

N° d'ordre

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

Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan sédimentaire

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Magister en géologie

Option : Ensembles sédimentaires

Thème

**Faciès et évolution séquentielle du "Continental intercalaire" de la cuvette
de Sbaâ (Sahara occidental, Algérie)**

Par

Abdel Malik DRAOUI

Soutenu le / /2013 devant la commission d'examen :

Mr. MAHBOUBI Mahamed	Professeur	Université d'Oran	Président
Mr. BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran	Rapporteur
Mme SEBANE-TOUAHRIA. A	Maître de Conférences A	Université d'Oran	Examinatrice
Mr. MOUSSA Kacem	Maître de Conférences A	Université d'Oran	Examineur
Mr. BENDELLA Mohamed	Maître de Conférences B	Université d'Oran	Examineur

Oran, 2013.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS.....	
Résumé.....	

Première Partie : GENERALITES

I- INTRODUCTION.....	1
II-PROBLEMATIQUE.....	1
III- OBJECTIFS.....	1
IV- METHODOLOGIE DU TRAVAIL.....	2

Deuxième Partie : CONTEXTE GENERAL

I- INTRODUCTION.....	4
II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.....	4
A- SITUATION GENERAL DE LA CUVETTE DE SBAA.....	4
B- SITUATION DE LA REGION D'ETUDE.....	4
III- CONTEXTES CLIMATIQUES ET MORPHOLOGIQUE.....	6
IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERALE.....	7
A- APERÇU STRATIGRAPHIQUE.....	7
B- APERÇU STRUCTURAL.....	10
C- CADRE PETROLIER.....	12
V- HISTORIQUE DES RECHERCHES.....	12

Troisième Partie : GENERALITES SUR LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE"

I- DEFINITION ET EXTENSION GEOGRAPHIQUE	15
II- BREF RAPPEL HISTORIQUE.....	15
III- LES DIFFERENTES SERIES DU "CONTINENTAL-INTERCALAIRE" DU SAHARA	17
A- DEFINITION DU STRATOTYPE ET SERIE EQUIVALENTE	17
B- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE" DU SAHARA OCCIDENTAL.....	20
C- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE " DANS L'ATLAS SAHARIEN	22
III- CONCLUSION	23

Quatrième Partie : LITHOSTRATIGRAPHIE

I- SECTEUR DE TIT	24
A- CADRE GENERALE DE SECTEUR.....	24
B- LOCALISATION DE LA COUPE.....	25
C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	26
II- SECTEUR D'AOUGROUT	29
A- CADRE GENERALE DE SECTEUR.....	29
B- LOCALISATION DE LA COUPE.....	29
C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	30
III- ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	33
IV- CONCLUSION	34

Cinquième Partie : FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

I- INTRODUCTION	44
II-FACIES SEDIMENTAIRES, ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEU DE DEPOT	36
A- LES FACIES SEDIMENTAIRES.....	36
B- LES ASSOCIATIONS DE FACIES.....	36
C- LE MILIEU DEPOT ET LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES	37
III- QUELQUES RENSEIGNEMENTS SUR LES KERBOUBS	38
A- DEFINITION.....	38
B- REPARTITION GEOGRAPHIQUE.....	38
C- LE MODE DE GISEMENT.....	40
D- CLASSIFICATION.....	40
IV- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES DU SECTEUR DE TIT	42
A- LA DESCRIPTION ET L'INTERPRETATION DE FACIES.....	42
B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT.....	51
C- CONCLUSION.....	53
V-FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES DU SECTEUR D'AOUGROUT	54
A- DESCRIPTION ET INTERPRETATION DE FACIES.....	54
B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT.....	59
C- CONCLUSION.....	61

Sixième Partie : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

I- INTRODUCTION	62
II- CONCEPTS GENERAUX	62
A- APERCU SUCCINT DU CONCEPT.....	62
B- SEQUENCE DE DEPOT.....	63
C- STRATIGRAPHIE GENETIQUE.....	63
D- LES SURFACES DE DISCONTINUITES.....	65
III- CADRE SEQUENTIEL DE LA SUCCESSION D'ETUDE	66
A- LE SECTEUR DE TIT.....	66
B- LE SECTEUR D'AOUGROUT.....	71
CONCLUSION GENERALE	
I-LITHOSTRATIGRAPHIQUE	74
II-SEDIMENTOLOGIE	74
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUES	76
LISTE DES FIGURES	83
PLANCHE PHOTOGRAPHIQUES	85

AVANT-PROPOS

Un très grand merci au bon **DIEU** qui est toujours présent avec moi dans le bonheur et dans le pire. Au terme de ce travail, il m'est très agréable de remercier tout ce qui m'a aidé à élaborer ce mémoire.

Mes remerciements vont tout d'abord à mon encadreur, Monsieur **Miloud BENHAMOU**, Professeur à l'Université d'Oran qui m'a proposé ce sujet qu'il trouve en ces quelques mots toutes mes reconnaissances et ma gratitude, pour son assistance, ses conseils et sa compréhension pour sa disponibilité et son efficacité, où j'ai eu beaucoup de doute et d'incertitude au long de ce travail. Je salue son esprit critique et encourageant qui m'ont permis de mener ce travail à terme.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à Monsieur **Mahamed MAHBOUBI**, Professeur à l'Université d'Oran, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury. Je le remercie également pour ses discussions utiles et fructueuses et ses conseils précieux.

Je remercie vivement Madame **Abdia TOUAHRIA-SEBANE**, Maître de Conférences A à l'Université d'Oran pour avoir accepté de juger ce travail et m'a enseigné durant mes études théorique du magister.

Mes remerciements profonds vont également à Monsieur **Kacem MOUSSA**, Maître de Conférences A à l'Université d'Oran pour avoir accepté de juger ce mémoire. Il m'a fait bénéficier de son expérience dans les roches silico-clastiques.

Un grand remerciement à monsieur **Mohamed BENDELLA**, Maître de conférences B à l'Université d'Oran, d'avoir accepté de juger ce mémoire, pour ses encouragements, ses conseils constructifs, des nombreuses discussions scientifiques sur des ichnogenres et des structures sédimentaires de la région d'étude. Je lui serais très reconnaissant.

Mes vifs remerciements à Mlle L. SATOUR, Maître de conférences à l'Université d'Oran et à Mr M. BELKERCHA qui m'ont déterminé respectivement les bivalves et les oursins). Il m'est très agréable de remercier également A. SEDDIKI, A. OUALI-MEHADJI, M. BENYOUCEF, N. BOUALEM, pour leurs conseils, leurs aides et leurs encouragements.

Ma vive gratitude et mes remerciements s'adressent également à mes collègues en post-graduation : **BRAHIM, MAHDJOUR, ZEGHARI, LAALALI, CHABEUR, MAHFOUD, YASSIN, BOUBEKRI, HASSANE, ALLOUCH, HECHLAF, GHRISSI, ABDELZRZAK et BALLI.**

J'exprime aussi mes remerciements à mes amis qui m'ont accompagné sur le terrain surtout **ABDELBAKI, HASSAN, MOUSSA et ALI.** Mes remerciements vont également à tous mes collègues géologues et mes amis des Cités universitaires, pour leurs amitiés, aides précieuses et leurs soutiens moraux. Je ne pourrais oublier de remercier ma famille **DRAOUI à EL Ahmer.**

A tous merci
A. DRAOUI

Faciès et évolution séquentielles du “Continental intercalaire” de la cuvette de Sbaâ (Sahara occidental, Algérie)

Résumé. L'étude du "Continental Intercalaire" dans la cuvette de Sbaâ, sur la bordure occidentale du Plateau de Tademaït est basée sur l'analyse lithostratigraphique et sédimentologique. Deux coupes géologiques ont été étudiées et présentant de nombreuses précisions sur les faciès de dépôt et leur organisation séquentielle.

La succession lithostratigraphique du "Continental Intercalaire" (C-I) dans les grès d'Albien de Tit montre la succession de deux formations : la première formation argilo-gréseuse correspond à des faciès fluviaux distaux intercalés par des faciès tidaux. La deuxième est gréseuse, formée par le dépôt de remplissage de chenaux fluviaux proximaux, suivi par une barre de grès littoraux au sommet. Les terrains d'Aougroute présentent deux formations bien distinctes: la "Formation des argiles d'El Goléa" d'âge Cénomaniens inférieur, matérialisée par des argiles gypseuses versicolores intercalées par des faciès sableux et gréseux avec un niveau carbonaté à structures de tempêtes. Cette sédimentation est mise en place dans un environnement confiné laguno-sebkhaïque. La deuxième formation de la "Corniche calcaire" d'âge Cénomaniens supérieur, riche en faunes (bivalves et oursins) avec la bioturbation, déposée sur une plate-forme carbonatée interne (Cette formation ne fait pas partie de C-I).

L'organisation verticale des faciès ainsi que leurs associations ont permis de mettre en évidence dans les grès de Tit, sept unités génétiques organisées en deux séquences de 3^{ème} ordre, présentant deux phases transgressives, séparant par une phase régressive. Dans le Cénomaniens d'Aougroute, cinq unités génétiques de 4^{ème} ordre s'organisent dans un cycle complet T/R et un ½ cycle transgressif (dalle calcaire).

Mots clés : Continental Intercalaire, Albien, Cénomaniens, faciès, séquences génétiques, Sbaâ,

***Facies and sequential evolution of “Continental Intercalaire” of Sbaâ basin
(Western Sahara, Algeria)***

Abstract. The faciologic study of “Continental Intercalaire” in Sbaâ basin, located on the Western edge of Tademait Plate, on the bases of lithostratigraphic and sedimentological analysis of two geological outcrops, present many precise relates to the deposit facies, and their sequential organization.

The lithostratigraphic succession of the “Continental Intercalaire” in the Albian sandstones of Tit, shows the succession of two formations: the first formation argilo-sandy corresponds to distal fluvial facies intercalated by tidal facies. The second formation sandy formed by the deposit of fluvial filling channel, follows to the top by a littoral sandstone bar. In the cenomanian deposit of Aougroute two formations are distinguished: The “Formation of El Goléa clays” of lower Cenomanian age, materialized by the variegated gypseous clays intercalated by sand and sandstone facies, with carbonated level of tempest. This formation installed in a confined environment (laguno-sebkhaïc). The second formation “Corniche calcaire” of higher Cenomanian age, riche in benthic faunas, bioturbed. It deposited on the intern carbonate plate-form.

The vertical organization of facies as their associations in the sandstones of Tit area to be shows seven (7) genetics units organized in two genetic sequences of 3th order, presenting two transgressive phases, separating by a regressive phase. In the Cenomanian of Aougroute area five (5) genetic units of 4th order which organizes in a complete cycle T/R and a ½ transgressive cycle.

Key words: Continental Intercalaire, Albian, Cenomanian, Facies, Genetic sequences, Sbaâ,

السحانات و التطور التسلسلي "للقاري البيني" لحوض سبع(الصحراء الغربية, الجزائر)

ملخص:

الدراسة السحنية "للقاري البيني" للحدود الغربية لهضبة التادمايت بحوض سبع وبالاعتماد على التحليل الرسوبي والمكونات الفيزيائية للطبقات لمقطعين جيولوجيين, اظهرت عدة توضيحات تتعلق بخصائص السحانات وطريقة توضعها.

تعاقب الطبقات للقاري البيني بصخور الالبيان الرملية في منطقة تيط. يظهر تعاقب تشكيلتين من الصخور. السفلى عبارة عن سحانات نهريّة طينية ورملية تتخللها سحانات شبه بحرية , والعليا عبارة عن سحانات نهريّة ناتجة عن امتلاء الممرات النهريّة , وهذه الاخيرة مغطات بصخر رملي شاطئي.

منطقة اوقروت تتميز بتعاقب تشكيلتين, السفلى معرفة "بطين القوليا", تشكلت في عصر السينومانيا السفلي, وهي عبارة عن تشكيلية من الصخور الطينية الجيرية تتخللها بعض الرمل, الصخور الرملية والكلسية ترسبت في اماكن مغلقة. التشكيلية العليا تعرف "بالشرفة الكلسية" لعصر السينومانيا العلوي, وهي عبارة عن صخور كلسية بحرية, غنية بالمستحاثات واثار نشاطها.

التوضع العمودي للسحانات وتجمعها في الصخور الرملية بتيط, يوضح لنا 7 وحدات اصلية منظمة في تسلسلين اصليين من الدرجة الرابعة, يظهران مرحلتين من المد البحري بينهما مرحلة من التراجع البحري. اما صخور السينومانيا باوقروت توضح 5 وحدات اصلية مرتبة في دورة كاملة من المد و التراجع البحري ونصف دورة من المد البحري.

الكلمات المفتاحية : "القاري البيني", الالبيان, السينومانيا, السحانات, تسلسل اصلي, سبع

Première Partie

GENERALITES

Problématique, Objectifs et Méthodologie

GENERALITES

I- INTRODUCTION

Depuis le 19^{ème} siècle, de nombreux travaux géologiques ont fait l'objet de recherche dans le Sahara algérien. Ces études ont contribué largement à la connaissance de l'histoire des bassins depuis le Précambrien jusqu'à l'Actuel. L'amélioration de ses connaissances sont d'ordre stratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique pour la reconstitution de l'histoire géologique et l'évolution géodynamique des bassins sahariens.

Par ailleurs, l'étude du "Continental Intercalaire" (C-I) dans le Sahara occidental et oriental a fait l'objet de plusieurs études pour leurs intérêts géologiques et économiques (enrichissement en matières minérales). Les niveaux gréseux de "C-I" constituent de bons réservoirs d'eau, de pétrole et de gaz naturel dans différents pays (Algérie, Maroc, Libye, Egypte, Tchad, Soudan, Tunisie). Ils renferment également des gisements de charbon (Béchar-Abadla), de diamant (grès de base du Crétacé au Sahara algérien).

II- PROBLEMATIQUE

L'étude sédimentologique de l'entité "Continental Intercalaire" du sud-tunisien a montré que le faciès n'est généralement pas fluviatile mais le plus souvent marin tidal. En Algérie, les données préliminaires sur l'étude des Grès albiens de Tinhert montrent qu'ils ne sont pas toujours continentaux tout comme en Tunisie, contrairement à ce qui est généralement admis. Il y a donc un problème d'analyse des faciès de dépôt car les descriptions n'ont pas été reprises depuis les études stratigraphiques de la première moitié du XX^{ème} siècle.

II- OBJECTIFS

Notre travail a pour but d'effectuer une étude sédimentologique sur les dépôts du "Continental Intercalaire" de la cuvette de Sbaâ, afin de comprendre l'évolution faciologique, environnementale et séquentielle de cette entité lithologique (C-I). Ce travail peut ainsi éclaircir ou modifier les interprétations ironiques des travaux anciens. Il comporte les chapitres suivants :

- *Le première partie* est réservée pour les généralités consistant à faire une introduction sur les bassins sahariens pour leur intérêt économique, la problématique et le domaine d'intérêt de l'étude.

- *Le deuxième partie* correspond au Contexte géographique et géologique de la cuvette de Sbaâ, dans lequel on expose les grands traits géologiques, ainsi qu'un aperçu historique des recherches réalisées sur cette région.

- *Le troisième partie* consiste à présenter les caractères et les généralités sur le "Continental-Intercalaire" qui comprend la Définition, l'Historique et leur Equivalent dans le reste du Sahara

- *La quatrième partie* est consacrée à la succession lithostratigraphique et biostratigraphique des formations supérieures du "C-I" présentes dans la cuvette de Sbaâ.

- *La cinquième partie* est axée sur l'étude sédimentologique qui concerne la description et l'interprétation des faciès, leur groupement en associations de faciès pour définir leurs environnements de dépôts.

- *La sixième partie* retrace l'évolution séquentielle à partir des analyses des unités et des séquences génétiques et leurs empilements dans les dépôts continentaux.

- Enfin au terme de ce travail, une *conclusion générale* des résultats obtenus dans le présent travail.

III- MATERIEL ET METHODES DU TRAVAIL

A- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Nous avons utilisé comme support pour notre travail les documents suivants : i) la carte géologique du bassin mésozoïque du Sahara algéro-tunisien et de ses bordures (Busson, 1967) ; ii) la carte géologique de Timimoun (Oussedik et Merabet, 1974) et iii) la carte géologique d'Aoulef el Arab (Sonatrach, 2000). Comme ouvrages de référence, nous avons utilisé tous les travaux disponibles (Lefranc et Guiraud, 1991 ; Fabre, 2005 ; Conrad, 1969 ; Akouche , 2007 ; Drid, 1989).

B- TRAVAUX DE TERRAIN

Sur le terrain, deux coupes ont été levées dans la région d'étude pour montrer les variations latérales et apporter de nouvelles observations lithostratigraphiques et biostratigraphiques. En effet, le levée des coupes a été effectué banc par banc en prenant en considération des observations particulières de chaque banc (lithologie, granulométrie, traces d'activité biologique, structures sédimentaires, contenu fossilifère, discontinuités,..). Ce travail a été accompagné par un échantillonnage des roches dures (calcaires et grès) et tendres (argiles, évaporites et sable) et des récoltes faunistiques (huîtres, oursins et ossements) et floristiques (bois fossiles, rhizolithes...).

C- TRAVAUX AU LABORATOIRE

Le travail au laboratoire consiste à faire des sections polies des échantillons récoltés pour étudier la morphoscopie des grains sous la loupe binoculaire pour les grès et les conglomérats suivant la méthode de Cailleux (1959) ; quelques lames minces pour les roches dures (calcaires) afin de montrer les caractères microfaciologiques des faciès selon la classification de Dunahm, le lavage et la granulométrie pour les roches tendres (les argiles, les sables et les évaporites) (tamis utilisés 0,5 ; 0,4 ; 0,2 ; 0,1 ; 0,63). Le travail est complété par la détermination possible des structures sédimentaires et des traces fossiles (ichnofossiles, déter. M. Bendella).

Deuxième Partie

CONTEXTE GENERAL

Contexte Géographique et Géologique

CONTEXTE GENERAL DE LA CUVETTE DE SBAA

I- INTRODUCTION

La cuvette de Sbaâ est une entité géologique économiquement très importante. Elle fait partie du Sahara occidentale se situant dans la zone de jonction entre les trois bassins : Timimoun, Ougarta et Reggane. Pour l'heure actuelle, la cuvette de Sbaâ est le seul sillon pétrolifère dans le Sahara occidental et les autres bassins sont gazéifères.

II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

A- SITUATION GENERAL DE LA CUVETTE DE SBAA (FIG. 1)

La cuvette de Sbaâ correspond à un étroit sillon d'orientation NW-SE, situé au Sud Ouest de la plate-forme saharienne, couvrant une superficie de 32 683 km² entre les parallèles 27°00N et 29°00N et les méridiens 1°00E et 1°00W (Sonatrach et Schlumberger, 2007). Elle est limitée :

- à l'Ouest, par la chaîne de l'Ougarta qui le sépare du bassin de Reggane ;
- au Sud, par la zone haute de Bled el Mass ;
- au Nord Est, par le bassin de Timimoun ;
- à l'Est, par le bassin de l'Ahnet et la voûte d'Azzène.

B- SITUATION DE LA REGION D'ETUDE (FIG. 2)

La région d'étude correspond à l'extrémité occidentale du plateau de Tademaït ; elle est limitée au Nord Ouest par la plaine de Gourara, au Sud par la plaine de Tidikelt et à l'Ouest par la dépression de Touat. Elle est caractérisée par la présence des buttes témoins appelées (*Gour*) qui s'étalent aux bordures de la falaise de Tademaït.

La région d'étude est subdivisée en deux secteurs : le premier secteur est localisé au Nord de Tit, sur la bordure sud-occidental du Tademaït, à environ 280 km au Sud Est de la ville d'Adrar, à 40 km à l'Est d'Aoulef et à 100 km à l'Ouest d'In Salah. Le deuxième secteur se situe à la bordure nord-occidentale du Tademaït ; il se trouve à l'Est de la Daïra d'Aougrouit, à 140 km au Nord Est de la ville d'Adrar et à 70 km au Sud de Timimoun.

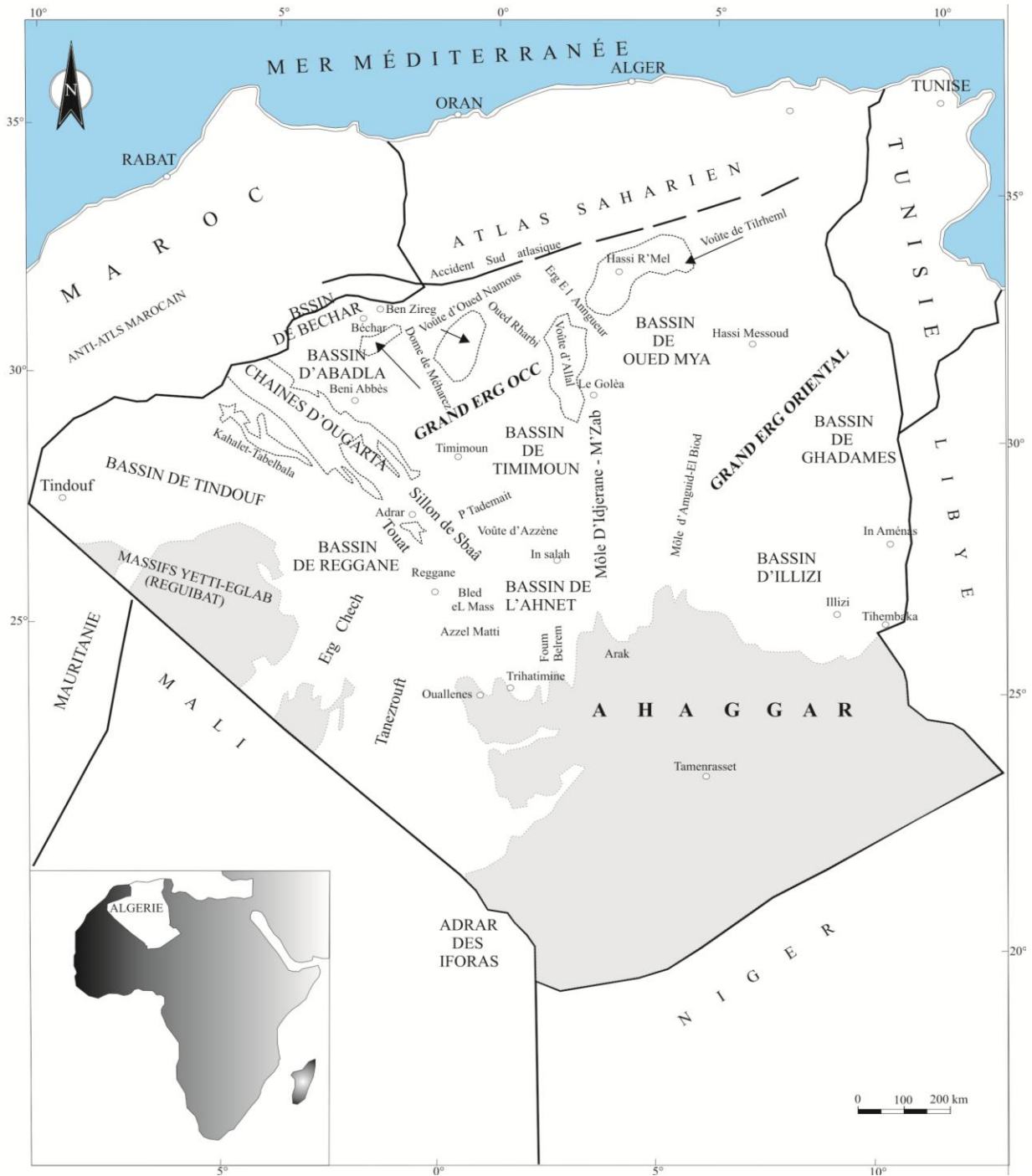


Fig. 1- Situation géographique de la cuvette de Sbaâ (in. Drid, 1989)

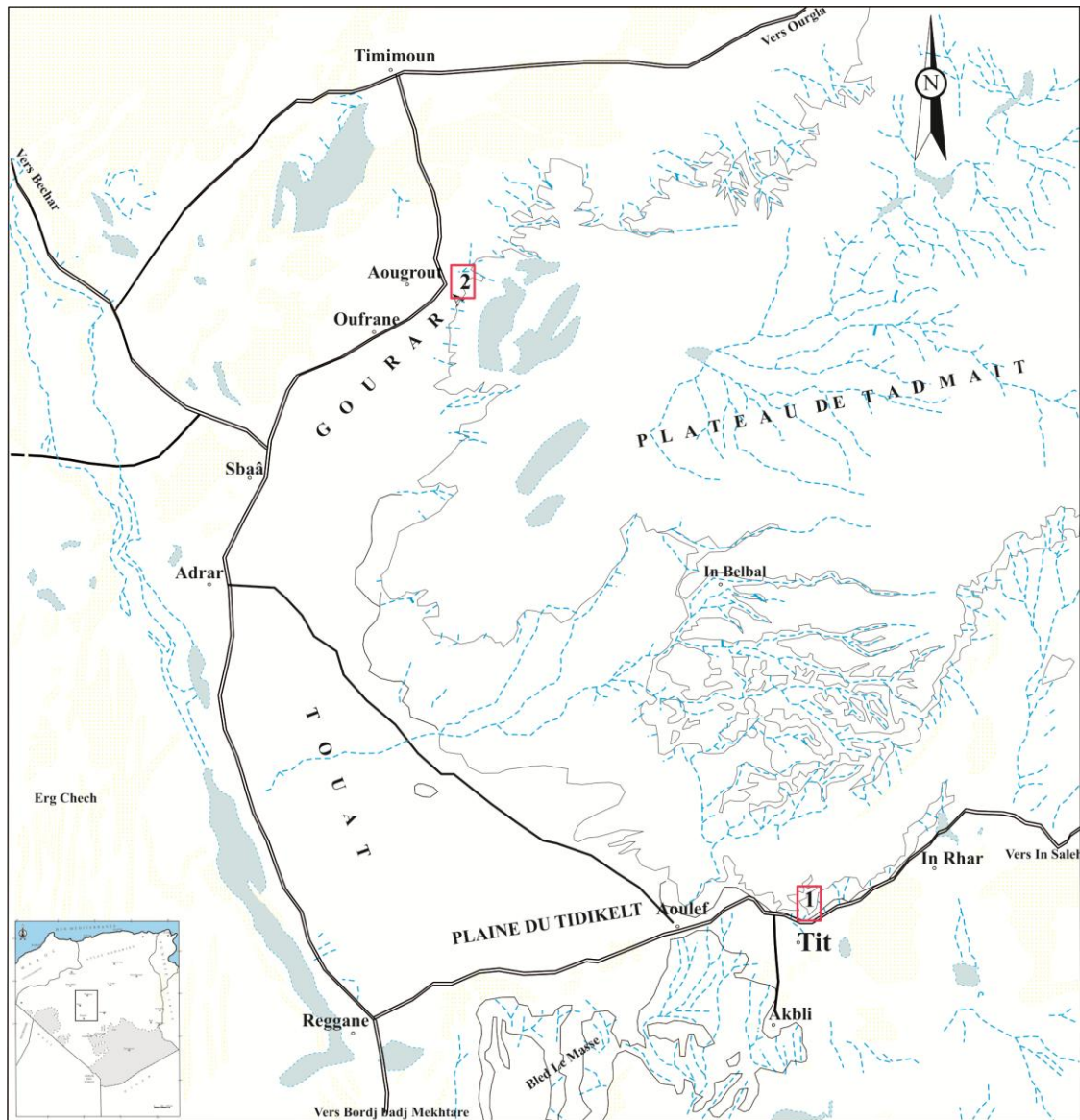


Fig. 2- Localisation géographique des secteurs d'études (1 : Tit et 2 : Aougrou).

III- CONTEXTE CLIMATIQUE ET MORPHOLOGIQUE

Le plateau de Tademaït correspond à une unité morphologique très importante dans la région d'étude où l'altitude moyenne varie entre 300 à 500 m au dessus du niveau de la mer. Le plateau est formé par une dalle de calcaire qui repose sur une formation argileuse d'âge crétacé supérieur. Elle est couverte par des regs et des dépôts fluviatiles, découpé par des vallées d'oueds dont l'altitude s'abaisse graduellement vers le Sud Ouest où il forme la dépression de Touat, vers l'Est et s'étalent la plaine de Tidikelt et à l'ouest la plaine de Gourara.

La région d'étude présente des formes morphologiques variées : plateaux, hamadas, dépressions, ergs. Ces formes ont été modelées au cours du Quaternaire ancien et actuel sous l'effet de l'intensité des phénomènes d'érosion. Par conséquent, ces phénomènes ont dessiné le réseau hydrographique (fluvatile) et les eaux stagnantes (sebkhas, guelta).

La cuvette de Sbaâ est dominée par un climat désertique aride caractérisé par une pluviométrie très faible d'environ 20 mm/an ; une température très élevée en été pouvant dépasser 49C° et très basse en hiver qui pouvait atteindre jusqu'à 0C°. Les vents de sable sont très fréquents et violents, de directions généralement SE et NW.

IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

A- APERÇU STRATIGRAPHIQUE (Fig. 3 et 4)

La cuvette de Sbaâ est caractérisée par une série sédimentaire très épaisse (couverture sédimentaire) qui varie entre 2500 et 3000m, discordante sur un socle granitique infracambrien et une série détritique, argilo-gréseuse et ferrugineuse : c'est la "Série pourprée" (Allègre et Caby, 1972 ; Clauer et *al.*, 1982). La couverture est constituée essentiellement par des formations sédimentaires du Paléozoïque, de nature gréseuse, argileuse ou argilo-gréseuse. Au dessus du Paléozoïque, s'installe des dépôts tabulaires mésozoïques transgressifs (fig. 3 et 4A).

Pour plus de détails sur les diverses formations du Paléozoïque (fig. 3 et 4A) et leurs environnements, on renvoie le lecteur à la liste bibliographique (Gevin, 1960 ; Conrad, 1984 ; Laggoun, 1987 ; Drid, 1989 ; Beghoul, 1991 ; Akkouche, 2007). Les travaux d'exploration des principaux réservoirs de l'hydrocarbure dans la cuvette Sbaâ sont également expédiés (Legrand, 1985 ; Drid, 1989 ; Lüning et *al.*, 2000 ; Sonatrach et Schlumberger, 2007).

Les séries mésozoïques oscillent entre 100 et 800m d'épaisseur, couvrant l'ensemble de la région et elles reposent en discordance angulaire sur le Paléozoïque. Dans la cuvette de Sbaâ, le Mésozoïque est représenté par trois ensembles lithostratigraphiques distincts (Drid, 1989, Laggoun, 1987) (Fig.4B) : (i) le Lias anhydritique, d'épaisseur variable est très réduite (Drid, 1989 ; Laggoun, 1987) ; (ii) le " Continental Intercalaire" (C-I) qui fait l'objet de cette étude surmonte le Lias ou repose directement en discordance angulaire sur le Paléozoïque. Le "C-I" est assez uniforme partout ; il englobe toutes les formations continentales datées du Jurassique moyen-supérieur et du Crétacé inférieur. Il devient plus épais vers l'est et le nord-est.

