

N° d'ordre

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de L'Univers
Département des Sciences de la Terre et de L'Univers

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade de Master en Géologie
Option : GEOLOGIE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOENVIRONNEMENTALE DE LA
FORMATION DIATOMITIQUE D'OUED IRGHBEL – DOUAR NAÏMIA – BORDURE
SUD-OCCIDENTAL DU DAHRA - BASSIN DE BAS CHELIF

Présenté par :

Maazouz Mohammed Amine.

Houat Mohammed Abdelghani.

Devant le jury :

Mr. ATIF K.F.T.	M.C.A	Université d'Oran 2	Président
Mr. MANSOUR. B.	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
Mr. BELHADJI. A.	M.C.B	Université d'Oran 2	Examineur

Oran, 2021

Avant-propos

En premier lieu, nous tenons à remercier le Bon Dieu de nous avoir donné le courage et la volonté d'aller jusqu'au bout et de ramener ce présent travail à son point ultime.

*Nous voudrions dans un premier temps adresser tous nos remerciements, à notre cher encadreur **M. Mansour. B.** professeur à l'université d'Oran 2, au département de Sciences de la Terre, qui nous a proposé ce sujet et pour sa disponibilité, sa patience, et surtout ses judicieux conseils, nous avons abouti au terme de ce travail.*

*Un grand merci à **M. Atif. K,** maitre de conférences au département de Sciences de la Terre, qui nous fait l'insigne honneur de présider le jury.*

*Nos sincères remerciements s'adressent aussi à **M. Belhadji. A,** maitre-assistant à l'université d'Oran 2, au département de Sciences de la Terre, pour avoir accepté d'examiner ce travail.*

Mes remerciements vont également à l'ensemble du corps professoral du département de Science de la terre (géologie) de la faculté des sciences de la terre, de géographie et d'aménagement du territoire de l'université d'Oran 2.

*Enfin, on ne saurait clore cette liste sans remercier les membres de l'administration et ceux de la bibliothèque spécialement **Mme L. Houria** pour sa compétence et sa patience.*

Dédicace

Nous remercions chaleureusement, les deux plus importantes personnes de notre vie, nos parents, qui ont toujours été présent lorsqu'on à besoin. A chaque fois que, nous avons ressenti un sentiment d'échec, vous étiez toujours là pour nous encouragé à ne pas abandonner. Que ce modeste travail soit l'exaucement de vos vœux tant formulés, le fruit de vos innombrables sacrifices bien que nous ne vous en acquitterons jamais assez.

Nous pouvons non plus oublier nos frères et sœurs respectif, qui n'ont ménagé aucun effort pour nous assister sur tous les plans, qui n'ont cessé d'être pour nous des modèles de persévérance, de patience, de courage, de générosité et de solidarité ; en témoignage de notre affection fraternelle et de notre profonde reconnaissance, nous vous souhaitons le meilleur et que Dieu vous récompense en bien, vous protège et vous garde.

*Aussi, sans oubliez notre promotionnel, qui nous ont apporté leur soutien moral et intellectuel tout au long de la rédaction, nous vos remercions pour votre disponibilité, votre rigueur scientifique et votre sens d'écoute et d'échange. Nous tenons également à remercier spécialement, notre collègues **Hamidi Moustafa, Boulenouar Mustapha, Mahamat Absakine, Laghribi Khaled, Saci Bahous et Mahboubi Younes** qui nous ont beaucoup aidés pendant la rédaction de ce mémoire.*

Enfin, nous tenons à témoigner toute notre famille pour leurs confiances et leurs soutiens inestimables.

Table des matières

Avant-propos.	
Table des matières	
Liste des figures	
Résumé	
Abstract	

CHAPITRE I GENERALITE

I- Introduction.....	1
II- Cadre géographique.....	1
1- Situation géographique du bassin du Bas Chélif.....	1
2- Localisation des coupes étudiées.....	2
III- Cadre géologique générale.....	2
IV- Etat de connaissances sur la formation diatomitiques.....	7
V- Méthodologie.....	13
a- Sur le terrain.....	13
b- Sur laboratoire.....	13

CHAPITRE II LITHOSTRATIGRAPHIE

I- Introduction.....	11
II- Localisation du secteur d'étude.....	12
III- Description Lithostratigraphique de la série étudiée.....	13
1- Formation marneuse messinienne.....	13
2- Formation diatomitique.....	14
2.1. Coupe d'Oued Irghbel 1.....	15
a. Membre 1.....	15
b. Membre 2.....	16
2.2. Coupe d'Oued Irghbel 2.....	20
IV- Organisation séquentielle.....	26
V- Faciès diatomitiques.....	29
VI- Corrélation.....	30

CHAPITRE III PALEONTOLOGIE ET PALEOENVIRONNEMENTALE

I - Introduction.....	32
II - Les traces fossiles dans la formation diatomitique.....	32
II.1- Distribution des ichnogenres le long de la formation diatomitique d'Oued El Abid et interprétations paléobathymétriques.....	35
II.1.1- Coupe d'Irghbel 1.....	35
II.1.2- Coupe d'Irghbel 2.....	37
II.2- Interprétation	39
III- Les Bivalves.....	40
III.1. Indication paléoécologique.....	41
III.2. Signification environnementale.....	41
IV- Les Foraminifères.....	42
IV.1- Introduction.....	42
IV.2- Résultats des analyses.....	43
IV.3- Interprétation et signification paléoenvironnementale.....	46
V- Conclusion.....	46

CONCLUSION GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

Liste des figures

Fig. 1 : Localisation géographique du bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957).....	2
Fig. 2 : Localisation du secteur d'étude.....	2
Fig. 3 : Structure générale du bassin du bas Chélif (d'après Delfaud et al 1973).....	3
Fig. 4 : Répartition générale des diatomites (et/ou laminites diatomitiques) messinienne en Méditerranée (d'après Rouchy 1982, modifié).....	6
Fig. 5 : Répartition spatiotemporelles de la diatomite du Messinien de Méditerrané.....	7
Fig. 6 : Esquisse paléogéographique de la mer à diatomite dans le bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon,1957).....	9
Fig. 7 : Localisation de la région d'étude d'Oued Irghbel (Oued Al Abid). A - Situation de la région d'étude (Sidi Ali) par rapport au Méditerranée. B - Carte de faciès de la région d'étude. (Extrait de la carte géologique Hadjadj (Brive, modifiée ; 1990).).....	12
Fig. 8 : Localisation de la coupe d'Oued Irghbel. A - Situation de la région d'Oued Irghbel. B - Localisation de la région d'Oued Irghbel (Extrait de la carte topographique Hadjadj, N°3-4, au 1 /25 000). C - Vue générale de l'affleurement étudié (Google Earth, Images satellite : 07/06/2021).....	13
Fig. 9 : Vue panoramique du secteur étudié.....	14
Fig. 10 : Vue panoramique de la coupe d'Oued Irghbel 1.....	15
Fig. 11 : Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Irghbel 1.....	17
Fig. 12 : les différents faciès A : Banc diatomitique à la base ondulé; B : Banc diatomitique à 1 : Radioles d'oursin ; 2 : Bioturbation ; C : Nodule ferrugineux centimétrique ; D : Nodules ferrugineux décimétriques ; E : Banc de diatomites purs, blanchâtres et feuilletés du 2eme membre ; F : Banc de diatomite blanchâtres pures et dures.....	18
Fig. 13 : A : Niveaux cinéritiques intercalés dans les marnes grisâtres ; B : Cinérites riches en cristaux de micas noires (biotite) et micas blancs (miscovites).....	19
Fig. 14 : Vue panoramique montrant la coupe d'Oued Irghbel 2.....	20
Fig. 15 : Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Irghbel 2.....	22
Fig. 16 : Figures et symboles utilisés.....	23
Fig. 17 : A : Banc de diatomite blanchâtre, pure et feuilleté ; B : Marnes grisâtres riches en micro cristaux de micas noires ; C : Banc diatomitique à arêtes de poisson ; D : Niveaux cinéritiques intercalés dans les marnes grisâtres.....	24

Fig. 18 : A : Marnes sableuses supérieures à <i>Hyotissa hyotis</i> ; B : Marnes sableuses supérieures à <i>Ostrea lamellosa</i> ; C : Sables rouges pliocènes.....	25
Fig. 19 : Séquences de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 1.....	26
Fig. 20 : Séquences de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 2.....	27
Fig. 21 : Figures et symboles utilisés.....	27
Fig. 22 : Analyse granulométrique des bancs diatomitiques de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 1 et Oued Irghbel 2.....	28
Fig. 23 : Corrélation faciologique de la coupe d'Oued Irghbel 1 (IGI) et la coupe d'Oued Irghbel 2 (IGII).....	31
Fig. 24 : Ichnofossiles rencontrés dans la formation diatomitique des coupes d'Oued al Abid I et II A : <i>Zoophycos rhodensis</i> . B : <i>Zoophycos insignis</i> . C : <i>Chondrites arbuscula</i> . D : <i>Chondrites isp.</i> E : <i>Skolitos</i> . F : <i>Scolicia zumayensis</i>	33
Fig. 25 : Ichnofossiles rencontrés dans la formation diatomitique des coupes d'Oued al Abid I et II A : <i>Thalassinoides</i> . B : <i>Helmentopsis</i> . C : <i>Phymatoderma granulata</i> . D : <i>Rosselia socialis</i> . E : <i>Néonerites uniserialis</i> . F : <i>Ophiomorpha nodosa</i>	34
Fig. 26 : Distribution des ichnogènes le long de la formation diatomitique et paléobathymètre. Coupe IGII 1.....	36
Fig. 27 : Distribution des ichnogènes le long de la formation diatomitique et paléobathymètre. Coupe IGII 2.....	38
Fig. 28 : Les différents bivalves de la formation diatomitique. A : <i>Ostrea lamellosa</i> ; B : <i>Hyotissa squatrota</i> . C : <i>Crassostrea gryphoides</i>	40
Fig. 29 : Panorama des échantillons sous la loupe, A : IGII 1 ; B : IGII 2.....	43
Fig. 30 : Pourcentages des formes benthiques et planctoniques dans les deux échantillons.....	43
Fig. 31 : Nombres des genres benthiques dans les deux échantillons.....	44
Fig. 32 : Pourcentages des genres benthiques dans les deux échantillons.....	45
Fig. 33 : Nombres des genres planctoniques dans les deux échantillons.....	45
Fig. 34 : Pourcentages des genres planctoniques dans les deux échantillons.....	45
Fig. 35 : Evolution paléoenvironnementale de la formation diatomitique d'Oued Irghbel.1.....	47

Liste des tableaux

Tab. 1 : les différents genres de foraminifères représentés dans les échantillons.....	44
-----------------------------------------------------------------------------------------------	----

Résumé

Une étude lithostratigraphique, paléontologique et paléoenvironnementale a été élaborée sur la base de deux coupes levées dans Douar Naaimia, située dans le la marge Nord du Dahra occidentale (bassin du Bas Chélif).

La succession lithologique montre la superposition de deux formations, formation des marnes grises et une formation diatomitique attribuées au Messinien sur la base de la présence des foraminifères index *Globorotalia mediterranea* et par la première apparition de nannofossiles calcaires index *Amoraulitus delicatus* et *Reticulofenestra rotaria*, (Theodoridis, 1984) (Bentata, 2013).

L'intérêt a porté sur la formation diatomitique, qui a son tour est composée de deux membres : membre inférieur et membre supérieur.

L'analyse paléoenvironnementale est basée sur une étude des traces fossiles (Ichnofossiles) sur la présence de bivalves et de foraminifères benthiques et planctoniques. Les résultats paléoécologiques on permit d'attribuer un milieu peu profond pour le membre I, par contre le membre II, atteste une profondeur décroissante dont une partie basale profonde devenant progressivement moins peu profonde vers la partie supérieure.

Mots clés : Diatomites, Messinien, Dahra, Oued El Abid, Oued Irghbel, ichnofaciès, bivalves, foraminifères, paléoenvironnement.

Abstract:

A lithostratigraphic, palaeontological and paleoenvironmental study was carried based on two sections taken in Douar Naaimia, located on the northern margin of Western Dahra (Lower Chelif basin).

The lithological succession shows the superposition of two formations, gray-marl formation and diatomite formation attributed to the Messinian based on the presence of the foraminifera index *Globorotalia mediterranea* and by the first appearance of calcareous nannofossils index *Amoraulitus delicatus* and *Reticulofenestra rotaria*, (Theodoridis, 1984) (Bentata, 2013).

Our interest has focused on the diatomite formation, which in turn is made up of two members: lower member and upper member.

Paleoenvironmental analysis is based on the study of fossil traces (Ichnofossils) and the presence of bivalves and benthic, planktonic foraminifera. The paleoecological results were allowed to attribute a shallow environment for member I, on the other hand for member II attests to a decreasing depth, with a deep basal part becoming progressively shallower towards the upper part.

Keywords: Diatomites, Messinian, Dahra, Oued El Abid, Oued Irgibel, ichnofacies, bivalves, foraminifera, paleoenvironment.

CHAPITRE I

GENERALITES

I- Introduction

La région d'étude s'incère dans la marge septentrionale du bassin du Bas Chéelif. Ce dernier est caractérisé par une importante sédimentation néogène, essentiellement marneuse.

