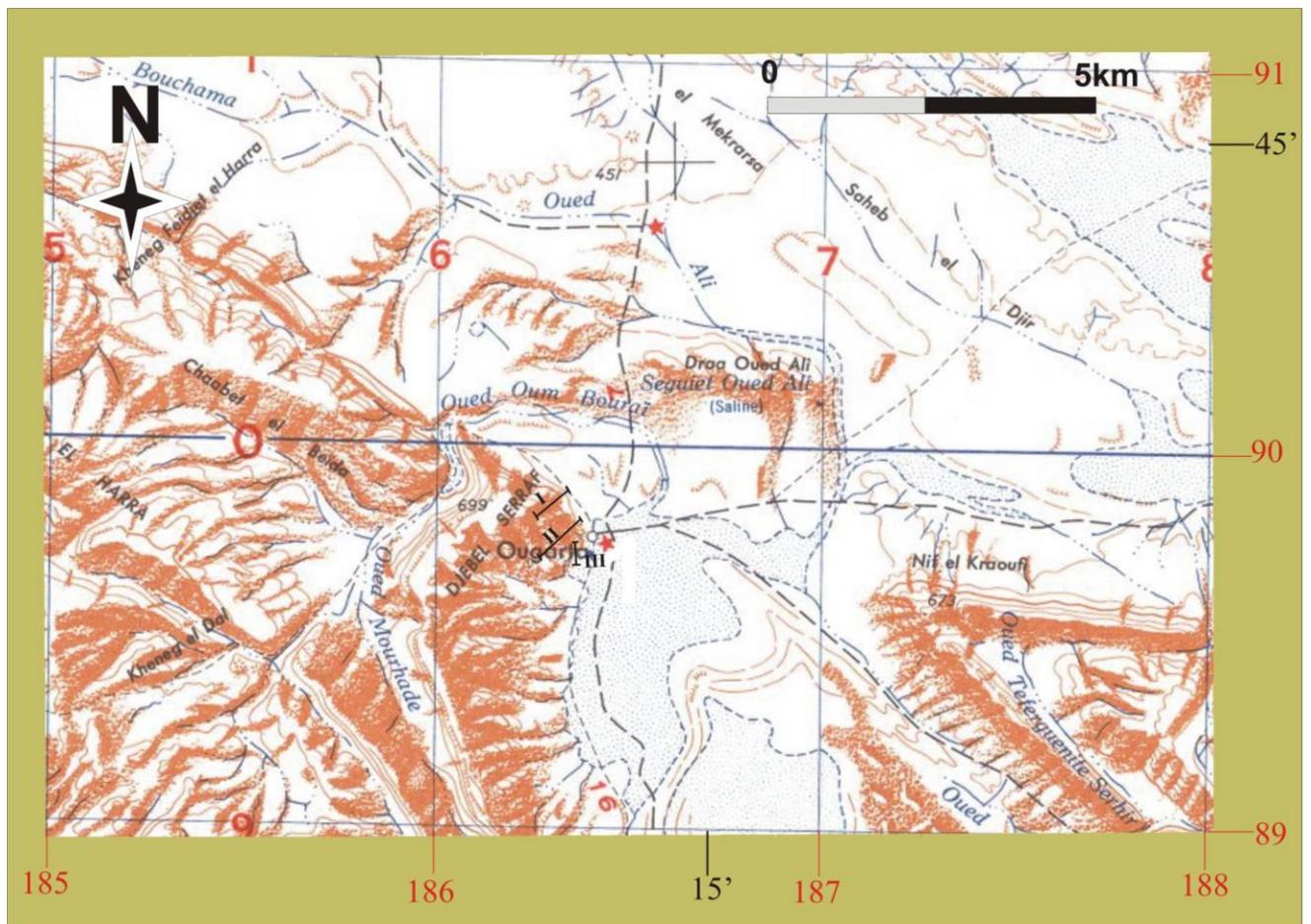


Fig. 10- Carte de localisation du secteur d'El Ksar

a- Membre inférieur ; "Grès de Serraf" (78 m), ce membre est matérialisé en grande partie par des bancs de grès (0,10-2 m) surtout noirâtres à la patine, blanchâtres à la cassure, à grains fins à moyens. Les bancs de grès sont quelquefois séparés par des interlits argileux, et montrant des variations latérales d'épaisseurs. Leurs stratonomie correspondent à des chenaux emboîtés d'une extension latérale limitée. Ils se caractérisent par des stratifications horizontales puis obliques et entrecroisées à l'échelle des bancs. Certains chenaux présentent des lentilles de microconglomérats. Les bancs gréseux montrent souvent des surfaces basales irrégulières de type érosif. Le sommet du membre est coiffé par des grès en plaquettes friables.

b- Membre médian ; "Argiles d'el Kseib" : l'épaisseur de ce membre est réduite et ne dépassant guère 5 m. Il est constitué en quasi-totalité par des argiles rougeâtres devenant vers le sommet verdâtres. Ils admettent quelques passées de grès fins micacés ne dépassant pas 0,05m, de couleur chocolatée, parfois de teinte rougeâtre lie-de-vin (fig. 11B). Ces grès deviennent plus argileux au sommet. Signalons également que ce matériel détritique se présente sous forme de petits chenaux emboîtés.

c- Membre supérieur ; "Grès d'el Ksar", l'épaisseur est très réduite ; elle est estimée de 2m environ. La partie basale de ce membre est formée par une alternance argilo-gréseuse qui débute par des grès à grains grossiers montrant un plaquage bréchi que formés d'éléments millimétriques homogènes de nature gréseuse. Il est suivi par des grés de couleur verdâtre contenant des galets hétérométriques d'ordre centimétrique, arrondis à sub-arrondis, sur lesquels reposent des grés argileux renfermant un niveau à brachiopodes signalé pour la première fois dans la région étudiée (fig. 11D).

Vers le sommet, le membre est matérialisé par des quartzites très durs de couleur noirâtre à la patine, blanchâtre à la cassure. Ces bancs sont caractérisés par des stratifications obliques en mamelon (*Hummoky cross-stratification ; HCS*). La surface sommitale du dernier banc de ce membre est caractérisée par la présence des brachiopodes de petite taille associés à des traces soit en forme de "S" (fig. 11E), soit rectilignes, attribuées à des activités algaires (ARBY, 1968, 2006).

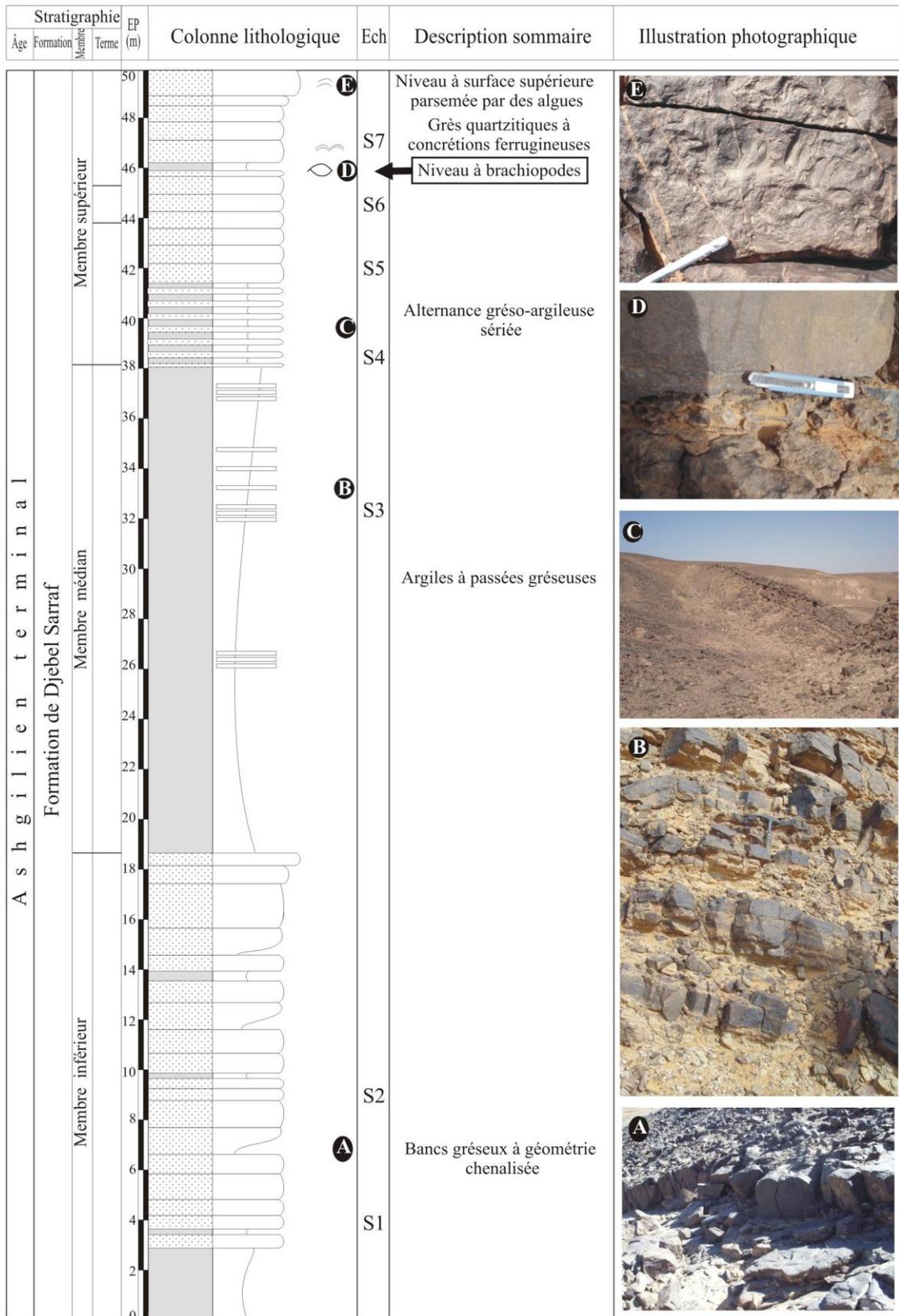


Fig.11 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal dans la coupe de Châabat Salsal

2- Coupe du Ksar (BB', fig. 10 et fig.12) :

Cette coupe a été levée près de l'ancien Ksar de l'Ougarta en ruines. L'épaisseur ne dépasse guère 100m. Les trois membres sont présents, sauf que l'épaisseur du membre inférieur est réduite par rapport à celui de la coupe de Chaâbat Salssal.

a- Membre inférieur : La base du membre est caractérisée par la présence de deux niveaux conglomératiques assez durs d'épaisseur métrique, de teinte blanchâtre à ocre (fig. 12A). Ils sont composés par des éléments généralement arrondis, de nature quartzitique, hétérométrique d'ordre millimétrique à centimétrique formant des chenaux discontinus latéralement.

Cette chenalisation évolue vers le sommet à des grès argileux, présentant des ressemblances lithologiques avec celles de Châabat Salssal. La surface supérieure renferme des empreintes d'arrachements des galets, d'une orientation NE. Elle est soupçonnée d'être une surface moutonnée par (ARBEY, 1968, 2006 ; FABRE, 2005). Il s'agit probablement des galets ("*dropstones*") délestés lors de la fonte des glaces (Benhamou, *per comm.*).

b- Membre médian : Il est presque entièrement argileux à la partie basale, constitué par des argiles feuilletées, jaunâtres devenant vers le sommet verdâtres. Ils admettent également des passées de quelques bancs gréseux de faible dureté, d'une couleur chocolatée.

Les argiles sont surmontées par un empilement de minces bancs gréseux très rapprochés de couleur verdâtre, montrant par endroit des stratifications obliques en mamelons (*HCS*), succédés par des grès argileux (0,15-0,5m) d'aspect noduleux. Notons ici, la présence d'un niveau condensé de terriers de type "*Skolithos*" de petite taille, considéré comme une limite entre le membre médian et supérieur.

c- Membre supérieur : L'épaisseur atteint environ 9m. Ce membre débute par des grès quartzitiques noirâtres à la patine, grisâtres à la cassure, à laminations parallèles. Signalons que ce membre est constitué par quatre niveaux à *Skolithos*, bien réglés et ils sont parfois taraudés sur la surface supérieure (fig. 12C).

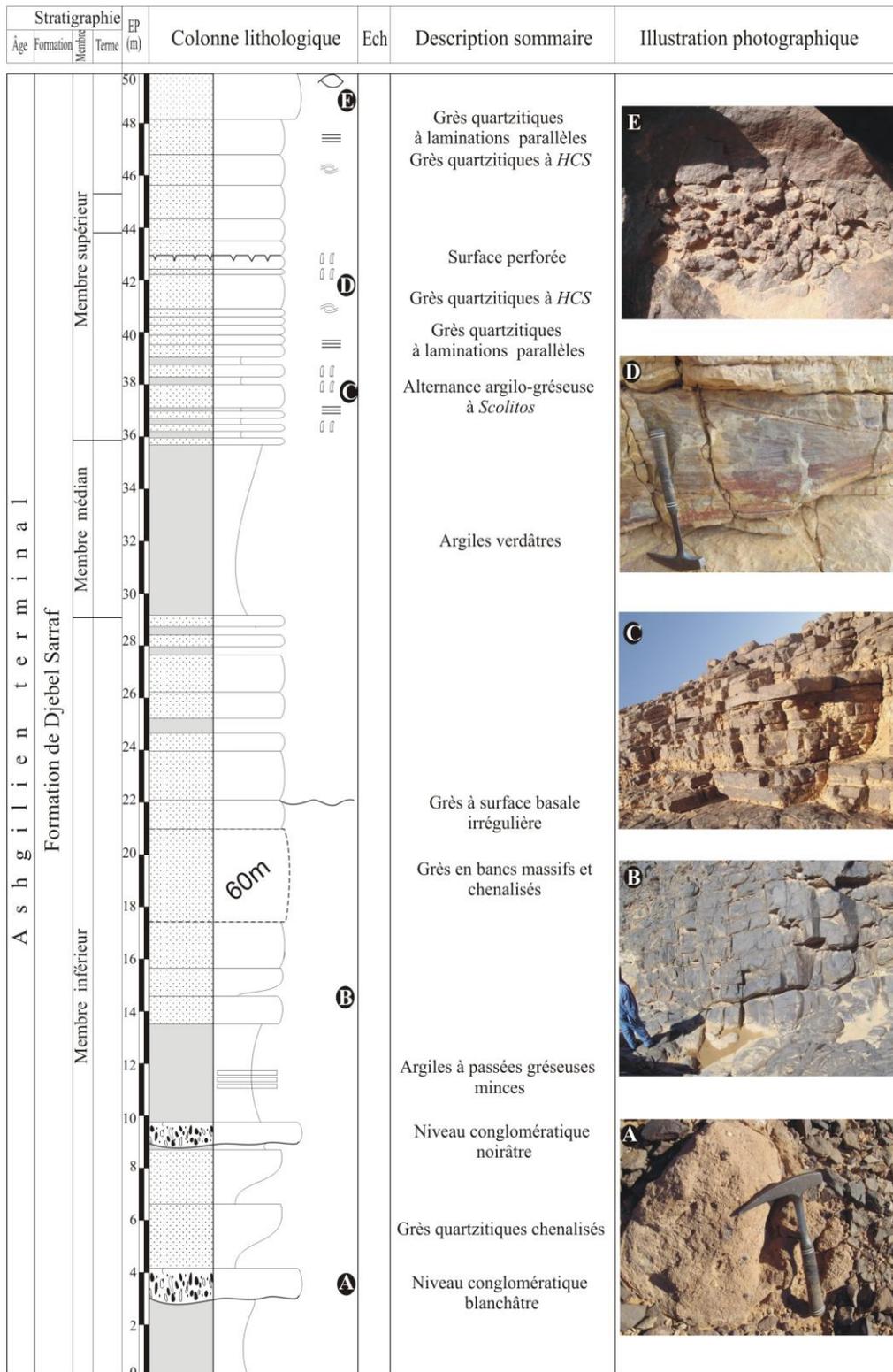


Fig.12 : Succession lithostratigraphique de l'ordovicien terminal dans la coupe d'El Ksar

Vers la partie sommitale, ces grès présentent des stratifications horizontales et des stratifications obliques en mamelon (*HCS*) (fig. 12D), ainsi qu'un niveau condensé de *Skolithos*. La taille des *Skolithos* deviennent de plus en plus grande en allant vers le sommet. La surface supérieure du dernier banc quartzitique est achevée par une mince pellicule contenant des petits galets d'ordre millimétrique à centimétrique associés à des brachiopodes dispersés d'une façon désordonnée (fig.12E). Des formes circulaires concentriques qu'on qualifie de *Dædalus* (= terriers en J) y sont présentes.

3- Coupe du Château d'eau (CC' ; fig. 10 et fig.13) :

La coupe dans ce secteur a été levée à proximité du château d'eau au Nord Ouest du village de l'Ougarta. La formation atteint une épaisseur d'environ 25m et ne présente que les membres médian et supérieur de la " Formation de Djebel Serraf " :

a- Membre inférieur : il est absent par érosion ?

b- Membre médian : Il correspond à une masse argileuse verdâtre ou jaunâtre de 7m d'épaisseur. Vers le sommet s'intercalent et en bonne continuité latérale des passées centimétriques de grès silteux roux à grains fins. Ces niveaux détritiques sont affectés le plus souvent par des filons de quartz.

c- Membre supérieur : Il montre une épaisseur d'environ 14m ; ce membre est composé de trois termes à développement lithologique inégal :

-

T

terme a (fig. 13A) : Il correspond à une alternance argilo-gréseuse avec un empilement des niveaux en plaquettes d'épaisseur millimétrique à centimétrique de couleur lie-de-vin à la patine, grisâtre à la cassure, marqués parfois par des filonnets de quartz et de calcite.

- **Terme b** : Il s'agit des grès quartzitiques stratocroissants épais de 0,10-0,50m, de couleur verdâtre à la patine, violacée à la cassure. La surface supérieure du premier banc est tapissée d'une pellicule de petits galets remaniés, ainsi que des formes concentriques ferrugineuses. Les bancs gréseux sont habituellement micacés et forment des alternances très rapprochées avec les argiles.

Ce terme se termine par trois niveaux à surfaces bioturbées associées à des granules de fer arrondis. Le premier niveau est caractérisé par des pistes de déplacement tandis-que les deux autres sont associées à des concrétions ferrugineuses. Ces niveaux sont marqués également par la présence d'un niveau à gastéropodes et de trois niveaux à brachiopodes (fig. 14B).

La détermination préliminaire (déter. Legrand, fig. 14C) a permis de distinguer plusieurs exemplaires de *Plectothyrella chauveli* (HAVLICEK) associés généralement à des tubes d'un vers annélide polychètes (*Cornulites* sp.). Il s'agit d'une faune classique des Grès du Ksar d'Ougarta d'âge Hirnantien vraisemblablement supérieur (Zone à *Gl. persculptus*). La surface supérieure de certains niveaux gréseux est couverte de *Plectothyrella chauveli* occupant des miches dans le substrat. L'érosion a détaché les fossiles ne laissant que leur empreinte. On distingue par endroit des fragments de coquilles avec leurs côtes.

- **Terme c** (fig. 14D): Il est constitué par une alternance de siltites micacées de couleur grisâtre à la patine et à la cassure, contenant des terriers en Y et de minces interlits argileux millimétriques.

Le sommet est matérialisé par un autre empilement de grès feuilletés avec des siltites alternant avec des interlits argileux qui annoncent le passage Ordovicien-Silurien. L'ensemble est affecté par des plissements synsédimentaires.

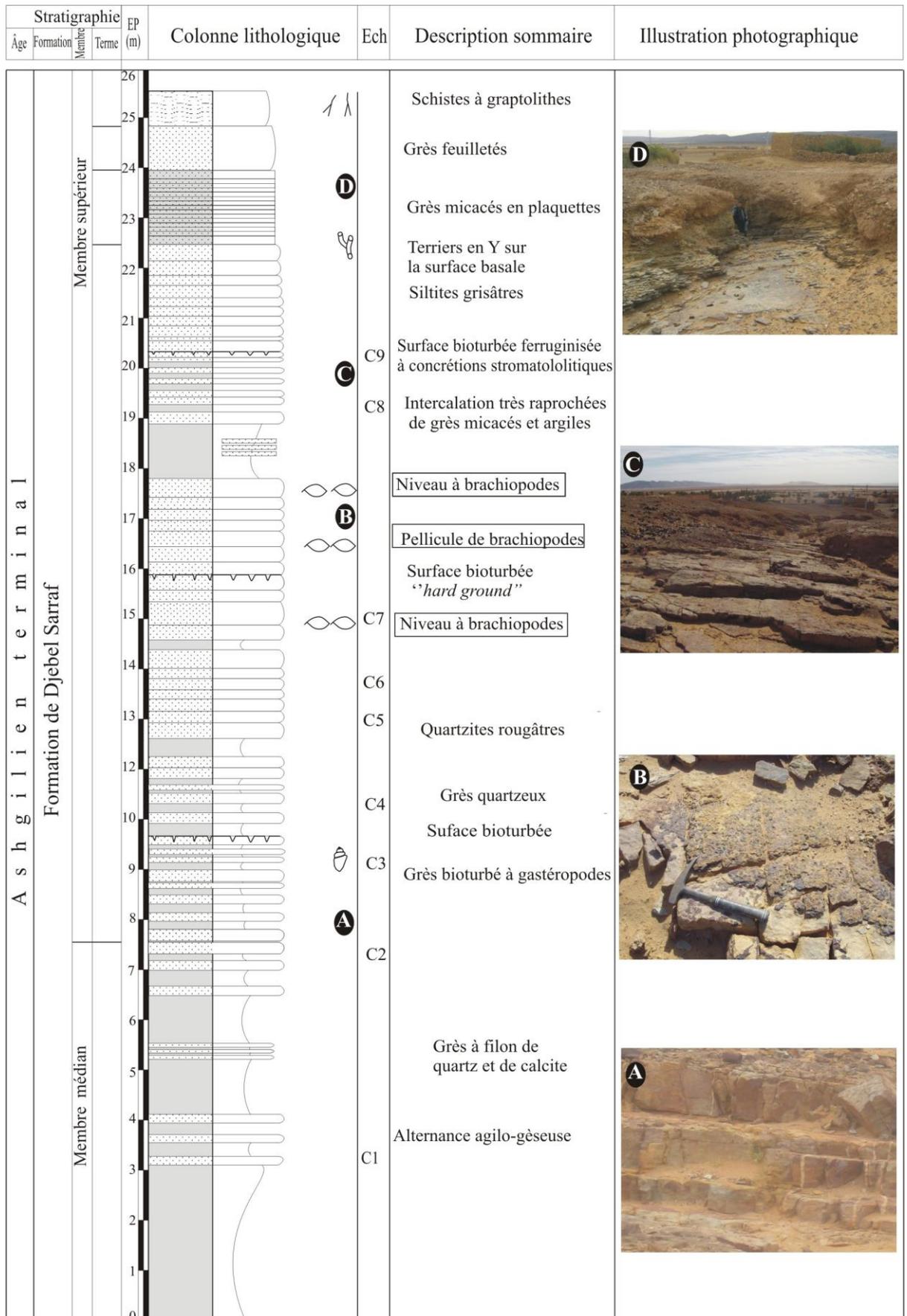


Fig.13 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal dans la coupe de Château d'eau

B- SECTEUR DE KSEÏB (FIG. 14 ET 15)

Ce secteur est situé à 30km au SE du village d'Ougarta à proximité de la petite palmeraie d'el Kseïb (fig.14 et 15). On retrouve les mêmes unités que celles qui sont décrites dans le secteur d'Ougarta, mais avec quelques différences surtout au niveau lithologique et structural. Il est limité vers l'Est par Erg el Djemel et vers l'Ouest par l'Oued Ahïersa et Erg Belfefoul. Vers le Nord, le secteur est bordé par les affleurements du Djebel el Mezane et il est limité par Djebel Khalifa et Koudiat Nougir vers le Sud.



