

SOMMAIRE

<i>Avant-Propos</i>	01
<i>Résumé</i>	02
<i>Abstract</i>	03

Premier chapitre : GENERALITES

I- CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL DU DOMAINE TELLIEN.....	04
II- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'OUARSENIS.....	04
III- CONTEXTE STRUCTURAL.....	05
A- PLACE DU DOMAINE TELLIEN DANS LES MAGHREBIDES.....	05
B- STRUCTURATION DE L'OUARSENIS DANS LE DOMAINE TELLIEN.....	06
IV- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE.....	08
A- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CRETACE DANS L'OUARSENIS.....	08
B- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CENOMANIEN-TURONIEN DU SECTEUR D'ETUDE.....	09
V- METHODE ET MATERIEL UTILISE.....	11
A- MATERIEL DE SUPPORT.....	11
B- MATERIEL DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE.....	11
C- AFFLEUREMENTS DES SECTEURS D'ETUDE	11
VI - BUT DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE.....	13
A- PROBLEMATIQUE ET HISTORIQUE SUCCINT.....	13
B- OBJECTIF DU TRAVAIL	14

Deuxième chapitre :

ETAT DE CONNAISSANCES DU CENOMANIEN-TURONIEN

I- ENREGISTREMENT EUSTATIQUE	15
------------------------------------	----

II- ENREGISTREMENT ANOXIQUE.....	16
III- FACTEURS INTERVENANTS SUR L'ENREGISTREMENT DE L'EVENEMENT	16
IV- REPARTITION DE LA LIMITE C/T DANS LE MONDE.....	16
V- REPARTITION TEMPORELLE DES BLACK-SHALES DANS LA TETHYS.....	18
VI- CARACTERISATION DU PASSAGE C-T A L'ECHELLE LOCALE ET EQUIVALENCE.....	18

Troisième chapitre : LES AFFLEUREMENTS

I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES COUPES.....	19
A- COUPE DE TISSEMSILT (EX. VIALAR).....	19
B- COUPE DE ROKBET GENNFOUD	22
C- COUPE DE ROKBET ED DBADIB	26
D- COUPE DU DJEBEL KOKO.....	29
E- COUPE DE ROKBET EL AFSA	35
F- COUPE DE BORDJ EL AMIR ABD EL KADER (EX. TROLARD TAZA)	39
II- SYNTHESE ET SYMPTOMATIQUES DU NIVEAU SILICEUX DE L'OUARSENIS.....	46
CONCLUSIONS GENERALES.....	52

Avant-propos

Je remercie avant tout mon DIEU, qui grâce à lui que on arrivé à ce stade.

En guise d'avant-propos, il convient de remercier ici tous ceux et celles qui ont contribué à ce que ce travail aboutisse.

En premier lieu, je voudrais remercier **Mr Miloud BENHAMOU** professeur à l'université d'Oran et responsable de laboratoire « Géodynamique des Bassins et bilan Sédimentaires », pour son accueil au sein de la formation du magister et au laboratoire, et qui a accepté d'examiner et encadrer ce modeste travail, et pour m'a fait confiance pour mener à bien ce travail. Je lui dois tout particulièrement de m'avoir ouvert l'esprit au domaine Ouarsenis, que je ne connaissais guère avant la thèse.

Je tiens à remercier monsieur **Abbas SEBANE** professeur à l'Université d'Oran de m'avoir accepté, de présider le jury.

Je tiens à remercier Monsieur **Mohamed MAHBOUBI**, professeur à l'Université d'Oran, d'avoir accepté lire et de juger ce travail.

Je ne manquerais pas de remercier madame **Abdia SEBANE** Maître de conférences à l'Université d'Oran, d'avoir accepté faire partie de ce jury.

Un grand Merci à Monsieur **Ramdane MARMI** professeur à l'Université de Constantine pour avoir accepté de juger ce travail et apporte ses critiques.

Un merci tout spécial à Mr Louis **P. TAVERNE** pour son aide de déterminer les poissons récoltés.

Je remercie chaleureusement les enseignants et tout le personnel du département des sciences de la terre (Es-senia, Oran) .

Je remercie tous mes amis de promotion : A.DRAOUI ; A.MAHDJOUR ; I.ZAGHARI ; A. LAALALI ; S.CHABER, pour leur compréhension, leur amitié et leur soutien.

Un grand merci à mon frère et ami Mr Kamel BENDOURA, pour son aide sur le terrain et pour son soutien moral permanent par téléphone.

Je tiens à remercier mes amis : Nacer, Hadji, Brahimi, Echarif , Hida, Kamal et tout la famille de l'AREN, et les autres..., pour leur amitié et leur soutien

Je tiens pour finir à remercier ma famille, mes parents, mon frère et mes sœurs, qui m'ont toujours encouragé dans mes choix ; et que je n'ai pas beaucoup vu au cours de ces trois dernières années. Merci pour votre compréhension, pour votre soutien.

LES CALCAIRES A LITS SILICEUX DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN DANS L'ALLOCHTONE (NAPPE B) DE L'OUARSENIS : FACIES ET CORRELATION.

Résumé : La "Formation de l'Ouled Djilali" d'âge Cénomaniens-Turonien (C/T) fait partie de la Nappe B dans l'Ouarsenis oriental. Elle se présente en une alternance calcaire/marne découpée par une barre calcaire chargée de lits siliceux constituant un excellent niveau-repère dans la topographie. Ce niveau est composé par une trilogie de faciès : Argilite à poissons ; *Black shales* laminés à matière organique contenant des grains de phosphate et de pyrite ; Calcaire siliceux à radiolaires associés à des formes planctoniques globuleuses (*Hétérohélicidés, Whiteinelles et Hedbergelles*). Les carénés de type *Rotalipora* sont rares. La forme *Heterohelix*, très abondante marque l'événement "*Heterohelix shift*", succédant l'"événement à filaments". Le premier paroxysme d'approfondissement se produit donc vers la fin du Cénomaniens, interprété comme une surface de transgression maximale représentant une séquence de condensation dans un environnement profond de type pélagique. La présence de foraminifères carénés *Helvetoglobotruncana helvetica* aurait véritablement confirmé la fin des *black shales*. De tels dépôts riches à la fois, en MO et en organismes siliceux indiquent l'événement CTBE (*Cenomanian-Turonian Boundary Event*) signalé dans les séries C/T dans plusieurs localités formant une ceinture continue le long de la plate-forme nord-africaine, au cours de cette période du Crétacé, englobant la Tunisie, l'Algérie atlasique et le Pré-rif marocain.

La synergie des indices sédimentologiques et paléontologiques du "Niveau siliceux" de l'Ouarsenis semble être corrélable à la "Formation de Bahloul" (Tunisie). Les niveaux d'argilites chocolatés contiennent de riches ichthyofaunes de poissons crétacées de la Mésogée eurafricaine et en Moyen orient (Maroc, Portugal, Italie, Egypte, Liban, Palestine) incite à établir une approche paléobiogéographique.

Mots-clés : Nappe B ; Ouarsenis ; Alternance marne/calcaire ; *Black shales* ; Cénomaniens-Turonien ; Paléobiogéographie.

LIMESTONES WITH SILICEOUS BEDS OF THE LIMIT CENOMANIAN-TURONIAN IN THE NONNATIVE(ALLOCHTHON) (TABLECLOTH B) OF THE OUARSENIS: FACIES AND CORRELATION

Abstract: The Formation of " Ouled Djilali " is part of the tablecloth B in the Eastern Ouarsenis age Cenomanian - Turonian (C / T). It comes in a limestone / marl alternation cut by a bar loaded siliceous limestone beds provide an excellent level benchmark in topography. This level is composed of a trilogy of facies argillite fish, Black rolled organic matter containing phosphate grains of pyrite and shales radiolarian siliceous limestone associated with globular planktonic forms (Hétérohélicidés , Whiteinelles and Hedbergelles) . The streamlined to Rotalipora type are rare . The Heterohelix shape, abundant marks the event " " Heterohelix shift , following the event " " filaments. The first peak deepening thus occurs towards the end of the Cenomanian , interpreted as an area of maximum transgression representing a sequence of condensation in a deep pelagic environment types . The presence of foraminifera streamlined Helvetoglobotruncana Helvetica would actually confirmed the end of the black shales .

Such rich deposits both in MO and siliceous organisms indicate the event CTBE (Cenomanian - Turonian Boundary Event) reported in Series C/ T in several localities forming a continuous belt along the North African platform during the Cretaceous period including Tunisia, Algeria and Morocco altasiques Pre- rif.

The synergy of sedimentological and paleontological evidence of "siliceous level Ouarsenis " seems to be correlated to the "formation Bahloul " (Tunisia). Levels of chocolate shales contain ichthyofaunes rich Cretaceous fish Mesogean the Euro-Africa and Middle East (Morocco, Portugal, Italy, Egypt, Lebanon, Palestine) incentive to establish a paleobiogeographic approach.

Key-words : Tablecloth B ; Ouarsenis ; Cenomanian-Turonian ; Marl/calcarous alternate ; Black shales ; Evenement ; Palaeobiogeography.

Premier chapitre

GENERALITES

I- CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL DU DOMAINE TELLIEN

Le Tell, région essentiellement montagneuse forme une longue chaîne parallèle à la mer, diversement découpée et ramifiée. Ce domaine est représenté en Algérie par une bande de 1200 km s'étendant d'Ouest vers l'Est qui correspond aux reliefs qui s'insèrent entre la Méditerranée et les Hautes-Plaines, large de près de 100km (Fig.1). Il montre une continuité occidentale représentée par le Rif au Maroc et une continuité orientale représentée par la Kroumérie en Tunisie (Fig. 2). L'importante dépression ou "plaine intérieure" du bassin du Chélif et du bassin de Médéa le borde d'Ouest en Est et permet d'individualiser un Tell septentrional ou littoral et un Tell méridional.

Le domaine tellien comporte trois grands ensembles qui sont du Nord au Sud (Fig. 1) : les massifs côtiers ; les plaines médianes et les massifs intérieurs. Ces derniers massifs sont représentés d'Ouest en Est par : les monts de Tessala ; les monts de Béni Chougrane ; les monts de l'Ouarsenis ; les monts de Bibans et la chaîne numidique (région constantinoise).

II- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'OUARSENIS

Le massif de l'Ouarsenis appartient au Tell. Ce dernier correspond à la partie du Tell méridional comprise entre les méridiens de Boghari et de Relizane, c'est-à-dire entre la vallée transversale de l'Oued Chélif à l'Est et celle de l'Oued Mina à l'Ouest (Fig. 1). Il est encadré par le massif du Titteri à l'Est et par les Monts des Béni Chougrane à l'Ouest et le plateau du Sersou au Sud, à cheval sur les wilayas de Médéa, Aïn Defla, Tissemsilt, Chlef, Relizane et Tiaret.

Le massif de l'Ouarsenis culmine au Grand Pic de l'Ouarsenis ou Kef Sidi Amar à 1985 m ; c'est le sommet le plus élevé de l'Algérie occidentale. Comme, il apparaît au milieu du massif, il peut être pris comme limite entre un Ouarsenis occidental et un Ouarsenis oriental. D'autres sommets se profilent, plus à l'Est, dans la région de Teniet el Haad au Djebel Amrouna (1512 m), à la forêt des Cèdres ou Djebel Meddad (1787 m) et au Djebel Ech Chaoun (1808 m), au Ras El Brarit (1750 m), dans le mont Tamedrara et le Kef Siga. Ces reliefs font de l'Ouarsenis oriental un pays escarpé et d'accès difficile.

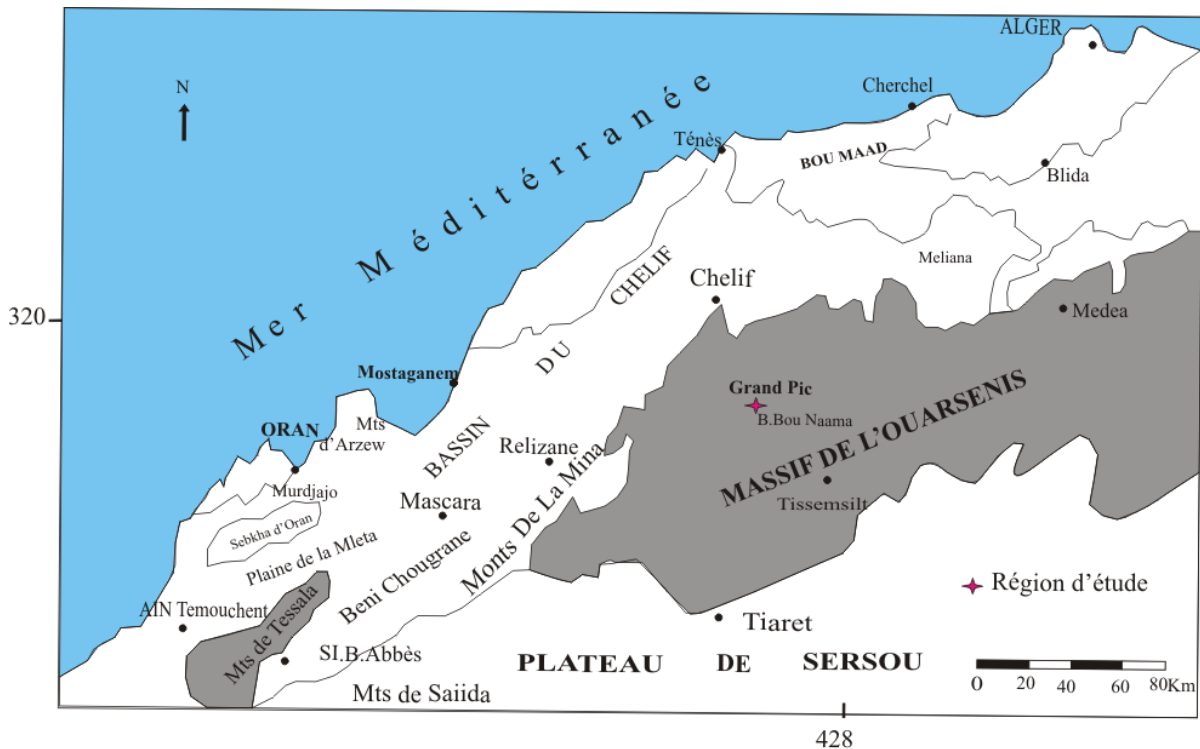


Fig. 1- Situation et limites géographiques de l'Ouarsenis (*in*. Benhamou, 1996)

III- CONTEXTE STRUCTURAL

A- PLACE DU DOMAINE TELLIEEN DANS LES MAGHREBIDES

Le domaine tellien appartient au chapelet des chaînes alpines péri-méditerranéennes qui correspond à un domaine orogénique de collision des Maghrébides. Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages, auxquelles sont associés des bassins intra-montagneux (Caire, 1957 ; Mattauer, 1958 ; Piqué, 2001). Ces nappes de charriages sont du Nord au Sud (Fig. 2) :

- 1°) le domaine interne ou socle kabyle ;
- 2°) le domaine de flyschs constitué par des nappes de flyschs créacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long ;

3°) le domaine externe ou domaine tellien est représenté par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires. Elles sont constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de kilomètres vers le Sud.

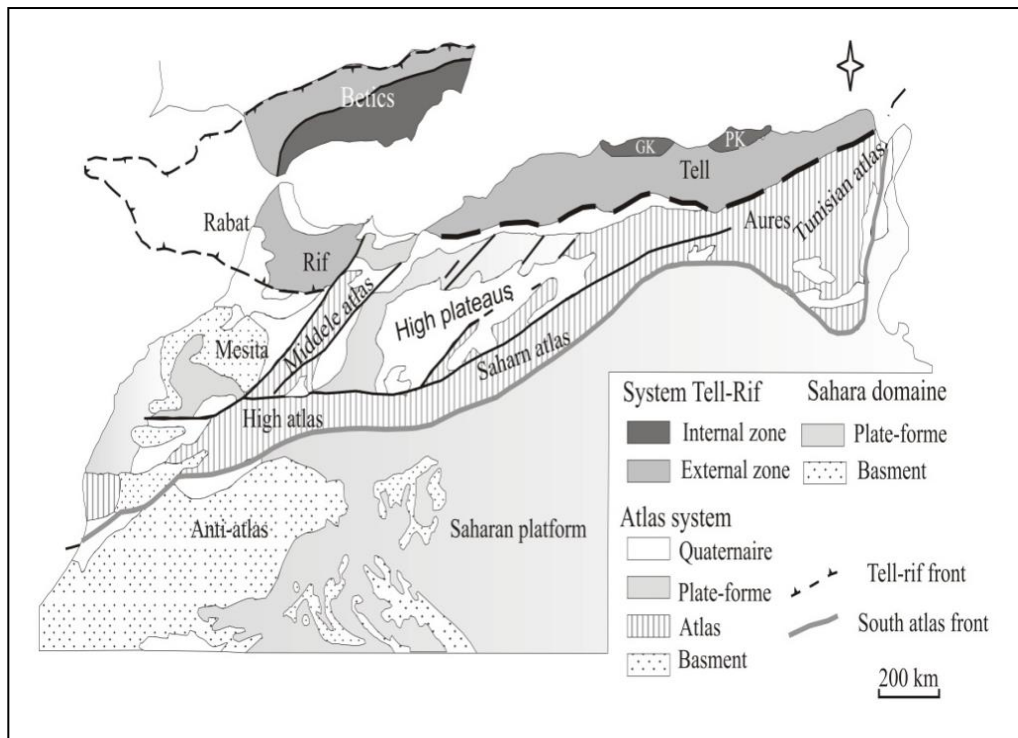


Fig. 2- Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale montrant les différents domaines (De Lamotte *et al.*, 2000)

B- STRUCTURATION DE L'OUARSENIS DANS LE DOMAINE TELLIEU

L'Ouarsenis correspond à un édifice dont les terrains offrent des structures tectoniques très complexes. Cette complexité comporte des contacts anormaux et des failles chevauchantes. Ce massif est marqué comme la grande majorité du Tell par les nappes qui ont pris naissance grâce aux mouvements intra-miocènes dite "phase paroxysmale" (Caire & Mattauer, 1953a et b ; Polvèche, 1960, p. 354).

1- Les phases tectoniques.

Les mouvements secondaires correspondent probablement à des plissements connus dans les secteurs de Chélib-Nador entre le Jurassique et le Crétacé moyen. Par ailleurs, la phase anté-néocomienne qui a affecté les massifs côtiers (Durand-Delga, 1954, p. 424) n'est

pas marquée d'une façon évidente, mais il y a un passage progressif Jurassique-Crétacé (Gourinard, 1952a ; Calémbert, 1955). La phase cénomaniennne qui affecte surtout la "zone de Chouala" et la phase anté-sénonienne avec des mouvements importants au Nord de l'Ouarsenis ont été mises en évidence par Polvèche (1960). Tandis que, la phase finilutétienne qui se déroulait pendant le Lutétien supérieur a généré des chevauchements importants (Deleau, 1938).

2- Les unités structurales.

La mise en place des nappes est effectuée grâce à des mouvements compressifs horizontaux (Fallot, 1952 ; Goguel, 1952 ; Polvèche, 1960). Certains pensaient que les nappes sont dues aux déplacements d'une onde de glissement-plissement du Nord vers le Sud (Glangeaud, 1952, Caire et Mattauer, 1953 ; Mattauer, 1958). Celle-ci a été confirmée ultérieurement par Glangeaud (1956c). Ce processus a été replacé globalement dans le cadre des phénomènes géodynamiques méditerranéens (Migliorini, 1938 ; Merla (1957). Ce domaine des nappes est constitué d'ensembles structuraux et sédimentaires portant l'empreinte de la tectonique alpine.

a- Les subdivisions de Polvèche (1960), elles permettent de distinguer les unités suivantes :

- *Nappe oligo-miocène*, comme l'indique son nom, c'est une nappe de charriage formée presque uniquement par des dépôts oligo-miocènes ;

- *Unité de Chaouala* (Polvèche, 1955) : *Chouala* est le nom de la tribu qui occupe la région où les affleurements de cette nappe sont les plus spectaculaires. Cette unité est formée essentiellement par des marno-calcaires néocomiens et barrémiens à fossiles pyriteux. Le terme de "Chouala" a été repris ultérieurement pour définir d'autres unités comportant les mêmes caractéristiques dans le Tell algérien dans les Monts de Tessala (Fenet et Magné, 1973 ; Fenet, 1975) et dans la Tafna (Guardia, 1975).

- *Nappe sénonienne*, définie dans la région de Mendez, elle est formée en quasi-totalité par un matériel sénonien.

- *Unité albo-cénomanienn*e est constituée par le "Flyschs albo-aptien" et des marno-calcaires cénomaniens.

- *Nappe de Caire ou "Unité médjanienn*e" de Mattauer, elle est formée exclusivement par des dépôts oligocènes à faciès numidiens. Elle s'étend de Sétif à l'Est jusqu'au Ammi Moussa à l'Ouest sur 300 km environ. Plusieurs auteurs ont signalé l'existence de cette nappe (Magné, 1955 ; Mattauer, 1958 ; Polvèche, 1960 ; Bouillin et Raoult, 1971 ; Guardia, 1975).

b- Subdivision de Mattauer (1958).

- *Autochtone*. Il est représenté particulièrement dans la région de Teniet el Haâd. Il englobe également les massifs primaires et jurassiques de Chéelif.

- *Complexe A*. Il est constitué surtout par des terrains du Crétacé inférieur, considéré comme un autochtone ou para-autochtone.

- *Nappe B*. Elle est édiflée par des formations d'âge Crétacé supérieur, Eocène, Oligocène (faciès Boghari) et Miocène inférieur.

IV- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE (FIG. 3)

A- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CRETACE DANS L'OUARSENIS

Cette période a été essentiellement étudiée par Tchoumatchenco et *al.* (1995) où il a pu définir cinq formations qui sont de bas en haut :

1- "Formation Carbonatée de l'Oued Fodda". Elle comprend le "Crétacé inférieur d'Aïn El Hadjela" (Chérif, 2009) composé par une alternance monotone de marnes et de calcaires. Le Crétacé inférieur va du Berriasien-Aptien et le passage du Tithonique est pratiquement insensible. L'épaisseur peut atteindre 800m.

2- "Formation flyschoïde d'El Malaâb". Elle est formée essentiellement par une alternance d'argiles schisteuses ou des argilites avec des grès. Elle est d'âge Aptien-Albien inférieur. Cette formation est puissante de 900-1500m.

3- "Formation de Rhedadoua". Elle est formée par des marnes sombres ou noires de 20 à 100 m. Elle est d'âge Albien moyen-Albien supérieur.

4- "Formation Carbonatée de Hassi Ben Ziane". Cette formation est attribuée à l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur.

5- "Formation de l'Oued Djilali". Le Cénomaniens et le Turonien forment une grande partie de cette formation dominée le plus souvent par les marnes.

Formation	Auteur	Age
Fm. de l'Oued Djilali	Tchoumatchenco (1995)	Cénomaniens sup.
Fm. de Hassi Ben Ziane Djilali		Albien sup.- Cénomaniens inf.
Formation de Rhedadoua		Albien moy.- Albien sup.-
Formation flyschoides d'El Malaâb		Aptien-Albien inf.
Fm. Carbonatée de l'Oued Fodda	Tchoumatchenco & Khrichev (1992)	Berriasien.- Aptien- passage Titho.
F. Carbonatée de Bou Rharda		Tithonique sup.
Marnes d'Aïn Gnega		Kimm. sup.- Tithonique inf
Calcaires de Slaïm		Kimméridgien
JURASSIQUE (Benhamou, 1996)		

Tab. 3- Découpage lithostratigraphique du passage Jurassique supérieur-Crétacé dans l'Ouarsenis (Tchoumatchenco et Khrichev, 1992 ; Tchoumatchenco et *al.* (1995)

B- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CENOMANIENS-TURONIENS DU SECTEUR D'ETUDE (FIG. 4)

Sur la base de la définition des différentes formations (Tab. 3), on suggère que les petites coupes levées appartiennent à la "*Formation de l'Oued Djilali*" et faisant partie de la Nappe B (Mattauer, 1958). On propose la subdivision suivante (Fig. 4) :

1- Ensemble basal (Cénomanién inf). Il est caractérisé généralement par des marnes à passées calcaires et calcaires marneux et/ou des alternances marno-calcaires. Leur épaisseur peuvent aller jusqu'à une dizaine de mètres. Le sommet est daté par *Rotalipora cushmani*.

2- Niveau siliceux intermédiaire (Cénomanién sup.) correspond à des lits siliceux de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur. Il est subdivisé en trilogie de faciès : argilites à poissons, calcaires siliceux à radiolaire et argiles noires laminées.

3- Ensemble sommital (Turonien). Il est caractérisé par une alternance calcaire et marne et des combes de marnes au sommet. Leur épaisseur peut aller jusqu'à une dizaine de mètres. Cet ensemble est daté par *Helvetoglobotruncana helvetica*.

