

Mag - Bio - 100/30

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

N° d'ordre :

m/st/do/3

**UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCCEN  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**

**MEMOIRE DE MAGISTER**

Option

**Dynamique des Corps Sédimentaires  
&  
Valorisation des Ressources Minérales**

Présenté par

**Lahcene RĒRBAL**

---

**LE CRETACE SUPERIEUR DU DJEBEL EL KOHOL**

***(LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LA REGION D'EL KOHOL)***  
**(ATLAS SAHARIEN, ALGERIE)**

---

Soutenu le 03 Juillet 2008 devant les membres du jury :

M. MAHBOUBI, Professeur, Univ. Oran	Président
M. BENSALAH, Professeur, Univ. Tlemcen	Rapporteur
A. MAROK, Maître de Conférences, Univ. Tlemcen	Co-rapporteur
M. BENYAHIA, Maître de Conférences, Univ. Sidi Bel Abbès	Examineur
A. SEBANE, Maître de Conférences, Univ. Oran	Examineur

Mag - Bio - 100/30

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

N° d'ordre :

m/st/d0/3

**UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEN  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**

**MEMOIRE DE MAGISTER**

Option

**Dynamique des Corps Sédimentaires  
&  
Valorisation des Ressources Minérales**

Présenté par

Lahcene RERBAL

---

**LE CRETACE SUPERIEUR DU DJEBEL EL KOHOL**

***(LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LA REGION D'EL KOHOL)***  
**(ATLAS SAHARIEN, ALGERIE)**

---

Soutenu le 03 Juillet 2008 devant les membres du jury :

M. MAHBOUBI, Professeur, Univ. Oran	Président
M. BENSALAH, Professeur, Univ. Tlemcen	Rapporteur
A. MAROK, Maître de Conférences, Univ. Tlemcen	Co-rapporteur
M. BENYAHIA, Maître de Conférences, Univ. Sidi Bel Abbès	Examineur
A. SEBANE, Maître de Conférences, Univ. Oran	Examineur

N° d'ordre :

**UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEM  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**

**MEMOIRE DE MAGISTER**

Option

**Dynamique des Corps Sédimentaires  
&  
Valorisation des Ressources Minérales**

Présenté par

Lahcene RERBAL

---

**LE CRETACE SUPERIEUR DU DJEBEL EL KOHOL**

***(LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LA REGION D'EL KOHOL)***  
**(ATLAS SAHARIEN, ALGERIE)**

---

Soutenu le 03 Juillet 2008 devant les membres du jury :

M. MAHBOUBI, Professeur, Univ. Oran	Président
M. BENSALAH, Professeur, Univ. Tlemcen	Rapporteur
A. MAROK, Maître de Conférences, Univ. Tlemcen	Co-rapporteur
M. BENYAHIA, Maître de Conférences, Univ. Sidi Bel Abbès	Examineur
A. SEBANE, Maître de Conférences, Univ. Oran	Examineur

À la mémoire de mon père

À toi ma mère

## TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS .....	1
RESUME .....	3
ABSTRACT .....	4

### *Premier chapitre : CADRE GENERAL DE L'ETUDE*

<b>I. GENERALITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES .....</b>	<b>5</b>
<b>A. Contexte géographique .....</b>	<b>5</b>
1. Situation générale de la région d'étude .....	5
2. Limites du secteur d'étude .....	5
<b>B. Contexte géologique .....</b>	<b>6</b>
1. Aperçu géologique de l'Atlas saharien central .....	6
1.1. Au plan tectonique .....	6
1.2. Au plan paléogéographique .....	7
2. Présentation géologique du secteur d'El Kohol .....	8
2.1. Au plan structural .....	8
2.2. Au plan stratigraphique .....	10
<b>II. EVENEMENT ANOXIQUE OCEANIQUE (EAO-2) ET CONCEPT DE BLACK SHALE .....</b>	<b>10</b>
<b>A. Introduction .....</b>	<b>10</b>
<b>B. Mécanismes de formation d'un «black shale» .....</b>	<b>12</b>
1. La topographie et la tectonique .....	12
2. La productivité primaire .....	12
3. La transgression .....	13
4. Le climat .....	13
5. La circulation et la stratification des eaux océaniques .....	14
6. Méromictisme océanique .....	14

<b>C. Coupes types du passage C/T</b> .....	15
1. Niveau Bonarelli .....	15
2. Coupe de Pueblo .....	15
<b>III. HISTORIQUE ET ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN (C/T) DANS LA TETHYS OCCIDENTALE</b> .....	16
<b>A. Dans la partie nord téthysienne (Sud du continent européen)</b> .....	16
1. En Portugal .....	16
2. En Espagne .....	16
3. En France .....	16
4. En Italie.....	18
<b>B. Dans la partie sud téthysienne (Nord du continent africain)</b> .....	18
1. Au Maroc .....	18
2. En Algérie .....	20
3. En Tunisie .....	21
<b>IV. BUTS ET METHODES D'ETUDE</b> .....	24
<b>A. Buts de l'étude</b> .....	24
<b>B. Méthodes d'étude</b> .....	25
1. Sur le terrain .....	25
2. Au laboratoire .....	25
2.1. Les plaques minces .....	25
2.2. Le lavage .....	25
2.3. Le tri .....	25
2.4. La détermination .....	25
2.5. La calcimétrie : <i>Mesure de la teneur en carbonate de calcium</i> .....	25
2.6. Le carbone organique total (COT) .....	26

*Deuxième chapitre* : **DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES,  
ELEMENTS DE DATATION ET MILIEUX DE DEPOT**

<b>I. PRINCIPALES FORMATIONS RENCONTREES : DEFINITIONS ET AGES</b> .....	28
<b>A. Formation d'El Rhelida</b> .....	28
1. Définition .....	28
2. Age .....	28
<b>B. Formation de M'daouar</b> .....	28
1. Définition .....	28
2. Age .....	28

<b>C. Formation de Rhoundjaïa</b> .....	29
1. Définition .....	29
2. Age .....	29
<b>II. ETUDE DE LA COUPE D'EL KOHOL</b> .....	29
<b>A. Localisation de la coupe</b> .....	30
<b>B. Description des faciès</b> .....	31
1. Formation d'El Rhelida .....	31
1.1. Datation .....	31
1.2. Milieu de dépôt .....	31
2. Formation de M'daouar .....	31
2.1. Datation .....	32
2.2. Milieu de dépôt .....	32
3. Formation de Rhoundjaïa .....	32
3.1. Datation .....	34
3.2. Milieu de dépôt .....	34
<b>III. CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE L'ATLAS SAHARIEN OCCIDENTAL (MONTS DES KSOUR)</b> .....	35

*Troisième chapitre : PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN*

<b>I. INTRODUCTION</b> .....	36
<b>II. CARACTERISTIQUES DU PASSAGE C/T</b> .....	36
<b>A. Données lithostratigraphiques</b> .....	36
<b>B. Données sédimentologiques</b> .....	37
1. Membre inférieur (C <sub>1</sub> et C <sub>2</sub> ).....	37
2. Membre supérieur (T <sub>1</sub> et T <sub>2</sub> ).....	37
<b>C. Données paléontologiques</b> .....	42
1. Les ammonites.....	42
2. Les échinodermes et les gastéropodes.....	42
3. Les foraminifères.....	42
4. Ostracodes.....	44
5. Les radiolaires.....	44
<b>D. Données géophysiques et géochimiques</b> .....	44
1. Sur le plan géophysique.....	44
2. Sur le plan géochimique.....	44
<b>III. CONCLUSION</b> .....	45

## CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

<b>I. CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>46</b>
<b>A. Sur le plan lithostratigraphique.....</b>	<b>46</b>
<b>B. Sur le plan biostratigraphique.....</b>	<b>46</b>
<b>C. Sur le plan géochimique.....</b>	<b>46</b>
<b>II. PERSPECTIVES.....</b>	<b>48</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>49</b>
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	<b>57</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	<b>58</b>
<b>PLANCHES.....</b>	<b>59</b>

## AVANT-PROPOS

## AVANT-PROPOS

Avant de présenter ce modeste travail, il m'est particulièrement agréable de pouvoir consacrer ces quelques lignes à ceux qui m'ont aidé à le réaliser par leurs appuis scientifique, matériel et moral.

Tout d'abord, je tiens à remercier :

Monsieur M'hamed MAHBOUBI, Professeur à l'Université d'Oran, d'avoir bien voulu présider ce jury d'une part, et avec qui j'ai effectué ma première sortie sur le terrain dans la région d'El Kohol d'autre part.

Monsieur Mustapha BENSALAH, Professeur à l'Université de Tlemcen, de m'avoir offert l'opportunité de développer mes connaissances sur la géologie algériennes. Ce travail achevé aujourd'hui est le fruit de sa direction exemplaire. Je tiens une fois encore à le remercier et à lui exprimer ma profonde gratitude.

Monsieur Abbas MAROK, Maître de Conférences à l'Université de Tlemcen, qui a accepté de co-diriger mon travail et qui s'est toujours montré attentif à mes préoccupations en me donnant de précieux conseils. Je tiens une fois encore à le remercier pour sa disponibilité et son enthousiasme imperturbable et communicatif, même devant le microscope et la loupe binoculaire qui en début de thèse, me laissaient un peu songeur.

Monsieur Mohammed BENYAHIA, Maître de Conférences à l'Université de Sidi Bel Abbès de bien vouloir juger mon travail et apporter son avis et ses critiques.

Monsieur Abbès SEBANE, Maître de Conférences à l'Université d'Oran, d'avoir bien voulu accepter de faire partie de ce jury.

Mes vifs remerciements vont également à Madame Fatiha KECHID-BENKHEROUF (USTHB, Alger) et à François ATROPS (Université Claude Bernard Lyon 1) pour la détermination de la macro et la microfaune.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance à Madame Fatiha HADJI, enseignante et adjoint du chef Département des Sciences de la Terre, chargé de la Post-Graduation, pour ses encouragements amicaux, sa sympathie et les services rendus.

Un très grand merci à Madame Farida MAHAMMED et à Sid Ali CHERIAF (Centre de Recherche et de développement, SONATRACH), pour la confection des lames minces.

J'exprime aussi ma reconnaissance à Rabah BRACENE (Division Exploration, SONATRACH), pour m'avoir fait partager son expérience dans le domaine structural.

Je remercie Monsieur Boufeldja TABTI, Doyen de la faculté des Sciences pour m'avoir facilité toutes les démarches administratives avant et au moment du passage de ce mémoire.

De même, j'adresse ma reconnaissance à Monsieur Kamel Mustapha TALEB, Chef de Département des Sciences de la Terre.

Je tiens à exprimer mes très vifs remerciements à tous mes enseignants de la filière des Sciences de la Terre de l'Université Abou Bekr Belkaïd-Tlemcen : Abdellatif TABET HELLEL, Nacera GHELLAI, Abderrezak KHEROUS, Belhadj BELKHOUCHE, Ali KACEMI, Kamar Eddine BENSEFIA, Kamila BOUANANI, Abderrazak BOUANANI, Abdelkader BELMOUHOUB et Mustapha BENTCHOUK.

Parmi le personnel du Département des Sciences de la Terre, j'adresse tout particulièrement mes remerciements à : Amel BERKANI, secrétaire de Département, pour sa gentillesse et son soutien.

Je remercie Monsieur Kouider BOUSSENDA de l'université de Sidi Bel Abbès pour l'analyse géochimique.

Mes remerciements vont également à Monsieur Lahcene BELKEBIR, Professeur (Université d'Oran) et Bouhameur MANSOUR, Maître de Conférences (Université d'Oran) pour m'avoir autorisé à utiliser le microscope de leurs laboratoire de Paléontologie-Stratigraphie et Paléoenvironnement.

Je suis infiniment reconnaissant aux familles MAHBOUBI, BOURAGÄA, SADLI qui m'ont accueilli de manière très chaleureuse lors de mes sorties sur terrain.

J'exprime ma profonde gratitude à mes amis : Hamid, Ahmed et Choukri.

Je remercie le laboratoire de recherche N° 25.

Par crainte d'avoir oublié quelqu'un, que tous ceux et toutes celles dont je suis redevable se voient ici vivement remerciés. Je suis redevable à ma mère, à mon frère Hocine et à mes sœurs.

## RESUME

## RESUME

Dans la région d'El Kohol (Djebel Amour), une coupe s'étendant de l'Albien supérieur (Vraconien) au Turonien inférieur a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire notamment dans les domaines de l'analyse lithologique, paléontologique ou encore géochimique. En absence d'éléments datation pour la série comprise entre l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur *p.p.*) (Formation d'El Rhelida et Formation de M'daouar), nous avons jugé utile de focaliser notre travail sur la Formation de Rhoundajaïa et la limite Cénomaniens-Turonien (93,5 +/- 0,2 Ma). Cette dernière est associée à un événement anoxique d'extension globale.

Dans cette optique, la combinaison des données biostratigraphiques, l'analyse sédimentologique et la signature géochimique (CaCO<sub>3</sub> et COT) ont permis pour la première fois de tracer la limite probable du Cénomaniens-Turonien.

D'autre part, le changement enregistré des faciès et des biofaciès au niveau de la formation de Rhoundajaïa témoigne en faveur d'une phase anoxique globale qui mérite une étude plus détaillée.

**Mots-clés :** El Kohol, Djebel Amour, Vraconien, Cénomaniens-Turonien, biostratigraphiques, sédimentologique, signature géochimique, phase anoxique.

**ABSTRACT**

## ABSTRACT

In the region of El Kohol (Amour Mount), a section extending from the Upper Albian (Vraconian) to Lower Turonian has been the subject of a multidisciplinary study particularly in the areas of lithological, paleontological and geochemical analysis.

In the absence of dating elements for the series from the Upper Albian-Cenomanian pp) (El Rhelida Formation and M'daouar formation), we found it useful to focus our work on the Rhoundajaïa formation and the Cenomanien-Turonian limit (93.5 + / - 0.2 Ma). The latter is associated with an anoxic event of global expansion.

In this context, the combination of biostratigraphic data, sedimentological analysis and geochemical signature (CaCO<sub>3</sub> and TOC) enabled us for the first time to draw the probably limit between Cenomanian and Turonian.

On the other hand, the recorded change of facies and biofacies in the Rhoundajaïa formation testifies a global anoxic phase that deserves a more detailed study.

**Key-words:** El Kohol, Amour Mount, Vraconian, Cenomanian-Turonian, Biostratigraphic, Sedimentologic, Geochemical signature, Anoxic phase.

*Premier chapitre* : **CADRE GENERAL DE L'ETUDE**

## I. GENERALITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES

### A. Contexte géographique

#### 1. Situation générale de la région d'étude

Faisant partie de la grande barrière orographique de l'Atlas saharien (s.s.), Djebel Amour est limité au Nord par les Hautes Plaines oranaises, au Sud par la plate-forme saharienne, à l'Est par les Monts d'Ouled Naïl et enfin à l'Ouest par la terminaison orientale des Monts des Ksour (fig. 1).

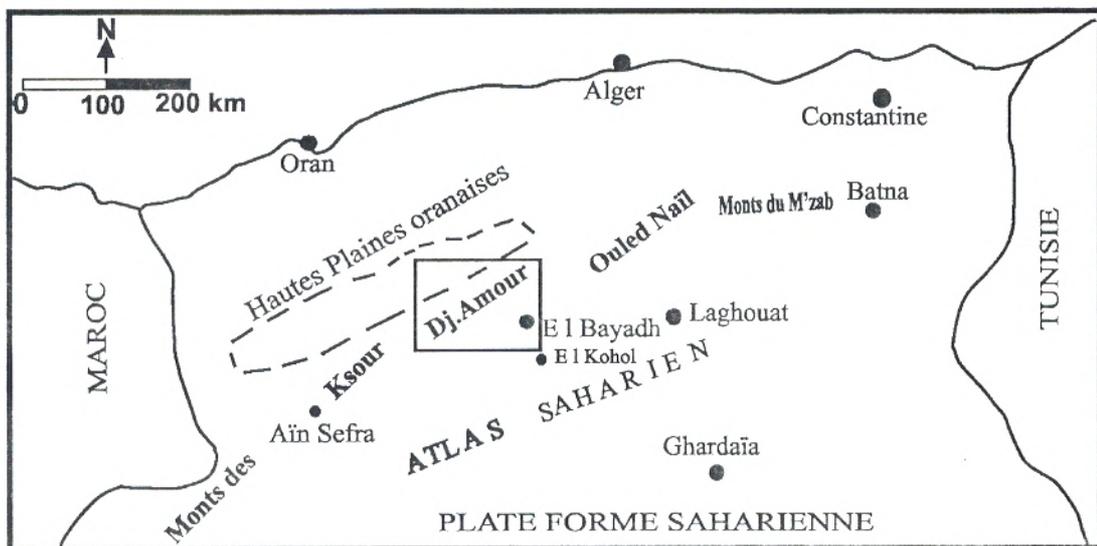


Fig. 1- Situation générale de la région d'étude.

#### 2. Limites du secteur d'étude

Situé à 120 km au Sud de la ville d'El Bayadh et à 25 km au Sud-Est de Brézina, le secteur d'El Kohol forme un chaînon d'orientation Sud-Ouest/Nord-Est. Il se prolonge vers le Nord-Est par une suite de chaînons ayant globalement la même orientation (El Kart, El korit el Akhal, Djebel Oum Mradjeme et Djebel Ouassa). Dans l'ensemble, le secteur objet de la présente étude est limité au Nord par Oumm Derabine, au Sud par El Bessassim, à l'Est par Djebel El Kart et à l'Ouest par Bou Redim (fig. 2).

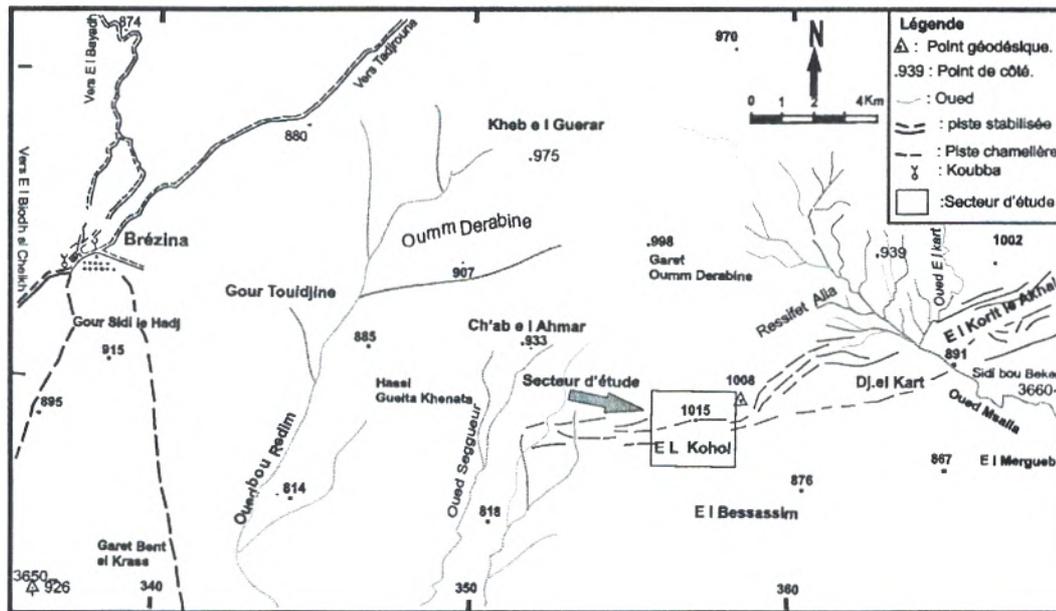


Fig. 2- Localisation du secteur d'étude (d'après la carte topographique d'El Bayadh au 1/ 200.000).

## B. Contexte géologique

### 1. Aperçu géologique de l'Atlas saharien central (fig. 3)

#### 1.1. Au plan tectonique

L'Atlas saharien central correspond à un édifice montagneux plissé. Dans l'ensemble, CORNET (1952) distingua la présence de deux principales unités tectoniques : les anticlinaux étroits et allongés (ils se terminent souvent à chaque extrémité par des périantoclinaux) et les synclinaux plus larges et plus longs. Cette chaîne d'orientation générale NE-SW est limitée au Nord comme au Sud par deux accidents majeurs :

*-Accident nord- atlasique = « accident sud mésétien »*

Employé pour la première fois par LAFFITTE (1939), l'accident nord atlasique ou l'accident sud mésétien selon le vocabulaire de KAZI-TANI (1986) se prolonge sur toute la bordure Nord de la chaîne atlasique. A titre d'exemple, dans l'Atlas saharien occidental (région de Mecheria), il met en contact les dolomies du Bajocien et du Bathonien avec les grès du Callovo-oxfordien. Par ailleurs, au Nord-Ouest d'El Bayadh, une faille à fort rejet limite vers le Nord-Ouest l'anticlinal Chebket Tikechkach-Djebel Tarf, en Notons la présence d'une séparation marquée par un jeu de cassures importantes entre les Hautes Plaines et l'ensemble l'Atlas saharien (CORNET, 1952).