II-Cadre géographiques

1- Situation géographique du bassin du Bas Chéelif (Fig. 1)

Le bassin du Bas Chéelif se présente sous forme d'une vaste dépression (100 x 300 km) orientée sensiblement Est-nord-est / Ouest-sud-ouest. Il s'étend depuis la région d'Ain Témouchent à l'Ouest jusqu'à Djebel Doui à l'Est (Perrodon, 1957). Deux grandes unités morphologiques le bordent au Nord et au Sud:

- Au Nord, les massifs littoraux oranais, formés d'ouest vers l'Est par les massifs d'Oran (massif du Murdjadjou), les massifs d'Arzew et les monts du Dahra.

- Au Sud, les massifs sublittoraux, constitués d'Ouest vers l'Est par les monts de Tessala, les monts de Ouled Ali, les monts de Béni Chougrane et les massifs de l'Ouarsenis.

2- Localisation du secteur d'étude (Fig. 2)

Le secteur étudié est situé précisément dans la partie Sud-ouest du massif du Dahra. Distant d'environ 5 km au Nord-est de la ville de Sidi Ali, il est limité au Nord par Douar Sidi Lakhdar Ben Khrouf et Douar Ouled Amraoui, au Sud par Oued El Abid et le chemin de wilaya n°69, à l'Est par Douar Ouled Aïssa et à l'Ouest par Douar N'aimia et la ville de Sidi Ali.

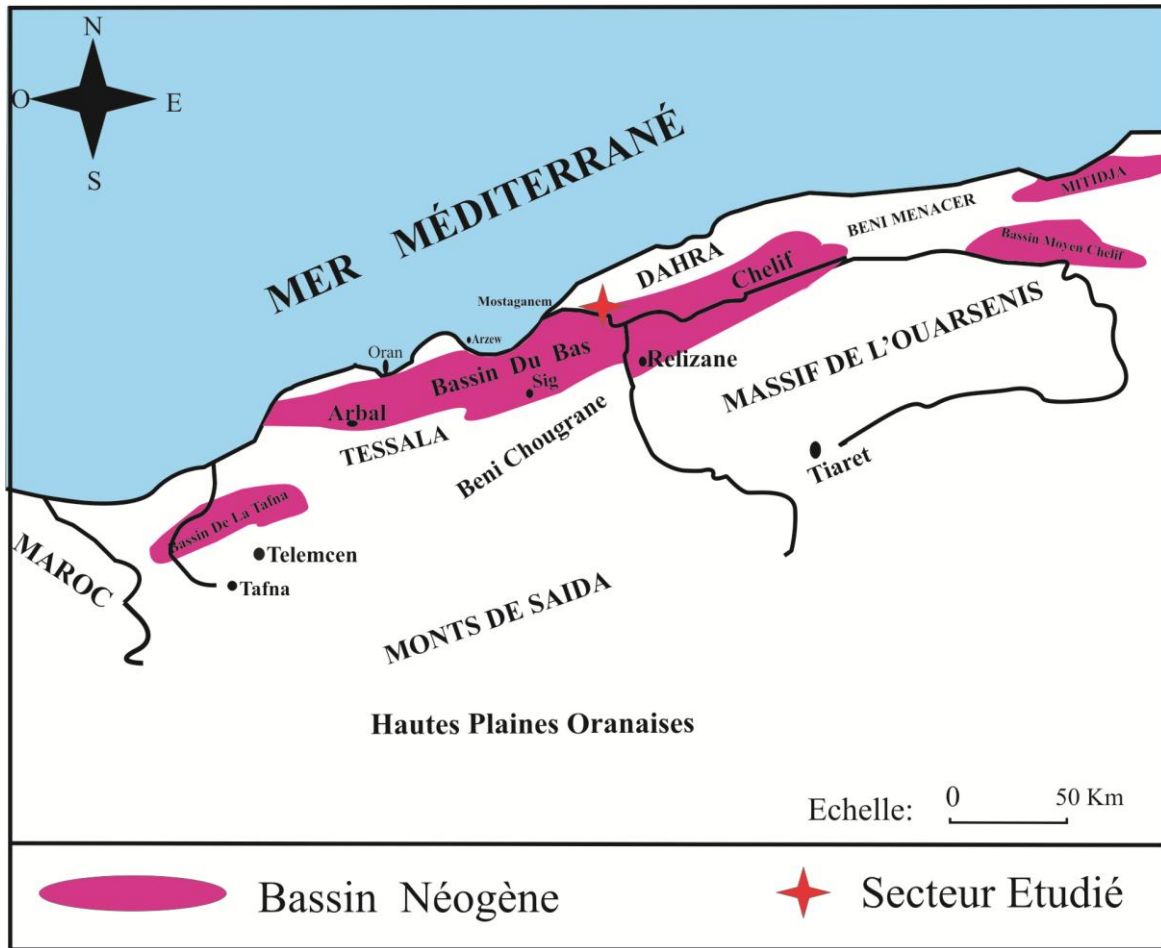


Fig. 1 : Localisation géographique du bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957).

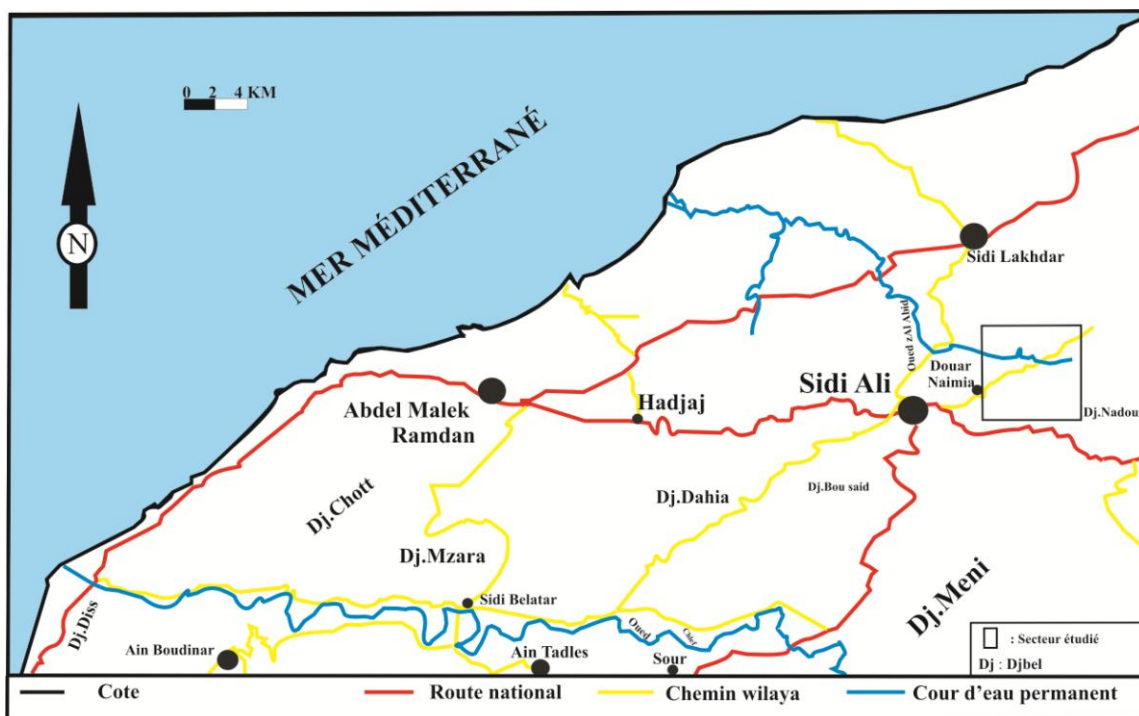


Fig. 2 : Localisation du secteur d'étude.

III- Contexte géologique et paléogéographique générale

III.1- Contexte géologique général

Le bassin du Bas Chélif est une vaste dépression orientée WSW-ESE dans laquelle s'accumule épaisse sédimentation miocène. Il s'agit d'un bassin intra montagneux tardi-orogénique, lié aux phases paroxysmales de l'orogénèse alpine (Perrodon, 1957), correspondant à la majeure partie du sillon médian défini par Delfaud et *al.* (1973) (Fig.3).

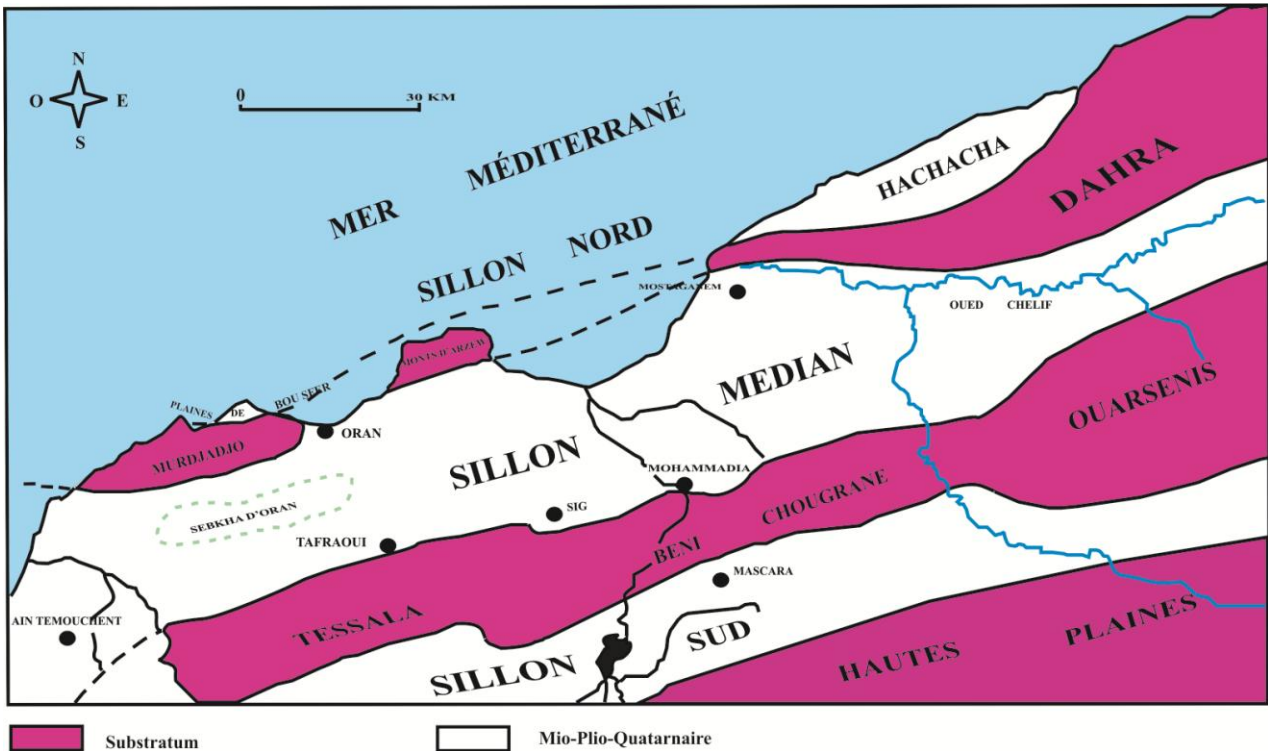


Fig. 3 : Structure générale du bassin du Bas Chélif (d'après Delfaud et *al.* 1973).

La série du Miocène supérieure s'étend sur tout le bassin du Bas Chélif et est transgressive et discordante sur les terrains antérieurs (Perrodon, 1957 ; Belkebir et *al.*, 1996). Elle correspond au deuxième cycle post-nappes. Aussi, les épaisses séquences sédimentaires de âge Mio-Plio-Quaternaire, qui se superposent en discordance sur les schistes du Crétacé, sont considérés comme la preuve de l'effet de la subsidence au centre du bassin (Meghraoui, 1982). Par ailleurs, les terrains plissés du Secondaire sont restés immergés pendant le Néogène et qui constituent les limites du bassin du Bas Chélif (Thomas, 1985).

III.2 – Contexte paléogéographique du bassin du Bas Chélif

Selon Meghraoui (1982), une phase de rifting a commencé à la fin du Serravallien et du Tortonien. Le rifting a initié l'ouverture du bassin du Bas Chélif et a contribué au développement de structures en horsts et grabens pendant laquelle s'accumulait une sédimentation détritique. Après une période d'érosion, ces structures avaient été comblées, à la fin du Tortonien et pendant le Messinien par une épaisse série de marnes et/ou des diatomites marneuses.

Ainsi, la série comporte de la base vers le sommet, des dépôts détritiques passant à des marnes bleues d'âge Tortonien surmontées par une alternance marno-diatomitique (formation diatomitique) d'âge Messinien correspondant au "Beida stage" d'Anderson (1936) et à la formation « d'El Bordj » de Neurdin-Trescartes (1992).

Au Messinien supérieur, le bassin connaît des dépôts évaporitiques au centre, correspondant au « Mellah stage » d'ANDERSON (1936) et à la formation de « Oued Sig » de NEURDIN-TRESCARTE (1992), alors que vers les marges connaît le développement d'une plateforme carbonatée. (Meghraoui, 1982).

IV- Contexte lithostratigraphique et micropaléontologique

Le Miocène supérieur est représenté par la succession de trois formations, de la base au sommet :

(I) La formation des marnes bleues d'âge Tortonien (Perrodon, 1957 ; Bessedik et *al.* 2002).

(II) La formation de diatomitique d'âge Messinien, qui correspond au Beida stage d'Anderson (1936), et à « Mer à Tripolis » de Perrodon (1957) (Fig.4).