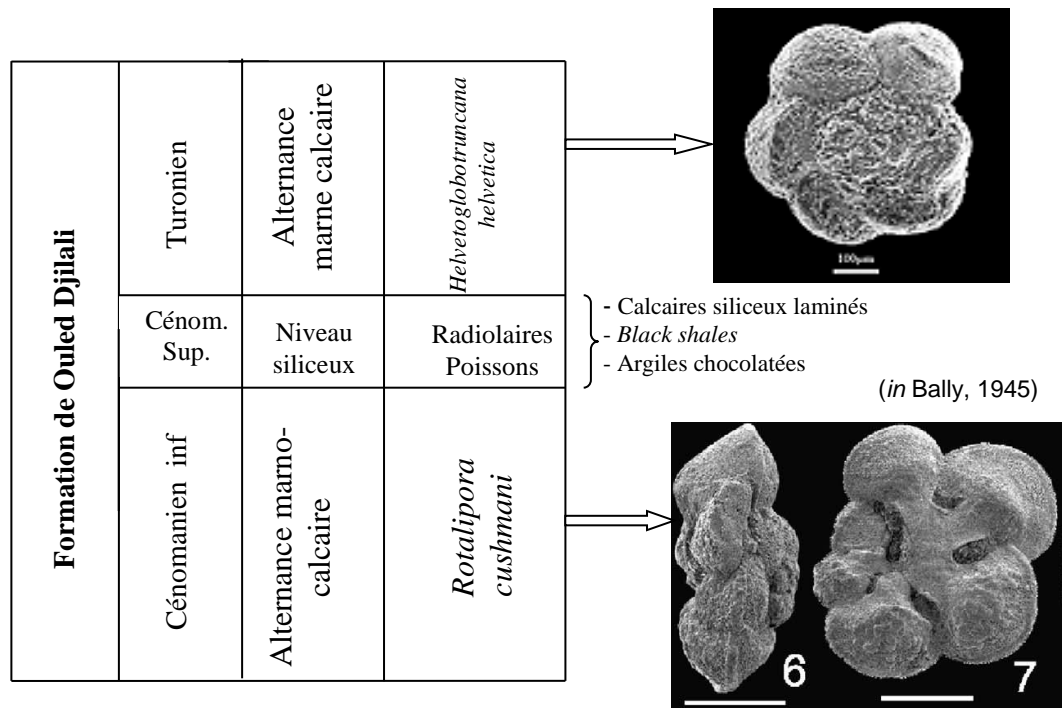


Fig. 4- Découpage lithostratigraphique de la "Formation de l'Ouled Djillali" (Cénomanién-Turonien) dans l'Ouarsenis

V- METHODE ET MATERIEL UTILISE

A- MATERIEL DE SUPPORT

1- Cartes topographiques. La réalisation de cette étude a nécessité l'utilisation pratique des cartes topographiques au 1/50 000^e de Bourbaki, Vialar, Taniet El Haad. En outre, l'utilisation des images satellitaires de "Google Earth" (source Internet) est primordiale et d'une utilité incontournable.

2- Cartes géologiques. Parmi les cartes géologiques consultées sont la carte géologique de l'Ouarsenis au 1/200 000^e de M. Mattaeur (1958) et les cartes géologiques 1/50 000^e de Bourbaki, Vialar et Teniet El Haad.

3- Ouvrages et thèses. Les références de bases que nous avons consultées sont celles de M. Mattaeur (1958), M. Daloni (1952), L. Calembert (1952), P. Polvèche (1960), M. Benhamou (1996) et les publications de Tchoumatchenco et Khrichev (1992a ; 1992b), Tchoumatchenco (1994), Tchoumatchenco et *al.* (1995).

B- MATERIEL DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

60 échantillons recueillis dans 7 affleurements et une trentaine de lames minces ont été confectionnées au CRD (Centre de Recherche et Développement, Boumerdès) et analysées au Laboratoire de GéoBaBiSé (Géodynamique des bassins et Bilan Sédimentaire, Département des Sciences de la Terre, Université d'Oran). En outre, la découverte des ichtyofaunes de poissons ont été confiées à J.P. TAVERNE de l'Université de Bruxelles pour la détermination.

C- AFFLEUREMENTS DES SECTEURS D'ETUDE

Ce travail est consacré à l'étude des affleurements de la nappe B du Cénomanién-Turonien dans l'Ouarsenis oriental. Les coupes levées sont réparties dans trois secteurs.

1- Secteur de Tissemsilt. Il se situe dans les alentours de la ville de Tissemsilt (ex. Vialar). Quatre coupes ont été levées dans ce secteur (fig. 5) :

- Coupe de Rokbet Tanout (A) tout près de Tissemsilt à environ 7 km à l'Est ;
- Coupe de Rokbet Ed Dbadib (B) se situe à environ 15km au Nord-Ouest ;
- Coupe de Rokbet Ganfoud (C) à environ 10km au Nord-Ouest ;
- Coupe de Rokbet El Afsa (D) se situe à environ 20km au Nord-Est de Tissemsilt.

2- Secteur de Djebel Koko (Djebel Molay Abd El Kader). Il se situe à environ 25km au Nord de la ville de Vialar. Une seule coupe a été levée (la coupe de Djebel Koko).

3- Secteur de Bordj El Amir Abd El Kader (Ex. Trolard Taza). Elle se situe à environ 70km au Nord Est de Vialar, et à environ 7km au Sud de la ville de Trolard Taza. Deux coupes ont été levées :

- Coupe de Trolard Taza 2 à l'Ouest (F);
- Coupe de Trolard Taza1 à l'Est (G).

Ces trois secteurs de la région d'étude sont liés entre eux et séparés par une série de reliefs qui s'alignent suivant une direction Est-Ouest.

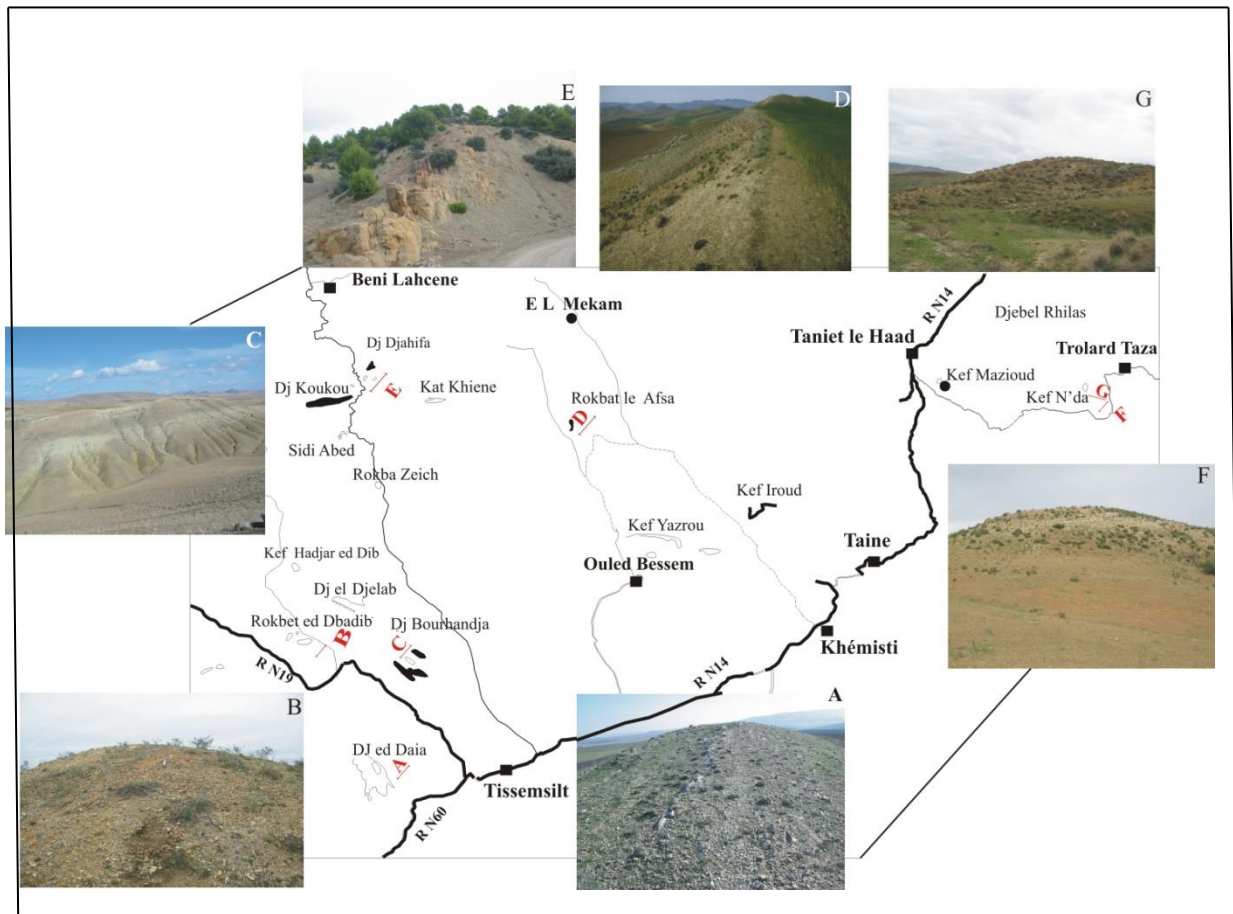


Fig. 5- Situation et itinéraire des coupes levées dans le secteur d'étude (extrait de la carte topographique au 1/50 000^e de Bourbaki (B, C, D et E), de Theniet El Haad (F et G) et de Vialar (A))

VI - BUT DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE

A- PROBLEMATIQUE ET HISTORIQUE SUCCINT

Le Cénomaniens et le Turonien, d'après J. Guillemot (1952) correspondent à une série marneuse et marno-calcaire, près de 1000m de puissance dans le massif de l'Ouarsenis. Le sommet du Cénomaniens est formé par 20 ou 30 m de calcaires bleu-noir en plaquettes, alternant avec des marno-calcaires schisteux et bitumineux ne contenant que des éléments dissociés de poissons (Mattauer, 1958). Au sommet du Cénomaniens apparaît une barre calcaire chargée de lits siliceux constituant un excellent niveau-repère.

En dehors de quelques travaux géographiquement limités (Mattauer, 1958), il n'y a point d'étude systématique régionale approfondie sur le "Niveau siliceux" et les faciès

associés (argilites et *black shales*). A l'exception, des éléments dissociés et épars de poissons (arêtes, cranes, épines, écailles) cités par M. Mattauer (1958), aucun travail micropaléontologique, ni d'ichtyofaunes de poissons illustrés par des clichés de taxa identifiés. Les corrélations régionales et les reconstitutions paléoenvironnementales et paléogéographiques n'ont jamais été réalisés dans la littérature des prédécesseurs.

En effet la trilogie de faciès du "Niveau siliceux" et la microfaune peuvent fournir des indications précieuses, permettant une corrélation biostratigraphique indispensable dans une région où les variations latérales et verticales de faciès sont fréquentes.

B- OBJECTIF DU TRAVAIL

Les terrains du Crétacé de l'Ouarsenis demeure modeste et manque plus de détail, notamment celle du Cénomaniens-Turonien. Dans cette présente étude, on va essayer en premier temps :

- 1°) d'étudier quelques aspects du banc calcaire à "lits siliceux" et les faciès associés qui couronne les alternances calcaires/marnes cénomaniennes dans les coupes levées ;
- 2°) en deuxième lieu, on essaie de faire une corrélation des coupes dans un transect N-S pour esquisser l'évolution latérale de ces calcaires à lits siliceux du point de vue faciès et épaisseur ;
- 3°) et enfin, un essai de reconstituer de l'évolution spatio-temporelle du paléoenvironnement et l'interprétation de la dynamique qui contrôle ce niveau repère.

Deuxième chapitre

**ETAT DE CONNAISSANCES
DU CENOMANIEN-TURONIEN**

I- ENREGISTREMENT EUSTATIQUE

A la fin du Cénomanién, une transgression d'origine eustatique a submergé la plupart des plates-formes peu profondes. Cette transgression importante à l'échelle mondiale a créé de vastes et nouvelles niches écologiques. A cet effet, la limite Cénomanién-Turonien enregistre un événement anoxique océanique à l'échelle globale, libellés EAO (fig. 6) reconnue par de nombreux auteurs (Schlanger et Jenkyns, 1976) ; Arthur *et al.*, 1987 ; Accarie *et al.*, 1996 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Accarie *et al.*, 1999 ; Jenkyns, 1980 ; Abdallah *et al.*, 2000 ; Bak, 2004 ; Amédéo *et al.*, 2005.

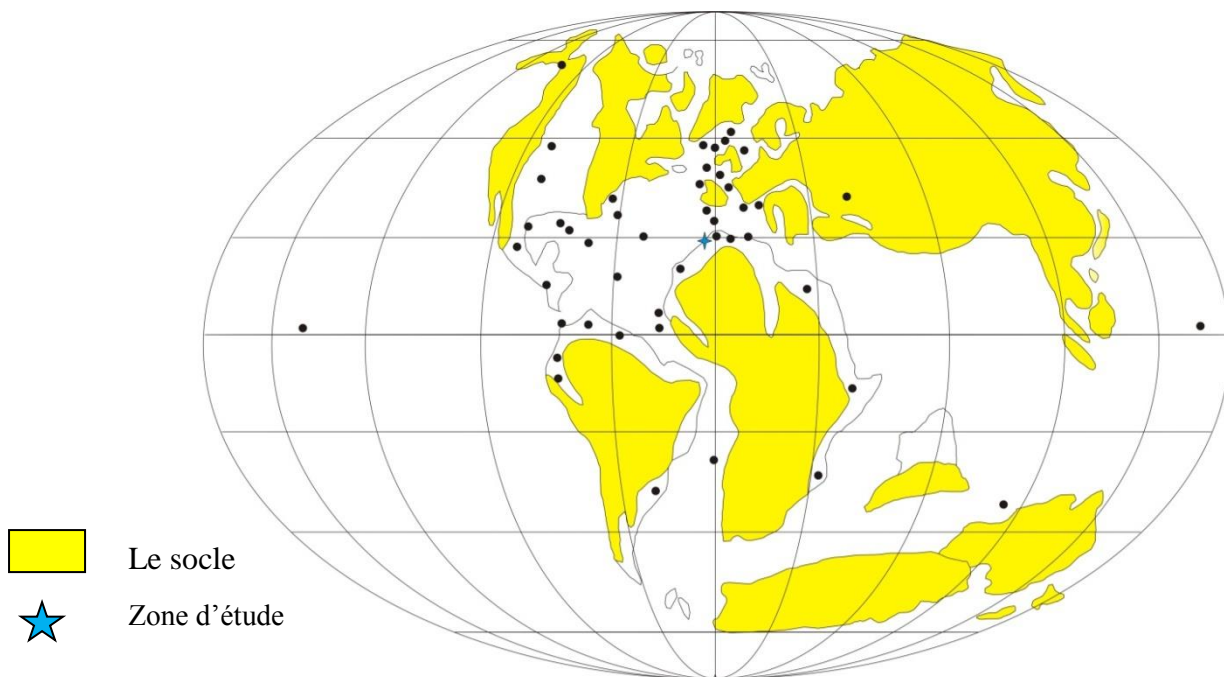


Fig. 6- Carte paléogéographique montrant la répartition de l'événement anoxique océanique (EAO) au Cénomano-Turonien avec la localisation des forages PSDP (d'après Schlanger *et al.*, (1986) et complétée par Harbin *et al.*, (1987) ; Arthur *et al.*, (1990).

II- ENREGISTREMENT ANOXIQUE

Pendant l'intervalle Barrémien-Turonien, de nombreux niveaux riches en matière organique (MO) connus sous le nom de "*Black shales*" ont été répertoriés à l'échelle mondiale. Ces dépôts sont caractérisés par des événements anoxiques globaux libellés EAO. Parmi ces événements, EAO-1 est d'âge Aptien inférieur et EAO-2 d'âge Cénomanién supérieur ou du passage Cénomanién-Turonien (C/T). Ces événements coïncident avec des périodes de productivité biologique intense à la surface des océans. Celles-ci sont indiquées par des augmentations remarquables du $\delta^{13}\text{C}$ qu'il soit mesuré sur carbonates ou sur matière organique (e.g. Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980 ; Schlanger *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1990 ; Soua et Tribovillard, 2007).

III- FACTEURS INTERVENANTS SUR L'ENREGISTREMENT DE L'ÉVÉNEMENT

La répartition et l'enregistrement de l'événement C/T est influencé par : (i) les circulations océaniques ; (ii) la configuration de la paléomorphologie du fond et (iii) le contexte climatique. Ces différents paramètres ont causé des conséquences néfastes sur la limite Cénomanién-Turonien qui est associée à une triple crise globale : (i) disparition des *Rotalipores* ; (ii) dépôts des *black shales* et (iii) anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$. Selon une conception très répandue, le dépôt de *black-shales* est lié généralement à une transgression.

IV- REPARTITION DE LA LIMITE C/T DANS LE MONDE

Le passage Cénomanién-Turonien (C/T) associé à des niveaux de *black-shales*, les plus connus, sont répandus dans l'hémisphère nord. Ils correspondent au "*Black Band*" du Yorkshire et de l'Humberside (Hart & Bigg, 1981), aux marnes à *Actinocamax plenus* du Sud de l'Angleterre (Jefféries, 1962, 1963 ; Juignet, 1980 ; Gale *et al.*, 1993 ; Paul *et al.*, 1999) ; au niveau "*Thomel*" du bassin vocontien (Crumière *et al.*, 1988 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al.*, 2006) ou encore au niveau "*Bonarelli*" en Italie centrale (Arthur et Premoli Silva, 1982). Ces différents niveaux sont équivalents de la "Formation Bahloul" en Tunisie (Buroillet *et al.*, 1952 ; Buroillet, 1956 ; Robaszynski *et al.*, 1990 ; Buroillet & Robaszynski, 1991 ; Soua, 2005 ; Caron *et al.*, 2006 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua *et al.*, 2009 ; Soua, 2010).

Néanmoins, les caractéristiques lithologiques de cet horizon varient rapidement à l'échelle régionale et ne s'expriment pas de manière identique dans tous les bassins. Nous synthétisons ces données sur le tableau ci-après (fig. 7).

Localité	Epaisseur	Lithologie/stratonomie	MO(COT)	Auteurs
Afrique du Nord (Tunisie)	30m	calcaires noirs carbonnés et marnes feuilletées de couleur sombre	8%.	Soua, 2005 ; Caron et <i>al.</i> , 2006 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua et <i>al.</i> , 2009 ; Soua, 2010
Europe occidentale	?	Marnes noires, laminées du <i>"Black Band"</i>	?	Hart & Bigg, 1981
Région d'Eastbourne	10m	niveau fin de marnes sombres	?	?
Bassin vocontien	+ 10m	<i>Niveau Thomel</i>	2,5%	Crumière, 1988 ; Morel, 1998 Grosheny et <i>al.</i> , 2006)
Apennins d'Ombrie (Italie centrale)	1m	<i>Niveau Bonarelli</i>	23%	Arthur et Premoli Silva, 1982)
Colorado, bassin nord américain du Western Interior,	5cm	Alternance marnes et calcaires comprise de <i>black shale</i>	riches en MO	Desmares et <i>al.</i> , 2007 ; Arthur et <i>al.</i> , 1985 ; Pratt, 1985).
Ouarsenis occidental	1m	Black shales au sein des alternances	riches en MO ?	Ce travail

Fig. 7- Caractéristiques des niveaux Black shales dans différents bassins

V- REPARTITION TEMPORELLE DES BLACK-SHALES DANS LA TETHYS

L'extension temporelle des dépôts de *black shales* apparaît très variable et diachrone d'une localité à l'autre. A titre d'exemple, les "Argilites noires" (Aptien à Cénomaniens ; quelques dizaines de mètres), il s'agit de faciès de "*Black Shales*", bien connu dans l'Atlantique (forages DSDP-IPOD). Ce faciès est largement répandu dans le domaine téthysien et sur ses bordures : "Argiles du *Gault*", "Marnes noires" (Aptien-Albien-Cénomaniens), "Complexe schisteux intermédiaire" dans les Préalpes médianes plastiques, "flyschs" nord pyrénéens, etc...). L'apparition des argiles noires peut se faire soit brusquement sur les calcaires "tithoniques" (dont le sommet, plus lité et à cherts, pourrait être Crétacé inférieur (Lemoine *et al.*, 1978), soit par l'intermédiaire d'une formation de "Calcaires et schistes" qui représenterait le Crétacé inférieur, comme par exemple la "Formation de la Replatte" (Lemoine, 1997, équivalent des "Argille a Palombini" de l'Apennin.

En effet, le diachronisme de ces dépôts remet en cause leurs relations avec la transgression globale qui marque le passage Cénomaniens-Turonien (Ferry *et al.*, 2006).

VI- CARACTERISATION DU PASSAGE C-T A L'ECHELLE LOCALE (OUARSENIS) ET EQUIVALECE

Dans cette étude, le passage Cénomaniens-Turonien est marqué par un "Niveau siliceux de l'Ouarsenis". De tels dépôts se trouvent intercalés dans les alternances calcaires/marnes. La figure 4 montre que la mise en place de ces dépôts semble avoir une particularité lithologique différente de ceux des niveaux équivalents dans la Téthys au passage Cénomaniens-Turonien. Ce passage ou le "Niveaux siliceux" est caractérisé par une trilogie de faciès : argilites à poissons, calcaires siliceux à radiolaires et les *black shales*.

Le "Niveau siliceux" de l'Ouarsenis est l'équivalent du "*Niveau à Bonarelli*" (Cénomaniens-Turonien) dans les séries d'Ombrie (Italie) ou la "*Formation de Bahloul*" en Tunisie (*cf. supra* III). De nombreuses études sont axées sur cette dernière formation, sur l'anoxie et la conservation de la matière organique (Arthur et Premoli-Silva, 1982 ; Beaudoin *et al.*, 1993, Baudin *et al.*, 1996 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua *et al.*, 2009 ; Soua, 2010).

Troisième chapitre

LES AFFLEUREMENTS

I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES COUPES

A- COUPE DE TISSEMSILT (EX. VIALAR) (x = 411,95 y =257,25)

1- Situation (Fig. 8). La coupe de Rokbet Tanout se situe à 7 km à l'Est de la ville de Tissemsilt (ex. Vialar ; fig. 8). Elle est limitée au Nord par l'Oued Tamaunont et la RN19 qui mène vers Bordj Bounaâma-Ténès, à l'Est par Hajdret ed Dib et la RN60 qui mène vers Thénia el Haad-Tiaret, à l'Ouest par Djebel Daïa et au Sud par l'Oued Faïd Rharbi Tanout et la RN14. Les dépôts alternants calcaires/marnes ont un pendage de 45° devenant, par endroit sub-verticaux (Fig. 9).

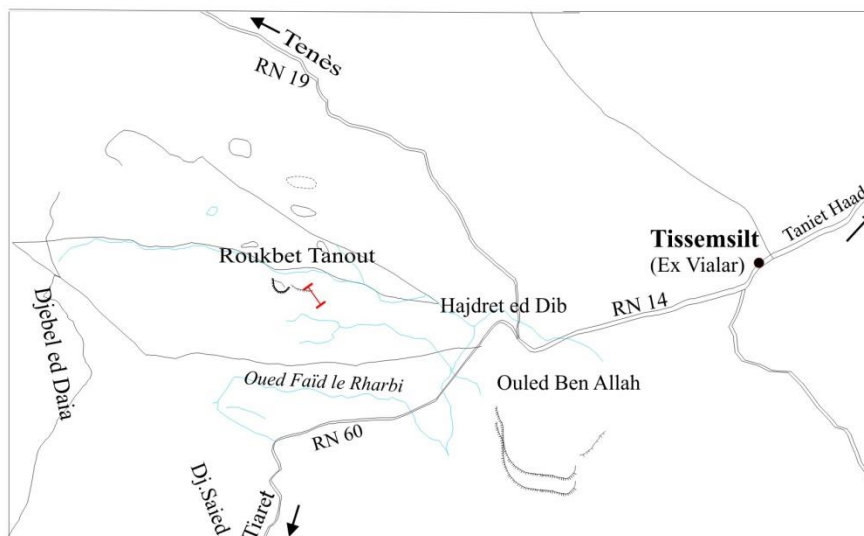


Fig. 8- Situation géographique de la coupe de Vialar



Fig. 9- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Rokbet Tanout (Vialar) montrant uniquement les marno-calcaires du Turonien.

2- Découpage lithostratigraphique (fig. 10). Cette coupe est épaisse de 30 à 40m et elle est constituée par la succession suivante :

- **Ensemble basal (10m) (Cénomanién).** Ce membre se présente comme une combe marneuse verdâtre friable. Ces marnes sont parfois d'aspect feuilleté, de couleur blanchâtre et elles sont marquées par des intercalations de niveaux centimétriques de calcaire-marneux blanchâtres, légèrement grisâtre à la cassure.

