

ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DE L'ALBIEN D'AIN MIMOUN, KHENCHELA, (NORD-EST ALGERIE).

Reçu le 23/02/2007 – Accepté le 06/10/2007

Résumé

L'étude pétrographique et sédimentologique de l'Albien d'Ain Mimoun (anticlinal de Khenchela), montre que les formations de l'Aptien terminal datées Clansayésien; représentent un cycle sédimentaire incomplet. Ce dernier se termine par une phase d'émersion et se sépare du premier cycle sédimentaire de l'Albien par un niveau de sédiments de plage marquant le début d'une transgression. La lacune stratigraphique de l'Albien inférieur est bien soulignée par la présence d'une inconformité entre les deux cycles. Le découpage séquentiel et l'évolution des cortèges sédimentaires de la série étudiée, mettent en évidence 5 séquences de 4^{ème} ordre niveau scalaire. Les grès littoraux puis néritiques et les argiles marneuses bien exprimés au début, sont progressivement relayés par des calcaires au milieu de la série étudiée, et réapparaissent à son sommet pour traduire la phase d'émersion fini-albienne précédant la transgression Cénomano-turonienne. Les ensembles d'association de faciès suggèrent un mode de dépôt en interaction entre les environnements de dépôt d'une plate forme silico-clastique et ceux d'une plate-forme carbonatée.

Mots clés: Albien, émersion, transgression, cycle sédimentaire, Ain Mimoun, Algérie

Abstract

Petrographical and sedimentological studies of the Ain Mimoun Albian sediments (Khenchela anticline) show that the upper Aptian (Clansayesian) is an incomplete sedimentary cycle. The latter ends with an emersion phase and is separated from the first sedimentary cycle of the Albian by a beach sedimentary layer that marks the beginning of a transgression. The stratigraphic gap of the lower Albian is well observed and marked by an unconformity between the two cycles. Sequence stratigraphy and evolution of sedimentary assemblages of the series show five sequences of the 4th order. Coastal sandstones then neretic formation and marly clays that progressively change to limestones reappear at the top of the series expressing again the emersion late-Albian phase that precedes the Cenomanian-Turonian transgression. The whole facies association suggests an environmental sedimentary deposition between a silico-clastic and carbonaceous platforms.

Keywords: Albien, emersion, transgression, sedimentary cycle, Ain Mimoun, Algeria.

Rabah ZEDAM*
Rabah LAOUAR**
Salah BOUHLEL***

*Département de Géologie
Institut des Sciences de la Terre
Centre Universitaire de Tébessa
** Laboratoire de Minéralogie et de
Géochimie Appliquées
Faculté des Sciences de Tunis,
El-Manar 2092, Tunis, Tunisie.
***Département de géologie, F.S.T,
Université Baji Mokhtar. Annaba, BP 12,
23000. Annaba, Algérie.

ملخص

إن الدراسة البتروغرافية و الرسوبية لألبيان منطقة عين ميمون (طي خنشلة) تبين أن تكوينات الكلا نسا يسيا ن (آخر الأبيسيان) تمثل طور رسوبي غير كامل. إن هذا الأخير ينتهي بمرحلة انحسار مياه البحر و يفصل عن أول طور رسوبي للألبيان برسوبيات الشاطئ الدالة على بداية مرحلة اجتياح مياه البحر لليابسة. إن حالة اللاتوضع الفاصلة بين هذين الطورين تثبت وجود الثغرة الستراتغرافية للألبيان السفلي. إن التحليل الرسوبي المقطعي للسلسلة المدروسة و كذا نمط تطور أنظمتها الرسوبية يثبتان وجود 5 مقاطع من الرتبة الرابعة. إن التكوينات الرملية و الطينية الرملية المتواجدة في بداية السلسلة تستبدل تدريجيا بتكوينات كلسية في وسطها و تعود ثانية في آخرها لتترجم بداية مرحلة انحسار مياه البحر في الألبيان النهائي قبل الاجتياح السينومانياني. إن مجموع أنماط التكوينات الرسوبية لهذا المقطع تبين وجود تأثير متبادل بين أوساط التكوينات الرملية و أوساط التكوينات الكلسية.

الكلمات المفتاحية : ألبيان ، انحسار ، اجتياح ، طور رسوبي ، عين ميمون ، الجزائر.

La localité d'Ain Mimoun se situe dans la partie centrale du flanc nord de l'anticlinal de Khenchela, dernier maillon de la chaîne des Aurès vers l'est (Fig.1). Vu sa position intracratonique, le bassin des Aurès est ouvert sur le domaine téthysien auquel il se raccorde au niveau de l'Atlas tunisien septentrional. Sa situation intermédiaire entre la plate forme saharienne et le domaine mobile tellien explique les variations de faciès qu'il présente. Ainsi les formations du Crétacé caractérisées par des faciès de plate forme interne sur la marge sud et sud ouest du bassin passent à des séries marno-calcaires à faunes et microfaunes pélagiques vers le nord et le nord est. Ces formations ont été plissées lors de la phase atlasique (fini lutétienne à bartonienne) de direction NE-SW.

En 1939, Laffitte décrit La géologie des Aurès puis Lessard (1955) traite les manifestations diapiriques autour de Khenchela. En 1968, la Sonarem découvre le gisement de barytine Mizab à Ain Mimoun, d. Camoin & al. et Yahiaoui ont travaillé respectivement sur l'évolution post triasique au sud des Aurès, la relation récifs-diapirs au Sénonien de Khenchela et la série marno-calcaire du Crétacé au sud de Batna. Ghennai et Elaïchi (1993) contribuèrent à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la région de Khenchela.

Herkat (1999, 2002, 2005) et Herkat & Delfaud (2000) étudièrent les aspects sédimentologiques et biostratigraphiques du Crétacé supérieur des Aurès. Enfin une étude géologique des gisements de Barytine de l'Ichmoul et d'Ain Mimoun a été présentée respectivement par Rahal-Gharbi (1996) et Zedam (1998). Vu la richesse et la diversité de l'inventaire pétrographique des formations de l'Albien d'Ain Mimoun, le but de ce travail consiste à dégager les propriétés lithostratigraphiques et les environnements de dépôt des ensembles d'associations des faciès. Un échantillonnage systématique de toutes les formations a été soigneusement entrepris suivant une coupe au lieu dit Source "El.Hanou" qui s'étend sur une longueur de 685 m, (Fig.1). Elle englobe le cycle sédimentaire de l'Aptien terminal et la totalité de l'Albien. L'observation microscopique est un outil de base pour la détermination des microfaciès selon les classifications de R. L. Folk (1962) et R.J. Dunham (1962). L'analyse chimico-pondérale appliquée aux marnes donne l'avantage de classer les types lithologiques selon J. Czermski (1955). L'analyse granulométrique des roches détritiques permet de calculer les différents coefficients sédimentologiques spécifiques suivant les formules de R. L. Folk (1974), et de déduire le mode de transport des sédiments ainsi que leur milieu de dépôt; selon les méthodes de G.S. Visher (1969) et R. Passega (1964).

CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

1. LITHOSTRATIGRAPHIE

1.1. Barrémien: Il s'agit de la plus ancienne formation observée dans la zone d'étude (Fig.1), elle n'affleure que sur le flanc sud de l'anticlinal (Djebels Aidel-

Faraoun). Le Barrémien se traduit par des grès non fossilifères à grains grossiers caractérisés par une structure massive à pores fins et composés de grains en fragments de quartz dont la taille est de l'ordre de 0.1mm [1] [9]. Ce faciès ne semble monter dans l'Aptien puisqu'il est recouvert par les marnes grises à intercalations de biomicrites de l'Aptien basal [1] [4]. Il diminue d'épaisseur en allant du sud vers le nord de l'anticlinal et exprime une régression par rapport à l'Hauterivien qui accentue la tendance à la diminution de la profondeur de la mer [4] [9].

1.2. Aptien: Il débute par des marnes grises plus ou moins sableuses à intercalations décimétriques de biomicrites; ce qui lui donne une limite nette par rapport aux grès barrémiens. Ces marnes sont à ostracées, brachiopodes et céphalopodes dont *Ostrea latissima* D'ORB., *Nennea sp.*, *Epiaster cf. restrictus* GAUTHIER, *Rhynchonella parvirostris* SOW., *Terebratula moutoniana* D'ORB., *Tamarindus* D'ORB., et *Parahoplites Consobrinus* D'ORB. Toutes ces espèces indiquent en effet l'Aptien inférieur [1] [4] [9] [20] [21]. Le faciès devient ensuite sub-récifal formé de calcaires à orbitolines et de dolomies massives à petits lits de calcaires et de marnes. Dans ces calcaires à orbitolines, de couleur gris-bleuté, s'observe parfois la prolifération des rudistes autour desquels se trouvent des accumulations de calcaires oolithiques [3]. Ces derniers indiquent un milieu peu profond et plus ou moins énergétique. Au sommet se développent des bancs massifs de dolomies à intercalations décimétriques de calcaires et de marno-calcaires [1] [2]. La limite supérieure de l'Aptien est marquée par un niveau marneux d'une épaisseur de 20 m à intercalations de marno-calcaires à *Heteraster tissoti* COQ., et une microfaune de *Ticinella roberti* et *Ticinella sp.*, correspondant à la base du Clansayésien [9] [21].

1.3. Albien: Les formations albiennes peuvent être décrites de bas en haut comme suit [4]:

*Alternance de grès blancs fins à ciment carbonaté et de biointramicrites à toit noduleux.

*Alternance de marnes gris-beige à biomicrites lumachelliques, de grès blancs fins ferrugineux et azoïques en bancs décimétriques et de biointramicrites gréseuses.

*Argiles gris-verdâtre silteuses et grès fins à ciment argilo-carbonaté en bancs décimétriques. Les calcaires massifs surmontant les marnes sombres et les grès azoïques ont fourni *Knemiceras sp.* caractérisant le sommet de l'Albien moyen ou la base de l'Albien supérieur [4] [9]. Les niveaux argileux renferment des figures de sédimentation: Ripple-marks, Flute-casts et Lingoides. Les pistes de vers lithophages sont abondantes; témoignant de lacunes dans la sédimentation [9] [20]. La sédimentation a subi de profonds changements durant le Vraconien où elle devient beaucoup plus carbonatée annonçant ainsi les conditions qui domineront au Crétacé supérieur [4] [5].

1.4. Cénomaniens: Il débute par des marnes gris-bleuté à Rotalipores dans lesquelles alternent quelques bancs isolés de biomicrites argileuses à niveaux glauconieux et à empreintes d'ammonites mal conservées surtout de l'espèce caractéristique *Acanthoceras* et d'échinodermes, en particulier les *Hemiaspers* [1] [4]. Ces marnes grises sont

surmontées par une autre série de marnes noires accompagnées sporadiquement de micrites gris-blanchâtre à rares tests de lamellibranches et de gastéropodes. La microfaune recèle *Thalmaninella brotzeni* SIGAL et *Anomalina aumalensis* SIGAL [21]. La raréfaction des fossiles observée dans le Cénomaniens est due probablement à l'augmentation de la tranche d'eau; une transgression a dû s'effectuer d'une manière progressive [6]. Cette sédimentation ne contient pas le moindre niveau gréseux, chose qui traduit un changement radical dans sa nature lithologique et marque le Cénomaniens comme un niveau repère opposant le Crétacé inférieur au Sénonien.

1.5. Turonien: Il s'agit de marno-calcaires blanchâtres en plaquettes fines à cassure noirâtre bitumineuse. La microfaune à *Thalmaninella brotzeni* SIGAL, *Rotalipora sp.* et les ostracodes variés indiquent bien la limite Cénomaniens-Turonien [1] [4] [16]. Ces marno-calcaires sont surmontés par une série d'alternance de marnes grises et de petits bancs marno-calcaires. La microfaune contient *Globotruncana helvetica* BOLLI., et *Hedbergella sp.* Il s'agit du Turonien [4] [20] [21]. Au sommet de cet étage, la prédominance des intercalations calcaires crée une barre bien visible dans la morphologie.

1.6. Miocène: Il est représenté par les formations rouges aquitano-burdigaliennes d'origine Continentale, discordantes sur le Crétacé et dont l'épaisseur peut atteindre 80 m [3] [4] [20]. Ce sont des argiles silteuses rouges, des poudingues à gros éléments arrondis de calcaires et des grès quartzeux à ciment ferrugineux. Au microscope ces calcaires sont à éléments micritiques anguleux à subanguleux, ce qui traduit la proximité de leur provenance [3]. Dans l'anticlinal de Khenchela, le Miocène marin ne représente pas un cycle sédimentaire largement développé; mais simplement des dépôts côtiers formés durant l'avancée extrême de la mer au Burdigalien [7].

2. STRUCURE ET TECTONIQUE

L'anticlinal de Khenchela est un pli coffré limitant la chaîne des Aurès vers l'est. Il s'agit d'une structure atlasique de direction NE-SW qui s'étend sur une superficie de 250 Km². Dans les grès barrémiens du Djebel Aidel (flanc sud), s'observe un repli synclinal contrastant avec l'allure de l'ensemble de l'anticlinal. Vers le NE l'effondrement de la voûte de l'anticlinal par des failles directionnelles précipite la disparition des formations du Crétacé inférieur sur son flanc nord [4] [8].

L'anticlinal de Khenchela présente un style tectonique "Auresien", la présence d'un réseau dense et désorganisé de fractures traduit l'existence d'indices d'un couloir de décrochement [9] [10].

Plusieurs structures disjonctives de différentes orientations se sont développées en les systèmes d'accidents suivants (Fig.1):

* Les failles NE – SW. Elles jalonnent la voûte de l'anticlinal et délimitent des blocs d'effondrement, elles sont vraisemblablement liées à la phase de plissement majeur de la fin de l'Eocène moyen (Lutétien supérieur) [13]. Elles ont joué en décrochements dextres [13] [15].