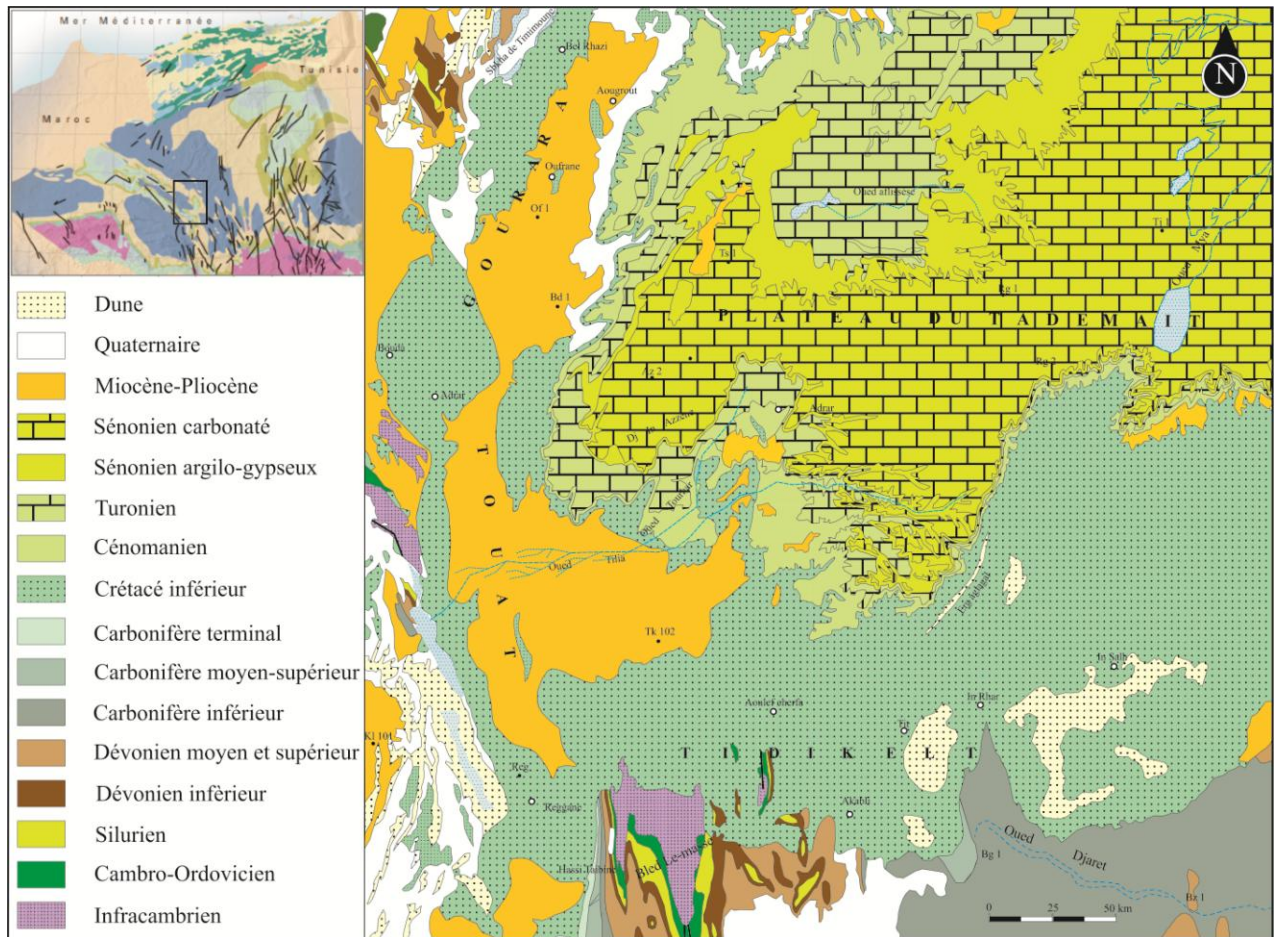


Fig. 3- Carte géologique de la région d'étude (extrait de la carte géologique du bassin mésozoïque du Sahara algéro-tunisien 1/2000000 ; Busson, 1967)

. Une coupe type lithologique très schématisée est proposée (Drid, 1989) (Fig.4B). Nous avons de bas en haut :

- Un premier niveau composé par d'alternances d'argiles brunâtres à rougeâtres et de grès gris vert à brun rouge à ciment dolomitique, localement argilo-carbonaté. On y remarque parfois des traces d'anhydrite (dans le forage d'Oued Zine ODZ-1), de calcaire (dans le Sbaâ SBAAN-1 et Azen AZ-1) et de dolomie (Ma-1). De minces niveaux de marnes charbonneuses sont aussi présents dans ces intervalles (Ma-1) avec des traces de lignite et de pyrite.
- Un deuxième niveau constitué de grès, de sables jaunes fins devenant grossiers graveleux avec de fins passées d'argiles sableuses rouges parfois dolomitiques.
- Un troisième niveau formé de dépôts argilo-gréseux, entrecoupés par des bancs très fins de dolomie et de calcaire dolomitique.

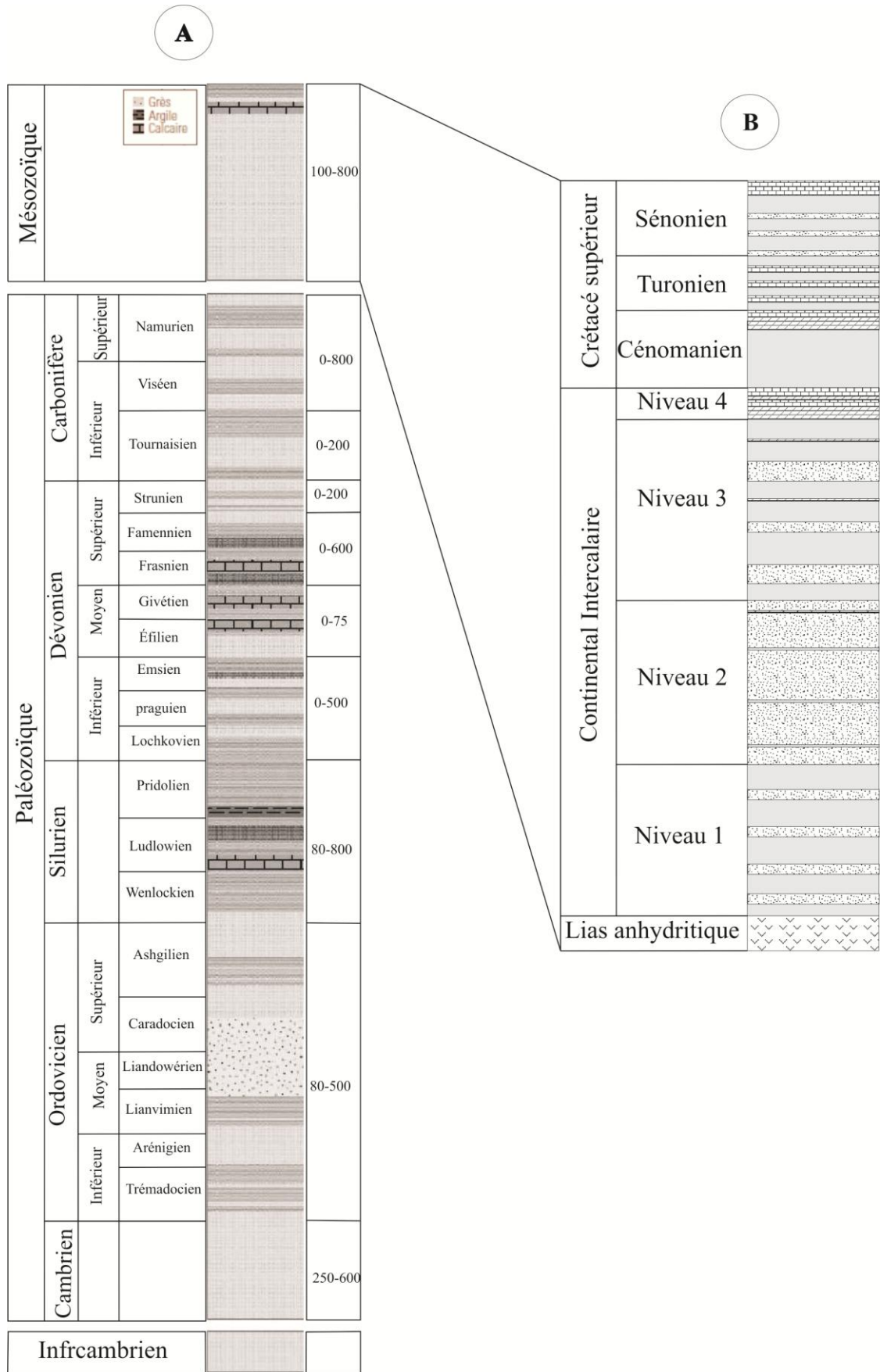


Fig. 4- Colonne lithostratigraphique de la cuvette de Sbaâ (Sonatrach et Schlumberger, 2007 modifié) (A)
 Colonne lithologique du Mésozoïque proposée par M. Drid (1989) (B).

- Un quatrième niveau consistant presque exclusivement en des bancs de calcaire et de dolomie (dans les structures de Sbaâ et d'Oued-Zine).

(iii) Le Crétacé supérieur se dispose sous forme d'un golfe ouvert vers l'Est et le Nord Est. Dans la cuvette de Sbaâ, il est représenté par trois étages : le Cénomaniens silteux et carbonaté est surmonté par une dalle carbonatée. Le Turonien est calcaire et argileux avec de nombreuses passées d'argiles et de marnes vertes avec des traces de gypse et le Sénonien argilo-gréseux dans la partie inférieure et calcaires dans la partie supérieure qui témoignent un nouveau retour de la mer.

Le Cénozoïque est représenté par une série (0-160m) de sables grossiers, argiles avec des passées calcaires, d'environnements très différenciés, d'âge Plio-Pleistocène (Beghoul, 1991).

B- APERÇU STRUCTURAL

La cuvette de Sbaâ apparaît comme un sillon étroit intra-cratonique, allongé selon une direction général NW/SE, située à la bordure occidentale du craton est-africain. Les formations sont nettement plus compactées, très accidentées et marquées par la présence de nombreuses failles, surtout inverses et parfois normales, multidirectionnelles et se rencontrent à de faibles profondeurs (jusqu'à 500m) (Beghoul, 1991 ; Laggoun, 1987). Ces failles jalonnent des plis anticlinaux de dimensions modestes dont les axes sont parallèles aux bordures de la cuvette (Khenous, 1997) (Fig. 5). Cette structure est constituée par un socle dit "africain", caractérisée par un style tectonique particulier. Comme tous les bassins sahariens, la cuvette de Sbaâ est passée par divers mouvements orogéniques. Les plus importantes sont :

- ***Les mouvements orogéniques panafricains.*** Ce cycle correspondrait à une période d'importantes déformations caractérisée par un réseau de fracturations lié à des grands accidents profonds subméridiens, jouant un rôle important dans la structuration et la sédimentation de la plate-forme saharienne. A la fin de ce cycle (fin Cambrien), une période d'émersion (phase sarde) suivie par une érosion intense provoquant des discontinuités de ravinement (pénéplanation).

- ***Les mouvements orogéniques calédoniens.*** Après le dépôt des séries transgressives de l'Ordovicien inférieur et moyen, une nouvelle phase érosive fini-ordovicienne (phase taconique) coïncide grossièrement avec les épirogenèses localisées à la fin du Caradoc. L'installation d'une calotte glaciaire, avec des accidents majeurs accompagnés par des soulèvements régionaux, se plaident à l'individualisation de l'aulacogène de l'Ougarta à l'Ashghilien supérieur (Destombes, 1971 *in* Beghoul, 1991).

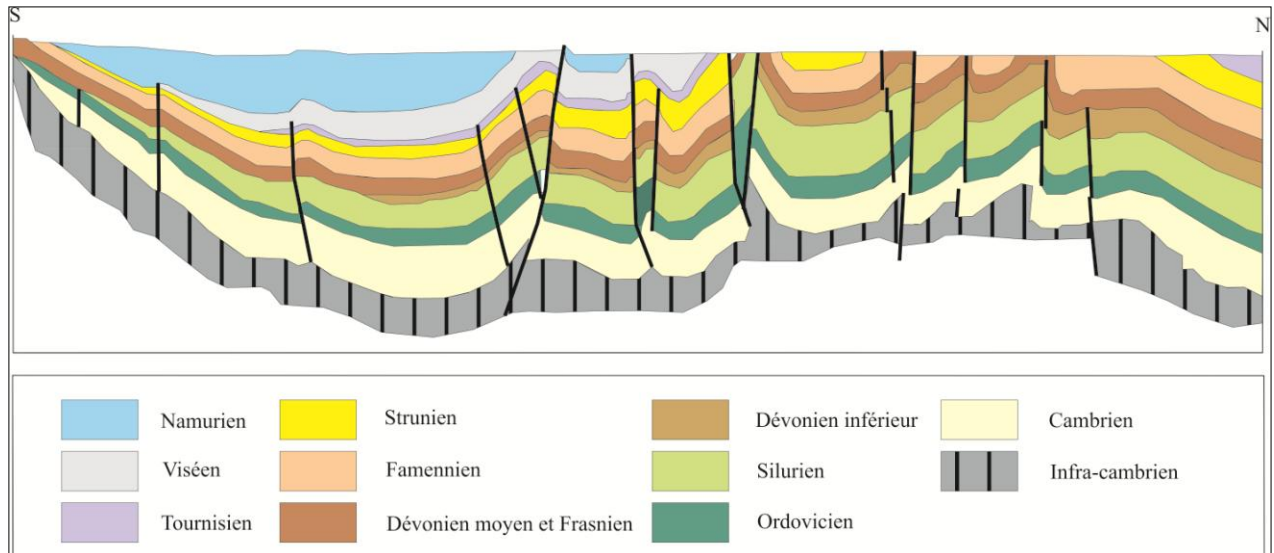


Fig. 5- Coupe géologique de la cuvette de Sbaâ (Sonatrach et Schlumberger, 2007)

- **Les mouvements orogéniques hercyniens.** Les bassins occidentaux de la plate-forme saharienne sont les principaux témoins de la tectonique hercynienne. Cette phase serait responsable de la plupart des grandes structures actuelles du bassin. Le Dévonien inférieur est marqué par des bombements épirogéniques situés pour l'essentiel au Gédinnien. Le maximum de subsidence du bassin au Dévonien supérieur et les indices de distension dans la cuvette de Sbaâ semblent s'inscrire dans le même cadre que les évènements se déroulant dans la Méseta centrale du Maroc : distension et création du bassin de Sidi Bettache (Pique, 1975 ; 1976 ; 1979 ; 1980 *in* Beghoul, 1991) et distension dans la partie centrale de l'Anti-Atlas marocain (Wendt, 1985).

- **Les mouvements orogéniques post-hercyniens.** Après l'orogénèse hercynienne, une période de non-dépôt est marquée par l'absence totale du Trias et du Jurassique inférieur dans le Sahara occidental, suivi par une importante phase d'érosion et d'aplanissement des reliefs du Crétacé inférieur (phase autrichienne). Cette période est caractérisée par des arrivées détritiques massives qui se généralisent à toute la plate-forme saharienne (Busson, 1972, Boudjemaâ, 1987 ; Fabre, 1965, 2005), en provenance des zones méridionales. Des mouvements qu'a connus la partie NE de la plate-forme, s'expriment par la formation d'anticlinaux, des failles, des érosions intenses, des discordances qui atteignent les formations du Crétacé inférieur, et celles du Jurassique et du Trias (Busson, 1972 ; Boudjemaâ, 1987).

C- CADRE PETROLIER

La cuvette de Sbaâ se caractérise par son intérêt économique. C'est une zone à gisements commerciaux d'huile à l'heure actuelle dans le Sahara occidental qui est plus connu comme une province à gaz. La principale particularité de ce bassin est la découverte d'huile dans les réservoirs du Tournaisien-Strunien, du Dévonien moyen et inférieur, ainsi que dans l'Ordovicien (Sonatrach et Schlumberger, 2007). Les gisements de gaz sont, en majorité découverts dans les réservoirs du Cambro-Ordovicien, qui se caractérisent par des environnements de dépôt variés et complexes.

V- HISTORIQUE DES RECHERCHES

La plate-forme saharienne et en particulier la cuvette de Sbaâ ont fait l'objet de nombreuses études. Dans cette partie, nous exposons brièvement l'historique des travaux géologiques de la cuvette de Sbaâ et les régions voisines. Nous distinguerons schématiquement trois périodes de recherches :

A- LES TRAVAUX ANCIENS (1900-1970)

Cette période a été marquée par des travaux de reconnaissance stratigraphique des terrains paléozoïques basés sur l'observation directe édités dans des monographies régionales. D'éminents pionniers de la géologie du Sud-oranais ont établi les grands traits stratigraphiques et structuraux du Paléozoïque du Sahara algérien (Flamand, 1900-1911 ; Meyendorf, 1928 ; Menchikoff, 1930, 1957 ; Lapparent, 1947, 1960 ; Legrand, 1962-1985).

A partir des années 1950, le Sahara algérien nord-occidental a été le siège des travaux de nombreuses compagnies et sociétés minières ainsi que pétrolière. L'activité d'exploration dans le bassin de Sbaâ remonte à 1954, avec une campagne de gravimétrie. Entre 1956 et 1979, une dizaine de puits ont été forés et ont permis de mettre en évidence une accumulation d'huile dans le Givétien sur la structure d'Azzène en 1959 et de gaz dans l'Ordovicien sur la structure de Belrhazi en 1963. A.F. Lapparent (1947a, 1960) a signalé la répartition des grands gisements de Dinosaures dans le Sahara. Il a donné un âge Crétacé inférieur au "Continental intercalaire" dans le Gourara, Touat et Tidikelt et l'a divisé en quatre horizons constants qui sont les équivalents latéraux de la "série du Djoua". D'autres observations d'ordre paléontologique, stratigraphique et hydrologique complètent le "Continental intercalaire" dans les régions précédentes (Conrad, 1968).

B- LES TRAVAUX COMPRIS ENTRE (1970-1990)

Cette période correspond à l'exploration pétrolière dans la plate-forme saharienne. La relance des travaux d'exploration a été entamée entre 1970 et 1974 par la réalisation des campagnes de sismique régionales, jusqu'à l'année 1976. Cette activité a été suivie par le forage du puits SBAA-1 en 1980, qui a mis en évidence une accumulation d'huile dans le Tournaisien. G. Busson (1970), a étudié la série mésozoïque, en utilisant les travaux des compagnies pétrolières.

Dans une synthèse géologique sur le Sahara algérien, J. Fabre (1976) a donné une vision globale sur les événements géologiques au Sahara algérien depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire. Dans cet ouvrage, l'auteur présente la géologie de la région d'étude au cours du Crétacé inférieur "Continental intercalaire" et le Crétacé supérieur.

Dans le cadre de la recherche en matières minérales et énergétiques, F. Laggoun (1987) a présenté une approche géochimique et pétrologique et une étude de la diagenèse organique des séries paléozoïques du bassin de Sbaâ, Cette étude a été suivie par quelques aspects de la diagenèse organique et minérale des séries sédimentaires de Paléozoïque et de Mésozoïque dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Drid, 1989).

C- LES TRAVAUX RECENTS (APRES 1990)

Une synthèse sur le "Continental Intercalaire" s'est réalisée sur le Sahara nord-ouest et les régions voisines (Lefranc et Guiraud, 1990) où il a été défini le stratotype des séries continentales et les approches paléontologiques, paléoclimatique et l'évolution géodynamique. Ces deux dernières approches ont été complétées par une analyse diagraphique à la connaissance du bassin de Timimoun, la voûte d'Azzène et la cuvette de Sbaâ (Beghoul, 1991). Khennous (1997), en vue de la recherche pétrolière.

Dans un second ouvrage, Fabre (2005), compléta la synthèse géologique récente du Sahara occidental et central. Pour lui, le Crétacé inférieur est essentiellement représenté par des épandages détritiques correspondant à des affleurements de bords de bassins pauvres en fossiles et en horizons repères. A. Nedjari *et al.* (2006), ont étudié le Crétacé inférieur des régions de Timimoun, El Goléa, Aoulef et Reggane. Ils concluent que les accumulations de faune et de flore dans la sédimentation continentale de milieu désertique, constituent les seuls repères biostratigraphiques qui ont permis des datations relativement fiables. Le même auteur, en 1994 a

déjà fait une synthèse des travaux sur les événements fini-hercynien de l'Ouest du Maghreb (Algérie, Maroc).

Sur la base de l'application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières", M. Akkouche (2007) a conclut que la cuvette de Sbaâ se situe en position centrale par rapport aux zones d'influence thermique liées à l'ouverture de l'Atlantique et au panache du Hoggar, ce qui expliquerait la coexistence de l'huile et du gaz dans la cuvette de Sbaâ. Dans le cadre de la WEC-Algérie, (Sonatrach et Schlumberger, 2007) ont résumé une synthèse sur la géologie pétrolière de l'Algérie. Dans ce chapitre, ils signalent une vision générale sur la cuvette de Sbaâ avec certains détails sur la géologie des réservoirs.

Troisième Partie

**GENERALITES SUR LE
"CONTINENTAL INTERCALAIRE"**

Définition, Historique et Equivalent

APERÇU SUR LE "CONTINENTALE INTERCALAIRE" (C-I) DU SAHARA ALGERIEN

I- DEFINITION ET EXTENSION GEOGRAPHIQUE

A- DEFINITION

Dans les divers bassins nord-africains, le "Continental Intercalaire" (C-I) est examiné suivant la définition de C. Kilian (1931) : il s'agit des *"Formations continentales qui se sont déposées au-dessus les niveaux paléozoïques marins les plus élevés du Namurien à Gzélien selon les régions et qui ont été recouvertes par la transgression marine du Cénomaniens supérieur"*.

B- EXTENSION GEOGRAPHIQUE

Les formations du (C-I) s'étendent jusqu'à la bordure de la plate-forme saharienne où elles forment une auréole continue d'El Goléa jusqu'à la limite Sud de la Hamada El Hamra. Au Nord Ouest, le "C-I" affleure tout au long de l'Atlas saharien et au Nord Est au pied de la falaise du Dahar et du Djebel Nefusa (Fig. 6). Au Sud, le "C-I" repose directement par une discordance angulaire sur les formations marines plissées du Paléozoïque formant en affleurement une ceinture continue allant de la frontière marocaine au Nord Ouest jusqu'à la ville de Hun à l'extrême Sud Est.

II- BREF RAPPEL HISTORIQUE

Il est judicieux de donner un bref rappel historique sur les différentes étapes qui marquent l'évolution du terme et la subdivision du "Continental-Intercalaire" du Sahara occidental et oriental. Les premiers renseignements qui ont été rapportés sur le Crétacé des environs du Gourara et de Meguidene-Samani, remontent à 1890. Ils seraient dus au capitaine M. Almand (*in* Flamand, 1911) qui a signalé la présence du Crétacé dans ces régions. En 1896, G.B.M. Flamand a effectué des missions dans ces mêmes régions, puis dans le Tidikelt (1899-1900) où il a décrit les grès à bois silicifiés qu'il attribue à l'Eocrétacé. En 1904, E. Haug, a signalé des grès albiens à Dinosauriens dans la vallée du Djoua, falaise de Tinrhert. Une année plus tard, E.F. Gautier et R. Chudeau (*in* Mazrou, 2010) attribuaient les grès éocrétacés du Tidikelt à l'Albien en continuité avec ceux que G.B.M. Flamand a signalé dans les régions du Gourara et du Touat.

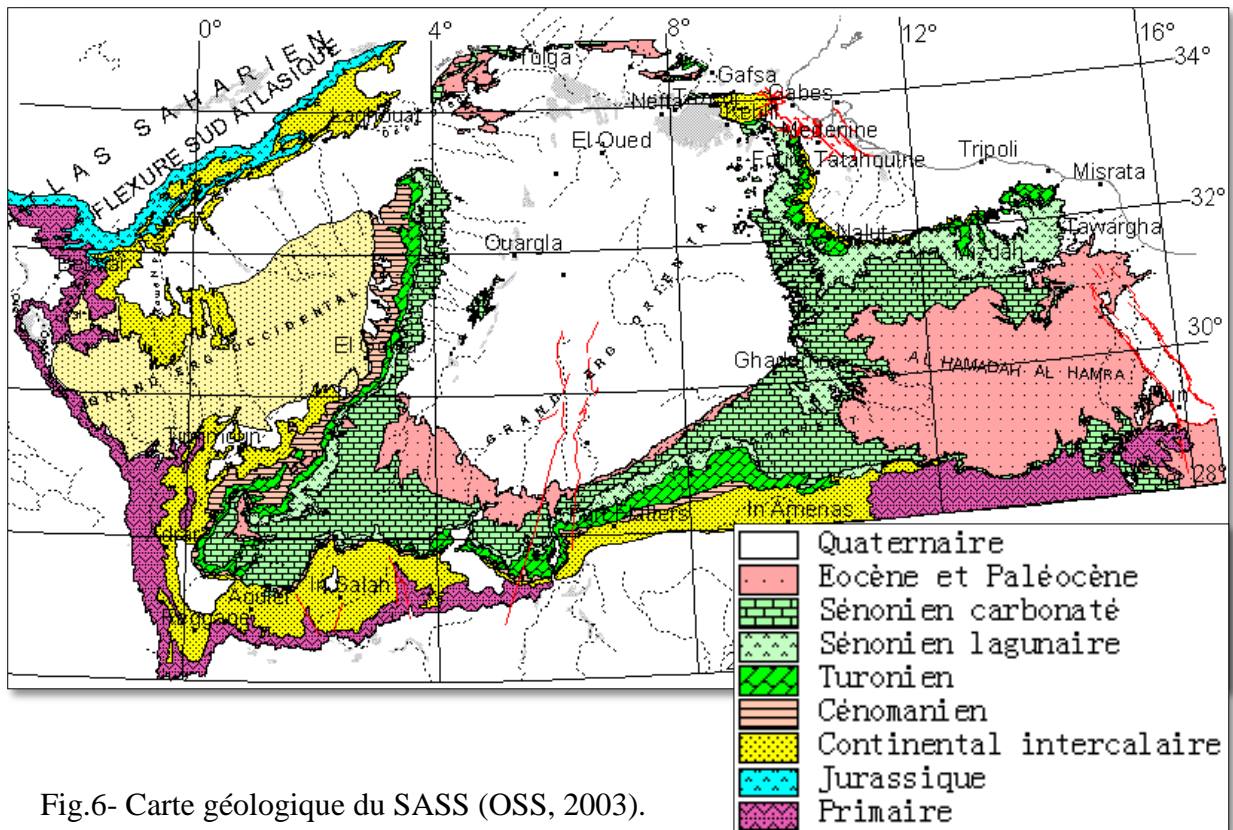


Fig.6- Carte géologique du SASS (OSS, 2003).

En 1931 C. Killian, a défini pour la première fois sous le terme du "Continental Intercalaire", les formations continentales qui s'intercalent entre les grands épisodes marins du Namurien et du Cénomanién. Le même auteur en 1946 avec M. Lelubre fournissent une description assez détaillée des couches du "C-I" de Fezzan, où ils distinguent les formations de Tiguentourine (Carbonifère), Zarzaitine (Trias), Taouratine et Djoua (Jurassique et Crétacé). A.F. Lapparent (1947a) et A.F. Lapparent et M. Lelubre (1948) ont étudié les ossements de vertébrés, et ils proposent un découpage stratigraphique des séries continentales mésozoïques du Sahara occidental et du Sahara oriental. J.P. Lefranc (1963), dans sa thèse affina le découpage de ces formations dans le Fezzan occidental (à la limite Algérie-Libye). Trois années plus tard, G. Conrad, dans sa thèse, à partir des données de sondages et des déblais de forages a pu établir des logs lithologiques détaillés des formations du "C-I" des environs de Reggan. En 1971, F. De Broin *et al.*, (1971) puis J.P. Lefranc et N. Toutin (1997) proposent un découpage du "C-I" de la Gara Samani en quatre termes correspondant à des âges différents. Sur la base des sondages et de la faune marine et continentale dans l'Est et le Sud Est du Sahara, et en s'appuyant sur leurs équivalents dans l'Atlas et dans le Sahara occidental, G. Busson (1972), a établi une synthèse stratigraphique, sédimentologique et géodynamique du Mésozoïque saharien. J.P. Lefranc (1983), proposa un nouveau découpage de ces formations mésozoïques dans le Sahara occidental (Gourara, Touat, Tidikelt) en corrélant les dépôts du Crétacé inférieur avec leurs équivalents de la

bordure atlasique. Par conséquent, des synthèses du "C-I" du Sahara et des régions voisines sont publiés par ces mêmes auteurs (Busson et Cornée, 1991) ; Lefranc et Guiraud, 1990).

III- LES DIFFERENTES SERIES DU "CONTINENTAL-INTERCALAIRE" DU SAHARA.

A- DEFINITION DU STRATOTYPE ET SERIE EQUIVALENTE

Le stratotype du "C-I" a été défini dans l'Est du Sahara algérien, près de la frontière libyenne par A.F. Lapparent et M. Lelubre (1948) et J.M. Freulon (1964) où ils distinguent dans la partie Nord quatre séries continentales (Fig.7 et Fig.8), datées par des découvertes paléontologiques. De la base au sommet, nous citons :

- le Tiguentourine (Carbonifère supérieur-Permien) ;
- le Zarzaïtine (Trias et la majeure partie du Lias) ;
- le Taourartine (sommet du Lias-Dogger et Malm) ;
- le Djoua (Crétacé inférieur).

1- La série de Tiguentourine.

Epaisse de 200m à 250m de couches rouges plongeant doucement vers le Nord. Elle est subdivisée en deux formations séparées par un banc de gypse blanc (Fabre, 2005). La Formation inférieure (Stéphano-Asturien) épaisse d'une centaine de mètre qui atteint 155m à l'Est, son épaisseur se réduit vers le prolongement du môle de Tihemboka et la flexure d'Edjeleh ; elle est comprise entre la dalle calcaire moscovienne et une barre de gypse. Cette formation est surtout argileuse, avec de minces bancs gréseux et carbonatés. La Formation supérieure (Permien ou Permo-Trias) est discordante sur le Tiguentourine inférieur qu'elle déborde largement et vient, au Nord Ouest, reposer directement sur les calcaires moscoviens. Le gros banc de gypse qui couronne la formation précédente montre une continuité remarquable, avec une épaisseur varié de 1 ou 2 m à près de 10 m. Au-dessus viennent des argiles et des grès argileux rouges, à stratifications obliques, typiquement fluviales. Les grès contiennent une forte proportion des grains ronds-mats caractéristiques d'un matériel éolien.

2- La série de Zarzaïtine.

Reposant en discordance angulaire sur la série de Tiguentourine, cette série comprend 120m de grès clairs, rosâtres, assez tendres et généralement massifs disposant en chenaux emboîtés. Ils contiennent des débris de végétaux hématitisés et d'ossements de vertébrés emballés

dans le sédiment avec des galets d'argiles. On distingue deux termes dans le Zarzaïtine (Achab, 1970 ; Busson, 1972) : (i) un terme inférieur, formé par des grès à galets de quartz et d'argiles alternant avec des lits d'argiles rouges et vertes qui renferment, surtout au sommet, des dents et des épines de poissons (*Sélaciens*), des amphibiens (*Stégocéphales*) et des reptiles (platéosauridés). N.E. Jalil et Ph. Taquet (1994) (*in* Fabre, 2005) ont distingué dans ce terme, des grès épais de 50 m, fossilifères, à *Stégocéphales* et surmontés par des argiles et des grès supérieurs peu fossilifères de 110m d'épaisseur ; (ii) un terme supérieur, gréseux dont les chenaux contiennent des troncs d'arbres hématitisés, des épines de squales, des ossements de *Stégocéphales* et des dinosauriens (tératosauridés) apparentés à des formes de l'Afrique australe.

