

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES
RENOUVELABLES ET DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE
L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Ensembles des Bassins Sédimentaires

THEME

**Etude lithostratigraphique et sédimentologique de la série détritique du
Crétacé inférieur de la région In Saleh « bassin de l'Ahnet oriental »**

Présenté par

TERRICHE ABDELAZIZ

Soutenu publiquement

Juin 2019

Devant le jury

Président :	M. BOUTRIKA Rabah	M.C. A Univ. Ouargla
Promoteur :	M. DRAOUI Abdelmalek	M. A. A Univ. Ouargla
Examinatrice :	Melle. ZOUT Khaldia	M. A. A Univ. Ouargla

Nous tenons avant tout à remercier, ALLAH, le tout puissant, le tout miséricordieux, qui, grâce à sa protection et sa bienveillance, nous a permis d'acquérir le savoir et d'arriver à ce niveau.

Au terme de ce travail, nous tenons à exprimer notre gratitude et nos sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce mémoire.

Toute mon infinie gratitude va à mon promoteur, DRAOUI Abdelmalak qui m'a suivi dans ce sujet, la confiance que m'a accordé et son suivi général bénéfique, pour ses encouragements, ses conseils, ses critiques objectives et positives, ses orientations tout au long de sa réalisation. Je lui remercie encore une fois pour son esprit critique et son aide qui m'a vraiment apporté.

Je remercie beaucoup BELADJAL Aissa, qui m'a aidé dans mon travail.

Je remercie aussi l'ensemble des membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'accepter le jugement de mon travail.

Enfin je remercie mes parents et tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce modeste travail, qu'ils trouvent ici l'expression de notre profonde gratitude et respects.

TERRICHE Abdelaziz

Sommaire

Remerciements -----	
Résumé -----	
Sommaire-----	
Liste des abréviations-----	
Liste des tableaux -----	
Liste des figures -----	
Introduction -----	01

CHAPITRE I : GENERALITES

I. Les grands traits du bassin de l'Ahnet -----	02
I-1.Situation géographique-----	02
I-2.Situation géologique-----	02
I-3.Tectonique -----	03
I-4.Stratigraphie -----	03
II-5.Evolution paléostratigraphique du bassin de l'Ahnet -----	08
II- Cadre géologique In Salah -----	10
II-1. Situation géographique -----	10
II-2. Cadre géologique -----	11
II-3. La structure-----	11
II.4. Historique des travaux -----	11
III-Technique et méthode d'étude-----	14
III-1 Au terrain. -----	14
III-1 Au laboratoire. -----	14

Chapitre II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I-Introduction: -----	15
II- localisation des coupes -----	15
II-1 La coupe (A) 15Km -----	15
II-2 Etude lithostratigraphique -----	16
II-2-1 Description de la coupe A (15Km): -----	16

Sommaire

II-2-2 Description de la coupe B (23Km)-----	20
III- Corrélation et variation latérales des formations -----	24
IV-Conclusion -----	26

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE.

I-Introduction -----	27
II- Facies et environnement des dépôts -----	27
II-1 Faciès -----	27
II-2 Environnement des dépôts -----	28
III- Etude morphoscopie des facies -----	30
III-1- Granulométrie -----	30
III-2-Morphoscopie -----	30
IV-Facies et interpretation -----	31
IV-1. Faciès argileux A-----	31
IV-2 Faciès gréseux B. -----	32
V-Association des facies et milieu de dépôt-----	36
VI- les analyses sequentielles -----	38
VI-1-Notion de séquence-----	38
VI-2 Notion de discontinuité -----	39
VI-3-Les séquences -----	43
VI-4-Les séquences élémentaires -----	43
VI-5-Mézoséquence Ms -----	44
VII-Conclusion -----	48
Conclusion générale et recommandations -----	49
Bibliographie-----	50
Annexe-----	55

Liste des abréviations

Liste des abréviations

CT : Cortège Transgressif.

HCS: Hummocky Cross Stratifications (Lamination Oblique en Mamelons).

HST: Highstand System Tract.

LST : Lowstand Système Tract.

MFS : Maximum Flooding Surface.

MS : Mésoséquence.

PBN: Le prisme de bas niveau.

PHN :Le prisme de haut niveau.

SB : Séquence Boundary

SIM : Surface d'Inondation Maximum.

TST: Transgressive System Tract.

WEC: Well Evaluation Conference

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Différents types de structures sédimentaires. -----	19
Tableau 2 : Tableau récapitulatif des associations des faciès et milieux de dépôt de la formation 23Km nord In Salah-----	38
Tableau 3 : Les ordres des séquences (Madjbour & Naoui 2013, <i>in</i> kazi Tani, 1986) -----	40
Tableau 4 : Tableau représentant les différents poids des tamisage de chaque banc ----	55
Tableau 5 : Tableau représentant différentes valeurs de forme morphoscopique de grains...-----	56

Liste des figures.

Fig 1: Situation géologique du bassin Ahnet (WEC 2007)-----	02
Fig 2 : Colonne stratigraphique du bassin Ahnet (WEC 2007)-----	07
Fig 3 : Les domaines structuraux du bassin de l'Ahnet (in Wec, 2007)-----	10
Fig 4 : carte géologique de la région d'In Salah(Busson,1970) -----	11
Fig 5 : Photo de Tamiseur-----	14
Fig 6 : Photo de Microscope binoculaire -----	14
Fig 7 : Photo panoramique de la coupe lithologie du point 15Km -----	15
Fig 8 : colonne lithostratigraphique de la coupe localisée à 15 Km Nord In Salah-----	19
Fig 9 : Photo panoramique de la coupe lithologie du point 23Km -----	20
Fig 10 : colonne lithostratigraphique de la coupe localisée à 23 Km Nord In Salah -----	23
Fig 11 : Corrélation entre les deux coupes, le point de 15Km et le pont de23Km-----	25
Fig-12 : Unités morphologiques typiques d'un profil de plage sableuse (d'après Chamley, 1988) -----	29
Fig 13 : Photos A et B illustration morphoscopie de grains des bancs d'argiles-----	30
Fig 14 : C et D illustrations morphoscopies ds grains des bancs gréseuses-----	31
Fig 15 : Principe formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (d'après BLATT & al, 1980 et RENACK et SINGH, in CHAMLEY, 1987) -----	36
Fig 16 : la séquence selon le modèle d'Exxon et de Galloway simplifié de faciès model (Roger G. Walker et Noel P. James, 1992) -----	39
Fig 17 : Représentation schématique du modèle d'EXXON (1999)-----	42
Fig 18 : Interprétation séquentielle de la coupe B, 23Km nord In Salah-----	46
Fig-19 : Interprétation séquentielle de la coupe A, 15 Km nord In Salah-----	47
Fig-20 : colonne graphique représentant le poids de tamisage de chaque banc -----	55
Fig-21 : colonne graphique représentant les valeurs de différentes types de forme morphoscopique de grains-----	56

INTRODUCTION

La région d'In Salah fait partie de bassin d'Ahnet est l'une des régions caractérisées par une bonne qualité du réservoir d'eau en Algérie (Continental Intercalaire) c'est la source d'eau qui alimente la région, pour cela des recherches ont été effectuées afin de mieux connaître les matériaux constituant notre aquifères.

Ce bassin renferme une série de couches aquifères qui ont été regroupées en deux aquifères appelés le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT). La partie que nous étudierons s'intéresse les sédiments rencontre le Continental Intercalaire situé au nord de la région d'In Salah. Dans ce modeste travail de fin d'étude, nous avons essayé de faire une étude détaillée sur la formation géologique du crétacé inférieur des points de vue lithostratigraphique, sédimentologique avant de rétablir les milieux des dépôts.

Au lieu d'étude les débris des cuttings ou les carottes des crétacé inférieur, dans une autre région là, nous trouvons que les affleurements de cette étage représentées sous formes des buttes témoins.

Cette étude s'appuie sur les chapitres suivants :

- Généralités sur la situation géographique et géologique, l'aspect tectonique, et la stratigraphie des couches a été constituée le bassin d'Ahnet et à la fin mentionné les technique et méthodes d'étude au niveau du terrain et au laboratoire.
- La Lithostratigraphie basé sur le log de description lithologique afin de déterminer les formations géologiques qui sont composés nos coupes.
- La sédimentologie est basée essentiellement sur deux parties :
 - La première partie s'articule sur l'étude des faciès (description et interprétation) et association des faciès afin d'atteindre aux milieux des dépôts.
 - La deuxième partie s'articule sur l'analyses séquentielle pour renforcer notre proposition sur les milieux des dépôts, ainsi que connaître l'architecture verticale des coupes.

Chapitre I
Généralités

I-LES GRANDS TRAITS DU BASSIN DE L'AHNET

I-1. Situation géographique :

Le bassin de l'Ahnet est situé dans la partie Sud-Ouest du Sahara Algérien. Il fait partie de la province occidentale de la Plate-forme Saharienne. Limité par 1° 00 et 3° 00 longitude et 24° 00 et 27° 00 latitude, il s'étend sur près de 50.000 km² (Sonatrach, Shlumberger, 2007).

I-2. Cadre géologique (Fig 1) : Il est limité :

- Au nord par le plateau de Tademaït et l'ensellement de Djoua, qui le sépare du bassin de Timimoun.
- Au Sud il admet le bouclier Touareg, comme limite méridionale.
- A l'Ouest par l'ensellement d'Azzel-Matti, le séparant du bassin de Reggane et la cuvette de Sbaa.
- A l'Est par le môle d'Arak-Idjerane, qui le sépare du bassin de Mouydir.

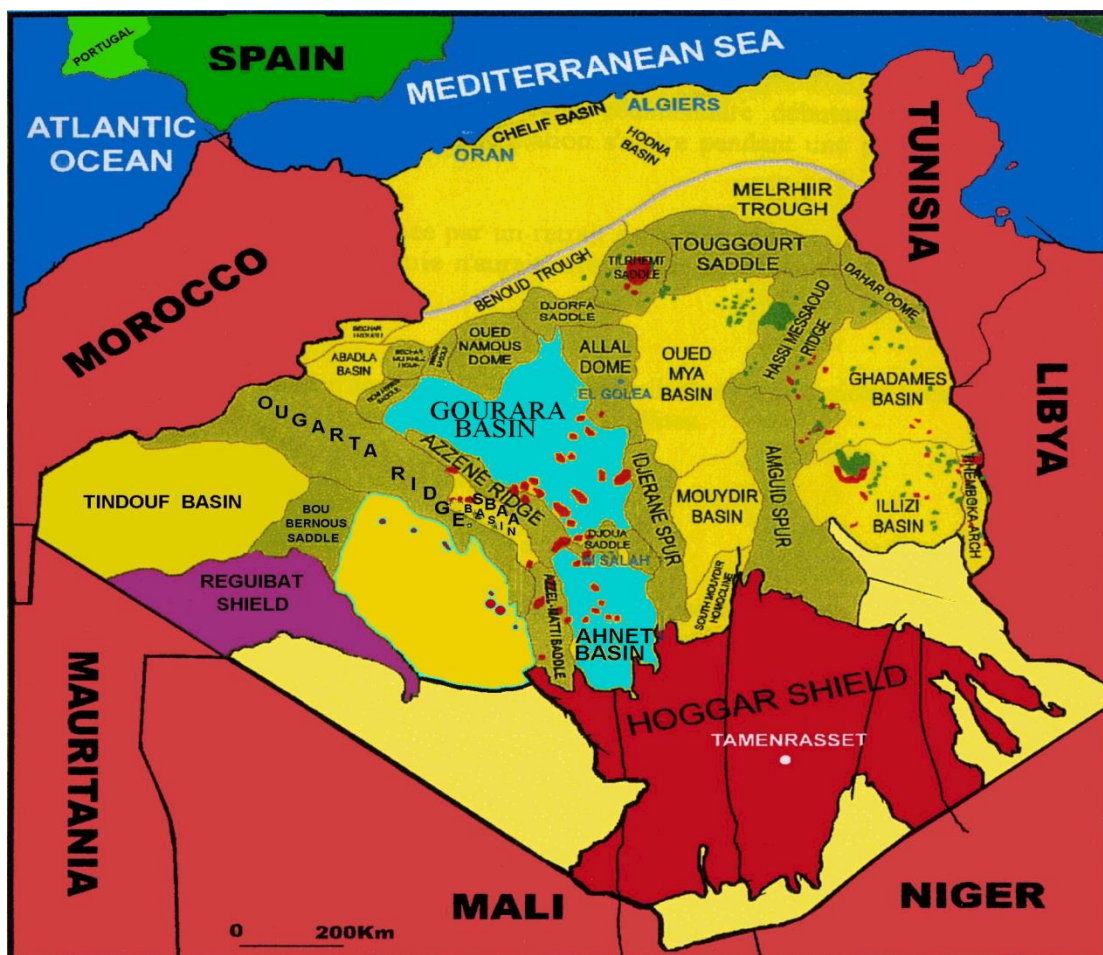


Fig 1 : Situation géologique du bassin Ahnet (WEC 2007).

I-3.TECTONIQUE :

Le bassin de l’Ahnet se distingue des autres bassins de la plate forme saharienne par sa complexité tectonique et son degré de structuration intense. Le bassin de l’Ahnet se présente sous forme d’une dépression avec un axe d’allongement Nord- Sud Par sa position, le bassin de l’Ahnet se trouve à l’approche de la zone de suture entre le Craton Ouest Africain stable depuis l’Orogenèse Eburnéene et le bouclier Targui cratonisé au cours du cycle Panafricain, leur collision a certainement créée une tectonique cassante au niveau du substratum panafricain K .ACHOUR ,2008 in WEC 2003. Ces évènements ont donnés naissance à trois domaines structuraux bien distincts qui sont :

I.3.1. Ahnet oriental : C’est une zone structurellement haute, limitée :

- A l’Est par le môle d’Idjerane M’ Zab.
- A l’Ouest par l’accident sub méridien de Fogarrét Ezzoua, Foum Belrem.
- Au Sud passant par Zini et Gour Bouchreiss.

I.3.2. Ahnet central : Elle est située entre l’Ahnet occidental et l’Ahnet oriental. Elle constitue la zone la plus profonde du bassin révélant des aspects structuraux légèrement différents des zones précédentes. Elle montre de nombreuses structures anticlinales de grandes dimensions telles que Bahar El Hammar, Garet El Guefoul, Oued Djaret, Tirechoumine.

I.3.3. Ahnet occidental : Elle représente un môle séparant le bassin de l’Ahnet de celui de Reggane. Cette zone est structurellement haute et étroite, elle est limitée à l’ouest par un accident venant du Nord d’Akabli et passant approximativement par l’Adrar Morat au Sud.

I- 4. STRATIGRAPHIE (Fig 2) :

I-4.1. Le substratum:

Les dépôts paléozoïques de l’Ahnet repose en discordance sur le substratum .ce dernier est d’âge Précambrien il pourrait être de même nature que celui des Eglab (WEC, 2007). Il comprend deux unités différentes ; le socle et la partie sommitale infracambrienne.

I-4.1.1. Le socle :

Il est de nature volcano-métamorphique, formé de micaschistes et d’amphibolites recoupés par des intrusions magmatiques (Boujemaa, 1987) il semble être de même nature et de même âge que le pharusien occidental affleurant au Hoggar occidental.

I-4.1.2. La série intermédiaire ou la série pourprée de l'Ahnet :

Cette série a été décrite à l'affleurement sur des dizaines de kilomètres dans la région de Bled el Mass, elle correspond à une formation arkosique conglomératique à faciès fluviatile ou alternent des niveaux argileux et silteux à intercalation de Tillites marquant des épisodes de glaciations (K.ACHOUR, 2008 in, Fabre et Al en 1976).

I-4.2. La couverture paléozoïque :

Au niveau du bassin de l'Ahnet, les terrains paléozoïques sont assez complets présentant des séries allant du cambrien inférieur au carbonifère (Beuf, 1971, WEC, 2007). Cette couverture est séparée du socle par la discordance infra-tassilienne ; et des dépôts mésozoïques par la discordance hercynienne.

Cette couverture paléozoïque est subdivisée en deux ensembles morphologiques bien distincts :

- La ceinture tassilienne ou pays tassilien ; qui est constituée par le Cambro- ordovicien, le silurien, et le dévonien inférieur.
- Avant pays tassilien ou plateau prétassilien.

I-4.2.1. Le Cambrien (Unité II):

Séparé du précambrien par la discordance infra-tassilienne. Cette unité est formée de bas vers le haut par :

- Des grés grossiers à conglomératiques à stratification oblique indiquant le milieu de dépôt fluviatile avec une influence marine vers le sommet.
- Au-dessus de ces derniers dépôts, on rencontre des grés de plus en plus fin, bien lités avec la présence de tigilites, et l'apparition de faune marine.

I-4.2.2. L'Ordovicien :

Se compose des formations suivantes de la base vers le sommet (K.ACHOUR,2008 in Sonatrach/Exploration, 1999) :

L'Ordovicien inférieur : Il comprend les unités **III₁, III₂ III₃** :

Unité III₁ : Allant de quelques dizaines de mètres à l'Est du bassin, à plus de 200m vers le Nord-Ouest enregistrant une transgression. Cette unité comprend :

- **Les Grés de Miribel :** Le top de la formation est un Complexe argilo gréseux, (Dépôts tidaux et deltaïques).

➤ **Les argiles d'El Gassi :** Argiles noires et micacées se traduisant d'une transgression majeure (plate-forme ouverte et rampe) ;

➤ **Les grés d'El Atchane :** Formées essentiellement par des grés moyens à grossiers gris clair à blanchâtre, (marin peu profond à deltaïque).

Unité III₂ : Cette unité correspond a :

➤ **Les quartzites de Hamra :** Ce sont des dépôts marins peu profonds, qui reposent en discordance sur les grés d'El Atchane, elles sont formées essentiellement de grés quartzitiques et de quartzites, l'épaisseur de ce niveau est estimée de 50 à 250 m, (Plate-forme sous influence de la tempête).

Unité III₃ : Elle s'est formée suite à un autre soulèvement, suivi d'une transgression marine Nord et Nord Ouest. Cette unité repose en discordance sur la formation des Ajjers

➤ **Les grés et les argiles de d'Ouargla :** Cette formation repose en discordance sur les quartzites de Hamra. Elle est représentée par des alternances de grés blancs à gris clair, avec des argiles légèrement carbonatées.

➤ **Les argiles de Tiferouine :** C'est une formation d'argile noire indurée silteuse et micacée, présence de pyrite.

➤ **Les argiles d'Azzel :** Elles sont formées généralement d'argiles gris foncé à gris noir, indurées, silteuses, micacées parfois carbonatées (plate-forme ouverte et rampe).