Le passage des Marnes Bleues aux marnes à diatomites s'opère à travers des marnes grisâtres à bleuâtres avec *Globorotalia mediterranea* Takanayagi et Saito (1962) quelques mètres sous le premier niveau à diatomite (Rouchy, 1982 ; Manaigre, 2004).

(III) La formation évaporitique correspond à celle d'Anderson (1936) Mellah Stage, et à Perrodon (1957) 'Série des Gypses'. Cette unité gypsifère est contemporaine de la crise de salinité messinienne (MSC) connue dans tout le bassin méditerranéen (Bellanca et *al.* 2001).

De point de vue paléontologique le Messinien est caractérisé par des assemblages microfauniques et microfauniques divers (Perrodon, 1957).

La macrofaune est représentée par plusieurs groupes d'organismes : des mollusques (bivalves et gastropodes). En revanche, la microfaune, plus diversifiées, est matérialisée par des foraminifères benthiques et planctoniques, de diatomées, de radiolaires, d'ostracodes, de nannofossiles calcaires....etc.

V- Etat de connaissances sur la formation diatomitiques

Les diatomites sont des roches sédimentaires biochimiques, qui font partie de la famille des opales (silice amorphe), à porosité très élevée, tendre, d'un blanc éclatant, douces au toucher, constituées par une poudre de frustules et de fragments de diatomées plus ou moins pure. La proportion de silice est toujours très importante, de l'ordre de 80 à 90%. Dans la plus part des bassins périphériques de la méditerranée, les diatomites ont fait l'objet de plusieurs recherches stratigraphiques, sédimentologique et d'intérêt économique.

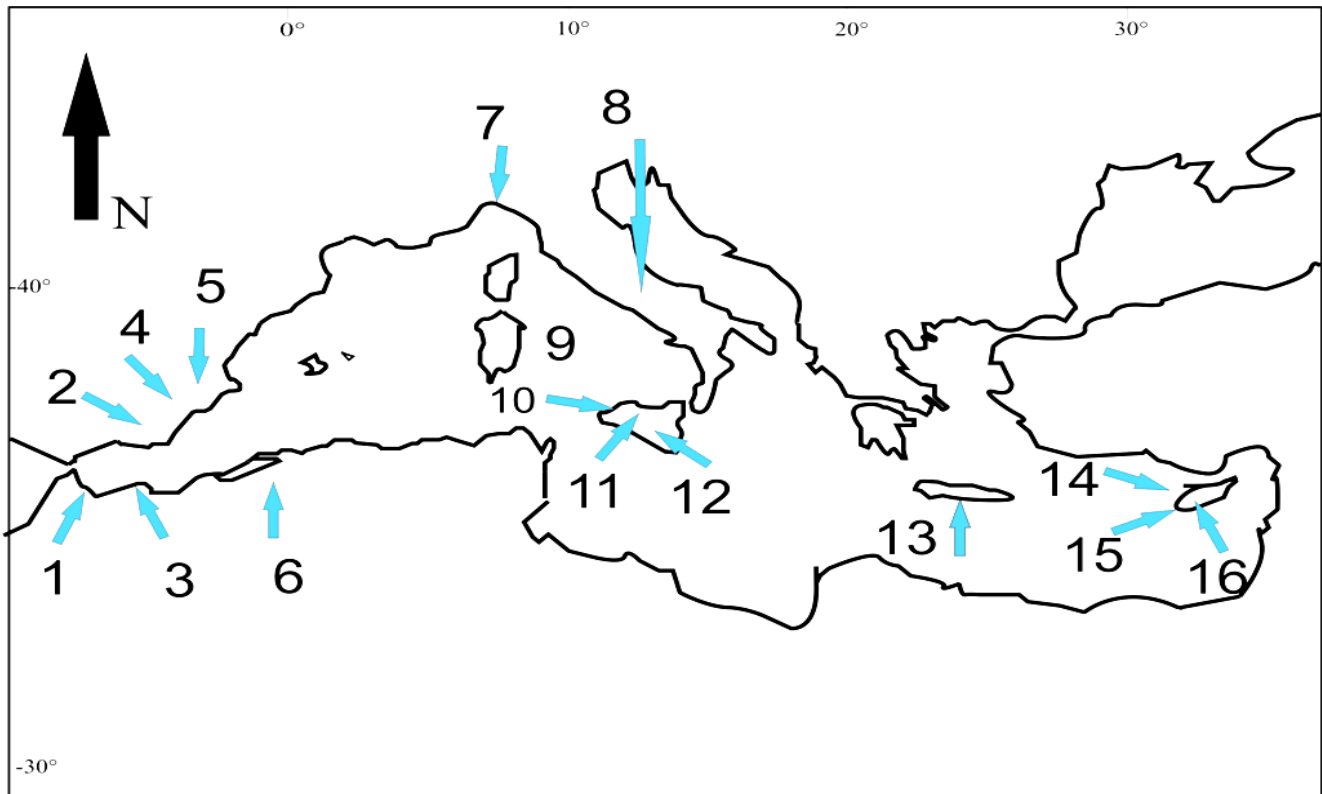
Lorsque la diatomite est pure, elle se présente comme un sédiment fin, blanc, très poreux, léger, friable et finement laminé. Si cette roche est déposée plus proche d'un milieu volcanique, elle est blanche et pratiquement pure.

Les dépôts diatomitiques représentent une des composantes essentielles de la sédimentation messinienne et s'intercalent à plusieurs niveaux dans la succession sédimentaire.

En raison de leur vaste distribution géographique, les dépôts à diatomites connus sous le nom de Formation des Tripolis constituent l'un des événements majeurs de la sédimentation du Messinien (Miocène supérieur) méditerranéen, au même titre que les dépôts évaporitiques et les plates-formes carbonatées.

Les dépôts les plus développés et les plus étendus, désignés par l'appellation de Formation du Tripoli, sont localisés dans la série préévaporitique. Ils sont présents dans la majeure partie des bassins périméditerranéens (Rouchy 1982, 1988) où ils ont donné lieu à de nombreuses études, en Sicile (Burckle 1978 ; Monnier 1978 ; Gersonde 1980 ; Gersonde & Schrader 1984 ; Gaudant et *al.* 1996 ; Pierre et *al.* 1997 ; Suc et *al.* 1995 ; Pestrea & Saint Martin 2002), en Espagne (Gersonde 1980 ; Muller & Schrader 1989 ; Jurkschat & Fenner 1997, 1998 ; Rouchy et *al.* 1998), en Algérie (Baudrimont & Degiovanni 1974 ; Gardette 1979 ; Gersonde 1980 ; Gersonde & Schrader 1984 ; Mansour 1991 ; Mansour et *al.* 1995 ; Mansour & Saint Martin 1999 ; Pestrea et *al.* 1999), en Italie (Fourtanier et *al.* 1991), au Maroc et à Chypre (Gardette 1979 ; Pestrea et *al.* 2000), en Crète (Gaudant et *al.* 1997).

Ils ont également été rencontrés dans les parties profondes de la Méditerranée (Cita et *al.* 1978 ; Pierre & Rouchy 1990). Bien que plus épisodique, la sédimentation diatomitique a perduré pendant le dépôt du calcaire de base qui marque, en Sicile, les premières manifestations de la crise de salinité messinienne (Rouchy 1982 ; Bellanca & Neri 1986 ; Bellanca et *al.* 2001).



Légende:

1- Boudinar	6- Chelif	12- Caltanissetta
2- Sorbas Nijar	7- Piémont	13- Heraklion
3- Nador	8- Apennis	14- polemi
4- Lorca	10- Gibellina	15- Pissouri
5- Murcia	11- Ciminna	16- psematismenos

Fig. 4 : Répartition générale des diatomites (et/ou laminites diatomitiques) messinienne en Méditerranée (d'après Rouchy 1982).

En Méditerranée, l'étage Messinien est marqué par un épisode de sédimentation évaporitiques d'ampleur exceptionnelle (Hsù et *al.* 1973 ; Ryan 1973 ; Cita et *al.* 1975 ; Cita & McKenzie 1985 ; Hsù et *al.* 1978 ; Montadert et *al.* 1978 ; Rouchy 1979, 1982). Par rapport aux évaporites, les diatomites occupent une position lithostratigraphique variable. La majeure partie de ces dépôts, et souvent les plus développés, sont en position préévaporitique.

Les accumulations diatomitiques représentent une des composantes importantes de la sédimentation messinienne. Elles accompagnent le développement des plates-formes carbonatées (Saint-Martin & Rouchy 1990; Rouchy & Saint-Martin 1992; Cornée et *al.* 1996) dans plusieurs secteurs de Méditerranée occidentale: bassins de Boudinar et de Melilla au Maroc, bassins du Sud-est de l'Espagne, bassin du Bas Chélif en Algérie.

Un certain Nombre de travaux chronostratigraphique récents menés dans l'ensemble de la Méditerranée permettent de situer la période de fonctionnement des dépôts diatomitiques et des plates-formes carbonatées dans l'histoire du Miocène supérieur de Méditerrané. En Algérie, les premiers dépôts diatomitiques coïncident globalement avec l'apparition des marqueurs du Messinien *Globorotalia mediterranea/ Globorotalia conomiozea*, (Poignant & Moissette 1992; Mansour et al. 1994). Plus largement, dans les divers bassins messiniens, les premiers niveaux diatomitiques suivent de très peu l'apparition de ces mêmes marqueurs estimée récemment ~ 7,1 MA (Krijgsman et al. 1995; Sprovieri et al. 1996) (Fig.5).

Au niveau de la plate-forme de Melilla (Maroc nord oriental) où l'agencement des cortèges sédimentaires est directement comparable à celui du Murdjadjo, Cunningham et al. (1997) considèrent plusieurs événements érosifs importants affectant la plate-forme, et daté par radiochronologie ~ 5,95 MA (Fig.5).

Dans le bassin de Sorbas (sud-est de l'Espagne), la sédimentation diatomitique est comprise entre la base du Messinien située dans des facies de marnes grises et les premiers dépôts de gypse situé vers - 5,7 MA par Gautier et al. (1994) (situer la base des facies évaporitiques) (Fig.5).

En Sicile, la formation diatomitique qui précède celle des *Calcaires de base*, est située dans un intervalle de temps allant de 6,93 ~ 6,08 MA (Fig.5).

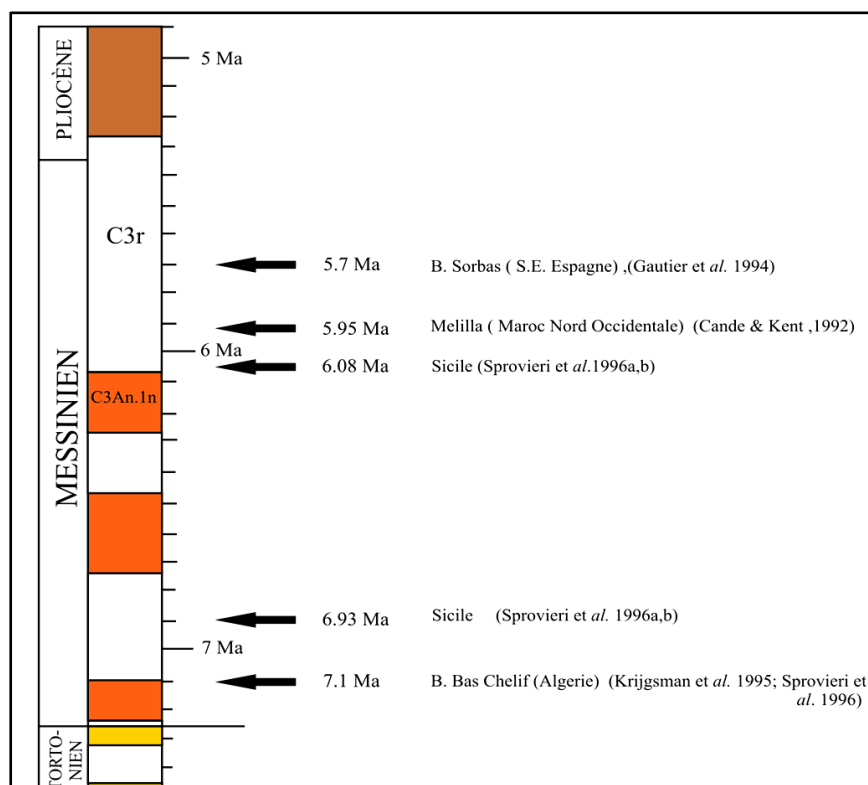


Fig. 5 : Répartition spatiotemporelles de la diatomite du Messinien en Méditerranée.

Dans le bassin du Bas Chéelif, les diatomites du Messinien ont été subdivisés en deux unités (Mansour et *al.* 2008. Aussi, ils sont riches en poissons téléostéens fossiles; cependant, plusieurs nouvelles espèces ont été décrites dans les couches de diatomites d'Oran (ex. Arambourg, 1927 ; Baciou et *al.* 2005 ; Carnevale, 2007 ; Gaudant, 2008). Au Djebel Murdjadjo ROZETE (1831), signale pour la première fois la présence des couches diatomitiques sous le nom de schistes à poissons en donnant une relation analogique avec les tripolis de Sicile.

Sous le nom de Craie d'Oran, Ehrenberg (1854) décrit ces formations diatomitiques en donnant une première analyse diatomique, de silicoflagellés et spicules de spongiaires, tout on attribuant un âge crétacé supérieur.