HAMADIAN SERIES	Marine limestone with <i>Neolobues vibrayeanus</i> , <i>Exagyra flabellata</i> , <i>E.olisiponensis</i>	UPPER CRETACEOUS
C O N T I N E N T A L I N T E R C A L A I R E	Djoua series	LOWER CRETACEOUS
	Taouratine series	MIDDLE AND UPPER JURASSIC+LIAS <i>pp</i>
	Zarzaïtine series	LIAS <i>pro parte</i> -TRIASSIC
	(Continental) Tiguentourine series (lagoonar)	PERMIAN AND UPPER CARBONIFEROUS
POST TASSILIAN SERIES	Marne limestone with various <i>Goniatites</i> and <i>Productus cora</i> , <i>Spirifer trigonalis</i> , etc	LOWER AND MIDDLE CARBONIFEROUS

Fig. 7- Subdivisions dans le Continental Intercalaire des confins algéro-libyens (Lapparent et Lelubre, 1949 ; Lefranc, 1958).

3- La série de Taouratine.

Épaisse de 250 m, elle repose en discordance sur la série de Zarzaïtine (Lefranc, 1958, *in* Gabani 2008). La partie basale de cette série, montre des argiles rouges à violacées, des grès grossiers à stratifications entrecroisées, des grès ferrugineux, des grès quartzites et des grès à dragées. La partie sommitale de cette série est riche en faune de vertébrés du Jurassique supérieur : *Onchopristis*, *Lepidotus*, *Asteracanthus*, *Hybodus*, *Ceratodus* (Lapparent et Mongin,

1959). Ces mêmes niveaux ont fourni également une flore assez riche, avec du bois silicifiés, de nombreuses empreintes de *Weichselia*. Cette flore est caractéristique du Jurassique, déjà connue en plusieurs régions d'Afrique, notamment dans le Sud tunisien, (Boureau et *al.*, 1957). Dans la partie supérieure de cette série, apparaissent des quartzites à grains grossiers et des calcaires gréseux. Ainsi encadrée par une série que l'on peut considérer comme appartenant au moins en partie au Trias supérieur et par une autre d'âge Crétacé inférieur. Cette série de Taouratine apparaît bien d'âge jurassique, voire même du jurassique supérieur (Freulon, 1964).

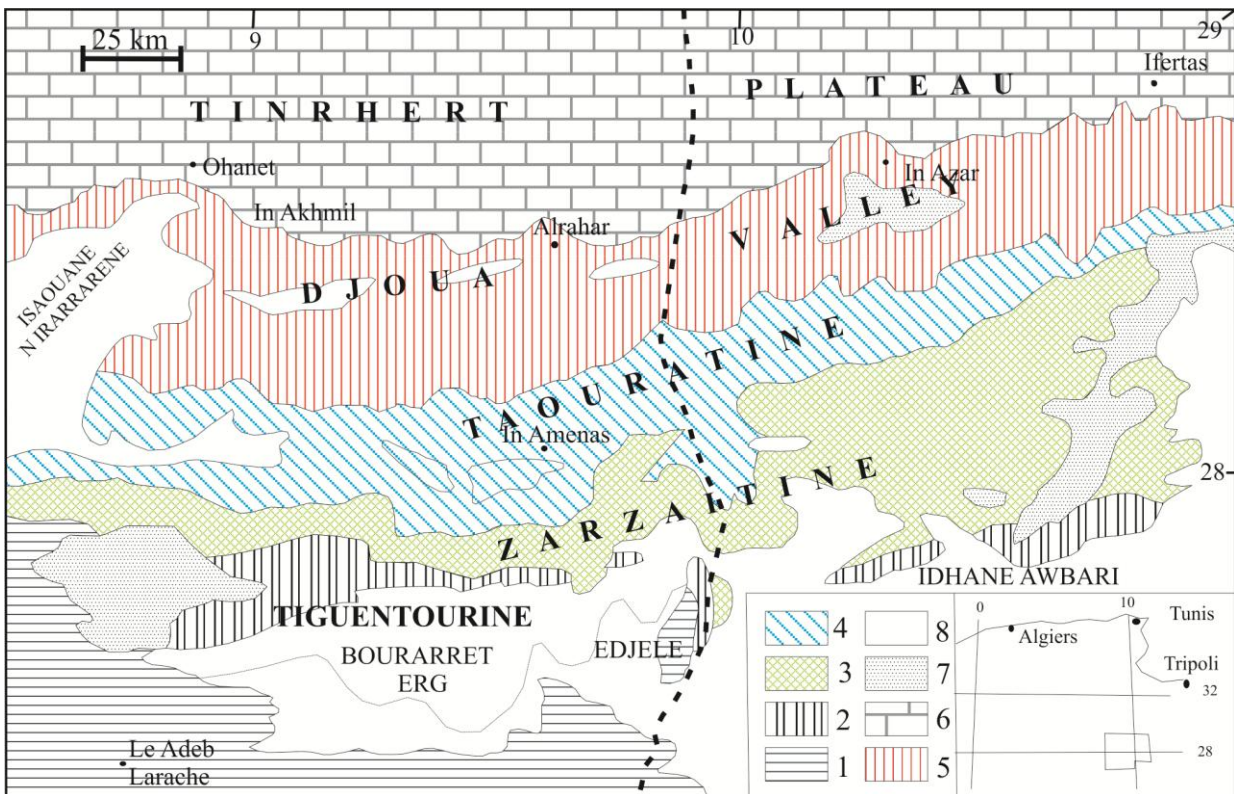


Fig. 8- Carte géologique simplifiée des séries du Continental intercalaire des confins algéro-libyens (Lefranc et Guiraud, 1990).

4- La série de Djoua.

En concordance sur la série de Taouratine, vient un ensemble d'argiles rouges et vertes, épais d'environ 200m. Ces terrains sont constitués en majeure partie d'argiles bariolées souvent gypseuses et de petits bancs de grès fins avec de minces passées dolomitiques (Lapparent et Lelubre, 1948). On distingue à la base, des marnes vertes sableuses alternant avec des grès et graviers à ossements de vertébrés. Un gisement à In Akhamil a fourni une faune de poissons et de reptiles (*Platyspondylus foureaui*, *Onchopristis numidus*, *Ceratodus africanus*), des crocodiles et

des dinosauriens (dents de *Megalosaurus* et fémur de *Sauropode*) associés à des bois de palmier silicifié. Cette assemblage est analogue à celle du "C-I" connue dans le Sud marocain et en Egypte et considérée comme Crétacé inférieur. Dans la partie médiane, s'observent deux bancs de calcaires sableux jaunes clairs à moules de bivalves, intercalés dans des argiles rouges et verts. Tous les genres sont marins littoraux ou d'estuaires. L'ensemble de la faune se situe dans le Crétacé inférieur. Au sommet, une falaise épaisse de 120m en moyenne, formée d'argiles rouges et vertes avec couches de gypse. Au dessus, commence le Cénomaniens marin à *Neolobites vibrayei*.

B- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE" DU SAHARA OCCIDENTAL.

Dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt, le Continental Intercalaire est daté du Crétacé inférieur, grâce à des découvertes paléontologiques assez nombreuses (De Lapparent, 1960 ; Lefranc, 1983). Il repose sur le Paléozoïque en discordance angulaire. Les subdivisions de cette série réduite peuvent être étendues au Tidikelt et au Tanezrouft.

1- Les subdivisions de A. F. de Lapparent (1947).

Il divise le C-I de ces régions en quatre horizons constants, d'âge Crétacé inférieur. Ces horizons sont sans doute les équivalents latéraux de la "Série du Djoua".

- **Ensemble A** (25 à 300 m), il est formé par d'argiles rouges, de grès roses et blancs, de grès rouges à stratifications entrecroisées et à lentilles de graviers et dragées de quartz. C'est dans les lits de graviers que l'on rencontre les restes de poissons et de reptiles.

- **Ensemble B**, il est formé par une dalle de grès-quartzites, de 1 à 2 m d'épaisseur, très constante, surmontant un conglomérat à bois silicifiés, parfois à troncs d'arbres silicifiés et à ossements de Reptiles. Ce niveau forme la surface des plateaux qui se suivent de Timimoun à In-Salah en passant par Adrar, Reggane et Aoulef.

- **Ensemble C**, il est formé par une deuxième série argileuse, de 40 à 100 m de puissance, qui admet des intercalations de Grès à dragées "*Kerboub*".

- **Ensemble D**, il comprend 60 à 125 m d'argiles rouges à bancs gréseux. Cette assise est remarquable à El-Goléa où les "argiles d'El-Goléa" alternent avec quelques bancs calcaires (Conrad, 1969).

HAMADIAN SERIES	CENOMANIAN	MARINE UPPER CENOMANIAN	Limestone with <i>Neolobittes vibrayeanus</i> , <i>Exagyra olisiponensis</i> , etc.	
C O N T I N E N T A L I N T E R C A L A I R E		LAGONAR LOWER CENOMANIAN	E 1 Golea gypseous clay	
	ALBIAN SANDSTONE	ALBIAN	Samani stratified sand samani crossbedded sand with Vertebrates	
	APTIAN FLAC	UPPER APTIAN	Hassi le Homeur ruiniform sandstone	Argillaceous carbonated intercalation
	NEOCOMIAN AND BARREMIAN SANDSTONE	LOWER APTIAN AND UPPER BARREMIAN	Meguidene sand	Sandstone and quartzite
			Tinoumeur clay	
		LOWER BARREMIAN	Oumrad gravel with Dadoxyces	Electric marker E 20
		NEOCOMIAN	Toubchirine sand	Electric marker E 12
No deposits during the upper Paleozoic, the Triassic and the Jurassic				
POST-TASSILIAN SERIES		UPPER VISEAN	Tala limestone Arhiad sandstone <i>Dimorphoceras</i> clay	

Fig. 9- Unités stratigraphiques dans les régions du Gourara, du Mèguidène, du Touat et du Tidikelt (Lefranc et Guiraud, 1990).

2- Les subdivisions de J.P. Lefranc (1983).

Il a identifié environ dix formations différentes dans ces régions (Fig. 9), composées principalement par de grès, de silts et d'argiles, couvertes par des argiles gypsifères et des niveaux carbonatés. Toutes ces formations peuvent être groupées en deux unités principales : (i) les grès de Néocomien-Barrémien à la base et (ii) les grès d'Albiens s.s. au sommet. Ces deux unités sont séparées par un niveau de calcaires gréseux qui a été identifié en surface seulement aux deux endroits, mais peut être l'équivalent de la barre aptienne du bassin de l'Oued Mya. Dans le tiers supérieur des grès du Néocomien-Barrémien, quelques niveaux devenant conglomératiques avec des fragments de bois silicifiés et des os de poissons et de reptiles (crocodiles, tortues, dinosaures). Ce conglomérat est une couche aquifère importante où laquelle des galeries de l'eau ont été forées (Foggaras). La partie principale des grès de Néocomien-Barrémien s'étend sur une bande large de 20-40 km aux contours le pied de plateau de Tademaït. Le dépôt du "C-I" se termine par des termes lagunaires du Cénomaniens inférieur. A la base, il débute par 30-50 m d'argiles gypsifères avec des passées de grès fins (Argiles d'El-Goléa), recouvert par 5-10m d'argiles, marnes et

calcaires schisteux, et occasionnellement avec des traces fossiles et les cristaux cubiques de sel. Le C-I est recouvert par des calcaires massifs marins de Cénomaniens supérieur.

C- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE " DANS L'ATLAS SAHARIEN

Le Continental intercalaire dans l'Atlas saharien central est daté du Crétacé inférieur sur la base des découvertes paléontologiques (Bassoullet et Illiou, 1967 ; Bassoullet, 1973 ; Mahboubi, 1983). Les terrains du Crétacé inférieur de (la série d'El Kohol), montrent les formations suivantes (Mahboubi, 1983) (Fig.10):

1- La Formation de Tiout.

Dans cette région, la "Formation de Tiout" est composée de bancs de grès rougeâtres d'épaisseurs variables, avec de rares intercalations d'argiles rouges briques et de marnes. Ces grès renferment le plus souvent des dragées de quartz généralement sphériques, caractérisant le faciès albien "grès à dragées". Vers le sommet, la formation est composée de grès variable et à stratifications obliques ou entrecroisées. Cette formation correspond à une sédimentation continentale riche en faune de vertébrés. Du point de vue de la composition des faunes de poissons et de reptiles, les niveaux d'El Kohol montrent une grande similitude avec ceux du Sahara. On y retrouve les mêmes genres de poissons (*Hybodus*, *Lepidotes*, *Ceratodus*) et *Carcharodontosaurus*. La faune signalée par J.P. Bassoullet et J. Illiou (1967) et J.P. Bassoullet (1973) confirme un âge Albien supérieur pour le sommet de la formation. Cet âge a été attribué à cette même formation décrite au Nord de Brézina et à El Kohol par corrélation (Mahboubi, 1983).

2- La Formation d'El Rhelida.

Elle est représentée par une alternance presque régulière de calcaires marneux à intraclastes légèrement dolomitiques et d'argiles vertes. Le plus souvent, les calcaires marneux se débitent en plaquettes. Les affleurements se localisent essentiellement dans la partie Nord d'El Kohol où elle correspond à une suite de bancs très visibles sur la topographie. Sa limite inférieure est purement lithologique et correspond à un changement brutal de faciès avec la disparition du faciès "grès à dragées" de la "Formation de Tiout" et l'apparition d'un faciès carbonaté. La limite supérieure est soulignée par un banc gypseux. Cette limite est difficile à établir en corrélation avec les Monts des Ksour. Cette formation n'a pas fourni de fossiles à l'exception de moules de gastéropodes très silicifiés. Elle a été attribuée par G.M.B. Flamand (1911) au Vraconien-Cénomaniens inférieur (Mahboubi, 1983).

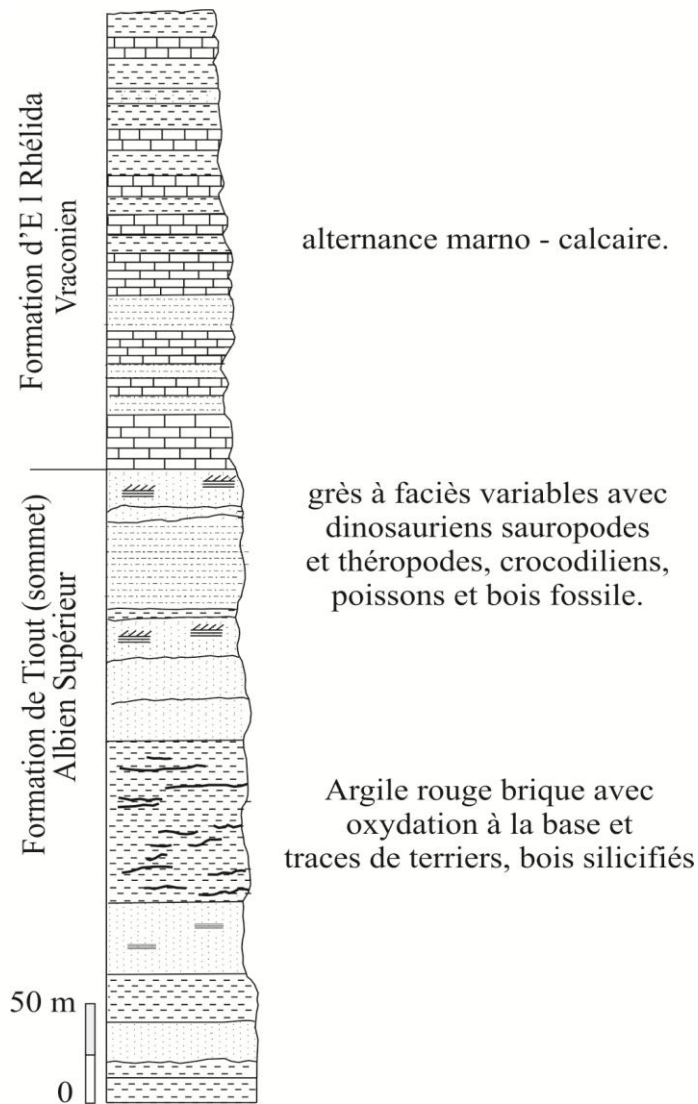


Fig. 10- Coupe lithologique de la série crétacée d'El Khol (Mahboubi, 1983 ; *in* Gabani, 2008).

III- CONCLUSION

Dans le Sahara algérien, le dépôt du "Continental Intercalaire" est caractérisé par une variation importante de l'épaisseur, le type de sédiments et du milieu de dépôt (fluvatile, lacustre et marins tidaux) dans l'espace et dans le temps selon les régions.

Quatrième Partie

LITHOSTRATIGRAPHIE

Données de terrain

LITHOSTRATIGRAPHIE

Notre travail est consacré à l'étude des affleurements de la partie supérieure du "Continental Intercalaire" de la cuvette de Sbaâ. L'étude a été effectuée au niveau de deux secteurs lointains. Deux coupes géologiques ont été levées en détail dans les deux secteurs à savoir Tit (Plateau du Tidikelt) au sud et Aougroute (Plateau du Gourara) au nord.

I- SECTEUR DE TIT

A- CADRE GENERAL DU SECTEUR (FIG.11)

Les affleurements du "Continental Intercalaire" dans le Tidikelt oriental sont représentés morphologiquement par une série continue de petites "buttes témoins" tabulaires d'une hauteur environ 20 à 50m (Fig. 11 et 12B). Celles-ci sont séparées par un réseau hydrographique non pérenne, orientée W-E. Ces affleurements sont généralement des formations détritiques (argilo-gréseuses) tabulaires du Crétacé inférieur.

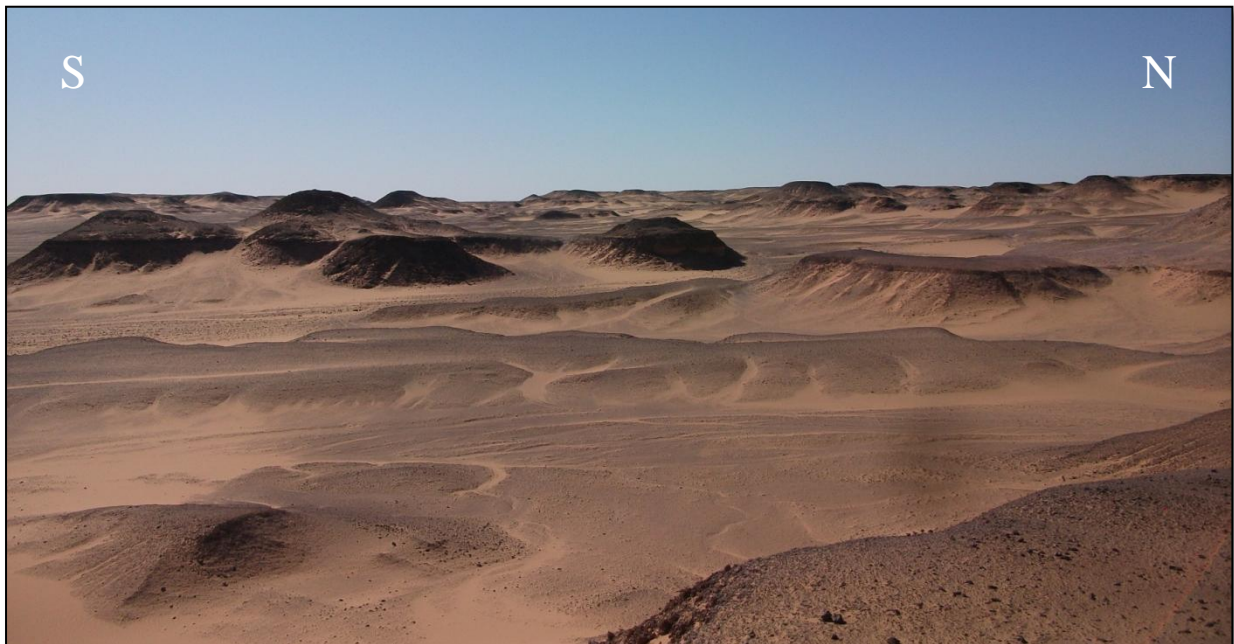


Fig.11- Vue panoramique du secteur de Tit montrant les "buttes-témoins" tabulaires de l'entité du "Continental-Intercalaire"

B- LOCALISATION DE LA COUPE

Dans le secteur de Tit, la coupe a été levée au niveau de la terminaison sud-occidental du Tademaït, à environ 3 km au nord de la Route National RN52 (Reggane-In Salah) et à 9 km au nord de Tit, suivant une direction S/N (Fig. 12). Elle a pour coordonnées géographiques (méridiens : $x = 1^{\circ}29'38,4''$; $x' = 1^{\circ}30'4,32''$ et parallèles : $y = 27^{\circ}00'12,96'$; $y' = 27^{\circ}00'54''$)

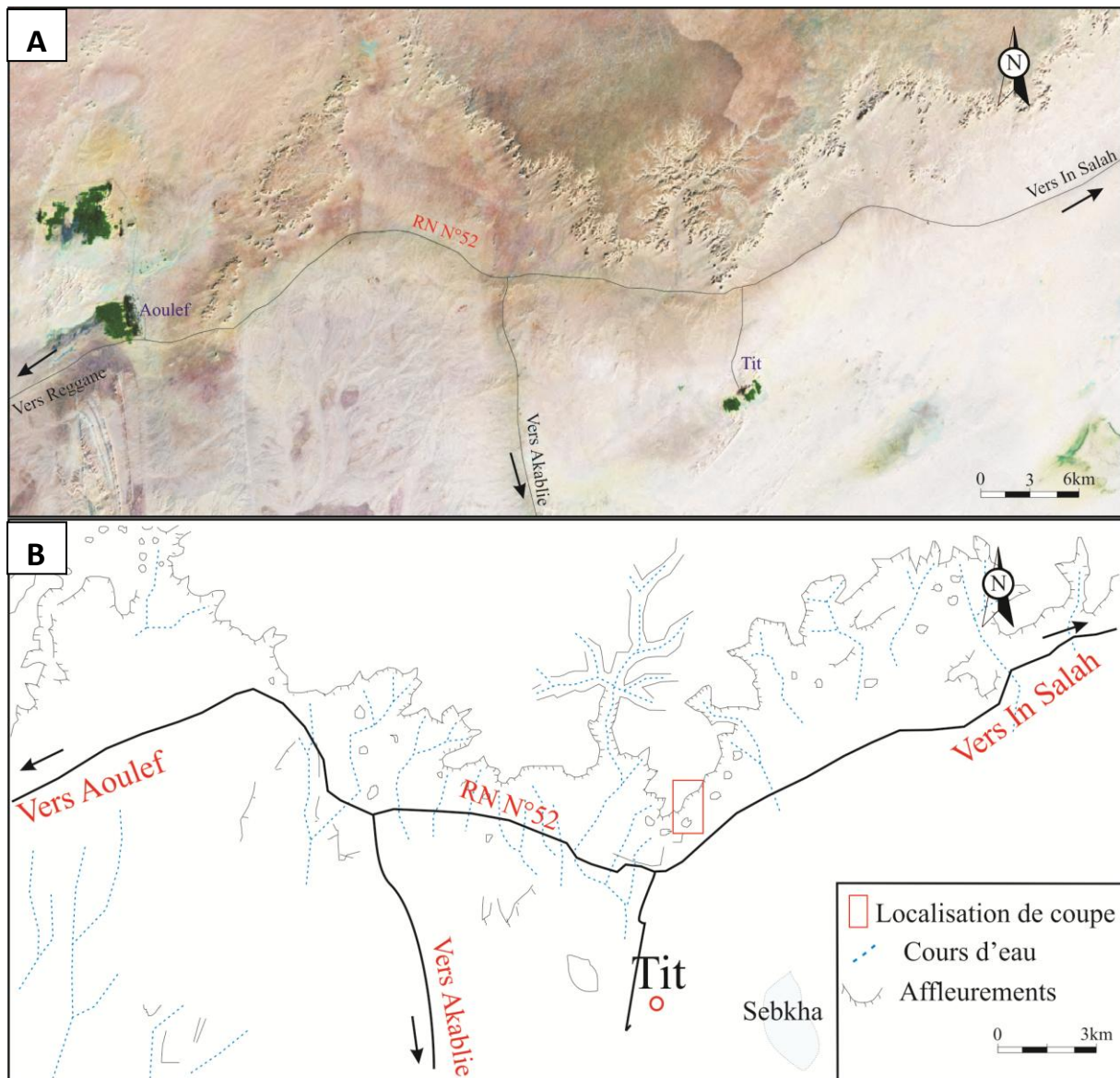


Fig. 12- Photo satellitaire (A) montrant la localisation et l'itinéraire de coupe de Tit (B)

C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

La coupe de Tit, ayant une épaisseur de 43 m, elle est formée par une série relativement plus complète avec des faciès à dominance détritique. Sur la base des critères lithologiques et la géométrie des corps sédimentaires, on peut identifier deux formations distinctes qui seront décrites de bas en haut (Fig. 13) :

1- Formation argilo-gréseuse

Cette formation de 13m d'épaisseur et d'extension kilométrique, se présentent en géométrie tabulaire. Elle se débute à partir des grès à sphéroïdes (*Kerboubs*) et se termine au dessous de surface de ravinement (SR3). Selon les critères décrits précédemment, cette formation se subdivise en membre inférieur essentiellement gréseux entrecoupé par des argiles rouges et un membre supérieur argilo-gréseux (Fig.13).

- **Membre inférieur.** Ce membre débute par des grès blanchâtres, de 4m d'épaisseur, à grains grossiers parfois microconglomératiques, d'éléments arrondies à sub-arrondies de quartz et de calcaires. Ce membre se dispose en larges stratifications obliques. Ces grès renferment des nodules de grès sphéroïdes (*Kerboubs*) de taille variée de 1 à 2cm. Au dessus, se déposent des grès friables entrecoupés par des argiles rouges. Les grès sont de 2,20m d'épaisseur, de couleur rose à rouge à la patine et à la cassure, de granulométrie moyenne à grossière à la base et fin argileux au sommet, renfermant des galets de taille millimétrique de calcite, de calcaires et de quartz. Les figures sédimentaires enregistrées, sont les structures confuses, des litages entrecroisés en feston "*trough cross-bedding*", litages obliques tangentielles "*tangential cross-bedding*", litages sigmoïdales "*sigmoidal bedding*", des laminations de petites rides de courants "*small ripples laminations*" séparées par des drapages argileux "*mud-drapp*", les rides d'oscillations et des terriers verticaux de perforations "*Skolithos*" au sommet, sur lequel se superposent des argiles rouges lenticulaires à bioturbations.

- **Membre supérieur.** Ce membre de 8m d'épaisseur débute à la base par un banc de grès chenalisé d'épaisseur métrique, à base ravinante, de couleur rose à rouge à la base et jaune au sommet. Ce membre comporte des grains granoclassés, avec des galets millimétriques de quartz et de calcites, à litages entrecroisés en feston "*trough cross-bedding*" et en avalanches. Des traces de racines et des bioturbations y sont présentes. Vers le haut, ces grès deviennent plus fins. Les traces de racines sont représentées par des formes de tubules blanchâtres, sub-verticaux et horizontaux, de diamètre d'ordre millimétrique.

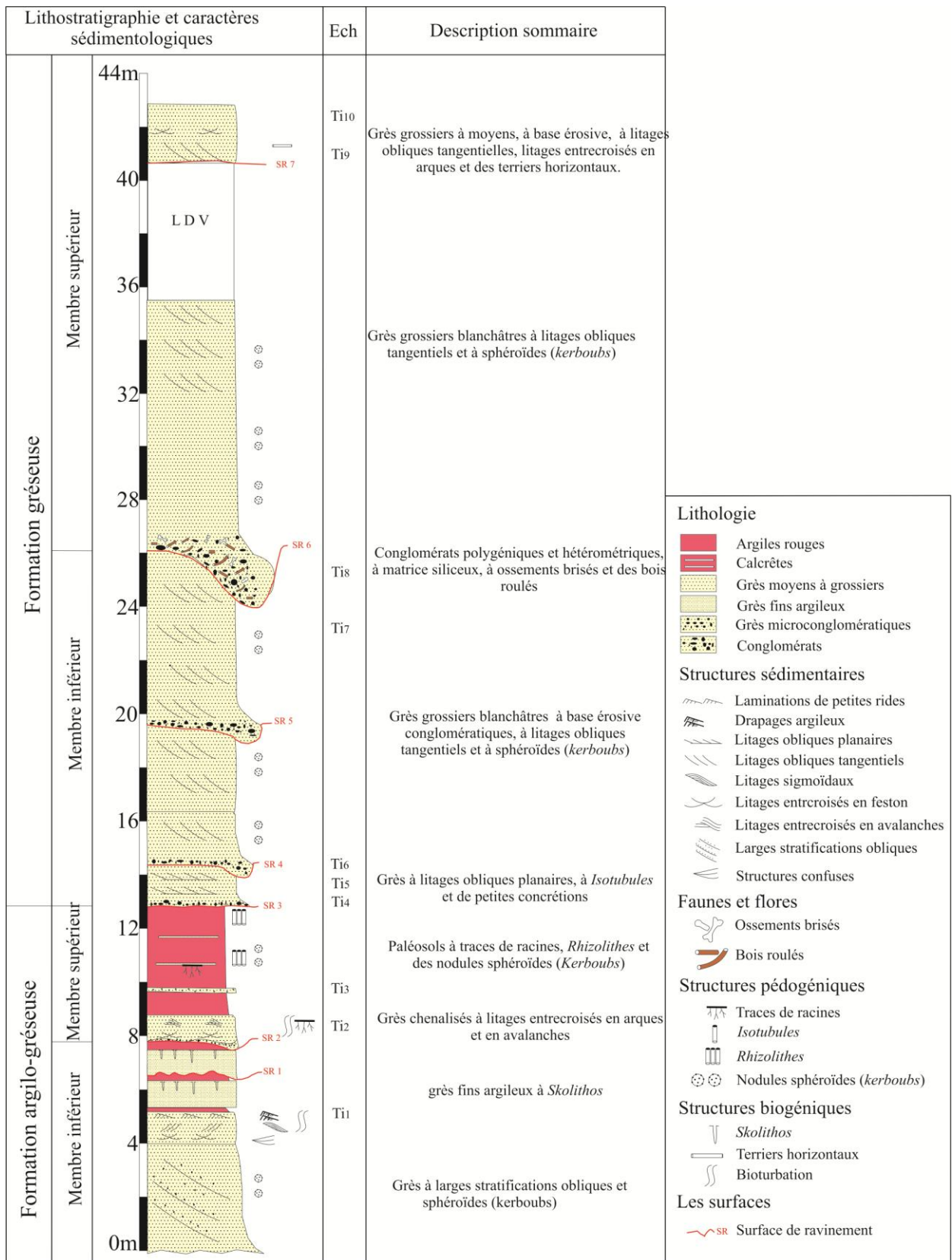


Fig. 13- Succession lithostratigraphique et architecture structurale de la coupe de Tit

Au dessus, succèdent des argiles rouges parfois gréseuses de paléosol à passées centimétriques à métriques d'encroûtements calcaires (calcrêtes) blanchâtres à éléments rouges ferrugineux dans sa partie basale, ce sont des argilanes. Les argiles de paléosol sont caractérisées par la présence des paléo-racines (*Rhizolithes*) groupées en tubules verticaux isométriques à hétérométriques. Leurs diamètres sont centimétriques à millimétriques et leurs longueurs d'ordre centimétrique à décimétrique. Leurs parois sont marquées parfois par la présence des petits nodules détritiques.