L'Ordovicien moyen : Il comprend l'unité IV :

Unité IV : Ces formations sont installées suite à un soulèvement et sur cette surface s'est installée une vaste calotte glaciaire faisant ressortir quatre (04) cycles de glaciation avec une importante surface de discordance attribuée à cette unité qui comprend les formations suivantes :

➤ **Les grés d'Oued Saret :**

Sont représentés par des grés gris clair à gris foncé, compacts, à ciment silico-argileux à fines passées d'argiles noires parfois légèrement dolomitiques (fluviale à tidal).

➤ **Les grés d'El Goléa :** Ce niveau est formé essentiellement par des quartzites avec des passées d'argile et de silts.

L'Ordovicien supérieur : Il comprend de bas vers le haut :

➤ **Les argiles micro -conglomératiques ou les argiles d'El Goléa :**

Ce sont des argiles noires, indurées, micacées pyriteuses avec des grains de quartz épais, (front deltaïque, influence glaciaire) avec des passages de grés fins.

➤ Les grès de Ramade (Dalle de M'ekratta) :

Ils forment la partie sommitale de l'Ordovicien, et présentent un faciès gréseux et quartzitique ; Ces dépôts ont subi une sédimentation rapide dans des conditions lacustres et fluvio –deltaïques, juste après les différentes périodes de glaciations.

I-4.2.3. Le Silurien :

Les dépôts siluriens reposent sur la discordance taconique qui constituée de grés de Ramade. Suite à la fonte des glaciers ordoviciens, la transgression silurienne dépose des argiles noires à graptolites riches en matière organique. Dans le bassin d'Ahnet le silurien argileux comprend aussi deux zones.

La zone inférieur S-1 est constituée par des argiles fortement pyritisées enrichie en matière organique. La présence de passées gréseuses dans la zone inférieur est très caractéristique pour les parties ouest et central du bassin. L'épaisseur de la zone à radioactivité varie de 30 à 40 m dans les parties marginales et jusqu'à 300 m dans les parties centrale et Sud du bassin (Aliev M. et Al, 1971). L'épaisseur total de la zone S-1 varie de 150m à l'Est du bassin jusqu'à 650 m au Sud-Ouest.

La zone supérieur S-2 est formée par des argiles identiques et se caractérise par la présence à la base d'horizon des calcaires à orthoceras. Cet horizon s'observe dans la plus part des coupes. La charge de grés y augmente jusqu'à 15-20 %. Certaine passée gréseuses s'épaississent aussi de quelques dizaines de centimètres à 4 m. l'épaisseur de S-2 varie de 100 à 260 m (Aliev M. et Al, 1971).

I-4.2.4. Le Dévonien : Il est subdivisé en trois sous-systèmes (WEC 2007). :

- **Dévonien inférieur :** Comparativement aux deux sous-systèmes, il présente une plus grande extension géographique.
- **Le Dévonien moyen :** Le Dévonien moyen connaît un retour à des conditions marines avec des dépôts d'argiles puis de calcaires du Givétien. Il est représenté par les étages suivants : Eifelien et Givétien.
- **Le Dévonien supérieur :** Il correspond aux formations des argiles de Marhouma ou de Temertasset, son épaisseur atteignant 1400m. Il est subdivisé en trois formations : Frasnien, Famennien et Strunien.

I-4.2.5. Le Carbonifère :

Il est très épais dans le bassin de Timimoun (plus de 1500m dans la partie centrale) qui faisait partie à cette époque du grand bassin carbonifère de Bechar – Timimoun – Ahnet (WEC, 2007).

I-4.3. Le Mésozoïque :

Les séries mésozoïques sont peu ré pondues dans le bassin de l’Ahnet, ils sont représentés par des dépôts continentaux intercalaires ou de roches tertiaires plus jeunes, qui reposent en discordance sur les dépôts paléozoïques (WEC 2007).

I-4.3.1. Le Crétacé :

- **Le Crétacé inférieur :** Il est représenté par des argiles versicolores, avec des passées de calcaire dolomitique micro cristallin.
- **Le Crétacé supérieur :** Il est représenté par des formations gypsifère à gypse saccharoïde argileux, et des bancs de dolomie, ainsi que des anhydrites massives avec des argiles plastiques rouges légèrement carbonatées.

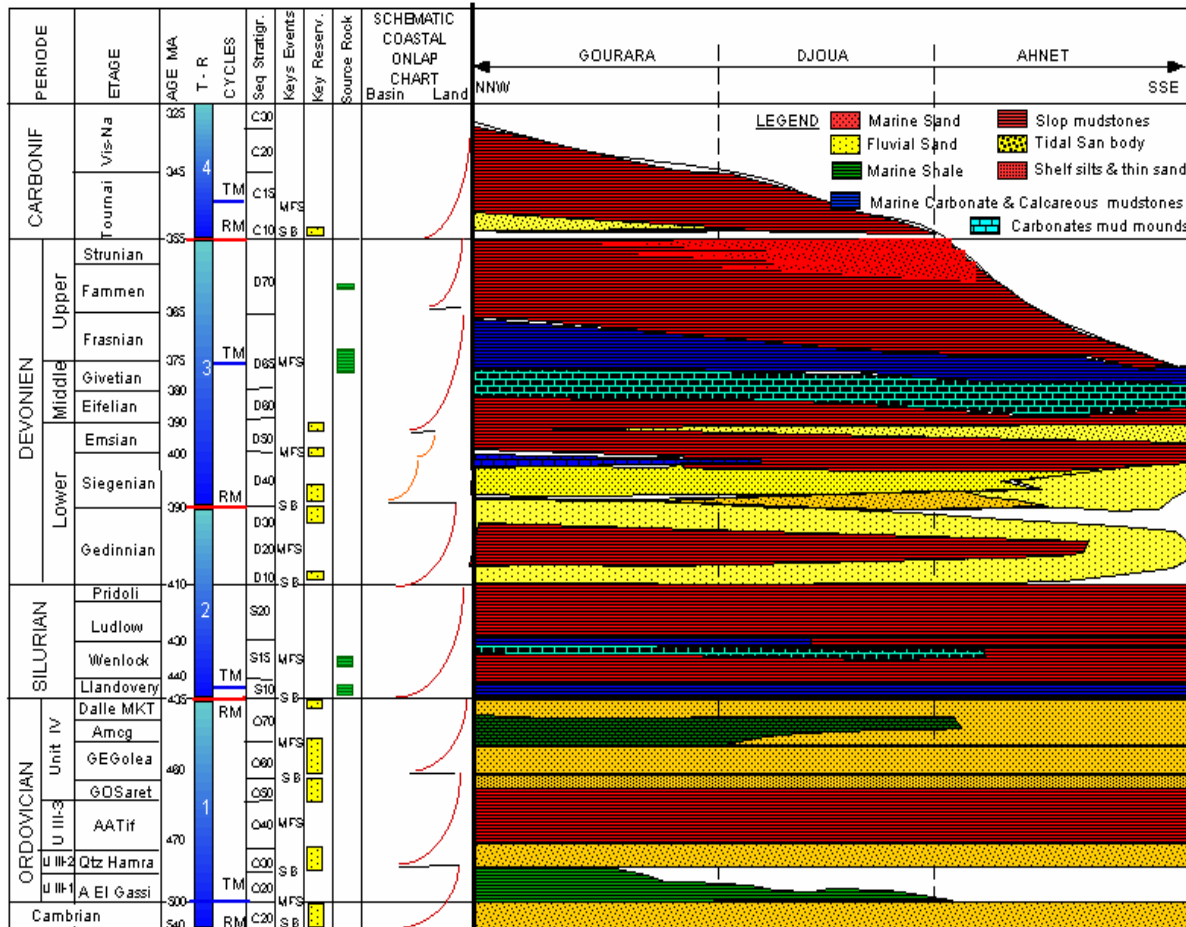


Fig 2 : Colonne stratigraphique du bassin d’Ahnet (WEC 2007).

I-5. Evolution paléostrutturale du bassin de l'Ahnet :

La reconstitution du cadre géodynamique global ainsi que l'évolution des environnements de dépôts et leurs relations avec la succession des contextes paléogéographiques commandés par la paléoclimatologie, la paléohydrogéologie, la structuration des bassins et la dynamique des milieux dans un cadre général, vue planétaire, permet la compréhension de l'origine des discontinuités dans un but d'établir l'architecture du bassin et les attribuer aux grandes phases ayant joué à l'échelle planétaire (Boudjmaa 1987).

I.5.1. La phase Panafricaine :

La tectonique précambrienne et particulièrement la phase panafricaine sont à l'origine d'un grand réseau de fracturation caractérisé par des accidents sub-méridiens verticaux, soulignés par des mylonites. Ces accidents sont interprétés comme des décrochements à rejet horizontal pouvant atteindre 100km. Ces accidents sont au moins d'âge panafricain tardif et peut-être plus anciens. .

I.5.2. La phase Cambro-Ordovicienne :

La phase orogénique panafricaine, prenant fin au cours du Cambrien, est suivie d'une période d'érosion importante qui nivelle les structures et les reliefs, forment une vaste pédiplaine caractérisée par un léger plongement vers le nord comme en témoigne l'homogénéité parfaite des directions de transport observées dans les dépôts sus-jacents. Les séries Cambro-Ordoviciennes montrent, localement, qu'une instabilité tectonique a accompagné leur dépôt.

I.5.3. La phase Taconique (Caradoc) :

La distension Cambro-Ordovicienne, où l'on décèle déjà les grandes lignes des futurs bassins de la Plate-forme Saharienne, est suivie d'une transgression d'âge Arénigien-Llanvirnien . .

I.5.4. La phase Silurienne :

A la phase glaciaire succède la fonte de la calotte, et l'eustatisme engendre une transgression généralisée. Celle-ci atteint le Sahara méridional où se déposent les argiles noires à Graptolites, riches en matière organique. .

I.5.5. La phase Calédonienne :

Le Silurien est caractérisé par des argiles noires se chargeant progressivement de matériel détritique provenant du Sud Est. Un certain nombre de discordances locales sont le signe avant-coureur de la phase tectonique fin Silurien et Dévonien précoce. .

I.5.6. La phase Dévonienne inférieure :

Le Dévonien inférieur est le siège de différents phénomènes tectono-sédimentaires. D'une part, on observe des variations d'épaisseur et de faciès le long des axes structuraux subméridiens, d'autre part dans les parties méridionales et orientales du Hoggar, du volcanisme est connu sous forme de coulées basiques intercalées et parfois remaniées dans la formation d'Efeimazerta (Mouvements du Dévonien moyen et supérieur).

La discordance frasnienne est en fait la superposition de deux discordances. La première d'entre elles est située juste au-dessus de l'Emsien, la seconde située au mur du pic radioactif intra-Dévonien supérieur. .

I.5.7. La phase poste Famennienne :

La micropaléontologie met en évidence une lacune du Famennien. En effet, les bassins ouest et nord sahariens montrent, dans un dispositif en arête de poisson, un onlap général du Carbonifère sur différents termes dévoniens.

I.5.8. Les mouvements Hercyniens :

Ils sont divisés en mouvements précoces (Viséen) et majeurs (Paléozoïque terminal). L'analyse microstructurale indique une direction de serrage N40°, compatible avec les structures Nord Ouest-Sud Est. .

I.5.9. La phase Triasique :

Cette phase est caractérisée par des effondrements marqués par épaissement et des variations de faciès et d'épaisseurs du Sud –Ouest vers le Nord –Est qui sont décrites. Les variations d'épaisseurs sont observées le long des failles Nord –Est _Sud –Ouest qui sont accompagnées par un volcanisme rattaché à la distension intervenue au cours de l'hettangien.

I.5.10. La phase Jurassique :

Au cours de cette phase, un effondrement de la bordure Nord –Ouest du bassin provoque une variation d'épaisseur avec un maximum de dépôts au niveau de l'axe du sillon atlasique, situé au Nord -Ouest du bassin triasique avec des séries carbonatées à faciès oolithique correspondant à un environnement de haute énergie. .

I.5.11. La phase Crétacé :

Le Crétacé inférieur (Néocomien – Barrémien), a rencontré une réactivation des failles Nord – Sud, en inverse par compression Est –Ouest qui est intervenue au cours de la phase autrichienne.

Ceci a entraîné des grandes variations d'épaisseurs au Sud de la plate-forme saharienne suivie par une érosion qui concerne tout le Crétacé inférieur par endroits le long des failles Nord – Sud (Beicip, 1975).

➤ L'Aptien :

L'Aptien a reconnu une étendue carbonatée qui s'est installée, elle n'est pas rencontrée uniformément sur l'ensemble des reliefs Nord – Sud du bassin triasique. Cette étendue a été probablement provoquée par une remontée eustatique.

➤ L'Albien :

C'est une période de relâchement, marquée par une sédimentation fluvio-deltaïque au Sud avec des influences marines vers le Nord se généralisant au niveau des zones méridionales au cours du Cénomaniens traduisant des faciès lagunaires de bordures.

A la fin du tertiaire (Cénozoïque), et durant le quaternaire, des soulèvements ont mis le socle en surface accompagnés par la mise en place d'un volcanisme important à travers des anciennes fractures (J. Fabre, 1976).

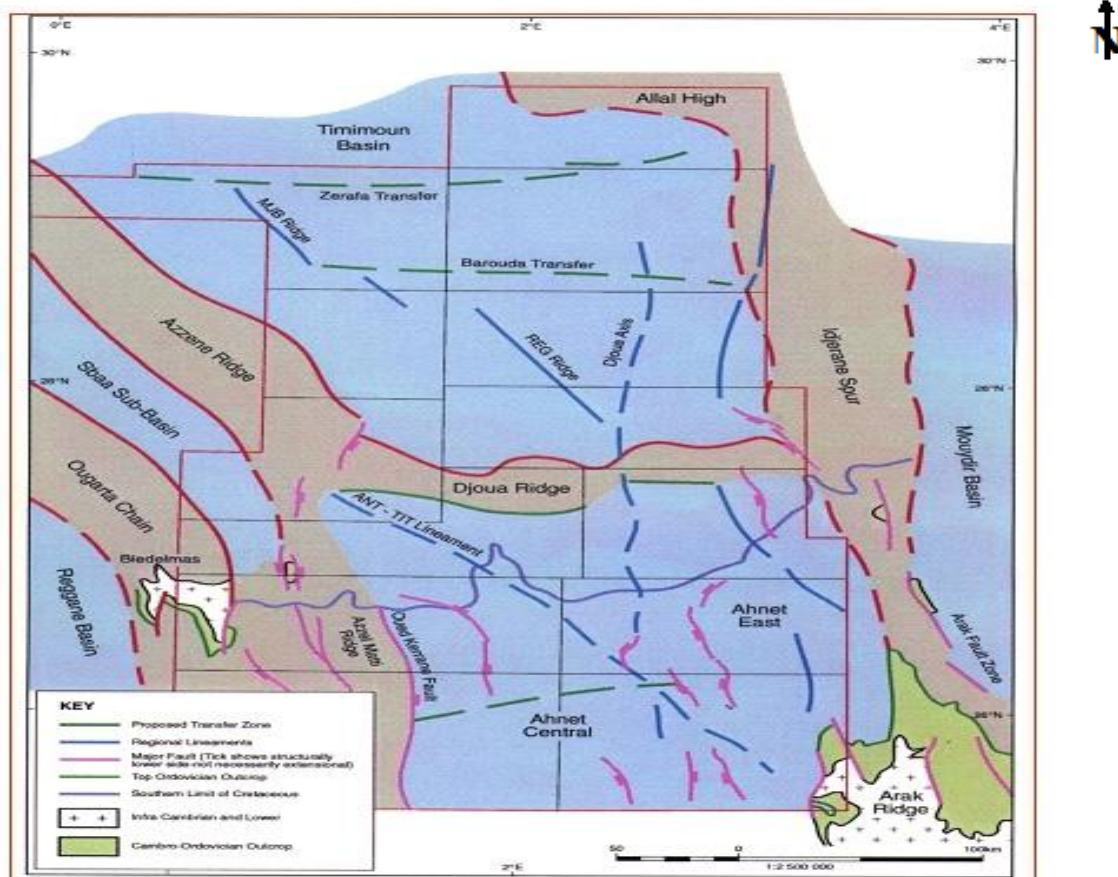


Fig 3 : Les domaines structuraux du bassin de l'Ahnet (WEC, 2007).

II. CADRE GEOLOGIQUE D'IN SALAH :

II-1. Situation géographique :

La structure d'In Salah se situe dans la partie centrale du sud algérien, à environ 1250km au sud d'Alger. Plus précisément entre les parallèles 26°50'-28°00' Nord et les méridiens 1°40'-3°20' Est. Sa superficie totale est de 17247,24km². Il est limité à l'Est par le Tassili des Ajers, au Sud par In-Bazzène, à l'Ouest par l'Oaulef et au Sud-Ouest par le Mekerrane (A .SAIDOU, 2009 in DPAT de wilaya Tamanrasset 2009).

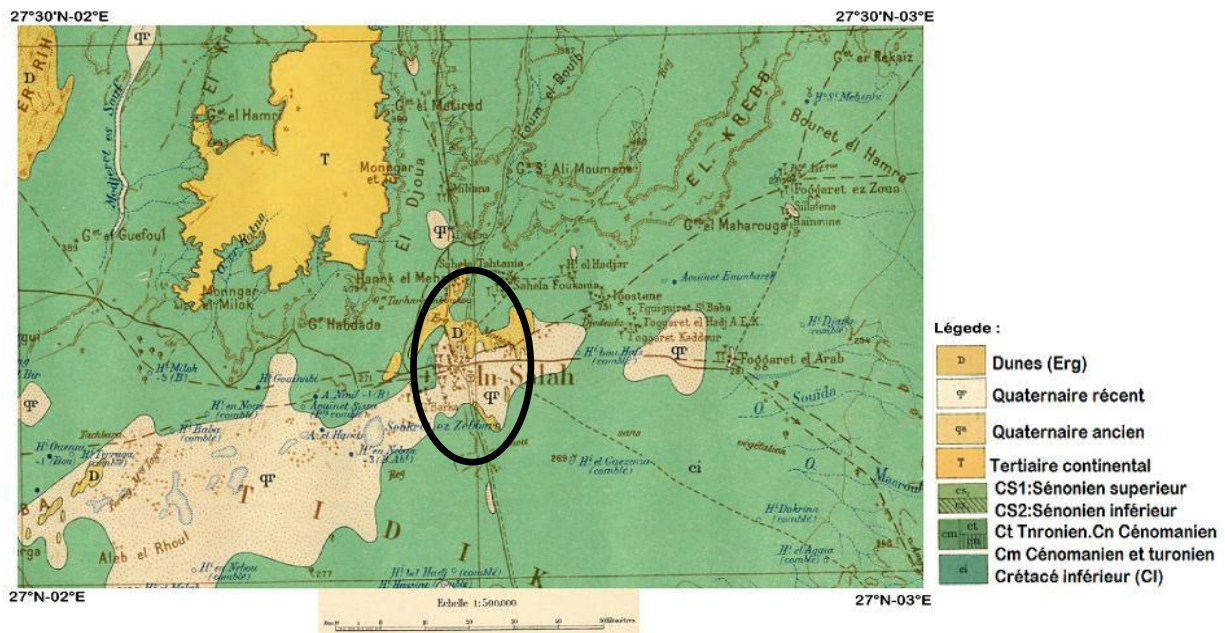


Fig 4 : carte géologique de la région d'In Salah (Busson, 1970).