Fig.14 : Image satellitaire présentant le secteur d'El Kseïb

Dans ce secteur une seule coupe a été levée. La formation en question présente des variations latérales de faciès et d'épaisseurs avec les trois membres.

a- Membre inférieur (60m) : Il est constitué essentiellement par la superposition des grès chenalés centimétriques à décimétriques (0,10-0,50m), séparés par des interlits d'argiles jaunâtres.

Il s'agit des quartzites indurées dans la partie basale devenant légèrement argileux au sommet avec des granules de fer.

Ce membre s'achève par un niveau conglomératique à galets hétérométriques et hétérogéniques avec des grains de quartz de taille millimétrique et à dragées de quartz centimétriques

b- Membre médian (30m) : Il est formé en grande partie par des argiles rougeâtres riches en boules de fer, admettant des blocs de grès et de pélites de différente taille (métriques à plurimétriques), d'une couleur grise et rouge en affleurement, noir en profondeur. Signalons que les plus gros blocs sont localisés dans la partie basale du membre et les plus petits vers le sommet.

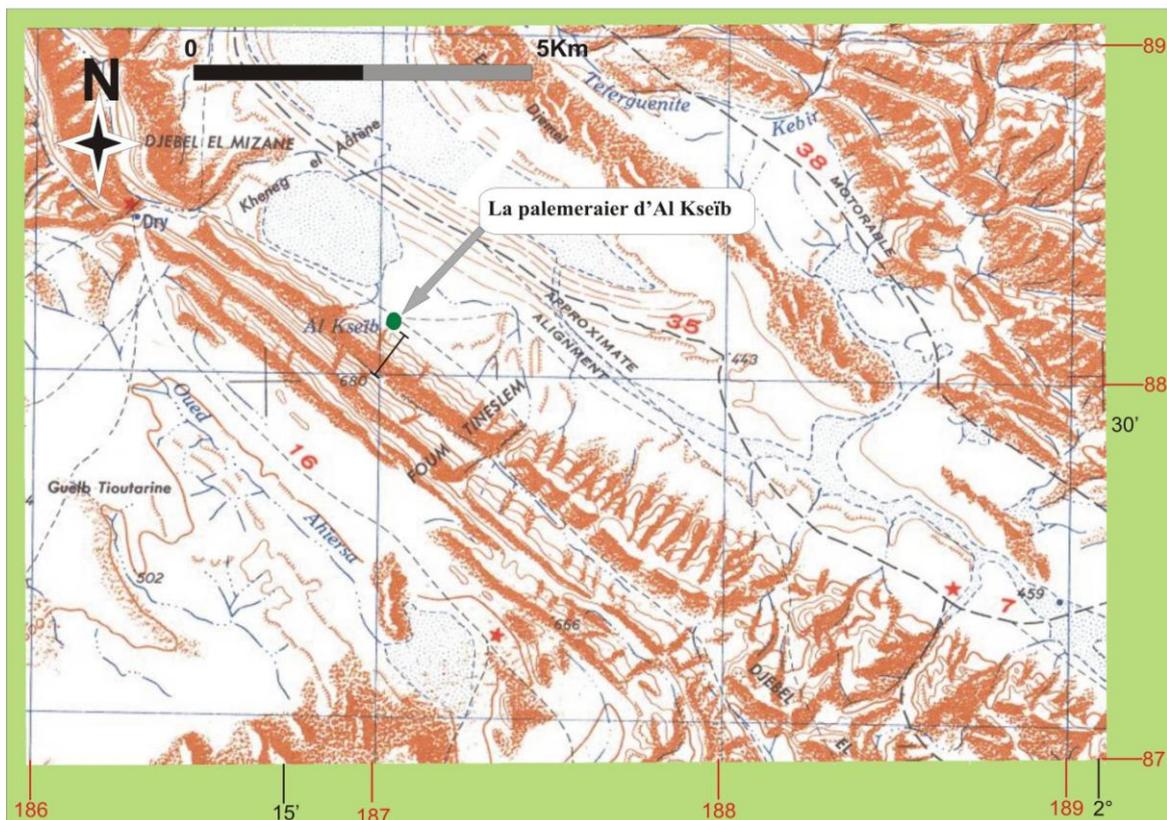


Fig. 15 : Carte de localisation (secteur d'El Kseïb)

c- Membre supérieur (7m) : il est subdivisé par trois membres

- **Terme a** : Il débute par un paquet de grès en plaquettes à stratifications obliques en mamelon (*HCS*). Ces grès sont chenalisés contenant des lentilles microconglomératiques, sur lesquels viennent des grès quartzitiques comprenant un horizon à *Skolithos*. Ces grès ont livré au niveau de la lame mince une composition de 85% de quartz plus ou moins arrondis, avec un ciment ferrugineux d'oxydes de fer (limonite).

- **Terme b** : Il s'agit des grès argileux friables de couleur jaunâtre à la patine grisâtre à la cassure, contenant un niveau de brachiopodes, tapissé d'une surface ferrugineuse à nodules de fer.

- **Terme c** : Ce terme est constitué par des quartzites, noirâtres à la patine, grisâtres à la cassure, d'une épaisseur de 0,15-0,30m, à stratifications obliques en mamelon (*HCS*). Ces quartzites renferment un type de terrier apparaît sous forme circulaire.

Au niveau du microfaciès, l'étude microscopique des lames minces a montré qu'il s'agit d'un quartzite composé de plus de 85% de quartz arrondis et émoussés, avec un ciment argilo-ferrugineux. L'espace intergranulaire est assez réduit.

II- CORRELATIONS ET VARIATION LATERALES DES MEMBRES

Nous présentons ici la synthèse de la "Formation de Djebel Serraf", attribué à l'Ordovicien terminal, dans la région de l'Ougarta. Ainsi, la comparaison des coupes le long du transect NW-SE fait apparaître les faits suivants :

- Les bancs conglomératiques massifs qui constituent la partie inférieure du premier membre sont formés essentiellement de galets hétérogènes et hétéromorphes. Ils sont plus épais au Nord que vers le Sud. Ces conglomérats se présentent aux environs de la localité de l'Ougarta par des chenaux gréseux massifs et d'épaisseurs métriques. En direction d'El Kseib, les conglomérats sont surmontés directement par les argiles du membre médian, ce que suggère que la partie supérieure du membre inférieur soit décapé, par érosion ou il s'agit d'un non-dépôt du faciès gréseux.
- Dans la coupe d'el Kseib, le membre médian est caractérisé par la présence de blocs rhyolitiques altérés emballés dans un faciès argileux rougeâtre. Ces niveaux chaotiques disparaissent vers le NW en direction du village de l'Ougarta et sont remplacés par des argiles verdâtres à quelques passées gréseuses ou silteuses minces. La présence de cette différence de faciès témoigne la présence d'une pente du Nord vers le Sud. Ces éléments rhyolithiques proviennent probablement des affleurements rhyolithiques qui se localisent dans la Sebkhata el Mellah (Benhamou, *per comm.*).
- Le membre supérieur est formé, comme partout ailleurs, par une barre gréseuse quartzitique, dont les épaisseurs augmentent nettement dans les parties situées au Nord (localité de l'Ougarta) puis se réduit vers le Sud (coupe d'el Kseib). Il est matérialisé à la base par des bancs gréso-argileux à *Skolithos*, et au sommet, par des niveaux gréseux massifs, stratocroissants, à stratifications obliques, horizontales et en mamelons. Il s'achève par une surface structurale qui supporte les schistes à graptolithes du Silurien ("Formation de Ouled Ali"). La partie basale de ce membre est caractérisée, notamment dans la coupe du château d'eau, par la présence de trois niveaux à *Plectothyrella chauveli*.

III- CONCLUSION

L'Ordovicien terminal présente dans la région de l'Ougarta une succession à faciès détritiques variés. L'épaisseur maximale est connue avec précision au niveau de la coupe d'El Ksar. Vers le Sud, en direction d'El Kseib, l'épaisseur diminue sensiblement avec disparition brutale d'un niveau conglomératique, de deux niveaux à brachiopodes et de certains bancs à *Skolithos*, ainsi que les chenaux gréseux qui surmontent les conglomérats du membre inférieur.

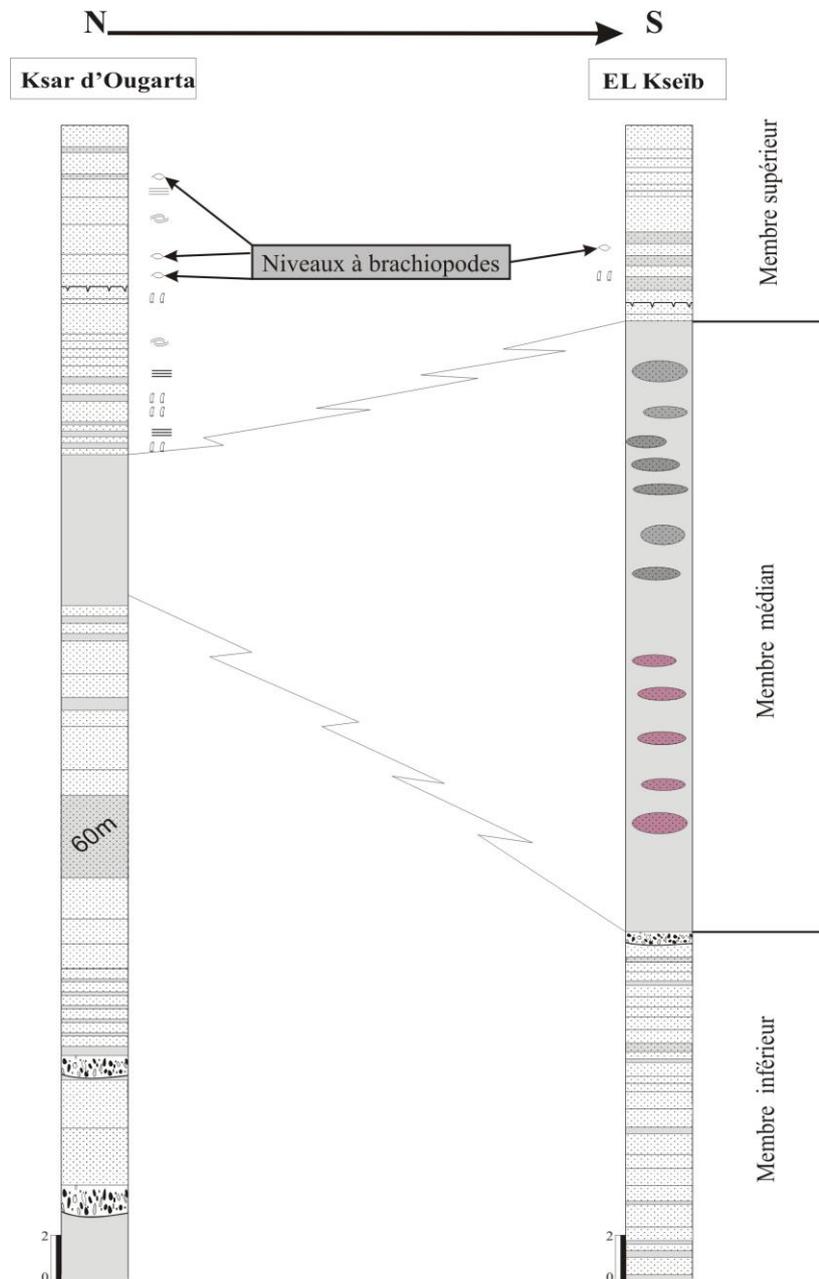


Fig : 18 Corrélations lithostratigraphiques de la région d'étude



CHAPITRE III
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I- NOTION, ASSOCIATIONS DE FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

A- NOTION DE FACIES

Le terme de faciès a été introduit pour la première fois par STENON (1669), puis développé ultérieurement par GRESSLY (1838). Les recherches entreprises par HAUG (1906) représentent l'essor de cette notion. Il l'a définie comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres aux sédiments tels que le lithofaciès (y compris, les figures sédimentaires), le biofaciès, le stratofaciès et l'ichnofaciès. Ces informations sont complétées par le microfaciès qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (FLÜGEL, 1982). L'étude microscopique conduit à une meilleure détermination du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès. Cette analyse conclut ainsi à une interprétation précise des milieux de dépôts. Si c'est possible, on déduit un modèle sédimentologique propre à la région.

B - ASSOCIATION DE FACIES

Généralement, un seul faciès sédimentaire n'est pas déterminant d'un milieu de dépôt donné. C'est l'association de plusieurs faciès qui est fiable pour permettre de définir les milieux considérés. Il est donc nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation. Une association de faciès correspond ainsi, à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès, selon la "*Loi de Walther*".

C- ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

Un milieu de dépôt correspond à une aire de sédimentation soumise à des conditions biologiques, physico-chimiques et topographiques, dans lesquelles se déroulait le dépôt pendant un certain temps. Pour tracer le paléoenvironnement, nous sommes attachés à suivre la répartition verticale des associations de faciès (fig. 18). Ce paramètre a permis de mettre en évidence des ensembles sédimentaires délimités par des discontinuités locales, qui influencent des changements drastiques de sédimentation.

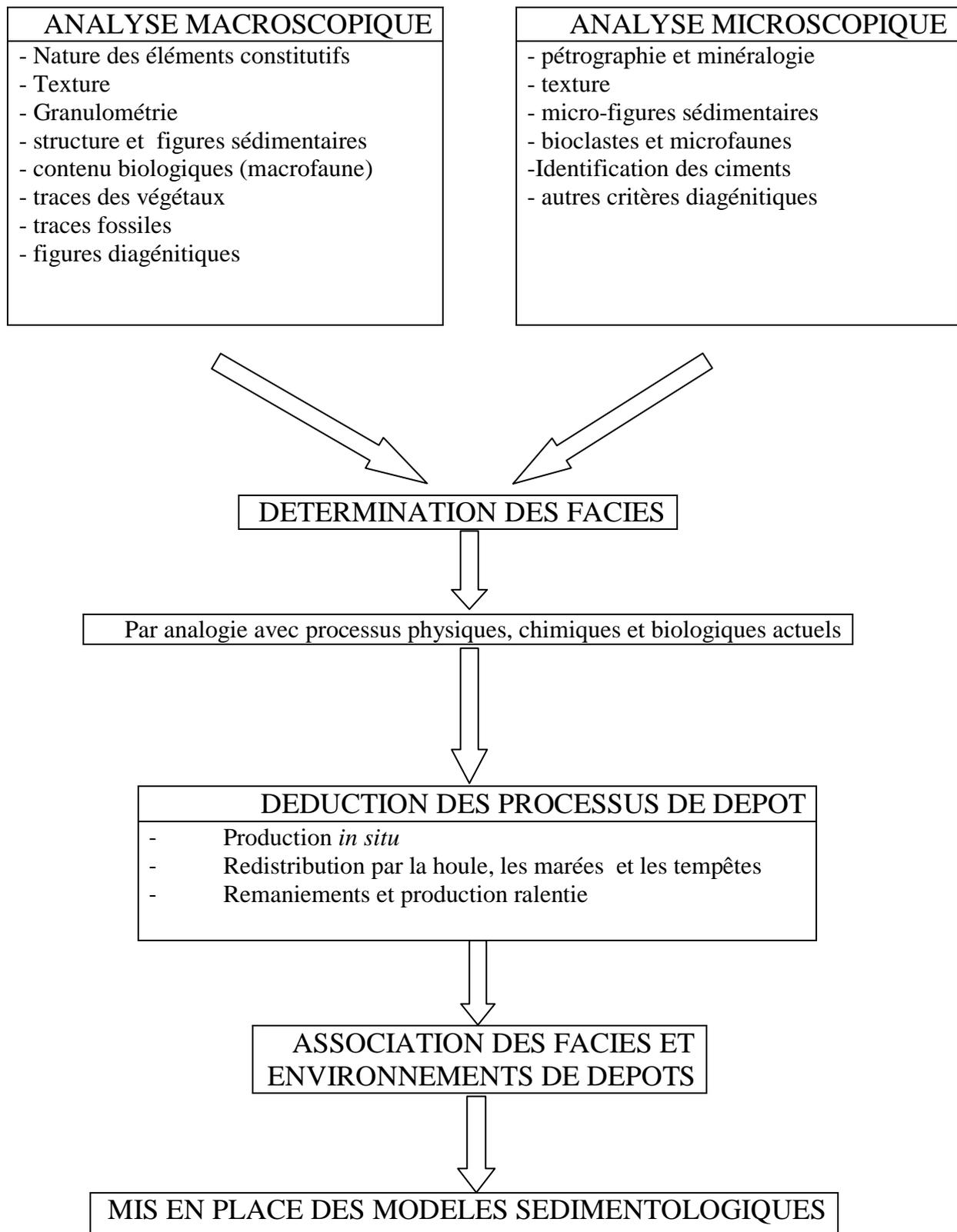


Fig : 19. Démarche de la sédimentologie de faciès effectuée dans le présent travail

II- FACIES ET PROCESSUS DE DEPOTS (FIG. 18)

A- MACROFACIES

1- Lithofaciès A1 et B1 (fig. 20)

Le faciès (A1) souligne généralement la partie basale du membre inférieur de la succession étudiée. Il s'agit d'une sédimentation à granulométrie grossière, matérialisée par deux niveaux conglomératiques massifs, chenalisés et à base érosive. Ce faciès est constitué le plus souvent par des galets hétérométriques, millimétriques à centimétriques, de nature quartzitique et gréseuse, arrondis à subarrondis, blanchâtre à ocre, associés à des dragées de quartz et sans granoclassement apparent. Les galets sont enrobés dans une matrice gréso-argileuse abondante, consolidée et dépourvues de structures sédimentaires.

Le faciès (B1) est matérialisé par des bancs gréseux amalgamés, à stratonomie d'ordre décimétrique à métrique et ils sont soudés entre eux par érosion et/ou il s'agit de non-dépôt des argiles. La roche est composée de grains fins ou moyens et sans structure interne apparente. Les bancs bien réglés s'organisent en chenaux emboîtés à remplissage conglomératique, à base érosive et de quelques dizaines de mètres d'extension latérale.

Ces conglomérats "*matrix-supported*" attestent un régime hydrodynamique élevé et un transport lointain du fait de sa composition pétrographique et morphométrique (arrondis des éléments). Hétérogénéité des blocs, de taille variable et l'absence de granoclassement indique un transport en masse de matériaux avec d'autres éléments hétérogènes hétéroclites enveloppés à l'intérieur d'une matrice cohésive (silt et argile) ("*cohesive-freezing*"). Cette masse se déplace avec de large pression dispersive typique d'un flot de grains ("*grain-flow*") non cohésif (KONATE et *al.*, 1996).

Les grès massifs correspondent à un sédiment d'aspect relativement homogène. Il reflète une sédimentation rapide (SIMPSON & ERIKSON, 1990), pendant laquelle les structures primaires ont été détruites. Il indique un milieu de plate forme détritique.