2- Formation gréseuse

Cette formation est d'épaisseur 30m environ, se présente uniquement au sommet des "buttes-témoins" les plus hautes. Elle est formée essentiellement par des faciès gréseux. La limite basale de cette formation correspond à une surface de ravinement (SR3) (Fig.13). Nous avons subdivisé cette formation en deux membres qui sont de bas en haut:

- **Membre inférieur.** Ce membre épais de 13m, est représenté par la superposition de barres de grès à base ravinante. Chacune débute par de niveau conglomératiques. Les grès sont de couleur blanchâtre à brun jaunâtre, à grains grossiers à moyens avec la présence de quelques galets mous et de quartz, à litages obliques planaires "*tabular cross-bedding*" et tangentiels "*tangential cross-bedding*". Ce faciès gréseux est caractérisé par l'existence des tubules et des nodules sphéroïdes (*Kerboubs*) de différente taille, blanchâtres à bruns jaunâtres. Ils sont déposés en forme isolé ou en forme agglomérée.

Les conglomérats sont d'extension variable, composés d'éléments de nature différente (quartz, calcites, calcaires), liés par un ciment sombre siliceux. Ces éléments sont jointifs, arrondis à sub-arrondi, de taille centimétrique à décimétriques.

- **Membre supérieur.** D'épaisseur de 17m, il est formé à la base par un conglomérat noirâtre à grisâtre, de forme chenalisée, à base ravinée, d'épaisseur métrique et d'extension latérale très variable. Les éléments sont sub-anguleux à arrondis, de taille centimétrique, polygéniques (grès, quartzites, calcaires,..) et emballés dans un ciment siliceux, sans granoclassement, ni litage. Ce conglomérat englobe des ossements brisés indéterminés et des bois roulés épigénisés en silice (grésifiés), noirâtres à blanchâtres, de taille et de forme différente (pl.II).

Ces conglomérats sont surmontés par des grès bruns jaunâtres à blanchâtres, de 10m d'épaisseur, à grains grossiers à éléments flottants de quartz et de bois roulés avec des nodules

sphéroïdes (*Kerboubs*), à litage obliques tangentiels. Après 5m de lacune de visibilité vers le sommet, on distingue une barre de 2m de grès grossiers à moyens, friable, brun jaunâtre à blanchâtre, à base légèrement érosive. Cette barre évolue au sommet en stratonomie massive, à litages obliques planaires "*tabular cross-bedding*", à litages entrecroisées en feston "*trough cross-bedding*" avec des terriers horizontaux.

II- SECTEUR D'AOUGROUT

A- CADRE GENERALE DE SECTEUR

Dans ce secteur, les terrains sont représentés sous forme d'une surface plate caillouteuse passant vers l'Est à un plateau d'altitude environ 50 à 80 m au surface, montrant une falaise d'argiles du Cénomaniens inférieur (la partie supérieure du "Continental Intercalaire") coiffé par une masse épaisse de carbonates marins (Cénomaniens supérieur-Turonien) (Fig.14 et 15B). Les terrains plat correspondent au dépôt du continental intercalaire où s'affleure par fois à la base des butes témoins, celles qui apparent généralement aux bordures du plateau de Tademaït.



Fig. 14- Vue panoramique du secteur d'Aougrouit

B- LOCALISATION DE LA COUPE

La coupe se trouve au niveau de l'Oued Ksar el Hadj à la bordure occidentale du plateau de Tademaït ; elle est distante à environ 12 km vers le sud-est d'Aougrouit et à 9 km à l'est-sud-est de Ksar el Hadj (Fig. 15). Elle a pour coordonnées géographiques (méridiens : $x = 0^{\circ}25'42,24''$ et $x' = 0^{\circ}26'21,12''$; parallèles : $y = 28^{\circ}40'26,4''$ et $y' = 28^{\circ}39'34,56''$).

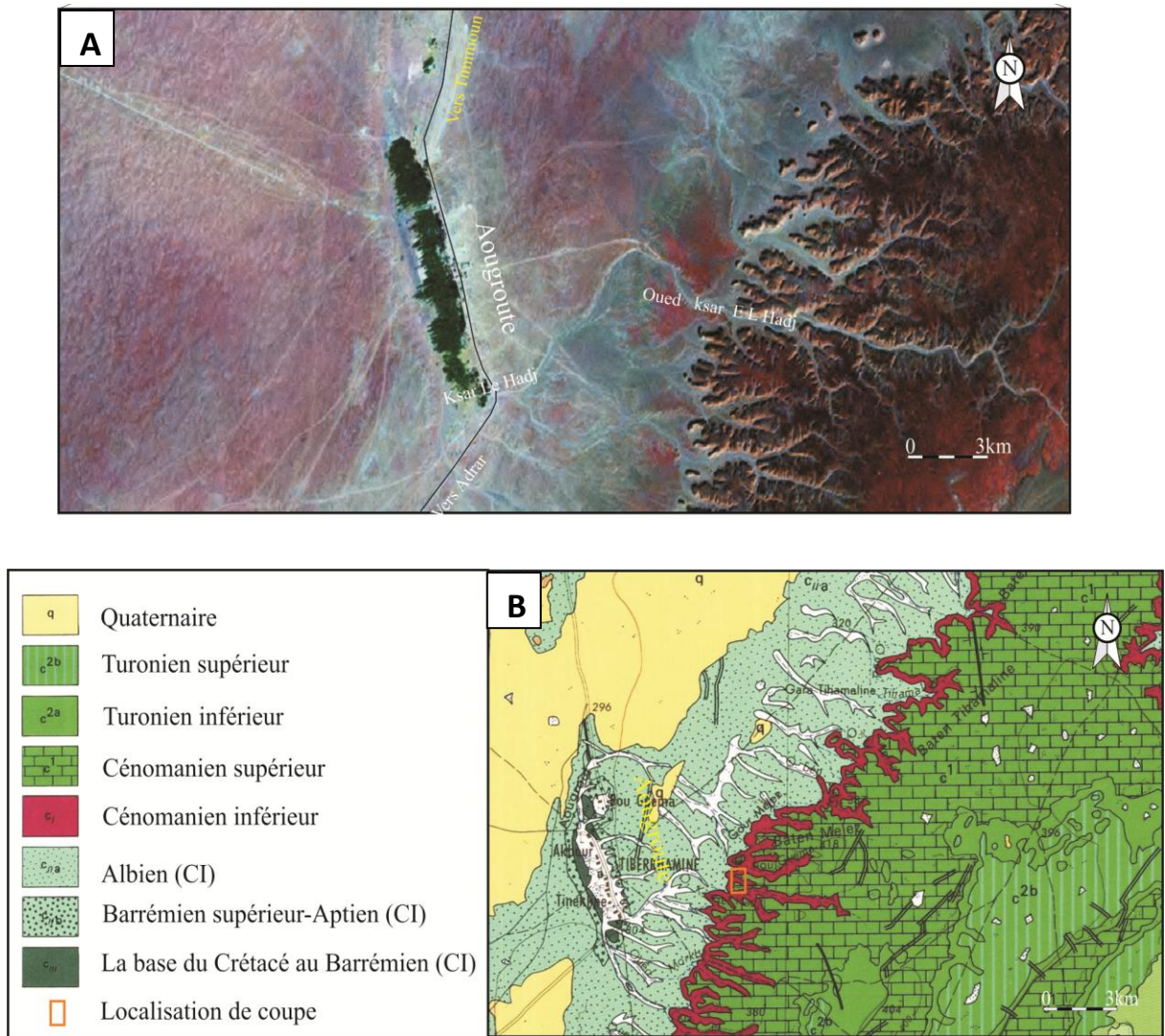


Fig.15- Photo satellitaire (A) et la carte géologique du secteur d'Aougrouit (B ; extrait de la carte géologique de Timimoun 1/500.000)

C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

La coupe d'Aougrouit est de 27m d'épaisseur. L'enchaînement lithostratigraphique de cette coupe et les critères décrits précédemment, ont permis de subdiviser la succession en deux formations, selon la nomenclature des différents auteurs (Lefranc, 1974 ; Lefranc et Guiraud, 1990 ; Busson, 1971, Fabre, 2005). Elles sont de bas en haut (Fig. 16) :

- Formation argileuse : "Argiles à gypses d'El Goléa"
- Formation carbonatée "La Corniche calcaire"

1- Argiles à gypses d'El Goléa

Cette formation est épaisse de 18,5 m ; elle débute par des argiles rouges et s'achève au dessous de la barre calcaire dolomitique. Cette formation est matérialisée par des argiles gypseuses intercalées par des sables, des grès et des dolomies.

Selon les critères lithologiques, cette coupe montre la succession de trois membres qui sont de la base vers le sommet (fig. 16) :

- **Membre inférieur (4,5m)**. Ce membre est formé essentiellement par des argiles versicolores (vert, rouge et gris), compactées, tâchetées par des ponctuations noires de matières organiques, passant vers le haut à des argiles gypseuses, verdâtres, à grains de pyrites. Ce faciès est coiffé par un niveau de 0,20m de gypses détritiques blanchâtres, d'aspect fibreux et/ou noduleux.

- **Membre médian (6 m)**. Il est caractérisé par la disparition des argiles rougeâtres et l'apparition du premier niveau gréseux, de quelques centimètres d'épaisseur, pyriteux, jaunâtre à la patine et à la cassure, de taille très fin. Il est surmonté par des argiles verdâtres, sableuses, gypseuses et un banc de calcaire dolomitique gréseux, à structures fenestrales matérialisées par des éléments argileux et gypseux, à litages entrecroisés en mamelon (HCS). Il est coiffé par un banc métrique de grès fins friables, jaunâtres à la patine et grisâtres à blanchâtres à la cassure. Nous signalons dans ce banc, la présence des traces de plantes de petite taille, épigénisées et ferruginisées. Ce banc est suivi par des sables argileuses grisâtres et des argiles gris-foncé, d'épaisseur d'ordre métriques, admettant des passées millimétriques de grès fins ; ils se séparent par un niveau centimétrique de grès grisâtres, friables à grains fins.

- **Membre supérieur (8 m)**. Il débute par la disparition des particules sableuses dans les argiles. Il est représenté par une petite combe d'argile verdâtre (7m) à faible proportion de gypse, formant localement des cristaux fibreux avec des sels. Cette combe se termine par un empilement d'une alternance centimétrique à millimétrique d'argiles jaunâtres et de halites (cristaux cubiques) avec la présence des nodules ferrugineux et des tâchetés noirs de matières organiques probables.

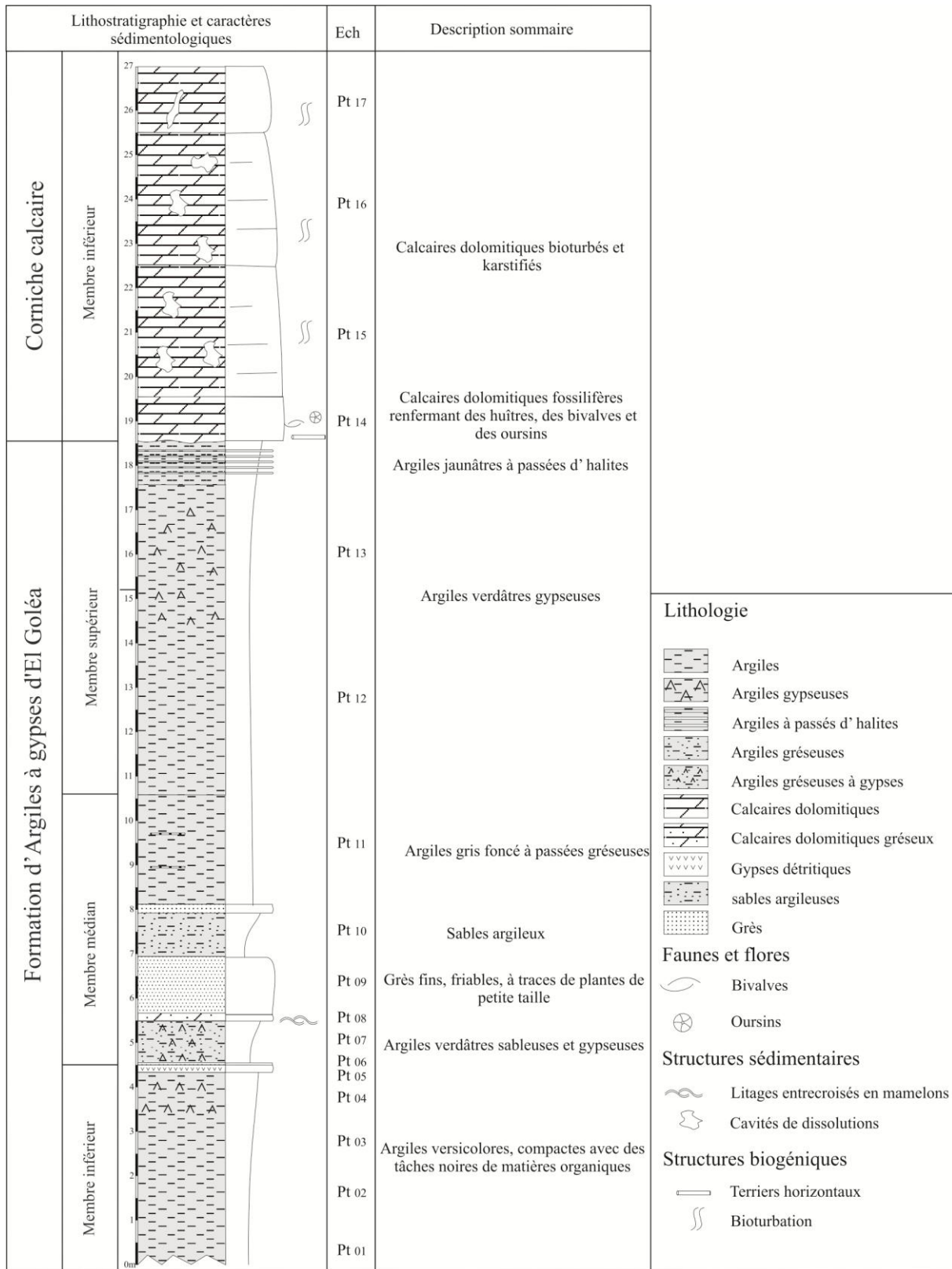


Fig. 16- Succession lithostratigraphique de la coupe d'Aougroute

2- La Corniche calcaire

C'est une dalle carbonatée d'environ 8,5 m d'épaisseur (Fig. 16). Elle correspond au membre inférieur de la "Formation de la corniche calcaire" selon le découpage de Lefranc (1983). Elle débute par un niveau de calcaire dolomitique fossilifère (1m), à base légèrement érosive, très riche en coquilles brisées et en moules de bivalves oxydées (*Ceratostreon flabellatum*, *Rynchostrongeon suborbiculatum*) (déter. L. SATOUR), associés à des oursins (*Cidaris* aff. *touazensis*) (déter. M. BELKERCHA).

. Ce niveau est bioturbé avec la présence des terriers horizontaux et inclinés, Au dessus, viennent trois barres de calcaires dolomitiques karstifiés, bioturbés, brunâtres à grisâtres à la patine et grisâtres à la cassure, d'aspect massifs et d'épaisseur métrique. Ces calcaires dolomitiques sont caractérisés par des cavités vides de taille différente et parfois elles sont colmatées par des cristaux de calcite. Ces cavités sont liées aux phénomènes de dissolution.

III- ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

Dans le secteur de Tit, les terrains du "Continental Intercalaire" sont connus depuis longtemps dans la région de Gourara, Touat et Tidikelt grâce aux fossiles qui ont permis d'attribuer un âge Crétacé inférieur (Lapparent, 1947 ; Boureau, 1954 ; Lefranc, 1963 ; Conrad, 1963...).

La présence des ossements brisés mal conservés des vertébrées et des bois roulés indéterminés influent directement sur la datation précise. L'attribution de ces formations s'est contentée uniquement sur certains repères lithologiques du Crétacé, utilisés comme marqueurs stratigraphiques à l'échelle locale ou régionale telles que la barre carbonatée de l'Aptien et les argiles à gypses du Cénomaniens inférieur...). La datation de ces formations est aussi basée sur la comparaison et la corrélation topographique locale avec d'autres coupes régionales datées sur la base du contenu faunistique et les faciès semblables. Ainsi, les formations de Tit ont été attribuées à l'Albien (Lapparent, 1960 ; De Broin et *al.*, 1971 ; Fabre, 1976, 2005). Cette attribution est faite par la comparaison tant par corrélation lithostratigraphique que par l'aspect topographique des ensembles étudiés. A titre d'exemple, le secteur de Tit est comparé avec les "Grès tendres à dragées de quartz de Gara Samani", situés à mi-distance entre Timimoun et El Goléa, à larges stratifications obliques et des paléosols enregistrant des empreintes de racines. En plus, l'ensemble affleure sous les argiles et la dalle carbonatée du Cénomaniens. Cet âge est confirmé également par les ossements de dinosaures (théropodes et

sauropodes), de crocodiles, de tortues et de poissons (*Onchopristis*) connus dans la région et dans toute la plate-forme saharienne, ainsi par les Bivalves (*Desertella foureaui*).

Topographiquement, les formations de Tit s'affleurent au-dessus de la dalle quartzitique. Elles sont attribuées à l'Aptien supérieur et le début de l'Albien fondé sur le gisement de vertébrés trouvé en place dans la coupe d'Aïn Cheikh à l'est de Reggane (Taquet, 2007, *in*. Mazrou). Elles sont également comparées à celles trouvés dans le groupe de l'Aïn el Guettar ("Formation de Chenini") dans le sud-tunisien. Par contre, ces formations affleurent sous les "Argiles d'el Goléa" du Cénomaniens inférieur (Plateau du Tademaït). Elles sont considérées comme étant du Crétacé inférieur et indirectement d'âge Albien.

Dans le secteur d'Aougroute, la formation des "Argiles à gypses d'el Goléa" a été attribuée au Cénomaniens inférieur (Karpoff, 1952 ; Flandrin, 1953 ; *in* Bouregaâ, 2000). Cette attribution est confirmée par les récoltes de Busson (1964) qui a trouvé dans cette formation des oursins *Pseudodiadéma* sp. dans la région de Fort Flatter, ce qui exclu son attribution au "Continental Intercalaire" sous-jacent.

Les travaux anciens de Amard et *al.*, (1981) (*in* Bouregaâ, 2000) au bord sud du plateau de Tademaït ont permis d'attribuer la "Formation de la corniche calcaires" au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur basé sur la faune d'ammonite et de bivalves récoltée dans le terrain de l'Aïn Guettara. Les récoltes faunistiques au sud de Tademaït dans la coupe de l'Aïn el Hadjaj ont permis d'attribuer la formation d'Argiles à gypse d'El Goléa au Cénomaniens inférieur et la formation de la corniche calcaires au Cénomaniens supérieur (Fabre, 1976, 2005). Cette datation est basée surtout sur les ammonites *Neolobites* et complétée par des huîtres (*Exogera otisiponensis*, *E. jibellata*), des pectens (*Neithea acquicostata*) associées à des oursins et des gastéropodes. Les fossiles récoltés à la base de la corniche calcaires sont des huîtres (*Ceratostreon flabellatum*, *Rynchostreon suborbiculatum*) et des oursins (*Cidaris aff. touazensis*) ressemblent bien aux faunes trouvées à l'est de Tademaït par Amard et *al.* (1981) et à Tinrhert oriental par Busson et *al.* (1999) qui caractérisent la zone II du Cénomaniens supérieur.

IV- CONCLUSION

La lithostratigraphie du "Continental Intercalaire" dans la région de Tit montre la succession de deux formations. La première "Formation argilo-gréseuse" correspond à la partie basale de la coupe étudiée, formée essentiellement par des grès grossiers à fins parfois microconglomératiques, marqués souvent par la présence des figures sédimentaires

hydrodynamiques directionnelles (litages obliques tangentiels, litages sigmoïdaux, drapages argileux...) et des argiles rouges de paléosols avec des traces de paléo-racines (*Rhyzolithes*). La deuxième formation correspond à la partie sommitale de la coupe, à dominance gréseuse, intercalée par des niveaux conglomératiques à ossements et bois roulés. Les grès sont marqués souvent par de litages obliques tangentiels et des nodules sphéroïdes (*Kerboubs*).

Dans la région d'Aougroute, les terrains étudiés sont subdivisées stratigraphiquement en deux formations. La première "Formation des argiles d'El Goléa" d'âge Cénomanién inférieur, matérialisée par des argiles gypseuses versicolores intercalées par des niveaux sableux et gréseux avec un niveau carbonaté à structures de tempêtes. La deuxième formation, la "Corniche calcaire" d'âge Cénomanién supérieur, formée par la superposition de barres carbonatées, bioturbées riches en faunes de bivalves et d'oursins.

Cinquième Partie

**FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE
DEPOTS**

Facies sédimentaires, Associations de facies

FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

I- INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de définir le cadre faciologique et paléoenvironnemental dans les deux coupes. Ceci passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires rencontrés, leur interprétation en termes de milieux de dépôts et proposition d'un modèle sédimentologique. La description des faciès et leur interprétation sera basée sur la lithologie (lithofaciès), la stratonomie (stratofaciès), la dimension des grains (granulométrie), la géométrie des corps gréseux (chenalisation) y compris les figures sédimentaires hydrodynamiques et biologiques (traces fossiles et biofaciès) et la couleur (chromofaciès).

II- FACIES SEDIMENTAIRES, ASSOCIATIONS DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT.

A- LES FACIES SEDIMENTAIRES

Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment tels que : lithologie, structures sédimentaires, contenu biologique, texture et traces fossiles. 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). Le microfaciès permet ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagenétiques des faciès, aboutissant à une interprétation précise des milieux de dépôts.

B- LES ASSOCIATIONS DE FACIES

Dans la majorité des cas, un seul faciès sédimentaire n'est pas déterminant d'un milieu de dépôt donné. C'est l'association de plusieurs faciès qui permet de déterminer ce milieu. Il est donc nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Une association de faciès correspond ainsi à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès qui se retrouvent à différents niveaux de la série.

C- LE MILIEU DEPOT ET LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES

Le milieu de dépôt est la résultante d'un ensemble de conditions biologiques, physico-chimiques (dynamiques, chimiques, climatiques) et topographiques qui se sont perpétuées durant un certain temps pendant lequel s'est effectué le dépôt sédimentaire (Elf Aquitaine, 1977). D'autres phénomènes peuvent intervenir tels que la subsidence, l'émersion, l'arrêt de sédimentation et l'eustatisme. Ainsi, dans la nature, on distingue trois principaux environnements sédimentaires : continental, marin, mixte. Chacun de ces trois catégories majeures est subdivisé à son tour en plusieurs milieux sous l'action différentielle de certains facteurs (morphologiques ou architecturales, physico-chimiques, biologiques).

Milieu	Marin côtier		Domaine marin restreint			Marin ouvert	
Morphologie	Plate-forme interne			Barrière	Plate-forme externe	Bassin	
Bathymétrie	Continental	Supratidal	Intertidal	Subtidal (médiotidal)		Marin peu profond	Marin plus profond
							Pente
Niveau d'énergie	Variable	Moyenne à basse	Basse	Très élevée	Moyenne	Basse	
Type d'énergie	Éolienne marée exceptionnelle fluviatile temporaire	Zone de blanchement des marées ordinaires	Zone protégée (par la barre et/ou la profondeur)	Vagues courants marins vents	Vagues et courants	Sous la limite inférieure de la zone d'action des vagues	
Faune				Constructeurs ou dunes oolithiques	Benthique → ← Pélagique Échinodermes		
Flore	Characées (eau douce a saumâtre)	Stromatolites algues bleues	Algues vertes et oncolithes		Algues rouges		

Fig. 17- Les grands milieux de dépôts actuels et anciens (Elf Aquitaine, 1977 ; Yapaudjan, 1972).

Du continent jusqu'au fond océanique (Fig.17), on distinguera la plaine côtière inondable ; la zone littorale, depuis la ligne de la côte, avec un rivage instable ; la zone tidale où les flux continentaux (deltas et estuaires) sont considérables où l'effet des marées est maximum ; le plateau continental ou la plate-forme continentale, zone d'érosion et/ou de piégeage de sédiments et surtout de "fabrique " des carbonates ; la marge continentale (pente et glacis) où se développent souvent de grands prismes sédimentaires ; les grands fonds, domaine de la pluie pélagique dans les plaines, les collines abyssales et localement, des accumulations de contourites et de turbidites ; le domaine hadal correspond enfin aux fosses les plus profondes.

III- QUELQUES RENSEIGNEMENTS SUR LES KERBOUBS

A- DEFINITION

Le mot *Kerboubs* viendrait du mot "*Kerkeb*" du langage local qui signifie mettre en boules ou faire rouler, ou encore pour désigner un objet de forme sphérique ou arrondie. Les Kerboubs sont des concrétions de 1 à 150mm et plus, plus ou moins sphériques, parfois coalescentes qu'on rencontre notamment au Sahara septentrional, dans les grès surtout siliceux et un peu poreux du "Continental intercalaire". Ils résultent d'une solidification de ces grès par un ciment carbonaté. Ils possèdent plusieurs formes et structures (Fig. 18).

B- REPARTITION GEOGRAPHIQUE

La présence des Kerboubs semble très générale dans les grès du "Continental Intercalaire" de l'Atlas saharien et du Sahara septentrional (Laghouat, Bechar, Timimoun, Adrar, Ain Aménas). Ce type de concrétions n'est connu que dans les grès du "Continental Intercalaire", répartis d'une manière inégale dans les niveaux d'âge Crétacé inférieur. Il est remarqué qu'il y a une similitude de grains entre la matrice et les kerboubs qui y sont indurés, là où la matrice est grossière (sable grossiers à gros grains de quartz et lentilles d'argiles ou de marnes) ; les Kerboubs sont grossières. Dans les grains fins isométriques, les kerboubs sont eux aussi fins et isométriques, parfois même plus fins encore.

L'examen des lames minces (Cailleux et Soleilhavoup, 1976 *in* Boualem, 2006) de la coupe près de Laghouat, montre que la calcite cryptocristalline, soit elle remplit totalement ou partiellement les pores, soit elle forme un liseré autour des grains et/ou elle colmate les fissures. L'oxyde ou hydroxyde ferrique s'y ajoute souvent ce qui offre à la roche des teintes roses ou rouges.

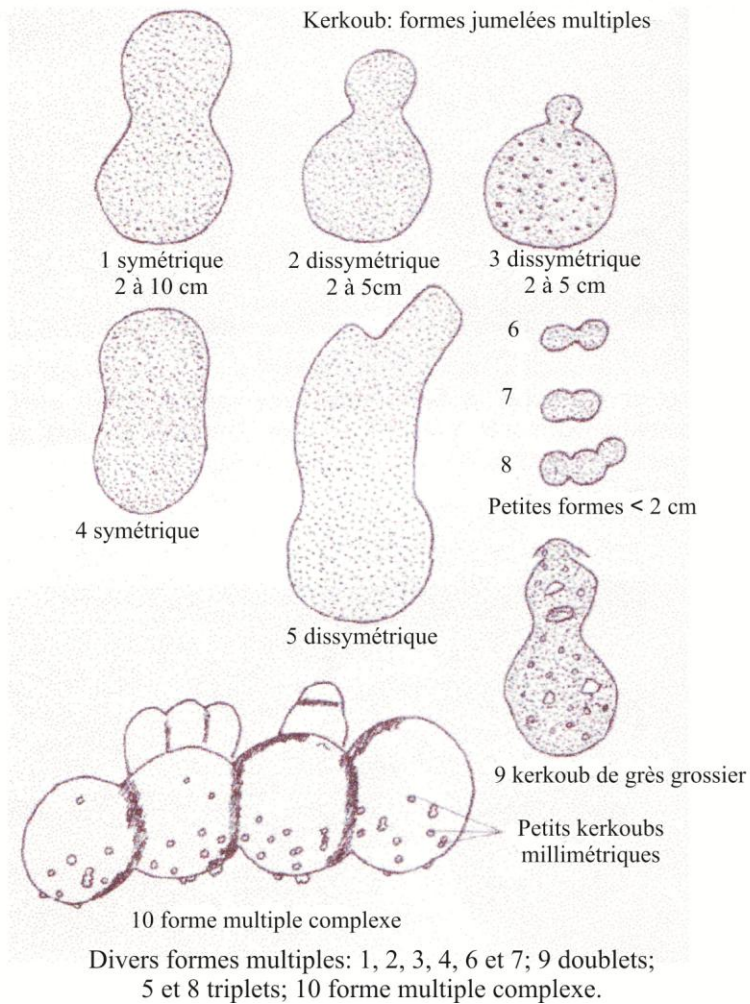
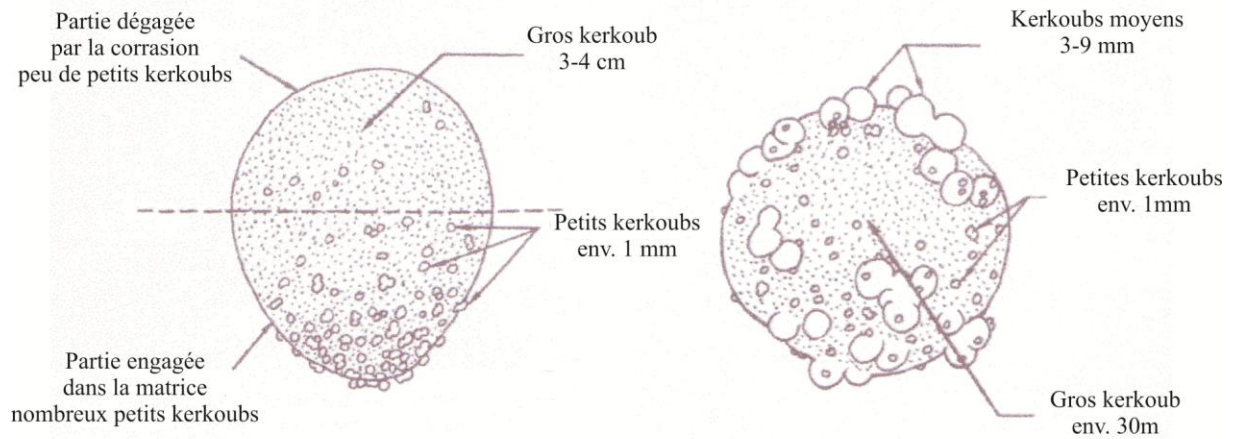


Fig. 18- Schémas montrant les différentes formes des *Kerboubs* (Cailleux et Soleilhavoup, 1976)

C- LE MODE DE GISEMENT

Le mode de gisement est variable selon la couche où les *Kerboubs* sont engagés. Dans les grès fins, ils sont groupés, soit en nid, soit en ensembles plus ou moins sphériques. Le groupement en bandes subhorizontales fait quelquefois penser soit au phréatisme, soit au ralentissement d'une eau qui s'infiltré. Dans les grès grossiers, par contre, les *Kerboubs* sont répartis de façon beaucoup plus régulière.