- **Niveau siliceux intermédiaire (Cénomanién sup.).** Il débute par un niveau d'argilite d'ordre centimétrique (0,10 à 0,15m), de couleur violacée à la patine et brunâtre chocolaté à la cassure. Ce niveau a livré des restes de poissons (crânes, nageoires, épines, Fig. 10A). Il est surmonté par deux niveaux de calcaires siliceux séparés par un joint centimétrique de marne friable, blanchâtre. Ces niveaux siliceux sont indurés et ondulés et épais de 0,20m. Ils sont de couleur bleue à grisâtre avec une cassure coupante.

- **Ensemble sommital (Turonien).** Il s'agit de deux ensembles représentés par des alternances marno-calcaires à stratonomie symétrique séparée par une combe marneuse. La première alternance (Fig. 10B) est rapprochée et stratodécroissante, composée de marnes feuilletées et de calcaires de couleur blanche à jaunâtre à la patine et blanchâtre à grisâtre à la cassure, leur épaisseur varie entre (0,10 à 0,35m). La deuxième est une alternance (Fig. 10D) dilatée de marnes de 0,80 à 1,20m, à aspect feuilleté de couleur blanchâtre et des bancs centimétriques (0,20 et 0,35) de marno-calcaire blanchâtre à jaunâtre à la patine et blanchâtre à grisâtre à la cassure. Cette alternance s'achève par une combe marneuse de quelque dizaine de mètres d'épaisseur. Ces marnes sont généralement friables de couleur légèrement blanchâtre et elles sont marquées par des passées marno-calcaires d'ordre centimétrique de couleur blanche à jaunâtre à la patine et blanche grisâtre à la cassure.

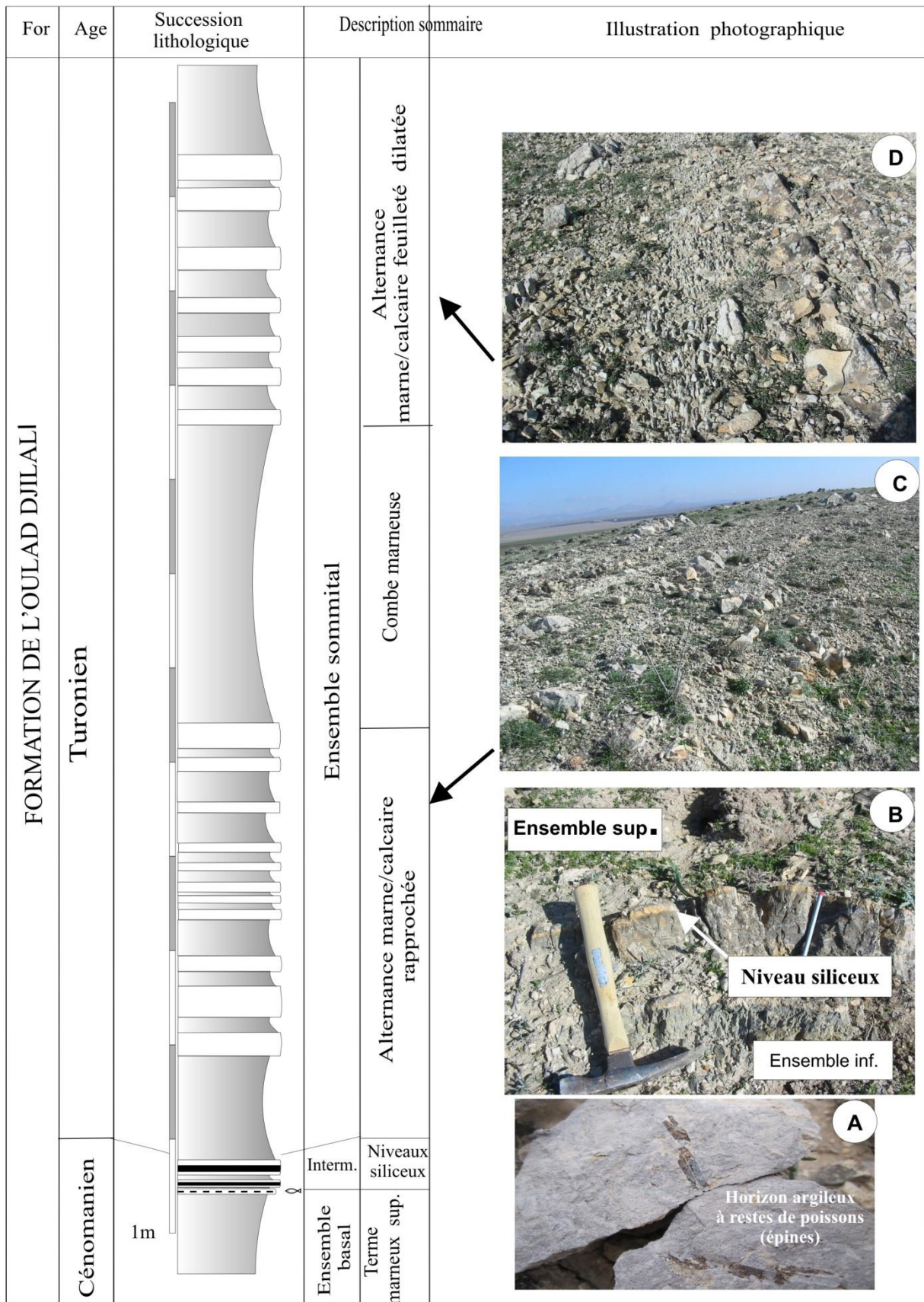


Fig. 10- Succession lithostratigraphique de la coupe de Vialar

B- COUPE DE ROKBET GENNFLOUD (X = 413,00 et Y = 262,40)

1- Situation (fig. 10). La coupe de Rokbet Gennfoud (Djebel Bourandja) se situe à environ 10km au Nord-Ouest de Tissemsilt, à peine 2km du côté Sud de la RN19. Cette coupe est limitée au Nord par Rokbet Hamman et Djebel Ben Haouach, à l'Est par la piste qui mène de part et d'autre, vers Ras el Mou et Rokbet Lalla Khadra, à l'Ouest par Koudiet Douada et au Sud par la RN19 et le Marabout de Sidi Abd El Kader. La direction de la coupe est orientée SE/NW. L'épaisseur de la coupe atteint dans cette localité de 40 à 50m environ.

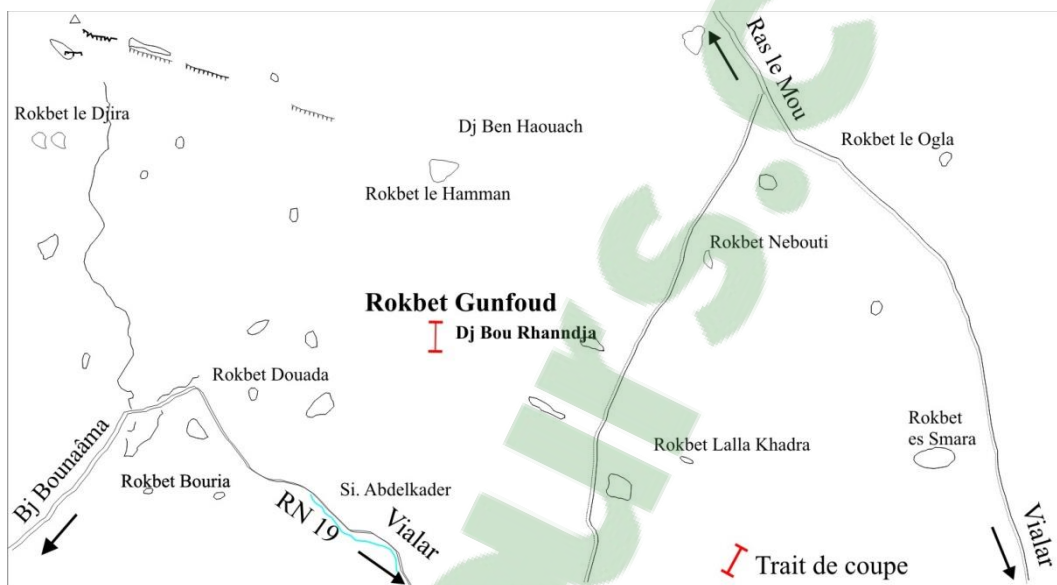


Fig. 11- Situation de la coupe de Rokbat el Gunfoud

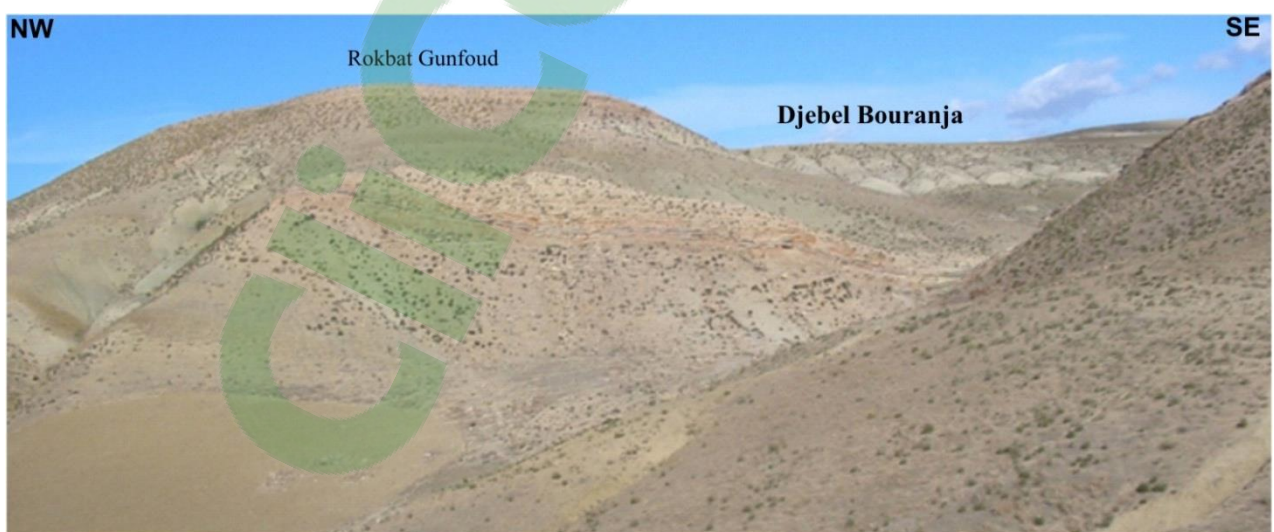


Fig. 12- Vue panoramique et morphologique de la coupe de Rokbet Gunfoud (Djebel Bourandja)

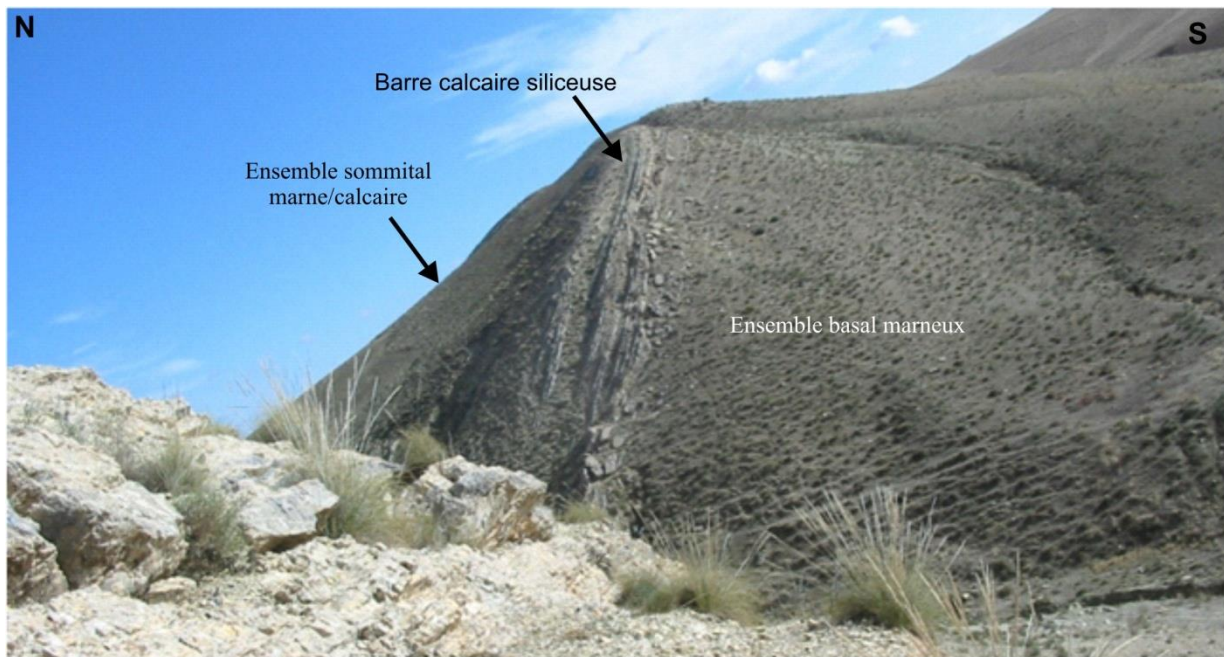


Fig. 13- Photographie panoramique de Garet Guenfoud et les subdivisions lithostratigraphiques

2- Découpage lithostratigraphique (Fig. 13 et 14)

- **Ensemble basal (Cénomaniens)**. Epais de 120m, à prédominance marneuse blanchâtre admettant des bancs de calcaires marneux. Cet ensemble est affecté par des plissements synsédimentaires, et il est découpé en trois termes (Fig. 14) :

- Le premier tiers (Fig. 14A) est constitué par des marnes (60m) de couleur blanche à verdâtre dans lesquelles s'intercalent de petits niveaux de calcaires marneux indurés de couleur généralement blanchâtre.

- Le deuxième tiers correspond à une alternance de marnes friables de couleur blanchâtre (Fig. 14B). Leur épaisseur varie de quelques centimètres à quelque mètres à aspect feuilleté, avec des passées marno-calcaires centimétriques, blanches à jaunes kaki ou rougeâtres à la patine et blanchâtre à la cassure.

- Le troisième tiers correspond à une alternance de marnes d'ordre centimétrique à métrique (1 à 2m) blanchâtres et de marno-calcaires grisâtres au nodules de silex (Fig. 14C). Ces marnes sont surmontées par un empilement d'alternance de marnes feuilletées, centimétriques et de marno-calcaires jaunâtres rapprochées.

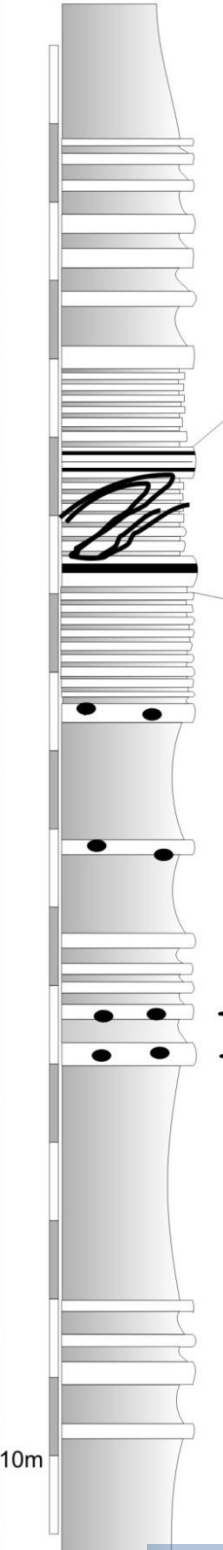
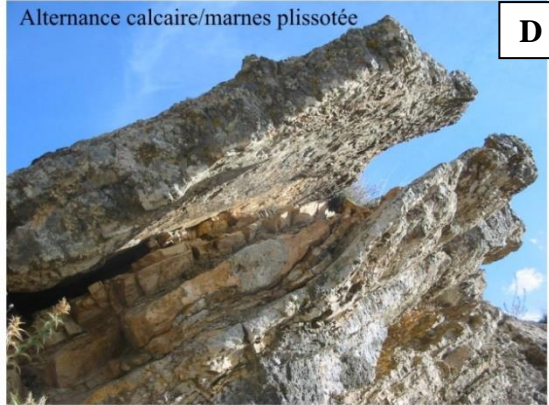



For	Age	Succession lithologique	Description sommaire		Illustration photographique
FORMATION DE OULED DJILALI	Turonien		Ensemble sommital	Alternance marne/calcaire	 <p>Alternance calcaire/marnes plissotée D</p>
	Cénomanien		Ensemble médian	Alternance niveaux siliceux/ marmo-calcaires feuilletés	 <p>Nodule de silex C</p>
		Ensemble basal	Alternance marne/calcaire	Alternance marne/calcaire à nodule de silex	 <p>B</p>
			Alternance marne/calcaire		 <p>A</p>

Fig. 14- Succession lithostratigraphique de l'acoupe de Rokbat el Ganfoud

- **Niveaux siliceux intermédiaire (Cénomaniens sup.)**. Il s'agit de deux niveaux calcaires siliceux indurés, à cassure conchoïdale de couleur sombre, bleuâtre à noirâtre. Ces deux niveaux respectivement épais de 0,50m et 0,25m sont séparés par un mince niveau (0,10 à 0,15m) marneux jaunâtre, à aspect feuilleté, constitué par une alternance mince de marno-calcaire à boudinage et marnes feuilletées (Fig. 14D et Fig. 15). L'ensemble est affecté par des plissements synsédimentaires.

- **Ensemble sommital (Turonien)**. Il est constitué par une masse régulière de marnes à aspect friable, de couleur blanchâtre, d'ordre centimétrique à métrique, s'alternant avec des bancs très rapprochés de 0,15 à 0,40m de marno-calcaires blanchâtres à jaunâtres à la patine et blanchâtres à la cassure. Ces alternances se dilatent dans la partie médiane. Cet ensemble se termine par une combe marneuse friable de 10m d'épaisseur, de couleur blanche à verdâtre à passées calcaires sublithographiques.

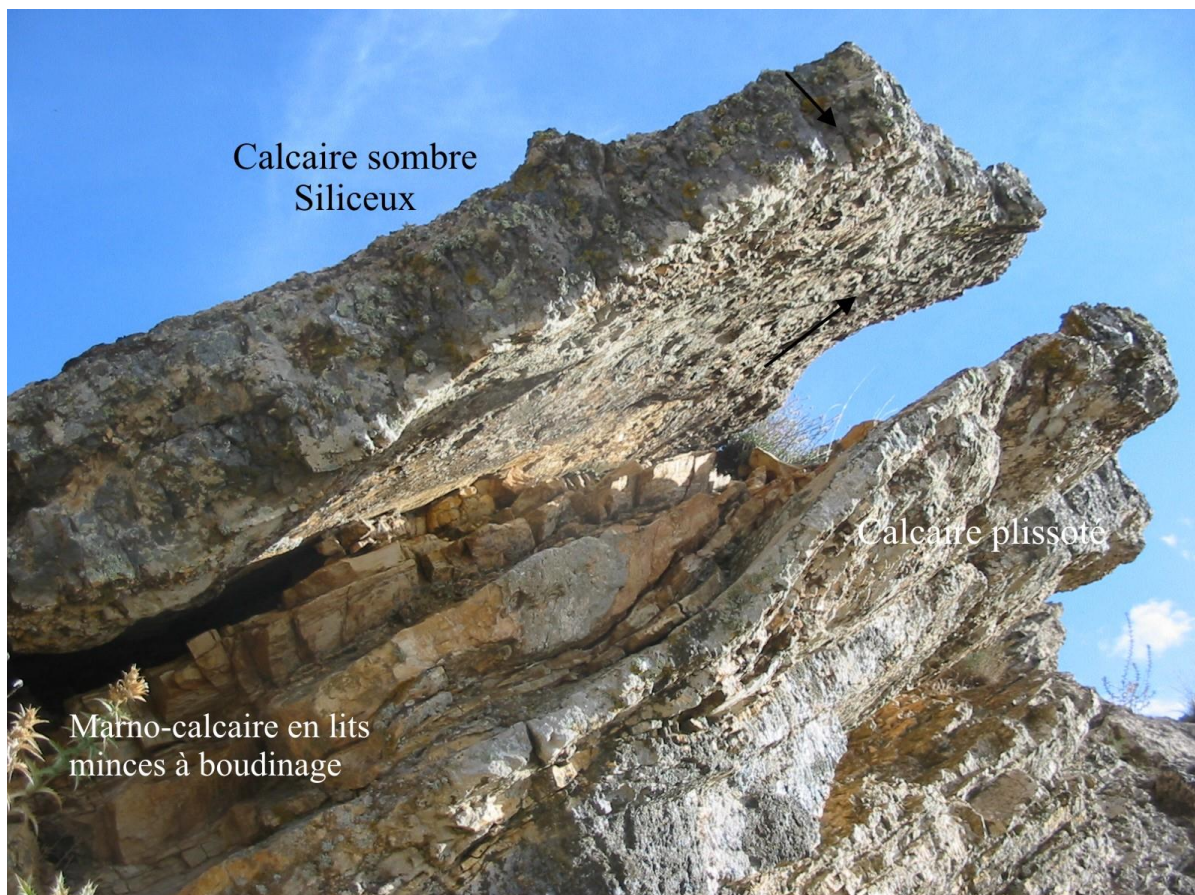


Fig. 15- Photographie montrant le phénomène synsédimentaire de plissement dans les alternances calcaires sombres siliceux et marno-calcaires rapprochés à boudinage

C- COUPE DE ROKBET ED DBADIB (X = 408,80 ; Y = 262,00)

1- Situation (Fig. 16). La coupe levée se situe à environ 15km au NW de Tissemsilt (Ex. Vialar), tout près de la piste menant vers Béni Lahcen et à de 2km de la partie Sud de la RN19. Cette coupe est limitée au Nord par Rokbet Messabel et Djebel Lazars ; à l'Est par la RN19 et la Rokbet Boria ; à l'Ouest par Djebel Djeriouet et Douar Ammari et au Sud par la RN19 et Djemaâ. L'orientation de la coupe est SE/NW. L'épaisseur de la coupe atteint dans cette localité quelques dizaine de mètres.

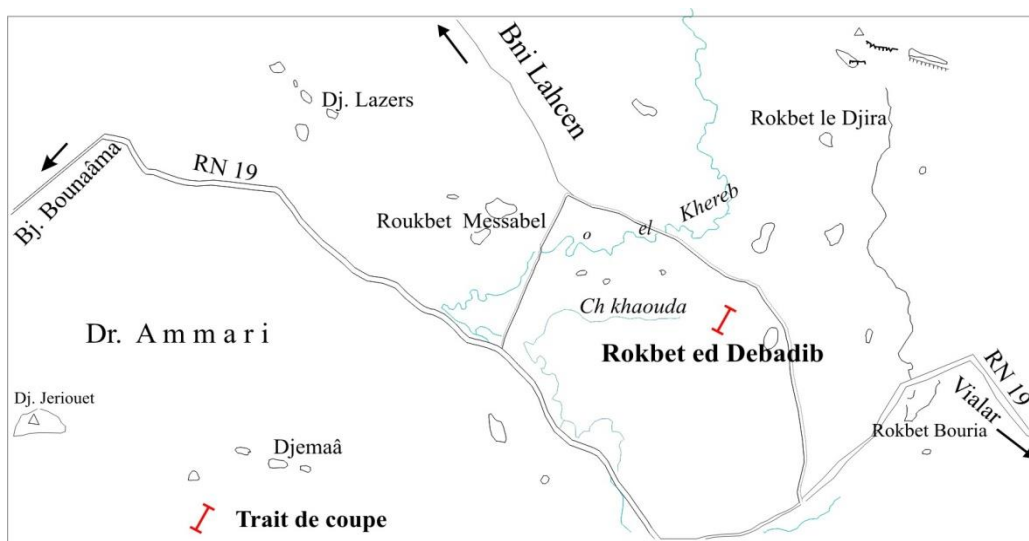


Fig. 16- Situation de la coupe de Rokbat ed Debadid

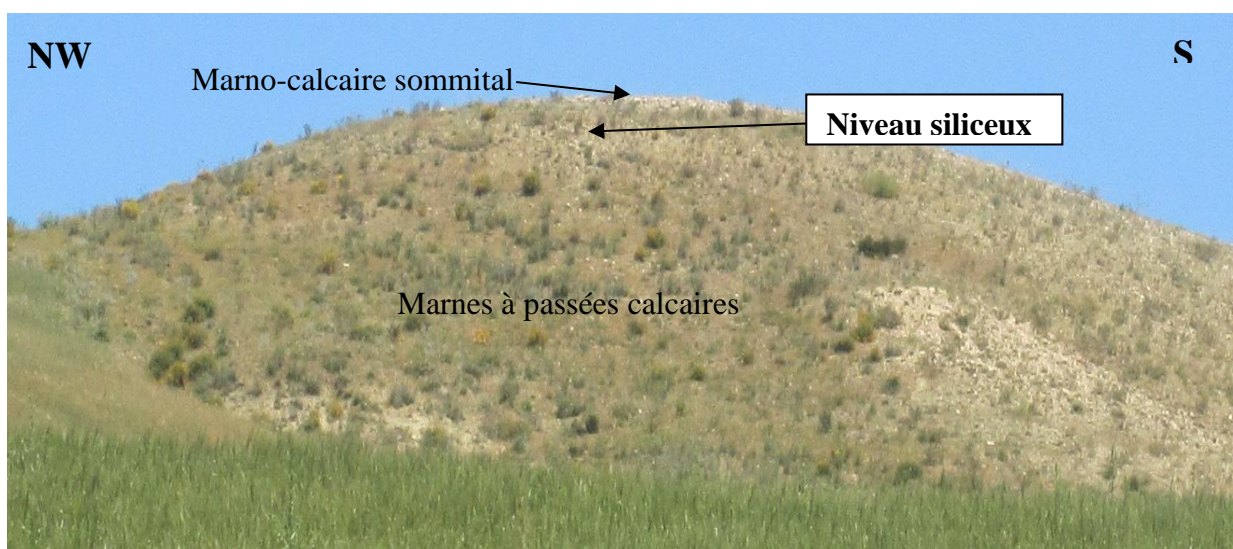


Fig. 17 - Vue panoramique et morphologique de la coupe de Rokbet ed Dbadib

b- Subdivision lithostratigraphique (Fig. 18)

- **Ensemble basal (Cénomaniens)** à prédominance marneuse, s'étend sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Les marnes sont jaunes-kaki et friables, parfois avec un aspect feuilleté. Vers le sommet, la teinte des marnes vire vers une couleur verte à violacée marquée par des passées centimétriques de marno-calcaire de couleur jaune à blanchâtre à la patine et blanc-grisâtre à la cassure. La texture des calcaires est mudstone riche en microfaune globuleuse calcifiée (70%). Cet ensemble est affecté par des slumps.