Les premières études lithologiques et cartographiques des formations diatomitiques dans le bassin du Bas Chéelif ont été ébauchées par Anderson (1933, 1936).

Une analyse sur la formation diatomitique messinienne préévaporitique dans la région de Sig (Algérie Nord occidentale) a été faite par Mansour et *al.* (1995). Le plus récent travail est celui de Mansour et Saint Martin (1999), c'est pour la première fois que les diatomites en contexte de plate-forme carbonatée ont été analysées dans le Djebel Murdjadjo.

Les dépôts de diatomites se sont effectués dans une vaste baie fermée en communication avec la Méditerranée et dont la bathymétrie était irrégulière. Il suggère ainsi l'intervention des phénomènes d'upwelling lors de la sédimentation des dépôts de diatomites.

A partir de l'étude du milieu de dépôt des niveaux diatomitiques, Gersonde (1980) interprète les diatomites comme étant des dépôts profonds.

A partir des résultats géologiques et paléoenvironnementales des dépôts diatomitiques, il déduit que la sédimentation diatomitique est contrôlée par une différenciation Paléogéographique et propose un modèle paléoenvironnementales de la répartition des Diatomites.

Perrodon (1957) ébauche une paléogéographie de la mer à diatomites sous le nom de « Mer à Tripolis » (Fig.6).

1. Le lavage

Cette première étape consiste à soumettre 4 échantillons (250 g par échantillon) à des opérations de défloculation puis de tamisage à travers un tamis fins (0.063mm) sous un filet d'eau. Notons que pour éviter le risque de contamination, les tamis ont été brossés et trempés dans une solution de bleu de méthylène à 5% après chaque utilisation.

2. Le tri

Le résidu récupéré est placé dans une étuve pour séchage à une température d'environ 60°C. Le résidu sec étalé au fond d'une petite cuvette à fond noir est examiné sous la loupe binoculaire à des grossissements voisins de X 25. Les foraminifères et les autres microfossiles, prélevés sont placés dans des cellules.

3. La détermination

Pour les foraminifères, chaque individu est directement comparé avec les formes citées, décrites ou illustrées dans des publications et les ouvrages spécialisés. Lorsque la détermination d'une espèce s'avère difficile, elle est laissée en nomenclature ouverte.

CHAPITRE II

LITHOSTRATIGRAPHIE

I. Introduction

L'affleurement des diatomites d'Oued Irghbel (ou Oued El Abid) et les variations faciologiques des diatomites, nous ont poussé à lever deux coupes. Ceci dans le but de définir les différents faciès diatomitiques et leurs variations verticales et horizontales.

Les coupes levées ne concernent que les dépôts messiniens (marnes grises et diatomites) qui succèdent dans tout le bassin du Bas Chélif les marnes tortoniennes (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982 ; Belkebir, 1992 ; Mansour et *al.*, 2008). En général ces diatomites, sont surmontées dans tout le bassin du Bas Chélif par des dépôts gypseux (gypses ou marnes gypseuses), communément connues sous le terme de crise messinienne. Or dans ce secteur, la formation diatomitique semble être surmontée directement que par des dépôts pliocènes, matérialisés par des sables rouges et des sables jaunes de Bosquet (Fig.8).

Il est à signaler que sous les marnes grises attribuées au Messinien (présent travail), (Bentata, 2013) dans ce secteur et plus à l'Est de nos coupes a attribué un âge tortonien aux marnes bleues sous-jacentes sur la base de l'analyse des nanoplanctons calcaires. La présence de taxon index (*Amaurolithus delicatus* et *Amaurolithus primus*), attribue un âge Tortonien supérieure à cette partie des marnes qui malheureusement n'affleure pas dans notre partie étudiée. , correspondant à la zone NN11 (Martini, 1971) et dans la zone CN9 (Okada & Bukry, 1980) (Bentata, 2013).

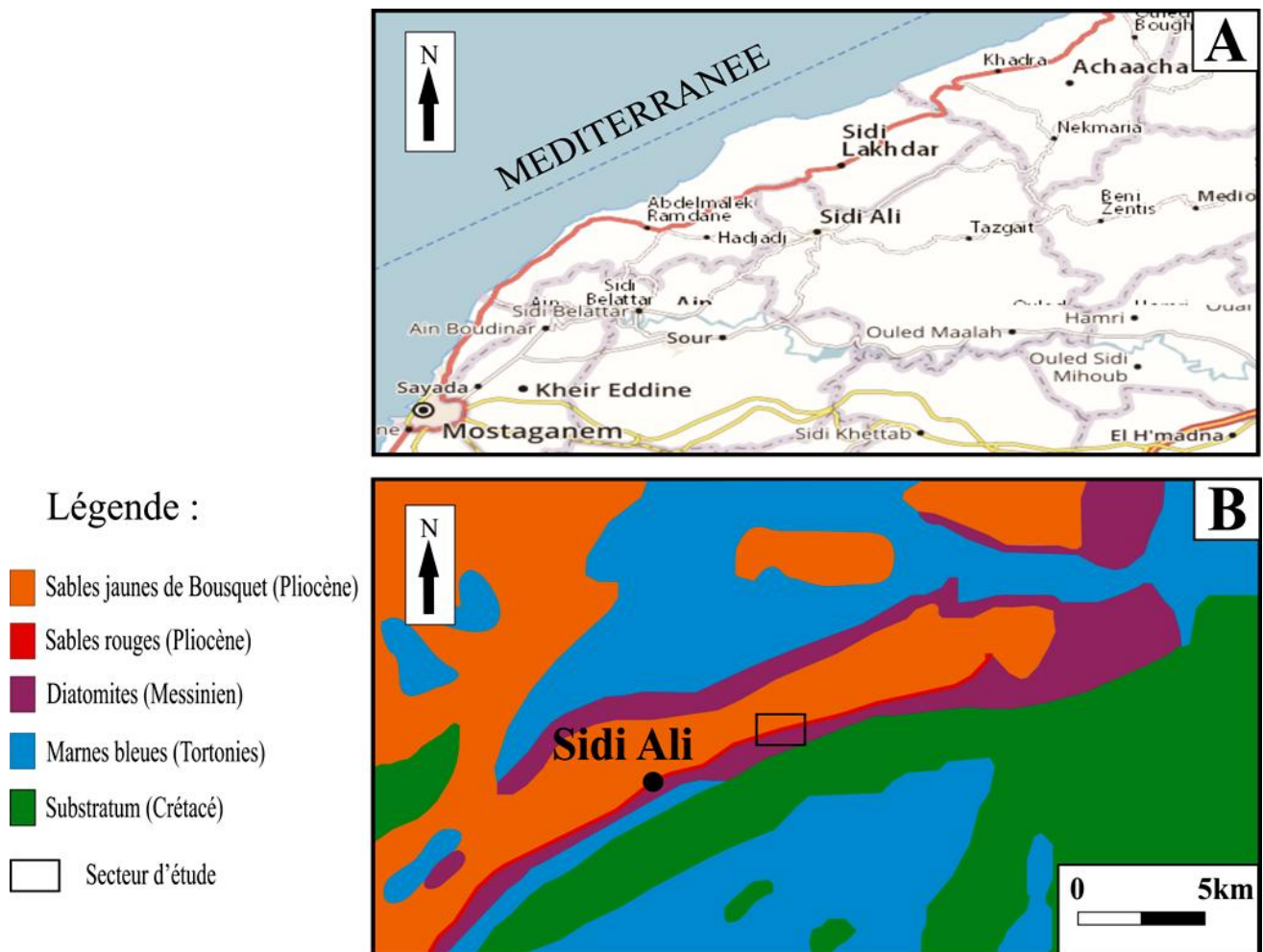


Fig.7 : Carte de faciès de la région d'étude. (Extrait de la carte géologique Hadjad, d'après Brive (1990) ; modifiée).

A - Situation de la région d'étude (Sidi Ali) par rapport au Méditerranée.

B - Carte de faciès de la région d'étude. (Extrait de la carte géologique Hadjadj (Brive, modifiée ; 1990).).

II. Localisation du secteur d'étude

Le secteur étudié est limité au Nord par Douar Sidi Lakhdar et Douar Ouled Amraoui. Au Sud, est limité par Oued Irghbel (Oued El Abid) et chemin wilaya n° 69. Le Douar Ouled Aïssa se trouve à l'Est, tandis qu'à l'Ouest se distinguons le Douar N'aimia (Fig. 9).

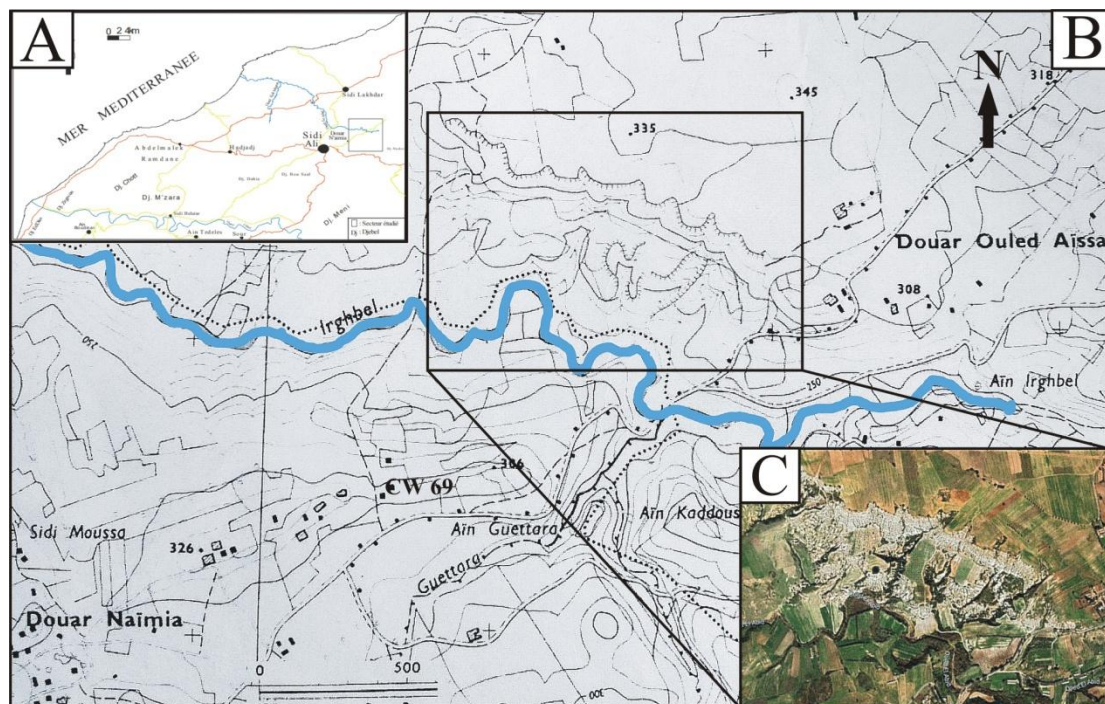


Fig. 8 : Localisation de la coupe d'Oued Irghbel.

- A- Situation de la région d'Oued Irghbel.
- B- Localisation de la région d'Oued Irghbel (Extrainte de la carte topographique Hadjdj, N°3-4, au 1 /25 000).
- C- Vue générale de l'affleurement étudié (Google Earth, Images satellite : 07/06/2021).

III. Description Lithostratigraphique de la série étudiée

L'étude lithologique de la série a permis de subdiviser cette dernière en deux formations sédimentaires :

1- Formation marneuse messinienne (Marnes grises)

Dans la partie étudiée (à l'Ouest de l'affleurement), cette formation n'affleure que sur une dizaine de mètres de puissance. Elle est constituée essentiellement de marnes homogènes, de couleur grisâtre à la patine et à la cassure. Ces marnes ont été appelées « Marnes grises » pour les différencier des marnes bleues tortoniennes (Rouchy, 1982 ; Mansour, 2004 ; Mansour et *al.*, 2008). Elles représentent une transition entre les marnes bleues tortoniennes et les diatomites messiniennes.

A 10 mètres sous le premier banc marneux plus ou moins indurés de couleur beige qui en général démarre lithologiquement la formation diatomitique, un prélèvement a été effectué dans ces marnes. Cet échantillon a livré (au lavage) plusieurs individus de foraminifères index (*Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969), leur attribuant ainsi un âge Messinien (Belhadji, com. orale). Cette analyse vient confirmer cet âge Messinien par l'apparition du nannoplancton calcaire *Amaurolithus delicatus* et de l'espèce *Reticulofenestra rotaria* dans ces marnes (Bentata, 2013). Il est à signaler que la première présence de ce taxon *Reticulofenestra rotaria* marque la limite Tortonien-Messinien (Theodoridis, 1984).

2- Formation diatomitique

La formation diatomitique succédant les marnes grises messiniennes est d'âge Messinien. Elle est caractérisée en général par une alternance de bancs de diatomites et des bancs de marnes. De nombreux niveaux cinéritiques d'épaisseurs variables (5 à 15 cm) s'y intercalent. Cette formation se termine par des marnes jaunâtres plus ou moins sableuses. Le tout est surmonté par des sables rouges d'âge pliocène (Brives, 1990).

L'affleurement étudié offre une bonne visibilité de la succession lithologique (Fig. 10).

Les variations faciologiques latérales nous inspirent à lever deux coupes (l'une à l'Ouest du secteur et une deuxième située à 350 m à l'Est de la première). Les bancs diatomitiques présentent une direction Nord-Est – Sud-Ouest avec un pendage de 10°.