* Les accidents E – W. Ce sont de profondes failles qui traduisent probablement l'influence des accidents de socle sur

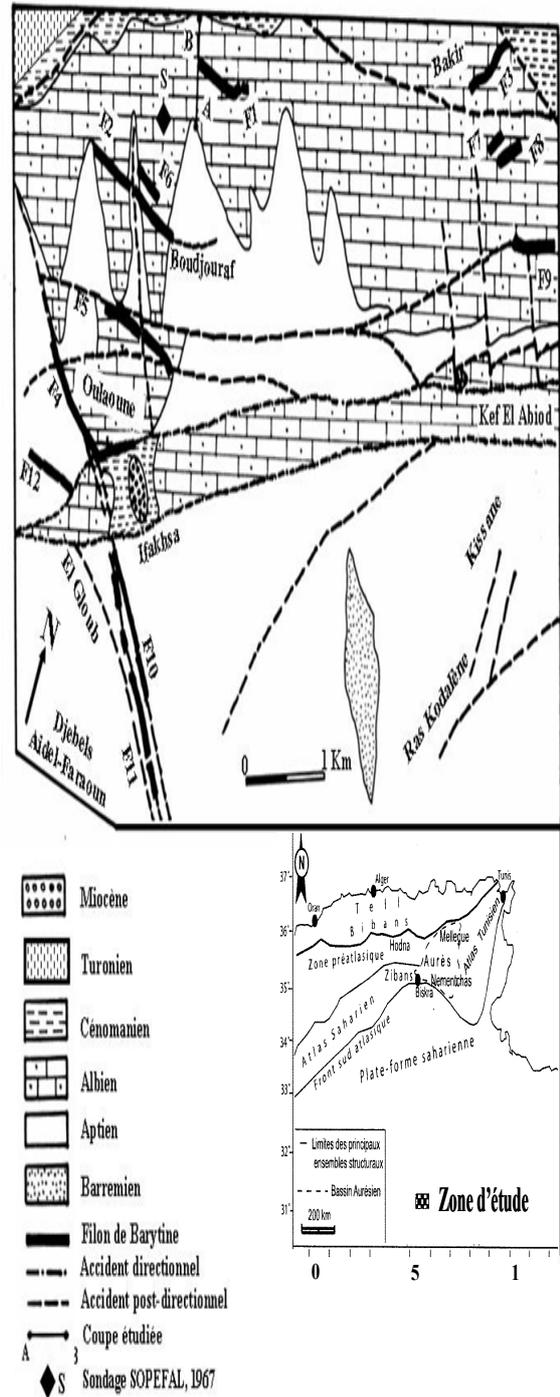


Figure-1

la couverture jouant en décrochements senestres. Elles ne peuvent affecter une couverture épaisse de 4100 m sans l'influence du socle [9]. La conséquence de la déformation du socle résiderait dans la déformation de la couverture en blocs basculés et coins sédimentaires prismatiques associés quand l'ensemble est soumis à une compression tectonique ultérieure [10].

* Les accidents NW – SE. Ce sont des accidents orthogonaux à l'axe du pli le coupant en blocs transversaux; il s'agit d'une famille de cassures plus

tardives qui recoupent les autres structures indifféremment. A grande échelle ils sont à relier avec les coulissages postérieurs à la phase principale de plissement atlasique [11] [12].

LITHOLOGIE ET SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES

Une consultation détaillée de l'ensemble des travaux antérieurs effectués sur la sédimentologie et la biostratigraphie du Crétacé de la région de Khenchela a permis de cerner les datations et les subdivisions stratigraphiques des formations albiennes d'Ain Mimoun. Ainsi, la microfaune dégagée à partir du sondage réalisé dans ces formations par la Campanie pétrolière SOPEFAL, 1967 (Fig.2) a été adoptée pour la caractérisation des limites des subdivisions stratigraphiques. De la base vers le sommet, quatre unités principales ont été identifiées (Fig.2) :

Unité I : Clansayésien

Elle débute par des microsparites à tests de lamellibranches et de gastéropodes devenant aussitôt micritiques dont le toit est dolomitique, raviné et minéralisé au dessus duquel repose un paquet marneux à intercalations de marno-calcaires (Ech.1). Dans ce faciès, l'association d'*Heteraster tissoti* COQ., avec la microfaune caractéristique de *Ticinella roberti*, *Ticinella sp.* et *Acanthoplites nolani* A. indique bien la base du Clansayésien [18] [9] [21]. Le passage vers des grès fins à structures ondulées et discontinues exprime un changement brusque dans la nature de la sédimentation. Ces bancs de grès sont marqués par la présence de surfaces irrégulières, ravinées et craquelées (mudcracks) qui ne sont que des surfaces de tendance à l'émersion [14] [17].

Unité II : Albien inférieur à moyen

Elle est spécialement marquée à sa base par la présence de bancs de grès clairs décimétriques dépourvus de ciment carbonaté (Ech.3). Ce sont des grès granoclassés, temporairement exondés à environnement de dépôt de plage. Ce faciès est suivi de grès carbonatés à structures obliques et/ou parallèles dans lesquels alternent des argiles marneuses, des biosparites et des biomicrites à oolithes (Ech.21, 22) indiquant le passage des sédiments de plage vers ceux de la mer ouverte [5] [8] [16].

Malgré l'absence d'une faune caractéristique, les argiles marneuses et les niveaux marno-calcaires de cette unité ont montré une microfaune de *Ticinella roberti*, *Hedbergella planispira*, *Ticinella primula* et *Terebratula moutoniana*. Cette association suggère un âge Albien inférieur à moyen [4] [19] [20].

Plus en haut, les carbonates tendent à substituer progressivement les grès pour annoncer un approfondissement général du récipient marin.

Unité III : Albien moyen à supérieur

Elle commence par des calcaires massifs sableux à oolithes de milieu sublittoral agité (Ech.31, 33,34) ayant fourni *Placenticeras (Knemiceras)* caractérisant le sommet de l'Albien moyen ou la base de l'Albien