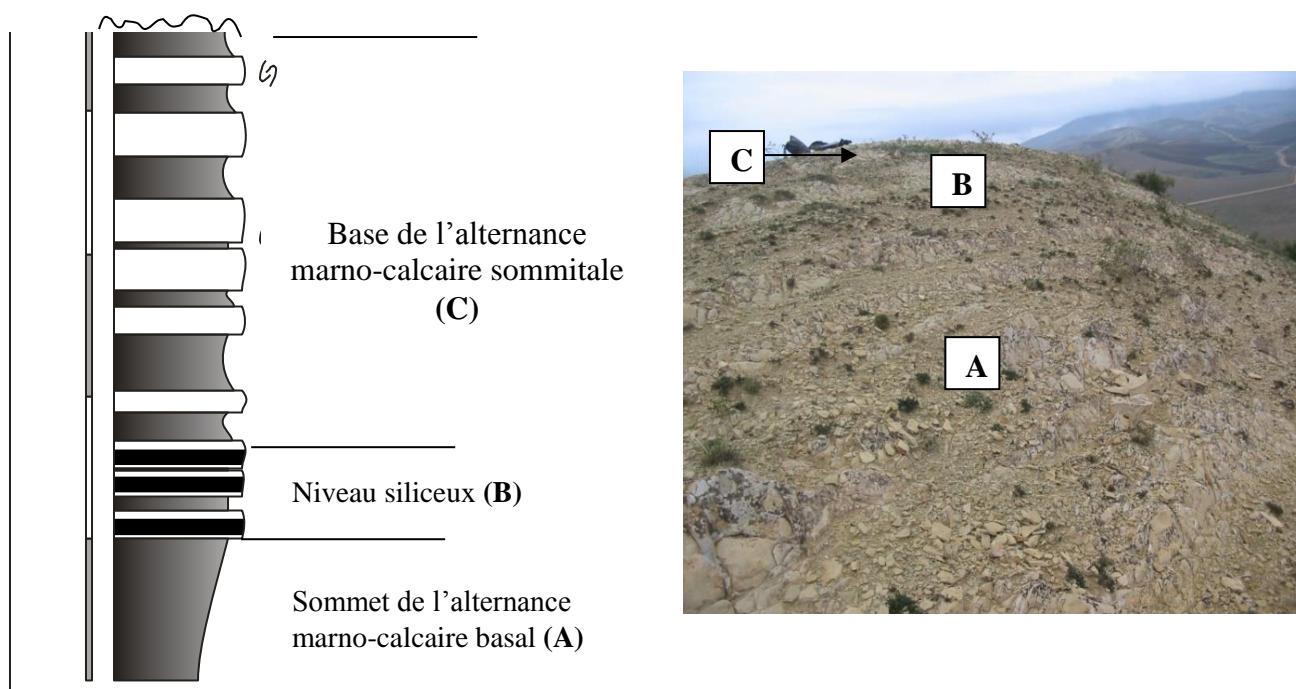


Fig. 18- Succession lithostratigraphique de la coupe de Kodiat ed Dbadib

- **Niveau siliceux intermédiaire (Db ; Cénomaniens sup.) (Fig. 19)**. Ce niveau est composé de trois termes de calcaires à lits siliceux alternés avec des marnes violacées. Le niveau siliceux est affecté par des plissements synsédimentaires.

- **Le premier niveau (0,20m ; Db2a)**, c'est une strate de calcaire continu et ondulé, de couleur bleue à grisâtre. La texture est mudstone silicifiée contenant beaucoup de Radiolaires épigénisées. Quelques plages argileuses sont éparées dans la pâte micritique quand les calcaires virent vers la teinte jaune.

- *Le deuxième niveau (0,20m ; DB2b)*, c'est le niveau siliceux gris bleuâtre à cassure conchoïdale, séparé au premier par un joint marneux violacé, épais de 0,15 à 0,25m, à aspect généralement feuilleté. Le niveau calcaire montre au microfaciès une micro-lamination binaire constitué de lamine calcaire silicifié et de lamine argileuse à rares radiolaires cassés.

- *Le troisième niveau siliceux (0,25m ; BD2c)*. Il est séparé au deuxième niveau par un mince joint de marnes feuilletées violacées. Le niveau est continu présentant une couleur bleue à verdâtre et une cassure conchoïdale. La texture est semblable que les précédents.

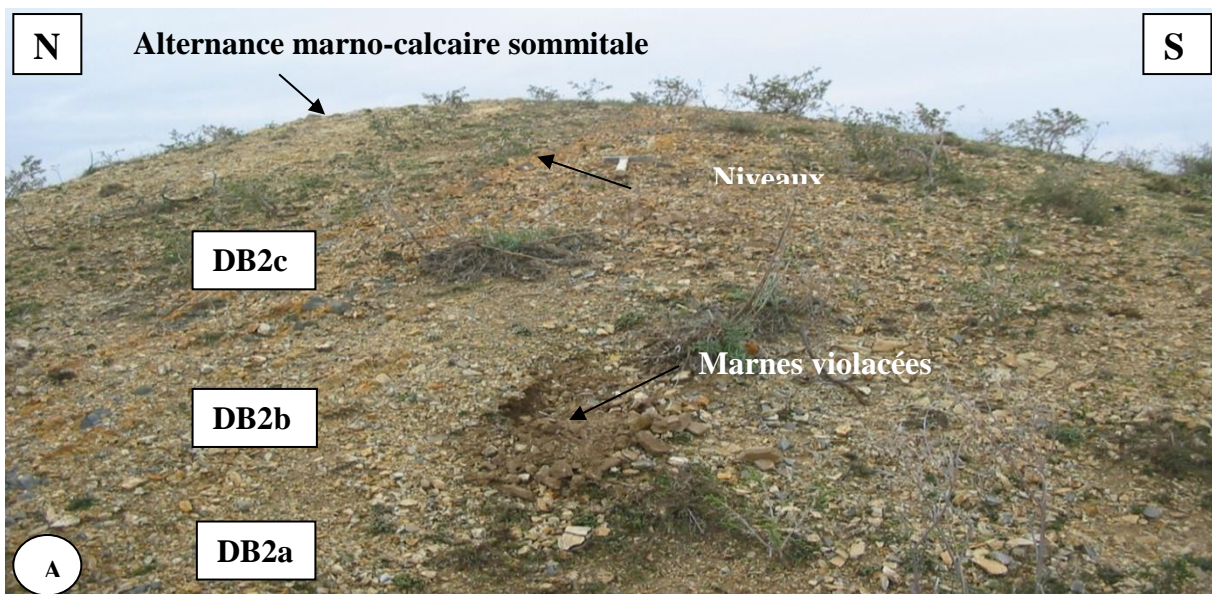


Fig. 19- Représentation photographique des subdivisions lithostratigraphiques (A) et le détail du niveau siliceux Db (B et C) de la Rokbat ed Debadib

- **Ensemble sommital (Turonien).** Cet ensemble épais de 10m est marqué une alternance de marno-calcaires et des marnes au milieu qui se clôture par une combe marneuse. L'ensemble est affecté par des plissements synsédimentaires.

D- COUPE DU DJEBEL KOKO (X = 411,60 ; Y = 274,70)

1- Situation (fig 20.). La coupe du Djebel Koko se situe à 25km au Nord de Tissemsilt, tout près de la Route Communale qui relie la localité de Sidi Abed à 7km au Sud et à environ 10km de Sidi Lahcen au Nord. Elle prédomine le Marabout Moulay Sidi Abdelkader qui se trouve en contre-bas de la coupe. Elle est limitée au Nord par le Djebel Djhifa et le Douar Zakor, à l'Est par Kodiet el Khiène, à l'Ouest par les reliefs du Djebel Koko et au Sud par localité de Souk et Douar Bouzid.

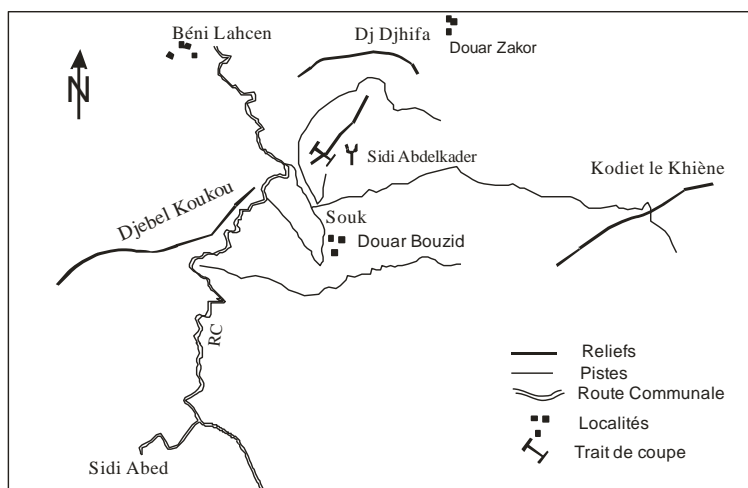


Fig.20– Carte montrant l'itinéraire et la localisation de la coupe de Koko (extrait de la carte topographique n° 133 de Bourbaki au 1/50 000^è)

2- Découpage lithostratigraphique (fig. 22). L'épaisseur de la coupe atteint dans cette localité quelque dizaine de mètres (40 à 50m environ).

- **Ensemble marno-calcaire basal (Cénomanién).** Il s'agit d'un ensemble marneux, épais de 20m environ. Les marnes sont grises ou crèmes plus ou moins feuilletées dans lesquelles apparaît, à la base un empilement des niveaux calcaires de 0,15 à 0,25 m, de couleur jaune kaki à la patine et légèrement grisâtre à la cassure. La texture de ces calcaires (K0 et K2) est mudstone bioturbée à microdébris avec quelques spicules et formes planctoniques globuleux (*Hedbergella*, *Globigerinelloides* et *Heterohelix*) et des calcisphères, associées à des grains de glauconie et de phosphates.

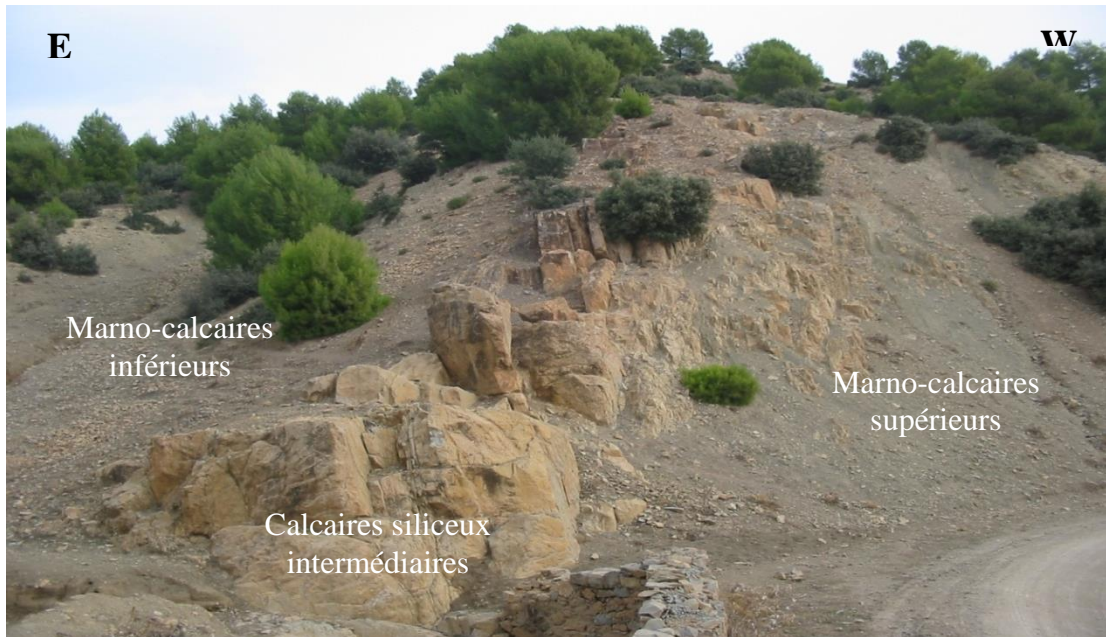


Fig. 21– Coupe du Djebel Koko montrant le niveau-repère des lits siliceux à proximité de la Route Communale menant vers Sidi Lahcène

- *Niveau siliceux intermédiaire (cénomanien sup)*. Ce niveau est caractérisé par une barre calcaire bien distincte, en saillie dans la topographie (Fig. 23). Cette barre est affectée par une déformation intense marquée par des failles de direction N/S et E/W (fig. 24A et B) et des déformations sédimentaires (slumps ; fig. 24C et D). Sur la base de la stratonomie, de la lithologie et de la faune, ce niveau-repère présente une trilogie de faciès :

- *Argilite schisteuse* (0,40m) rouge à violacé virant vers le gris, renfermant des restes des poissons (épines, arêtes, nageoires ; Fig. 24a, b, c). Ce terme est surmonté par une alternance de calcaires siliceux et des argiles chocolatées à noirâtres. En microscopie (K4 ; PL.), cette roche est composée d'une alternance micrométrique de lits calcaires siliceux (radiolarite) à microdébris de calcisphères et à radiolaires et de lits noirs discontinus à matières organiques, à grains de phosphates, de pyrite, de micronodules silicifiés et de rhombes ankéritiques. Ces grains sont associés à des fragments de radiolarites rouges et de radiolaires épigénisés en jaspe. Le niveau (K5), violacé centimétrique correspond à une micrite silicifiée, légèrement bioturbée à foraminifères globuleuses de radiolaires et calcisphères.

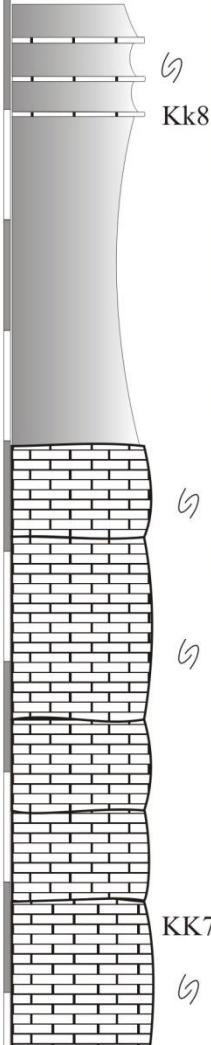


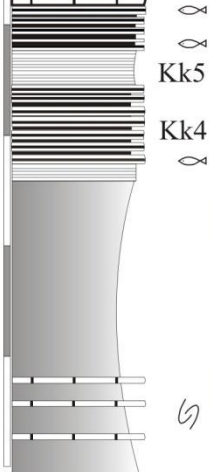

For	Age	Succession lithologique	Description sommaire		Illustration photographique
FORMATION DE L' OULED DJILALI	Turonien		Ensemble sommital	Alternance marne/calcaire	 
				La barre calcaire	
	Cénomaniens		Ensemble intermédiaire	Alternance niveaux siliceux/ black shale	
				Niveaux d'argilite schisteux à poisson	

Fig. 22– Succession lithostratigraphique de la coupe de Koko

- Neuf lits généralement bien stratifiés de calcaires siliceux, épais de quelques (0,05 à 0,15). Ils ont une couleur noire à bleuâtre et une cassure tranchante et ils sont pétris de radiolaires. Ces caractéristiques lui offrent le nom de radiolarite à ces niveaux siliceux. Ces niveaux sont alternés avec des joints argileux chocolatés à noirâtres.

- Argilites noires tachant aux doigts, épais de quelques centimètres (0,10m) ; il s'agit de faciès de "*Black Shales*", riches en matières organiques.

- Gros banc siliceux constituée une barre calcaire siliceux massif micritique organisé en quatre gros bancs de 1 à 2m (K7). La texture homogène, est riche en foraminifères planctoniques globuleux (*Hedbergella*, *Globigerinelloides* et *Heterohelix*) et des radiolaires, généralement très abondantes. On note la présence des filaments calcitisés se concentrant sous forme de laminations condensées

- **Ensemble marno-calcaire sommital (Turonien)**. Les 2/3 correspondent à une barre calcaire massif micritique organisé en quatre gros bancs de 1 à 2m, de couleur généralement jaune à blanchâtre à la patine, et légèrement grisâtre à verdâtre à la cassure. La texture homogène, est riche en foraminifères planctoniques globuleux (*Helvetoglobotruncana helvetica*). Cet empilement de bancs est affecté par une série de fractures. Le dernier 1/3 est composé de marnes à passées calcaires de texture mudstone (K8) riche en microfaune planctonique environ 50%. Ces marnes sont légèrement grises ou verdâtre plus ou moins feuilletées à la base et deviennent plus friables au sommet dans lesquelles apparaissent des niveaux (0,15 à 0,30m) de calcaires de couleur jaune à la patine et légèrement grisâtre à la cassure. Le dernier banc est micritique à débris de foraminifères calcitisés.

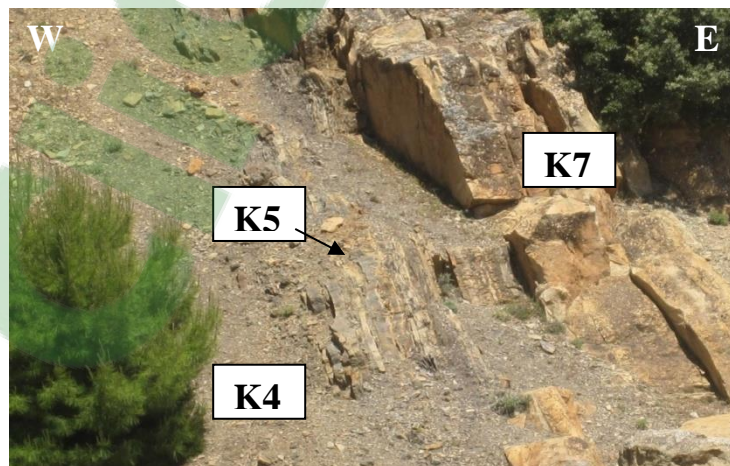


Fig. 23- Illustration photographique montrant le "Niveau siliceux" (K4) et faciès associés (K5) surmonté par un gros banc de calcaire (K7) dans la coupe de Koko.

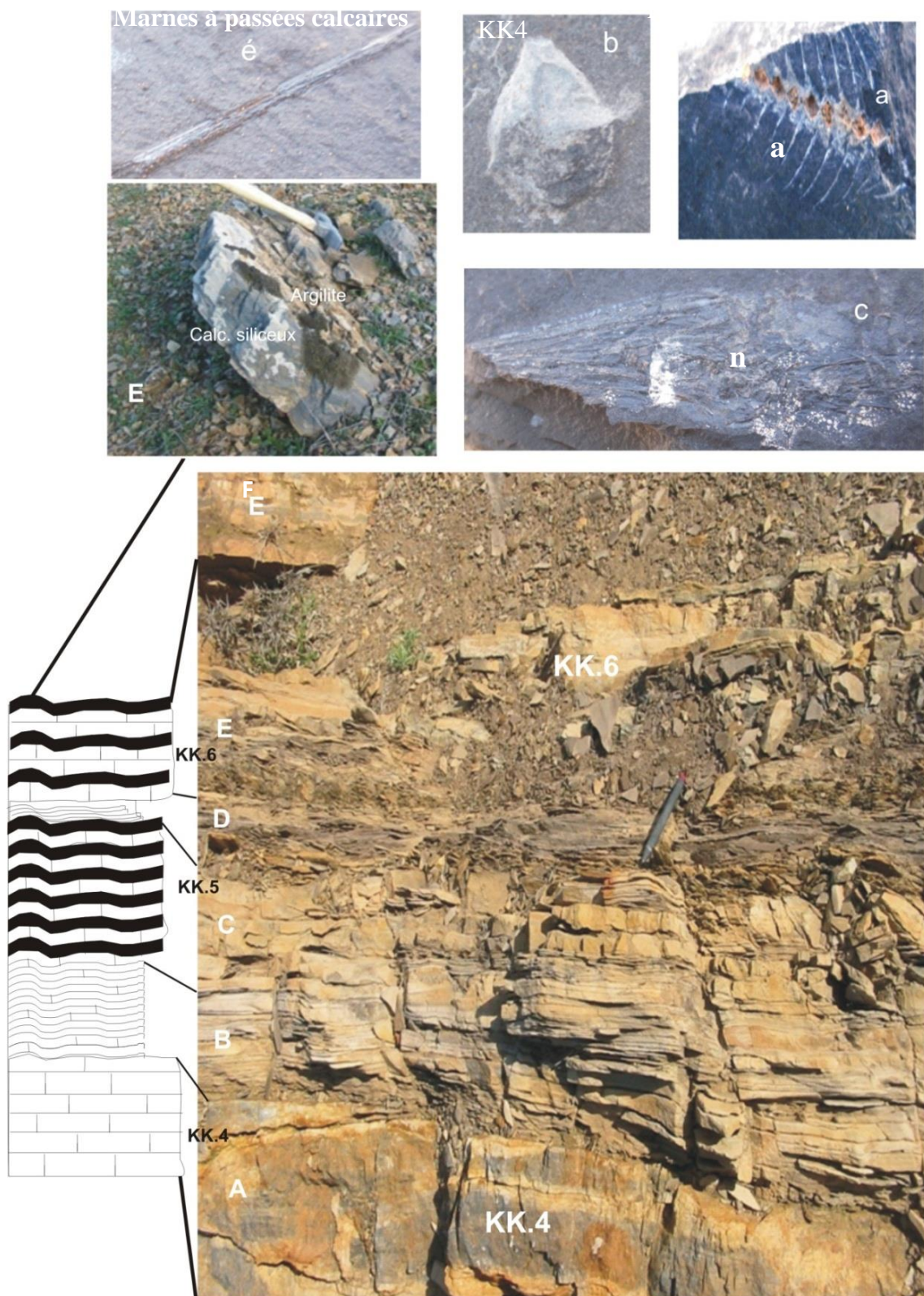


Fig. 24- Coupe de détail du "Niveau siliceux" montrant la trilogie d'alternance de faciès. A : calcaire siliceux ; B : Argilite schisteuse en plaquettes ; C : Argiles chocolatées à noirâtres ; D : Argiles noires phtanitiques (faciès "black shales") contenant des restes de poissons (a : arête ; c : crâne ; n : nageoire ; é : épine) ; F : Alternance calcaire siliceux/argilite. Ce niveau vertical en affleurement (cf; fig. 25) est mis à l'horizontalité dans cette figure.