La description des coupes levées a été faite d'une manière à décrire en détail la stratonomie et la lithologie des différents faciès.



Fig. 9 : Vue panoramique du secteur étudié.

2.1. Coupe d'Oued Irghbel 1 (26 m) (Fig. 12)

D'une puissance de 26 mètres, la formation diatomitique de la coupe d'Irghbel 1 débute par un banc de marnes indurées beige légèrement diatomitique qui s'intercalent avec des bancs marneux gris.

Les dépôts sédimentaires de la succession lithologique de cette coupe se présentent sous forme d'alternance de plusieurs faciès.

Les caractéristiques lithologiques et l'organisation stratonomique permettent d'individualiser deux membres distincts : Membre 1 et Membre 2 (Fig. 11).

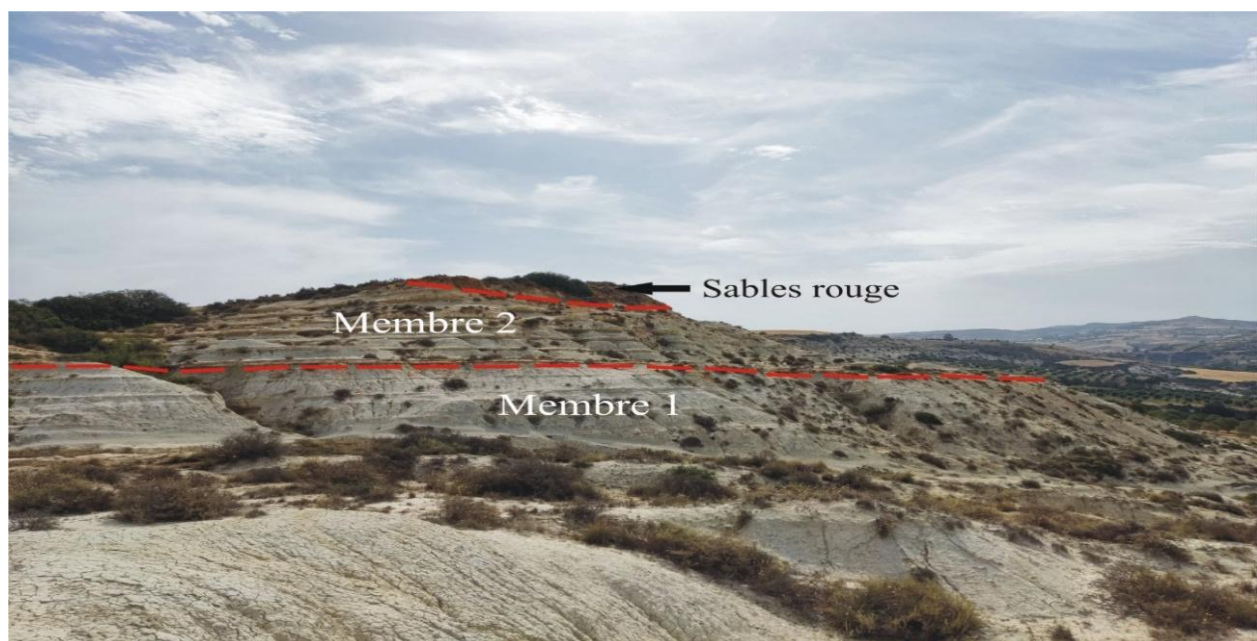


Fig. 10 : Vue panoramique de la coupe d'Oued Irghbel 1.

a- Membre 1 (13 m)

Le membre 1 de 13 m d'épaisseur, est organisé en une alternance de bancs sédimentaires distincts. Il s'agit en général de quatre (04) faciès : marnes indurées, marnes grisâtres, marnes diatomitiques et des diatomites marneuses.

Ce membre débute par deux alternances de bancs décimétriques de marnes indurées et des marnes grisâtres. La sédimentation évolue ensuite en une alternance de bancs de diatomites marneuses et des marnes grises suite à l'apparition du premier banc décimétrique de diatomite au sens large à base ondulée.

Il est à signaler que les bancs de marnes indurées et les bancs diatomitiques *s.l.*, présentent à leurs bases des ondulations, par conséquences des ravinements (Fig.13.A).

Les marnes grisâtres sont caractérisées par une stratodécroissance des bancs. Elles sont d'une épaisseur d'ordre métrique à la base et devient décimétrique au sommet de ce membre. Les bancs de diatomites marneuses de couleur beige et plus ou moins légères, sont moins épais que les bancs marneux. Ils sont décimétriques et varient de 0.25 à 0.65 m et renferment parfois des radioles d'oursins. Certains bancs deviennent au sommet plus blanchâtres, feuilletés, bioturbés et légères au sommet. Les bancs bioturbés présente en surface des traces fossiles (ichnofaciès) qui sont d'ordre centimétrique et elles suivent le plan de stratification (Fig.13.B). Ces bioturbations deviennent plus importantes de bas vers le haut du membre 2.

Certains niveaux diatomitiques renferment des nodules ferrugineux centimétrique (Fig.13.C) à décimétrique (Fig.13.D).

b- Membre 2 (13 m)

Ce membre est marqué par l'apparition des premiers bancs de diatomites pure, et montre une alternance plus serrée que le membre 1. Il est d'une puissance de de 13 mètres et marqué par une stratodécroissance des intervalles (ou bancs) marneux et débute par des bancs décimétriques de diatomites purs, légères, blanchâtres et feuilletés, avec bases ondulées et surfaces bioturbés (Fig.13.E).

Cette alternance est représentée par des bancs décimétriques de diatomites pures de diatomites marneuses et de marnes grises. Et se termine par un niveaux de marnes sableuses jaunâtres.

Dans ce membre, les bancs diatomitiques marneux atteignent parfois un mètre d'épaisseur et sont de couleur beige, massive à la base et deviennent plus blanchâtres, feuilletées et légères au sommet. Certain bancs renferment aussi des nodules ferrugineux centimétriques. Ils sont plus riches en bioturbations et par conséquent en ichnofaciès que dans le premier.

La partie supérieure de ce membre présente des bancs diatomitiques blanchâtres plus purs et durs et d'épaisseur importante allant jusqu'à 1m et demi(Fig.13.F).

sont toujours de couleur grisâtre avec une épaisseur décimétrique.

L'organisation séquentielle montre une stratodécroissance des marnes et stratocroissance des diatomites.

Six niveaux de marnes cinéritiques (bleuâtres à grises) et d'épaisseur variable (6 à 10 cm) s'intercalent dans les marnes grisâtres de la partie sommitale du membre 2 (Fig.14.A ; B).

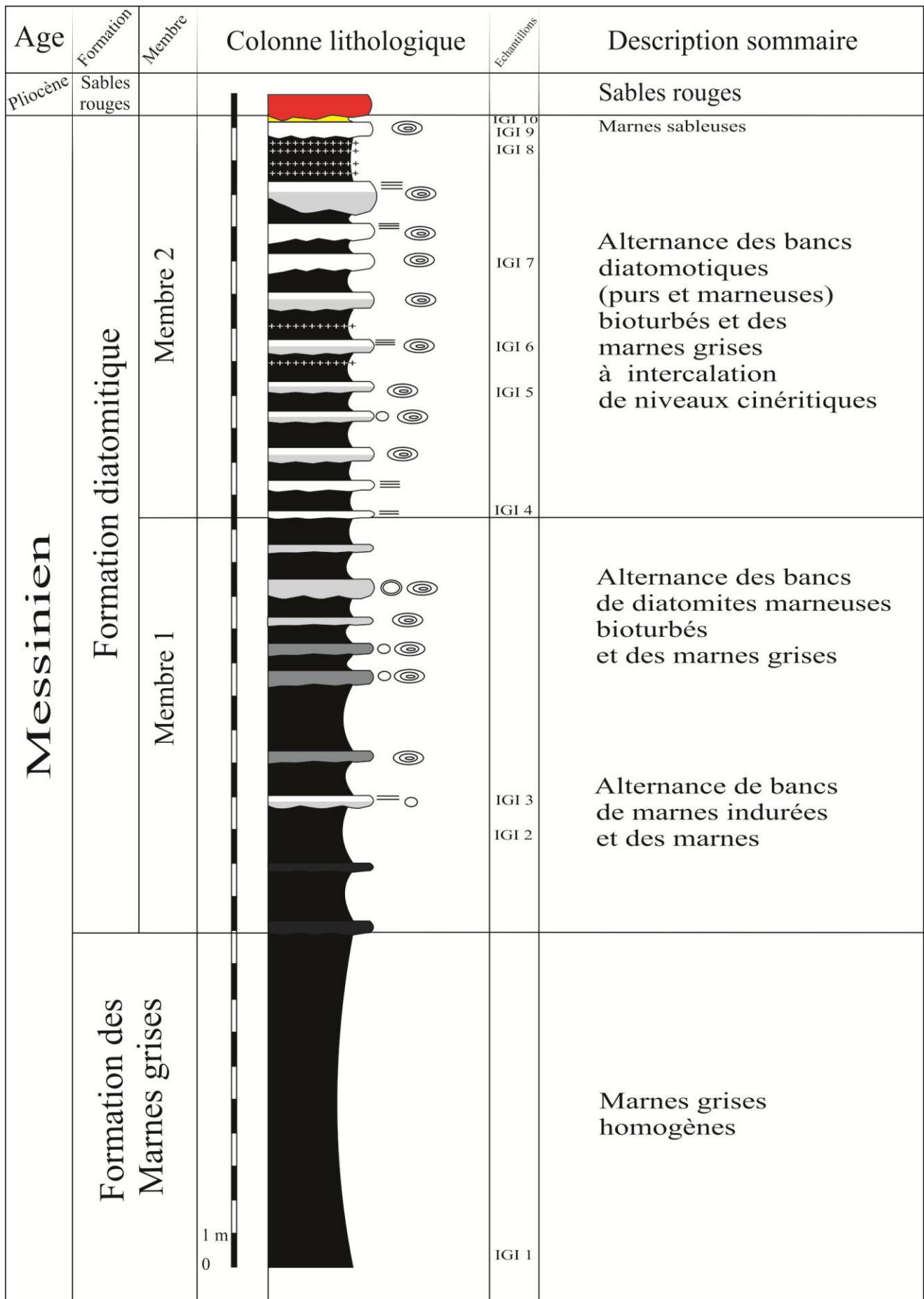


Fig. 11 : Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Irghbel 1.

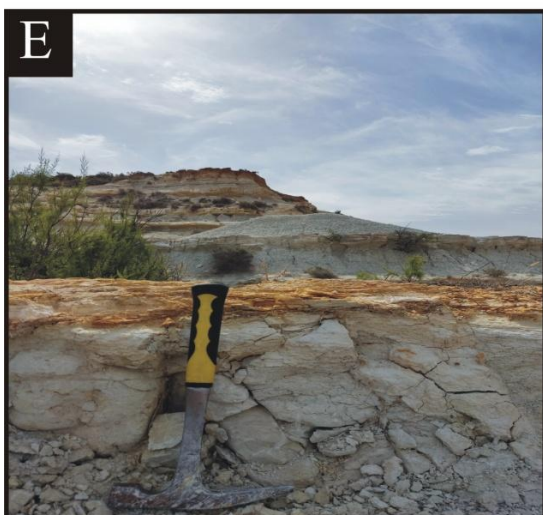
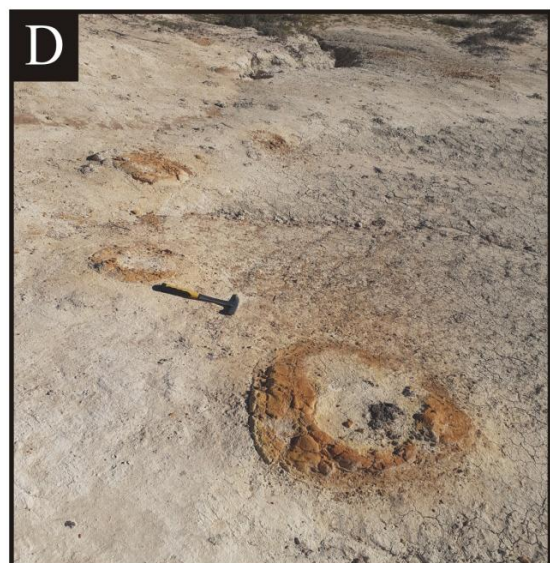
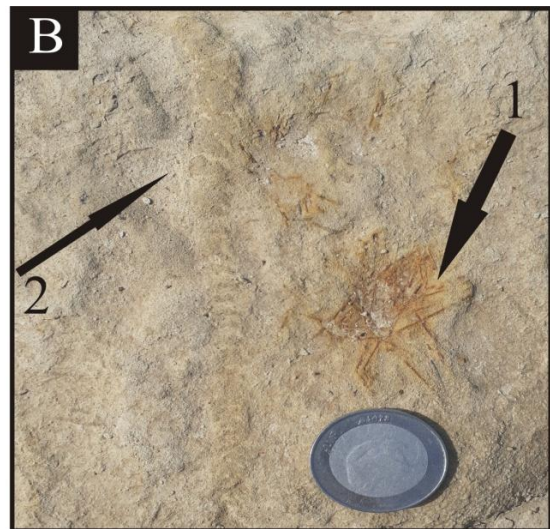
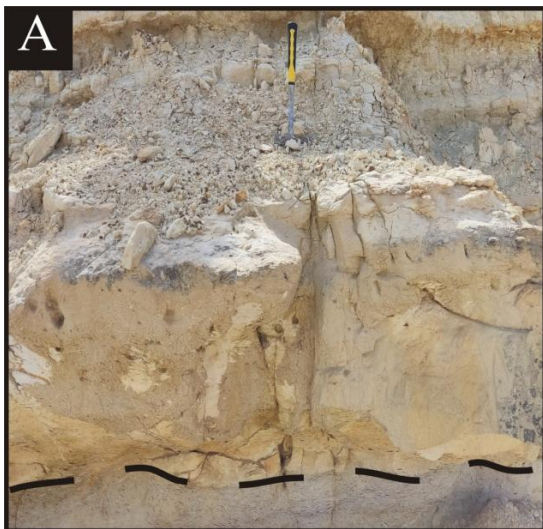


Fig. 12 : les différents faciès : **A** : Banc diatomitique à la base ondulé; **B** : Banc diatomitique à **1** : Radioles d'oursin ; **2** : Bioturbation ; **C** : Nodule ferrugineux centimétrique ; **D** : Nodules ferrugineux décimétriques ; **E** : Banc de diatomite pure, Blanchâtre et feuilletée du 2eme membre ; **F** : Banc de diatomite blanchâtres pures et dures.