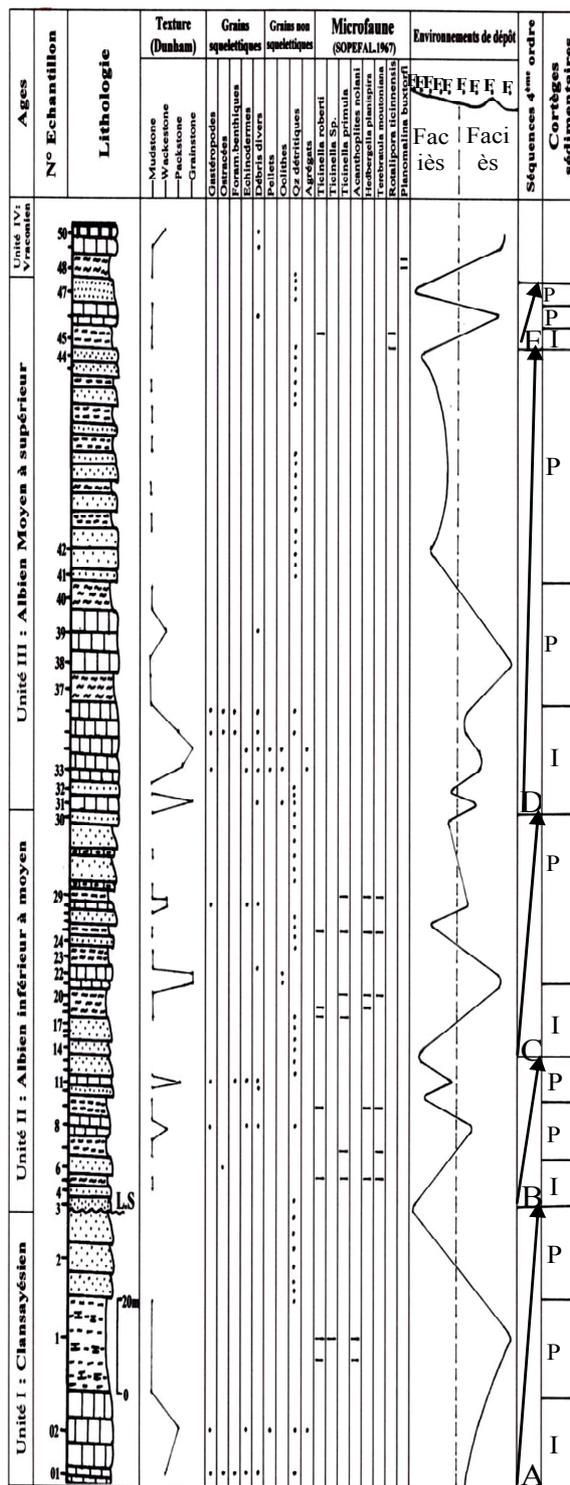


Figure 2

supérieur [1] [4] [9]. Ces calcaires sont suivis de bancs décimétriques de biosparites surmontés par un niveau marno-argileux de faciès pélagique (Ech.37) présentant *Hystéroceras carinatum* qui annonce déjà l'Albien supérieur (zone à inflatus) [16] [17]. Au dessus de ce niveau marqueur se trouvent des micrites et des biomicrosparites en bancs massifs sur lesquelles les

argiles peu marneuses alternent avec des grès de milieu néritique à structures parallèles et/ou obliques. Ces argiles présentent vers le sommet un autre niveau marqueur à *Rotalipora ticinnensis subticinnensis* et *Ticinella roberti*, (Ech.45), caractérisant l'Albien supérieur [14] [18] [21]. L'unité se termine par des micrites ferrugineuses et des bancs centimétriques de grès clairs granoclassés indiquant de nouveau un milieu de plage qui traduit la phase d'émersion temporaire fini-albienne [5] [8] [15].

Unité IV : Vraconien

Au sommet de la série étudiée et à la base des argiles marneuse verdâtres (Ech.48), la microfaune présente une association de foraminifères planctoniques de la zone à *Planomalina buxtorfi* équivalente de la zone à *Rotalipora appenninica*. C'est le Vraconien [16] [21]. Ce niveau est succédé par des bancs décimétriques de biomicrites beiges à intercalations centimétriques de marno-calcaires.

METHODES ANALYTIQUES

L'analyse planimétrique effectuée sur des lames minces taillées dans les roches indurées vise à déterminer la phase de liaison (ciment/matrice), la nature des éléments figurés (bioclastes + lithoclastes) et les rapports allochèmes/orthochèmes dans les carbonates afin d'attribuer une classification à la roche selon R.L. Folk [31] et R.J. Dunham [33]. Pour les roches détritiques, l'évaluation des taux de la matrice à grain fin, du quartz, des feldspaths et d'autres fragments rocheux est indispensable pour appliquer la classification de R.L.Folk [32]. courbe des tamisats cumulés à partir de laquelle les percentiles 5,16,25,50,75,84,95,99% sont désignés en mm (d5,d16,d25.....d99)

des sédiments sont déterminés puis représentés sur la puis reconvertis en leurs équivalents en unité (φ). Les coefficients sédimentologiques spécifiques (médiane Md, percentile C, grain moyen Mz, coefficient de dispersion δi, et coefficient d'assymétrie Ski) sont calculés suivant les formules de R.L. Folk [32]. Le mode de transport des sédiments est déduit selon la méthode de G.S. Visher [35] et le milieu de dépôt est interprété en fonction du diagramme de R. Passega [36].

L'analyse Séquentielle basée sur le mode d'empilement des unités génétiques adopté par T.A. Cross [22] et P. W. Homewood & al. [23] vise à reconstituer les paléo-environnements et les faciès associés. Au cours de cette analyse, plusieurs facteurs sont étudiés pour déterminer le type des séquences [28][29][30]: [discontinuités et structures sédimentaires pour les roches détritiques, phase de liaison (ciment/matrice), taux des éléments figurés, contenu fossilifère et texture pour les carbonates].

RESULTATS ET DISCUSSION

1. Inventaire pétrographique

1.1. Les calcaires: Selon R.L. Folk [31], les échantillons de calcaires de la série étudiée montrent différents types de microfaciès (Tab.1) :

biomicrosparites au Clansayésien, biomicrites, biomicrosparites, oomicrosparites, biosparites, micrites, microsparite, oosparite, oomicrite à l'Albien (s.s) et biomicrites au Vraconien. Cette diversification des microfaciès traduit les multiples variations des milieux de dépôt et les paléo-environnements associés essentiellement liés aux fluctuations du niveau de la mer

N° Ech.	Micrite %	Sparite %	Biolastes %	Oncolites %	Oolithes %	Intraclastes %	Oxydes de fer %	Sidérite %	Roche selon R.L.Folk	Roche selon R.J.Dunham
01	29	10	18	-	-	37	-	06	Biointra microsparite	Wackestone
02	56	32	10	-	-	-	02	-	Biomicrosparite	Packstone
8	60	10	13	-	-	-	17	-	Biomicrite	Wackestone
11	50	25	15	-	-	-	05	05	Biomicrosparite	Packstone
21	25	05	07	-	63	-	-	-	Oomicrite	Grainstone
22	21	12	02	-	30	-	20	15	Oomicrosparite	Grainstone
28	60	26	-	-	-	-	08	06	Microsparite	Wackestone
31	40	30	-	-	10	-	10	10	Oomicrosparite	Grainstone
33	47	15	19	12	07	-	-	-	Biomicrite	Packstone
34	05	22	06	-	67	-	-	-	Oosparite	Grainstone
35	13	47	35	-	-	-	05	-	Biosparite	Packstone
36	15	40	30	-	-	-	10	05	Biosparite	Wackestone
38	45	-	-	-	-	-	20	35	Micrite	Mudstone
39	44	26	30	-	-	-	-	-	Biomicrosparite	Wackestone
46	70	10	-	-	-	-	10	10	Micrite	Mudstone
49	72	15	13	-	-	-	-	-	Biomicrite	Mudstone
50	57	17	26	-	-	-	-	-	Biomicrite	Wackestone

Tableau 1

L'analyse chimico-pondérale appliquée aux marnes pour quantifier les rapports argiles/carbonates/quartz permet de classier les échantillons traités suivant la méthode de J. Czerminski [34]. L'analyse granulométrique est adoptée pour les roches détritiques après le tamisage des sables et la confection des lames minces dans les grès. Les diamètres

[14] [17] [38]. Généralement les calcaires à bioclastes indiquent un milieu peu profond plus ou moins agité de plate forme interne. Les faciès à oolithes témoignent d'un milieu énergétique représentatif de la plate forme moyenne ou la partie distale de la plate forme interne [16] [39].