*-Accident sud- atlasique = « flexure saharienne »*

Cette ligne tectonique presque continue depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie joue le rôle principal dans la limite entre le Sahara et l'Atlas. Elle correspond à une série de flexures atténuées aux extrémités et se terminant le plus souvent dans des

périclinaux. D'après les premières observations dans la région de Brézina-el-Abiod, CORNET (1952, p. 45) conclu que l'accident sud atlasique est en réalité une bande récemment tectonisée à l'intérieur de laquelle les accidents se relaient avec un léger décrochement. Ses observations sont confirmées par les données gravimétriques qui montrent la présence de trois principales directions pour l'accident sud-atlasique. Ainsi, on note une direction NE-SW, une seconde approximativement W-E et une troisième NW-SE (HABANI et HADDOUM, 2006)

En somme, il y a lieu de noter aussi la présence de déformations polyphasées avec mise en évidence d'une inversion tectonique. Dans la région de Djebel Er-Radjel située au Sud de Boussâda, BETTAHAR *et al.*, (2007) énumèrent quatre phases majeurs de déformations allant du Crétacé inférieur au Mio-pliocène ? :

- une phase compressive ;
- une phase transcurrente sénestre ;
- une phase transcurrente dextre ;
- une phase compressive.

### 1.2. Au plan paléogéographique

Le domaine atlasique correspond à un sillon subsident où se sont déposés durant le Mésozoïque des puissants dépôts marins suivi au Cénozoïque par des dépôts continentaux. D'après FLANDRIN (1952), ce sillon présentait un abaissement d'axe d'Ouest en Est qui s'accrut au cours des âges et qui provoqua un refoulement progressif des mers jurassiques et crétacées vers les parties les plus septentrionales et orientales du Nord de l'Afrique (BENSALAH comm. orale).

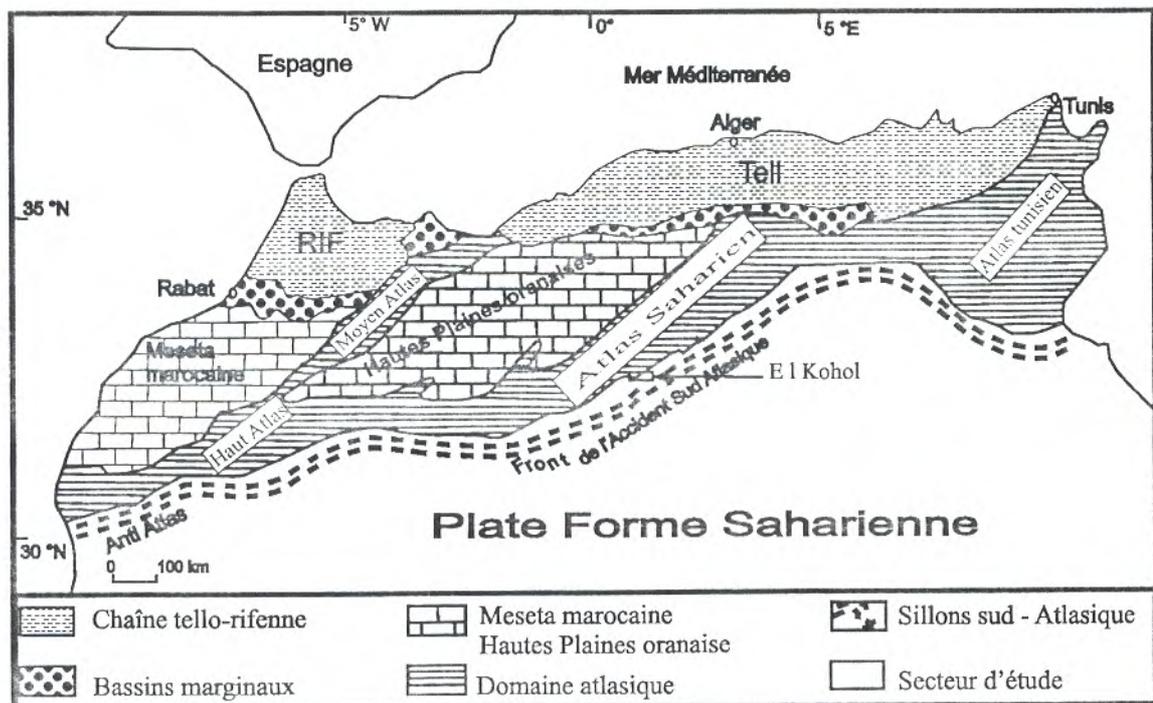


Fig. 3- Schéma géologique du Maghreb (d'après Pique *et al.*, 1998 ; modifié).

## 2. Présentation géologique du secteur d'El Kohol (fig. 4 et 5)

### 2.1. Au plan structural

Montrant une direction orographique NE-SW, le secteur d'El Kohol a été l'objet d'une étude pluridisciplinaire (cartographie géologique, interprétation des photos Landsat et décodage des données géophysiques) réalisée par HABANI & HADDOUM (2006). Ces deux auteurs proposèrent pour la région un modèle de déformation qui s'inscrit dans un système de bassins en pull-apart (fig. 5), dont l'ouverture en transtension s'est effectuée à partir du Jurassique, dans un champ de contrainte orienté NS-SW. La fermeture de ce bassin s'est faite par transpression senestre d'âge Crétacé, Santonien supérieur. L'expression de l'accident sud-atlasique, durant les phases de compression va dépendre directement de son orientation par rapport aux contraintes.

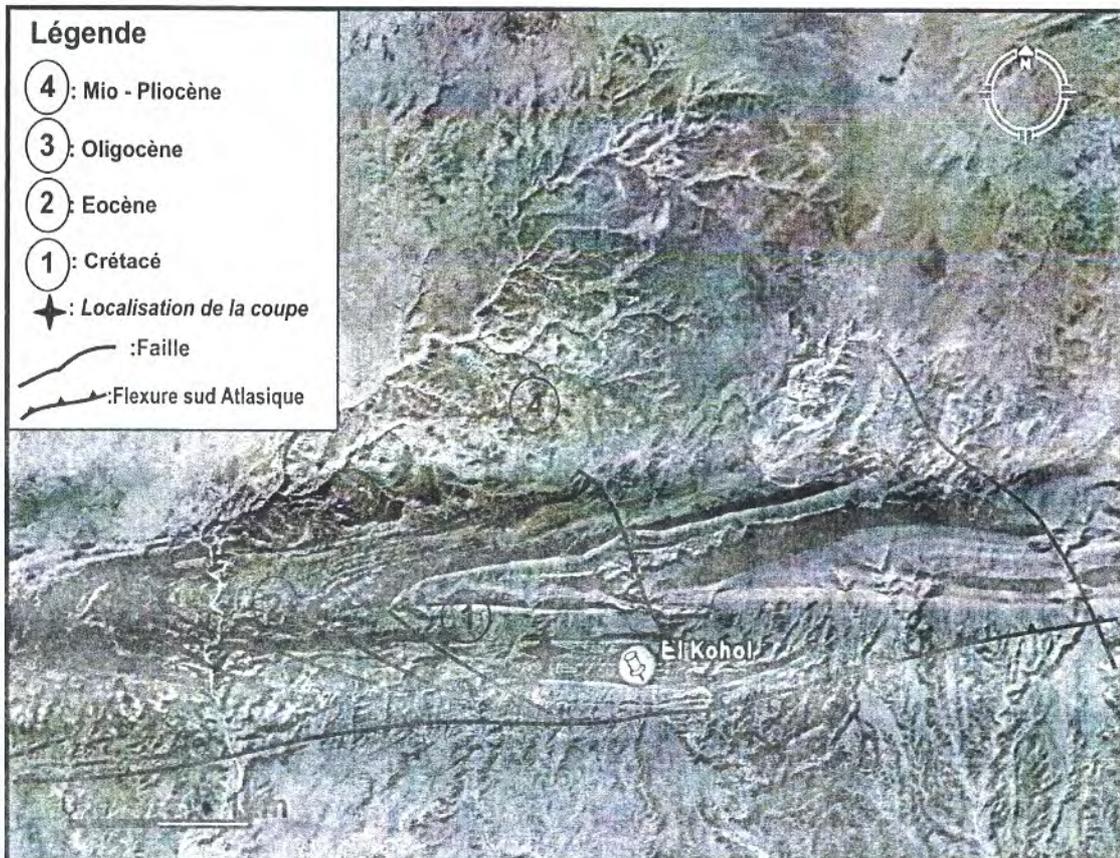


Fig. 4- Image satellitaire de la région d'El Kohol.

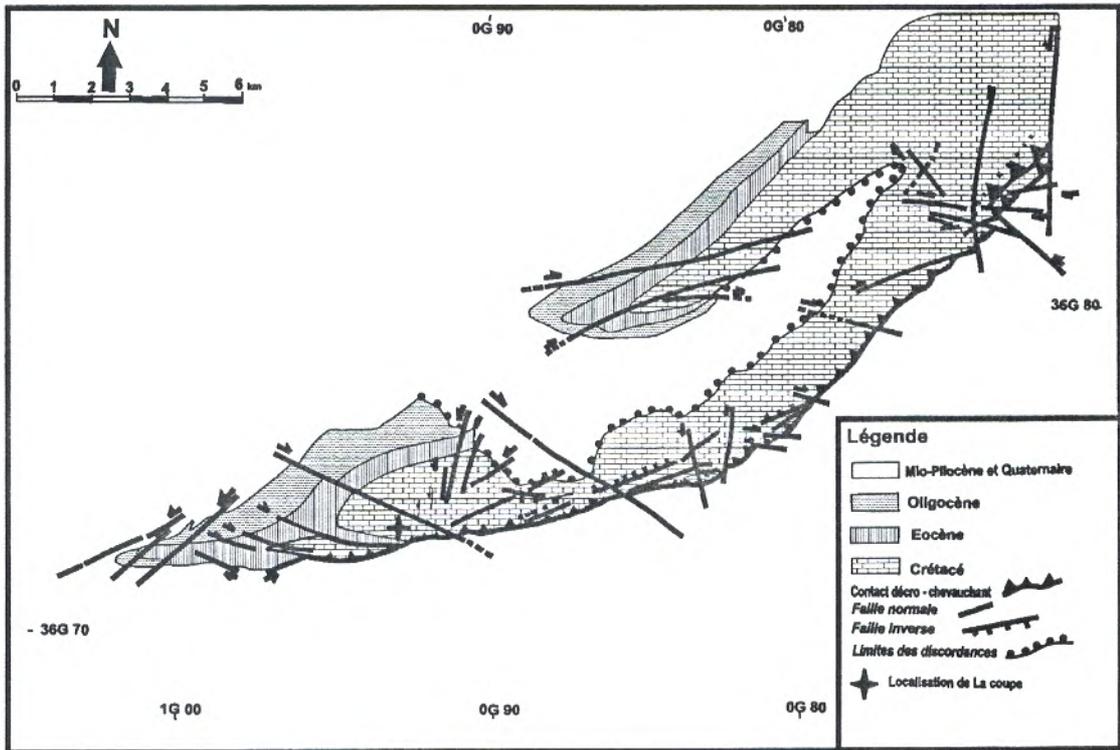


Fig. 5- Carte structurale du secteur d'El Kohol (d'après HABANI et MEDAOURI,1994 ; modifié).

Par ailleurs, l'interprétation des données de subsurface (sismique) (fig. 6) ont permis de mettre en évidence une tectonique transcurrente qui aurait engendré un système de rampes et paliers avec des surfaces de décollement qui se situeraient au Néocomien-Barrémien et au Jurassique.

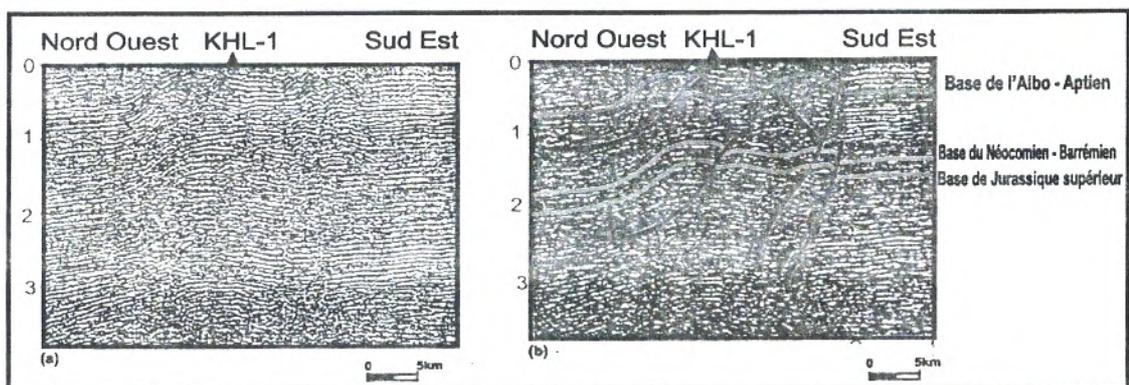


Fig. 6- Section sismique d'El Kohol-Brézina (a) et son interprétation (b) (d'après HABANI et HADDOUM, 2006).

## 2.2. Au plan stratigraphique

L'examen de la carte géologique au 1 / 200.000 de Brézina publiée en 1981 par la sous-direction de la géologie au niveau de l'I.N.C montre une succession lithostratigraphique représentée dans la figure 7. Il s'agit essentiellement de dépôts attribués au Crétacé et sur lesquels reposent des archives sédimentaires appartenant au Tertiaire et au Quaternaire. Par ailleurs, dans le secteur d'El Kohol, la série stratigraphique étudiée comprend dans l'ordre ascendant la succession suivante:

- une série argilo-gréseuse admettant quelques niveaux carbonatés (Albien supérieur = Vraconien);
- une série de marnes gypsifères et azoïques admettant des bancs carbonatés (Cénomanién inférieur) ;
- une dalle carbonatée (calcaires et calcaires dolomitiques) (Cénomanién supérieur-Turonien inférieur).

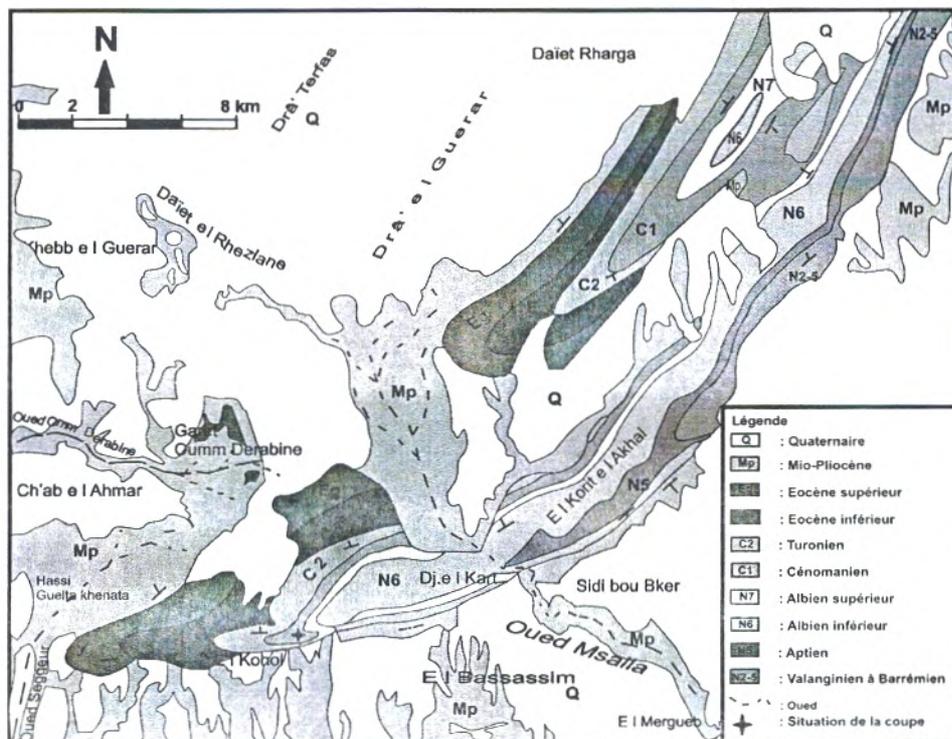


Fig. 7- Carte géologique de la région d'El Kohol (d'après la carte géologique de Brézina au 1 / 200.000).

## II. EVENEMENT ANOXIQUE OCEANIQUE (EAO-2) ET CONCEPT DE BLACK SHALE

### A. Introduction

Créé par SCHLANGER et JENKYNS (1976), le concept « Événement Anoxique Océanique » désigne des épisodes majeurs d'appauvrissement des eaux de fond en

oxygène. Au cours du Crétacé, ces conditions ont été à l'origine de formation des couches riches en matière organique. D'après les mêmes auteurs, l'événement EAO-2 coïncidait avec la limite Cénomanién-Turonien et il se distingue par son extension globale (fig. 8 et 9).

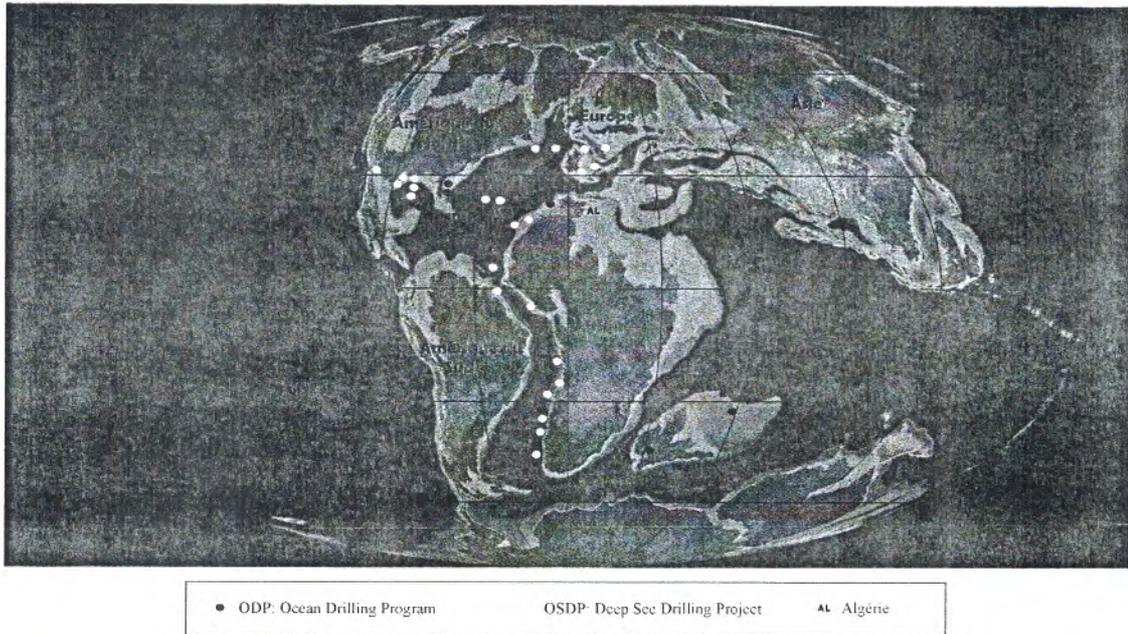


Fig. 8- Carte paléogéographique au passage Cénomanién-Turonien .