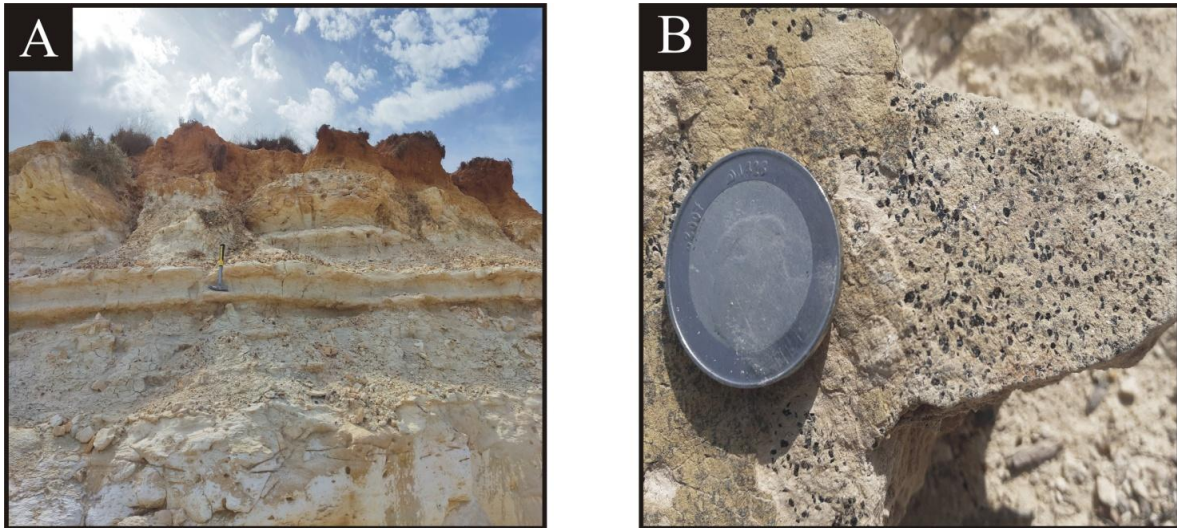


Fig. 13 : **A** : niveaux cinéritiques intercalés dans les marnes grisâtres ; **B** : cinérites riches en cristaux de micas noires (biotites) et micas blancs (muscovites).

2.2. Coupe d'Oued Irghbel 2

La formation diatomitique de la coupe d'Irghbel 2 est d'épaisseur de 22 mètre. (Fig. 16)

Les dépôts sédimentaires de la succession lithologique de cette formation montrent des alternances de plusieurs faciès (Fig. 15).



Fig. 14 : Vue panoramique montrant la coupe d'Oued Irghbel 2.

Les caractères lithologiques de cette coupe, montrent qu'il s'agit de l'équivalent du Membre 2 de la première coupe, mais avec une épaisseur plus importante. Il s'avère que la partie inférieure (Membre 1) est cachée par une loupe de glissement.

Ce membre est constitué d'une alternance tantôt de bancs décimétriques de diatomites pures et de marnes grisâtres et tantôt de diatomites marneuses et des marnes grisâtres. Dans la partie supérieure de ce membre, s'intercalent aussi quelques minces niveaux de marnes cinéritiques (quatre niveaux d'une épaisseur de 10 cm et de couleur bleuâtre à grise) (Fig.18.D).

Il débute par des bancs de diatomites pures, légères, blanchâtres et feuilletés, à bases ondulées et surfaces bioturbées (Fig.18.A). Il s'agit de l'équivalent latéral du premier banc du membre 2 de la première coupe (coupe d'Oued Irghbel 1). Apparemment, il constitue un banc repère dans toute la formation.

Ces bancs de diatomites plus ou moins pures de couleur blanchâtre sont présents dans la partie basale de ce membre.

Les bancs de diatomites marneuses sont toujours de couleur beige et massifs, atteignant jusqu'à un mètre d'épaisseur. Ils sont riches en bioturbations. Certains bancs sont marneux et plus ou moins sableux à aspect massif à la partie inférieure, par contre dans la partie supérieure sont plus pure et plus ou moins feuilletés, légères et de couleur blanchâtre.

Les niveaux marneux sont de couleur grisâtre, et d'épaisseur décimétrique. Les marnes de la partie supérieure de ce membre sont riches en micro cristaux de micas noirs (Fig.18.B).

Dans la partie supérieure 5 bancs successifs de diatomites marneuses et plus ou moins sableuses (d'épaisseur importante), montrent une forte bioturbation sous forme d'ichnofossiles : des terriers de plusieurs tailles ; des *Thalassinoides* ; des *Chondrites* ; des *Skolitos* et de nombreux Zoophycos de grande taille. Deux de ces bancs renferment des arêtes et des écailles de poissons (Fig.18.C). Notons que les épaisseurs des bancs varient latéralement le long de l'affleurement.

Cette formation se termine par deux niveaux de marnes sableuses (niveau inférieur et supérieur) séparés par un mince niveau cinéritique. Ils sont friables, de couleur jaunâtres et d'épaisseur d'ordre décimétrique pour les inférieures et métrique pour les supérieures.

Ces marnes renferment trois espèces de bivalves: *Ostrea lamelosa*, *Hyotissa hyotis* et *Crassostrea gryphoides* (Fig.19.A.B).

Cette formation diatomitique est surmontée par des sables rouges (Fig.19.C) d'âge pliocène (Brives, 1990) et d'épaisseur décimétrique à métrique par endroit.


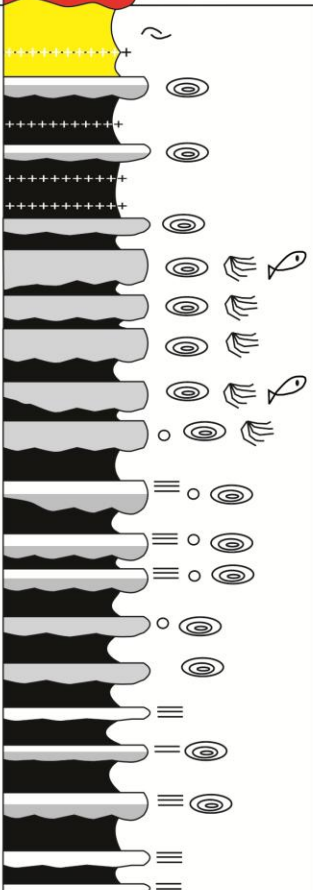

Age	Formation	Membre	Colonne lithologique	Echantillons	Description sommaire
Pliocène	Sables rouges				Sables rouges
Messinien	Formation diatomitique	Membre 2		IGII 3 IGII 2 IGII 1	Marnes sableuses intercalées par un niveau cinéritique Alternance des bancs diatomitiques parfois purs et parfois marneux bioturbés à intercalation de niveaux cinéritiques
		Membre 1			

Fig. 15 : Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Irghbel 2.

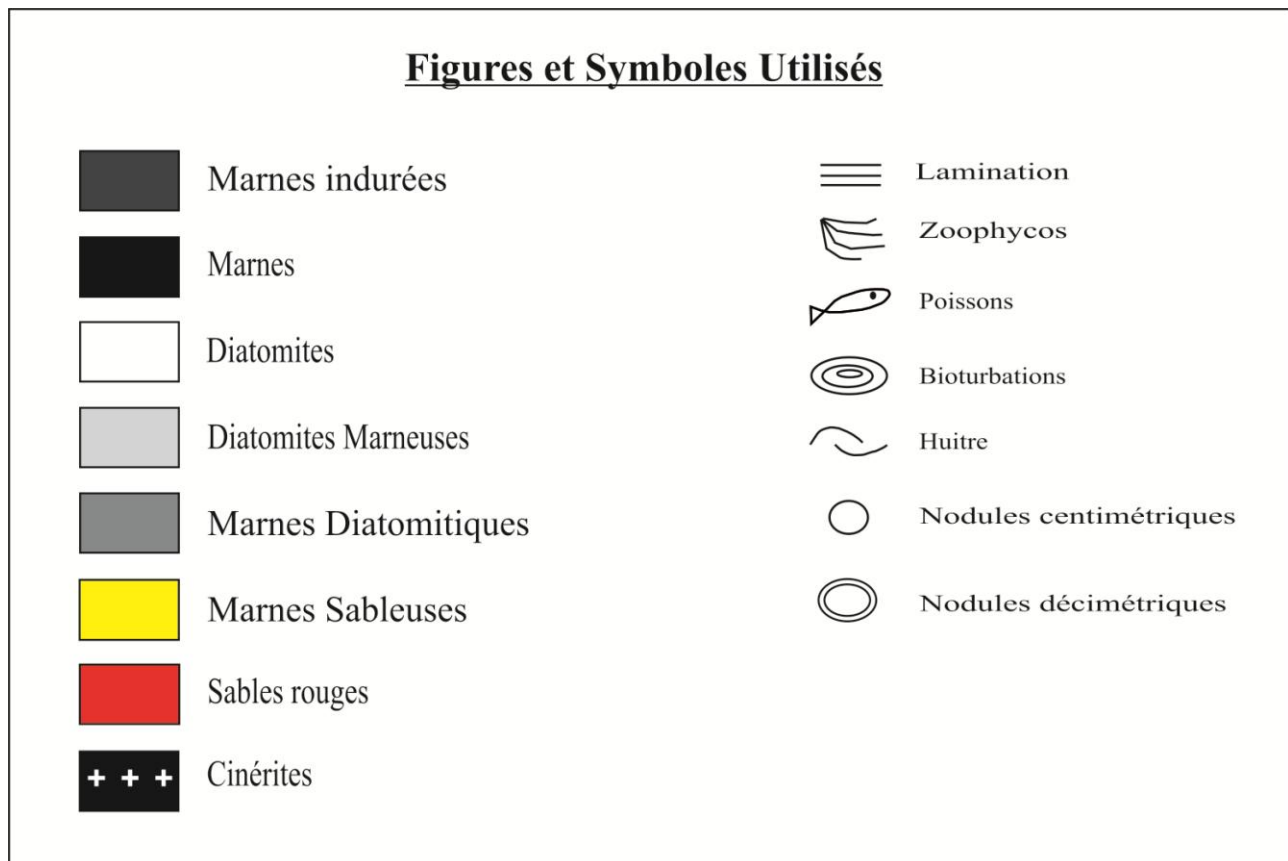


Fig. 16 : Figures et symboles utilisés.