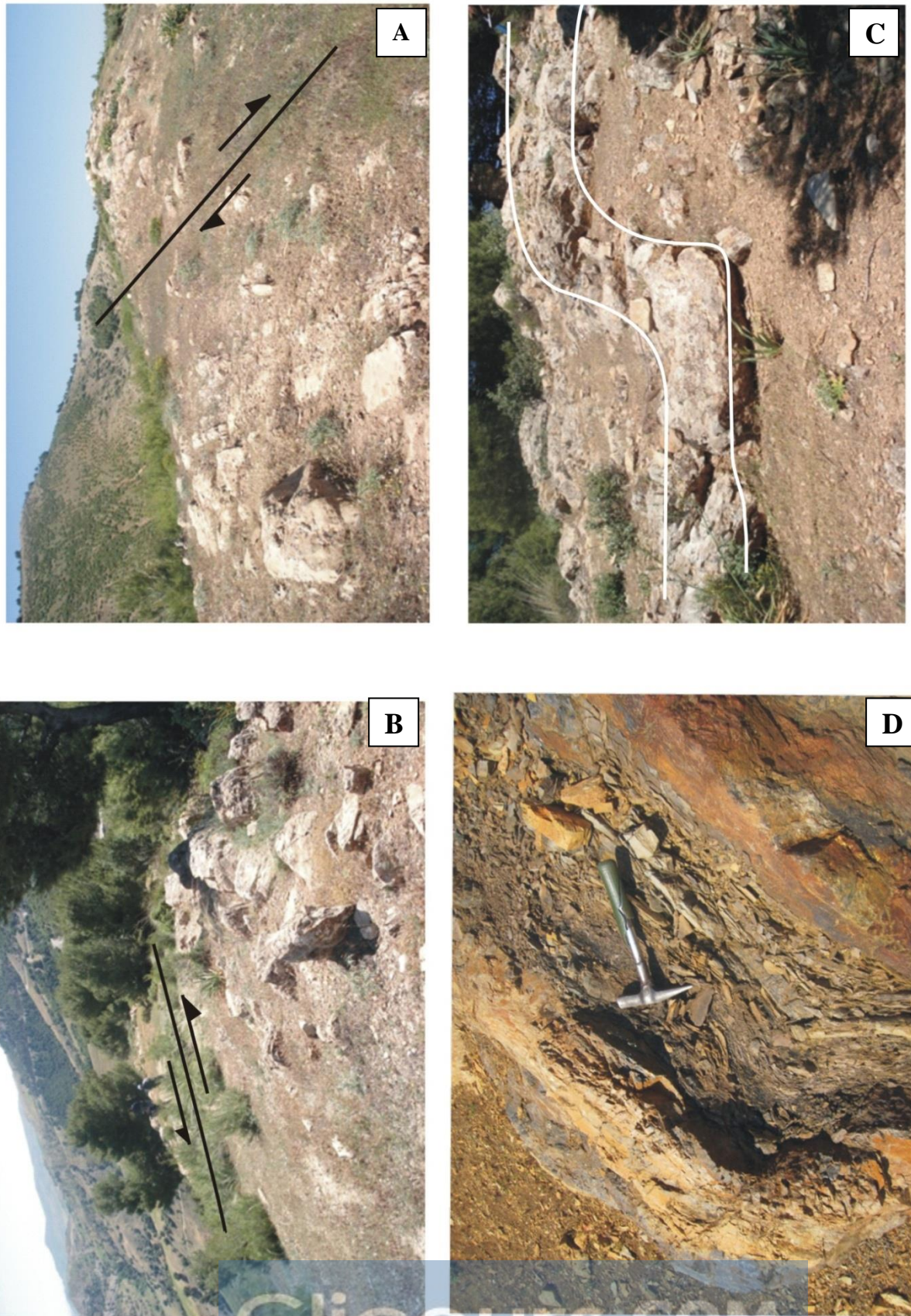


Fig. 25– Différentes déformations du "Niveaux siliceux". A et B : Failles syndimentaires ; B et D : Glissement (*slumping*) (la photo D se trouve latéralement vers Sidi Lahcène, au bord de la route communale.

E- COUPE DE ROKBET EL AFSA (X = 423,10 ET Y = 271,90)

1- Situation (fig.). La coupe levée de Rokbet El Afssa se situe à environ 20km au Nord-Est du Tissemsilt (ex. Vialar), tout près de Douar Boudjamaâ à environ 2km au Sud, à coté de la route communale qui relie entre Ouled Bassem et Béni Chaïb. L'épaisseur de la coupe atteint dans cette localité quelques dizaine de mètres (40 à 50m environ). Cette coupe est limitée au Nord par Douar Béni Chaïb, à l'Est par le Djebel Taleb et Djebel El Azla, à l'ouest par Kef Irhoud et au Sud par Kef Yazrou et Ouled Bessam. La direction de la coupe est SE-NW.

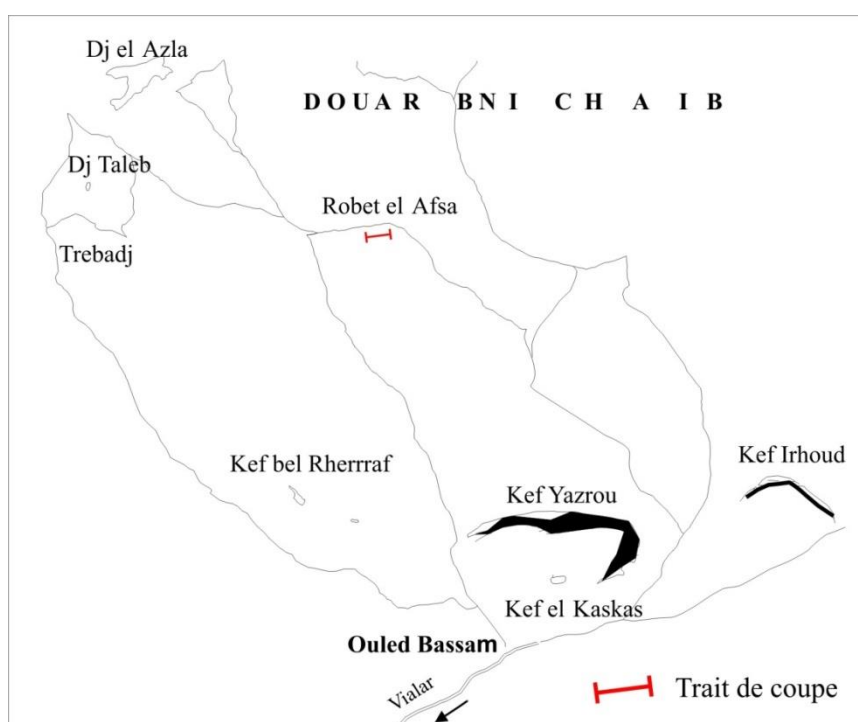


Fig. 26 - Succession lithostratigraphique de Rokbat el Asfa

2- Découpage lithostratigraphique (fig. 27 et 29). Cette coupe est subdivisée en deux principaux membres qui sont de bas en haut :

- **Ensemble basal (Cénomanién).** Cet ensemble est caractérisé par une prédominance marneuse surtout à la base. Au sommet, il s'enrichit en quelques intercalations de niveaux calcaires marneux. Quelques bancs contiennent des nodules de silex. Cet ensemble s'étend sur une dizaine à une centaine de mètres d'épaisseurs. Le tout est affecté par des plissements synsédimentaires (Fig. 28).

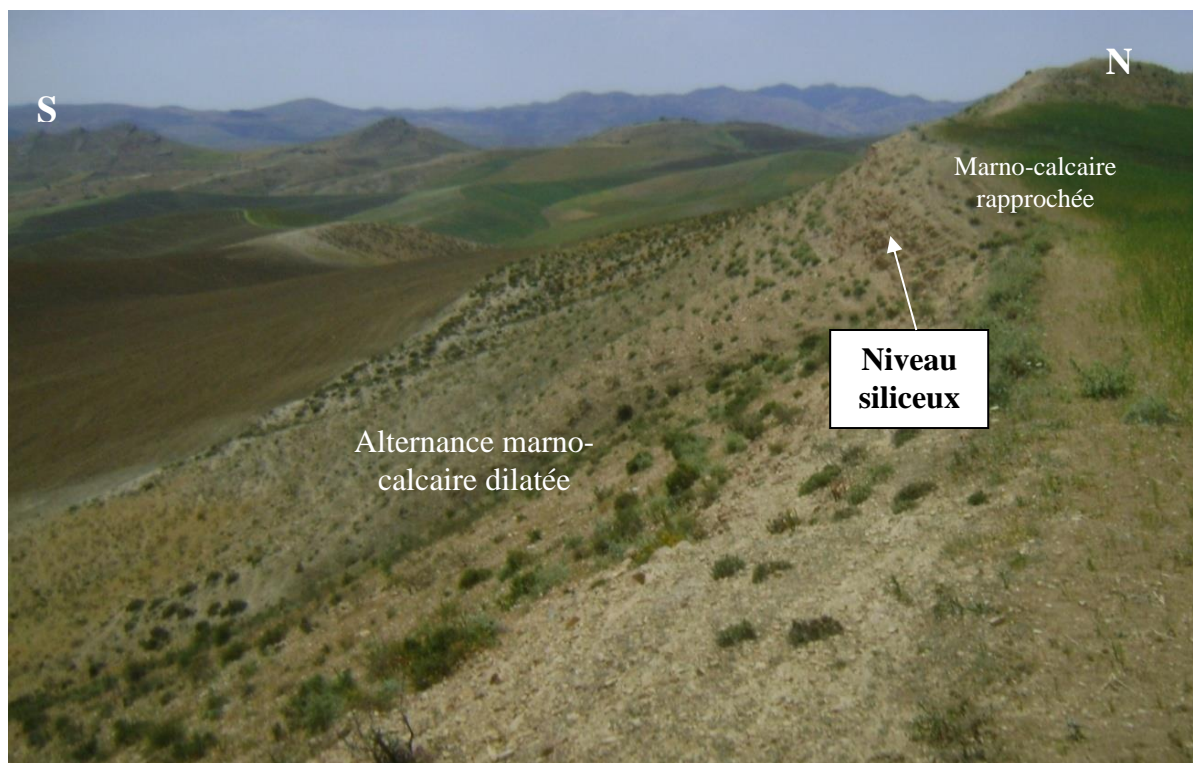


Fig. 27- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Rokbet el Afssa et ses subdivisions

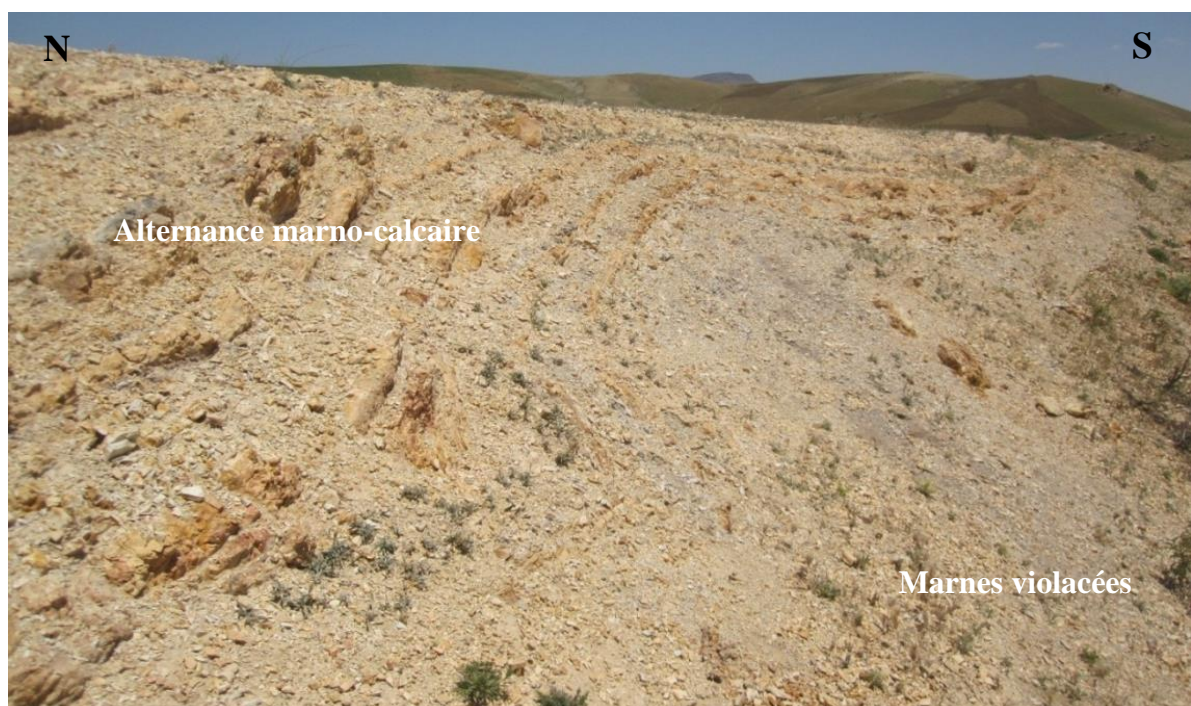


Fig. 28- Photographie montrant les plissements synsédimentaires dans l'ensemble des marno-calcaires inférieurs

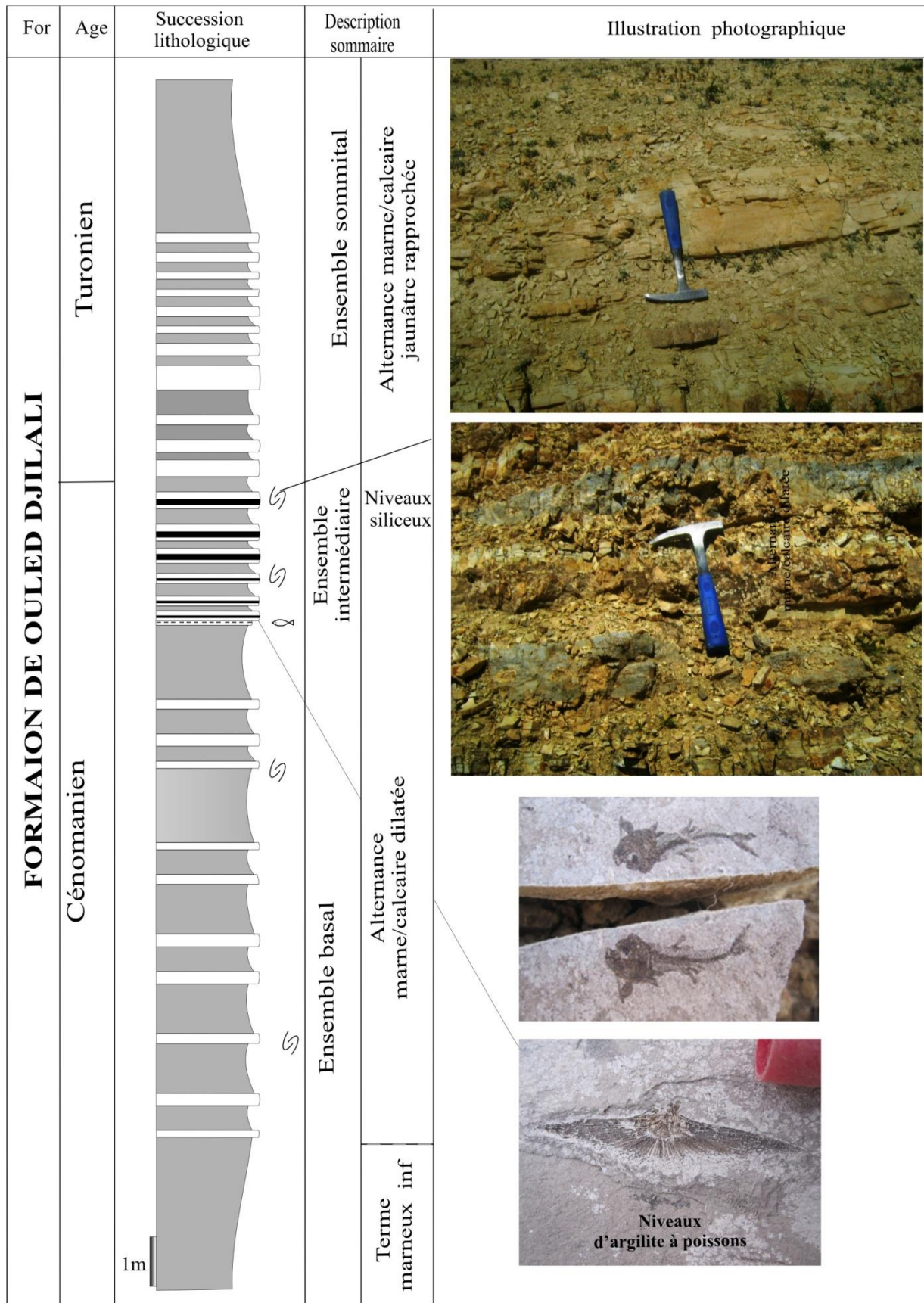


Fig. 29 – Succession lithostratigraphique de la coupe de Rokbet el Afssa

- *Niveau siliceux intermédiaire (Cénomaniens sup.)*. Ce niveau est caractérisé par une alternance de niveaux calcaire à lits siliceux avec des passées marneuses qui sont généralement de couleur violacée à jaunâtres à aspect feuilleté. Ces calcaires s'organisent en cinq niveaux siliceux, avec des joints marneux d'ordre centimétriques oscillant entre 0,15 et 0,25 m. Certains niveaux calcaires ont une couleur bleu à grisâtre, et d'autres ont une couleur jaune à rougeâtre, à cassure conchoïdale ; leur pendage est presque horizontale environ 20 à 30°.

Ce niveau est marqué, à la base par la présence d'un horizon d'argilite, épais de 0,15m environ, de couleur violacé. Ce terme contient des poissons entiers (*Tselfatia formosa* ; PLI et PL II) avec les éléments dissociés dans la masse comme les crânes, les nageoires, les écailles, les arêtes et les épines (Fig. 30).

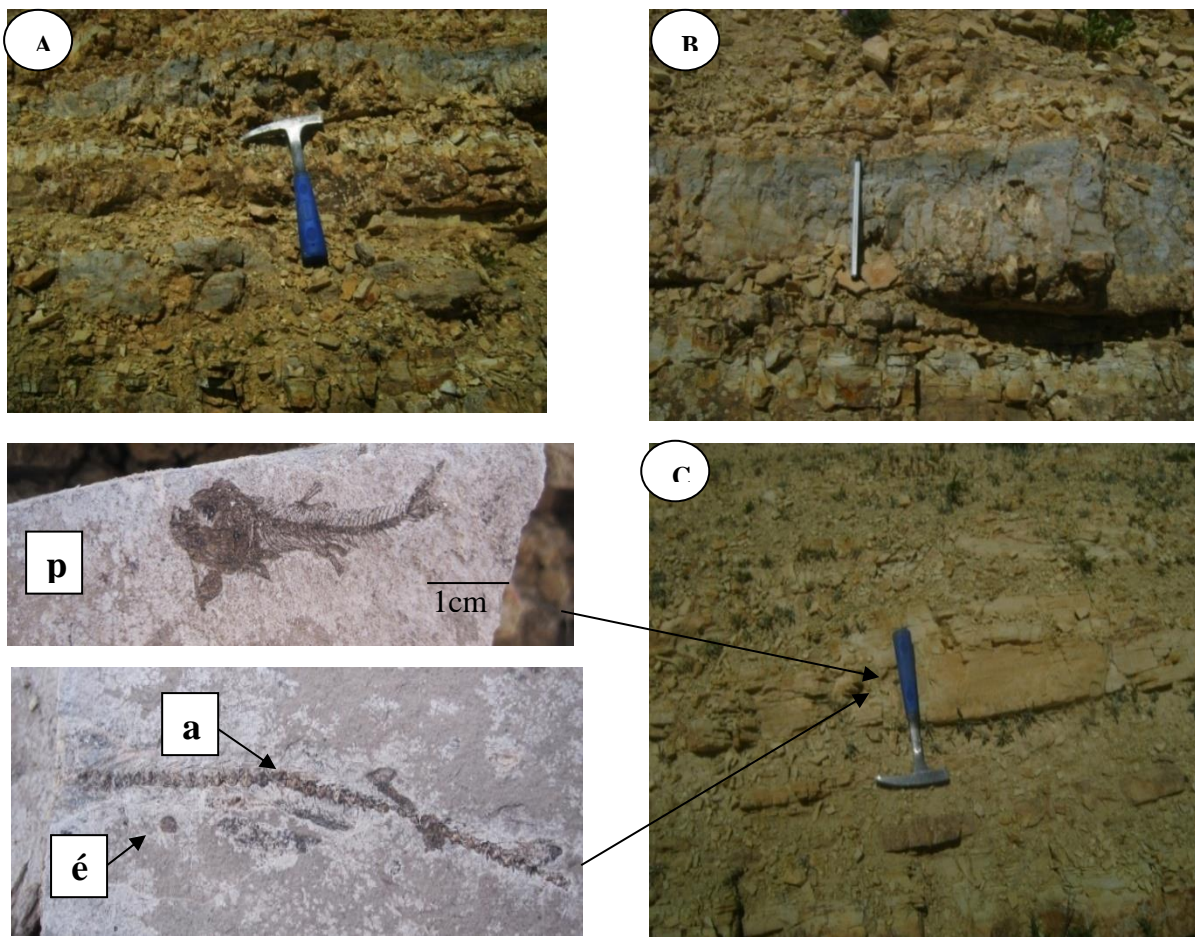


Fig. 30- Représentation photographique de divers termes du "Niveau siliceux" (A : alternance calcaire siliceux ; B : détail du niveau siliceux ; C : niveaux à argilites gris-violacé à poissons entiers (p) avec des arêtes (a) et des écailles (é) à la cassure.

- **Ensemble sommital (Turonien).** Surmontant le niveau de calcaire à lits siliceux, cet ensemble est généralement à prédominance marno-calcaires dilaté, s'étend sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Généralement, il est marqué par des niveaux réguliers de marno-calcaires à couleur blanche à jaunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure. Leur épaisseur est souvent d'ordre centimétrique variant de 0,15m jusqu'au 0,25m, alternant avec des marnes de couleur blanchâtre à jaunâtres de quelque centimètre à quelques mètres souvent à aspect feuilleté. Cet ensemble se termine par quelques mètres de marnes friables à aspect cendreuse de couleur blanchâtre à jaunâtre. Ces marnes sont marquées par des intercalations des niveaux de marno-calcaires de couleur jaune à la patine et blanche à la cassure. L'effet de déformations synsédimentaire est très marqué (*slumps*).

F- COUPE DE BORDJ EL AMIR ABD EL KADER (EX. TROLARD TAZA) (X = 458,70 et Y = 281,20)

Dans le secteur de Trolard Taza, nous avons levé deux coupes : Taza 1 ou Ouest et Taza 2 ou Est. Les deux coupes sont distantes d'une cinquantaine de mètres.

1- Situation (fig.). La coupe de Trolard Taza 1 ou Est se situe à environ 70km au Nord Est de Tissemsilt (ex. Vialar) et 7km environ au Sud de la ville de Bordj El Amir Abd El Kader (Trolard Taza) à proximité de la route de la wilaya n° 24 qui mène du Taniet el Haad vers Taza. La coupe est limitée au Nord par Hadjeret Tmer, ed Draa et la forêt d'el Marrous, à l'Est par Es Sfassif et Dir el Assel, à l'Ouest par Ed Dra et Kef Nda et au Sud par Koudia Hamra, El Masselou. La direction de la coupe est SW-NE.

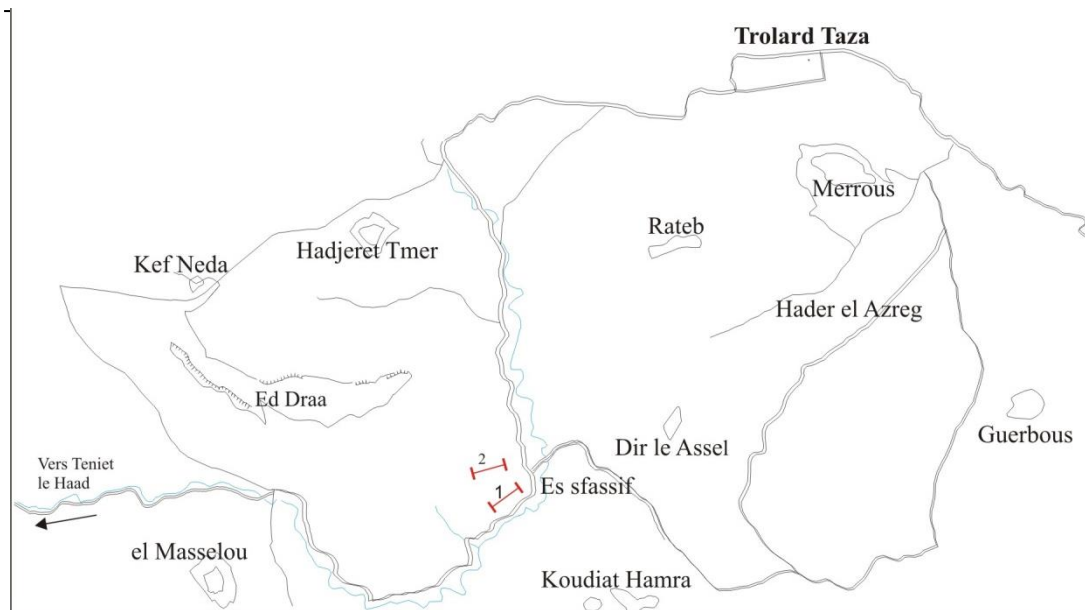


Fig. 31– Carte montrant l’itinéraire et la localisation de la coupe de Trolard Taza (extrait de la carte topographique n° 133 de Bourbaki au 1/50 000^e)



Fig. 32- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Bordj El Amir Abd El Kader (Ex. Trolard Taza)

2- Découpage lithostratigraphique (fig. 32 et 33)

- **Ensemble basal (Cénomanién).** Cet ensemble est caractérisé par une prédominance marneuse surtout à la base. Au sommet, il s’enrichit en quelques intercalations de niveaux calcaires marneux (Fig. 33A). Quelques bancs contiennent des nodules de silex. Cet ensemble s’étend sur une dizaine à une centaine de mètres d’épaisseurs. Le tout est affecté par des plissements synsédimentaires.