II-2. Cadre géologique (Fig 4) :

La structure d'In Salah se situe au Nord de la partie centrale du bassin de l'Ahnet. Sur la zone de jonction entre les deux dépressions Ahnet et Gourara. Cette structure est située sur le bloc 343 du périmètre de l'Ahnet (Sonatarch Exploration, 1999).

III-3. La structure :

Cette structure est compartimentée par de nombreuses failles inverses orientées Nord Ouest / Sud Est et Nord Sud, elle est située dans la partie Nord Est du bloc 343 à moins de 27 km au Nord Ouest de la ville de In Salah ; et représente une imposante structure anticlinale de direction Nord-Nord-Ouest, Sud-Sud-Est compliquée par de nombreuses failles ;

III-4. Historique des travaux

Le Sahara Algérien et en particulier le bassin de l'Ahnet ont fait l'objet de plusieurs travaux, dès le début du 20^{ème} siècle jusqu'à nos jours. Trois périodes principales caractérisent l'historique des recherches :

➤ **La première période (1900-1950) :** a été essentiellement consacrée à la prospection du charbon et des métaux ;

-Flamand, en 1911, a défini les grandes lignes stratigraphiques du Sahara Nord occidental.

-Meyendorff en (1928), a étudié Gourara, Touat, Erg Chèche, Tanezrouft et l'Ahnet.

-Killian (1925) a établi une synthèse sur la géologie du Sahara central.

-Monod (1931-1932) a réalisé un travail géologique dans le Sud- Est de l'Ahnet.

-De 1947 à 1957 Lapparent a travaillé sur la stratigraphie et la répartition des gisements des vertébrés et des invertébrés dans les régions de Gourara, Touat et Tidikelt.

➤ **La deuxième période (1950-1970) :** plus importante que la précédente, elle a été orientée vers la prospection à objet pétrolier, Ils avaient pour objet l'établissement de la lithostratigraphie et la définition de l'extension des corps gréseux qui étaient considérés comme des réservoirs d'hydrocarbures dans le Sahara Algérien.

Parmi eux, on peut citer :

-Petter (1959) a étudié les Goniatites du Dévonien du Sahara. Dans la même année, Freulon a travaillé sur les accidents dans la région du Tassili externe occidental.

- Fleuron en 1959 a travaillé sur les accidents dans les régions du Tassili externe occidental.

-Legrand (1961-1985) a réalisé plusieurs études sur le Paléozoïque.

- L'institut Français du pétrole publia en 1967, une étude sur la stratigraphie et les caractères sédimentologiques des grès du Tassili externe.

- Dubois, Beuf et Biju-Duval (1967) ont réalisé et publié une étude lithologique du Tassili N'Ajjer oriental.

-Beuf (1968) a étudié l'Ordovicien de la région de Bled El Mass.

- Conrad (1969) réalisa l'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien, (Saoura, Erg Chèche, Tanezrouft, Ahnet et Mouydir).

-Les travaux de Beuf, Biju-Duval, Maivier et Legrand (1969) ont été réalisés sur de nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien de Bled El Mass.

➤ **La période actuelle (après 1970) :** elle est d'ordre structural. Les travaux des géologues de cette période sont d'ordre structural, pétrographique, et géochimique, parmi eux, on peut citer :

- Beuf et *al.* (1971), publiaient une monographie sur le Paléozoïque inférieur du Sahara central.
- Aliev et *al.* (1972), ont réalisé une synthèse stratigraphique sur les terrains paléozoïques du Sahara algérien.
- En 1972, il y a eu les travaux de synthèses réalisés par SONATRACH sur le Cambro-Ordovicien, le Siluro-Dévonien et le Carbonifère.
- Les travaux structuraux effectués sur l’Ahnet ont été présentés par Echikh (1975) et Badsì (1998).
- Fabre (1976) présenta une synthèse sur les événements survenus dans le Sahara algérien au cours des temps géologiques.
- Legrand (1983) a réalisé un travail sur l’Ordovicien de Bled El Mass.
- Caby (1987) a effectué une étude sur le Précambrien de Bled El Mass.
- Conrad (1984) a travaillé sur les séries carbonifères du Sahara algérien.
- Haddoum (1997) a réalisé un travail intitulé « le Sahara central dans les régions de l’Ahnet et Bled El Mass : une zone mobile hercynienne».
- L'étude de Logan P. et Duddy I. (1998) s'intitule : An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation.
- Zazoun (2001) effectua une étude sur la tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l’Ahnet et la région de Bled El Mass, Sahara Algérien : un continuum de déformation.
- Fabre (2005) a publié un travail intitulé « Géologie du Sahara occidental et central » où il présente une synthèse sur l’histoire géologique du Sahara algérien, du Précambrien jusqu’au Quaternaire.
- Les récents travaux de Wendt et *al.* (2006), ont abordé la stratigraphie de l’Ahnet et du Mouydir en apportant de précieuses précisions sur la base de la faune récoltée.
- Mezlah (2006), dans sa thèse de Doctorat, a réalisé une étude intitulée « les mud-mounds du Dévonien moyen de l’Ahnet et ses régions limitrophes ».
- Akkouche (2007), dans le cadre de son Doctorat, a réalisé une application de la datation par traces de fission à l’analyse de thermicité de bassins à potentialités pétrolières en prenant comme exemple, la cuvette de Sbaâ et du bassin de l’Ahnet-Nord.

III- TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE

1. Sur le terrain

Une coupe géologique a été levée banc par banc, en tenant compte des caractéristiques sédimentologiques, paléontologiques, et prises de photographies ainsi que des prélèvements d'échantillons pour l'étude au laboratoire ont été réalisés.

2. Au laboratoire

Dans le laboratoire les échantillons récoltés ont subi les techniques et les méthodes d'analyses suivantes :

- Tremper une quantité de marnes ou des argiles dans de l'eau pendant 24h.
- ensuite les argiles sont lavées à l'eau du robinet à l'aide de tamis à mailles (fraction 1mm, 500µm, 250 µm, 125µm, 80 µm et 45 µm)
- Les résidus de chaque tamis sont séchés et mis dans un sachet avec le numéro d'échantillon ainsi que la maille du tamis.
- Enfin le poids de chaque échantillon qui représente un pourcentage plus grand est triés sous la loupe binoculaire pour déterminer la forme des grains.



Fig 5 : Photo de Tamiseur



Fig 6 : Photo de Microscope binoculaire

Chapitre II

Lithostratigraphie

I- INTRODUCTION:

Ce chapitre est consacré à l'étude lithostratigraphique pour deux coupes situés dans la même région (Nord In Salah) et différents de points géographiques.

Ce travail a été fait sur les affleurements (butte témoin) de période crétacé inférieur à l'ère de paléozoïque, la région Nord In Salah qui fait partie de bassin d'Ahnet à partir d'une coupe levée. Notre étude lithologique de la coupe est bien détaillé banc par banc est basée sur des plusieurs critères on a mentionné ; la granulométrie, la stratonomie et les différentes structures sédimentaires. Nos coupes caractérisées par la présence de terrains essentiellement grès argileuses.

II-LOCALISATION DES COUPES :**II-1-la coupe (A) de 15 km (Fig 7) :**

La coupe a été levée se trouve comme une butte témoin située à environ de 15Km au Nord de la ville In Salah, environ 65 m sur la route nationale N° 01 relie In Salah à El Meniaa, il s'agit d'ensembles des couches sédimentaires silicoclastique grès argileuses. Cette coupe est caractérisée par des couches horizontale ou subhorizontale. Elle a des coordonnées géographiques suivantes:

Latitude : 27° 19 ' 57,99'' N

Longitude : 2 31' 30,42'' E



Fig 7 : Photo panoramique de la coupe lithologie du point 15Km.

II-2. Etude lithostratigraphique

L'approche lithostratigraphique est réalisée dans le but de mieux caractériser notre formation géologique de crétacé inférieur en se basant sur l'utilisation de différentes méthodes, à savoir :

- La description détaillée du faciès du crétacé des coupes A et B.
- Etablissement des coupes lithologique pour montre une variation latérale de Vu la grande complexité du système de dépôt dans le bassin.
- La corrélation des coupes lithologique pour mieux caractériser les faciès et détailler l'architecture des couches.

II-2-1 Description de la coupe A (15Km) :

Après fait un coup d'œil nu sur la coupe géologique, ont permis de séparer notre formation sédimentologique à Trois (03) formations principales comme suivantes :

- Formation gréseuse à la base
- formation argilo-gréseuses.
- formation gréseuses au sommet.

La description lithologique de la butte témoin (coupe N° 1) a permis de localiser les variations des formations dans tout le crétacé inférieur. Plusieurs constatations ont été faites :

1-1- La formation gréseuse basale (13m) (Fig 8) :

Cette formation est formée par des dépôts gréseux conglomératique d'épaisseur métrique s'achève par un niveau conglomératique, elle est représentée par une épaisse combe gréseuse des tailles de grains très varié.

Elle débute par un banc de grès à grain fin à grossier massif de couleur rosâtre à grisâtre d'une épaisseur d'ordre métrique. Ce banc est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la stratification en auges, les laminations horizontales, obliques et obliques en mamelons (*HCS « Hummocky Cross Stratifications »*), litages de rides de vagues. A l'intérieur de ce banc on a trouve de passage d'argiles noir friable d'une épaisseur d'ordre centimétrique fluctué entre (0,2 à 0,8 m), des fois on a trouve sous forme des lentilles.

La base de partie sommitale de cette formation est représentée par de grès grossiers à moyen massif conglomératique (galet moue) très dur, contenant des éléments de nature quartzite et des fragments des grès, d'épaisseur d'ordre centimétrique, au sommet on a trouve de grès à grain moyen à grossier massif de couleur grisâtre, d'épaisseur d'ordre

métrique, avec présences des figures sédimentaires telle que la stratification en auges et laminations obliques.

1-2-La formation grès argileuse (21,35m) (Fig 8):

Elle est représentée par une épaisse combe gréseuse intercalée par des passées argileuses et silteuses. Elle débute par un passage d'argile noir riche en matières organique d'épaisseur d'ordre centimétrique est estimée de 0,6 m.

Au-dessus reposent de grès noir massif à grain grossier et moyen, à l'intérieur de ce banc on a trouve de passage de micro conglomérat d'une épaisseur d'ordre millimétrique.

La partie basale de cette formation est représentée par de grès à grain moyen à grossier massif de couleur varie noirâtre à grisâtre d'une épaisseur d'ordre métrique. Elle est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la stratification en auges, les laminations horizontales, obliques et obliques en mamelons *HCS*. A l'intérieur se trouve des passages des argiles de couleur rougeâtre à verdâtre d'une épaisseur d'ordre centimétrique fluctué entre (0,2 à 0,6 m), il se trouve des passages des argiles sous forme des lentilles.

La partie sommitale de cette formation est représentée par de grès à grain moyen massif avec drapage d'argile de couleur varie blanchâtre à jaunâtre d'une épaisseur d'ordre métrique. A l'intérieur se trouve de passage des argiles rougeâtre d'une épaisseur d'ordre centimétrique est estimée de 15 cm. Elle est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la la stratification en auges, les laminations horizontales et obliques.

1-3-La formation gréseuse sommitale (19,5 m) (Fig 8):

La partie supérieure de cette formation apparait dans la nature sous forme d'une corniche de grès constitué par la superposition de plusieurs bancs gréseux. Elle débute par un bac gréseux très grossier et mince épaisseur est estimé de 0,5 m, en généralement le grand partie de cette formation est représentée par de grès à grain moyen massif de couleur varie rosâtre à jaunâtre avec drapage d'argile, elle est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la stratification en auges, les laminations horizontales, obliques et obliques en mamelons (*HCS*).

Le banc de grès est correspondants la corniche qui apparait au sommet de notre butte témoin.

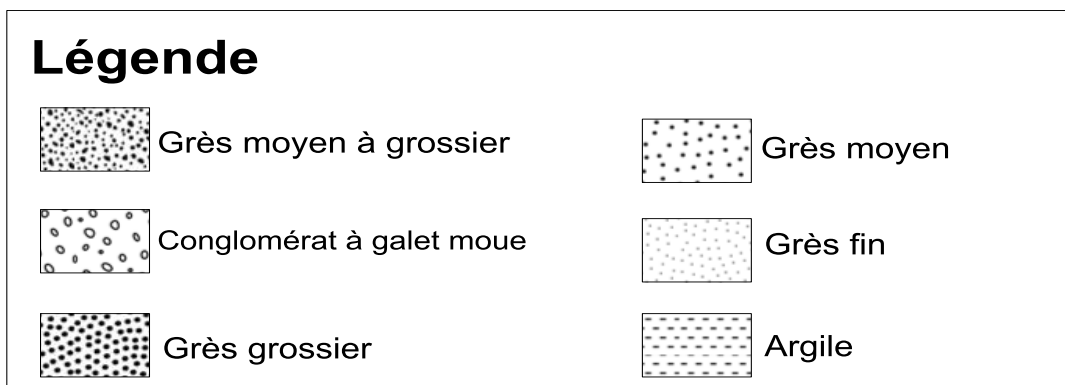
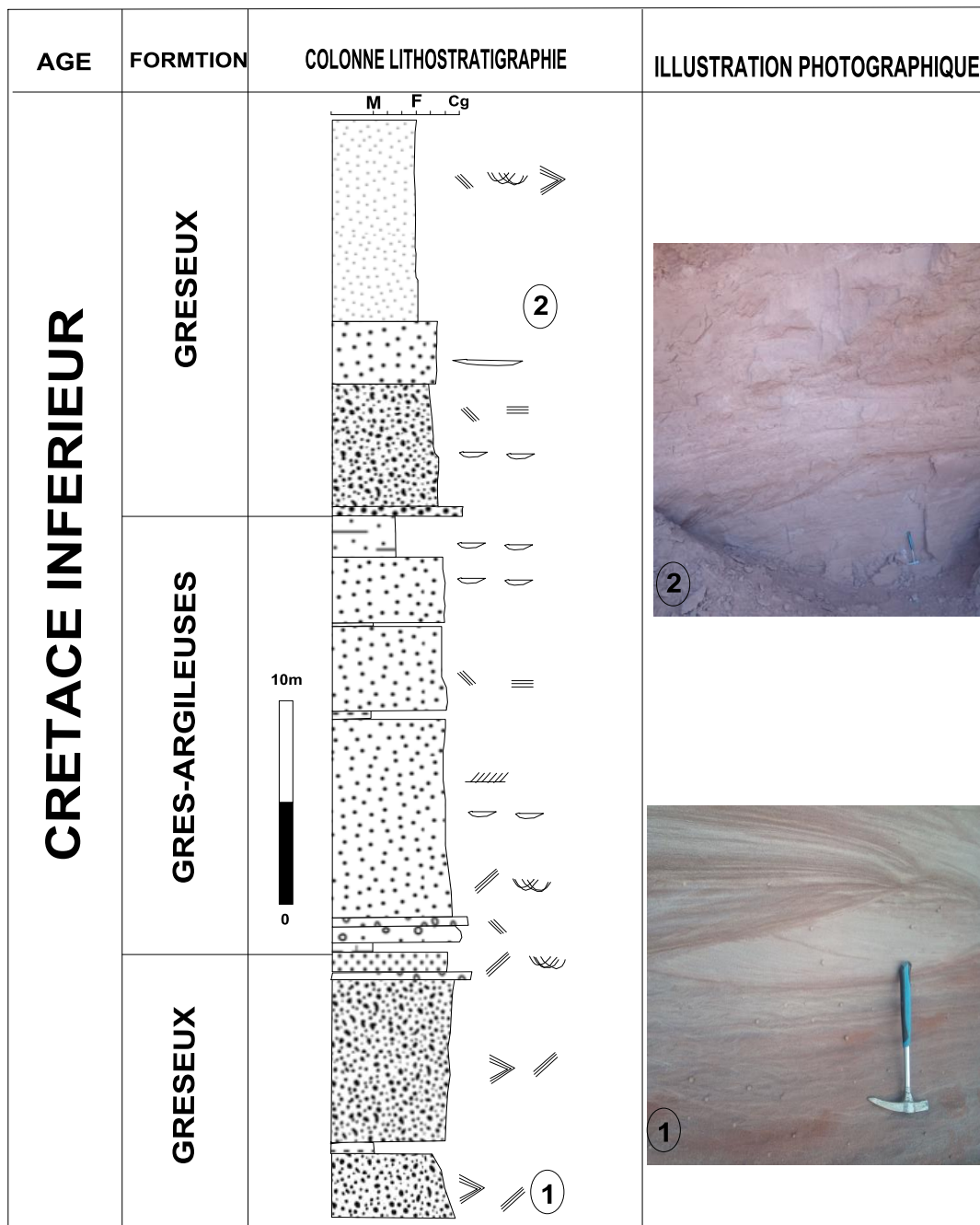


Fig 8 : colonne lithostratigraphique de la coupe localisée à 15 Km Nord In Salah.

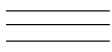

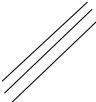

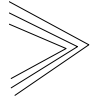
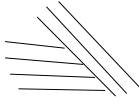

Structures sédimentaires	Abréviation	Structures sédimentaires	Abréviation
	Lamination Horizontale		Stratification en auges
	Lamination Oblique		Lentilles des argiles
	Lamination Oblique en Mamelon HCS		Lamination Entrecroisée
	Galet moue d'arglie		

Tableau 1: Différents types de structures sédimentaires.