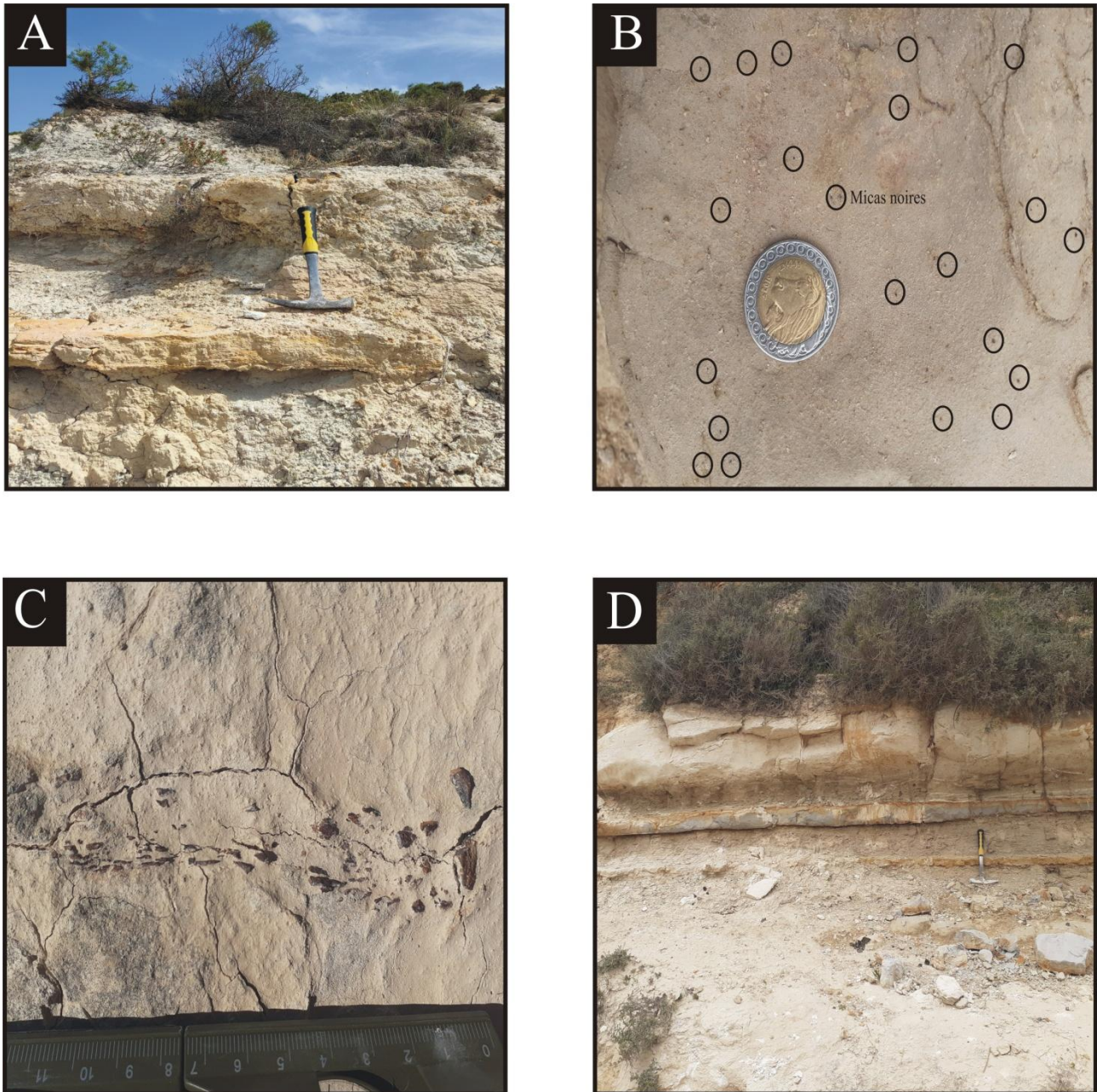


Fig. 17 : **A** : Banc de diatomite blanchâtre, pure et feuilletée ; **B** : Marnes grisâtres riches en micro cristaux de micas noires ; **C** : Banc diatomitique à arêtes de poisson ; **D** : Niveaux cinéritiques intercalés dans les marnes grisâtres.

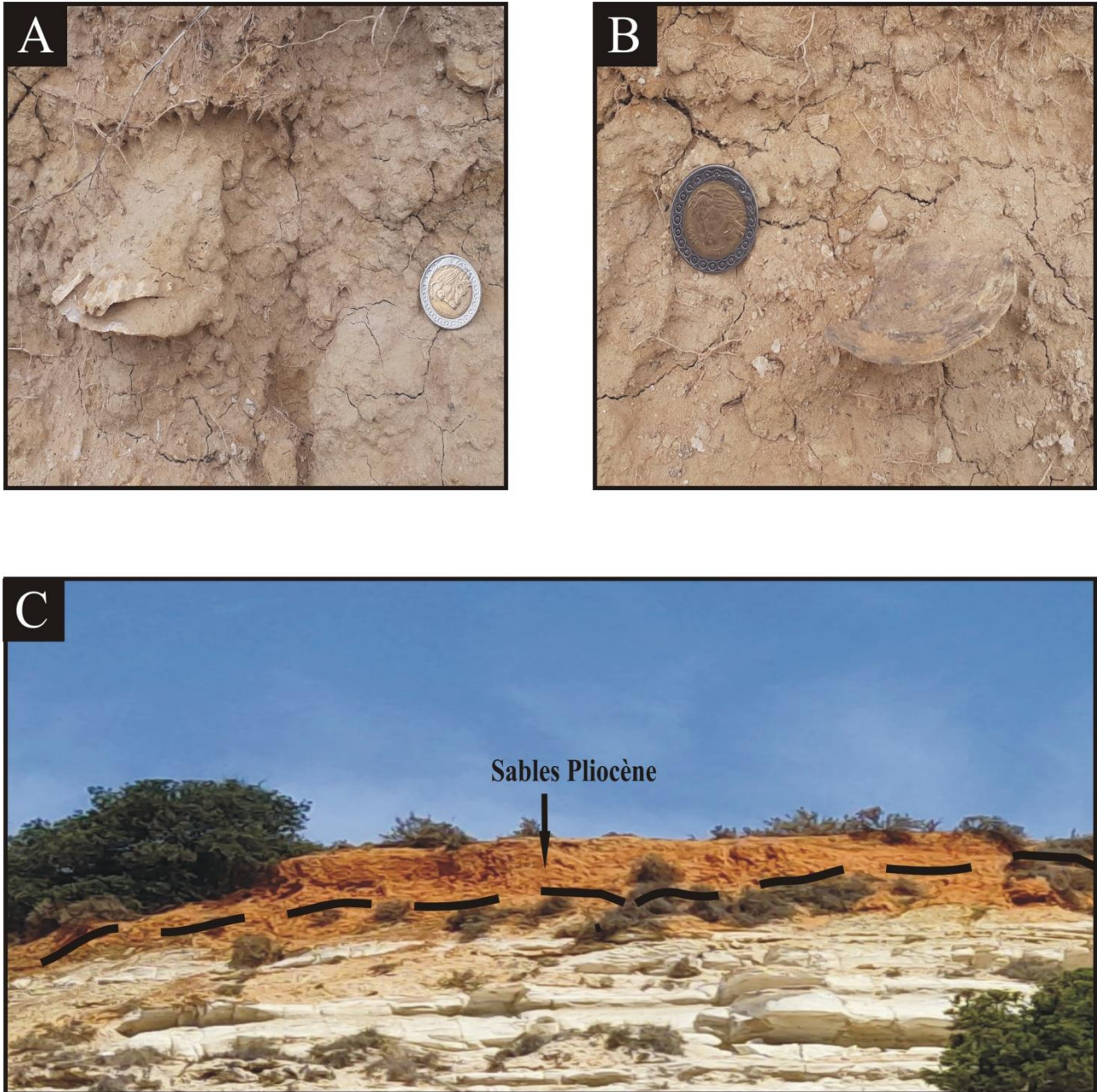


Fig. 18 : **A** : Marnes sableuses supérieures à *Hyotissa hyotis* ; **B** : Marnes sableuses supérieures à *Ostrea lamellosa* ; **C** : Sables rouges pliocènes.

IV - ORGANISATION SEQUENTIELLE

L'organisation verticale des coupes étudiées montre la présence de 11 séquences de deux à trois termes.

La coupe d'Oued Irghbel 1 (IGI) est matérialisée par une alternance de cinq faciès, marnes indurée, marnes grisâtres, marnes diatomitiques, diatomites marneuses et des diatomites blanchâtres, s'organisant en sept séquences à deux termes (Fig. 20).

La coupe d'Oued Irghbel 2 (IGII) est représentée en général par une alternance de quatre faciès, des diatomites, des diatomites marneuses et des marnes grisâtres s'organisant en trois séquences rythmiques à deux termes, et deux séquences à trois termes (Fig. 21).

Certaines séquences dans les deux coupes, le premier terme évolue verticalement des diatomites marneuses à des diatomites pures feuilletées et parfois dures. Dans la séquence n°7 de la coupe IGI, le premier terme évolue verticalement des diatomites pures massives à des diatomites feuilletées.

Le deuxième terme des séquences dans les deux coupes est constitué généralement par des marnes grisâtres, sauf dans la séquence n°5 de la coupe IGII, le deuxième terme est représenté par des marnes sableuses jaunâtres.

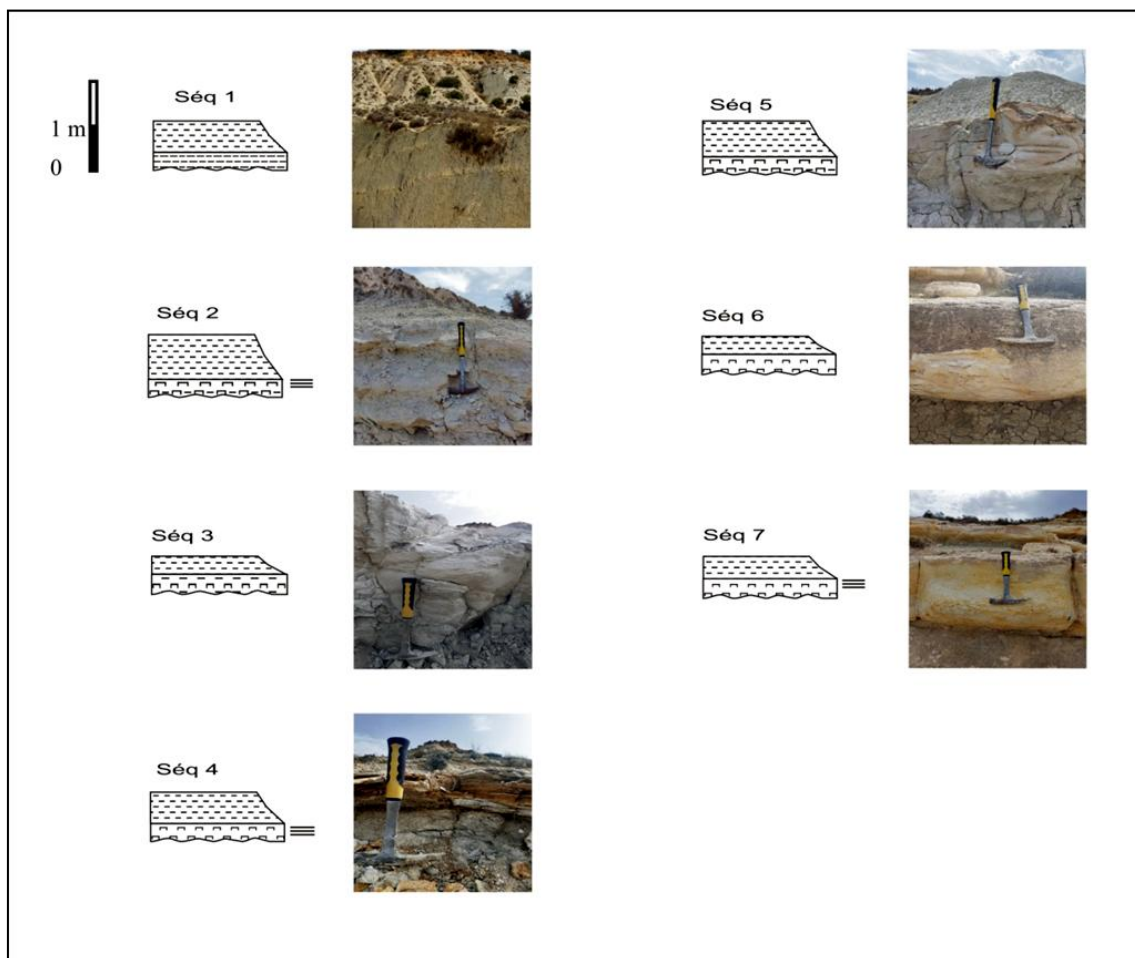


Fig. 19 : Séquences de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 1.

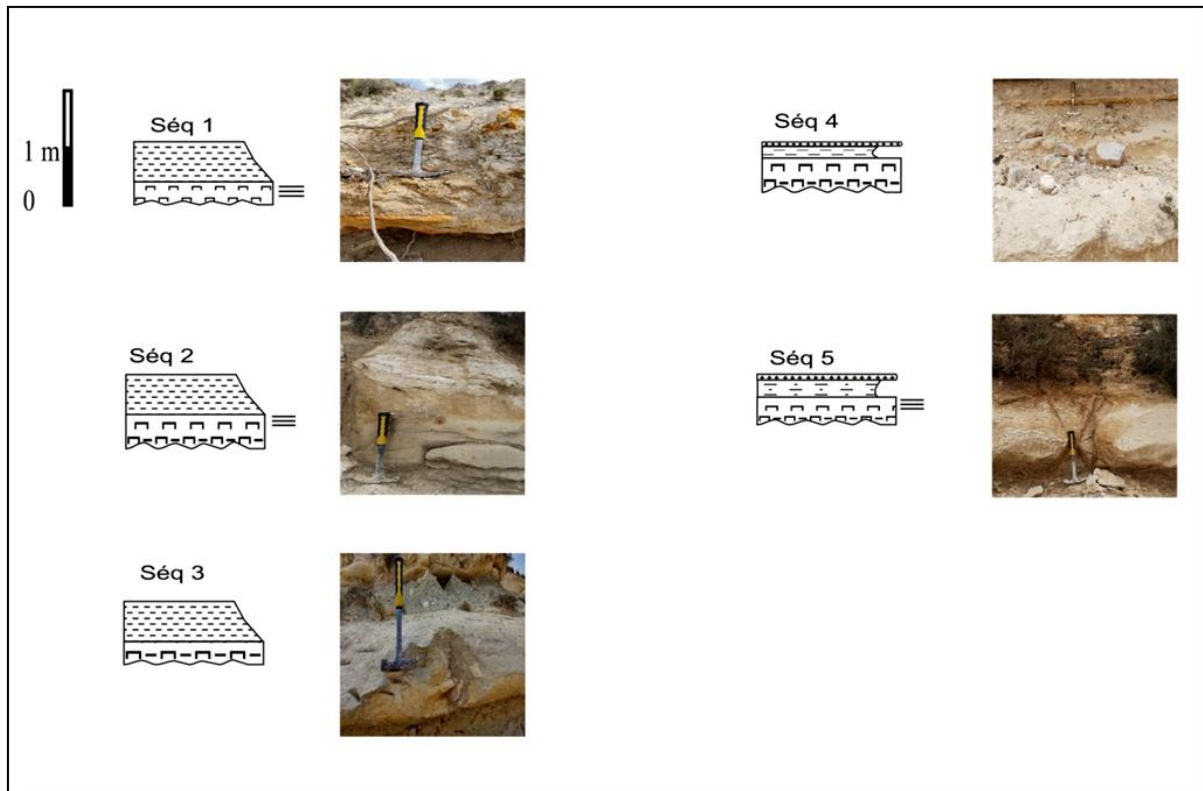


Fig. 20 : séquences de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 2.