For	Age	Succession lithologique	Description sommaire		Illustration photographique
FORMATION DE OULED DJILALI	Turonien		Ensemble sommital	Alternance marne/calcaire feuilletée	
	Cénomannien		Ensemble intermédiaire	Alternance siliceux/ marnes Argilite à poisson	
			Ensemble basal	Alternance marne/calcaire dilatée	

Fig. 33- Succession lithostratigraphique de la coupe de Trolard Taza 1

- *Niveau siliceux intermédiaire (Cénomaniens sup.)*. Les niveaux de calcaire à lits siliceux sont généralement moins développés avec des épaisseurs variant de 0,20 à 0,50m environ. Les niveaux siliceux se présentent en huit niveaux de couleur bleuâtre légèrement grisâtre, avec des interlits de marnes continus et ondulés (Fig. 33B). Cette alternance admet un niveau d'argilite d'ordre centimétrique (10 à 15cm environ) de couleur violacé à la patine et grisâtre à violacé à la cassure. Ce niveau a livré des restes de poissons (crânes, nageoires, épines ; fig. 33P et fig. 34). Le pendage de ces niveaux est horizontal ou subhorizontal à la base devenant subvertical ou vertical au sommet. Ce niveau est marqué par des slumps soulignant l'effet des mouvements tectonique synsédimentaires.

- *Ensemble sommital (Turonien)*. Les 2/3 de la base est composé d'une alternance régulière de calcaire blanchâtre et de marnes feuilletés (Fig. 33C). Généralement, les calcaires ont une épaisseur centimétrique (0,20-0,30m). Leur couleur est blanchâtre légèrement violacée à la patine est grisâtre légèrement violacé à la cassure. Ces calcaires prennent un aspect feuilleté surtout au sommet. Les niveaux marneux sont épais généralement de 0,05 à 0,10m environ, et leur couleur est blanchâtre. Le dernier tiers, épais de 10m, est constitué de marnes verdâtres, friables à aspect cendreuse de couleur vert à jaunâtre. Ces marnes sont marquées par des passées d'ordre centimétriques de calcaire de couleur gris légèrement violacé à la patine et blanchâtre à la cassure.

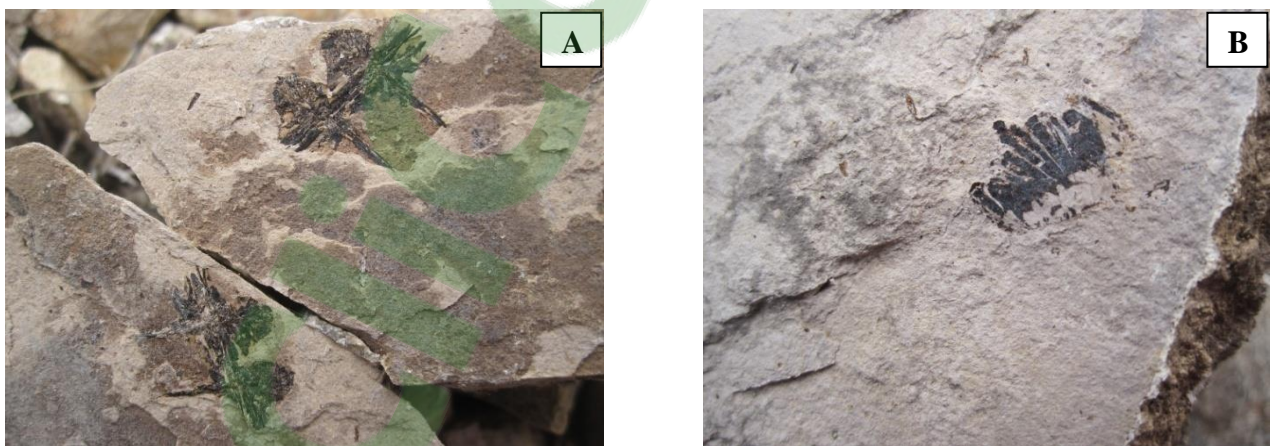


Fig. 34- Niveau d'argilite violacé à traces fossiles de poissons écrasés (A) et des nageoires latérales (B)

La deuxième coupe (de Trolard Taza2 ou Ouest ; Fig. 31) a été levée à environ cinquante mètres vers le Nord-Ouest de la coupe Taza1. L'épaisseur de la coupe atteint dans cette localité quelque dizaine de m (50 à 60m environ). La direction de la coupe est W-E. Les coordonnées Lambert de la coupe du Taza 2 : X = 458 ; Y= 281.8

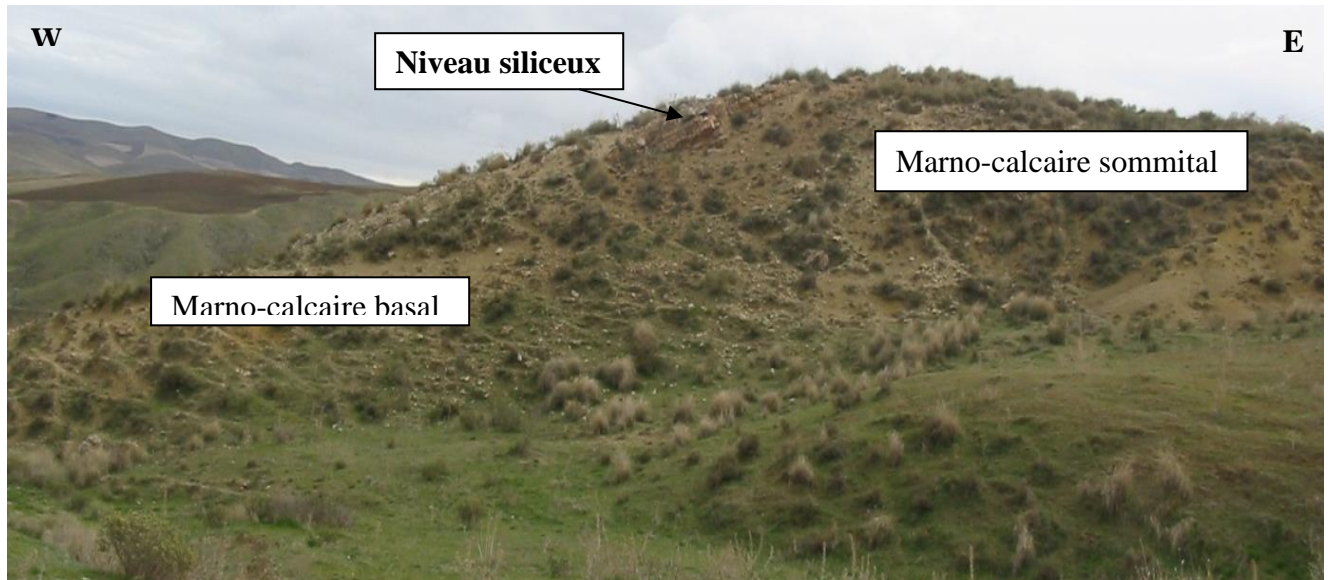


Fig. 35- Coupe panoramique de la coupe de Trolard Taza2 ou Ouest.

Découpage lithostratigraphique :

- *Ensemble basal ou inférieur (Cénomaniens)*. Cet ensemble, épais de 10m, à stratonomie se ressemble à celle de la coupe Taza1. Il s'agit de marnes verdâtres à passés calcaires. Les marnes sont friables, de couleur verdâtre légèrement jaunâtre, et les interactions calcaires sont d'ordre centimétrique de couleur légèrement jaune à la patine et gris légèrement blanchâtre à la cassure.

- *Niveau siliceux intermédiaire (Cénomaniens sup.)*. Les niveaux siliceux sont épais de 0,20 à 0,50m et il se présente en ensemble très serré composé en huit interlits continus et ondulés, de couleur jaune légèrement rougeâtre, intercalés par des argilites à aspect feuilleté d'ordre centimétrique.

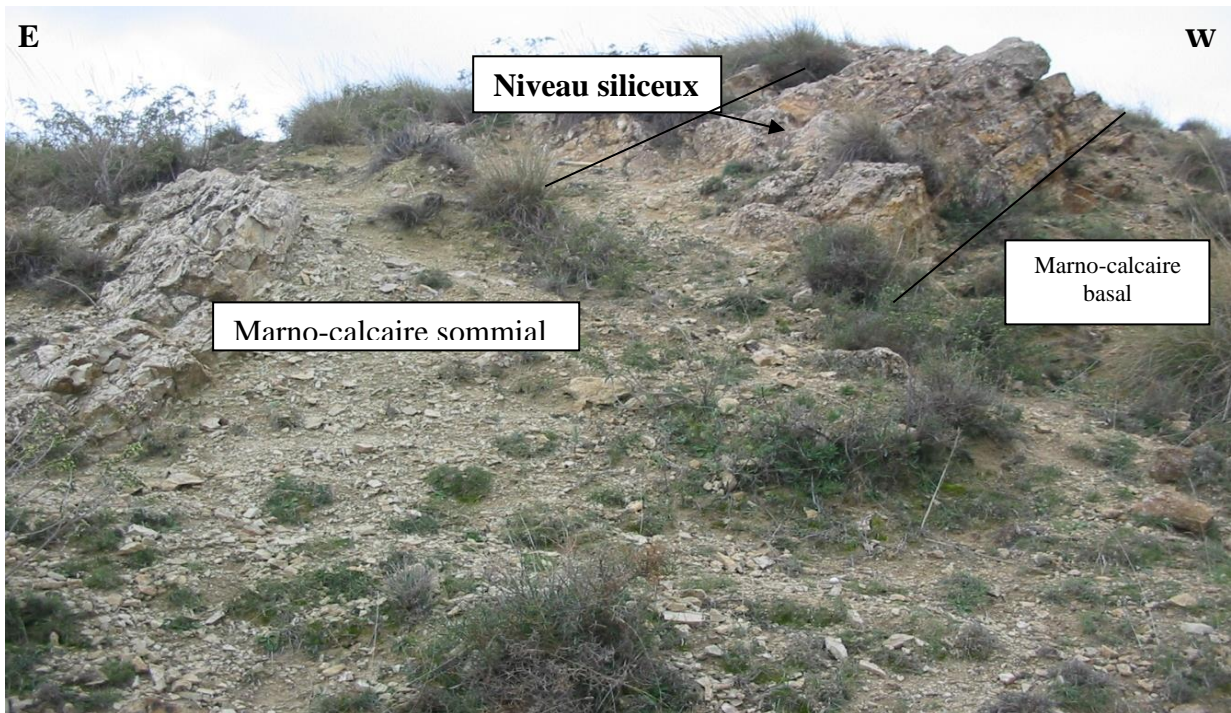


Fig. 36- Photographie montrant les trois ensembles en partie de la coupe de Taza 2

- *Ensemble sommital ou supérieur (Turonien)*. Il s'agit d'une alternance régulière de calcaires et de marnes feuilletés qui ressemble à celle de Taza1 avec une augmentation des épaisseurs des niveaux marneux. Cet ensemble se clôture par une combe marneuse de 10m, friable à aspect cendreuse de couleur verte à jaunâtre. Ces marnes sont marquées par des intercalations des niveaux de calcaire de couleur gris à la patine et légèrement blanchâtre à la cassure d'ordre centimétrique.

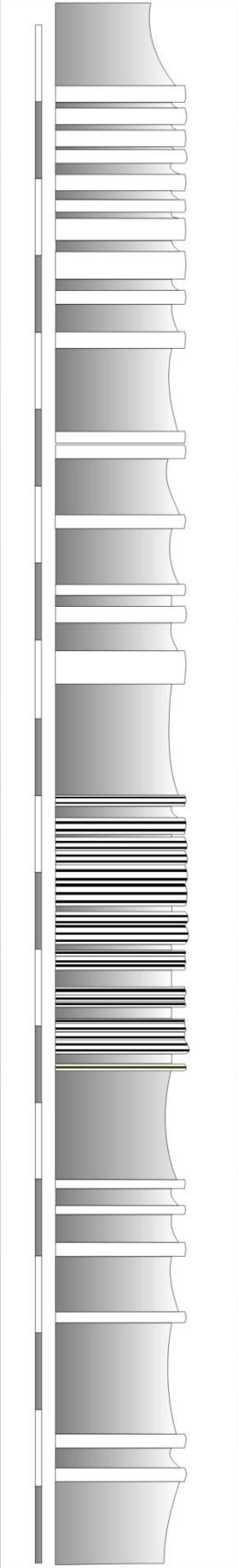



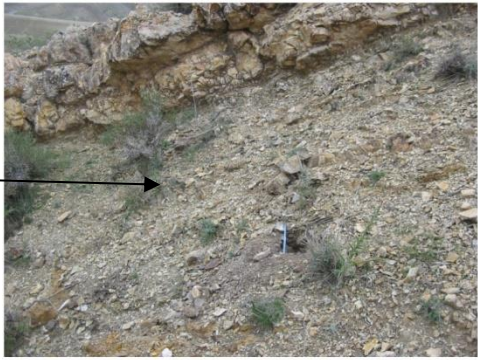
For	Age	Succession lithologique	Description sommaire		Illustration photographique
FORMATION D'OULED DJILALI	Turonien		Ensemble sommital	Alternance marne/calcaire feuilletées	
					
	Cénomanién		Ensemble intermédiaire	Alternance niveaux siliceux/ black shale	
			Ensemble basal	Alternance marne/calcaire dilatée	

Fig. 37- Successin lithostratigraphique de la coupe de Trolard-Taza 2.

II-SYNTHESE ET SYMPTOMATIQUES DU NIVEAU SILICEUX DE L'OUARSENIS

En affleurement, le Cénomaniens-Turonien se présente en une alternance calcaire/marne découpé par un "Niveau siliceux" qui fait l'objet de cette étude. Macroscopiquement, ce niveau montre des calcaires laminés noirs faciles à reconnaître ; il s'agit de *black shales* (Fig. 40A). Nous notons que ces les alternances marnes/calcaires sommitales et basales ne contiennent aucun macrofossile.

Le niveau siliceux est généralement riche en foraminifères planctoniques globuleux tels que *Hétérohélicidés*, *Whiteinelles*, *Globigerinelloides* et *Hedbergelles*, tandis que les carénés de type *Rotalipora* sont rares. La forme *Heterohelix* (fig. 38B) sont parfois très abondants (plus de 50% à la base des niveaux siliceux) à tel point qu'on reconnaît sans peine le "boom" décrit par Caron *et al.* (2006) et nommé "*Heterohelix shift*" par Leckie (1985). On note la présence de filaments (petits bivalves à test mince), qui auraient atteint une taille adulte dans un environnement profond de type pélagique, dans des conditions non anoxique. Leurs valves tombent par décantation sur le fond en position stratifiée (Fig. 38A). Ces filaments s'agencent en litage condensé, évoquant l'"événement à filaments" décrit par Caron *et al.* (2006).

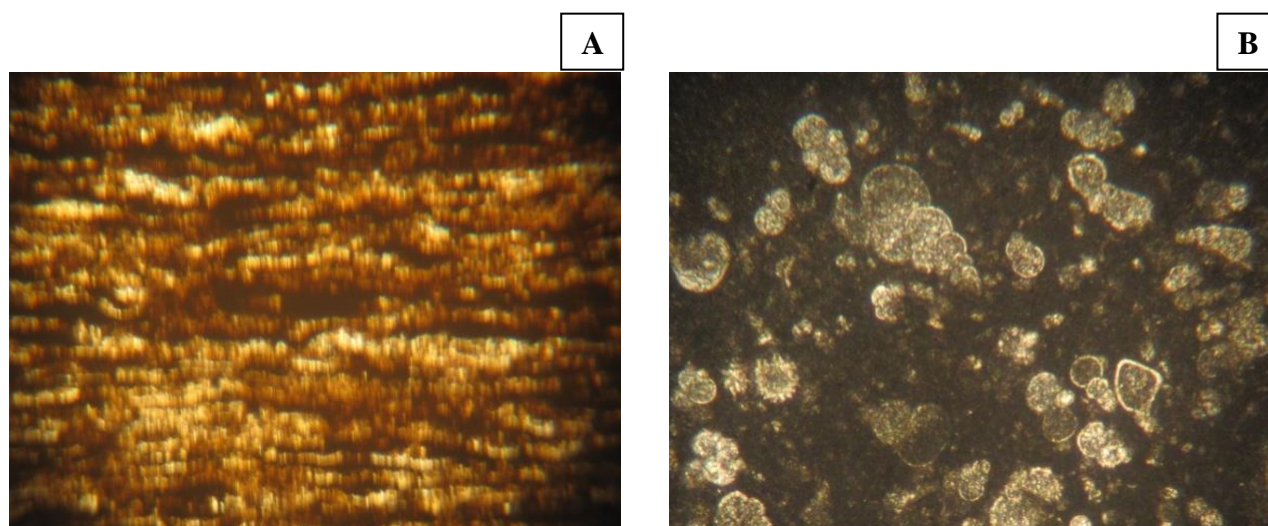


Fig. 38- Photographie montrant les deux événements dans les niveaux siliceux à *black shales* (Cénomaniens sup.) : "événement à filament" (A) (Caron *et al.*, 2006) et événement à "*Heterohelix shift*" (B) (Leckie, 1985).

Les lames minces montrent plusieurs critères distinctifs : grande richesse en microorganismes (PL. III), dominance des formes planctoniques globuleuses, parfois d'une grande taille

surprenante, à certains niveaux, dominance des hétérohélicidés, présence de grandes quantités de matière organique, sous forme de lentilles ou en grumeaux agglutinés sombres (PL. 39B et C), affectée légèrement de traces de bioturbation. La présence de foraminifères carénés (type *Helvetoglobotruncana helvetica*) aurait véritablement confirmé la fin du *black shales*. Les niveaux d'argilites chocolatés contiennent de riches ichthyofaunes de poissons (PL. I et II) crétacées de la Mésogée eurafricaine qui ont été citées au Maroc, au Portugal, en Italie, en Egypte, au Liban et en Palestine (com. orale L-P. Taverne, Univ. Bruxelles). Cette citation de pays incite à établir une approche paléobiogéographique (fig. 38 et 39).

L'étude microscopique a permis de découvrir, en remplissage de certaines formes comme des cubes de phosphates bien individualisés avec des grains de pyrite et de glauconie caractéristiques (fig. 39).

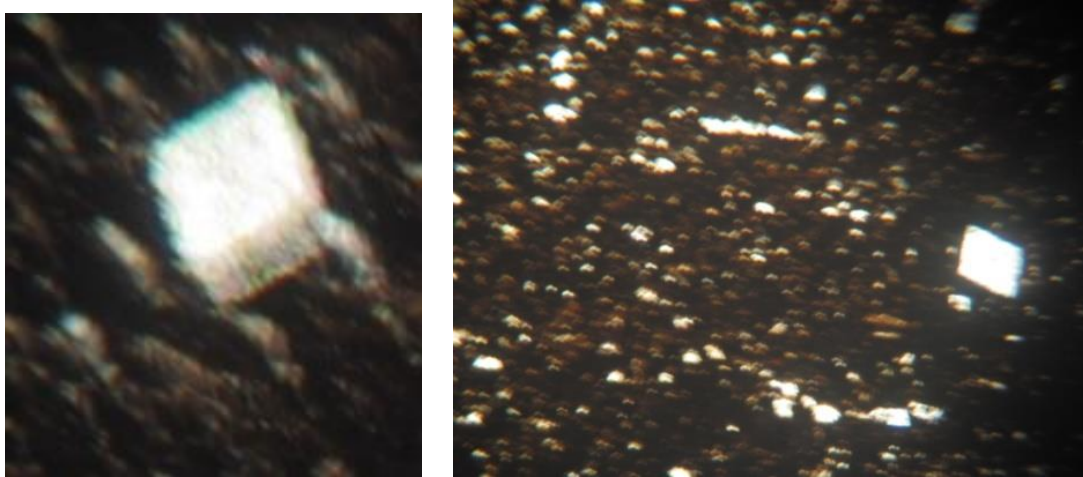


Fig. 39- Faciès de *black shales* à matière organique montrant des cristaux de phosphates et de grains de pyrite avec quelques grains de glauconie (non visibles).

Ces indices sédimentologiques et micropaléontologiques permettent d'imaginer un milieu relativement profond (plate-forme externe), à caractère anoxique, nettement fortement marquée.

Cet événement de l'intervalle passage du Cénomaniens-Turonien dans l'Ouarsenis est interprété comme une surface de transgression maximale qui représente une séquence de condensation, caractérisée par une richesse en radiolaires avec une abondance de poissons. En final, le "Niveau siliceux de l'Ouarsenis" peut être corrélable à la "Formation de Bahloul" (Tunisie).