II-3-la coupe (B) 23 km (Fig 9):

La coupe a été levée se trouve comme une butte témoin située à environ de 23 Km au Nord de la ville In Salah, environ 160m sur la route nationale N° 01 relie In Salah à El Meniaa, il s'agit d'ensembles des couches sédimentaires silicoclastique grès argileuses. Cette coupe est caractérisée par des couches horizontale ou subhorizontale. Elle a des coordonnées géographiques suivantes:

Latitude : 27° 21' 0,17'' N

Longitude : 2° 31' 36,04'' E

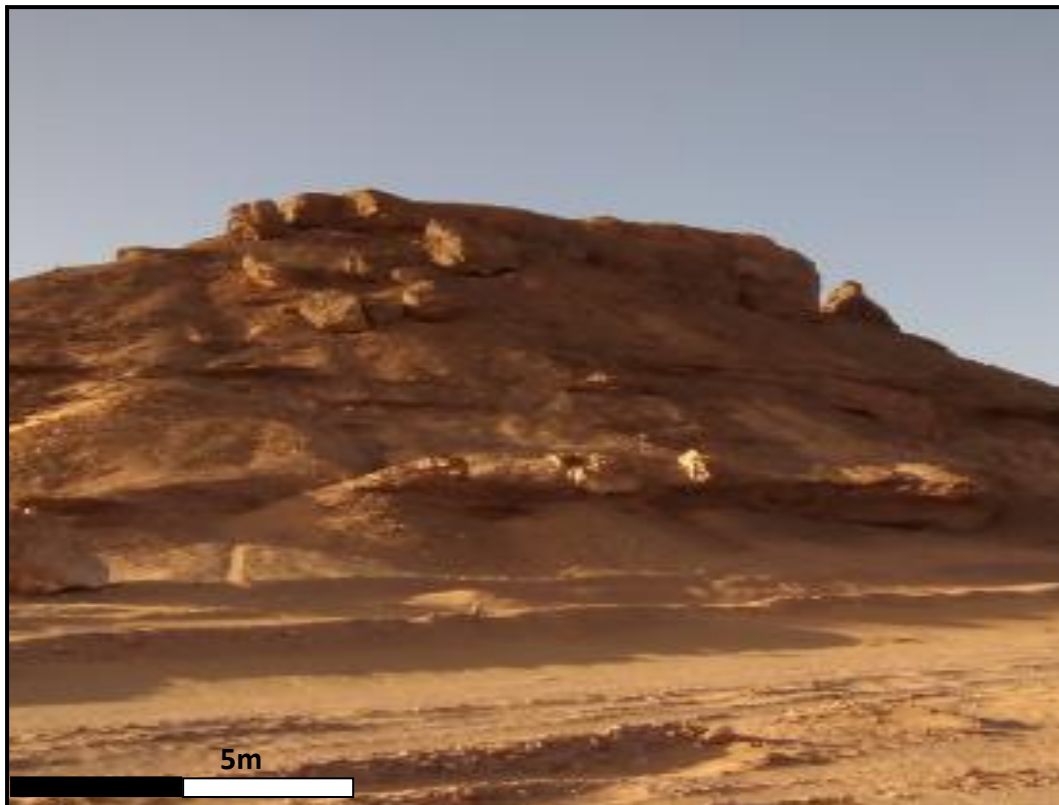


Fig 9 : Photo panoramique de la coupe lithologie du point 23Km.

II-2-2 Description de la coupe B (23Km) :

Après fait levée la coupe géologique, on peut subdiviser nos coupes à Trois (03) formations principales :

- Formation gréseuse à la base
- Formation argilo-gréseuses.
- Formation gréseuses au sommet.

La description lithologique de la butte témoin (coupe N° 2) a permis de localiser les variations des formations géologique dans le plus part formations de crétacé inférieur. Plusieurs constatations ont été faites :

1- La formation grésuse basale (10m) :

Cette formation est formée par des dépôts gréseux conglomératique d'épaisseur métrique s'achève par un niveau argileux (argile rouge), elle est représentée par une épaisse combe gréseuse des tailles de grains très varié.

Elle est représentée par une épaisse combe gréseux intercalée par des passées microcoglomératique et galet moue.

Elle débute par un banc de grès à grain grossier massif de couleur violé d'un épaisseur d'ordre métrique. A l'intérieur de ce banc on a trouve un passage conglomératique et galet

moue très dur, contenant des éléments de nature quartzite et fragments des grès d'une épaisseur d'ordre centimétrique est estimée entre (0,6 à 0,9 m). Ce banc est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la stratification en auges, les laminations horizontales, obliques et obliques en mamelons (*HCS « Hummocky Cross Stratifications »*).

Au-dessus reposent de grès à grain moyen à grossier massif de couleur rose violé à l'intérieur de ce banc on a trouve un passage conglomératique et galet moue, dur et contenant des éléments de nature quartzite et fragments des grès d'une épaisseur d'ordre centimétrique est estimée de 01m (Fig 10).

Au sommet reposent de grès à grain moyen massif de couleur rouge violé Ce banc est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que la structure en auges, les laminations horizontales et obliques, d'une épaisseur d'ordre métrique est estimée environ de 04m (Fig 10).

2-La formation grès argileux (24,70m) :

Elle est représentée par une épaisse combe gréseuse intercalée par des passées argileuses et silteuses. Elle débute par un banc d'argile rouge d'épaisseur d'ordre métrique est estimée de 04 m.

La partie basale de cette formation est représentée par alternance des niveaux des grès à grain moyen à grossier friable parfois massif de couleur rouge violé et des argiles rouge friable, l'épaisseur de cette intercalation est estimée d'ordre métrique, l'intérieur de cette formation se trouve des passages conglomératique très dur, contenant des éléments de nature telle que les fragments de quartzite d'une épaisseur est estimée d'ordre centimétrique (Fig 10)..

Au milieu de cette formation est représentée par un banc de grès à grain moyen friable de couleur blanchâtre. Ce banc est caractérisé par la présence de quantités importantes de lentilles d'argile, l'épaisseur de ce banc d'ordre métrique est estimée de 08m (Fig 10)..

La partie sommitale de cette formation est représentée par alternance des niveaux de grès à grain moyen à grossier friable parfois massif de couleur blanchâtre et des argiles rouge et friable, au milieu de cette partie est marquer par la présence des quantités importants de lentilles de galet moue contenant des éléments de nature telle que les fragments de quartzite, l'épaisseur de cette partie est estimée d'ordre métrique (Fig 10)..

3-La formation gréseuse sommitale (17,4 m) :

La partie supérieure de cette formation apparaît dans la nature sous forme d'une corniche de grès constitué par la superposition de plusieurs bancs gréseux.

Elle débute par un banc de grès à grain moyen massif de couleur blanchâtre d'une épaisseur d'ordre métrique. Ce banc est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que les laminations horizontales, obliques et obliques en mamelons (*HCS « Hummocky Cross Stratifications »*) (Fig 10).

Au-dessus représentée par un banc d'argile de couleur rouge parfois vert d'une épaisseur d'ordre métrique. Ensuite s'assiste un banc de grès à grain très fin massif de couleur blanchâtre à grisâtre d'une épaisseur d'ordre métrique environ de 03m (Fig 10).

Au sommet est représentée par un banc de grès grossier massif à couleur blanchâtre d'une épaisseur d'ordre métrique, Ce banc est caractérisé par nombreuses des figures sédimentaires telle que les laminations horizontales et obliques. Au-dessus de ce dernier est représentée par un petit banc d'ordre métrique de galet moue très dur, contenant des éléments de natures telles que les fragments de grès quartzitiques (Fig 10).

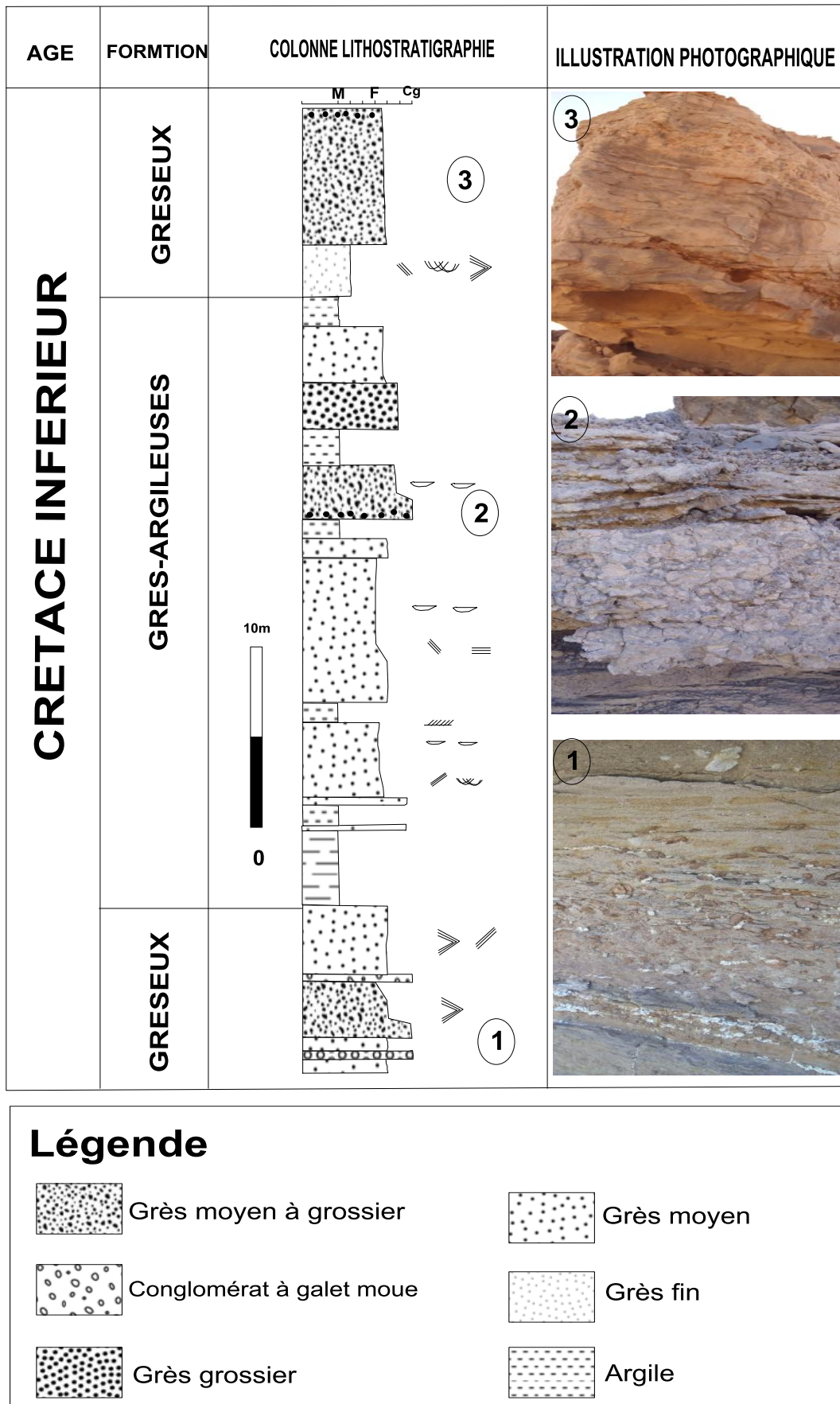


Fig 10 : colonne lithostratigraphique de la coupe localisée à 23 Km Nord In Salah.

III. Corrélation et variation latérales des formations:

Pour mieux caractériser les faciès et détailler l'architecture des coupes de la série inférieure de crétacé et afin de reconnaître les propriétés dans chaque niveau. Ce travail est basé sur l'observation des différentes discontinuités sédimentaires ainsi que la variation de granulométrie et l'extension spatiale et temporelle des couches sédimentaire (Fig 11).

Là, nous avons essayé présenter la synthèse de la différence entre les deux (02) coupes situées 15 et 23 Km Nord In Salah, attribué au Crétacé inférieur dans la région. Ainsi la comparaison au long d'axe N-S fait apparaître les réalisés suivants :

Les bancs des grès à la base qui constituent la partie inférieure de la coupe N°1 il est continue latéralement jusqu'au secteur de la coupe N°2, avec diminué à l'épaisseur environ de 3m à cause de disparaître deux couche les quelles représentées par un bac de grès et l'autre argile.

Les bancs des grès argileux qui constituent la partie moyen de la coupe N°1 il est continue latéralement jusqu'au secteur de la coupe N°2, avec augmentation à l'épaisseur environ 3, 35m, à cause d'augmentation d'épaisseur des bancs des argiles .

Les bancs gréseux au sommet qui constituent la partie supérieur de la coupe N°1 il est continue latéralement jusqu'au secteur de la coupe N°2, avec diminué à l'épaisseur environ 2,10 m, à cause de diminution d'épaisseur de banc de grès au sommet.

Ainsi, nous avons constaté que il y a deux (02) bancs basale et sommitale au niveau de la coupe N°2, disparaître à la coupe N°2, les détails des bancs comme suites :

Banc basale est représenté par grès à grain grossier massif de couleur violé avec des galets moue à l'intérieur.

Banc sommitale est représenté par grès à grain moyen très dur de couleur blanchâtre avec des galets moue au sommet.

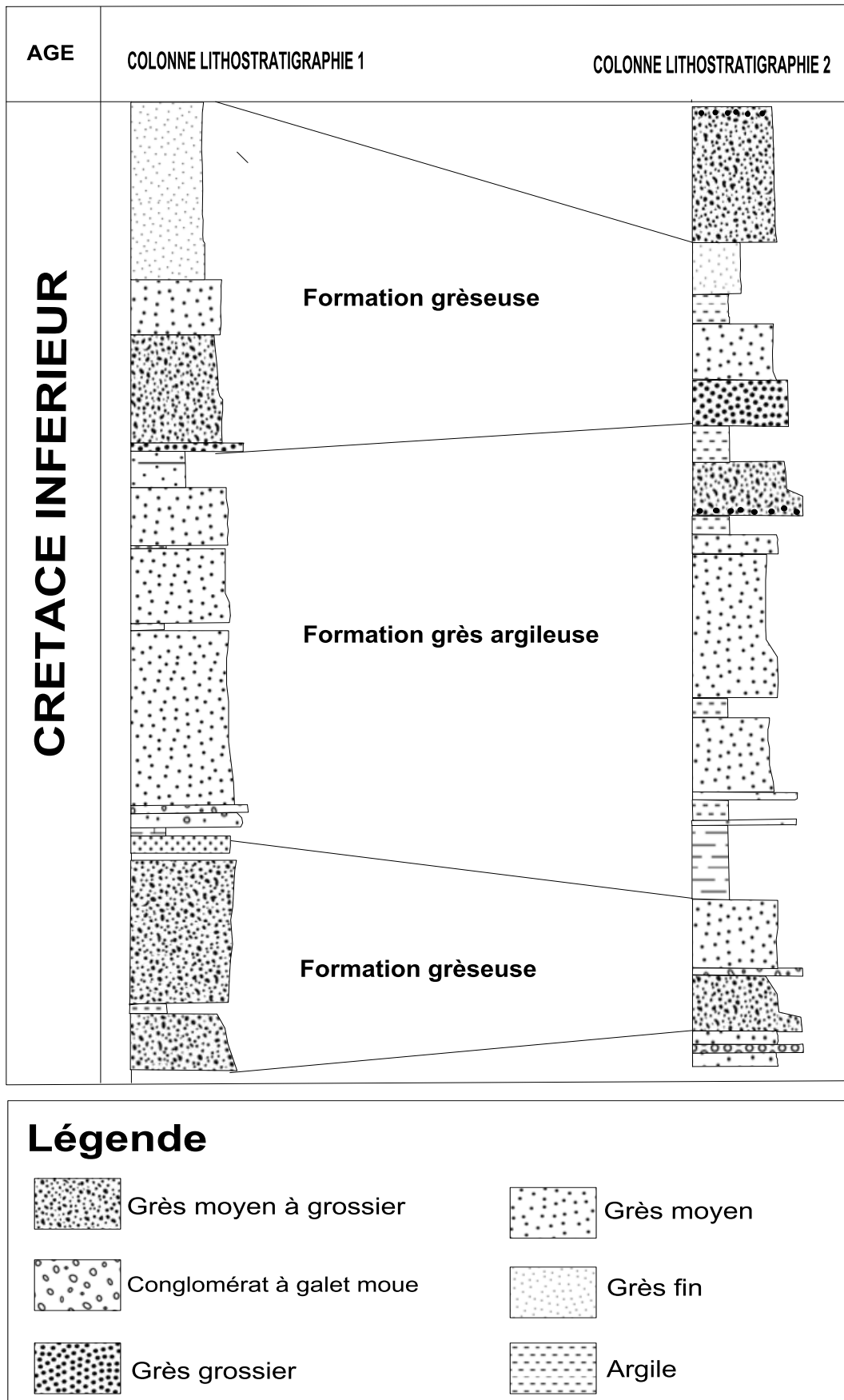


Fig 11 : Corrélation entre les deux coupes, le point de 15Km et le point de 23Km.

IV- CONCLUSION

Après l'étude la coupe lithostratigraphique de terrains de la région Nord In Salah, nous permis de mettre en évidence de l'installation d'une importante décharge silico-clastique rarement inclus par une production conglomératique. Selon de notre coupe lithostratigraphie ce matériel est réparti en trois grandes formations qui s'organisent de base en haut :

La formation gréseuse à la base qui caractérise le passage basale de crétacé inférieur, formée essentiellement par des grès microcogglomératique intercalé par des passage finement des argiles, elle est marquée par présence des plusieurs figures sédimentaires telles que la stratification en auges, laminations horizontales, obliques et oblique en mamelons HCS litages de rides de vagues et des rides de vagues.

La formation grès argileux caractérise le passage moyen de crétacé inférieur formée essentiellement par grès l'intercalé par des argiles à différent épaisseur.

Nous avons constaté que les parties gréseux de cette formation sont marquées par de présence des plusieurs figures sédimentaires telles que laminations horizontales, obliques et structure en auges.

La formation gréseuse au sommet caractérise le passage supérieur de crétacé inférieur formée essentiellement par des plusieurs bancs gréseux à différent d'épaisseur et tailles des grains. il fallut mentionner que la partie supérieure de cette formation celui qui formé la corniche apparait dans la butte témoin.

Chapitre III
Sédimentologie

I- INTRODUCTION :

Les coupes de la formation sédimentologique de région nord In Salah est caractérisé uniquement par une sédimentation détritique à structure de tempêtes, lamination horizontale, oblique et oblique en mamelons (HCS) et cela susceptible d'être déposée au niveau de la plate-forme continentale qui correspond au domaine privilégié de ce type de sédimentation. Ce milieu est connu par l'activité des plusieurs facteurs hydrodynamiques tels que les actions des vagues, des marées, des houles et des tempêtes qui sont responsables à la formation des tempestites.

Dans ce chapitre nous avons essayé, faire une étude sédimentologique, en vue d'établir le cadre environnemental des différents faciès rencontrés dans le secteur d'étude (Nord In Salah). Notre étude basée sur l'observation directe et la description détaillée des coupes banc par banc, en tenant compte, des faciès et des structures sédimentaires.

Ce chapitre s'appuie sur la description, l'interprétation et association des faciès rencontrés de notre région d'étude à fin de reconstituer les paléoenvironnement. A la fin de ce chapitre nous appliquons des notions de l'analyse séquentielle qui permet de définir les différents types de séquences pour aboutir un enchainement vertical des dépôts.

II-FACIES ET ENVIRONNEMENT DES DEPOTS :**II-1-Faciès :****Définition**

Le terme de faciès est un terme introduit en XVII^{ème} siècle la première fois par Stenon (1669), qui a été développé ultérieurement par Gressly (1838) celui définie comme l'aspect de chaque groupement de roches contemporaines. Les recherches entrepris par Houg (1903) représentent l'essor de cette notion, défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires (lithofaciès), le contenu biologique (biofaciès), la texture et des traces fossiles (ichnofaciès), observables en macroscopie (Draoui 2009). Selley (1970) définit le faciès selon les paramètres suivants: la géométrie, la lithologie, le contenu paléontologique (Cherif, 2017). 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 (Draoui 2009 in Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

II-2-Environnement des dépôts :

Les sédiments de notre région d'étude sont caractérisés par des dépôts détritiques, qui se déposent surtout au niveau des côtes basses et des baies, sont principalement de nature silico-clastiques. Ils se subdivisent en quatre (04) principaux types de milieux ; back-shore, fore-shore, shore-face, offshore transition et off-shore.