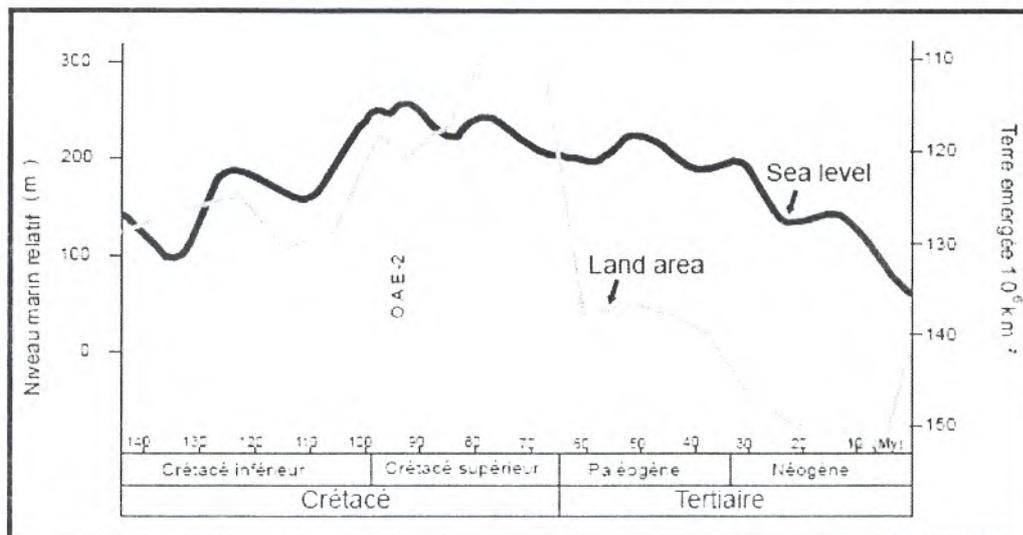


Fig. 9- Situation du EAO-2. Comparaison entre la courbe eustatique du niveau marin et la courbe de surface de terres émergées (d'après JONES et JENKYN, 2001).

D'autre part, la controverse sur l'EAO-2 (Événement Anoxique Océanique de la limite Cénomanién-Turonien) ne se limite pas seulement aux différents mécanismes responsables de ce phénomène, elle réside aussi dans la nomenclature proposée pour désigner ces informations riches en carbone organique. En effet, le terme habituel de «black shale» ne reflète pas toujours la réalité car les sédiments déposés lors de l'épisode incriminé ne sont pas forcément noirs, ni toujours de nature essentiellement argileuse.

Par ailleurs, des auteurs comme EICHNER et DINER (1991) ont résumé très schématiquement la grande diversité des couches plus ou moins riches en matière organique dans lesquelles s'exprime l'EAO-2. Il s'agit soit de cycle calcaires/marnes, soit de cycles argiles noires/silice (cas du niveau de **Bonarelli**, en Italie centrale), ou encore une alternance plus complexe de shales noirs, gris verts et rouges (exemple des coupes atlantiques profondes). Compte tenu de cette diversité lithologique plusieurs termes ont été proposés pour désigner ces formations. C'est ainsi que BREHERET (1986) a préféré l'appellation de «couches riches en carbone organique», tandis que BUSSON et CORNEE (1996) parlaient de «couches sombres laminées». Aujourd'hui, le concept de «black shale» est le plus souvent utilisé compte tenu de sa connotation génétique.

## **B. Mécanismes de formation d'un «black shale»**

Pour expliquer la formation d'un black shale, nous avons essayé de résumer ici les facteurs suivants :

### 1. La topographie et la tectonique

L'importance des facteurs topographiques dans l'accumulation de sédiments riches en matière organique a été le sujet de nombreux travaux publiés par TISSOT et *al.* (1979, 1980). C'est le cas de la ride médio-atlantique, de la ride de Walvis et celle de Rio Grande jouant le rôle de barrière, en limitant la circulation et le brassage des eaux polaires froides et riches en oxygène, avec le reste des eaux océaniques. Ceci favoriserait l'installation d'une anoxie dans la partie océanique ainsi isolée. Par contre, des auteurs comme ARTHUR et SCHLANGER (1979) ont insisté plutôt sur la relation entre la prolifération de la matière organique d'une part et l'isolement et le confinement des bassins liés à l'ouverture de l'Atlantique d'autre part.

### 2. La productivité primaire

Selon TISSOT (1979) et JENKYNS (1980), l'exceptionnelle productivité primaire au Cénomaniens-Turonien est liée à l'extension des mers épicontinentales lors d'une grande transgression, par le seul fait de l'accroissement des surfaces où la photosynthèse est active. Cependant, l'abondante matière organique produite épuiserait rapidement l'oxygène dissous et entraîne ainsi l'installation de l'anoxie.

Par comparaison avec le fonctionnement actuel de certaines marges africaines (Mauritanie et Namibie), certains auteurs évoquent le rôle des phénomènes d'upwelling dans la grande productivité primaire de cette époque (ARTHUR et NATLAND, 1979 ; CALVERT, 1987; PEDERSON et CALVERT, 1990). La présence dans les sédiments de la silice biogène, et plus particulièrement de radiolaires renforce l'hypothèse de ces différents auteurs.

Enfin, une dernière hypothèse a été proposée par SCHLANGER et JENKYNS (1976) sur l'augmentation de la production organique comme le fruit de la destruction des forêts qui recouvraient les plaines basses lors de la grande transgression. Le développement de la couverture forestière était alors d'autant plus important que le climat était chaud et humide.

### 3. La transgression

La transgression semble aussi avoir joué un rôle dans la limitation des taux de sédimentation de la période considérée. D'après TISSOT (1979), l'expansion du domaine océanique aurait induit un blocage des apports terrigènes loin des bassins océaniques (fig. 10). Elle aurait ainsi évité une dilution importante de la matière organique par des apports considérables de constituants minéraux.

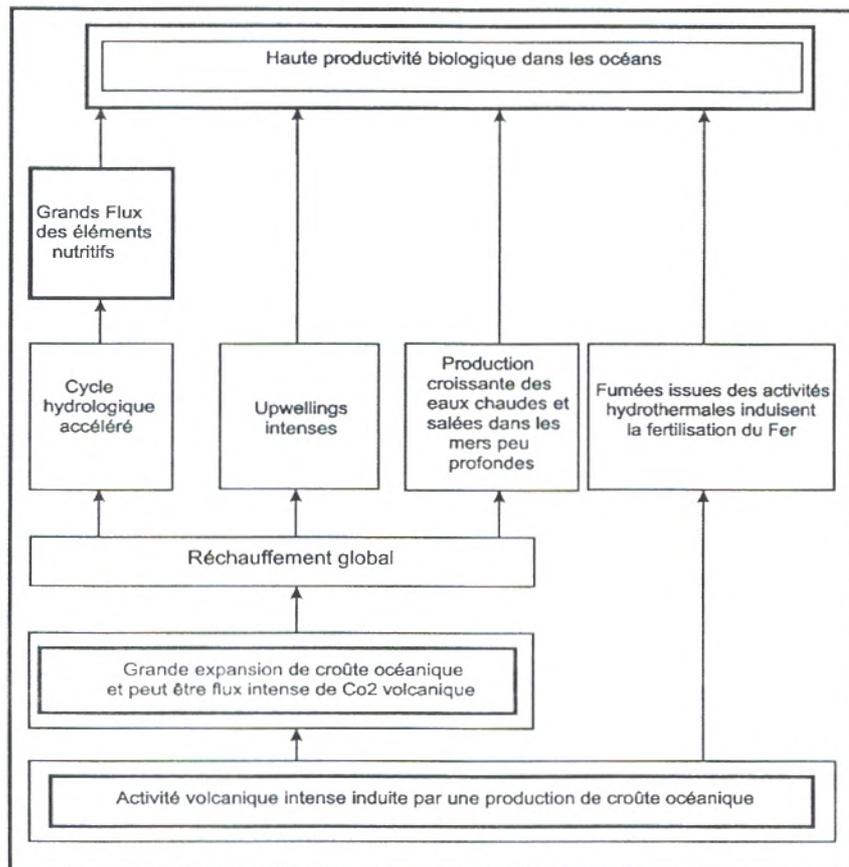


Fig. 10- Modèle conceptuel montrant que les activités hydrothermales liées à l'expansion des croûtes océaniques peuvent induire des EAO<sub>s</sub> (d'après JONES et JENKYNS, 2001).

### 4. Le climat

Le climat de la partie moyenne du Crétacé a été souvent évoqué comme un des principaux facteurs responsables de l'EAO-2 (HAYS et PITMAN, 1973 ; HALLAM 1985; HEDBERG et FISCHER, 1986). En effet, les températures moyennes étaient alors plus élevées que les températures actuelles. Au pôle, par exemple, elles auraient été de 10 à 15°C supérieures à celles observées aujourd'hui. Les gradients latitudinaux étaient alors aussi sensiblement moindres qu'ils ne le sont actuellement (HAYS et PITMAN, 1973). Cette faiblesse des gradients thermiques latitudinaux était responsable d'une circulation océanique lente, voire stagnante, favorable à la préservation de la matière organique. En outre, le climat chaud et humide de cette époque aurait aussi favorisé le développement d'une couverture végétale abondante, source de carbone organique dans le milieu océanique (fig. 11).

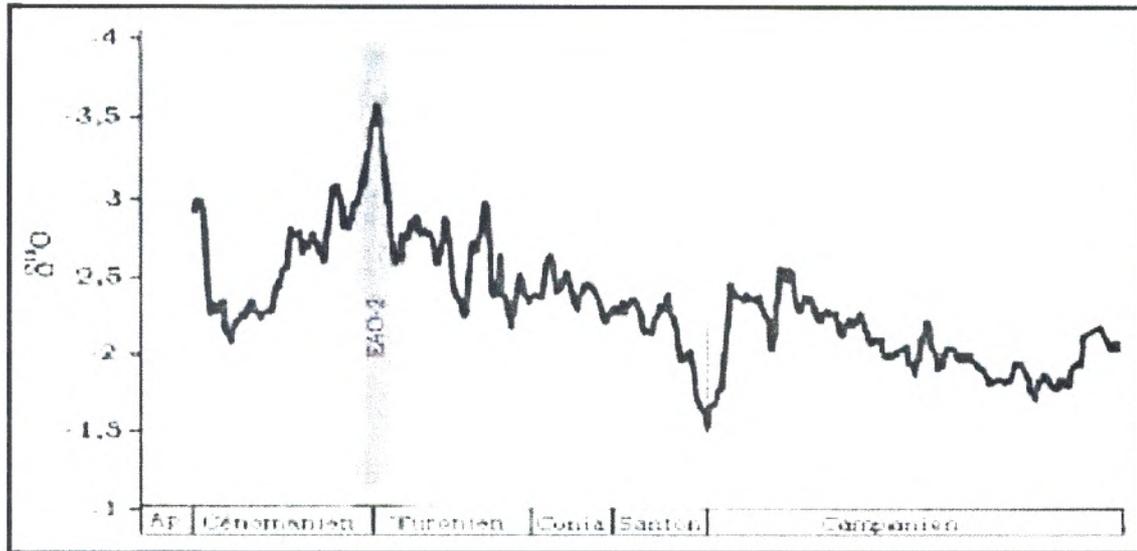


Fig. 11- Réchauffement global des eaux océaniques au passage Cénomaniens-Turonien (in SOUA, 2005).

### 5. La circulation et la stratification des eaux océaniques

La configuration latitudinale de la Téthys (PHILIP *et al.*, 1993) aurait joué un rôle important dans la circulation des eaux océaniques, notamment en limitant les échanges entre les eaux polaires denses et riches en oxygène et les eaux océaniques chaudes et peu oxygénées. Ainsi, l'oxygène dissous joue un rôle important sur la destinée de la matière organique.

Notons que l'existence d'une stratification thermo-haline essentiellement due au contraste de salinité entre des eaux profondes salées et denses et des eaux superficielles dessalées a été aussi retenue comme une des causes possibles de l'EAO-2 (ARTHUR et NATLAND, 1979; THIERSTEIN, 1979).

### 6. Méromictisme océanique

A partir des observations sur le fonctionnement des lacs de cratères volcaniques du Cameroun (exemple des lacs Nyos et Monoun), BUSSON et CORNEE (1996) proposent une nouvelle approche de l'installation de l'anoxie. Ces deux auteurs décrivent l'EAO comme le fruit d'un enrichissement des eaux océaniques par le CO<sub>2</sub> mantélique. En effet, les deux lacs camerounais ont la particularité d'avoir des taux de CO<sub>2</sub> dissous de 98 à 99 %. Ces taux permettent une stratification des eaux et la préservation de la matière organique produite dans la zone photique.

En conclusion, l'analyse de différents facteurs évoqués précédemment soulève plusieurs questions quant au rôle exact joué par chacun d'eux dans l'installation de l'EAO-2, en tenant compte de la diversité des environnements concernés par ce phénomène. En ce qui nous concerne, nous pensons que l'EAO-2 ne peut être lié à un seul facteur mais certainement à la jonction de plusieurs.

## C. Coupes types du passage C/T

Dans le monde, deux coupes types ont été étudiées en détail pour bien comprendre le passage Cénomanien-Turonien et le niveau caractéristique du black shale. Il s'agit du niveau **Bonarelli** ou **Livello Bonarelli** en Italie et de la coupe de Pueblo au Etats Unies.

### 1. Niveau Bonarelli

Faisant l'objet de plusieurs publications, ce niveau montre un enregistrement exceptionnel de l'EAO-2. C'est un niveau de 1,5 m défini dans le bassin d'Ombrie-Marches (Italie centrale). Il correspond à des alternances de marnes noires «black shales» et des couches siliceuses riches en radiolaires. Les foraminifères planctoniques avec les espèces de *Rotalipores* et *Globigerinelloides bentonensis* disparaissent vers la base du niveau Bonarelli.

### 2. Coupe de Pueblo

Proposée comme le **G.S.S.P** (Global **B**oundary **S**tratotype **S**ection and **P**oint) du Turonien, cette coupe est située à l'extrémité Ouest de Denver, Rio grande, près de la limite Nord de la réserve de Pueblo (38° 16' 56''N et 104° 43' 39''W). Les caractéristiques sédimentologiques, biostratigraphiques et géochimiques de 17 m d'enregistrement sont résumées dans la figure 12 ci-après :

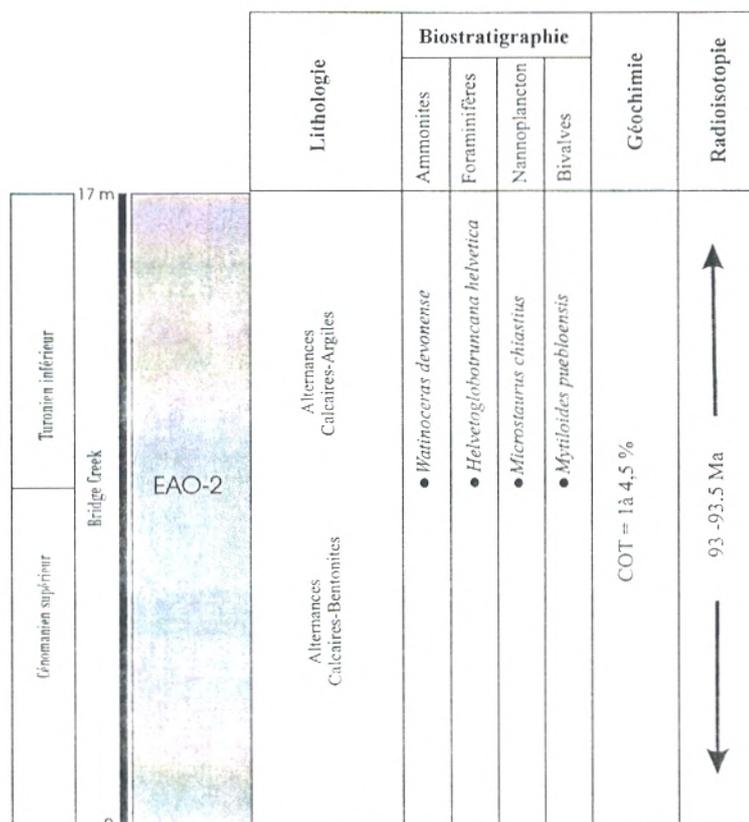


Fig. 12- Caractéristiques du **G.S.S.P** du Turonien (Coupe de Pueblo).

### III. HISTORIQUE ET ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN (C/T) DANS LA TETHYS OCCIDENTALE

Les dépôts enregistrant l'événement géologique global durant le passage Cénomaniens–Turonien (EAO-C/T : Evénement Anoxique Océanique de la limite Cénomaniens–Turonien, EAO-2, ELCT : Evénement de la limite Cénomaniens–Turonien ou CTBE : Cenomanian Turonian Boundary Event) ont été l'objet de nombreuses études pluridisciplinaires (sédimentologiques, paléontologiques, géochimiques et paléogéographiques). Dans l'ensemble du domaine téthysien, cette limite Cénomano-turonienne est enregistrée généralement dans une séquence de dépôt de troisième ordre qui débute dans la partie terminale du Cénomaniens et se termine dans le Turonien inférieur (SEGURA *et al.*, 1993 ; HARDENBOL *et al.*, 1993). Une telle séquence intègre le cortège transgressif lié à la transgression rapide de l'océan Atlantique (*in* SEGURA *et al.*, 1993).

En ce qui concerne le présent travail, nous nous contenterons d'exposer brièvement les principaux résultats obtenus dans quelques bassins de la Téthys occidentale.

#### A. Dans la partie nord téthysienne (Sud du continent européen)

Il s'agit des résultats obtenus essentiellement dans quatre régions :

##### 1. En Portugal,

Dans un travail publié en 2004, CALLAPEZ traça la limite Cénomaniens–Turonien dans les faciès de plate-forme carbonatée de l'Ouest du Portugal par une discontinuité caractérisée par la présence d'un paléokarst. Par contre, limite biostratigraphique se distingue par une association faunistique composée de *Mytiloides Mytiloides*, *Mytiloides subhercynicus*, *Tylostoma* et *Vascoceras durandi*.

##### 2. En Espagne

LAMOLDA, GOROSTIDI, MARTINEZ, LOPEZ et PERYT (1997) évoquent une approche biostratigraphique intégrée pour la limite Cénomaniens–Turonien de la série de Ganuza située au Nord de l'Espagne. L'étude de la répartition biostratigraphique des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires et des ammonites a permis aux auteurs de mettre en évidence trois biozones de foraminifères planctoniques corrélées aux zonation des ammonites (très rares) et des nannofossiles calcaires : la zone à *Rotalipora cushmani*, la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*. Il est à noter que dans cette région, la limite cénomano-turonienne est placée entre l'apparition des premiers *Kamerunoceras* et *Mytiloides submytiloides* et l'apparition de l'espèce *Mytiloides Kossmati Kossmati*.

##### 3. En France

Dans une étude biostratigraphique sur les faunes d'ammonites du Cénomaniens et du Turonien inférieur dans le Sud-Est de la France (bassin vocontien, Alpes de Haute-Provence), THOMEL (1993) est arrivé à établir une zonation assez fine d'une part et à découvrir pour la première fois des *Vascoceratidae* : *Vascoceras gamai*, *V. costatum*, *Paravascoceras obessum* et *Nigericeras jacqueti* d'autre part. Ces espèces étaient

jusqu'alors inconnues dans la région. Elles témoignent du fait que, vers la fin du Cénomaniens, les courants d'échanges se sont modifiés. Notons que la limite C/T est placée ici au-dessus des couches à *Vascoceratidae*, du genre *Watinoceras*. D'autre part, Il est important de souligner que dans la partie orientale de ce bassin, le passage Cénomaniens-Turonien est représenté par un niveau de marnes noires facilement repérable dans le paysage et nommé « **Niveau Thomel** » par CRUMIERE en 1989.

En 1997, une équipe pluridisciplinaire formée de JOLET, PHILIP, THOMEL, LOPEZ et TRONCHETTI publia des nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomaniens-Turonien. La nouvelle biozonation intégrée de cette limite jusqu'ici discutée comprend quatre zones d'ammonites, quatre associations d'inocérames et trois zones de foraminifères planctoniques. Une comparaison avec le stratotype de Pueblo (USA) conduit également l'équipe de JOLET à proposer la section de Cassis (Sud-Est de la France) comme hypostratotype européen.

Dans le même bassin, la chemostratigraphie utilisée par MOREL (1998) a permis de mettre en évidence deux anomalies positives typiques du passage C/T. L'excursion positive en manganèse (700 ppm) se situe dans le premier tiers du Niveau Thomel (Cénomaniens supérieur), suivie de deux autres pics de moindre importance situés respectivement dans les motifs supérieurs.

En 2001, CECCA récolte de nombreux exemplaires d'ammonites dans les niveaux du Cénomaniens supérieur-Turonien moyen de la baie de l'Anse de l'Arène, près de Cassis (Sud-Est de la France). Les différents taxons identifiés çà et là permettent de reconnaître les zones à *Metoicoceras geslinianum* et à *Neocardioceras judii* du Cénomaniens supérieur ainsi que les zones à *Mammites nodosoides* et probablement à *Collignonicerias woollgari*, du Turonien inférieur et moyen.