N°Ech.	MGF ⁽¹⁾ %	QZ ⁽²⁾ %	FTHS ⁽³⁾ %	FR ⁽⁴⁾ %	Nom de la roche selon Folk	
2	> 15%	75	06	12	Grauwacke lithique	
4		65	07	28		
10		78	08	14		
13		60	05	35		
14		55	07	38		
44		70	06	24		
6	< 15%	85	05	10	Sub-litharénite	
12		80	05	15		
30		76	08	16		
32		77	06	17		
3		> 95 % Qz				Arénite quartzeuse
15						
16						
17						
24						
26						
27						
41						
42						
43						
47						

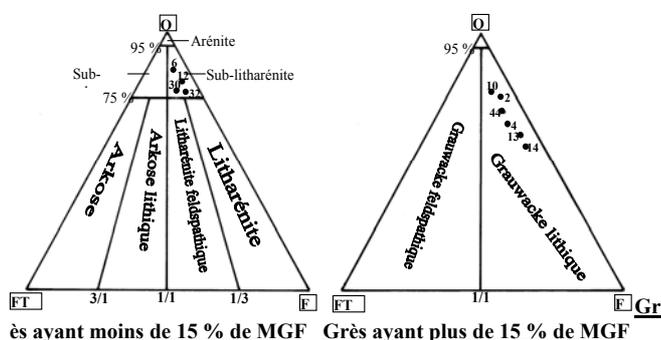


Figure 3

- (1) - MGF : Matrice à grain fin
- (2) - QZ : Quartz
- (3) - FTHS : Feldspaths
- (4) - FR : Fragments rocheux

N° Ech.	Argiles %	Carbonates %	Quartz %	Nom de la roche
1	76	19	05	Argile marneuse
5	78	10	12	Argile marno-sableuse
7	80	17	03	Argile marneuse
9	83	13	04	Argile marneuse
18	85	10	05	Argile marneuse
19	77	20	02	Argile marneuse
20	78	18	04	Argile marneuse
23	60	37	03	Marne argileuse
25	72	18	10	Argile marno-sableuse
29	73	12	15	Argile marno-sableuse
37	65	33	02	Marne argileuse
40	80	15	05	Argile marneuse
45	78	17	05	Argile marneuse
48	75	22	03	Argile marneuse

Selon R.J. Dunham [33], ces calcaires donnent des textures: wackstones, Packstones, grainstones et mudstones. En lame mince, les échantillons 21 et 34 présentent des oolithes à cortex relativement mince entourant des nuclei de quartz détritique. L'échantillon 35 montre une biosparite à minces tapis algaires, caractérisée par la présence de rubans carbonatés alternant avec des agrégats marneux à plaques de minéraux argileux anisotropes. Les échantillons 8, 22, 31, 36, 38 et 46 renferment des taux assez élevés d'oxyde de fer et de sidérite.

1.2. Les grès: Le taux de la matrice à grain fin est un facteur déterminant dans la classification des grès selon R.L.Folk [32], (Fig.3).

La majorité des échantillons sont à moins de 15 % de matrice à grain fin, ce sont surtout des arénites quartzeuses et des sub-litharénites réparties à la base et au sommet de la série étudiée. Le reste étant à plus de 15 % de matrice à grain fin ; il s'agit de grauwackes lithiques. L'ensemble de ces grès présente des stratifications parallèles à obliques, parfois ondulées et discontinues. Ces faciès expriment en réalité la proximité de la source génératrice du matériel détritique et par conséquent l'influence des environnements de dépôt d'une plate forme silico-clastique [10] [38]. En lame mince les échantillons 4 et 27 présentent un processus de substitution du ciment carbonaté résiduel par des grains de quartz authigènes; de couleur grise ou brunâtre (oxydes de fer). Les échantillons 32 et 42 montrent des stratifications planaires mal visibles dans lesquelles sont parsemés des grains de quartz détritiques anguleux à sub-anguleux.

1.3. Les marnes et argiles: Selon la classification de J. Czerminski [34], l'analyse chimico-pondérale effectuée sur les échantillons de marnes a donné les résultats suivants (Fig.4) :

-09 échantillons d'argiles marneuses de 10 à 22% de CaCO₃.

-03 échantillons d'argiles marno-sableuses de 10 à 18% de CaCO₃.

-02 échantillons de marnes argileuses à 33 et 37% de CaCO₃.

Les marnes argileuses représentées dans la série étudiée par les échantillons 23 et 37 expriment des intervalles transgressifs et des cortèges sédimentaires de haut niveau marin (Fig.2), [14] [17].

2. Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique des grès permet de faire une première lecture concernant le mode de transport des sédiments et leur milieu de dépôt à travers les valeurs des coefficients sédimentologiques spécifiques. (Tab.2, et Fig.5). Les valeurs des médianes M_d sont situées entre 86 et 205 μm, ce qui prouve que les sédiments des grès analysés sont des sables fins à très fins, selon l'échelle de Wentworth-Udden [37].