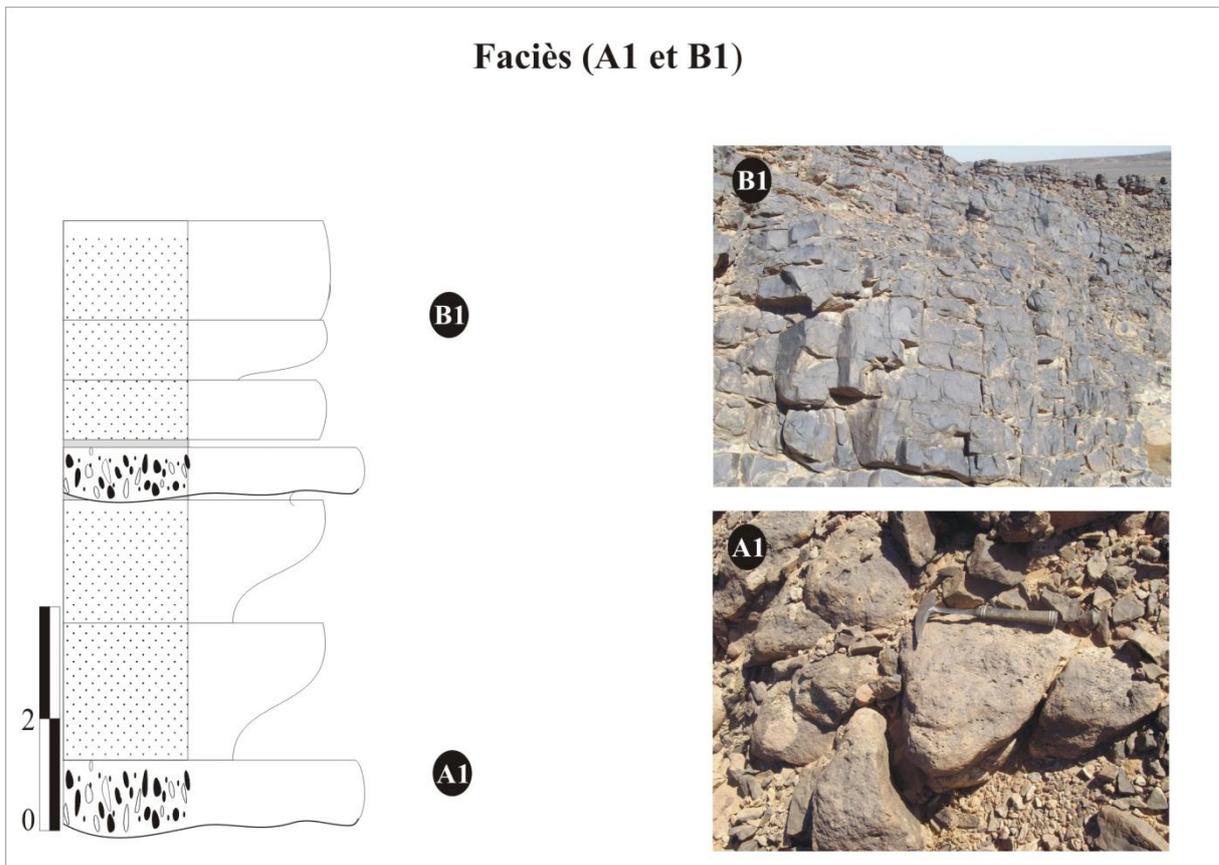


Fig. 20 : Faciès grés-conglomératique A1 et B1

2- Lithofaciès C (fig. 20)

Le Faciès C (argiles C1). Ce faciès argileux de couleur jaunâtre à verdâtre dans le secteur du Ksar caractérise le membre médiane de la "Formation du Djebel Serraf". Ces argiles sont surmontées par un paquet de minces bancs gréseux très rapprochés de couleur verdâtre, succédés par des grés argileux (0,15-0,40m) d'aspect noduleux. Notons ici, la présence d'un niveau bioturbé de terriers de type "*Skolithos*" de petite taille, considéré comme une limite entre le membre médian et supérieur.

Le faciès argileux (C) caractérise généralement des dépôts dans un milieu calme. Le principal processus sédimentaire à l'origine de la mise en place de ce faciès est celui du dépôt par décantation. Il s'effectue lorsque les actions hydrodynamiques interviennent peu et autorisent la chute lente des particules alimentaires vers le fond, sans transport horizontale ou oblique brutal. Vers le sommet, ce faciès voit un ralentissement de la sédimentation ce qui provoque la bioturbation des dépôts documentée par la nodulisation du faciès et qui se termine par des terriers de petite taille ("*Skolithos*").

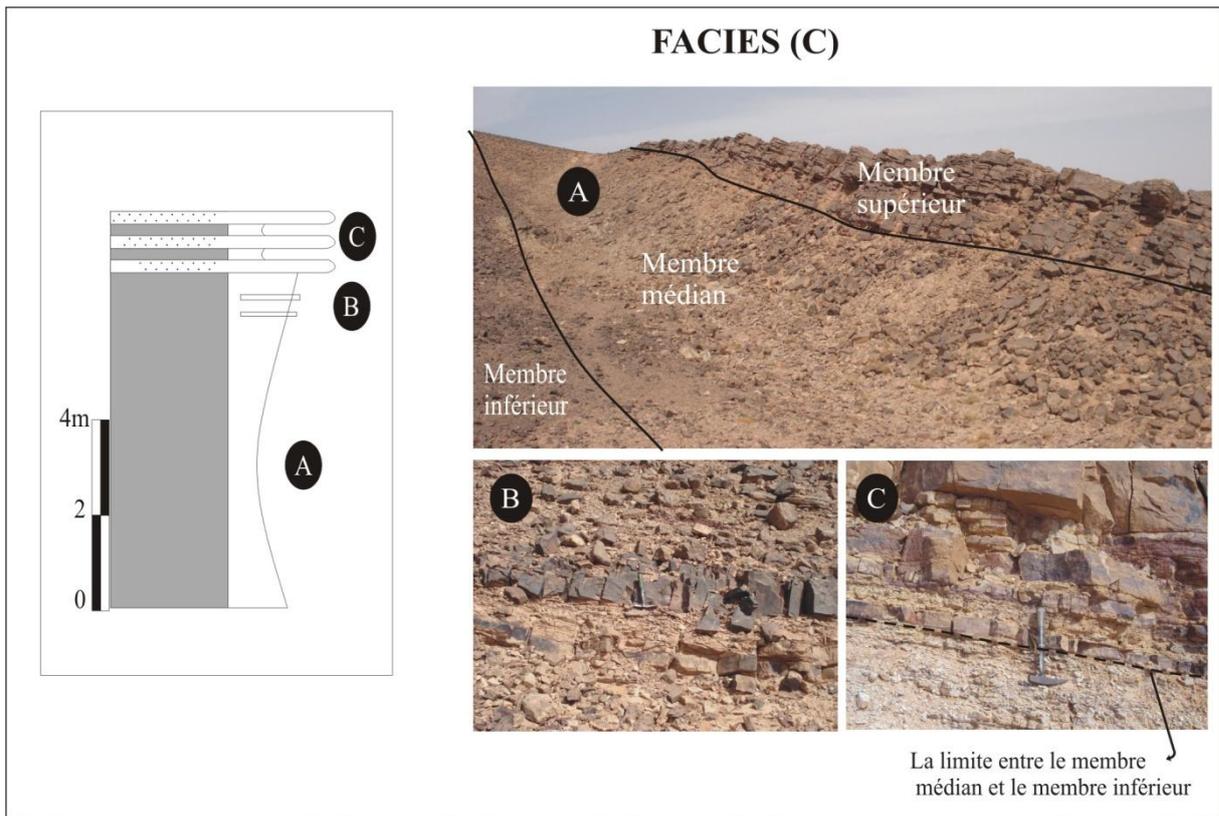


Fig. 21: Faciès argileux (C)

3- Lithofaciès B2 et B3 (fig. 22)

Le faciès (B2) caractérise le membre supérieur de la "Formation de Djebel Serraf" ; il est arénacé à grains fins et quartzitique ; il s'organise en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique bien réglés et continus latéralement. Ces niveaux présentent des litages plans et parallèles.

Le faciès (B3) caractérise généralement le membre supérieur de la formation. Il présente en bancs gréseux quartzitiques, roux à rougeâtres, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, bien étalés latéralement. L'interface des bancs présente des litages entrecroisés en mamelon (*HCS*). Ce faciès est généralement associé à des grès bioturbés (grès à *Skolithos*).

Les litages parallèles (B2) résultent d'un courant unidirectionnel de fond par une traction et un classement de grains. Le flot est provoqué par un régime d'écoulement supérieur. Les stratifications entrecroisées en mamelon (*HCS*) sont dues à un courant bidirectionnel. Souvent, ce courant érode la surface sédimentaire avant d'abandonner les particules sur le fond. Ils en résultent

des rides plus ou moins tronquées, qui subsistent fréquemment sous forme de lits sableux à fines laminations obliques. Les grès à *HCS* (B3) indiquent généralement des moments de tempêtes qui s'alternent avec des grès bioturbés (B3, stylo) signalant des périodes de beau-temps ("*fair-weather*"). Les ichnogenres inventoriés désignent un substrat meuble de type ("*soft-ground*")

Faciès (B2 et B3)

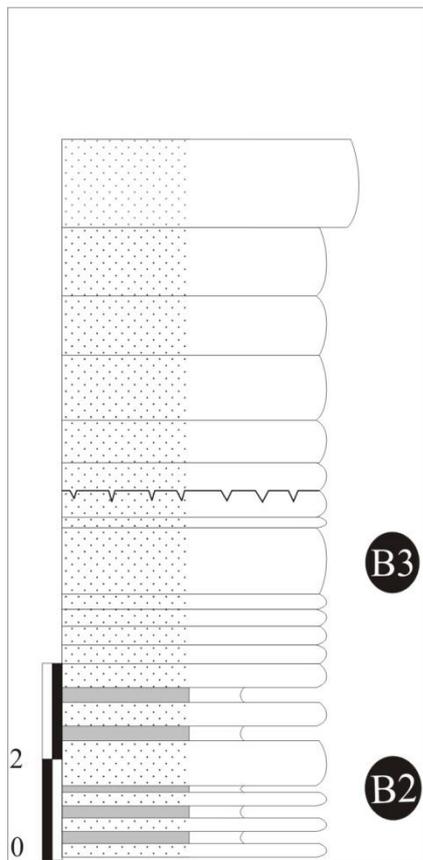


Fig : 22- Faciès gréseux (B2 et B3)

Les grès à brachiopodes (B4) marquent le membre supérieur de la "Formation du Djebel Serraf" et ils correspondent à des dalles gréseuses minces à grains fins à moyens. Elles sont discontinues et renferment une abondante faune de brachiopodes. La détermination a permis de distinguer plusieurs exemplaires de *Plectothyrella chauveli* (HAVLICEK).

Les grès bioturbés (B5) caractérisent le membre supérieur. Il s'agit des bancs centimétriques bien continus latéralement, de couleur jaunâtres ou brunâtres, à grains moyens, sans litage interne

apparent. Sur le plan ichnologique, ce faciès est fortement bioturbé, caractérisé par les ichnogènes : *Skolithos* et *Monocraterion*.

Les grès à aspect stromatolithiques (B6) ou algaires (ARBEY, 1971) caractérisent le membre supérieur. L'interface des bancs présente des concrétions ferrugineuses (Ksar d'Ougarta).

La présence des ichnogènes *Skolithos*, *Monocraterion*, *Altichnus*, *Thalassinoides* s'associent pour former l'ichnofaciès à *Skolithos* connu généralement dans des mers peu profondes (SEILACHER, 1964, 1967 ; BRADSHAW, 1981). Cet ichnofaciès caractérise généralement la frange littorale, dans des barres d'un front deltaïque très peu profond.

Faciès (B4, B5 et B6)

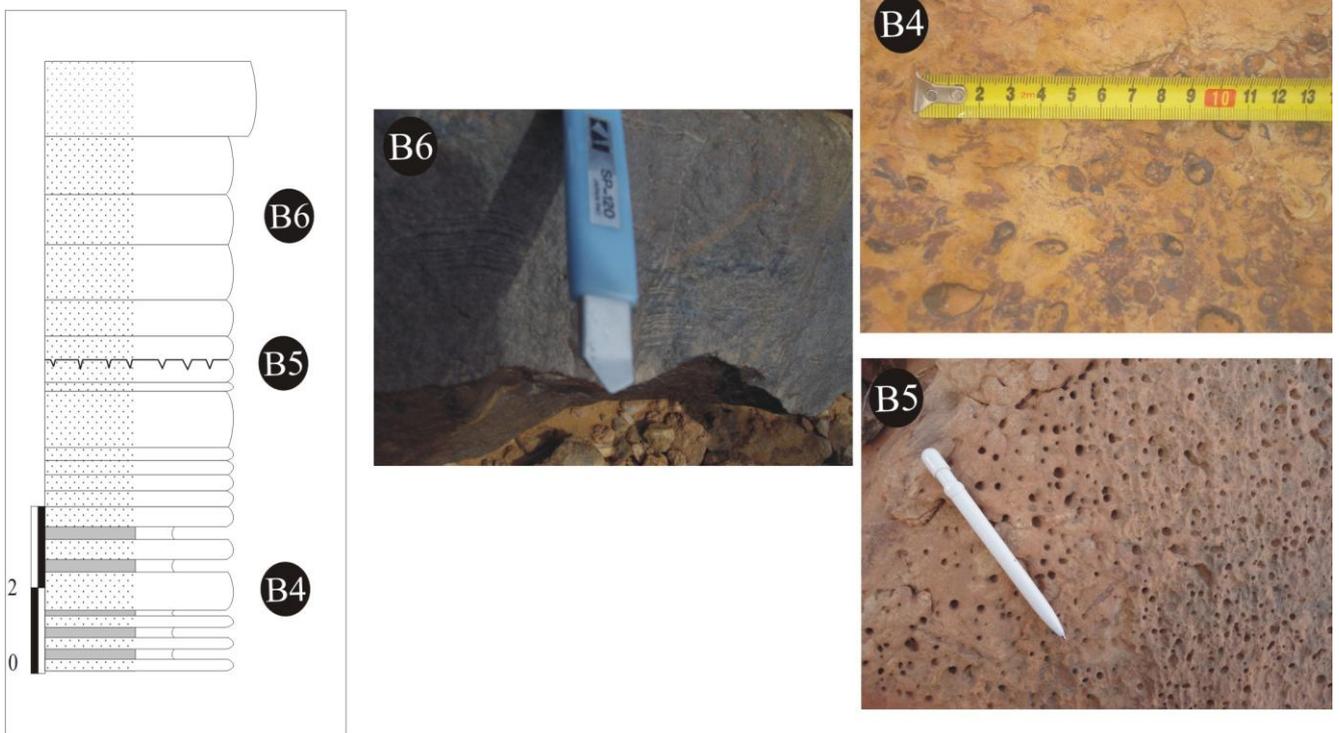


Fig : 23- Faciès gréseux (B4, B5 et B6)

Les argiles à blocs (D) de couleur roux à rougeâtre caractérisent le membre médian de "Formation du Djebel Serraf". Au sein de ces argiles un faciès conglomératique se présente sous forme de lentilles discontinues. Dans le secteur d'El Kseïb, ce type de conglomérat correspond à

des blocs hétéromorphes d'ordre décimétrique à métrique injectés dans les argiles rougeâtres ("*mud-supported*"). Ces blocs présentent, à certains endroits des plissements et des torsions synsédimentaires. Cette organisation structurale a été signalée au préalable, dans la région d'étude (ARBEY, 2006).

Ce faciès conglomératique à matrice argileuse se distingue par la présence de blocs hétérométriques et homogéniques de grande taille ("*dropstones*") pouvant atteindre occasionnellement 1m (faciès tilloïde). La plupart de ces blocs sont formés de quartzites et présentent des facettes bien marquées. L'arrivée de gros blocs semblent accidentelle, seuls des radeaux de glace, qui laissent tomber, en se fondant, du matériel sédimentaire, pouvant donner ce type de sédimentation (KONATE, 2006). Les figures de glissement indiquent la présence d'une pente sédimentaire.

FACIES (D)

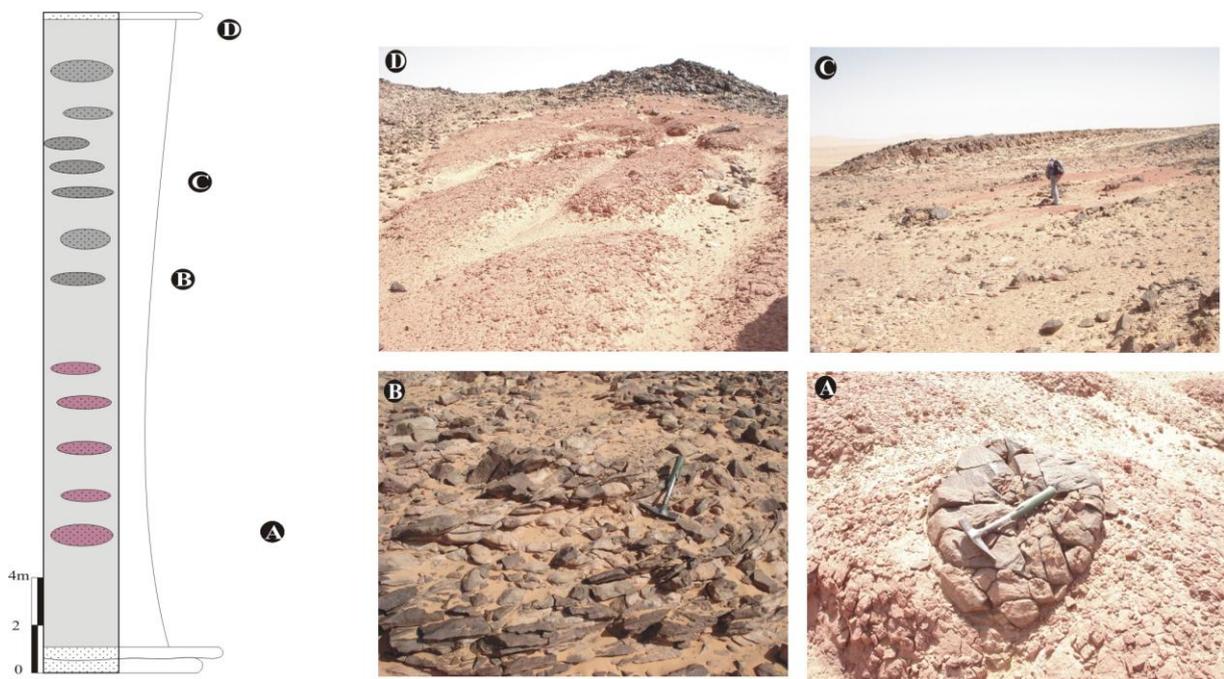


Fig. 24 : Argiles à blocs gréseux (faciès D)

B - ASSOCIATIONS DES FACIÈS ET CARACTÉRISTIQUES

Les quatre coupes étudiées de la "Formation de Djebel Serraf " (secteurs Ksar et Kseïb), quatre associations de faciès (AF1, AF2, AF3 et AF4) ont été mises en évidence. Cette association nous amène à la définition des milieux dépôts.

1- Association de faciès (AF1)

Cette association regroupe des faciès (A1 et B1). Ces faciès s'organisent généralement en séquences positives débutant par des conglomérats et se terminent par des grès. Elle atteste un régime hydrodynamique élevé. La présence des chenaux conglomératiques et des niveaux gréseux à grés-quartzitiques s'organisant pour former une séquence positive ressemblant à celle de la séquence fluviatile.

2- Association de faciès (AF2)

Elle caractérise le membre médian de la "Formation de Djebel Serraf ". Elle est rencontrée uniquement dans le secteur d'El Ksar, matérialisée par des argiles jaunâtres à la base devenant verdâtres au sommet (faciès C).

De point de vue sédimentologique, il n'y a aucun critère qui permettra de définir l'environnement de dépôts. A cet effet, ce membre se situe entre le membre inférieur fluviatile et le membre supérieur marin peu profond peut indiquer une zone de transition entre le continent et la mer.

3 - Association de faciès (AF3)

Cette association se compose de faciès (B2 et B3) ; elle présente des critères de forte énergie témoignant des phénomènes épisodiques de tempêtes. Les grès à HCS (B3) indiquent généralement des moments de tempêtes qui s'alternent avec des grès bioturbés signalant des périodes de beaux-temps ("*fair-weather*"). Les ichnogenres inventoriés désignent un substrat meuble ("*soft-ground*"). En plus des faciès précédents (B2 et B3), on note l'empilement des faciès (B4 et B5).

Les aspects stromatolithiques (B6) très rarement signalés dans les faciès gréseux, ils caractérisent généralement les faciès carbonatés. Les traces d'activités algaires ou stromatolites sont assez caractéristiques des zones supratidales et intertidales. La présence des ichnogenres *Skolithos*, *Monocraterion*, *Altichnus*, *Thalassinoides* avec la présence des traces algaires (ARBEY, 1971) s'associent pour former l'ichnofaciès à *Skolithos* connu généralement dans des mers peu profondes.

4 - Association de faciès (AF4)

Cette association est caractérisée par des argiles à blocs gréseux (faciès D). Ces blocs présentent à certains endroits, des figures de glissement synsédimentaire (slumps) qui apparaissent dans le secteur d'El Kseïb, mais les indices sédimentologiques relevés dans ce secteur ne permettent pas de déterminer avec certitude cet environnement. Ce membre est mis en place dans un environnement glacio-marin (GHIENNE *et al*, 2007) avec une pente bien accentuée vu la taille des éléments (fig. 24A) et leurs déformations.

C- MICROFACIES

1- Microfaciès (S3, S5 et S6) dans la coupe de Chaâbet Salsale (Pl. I)

Les grès (Pl. I ; So 3) du membre médian de la formation correspondent à des grès quartzitiques à ciment calcitique avec de rares grains de biotites et d'amphiboles. La forme des grains anguleux à subanguleux avec de rares grains de quartz grossiers, arrondis. Par endroit, on souligne une bioturbation légère. L'analyse microscopique du membre supérieur a révélé une siltite (So5) quartzreuse à ciment siliceux quartzitique. Quelques pores sont colmatés par des argiles. On observe quelques plagioclases. Les grains sont subanguleux à arrondis. Ce microfaciès devient une siltite quartzitique (So6). Les grains sont engrénés les uns dans les autres. Ce microfaciès se charge en grains de plagioclase et biotite. La dissolution de ces deux minéraux donne quelques plages d'argiles. En passant vers le sommet (So7, n'est pas photographiée), le faciès devient une psammite très fine à ciment argileux. Quelques rares grains d'amphiboles arrondis y sont présents.