VIDET et NERAUDEAU (2003) effectuent une remarquable étude sur la variabilité et l'hétérochronies chez un groupe de bivalves du Cénomaniens et du Turonien inférieur des Charentes (Sud-Ouest de la France). Ils constatent que l'omniprésence et l'abondance de l'exogyre *Rhynchostreon Suborbiculatum* (LAMARK, 1801) (*Bivalvia: Ostreoidea: Gryphaeidae*) dans ces terrains des Charentes permet d'en appréhender la variabilité morphologique, tant sur les plans stratigraphique et paléocologique que sur le plan évolutif. L'espèce analysée montre ainsi une tendance évolutive à l'augmentation de taille, depuis des coquilles ne dépassant pas quelques centimètres au Cénomaniens inférieur jusqu'à des coquilles atteignant près d'un décimètre au Turonien inférieur. Cette tendance générale est interrompue ponctuellement par quelques populations « naines », associées à des faciès anoxiques ou à fort hydrodynamisme.

A l'issue d'une comparaison entre le Black shale de limite Cénomaniens-Turonien dans le bassin subalpin Français avec d'autres régions à grande échelle, FERRY, GROSHNY et MALARTRE (2003) excluent l'idée de lier les couches riches en matière organique à de quelques mouvements eustatiques, notamment une transgression censée favoriser une hyperproductivité temporaires des eaux de surface.

Pour mieux comprendre dans quelles conditions se sont déposés les Black shales lors de l'événement anoxique océanique, WESTERMANN, GROSHENY, FERRY et GAUTHIER-LAFAYE (2005) lèvent trois coupes au passage Cénomaniens-Turonien dans le bassin vocontien (Sud-Est de la France). Les résultats encore partiels ont permis

d'établir pour la première fois une courbe en  $\delta^{13}\text{C}$  calée sur la distribution des foraminifères. Il est à noter que l'anomalie positive en  $\delta^{13}\text{C}$  caractéristique de l'EAO 2, est enregistrée sur le talus comme sur la plate-forme.

En 2006, ANDREU et BILOTTE étudient les ostracodes du Cénomaniens supérieur et du Turonien de la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières méridionales, Sud-Est de la France) Ils arrivent à identifier trente quatre espèces. Deux associations biostratigraphiques, comportant 13 et 29 espèces, sont reconnues respectivement dans l'intervalle analysé.

#### 4. En Italie

Dans le Cadre d'une thèse de Doctorat, SALMON (1999) étudia les modes d'accumulation de la matière organique dans des « Black shales » et des silex du Cénomaniens dans le bassin des d'Ombrie-Marches (Italie centrale). En outre, il a démontré que les processus diagénétiques tels que la ré-oxygénation et la silicification des sédiments étaient des facteurs importants de la reminéralisation et de l'altération de la structure chimique de la matière organique. La présence de ladite matière correspond au « Niveau Bonarelli » qui constitue un repère d'environ 80 à 200 cm au sein des calcaires pélagiques. En Italie donc, le Cénomaniens terminal enregistre fort bien l'événement anoxique global (OAE 2).

#### B. Dans la partie sud téthysienne (Nord du continent africain)

Contrairement à l'Algérie où les résultats publiés jusqu'à présent sont peu convaincants, au Maroc comme en Tunisie le passage Cénomaniens-Turonien est bien étudié. Les résultats obtenus sur le plan biostratigraphique, sédimentologique, géochimique et paléoenvironnemental sont corrélables à grande échelle.

##### 1. Au Maroc

En 1959, BASSE et CHOUBERT furent les premiers à placer dans la partie orientale du domaine Atlasique marocain, une limite stratigraphique entre les deux étages. Ainsi, la découverte d'une faune d'ammonites a permis de mettre en évidence un Cénomaniens supérieur à *Neolobites vibrayanus* et un Turonien à *Hoplitoïdes mirabilis*.

Des années plus tard, FERRANDINI (1988) subdivisa la barre Cénomano-turonienne en quatre unités stratigraphiques. Les trois premières unités sont datées du Cénomaniens supérieur grâce à la faune de *Neolobites vibrayanus* d'une part et à la microfaune représentée par des foraminifères benthiques (*Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi* et *Trochospira avnimelchi*) d'autre part. Notons la présence également de quelques exemplaires de Rudistes (*Ichthyosarcoliths. sp.* et *Sauvagesia shapei*). Par ailleurs, la quatrième unité est attribuée au Turonien (présence de *Heterohelix cf. reussi.*). Entre ces deux étages, l'auteur signale que la discontinuité entre ces deux étages est bien régionale. Dans le cadre d'une étude sédimentologique, RHALMI (2000) subdivisa la même barre carbonatée en trois formations correspondant en termes de stratigraphie séquentielle aux trois séquences de dépôt de troisième ordre (*sensu* VAIL et al., 1987). Les deux premières séquences sont datées du Cénomaniens supérieur par contre, la troisième est d'âge Turonien inférieur.

Dans une étude biostratigraphique et sédimentologique de deux coupes situées respectivement dans le Haut-Atlas et le Moyen-Atlas marocains, ANDREU (1993) montre l'influence des paramètres paléoenvironnementaux sur les populations d'Ostracodes. D'autre part, il évoqua le problème de polymorphisme d'origine cladogénétique chez quelques espèces d'ostracofaune. Le passage Cénomaniens-Turonien dans ces régions se caractérise donc par l'installation d'une zone à oxygène minimum entraînant ainsi une hécatombe parmi les populations de foraminifères benthiques, de foraminifères planctoniques et d'ostracodes.

En 1995, EL ALBANI présente à l'université de Lille une thèse doctorat intitulée « Les formations du Crétacé supérieur du bassin de Tarfaya (Maroc méridional) : Sédimentologie et géochimie ». Il y reconnaît deux épisodes de sédimentation : l'épisode I (Albien supérieur-Cénomaniens) et l'épisode II (Cénomaniens supérieur-Campanien). Au cours de ce dernier épisode, l'auteur cite la présence d'un faciès plus fin dominé par des marnes et des carbonates au contenu biologique varié, abondant et bien préservé. Ces faciès sont davantage chargés en matière organique d'origine marine planctonique. Les phénomènes diagénétiques sont principalement marqués par l'abondance de nodules carbonatés dans les marnes riches en matière organique. Dans cette région, le passage Cénomaniens-Turonien est marqué par la présence de palygorskite, soit remaniée de formations évaporitiques, soit néoformée sur le fond océanique.

En 2001, JATI et ses collaborateurs (GROSHENY, FERRY, GAUTHIER-LAFAYE, EL KAMALI et MASROUR) publient un travail sur le passage Cénomaniens-Turonien de la marge atlantique (Agadir, Maroc). Ils remarquent que le passage C/T est souligné dans les faciès marneux situés de part et d'autre d'une discontinuité par des valeurs négatives du  $^{13}\text{C}$  qui sont difficiles à expliquer. Par contre, la dernière séquence à huitres d'Agadir (sans black shales) se corrèle avec les premiers black shales des coupes du bassin anglo-parisien, de Basse-Saxe (Wunstorf) et avec les premières mètres de la formation transgressive de Bridge Creek dans le bassin nord américain. Sur le plan micropaléontologique, la répartition des foraminifères planctoniques indique un milieu en général assez favorable dans la série située sous la première discontinuité. Dans les niveaux sus-jacents, les associations sont principalement représentées par les mêmes formes globuleuses.

En collaboration avec ANDREU (2004) d'une part et avec SOUHEL, ANDREU et CARON (2005) d'autre part, ETTACHFINI publia deux importantes notes sur la limite Cénomaniens-Turonien. Dans la première, les résultats lithostratigraphiques, biostratigraphiques, paléogéographiques et paléoenvironnementaux obtenus sur le Cénomaniens et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc ont permis à cette l'équipe de proposer un découpage net des différentes unités lithostratigraphiques. Ainsi, les unités C1 et C2 sont datées du Cénomaniens supérieur, T1 du Turonien inférieur à moyen, T2 relèverait du Turonien supérieur ?.

Par ailleurs, dans la deuxième note, et à partir des nouvelles données biostratigraphiques observées en particulier dans le synclinal de Naour (Haut Atlas central), l'auteur est arrivé à cerner avec précision la limite C/T. Cette dernière se situerait donc entre la disparition de la majorité des foraminifères benthiques et ostracodes, et l'apparition des premières *Watinoceras*, associés au foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica*. Nous soulignons que les caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques de l'enregistrement sédimentaires suggèrent une

origine téthysienne des transgressions cénomano-turonien de cette partie du domaine atlasique marocain.

## 2. En Algérie

Evoqué dans plusieurs travaux, le passage en domaine de plate-forme se situe au niveau de la barre dite « Cénomano-turonien » (Constantinois, les Monts des Ksour et Béchar). Les foraminifères (*Chrysalidina gradata*, *Merlingina cretacea*, *Pseudolituonella reicheli* ...), associés aux rudistes (*Durania arnaudi*, *Caprinula* sp. et *Apricardia* sp.) trouvés dans cette barre donnent un âge Cénomanien moyen à supérieur.

Dans sa thèse de troisième cycle consacrée aux dépôts du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour, MAHBOUBI (1983) subdivisa la formation de la Khoundjaïa (Cénomanien-Turonien inférieur) en deux membres lithostratigraphiques :

-Membre inférieur formé de calcaires et de calcaires marneux (Cénomanien) ;

-Membre supérieur représenté à la base par des calcaires noduleux et des calcaires marneux à ammonites. La présence du genre *Vascoceras* a permis à cet auteur de tracer la limite inférieure du Turonien. L'idée de l'utilisation d'une zone à *Vascoceras durandi* comme première zone du Turonien a été préconisée par COLLIGNON 1971 (in MAHBOUBI, 1983).

En 1994, AMEDRO, BUSSON, ROBASZYNSKI et CORNEE apportèrent des précisions sur la répartition biostratigraphique des ammonites du Tinrheth (Sud algérien) durant le passage Cénomanien-Turonien. Ainsi, ils énumèrent la succession de six faunes d'ammonites de part et d'autre de la limite C/T, avec de bas en haut :

1/ *Neolobites vibrayeanus* ;

2/ *N. vibrayeanus*, *Calycoceras* (C.) *naviculare* et *Eucalycoceraspentagonum* ;

3/ *Nigericeras gadeni* ;

4/ *N. gadeni*, *Pseudaspido-cerasgrecoi*, «*Pramammites*», *Vascoceras gamai* et *V. cauvini* ;

5/ *Pseudotissotia nigeriensis* ;

6/ *P. nigeriensis* et *Choffaticeras*.

Cette diversité faunique montre que la plus forte probabilité d'une communication trans-saharienne est établie à la base du Turonien à partir de la faune *Pseudotissotia nigeriensis*.

Une année après, NAÏLI, BELHADJ, ROBASZYNSKI, CARON et DEPUY signalent l'existence des calcaires en plaquettes riches en matière organique dans la région de Tébessa et de Morsott. Ils datent les calcaires du Cénomanien terminal en s'appuyant sur la présence d'un exemplaire d'ammonite *Pseudospido-ceras pseudonosoides* en association avec des foraminifères planctoniques : *Heterohelix* sp., *Whiteinella* sp., *Whiteinella archaeocretacea*, *Dicarinella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Praeglobotruncana stephani*. Ils ajoutent que le Turonien inférieur ne débute qu'à la base du membre Annaba (BUROLLET, 1956) avec la présence de *Fagesia* sp. et *Watinoceras* sp. associées avec *Hedbergella* sp., *Whiteinella archaeocretacea*, *Guembelitra cenomana*, *Dicarinella* sp. et *Heterohelix* sp.

A partir d'une étude fondamentale sur l'évolution géodynamique du bassin du Aurès au cours du Crétacé supérieur, HERKAT (2002, 2003) souligne l'existence d'un diachronisme régionale au passage Cénomaniens-Turonien. La limite inférieure du Turonien est placée avec l'apparition des premiers foraminifères du groupe *Whitenella* (*W. praehelvetica*, *W. inornata*, *W. baltica*, *W. britonensis*, *W. paradubia*, *W. aprica*). En 2005, le même auteur présente une analyse beaucoup plus détaillée sur les bioassociations et la caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomano-Turonien des Aurès et du Tell oriental.

CHIKHI-AOUIMEUR (2002) et en collaboration avec GROSHENY, HERKAT, FERRY, JATI, ATROPS, REDJIMI-BOUROUBA et KECHID-BENKHEROUF (2007) publie une synthèse paléogéographique sur le passage Cénomaniens-Turonien dans plusieurs régions de l'Algérie. A titre d'exemple, dans les Ouled Naïls et l'Aurès, le passage C/T selon les courbes géochimiques <sup>13</sup>C est marqué par les dépôts des black shales. Ledit faciès va remplir les dépressions entre les plates formes.

En 2007, KECHID-BENKHROUF tente d'étudier la crise Cénomano-turonienne par la réponse comparée des assemblages de foraminifères de plate-forme carbonatée, de transition et de bassin dans le domaine atlasique oriental. Elle arrive à conclure que cette crise dans le domaine atlasique affecte différemment les foraminifères selon leurs milieux de dépôts : disparition totale des foraminifères benthiques (Lituolidae, Ataxophragmiidae, Nezzazatidae, Soritidae, Alveolinidae...) en domaine de plate-forme carbonatée ; chute importante de la diversité des foraminifères benthiques (Verneuillinae, Nodosariidae, Gavelinellidae et Turrilinae) et développement de stratégies adaptatives différentes des foraminifères planctoniques en domaine de transition et de bassin.

Au cours de la même année, une équipe algéro-française (GROSHENY, FERRY, JATI, HERKAT, ATROPS, REDJIMI et BENKHEROUF) publie les premiers résultats bistratigraphiques, géochimiques et sédimentologiques sur le Cénomaniens-Turonien de l'Atlas saharien (Algérie). Elle suggère que l'évènement de la limite C/T et le dépôt des black shales associés est ici en partie contrôlé par des changements morphologiques liés à la production primaire de carbonates au cours d'une élévation du niveau marin relatif d'abord lente puis plus rapide.

### 3. En Tunisie

C'est dans les bassins tunisiens que le passage Cénomaniens-Turonien a été bien étudié. Il est représenté en Tunisie septentrionale et centrale par une entité lithologique essentiellement formée d'alternances marno-calcaires. Latéralement, cette alternance attribuée à la « Formation Bahloul » ou à « l'horizon Bahloul » (BUROLLET et al., 1954 ; BUROLLET, 1956) passe à des dépôts carbonatés vers le Sud.

En 1967, JAUSEIN observe et décrit la « Formation Bahloul » dans de nombreuses coupes levées en Tunisie centro-septentrionale. Il attribue pour la première fois la base de cette entité géologique au Turonien basal sans arguments paléontologiques.

En se basant sur distribution des foraminifères planctoniques, SALAJ (1976, 1980) apporte de nouvelles données sur l'âge de la « Formation Bahloul ». Elle peut être du passage Cénomaniens -Turonien ou du Turonien basal.

A partir des données de subsurface, BENZARTI-SAÏD (1981) donne une description des calcaires de la « Formation Bahloul » qui sont constitués d'une biomicrite riche en matière organique et contenant des Hedbergelles, des Pithonelles et des filaments. Sur la base des associations d'ostracodes, l'auteur propose pour la formation étudiée un âge Turonien basal.

Dans un travail sur les foraminifères du Crétacé supérieur, BELLIER (1983) propose une biozonation des foraminifères planctoniques concernant le passage Cénomanién -Turonien. Il précise qu'il est caractérisé par la zone à *Whiteinella aprica*.

Une année après, MARIE, TROUVE, DESFORGES et DUFAURE apportent des nouveaux éléments sur la paléogéographie du Crétacé de Tunisie. Ils publient une carte paléogéographique du Turonien en se basant sur l'extension des dépôts de la « Formation Bahloul » et de ses équivalents latéraux.

En 1987, DALI-ROSSOT termine son travail de thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle sur les Calcisphaerulidae des terrains albiens à maastrichtien de Tunisie centrale (J. Bireno et J. Bou El Ahneche). Cet auteur constate que la « Formation Bahloul » n'est pas synchrone dans plusieurs endroits et elle est d'âge probablement Cénomanién terminal-Turonien basal. Une telle conclusion stratigraphique a été également admise par BEN HAJ ALI (1987) en utilisant les foraminifères planctoniques. Par contre, dans Jebel Trozza (Tunisie centrale, les calcaires en plaquettes feuilletés de la « Formation Bahloul » ont livré une association de foraminifères (*Dicarinella imbricata*, *D. hagni*, *Whiteinella gigantea*, *W. paradubia*, *W. aprica*, *Heterohelix globulosa*) donnant ainsi un âge Turonien inférieur (BATIK et al., 1987).

LAYEB et BELAYOUNI (1989, 1991, 1999) s'attachent essentiellement à la géochimie des faciès riches en matière organique de la « Formation Bahloul » en Tunisie centro-septentrionale. Ils arrivent à établir une carte des isopaques de ladite formation accompagnée d'un modèle de dépôt. En ce qui concerne la stratigraphie, la « Formation Bahloul » est rapportée au passage Cénomanién-Turonien.

En étudiant la limite Cénomanién-Turonien et la « Formation Bahloul » dans quelques localités de Tunisie centrale, ROBASZYNSKI, AMEDRO et CARON (1993) distinguent que la masse principale du faciès Bahloul est toujours comprise dans le Cénomanién supérieur : du sommet de la zone à *Calycocheras pentagonum* à la zone à *Euomphaloceras septemseriatum* puis la zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (équivalent probable de la zone à *Neocardioceras judii*). Vers le bassin, les faciès de Bahloul peuvent se développer dans la partie inférieure du Turonien inférieur.

L'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle conduit HARDENBOL, CARON, AMEDRO, DUPUIS et ROBASZYNSKI (1993) a placé la « Formation Bahloul » de la région de Kalâat Es Senan dans cortège sédimentaire appartenant à un cycle transgressif.

Par le biais de plusieurs coupes levées où affleure la « Formation Bahloul », MAAMOURI, ZAGHBIB-TURKI, MATMATI, CHIKHAOUI et SALAJ (1994) attribuent sur la base de la répartition des foraminifères planctoniques un âge Cénomanién-Turonien basal à cette formation. D'autre part, ils précisent que les ammonites récoltées

dans la coupe de Oued Bahloul (*Calycoceras naviculare*, *Pseudaspidoceras* cf. *angulanum*) appartiennent à la zone à *Metoicoceras geslinianum* du Cénomanién supérieur, alors que *Eucalycoceras gothicum*, *Mantelliceras villei*, *Fagesia* sp., *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Mammites* sp., *Kamerunoceras* sp., déterminent le Turonien inférieur. Cette datation a été confirmée par BEN HAJ ALI et al. (1994).

En se basant toujours les ammonites et les associations des foraminifères, RAZGALLAH, PHILIP, THOMEL, ZAGHBIB-TURKI, CHAABANI, BEN HAJ ALI et M'RABET (1994) apportent des précisions sur le membre Gattar et les faciès intermédiaires entre les deux unités lithologiques « Formation de Bahloul » et « Membre Gattar » en admettant que le faciès de la « Formation de Bahloul » n'affleure que dans le massif de Chemsî. Le reste du secteur étudié est caractérisé par le développement du « Membre Gattar ».

En 1995, KASSAA, MIADI et BOUHLEL effectuent une étude minéralogique dans les sédiments cénomaniens et turoniens de Garn Halfeya (Tunisie Nord occidentale). Ils remarquent que la « Formation Bahloul » contient des fissures minéralisées riches en calcite et en galène témoignant ainsi d'une tectonique syn-sédimentaire.

Avec EMMANUEL, ROBASZYNSKI, BAUDIN, AMEDRO, CARON et DECONINCK, ACCARIE (1996) utilise la géochimie isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) comme outil stratigraphique. Dans cette optique, l'évolution du rapport de  $\delta^{13}\text{C}$  au passage Cénomanién-Turonien établie sur une coupe de Tunisie centrale montre une excursion positive comparable à celle relevée sur les profils isotopiques enregistrés pour la même période dans d'autres domaines paléogéographiques (provinces boréale et atlantique).

Une année après, SAIDI, BEN ISMAIL et M'RABET publient une synthèse sur la dynamique sédimentaire de la plate forme carbonatée de Tunisie centro-occidentale durant la période Cénomano-Turonien. Ils mettent en évidence la présence d'une phase initiale d'ennoiement naissant conduit au dépôt de faciès à algues, annélides et Whiteinelles (base de la Formation Bahloul). L'ennoiement complet au Turonien inférieur (sommet de la Formation Bahloul) provoque la raréfaction de la faune et de la flore benthiques. Cette phase est à l'origine bien sûr d'un événement anoxique d'ampleur mondiale.