En profondeur, il est difficile de distinguer le *Kerboubs* du grès encaissant. Les *Kerboubs* à moitié dégagés présentent une demi-sphère extérieure plus dure que la demi-sphère encore engagée dans la matrice encaissante. Enfin la surface du grès et celle des *Kerboubs*, est affectée, la plus part du temps, d'une ébauche de patine brune-rouge, due probablement à une concentration superficielle d'hydroxyde ferrique.

D- CLASSIFICATION (CAILLEUX ET SOLIELHAVOUP, 1976).

Selon la forme des *Kerboubs*, on peut distinguer :

- formes non jointives sphériques ou ovoïdes, de tailles de 1 à 100mm, souvent isolées dans la matrice encaissante (Fig.19 A, B) ;

- formes jumelées, formées de deux sphères assez régulières accolées ou franchement coalescentes. La dimension va de quelques millimètres à une dizaine de centimètres (Fig. 19 C) ;

- agrégats sphériques de taille de 20-30mm, de concentration plus ou moins sphériques de *Kerboubs* millimétriques réunis par une matrice un peu plus résistante que la roche encaissante (Fig.19 D) ;

- formes coalescentes et mamelonnées de 20-30 jusqu'à 100-150mm ;

- amas importants de formes mamelonnées formant des blocs décimétriques et mêmes assez souvent métriques.

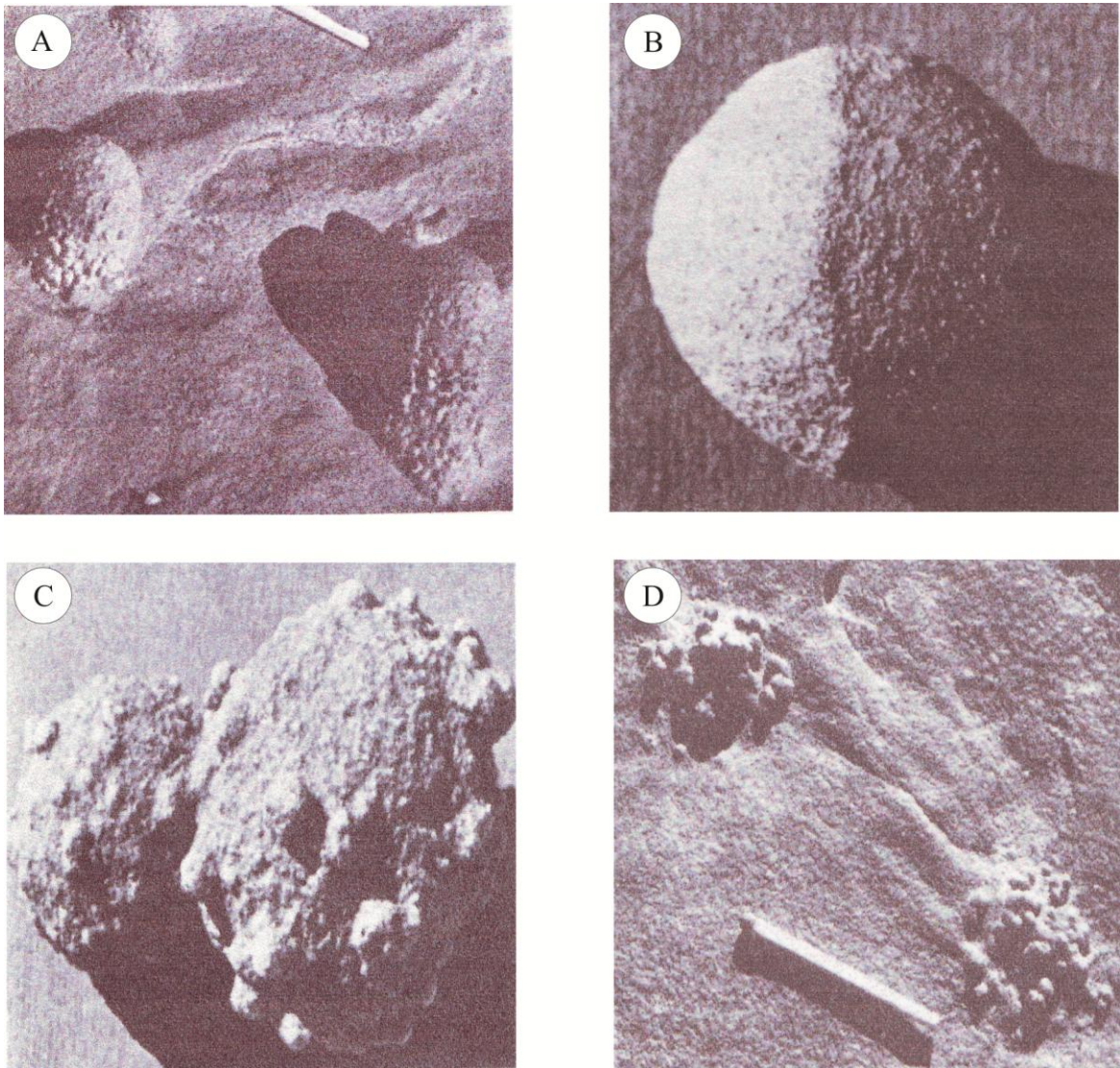


Fig. 19- Différents types de *Kerboubes*. A : ovales ; B : subsphérique (24mm) ; C : jumelés (60mm) ; D : concentration de petits *Kerboubes* (3 à 4 mm) (Cailleux et Soleilhavoup, 1976)

IV- FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES DU SECTEUR DE TIT

A- DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES FACIES

Trois faciès principaux ont été constatés dans la coupe de Tit, ce sont les grès (A), les argiles (B) et les conglomérats (C). Ils caractérisent les deux formations définies (Fig. 20):

Code	Faciès	Code	Sous-faciès
A	Grès	A1	Grès à larges stratifications obliques
		A2	Grès à litages entrecroisés en feston
		A3	Grès à litages sigmoïdaux
		A4	Grès à litages obliques planaires ou tangentiels
		A5	Grès à laminations de petites rides de courants
		A6	Grès argileux à Skolithos
		A7	Grès chenalisés
		A8	Grès massifs
B	Argiles	B1	Argiles rougeâtres
		B2	Argiles rouges de paléosols et calcrètes
C	Conglomérats		

Fig. 20- Tableau montrant les principaux faciès du Continental Intercalaire de la coupe de Tit.

1- Faciès A : Les grès.

C'est le faciès le plus répandu dans la région d'étude. Il s'agit d'un matériel détritique qui se présente sous formes diverses. On a pu distinguer plusieurs sous-faciès:

a- Faciès A1 : grès à larges stratifications obliques

- **Description.** Les grès à larges stratifications obliques sont représentés à la base de la formation argilo-gréseuse. Il s'agit des grès blanchâtres, d'épaisseur métrique, à grains grossiers à très grossiers. Parfois, ils présentent des lentilles centimétriques micro-conglomératiques au sein des faisceaux de grès (Fig. 21A). Ce faciès est constitué le plus souvent par des grains jointifs de quartz hétérométriques et de calcaires, sub- à arrondis et parfois sub-anguleux, émoussés et rond-mat.

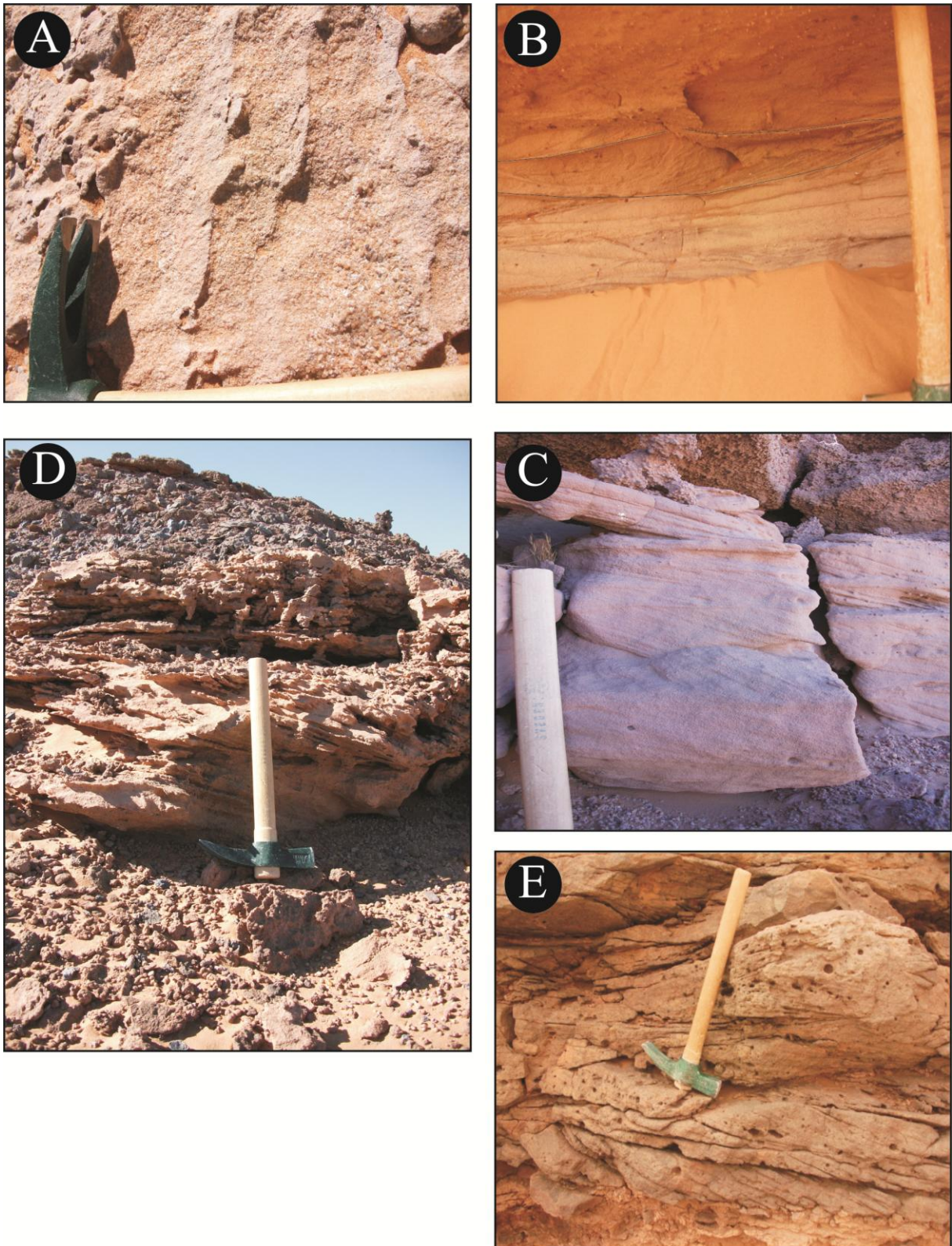


Fig. 21- Présentation photographique du faciès A ; A : faisceaux de grès à larges stratifications obliques (faciès A1) ; B : litages entrecroisés en festons (faciès A2) ; C et E : litages obliques planaires (faciès A4) ; D : litages obliques tangentiels (A4)

- **Interprétation.** Les stratifications obliques de grande taille sont ceux de mégarides tridimensionnelles permettant de générer des faisceaux de bancs lenticulaires. Elles indiquent un régime d'écoulement supérieur et elles se forment sous l'action d'un courant rapide résultant de la combinaison de deux mécanismes érosion et dépôt. La morphoscopie des grains témoigne un transport loin et mixte (aquatique et éolien). Ce type de faciès est fréquent dans les milieux peu profonds soumis à une forte énergie (fleuves, estuaires, baies exposées...) (Chamley, 1987) et témoignent d'un mécanisme de remplissages en phases successives des chenaux et de progradation des barres de méandres (Chamley, 2000).

b- Faciès A2 : grès à litages entrecroisés en feston

- **Description.** Il est représenté par des niveaux gréseux d'épaisseur centimétrique, dont les grains sont moyens à grossiers, de couleur rose à rouge et brun jaunâtre à blanchâtre, Ce faciès est visible souvent dans les barres gréseuses chenalisés à bases érosives dans les deux formations (Fig. 22B).

- **Interprétation.** Les litages entrecroisés en festons peuvent être le résultat de la migration des rides ou des mégarides. Elles peuvent également résulter du remplissage en phases successives de chenaux ou de la progradation des barres de méandres (Cojan et Renard, 1997).

c- Faciès A3 : grès à litages sigmoïdales

- **Description.** Les grès à litages sigmoïdales "*sigmoidal bedding*" sont représentés dans le membre inférieur de la formation argilo-gréseuse. Il s'agit des grès d'épaisseur centimétrique, de couleur rosâtre à rougeâtre, à grains moyens à grossiers avec des galets millimétriques de calcites et de quartz, à surface basale érosive et des faisceaux millimétriques, lenticulaires et d'inclinaison de l'ouest vers l'est (Fig. 22 A).

- **Interprétation.** Ce faciès correspond à une mégaride, où la structure est intermédiaire entre les dunes et les vagues de sable "*sand waves*" (fig. 22 A). La mise en place des faisceaux millimétriques correspond à la progradation d'une mégaride qui est abandonnée (*in* Bouterfa, 1999). Ces structures sont interprétées comme étant des corps sédimentaires déposés pendant les cycles de marées (Boersma et Terwindt, 1981). Elles constituent l'un des critères de reconnaissance les plus fiables de la dynamique tidale (Mutti et Marriane, 1988; Tastet et *al*, 1988 *in* Bouterfa 1999; Bauer, 2006 et Gary 2009). Ces structures caractérisent le milieu subtidal, voire l'intertidal inférieur. La présence des galets dans ce faciès est interprétée

comme un indice d'un dépôt d'environnement intertidal où des processus particulièrement dynamiques (crachées fluviales/deltaïques) viennent perturber la sédimentation côtière. Ces galets ainsi véhiculés sont remaniés par des processus marins (Couëffé, 2003 ; *in* Bauer, 2006).

d- Faciès A4 : grès à litages obliques planaires ou tangentiels

- **Description.** Les grès à litages obliques planaires et tangentiels apparaissent sous forme de bancs gréseux métriques, blanchâtres à brun-jaunâtre, à grains grossiers à moyens avec des dragées de quartz. Les faisceaux sont d'ordre millimétrique à centimétrique, d'inclinaison de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord (Fig. 21, C, D et E). Ces grès sont caractérisés par la présence des tubules et des nodules sphéroïdes (*Kerboubs*). Ce faciès est très répandu dans la deuxième formation.

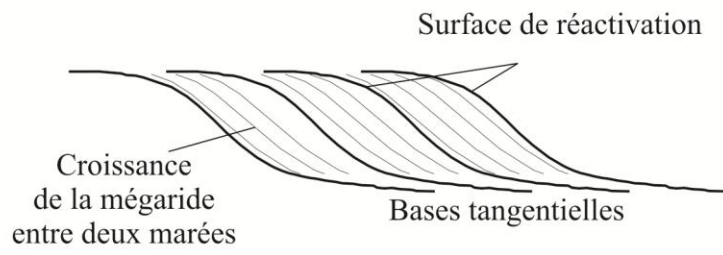
- **Interprétation :** Les litages obliques tabulaires ou tangentiels sont formés principalement par la migration en avalanche des mégarides ou des barres transverses bidimensionnelles ou tridimensionnelles (Gary, 2009). La mise en place des faisceaux correspond à la migration des mégarides de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord. Les nodules sphéroïdes (*Kerboubs*) sont diagénétiques. Ce type de faciès est fréquent dans les chenaux des fleuves, des deltas, des estuaires et des environnements marins peu profonds où il y a des écoulements plus ou moins forts.

e- Faciès A5 : grès à laminations de petites rides de courants

- **Description.** Il s'agit des grès très fins, de couleur rose à rouge à la patine et à la cassure. Il est représenté par la superposition des faisceaux "sets" d'épaisseur millimétrique à centimétrique à laminations obliques séparées par des drapages argileux rouge "*mud-drapp*" (Fig. 22 B).

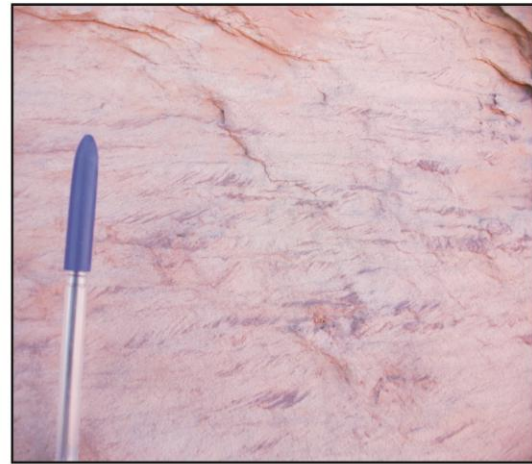
- **Interprétation.** Ce type de faciès est résulté par la répétition de la migration de petites rides de courants érodant la surface avant d'abandonner les particules sur le fond. Elle est suivie par une période de décantation favorisant la sédimentation argileuse. Ce faciès témoigne un régime d'écoulement inférieur (Gary 2009). La présence de drapage argileux caractérise un milieu tidal (Maurice, 2003 ; Bauer, 2006 ; Gary, 2009).

A



B

Drapages argileux "mud-draap"



C



Fig. 22- Représentation schématique et photographique des grès à litages sigmoïdaux (A), drapages argileux "mud-draap" (B) et grès à *Skolithos* (C).

f- Faciès A6 : grès argileux à *Skolithos*

- **Description.** Il s'agit de grès de 2m d'épaisseur, très argileux friables, de couleur rose à rouge à la patine et à la cassure, de granulométrie variée de lutite à arénite et ils sont entrecoupés par des argiles rouges. Ce faciès est bioturbé par des terriers verticaux (*Skolithos*). Ce type de faciès est représenté au sommet du membre supérieur de la Formation argilo-gréseuse (Fig. 22, C).

- **Interprétation.** Ce type de faciès correspond à la diminution de l'énergie de l'hydrodynamisme et le début de la décantation des argiles. La présence des *Skolithos* dans ce type de faciès sont considérée comme marqueurs de la zone intertidale, mais ils sont également typiques d'autres environnements, dans les niveaux de sables de tempêtes et les écoulements de turbidité (Bendella, 2012).

g- Faciès A7 : grès chenalisés

- **Description.** Ces grès chenalisés caractérisent la base du membre supérieur de la Formation argilo-gréseuse. Il s'agit d'un grès induré, d'épaisseur métrique, à base ravinée, de couleur rose à rouge, à grains granoclassés, matérialisés par des galets millimétriques de quartz et de calcites. Ce faciès est affecté par un litage entrecroisé en feston et un litage en avalanche qui s'organisent de lits inclinés coiffés par des lits plans, avec la présence des traces de racines et d'intenses bioturbations (Fig. 23).

- **Interprétation.** Les grés chenalisés sont caractérisés par des litages entrecroisés en feston et en avalanche indiquant des écoulements de régime supérieur à phases de déblaiement et de remblaiement de la paléotopographie sous-aquatique créée par les courants érosifs. La bioturbation observée est interprétée comme due à des organismes fouisseurs dont l'activité provoque une désorganisation du sédiment initial dans un milieu oxygéné. De telles associations sont caractéristiques des systèmes fluviatiles mais aussi deltaïques (Bendella, 2012).

h- Faciès A8 : grès massif

- **Description.** Ce faciès se manifeste par un niveau centimétrique au sommet de la Formation gréseuse. Il correspond à des grés massifs, à base légèrement érosive, brun-jaunâtre à blanchâtres, à grains moyens émoussé-luisants et jointifs, sans structure sédimentaire apparente.

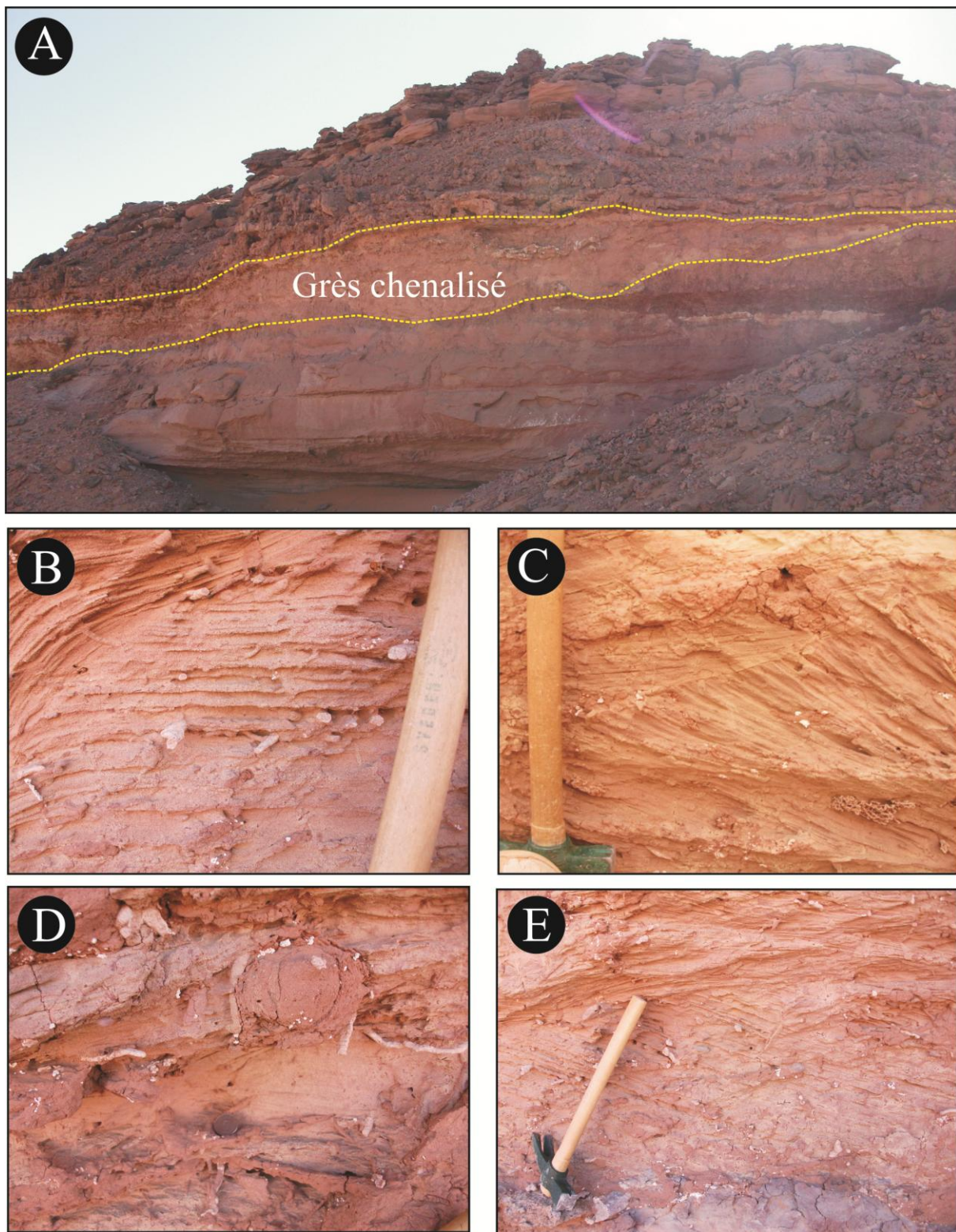


Fig. 23- Structures sédimentaires caractéristiques des grès chenalisés. A : Vue panoramique ; B- litages en avalanche ; C- litages entrecroisés en feston ; D et E : traces de racines et de bioturbations.

- **Interprétation.** Ce grès massif correspond à une sédimentation rapide d'un matériel détritique, pendant lesquelles les structures primaires ont été détruites (Simpson et Erikson, 1990). Ce type de faciès caractérise un milieu peu profond littoral (Kumar et Sanders, 1976).

2- Faciès B : les Argiles

a- Faciès B1 : argiles rougeâtres

- **Description.** Les argiles rougeâtres présentent le membre inférieur de la Formation argilo-gréseuse, intercalées dans les grès à *Skolithos* (faciès A6). Elles sont de formes lenticulaires, d'épaisseurs centimétriques et se caractérisent par la présence de la bioturbation.

- **Interprétation.** Les argiles se sont mises en place par décantation des particules fines en suspension, consécutivement à la décélération de la vitesse de l'écoulement hydrodynamique. La bioturbation observée et la coloration rouge témoignent un milieu oxygéné.

b- Faciès B 2: argiles rouges de paléosols et les calcrètes

- **Description.** Les paléosols affleurent au sommet de la Formation argilo-gréseuse. Ils sont matérialisés par des argiles sableuses rouges contenant des paléo-racines encroûtées (*Rhizolithes*) (Fig. 24, A et B). Ils correspondent à un profil pédologique incomplet où les horizons supérieurs (O à matière organique et A lessivé) n'ont pas été préservés, probablement à cause d'une plus faible résistance à l'érosion. Le seul horizon qui est préservé est l'horizon B d'accumulation. Les calcrètes sont observées à la base et en intercalation dans des argiles de paléosols. Il s'agit à des encroûtements calcaires formant des horizons d'épaisseurs centimétriques et de quelques dizaines de mètres de long, de patine jaunâtre très claire à blanchâtre (Fig. 24, D et E).

- **Interprétation.** Les paléosols sont des témoins de périodes de faible sédimentation (périodes d'émersion) et d'une stabilité du paysage. Les couleurs à dominante rouge correspondent à des formes oxydées déshydratées du fer (hématite, Fe_2O_3). La présence des *Rhizolithes* sont indicatrices d'un climat de type semi-aride, et une période sèche (Bauer, 2006). Les calcrètes sont formées par le mouvement de l'eau profond et la précipitation du carbonate de calcium ($CaCO_3$) dans le profil de sol sous un climat aride ou semi-aride à fort évaporation (Gary 2009 ; Bauer, 2006).

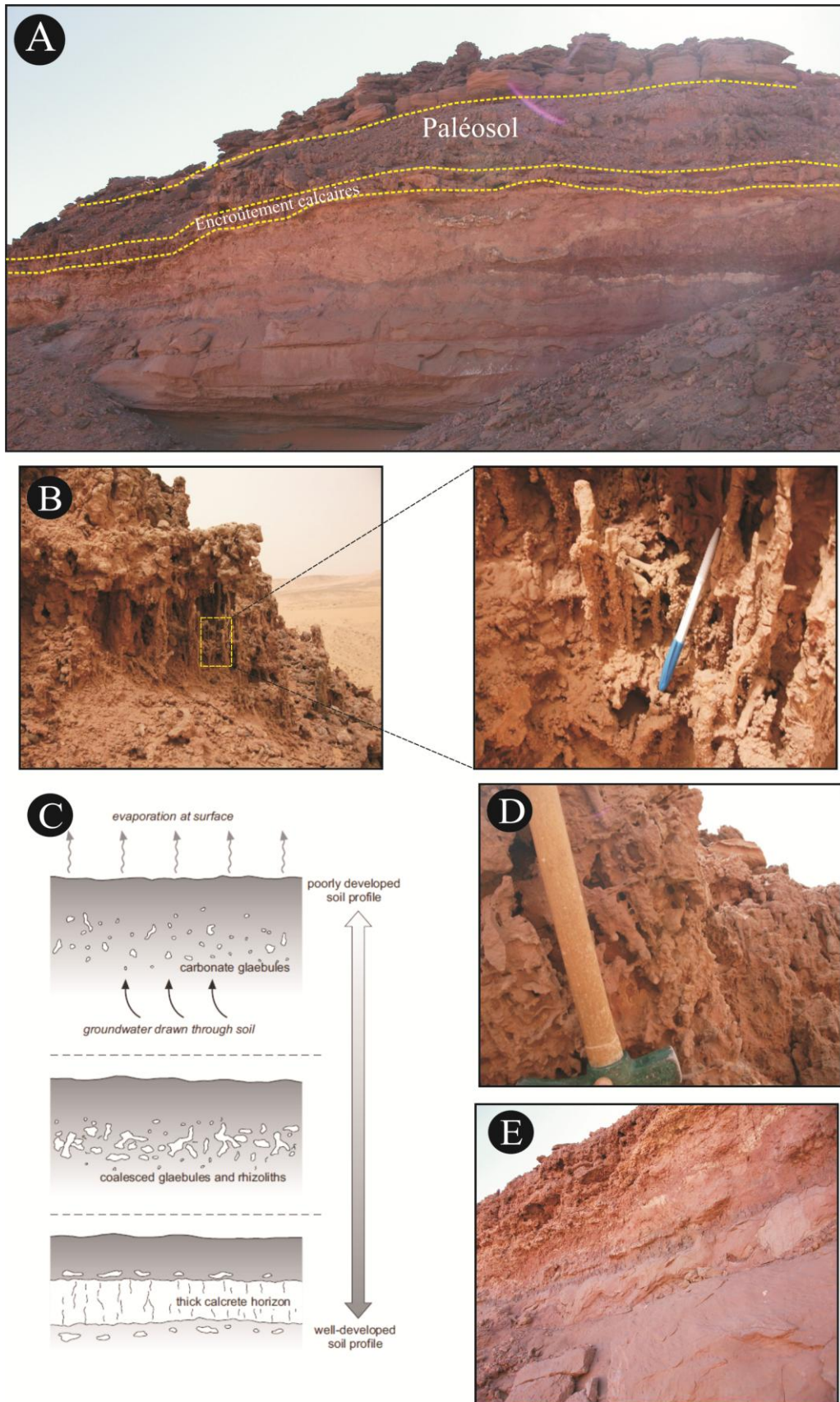


Fig. 24- Paléosols et calcrètes. A- vue panoramique ; B- *Rhizolithes* en position de vie ; C- Mode de formation de calcrètes ; D et E- Encroutements calcaires).

3- Faciès C: les conglomérats

- **Description** : Les conglomérats sont noirâtres à grisâtres, d'épaisseur centimétrique à métrique et d'extension variable, chenalisés à la base (ravinée), contenant des éléments jointifs arrondis à sub-arrondis et sub-anguleux à arrondis, de taille hétérométrique (centimétriques à décimétriques), polygéniques (grès, quartzites, calcaires,..). Ces éléments sont emballés dans un ciment sombre siliceux "*matrix-supported*", sans granoclassement et sans litage. Ces conglomérats parfois associés à des fragments des ossement brisés et des bois roulés de nature gréseuse, noirâtres à blanchâtres. Ce faciès est visible uniquement dans la formation gréseuse.

- **Interprétation** : Ce type de faciès indique un régime hydrodynamique élevé et un transport plus ou moins lointain (éléments sub-anguleux à arrondies, os brisés et bois roulés). La présence de conglomérats sans granoclassement indique un transport en masse de sables et d'autres éléments hétérogènes avec de large pression dispersive typique d'un flot de débris non cohésif (Sam Boggs, 2009 ; Heron, 2007, *in* Bendella, 2012).

B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT

L'étude et l'interprétation d'un seul faciès ne peut pas déterminer le milieu de dépôt. Alors on définit celle-ci par l'association de plusieurs faciès (Guillocheau 1991).