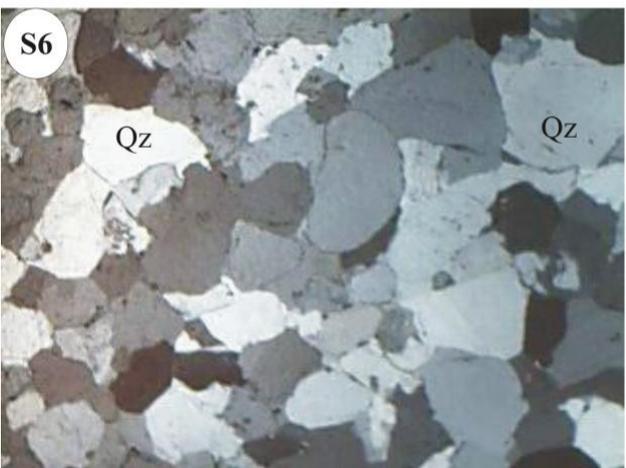
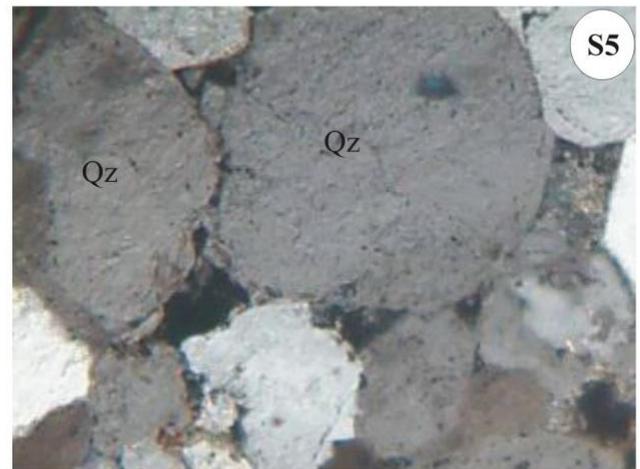
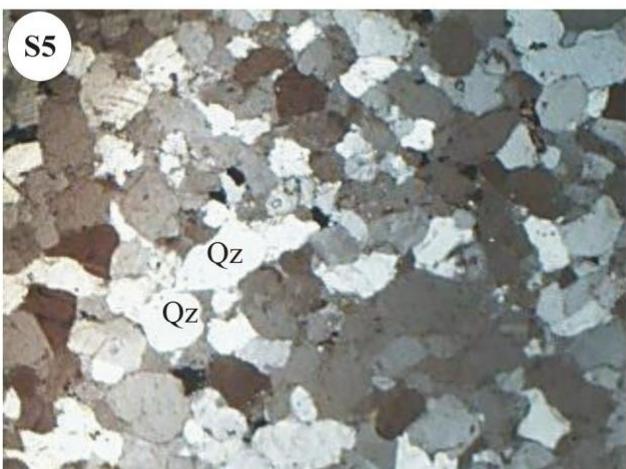
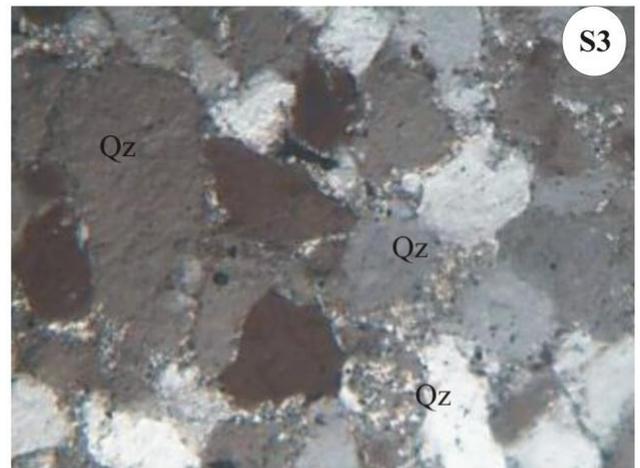
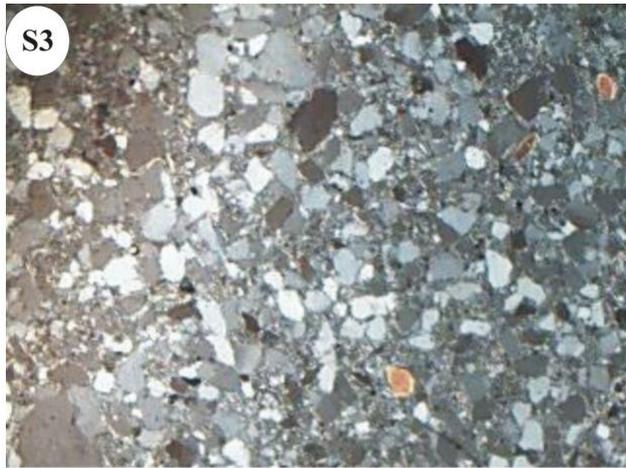


Planche I: Microfaciès (S3, S5, S6 (X 40) et détail (X 100) dans la coupe de Châabet Salsale (Description *cf.* texte)

2- Microfaciès (C1, C2 et C3) dans la coupe de Château d'eau (Pl. II)

Les faciès du membre médian (Pl. I, C1) correspond à un grès silteux très micacé, à texture très fine renfermant des grains de quartz anguleux à subanguleux dispersés dans la masse argileuse. Les gros galets sont rares, ne dépassant guère 5%. Le ciment est légèrement argileux, admettant, par endroit quelques grains de feldspaths. Au sommet de ce membre, les grès (C2) se chargent en quartz à grains moyens, anguleux à subanguleux avec la diminution des grains grossiers avec la présence des miches argileuses. Les paillettes de micas sont tantôt orientées tantôt bioturbées et dispersées. On observe par endroit, des structures de compaction à enduits ferrugineux. La roche (C3) renferme des grains de quartz à grains fins, anguleux à subanguleux. Les paillettes de mica deviennent parallèles à la stratification et bien orientées. Ces caractéristiques donnent à la roche une psammite légèrement fine à ciment argileux. Dans le faciès à grès ferrugineux (Pl. III, C4), les grains sont anguleux admettant quelques grains d'amphiboles arrondis. Quelques uns sont caractérisés par des golfes de corrosion. Sur le même faciès (C6), on observe des encroûtements ferrugineux tapissant la texture.

Au sommet, dans le membre supérieur, la roche gréseuse micacée (C9) s'enrichit davantage en biotites. Les paillettes de micas sont désorientées et leurs périphérie est en voie de dissolution donnant ainsi un ciment argileux. Les grains de quartz sont anguleux à subanguleux. Les derniers bancs de ce membre, les grès micacés deviennent des grès quartzitiques (C10) renfermant quelques grains d'amphiboles. Le ciment est siliceux. On remarque la disparition des gros grains de quartz.

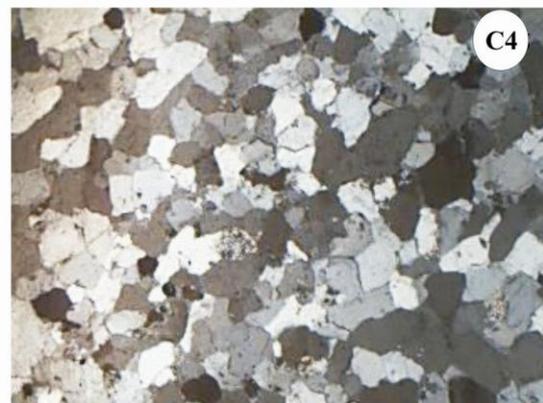
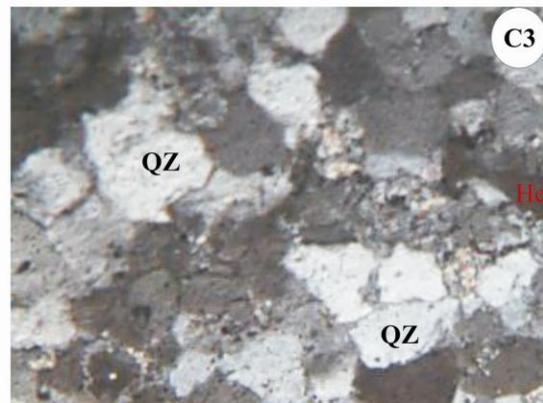
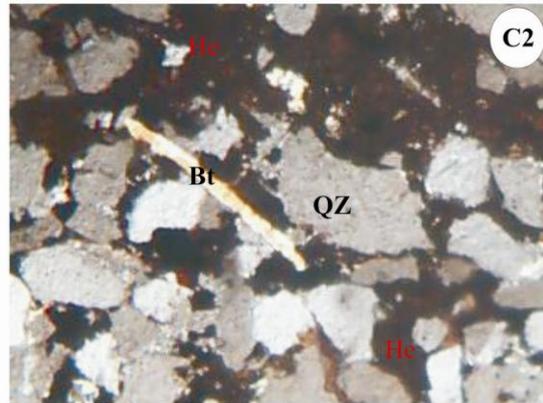
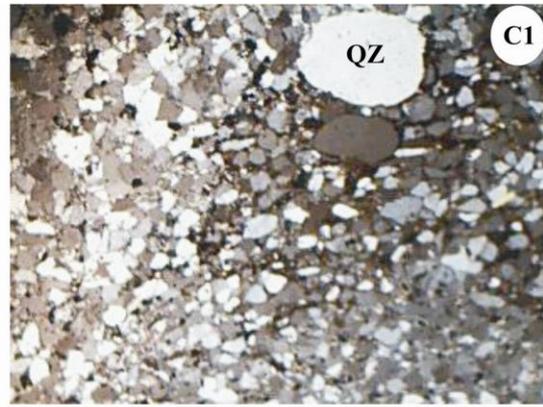
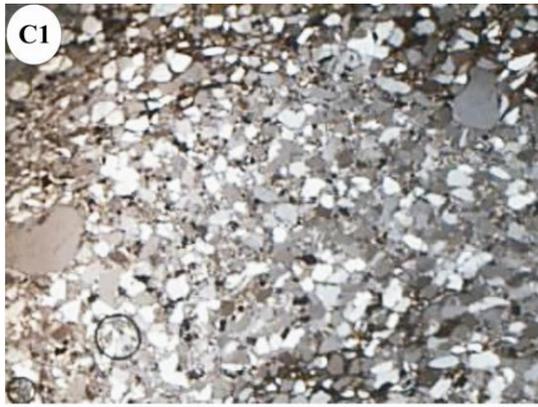


Planche II- Microfaciès (C1, C2 et C3 (X20) ; cf. texte et détail (X60) dans la coupe du Château d'eau

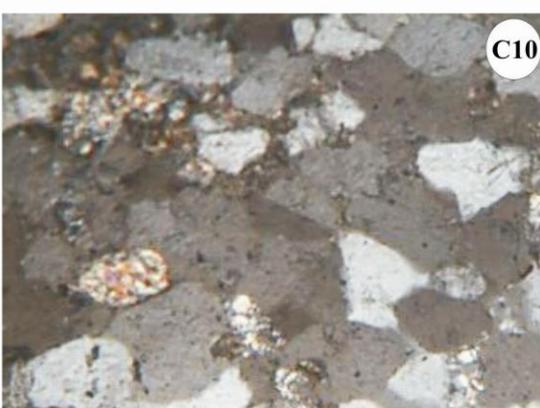
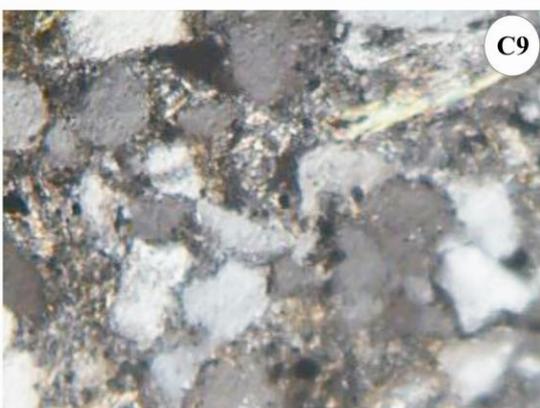
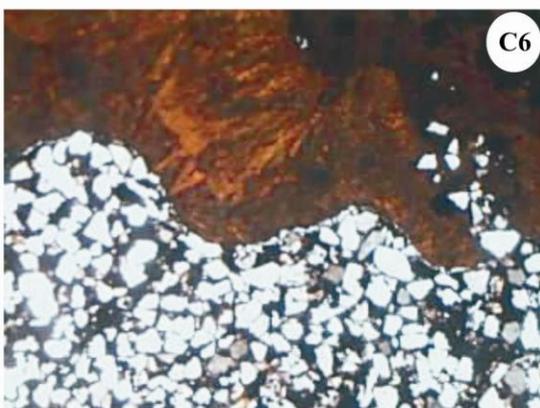
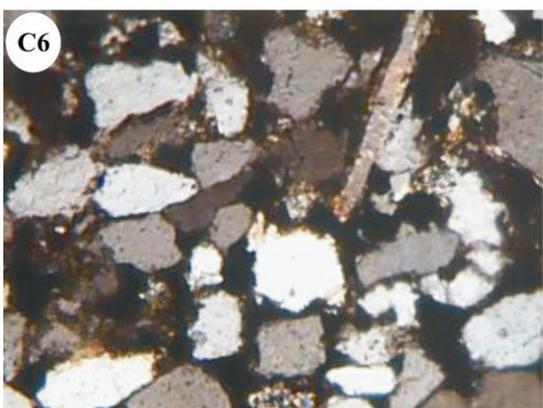
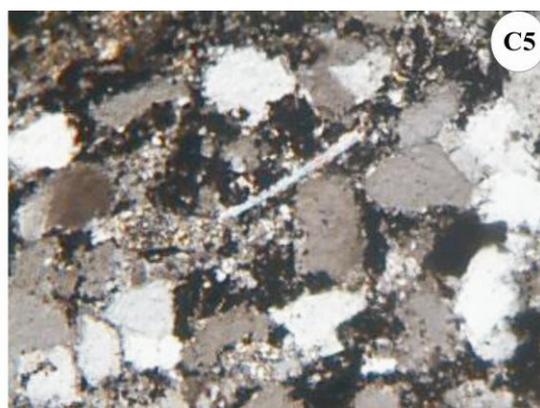
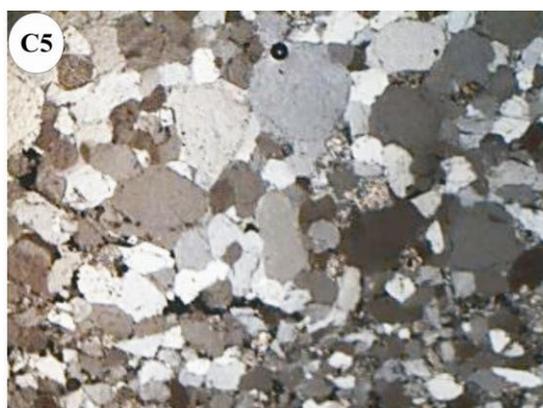


Planche III- Microfaciès (C5, C6, C9 et C10 (X40) ; cf. texte et détail (X80) dans la coupe du Château d'eau

3- Microfaciès (KS2 et KS5) dans la coupe d'el Kseïb (Pl. IV)

La confection des lames minces ont été réalisée uniquement dans le lithofaciès du membre supérieur dans un banc quartzitique (KS2). Il s'agit d'un grès à grains quartz grossiers où les éléments sont bien arrondis à ciment de contact grains à grains. La porosité est très faible sauf quelques cavités interstitielles à remplissage de matière noire ou rougeâtre probablement de la ferruginisation de teinte brune mêlée avec des argiles. Tout à fait au sommet du membre, les grains grossiers (KS5) sont corrodés donnant des golfes de corrosion (QZ). Ces cavités sont colmatées par de la matière ferrugineuse opaque.

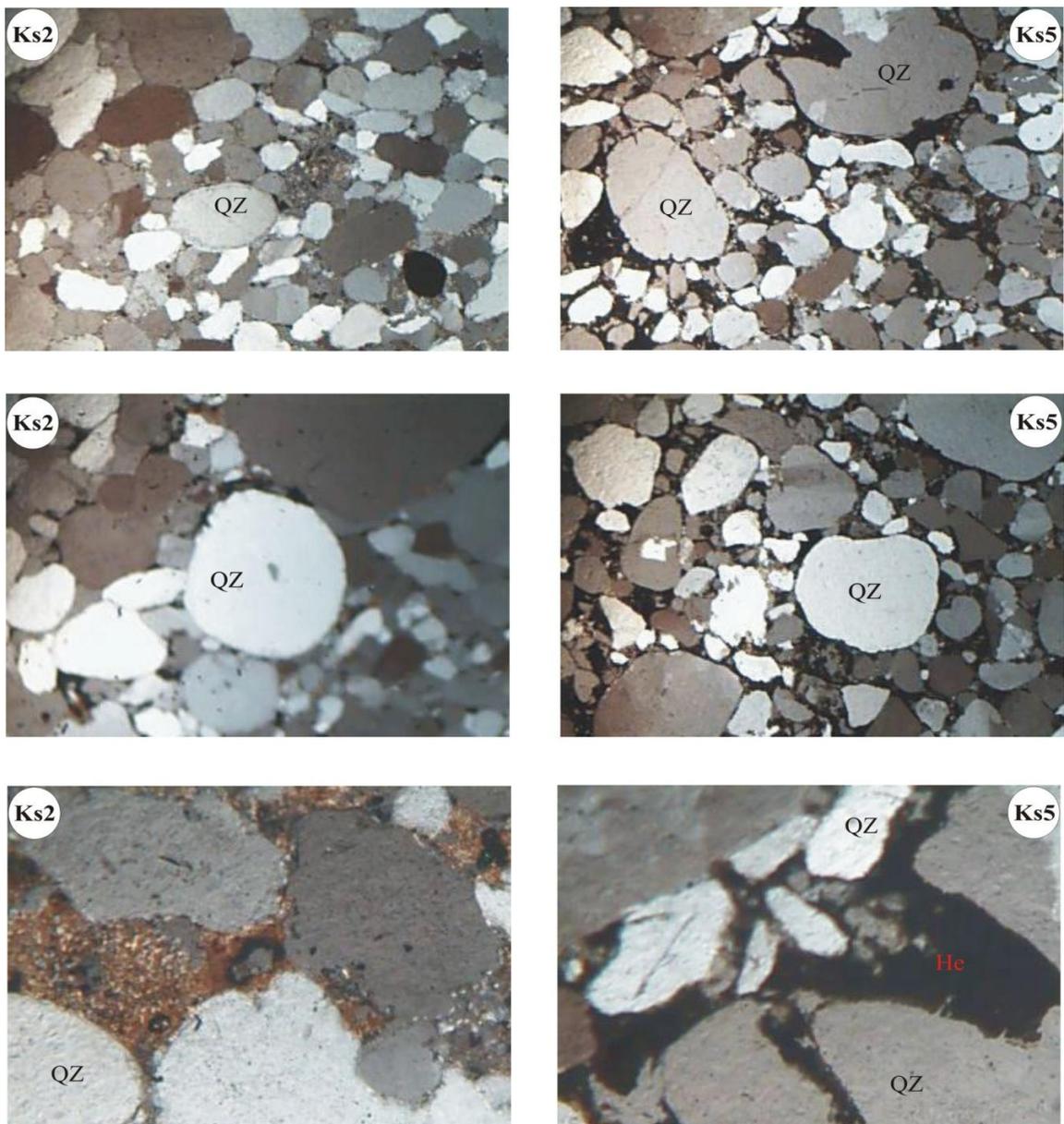


Planche IV : Microfaciès (Ks2 (X40) et Ks5 (X100) ; description, cf. texte) dans la coupe d'El Kseïb

III- ENVIRONNEMENTS ET CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES

A- MILIEUX DE DEPOT

La formation en question dans le Sahara est connue sous le nom *d'Unité IV* (DEBYSER *et al.*, 1965). Les données de terrain de l'Ordovicien terminal permet de caractériser les faciès pour reconstituer les milieux de sédimentation et la dynamique de la mise en place des dépôts. Après examen des coupes, nous avons défini trois membres lithologiques (*cité supra*). Le premier est gréseux et essentiellement quartzeux, le second argileux, alors que le troisième est composé de dépôts terrigènes silto-gréseux avec des intercalations de gros bancs quartzitiques.

La base est représentée par les argiles microconglomératiques à dragées de quartz. Ces dépôts témoignent d'un environnement marin périglaciaire, mis en place au cours de la grande glaciation ordovicienne. Les argiles microconglomératiques qui se succèdent sont les témoins de la période de déglaciation au cours de laquelle l'inlandsis disparaît. Les dragées de quartz et le matériel sableux présent dans ce niveau sont déposés en contexte marin lors de la fonte des glaciers.

Les dépôts proximaux se déposent alors au niveau de vastes plaines fluviatiles côtières que l'on appelle dans le jargon des milieux glaciers de *sandurs* (*Benhamou, per com.*) et dans des environnements littoraux par l'intermédiaire de fan-deltas. Dans le domaine côtier, les dépôts périglaciaires sont parfois mobilisés par des processus tidaux. Plus distalement, vers le SE (El Kseïb), les sédiments issus de la zone périphérique de l'inlandsis, en cours de déglaciation, transitent vers des domaines marins par l'intermédiaire d'écoulements gravitaires sous-marins déposant les *dropstones*.

Le membre supérieur est documenté de bancs gréseux portant l'empreinte de l'action des vagues de tempêtes (litages en mamelons, lags coquillers, surfaces d'érosion) avec de forts apports en matériels détritiques. Ces caractéristiques témoignent un milieu marin peu profond à barres littorales, à faible tranche d'eau. Les traces de d'activité organiques (*Skolithos, Monocraterion, Diplocraterion...*) et les lamines planes témoignent par contre de périodes temporairement calmes permettant à ces organismes de se multiplier et de se nourrir.

B- CONCLUSION ET CARACTERISTIQUES

A partir des quatre coupes géologiques levées dans les deux secteurs (Ougarta et Kseïb), l'étude sédimentologique, faciologique et biostratigraphique de la "Formation de Djebel Serraf ", nous a permis de mettre en évidence les différenciations et les caractéristiques suivantes :

1°) Dans le secteur d'Ougarta, les trois coupes (Chaâbet Salsal, Ksar d'Ougarta et Château d'eau) montrent les caractères suivants :

- présence de deux niveaux conglomératiques à la base de la formation ;
- importance des apports détritiques ainsi que le développement des barres gréseuses ;
- présence des structures d'emboîtements ;
- sédimentation argileuse ;
- existence de litages obliques en mamelons (*HCS*) et de litages horizontaux ;
- présence de 2 à 3 niveaux à brachiopodes.

2°) Dans le secteur d'El Kseïb, une seule coupe a été étudiée montrant les caractères suivants :

- présence d'un seul niveau conglomératiques à la base de la formation ;
- importance des apports détritiques ainsi que le développement des barres gréseuses ;
- sédimentation argileuse puissante renferme des blocs conglomératiques très importants;
- existence de litages obliques en mamelons (*HCS*) et de litages horizontaux ;
- présence d'un seul niveau à brachiopodes.