En 1998, RAMI étudie dans sa thèse de doctorat le dépôt du Crétacé supérieur de la Tunisie centro-septentrionale. En abordant la stratigraphie et la, micropaléontologie de la « Formation Bahloul », l'auteur précise que cette dernière s'étend sur l'intervalle chronologique des zones à *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Dans une étude basée sur la stratigraphie événementielle au passage Cénomanién-Turonien (secteur occidental de la plate-forme de Tunisie centrale), ACCARIE, ROBASZYNSKI, AMEDRO, CARON et ZAGRARNI (2000) concluent que les faciès typiques à Black Shales au niveau de la « Formation Bahloul » représentent l'enregistrement de l'Évènement Anoxique Océanique global du passage C/T en Tunisie.

A partir d'une étude détaillée de la coupe d'Oued Mellègue (région d'El Kef, Tunisie Nord occidentale), NEDERBRAGT et FIORENTINO (1999) constatent que les dépôts de la formation Bahloul du passage Cénomanién-Turonien ainsi que les associations d'Hétérohélécidés, sont en faveur du développement des conditions anoxiques maximales.

Ils rajoutent que la diversité des associations est très faible dans les sédiments de la limite Cénomanién-Turonien. Cette faible diversité est attribuée par ces deux auteurs à l'installation de conditions hostiles mais également à la dissolution des tests des foraminifères au cours de la sédimentation de la « Formation Bahloul ».

En 2000, ABDALLAH, SASSI, MEISTER et SOUSSI proposèrent un nouveau découpage séquentiel pour les dépôts situés de part et d'autre de la limite Cénomanién-Turonien de la région de Gafsa-Chotts. A travers cette étude, Ils réussissent également à établir en fonction du temps, de divers schémas paléogéographiques de la région.

En 2005, dans le cadre d'un diplôme de Mastère, SOUA présente un travail intitulé « Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanién-Turonien et impact de l'événement anoxique EAO 2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple : région de Jerissa et Bargou ». Il arrive à préciser les dépôts de 3 zones subdivisées en 5 sous-zones. Il s'agit :

a-Zone à *Rotalipora cushmani* du Cénomanién supérieur avec deux sous-zones :

- sous-zone à *Rotalipora greehornensis* ;
- sous-zone à *Dicarinella algeriana*.

b- Zone à *Whiteinella archaeocretacea* du passage Cénomanién Turonien avec trois sous-zones :

- sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis* ;
- sous-zone à *Dicarinella hagni* ;
- sous-zone à acmé de *Heterohelix moremani*.

c- Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien à moyen.

#### IV. BUTS ET METHODES D'ETUDE

##### A. Buts de l'étude

Ce sujet rentre dans la ligne de travaux actuels visant à une meilleure connaissance du passage Cénomanién-Turonien dans plusieurs bassins algériens. Pour le domaine atlasique compris entre deux domaines paléogéographiquement bien distincts, nous avons choisi d'entreprendre une étude essentiellement biolithostratigraphique, sédimentologique et géochimique des dépôts cénomano-turonien de la région d'El Kohol (Atlas saharién central). De ce fait, les principaux buts de cette étude nous amènent à :

- reconnaître les grandes divisions lithostratigraphiques des dépôts de la base du Crétacé supérieur (Albién-Turonien) ;
- participer à une meilleure caractérisation biostratigraphique du passage Cénomanién-Turonien, en se basant sur les ammonites, les foraminifères et les ostracodes;
- préciser le cadre sédimentologique en se basant sur la sédimentologie de faciès et du microfaciès;
- réaliser une comparaison entre les données sédimentologiques, biostratigraphiques et géochimiques;
- replacer les différents résultats obtenus dans le cadre régional et global.

## **B. Méthodes d'étude**

Les méthodes d'étude comportent deux étapes principales :

### 1. Sur le terrain

Cette étape est basée sur le lever banc par banc d'une coupe sélectionnée en fonction des données disponibles dans la littérature. Les caractéristiques sédimentologiques de chaque banc (texture et structure) ont été toujours notées pour bien suivre l'évolution verticale et latérale des faciès. Cependant un grand nombre d'échantillons a été prélevé, au changement de lithologie, à la base et/ou au sommet des bancs. Il est à noter qu'une faune importante d'ammonites a été récoltée au passage du Cénomaniens-Turonien.

### 2. Au laboratoire

C'est l'étape de la réalisation des techniques et des analyses suivantes :

#### 2.1. Les plaques minces

Sur 170 m environ de la coupe, plusieurs échantillons ont été prélevés, 69 lames minces étudiées.

#### 2.2. Le lavage

En utilisant les techniques de lavages les plus simples, à savoir le trempage du sédiment pendant 24 heures et le tamisage. Ce tamisage s'effectue classiquement sous jet d'eau continu sur une colonne de 4 tamis de type AFNOR emboîtés, à diamètres de mailles décroissantes. Une fois la partie argileuse éliminée, le résidu de chaque tamis est recueilli dans une coupelle et mis à sécher dans une étuve. A la fin, les quatre fractions ainsi obtenues sont transvasées dans des tubes étiquetés.

#### 2.3. Le tri

Les quatre fractions de chaque prélèvement sont observées à la loupe binoculaire. Le tri s'effectue dans des cuvettes de tri. Les foraminifères et les ostracodes sont rassemblés dans une cellule à usage micropaléontologique.

#### 2.4. La détermination

La macrofaune représentée par une riche faune d'ammonites a été déterminée par ATROPS de l'Université de Claude Bernard, Lyon 1 (France). Par contre, la microfaune (foraminifères et ostracodes) a été déterminée soit par KECHID-BENKHEROUF (USTHB), soit le plus souvent, à l'aide des fichiers.

#### 2.5. La calcimétrie : *Mesure de la teneur en carbonate de calcium*

La mesure du taux de  $\text{CaCO}_3$  permet d'évaluer la fraction carbonatée totale de la roche. Le taux de  $\text{CaCO}_3$  (exprimé en % de la masse totale de l'échantillon traité) a été

mesuré dans chaque échantillon en utilisant un calcimètre BERNARD. Le protocole retenu ici se résume comme suit :

- Mesure du volume ( $V_1$ ) de  $\text{CO}_2$  dégagé par attaque à l'acide chlorhydrique d'une prise ( $P_1$ ) de 200 mg de  $\text{CaCO}_3$  pur ;
- Mesure du volume ( $V_2$ ) de  $\text{CO}_2$  dégagé par attaque à l'acide chlorhydrique d'une prise ( $P_2$ ) de 200 mg de marnes

Le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  est donné par la relation :

$$\% \text{CaCO}_3 = 100 \frac{P_1 \times V_2}{P_2 \times V_1}$$

## 2.6. Le carbone organique total (COT)

Les mêmes échantillons utilisés pour la mesure de la teneur en carbonate de calcium seront analysés au laboratoire de Biologie (Université Djillali Liabès) pour mesurer les teneurs en matière organique (MO). Le protocole de traitement correspond à la méthode chimique modifiée dite « WALKLEY-BLACK ».

*Deuxième chapitre* : **DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES,  
ELEMENTS DE DATATION ET MILIEUX DE DEPOT**

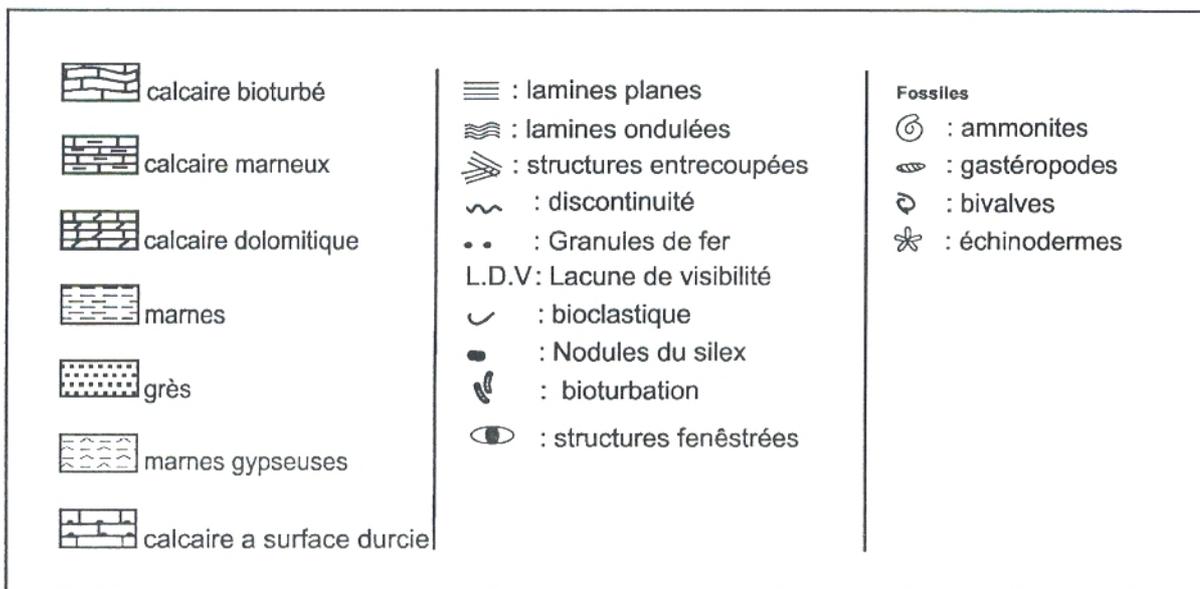


Fig. 13- Légende de la coupe.

*Deuxième chapitre* : **DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES,  
ELEMENTS DE DATATION ET MILIEUX DE DEPOT**

**I. PRINCIPALES FORMATIONS RENCONTREES : DEFINITIONS ET AGES**

Avant d'exposer les caractéristiques lithostratigraphiques de la série d'El Kohol (début du Crétacé supérieur), nous avons jugé utile de définir les différentes formations rencontrées dans la zone d'étude. Ces formations reconnues à la fois dans les Monts de Ksour et le Djebel Amour sont en nombre de trois, avec de bas en haut :

**A. Formation d'El Rhelida**

1. Définition

Reposant sur le faciès typiquement deltaïque de Tiout, cette formation a été définie par BASSOULLET (1973) dans la région de Boussemgoun à El Rhelida (Oued Boudjihène), à la hauteur du gisement de vertébrés au Nord-Est d'Aïn Safra et au Sud-Ouest d'El Abiodh Sidi Cheïkh. Elle est constituée essentiellement d'argiles et de dolomies admettant parfois quelques bancs gréseux.

2. Age

Par manque des éléments de datation, FLAMAND (1911) proposa pour cette formation formé d'argiles et de dolomies un âge Vraconien ?. Un âge probable qui a été retenu par BASSOULLET (1973) et par tous les auteurs ayant travaillé dans les Monts des Ksour. Dans le Djebel Amour, et en particulier dans la zone d'El Kohol, MAHBOUBI (1983) évoque également les difficultés rencontrées pour dater la formation de Rhelida. Il se contente donc de lui donner un âge Albien supérieur (Vraconien).

**B. Formation de M'daouar**

1. Définition

La formation de M'daouar a été définie par BASSOULLET (1973) au niveau Djebel M'daouar (SSW de Boussemgoun). Elle est représentée par une alternance de marnes à gypses et de bancs calcaires parfois dolomitiques. Dans notre zone d'étude, cette formation présente les mêmes caractéristiques lithologiques et sédimentologiques.

2. Age

En raison du manque des données paléontologiques, cette formation a été attribuée au Cénomaniens inférieur par CORNET (1952) et BASSOULLET (1973). Dans le Djebel Amour, et à la suite de la découverte, au Nord de Brézina d'une association de faune composée de bivalves, oursins, gastéropodes et ammonites (*Acampsoras-Sarthense* et

*Neolobites Vibrayeanus*), FALAMAND (1911) rapporta cette formation et celle de d'El Rhelida au Vraconnien et au Cénomaniens inférieur.

Par contre, CORNET (1952), et sur la base d'une nouvelle association faunique (*Neolobites peroni* et *Heterodiadema Libycum*) découverte au Sud d'El Abiod Sidi Chikh (Djebel Tismert) proposa pour la formation de M'daouar un âge Cénomaniens supérieur. Pour MAHBOUBI (1983) cette formation est cénomaniens.

### C. Formation de Rhoundjaïa

#### 1. Définition

Dénommée par DOUIHASSNI (1976), la formation Rhoundjaïa ou Khoundjaïa (selon MAHBOUBI, 1983) a été décrite par plusieurs auteurs (POUYANNE, 1862, PERON, 1883 ; FLAMAND, 1911 ; CORNET, 1952 ; BASSOULLET, 1973 et KACEMI, 2005). Il s'agit de dépôts essentiellement carbonatés formés de calcaires et de calcaires dolomitiques admettant parfois des inter-bancs marneux. Dans la région de Brézina (Djebel Amour), cette formation forme une muraille de calcaires, qu'on utilise comme un repère morphologique majeur. Elle constitue les grands synclinaux perchés de la partie occidentale et centrale de la chaîne atlasique.

#### 2. Age

Dans l'Atlas sahariens occidental (Monts des Ksour), la formation de Rhoundjaïa est relativement bien datée grâce à la découverte pour la première fois par COQUAND (1862) de *Neolobites maresi* donnant ainsi au membre inférieur un âge Cénomaniens supérieur. CORNET (1952) et sans arguments paléontologiques lui donna un âge Cénomaniens supérieur-Turonien alors que, BASSOULLET (1973) attribua à la formation de Rhoundjaïa un âge Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur grâce à la récolte de l'espèce *Vascoceras cf. gamai*. D'après ATROPS (Comm. orale), ce genre d'ammonites marque plutôt la partie sommitale du Cénomaniens supérieur.

Par ailleurs, dans l'Atlas sahariens central (Djebel Amour), le genre *Vascoceras* récolté au sommet du membre inférieur de la coupe d'El Kohol indique le passage Cénomaniens-Turonien (*in* MAHBOUBI, 1983). Au niveau du membre supérieur (corniche calcaro-dolomitique) la faune d'Oursins indique un âge Turonien inférieur (*in* MAHBOUBI, 1983). Ces deux membres seront attribués plus tard au Cénomaniens-Turonien inférieur par MAHBOUBI (1983).

## II. ETUDE DE LA COUPE D'EL KOHOL

Cette étude nous a permis de définir trois principales formations lithostratigraphiques. Chaque formation sera subdivisée selon les critères sédimentologiques et paléontologiques en membres. Il est à noter que la nomenclature des différentes formations est adaptée de celle de BASSOULLET dans les Monts des Ksour (1973) et MAHBOUBI dans le Djebel Amour (1983), afin de respecter la nomenclature régionale.

**A. Localisation de la coupe (fig. 14)**

De direction NW-SE, cette coupe a été levée sur le flan Sud du Djebel El Kohol (point coté 1015 m). Elle a pour coordonnées UTM calculées avec un GPS calé sur le système WGRS.

a	b
x: 359 980 E	x: 359 207 E
y: 3659 389 N	y: 3659 737 N
alt: 921 m	alt : 989 m.

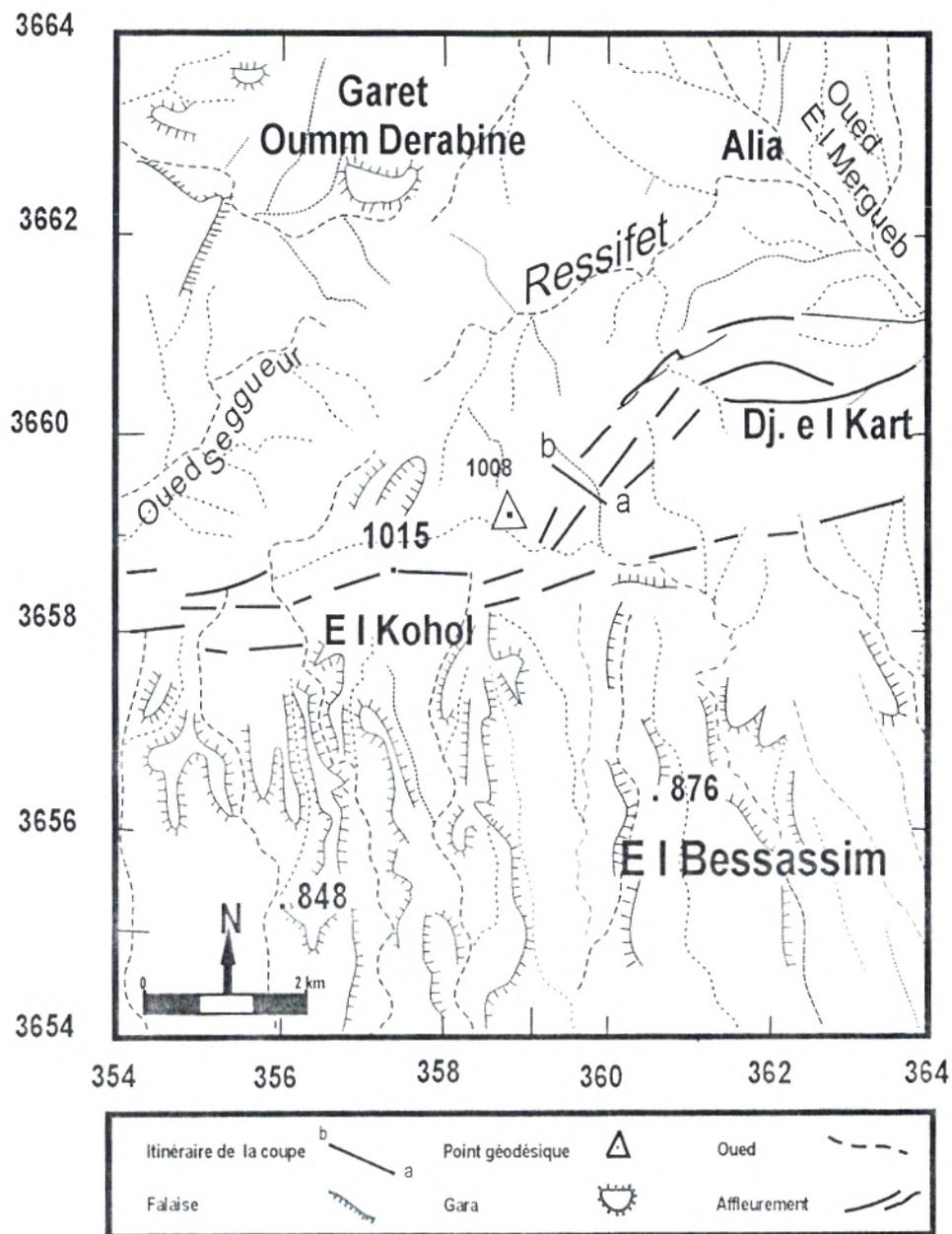


Fig. 14- Localisation et itinéraire de la coupe.

## B. Description des faciès

L'utilisation des critères paléontologiques et sédimentologiques d'une part et l'allure morphologique d'autre part permettent d'individualiser trois principales formations (pl. 1, fig. 1 et 3). Nous distinguons dans l'ordre ascendant la succession lithostratigraphique suivante (fig. 15):

### 1. Formation d'El Rhelida

Incomplète dans cette coupe (Ep : 18 m), la partie supérieure de la formation d'El Rhelida montre une succession de bancs parfois massifs et d'inter-bancs centimétriques à décimétriques (pl. 3, fig. 1,2 et 3). Il s'agit de grès à stratifications obliques et entrecoupées montrant une évolution stratocroissante et de calcaires dolomitiques parfois gréseux (pl. 8, fig. 1 et 2), de couleur rougeâtre, tapissés çà et là par des granules ferrugineux. Cet ensemble admet des niveaux argileux azoïques, parfois marneux. Au sommet, le dernier banc, de nature gréseuse (KHL 11) est affecté par un réseau de joints de tensions orientés SE-NW et N-S (fig.15A)(pl. 2, fig. 3 et pl. 3, fig. 4).

Notons que la limite supérieure de ladite formation est marquée par la disparition totale des grès et l'apparition des premiers niveaux de marnes à gypses de la «Formation de M'daouar». Cette discontinuité lithologique considérée comme régionale (discontinuité coupure selon la terminologie de MAROK, 1996) est appelée D<sub>1</sub>.

#### 1.1. Datation

La partie sommitale de la formation d'El Rhelida n'a livré aucun élément nouveau pour la datation. Elle sera donc rangée dans le Vraconien (Albien supérieur) selon la proposition de MAHBOUBI (1983).

#### 1.2. Milieu de dépôt

La nature du cachet sédimentaire et la présence de quelques structures sédimentaires évoquent un milieu margino-littoral.