La succession étudiée regroupe plusieurs associations faciologiques (Fig. 25). Chacune indique des conditions environnementales différentes qui sont de bas en haut :

1- Association I. Elle occupe le membre inférieur de la formation argilo-gréseuse (Fig.25). Cette association regroupe les faciès : A1 (grès à larges stratifications obliques), A2 (grès à litages entrecroisés en feston), A3 (grès à litages sigmoïdales), A4 (grès à litages obliques planaires et tangentiels), A5 (grès à laminations de petites rides de courants), B (argiles rougeâtres) et A6 (grès argileux à *Skolithos*). Ces faciès s'organisent généralement en séquences à granoclassement positif ("*fining-up*") débutant par des faciès grossier d'un chenal et se terminant par des faciès fins de plaine d'inondation. Ces différents caractères indiquent un milieu tidal.

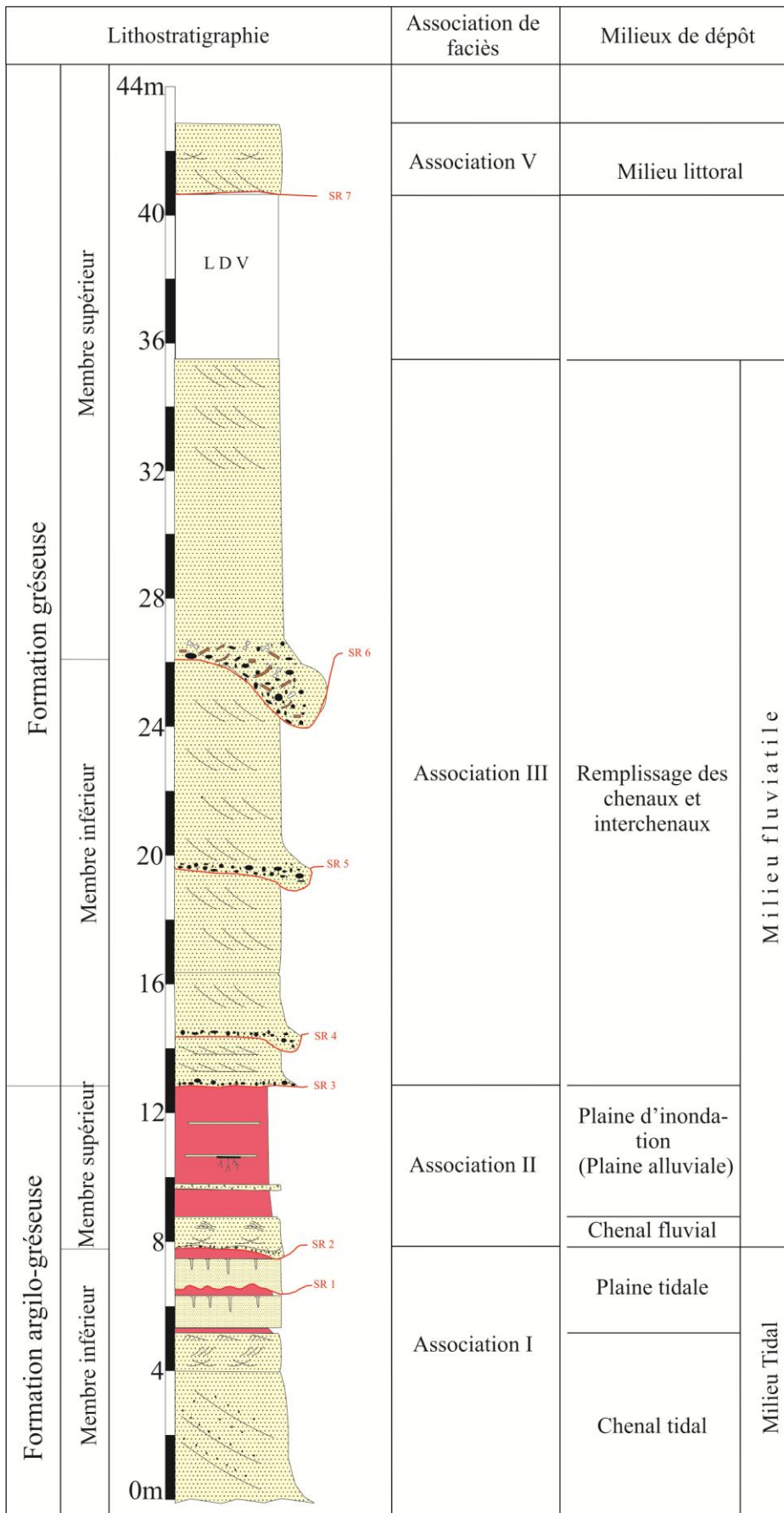


Fig. 25- Association des faciès et milieux de dépôt de la coupe de Tit.

2- Association II. Cette deuxième association correspond au membre supérieur de la formation argilo-gréseuse (Fig. 25). Elle est représentée par deux faciès principaux : des grès chenalisés (A7) et les argiles rouges de paléosols et des calcrêtes (B1). Ces faciès se traduisent par une phase de déblaiement et remplissage des paléotopographies sous-aquatiques et de décantation suivi par une phase de faible sédimentation (périodes d'émersion) et d'une stabilité du paysage. Cette association de faciès caractérise un système fluviatile distal sous un climat aride ou semi-aride avec de période sèche (Bauer, 2006).

3- Association III. Elle occupe la formation gréseuse (Fig. 25), formée essentiellement par l'empilement de deux faciès principaux : les conglomérats (faciès C) et les grès à litages obliques planaires et tangentiels (faciès A4). Ces faciès présentent des critères de forte énergie et ils s'organisent généralement en séquence positive, débutant par des conglomérats et se terminent par des grès. Elle atteste un régime d'écoulement supérieur de grande vitesse et érosif. Cette association caractérise une séquence d'un chenal de type fluviatile.

4- Association IV. Cette dernière association se présente dans la partie supérieure de la deuxième formation (Fig. 25) ; elle est constituée par la superposition des faciès A4 (grès à litages obliques), faciès A2 (grès à litages entrecroisés en feston) et faciès A7 (grès massif) à perforations. Ces caractères de faciès témoignent le remplissage d'un chenal fluvial sous aquatique dans un environnement littoral.

C- Conclusion

L'analyse sédimentologique des faciès rencontrés dans la série du "Continental Intercalaire" de Tit a permis de montrer trois (3) faciès principaux et dix (10) sous-faciès distingués qui sont regroupés en quatre (4) associations de faciès différents l'un de l'autre du point de vue sédimentologique et par conséquent paléoenvironnemental. Elles sont respectivement de bas en haut : l'association I correspond à un milieu tidal à caractère fluvial ; l'association II et III caractérisent un milieu de type fluviatile ; l'association IV un passage progressif d'un milieu continental à un milieu marin de type littoral.

V- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES DU SECTEUR D'AOUGROUTE

A- DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES FACIES

Les critères faciologiques de la coupe d'Aougroute montrent quatre (4) faciès principaux (argiles (A), grès (B), gypse (C) et calcaires (D) et qui caractérisent les deux formations (Fig. 26) :

Code	Faciès	Code	Sous faciès
A	Argiles	A1	Argiles rougeâtres
		A2	Argiles gypseuses
		A3	Argiles à passée halitiques
B	Grès		
C	Gypse	C1	Gypses argileux
D	Calcaires	D1	Calcaires dolomitiques gréseux à HCS
		D2	Calcaires dolomitiques bioclastiques
		D3	Calcaires dolomitiques bioturbés

Fig. 26- Tableau des principaux faciès du Cénomaniens de la coupe d'Aougroute

1- Faciès A : les argiles

Ce faciès est représenté uniquement dans la formation d'argiles d'El Goléa ; il s'agit d'un matériel détritique fin qui se présente sous diverses formes. On a pu distinguer trois sous-faciès :

a- Faciès A1 : argiles rouges

- **Description.** Ce faciès se présente à la base de la formation d'argiles d'El Goléa, il s'agit d'argiles rouges salées, compactées, d'épaisseur métrique avec la présence de tâches noires.

- **Interprétation.** Les argiles se sont mises en place par décantation des particules fines, après la diminution de la vitesse de l'écoulement hydrodynamique. La coloration rouge reflète sans doute la richesse de ce faciès en oxydes de fer. Ces caractères de faciès témoignent un milieu oxygéné avec un apport continental adjacent.

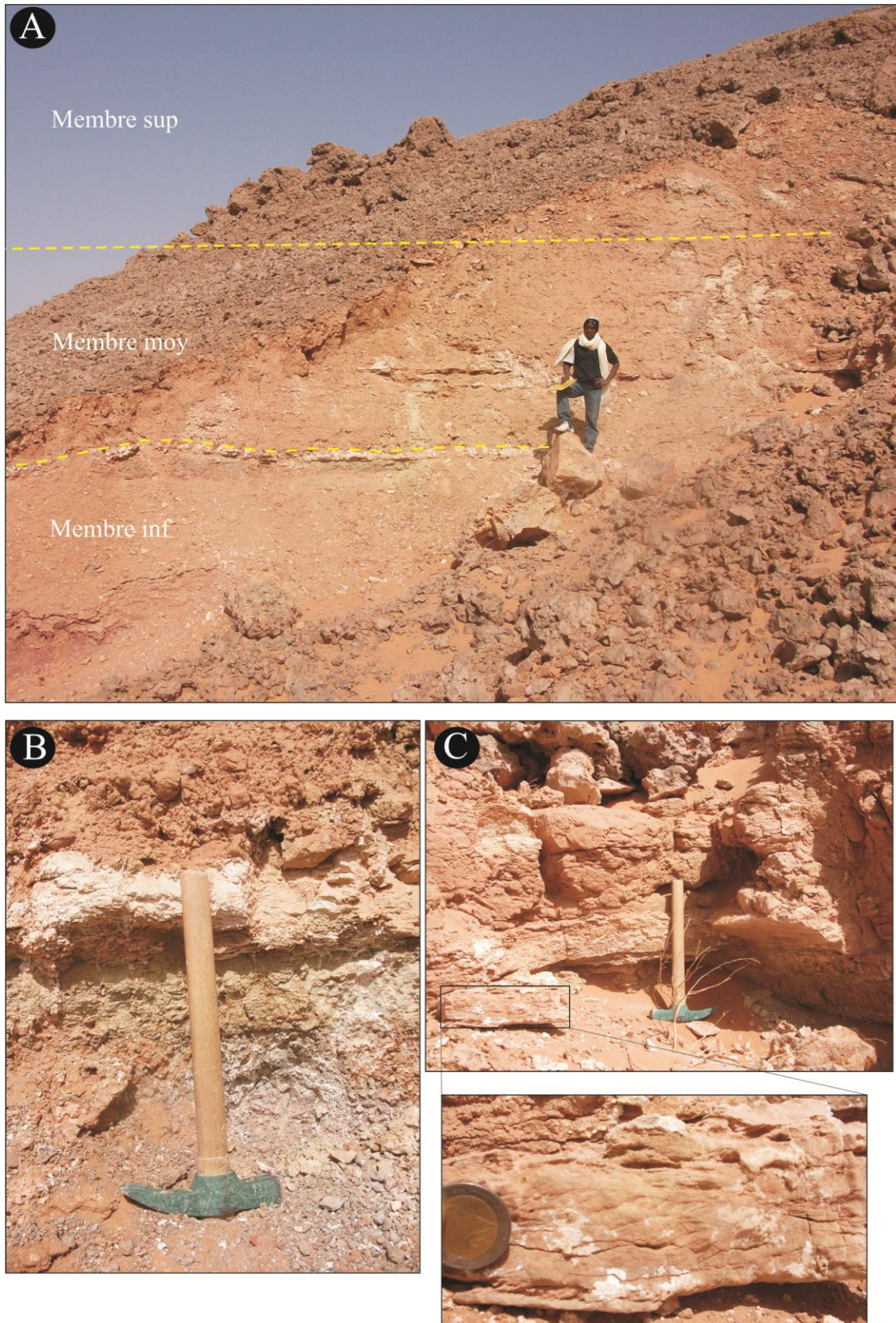


Fig. 27- Illustration photographique de la formation d'argiles d'El Goléa. A : vue panoramique ; B : gypse argileuse ; C : grès et calcaires dolomitiques gréseux à HCS.

b- Faciès A2 : argiles gypseuses

- **Description.** Ce faciès est très répandu dans la formation d'argiles d'El Goléa. Il correspond à des argiles gypseuses parfois sableuses, versicolores (vert et gris), pyriteuse, d'épaisseur métrique. Alors que dans le membre supérieur, ce faciès est marqué par une faible proportion de gypse. Localement, il se forme des cristaux fibreux avec du sel.

- **Interprétation.** Les argiles gypseuses témoignent d'une sédimentation par décantation (empilement lent et vertical) de particules fines en suspension, pendant des périodes de calme relatif ou après la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique, dans un milieu relativement calme et confiné. La pyrite pourrait traduire la présence de matière organique dégradée par des bactéries anaérobiques (Jorgensen, 1983).

c- Faciès A3 : argiles à passés halitiques

- **Description.** Ces argiles occupent la partie supérieure de la formation d'argiles d'El Goléa. Elles correspondent à des argiles jaunâtres à passés halitiques avec des cristaux cubique d'halites de taille centimétrique à millimétrique, avec la présence des nodules ferrugineux et des tâches noires probablement de la matière organique.

- **Interprétation.** Les argiles sont mises en place par la décantation des particules fins par suite de la chute du flot hydrodynamique. Les passées halitiques correspondent à un dépôt sous-aquatique d'eau hypersaline soumise à des fluctuations de salinité saisonnière ou de périodicité plus large à l'origine de la rythmicité des alternances halite/anhydrite (Rouchy, 1982).

2- Faciès B : grès

- **Description.** Ce faciès caractérise le membre médian de la formation d'argiles d'El Goléa. Il s'agit de grès fins friables, jaunâtres à la patine et grisâtres à blanchâtres à la cassure, d'épaisseur métrique ou centimétrique avec la présence des traces de plantes de petite taille épigénisées en fer.

- **Interprétation.** La superposition de ce faciès avec le faciès D1 (calcaires dolomitiques gréseux à HCS) reflète la diminution de la vitesse hydrodynamique. Les traces de plantes ferrugineux sont interprétées comme une zone d'estran, intertidale et à taux d'oxygène élevé (Bauer, 2006).

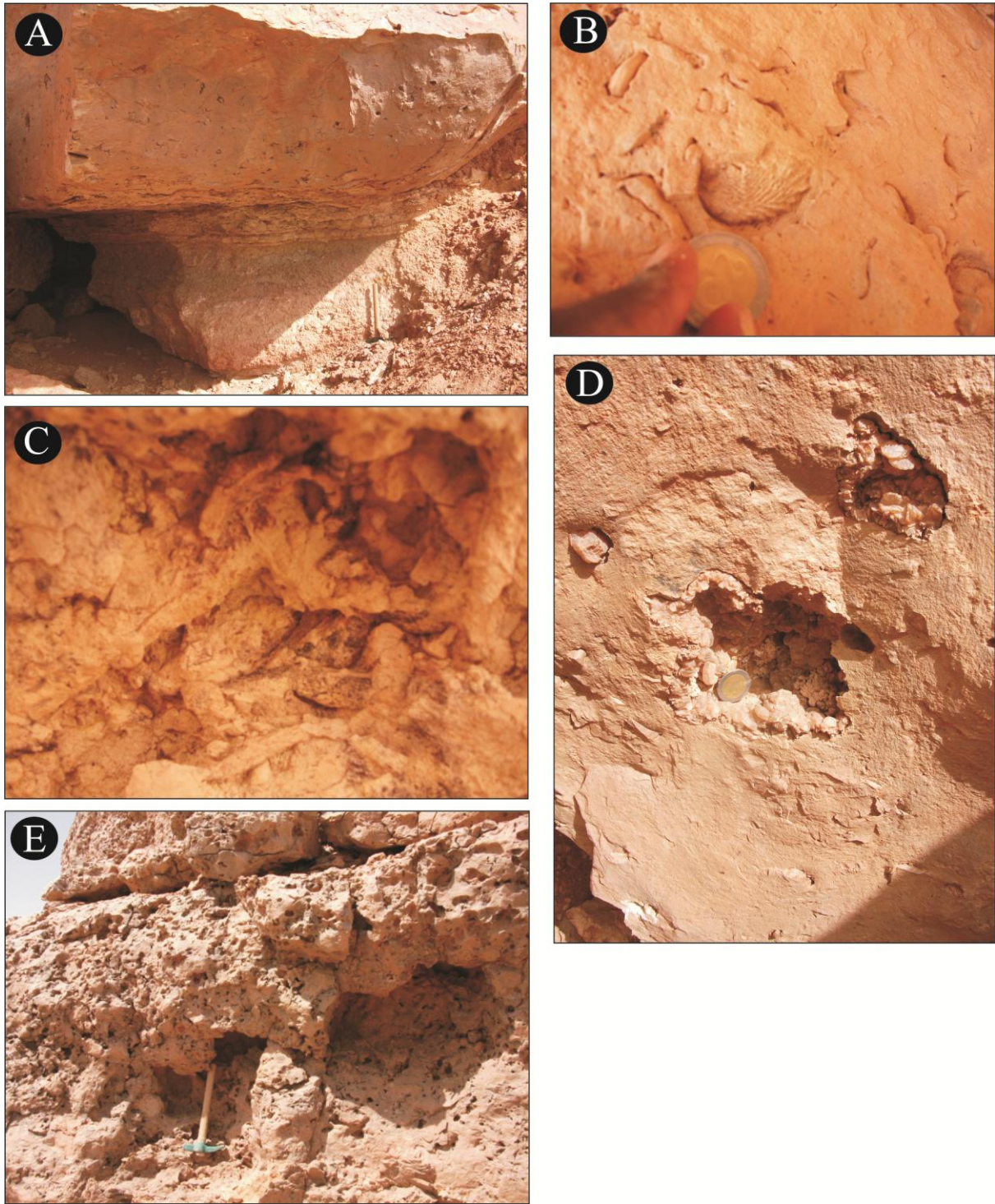


Fig. 28- Illustration photographique de la corniche calcaires. A : Surface basale de la corniche calcaire ; B : Calcaires dolomitiques fossilifères ; C : Terriers oxydés à la base de la corniche ; D : Cavités de géodes remplies par des cristaux de calcite ; E : Calcaires dolomitiques bioturbés.

3- Faciès C1 : gypse argileux

- **Description.** Il est représenté par un niveau de 20 cm de gypse argileux blanchâtre, friable et d'aspect fibreux et parfois noduleux au sommet du membre inférieur de la première formation (Fig.27 B).

- **Interprétation.** Ce faciès est déposé sous une tranche d'eau d'épaisseur différente et à forte évaporation (Rouchy, 1982). Ce type de faciès est fréquent dans les milieux profonds et peu profonds (sebkha, lac, lagune, lagon et mer profond).

4- Faciès D : les calcaires

a- Faciès D1 : calcaires dolomitiques gréseux à HCS

- **Description.** Il correspond au membre médian de la formation d'Argiles d'El Goléa. Il est représenté par un banc de 20 cm de calcaires dolomitiques gréseux, fénestrés, matérialisé par des éléments argileux et gypseux, de couleur blanc à jaune, à litages entrecroisés en mamelon (HCS) et à base érosive (Fig.27 C).

- **Interprétation.** Les calcaires dolomitiques gréseux à "HCS" est le produit des processus mécaniques générés par de forts courants de tempêtes (érosion et resédimentation) (Harms, 1975 ; Brencheley et al, 1986). Il est formé au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes, depuis la plaine côtière jusqu'à la rupture de pente continentale. La présence des structures fenestrées dans ce faciès indique un milieu agité à tendance intertidale proximale à supratidale (in Bouregaâ, 2000).

b- Faciès D2 : calcaires dolomitiques bioclastiques

- **Description.** Ce type de faciès apparaît à la base de la corniche calcaire. Il s'agit des calcaires dolomitiques jaunâtres, fossilifères, d'épaisseur métrique, à base légèrement érosive matérialisés par des terriers ferrugineux horizontaux et inclinés, très riches en moules internes de bivalves et d'oursins (Fig. 28, A, B, C et D). L'analyse microscopique de ces calcaires met en évidence une texture wackestone à grainstone à bioclastes (bivalves), avec quelques particules terrigènes représentées par des grains de quartz (Fig. 16, Pt14.).

- **Interprétation.** Ce faciès peut être interprété comme étant indicateur d'un milieu plus ou moins agité interrompu, alternativement, par des décharges détritiques et bioclastiques. Les faunes benthiques (bivalves et oursins) indiquent une bathymétrie moins profonde. La

bioturbation (terrier) observée au sein de ce faciès indique un ralentissement de la sédimentation avec un taux d'oxygène élevé dissous dans la colonne d'eau.

c- Faciès D3 : calcaires dolomitiques bioturbés

- **Description.** Les calcaires dolomitiques bioturbés caractérisent la partie supérieure de la corniche calcaire. Il s'agit des bancs métriques, d'aspect massif, micritique, brunâtres à grisâtres à la patine et grisâtres à la cassure, pauvres en fossiles (Fig. 28E). Ils sont caractérisés par des cavités vides et parfois remplies par des cristaux de calcite hétérométriques. L'analyse microfaciologique de ces calcaires met en évidence une texture mudstone (Fig. 16 ; Pt15, 16, 17,).

- **Interprétation.** Ces calcaires dolomitiques bioturbés caractérisent un milieu calme oxygéné. Les cavités liées aux phénomènes de dissolutions par des circulations des eaux acides agressives.

B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT

1- Association I. Elle caractérise le membre inférieur de la formation d'argiles d'El Golea (Fig. 29). Elle est matérialisée par des argiles rouges (faciès A1), des argiles gypseuses (faciès A2) et de gypses argileux (faciès C). Cette association témoigne une période de décantation des particules détritiques fins d'origine continentale suivie par une période d'assèchement dans un milieu confiné de type sebkhaïque.

2- Association II. Elle correspond au membre moyen et supérieur de la formation d'argiles d'El Golea (Fig. 29). Cette association se compose par des argiles gypseuses (faciès A2) intercalés par de grès (faciès B), des calcaires dolomitiques gréseuse à HCS (faciès D1) et des argiles à passées halitiques (faciès A3). Les faciès B et D1 présentent des critères de forte énergie. Les faciès A2, A3 traduisent également un caractère de milieu confiné. L'association de ces faciès caractériseraient donc une un milieu protégé (ou confiné), plus ou moins calme, interprétée comme lagunaire. Au sein de celle-ci, peuvent se développer des faciès de forte énergie témoignant de phénomènes épisodiques de tempêtes.

Lithostratigraphie		Association de faciès	Milieux de dépôt
Formation d'Argiles à gypses d'El Goléa	Membre inférieur 00-04	Association I	Sebkha
	Membre médian 05-08	Association II	Milieu lagunaire
	Membre supérieur 09-18		
Corniche calcaire 19-27	Association III	Plat-forme interne	

Fig. 29- Association des faciès et milieux de dépôt de la coupe d'Aougroute.

3- Association III. Elle correspond à la formation de la corniche calcaire (Fig. 29). Cette association est composée par des calcaires dolomitiques bioclastiques (faciès D2) et des calcaires dolomitiques bioturbés (faciès D3). Les faunes benthiques (bivalves et oursins) et la bioturbation indiquent un milieu à bathymétrie moins profonde et un taux d'oxygène élevé. Ces critères de faciès traduisent un environnement protégé d'une plate-forme interne.

C- CONCLUSION

L'analyse sédimentologique des faciès rencontrés dans le secteur d'Aougroute a permis de montrer trois (3) associations de faciès différents du point de vue sédimentologique et environnemental ; elles sont respectivement de bas en haut : l'association I correspond à un milieu continental sebkhaïque ; l'association II caractérise un milieu confiné de type lagunaire et l'association III correspond à milieu marin de type plate-forme interne.

Sixième Partie

**STRATIGRAPHIE
SEQUENTIELLE**

Concept, Stratigraphie génétique, séquences de dépôt

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

I- INTRODUCTION

L'étude descriptive et interprétative des associations de faciès dans les deux secteurs d'étude a permis de définir un modèle de dépôt. Ce chapitre vise à préciser le mode et l'évolution verticale des corps sédimentaires par l'analyse et l'interprétation séquentielle. Le concept utilisé pour l'interprétation séquentielle est celui de la stratigraphie génétique, développé par Cross (1988), Galloway (1989), Cross (1992) ou Homewood et *al.* (1992).

II- CONCEPTS GENERAUX

A- APERCU SUCCINT DU CONCEPT

La stratigraphie séquentielle est une méthode d'étude des bassins sédimentaires relativement récente, élaborée initialement par les chercheurs de la compagnie pétrolière EXXON. Les premières publications (Vail et *al.*, 1977) ont été suivies par d'autres pour mettre au point de divers concepts. Ces derniers sont développés d'abord, pour les séries sédimentaires détritiques des marges passives (Vail et *al.*, 1987 ; Posamentier et *al.*, 1988 ; Van Wagoner et *al.*, 1988 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991), puis précisés à différents contextes géodynamiques (Mitchum et Van Wagoner, 1990 ; Vail et *al.*, 1991), et enfin étendus aux formations carbonatées de plate-forme (Schlager, 1991 ; Tucker, 1991). Les objectifs de la stratigraphie séquentielle, pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre chronostratigraphique précis, afin de connaître la géométrie des dépôts pour établir des corrélations à l'échelle régionale, d'une part et pour disposer d'un modèle prédictif et reproductible de mis en place des géométries sédimentaires, d'autre part.

La stratigraphie séquentielle est fondée sur la reconnaissance, dans l'enregistrement sédimentaire, des séquences de dépôts, constituant la réponse sédimentaire à une variation cyclique du niveau de base ou du marin relatif (Fig. 30 ; Vail et *al.*, 1977 ; Vail et *al.*, 1984 ; Vail et Wornardt, 1990).

B- SEQUENCE DE DEPOT

Une séquence de dépôt est une succession plus ou moins concordante de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance ou leur équivalent latéral concordant (Mitchum et *al.*, 1977). Cette séquence de dépôt correspondait à un cycle de troisième ordre de variation du niveau marin relatif.

En effet, les séquences de dépôts ont des dimensions et des durées variables (ordres). Six (6) ordres de séquences ont été définis, basés sur leur durée et les processus à l'origine de leur formation (Vail et *al.*, 1977 ; Vail et *al.*, 1991 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991) :

- Les séquences d'ordre 1 : 50+ Ma ; changement de volume des bassins océaniques ;
- Les séquences d'ordre 2 : 3-50 Ma ; changement de volume des bassins océaniques, changement du taux de subsidence, des apports sédimentaires) ;
- Les séquences d'ordre 3 : 0,5 à 3 Ma ; tectono-eustatisme, climat ; ordres de séquence modélisés par la stratigraphie séquentielle ;
- Les séquences d'ordre 4, 5 et 6 : respectivement 0,08-0,5 ; 0,03-0,08 ; 0,01-0,03 Ma ; tectono-eustatisme, climat ; ordres de séquence modélisés par la stratigraphie génétique.

C- STRATIGRAPHIE GENETIQUE

1- Notion de séquence de dépôts. Elle est issue de mêmes concepts que la stratigraphie séquentielle (notion de séquence de dépôts). Mais, en remplaçant dès le départ les faciès sédimentaires sur un profil de dépôt dans un contexte structural donné. Celle-ci se fonde sur d'autres objets à une échelle différente, en s'affranchissant de tout *a priori* géométrique Cross, 1988 ; Galloway (1989).

Cette approche permet de définir des unités à limites isochrones et de haute fréquence (quelques dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années), appelées unités ou séquences génétiques. Ces petites unités stratigraphiques sont définies à partir de l'étude des faciès sédimentaires et sont délimitées par les surfaces d'inondation maximale, correspondant aux *maxima* bathymétriques et à leurs corollaires (Posamentier et *al.*, 1988). Elles enregistrent un cycle de variation des milieux de sédimentation, correspondant au niveau du prisme littoral à une

phase de progradation suivie d'une phase de rétrogradation (Homewood et *al.*, 1992). Ces deux phases sont séparées l'une de l'autre par la surface d'inondation (Posamentier et *al.*, 1988). La surface d'inondation maximale étant une surface isochrone, enregistrant le moment d'inversion entre les tendances ; elle peut donc être corrélée du milieu continental au milieu marin.

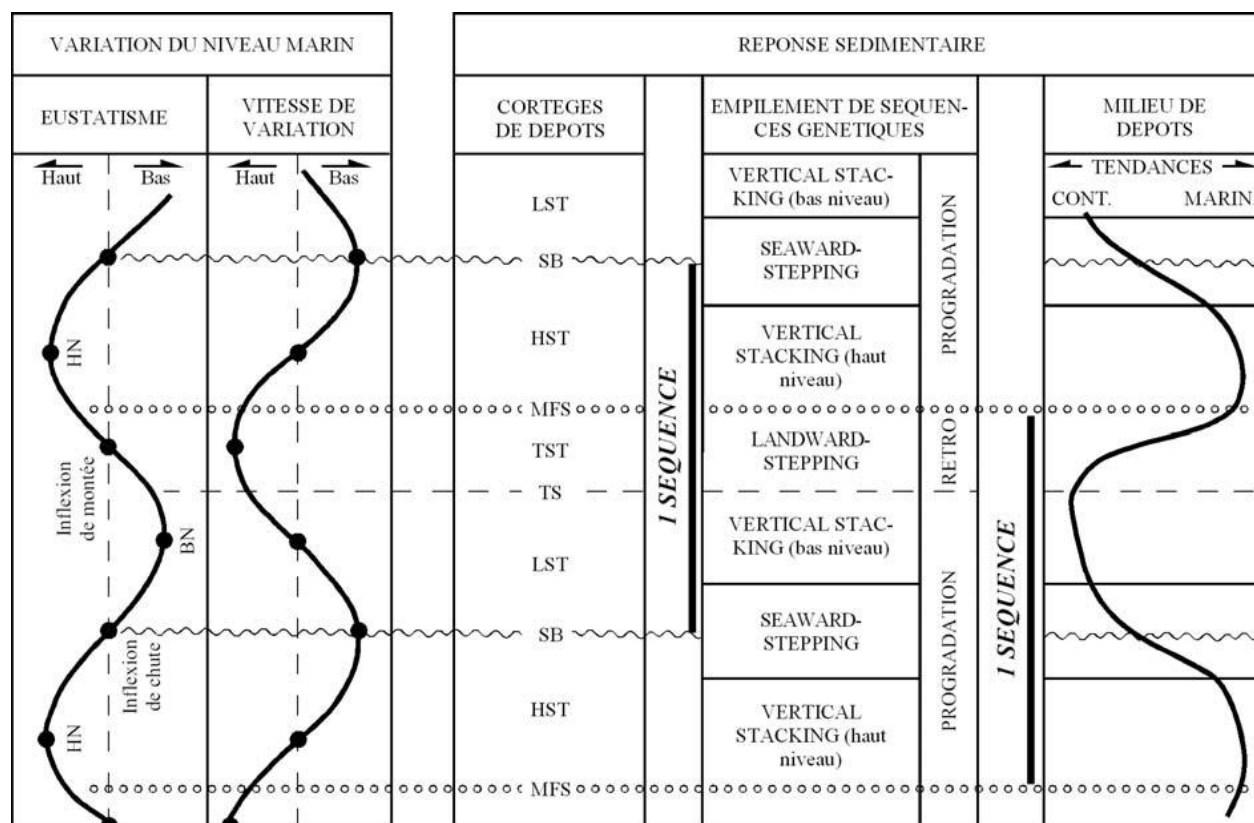


Fig. 30 - Comparaison du découpage séquentiel en cortèges de dépôts, et en empilement de séquences génétiques (*stacking pattern*). *MFS* : Surface d'Inondation Maximum ; *SB* : limite de séquence ; *TS* : Surface d'Inondation ; *HST* : Prisme de Haut Niveau ; *LST* : Prisme de Bas Niveau ; *TST* : Intervalle Transgressif (D'après (Homewood et *al.*, 1992 ; Cojan et Renard, 1997).