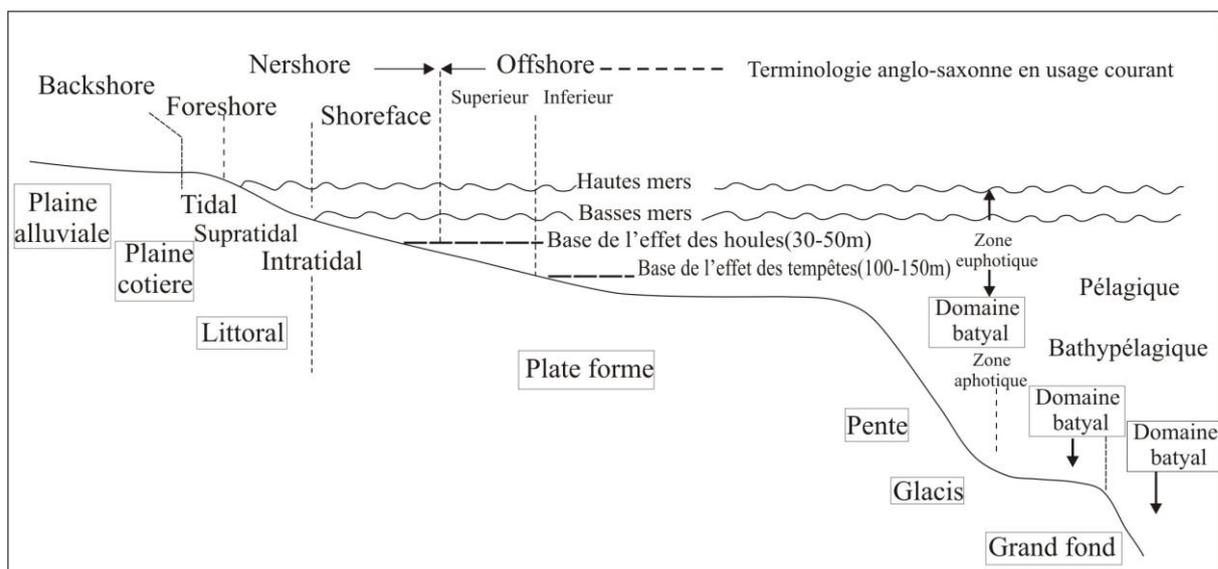


Fig. 30- Zonations verticales des fonds marins et terminologie en usage selon les profondeurs d'eau (D'après BIJU-DUVAL, 1999)

IV- ICHNOLOGIE

A- DEFINITION

L'ichnologie est la discipline qui étudie les traces laissées par les organismes vivants (terriers, traces de reptation ou autres évidence d'activité organique). Les éléments qui doivent être décrits sont divers : forme des terriers, présence de murs, composition des sédiments remplissant le terrier et la relation entre les divers terriers dans une même strate.

B- ICHNOFOSSILES ET EVENEMENTS PALEOECOLOGIQUES

Les ichnofossiles étant autochtones, apportent des données précieuses pour les tentatives de reconstitution paléo-écologique (FREY, 1978). Une association de traces serait le résultat de l'action de différents organismes qui vivaient dans des conditions très semblables : c'est le "Concept d'ichnofaciès" (SEILACHER, 1963, 1964). A ces conditions, s'ajoutent d'autres facteurs telles que la turbidité de l'eau (PEMBERTON *et al.*, 2001). De telles caractéristiques variables, entraînent des changements rapides d'ichnofaunes qui s'observent dans les turbidites (MILLER 1991; PEMBERTON *et al.* 2001) et dans les environnements où il y a alternance de périodes de calme et de tempête (PEMBERTON *et al.* 2001). Des événements tels l'arrivée de courants de turbidite et les tempêtes permettent la survie momentanée d'organismes qui préfèrent ces dépôts

événementiels. Ces organismes sont appelés les opportunistes, ils exploitent la matière organique emmenée par ces sédiments.

C- ICHNOFACIES DE SEILACHER

Le "Concept d'ichnofaciès" correspond à une association caractéristique d'ichnotaxa qui est l'expression directe des conditions environnementales comme la bathymétrie, la salinité, la consistance du substrat (SEILACHER, 1963, 1964 ; SEILACHER & MEISCHNER, 1964 ; BROMLEY, 1990) (Fig. 28)

D- TYPES D'ICHNOFACIES

A l'origine SEILACHER (1964) induisit six ichnofaciès (Ichnofaciès à *Scoyenia*, *Skolithos*, *Glossifungites*, *Cruziana*, *Zoophycos* et *Nereites*) auxquelles s'ajoutèrent successivement deux autres, basés principalement sur la consistance du substrat : ichnofaciès à *Trypanites* (FREY & SEILACHER, 1980) ; ichnofaciès à *Teredolites* (BROMLEY *et al.* 1984) (Fig. 28) et une autre concernant des environnements littoraux : ichnofaciès à *Psilonichnus* (FREY & PEMBERTON, 1984). Actuellement, deux autres sont introduits concernant deux environnements continentaux : ichnofaciès à *Mermia* (lacustre) et ichnofaciès à *Coprospheroida* (fluviale) (BUATOIS *et al.*, 1998).

E- ICHNOFACIES DU SECTEUR D'ETUDE

Dans la région d'étude, l'Ashghilien offre une épaisse série de grès et de quartzite (membre inférieur) qui se charge progressivement en Argiles vers la partie médiane (argiles d'El Kseib), pour passer à des barres gréseuses métriques formant ainsi le membre supérieur de la formation étudiée.

L'étude ichnologique de la formation de Djebel Serraf à l'Ougarta est caractérisée par la présence de quatre ichnogenres (Pl. V et VI) qui sont selon un ordre alphabétique : *Altichnus*, *Monocraterion*, *Skolithos* et *Thalassinoides*. Le premier et le dernier ichnogenre étant très rare, alors que les deux autres sont très fréquents et ils sont parmi les caractéristiques de cette formation. La figure 36 montre les aspects de l'ichnofaciès à *Skolithos*, caractérisé spécialement par des terriers verticaux simples (*Skolithos*) ou en U (*Arenicolites*, *Diplocraterion*).

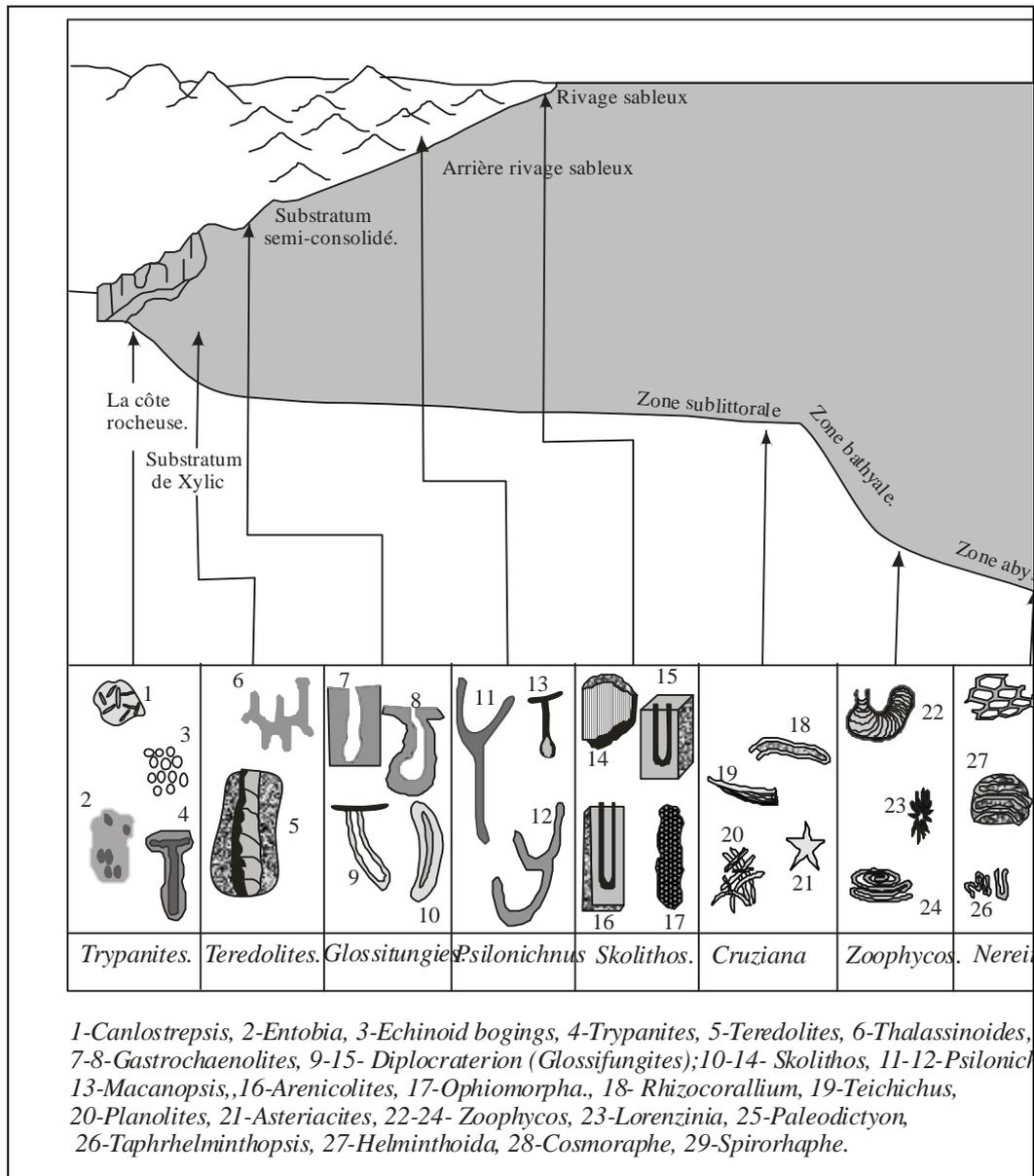


Fig.35 : Distribution des Ichnofaciès (SEILACHER, 1963, 1967 ; CRIMSE, 1974, EKDAL et al., 1984)

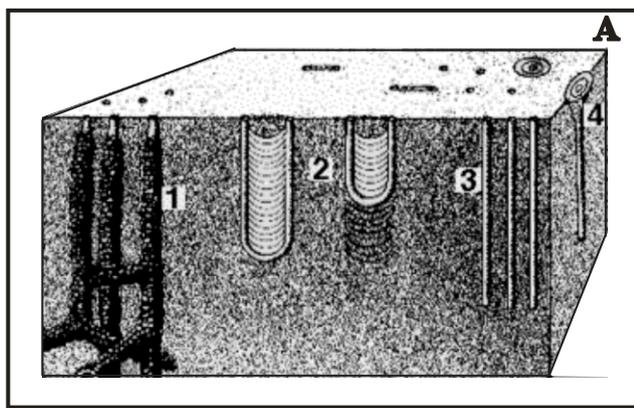


Fig. 36: L'ichnofaciès à *Skolithos* : 1- *Ophiomorpha*, 2- *Diplocraterion*, 3- *Skolithos*,

L'ichnogène *Thalassinoides* a été signalé dans la transition entre le membre médian et supérieur. Il semble illustrer un environnement plus profond de la coupe. En effet, cet ichnogène, est souvent signalé dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (SEILACHER, 1967 in MALARKODI & al., 2009 ; UCHMAN, 1995 ; TUNIS & UCHMAN, 1996 ; BENDELLA & al., 2011). Mais il a été également signalé dans des environnements divers : milieu oxygéné, mer ouverte. Le milieu correspondait à un environnement marin relativement profond, protégée des courants de tempêtes. Cette protection favorise la sédimentation d'un matériel par décantation. L'ichnogène *Altichnus* (Pl. VI, 1A) étant très rare, sa présence ne peut être prise en considération dans l'interprétation des ichnofaciès.

Ichnofossiles *Skolithos* (Pl. VI, S) et *Monocraterion* (Pl. VI, M) sont les plus abondants. Les spécimens rencontrés sont parfois très rapprochés formant ainsi des structures de *pipes rock* (Pl. V, A). Ce type de structure est généralement signalée dans des environnements marins peu profonds (SEILACHER, 1967 ; ALPERT, 1974, 1975 ; FREY & PEMBERTON 1984 ; FILLION & PICKERILL, 1990). Ces deux ichnogènes sont caractéristiques de l'ichnofaciès à *Skolithos* (SEILACHER, 1967). Il indique des changements brusques des conditions environnementales, généralement de haute énergie de tempête (FREY & PEMBERTON, 1984). Ces conditions sont typiques des plages aériennes et sous marines. Ces ichnogènes traduisent un substrat de type *soft-ground* très imbibé d'eau.

En ce qui concerne la bathymétrie, les données ichnologiques et sédimentologiques convergent et plaide en faveur d'une côte littorale très peu profonde qui correspondrait à l'ichnofaciès à *Skolithos*.



Photographie montrant une surface supérieure d'un niveau gréseux fortement bioturbée de type *pipe rock*



Niveau de grès quartzitique biourbé par *Skolithos* et *Monocraterion*



Monocraterion : au milieu à côté de l'échelle *Skolithos lineris* ? et *Altichnus* (à gauche)



Photographie montrant un terrier de *Skolithos* (contact avec l'échelle), celui de droite est un *Monocraterion*

D- CONCLUSION

Un seul ichnofaciès a été décrit dans ce présent travail ; il s'agit principalement de l'ichnofaciès à *Skolithos*. Il est présenté par des traces d'habitat (*Domichnia*), des traces de nutrition (*Fodinichnia*). Ils ont été réalisées dans la zone à *Skolithos*, à hydrodynamisme plus ou moins élevée et peu profonde (supratidal à intertidal).

V- CONCEPTS ET DEFINITION DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

A- PRINCIPES ET METHODES

Le principe essentiel de la stratigraphie sismique tel qu'il a été défini et développé par le groupe EXXON est le suivant : 1°) la mobilité latérale et 2°) la géométrie des corps sédimentaires. Ces deux paramètres sont déterminés par les variations de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments (VAIL et *al.*, 1987). Cet espace est contrôlé par quatre facteurs : 1°) le flux sédimentaire ; 2°) l'eustatisme (changement du volume d'eau, glacio-eustatisme, tectono-eustatisme) ; 3°) la subsidence régionale /ou la tectonique locale ; et enfin 4°) le climat.

B- SEQUENCES DE DEPOT

La stratigraphie séquentielle s'attache aux relations verticales et latérales qui existent entre les séquences de dépôt. Une séquence de dépôt est une unité génétique mise en place en un point précis au cours d'un cycle de variations du niveau relatif de la mer.

C- CYCLE SEDIMENTAIRE

Ce cycle se compose de plusieurs stades successifs (fig. 32) pendant lesquels se mettent en place des cortèges sédimentaires (POSAMENTIER et *al.*, 1988) : 1°) régression ou prisme de bas niveau ; 2°) transgression et intervalle transgressif ; 3°) inondation et surface d'inondation marine, qui se produit juste avant le maximum de transgression ; 4°) maximum de transgression et début de la chute du niveau marin relatif ou prime de haut niveau.

D- LIMITES DE SEQUENCES

Les cycles sont séparés par des " limites de séquences, LS" (MITCHUM, 1977) qui correspondent à la chute du niveau marin relatif. Seules les surfaces sédimentaires correspondent aux " limites de séquences" (VAIL *et al.*, 1977 et les "surfaces d'inondations " (LOUTIT *et al.*, 1987 ; GALLOWAY, 1989) sont des surfaces-temps. Elles peuvent être ainsi utilisées comme éléments de corrélations chronostratigraphiques séparant les unités sédimentaires.

VI- DECOUPAGE SEQUENTIEL DE L'ORDOVICIEN FINAL

L'application des méthodes de la stratigraphie séquentielle, en particulier l'identification : 1°) des discontinuités majeures ; 2°) la mise en évidence des lacunes stratigraphiques ; 3°) le repérage des tendances rétrogradantes (transgressives) ou progradantes (régressives) des séquences mineures (fig. 31) ; 4°) la caractérisation des surfaces de transgression et d'inondation maximum, etc., (fig. 33), nous a permis de proposer un découpage de la succession de l'Ordovicien terminal (Ashgilien) en groupes de séquences de dépôt (SD).

A- DISCONTINUITES

1- Définition

Les discontinuités sont des coupures sédimentaires qui marquent un ralentissement, un arrêt de la sédimentation ou des phénomènes d'érosion ou ravinement. Elles correspondent à l'enregistrement d'événements géodynamiques et/ou climatiques (MERZERAUD, 1992). Ces phénomènes peuvent être locaux et liés à l'hydrodynamisme, ou bien globaux donc d'origine eustatique. Ils sont généralement à mettre en relation avec les modifications périodiques de l'orbite terrestre (cycles de Milankovitch) (BERGER, 1978 ; BERGER *et al.*, 1984 ; FISHER, 1986 ; SCHWARTZACHER, 1991) .

2- Discontinuités rencontrées dans la région d'étude

La formation en question est limitée par trois grandes discontinuités. Selon la nature et l'intensité de l'événement, ces discontinuités peuvent s'exprimer sous forme de surfaces d'érosion, ou par le développement de niveaux condensés.

- **D1 (= LS.1)** ; il s'agit d'une surface d'érosion ou de ravinement marquant la limite entre la "Formation de Bou M'houed" et la "Formation de Djebel Serraf ". Elle est caractérisée par des conglomérats chenalisés.
- **D2 (= LS.2)** ; elle correspond à une surface irrégulière ou de ravinement qui couronne le toit du dernier niveau gréseux du membre inférieur de la formation.
- **D3 (= LS.3)** ; il est caractérisé par une bioturbation intense formée de terriers de type *Skolithos*. Cette discontinuité souligne la limite entre le membre médian et le membre supérieur de la formation.
- **D4 (= LS.4 ou SIM)** ; elle coïncide avec l'apparition d'un niveau condensé à brachiopodes (*Plectothyrella chauveli* HAVLICEK). Ce niveau enregistre la remontée du niveau marin.
- **D5 (=LS.5)** ; c'est une discontinuité d'ampleur régionale qui scelle la barre gréseuse quartzique. Elle correspond à un changement lithologique et paléogéographique pour mettre fin aux matériels silicoclastiques fini-ordoviciens pour annoncer la sédimentation silurienne.

Il est à noter que d'autres discontinuités d'importance locale y peuvent distinguer tels que les joints et les diastèmes qui marquent une rupture d'énergie hydrodynamique, les surfaces à rides de courant et les bioturbations indiquent généralement l'arrêt momentané de la sédimentation.

B- HIERARCHISATION DES SEQUENCES

1- Les séquences élémentaires ou paraséquences (fig. 31) :

Ces séquences correspondent à des cycles de haute fréquence dites quatrième à sixième ordre. Elles sont les éléments de base des cortèges sédimentaires. Elles sont parfaitement enregistrées dans la "Formation de Djebel Serraf" (Ashgilien). On peut distinguer cinq à six types de séquences élémentaires qui sont constituées par deux pôles détritiques (rarement trois pôles) différents, traduisant des changements énergétiques.

- **CGA** : cette séquence qui caractérise le membre inférieur de la coupe, correspond à une succession positive (*sensu* LOMBARD, 1956). Elle est formée de trois pôles détritiques

[(conglomérat (C), grès (G) et argile (A)] qui traduisent une diminution progressive de l'énergie hydrodynamique. Elle est limitée souvent par une surface d'érosion à la base (fig. 31 ; CGA). Parfois, la séquence mineure est incomplète où le terme argileux est absent (CG).

- **GA** : ce type de séquence occupe généralement la partie sommitale du membre inférieur et la quasi-totalité du membre médian. Il s'agit d'une séquence binaire gréseuse à la base et argileuse au sommet marquant une diminution notable de l'énergie. Ainsi, le terme gréseux se dépose sous forme d'une épaisse barre gréseuse (fig. 31 ; GA1) ou un banc mince centimétrique (fig. 31 ; GA2), souvent chenalisé avec des bases érosives (fig.3 ; GA3),

- **AG** : cette séquence est signalée uniquement dans le membre médian de la formation. Elle est constituée d'une évolution texturale négative d'un terme argileux vers les quartzites, tout en passant vers une phase intermédiaire responsable au dépôt d'un terme argilo-gréseux. Cette évolution à tendance négative marque l'augmentation progressive de l'hydrodynamisme.

- **CA** : ce type de séquence a été rencontré uniquement au niveau de la coupe El Kseïb. Il est matérialisé par un terme microconglomératique à dragées de quartz à la base et un autre argileux au sommet. Cette succession atteste un changement brutal de la vitesse du flux sédimentaires liée aux changements de l'hydrodynamisme sur une pente. Il est à noter que le terme conglomératique au niveau de ce membre médian (Argile de Kseïb) apparaît sous deux formes dans la coupe d'El Kseïb :

1°) - conglomérats massifs de type "*clast-supported*", chenalisés composés de galets hétérogènes et hétéromorphes emballés dans une matrice gréseuse. Il constitue les 2/3 à la base du membre médian.

2°)- conglomérats de type "*mud-supported*", constitués de blocs grés-argileux décimétriques à métriques parfois slumpés de couleur rougeâtre à la base, grisâtre au sommet et enrobés dans une matrice argileuse abondante. Il constitue le 1/3 au sommet du membre médian.

Il est à noter que ce conglomérat est de granulométrie moyenne, de type "*mud-supported*", dans la coupe d'El Ksar.