### 2. Formation de M'daouar (Ep : 99, 50 m)

Bien limitée stratigraphiquement, la formation de M'daouar se développe au-dessus de la discontinuité régionale D<sub>1</sub> (pl. 2, fig. 1,2 et 4). Elle comprend la superposition de deux membres, avec de bas en haut (pl. 1, fig. 2) :

#### -Membre inférieur : (Ep = 61 m)

Il se compose d'une alternance espacée de marnes versicolores, azoïques, à cristaux de gypses fibreux ou saccharoïdes et de calcaires le plus souvent ondulés en bancs centimétriques à décimétriques (fig. 15C et D). Ces calcaires parfois dolomitiques et bioclastiques à grains de quartz (pl. 8, fig. 3, 4, 5 et 6) sont marqués le plus souvent par la présence de granules ferrugineux et de surfaces concentrées de gastéropodes (banc KHL<sub>28</sub>, fig. 15B et D). Il convient de noter que ce membre est limité par une surface durcie (discontinuité D<sub>2</sub>).

### -Membre supérieur : (Ep = 38,5 m)

Il est représenté par une alternance rapprochée de bancs carbonatés métriques à la base et centimétriques à décimétriques au sommet et de marnes gypseuses (fig. 15E). Les principaux faciès carbonatés rencontrés sont :

- \*les calcaires bioclastiques à texture Packstone (pl. 8, fig. 7) passant vers le haut à des calcaires essentiellement micritique à texture Mudstone à Wackestone (pl. 8, fig. 8) ;
- \*les calcaires bioturbés et ondulés (fig. 15F) ;
- \*les calcaires blanchâtres en plaquettes ;
- \*les calcaires à laminations planes.

Ce membre marqué par la prédominance des carbonates se termine par une discontinuité coupure (D<sub>3</sub>) qui correspond à un changement de faciès et de milieu de dépôt (pl. 1, fig. 4).

### 2.1. Datation

Pour les mêmes raisons paléontologiques évoquées précédemment, nous attribuons à la formation de M'daouar un âge Cénomaniens inférieur (*p.p.*).

### 2.2. Milieu de dépôt

En se référant à quelques hypothèses sur le mode de formation des évaporites de cette époque (BUSSON, 1967, 1970 ; EINSELE, 1992 ; ETTACHFINI & ANDREU, 2004), nous pouvons concevoir pour les deux membre un milieu lagunaire profond, soumis à l'influence marine. Les indices de la plate-forme tidale en témoignent (pl. 8, fig. 5).

### 3. Formation de Rhoundjaïa (Ep = 57,5m)

Marquée par la disparition des niveaux marneux gypsifères, cette formation essentiellement carbonatée est subdivisée en deux membres bien distincts :

#### -Membre inférieur (Ep = 24,5 m)

Avec un pendage des bancs subhorizontal à la base, ce membre montre dans le détail la succession suivante :

##### a. Faciès (C<sub>1</sub>) (Ep = 20 m): il s'agit de :

\*Calcaires jaunâtres, indurés, à nombreux bioclastes (bancs : KHL<sub>50</sub>, KHL<sub>50</sub> et KHL<sub>51</sub>);

\*Calcaires crayeux bioturbés, noduleux et mal stratifiés (fig. 15F), à laminites planes à la base et à fentes de dessiccations « Mud Cracks » au sommet (fig. 15G) ;

\*Calcaires légèrement dolomitiques et bioclastiques à la base passant vers le sommet à des calcaires bioclastiques, très riches en macrofaune (essentiellement des ammonites et des bivalves mal conservés)(fig. 15H). Nous avons récolté : *Vascoceras* gr. *gamai-cauvini* et *V. gamai-cauvini* (pl. 4, fig. 2 et 4).

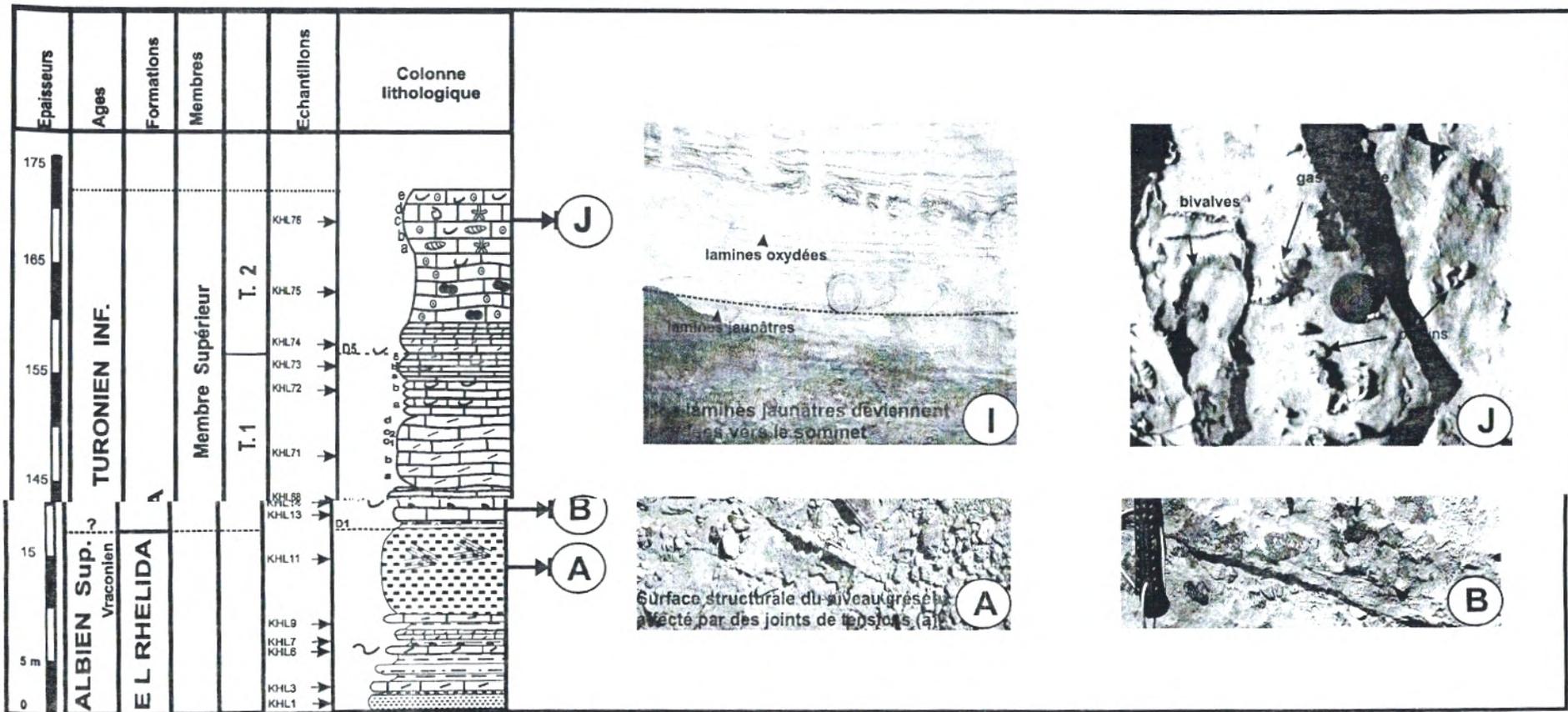


Fig. 15- Description lithologique de la coupe d'El Kohol.

b. Faciès (C<sub>2</sub>)(Ep = 4,5 m): il est formé de :

\*Calcaires crayeux blanchâtres (KHL<sub>59</sub> = 1,40 m) riches en ammonites (*Vascoceras* gr. *gamai-cauvini*) associées parfois à des oursins et à des gastéropodes;

\*Bancs centimétriques à décimétriques de calcaires blanchâtres à bioclastes (KHL<sub>60</sub> et KHL<sub>61</sub>) et à ammonites (*Vascoceras* sp.) ;

\*Calcaires blanchâtres bioturbés, ondulés et dolomitiques par endroits (KHL<sub>64</sub> = 1,10 m). Dans ce niveau, nous avons récolté des fragments de *Vascoceras* gr. *gamai-cauvini*. Vers le sommet, certains bancs montrent la présence de laminites jaunâtres qui deviennent par la suite oxydées (fig. 15I)(pl. 4, fig. 3).

En somme, cet ensemble de faciès est coiffé d'un fond durcie à nodules oxydés et encroûtements ferrugineux. C'est la discontinuité D<sub>4</sub>.

#### -Membre supérieur ( Ep = 33 m)

Comme le membre sous-jacent, nous avons subdivisé ce membre supérieur en deux types de faciès, à savoir T<sub>1</sub> et T<sub>2</sub> :

a. Faciès (T<sub>1</sub>)(Ep = 18 m) : Ce sont des calcaires blanchâtres, le plus souvent dolomitiques renfermant de nombreux bioclastes. A la base de ce faciès T<sub>1</sub>, des bancs décimétriques nous avons livré une importante faune d'ammonites. Il s'agit *Fikaites* sp. et de *Pseudotissotia* sp. (pl. 4, fig. 2).

b. Faciès (T<sub>2</sub>)(Ep = 15 m) : Les quatre premiers mètres du faciès dénommé T<sub>2</sub> correspondent à des calcaires blanchâtres en plaquettes centimétriques (2 à 10 cm). Vers le sommet les épaisseurs des bancs augmentent et le faciès carbonaté devient très riche en débris de bivalves, oursins et gastéropodes silicifiés (fig. 15J)(pl. 5, fig. 1 et 2). Signalons également la présence de calcaires à nodules de silex surmontés par des calcaires oolithiques.

### 3.1. Datation

La découverte pour la première fois de plusieurs niveaux à ammonites dans la formation de Rhoundjaïa a permis de donner pour le membre inférieur un âge Cénomaniens supérieur (*Vascoceras* gr. *gamai-cauvini* et *V. gamai-cauvini*. *Vascoceras* sp.). Par contre, l'importante faune représentée par *Fikaites* sp., et de *Pseudotissotia* sp., permet de tracer dans la région d'EL Kohol la limite entre le Cénomaniens et le Turonien (pl. 4, fig. 1). Ainsi, la présence quasi exceptionnelle de cette faune plaça le membre supérieur dans l'intervalle chronologique Turonien inférieur.

Cette faune est complétée par une association de foraminifères et d'ostracodes qui sera développée en détail dans le troisième chapitre.

### 3.2. Milieu de dépôt

Les caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques de différents enregistrements sédimentaires évoquent un milieu infralittoral à ciralittoral.

### III. CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE L'ATLAS SAHARIEN OCCIDENTAL (MONTS DES Ksour)

Le but de cette corrélation effectuée entre la coupe d'El Kohol et les différentes formations rencontrées dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) consiste à montrer l'importance des variations spatiotemporelles durant l'intervalle chronologique étudié (fig. 16).

Pendant le Vraconien (Albien supérieur) ; la formation d'El Rhelida est caractérisée dans l'ensemble des régions par les dépôts de calcaires dolomitiques, de grès et d'argiles azoïques. Dans certains endroits, les variations des épaisseurs sont importantes.

Durant le Cénomanién inférieur (*p.p.*), on assiste à la mise en place d'une sédimentation lagunaire profonde, soumise à l'influence marine. La formation dite de M'daouar est représentée partout par une alternance de marnes gypsifères et de calcaires avec des épaisseurs beaucoup plus importantes vers l'Ouest.

A partir du Cénomanién supérieur ?, les indices de la transgression marine sont bien marqués dans les deux régions analysées. Ainsi, l'enregistrement sédimentaire probablement diachrone est caractérisé par des variations d'épaisseurs et de faciès. La formation de Rhoundjaïa dont l'extension atteint le Turonien inférieur est subdivisée en trois membres dans les Monts Ksour et en deux membres seulement dans la région d'El Kohol. Dans cette dernière région, nous avons pu tracer pour la première fois la limite C/T grâce à la découverte d'une faune d'ammonites : (*Vascoceras* gr. *gamai-cauvini*, *V. gamai-cauvini* et *Vascoceras* sp.)(Cénomanién supérieur) et (*Fikaites* sp. et *Pseudotissotia* sp.) (Turonien inférieur).

Régions		Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour)		Atlas Saharien central (Djebel Amour) (Coupe d'El Kohol)	
		Bassoullet (1973)	Kacemi (2005)	Mahboubi (1983)	Rerbal (2008)
TURONIEN	INF		M3 Calc. micritiques et bioclastiques passant à des calcaires à silex.	M2 Calcaires Calcaires dolomitiques	Calcaires dolomitiques Calcaires bioclastiques Calcaires à silex Calcaires oolithiques M2
	SUP	Calcaires et dolomies	M2 Marnes Marno-calcaires	M1 Calcaires marneux Calcaires	Calcaires bioclastiques Calcaires légèrement dolomitiques Niveaux marneux M1
CENOMANIEN	INF	?	Fm. de Rhoundjaïa M2 M1 Calcaires dolomitiques	Fm. de M'daouar Alternance de marnes gypseuses et de calcaires	▼ Limite C/T
	SUP		Fm. d'El Rhelida Alternance de calcaires dolomitiques, de grès et d'argiles		

Fig. 16- Corrélations lithostratigraphiques entre les différentes formations rencontrées dans les Monts des Ksour et la région d'El Kohol.

*Troisième chapitre* : **PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN**

## Troisième chapitre : **PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN**

### **I. INTRODUCTION**

Hormis le travail pluridisciplinaire publié par GROSHENY et *al.* (2007) dans l'Atlas saharien (Ouled Nail et Aurès), le modèle de sédimentation au passage Cénomaniens-Turonien de l'Algérie reste encore ouvert aux hypothèses. Dans la présente étude basée sur un travail de terrain et complétée par les synthèses géologiques, géophysiques, sédimentologiques, biostratigraphiques et géochimiques nous avons apporté des précisions nouvelles sur cette sédimentation.

### **II. CARACTERISTIQUES DU PASSAGE C/T**

Parmi les trois formations géologiques identifiées dans la coupe d'El Kohol, c'est bien la formation de Rhoundjaia en barre carbonatée massif qui est la plus importantes. Elle fera l'objet ici d'une étude détaillée en fonction des données disponibles pour mieux caractériser le passage Cénomaniens-Turonien.

#### **A. Données lithostratigraphiques**

D'une épaisseur de 57,5 m, la formation de Rhoundjaia a été subdivisée en deux membres lithostratigraphiques bien distincts. Il s'agit de bas en haut :

##### -Membre inférieur (C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub>)(Ep = 24,5m)

Admettant quelques niveaux marneux, ce membre comprend la succession suivante :

- \*Calcaires jaunâtres, indurés, à nombreux bioclastes ;
- \*Calcaires crayeux bioturbés, noduleux et mal stratifiés, à laminites planes à la base et à fentes de dessiccations au sommet ;
- \*Calcaires légèrement dolomitiques et bioclastiques à la base passant vers le sommet à des calcaires bioclastiques, très riches en macrofaune en ammonites et des bivalves mal conservés) ;
- \*Calcaires crayeux blanchâtres (KHL<sub>59</sub> = 1,40 m) riches en ammonites associées parfois à des oursins et à des gastéropodes;
- \*Calcaires blanchâtres à bioclastes et à ammonites;
- \*Calcaires blanchâtres bioturbés, ondulés et dolomitiques par endroits. Vers le sommet, certains bancs montrent la présence de laminites ;

Ce membre est limité par une surface ondulée parfois tapissée par des granules ferrugineux.

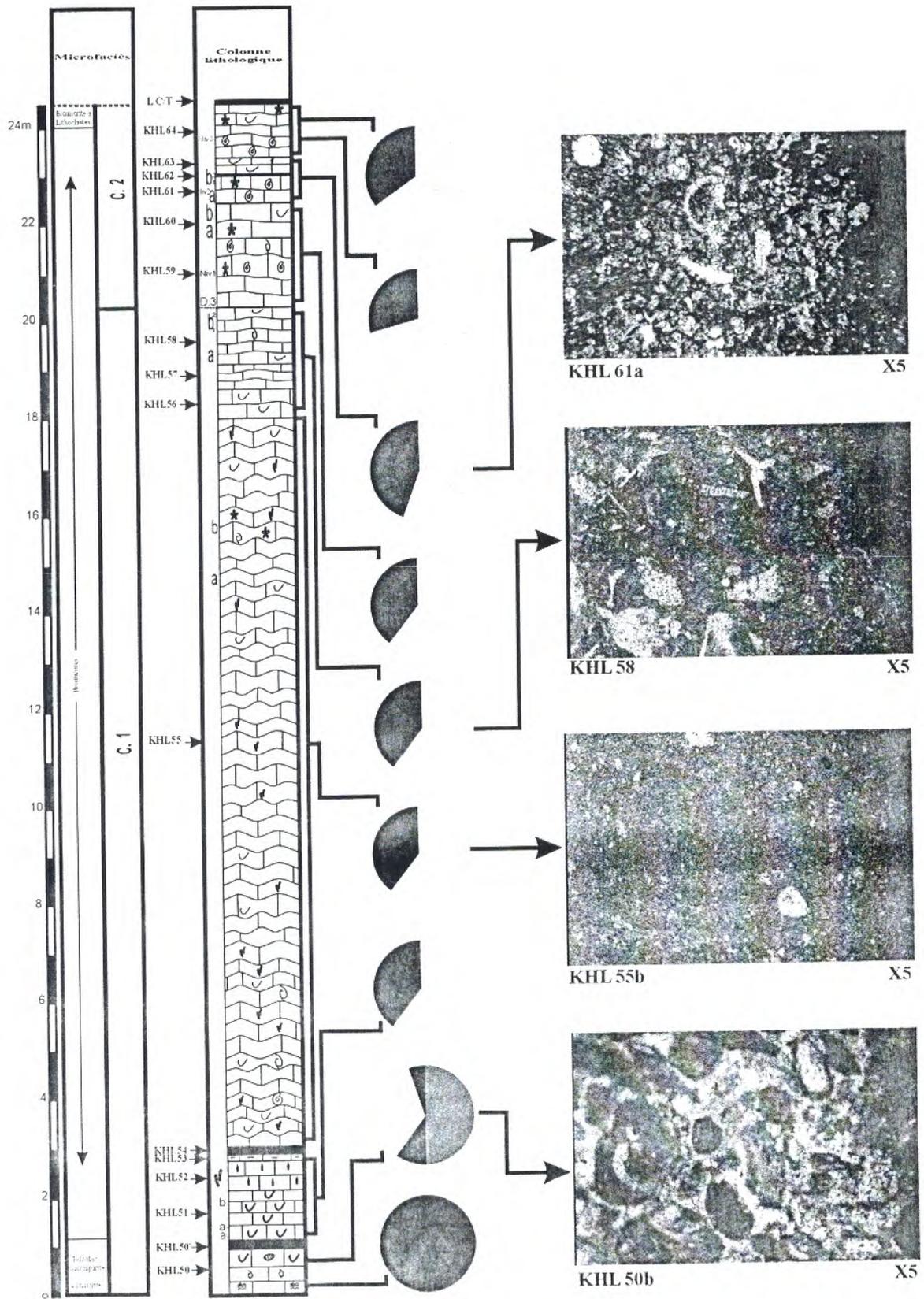


Fig. 17- Membre inférieur (C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub>), Formation de Rhoundjaia (voir légende p. 40).

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDALLAH H., SASSI S., MEISTER Ch. & SOUISSI R.** (2000)- Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research*, n° 21, pp. 35-106, 34 fig.
- ACCARIE H. EMMANUEL L., ROBASZYNSKI F., BAUDIN F., AMEDRO F., CARON M. & DECONINCK J.F.** (1996)- La géochimie isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, n° 322, pp. 579-586.
- ACCARIE H., ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., CARON F. & ZAGRARNI M.F.** (2000)- Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién-Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Ann. Min. Géol.*, n° 40, pp. 63-80.
- AMEDRO F., BUSSON G., ROBASZYNSKI F. & CORNEE A.** (1994)- Le Tinrhert (Sud Algérien): Un jalon dans les communications trans-sahariennes à la limite Cénomanién-Turonien. *Strata*, Sér. 1, vol. 6, p. 97.
- ANDREU B.** (1993)- Associations d'Ostracodes et paléoenvironnements au passage cénomanién-turonien dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et Boulmane (Moyen Atlas), Maroc. *Cretaceous Research*, n° 14, pp. 409-429, 8 fig.
- ANDREU B. & BILOTTE M.** (2006)- Ostracodes du Cénomanién supérieur et du Turonien de la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières méridionales, SE France). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie et paléobiogéographie. Vol. 49, *Rev. Micropal.* pp. 55-73.
- ARTHUR M.A. & NATLAND J.H.** (1979)- Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins. In TALWANI M., HAY W. & RYAN W.B.F. (Eds.). Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironments. *Amer. Geophy. Union*, n° 3, pp. 375-401.
- ARTHUR M.A. & SCHLANGER S.O.** (1979)- Cretaceous « Oceanic Anoxic Events » as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG. Bull.*, n° 63, 6, pp. 870-885.