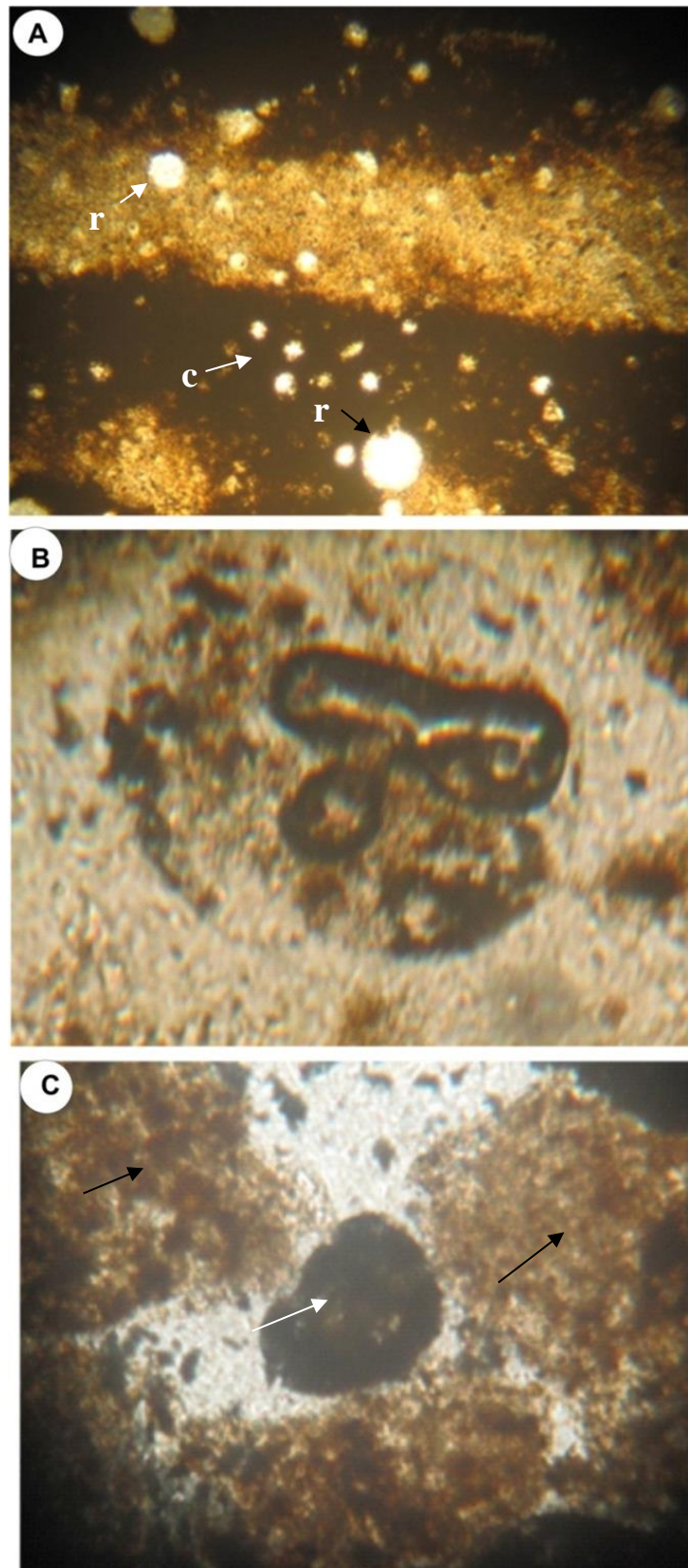
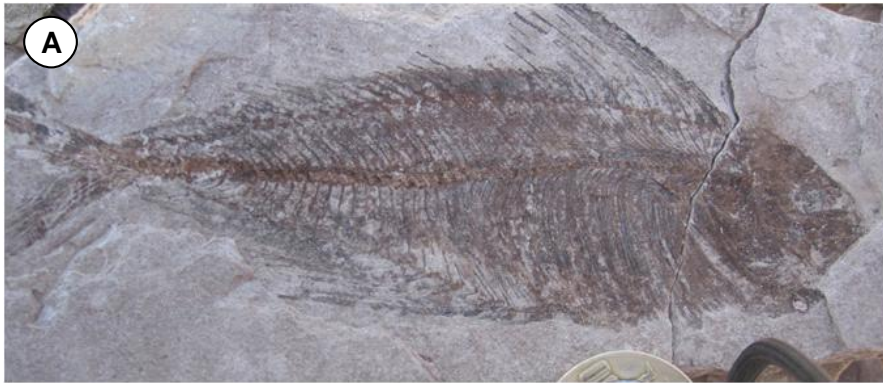


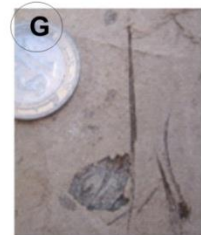
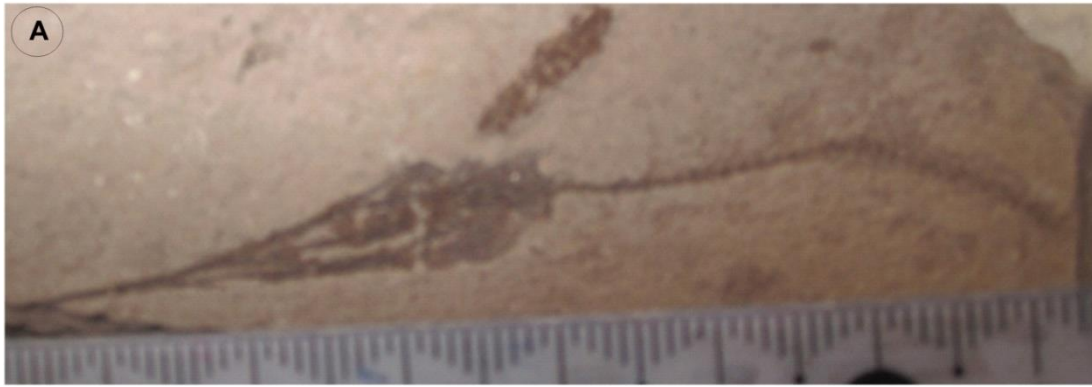
Fig. 40- Microfaciès montrant la structure laminée de *black shales* (A) composée de lits sombres à matière organique bioturbée et des lits clairs siliceux contenant des radiolaires (r) et des calcisphères (c) ; B : Matière organique agglomérée ; C : matière organique en grumeaux (flèche blanche) et agglutination (flèche noire) dans un lit sombre, bioturbé.

Planche I

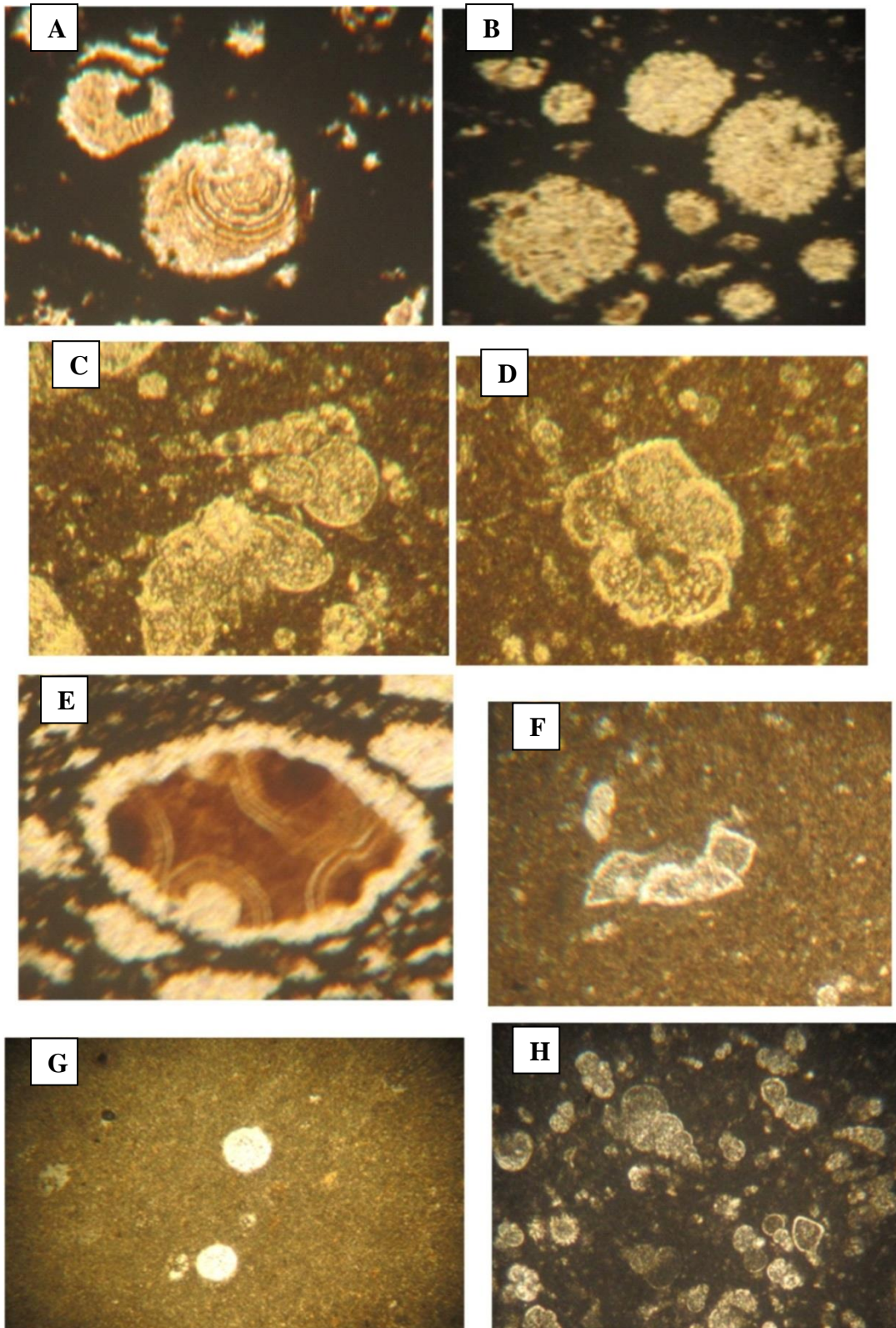


Exemplaires de poissons trouvés dans les argilites chocolatées du niveau siliceux dans la coupe de Afssa montrant des ichthyofaunes d'espèces de *Tselfatia formosa* (famille des Tselfatiidae, ordre des Tselfatiiformes), l'un complet (A), l'autre réduit à la tête et à la partie antérieure du corps (B). La photo C montre la partie caudale du squelette axial d'un ichthyodectidé (ordre des Ichthyodectiformes).

Planche II



Exemplaires de poissons et éléments dissociés de poissons trouvés dans les argilites chocolatées du niveau siliceux dans la coupe de Koudiat Afssa et la coupe de Koko. A : Tête et début de l'axe vertébral d'un dercétidé (sous ordre des Alepisauroidei, ordre des Aulopiformes) ; B : un exemplaire complet de *Tselfatia formosa* (famille des Tselfatiidae, ordre des Tselfatiiformes) ; C : squelette caudal et la queue d'un pycnodontidé de la sous famille des Nursalliinae (Halecostomi, Pycnodontiformes) ; D : un petit téléostéen primitif (vu que la ceinture pelvienne est en position abdominale) ; E : partie de squelette axial d'un dercétidé ; F : Ecailles dissociées.



Coupe de Koko ; Niveau siliceux (Cénomanien sup.). PhA : *Black shale* sombre à MO contenant des radiolaires épigénisés ko ; (x40) ; PhB : id, à radiolaires à spicules (x80) ; PhC : Calcaire siliceux à foraminifères caréné (Rotalitidés) associés à des Hétérohélicidés, des radiolaires et de Calcisphères (x60) ; PhD : Micrite à *Hedbergelles* (x100) ; PhE : Micrite à *Whiteinelles* et de petites *Hedbergelles* (x80) ; PhF : Calcaire siliceux à radiolaires épigénisés en agate (x60) ; PhG : Micrite à Micrite à radiolaires et de ptites Calcisphères (x40) ; PhH : micrite sombre siliceuse et à MO contenant beaucoup de *Heterohelix* correspondant à l'événement "*Heterohelix shift*" (x80).

CONCLUSIONS GENERALES

ClicCours.com

CONCLUSIONS GENERALES

Le globe terrestre au Crétacé, et en particulier au Crétacé supérieur, offre un visage bien différent de celui que nous connaissons actuellement, et ce sur différents points :

- **Sur le plan paléoécologique.** L'importante transgression au cours du Crétacé supérieur a créé à l'échelle globale, de vastes et nouvelles niches écologiques. Ces biotopes ont favorisé une prolifération biologique intense entraînant une production massive de matière organique dans les eaux océaniques superficielles. Le déficit de l'oxygène favorise la dégradation de la matière organique sur les fonds marins. De tel changement est dû à des conditions eutrophiques qui ont atteint leur apogée à la limite Cénomaniens-Turonien comme l'admettent plusieurs auteurs (Arthur et Premoli Silva, 1982 ; Premoli Silva *et al.*, 1999 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua et Zaghib, 2006). Les températures semblent avoir été uniformément chaudes que les températures maximales actuelles (Norris *et al.*, 2002). Ces conditions climatiques ont favorisé la sédimentation et la productivité des carbonates (Cotillon *et al.*, 2006).

- **Sur le plan eustatique.** La "Transgression cénomaniens" n'est pas vraiment synchrone en réalité. Cet étage correspond selon les lieux, à une période de montée du niveau marin ou au début de la régression qui suit. Elle avait porté les océans à leur plus haut niveau des 600 derniers millions d'années ; cette transgression étant bien caractérisée même par des auteurs anciens (Gignoux et Moret, 1935). Des mers épicontinentales recouvrent alors une grande partie des continents.

- **Sur le plan géodynamique.** Au total, il n'y a aucune homogénéité séquentielle à grande échelle sur l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, ni d'ailleurs de synchronisme dans le dépôt des *black-shales* (Ferry *et al.* 2006). La fin du Cénomaniens est marquée par une forte hétérogénéité séquentielle, alors que le Turonien inférieur est partout transgressif. Le dénominateur commun, qui permet d'ailleurs d'expliquer l'hétérogénéité constatée, est l'existence d'une crise tectonique de courte durée, contemporaine de la crise au Cénomaniens terminal, suivie d'une phase de relaxation.

- **Sur le plan paléogéographique.** La configuration du globe terrestre n'était guère semblable à celle qui prévaut à l'heure actuelle. La Pangée, qui a commencé à se disloquer bien avant le

CONCLUSIONS GENERALES

début du Crétacé, continue à se fracturer. A la fin du Jurassique, l'Afrique et l'Amérique du Sud sont encore solidaires, tandis que l'océan Atlantique a commencé à s'ouvrir dans sa partie nord. Au début du Crétacé, cette ouverture se poursuit dans la partie médiane, puis dans la partie sud. Au Crétacé moyen, l'Afrique est donc totalement séparée de l'Amérique, et séparée de l'Europe par un océan : la Téthys, ancêtre de l'actuelle Méditerranée (fig. 41). Les dépôts formés à l'époque dans l'actuelle Afrique du Nord appartiennent donc au domaine dit "téthysien".



Fig. 41- Carte du monde au Cénomaniens, il y a 94 Ma (la partie du haut modifiée, d'après Scotese, 2002) et la partie du bas modifiée, d'après Andreu, 1991) ; Surfaces grisées = les aires émergées ; Trait blanc = les contours des continents

- **L'approche paléobiogéographique.** A l'exception de quelques éléments de poissons dissociés (nageoire, épine, arête, écaille), cités par Mattauer (1958) dans la coupe du Djebel Koko, ces poissons trouvés à l'Ouarsenis ne sont jamais remarqués en entier par les auteurs qui ont travaillé sur le passage Cénomaniens-Turonien en Algérie. Effectivement, ces poissons crétacés d'Algérie sont très intéressants car les riches ichthyofaunes crétacées de la Mésogée eurafricaine sont essentiellement connus au Maroc, au Portugal, en Italie, en Egypte, au Liban et en Palestine (fig. 42). D'après J-P. Taverne (Université de Bruxelles) qui a consacré de très nombreux articles depuis près de 50 ans mais guère dans notre pays. Ces poissons mériteraient donc une étude plus détaillée afin de les déterminer de la façon la plus précise possible.

CONCLUSIONS GENERALES



Fig. 42- Carte de répartition des poissons du passage Cénomanién-Turonien. 1- France ; 2- Italie ; 3- Palestine ; 4- Liban ; 5- Maroc ; 6- Algérie

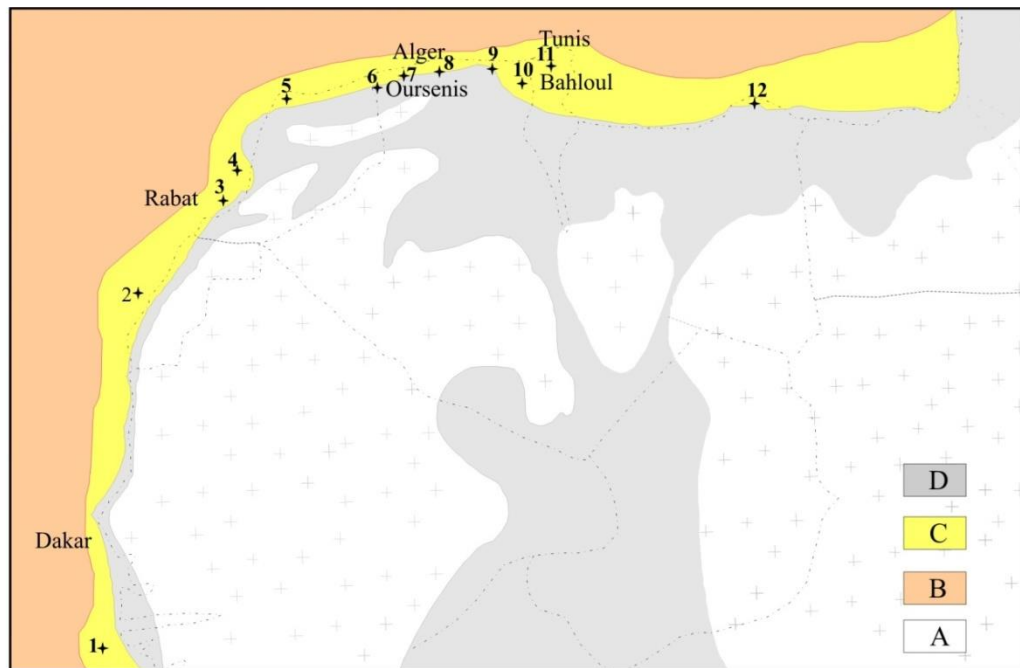


Fig. 43- Carte paléogéographique montrant la localisation des faciès (A, B, C, D) et l'environnement du Cénomano-Turonien du Nord-Ouest de l'Afrique (d'après Busson et Cornée (1972) et Stampfl *et al.* (2001). 1- Casamance ; 2- Tarfay ; 3- Agadir ; 4- Essaour ; 5- Rif ; 6- Tessala ; 7-Ouarsenis ; 8- Titteri ; 9- Biban ; 10- Nememcha ; 11- Bahloul ; 12- Egypte ; A- Socle ; B- Plate-forme ; C- talus continental ; D- Domaine marin profond.

CONCLUSIONS GENERALES

- *En corrélation (fig. 44)*. Les coupes de l'Ouarsenis étudiées dans différents secteurs sont caractérisées par la présence de radiolaires dans certains niveaux siliceux de l'intervalle C/T. Toutefois, leur présence est en concordance avec d'autres bassins Téthysiens, qui ont enregistré un événement à sédimentation à la fois biosiliceuse et riche en MO. Cet événement permet, une meilleure comparaison du domaine sud-téthysien avec d'autres enregistrements à l'échelle globale comme le "Niveau Bonarelli" (Italie), "Damerara rise" (Atlantique) et la "Formation Bahloul" (Tunisie) qui sont riches en radiolaires et en MO (Marcucci *et al.*, 1991; O'Dogherty, 1994 ; Salvini et Marcucci-Passerini, 1998 ; Musavu Moussavou et Danelian, 2006 ; Soua, 2005, 2006 ; Burollet et Robaszynski, 1991). De tels dépôts riches en MO et en organismes siliceux indiquent l'événement CTBE ("*Cenomanian-Turonian Boundary Event*"). Ce faciès a probablement formé une ceinture continue le long de la plate-forme nord africaine au cours de cette période du Crétacé englobant la Tunisie, l'Algérie atlasique et le Pré-rif marocain (Thurrow et Kuhnt, 1986 ; Kuhnt *et al.*, 1990 ; Busson et Cornée, 1996 ; Busson *et al.*, 1999).

La corrélation des coupes (fig. 44) montre que le "Niveau siliceux" s'amenuise vers le nord et que l'ampleur des radiolaires avec la présence de la MO se trouvent dans les niveaux de la coupe de Taza-2. Le premier paroxysme d'approfondissement se produit alors, vers la fin du Cénomaniens avec la présence du "Niveau siliceux" et les faciès associés. Les variations spatio-temporelles des dépôts sont localement spectaculaires et témoignent de l'importance de la subsidence différentielle liée à une tectonique distensive. La dynamique relative à chaque ensemble permet d'envisager, d'une façon globale, d'abord un approfondissement dominant (dû surtout à la subsidence), puis un comblement progressif jusqu'à la production de carbonates dans des conditions de profondeur décroissante, même lorsque le milieu s'ouvre sur la mer franche.

CONCLUSIONS GENERALES

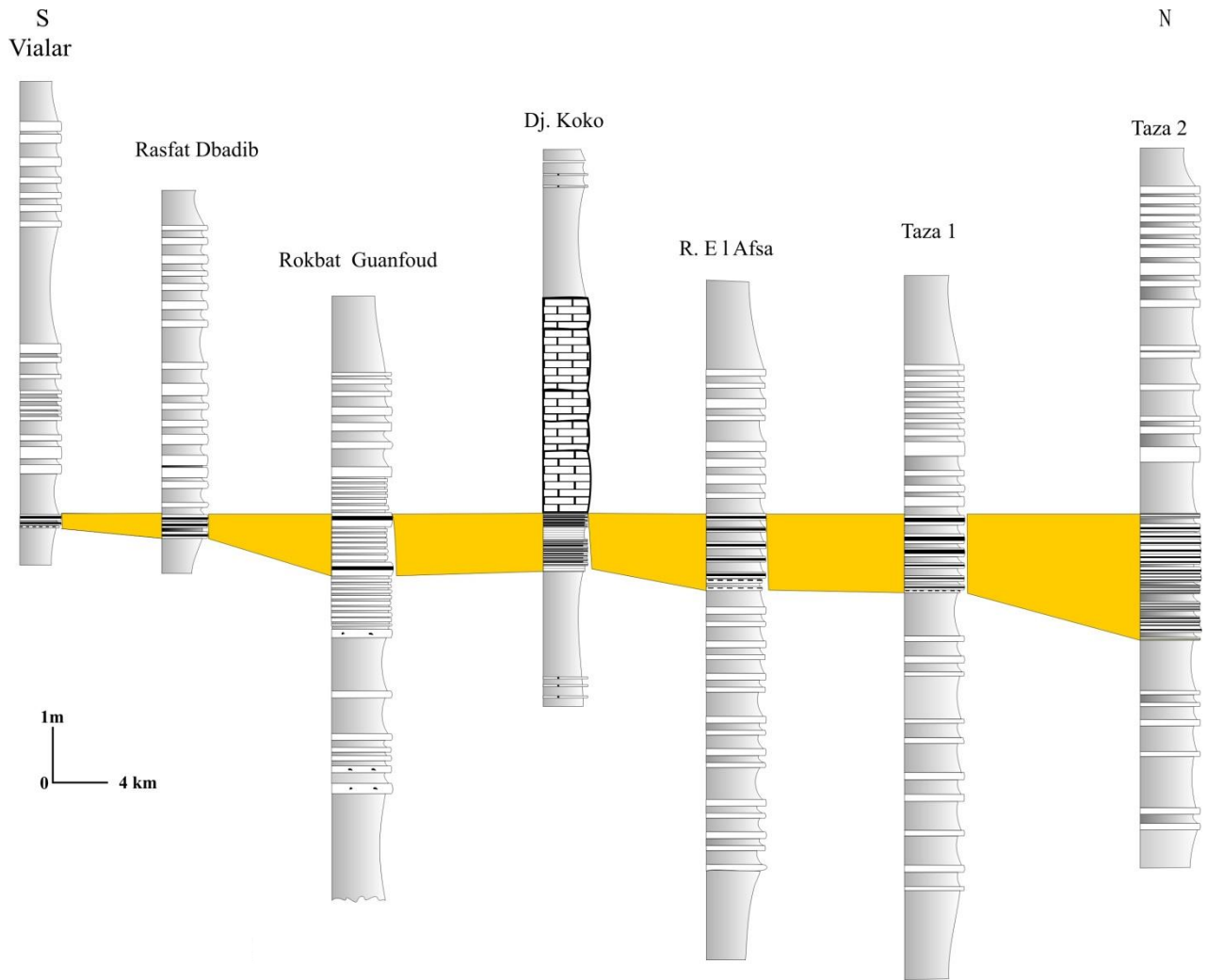


Fig. 44- Corrélation des différentes coupe dans le secteur étudié

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABDALLAH, H. & C. MEISTER, C. (1997) - The Cenomanian–Turonian boundary in the Gafsa–Chott area (southern part of central Tunisia): biostratigraphy, palaeoenvironments. *Cretaceous Research* **18**, 197– 236.

ABDALLAH, H., SASSI, S., MEISTER, C. & SOUISSI, R. (2000) - Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanien–Turonien dans la région de Gafsa–Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research* **21**, 35–106

ACCARIE, H., EMMANUEL, L., ROBASZYNSKI, F., BAUDIN, F., AMEDRO F., CARON, M., DECONINCK, F. (1996) - La géochimie isotopique du carbone (^{13}C) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanien--Turonien en Tunisie centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* (2a) 322, 579-586.

ACCARIE, H., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., CARON, M., ZAGRARNI, M.F., (2000) - Stratigraphie événementielle au passage Cénomanien--Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, **40**, 63-80.

AMEDRO, F., ACCARIE, H., ROBASZYNSKI, F. (2005) - Position de la limite Cénomanien–Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale : apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). *Eclogae Geologicae Helvetiae*.

ANDREU, B. (1991) - Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, 2, 14 : 1 - 765.

ARTHUR, M. A. & PREMOLI-SILVA, I. (1982) – *Development with widespread organic carbon-rich strata in Mediterranean tethys*, in Nature and origin of Cretaceous-rich Facies, Schlanger S. O. et Cita M.B. eds, Academic Press, p. 7-54.

ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O., JENKYN, H.C., (1987) - The Cenomanian-Turonian oceanic anoxia event: II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), Marine and Petroleum Source Rocks. *Geol. Soc., London, Special Publ.*, vol. 26, pp. 401– 420.

ARTHUR, M.A., BRUMSACK, H.-J., JENKYN, H.C., SCHLANGER, S.O. (1990) - Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events, and Rhythms*. Kluwer, Dordrecht, pp. 75– 119.

BAK, M. (2004) - Radiolarian biostratigraphy of the upper Cenomanian-Lower Turonian deposits in the subsilesian nappe (outer western Carpathians). *Geologica carpathica*, **55**, (3), pp. 239-250.

BAUDIN F., BILLAT, I., GALEOTTI S., CECCA V., & COCCIONI R. (1996) - Palaeoenvironmental and depositional control of Faraoni level, a rhythmic black shale/limestone event of Hauterivian, from Umbria Marche (Italy). *Paleogeog. Palaeclim. Palaecology*. 95: 1-13.

BAUDOIN, B., M'BAN, E., MONTARI, A. & PINAULT, M. (1993) – Les pulsations anoxiques du Cénomaniens d'Italie centrale : vers une stratigraphie haute résolution. *4^e Congrès français de sédimentologie*, ASF, Lille, p. 35-36.