2- Définition et mode d'empilement des unités génétiques. Le mode d'empilement de ces unités permet de reconstituer, par corrélation, des géométries de systèmes sédimentaires à toutes échelles, dans un contexte structural donné.

Trois types d'empilement verticaux d'unités génétiques peuvent être reconnus (Fig. 30 ; Cross, 1988 ; Homewood et *al.*, 1992 ; Cross, 1992).

- une évolution verticale vers le pôle continental traduit une migration globale de la zone littorale vers la mer " *seaward-stepping* ". Elle enregistre une phase de progradation globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques.

- une évolution verticale vers le pôle marin traduit une migration globale de la zone littorale vers le continent " *landward-stepping* ". Elle enregistre une phase de rétrogradation globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques.

- Si l'évolution verticale ne présente pas d'évolution globale des milieux de sédimentation, on parle d'empilement vertical " *vertical-stacking* ".

L'empilement vertical des unités génétiques conduit à la définition de trois ordres inférieurs (Guillocheau et *al.*, 2000) :

- le groupement d'unités génétiques (équivalent au quatrième ordre ; Dromart et *al.*, 1996)

- le cycle transgressif - régressif mineur, d'une durée comprise entre 1 et 15 Ma.

- le cycle transgressif - régressif majeur, d'une durée comprise entre 10 et 40 Ma.

D- LES SURFACES DE DISCONTINUITES.

Trois surfaces majeures sont distinguées (Vail et *al.*, 1987 ; Loutit et *al.*, 1988 ; Posamentier et *al.*, 1988 ; Van Wagoner et *al.*, 1988).

1- La surface d'érosion continentale "unconformity", définie par Mitchum et *al.* (1977), elle correspond à une surface d'érosion continentale (passant par endroit, à une surface d'érosion sous-marine) ; elle sépare des dépôts anciens de dépôts plus récents ; elle marque un hiatus majeur. Elle traduit une chute du niveau marin relatif. Deux types d'"unconformity" sont distingués, selon qu'elles limitent une séquence de type 1 ou de type 2.

2- La surface transgressive ("Marine Flooding Surface", MFS) sépare des dépôts anciens de dépôts plus récents et marque une montée importante du niveau marin relatif. Cet approfondissement est fréquemment associé à des surfaces sous-marines mineures, d'érosion et de non-dépôt, traduisant un hiatus.

3- La surface d'inondation maximale ("Marine Flooding Surface", MFS) ou surface de *downlap*, marquant le changement entre un système rétrogradant ("*transgressive system tract*") et un système aggradant puis progradant ("*highstand system tract*") et formée au voisinage du maximum de montée eustatique. Elle passe latéralement vers le bassin à un niveau condensé (Loutit et *al.*, 1988). Ce niveau correspond à un faciès de dépôts marins peu épais, hémipélagiques ou pélagiques caractérisant un taux de sédimentation très faible.

III- CADRE SEQUENTIEL DE LA SUCCESSION D'ETUDE

A- SECTEUR DE TIT

L'étude lithostratigraphique du "C-I" dans la région de Tit montre la sécession de deux formations détritiques distinctes. L'interprétation sédimentologique des principaux faciès a permis de définir la succession des milieux de dépôt, de la base au sommet :

- dépôts d'un milieu tidale à caractère fluviale (membre inférieur de la formation argilo-gréseuse) ;
- des barres gréseuses chenalisées de milieu fluviale ;
- une barre de grès d'un milieu littoral (passage de milieu continental au milieu marin).

1- Discontinuités (Fig.31)

- **D1** : elle correspond à une surface de ravinement située à la base des grès chenalisés à caractère fluviale (Formation argilo-gréseuse) et au sommet, d'argiles rouges bioturbés de la plaine tidale. Cette discontinuité correspond à la surface sommitale de rétrogradation (surface d'inondation maximale, SIM) et la surface basale de progradation.
- **D2** : elle s'agit d'une surface d'érosion marquant la limite entre la "Formation argilo-gréseuse" et la "Formation gréseuse". Cette discontinuité marquée par une surface de progradation des faciès fluviales sur les argiles de paléosols.
- **D3 et D4** : elles correspondent à des surfaces de ravinement signalées par des niveaux conglomératiques, localisés au membre inférieur de la Formation gréseuse. Ces discontinuités considèrent comme des surfaces de progradation des barres gréseuses fluviales.

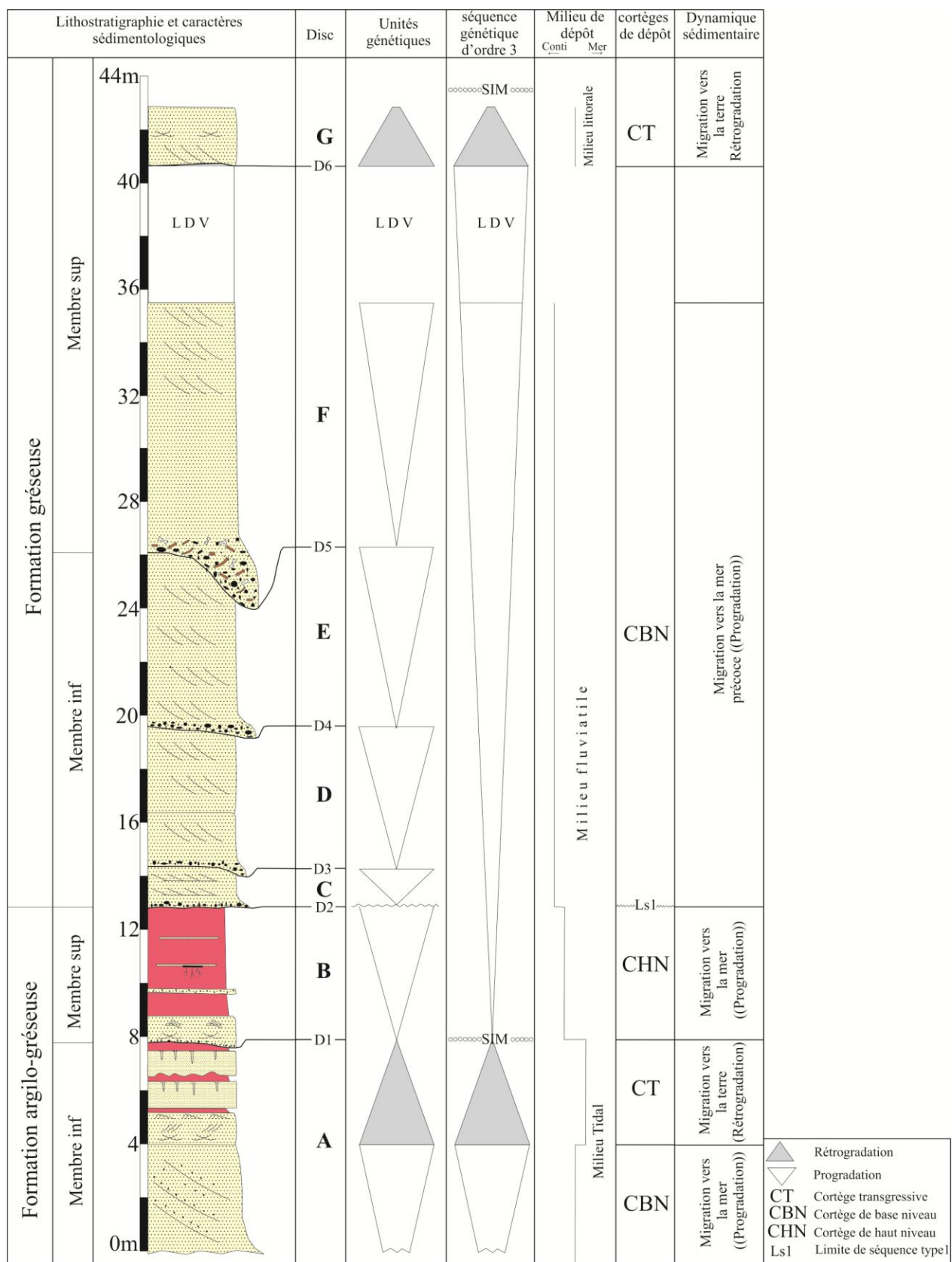


Fig. 31- Organisation séquentielle de la coupe de Tit

- **D5** : elle est caractérisée par une surface de ravinement, soulignant la limite entre le membre inférieur et le membre supérieur de la formation gréseuse. Cette discontinuité est caractérisée par un conglomérat chenalisé renfermant des fragments des os et des bois roulés.

- **D6** : elle correspond à une surface irrégulière ou de ravinement, repérée à la base de la dernière barre gréseuse de la Formation gréseuse.

2- Organisation séquentielle

a- Définition des unités génétiques. L'enchaînement vertical des faciès des formations étudiées du continental intercalaire de Tit, permet de distinguer sept unités génétiques (Fig.31), dont l'épaisseur varie de 2 m (unité C et G) à 8 m (unité A).

- **Unité A.** Cette unité génétique constitue le membre inférieur de la "Formation argilo-gréseuse", limitée au sommet par la discontinuité (D1). Elle est composée par deux parties distinctes : une partie progradante composée par des faciès gréseux (faciès A1) du chenal tidal matérialisé par des grès blanchâtres parfois micro-conglomératiques à larges stratifications obliques). La partie supérieure rétrogradante est représentée par des faciès de la plaine d'inondation tidale (zone extrêmement plane et étendue, de faible profondeur). Ces faciès sont matérialisés par des grès à faciès A2, A3, A4 et A5, des grès argileux à *Skolithos* (faciès A6), et des argiles rouges à bioturbation (faciès B1).

- **Unité B.** Cette seconde unité est limitée par deux surfaces érosives (D1 et D2). Elle est caractérisée par deux termes lithologiquement différents : un terme inférieur sest représenté par une barre épaisse de grès chenalisé (faciès A7) à litages entrecroisés en feston et à litages en avalanches. Le terme supérieur est constitué par d'argiles rouges de paléosols (faciès B2) intercalées par des niveaux de calcrêtes. Ces faciès s'organisent généralement en séquences granodécroissante (*finning-up*) débutant par des faciès grossiers d'un chenal et se terminant par des faciès fins de la plaine d'inondation. Cette unité montre une dynamique sédimentaire de type progradant.

- **Unité C, D, E et F.** Elles caractérisent la Formation gréseuse, ces quatre unités sont assez similaires en faciès mais différentes en épaisseurs, qui sont généralement limitée par des surfaces de ravinement. Elles présentent toutes quatre une tendance progradante correspondant à des faciès fluviatiles (remplissage de chenaux et interchenal). Ces unités sont généralement

représentées par un terme inférieur conglomératique (faciès C), surmontés par un terme supérieur gréseux à litages obliques planaires ou tangentiels (faciès A4). Ces faciès s'organisent généralement en séquences granodécroissantes (*fining-up*).

- **Unité G.** C'est une unité assez épaisse (2m), limitée à la base par une discontinuité de ravinement (D7). Elle est représentée par une barre de grès de milieu littoral, à caractère fluvial, formée par la superposition de grès à litages obliques planaires ou tangentiels (faciès A4), de grès litages entrecroisés en feston (faciès A2) et de grès massifs (faciès A7). La succession verticale de ces faciès reflète une séquence de granoclassement positif (*fining-up*) avec une dynamique rétrogradante.

b- Empilement des unités génétiques. L'empilement vertical des unités génétiques conduit à la définition de deux séquences génétiques de 3^{ème} ordre. Les surfaces d'inondation maximale des sept unités génétiques sont replacées sur la colonne lithologique suivante en donnant leurs milieux de sédimentation (Fig. 31). Ceux-ci permettent de distinguer des tendances évolutives englobant une ou plusieurs unités génétiques, soit vers le pôle marin, soit vers le pôle continental.

- **Séquence S1.** Elle occupe le membre inférieur de la Formation argilo-gréseuse, Elle regroupe la première unité génétique qui s'inscrit dans un milieu tidal proximal. Cette séquence montre deux tendances évolutives (Fig. 31) : la première tendance correspond à une phase de comblement qui se traduit par une progradation progressive du matériel détritique de chenal tidal (migration vers la mer, "*seaward-stepping*"). La deuxième correspond à la superposition des faciès de la plaine tidale sur les termes précédant par la tendance de rétrogradation (migration vers la terre, "*landward-stepping*").

- **Séquence S2.** Elle est constituée par l'empilement de 6 unités génétiques, caractérisée par une tendance évolutive depuis une sédimentation de milieu fluvial, jusqu'au milieu littoral (fig. 31). Cette évolution se traduit d'abord à la base (unité B) par l'aggradation fluviale dans un régime progradant (migration vers la mer, "*seaward-stepping*"). Par la suite, un changement matérialisé par un passage depuis une sédimentation fluviale plus distale, jusqu'à une sédimentation fluviale (ss) plus grossière, séparée par la discontinuité (D2). Ce changement correspond à l'agencement de 4 unités génétiques (C, D, E, F) dans une phase de comblement

plus importante, qui se traduit par la migration de la zone littorale vers la mer " *seaward-stepping* " dans une dynamique progradante.

La partie sommitale de cette séquence (unité G) correspond à une évolution environnementale de dépôt, depuis une sédimentation continentale (fluviale) à une sédimentation marine littorale, qui reflète un approfondissement du milieu de sédimentation. Ce dernier témoigne une migration de la zone littorale vers la terre par rétrogradation (*landward-stepping*).

3- Conclusion.

L'organisation séquentielle de la succession albienne dans la région de Tit présente deux phases transgressives, séparée par une phase régressive plus importante.

La première phase transgressive marque la superposition d'un dépôt transgressive (cortège transgressive) de milieu tidal dans un régime rétrogradant sur le dépôt progradant d'origine fluviale. Cette phase transgressive est interrompue par une chute initiale du niveau marin (début de la phase régressive), qui traduit la migration des unités génétiques vers la mer. Cette discontinuité correspond à une surface maximale de profondeur (surface d'inondation maximale ; SIM).

La phase régressive est représenté par le développement de paléosols dans un régime aggradant (membre supérieur de la Formation argilo-gréseuse). Ce système de dépôt présente les caractères d'un cortège de haut niveau (CHN ; Vail et *al*, 1991). Par contre, ce dépôt est suivi par le dépôt d'un cortège progradant vers la mer (CBN), limité à la base par une surface de non-dépôt qui a la valeur de discontinuité de type 1 (LS1).

Vers le sommet, cette phase régressive est interrompue par l'élévation de niveau marin qui favorise la mise en place des faciès littoraux (transgressifs) sur les faciès fluviales (régressifs).

B- SECTEUR D'AOUGROUTE

Dans la région d'Aougroute, l'étude sédimentologique de la partie supérieure de "Continental intercalaire" intéressait seulement la "Formation d'argiles à gypses d'El Goléa" et la partie inférieure de la "Formation de la corniche calcaire". L'interprétation sédimentologique des principaux faciès de cette formation a permis de définir la succession des milieux de dépôt suivants : sebkha ; lagune ; plate-forme interne.

1- Discontinuités (Fig. 32)

- **D1** : cette discontinuité souligne la limite entre le membre inférieur et le membre médian de la "Formation d'argiles à gypses d'El Goléa". Elle correspond à un changement du régime de la sédimentation de milieu sebkhaïque à un milieu lagunaire.

- **D2** : elle correspond à une surface d'érosion située à la base d'un banc de calcaire dolomitique gréseux à structures de tempête ("Formation d'argiles à gypses d'El Goléa").

- **D3** : c'est une discontinuité régionale, elle s'agit d'une surface de ravinement à la base de la "Formation de la corniche calcaire". Cette discontinuité correspond à l'installation d'une plate-forme carbonatée.

- **D4** : elle s'agit d'un changement lithologique des calcaires dolomitiques jaunâtres, fossilifères à des calcaires dolomitiques micritiques bioturbés et pauvres en fossiles.

2- Organisation séquentielle

a- Définition des unités génétiques. Dans le secteur d'Aougroute, l'enchaînement vertical des faciès étudiés permet de distinguer 5 unités génétiques d'épaisseurs variées (Fig. 32) et des termes différents.

- **Unité A.** C'est une unité incomplète, elle caractérise le membre inférieur de la Formation d'argiles d'El Goléa. Elle est marquée par deux termes lithologiquement presque semblables : un terme inférieur argileux matérialisé par des argiles versicolores (faciès A1 et A2), couronnée par un terme supérieur de gypses argileux (faciès C). Cette unité présente une dynamique rétrogradante dans un milieu sebkhaïque.

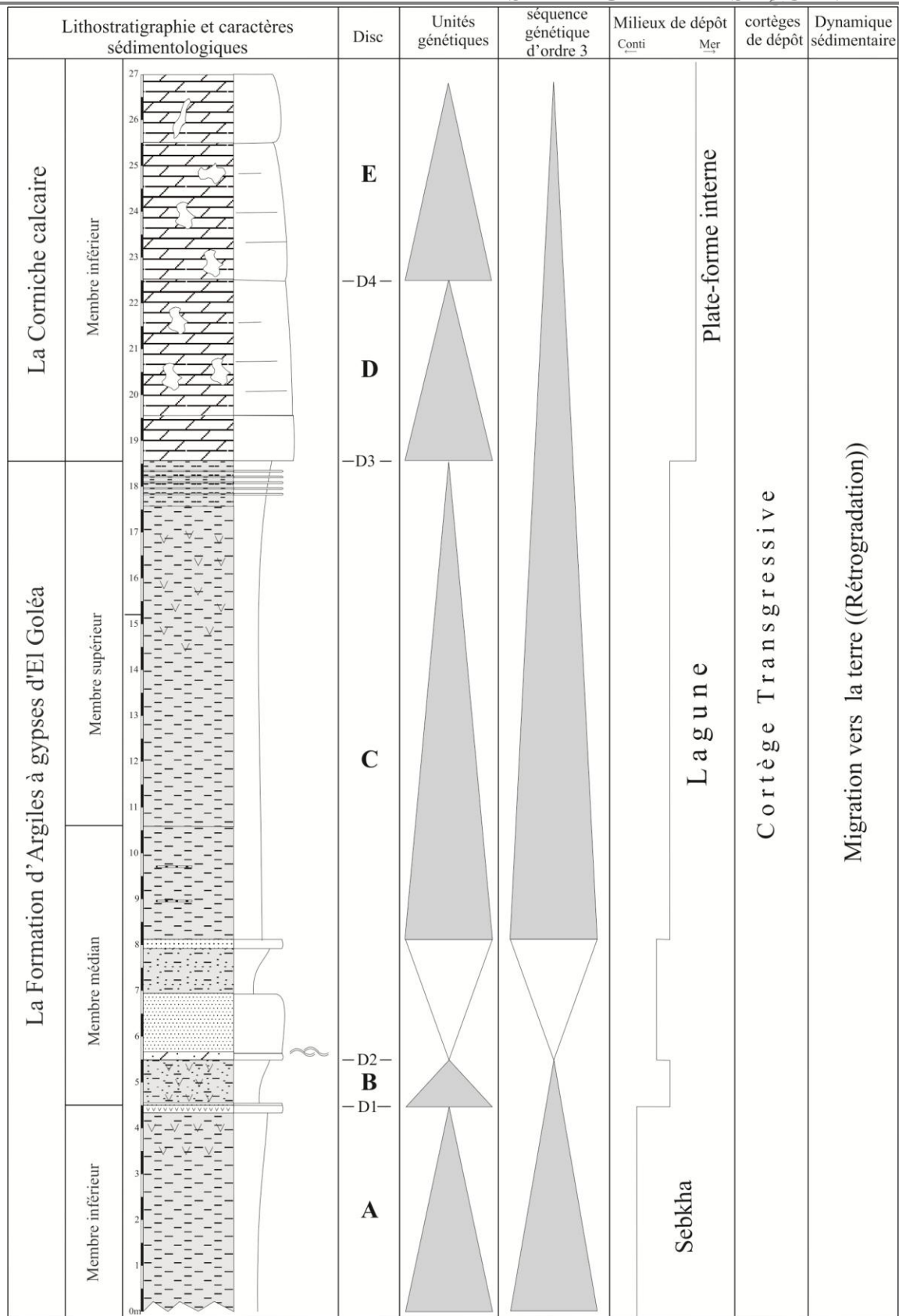


Fig. 32- Organisation séquentielle de la coupe d'Aougroute (légende Fig. 31).

- **Unité B.** Elle s'agit d'une unité assez épaisse, représentée à la base du membre médian de la "Formation d'argiles à gypse d'El Golèa" par une seule partie rétrogradante, délimitée par deux discontinuités (D1 et D2). Elle est représentée par la superposition de deux termes lithologiques de milieu lagunaire : un terme inférieur gréseux (faciès B) et un terme supérieur argileux (faciès A). La superposition de ces termes reflète une dynamique rétrogradante.

- **Unité C.** Cette unité génétique est représentée au sommet de la "Formation d'argiles à gypse d'El Golèa", limitée par deux discontinuités (D2 et D3). Elle s'agit d'une unité épaisse (13m), présentant deux tendances. La partie progradante de la séquence voit la mise en place de calcaires dolomitiques gréseux (faciès D1), sables argileux et des grès (faciès B) d'un domaine restreint de lagune où se trouvent des structures de tempête et des petites traces de plantes ferruginisées. La partie rétrogradante voit l'approfondissement de la zone et la mise en place des argiles lagunaires (faciès A2 et A3).

- **Unité D et E.** Elles sont limitées par deux discontinuités (D3 et D4). Ces unités sont assez similaires qui caractérisent la "Formation de la Corniche calcaires". Elles présentent les deux parties rétrogradantes, témoignant l'approfondissement de la zone et la mise en place de faciès de plate-forme interne (calcaires dolomitiques (faciès D2, D3)). Ces unités correspondent au maximum d'approfondissement observé pour les formations étudiées.

b- L'empilement des unités génétiques. La superposition des unités génétiques sur le profil de dépôt permet de définir deux séquences de 3^{ème} ordre (Fig. 32). Elle montre une évolution verticale et un approfondissement du milieu de dépôt, illustré par le passage progressif d'une sédimentation de type continental de type sebkhaïque à celle de type marin "lagune - plate-forme interne". Cette évolution verticale vers le pôle marin traduit une migration globale de la zone littorale vers le continent (*landward-stepping*). Elle enregistre une phase de rétrogradation.

3- Conclusion

La séquence de la succession du secteur d'Aougroute montre une évolution de dépôt depuis le continental vers le milieu marin. Cette évolution enregistre deux séquences de 3^{ème} ordre. La première s'agit d'une séquence complète T/R, tandis que la deuxième est une séquence enregistrant un ½ cycle transgressif.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Le but principal du travail présenté dans le manuscrit consiste en l'étude de l'évolution faciologique, environnementale et séquentielle du "Continental Intercalaire" de la cuvette de Sbaâ ; il s'appuie essentiellement sur des données sédimentologiques. Cette étude a été effectuée sur la bordure occidentale du Tademaït au niveau de deux secteurs lointains, Aougroute au nord et Tit au sud, et elle apporte de nombreuses précisions inédites aux faciès de dépôt et à l'organisation des séquences.

I- LITHOSTRATIGRAPHIE

La succession lithostratigraphique du "Continental Intercalaire" à la bordure occidentale du Tademaït montre une sédimentation à dominance détritique et chimique au sommet avec une importante variation des faciès et d'épaisseurs au cours du temps.

Dans la région de Tit, l'étude lithostratigraphique a permis de distinguer deux formations attribuées à l'Albien ? : (1) La formation argilo-gréseuse, formée essentiellement par des grès grossiers à fins parfois microconglomératiques, marqués souvent par la présence des nodules sphéroïdes (*Kerboubs*) et la diversité des structures sédimentaires ; des argiles rouges de paléosols avec des traces de paléo-racines (*Rhizolithes*) ; (2) la formation gréseuse à dominance gréseuse, intercalée par des niveaux conglomératiques à ossements et bois roulés. Les grès sont marqués souvent par des litages obliques tangentiels et des nodules sphéroïdes (*Kerboubs*).

Dans la région d'Aougroute, la série étudiée est subdivisée stratigraphiquement en deux formations : La "Formation des argiles d'El Goléa" d'âge Cénomaniens inférieur, matérialisée par des argiles gypseuses versicolores intercalées par des niveaux sableux et gréseux avec un niveau carbonaté à structures de tempêtes. La formation de la "Corniche calcaires" d'âge Cénomaniens supérieur, formée par la superposition des barres carbonatées bioturbées riches en faunes néritiques (bivalves) et benthiques (oursins).

II- SEDIMENTOLOGIE

L'analyse sédimentologique de faciès rencontrés dans les grès d'albien de Tit, montre l'existence de trois (3) faciès principaux, dix (10) sous faciès et quatre (04) associations de faciès, qui sont répartis dans trois paléoenvironnements : Milieu tidale à caractère fluviale ;

milieu fluviatile le plus dominant; milieu littoral. L'enchaînement vertical des différents faciès a permis de distinguer deux séquences génétiques de 3^{ème} ordre. Cette organisation séquentielle enregistre deux phases transgressives, séparant par une phase régressive.

L'analyse faciologique de la série cénomanienn d'Aougroute permet de mettre en évidence quatre (4) faciès principaux, sept (7) sous faciès et trois (03) associations de faciès. La courbe évolutive des faciès a permis de mettre en évidence, une séquence incomplète de 3^{ème} ordre présentant un passage vertical de faciès continentaux sebkhaïques vers des faciès lagunaires. La seconde séquence correspond à une période de maximum d'approfondissement de milieux dans un régime transgressif.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- ACHAB, A.** (1970) - Le Permo-Trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse 3^{ème} cycle*, Faculté des Sciences, Univ. Alger, 144 p., 14 fig., 10 pl.
- AKKOUCHE, M.** (2007) - Application de la datation Par Traces De Fission à L'analyse de la thermicité de bassins à potentialités Pétrolières. Exemple de la Cuvette De Sbaâ Et Du Bassin De L'Ahnet-Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). *Thèse Doct.*, Univ. Bordeaux 1, 282 p.
- ALLEGRE C. & CABY, R.** (1972) - Chronologie absolue de l'Ahaggar occidental. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **275**, 2095-2098.
- BASSOULLET, J-P.** (1973)- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Thèse d'Etat*, Paris, 497 p.
- BASSOULLET, J-P. & ILIOU, J.** (1967)- Découverte de Dinosauriens associés à des Crocodiliens et des Poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien (Algérie). *Extrait du C. R. Sommaire des Séances, Soc. Géol. France, Fasc.*, n° 7, pp. 294.
- BAUER, H.** (2006) - Influence du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'architecture des séries continentales cas du Miocène inférieur et moyen du bassin de Digne-Valensole (SE, France). *Thèse Doct.*, Ecole des Mines de Paris, 311p.
- BEGHOUL M.S.** (1991)- Apport et contribution de l'analyse de diagraphies a la connaissance d'un bassin sédimentaires. Application au bassin du Timimoune (Algérie). *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur. Strasbourg, 277 p.
- BENDELLA, M.** (2012) - Évolution des traces fossiles dans l'espace (tell, atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. *Thèse Doct.*, Université d'Oran, 161p.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J.** (1981) - Neap-spring tidal sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, v. 28, p. 151-170.
- BOUALEM, N.** (2006) - Dynamique sédimentaire du Crétacé des djebels Rhoundjaïa et M'daouer (Region d'Ain Ouarka, Monts des Ksour, Algerie). *Mém. Mag.*, Univ, Oran, 129 p.
- BOUDJEMAA, A.** (1987) - Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara Nord-Oriental (Algérie). *Thèse Doct.*, Université de Paris-Sud, 290 p.
- BOUREAU, E. CLARAQ, P. & NOUGARED, E.** (1957) - Sur la paléobotanique et la stratigraphie du bassin de fort – Polignac (Sahara), *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 245, n° 5, pp. 544 – 546.
- BOUREGAA, S.** (2000) – Contribution sur la Transgression Cénomano-turonien du plateau de Tadmaité (Sahara occidentale, Algerie). *Mem. Ingé.*, Univ.Oran.,51 p. ,24 fig., 4 pl.

- BOUTERFA, B.** (1999) -Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mem. Magist.*, Univ.Oran.,188 p. ,74 fig., 4 pl.
- BRENCHELY, P.J., ROMANO, M. & GUTIERREZ-MARCO, J.C.** (1986)- Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia in Knight. R. J. and Mclean, J. R. (Eds.), Shelf Sands and Sandstones. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memo. II*, p. 241-255.
- BUSSON, G.** (1970) - Le Mésozoïque saharien. Essai de synthèse des données de sondages Algéro-Tunisiens. *C.N.R.S-CRZAS. Géol.*, 11, 788 p.
- BUSSON, G.** (1972) - Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. du Mus. nat. d'hist. nat.*, nouvelle série, tome XXVI.
- BUSSON, G. & CORNEE, A.** (1991) – The Sahara from the Middle Jurassic to the Middle Cretaceous. Data on environments and climates based on outcrops in the Algerian Sahara. *Jour. afr. Earth. Sci. Pergamon press.* 12, ½, 85-106 p.
- CAILLEUX, A. & SOLEILHAVOUP, F.** (1976) - Les Kerkoubs, concrétions calcaires du sud algérien. *Géol Méditer.*, t. III 4, pp. 251-264.
- CHAMLEY, H.** (1987) - Sédimentologies. *Dunod*, Paris, Coll. *Geosciences*, 175 p.
- CLAUER, N., CABY, R., JEANNETTE, D., TROMPETTE, R.** (1982) - Geochronology of sedimentary Precambrian rocks of the West African craton. *Precambrian. Res.*, 18, 53-71.
- COJAN J., RENARD M.**(1997) – Sédimentologie. *Masson.* (ed.), 410 p.
- CONRAD, G.** (1968) - L'évolution continentale post-hercynien du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Thèse Fac. Sciences Paris.* Ronéotypé, 750 p. 290 fig., 4 cartes géol., h-t.
- CONRAD, J.** (1984)- Les séries carbonifères du Sahara Central Algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse Sci., Univ. Aix-Marseille St. Jérôme*, 370 p.
- COUËFFE, R.** (2003) - La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieur de la Molasse Marine miocène du bassin d'avantchaîne de Digne (Alpes de Haute-Provence, Sud-Est de la France). *Thèse 3^{ème} cycle*, Université de Caen, 326 p.
- CROSS, T.A.** (1988) - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, upper Cretaceous, Western interior, U.S.A. In: *Sea-level changes : an integrated approach, S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), 42, 371-380.
- CROSS, T.A.** (1992) - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Surface reservoir characterization - VIIth IFP Research Conference on Exploration Production* (Eds R. Eschard & B. Doligez), 179. *Technip*, Paris.

De BROIN, F., GRENOT, C. & VERNET, R. (1971) - Sur la découverte d'un nouveau gisement de vertébrés dans le continental intercalaire saharien : la Gara Samani (Algérie). *C.R.Ac. Sci. Paris*, 272, pp. 1219-1221.

DRID, M. (1989) - Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Sahara Central Algérien). *Thèse Doct.*, Univ. Bordeaux, 3, 239 p.