- BASSE E. & CHUBERT G.** (1959)- Les faunes d'ammonites du « Cénomanién-Turonien » de la partie orientale du domaine atlasique marocain et des ses annexes sahariennes. *Congr. Geol. Intern. XX Sesion-Ciudad de Mexico*, pp. 59-82.
- BASSOULLET J.P.** (1973)- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse Doct. d'Etat*, Paris, 2 vol, p. 1-497, 50 fig., 32 pl.
- BATIK P., DONZE P., GHALI A., MAAMOURI A.L. & MEMMI L.** (1987)- Les dépôts Crétacés dans le secteur du Jebel Trozza. *Notes du. Serv. Géol*, Tunisie, n° 54, pp. 5-24.
- BELLIER J.P.** (1983)-Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale : Systématique, biozonation utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien. *Thèse Doct. d'Etat*, Paris, Internet.
- BEN HAJ ALI N.** (1987)- Etude biostratigraphique du Crétacé (Aptien à Cénomanién) de la région de Téboursoûk (Tunisie septentrionale) sur la base des foraminifères planctoniques. *Notes du. Serv. Géol*, Tunisie, n° 54, pp. 75-105.
- BEN HAJ ALI N., RAZGALLAH S., BEN HAJ ALI M. & KENNEDY J.W.** (1994)- La Formation Bahloul dans sa localité type. Précisions stratigraphiques basées sur les ammonites et les foraminifères planctoniques. *Notes du. Serv. Géol*, n° 60, pp. 35-68.
- BENZARTI-SAÏD R.** (1981)- Etude biostratigraphique du Crétacé supérieur du sondage Djebiniiana 1 (DJB. 1) (Sahel tunisien) et corrélations avec Kerkennah 1 (KK. 1) et Reshef 1 (RHF. 1)(Golfe de Gabès). *1<sup>er</sup> Congr. National des Sciences de la Terre*, Tunis, n° 1, pp. 51-68.
- BETTAHAR A., AIT OUALI R. & BECHE A.** (2007)-Etude de la région de Djebel Er-Radjel à déformation polyphasée avec mise en évidence d'une inversion tectonique (Atlas saharien central-Algérie). *Bull. Serv. Géol. Nation.*, vol. 18, n°1, pp. 43-56, 12 fig.
- BREHERET J.G.** (1986)- Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min*, n° 110, 285 p.
- BUROLLET P.F.** (1956)- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. Géol.*, Tunis, n° 18, 350 p., IV pl.
- BUROLLET P.F., DARDEL R. & GOTTIS Ch. SAINFELD** (1954)- Carte géologique de Tajerouine n° 51.
- BUSSON G.** (1967)- Le Mésozoïque saharien. Première partie : extrême sud tunisien. Publication du Centre de Recherches sur les Zones Arides. *Centre National de Recherche Scientifique, Sér. Géol.* 8, 194 p.

- BUSSON G.** (1970)- Le Mésozoïque saharien. Deuxième partie: essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Publication du Centre de Recherches sur les Zones Arides, *Centre National de Recherche Scientifique, Sér. Géol.* 11, 340 p.
- BUSSON G. & CORNEE A.** (1996)- L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal: une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO<sub>2</sub> mantellique. *Mém. Soc. Géologique du Nord*, n° 23, 143 p.
- CALLAPEZ P.** (2004)- The Cenomanian-Turonian central West Portuguese carbonate platform. *23<sup>rd</sup> IAS Meeting of Sedimentology*, Coimbra, pp. 39-51, 9 fig., 1 pl.
- CALVERT S.E.** (1987)- Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 26, pp. 137- 151.
- CECCA F.** (2001)- The ammonites of the Cenomanian-Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). *Geobios*, n° 34, 2, pp. 215-223.
- CHIKHI-AOUIMEUR F.** (2002)- Distribution biostratigraphique des Rudistes en Algérie. Etat des connaissances, perspectives d'étude. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n° 11, pp. 115-131, 1 fig., 2 tabl., 4 pl.
- CHIKHI-AOUIMEUR F., GROSHENY D., HERKAT M., FERRY S., JATI M., ATROPS F., REDJIMI-BOUROUBA W. & KECHID-BENKHEROUF F.** (2007)- Paléogéographie de l'Atlas saharien (Ouled Naïls et Aurès) au passage Cénomanién-Turonien (Résultats préliminaires de l'accord-programme CMEP-TASSILI 05 MDU 652). *3<sup>ème</sup> Sémin. National de Stratigraphie*, Laghouat, p. 30.
- COQUAND H.** (1862)- Monographie du *Ostrea*. Terrains crétacés. SEREN H., Marseille, 213 p.
- CORNET A.** (1952)- L'Atlas saharien sud-oranais. *XIX<sup>ème</sup> Congr. Géol. Intern.*, Alger, Mongr. Régionales, sér. 1, 12, 51 p., 9 fig., 1 pl.
- CRUMIERE J.P.** (1989)- Crise anoxique à la limite Cénomanién-Turonien dans le Sud-Est de la France. Relations avec l'eustatisme. *Geobios, Mem sp.* 11, pp. 189-203.
- DALI-ROSSOT M.D.** (1987)- Les Calcisphaerulidae des terrains albiens à maastrichtien de Tunisie Centrale (BIRENO J. & BOU EL AHNECHE J.): Intérêts systématique, stratigraphique et paléogéographique. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ Tunis, 191 p.
- DOUIHASSNI M.** (1976)- Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka –Boussemghoun (partie centrale des Monts des Ksour). Stratigraphie et Analyse structurale. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Oran, 2t., 272 p., 52 fig., 4 pl.

- EICHNER D.L. & DINER R.** (1991)- Environmental factors controlling Cretaceous limestone-marlstones rhythms. *In Cycles and events in stratigraphy*, EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.), *Springer Verlag*, Berlin, pp. 79-93.
- EL ALBANI A.** (1995)- Les formations du Crétacé supérieur du bassin de Tarfaya (Maroc méridional) : Sédimentologie et géochimie. *Thèse Doct.*, Lille, 186 p.
- ETTACHFINI EL M. & ANDREU B.** (2004)- Le Cénomanién et le Turonien de la Plateforme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, n° 25, pp. 277-302, 16 fig.
- ETTACHFINI EL M., SOUHEL A., ANDREU B. & CARON M.** (2005)- La limite Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, n° 38, pp. 57-68, 7 fig.
- FERRANDINI M.** (1988)- Les foraminifères benthiques du Cénomanién supérieur dans le Sud-Est marocain. *Rev. Paléobiologie, Benthos* 86, Vol. Spécial, n° 2, pp. 429-430.
- FERRY S., GROSHNY D. & MALARTRE F.** (2003)- Contexte séquentielle du Black Shale de la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin subalpin français. *Paléogéogr. Mésozoïque, Séance spécialisée de la SGF*, p. 14.
- FLAMAND G.B.M.**(1911)- Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Lyon, n° 47, p. 1-1001, 157 fig., 16 pl., 22 cartes.
- GROSHENY D., FERRY S., JATI M., HERKAT M., ATROPS F., REDJIMI W. & BENKEROUF F.** (2007)-Le Cénomanién-Turonien de l'Atlas saharién (Algérie). *Carnets de Géologie*, Mém. n° 2, pp. 43-48.
- HABANI H & HADDOUM.H.**(2006)- Etude comparative du comportement cinématique de l'accident Sud Atlasique. Exemples de la région d'El Kohol et de l'axe chaîne des Guerguitts- Monts de Ferkane (Atlas saharién Algérién). *Bull. Serv. Géol., Algérie*, vol.17, n°1, pp. 29 -45,12 fig.
- HALLAM A.** (1985)- A review of Mesozoic climates. *Journ. Geol. Soc.* London, n° 142, pp. 433-445.
- HARDENBOL J., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C. & ROBASYNSKI F.** (1993)- The Cenomanian-Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation. *Cretaceous Research*, n° 14, pp. 449-454.
- HAYS J.D. & PITMAN W.C.** (1973)- Lithospheric plate motion, sea level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature*, n° 246, pp. 18-22.
- HEDBERG H.D. & FISCHER G.** (1986)- Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, n° 321, pp. 739-743.
- HERKAT. M.** (1999)- La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas Saharién oriental et des Aurès: Stratigraphie séquentielle, analyse

quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Alger, 802 p.

- HERKAT M.** (2002)- Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n° 11, pp. 133-154, 7 fig.
- HERKAT M.** (2003)- Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des ensembles paléogéographiques et des cortèges sédimentaires de la série du Cénomano-Turonien (Aurès et Tell oriental). *Paléogéogr. Mésozoïque, Séance spécialisée de la SGF.*, p. 20.
- JATI M., GROSHENY D., FERRY S., GAUTHIER-LAFAYE F., EL KAMALI N. & MASROUR M.** (2001)-Le passage Cénomaniens-Turonien sur la marge atlantique (Agadir, Maroc). *Abstract internet*, pp. 1-2.
- JAUSEIN A.** (1967)- Contribution à l'étude géologiques des confins de la dorsale Tunisienne (Tunisie septentrionale). *Ann. Min. Géol.*, 329 p., 69 fig.
- JENKYN H.C.** (1980)- Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *Journal Geological Society*. London, n° 137, pp. 171-188.
- JOLET P., PHILIP J., THOMEL G., LOPEZ G. & TRONCHETTI G.** (1997)- Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomaniens-Turonien. La coupe de Cassis (Sud-Est de la France) : Proposition d'un hypostratotype européen. vol. 325, pp. 703-709.
- JONES.C.E. & JENKYN H.C.** (2001)- Seawater Strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and cretaceous. *American Journal of Science*, vol. 301, pp. 112 – 149.
- KACEMI A.** (2005)- Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara-Rhoundjaïa) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Dipl. Magister*, Univ. Oran, 182 p., 49 fig., 15 pl.
- KASSAA S., MIADI F. & BOUHLEL S.** (1995)- Sulfures de Zn-Fe syn-diagénétiques dans les sédiments cénomaniens et turoniens de Garn Halfeya (Zone des dômes). *Congr. National des Sciences de la Terre*, p. 103.
- KAZI-TANI N.** (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Pau, t.1-2, 784 p., 361 fig.
- KECHID-BENKHROUF F.** (2007)- La crise Cénomano-Turonienne : réponse comparée des assemblages de foraminifères de plate-forme carbonatée, de transition et de bassin dans le domaine atlasique oriental. *3<sup>ème</sup> Sémin. National de Stratigraphie*, Laghouat, p. 41.
- LAFFITTE R.** (1939)- Les plissements post-nummulithiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. Géol., France*, (5), IX, pp. 135 -139, 8 fig., 1 pl.

- LAMOLDA M., GOROSTIDI A., MARTINEZ R., LOPEZ G. & PERYT D.** (1997)- Fossil occurrences in the upper Cenomanian –Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: An approach to C/T boundary stratigraphy. *Cretaceous Research*, Vol 18, n° 3, pp. 331-353.
- LAYEB M. & BELAYOUNI H.** (1989)- La formation Bahloul au Centre et au Nord de la Tunisie un exemple de bonne roche mère de pétrole à fort intérêt pétrolier, *Mém. ETAP*, n° 3, pp. 489-503.
- LAYEB M. & BELAYOUNI H.** (1991)- Géologie de la formation Bahloul (Cénomanién-Turonien) en Tunisie. *Note de l'Ass. Tun. Etud., Int., Géol.*, pp. 12-14.
- LAYEB M. & BELAYOUNI H.** (1999)- Paléogéographie de la formation Bahloul (passage Cénomanién-Turonien). *Ann. Min. Géol.*, n° 40, pp. 21-44.
- MAAMOURI A.L., ZAGHBIB-TURKI D., MATMATI M.F., CHIKHAOUI M. & SALAJ J.** (1994)- La Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale : Variations latérales, nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle. *Journ. Afr. Earth Sci.*, n° 18, 1, pp. 37-50.
- MAHBOUBI M.** (1983)- Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharién central, Algérie). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Oran, 116 p., 26 fig., 3 tabl., 8 pl.
- MARIE J., TROUVE P., DESFORGES G. & DUFAURE P.** (1984)- Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. *Notes et Mém.*, n° 19, CFP, pp. 7-37.
- MAROK A.** (1996)- Stratigraphie, Sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-début du Dogger : Exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en oranie (Monts de Sidi El Abed, Hautes-Plaines, Algérie occidentale). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 141, 199 p., 89 fig., 10 pl.
- MOREL L.** (1998)- Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanién-Turonien. *2<sup>ème</sup> Congr. Français de Stratigraphie*, p. 123.
- NAÏLI H., BELHADJ Z., ROBASZYNSKI F., CARON M. & DEPUY C.** (1995)- Présence de roche mère « Bahloul » au passage Cénomanién-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie). *4<sup>th</sup> Tun. Petrol. Explor. Confr.*, pp. 167-168.
- NEDERBRAGT A.J. & FIORENTINO A.** (1999)- Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, North-Western Tunisia. *Cretaceous Research*, n° 20, pp. 47-62.
- NZOUSSEI-MBASSANI P.** (2003)- Le Cénomano-Turonien de l'Atlantique Nord (Bassin du Sénégal) : Environnement de dépôt et Evolution diagénitique. Implications Pétrolières. *Thèse Doct.*, Univ. Orléans, 238 p., 68 fig., 9 tabl.

- SOUA M.** (2005)- Biostratigraphie de haute résolution des Foraminifères planctoniques du Passage Cénomanién-Turonien et impact de l'événement anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple : régions de Jerissa et Bargou. *Dipl. Mastère*, Univ. Tunis, 169 p., 32 fig., 5 tabl., 10 pl.
- TISSOT B.** (1979)- Effects on petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, n° 277, pp. 463-465.
- TISSOT B., DEROO G. & HERBIN J.P.** (1979)- Organic matter in Cretaceous sediments of the north Atlantic: Contribution to sedimentology and paleogeography: In deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironments. *Amer. Geophys. Union (Maurice Ewing Series)*, n° 3, pp. 362-374.
- TISSOT B., DEMAISON G., MASSON P., DELTEIL J.R. & COMBAZ A.** (1980)- Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG. Bull.*, n° 64, 11, pp. 2051-2063.
- THIERSTEIN H.R.** (1979)- Paleooceanographic implications of organic carbon and carbonate distribution in Mesozoic deep sea sediments. In TALWANI M., HAY W., RYAN W.B.F. (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. *Amer. Geophys. Union*, n° 3, pp. 249-274.
- THOMEL G.** (1993)- Biostratigraphie et faunes d'ammonites du Cénomanién et du Turonien inférieur dans le sud-est de la France. *Cretaceous Research*, n° 14, pp. 455-475, 1 fig., 1 tabl.
- VIDET B. & NERAUDEAU D.** (2003)- Variabilité et hétérochronies chez l'exogyre *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801) (Bivalvia: Ostreoida: Gryphaeidae) du Cénomanién et du Turonien inférieur des Charentes (SW France). *C.R. Palevol*, n° 2, pp. 563-576.
- WESTERMANN S., GROSHENY D., FERRY S. & GAUTHIER-LAFAYE F.** (2005)- Enregistrement biologique et isotopique de la crise du passage Cénomanién-Turonien sur le talus de la plate-forme provençale (S-E de la France). *Impact environnemental sur la dynamique des populations au Crétacé*, Paris, pp. 30-31.

## **LISTE DES FIGURES**

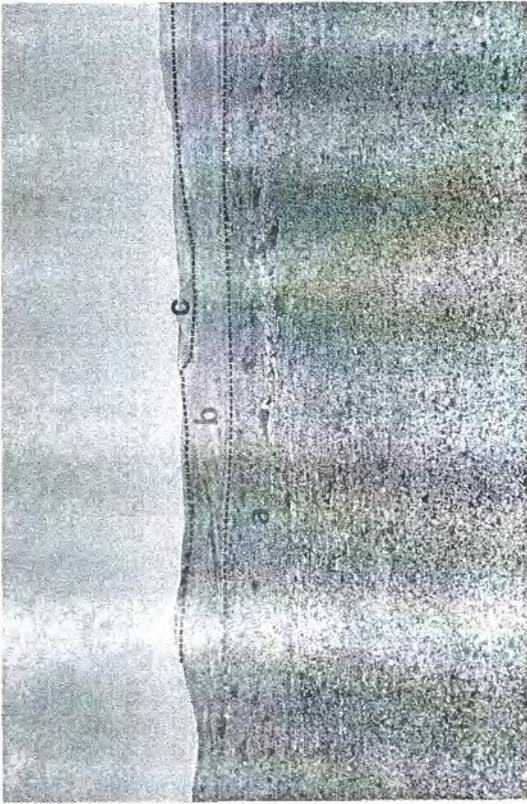
## LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1- Situation générale de la région d'étude .....	5
Fig. 2- Localisation du secteur d'étude (d'après la carte topographique d'El Bayadh au 1/ 200.000 .....	6
Fig. 3- Schéma géologique du Maghreb (d'après Pique et <i>al.</i> ,1998 ; modifié) .	7
Fig. 4- Image satellitaire de la région d'El Kohol .....	8
Fig. 5- Carte structurale du secteur d'El Kohol. (d'après HABANI et MEDAOURI,1994, modifié) .....	9
Fig. 6- Section sismique d'El Kohol-Brézina (a) et son interprétation (b) (d'après HABANI et HADDOUM, 2006) .....	9
Fig. 7- Carte géologique de la région d'El Kohol (d'après la carte géologique de Brézina au 1 / 200.000) .....	10
Fig. 8- Carte paléogéographique au passage Cénomaniens-Turonien .....	11
Fig. 9- Situation du EAO-2. Comparaison entre la courbe eustatique du niveau marin et la courbe de surface de terres émergées (d'après JONES et JENKYNS, 2001) .....	11
Fig. 10- Modèle conceptuel montrant que les activités hydrothermales liées à l'expansion des croûtes océaniques peuvent induire des EAO <sub>s</sub> (d'après JONES et JENKYNS, 2001) .....	13
Fig. 11- Réchauffement global des eaux océaniques au passage Cénomaniens-Turonien ( <i>in</i> SOUA, 2005) .....	14
Fig. 12- Caractéristiques du G.S.S.P du Turonien (Coupe de Pueblo) .....	15
Fig. 13- Légende de la coupe .....	27
Fig. 14- Localisation et itinéraire de la coupe .....	30
Fig. 15- Description lithologique de la coupe d'El Kohol.....	33
Fig. 16- Corrélations lithostratigraphiques entre les différentes formations rencontrées dans les Monts des ksour et la région d'El Kohol .....	35
Fig. 17- Membre inférieur (C <sub>1</sub> et C <sub>2</sub> ), Formation de Rhoundjaïa .....	38
Fig. 18- Membre supérieur (T <sub>1</sub> et T <sub>2</sub> ), Formation de Rhoundjaïa .....	40
Fig. 19 Silicification sous forme d'épigénie affectant un débris de bivalve. (Mode central de silicification) (Lumière polarisée) (Ech. KHL <sub>76d</sub> , X6).....	41
Fig. 20 Silicification sous forme d'épigénie affectant un débris de bivalve.(Mode périphérique de silicification) (Lumière polarisée) (Ech. KHL <sub>76d</sub> , X6) .....	41
Fig. 21 Synthèse sédimentologique, biostratigraphique et géochimique de la coupe d'EL KOHOL.....	47

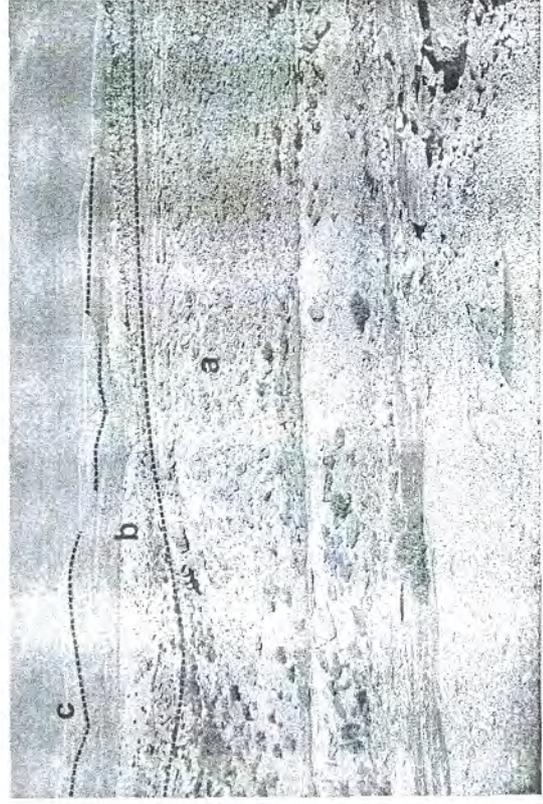
## LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1	Répartition des principaux groupes de foraminifères durant le passage Cénomanién-Turonien (Formation de Rhoundjaia, coupe d'El Kohol	43
--------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