BENHAMOU M. (1996) - Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. *Thèse. Doct. Etat. Univ. Oran*, 434 p., 139 fig., 27 pl.

BOUILLIN J. P & RAOUL J. F. (1971) - Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; Le Numédien peut-il être néo-autochtone ?. *Bull. Soc. Géol. France*, **13** (3-4), pp. 338-359., 8 fig.

BUROLLET, P.F., DUMESTRE, A., KEPPEL, D., & SALVADOR, A. (1952) - Unités stratigraphiques en Tunisie centrale. *CM. XIX^e Congrès Géol. Intern. Alger*, fasc. 21, pp. 243-254.

BUROLLET, P.F. (1956).- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, 18, 352.

BUROLLET, P.F. (1989).- Les événements du Crétacé moyen au Sud de la Méditerranée. *Géobios*, Lyon, mém. sp. II, pp. 69- 81.

BUROLLET, P.F. & ROBASZYNSKI, F. (1991) - Les événements de la limite Cénomaniens-Turonien en Tunisie centrale : la formation Bahloul. Excursion du Colloque sur la limite Cénomaniens-Turonien, Mai 1991 *Géologie Alpine*, 1991, t. 67, pp. 3 – 42.

BUSSON, G. & A. CORNEE, A. (1996) - L'événement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal. *Société Géologique du Nord*. 23 (1996), pp.143

BUSSON, G., DHONDT, A., AMEDRO, F., NERAUDO, D. & CORNEE, A. (1999) - La grande transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, **20**, pp. 29-46

CAIRE A. (1957) - Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie*, Alger. N. Sér., n 16, 2 vol., 818 p.

CAIRE A & MATTAUER M. (1953a) - Note préliminaire sur la nappe de glissement medjanienne du Tell algérien méridional. *C. R. Ac. Sc.*, t. 237, pp. 653-657.

CAIRE A & MATTAUER M. (1953b) - Le Miocène du sillon du Chéelif-Soummam et la mise en place des nappes sud-telliennes (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 237, pp. 1735-1736.

CALEMBERT L. (1952) - Massif culminant de l'Ouarsenis. *XIX^{ème} Congr. Géol. Inter.*, Alger, 1, 3.

CALEMBERT, L. (1955) - L'autochtone sud-tellien. A propos d'hypothèses récentes. *Bull. Soc. Géol. France.*, (6). V, pp. 381-390.

CARON, M., DALL'AGNOLO, S., ACCARIE, H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E.G., AMEDRO, F. et ROBASZYNSKI, F., 2006 - High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation, *Géobios*, 39, 171 -- 200.

COTLLON, P., FERRY, S., GAILLARD, C., JAUTEE, E., LATREILLE, G. & RIO, M. (1980) - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocotien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur : Mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. Géol. France*, 22, 5, 735-744.

CRUMIERE, J.P., COTILLON, P. & SCHAAF, A. (1988) - Les événements de la limite cénoomanien-turonien. - Excursion post-colloque dans le sud-est de la France, livret-guide, Première partie : *Le domaine subalpin meridional* (27 et 28 mai 1991), Grenoble, 24 - 26 mai 1991.

DELEAU, P. (1938) - Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskhoutine et du *Col des Oliviers*. *Bull. Serv. Géol, 2^{ème} série*, n° 14, Alger, Carbonel, 583 p., 33 fig., Atlas, 43 fig.

DESMARES, D., GROSHENY, D. & BEAUDOIN, B. (2007) - Calage temporel à haute résolution des modifications environnementales au passage cénoomanien-turonien dans le bassin du western interior.

DALLONI, M. (1952) - L'Atlas tellien occidental. *XIX^e Congrès Géologique International*, Monographies régionales, Algérie, 24 : 95 p.

DURAND DELGA, M. (1954) - Les rapports des venues doléritiques du Mouled-Demamene (chaîne numidique, Algérie) et de la mise en place de la nappe bordière de petite Kabylie. *XIX^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger, 1952, C. R. section XV, fasc. XVII*, pp. 37-41., 1 fig.

FALLOT, P. (1952) - Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif. *Espagnol. Attidel VII Conv. Na. Mel. Del. Petrolio, Toarmina, Sez1*, 11 pl.

FENET, B. & MAGNE, J. (1973) - Aperçu sur le bassin miocène synchro-nappes et les conditions de mise en place des unités allochtones dans les Monts de Tessala (Algérie). *B. S. G. F.*, (7), XV, n03-4, pp. 345-351.

FENET, B. (1975) - Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain. *Thèse Doct. Etat, Univ. Nice*.

FERRY, F., MERRAN, Y., GROSHENY, D. & MROUEH, M. (2006) - Le Crétacé du Liban dans le cadre du Moyen Orient. In : *Réunions thématiques du groupe Français du Crétacé, Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé*, Paris, 27/28 Novembre 2006, Volume des résumés, p. 16-18

FRIZON de LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., BRACENE, R. & MERCIER, E., (2000) - The two main steps of the Atlas building and Geodynamics of West Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.

GALE, A.S., JENKYN, H.C., KENNEDY, W.J. & CORFIELD, R.M. (1993) - Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian Turonian boundary. *Journal of the geological society*, **150**, pp. 29-32

GIGNOUX, M. et MORET, L. (1935) - Géologie stratigraphique, éd. Masson, 709 p.

GLANGEAUD, L. (1925b) - Les éruptions tertiaires nord-africaines, leur relation avec la tectonique méditerranéenne. *C. R. XIX^{ème}, session Cong. Géol. Int. Alger, XV, fasc. XVII*, pp. 71-101, 5 fig.

GLANGEAUD L. (1956c)- Corrélation des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-tellien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 6, pp. 867-891. pp. 735-276.

GOURINARD Y. (1952a)- Eléments de technologie des barrages algériens et de quelques ouvrages annexes: Le barrage de l'Oued Fodda. *XIX^{ème} Cong. Int.*, t. I, pp.155-173, 6 pl., 1 cart géol.

GOGUEL, J. (1952) - Traité de tectonique. (éds.). *Masson et Cie*, Paris.

GUARDIA, P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après de l'Oranie Nord occidentale (Algérie), relation structurales et paléogéographique entre Rif externe et Tell de l'avant pays atlasique. *These Doct. Etat, Scien., Nat.*, Nice.

GUILLEMOT, J. (1952) – La bordure sud-tellienne dans la Titteri. *XIX^{ème} Congr.géol. Intern.Monog. Rég.*, 1^{ère} sér., Algérie, n°9.

GROSHENY, D., CHIKHI-AOUIEUR, F., FERRY, S., JATI, M., HERKAT, M., ATROPS, F., REDJIMI, W. et BENKEROUF, F. (2007) - The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria). In: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY D. (eds.), *Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé [Relations between the northern and southern margins of the Tethys ocean during the Cretaceous period]*.- Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2007/02, Abstract 09 (CG2007-MO2/09).

GROSHENY, D., BEAUDOIN, B., MOREL L., DESMARES, D. (2006)- High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research xx (2006)*, 12

HERBIN, J.P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., GOMEZ, R., THUROW, J., WIEDMANN, J. (1986) -Organic-rich sedimentation at the Cenomanian – Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geological Society of London, Special Publication*, 21, 389-422.

JATI, M., GROSHENY, D., FERRY, S., MASROUR, M., AOUTEM, M., IÇAME, N., GAUTHIER-LAFAYE, F. & DESMARES D. (2010) - The Cenomanian–Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 296, Issues 1–2, 1 October 2010, Pages 151–164

JEFFERIES, R.P.S. (1962).- The Palaeoecology of the *Actinocamax plenus* Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin.-*Palaeontology*, London, 4, part 4, p. 609-647.

JEFFERIES, R.P.S. (1963).- The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin.- *Proc. Geol. Ass.*, vol. 74, pt.1, pp. 1-34..

JUIGNET, P. (1980) - Cénomaniens. In C. Mégnien, Synthèse géologique du Bassin de Paris, I: Stratigraphie et paléogéographie. Mémoires, B.R.G.M., 101, 292-297.

JENKYN, H.C (1980) - Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc.* London, vol. 137, 171-188.

KUHNT, W., HERBIN, J.P., THUROW, T. & WIEDMAN, J. (1990) – Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In Depositional of organic facies, Huc, A. Y. (ed.) *AAPG studies in Geology*, **30**, pp. 133-160.

LECKIE, R.M., (1985) - Foraminifera of the Cenomanian –Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, in: L.M. Pratt, E.G. Kauffman, F.B. Zelt (Eds.), Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes, *SEPM, Field Trip Guidebook*, vol. 4, 1985, pp. 139– 149

LEMOINE, M., BOURBON, M. et TRICART, P. (1978). - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C. R. Ac. Se. Paris*, t. 286, p. 1237-1240.

MAGNE, J. (1955) - Microfaunes oligocènes dans la série "numidienne" de Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, t. 46, n°7-8, pp.269-274.

MATTAUER, M. (1958) - Etude géologique de l'Ouarsenis oriental. (Algérie).534 p., 214 fig., 9 pl.-ph, 1 carte géologique en couleurs à 1/200 000,1 pl. coupe h.-t.

M. Marcucci Passerini, P. Bettini, J. Dainelli and A. Sirugo, The "Bonarelli Horizon" in the Central Apennines (Italy): radiolarian biostratigraphy. *Cretaceous Research* 12, (1991), pp. 321-331

MERLA G. (1957)- Essay on the geology of the Northern Apennines. *A. G. I. P. Mineraria. Firenze*, 30 p.

MIGLIORINI C. I. (1938)- Icunei compositi di formazione dei complessi tipomacigno. *Bull. Soc. Geol. Italia*. 62, 48-49.

MOREL, L. (1998) - Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomaniens/Turonien. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie*, Paris VI, p. 224.

MUSAVU-MOUSSAVOU, B. & DANELIAN, T. (2006) - The Radiolarian biotic response to Oceanic Anoxic Event 2 in the southern part of the Northern proto-Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207) - *Revue de Micropaléontologie*, 49 (3), pp. 141-163

NORRIS, R.D., BICE, K.L., MAGNO, E.A. et WILSON, P.A. (2002) - Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse, *Geology*, v. **30**, n° 4, 299-302.

O'DOGHERTY, L. (1994) - Biochronology and paleoecology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausisienne)*, **21**, p. 415

PAUL, C.R.C., LAMOLDA, M.A., MITCHELL, S.F., VAZIRI, M.R., GOROSTIDI, A., MARSHALL, J.D. (1999) - The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **150**, 83– 121.

PIQUE, A. (2001) - Geology of Northwest Africa. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin, Stuttgart, 125 fig., 309 p.

POLVECHE, J. (1960) - Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publ. Serv. carte géol. de l'Algérie (N^{lle} sér.) t. II, Bull.*, n° 24, 577p. 169 fig., 20 pl.

POLVECHE, J. (1955) - Sur le contact Crétacé moyen-crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, pp. 205-207.

PRATT, L.M., & KING, J. D. (1986). Variable marine productivity and high aeolian input recorded by rhythmic black shales in mid Cretaceous in the Western interior Basin. *Geol. Ass. Canad. Spec. Publ.* **58**, 335-351

Premoli Silva *et al.*, 1999

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, R., CALANDRA, F., DELOFFRE, R., GARTNER, S., GONZALEZ DONOSO, J.-M., HARDENBOL, J., LINARES, D. (1990a) - Litho-biostratigraphie, microfaciès et séquences stratigraphiques dans le Turonien d'un secteur de la Tunisie centrale. *Bull. Soc. Géot. France*, Paris, 8, VI, 6, 1011-1024, 3 fig.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., AMÉDRO, F., DUPUIS, C., HARDENBOL, J., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES D. et GARTNER, S. (1993) - Le Cénomaniens de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 12, n° 2 (1993), 351-505.

SALVINI AND, G. & MARCUCCI-PASSERINI, M. (1998) - The Radiolarian assemblages of "the Bonarelli horizon" in the Umbria Marche Apennines and Southern Alps (Italy). *Cretaceous Research*, **19**, pp. 777- 804

SCHLANGER, S. & JENKYN, H.C. (1976) - Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, pp. 179-184.

SCHLANGER, S. O., ARTHUR, M. A., JENKYN, H. C. & SCHOLLE, P.A. (1987) - The Cenomanian- Turonian Oceanic Anoxic Event, 1., Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion. *In. Marine Petroleum Source Rocks*, **26**. (ed. J. Brooks & Fleet, A.J.). Geological Society Special Publication, 371-399.

SCHLANGER, S. & JENKYN H C. (1976) - Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. In Mijnb.*, **55**, 179-194.

SCOTESE, C.R. (2002) – PALEOMAP- website : <http://www.scotese.com/>

SOUA, M. (2005) - Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomaniens-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. *Mémoire de Mastère*, Université de Tunis El Manar, p. 169

SOUA, M. (2006) - High-resolution biotic records of the Bahloul Formation (OAE-2, Latest Cenomanian-early Turonian) from Jerissa and Bargou areas, Northwestern and North-central Tunisia. *Proceeding of The Exploration and Production Conference*, 10, pp. 177 -185.

SOUA, M. & ZAGHBIB-TURKI, D. (2006) - Cenomanian-Turonian Radiolarian assemblages at Oued El Kharroub section (North-Central Tunisia). *Association Tunisienne des Etudes Internationales de Géologie*, 2, pp.67-78.

SOUA, M. & TRIBOVILLARD, N. (2007) - Depositional model at the Cenomanian/Turonian boundary for the Bahloul Formation, Tunisia. *Comptes rendus Geoscience*, 339, (10), pp. 692-701.

TCHOUMACHENCKO, P. et KHIRSCHEV, K. (1992a) - Le jurassique dans les monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *Géol. Balcanica*, Sofia ; I Stratigraphie, 22 : 29-39 ; II. Paléontologie, 22-6 : 63-69.

TCHOUMATCHENCO, P. (1994) - Brachiopodes du Jurassique inférieur et moyen du Kef Sidi Amar - Massif culminant de l'Ouarsenis (Algérie du Nord). *Geologica Balcanica*, 24-1; pp. 25-61, 16 fig. 5 pls. h.t.

TCHOUMATCHENCO, P., NIKOLOV, T., KOZHOUKHAROV, D., BENEV, B., GOCEV, V., KATZKOV, N., KHRISCHEV, KH., NOEV, M., NICOLOV, Z., SLAVOV, I., TOÏTCHEV, Tz & ZIDAROV, N. (1995) - Le Crétacé inférieur dans les monts de de l'Ouarsenis et les monts de Tiaret (Algérie du Nord). *Geol. Balcanica*. Sofia, 22 (2), pp.27-59., 10 fig.

THUROW, J. & KUHN, W. (1986) - Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area In : Summerhayes C. P. and Shackleton N. J. Eds North Atlantic Paleooceanography. *Geological Society, Special Publication*, 21, pp. 423-445

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

TABLE DES FIGURES

Fig. 1- Situation et limites géographiques de l’Ouarsenis.....	05
Fig. 2- Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale	06
Fig. 3- Découpage lithostratigraphique du passage Jurassique supérieur-Crétacé dans l’Ouarsenis	09
Fig. 4- Découpage lithostratigraphique de la "Formation de l’Ouled Djilali.....	10
Fig. 5- Situation et itinéraire des coupes levées dans le secteur d’étude.....	13
Fig. 6- Carte paléogéographique montrant la répartition de l’événement anoxique océanique (EAO) au Cénomano-Turonien.....	15
Fig. 7- Caractéristiques des niveaux Black shales dans différents bassins.....	17
Fig. 8- Situation géographique de la coupe de Vialar.....	19
Fig. 9- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Rokbet Tanout (Vialar) montrant uniquement les marno-calcaires du Turonien.....	19
Fig. 10- Succession lithostratigraphique de la coupe de Vialar.....	21
Fig. 11- Situation de la coupe de Rokbat el Gunfoud.....	22
Fig. 12- Vue panoramique et morphologique de la coupe de Rokbet Gunfoud (Djebel Bourandja).....	22
Fig. 13- Photographie panoramique de Gareit Guenfoud et les subdivisions lithostratigraphiques.....	23
Fig. 14- Succession lithostratigraphique de la coupe de Rokbat el Ganfoud.....	24
Fig. 15- Photographie montrant le phénomène synsédimentaire de plissement dans les alternances calcaires sombres siliceux et marno-calcaires rapprochés à boudinage.....	25
Fig. 16- Situation de la coupe de Rokbat ed Denadib.....	26
Fig. 17 - Vue panoramique et morphologique de la coupe de Rokbet ed Dbadib.....	26
Fig. 18- Succession lithostratigraphique de la coupe de Kodiat ed Dbadib.....	27
Fig. 19- Représentation photographique des subdivisions lithostratigraphiques (A) et le détail du niveau siliceux Db (B et C) de la Rokbat ed Dbadib.....	28
Fig.20– Carte montrant l’itinéraire et la localisation de la coupe de Koko	29
Fig. 21– Coupe du Djebel Koko montrant le niveau-repère des lits siliceux à proximité de la Route Communale menant vers Sidi Lahcène.....	30
Fig. 22– Succession lithostratigraphique de la coupe de Koko.....	31
Fig. 23- Illustration photographique montrant le "Niveau siliceux" et faciès associés	32

Fig. 24- Coupe de détail du "Niveau siliceux" montrant la trilogie d'alternance de faciès.	33
Fig. 25- Différentes déformations du "Niveaux siliceux".	34
Fig. 26 - Succession lithostratigraphique de Rokbat el Asfa.....	35
Fig. 27- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Rokbet el Afssa et ses subdivisons.....	36
Fig. 28- Photographie montrant les plissements synsédimentaires dans l'ensemble des marno-calcaires inférieurs.....	36
Fig. 29 - Succession lithostratigraphique de la coupe de Rokbet el Afssa.....	37
Fig. 30- Représentation photographique de divers termes du "Niveau siliceux"	38
Fig. 31- Carte montrant l'itinéraire et la localisation de la coupe de Trolard Taza	40
Fig. 32- Vue panoramique de la morphologie de la coupe de Bordj El Amir Abd El Kader	40
Fig. 33- Succession lithostratigraphique de la coupe de Trozard Taza 1.....	41
Fig. 34- Niveau d'argilite violacé à traces fossiles de poissons écrasés et des nageoires latérales	42
Fig. 35- Coupe panoramique de la coupe de Trolard Taza2 ou Ouest.....	43
Fig. 36- Photographie montrant les trois ensembles en partie de la coupe de Taza 2.....	44
Fig. 37- Successin lithostratigraphique de la coupe de Trolard-Taza 2.....	45
Fig. 38- Photographie montrant les deux événements dans les niveaux siliceux à <i>black shales</i>	46
Fig. 40- Fig. 40- Microfaciès montrant la structure laminée de <i>black shales</i>	48
Fig. 41- Carte du monde au Cénomanién.....	53
Fig. 42- Carte de répartition des poissons du passage Cénomanién-Turonien.	54
Fig. 43- Carte paléogéographique montrant la localisation des faciès (A, B, C, D)	54
Fig. 44- Corrélation des différentes coupe dans le secteur étudié.....	56

TABLE DES MATIERES

<i>Avant-Propos</i>	01
<i>Résumé</i>	02
<i>Abstract</i>	03

Premier chapitre : GENERALITES

I- CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL DU DOMAINE TELLIEN.....	04
II- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'OUARSENIS.....	04
III- CONTEXTE STRUCTURAL.....	05
A- PLACE DU DOMAINE TELLIEN DANS LES MAGHREBIDES.....	05
B- STRUCTURATION DE L'OUARSENIS DANS LE DOMAINE TELLIEN.....	06
1- Les phases tectoniques.....	06
2- Les unités structurales.....	07
<i>a- Les subdivisions de Polvèche (1960)</i>	07
<i>b- Subdivision de Mattauer (1958)</i>	08
IV- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE.....	08
A- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CRETACE DANS L'OUARSENIS.....	08
1- "Formation Carbonatée de l'Oued Fodda".....	08
2- "Formation flyschoïde d'El Malaâb".	08
3- "Formation de Rhedadoua".	08
4- "Formation Carbonatée de Hassi Ben Ziane".	09
5- "Formation de l'Ouled Djilali".	09
B- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU CENOMANIEN-TURONIEN DU SECTEUR D'ETUDE.....	09
1- Ensemble basal (Cénomancien).....	10
2- Niveau siliceux intermédiaire (Cénomancien sup.).....	10
3- Ensemble sommital (Turonien).....	10
V- METHODE ET MATERIEL UTILISE.....	11

A- MATERIEL DE SUPPORT.....	11
1- Cartes topographiques.	11
2- Cartes géologiques.	11
3- Ouvrages et thèses.	11
B- MATERIEL DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE.....	11
C- AFFLEUREMENTS DES SECTEURS D'ETUDE	11
1- Secteur de Tissemsilt.	11
2- Secteur de Djebel Koko	12
3- Secteur de Bordj El Amir Abd Secteur El Kader (Ex. Trolard Taza).	12
VI - BUT DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE.....	13
A- PROBLEMATIQUE ET HISTORIQUE SUCCINT.....	13
B- OBJECTIF DU TRAVAIL	14

Deuxième chapitre :

ETAT DE CONNAISSANCES DU CENOMANIEN-TURONIEN

I- ENREGISTREMENT EUSTATIQUE	15
II- ENREGISTREMENT ANOXIQUE.....	16
III- FACTEURS INTERVENANTS SUR L'ENREGISTREMENT DE L'EVENEMENT	16
IV- REPARTITION DE LA LIMITE C/T DANS LE MONDE.....	16
V- REPARTITION TEMPORELLE DES BLACK-SHALES DANS LA TETHYS.....	18
VI- CARACTERISATION DU PASSAGE C-T A L'ECHELLE LOCALE ET EQUIVALENCE.....	18

Troisième chapitre : LES AFFLEUREMENTS

I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES COUPES.....	19
A- COUPE DE TISSEMSILT (EX. VIALAR).....	19
1- Situation	19
2- Découpage lithostratigraphique	20
B- COUPE DE ROKBET GENNFOUD	22
1- Situation	22

2- Découpage lithostratigraphique	23
C- COUPE DE ROKBET ED DBADIB	26
1- Situation	26
2- Subdivision lithostratigraphique.....	27
D- COUPE DU DJEBEL KOKO.....	29
1- Situation	29
2- Découpage lithostratigraphique.....	29
E- COUPE DE ROKBET EL AFSA	35
1- Situation	35
2- Découpage lithostratigraphique.....	35
F- COUPE DE BORDJ EL AMIR ABD EL KADER (EX. TROLARD TAZA)	39
1- Situation	39
2- Découpage lithostratigraphique	40
II- SYNTHESE ET SYMPTOMATIQUES DU NIVEAU SILICEUX DE	
L'OUARSENIS.....	46
CONCLUSIONS GENERALES.....	52
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	57
LISTE DES FIGURES.....	64

Résumé

La "Formation de l'Ouled Djilali" d'âge Cénomanién-Turonien (C/T) fait partie de la Nappe B dans l'Ouarsenis oriental. Elle se présente en une alternance calcaire/marne découpée par une barre calcaire chargée de lits siliceux constituant un excellent niveau-repère dans la topographie. Ce niveau est composé par une trilogie de faciès : Argilite à poissons ; *Black shales* laminés à matière organique contenant des grains de phosphate et de pyrite ; Calcaire siliceux à radiolaires associés à des formes planctoniques globuleuses (*Hétérohélicidés*, *Whiteinelles* et *Hedbergelles*). Les carénés de type *Rotalipora* sont rares. La forme *Heterohelix*, très abondante marque l'événement "*Heterohelix shift*", succédant l'"événement à filaments". Le premier paroxysme d'approfondissement se produit donc vers la fin du Cénomanién, interprété comme une surface de transgression maximale représentant une séquence de condensation dans un environnement profond de type pélagique. La présence de foraminifères carénés *Helvetoglobotruncana helvetica* aurait véritablement confirmé la fin des *black shales*. De tels dépôts riches à la fois, en MO et en organismes siliceux indiquent l'événement CTBE (*Cenomanian-Turonian Boundary Event*) signalé dans les séries C/T dans plusieurs localités formant une ceinture continue le long de la plate-forme nord-africaine, au cours de cette période du Crétacé, englobant la Tunisie, l'Algérie atlasique et le Pré-rif marocain.

La synergie des indices sédimentologiques et paléontologiques du "Niveau siliceux" de l'Ouarsenis semble être corrélable à la "Formation de Bahloul" (Tunisie). Les niveaux d'argilites chocolatés contiennent de riches ichthyofaunes de poissons crétacées de la Mésogée eurafricaine et en Moyen orient (Maroc, Portugal, Italie, Egypte, Liban, Palestine) incite à établir une approche paléobiogéographique.

Mots-clés :

Nappe B; Ouarsenis; Alternance marne/calcaire; *Black shales*; Cénomanién- Turonien; ichthyofaune; Mésogée; Paléobiogéographie.