2-1-back-shore : Elle est souvent formée de dunes éoliennes; le «haute-plage», située entre les niveaux moyen de haute mer et de basse mer (domaine intertidal). Elle est le domaine privilégié d'action des marées, des vagues et des houles (Draoui 2009).

2-2-foreshore : Elle est située entre les niveaux moyens de haute mer et de basse mer (domaine intertidal). Elle est le domaine privilégié d'action des marées, des vagues et des houles..Dans le cas d'une plate-forme en pente, la dérive du large peut atteindre cette zone. Elle est caractérisée par la fréquence de structures d'érosion-remplissage de chenaux (Cherif, 2017 in Lindhorst *et al*, 2008).

2-3-shoreface : C'est une zone littorale dont la partie supérieure est découverte lors des basses mers de vives eaux, et dont la partie inférieure subit encore l'action des vagues contre le fond (début du domaine infratidal). Dans la partie supérieure de cette zone, peuvent exister des structures internes multiples (Cherif, 2017 in Lindhorst *et al*, 2008): des laminations de rides de vagues, des laminations horizontales, des lits en flaser « *flaserbedding* » et des litages obliques en mamelons « *Hummocky cross-stratification* » (HCS). Les sédiments peuvent comporter à la base, des graviers et des sables bien triés (Cherif, 2017 in Hart & Plint, 1995)

2-4-offshore : Elle est exposée aux vagues de tempête contre le fond, et qui passe vers le large aux dépôts plus ou moins envasés de la plateforme continentale. Elle est dominée par des structures de tempêtes typiques (HCS et SCS ou *Swaley cross-stratification*) (Cherif, 2017 in Dott & Bourgeois, 1982; Leckie et Krystinick, 1989; Cheel & Leckie, 1993; Yagishita, 1994). La zone d'offshore en dessous des vagues de tempête est dominée d'une sédimentation boueuse. La partie supérieure montre souvent des laminations parallèles.

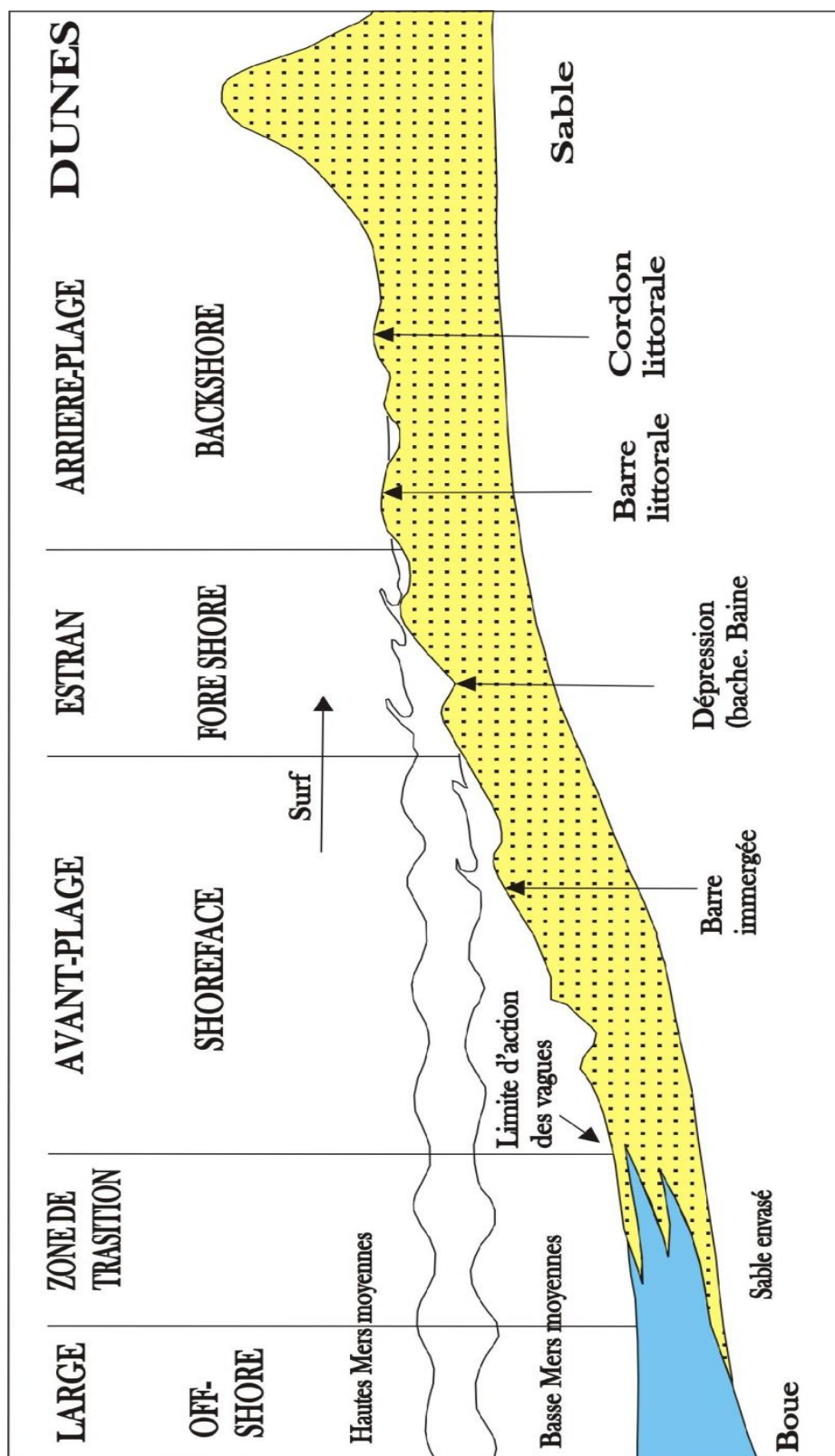


Fig-12 : Unités morphologiques typiques d'un profil de plage sableuse (d'après Chamley, 1988)

III-ETUDE GRANULOMETRIE ET MORPHOSCOPIE DES FACIES

III-1- Granulométrie :

Le sable est trié par une colonne de tamis superposés, à maille décroissantes (de haut en bas), selon une progression géométrique de raison « racine de 2 », et allant de 1 mm à 40 μ m. Ce tamisage à sec dur au moins 10 minutes par échantillon. Ainsi, l'erreur relative sur le poids d'une fraction est raisonnablement réduite à moins de 2% (Alali et al, 2014 *in* Tricart et Cailleux, 1959).

Chaque refus de tamis est ensuite pesé (Fig 19). Nous avons pris le poids qui représente le pourcentage le plus élevé pour faire d'étude sur la morphologie des grains (Fig 20).

III-1- Morphoscopie:

A fin de renforcer notre étude sur les faciès constituant des formations géologique de la région et connaître les processus intervenant dans le transport et le dépôt des sédiments nous avons fait la morphoscopie ou étude de la surface des grains de quartz, quant à elle, nous permet de préciser l'amplitude de ces processus et l'intensité des facteurs mis en jeu ; elle permet aussi de retracer l'histoire et les conditions de transport de ces grains (Fig 13 et Fig 14).

La morphoscopie est défini comme un moyen aidant à la détermination statistique des différents types de quartz dans les dépôts sableux. L'analyse morphoscopique des grains du quartz a été réalisée à la loupe binoculaire (x40). Le comptage des grains a été effectué sur 100 grains. La forme originelle d'un grain de quartz est principalement déterminée par le milieu duquel il est issu. Ce n'est que par la suite qu'il acquiert un profil directement lié aux effets de la dynamique du milieu traversé. Chacun de ces derniers laisse une signature originale sur le grain (Alali et al, 2014).

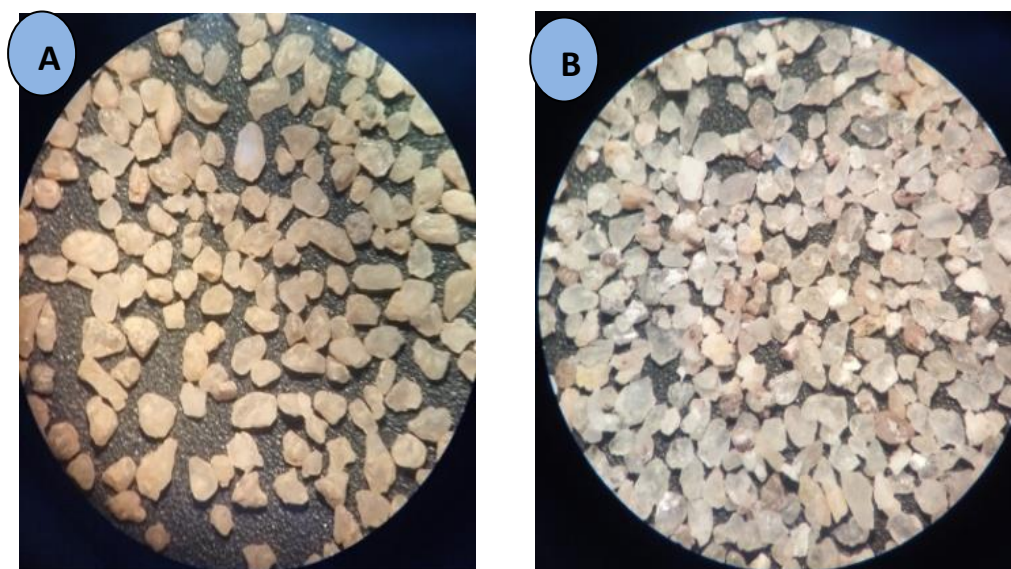


Fig 13 : Photos A et B illustration morphoscopie de grains des bancs d'argiles

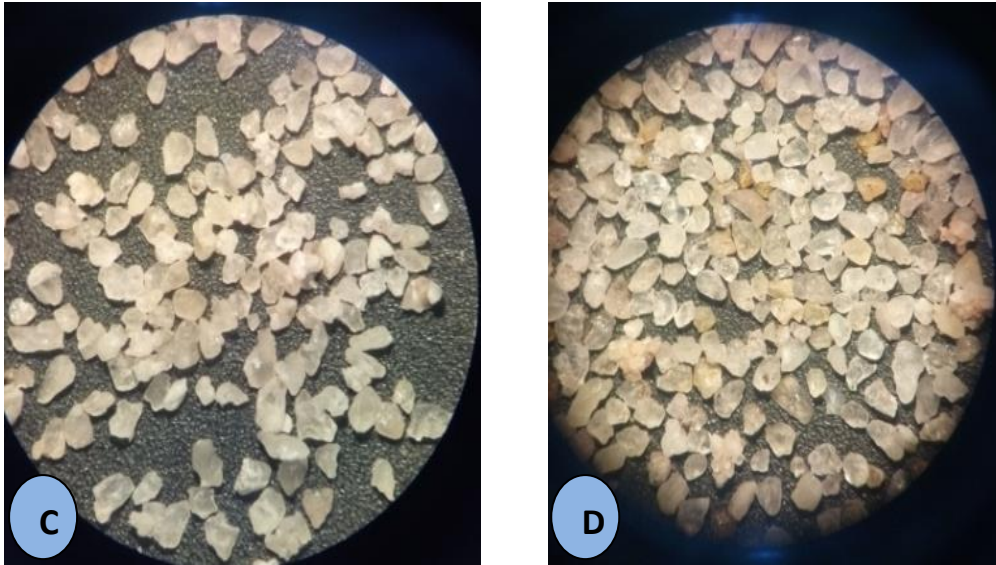


Fig 14: C et D illustrations morphoscopie de grains des bancs gréseuses.

IV-FACIES ET INTERPRETATION :

Notre étude des environnements sédimentaires est basée essentiellement sur la définition, description et interprétation des différents faciès composant les deux coupes.

Les matériaux constitués nos séries de crétacé inférieur avaient le trois types de sédimentations (I) une sédimentation de grès conglomératique au début; (II) une sédimentation mixte grès argileux au milieu ; (III) une sédimentation gréseuse au sommet.

L'analyse sédimentologique des formations de crétacé inférieur de la région In Salah a permis de mettre en évidence trois (03) faciès sédimentaires suivants :

IV-1. Faciès argileux A :

Ils sont représentées soit sous forme des combes métriques à centimétrique de couleur rouge, verte parfois noir, à quelque passées de grès, ou bien soit sous forme d'interlits millimétriques Intercalés entre les bancs de grès. Ce sous faciès est reparti dans les deux formations inférieures. L'examen morphoscopique du quartz de ces faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 30 à 40 % des grains subarrondis et arrondis (Fig 20).

Interprétation

Le dépôt de cette variété de sédiment est mis en place 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 atténuation courantologique c'est-à-dire le temps de repos qui sépare deux apports gréseux (Draoui 2009, *in* Bendella, 2004).

IV-2. Faciès gréseux B :

Ils sont présentées par des bancs d'épaisseur métrique à décimétrique sous divers aspects ; soit massif de teinte grisâtre à blanchâtre, à grains fin à moyen soit non massif de teinte violet à grains moyen à grossier de. Dans ce faciès on peut distinguer plusieurs sous faciès :

IV-2-1-Sous faciès B1 : les grès à laminations horizontales :**Description**

Ce sous faciès est rencontré dans des bancs à granulométrie fin à moyen qui se présente sous forme de bancs gréseux centimétrique rarement décimétrique, de couleur grisâtre parfois violet. Ce sous faciès est reparti dans les trois formations. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 35 à 42 % des grains subarrondis (Fig 20).

Interprétation

Ces sous faciès traduit un dépôt laminaire de moyenne à basse énergie déposé lors d'un régime d'écoulement rapide (Draoui in Harms et *al*, 1982 ; Cojan et Renard, 1997).

IV-2-2-Sous faciès B2 : les grès à laminations obliques en mamelon :**Description**

Il est exceptionnellement abondant dans la partie sommitale de la coupe de 15Km, il s'agit des niveaux de grés fins à moyen de couleur grisâtre d'épaisseur d'ordre décimétrique. Ils sont associés avec les grés à laminations horizontales Ces niveaux sont observés surtout dans la partie sommitale de notre coupe. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 38 à 40 % des grains subarrondis (Fig 20).

Interprétation

Les litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross Stratification* ou *H.C.S*), sont dus aux processus d'érosion et de réorganisation des dépôts, générés par de forts courants multidirectionnels déterminés par des événements exceptionnels. Ils caractérisent des niveaux plus profonds, sous la base moyenne d'action des vagues ; c'est-à-dire qu'elles caractérisent les tempêtes (Baali & Boutadara, 2010). Ils ont interprété ce sous faciès comme étant déposé dans la partie proximale de l'offshore supérieur (Baali&Boutadara 2010 in Guillocheau et Hofert (1988).

Les structures de type *HCS* sont considérées comme diagnostique des plates-formes marines dominées par les tempêtes (Cherif,2017 in Harms, 1975; Brenchley, 1985), dans la zone coincée entre le shore face et l'offshore (Cherif,2017 in *e.g.*, Walker, 1979, 1982, Bourgeois,

1980; Hunter & Clifton, 1982; Einsele & Seilacher, 1982; Duke, 1985; Brenchley, 1989; Höck *et al.*, 2006).

IV-2-3-Sous faciès B3 : Grès à laminations obliques :

Description

Les grès à stratifications obliques sont caractérisés par la présence dans les trois formations. Il s'agit des niveaux de grés fins à moyen de couleur grisâtre à jaunâtre parfois rosâtre d'épaisseur d'ordre métrique. Ils sont associés avec les grés à laminations horizontales. Ce sous faciès est reparti dans les trois formations. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 35 à 42 % des grains subarrondis (Fig 20).

Interprétation

Ces lamines sont liées génétiquement aux rides de différentes formes. Elles peuvent être tronquées en surface par des rides à profil asymétrique de plusieurs types des rides de courant unidirectionnel proprement dit (ou « *ripple marks* »), des rides lingoïdes ou des rides interférentes polygonales (Cherif, 2017).

Les rides de courant sont liées à un écoulement de vitesse modérée, correspondant souvent d'un courant unidirectionnel. En cas d'un courant de marée accompagné à une distorsion d'onde de vague, il en résulte des formes interférentes polygonales (Cherif, 2017).

IV-2-4-Sous faciès B4 : les grès à laminations entrecroisées :

Description

Ce faciès est représenté par des niveaux gréseux d'épaisseurs décimétriques, dont les grains sont moyens de couleur grisâtre. Ce faciès est visible uniquement dans les bancs gréseux de la deuxième formation de la coupe de 15 Km, il est associé à des niveaux à laminations horizontales et obliques. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 38 à 40 % des grains subarrondis (Fig 20).

Interprétation

Les laminations entrecroisées qui correspondent à la migration des rides de vagues (Draoui 2008 in Cojan et Renard, 1997). Ces structures sédimentaires sont interprétées comme étant le résultat des variations survenues au cours du temps dans la vitesse et la direction des courants qui déterminent une troncature souvent oblique des rides sous-jacentes (Baali & Boutadara 2010 in Chamley, 1988), On peut dire que le milieu idéal de ce faciès est le « fore-shore ».

IV-2-5-Sous faciès B5 : les grès à stratification en auges :**Description**

Il s'agit des niveaux de grès fins à moyen parfois grossier de couleur grisâtre à jaunâtre parfois rosâtre d'épaisseur d'ordre métrique, Les grès à stratifications obliques sont caractérisés par la présence dans les trois formations géologique. Ils sont associés avec les grès à laminations horizontales et obliques ainsi que Ce faciès est observé dans l'ensemble des formations étudiés. Il fallut mentionner que sous faciès est reparti dans les trois formations. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent fluctué entre 35 à 42 % des grains subarrondis (Fig 20).

Interprétation

Ces stratifications témoignent des écoulements oscillatoires de vagues (Cherif 2017, in Boersma, 1970; de Raafet *al*, 1977; Rossetti, 1997), qui favorisent la dispersion des particules silicoclastiques fines vers le large (Cherif 2017, in Stewart, 1978; Payros *et al*, 2000). Elles sont caractéristiques d'un milieu de shore face supérieur (Cherif 2017, in Heward, 1981; Mc Cubbin, 1982).

Certains auteurs signalent ce type de structures dans la zone de shoreface (Cherif 2017, in Nichols, 2009) et la zone de transition shoreface-offshore dominée par les tempêtes (Cherif 2017, in Leckie et Krystinick, 1989; Yagishita, 1994).