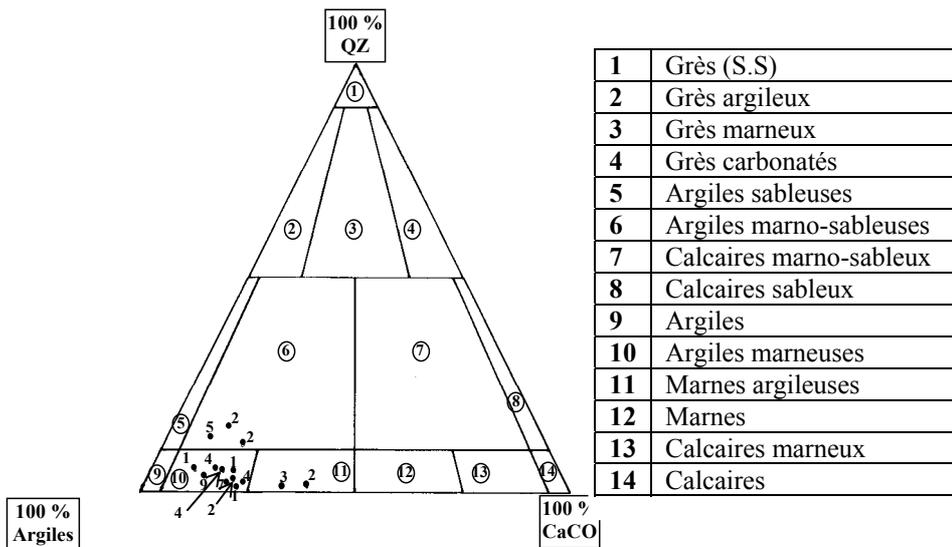


Figure 4

N° Ech.	Coefficients sédimentologiques					Classement	Mode de transport		Milieu de dépôt
	M _d (µm)	C (µm)	M _z (φ)	δ _i (φ)	Ski (φ)		Saltation %	Suspension %	
2	120	260	3.21	0.69	0.11	Assez bien classé	91	09	Brisement de vagues
3	200	240	2.63	0.40	0.80	Bien classé	94	06	Plage
4	136	265	2.71	0.75	0.57	Moyennement classé	81	19	Lit de flux
6	140	250	2.53	0.84	0.64	Moyennement classé	32	68	Courant de suspension
10	107	264	2.86	0.64	0.21	Assez bien classé	89	11	Brisement de vagues
12	100	284	3.41	0.96	0.29	Moyennement classé	83	17	Lit de flux
13	100	284	2.94	0.64	4.48	Assez bien classé	90	10	Brisement de vagues
14	130	271	2.80	0.60	0.37	Assez bien classé	88	12	Brisement de vagues
15	142	260	2.62	0.91	0.55	Moyennement classé	80	20	Lit de flux
16	108	560	2.78	0.72	-0.75	Moyennement classé	33	67	Courant de suspension
17	160	210	3.28	1.63	0.18	Mal classé	10	90	Courant de suspension
24	120	400	2.99	0.75	0.29	Moyennement classé	17	83	Courant de suspension
26	205	500	2.40	0.93	0.15	Moyennement classé	82	18	Lit de flux
27	100	290	3.39	1.96	0.41	Mal classé	36	64	Courant de suspension
30	96	214	2.96	2.10	-0.61	Très mal classé	07	93	Courant de suspension
32	90	206	3.47	2.24	-1.98	Très mal classé	06	94	Courant de suspension
41	95	285	3.40	1.42	0.15	Mal classé	41	59	Courant de suspension
42	86	290	3.50	0.97	0.12	Moyennement classé	86	14	Lit de flux
43	91	270	3.35	0.93	0.34	Moyennement classé	84	16	Lit de flux
44	118	294	3.10	0.68	0.28	Assez bien classé	90	10	Brisement de vagues
47	106	240	2.95	0.43	-0.65	Bien classé	93	07	Plage

Tableau 2

Cette gamme de valeurs peut être interprétée par le fait de la proximité d'un pôle d'alimentation silico-clastique dénudé et plus ou moins stable (absence de mouvements orogéniques importants) [24] [28] [30]. Les valeurs du percentile C (diamètre maximum du grain) ne dépassent pas les 500 μm , excepté l'échantillon 16, (560 μm). Le classement du matériel détritique reste en dépendance des mouvements épiorogéniques locaux [35]. Il est meilleur dans le cas des

sédiments de plage, assez bon dans les échantillons de la zone de brisement des vagues et plus mauvais dans les sédiments de la zone du lit de flux ou du milieu néritique plus profond (coefficient de dispersion δ_i plus grand). Le mode de transport des sédiments selon G.S.Visher [35], (Tab.2) a permis d'identifier un milieu de plage à la base du profil, suivi d'un approfondissement marqué par des sédiments de sables néritiques à courant de suspension (Ech.6). La tendance à l'approfondissement général du récipient marin se fait constater au sommet de l'unité II (Fig.2), avec un développement des faciès carbonatés de la zone à inflatus. Enfin, les grès alternant avec des argiles marneuses reprennent de nouveau au milieu de l'unité III, pour annoncer le passage vers un

milieu moins profond indiquant le début d'une deuxième phase d'émersion caractérisée par la réapparition des sédiments de plage (Ech.47). Le diagramme de R. Passega [36] définit les milieux de dépôt et la notion d'énergie cinétique que reflètent les deux fractiles C et Md. Il montre une dispersion assez faible des valeurs. Les échantillons 3, 6, 15 et 47 représentent des environnements de dépôt de plage ou proches de la plage. Les échantillons 17, 30, et 32 font partie d'un milieu de courant de suspension. Le reste étant des sédiments appartenant à des milieux divers.

2. Cortèges sédimentaires et découpage séquentiel

L'analyse séquentielle développée dans cette étude est basée sur les données de terrain (structures, macrofaciès, contenu paléontologique, etc...) en plus de l'étude des microfaciès. Elle intègre les principes de la caractérisation du mode d'empilement des unités génétiques développés par Cross [22] et Homewood et al. [23]. Les limites séquentielles adoptées sont les surfaces transgressives de base des intervalles transgressifs constituant des surfaces remarquables caractérisées par un changement de faciès vertical bien exprimé. Ces surfaces transgressives apparaissent parallèles aux surfaces d'inondation maximale et peuvent donc être assimilées à des surfaces isochrones à l'échelle de la région d'étude, limitée au domaine marin de la rampe [17]. Les séquences décrites sont de type transgressif/régressif [24] évoluant depuis l'intervalle transgressif au cortège de bas niveau marin. Les datations stratigraphiques adoptées sont celles de Haq et al. [25], provenant des âges isotopiques donnés dans la compilation de Odin [26] et l'échelle stratigraphique de Harland et al. [27].

Le découpage séquentiel réalisé met en évidence cinq séquences de 4ème ordre niveau scalaire [28], correspondant à des cycles de 3ème ordre [29]. De la base vers le sommet, les séquences dégagées au niveau de la série étudiée (Fig.2) ; représentent respectivement: le Clansayésien [A], l'Albien inférieur à moyen [B et C] et l'Albien moyen à supérieur [D et E]. Le Vraconien fait partie de la mégaséquence du Vracono-Cénomaniens qui n'est pas l'objet de notre étude, (Travaux de Herkat et Delfaud, 2000 et Herkat 2002).

3.1. Séquence [A]

Elle débute par un intervalle transgressif constitué de biointramicrosparites et de biomicrosparites à bioclastes, ostracées et plaques d'échinodermes de milieu peu profond (zones distales de la plate forme interne). Il est suivi par un cortège de haut niveau marin marneux à intercalations de marno-calcaires. Le cortège de bas niveau marin est représenté par des grès à stratifications obliques et ondulées d'un environnement de dépôt de la zone de brisement de vagues ; surmontés par un banc de grès fins blanchâtres (Ech.3), temporairement exondés. Le toit de ce banc est marqué par une discontinuité à surface

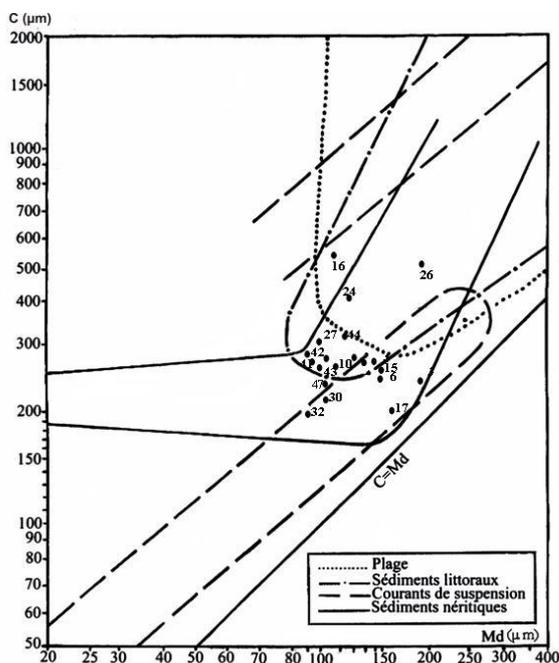


Figure 5

durcie, perforée et ferrugineuse (Fig.2) ; confirmant les données concernant la lacune stratigraphique de l'Albien inférieur [1] [4] [9].