DROMART, G., ADER, M., ALLEMAND, P., CURIAL, A., GUILLOCHEAU, F. & VIDAL, G. (1996) - Delineation of hybrid and carbonate reservoirs through genetic stratigraphy in the Lower Mesozoic of southeastern France : procedures and benefits. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 653-669.

ELF AQUITAINE, (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2-éléments d'interprétation. *Centre rech. Boussens*, Pau, 231-p., 76 fig., 18 tabl.

FABRE, J. (1976) - Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *Soc.Nat. Ed. Diff. Alger*. 422 p.

FABRE, J. (2005) - Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrae-Belgique. *Géoscience*, pp. 1-572.

FLAMAND, G. B. M. (1911) - Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Thèse. Sc. Lyon, Serv. Géol. Terr. Sud*, Lyon, réédit., 1001 p..

FLÜGEL, E. (1982) - Microfacies analysis of Limestones. *Springer-Verlag*, 633 p.

FREULON, J. M. (1964) - Etude géologique des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajjer et le Fezzan). *C. N. R. S.*, France, 220p.

GABANI, A. (2008) - Le Crétacé continental de la bordure sud du Plateau du Tihert (Djoua, In Akhamil et Oued Ameregh). *Mém. Magist.*, Univ. Oran., 59 p.

GALLOWAY, W.E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of floodingsurface bounded depositional units. *A.A.P.G. Bulletin*, 73, 125-142.

GARY, N. (2009) - Sedimentology and Stratigraphy. *Wiley - Blackwell.*, 2nd ed., 419 p.

GAUTIER, E. F. (1906) - Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura-Gourara-Touat), *Bull. Soc. Géol. France*, 4, 6, 729-766.

GEVIN, P. (1960) - Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Publ. Serv. Carte. Géol. Algérie, Bull.*, **23**, 328 p.

GUILLOCHEAU, F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïque du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 312-p. 1587-1593.

GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., BRAULT, N., DROMART, G., FRIEDENBERG, R., GARCIA, J.P., GAUKIER, J.M., GAUMET, F., GROSDOY, B., HANOT, O., LE STRAT, P., METTRAUX, M., NALPAS, T., PRIJAC, C.,

- RIGOLLET, C., SERRANO, O. & GRANDJEAN, G.** (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13, 189-246.
- HARMS, J.C.** (1975) - Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In : “depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences”, J.C Harms; J.B. Southard; D.R. Spearing & R.G. Walker (éds.). *Soc. Econ. Paleontologists*, short course, 2, pp. 81-102.
- HAUG, E.** (1904) - Sur la Faune des couches à *Ceratodus* crétacées du Djoua, près Tamassânine (Sahara). *C.r. Acad. Sci Paris* 38, 1529-1531p.
- HOLLARD, H.** (1967) - Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern. Symp. Devonian system*, Calgary 1967, *Alberta Petr. geol. publ.*, 203-244.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A.** (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 16, 203 p.
- JALIL N.E & TAQUET Ph.** (1994) - les vertébrés triasiques de la série de Zarzaïtine (Algerie). Liste faunique et implications stratigraphiques. *Mém., Serv., Géol., Algérie*. n°6, pp. 99-104, 1 fig.
- JORGENSEN, B. B.** (1983) - The microbial sulfur cycle. In: *Microbial Geochemistry* (Ed W.C. Krumbein), Blackwell Scientific Publications, 91-124.
- KHENNOUS, M.** (1997) - Les bassins sédimentaires paléozoïques avoisinants la ride de l'Ougarta (Sahara algérien occidental) : Histoire de l'évolution sédimentaire et structurale en vue de la recherche pétrolière. *Thèse Doct.*, Univ. Mainz, 201 p.
- KILIAN, C.** (1931) - Les principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Soc. Géol. France*, n° 9, pp. 109-111.
- KILIAN, C. & LELUBRE, M.** (1946) - De l'âge des Grès de Nubie à l'Orient de l'Ajjer (Sahara central). *C.R. Acad. Sci. Paris*, pp. 233-235.
- KUMAR, N. & ANDERS, J.E.** (1976) – Characteristics of shoreface storm deposit: modern and ancient examples. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 46, p.145-162.
- LAGGOUN-DEFARGE, F.** (1987) - Etude de la diagenèse organique des séries paléozoïques du bassin de Sbaâ (Algérie). Approche géochimique et pétrologique. *Thèse Doct.*, Univ. Orléans, 179 p.
- LAPPARENT A.-F.** (1947a) – Stratigraphie et l'âge du Continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci.*, 255, p.754-756.
- LAPPARENT, A. F.** (1960) – Les dinosauriens du Sahara central. *Trav. I. R. S., Alger.*, 19, pp. 7-22.
- LAPPARENT, A. F. & LELUBRE, M.** (1948) – Interprétation stratigraphiques des séries continentales entre Ohanet et Bourharet (Sahara central). *C.R. Accad. Sci., Paris.*, 227, pp. 1106 - 1108.
- LAPPARENT, A. F. & MONGIN, D.** (1959) – Sur les nouveaux Mollusques découverts dans continental intercalaire du Sahara central. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 249, n° 6, pp. 832-834.

- LEFRANC, J.P.H.** (1958) - Stratigraphie des séries continentales intercalaires au Fezzan nord-occidental (Libye). *C.r. Acad. Sci, Paris*, **247**, pp. 1360-1363.
- LEFRANC, J.P.** (1963) - Morphologie, stratigraphie, structure, et paléogéographie des formations continentales intercalaires du Fezzan Nord-occidental (Libye). *Thèse Univ, Paris*, 257 p.
- LEFRANC, J.P.** (1983)- Corrélation vers le Nord et description stratigraphique détaillée du Continental Intercalaire de la Sebkhha de Timimoun, Gourara. *C.R.A.A. S 147 Paris*, p296.
- LEFRANC, J.P. & GUIRAUD, R.** (1990) - The Continental Intercalaire of Northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. *Jour of Afric Earth Sci.*, vol. 10, No. 1/2, pp. 27 – 77.
- LEFRANC, J.P. & TOUTIN, N.** (1971)- Un gisement de *Desertella foureaui* (Lamellibranche préhétérodonte) dans le soubassement albien du Tademaït Ouest (Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. natur. Afr. Nord* 62 (I-2), 103, 110 p, Algiers.
- LEGRAND, P.** (1962)- Nouvelle connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara septentrional. *Sym. Silur. Dévon. Greuz*, Bonn, 1960, pp. 151-159.
- LEGRAND, P.** (1985) – Lower Palaeozoic rocks of Algeria. In Hollard C.H. (éd.) Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa, John. Wiley & Sons, p. 5-89.
- LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. & BAUM, G.R.** (1988) - Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: *Sea-level changes : an integrated approach, S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), 42, 182-213.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., ŠTORCH P. & FITCHES, B.** (2000) - Lower Silurian 'Hot shales', in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Sci. Rev.*, **49**, 121-200.
- MAHBOUBI, M.** (1983) – Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). *Thèse Doc. 3 cycle*, Université d'Oran, 116 p.
- MAZROU S.** (2010)- Les formations continentales du Crétacé et du Plio-Quaternaire du plateau du Tidikelt : Sédimentologie, Paléogéographie et approche Géodynamique. *Thèse.Magist.* Univ. STHB Algérie, 147 p.
- MENCHIKOFF, N.** (1930) – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, VII, 139 p.
- MENCHIKOFF, N.** (1957) - Les grandes lignes de la géologie Saharienne. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, p. 37-45, 1 fig.
- MEYENDROF, A.** (1928) - Note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 11, 2, 150-155.
- MEZLAH, H.** (2006) - Les mud-mounds du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (Sud-Ouest algérien). Sédimentologie-Diagenèse. *Thèse Doct.* Ecol des Mines, Paris, 232 p., 2 annexes.

- MITCHUM, R., VAIL, P., TODD, R. & SANGREE, J.** (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for Stratigraphic analysis. *In: Seismic Stratigraphy -applications to hydrocarbon exploration, A.A.P.G. Mem.* 26, 53-62.
- MITCHUM, R. & VAN WAGONER, J.C.** (1990) - High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf Coast of Mexico basin. *In: Sequence stratigraphy an exploration tool. 11th Annual Research Conference, Gulf Coast section, 257-267, Houston.*
- MITCHUM, R.M. & VAN WAGONER, J.C.** (1991) - High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, 131-160.
- NEDJARI, A., AIT OUALI, R. & MESSAMRI, K.** (2006) – Extinctions massives du Crétacé inférieur saharien et leur relation avec les évènements anoxiques océaniques. *12^{ème} Sémin. Nat. Sci. Terre*, Oran, pp. 21-22.
- OSS, (2003)** - Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 4 : Modèle Mathématique. Projet SASS, *Rapport interne-Annexes*. Tunis, 229 p.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R.** (1988) - Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *In: Sea-level changes : an integrated approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), 42, *S.E.P.M. spec. publ.*, 109-124.
- ROUCHY, J.M.** (1982) - La genèse des évaporites messiniennes de la Méditerranée. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, C, 50, 267p.
- SCHLAGER W.** (1991) - Depositional bias and environmental changes - important factor in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 70, 109-130.
- SIMPSON, E.L., ERIKSOON, K.A.** (1990) – Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: An example of the early history of passive margin. *Jour.Sedim.Petrol.*,v. 60, n°1,p.84-100.
- SONATRACH, ET SCHLUMBERGER** (2007) - Well Evaluation Conference Algérie 2007. Éd. *Schlumberger*, pp. 63-68.
- TUCKER, M.E.** (1991) - Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins; models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 1019-1036.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G.** (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level (Ed. C.E. Payton), 26, *A.A.P.G. Mem.*, 49-112.
- VAIL, P.R., HARDENBOL, J. & TODD, R.G.** (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *In: Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation* (Ed. J.S. Schlee), 36, *A.A.P.G. Memoir*, 129-141.

VAIL, P.R., COLIN, J.P., DU CHENE, R.J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 1301-1321.

VAIL, P.R. & WORNARDT, W.W. (1990) - Well Log - Seismic stratigraphy : anex tool for exploration in the 90's. In: *Sequence stratigraphy as an exploration tool : concepts and practises in the Gulf Coast*, S.E.P.M. foundation, Houston, Texas, 379-388.

VAIL, P.R., AUDEMAR, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., PEREZ-CRUZ, G. (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation - An overview. In: Einsel G. et SEILACHER A. (eds): *Cyclic and event stratification*. Springer Verlag, Berlin, p. 617-659.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., R.M., M., VAIL, P.R., SARG, J.F., T.S., L. & HARDENBOL, J. (EDS) (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition*, S.E.P.M special publication 42 ; *Sea-Level changes : An integrated approach*, Tulsa, Oklahoma, 407 p.

WENDT, J. (1985) - Desintegration of the continental margin of Northwestern Gondwana : Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). - *Geology*, 13, p. 815-818.

YAPAUDJIAN, L. (1972) - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). *Mém. Bur. Rech. géol. Min.*, Paris, n°77, pp.715-744, 23 fig., XI pl.

LISTE DES FIGURES

Liste des figures

Fig.1- situation géographique de la cuvette de Sbaâ (<i>in</i> Drid, 1989).....	5
Fig.2 - Localisation géographique des secteurs d'études (1 : Tit et 2 : Aougroute).....	6
Fig.3 - Carte géologique de la région d'étude (extrait de la carte géologique du bassin mésozoïque du Sahara algéro-tunisien 1/2000000 ; Busson, 1967).....	8
Fig.4 - (A) Colonne lithostratigraphique de la cuvette de Sbaâ (Sonatrach et Schlumberger, 2007 modifié) (B) Colonne lithologique du Mésozoïque proposée par M. Drid (1989).....	9
Fig.5 - coupe géologique de la cuvette de Sbaâ (Sonatrach et Schlumberger, 2007).....	11
Fig.6 -Carte géologique du SASS (OSS, 2003).....	16
Fig. 7 - Subdivisions dans le Continental intercalaire des confins algéro-libyens (Lapparent et Lelubre, 1949 et par Lefranc, 1958).....	18
Fig. 8 - Carte géologique simplifiée des séries du Continental intercalaire des confins algéro-libyens (Lefranc et Guiraud, 1990).....	19
Fig. 9 - Unités stratigraphiques dans les régions du Gourara, du Mègouidène, du Touat et du Tidikelt (Lefranc et Guiraud, 1990).....	21
Fig. 10 - Coupe lithologique de la série crétacée d'El Kohol (Mahboubi, 1983 in Gabani, 2008).....	23
Fig.11 - Vue panoramique du secteur de Tit montrant les "buttes-témoins" tabulaires de l'entité du "Continental-Intercalaire".....	24
Fig. 12- Photo satellitaire (A) montrant la localisation et l'itinéraire de coupe de Tit (B).....	25
Fig. 13- Succession lithostratigraphique et architecture structurale de la coupe de Tit.....	27
Fig. 14- Vue panoramique du secteur d'Aougroute.....	29
Fig.15- Photo satellitaire (A) et la carte géologique du secteur d'Aougroute (B ; extrait de la carte géologique de Timimoun 1/500.000).....	30
Fig.16 - Succession lithostratigraphique de la coupe d'Aougroute.....	32
Fig. 17- Les grands milieux de dépôts actuels et anciens (Elf Aquitaine, 1977 ; Yapaoudjan, 1972).....	37
Fig.18- Schémas montrant les différentes formes des kerboubes (Cailleux et Soleilhavoup, 1976).....	39
Fig.19- Différents types de kerboubes (Cailleux et Soleilhavoup, 1976).....	41
Fig. 20 - Tableau montrant les principaux faciès du Continental Intercalaire de la coupe de Tit.....	42
Fig. 21 - Présentation photographique du faciès A.....	43
Fig. 22- Représentation schématique et photographique des grès à litages sigmoïdaux (A), drapages argileux "mud-draap" (B) et grès à <i>Skolithos</i> (C).	46
Fig. 23 - Structures sédimentaires caractéristiques des grès chenalisés.....	48
Fig.24 - Paléosols et calcrètes.....	50

Fig. 25 - Association des faciès et milieux de dépôt de la coupe de Tit.....	52
Fig. 26 - Tableau des principaux faciès du Cénomaniens de la coupe d'Aougrout.....	54
Fig. 27 - Illustration photographique de la formation d'argiles d'El Goléa.....	55
Fig.28 - Illustration photographique de la corniche calcaire.....	57
Fig. 29 - Association des faciès et milieux de dépôt de la coupe d'Aougrout.....	60
Fig. 30 - Comparaison du découpage séquentiel en cortèges de dépôts, et en empilement de séquences génétiques (<i>stacking pattern</i>) (D'après (Homewood et al., 1992 ; Cojan et Renard, 1997).....	64
Fig. 31- Organisation séquentielle de la coupe de Tit	67
Fig. 32- Organisation séquentielle de la coupe d'Aougrout	72

TABLES DE MATIERES

SOMMAIRE	
AVANT-PROPOS	
Résumé	

Première Partie : GENERALITES **Problématique, Objectifs et Méthodologie**

I- INTRODUCTION	1
II- PROBLEMATIQUE	1
III- OBJECTIFS	1
IV- METHODOLOGIE DU TRAVAIL	2
A- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE.....	2
B- TRAVAUX DE TERRAIN	3
C- TRAVAUX AU LABORATOIRE.....	3

Deuxième Partie : CONTEXTE GENERAL **Contexte Géographique et Géologique**

I- INTRODUCTION	4
II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	4
A- SITUATION GENERAL DE LA CUVETTE DE SBAA.....	4
B- SITUATION DE LA REGION D'ETUDE.....	4
III- CONTEXTES CLIMATIQUES ET MORPHOLOGIQUE	6
IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERALE	7
A- APERÇU STRATIGRAPHIQUE.....	7
B- APERÇU STRUCTURAL.....	10
Les mouvements orogéniques Panafricaine.....	10
Les mouvements orogéniques Calédonien.....	10
Les mouvements orogéniques hercyniens.....	11
Les mouvements orogéniques post-hercyniens.....	11
C- CADRE PETROLIER.....	12
V- HISTORIQUE DES RECHERCHES	12
A- LES TRAVAUX ANCIENS (1900-1970).....	12
B- LES TRAVAUX COMPRIS ENTRE (1970-1990).....	13
C- LES TRAVAUX RECENTS (APRES 1990).....	13

Troisième Partie : GENERALITES SUR LE "CONTINENTAL **INTERCALAIRE" Définition, Historique et Equivalent**

I- DEFINITION ET EXTENSION GEOGRAPHIQUE	15
A- DEFINITION.....	15

B- EXTENSION GEOGRAPHIQUE.....	15
II- BREF RAPPEL HISTORIQUE.....	15
III- LES DIFFERENTES SERIES DU "CONTINENTAL-INTERCALAIRE" DU SAHARA	17
A- DEFINITION DU STRATOTYPE ET SERIE EQUIVALENTE	17
1- La série de Tiguentourine.....	17
2- La série de Zarzaitine.....	17
3- La série de Taouratine.....	18
4- La série de Djoua.....	19
B- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE" DU SAHARA OCCIDENTAL.....	20
1- Les subdivisions de A. F. de Lapparent (1947).....	20
2- Les subdivisions de J.P. Lefranc (1983).....	21
C- LE "CONTINENTAL INTERCALAIRE " DANS L'ATLAS SAHARIEN	22
1- La Formation de Tiout.....	22
2- La Formation d'El Rhelida.....	22
III- CONCLUSION	23

Quatrième Partie : LITHOSTRATIGRAPHIE

Données de terrain

I- SECTEUR DE TIT.....	24
A- CADRE GENERALE DE SECTEUR.....	24
B- LOCALISATION DE LA COUPE.....	25
C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	26
1- Formation argilo-gréseuse.....	26
<i>Membre inférieur</i>	26
<i>Membre supérieur</i>	26
2- Formation gréseuse.....	28
<i>Membre inférieur</i>	28
<i>Membre supérieur</i>	28
II- SECTEUR D'AOUGROUT.....	29
A- CADRE GENERALE DE SECTEUR.....	29
B- LOCALISATION DE LA COUPE.....	29
C- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	30
1- Argiles à gypses d'El Goléa.....	31
<i>Membre inférieur</i>	31
<i>Membre médian</i>	31
<i>Membre supérieur</i>	31
2- La Corniche calcaire.....	33
III- ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE.....	33
IV- CONCLUSION.....	34

Cinquième Partie : FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS
Facies sédimentaires, Associations de facies

I- INTRODUCTION.....	44
II-FACIES SEDIMENTAIRES, ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEU DE DEPOT.....	36
A- LES FACIES SEDIMENTAIRES.....	36
B- LES ASSOCIATIONS DE FACIES.....	36
C- LE MILIEU DEPOT ET LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES	37
III- QUELQUES RENSEIGNEMENTS SUR LES KERBOUBS.....	38
A- DEFINITION.....	38
B- REPARTITION GEOGRAPHIQUE.....	38
C- LE MODE DE GISEMENT.....	40
D- CLASSIFICATION.....	40
IV- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES DU SECTEUR DE TIT.....	42
A- LA DESCRIPTION ET L'INTERPRETATION DE FACIES.....	42
1- Faciès A : Les grès	42
a- Faciès A1 : grès à larges stratifications obliques	42
b- Faciès A2 : grès à litages entrecroisés en feston	44
c- Faciès A3 : grès à litages sigmoïdales	44
d- Faciès A4 : grès à litages obliques planaires ou tangentiels	45
e- Faciès A5 : grès à laminations de petites rides de courants	45
f- Faciès A6 : grès argileux à <i>Skolithos</i>	47
g- Faciès A7 : grès chenalisés	47
h- Faciès A8 : grès massif	47
2- Faciès B : les Argiles	49
a- Faciès B1 : argiles rougeâtres	49
b- Faciès B 2: argiles rouges de paléosols et les calcrètes	49
3- Faciès C: les conglomérats	51
B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT.....	51
1- Association I	51
2- Association II	53
3- Association III	53
4- Association IV	53
C- CONCLUSION.....	53
V-FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES DU SECTEUR D'AOUGROUT.....	54
A- DESCRIPTION ET INTERPRETATION DE FACIES.....	54
1- Faciès A : les argiles	54
a- Faciès A1 : argiles rouges	54
b- Faciès A2 : argiles gypseuses	56
c- Faciès A3 : argiles à passés halitiques	56
2- Faciès B : grès	56

3- Faciès C1 : gypse argileux.....	58
4- Faciès D : les calcaires.....	58
a- Faciès D1 : calcaires dolomitiques gréseux à HCS.....	58
b- Faciès D2 : calcaires dolomitiques bioclastiques.....	58
c- Faciès D3 : calcaires dolomitiques bioturbés.....	59
B- ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT.....	59
1- Association I.....	59
2- Association II.....	59
3- Association III.....	61
C- CONCLUSION.....	61

Sixième Partie : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE
Concept, Stratigraphie génétique, séquences de dépôt

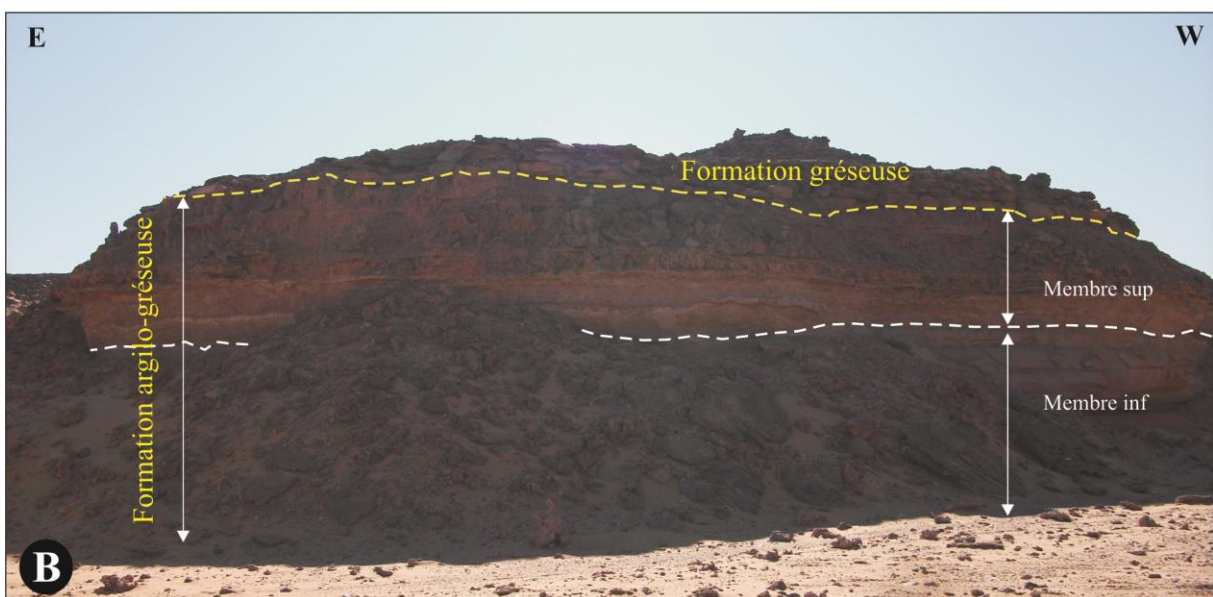
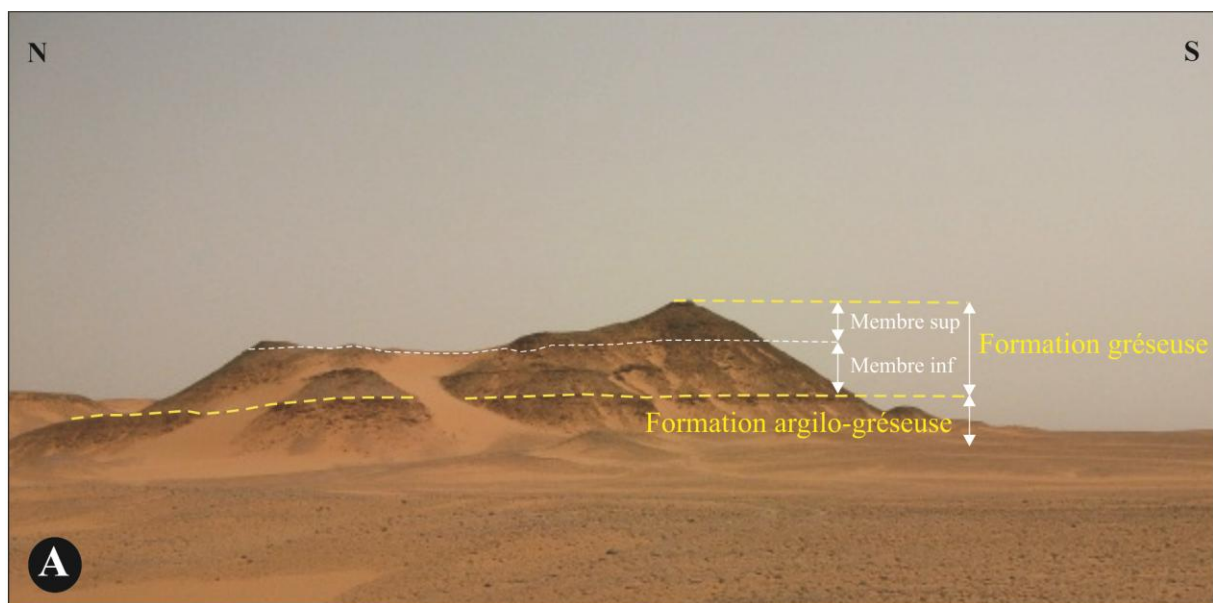
I- INTRODUCTION.....	62
II- CONCEPTS GENERAUX.....	62
A- APERCU SUCCINT DU CONCEPT.....	62
B- SEQUENCE DE DEPOT.....	63
1- Notion de séquence de dépôts.....	63
2- Définition et mode d'empilement des unités génétiques.....	64
C- STRATIGRAPHIE GENETIQUE.....	63
D- LES SURFACES DE DISCONTINUITES.....	65
1- La surface d'érosion continentale "unconformity".....	65
2- La surface transgressive ("Marine Flooding Surface", MFS).....	65
3- La surface d'inondation maximale ("Marine Flooding Surface", MFS").....	66
III- CADRE SEQUENTIEL DE LA SUCCESSION D'ETUDE.....	66
A- LE SECTEUR DE TIT.....	66
1- Les discontinuités.....	66
2- L'organisation séquentielle.....	68
a- Définition des unités génétiques.....	68
<i>Unité A</i>	68
<i>Unité B</i>	68
<i>Unité C, D, E et F</i>	68
<i>Unité G</i>	69
b- L'empilement des unités génétiques.....	69
<i>Séquence S1</i>	69
<i>Séquence S2</i>	69
3- Conclusion.....	70
B- LE SECTEUR D'AOUGROUT.....	71
1- Les discontinuités.....	71
2- L'organisation séquentielle.....	71
a- Définition des unités génétiques.....	71
<i>Unité A</i>	71

<i>Unité B</i>	73
<i>Unité C</i>	73
<i>Unité D et E</i>	73
b- L'empilement des unités génétiques	73
3- Conclusion	73

CONCLUSION GENERALE

I-LITHOSTRATIGRAPHIQUE	74
II-SEDIMENTOLOGIE	74
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUES	76
LISTE DES FIGURES	83
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	85

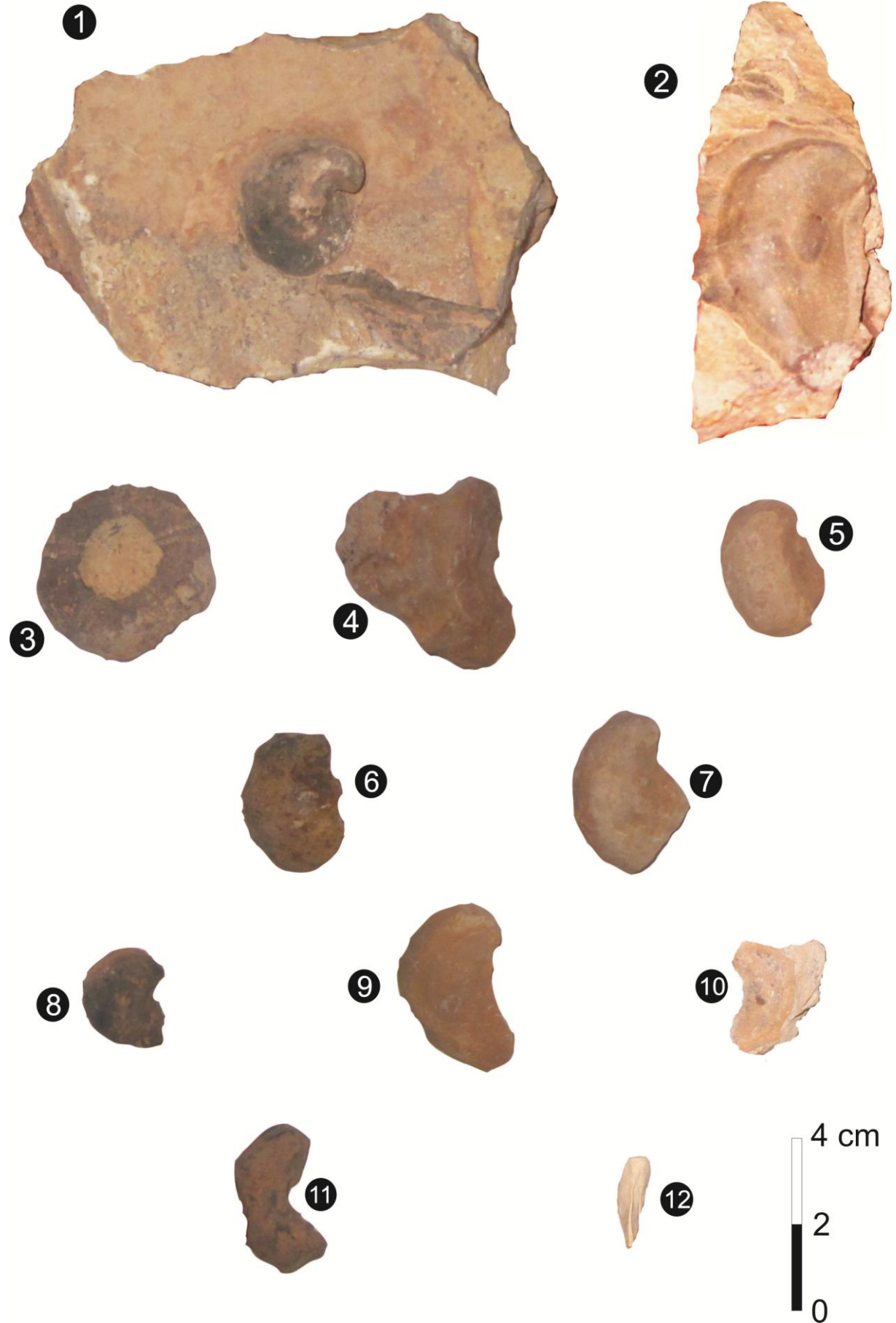
**PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES**



Pl. I : Illustration panoramique des limites et les membres des formations : la Formation gréseuse (A) et la Formation argilo-gréseuse (B).



Pl. II : Différente forme et taille de bois roulés épigénisés en silice (grésifiés).



PL III : Les fossiles de la "Corniche calcaire" (Cénomanién sup) : *Ceratostreon flabellatum* (1 et 2) ; *Rynchostreon suborbiculatum* (4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 et 12) ; *Cidaris* aff. *touazensis* (3)