IV-2-6-Sous faciès B6 : grès microcglomératique :**Description**

Ce faciès est observé dans l'ensemble des secteurs étudiés et très fréquent dans les niveaux inférieurs et moyens, il est constitué essentiellement par des grès quartzitiques grossiers à éléments luisants avec présence de galet moue à l'intérieur, ce facies est caractérisé par de couleur rougeâtre avec une épaisseur d'ordre centimétrique à décimétrique. Ces niveaux microcglomératiques sont constitués par des débris silicoclastiques. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent est grains de forme émoussé qui représente en plus de 35 % (Fig 20).

Interprétation

Le processus responsable du dépôt de ce faciès pourrait être l'augmentation brutale du régime hydrodynamique lié à l'accroissement rapide de la vitesse des vagues et des marées (Draoui 2009 in Cojan et Renard, 1997).

IV-2-6-Sous faciès B7 : grès massif :**Description**

Ce faciès est observé uniquement de formations supérieures des secteurs étudiés. Il s'agit des niveaux de grès moyen à fin rarement grossier de couleur grisâtre à blanchâtre d'épaisseur d'ordre métrique. Ils sont associés avec les grès à laminations horizontales et entrecroisée. L'examen morphoscopique du quartz de ce faciès montre que le pourcentage le plus fréquent est grains de forme arrondie qui représente en plus de 42 % (Fig 20)

Interprétation

Les grès massifs sans structures peuvent enregistrer des dépôts de densité supérieure des courants de turbidité (Cherif 2017, in Lowe, 1982) ou des flots de débris sableux cohésifs (*cohesivesandydebris flow*) (Cherif 2017, in Shanmugam & Moiola, 1994; Shanmugam, 1999; Stow&Johansson, 2000). La sédimentation de grès massif était très rapide lors d'un événement court et de haute énergie (Cherif 2017, in.g, Allen 1984; Miall, 1996), assimilé à des tempêtes.

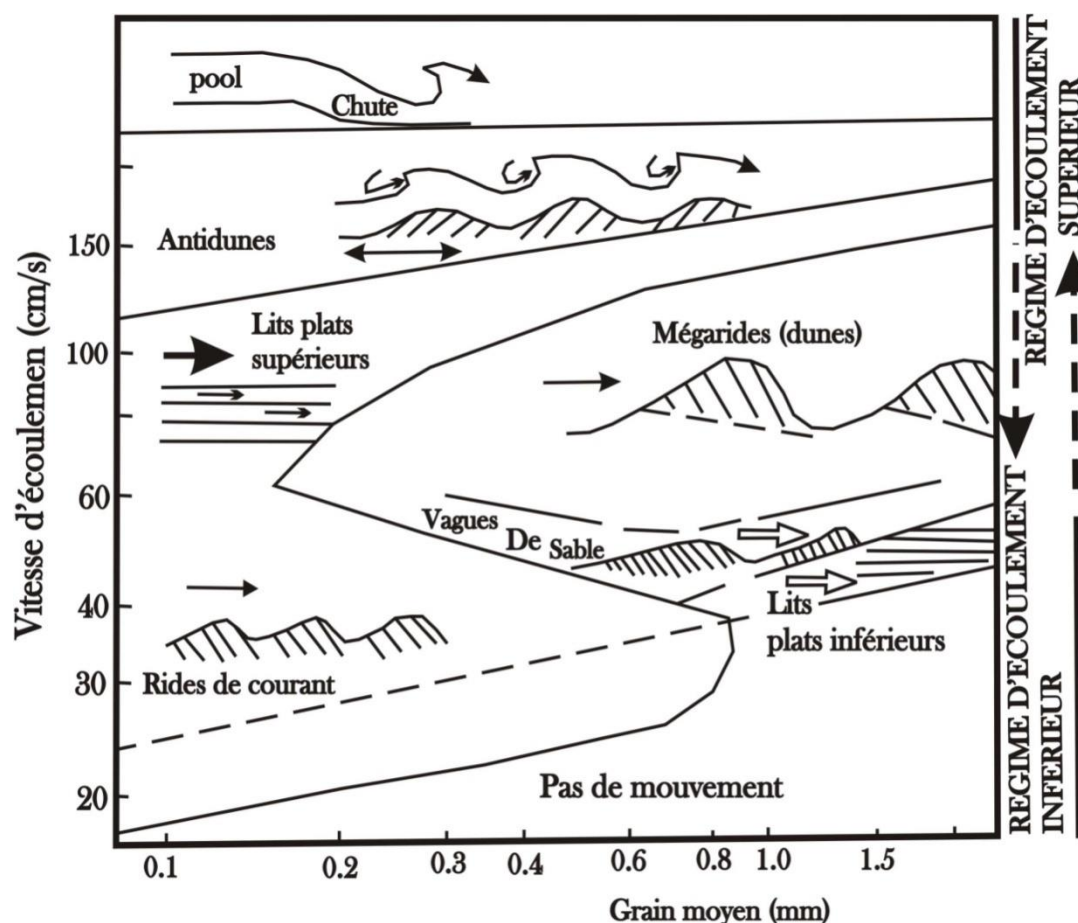


Fig 15 : Principe formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (d'après BLATT & al, 1980 et RENACK et SINGH, in CHAMLEY, 1987).

V-ASSOCIATION DES FACIES ET MILIEU DE DEPOT (Fig18 et Fig 22)

L'étude et l'interprétation d'un seul faciès ne peut pas déterminer le milieu de dépôt. Alors on définit celui-ci par l'association de plusieurs faciès. La succession étudiée a permis de mettre en évidence Trois (03) associations principales, dont chacune indique des conditions environnementales différentes qui sont de bas en haut :

-Association I

Cette association représente la première formation, composée par des grès à laminations horizontales (S/faciès B1) ; à stratification obliques en mamelons (S/faciès B2) ; à lamination entrecroisée (S/faciès B4) ; à stratification en auges (S/faciès B5) et du passage argileux (faciès A), ainsi que de petit passage de grès conglomératique (S/faciès B6). Ces faciès se traduisent par un long épisode de décharge d'apport détritique important interrompue par une phase de décantation à la base et phase d'haute énergie charger par des apport conglomératique au sommet. La superposition directe des faciès (S/ faciès B1, B2) témoigne

une séquence de tempête de type distal (Draoui 2009, *in* Brechely et al 1986). Ces différents caractères caractérisent un milieu d'« shoreface à offshore supérieur ».

-Association II

Cette association représente la première partie de la deuxième formation, elle est caractérisée par une augmentation notable des épaisseurs des argiles, présentée la partie basale de la formation grès argileux, elle est matérialisée par des argiles (faciès A) et des niveaux gréseux microconglomératiques (S/ faciès B6) cette association suggère également une arrivée d'une importante décharge détritique. La superposition de ces faciès témoigne la diminution et augmentation brutale de l'hydrodynamisme. Cette association s'étale dans un environnement du « foreshore à shoreface ».

-Association III

Cette association occupe la partie supérieure de la deuxième formation, elle est caractérisée par une diminution notable des épaisseurs des argiles (interlits), elle est formée par des grès moyens à grossiers à laminations horizontales (S/faciès B1) ; à lamination obliques (S/faciès B3) ; à lamination entrecroisée (S/faciès B4) ; à stratification en auges (S/faciès B5). Ces dernières ayant une forme généralement chenalisante et à base érosive attestant un régime d'écoulement de grande vitesse et érosif. Ces différents caractères caractérisent un milieu d'« foreshore ».

-Association IV

Cette association occupe complètement de la troisième formation, elle est caractérisée par une disparition totale de bancs des argiles et formée par de grès massif (S/faciès B7) ; grès à lamination horizontale (S/faciès B1); à lamination entrecroisée (S/faciès B4); à lamination oblique en mamelon (S/faciès B2) et un petit passage de grès conglomératique (S/faciès B6). Ces dernières situations bathymétriques sont coincées entre l'action des vagues normales (below fair-weather wave base) et l'action des vagues de tempêtes (storm wave base), ce qui correspond à la zone de shoreface inférieur (Cherif 2017, *in* Mc Cubbin, 1982; Reading & Collinson, 1996; Lubeseder et al, 2009).

Formation	Associations	Faciès	Sous Faciès	Milieus de Dépôts
Formation B 23 Km Nord de la région In Salah	Association I	A et B	B ₁ , B ₂ , B ₄ , B ₅ et B ₆	shore face à Offshore supérieur
	Association II	A et B	B ₆	shore face/fore shore
	Association III	B	B ₁ , B ₃ , B ₄ et B ₅	Fore shore
	Association IV	B	B ₁ , B ₂ , B ₄ , B ₆ et B ₇	Shore face inférieur

Tableau 2: Tableau récapitulatif des associations des faciès et milieux de dépôt de la formation 23Km nord In Salah

VI- LES ANALYSES SEQUENTIELLES (Fig 18) :

La meilleure discipline pour reconstituer les environnements et retracer la logique de leur enchaînement linéaire et spatial de la formation de In Salah région nord c'est l'étude sédimentologique. Cette dernière est appliquée après avoir décrits et interprétés les faciès en termes de milieux de dépôts.

VI-1-Notion de séquence

Une séquence est une succession relativement conforme de strates sédimentaires reliées génétiquement. Ces strates sont limitées, à la base et au sommet, par des conformités ou par des non conformités corrélatives, pouvant correspondre à une surface de discordance (Cherjf 2017, *in* Mitchum, 1977).

La séquence est une unité sédimentaire d'un bassin. Elle est définie comme une succession conforme des couches génétiquement liées, est limitée par des séquences (séquence boundary ou SB) qui se forment lors des maximums de chute du niveau marin relatif, ces limites de séquences pouvant être des discordances ou leur équivalents corrélatifs. Elle est formée par 03 cortèges sédimentaires (le prisme de bas niveau ou LST, l'intervalle transgressif ou TST, le prisme de haut niveau ou HST), limités par des surfaces de transgression (ST et MFS) (selon les géologues pétroliers du groupe Exxon animé par Vail et al 1987) (Fig 16).

La séquence est un ensemble de lithofaciès génétiquement liés, se succédant dans l'espace et dans le temps pendant un cycle élémentaire complet de la variation des niveaux marins relatifs. Elle est délimitée par deux surfaces d'inondation maximales (SIM) ou (MFS). En domaine de plateforme, cette séquence est composée par un cortège progradant et un cortège rétrogradant (Galloway 1988) (Fig 17).

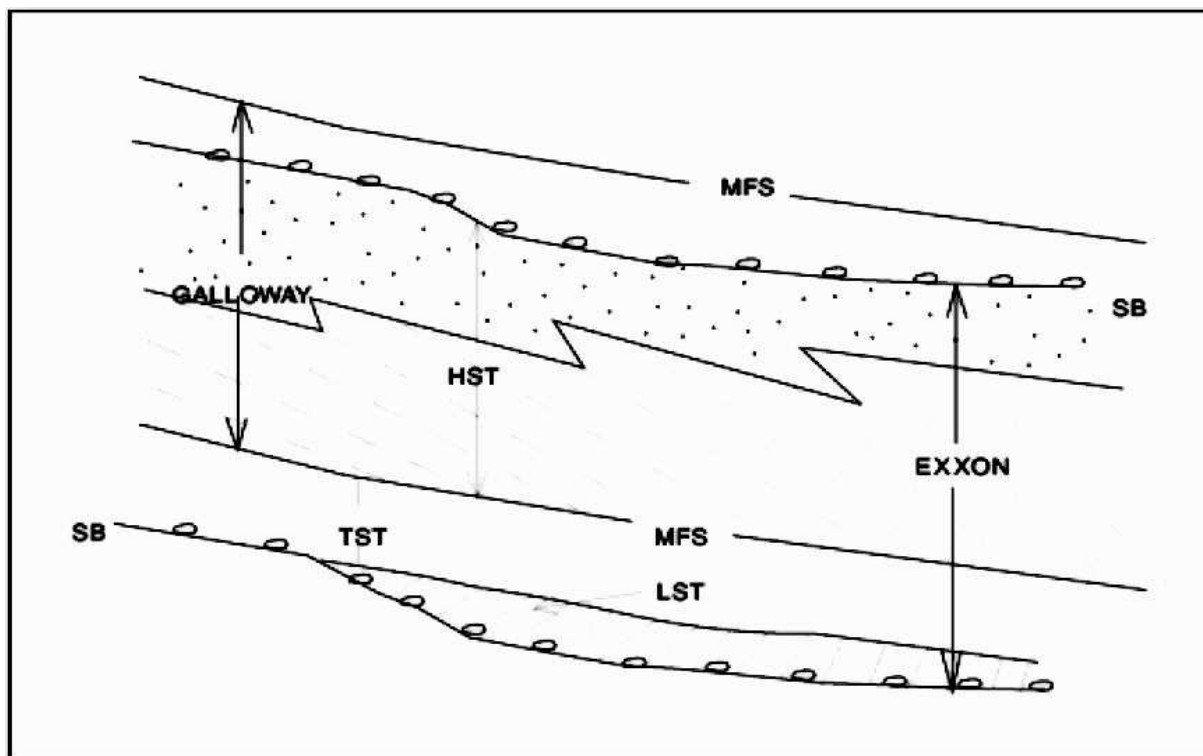


Fig 16 : la séquence selon le modèle d'Exxon et de Galloway simplifié de faciès model (Roger G. Walker et Noel P. James, 1992).

VI-2- Notion de discontinuité

Les différentes séquences élémentaires rencontrées dans le secteur d'étude sont dues aux trois facteurs principaux qui sont : les variations des apports sédimentaires, les variations du niveau marin relatif et la subsidence. Ces facteurs se présentent sur les enregistrements sédimentaires sous forme de discontinuités (limites des séquences). Ces dernières traduisent un arrêt brusque ou ralentissement du flux sédimentaire (Draoui 2009). Elles correspondent à une surface portant des traces d'un arrêt (phase négative) ou d'un ralentissement de la sédimentation (phase passive). (Baali & Boutadara 2010, *in* Lombard, 1956 et Delfaud, 1974).

L'enchaînement vertical de la formation de notre région d'étude montre qu'à une présence de limite des faciès sédimentologiques correspondre à un simple changement lithologique enregistré par un changement des conditions de sédimentation (grés, argile) ; une surface de rides de courants ; une surface érosive (ravinement, régime hydrodynamique....ect).

Ordre séquentiel	Dénomination	Echelle de faciès	sédiments	Les mécanismes	discontinuités
0	Lamine	Feuillet microfaciès	Processus sédimentaire feuillets stromatolithe, varves (glacio-lacustre)	Phénomènes météorologiques ou climatiques de courteduré, marée	Sans discontinuités
1	Banc	macrofaciès	Milieux de sédimentation (intertidale).	hydrodynamisme aérodynamisme chimisme.	Joint, diasthème
2	Rythme	nappe	Environnements (plate-forme interne)	Mécanique des nappes sédimentaires.	Surface durcie, perforée, ravinement.
3	Membre	mésofaciès	Situation dans l'aire de sédimentation.	variation de la mécanique des nappes sédimentaires.	Surface durcie, ravinement ferruginisation.
4	Formation	corps	Type de sédimentation (delta).	Mécanique du corps sédimentaires	Surface durcie ferruginisée condensation de faunes, paléage bréchique ou conglomératique, ravinement.
5	Série	mégafaciès	Grands lithofaciès (silicoclastiques)	Dynamique du bassin, subsidence	Discordance cartographique polyzone de condensation.
6	Groupe		Grand types sédimentaires (molasses, flyschs, lithogenites)	Variation des paramètres océanologiques	Discordance, vacuité.
7	Faisceau	gigafaciès	Type de remplissage (géosynclinal de plate-forme mobile)	Destruction et reconstitution de Pangée	Discordance plus ou moins magmatisme, plus ou moins métamorphisme.
8	Superfaisceau	Croûte	Evolution du remplissage (géosynclinal à plate-forme stable)	Constitution crustale. réaménagement géochimique du manteau supérieur.	Epaississement de la tectosphère, tapps.

Tableau 3 : Les ordres des séquences (Draoui, 2010, inkaziTani, 1986)

Discontinuité D1 : elle correspond à une surface de rides de vagues chargé par des galets moues située inclus d'un banc de grés à la base de formation gréseuse basale.

Discontinuité D2 : il s'agit d'un niveau gréseux caractérisé par l'intensité aux rides de courants située au milieu et au sommet de formation gréseuse basale.

Discontinuité d1 et d2 : Ces discontinuités sont de type mineur, elles marquent la formation argileuse correspondant à un changement du régime de la sédimentation.

Discontinuité D3 : elle est représentée par une surface à rides de courants chargés par des matériaux détritiques caractérisé par de présence des figures sédimentaires qui marque la base de la formation grès-argileuse.

Discontinuité d3 et d4 : elle est présentée par le changement de régime de sédimentation gréseux devient argileux située à la base de cette formation.

Discontinuité D4 : elle correspond à une surface de rides de vagues à la base d'un banc de grés au milieu de formation grès-argileuse.

Discontinuité d5 et d6 : Ces discontinuités sont caractérisés par de dépôts des matériaux argileux après de régime de sédimentation devient calme située au sommet de cette formation.

Discontinuité D5 : il s'agit d'un niveau gréseux caractérisé par l'intensité des figures sédimentaires à cause de mouvement important de courant d'eau, située à la base de la formation gréseuse sommitale.

Discontinuité D6 : elle est représentée par une surface de ride de vague provoque de sédimentation de matériaux détritique grossier et de galets moues situé au sommet de corniche de la formations grèsuse.