**PLANCHES**



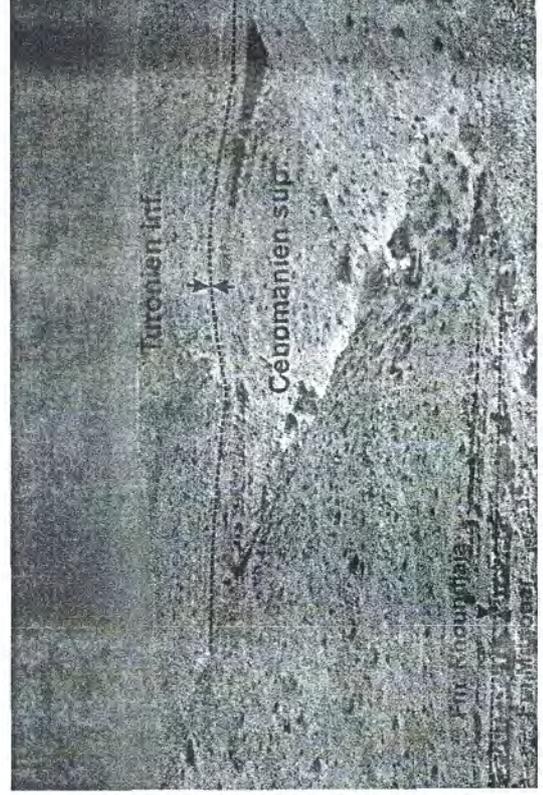
1



3



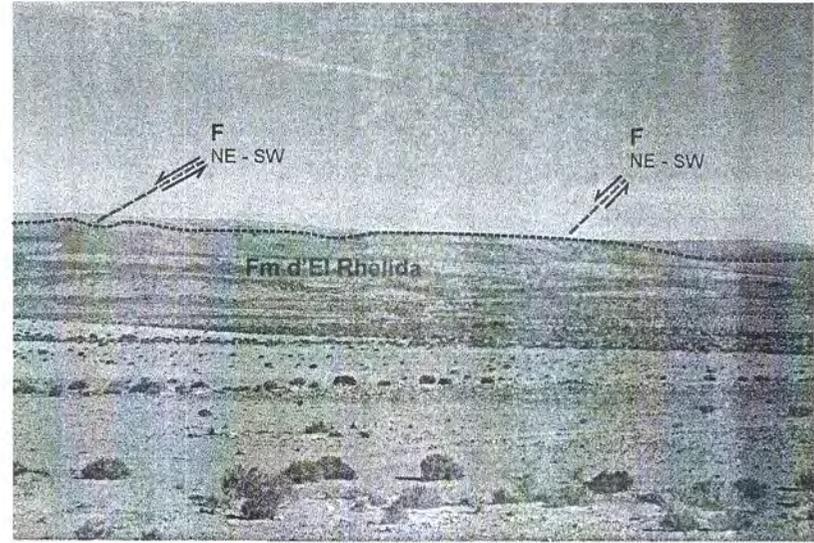
2



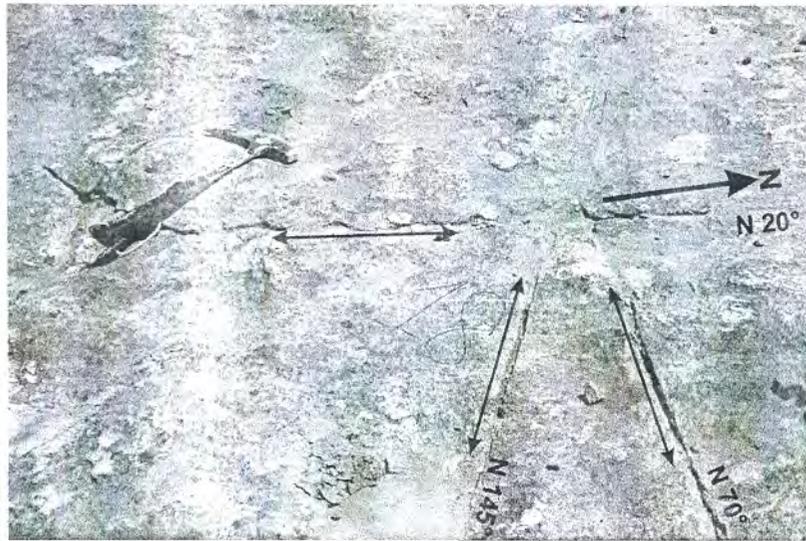
4



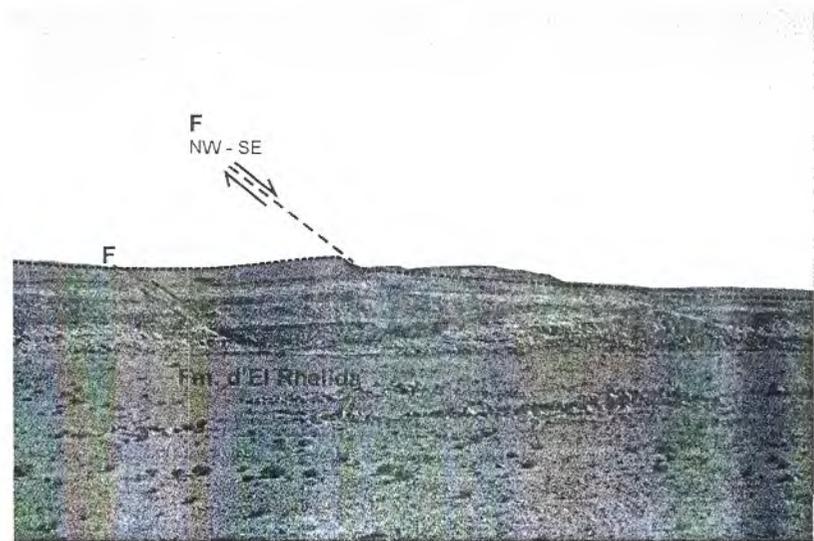
1



2



3



4



2



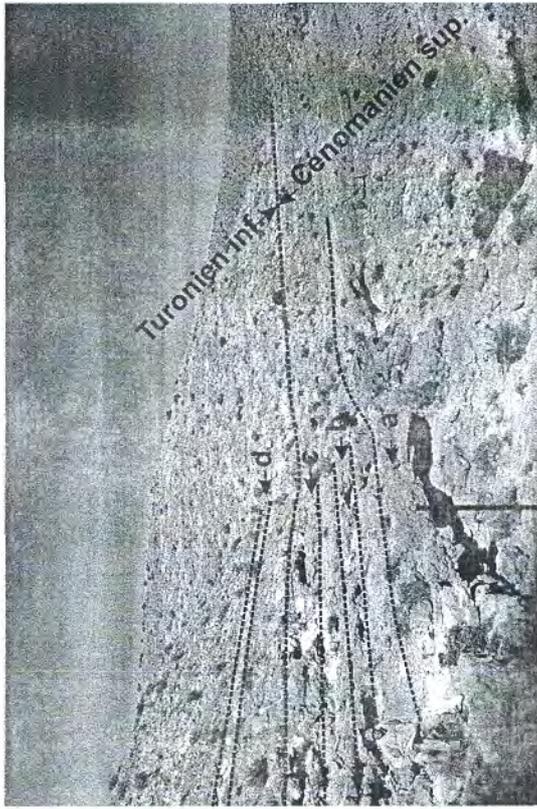
4



1



3



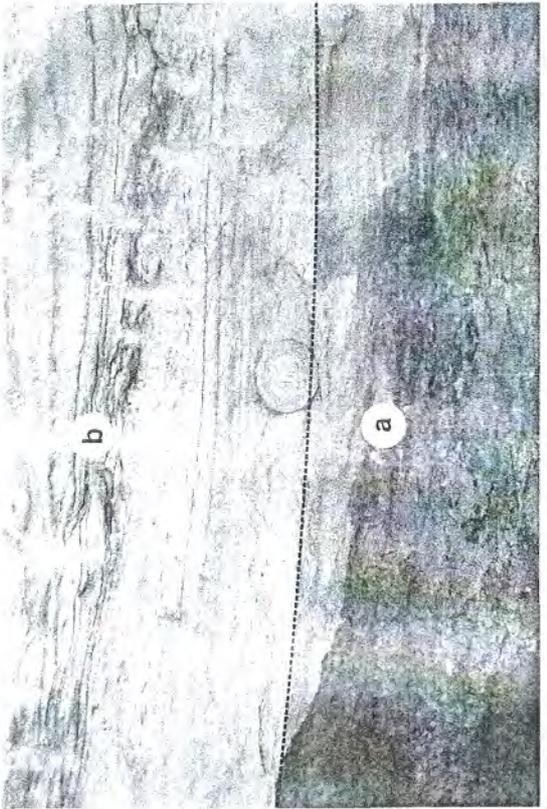
2



4



1



3



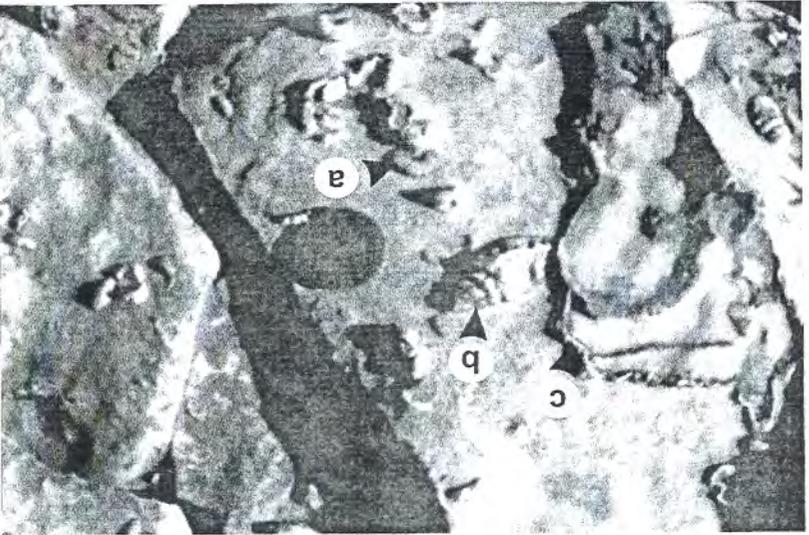
1



3



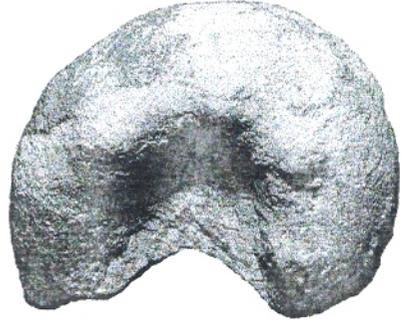
2



4

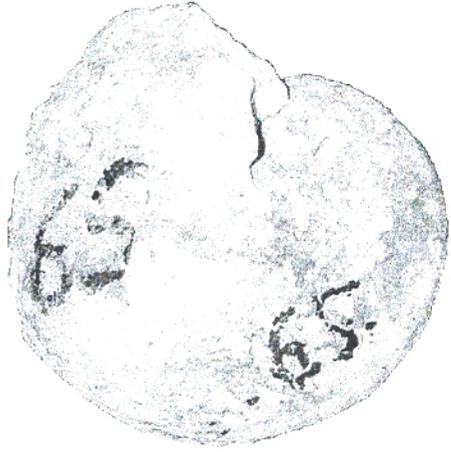
Pl.5

Pl. 6





1



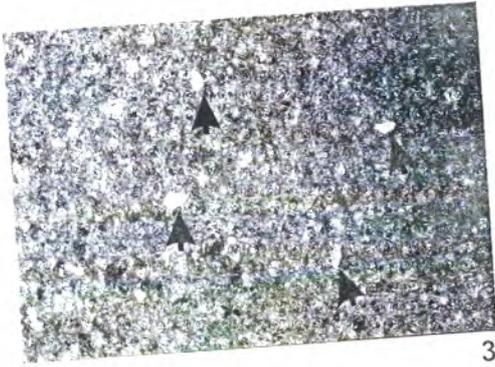
2



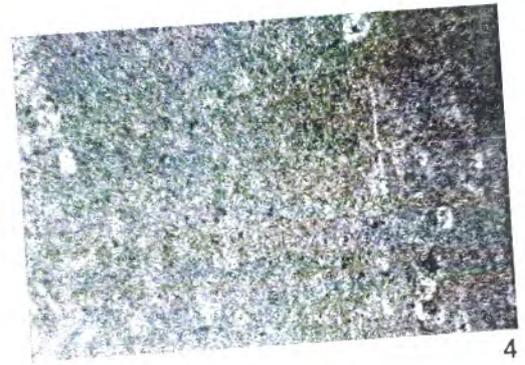
1



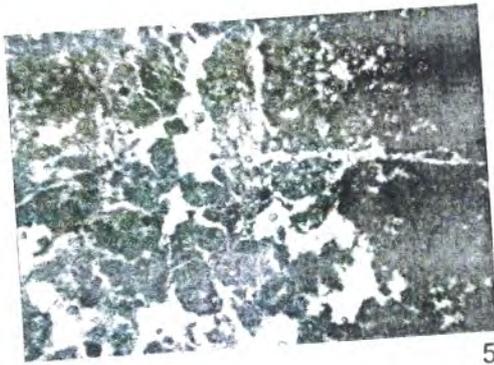
2



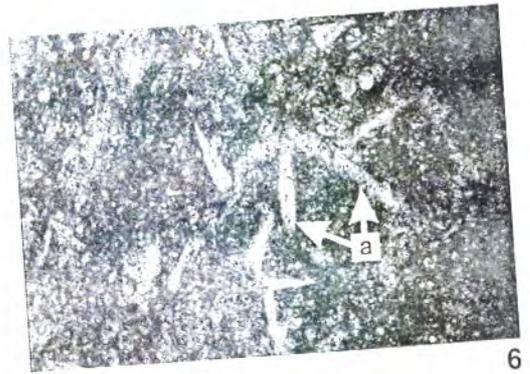
3



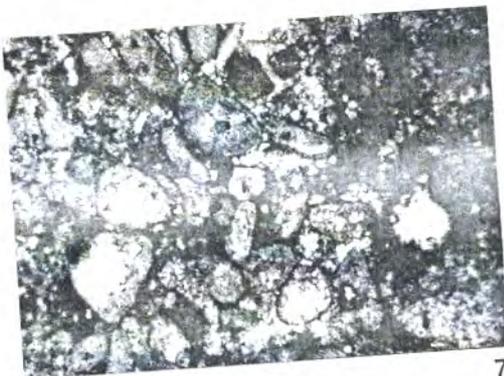
4



5



6



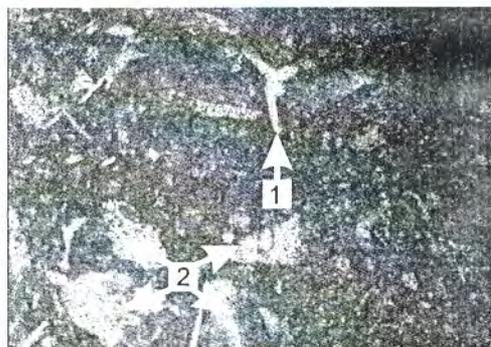
7



8



1



2



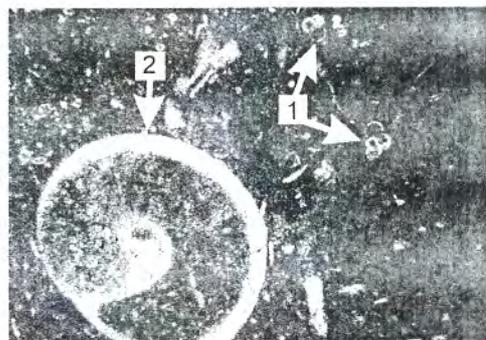
3



4



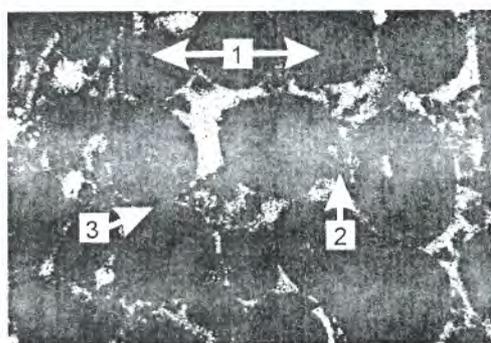
5



6



7



8

## ملخص

في منطقة الكحل (جبل عمور)، مقطع جيولوجي يمتد من الألبان العلوي (فراكونيان) إلى التيرونيان السفلي هدفه دراسة متعددة التخصصات في مجالات التحاليل الليتولوجيا، علوم الحفريات و كذلك التحاليل الجيوكيميائية. في غياب عناصر لتاريخ السلسلة الموجودة بين الألبان العلوي وسينومانيان السفلي (تركيبية المسماة الغليظة و تركيبية المسماة البذور). وجدنا أنه من المفيد أن نركز دراستنا على تركيبية المسماة غونداجية والحد الفاصل بين سينومانيان وتيرونيان (93.5 +/- 0.2 م س). ويرتبط هذا الأخير مع الحدث نقص إلى عدم وجود الأكسجين عبر مناطق عدة من العالم.

في هذا السياق، تجميع المعطيات البيوستراتيغرافيا، تحاليل الرسوبيات والبيانات الجيوكيميائية (كاربونات الكلسيوم والكربون العضوي الشامل) تسمح لأول مرة برسم الحد الفاصل و المرجح أن يكون بين سينومانيان والتيرونيان.

و من ناحية أخرى، التغيير المسجل في السحنات والبيوسحنات على مستوى تركيبية المسماة غونداجية، يؤكد بوجود حالة عامة بدون أكسجين التي تستحق دراسة مفصلة.

الكلمات المفتاحية : الكحل، جبل عمور، الفراكونيان، سينومانيان- تيرونيان، البيوستراتيغرافيا، البيانات الجيوكيميائية، الرسوبيات، الحالة بدون أكسجين

## RESUME

Dans la région d'El Kohol (Djebel Amour), une coupe s'étendant de l'Albien supérieur (Vraconien) au Turonien inférieur a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire notamment dans les domaines de l'analyse lithologique, paléontologique ou encore géochimique. En absence d'éléments datation pour la série comprise entre l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur *p.p.*) (Formation d'El Rhelida et Formation de M'daouar), nous avons jugé utile de focaliser notre travail sur la Formation de Rhoundajaïa et la limite Cénomaniens-Turonien (93,5 +/- 0,2 Ma). Cette dernière est associée à un événement anoxique d'extension globale.

Dans cette optique, la combinaison des données biostratigraphiques, l'analyse sédimentologique et la signature géochimique ( $CaCO_3$  et COT) ont permis pour la première fois de tracer la limite probable du Cénomaniens-Turonien.

D'autre part, le changement enregistré des faciès et des biofaciès au niveau de la formation de Rhoundajaïa témoigne en faveur d'une phase anoxique globale qui mérite une étude plus détaillée.

**Mots-clés :** El Kohol, Djebel Amour, Vraconien, Cénomaniens-Turonien, biostratigraphiques, sédimentologique, signature géochimique, phase anoxique.

## ABSTRACT

In the region of El Kohol (Amour Mount), a section extending from the Upper Albian (Vraconian) to Lower Turonian has been the subject of a multidisciplinary study particularly in the areas of lithological, paleontological and geochemical analysis. In the absence of dating elements for the series from the Upper Albian-Cenomanian *pp.*) (El Rhelida Formation and M'daouar formation), we found it useful to focus our work on the Rhoundajaïa formation and the Cenomanien-Turonian limit (93.5 +/- 0.2 Ma). The latter is associated with an anoxic event of global expansion.

In this context, the combination of biostratigraphic data, sedimentological analysis and geochemical signature ( $CaCO_3$  and TOC) enabled us for the first time to draw the probably limit between Cenomanian and Turonian.

On the other hand, the recorded change of facies and biofacies in the Rhoundajaïa formation testifies a global anoxic phase that deserves a more detailed study.

**Key-words:** El Kohol, Amour Mount, Vraconian, Cenomanian-Turonian, Biostratigraphic, Sedimentologic, Geochemical signature, Anoxic phase.