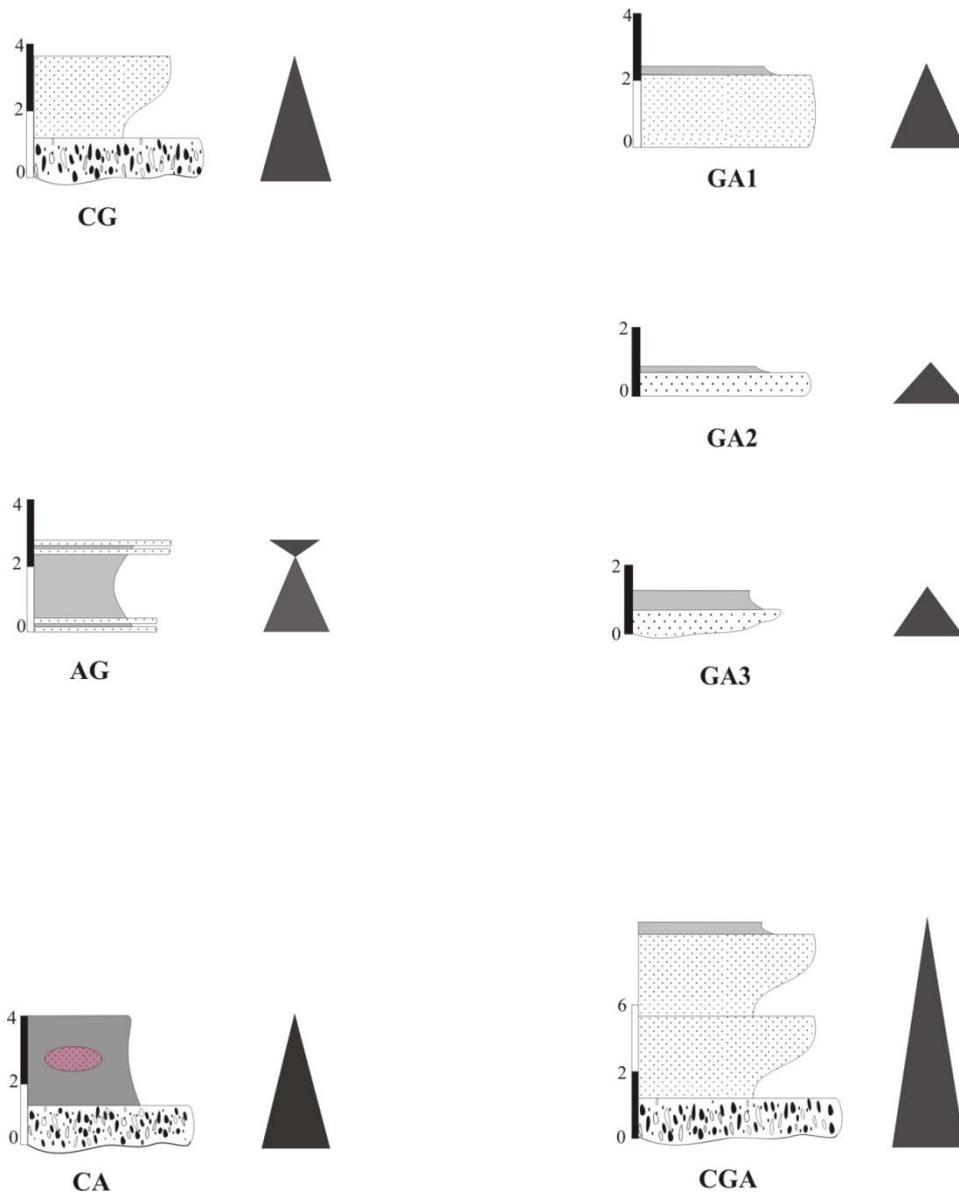


Fig : 31- Quelques exemples de séquences élémentaires ou paraséquences

2- Les séquences de 3^{ème} ordre (ou de court terme)

Ces séquences correspondent à des variations relatives du niveau marin à court terme dite de troisième ordre. On distingue deux types de cortèges sédimentaires (fig. 32) dans chaque séquence de dépôt :

a- Le cortège transgressif (Transgressive System Tract ; TST) : il correspond à l'enregistrement sédimentaire de la montée eustatique maximale à la suite de la fonte des glaces. Il est caractérisé par une brique paraséquentielle transgressive et aggradante et présente une surface de

transgression à sa base. Le sommet de ce cortège correspond, soit à une argilosité, soit à une surface condensée témoin de l'étape maximale de transgression et donc à la surface d'inondation maximale, ou SIM (*Maximum Flood Surface* ; MFS). Cette surface marque le changement de la disposition des paraséquences rétrogradantes vers des paraséquences progradantes.

b- Le cortège de haut niveau (*High System Tract* ; HST) : situé dans la partie supérieure de chaque séquence définie ; il débute par des paraséquences aggradantes et se termine par des paraséquences progradantes. Il se développe vers la fin de la montée eustatique, durant la stabilité eustatique et pendant le début de la chute du niveau marin. Les paraséquences sont stratocroissantes et granodécroissantes.

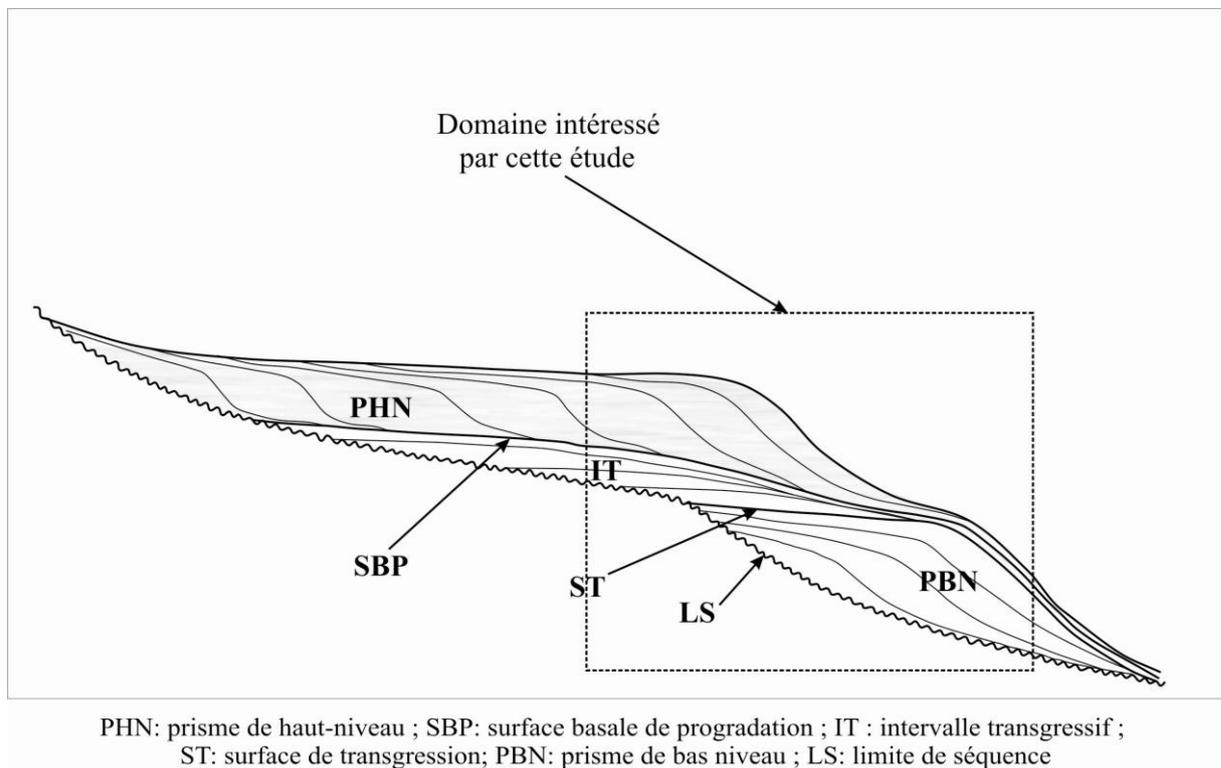


Fig. 38 : Stratigraphie séquentielle et schéma théorique d'organisation des corps sédimentaires

3 – Le cycle de 2^{ème} ordre

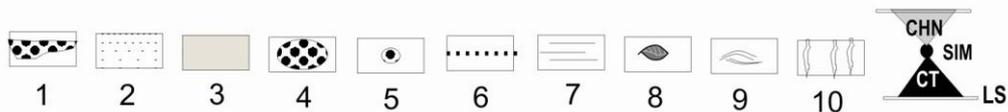
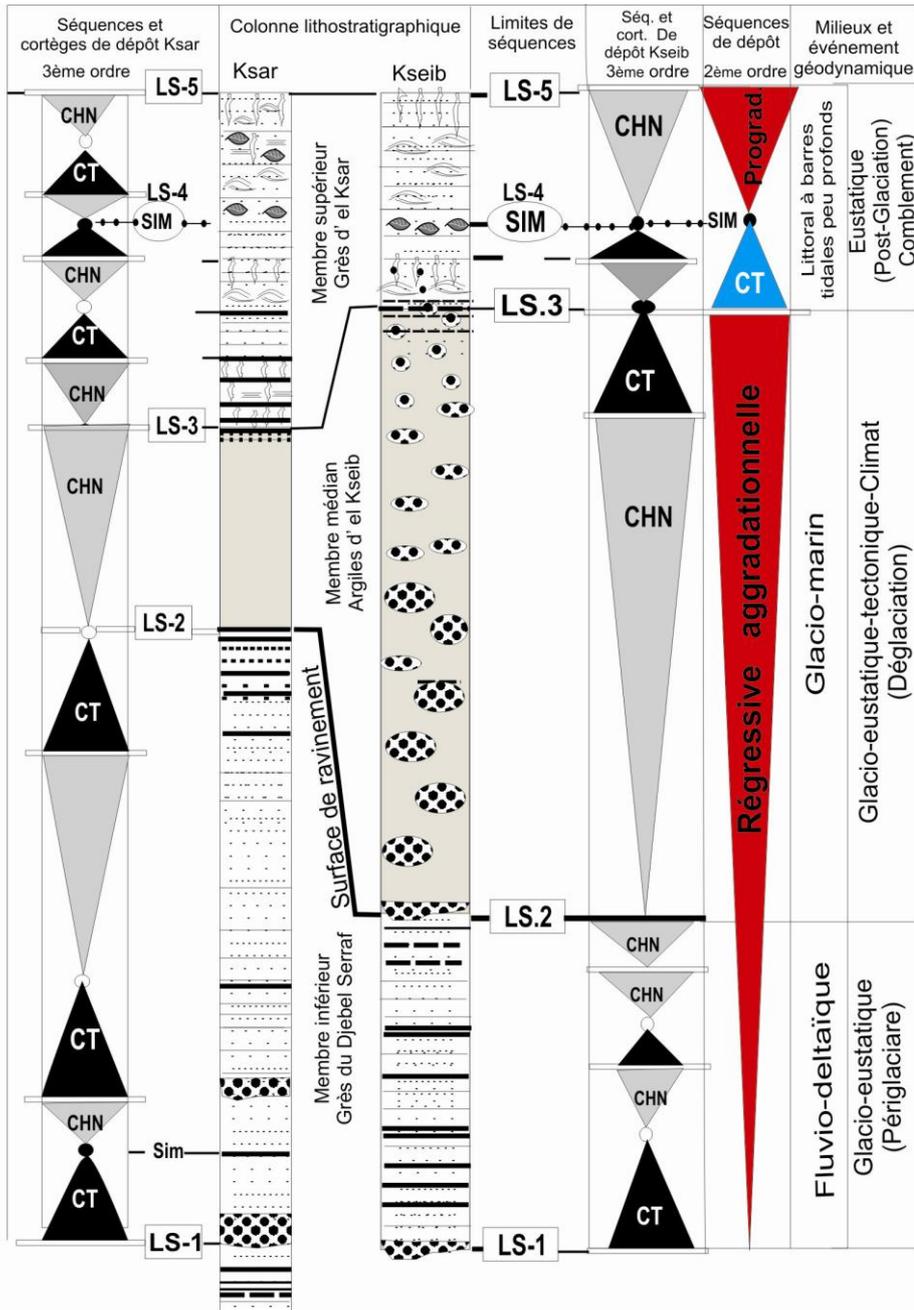
Ces séquences correspondent à des variations relatives du niveau marin à long terme dite de second ordre. On distingue trois demi-cycles.

a- Le 1/2 cycle régressif et aggradant. L'empilement des séquences de dépôt de divers termes a permis de distinguer un 1/2 cycle régressif aggradationnel constituée par un empilement de plusieurs séquences à moyen terme caractérisée par des alternances grès-argiles et parfois soumis à des chenaux à remplissages détritiques. Au sommet du membre médian, ce cycle est documenté par une surface d'érosion qui reflète le délestage total des eaux chargées des sédiments grossiers (dropstones).

b- Le 1/2 cycle transgressif. Il correspond à l'enregistrement sédimentaire de la montée eustatique maximale. Il s'agit d'un cortège intermédiaire. Il est caractérisé par des paraséquences rétrogradantes et présente une surface de transgression à sa base. Le sommet de ce cortège correspond à un niveau condensée témoin de l'étape maximale de transgression et donc à la surface d'inondation maximale, ou SIM (*Maximum Flood Surface* ; MFS). Cette surface marque le changement de la disposition des paraséquences rétrogradantes vers des paraséquences progradantes.

b- Le 1/2 cycle régressif et/ou de progradation. La partie basale traduit une diminution progressive des apports détritiques d'origine continentale et l'augmentation de l'énergie hydrodynamique. Ce cycle enregistre l'arrêt des apports détritiques fluvio-deltaïques sous l'effet d'une baisse eustatique permettant l'installation d'un régime sédimentaire littoral. La partie sommitale de cette mégaséquence indique la progradation des apports silicoclastiques et l'installation d'une plate-forme déritique peu profonde, influencée par des barres tidales.

Cette plate-forme est soumise à un régime hydrodynamique fort (troncature, *HCS*), caractéristique d'un milieu marin à faible tranche d'eau soumis à l'action de tempêtes (tranche d'eau inférieure à la centaine de mètres) avec de forts apports en matériels détritiques. Les lamines planes et les traces de *Skolithos* témoignent par contre de périodes temporairement calmes permettant à ces organismes de se développer et à la recherche de nourriture.



1- Chenalisation ; 2- Grès ; 3- argiles ; 4- Microconglomérats à dragées de quartz ; 5- Galets grossiers ; 6- Galets moyens ; 7- Laminations ; 8- Brachiopodes ; HCS ; 10- *Skolithos* ; LS- Limite de séquence ; CT- Cortège transgressif ; SIM- Surface d'inondation maximale ; CHN- Cortège de haut niveau.

Fig. 39 : Corrélation, cortèges de dépôts, cycles sédimentaires et évènements dynamiques de la "Formation du Djebel Serraf"

C- DYNAMIQUE ET CONTRÔLE DE LA SEDIMENTATION DE LONG TERME

1- Les séquences dans le cadre environnemental

A la fin de l'Ordovicien, les dépôts sédimentaires du K'sar d'Ougarta et les abords témoignent des effets d'une remontée du niveau marin constituant les dépôts d'un cortège progradant soumis à l'influence hydrodynamique intense (marées, tempêtes). Cette dernière accompagne la disparition de l'inlandsis hirnantien (ou la fonte des glaces).

Les dépôts enregistrent les apports glacio-marins et fluvio-deltaïques contemporains depuis le proche domaine émergé, très certainement situé plus au Sud (Benhamou, *per com.*). L'intervalle transgressif marque une phase d'équilibre de l'accommodation (aggradation) où les effets de la transgression marine étant compensés par les apports fluviatiles alimentent les barres tidales.

De plus, la disparition de l'inlandsis pourrait se produire par saccades, ce qui expliquerait la progradation de plusieurs complexes de barres tidales qui se superposent à la fin de la séquence de 2^{ème} ordre. L'influence fluviale, favorable à leur progradation se réduit au fur et à mesure au sommet des Grès du K'sar d'Ougarta, et l'influence marine y devient plus marquée (brachiopodes, bivalves). Au sommet, la sédimentation devient argileuse (non représenté sur la coupe), ce sont des argiles à graptolites du Llandovery ; Legrand, 1988).

2- Séquences et relation avec l'évolution structurale

Les cycles régressifs-transgressifs paraissent avoir été induits par la succession des phases d'extension et de subsidence. Elle correspond à la période de rifting calédonien-varisque qui affecte le nord-gondwanien (Aït Ouali et Nadjari, 2006, 2011). Les épisodes d'extension sont responsables à des failles synsédimentaires, des basculements de blocs, des glissements et des variations latérales d'épaisseurs des membres (fig. 18 et 41).

Chaque épisode d'extension a été suivi d'un "à-coup" dans la subsidence régionale, ce qui paraît avoir déterminé les phases transgressives au second ordre. Le pic de transgression au second ordre dans la région a été daté par le niveau condensé à brachiopodes (*Plectothyrella chauveli* HAVLICEK).

Les corrélations régionales relatives aux cycles de second ordre suggèrent donc l'existence en somme, d'un effet tectono-eustatique.

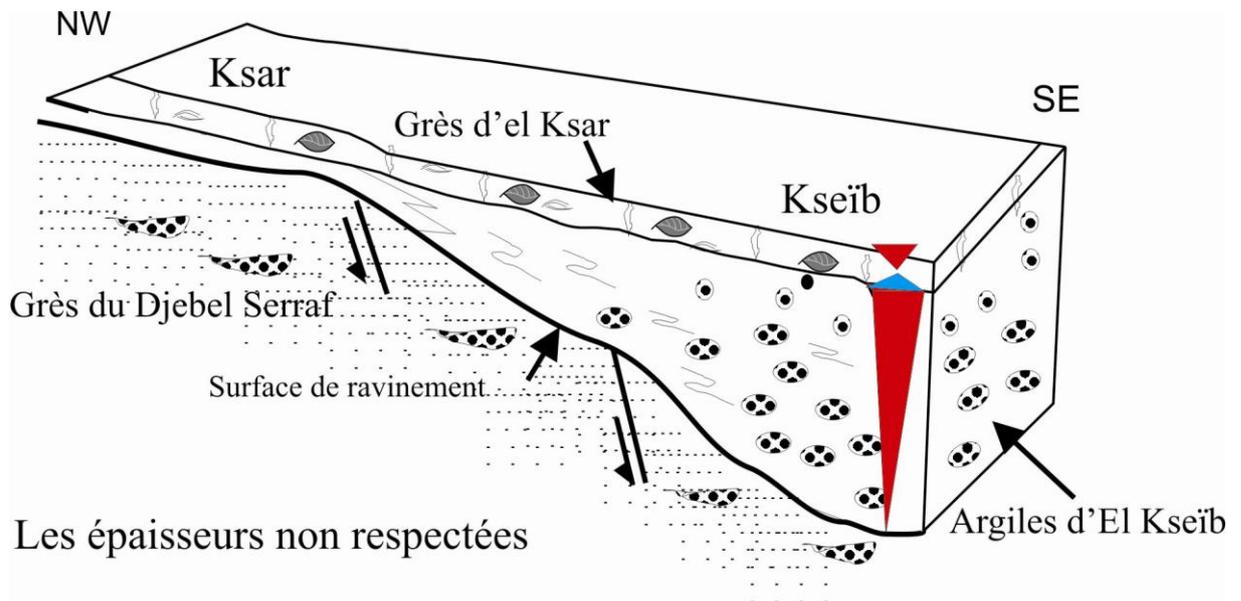


Fig. 40 : Bloc diagramme illustrant la paléotopographie influencée par la tectonique locale

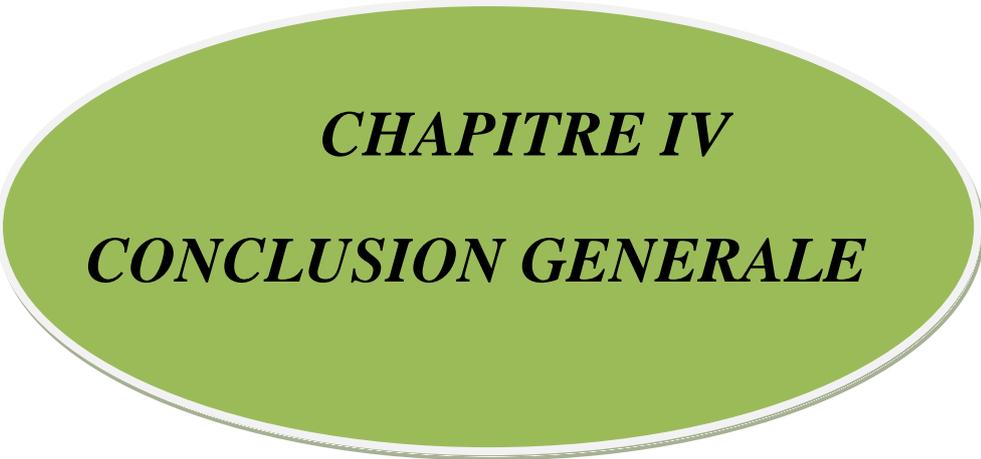
3- Quantification des séquences et variation du niveau marin

Pendant les périodes régressives à long terme, les cortèges de haut niveau du membre médian, les séquences de troisième ordre sont plus développées que ceux du cortège transgressif dans el Kseïb. Au contraire, pendant les périodes de transgression à long terme, les cortèges de haut niveau et les cortèges transgressifs sont plus ou moins semblables à El K'sar.

Par ailleurs, les surfaces d'érosion qui limitent les séquences sont les mieux exprimées dans le secteur d'El Ksar vers la fin des périodes de régression au 3^{ème} ordre. Les niveaux condensés dans le secteur d'El Ksar sont multipliés (2 à 3 niveaux) par des à-coups et ils sont caractéristiques des périodes de transgression au 2^{ème} ordre. Ils sont amoindris (un seul niveau) par le surcreusement de la vallée incisée dans le secteur d'El Kseïb.

D- CONCLUSIONS

L'analyse séquentielle a permis de distinguer cinq à six types de séquences élémentaires répétitives à évolution granulométrique et texturale, formée de deux à trois pôles détritiques (fig. 31). Elles sont positives, caractérisées par une décroissance d'énergie hydrodynamique ou négatives et elles sont interrompues par des discontinuités sédimentaires de type divers (ravinement, rides de courant, bioturbation...). Ces séquences élémentaires s'empilent pour en donner des séquences de 3^{ème} ordre, cinq SD dans la coupe d'el Kseïb et six dans la coupe d'el Ksar, réparties dans les trois membres. Ces séquences à court terme sont regroupées en induisant un cycle de 2^{ème} ordre, assimilé au tectono-eustatisme. Cette dynamique se combine surtout avec les effets de la déglaciation qui se documentent (Unité IV de l'Ashgill) par de spectaculaires dépôts glacio-marins. Il correspond à la séquence progradante ou agradante de la période régressive d'un cycle régressif/transgressif de 2^{ème} ordre. (au sens de Jacquin *et al.*, 1992).



CHAPITRE IV
CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'étude de la "Formation du Djebel Serraf" fait appel plusieurs approches : faciologique, ichnologique, environnemental et la dynamique. Son extension géographique dans le continent gondwanien a été envisagée succinctement.