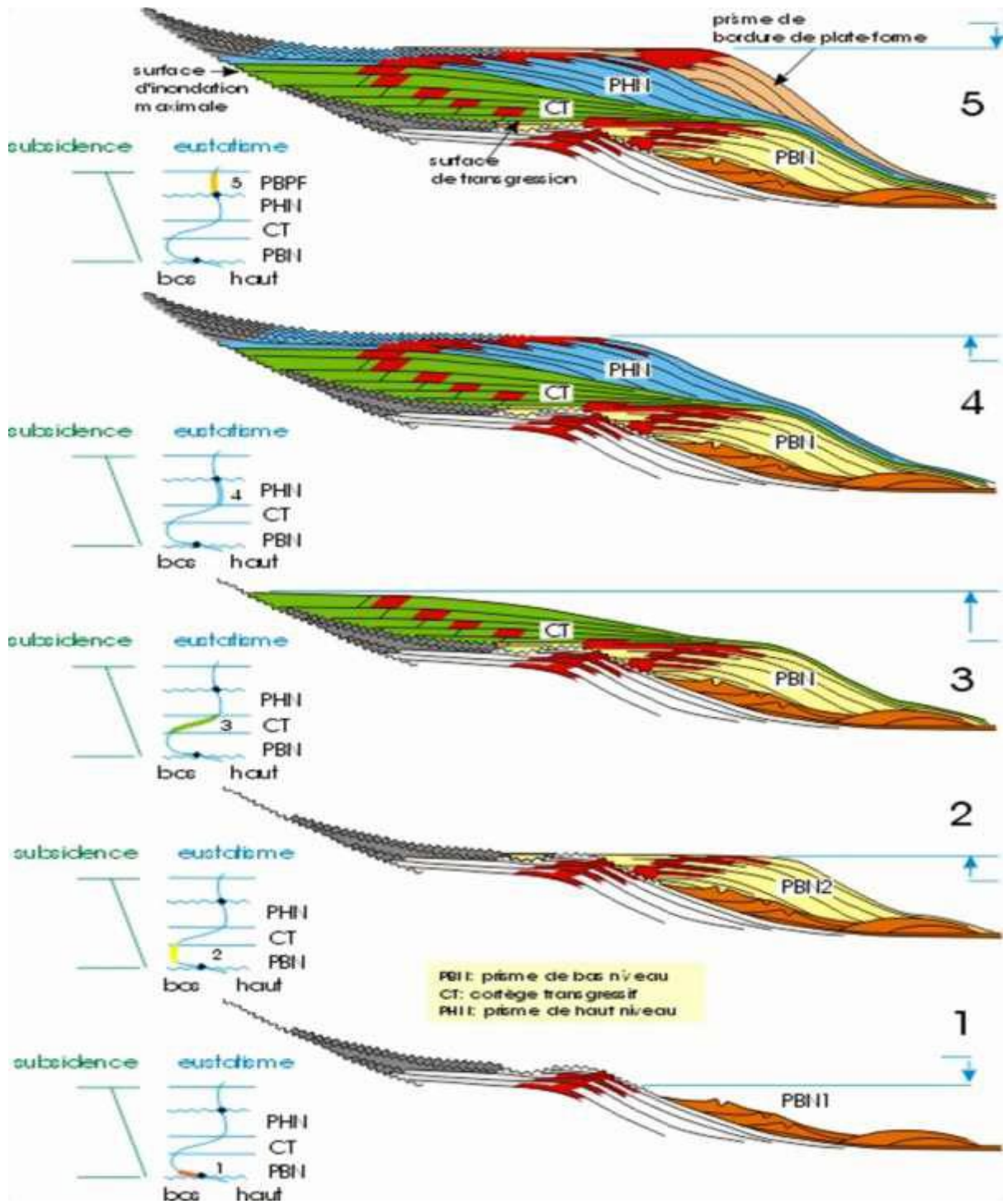


Fig 17: Représentation schématique du modèle d'EXXON (1999).

VI-3-Les séquences :

La séquence sédimentaire est une suite ordonnée de faciès, délimitée par des coupures ou par des discontinuités qui se traduisent par sauts de faciès ou de caractères physiques propres. (Baali & Boutadara 2010, in Kasi-tani 2000).

VI-4-Les séquences élémentaires :

Les séquences élémentaires sont celles des séquences génétiques de Homewood *et al.* (1992), que Vailet *al.* (1991) les placent dans l'ordre 6, tandis que Ferry (1981) leur qualifie de cycles élémentaires, avec une durée de 20Ma. De point de vue descriptive, il s'agit des plus petites unités stratigraphiques identifiables à l'affleurement, formées par un couplet banc/inter-banc, d'ordre centimétrique à décimétrique (Goodwin & Anderson, 1985). Il s'agit des séquences binaires grès/argile ou calcaire/argile (Delfaud, 1974). La dynamique est interprétée comme étant une forte période énergétique (tempêtes, houles...) pendant laquelle se déposent des éléments grossiers, alternée d'une période d'atténuation capable de la décantation des argiles.

1-Séquence grès/conglomérat :

Ces séquences élémentaires sont composées de deux termes ; un terme inférieur gréseux associées parfois par des niveaux argileux, il est surmonté par un deuxième terme c'est le conglomérat. Cette séquence est marquée par une tendance évolutive à granulométrie négative. Le terme basal (gréseux) est mis en place par des courants plus ou moins intense attesté par les divers types de laminations (horizontal, « HCS ».....).Le terme sommital est un indice d'augmentation progressif d'hydrodynamique. Ces séquences binaires s'inscrivent dans une séquence régressive traduisant un régime global de comblement, ce type de séquence est caractérisé uniquement par la formation grès conglomératique et le sommet de formation gréseux.

2-Séquence grès/argiles:

Ces séquences élémentaires sont composées de deux termes ; un terme inférieur gréseu caractérisé par des courants plus ou moins intense attesté par les divers types de laminations horizontales, obliques, entrecroisée, oblique en mamelons (HCS) et stratification en auges. Ces séquences sont marquées par une tendance évolutive à granulométrie positive. C'est une séquence binaire, décimétrique à métrique, matérialisée par la superposition de deux termes ; inférieur gréseux et supérieur argileux. Le terme inférieur gréseux, d'épaisseur décimétrique à métrique traduit des phases à une forte énergie qui sont responsables de la mise en place des dépôts gréseux suivies le terme supérieur argileux caractérisé par une phase d'autre calme

provoque de dépôts des matériaux par décantation. Ce type de séquence est propagé complètement sur les formations grès argileux sous forme des séquences élémentaires.

3-Séquence argiles/grès:

Cette variété de séquence caractérise surtout la formation argilo-gréseuse. Il s'agit des séquences qui débutent par des argiles dominantes déposées en eau calme et se terminent par des grès en bancs épaisses. Cette séquence est marquée par une tendance évolutive à granulométrie négatives (énergie croissante) varie de quelques décimètre à quelques mètres, les produits de cette séquence a été passé par deux phases de sédimentation ; la première argileuse mise en place par décantation, la deuxième après d'augmentation progressif d'hydrodynamique conduit à déposés des matériaux détritiques grossier, avec présence de divers types de laminations ; horizontales, obliques et entrecroisée. Ce type de séquence est propagé complètement sur les formations gréseuses sous forme une seule Mésoséquence.

VI-5-Mésoséquence Ms (Fig 18 et Fig 19) :

Afin de présenter une étude complète sur la région de In Salah, nous avons sélectionné la coupe B à 23Km de nord In Salah par ce que très représentative par rapport la coupe A, celui que nous avons enregistré plusieurs bans sont disparu. Le découpage séquentiel de cette formation, montre la superposition de Trois (03) mésoséquences d'ordre trois qui sont de bas en haut :

Mésoséquence Ms1 :

Elle est encadrée entre deux discontinuités, D1 à sa base et d2 à son sommet. Elle est d'épaisseur décamétrique englobe quatre séquences élémentaires. Commencé par l'augmentation progressif de hydrodynamisme conduit à déposent les grès à litages horizontaux, oblique, oblique en mamelons et litages entrecroisés de shore-face suivre par décantation, des argiles caractérise une phase calme d'off-shore.

Mésoséquence Ms2 :

Elle est plus épaisse que la première, et est constituée par Cinq séquences élémentaires, et encadrée entre deux discontinuités, d2 à sa base et d6 à son sommet, cette séquence caractérisé par augmentation de phase de décantation, cette mésoséquence est clôturée par un niveau argileuse, Ces séquences élémentaires constitués cette mésoséquence caractérisent un milieu de type fore-shore.

Mésoséquence Ms3 :

Elle est moins épaisse que la deuxième et plus que la première, et encadrée entre deux discontinuités, D6 à sa base et D6 à son sommet, cette séquence est caractérisée par la diminution ou d'autre terme la disparition de la phase de décantation et l'augmentation d'hydrodynamisme et retour d'apparition des matériaux détritiques et devient le plus dominant. Ces matériaux détritiques caractérisés par des divers de litages horizontaux, oblique, oblique en mamelons et litages entrecroisés de shore-face.

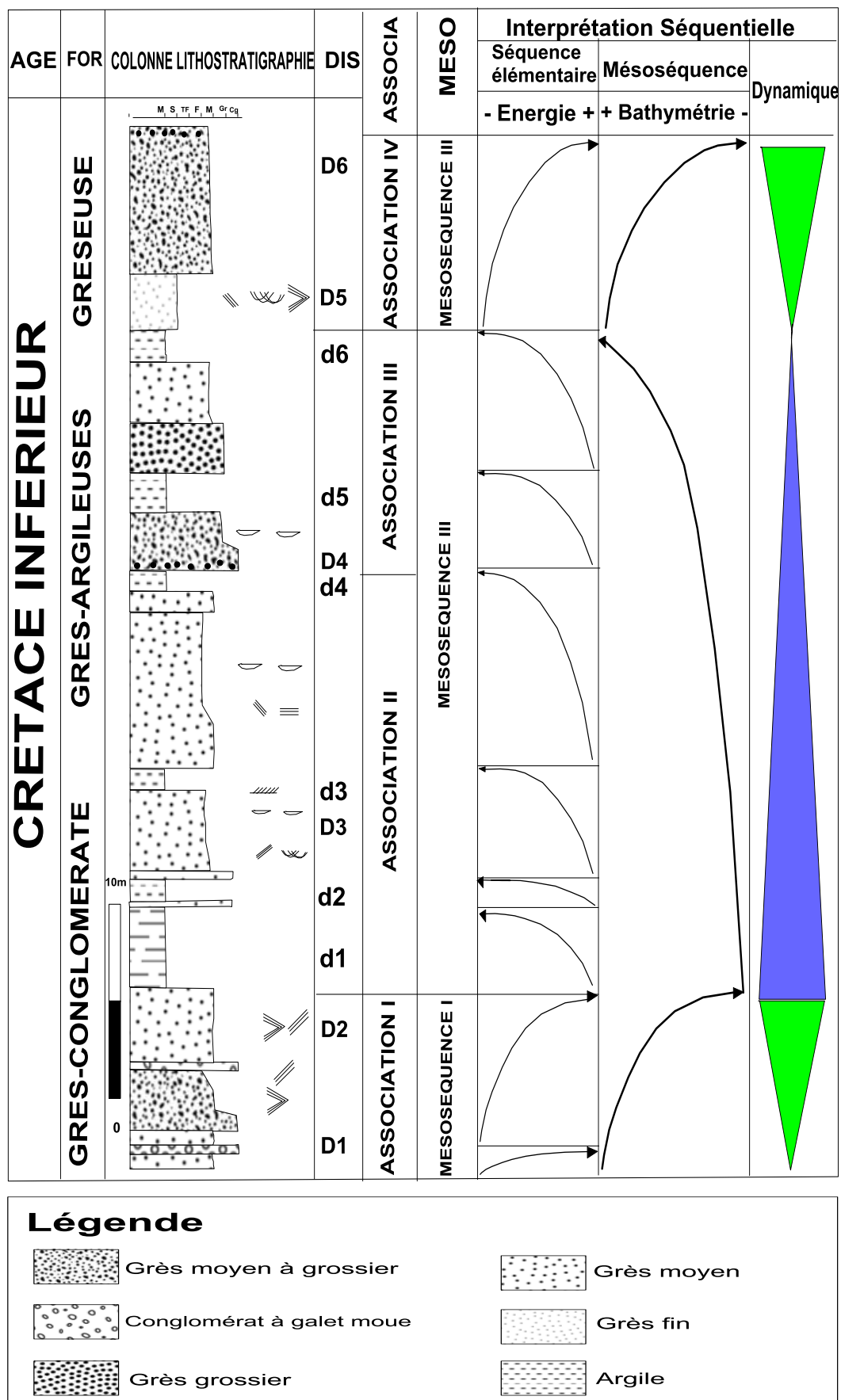


Fig 18 : Interprétation séquentielle de la coupe B, 23 Km nord In Salah.

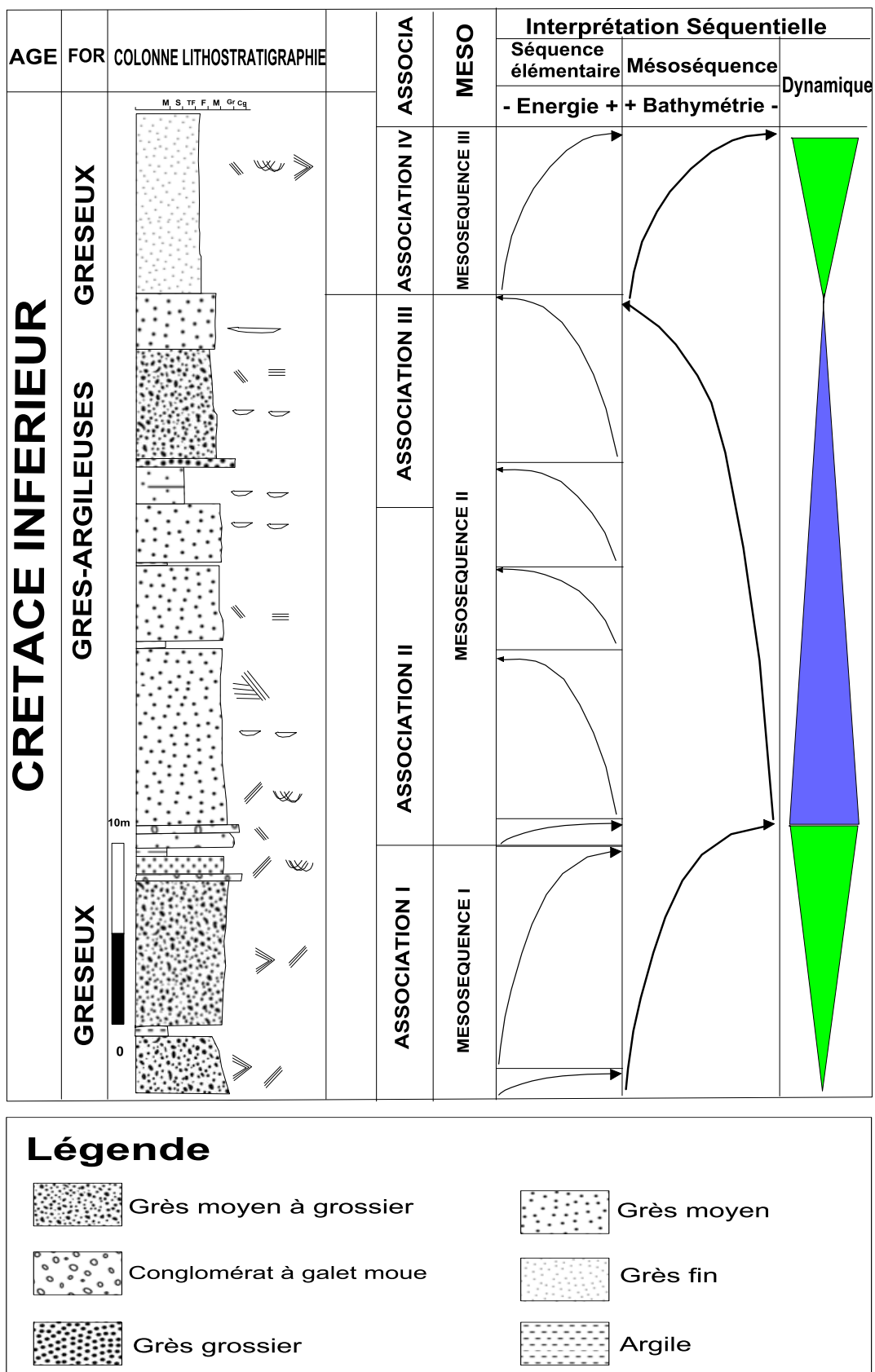


Fig-19 : Interprétation séquentielle de la coupe A, 15 Km nord In Salah.

VII-CONCLUSION :

Les faciès sédimentaires rencontrés dans notre région d'étude sont caractérisés par la dominance de la décharge des matériaux détritiques, la description et l'interprétation de ces faciès rencontrés dans cette série généralement silicoclastique ont permis de mettre en évidence plusieurs associations différentes l'une des autres du point de vue sédimentologique et par conséquent paléoenvironnement et analyses séquentielles, on a distingué de bas en haut :

L'association I : caractérise un milieu de « shore face à offshore supérieur » qui correspond à la partie inférieure de la Mésoséquence Ms1.

L'association II : caractérisée par une tendance régressive des dépôts de « shore face » à « fore shore » qui correspond à la partie supérieure de la Mésoséquence Ms1 et la partie inférieure de la Mésoséquence Ms2.

L'association III : caractérise un milieu des dépôts « fore shore » qui correspond à la partie supérieure de la Mésoséquence Ms2.

L'association IV : caractérisée par une tendance progressive des dépôts de « shore face » à « l'offshore supérieur » qui correspond complètement à la Mésoséquence Ms3.

Conclusion générale

et

Recommandations

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

A travers cette étude, nous avons essayés de contribuer à la compréhension de l'évaluation des matériaux détritiques constituent des dépôts du Crétacé inférieur albien. Cette étude s'appuie sur levée des coupe Lithostratigraphie des buttes témoins et la description et interprétation des faciès ainsi que l'analyses séquentielle.

Les faciès sédimentaires rencontrés notre région d'étude sont caractérisés par la dominance de décharge des matériaux détritiques localement inclus par une production conglomératique. L'étude de faciès a permis de regrouper quatre associations de faciès qui attestent un environnement de plate-forme proximale.

Nos coupes étudiées sont subdivisées à trois formations principales chaque formation caractérise un milieu de dépôts comme suit :

- La Formation gréseuse basale caractérise un milieu d'offshore supérieur à shore face, qui correspond à une tendance régressif des dépôts.
- La Formation grès argileuses caractérise un milieu de fore shore à shore face, qui correspond à une tendance transgressif des dépôts.
- La Formation gréseuse sommitale caractérise un milieu d'offshore supérieur à shore face, qui correspond à une tendance régressif des dépôts.

Recommandations

En guise de recommandation, il est suggéré de :

- faire des études pétrographiques et diagénétiques sur le point connu dans la région pour une meilleure visualisation de l'évolution des phénomènes diagénétiques.
- faire des études plus approfondies sur la répartition des microfaunes à fin de enrichir nos connaissances sur le crétacé inférieur de la région.
- généraliser l'étude lithostratigraphique des plusieurs buttes témoins dans la région pour mieux comprendre les phénomènes naturels qui accompagnent des dépôts de sédiments.
- Il faut profiter de ces affleurements pour faire des études concluantes sur les matériaux constituant le crétacé inférieur de la région à fin de connaître les composants de notre nappe albien, par ce que ces formations géologiques de ce étage ils sont cachés souterrainement dans une autre région.

Références
bibliographiques

Références Bibliographiques

ACHOUR KARIMA(2008) - Etude de la fracturation dans les réservoirs de l'ordovicien du gisement de gaz de Garet El Gueffoul - bassin d'Ahnet Algerie. *mémoire* ingénieur Université M'hamed Bougara de Boumerdes. p 5-14 et 18.

ABIDISAAD SALAH, MAZARI AMMAR (2014) - Amélioration et maîtrise de la Production des puits Horizontaux Par Fracturation Hydraulique Avec Complétion de Multizone (Frac-Point).Thèse de Master Université de KasdiMerbah Ouargla.

ALALI A, BENMOHAMMADI A, BOUDADL & AQIDN (2014) –Etude sedimentologique des sables dunaires de la plaine de tafilalet(yerdi, labrouj, mfis, merzouga et lambarkia),*Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°17, 165p*

ALIEV M. et Al (1971) - structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérienne.p 33-36.