3.2. Séquence [B]

L'intervalle transgressif est représenté par l'alternance des grès fins à stratifications faiblement obliques de la zone de lit de flux, avec des argiles marno-sableuses passant ensuite à des grès fins de milieu de courant de suspension. Le cortège de haut niveau est constitué d'argiles marneuses à foraminifères benthiques et de biomicrites de milieu marin sublittoral. Le plus bas niveau marin s'exprime par des biomicrosparites suivies de grès fins azoïques à stratifications obliques parfois ondulées de brisement de vagues.

3.3. Séquence [C]

Elle commence par un intervalle transgressif formé de grès fins de courant de suspension, de grès carbonatés et d'argiles marneuses de milieu littoral à sublittoral. Le cortège de haut niveau marin débute par des oomicrites et des oomicrosparites traduisant un milieu énergétique, plus ou moins profond de la partie proximale de la plate forme moyenne. Ces calcaires sont suivis d'une alternance de grès fins de courant de suspension, de grès carbonatés à rares bioclastes, de marnes argileuses et d'argiles marno-sableuses.

3.4. Séquence [D]

L'intervalle transgressif s'exprime à la base par des oomicrosparites à intercalations gréseuses passant à des biomicrites, oosparites et des biosparites à pellets, ostracées et à rares débris d'échinodermes. Le cortège de haut niveau est représenté par des marnes argileuses de faciès pélagique (zone à inflatus), de micrites et de biomicrosparites à environnement de dépôt calme et profond. Le plus bas niveau est formé d'une série de bancs de grès fins à intercalations d'argiles marneuses verdâtres à caractère régressif dont le milieu de dépôt passe graduellement du courant de suspension au lit de flux pour atteindre le brisement des vagues.

3.5. Séquence [E]

Elle débute par un intervalle transgressif constitué d'argiles marneuses à foraminifères benthiques. Le haut niveau marin est représenté par des micrites grises à rares bioclastes de milieu calme et profond. Le bas niveau se compose de grès fins clairs à surfaces oxydées de milieu de dépôt de plage (Ech.47). Enfin, la mégaséquence Vracono-cénomaniennne non concernée par cette étude, débute à sa base par des argiles marneuses (Ech.48) à foraminifères planctoniques marqueurs du Vraconien [16] [21].

3. Association des faciès et modèle de sédimentation

L'analyse pétrographique et sédimentologique des formations de l'Albien d'Ain Mimoun et l'évolution verticale de leurs cortèges sédimentaires permettent de reconstituer les environnements de dépôt des ensembles d'association des faciès et de proposer un modèle de sédimentation. L'étude des macrofaciès et microfaciès révèle l'existence de deux types d'association de faciès (Fig.2):

4.1. Faciès gréseux

F1: Grès fins blanchâtres à surfaces oxydées, bien classés, temporairement exondés, à environnement de dépôt de plage (Ech.3 et 47).

F2: Grès fins à stratifications obliques parfois ondulées et discontinues, assez bien classés, à environnement de dépôt de la zone de brisement de vagues (Ech.2, 10, 13,14 et 44).

F3: Grès fins à stratifications faiblement obliques à parallèles, moyennement classés, à environnement de dépôt de la zone de lit de flux (Ech.4, 12, 15, 26, 42 et 43).

F4: Grès très fins sans structure particulière, à environnement de dépôt plus calme de courant de suspension (Ech. 6, 16, 24, 27 et 41).

F5: Grès carbonatés à grains très fins associés parfois à des débris de bioclastes, à environnement de dépôt plus profond et plus calme (Ech.17, 30 et 32).

4.2. Faciès carbonatés

F6: Calcaires à calcaires gréseux à gastéropodes, ostracées, foraminifères benthiques et à rares débris d'échinodermes, de texture wackestone à packstone (Ech.01, 8, 11, 28, 35 et 36).

F7: Calcaires à pellets et débris de bioclastes associés à des oolithes, des agrégats et à rares débris d'échinodermes, de texture packstone à grainstone (Ech. 02, 33 et 34).

F8: Calcaires oolithiques, de milieu peu profond et agité, de texture grainstone (Ech.21, 22 et 31).

F9: Calcaires fins à rares débris de bioclastes, situés dans un environnement calme plus distal. (Ech. 38, 39, 46, 49 et 50).

Ces deux ensembles d'association de faciès suggèrent alors la présence de deux plates formes distinctes: * **Une plate forme silico-clastique** composée de dépôts allant du sable de plage jusqu'au sables carbonatés (faciès gréseux).

***Une plate forme carbonatée** dont les dépôts désignent deux paléo-environnements différents: - plate forme interne présentant des dépôts allant du calcaire gréseux influencé par le milieu détritique jusqu'au calcaire à pellets micritisés de milieu protégé à semi protégé, situé derrière les calcaires à oolithes et limitant la plate forme moyenne.

- plate forme moyenne englobant les faciès oolithiques et les calcaires micritiques à rares débris de bioclastes.

Le modèle de sédimentation proposé peut être défini comme étant **un modèle en rampe étendue, peu profonde à faible pente** plongeant vers le NNE [15] [17] [28] [29]. Il s'agit d'un environnement de dépôt de **plate forme mixte**, reflétant l'impact des environnements de dépôt d'un pôle silico-clastique situé vers le SSW où était la plage albiennaise, sur ceux d'une plate forme carbonatée ; ce qui justifie la richesse et la diversification du contenu pétrographique de la série étudiée [15] [38] [39].

CONCLUSION

Les analyses pétrographique et sédimentologique de l'Albien d'Ain Mimoun montrent que le dernier cycle sédimentaire de l'Aptien est incomplet (probablement érodé). Ce dernier se termine par une émergence et se sépare du premier cycle de l'Albien par des sédiments de plage indiquant le début d'une phase de transgression. La présence d'une inconformité entre ces deux cycles confirme les données géologiques concernant la lacune stratigraphique de l'Albien inférieur ; qui selon la présente étude peut être liée à une exondation temporaire. La synthèse des cortèges sédimentaires et le découpage séquentiel du profil étudié mettent en évidence 5 séquences de 4^{ème} ordre de type transgressif/régressif, correspondant à des cycles de 3^{ème} ordre [sensu Vail]. La microfaune dégagée (selon SOPEFAL, 1967) a permis de cerner les datations et les limites des subdivisions stratigraphiques. Le Clansayésien est daté à la base de la série étudiée et le Vraconien à son sommet. La répétition des niveaux de grès en alternance avec les argiles marneuses parfois sableuses est due aux fluctuations du niveau de la mer. Ces faciès qui sont progressivement relayés par des calcaires au milieu de la série, réapparaissent à son sommet ; traduisant de nouveau une phase d'émergence fini-albienne précédant la transgression Céno-mano-turonienne. La diversification lithologique des formations albiennes peut être expliquée par la présence de deux ensembles d'association de faciès : l'un gréseux, l'autre carbonaté ; suggérant l'interaction entre les environnements de dépôts de deux plates formes distinctes :

- une plate forme silico-clastique vers le SSW.
- une plate forme carbonatée au NNE. Il s'agit d'un environnement de dépôt d'une plate forme mixte ; préconisant un modèle de sédimentation en rampe étendue, peu profonde à tendance globale d'approfondissement vers le NNE.