A- LITHOSTRATIGRAPHIE

Définie dans sa localité-type au Djebel Serraf et attribuée à l'Ashgillien terminal, cette formation qui couronne les assises ordoviciennes, fait partie d'un événement détritique majeur affectant la marge septentrionale du Gondwana. Les formations de l'Ordovicien terminal dans le Sahara sont connus sous le nom d'Unité IV (DEBYSER *et al.*, 1965).

L'étude lithostratigraphique de cette formation nous a révélé trois membres : (1) un membre inférieur grés-conglomératique, dont les bancs gréseux montrent le plus souvent des surfaces basales irrégulières de type érosif. Le sommet du membre est couronné par des grés en plaquettes friables et de faible dureté ; (2) un membre médian à prédominance argileuse et particulièrement riche en blocs gréseux, notamment dans le secteur d'El Kseib ; (3) un membre supérieur constitué d'une barre grés-argileuse à la base, devenant grés-quartzitique riche en *Skolithos*, au sommet. Ce membre est caractérisé également par des intercalations minces et chenalisés, contenant *Plectothyrella chauveli* et à concrétions ferrugineuses.

B- CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DES DEPOTS

Les résultats de l'étude des faciès et de l'analyse séquentielle nous ont permis de mettre en évidence la succession de trois environnements de dépôts qui se développent en allant du fluvio-deltaïque à influence glaciaire ou périglaciaire puis au marin littoral peu profond édifiant des barres tidales (fig.41). Leur enchainement vertical montre une mégaséquence transgressive à tendance évolutive strato- et granodécroissante à la base et strato- et granocroissante au sommet.

Un seul ichnofaciès est décrit dans ce présent travail ; il s'agit principalement de l'ichnofaciès à *Skolithos* présenté par des traces d'habitat (*Domichnia*), des traces de nutrition

(*Fodinichnia*). Ils ont été réalisées dans la zone à *Skolithos*, à hydrodynamisme plus ou moins élevée et peu profonde (supratidal à intertidal).

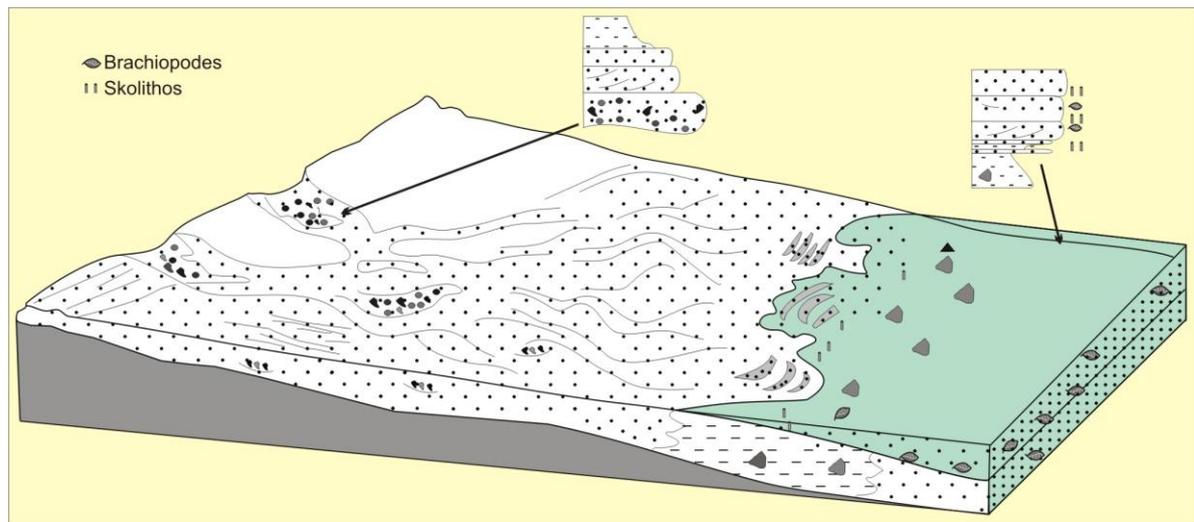


Fig. 41 : Reconstitution hypothétique du cadre paléogéographique de l'Ordovicien terminal de la région d'étude

C- SYNTHÈSE DYNAMIQUE

Le matériel détritique se serait déposé sous l'influence des crues violentes. Les mécanismes de transport correspondraient à des écoulements fluviaux hyperconcentrés transitant par un fan delta. Les arguments qui plaident en faveur de ces crues sont, d'une part, l'organisation disparates et hétéroclites des dépôts et, d'autre part, leur forte teneur en eau lors de la fonte des glaces, comme en témoigne l'abondance des structures de liquéfaction (membre médian). Ces dernières témoignent du caractère instable des dépôts gorgés d'eau et de la fréquence des crues successives sur la vaste plaine d'inondation (*Sunders*). Cependant, une activité sismique contemporaine de la période de déglaciation peut également être invoquée pour expliquer l'origine des structures de liquéfaction (*Benhamou, per com*). De tels phénomènes ont été reconnus par exemple en Islande lors des périodes de déglaciation à l'Emien et à l'Holocène (*VAN VLIET-LANOË et al., 2005*).

La tendance générale de la coupe est granodécroissante. Cette évolution marque *a priori* la déstabilisation de la source ou la migration latérale des chenaux principaux d'alimentation.

D- EXTENSION GEOGRAPHIQUE

La "Formation du Djebel Serraf" est largement développée dans le Sahara algérien, au pied méridional de la ceinture atlasique. Elle a pour équivalent lithologique et stratigraphique plusieurs formations qui portent des nomenclatures diverses. Les zones d'affleurements sont particulièrement localisées dans la chaîne d'Ougarta et autour des noyaux précambriens du Hoggar, au Maroc (VILLAS *et al.*, 2006, DESTOMBES, 1988) ; , en Mauritanie et en Libye (GHIENNE *et al.* 2009), et au Niger (BEUF *et al.*, 1971 ; GHIENNE, 1998, DENIS *et al.* 2009). Leurs équivalents lithostratigraphiques correspondent à la "Formation argilo-gréseuse de Hassi el Hadjar" dans les bassins sahariens centraux et septentrionaux (LEGRAND, 2003); à la "Formation argilo-gréseuse de Gara Louki " dans le bassin d' Illizi et Tinerhert, le "Groupe du Bani-2" au Maroc ; la "Formation argileuse de "Melaz Shuqran" et la "Formation gréseuse de Mamunyat" en Libye et enfin, la "Formation de Felar-Felar" dans le bassin du Djardo, au Niger.

Cette glaciation importante a également été reconnue en Afrique du Sud, en Jordanie, en Arabie Saoudite et en Oman (BRAAKMAN *et al.*, 1982 ; VASLET, 1990 ; POWELL *et al.*, 1994).

Formation	Mauritanie		Maroc		Algérie			Niger	Libye
	Région de Hodh	Région d'Adrar	Anti-Atlas	Haut-Atlas	La chaîne d'Ougarta	Bassins sahariens centraux et septentrionaux	Bassin d'Illizi et Tinrhert	Bassin du Djado	Bassin du Murzuq
	Ghienne et Deynoux 1998		VILLAS. E et al.2006 DESTOMBES. J.;1988	OUANAIMI. H 1998	(Présent travail)	(Compagnies pétrolières,1964) (LEGRAND 2003)		DENIS M. Et al.; 2009	(Ghienne J-F et al 2003)
Groupe de Tichitt									
Groupe de Njakane-Abteilli									
Groupe du deuxième Bani									
Groupe du deuxième Bani									
				Formation du Djebel Serraf					
				Membre inférieur Grès du Djebel serraf	Membre médian Les argiles d'El Kseïb	Membre supérieur Grès d'El Ksar d'Ougarta			
					Formation argilo-gréseuse d'Hassi Hadjar				
						Formation argilo-gréseuse de Gara Louki			
							Formation de Felar-Felar		
								Formation de Memouniat	
								Formation de Melaz Shuqran	

Fig. 42 : Tableau présentant les équivalences de la "Formation du Djebel Serraf" de l'Ashgilien terminal dans la plate-forme saharienne de la partie septentrionale du continent gondwanien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIT KACI A. (1990)** – Evolution lithostratigraphique et sédimentologique du cambrien des Monts d'Ougarta (Sahara nord-occidental), *Thèse. Doct. 3^{ème} cycle*. USTHB., Alger.
- AIT OUALI R. & NADJARI A. (2006)** – Le Bassin d'Ougarta: Une mobilité permanente au Paléozoïque. *Mém.Serv.Géol. Nation.* n°13. pp23-40, 5fig, 17ph.
- ALIEV M., AÏT LAOUSSINE N., AVROV V., ALEKSINE G., BAROULINE G., IAKOVLEV B., KORJ M., KOUVIKINE J., MAKAROV V., MAZANOV V., MEDVEDEV E., MKRTCHIANE O., MOUSTAFINOV R., ORIEV L., OROUDJEVA D., OULMI M. ET SAÏD A. (1971)**. Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *Tome 1. Sonatrach. Altamira- Rotopress, S. A. Espagne. Dépôt légal : M.* 1497/1972.
- ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G. & POUYETO A. (1952)** – Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *XIXème Cong.Géol. Intern.*, Alger, 1ère série. Algérie, 15, p.1-114.
- ALPERT S.P. (1974)**. - Systematic review of the genus *Skolithos*. - *Journal of Paleontology*., **48**, 661-669.
- ALPERT S.P. (1975)**. - *Planolites* and *Skolithos* from the Upper Precambrian-Lower Cambrian White-Inyo Mountains, California. - *Journal. Palaeontology*., **49**, 508-521.
- ARBEY F. (1962)** - Données nouvelles sur la sédimentation du Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Saoura). *CR. Acad. Sci. Paris*,264, 1^{ère} série. Algérie n°15.
- ARBEY F. (1968)**. Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **266**, 76-78.
- ARBEY F (1971)**- Glacio-tectonique et phénomènes périglaciaires dans les dépôts siluro-ordoviciens des Monts d'Ougarta (sahara algérien). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 273, 854-865.
- ARBEY F. (1973)** – Les milieux de la sédimentation de séries Ordoviciennes terminales dans Les Monts d'Ougarta (Sahara algérien) alguerai et graptolites. Découvertes 'algues géantes. *CR. Acad. Sci. Paris*, série D,273, p. 1265-1267.
- ARBEY F. & KOENIGUER J.C. (1971)**- Les Nématophytes et les alguerai de l'Ordovicien et du Dévonien saharien. *Bull. Cent. Rech. Explo. – Prod.*, Elf-Aquitaine, 3, (2), p.409-418, 17 fig., Pau.
- ARBEY F. (2006)**- La glaciation ordovicienne dans la chaîne d'Ougarta : mise au point. *Mém. Serv. Géol. Nation.* n°13, pp 41-121, 48 fig.
- BASTIEN Ch. (1967)**- Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (région d'Ougarta, dévonien inférieur). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, (N^{lle} série), 35, p. 85-91.

BENDELLA M., BENYOUCEF M., CHERIF A. & BENHAMOU M. (2011). – Ichnology and sedimentology of the "Argiles de Saïda" formation (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). – *Bull. Soc. Géol. France.*, 2011, t. **182**, (5), (sous presse)

BENTON M.J. & HISCOCK C. (1996). - Lower Silurian trace fossils and the *Eocoelia* community in the Tortworth Inlier, SW England. - *Proceedings of the Geologists' Association*, **107**, 199-208.

BERGER A. (1978). Long term variations of caloric insulation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research.*, **9**, 139-167.

BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G., SALTZMAN B. (1984). Milankovitch and Climate. *Pt.1, Reidel, Publ. Co.*, Amsterdam, 3-39.

BEUF, S. BUJUT-DUVAL, B., MAUVIER A. & LEGRAND Ph. (1968) - Nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien du Bled El Mass (Sahara central). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Bull.* n°38, pp. 39-50.

BEUF, S. BUJUT-DUVAL, B., DE CHARPAL, O., ROGNON, P., GBRIEL, O. & BENNACEF, A., (1971)- Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publ. IFP. Coll. Sc. Tech., France.* 18 fig. 30 pl., 3 tabl., 446 p.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL D., ROGNON R. ET BENNACEF A. (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton. Institut Français du Pétrole. *Collection Sciences et Techniques du Pétrole*, 18, Eds Technip. Paris, 464 p.

BIJU-DUVAL B. & GARIELDENTAL O. (1969) – nouvelle observations sur les phénomènes glaciaires "IOCAMBRIENS" de la bordure nord de la synclise de Taoudeni, entre Hank et le Tinezrouft, Sahara Occidentale. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 6 ~) 283-315

BLEICHER M. (1875). – Note sur la géologie des environs d'Oran. - *Bull. Soc. Géol. France.*, (3), t. **III**, P. 187-195.

BOUMENDJEL K., MORZADAC P., PARIS F. & PLUQUELLEC Y. (1997) : Le Dévonien de l'Ougarta (Algérie) : Lithologie, microfaunes et faunes. *Rapport interne de SONATRACH*, p.1-23

BOULTON, G.S & DEYNOUX M. (1981) – Sedimentation in glacial environment and the identification of till and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian res.*, 15, pp397-422.

BOURAHROUH A., PARISA F., ELAOUAD-DEBBAJ Z. (2004) - Biostratigraphy, biodiversity and palaeoenvironments of the chitinozoans and associated palynomorphs from the Upper Ordovician of the Central Anti-Atlas, Morocco. *Review of Palaeobotany and Palynology* 130, p17–40

BOYD R., DALRYMPLE R.W. & ZAITLIN B.A. (1992). - Classification of clastic coastal depositional environments. - *Sed. Geol.*, **80**, 139-150.

BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1983). - Ichnofossils of the alluvial Willwood Formation (Lower Eocene), Bighorn basin, Northwest Wyoming, U.S.A. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **43**, 95-128.

BRENCHLEY P. J. (1985). - Storm influenced sandstone beds. - *Modern Geology.* **9**, 369–96.

BROMLEY R.G. (1990). – Trace Fossils: Unwin *Ltd.*, London, 280 p.

BROMLEY R.G. & FREY R.W. (1974). – Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongiomorpha*: - *Bulletin of the Geological Society of Denmark.*, **23**, 311-355.

BROMLEY R.G. & ASSAARD U. (1979). – Triassic freshwater ichnocoenoses from Calsberg Fjord, East Greenland. - *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, **28**, 39-80.

BUATOIS, L.A., GINGRAS, M.K., MACEACHERN, J., MÁNGANO, M.G., ZONNEVELD, J.-P., PEMBERTON, S.G., NETTO, R.G. AND MARTIN, A., (2005). Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record: *Palaios*, v. 20, p. 321–347

BUATOIS L.A., NETTO R.G., MANGANO M.G. & BALISTIERI P.R.M.N. (2006). - Extreme fresh water release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact coastal ecosystems. - *Geology.*, **34**, 1021-1024.

BUJU-DUVAL B. (1999) – géologie sédimentaire. *Editions Technip*, Paris et Institut français du pétrole, Rueil – Malmaison, 735p., 528 fig.

CHAKRABARTI A. (1981). – Burrow patterns of *Ocypode ceraophthalma* and their environmental significance: - *Journal of Paleontology.*, **55**, 431-441.

CHACRONE C., HAMOUMI N., ATTOU A. (2004)- Climatic and tectonic control of Ordovician sedimentation in the western and central High Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 39 (329–336).

CHAMLEY H. (1987) – Sédimentologie. *Coll. Geosciences*, Dunod (éd.), Paris (France), 175 p., 87 fig.

CHAMLEY H. (2000) – Base de sédimentologie *Coll. Geosciences*, Dunod (2ème éd.), Paris (France), 178 p., 98 fig., 17tabl.

CHIKHAOUI M. (1974) – les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura). *Thèse doc. 3^{ème} cycle, Fac. Sci.*, Alger.

CHIKHAOUI M. ET DONZEAU M. (1972) – Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : le conglomérat de Djebel ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien Nord-occidental). *Bull. Soc. Nat. Afr.* Alger. 63.

CHOUBERT, G. (1952). Géologie du Maroc: Histoire géologique du domaine de l'Anti Atlas, *Monographie Régionale. XIX^e Congrès Géologique International. Maroc.* Rabat.

COJAN I. & RENARD M. (1979). - Sédimentologie. - *Masson.* (éd.), 410p.

COLLOMB P. & DONZEAU M. (1974) – Relations entre King-Bands décamétriques et fractures de socle dans l’Hercynien des Monts d’Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam. *Tectonophysics*, 24 : 213-242.

CONRAD G. (1969)- L’évolution continentale post-hercynienne du sahara algérien (saoura, Erg Chech, tanezrouft, Ahnet, Mouydir). *Mém. CRZA, CNRS ed.*, Paris, série géologique, **10**, 1 vol., 527.

CRIMES T.P. (1974). - Colonization of the early ocean floor. – *Nature.*, 248, 328-330.

DALLONI M. (1952). – L’atlas tellien occidental. - *XIX^{ème} Congr. Géol. Inter. Alger*, Monographie régionale, 7^{ème} série, N° **24**, Alger.

DEBYSER J., DE CHARPAL O. ET PERABET O. (1965). Sur le caractère glaciaire de la sédimentation de l’unité IV au Sahara central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **261**, 5575-5576.

DENIS M.; GUIRAUD M.; KONATE M. ET BUONCRISTIANI J-F. (2009) - Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-009-0455.

DONZEAU M. (1971) – Signification tectoniques des diclases du Paleozoïque des Monts d’Ougarta (Sahara occidentale algérien). *Bull. Soc.His.Nat.Afr.Nord*, 62,p.89-106.

DONZEAU M. (1974) – L’Arc Anti-Atlas- Ougarta. (Sahara Nord occidentale algérie-Maroc). *C.R.Acad.Sc.,Paris*, 278,D, 417-419

DEYNOUX M. (1985): Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three Case studies from the late precambrian and late Ordovician glacial drifts in west africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 51 97—141

EKDALE A.A. (1988) – Pitfalls of paleobathymetric interpretation based on trace fossil assemblages.- *Palaios.*, **3**, 464-472 ; Ann Arbor, Mich.

EKDALE A.A & LEWIS D.W (1991). - Trace fossils and paleoenvironmental control of ichnofacies in a late Quaternary gravel and loess fan delta complex, New Zealand - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, 81, 253-279 253.

FABRE J. (1976) – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisine. *Soc. Nat. Ed. SNED*. Alger, 421 p., 163 fig. 4 tabl., 4pl.

FABRE J. (2005) – Géologie du Sahara occidentale et central. *Musée Royal de l’Afrique centrale-Belgique*. 735p, 274 fig. 4tabl. 1 pl.

FARROW G.E. (1966). – Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. – *palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. Elsevier.*, **2**, 103-151.

- FARROW G.E. (1971).** – Back-reef and lagoonal environments of Aldabra Atoll distinguished by their crustacean burrows: - *Symposium of the Zoological Society of London.*, **28**, 455-500.
- FENTON E.C. & FENTON M.A. (1934).** – *SKolithos* a fossil *phonorid*. - *Pau American Geologist.*, 61 p., 341-348.
- FILLION D. & PICKERILL R.K. (1990).** - Ichnology of the upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. - *Palaeontogr., Can.*, **7**, 1-119.
- FISHER A.G. (1986).** Climatic rythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 351-376.
- FLAMAND G.B.M. (1911):** Recherches géologiques et géographiques sur le Hauts Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Th. Sc. Univ. Lyon*, 47 et A, P.1- 1001
- FLÜGEL. E. (1982)** - Microfacies analysis of Limestones, Springer-Verlag, 633 p.
- FOLLM I K.B. & GRIMM K.A. (1990).** - Doomed pioneers: Gravity flow deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments. – *Geology.*, **18**, 1069-1072.
- FREY, R.W., HOWARD, J.D. et PRYOR, W.A. (1978).** Ophiomorpha : its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Amsterdam, **23**, 199-229.
- FREY R.W. & MAYOU T.V. (1971).** – Decapod burrows in Holocene barrier island beaches and washover fans, Georgia. - *Senckenbergiana maritime.*, **3**, 53-77.
- FREY R.W. & HOWARD J.D. (1972).** - Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A., sedimentology and biology, VI, radiographic study of sedimentary structures made by beach and offshore animals in aquaria. - *Senckenbergiana Maritima.*, **4**, 169–182.
- FREY R.W. & HOWARD J.D. (1985).** – Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Crestaceous), Coal Creek Canyon, Utah. - *Journal of Paleontology.*, **59**, 370-404.
- FREY R.W., CURRAN H.A. & PEMBERTON S.G. (1984).** - Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. - *Journal of Paleontology.*, **58**, 333–350.
- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1984)** – Trace fossil facies model. In Walker R. G. (ed.) Facies model. - *Geoscience. Canada, Reprint Series.*, **1**, 189-207, 14 fig., 2 tab., Ottawa.
- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1987).** - The *Psilonichnus* Ichnocoenose and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia Coast: Bulletin of Canadian Petroleum – *Geology.*, **35**, 333–357.
- FÜRSICH F.T. (1981).** - Invertebrate trace fossils from the upper Jurassic of Portugal. - *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.*, **67**, 153-168.

FUTTERER E. (1982). – Experiments on the distinction of wave and current influenced shell accumulations. *In* Einsel & Seilacher (ed): Cyclic and event stratification. - Springer-Verlag Heidelberg New York., 175-179.

GALLOWAY W.E. (1989)- Genetic Stratigraphy Sequences in Basin Analysis. I and II, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73 : 125-154.

GAUTIER L. (1902) – Sur les terrains paléozoïques de l'Oued Saoura et Gourara. *C.R. Acad. Sc.*, 125, p. 1071- 1073

GERNANT R.E. (1972). – The paleoenvironmental significance of Gyrolithes (lebenspurr). - *Journal of Paleontology.*, 46, 735-741.

GHIENNE J-F., BOUMENDJEL K., PARIS F., VIDET B., RACHIBOEUF P. & AIT SALEM H. (2007) - The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta range (Western Algeria) and interference of the late Ordovician, glaciations on the development of the lower paleozoic transgression on north gondwana. *Bulletin of Géosciences. Vol.82.3* p 183-214

GHIENNE J-F., DEYNOUX M. (1998). Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, Western Sahara. *Sedimentary Geology.* 119. 141–159

GHIENNE J-F., DEYNOUX M., MANATSCHAL G. & RUBINO J-L. (2003) - Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *C. R. Géosciences* 335. p 1091–1100

GOMEZ-SILVA M., PACAUD M. & WIEL F. (1963) – Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des Monts d'Ougarta. *Bull.Soc. Geol. Fr.*, (7), 1. 134-141

GRAHN Y. ET CAPUTO M. V. (1994) - Late Ordovician evolution of the intracratonic basins in north-west Gondwana. *Geol Rundsch* 83: p 665-668.