ALLEN, J. R. L., (1984) - Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, 30 (1): 592.*

BAALI ABDELKADER(2014) -Le passage turonien-sénonien dans le plateau de Tademaït : biostratigraphie et sédimentologie, Mémoire MajisterUniversitéAbouBekrBelkaid-Tlemcen. P19 et P23.

BAALI ABDELKADER & BOUTADARA AHMED (2014) - Etude lithologique et découpage séquentiel des terrains Dévonien (Emsien-Eifelien) du Secteur d'Ain Cheikh (bordure orientale du Bassin de Reggane, Sahara, Algérie), Thèse d'ingénieur,Universit Oran Sania, 30,33,34,40,41,43,44,48 & 51

BEUF S., BIJU-DUVAL B., ROGNON D., GARIEL O.& BENNECEF A. (1971)- les grés du paléozoïque inférieur au Sahara. Pub.I.F.P. Coll.Sciences et Techniques du Pétrole., 18, p.1-464,357.

BOERSMA, J. R., (1970) - Distinguishing features of wave-ripple cross stratification and morphology. *Unpublished PhD Thesis, University of Utrecht, 65 p.*

BOUDJEMAA.A (1987)- évolution structural du bassin pétrolier (triasique) du Sahara Nord oriental (Algérie) .*Thèse .Univ Orsay, Paris .FRANCE*

BRENCHELY P.J., ROMANO M. ET 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.

Références Bibliographiques

BUSSON G. (1970) – Le mésozoïque saharien. 2^e partie : Essai de synthèse des données des sondages Algéro-Tunisien. *C.R.Z.A.*. Paris, n° 11, 340 p.

CHAMLEY H. (1988) – les milieux de sédimentation .*B.R.G.M* (éd), Paris, p.1-173, 1fig.

CHERIF M AMINE (2017) -Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation Des Argiles de Saïda (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du domaine tlemcenien (Algérie ouest), Thèse doctorat Université Oran 2, 117,119,122p.

COJAN J., RENARD M.(1997) –sédimentologie. *Masson.* (ed)., 410p.

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.

CURRAN, H. A. & FREY, R.W., (1977) - Pleistocene traces fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), Trace Fossils 2. *Geological Journal Special Issue*, 9: 138-162.

DELFAUD. J. (1986)- Organisationscalier des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée Durant le jurassique. Et les associations biologiques. *Soc. Nat.Elif.Aquitaine*, Pau,, n°10, p.509-535, 13fig.

DOTT R. H. Jr& BOURGEOIS J. (1982)- Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, 93: 663- 680.

DRAOUI . A (2009) – étude géologique de la région d'el ahmerd'âge devonien inferieur et moyen : implication lithostratigraphique et sédimentologique (bassin de Reggan, Sahara occidental, algérie), Mémoire d'ingéiorat Université Oran ; 29, 33, 34, 36, 49p et p 37, 39 et 44 Fig.

FABRE J. (1976) –Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions avoisine. *Soc. Nat.Ed.SNED.Alger*, 142p.

FREY, R. S. & HOWARD, J. D., (1981) -*Conichnu* sand *Schaubcylindrichnus*: redefined trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western interior. *Journal of Paleontology*, 55: 800-804.

FLAMAND G.-B.-M. (1911) – Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Tunisie du Sud). *Thèse .Sc.Lyon.A.Rey*, 1001p., 152 fig.et phot., 15 cartes, 7 cartes h.t. coul.

Références Bibliographiques

FLÜGEL L. (1982) – Microfaciès analysis of limestone. Springer-Verlag, 633p.

GRESSLY (1838) – Observations géologiques sur le Jura Souleurois. *Nouv. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat.* Neuchâtel., II, 241p., 12pl.

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

GOODWIN, P. W & ANDERSON, E. J., (1985) - Panctuatedaggradational cycles: a general hypothesis of episodic accumulation. *Journal of Geology*, 93: 515-523.

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.

HART, B. S., & PLINT, A. G., (1995)- Gravelly shoreface and beach deposits. In: *Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading* (Ed. Plint, A.G.). *International Association of Sedimentologists Special Publication*, Blackwell Science, Oxford, 22: 75-90.

HAUG E. (1904) – Sur la faune des couches à *Ceratodus* crétacées du Djoua, près de Timassinine (Sahara). *C. R. As. Sc.*, Paris, t. 138, pp. 1529 – 1531.

HEWARD, A. P., (1981) - A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, 17: 223-276.

HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T. A., (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin du Centre de Recherches et Exploration. Prod. Elf- Aquitaine*, 16: 357-381.

KAZI-TANI N. (1986)– Evolution géodynamique de la bordure nord-africane : le domaine intraplaquenord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doc. ès-Sci.*, Univ. Pau, 871p.

LEGRAND P. (1962)- Nouvelle connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara septentrional. *sym. Silur. Dévon. greuz*, Bonn, 1960, p. 151-159.

LEGRAND P. (1967) – Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara Algérien. *Mém. B.R.G.M.*, 33, p. 119-137.

Références Bibliographiques

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.

LEGRAND P. ET NABOS G. (1962) – Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien occidental. *Bull.Soc. géol.Fr.*, (7), IV, p.123-131, 2 fig., 1 tabl. Paris

LECKIE, D. A. & KRISTINIK, L. F., (1989) - Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 862-870.

LINDHORST, S., BETZLER, C. & CHRISTIAN, H. H., (2008) - The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, 206: 1-16.

LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson*, Paris, 722 p.

LOWE, D. R., (1982) - Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.

MEYENDORFF A. (1928) – Note sur le Gourara. *Rev.Géograph. phys. et Géol. dyn.*, p. 150-155.

MITCHUM, JR-R.M., (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 205-212.

NICHOLS, G., (2009) - Sedimentology and Stratigraphy. *Blackwell*, Second Edition, 419 p., 348 fig.

PETTER G. (1959) – Goniatites dévoniennes du Sahara. Publ.serv.carte géol. De l'Algérie (nouvelle série). Paléontologie mémoire n°2. Alger.

SAIDOU ALI (2009) - Etude de différentes mutations de l'espace agricole saharien par la télédétection « cas d'ainsalah w. tamanrasset, 5p.

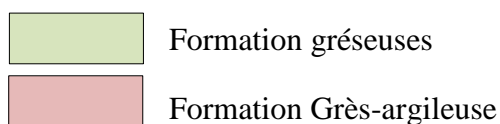
SELLEY. A. C., (1970) - Ancient sedimentary environments: Ithaca. N.Y. *Cornell University Press*. 237 p.

Références Bibliographiques

- SHANMUGAM, G., (1999)** - 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models. A critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.
- SONATRACH DIVISION EXPLOITATION (1999)** - Approche sur la fracturation des réservoirs Cambro-ordovicien de l’Ahnet oriental
- SONATRACH ET SCHLUMBERGER.(2003)** -Well Evaluation Conference Algérie 2003.Édité par Schlumberger, in 2003.
- SONATRACH ET SCHLUMBERGER.(2007)** -Well Evaluation Conference Algérie 2007.Édité par Schlumberger, Décembre 2007, p.63-68.
- STEWART, D. J., (1978)** - *Ophiomorpha*: a marine indicator?.*Proceeding Geological Association*, 89 (1): 33-41.
- TRICART, J., CAILLEUX A. (1959)** -initiation à l’études sables et galet. CDU. Paris Tome I: Texte 376p. Tome II: Valeurs numériques, morphoscopie des sables, 194p. Tome III : Valeurs numériques, galets granulométrie, morphométrie et natures des sables, 202p.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C, (1991)** - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.
- WALKER, R. G., (1979)** - Shallow marine sands. In Walker R.G. (ed.) *Facies Models. Geosciences Canada Reprint Series*, Kitchener, Ontario, Ainsworth Press, 1: 75-89.
- WEC (2003)** -Well Evaluation Conference.
- WEC (2007)** -Well Evaluation Conference
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. & LUBESIEDER S. (2006)** – sedimentary evolution of a Paleozoic basin and ridge system: The Middle and Upper Devonian of Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara).*Geol.Mag.*, 143 (3), 2006, p.269-299. Cambridge University Press, United Kingdom.
- WILLIAM E. GALLOWAY (1988)** - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units: AAPG Bulletin, v. 73, p. 125-142.

Annexe

Echts	1mm	500 μ m	250 μ m	125 μ m	80 μ m	45 μ m	inf 45 μ m
1	2,52	19,15	67,6	7,66	1,73	1,09	0,25
2	2,25	23,45	23,23	25,2	11,23	6,69	7,95
3	1,86	26,22	59,12	10,15	1,25	0,65	0,75
4	1,62	22,51	65,85	7,53	1,07	0,77	0,64
5	8,55	41,22	41,27	4,59	1,27	1,33	1,77
6	0,78	7,63	22,86	24,28	13,35	16,15	14,95
7	11,86	39,1	41,23	5,46	1,05	0,68	0,6
8	0,5	11,75	52,2	23,56	0,98	0,65	10,35
9	0,45	7,9	75,05	15,45	0,6	0,35	0,2
10	1,55	11,44	38,99	31,36	4,23	2,63	9,8
11	5,83	14,43	25,77	32,89	9,37	5,47	6,22
12	3,73	22,85	28,95	25,76	4,22	2,98	11,5
13	8,4	14,6	17,5	47,2	2,85	2,65	6,8
14	12,75	12,83	20,87	32,75	8,35	4,93	7,5
15	6,37	16,92	25,51	40,35	4,34	2,91	3,6



Tab 4 : Tableau représentant les différents poids des tamisage de chaque banc.

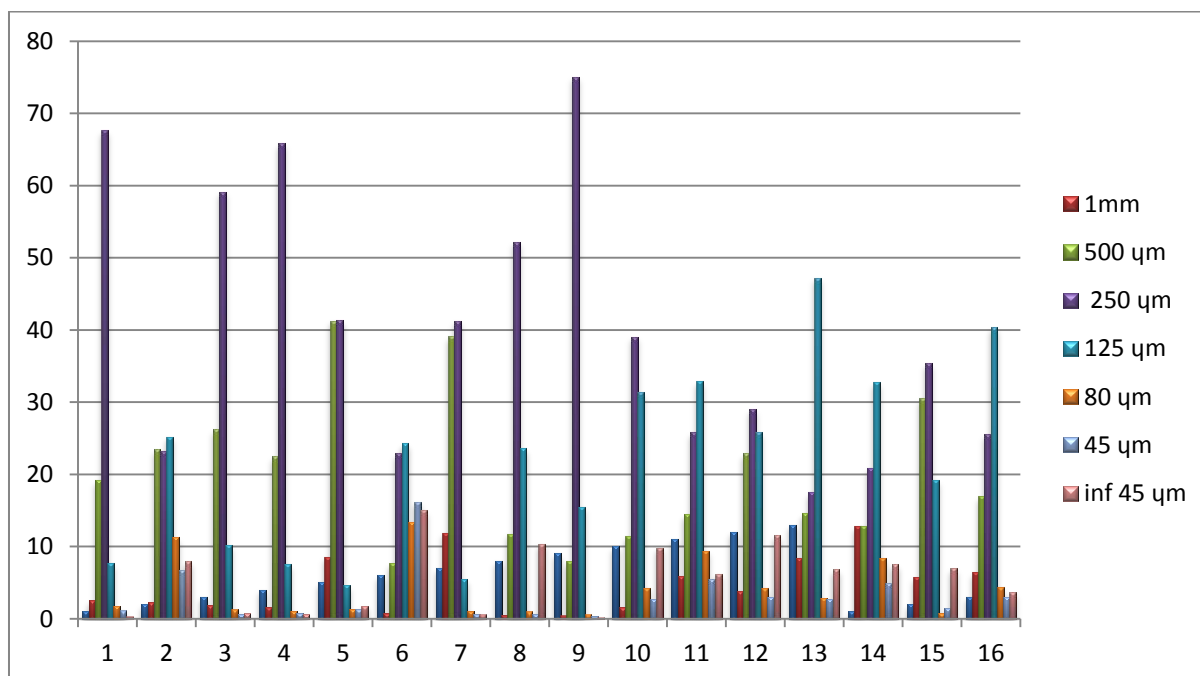
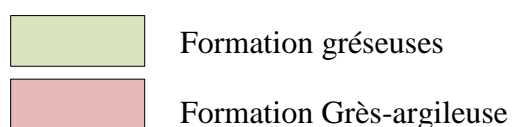


Fig-20 : colonne graphique représentant le poids de tamisage de chaque banc.

Annexe

Echts	Anguleux	Subanguleux	Subémoussé	émoussé	très émoussé
1	3	24	38	29	5
2	8	15	22	34	21
3	4	21	42	20	9
4	2	10	40	37	11
5	3	9	28	39	21
5	5	8	20	43	24
7	2	18	30	42	8
8	2	34	39	18	7
9	4	18	35	37	6
10	4	42	31	16	7
11	10	20	35	19	16
12	12	31	31	24	2
13	2	6	42	25	25
14	14	35	29	20	2
15	12	42	18	25	3



Tab 5 : Tableau représentant différentes valeurs de forme morphoscopique de grains.

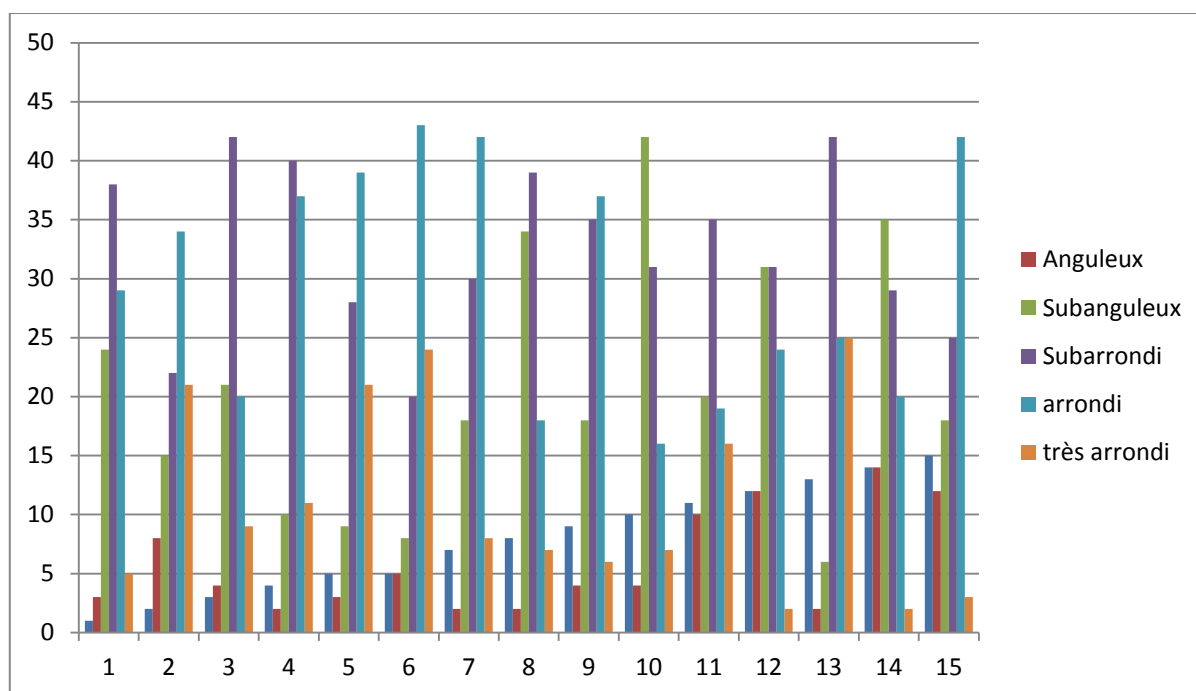


Fig-21 : colonne graphique représentant les valeurs de différentes types de forme morphoscopique de grains.

Résumé

Le présent travail consiste à étudier le dépôt du Crétacé inférieur dans la région d'In Salah, où s'intègre dans la partie orientale du bassin d'Ahnet. Deux coupes lithologiques ont été effectuées dans la région d'étude, elles sont caractérisées par une importante décharge silicoclastiques (grès et argiles) avec variation d'épaisseur. L'étude lithostratigraphique et sédimentologique a permis de distinguer trois formations de base en haut ; La formation gréseuse basale matérialisée par des grés d'un milieu de l'offshore supérieur à shore face ; La formation grès argileuse matérialisée par des grès avec des passages d'argiles d'un milieu compris entre le fore shore et le shore face ; La formation gréseuse au sommet matérialisée par des grés d'un milieu compris entre le shore face et le offshore. L'analyse séquentielle des coupes étudiées du Crétacé inférieur correspond à des mésoséquences régressives (séquence négative), et une mésoséquence transgressive (séquence positive).

Mots clé : bassin d'Ahnet, In Salah, silicoclastique, Crétacé inférieur, lithostratigraphique, méso séquences.

Abstract

The present work consists of studying the Lower Cretaceous deposit in the In Salah region, which is part of the eastern part of the Ahnet Basin. Two lithological sections were made in the study area, they are characterized by a large siliciclastic discharge (sandstone and clay) with frequent variation of thickness. The lithostratigraphic and sedimentological study made it possible to distinguish three basic formations at the top; The basal sandstone formation materialized by sandstone from an upper offshore to shore face; The clayey sandstone formation materialized by sandstone with clay passages of a medium between the fore shore and the shore face; The sandstone formation at the top materialized by sandstone of an environment between the shore face and the offshore. The sequential analysis of the studied sections of the lower Cretaceous corresponds to regressive mesoséquences (negative sequence), and a transgressive mesoséquence (positive sequence).

Key words: Ahnet Basin, In Salah, siliciclastic, lower Cretaceous, lithostratigraphic, meso sequences.

ملخص

يهدف العمل الحالي إلى دراسة رواسب الطباشيري السفلي في منطقة عين صالح، والتي تعد جزءًا من الجزء الشرقي من حوض أهنت. أدت دراسة الخصائص الجيولوجية للشواهد الصخرية إلى تباين تكوينات من الفتات سيليسي (الحجر الرملي و الصلصال) مع تباين متكرر للسمك. مكّنت الدراسة الحجرية والرسوبية من تمييز ثلاثة تشكيلات أساسية من الأسفل إلى الأعلى ; الحجر الرملي القاعدي ويتجسد بواسطة الحجر الرملي من أعلى الشاطئ إلى الشاطئ ; الحجر الرملي الطيني ويتجسد بواسطة الحجر الرملي مع ممرات طينية متوسطة بين الشاطئ الأمامي ووجه الشاطئ ; الحجر الرملي في الأعلى ويتجسد بواسطة الحجر الرملي لبيئة بين وجه الشاطئ والشاطئ. يتوافق التحليل التسلسلي للأقسام التي تمت دراستها في العصر الطباشيري السفلي مع التسلسلات التراجعية الانحدارية (التسلسل السلبي)، والتسلسلات التقدمية المتصاعدة (التسلسل الإيجابي)

كلمات مفتاحية : حوض أهنت, عين صالح, الفتات السيليسي, التكوينات الحجرية, التكوينات الطينية.