REFERENCES

- [1] Laffitte, R., Etude géologique des Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 484 p, 2^{ème} série, N° 15, Alger. (1939), pp.175-451.
- [2] Lessard, L., Faciès béchiques dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela. Publ. Serv. Carte géol. Algérie. N°5, Alger. (1955), pp.379-390.
- [3] Zedam, R., Etude gîtologique du gisement de Barytine (Mizab). Ain Mimoun, Khenchela. Thèse de Magister. 124 p, Université d'Annaba, Algérie, (1998).
- [4] Vila, J.M., Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille de Khenchela N° (203), Sonatrach, Direction exploration. (1977).
- [5] Vila, J.M., Charierre, A., Découverte d'Albien calcaire et du Trias résédimenté au Dj. Boujaber : Correlation avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins Algéro-Tunisiens. Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris, t.316, Série II, (1993), pp. 243-249.
- [6] Yahiaoui, A., La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur. (Cénomaniens sup. à Coniaciens inf.) entre Batna et El-Kantara (Algérie orientale). Thèse de Doctorat. 207p, Université de Nancy, (1990).
- [7] Guellal, S., Megartsi, M., Notice explicative de la carte géologique au 1/50.000 de Khenchela. Service de la Carte géologique de l'Algérie. (1972).
- [8] Camoin, G., Bouju, J. P., Maurin, A. F., Perthuisot, V., Rouchy, J. M., Relation récifs-diapirs : l'exemple du Sénonien de la région de Khenchela. (Algérie centre - orientale). Bull. Soc. Géol. France, (8), t VI, N°5, (1990), pp.831- 841.
- [9] Guiraud, R., Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Publ. Office National de la Géologie, Mémoires N°3, (1990), pp. 1-259, 10 pl.
- [10] Bureau, D., Approche sédimentaire de la dynamique structurale : évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien. Thèse d'Etat, 441p, 2 Tomes, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, (1986).
- [11] Khomsi, S., Bédir, M., Soussi, M., Ghazi Ben Jemia, M., Ben Ismail Lattrache, K., *Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel) : Généralité de la phase Atlasique en Afrique du Nord. Comptes rendus des Géosciences. Paris, t 338, (2006), pp. 41-49.*
- [12] Yelles-Chaouche, A. Boudiaf, A., Djellit, H., Bracene, R., La Tectonique active de la région Nord-Algérienne. Comptes rendus des Géosciences. Paris, t 338, (2006), pp. 126-139.
- [13] Herkat, M., Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas Saharien et des Aurès. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol.3, N°1, 199, (1992), pp.15-27.
- [14] Herkat, M., La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, paléogéogr. et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat es Sciences, 802p. USTHB, Alger, 99
- [15] Herkat, M., Delfaud, J., Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 330, (2000), pp. 785-792.
- [16] Herkat, M., Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. Mém. Serv.Géol. Algérie, Alger, N° 10, (2002), pp. 1-22.
- [17] Herkat, M., Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomano-Turonien des Aurès et du Tell oriental (Algérie). Bull. Soc. Géol. France, t 176, N° 2, (2005), pp. 183-190.
- [18] Bellion, Y., Donze, P., Guiraud, R., Répartition stratigraphique des principaux ostracodes (Cytheracea) dans le Crétacé supérieur du sud ouest constantinois. (Confins Hodna- Aurès, Algérie du nord). Bull. Serv. Géol. Algérie, N°4, (1973), pp 1-136.
- [19] Vivière, J.L., Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tebessa. (NE. Algérie). Stratigraphie, paléoécologie, systématique. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle, 261 p, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, (1985).
- [20] Abed, S., La sédimentation deltaïque du Crétacé inférieur dans les Aurès. 6^{ème} Sém. Sc. Terre, Alger, 1986
- [21] Ghennai, D. & Elaich, N., Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique du Crétacé moyen de la région de Khenchela. Mém. Ing. 147p, USTHB, Alger, (1993).
- [22] Cross, T. A., Controls on coal distribution in ransgressive- regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In. Sea- level changes: an ntegrated approach. – Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ. 42. (1988). pp. 371-380.
- [23] Homewood, P. W., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T. A., Correlations haute resolution et stratigraphie genetique: une démarche intégrée. Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf- Aquitaine, 16, 2, (1992), pp. 357-381.
- [24] Embry, A. F., Transgressive-regressive sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Can. J. Earth. Sci. 30, (1993), pp. 301-320.
- [25] Haq, B. U., Hardenbold, J., Vail, P. R., Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, Science, 235, (1987), pp. 1156-1167.

- [26] Odin, G. S., Numerical Dating in Stratigraphy, John Wiley, New York, (1982), 1040 p.
- [27] Harland, W. B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., A geologic time scale, Cambridge University Press, 131p. Cambridge, (1982).
- [28] Delfaud, J., Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques, Bull. Cent. Rech. Explor. Elf Aqit., de Pau, 10, 2, (1986), pp. 509-535.
- [29] Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Perez Cruz, C., The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology. An overview. In: Einsele et al., Eds, Cycles and events in stratigraphy. Springer, Heidelberg, (1991), pp. 617-659.
- [30] Kazi-Tani, N., Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine : le domaine intraplaque Nord-Algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse de Doctorat es Sciences, 871p. 2 Tomes, Addentium. Univ. Pau et des Pays de l'Adour, (1986).
- [31] Folk, R.L., Spectral subdivision of limestones types. In W.E. Ham (Ed), classification of carbonate Rocks, Am. Ass. Petrol. Geol. 1, (1962), pp. 62-84.
- [32] Folk, R.L., Petrology of sedimentary Rocks: Hempills, Austin, Texas, (1974).
- [33] Dunham, R.J., Classification of carbonate rocks according to depositional texture In W.E. Ham. (Ed), Classification of carbonate Rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1, (1962), pp. 108-121.
- [34] Czerminski, J., Wsprawie Klasyfikacji i nomenklatury skal osadowych. Przegl. Geol., 3. (1955).
- [35] Visher, G.S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. Journal Sedim. Petrol. 39, (1969), pp.1074-1106.
- [36] Passega, R., Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Journal Sedim. Petrol. 34, (1964), pp. 830-847.
- [37] Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guilford, C., Atlas des Roches Sédimentaires. 104 p, Masson, Paris, (1994), pp. 03-69.
- [38] Ben Youssef, M., Stratigraphie génétique du Crétacé de la Tunisie. Micropaléontologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique des bassins de la marge sud et péri- téthysienne. Thèse de Doctorat es Sciences de Tunis, 402 p, (1999).
- [39] Echihaoui, A., Précisions micropaléontologiques, sédimentologiques, stratigraphie séquentielle et géochimie isotopique des séries du Crétacé inférieur du Jebel El Hamra. (Kasseine). Tunisie Centrale. Mémoire de Mastère, 99 p, Faculté des sciences de Sfax, Tunisie, (2004).