HAMON Y. (2004) - Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France) *Thèse. Doc d'Etat. Université de MontpellierII.* , 293p.

HAMOUMI N. (1988) – La plate-forme ordovicienne du Maroc : dynamique des ensembles sédimentaires. *Thèse. Doc d'Etat. Univ. Strasbourg.*, 220 p.

HAUG (1906)- Nouvelles données paléontologiques sur le Dévonien de l'Ahnet occidental. Mission Chudeau et Gautier. *C. R. Acad. Sciences, Paris*, t. CXLI, p. 732.

HERVOUET Y. & DUEE G. (1996) – Analyse morphostructurale par image satellitaire et coupes structurales modélisés des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien) : une chaîne hercynienne chevauchante à petits massifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n°8. p.127-173., 57fig.

HILLGÄRTNER, H. (1998) - Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland): *Journal of Sedimentary Research*, volume 68, 1093-1108.

JACQUIN T., GARCIA J.P., PONSOT C., THIERRY J. & VAIL P.R. (1992)- Séquences de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **315**, pp. 353-362, 2 fig.

KALJOI D., MARTMAI T., MÄNNIKI P. & VIIRA V. (2003) - L'influence de la glaciation du Gondwana à l'Ordovicien supérieur et au Silurien de la Baltique. Un test de la cyclicité de l'environnement à l'aide des isotopes du carbone. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 174, n°1, pp. 59-66

KONATÉ M., LANG J., GUIRAUD M., YAHAYA M., DENIS M. & ALIDOU S. (2006) - Un bassin extensif formé pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Africa Geoscience Review*, Vol. 13, No. 2, pp. 157-183

LEGRAND Ph. (1964) – Découvertes de nouveaux gisements fossilifères dans les grès inférieur du Tassili N'Ajjers. *CR. Soc. Géol. France*, (1), pp.14-15.

LEGRAND Ph. (1974) - Essai de paléogéographie de l'ordovicien du Sahara algérien. *CFP., Notes, Mém*, 11, pp. 121-138.

LEGRAND Ph. (1983) – Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque: le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *In* : Lexique strat. Intern., Afrique de l'Ouest- West Africa (Fabre ed.), Pergamon, 96-108.

LEGRAND Ph. (1985)- Lower Paleozoic Rocks of Algeria. *In* : C.H. Holland (Ed.), Lower Paleozoic of North western and West central Africa, *Lower Palaeozoic Rocks of the world 3*, J. Wiley & Sons, Chichester, UK., 1985, pp. 5-89.

LEGRAND Ph. (1988) – The Ordovician-Silurian boundary in the Algerian Sahara. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol)* 43, p. 171-176.

LEGRAND Ph. (2002) – La limite Cambrien-Ordovicien : Définition, Application au Sahara algérien. *Mém. Serv. Carte. Géol. Algérie*, 22, 2 vol.

LEGRAND Ph. (2003) – Paléogéographie du Sahara algérien à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur. *Bull.Soc. Géol. Fr.*,t 174, n°1, pp.19-32.

LEGRAND Ph. (2009) – Spécificité faunique, endémisme et paléobiogéographie : le cas de la faune graptolitique post-glaciaire (Hirnantien-Rhuddanien inférieur) sur la bordure nord-africaine du Gondwana. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 180, no 4, pp. 353-367

LE HERON D.P. (2007).- Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 201, 93–110

LE HERON D-P. ; GHIENNE J-F., EL HOUICHA M. C, YAHYA KHOUKHI D., JEAN-LOUP RUBINO (2007) - Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245 p. 200–226.

LE MAITRE D. (1952)- La faune du dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg Djemel (Sud-Oranais). *Mat. Cart géol. Algérie. Paléontologie*, 2, p. 1-170.

LONGUÉPÉE H. (2005) – Sédimentation en marge d'un promontoire Cambro-Ordovicien: Le groupe d'Île d'Orleans, Appalaches du Québec. *Thèse. Doc d'Etat*, Université du Québec, 229 p.

LOUIT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. (1988)- Condensed sections the key age dating and correlation of continental margin sequences. *In* Wilgus C.K., Hasting B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. et Van Wagoner J. (eds). *Sea-level Changes an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleotol. Miner. Special publication*, **42**, 183-21.

MACEACHERN, J.A. ET PEMBERTON, S.G.,(1994).- Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada, *in* Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zitlin, B.A., eds., *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication*, 51. p. 129–157.

MAGLOIRE L. (1968)- Etude stratigraphique par la palynologie des dépôts argilo-gréseux du silurien et du dévonien inférieur dans larégion du Grand Erg occidental (sahara algérien). *Intern. Symp. Devonian system, Cagliari, soc. Petrol. Geol. Alberta*, 473-491.

MALAKORDI N., PATEL S.J., FAYAZUNDEEN P.J. & MALLIKARUNJA U.B. (2009)- Palaeoenvironmental Significance of Trace fossils from the Palaeocene Sediments of the Pondicherry Area, South India. – *Journ. Geol. Soc. India.*, **74**, 738-748

MAZOUZI (2008) – Les dépôts Arénigien supérieur-Llanvirnien de la Formation de Fom Zeidiya dan la région de Karzaz et Zerhamra (Monts d'Ougarta, Nord Occidental du Sahara algérien. *Mém. Magis. Sc. Terre*, Université d'Oran, 133 p.

MENCHIKOFF N. (1933) – La série primaire de la Saoura et des Chaînes d'Ougarta. *Bull. Serv. Géol. France*, **5,4**. 132.

MENCHIKOFF N., ALIMEN H., LEMAITRE D., PETTER G. et POUEYTO A. (1952) – Les Chaînes d'Ougarta et de la Saoura. *19^{ème} Cong. Géol. Inter. Alger, Mongr Région.*, 1^{ère} Série. 15, Algérie.

MELOU M., OULEBSIR L. & PARIS F. (1999). Brachiopodes et chitinozoaires Ordoviciens dans le Nord-Est du Sahara algérien: implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 32, 6: 823-839.

MERZERAUD G. (1992). Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du bassin de Paris. Applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères. *Thèse. Doc. Univ. Louis Pasteur*. 169 P.

MITCHUM R.M. Jr. (1977)- Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *In*: Seismic stratigraphy. Part. II : Glossary of Terms Used in Seismic stratigraphy. *In* : C.E. Payton (Ed.) : Seismic stratigraphy, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 26, 205-21

PAREYN C. (1961)- Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. *Mém. CRS-CNRS*, série géologie, n°1, 2t.

PEMBERTON S.G. & FREY R.W. (1982) – Trace fossils nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus*. *Journ. Paleont.*, Dilemma, **56**, 843-881.

- PEMBERTON S.G. & JONES B. (1988).** - Ichnology of the Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman Island, British West Indies: - *Journal of Paleontology*, **62**, 495–505.
- PEMBERTON S.G., WIGHTMAN D. M., (1992).** Ichnological characteristics of brackish water deposits: *In*, Applications of Ichnology to Petroleum Exploration—A Core Workshop, S. G. Pemberton, edition. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Core Workshop 17, p. 141–167.
- PEMBERTON, S. G., VAN WAGONER, J. C., WACH, G. D., 1992.** Ichnofacies of a wave-dominated shoreline; *in*, Applications of Ichnology to Petroleum Exploration—A Core Workshop, S. G. Pemberton, ed.: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Core Workshop 17, p. 339–382.
- PETTER G. (1959).** Goniatites dévoniennes du sahara. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, NS. *Paléontol., Mém.*, Alger, 2, 313 p., 58 fig., 26 pl. h.t.
- PRYOR W.A. (1978).** – *Ophiomorpha* : his morphologie, taxonomic and environmental significance. - *Palaeog, Palaeoclim, Palaeoeco.*, 23, 199-229.
- POUEYTO A. (1951)-** Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la base Daoura (Sahara occidental). *C.R.Som. Soc. Géol. Fr.*, 156-157.
- REGNAULT S. (2007)** - Présence de l'éocrinoïde *Ascocystites* Barrande (Echinodermata, Blastozoa) dans l'Ordovicien supérieur (Caradoc) de l'Anti-Atlas (Maroc) : premières données. *Sci. Direct. Annales de Paléontologie* 93. p. 215–227.
- REMICHI L. (1987)-** Etude géologique du Précambrien de Damnane (Chaîne de l'ougarta, Algérie). Le volcanisme et les minéralisations associées. *Thèse Doc. Ing.*, Paris VI, 170 p.
- ROGNON P., BUJU-DUVAL B. & DE CHAPAL O. (1972)** – Modelés glaciaires dans l'Ordovicien supérieur saharien : phase d'érosion et glaciotectonique sur la bordure nord des Eglabes. *Rev. Geog. Phy. Geol. dyn. (2) vol. XIV fac.*, p. 507-528.
- SABAOU N., AIT-SALEM H., ZAZOUN R-S.(2009)** - Chemostratigraphy, tectonic setting and provenance of the Cambro-Ordovician clastic deposits of the subsurface Algerian Sahara. *Journal of African Earth Sciences* 55. 158–174
- SEBASTIAN L. A., DAVID K., LOYDELL B., PETR S., TORCH C., YOSEF SHAHIN D., JONATHAN C. (2006)** - Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an Upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan-Discussion.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, pp. 352–355.
- SEILACHER A. (1967).** - Bathymetry of trace fossils.- *Mar. Geol.*, Amsterdam, **5**, 413-428., 4 fig., 2 pl.
- SEILACHER A. (1982).** – Distinctive Features of Sandy Tempestites. *In* Einsel & Seilacher (ed): *Cyclic and event stratification.* - *Springer-Verlag Heidelberg, New York.*, 333-349.

SIMPSON E.L & ERIKSON K.A. (1990) - Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia : An exemple of the early history of passive margin. *Journ. Sediment. Petrol.*, v. 60, n° 1, pp. 84-100.

SCHWARTZACHER W. (1991). Milankovitch cycles and mesurement of time. In : “Cycle and events in Stratigraphy”, *G. Einsele, sd., Springer Verlag Berlin*, 855-863.

SWIFT. D.J.P., NIEDORODA. A.W. (1985) - Fluid and sediment dynamism on continental Shelves. In: Tilman, R.W., Swift, D.J.P., Walker, R.G. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs. SEPM Short Course Notes 13*, pp. 47–133.

TUNIS G. & UCHMAN A. (1996). - Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and worldwide changes.- *Ichnos.*, **4**, 169-190.

UCHMAN A. (1995). Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnosoarenacea Formation and associated facies (Miocene, Orthen Apennines, Italy). – *Beringeria.*, **15**, 1-15.

VAIL P.R., MITCUM R.M., TODD R.G., WIDMERI J.W., THOPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N & HATELID W.G. (1977)- Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *In: Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration.- Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 26, pp. 49-212

LISTES DES FIGURES

Fig. 1 : Image satellitaire présentant la position géographique de la chaîne d'Ougarta.....	02
Fig. 2 : Position géographique de la chaîne d'Ougarta.....	03
Fig. 3 : Position géographique des secteurs d'étude.....	04
Fig. 4: Image satellitaire présentant la région d'étude.....	05
Fig. 5 : Coupe lithostratigraphique synthétique des Monts d'Ougarta.....	06
Fig. 6 : Tableau récapitulatif des principales subdivisions lithostratigraphiques des formations ordoviciennes.....	06
Fig.7 : Unités structurales et toponymies des Monts d'Ougarta	11
Fig. 7: Carte géologique de la région d'étude.....	12
Fig.8 : Principaux symboles et figurés utilisés dans les différentes figures.....	20
Fig.10 : Image satellitaire présentant le secteur d'Ougarta et l'emplacement des coupes.....	22
Fig. 11 : Carte de localisation du secteur d'El Ksar.....	22
Fig.12 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Châabat Salsal	24.
Fig.13 : Succession lithostratigraphique de l'ordovicien terminal dans la coupe d'El Ksar	26
Fig.14 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal dans la coupe de Château d'eau.....	29
Fig.15 : Image satellitaire présentant le secteur d'Al Kseïb.....	30
Fig. 16 : Carte de localisation (secteur d'El Kseïb).....	31
Fig.17 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal dans la coupe d'El Kseïb.....	33
Fig.18 : Corrélations lithostratigraphiques de la région d'étude.....	36
Fig. 19 : Démarche de la sédimentologie de faciès effectuée dans le présent travail.....	39
Fig. 20- Faciès grésos-conglomératique (A1B1).....	40
Fig. 21 : Faciès argileux (C).....	41
Fig : 22- Faciès gréseux (B2 et B3).....	42
Fig : 23- Faciès gréseux (B4, B5 et B6).....	43
Fig. 24 : Argiles à blocs gréseux (faciès D).....	44
Fig.25 : Les lames (S3, S5 et S6) dans la coupe de Châabet Salsale.....	47
Fig. 26 : Les lames (C1, C2 et C3) coupe de Château d'eau.....	48
Fig. 27 : les lames (C4, C5 et C6) coupe de Château d'eau	49
Fig. 28 Les lames (C9 et C10) dans la coupe de Château d'eau.....	50
Fig. 29 : Les lames (Ks2 et Ks5) coupe d'El Kseïb.....	51

Fig. 30 : Zonations verticales des fonds marins et terminologie en usage selon les profondeurs d'eau.....	53
Fig. : 31- Les sequences élémentaires.....	57.
Fig. 33 : L'analyse séquentielle et milieu de dépôt de la coupe d'El Ksar.....	60
Fig. 34 : L'analyse séquentielle et milieu de dépôt de la coupe d'El Kseïb.....	62
Fig.35 : distribution des Ichnomarines communs	65
Fig. 36 : L'Ichnifaciès à <i>Skolithos</i>	66
Fig.37 : Une photo montrant une surface supérieure d'un niveau gréseux fortement bioturbée de type <i>pipe rock</i>	67
Fig.38 : niveau de grès quartzitique bioturbé par <i>Skolithos</i> et <i>Monocraterion</i>	67
Fig.39 : <i>Monocraterion</i>	68
Fig.40 : <i>Skolithos</i> , et un <i>Monocraterion</i>	68
Fig.41 Reconstitution hypothétique du cadre paléogéographique de l'Ordovicien terminal de la région d'étude.....	76
Fig. 42 : Tableau présente la "Formation du Djebel Serraf" de l'Ashgilien terminal dans la plate forme saharienne.....	79

TABLE DE MATIERE

AVANT PROPOS

Résumé

PREMIER CHAPITRE

GENERALITES

I- INTRODUCTION ET OBJECTIFS	06
A – Place du secteur d'étude dans leur contexte géographique.....	06
B – But du travail.....	06
II- CADRE PHYSIQUE	06
A - CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	06
1- Position géographique de la chaîne d'Ougarta.....	06
2- Morphologie de la Chaîne d'Ougarta.....	07
3- Position géographique des secteurs d'étude.....	08
B- CONTEXTE GEOLOGIQUE	09
1 -Cadre stratigraphique.....	09
a- Infra-Cambrien.....	09
b- Cambrien	10
c- Ordovicien	10
d- Silurien	11
e- Dévonien	11
f- Carbonifère	11
C- CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE	16
D- CARTE STRUCTURAL	16
E- CONTEXTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	14
III- HISTORIQUE DE RECHERCHE SUR LES MONTS D'OUGARTA	18
A- LES TRAVAUX ANTERIEURS A 1960	18
B- LES TRAVAUX COMPRIS ENTRE 1960-1980.....	19
C- LES TRAVAUX RECENTS	20
IV- PROBLEMATIQUE ET METHODOLOGIE DU TRAVAIL	21
A- PROBLEMATIQUE.....	21
B- METHODOLOGIE.....	21
C- RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES.....	21
D- SUR LE TERRAIN	22
E- AU LABORATOIRE.....	22

DEUXIEME CHAPITRE ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

DESCRIPTION DES COUPES	24
A- SECTEUR D'OUGARTA	24
1- Coupe de Chaâbet Salssal.....	24
a- Membre inférieur ; "Grès de Serraf".....	26
b- Membre médian ; "Argiles d'el Kseib".....	26
c- Membre supérieur ; "Grès d'el Ksar".....	26
2- Coupe du Ksar	29
a- Membre inférieur ; "Grès de Serraf".....	29
b- Membre médian ; "Argiles d'el Kseib".....	29
c- Membre supérieur ; "Grès d'el Ksar".....	29
3- Coupe du Château d'eau	31
a- Membre inférieur ; " Grès de Serraf".....	31
b- Membre médian ; "Argiles d'el Kseib".....	31
c- Membre supérieur ; "Grès d'el Ksar".....	31
B- SECTEUR DE KSAÏB.....	33
1- Coupe d'El Kseïb.....	34
a- Membre inférieur ; " Grès de Serraf".....	35
b- Membre médian ; "Argiles d'el Kseib".....	35
c- Membre supérieur ; " Grès d'el Ksar".....	36
II- CORRELATIONS ET VARIATION LATERALES DES MEMBRES.....	38

TROISIEME CHAPITRE ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I- NOTION, ASSOCIATIONS DE FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS.....	41
A- NOTION DE FACIES.....	41
B - ASSOCIATION DE FACIES.....	41
C- ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS.....	41
II- ASSOCIATION DE FACIES ET PROCESSUS DE DEPOTS.....	43

A- LITHOFACIES A1 ET B1	43
B- LITHOFACIES C	44
C- LITHOFACIES B2 ET B3.....	45
III - ASSOCIATIONS DE FACIES ET CARACTERISTIQUES.....	49
A- MACROFACIES.....	49
1- Association de facies (AF1).....	49
2- Association de facies (AF2).....	50
3 - Association de facies (AF3).....	50
4 - Association de facies (AF4).....	49
B- MICROFACIES.....	50
1- Microfaciès (S3, S5 et S6) dans la coupe de Chaâbet Salsale.....	52
2- Microfaciès (C1, C2, C3 et C4) dans la coupe de Château d'eau.....	54
3- Microfaciès (KS2 et KS5) dans la coupe d'el Kseïb.....	55
V - ENVIRONNEMENTS ET CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES.	56
A- MILIEUX DE DEPOT	55
B- EN GUISE DE CONCLUSION ET CARACTERISTIQUES.....	56
IV - L'ICHOLOGIE.....	58
A- INTRODUCTION.....	58
B- LES ICHNOFACIES DE SEILACHER.....	58
C- LES ICHNOFACIES DU SECTEUR D'ETUDE.....	59
D- CONCLUSION.....	59
IIV-CONCEPTS ET DEFINITIONS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELL..	60
A- PRINCIPES ET METHODES.....	60
B- SEQUENCES DE DEPOT	60
C- CYCLE SEDIMENTAIRE.....	60
D- LIMITES DE SEQUENCES.....	60
VII- LE DECOUPAGE SEQUENTIEL DE L'ORDOVICIEN FINAL.....	61
A- LES DISCONTINUITES.....	65
1- Définition.....	65
2- Discontinuités rencontrées dans la région d'étude.....	65
B- HIERARCHISATION DES SEQUENCES.....	66
1- Les séquences élémentaires ou paraséquences.....	66

2- Les séquences de 3 ^{ème} ordre (ou de court terme).....	67
a- Le cortège transgressif.....	67
b- Le cortège de haut niveau.....	67
3 – Le cycle de 2 ^{ème} ordre.....	67
a- Le 1/2 cycle régressif et aggradant.....	67
b- Le 1/2 cycle transgressif.....	67
c- Le 1/2 cycle régressif et/ou de progradation.....	68
C- DYNAMIQUE ET CONTRÔLE DE LA SEDIMENTATION DE LONG TERME.....	70
1- Les séquences dans le cadre environnemental.....	72
2- Séquences et relation avec l'évolution strcturale.....	72
3- Quantification des séquences et variation du niveau marin.....	73
D- CONCLUSIONS.....	75

QUATRIEME CHAPITRE CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.....	76
A- LITHOSTRATIGRAPHIE.....	76
B- CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DES DEPOTS.....	76
C- SYNTHESE DYNAMIQUE.....	77
D- EXTENSION GEOGRAPHIQUE.....	78

RESUME.

Les dépôts fini-ordoviciens (Asghillien) de la "Formation de Djebel Serraf" ont fait l'objet d'une étude lithostratigraphique et sédimentologique dans la localité d'El Ksar de l'Ougrata et celle d'El Kseib.

L'étude lithostratigraphique nous a permis de découper cette formation en trois membres : 1) un membre inférieur argilo-grés-conglomératique (Grès de Serraf), mis en place dans un milieu fluvio-deltaïque documenté par la forme chenalisante des couches ; 2) un membre médian (Argiles de El Kseïb) à prédominance argileuse, à faciès conglomératique notamment dans le secteur d'El Kseib. Il atteste un milieu marin peu profond à influence glaciaire ; 3) un membre supérieur (Grès de El Ksar) formé d'une barre grés-argileuse riche en *Skolithos* à la base et grés-quartzitique au sommet. Ce membre est caractérisé également par des intercalations minces et chenalisées, des niveaux à *Plectothyrella chauveli* et des corps à aspect stromatolithique (?). Ses caractères lithologiques et ichnologiques, ainsi que la fréquence des figures hydrodynamiques (laminations, HCS) indiquent un milieu marin peu profond à barres tidales influencé par des courants de marées et de tempêtes.

La stratigraphie séquentielle a permis de mettre en évidence des séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, de plus en plus développées vers le SE, dans le sens proximal à distal de la vaste plate-forme détritique de l'époque, sont interprétées comme la fin d'une séquence de comblement avant la transgression silurienne en période régressive de 2^{ème} ordre. La mégaséquence est composée de plusieurs séquences de 3^{ème} ordre, plus ou moins lacunaires vers le SE, traduisant des ingressions successives de la mer suivies de retraits. Il correspond à la séquence progradante ou agradante de la période régressive d'un cycle régressif/transgressif de 2^{ème} ordre. (au sens de Jacquín *et al.*, 1992).

Mots-clés :

Fini-Ordoviciens; Asghillien; Djebel Serraf; El Kseib; Ougarta; Environnements de dépôts; Séquences; Ichnologie; Glaciaire; *Skolithos*.