Figures et Symboles Utilisés

	Marnes indurées		Diatomites / Diatomites purs
	Marnes		Diatomites Marneuses
	Marnes Diatomitiques		Lamination
	Marnes Sableuses		

Fig. 21 : Figures et symboles utilisés.

L'analyse granulométrique de la formation diatomitique des coupes étudiées, montre au sens large une granodécroissance des bancs diatomitiques dans la coupe d'Irghbel 1, par contre dans la coupe d'Irghbel 2 montre une granocroissance (Fig.23).

Cette analyse interprète la paléocourantologie qui effectuée ce bassin sédimentaire et permette la sédimentation des facies le long de la formation.

La formation diatomitique de la coupe d'Irghbel 1 a été effectuée par un fort courant marin qui diminue en deuxième membre. Par contre le courant marin qui affecté la formation diatomitique de la coupe d'Irghbel 2, débute par une faible énergie et augmente dans la partie supérieur.

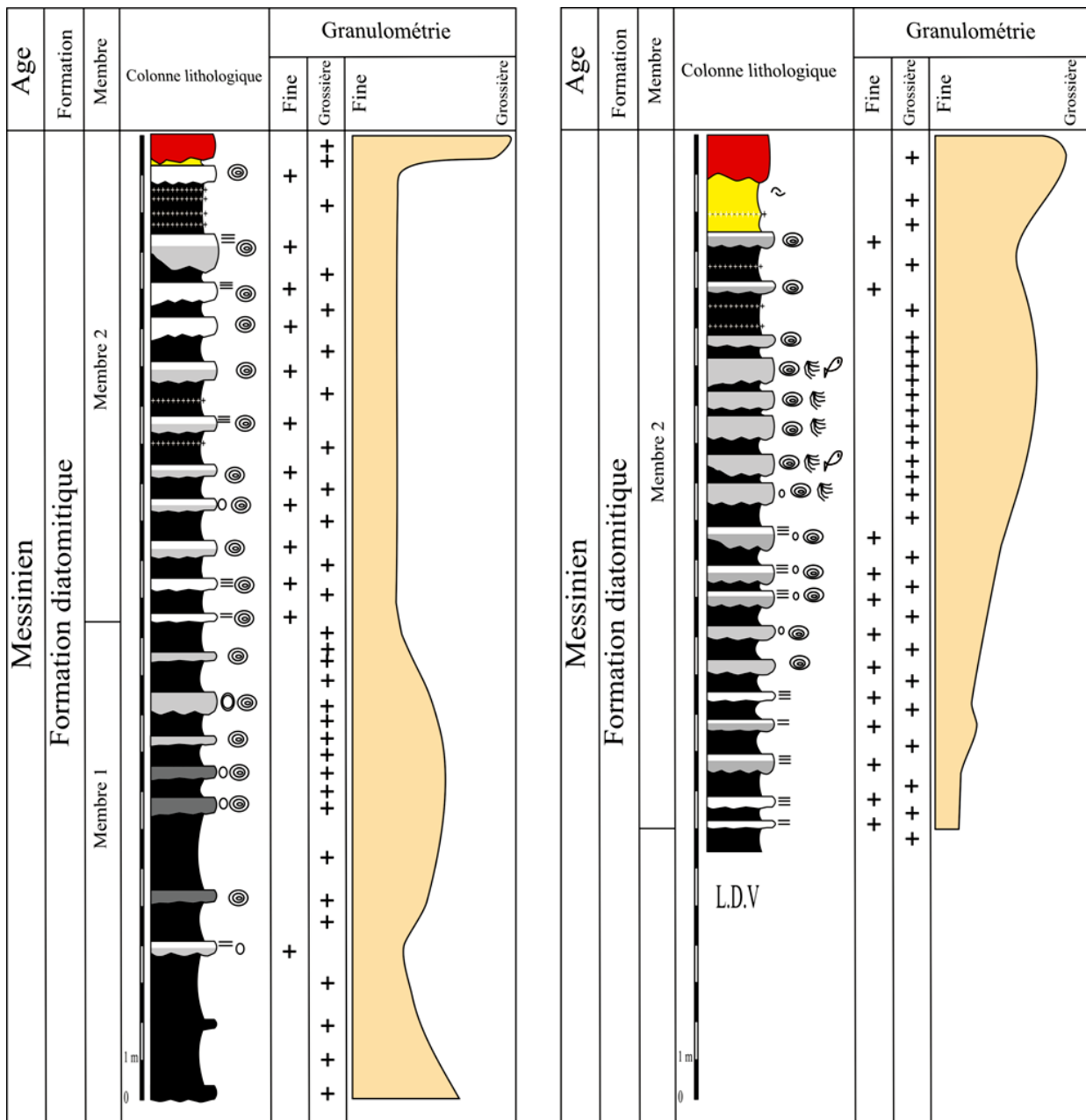


Fig. 22 : Analyse granulométrique des bancs diatomitiques de la formation diatomitique de la coupe d'Oued Irghbel 1 et Oued Irghbel 2.

V - FACIES DIATOMITIQUES

La description lithologique de la formation diatomitique des deux coupes étudiées, montre une diversité des faciès diatomitiques :

- Marnes diatomitiques de teinte beige à grisâtre, généralement massives. Présenté par des bancs épais d'ordre décimétrique bioturbés, qui ne dépassent pas les 50 cm.
- Diatomites marneuses impures, bioturbés, de couleur beiges à blanchâtres, massives. Incluent sensiblement un matériel silicoclastique dans la partie supérieure de la formation diatomitique dans la coupe d'Oued Irghbel 2. Présenté par des bancs épais d'ordre décimétrique bioturbés, atteigne jusqu'à 0,9 m. Renferment parfois des nodules ferrugineux.
- diatomite pure, légère, pulvérulente et feuilletées, d'une couleur blanchâtre. Représenté par des bancs d'épaisseur de 0,25 à 0,4 m.
- Diatomites blanchâtres, pures, dures et relativement légères, qui ne présentent aucune lamination, d'où le nom diatomites massives. Représenté par des bancs épais d'ordre décimétrique, généralement bioturbés.

L'étude lithologique de ces deux coupes révèle une diversité faciologique des diatomites et un changement vertical et latéral de ces faciès, qui peuvent se résumer dans les points suivants :

- Les marnes diatomitiques se localisent dans la partie inférieure de la formation diatomitique dans la coupe d'Oued Irghbel 1, et sont absents dans la coupe d'Oued Irghbel 2.
- Les faciès diatomitiques marneuses sont présents tout le long de la formation diatomitique dans les deux coupes. Dans certain banc ce faciès est évoluée verticalement à des diatomites blanchâtres pures, dures et parfois feuilletées.
- Les faciès diatomitiques purs et feuilletés se localisent dans les parties basales des deuxièmes membres dans les deux coupes, par contre les faciès relativement purs et durs se présentent dans la partie supérieure de la coupe d'Oued Irghbel 1, et sont absents dans la coupe d'Oued Irghbel 2.
- Le membre 1 de la coupe 1 est l'équivalent de la partie non visible de la coupe 2.

VI - CORRELATION

Unité A : Marnes indurés

Cette unité n'affleure qu'au niveau de la coupe d'Oued Irghbel 1, dans la partie basale de la formation diatomitique et il représente par une alternance des marnes indurées et des marnes grisâtres.

Unité B : Marnes diatomitiques :

Cette unité est représentée par une alternance des marnes diatomitiques et des marnes gristares, et évolue en alternance des diatomites marneuses et des marnes gristares. Aussi elle affleure qu'au niveau de la coupe d'Oued Irghbel 1 qui succède l'unité A.

Unité C : Diatomites pures feuilletés

Cette unité est bien observée dans les deux coupes, en conséquence, elle est parfaitement corrélable.

Unité D : Diatomites marneuses

Dans les deux coupes, ces diatomites marneuses présentent des similitudes faciologiques et ichnologiques, avec une épaisseur plus grande dans la coupe d'Oued Irghbel 2.

Unité E : Diatomites pures et dures

Cette unité est représentée par une alternance des diatomites blanchâtres, pures et dures et des marnes grisâtres avec une intercalation des niveaux cinéritiques.

Elle affleure dans la partie supérieure de la formation diatomitique dans la coupe d'Oued Irghbel 1.

Unité F : Marnes sableuses

Cette Unité est subdivisée en marnes sableuses inférieures (F1) et marnes sableuses supérieures (F2).

Les marnes sableuses inférieures sont présentes dans la coupe d'Oued Irghbel 1, par contre les marnes sableuses supérieures sont présentes dans les deux coupes.

Unité G : Sables rouges

Dans les deux coupes, ces sables rouges succèdent la formation diatomitique.

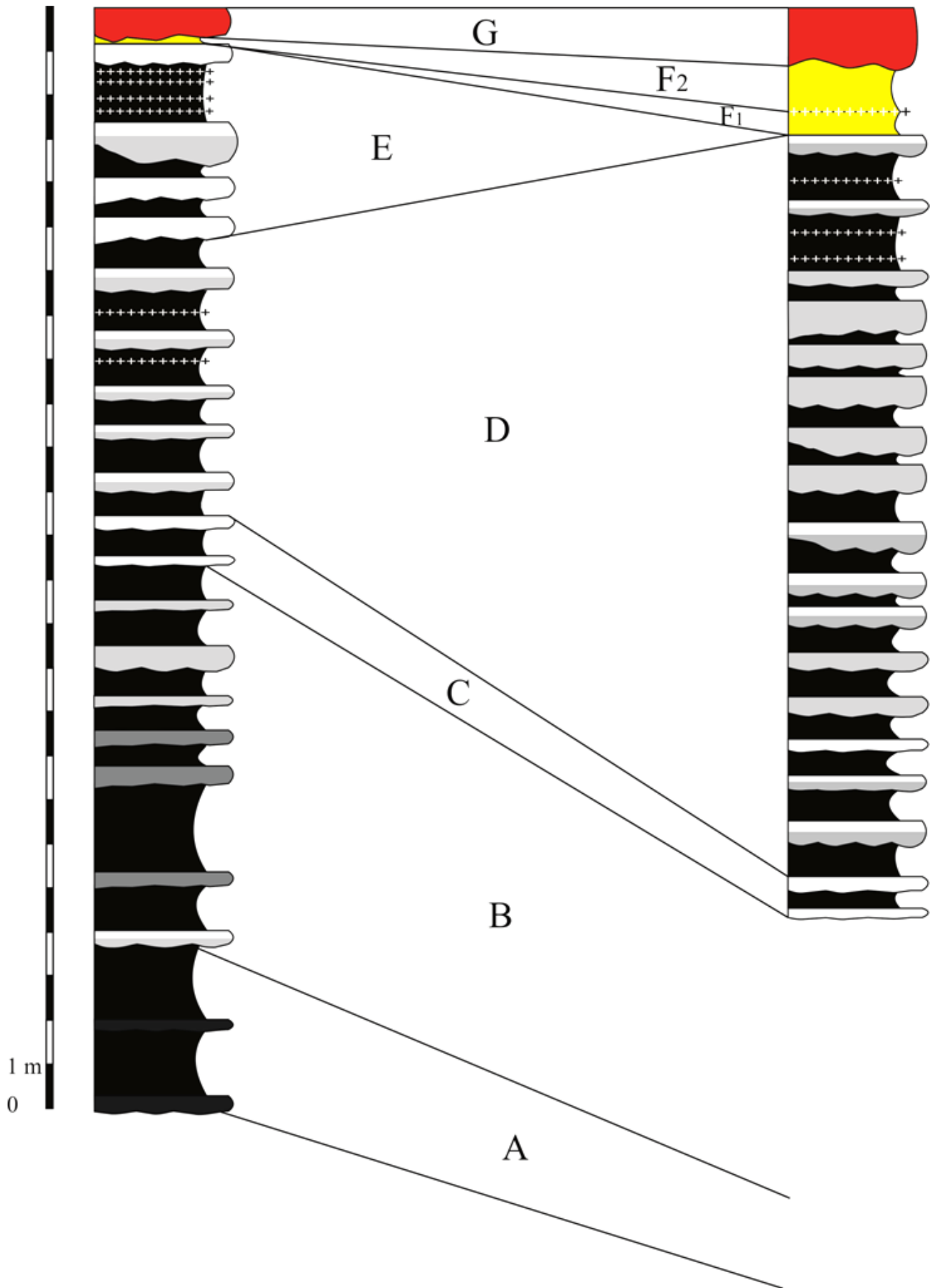


Fig. 23: Corrélation faciologique de la coupe d'Oued Irghbel 1 (IGI) et la coupe d'Oued Irghbel 2 (IGII).

CHAPITRE III

PALEONTOLOGIE ET PALEOENVIRONNEMENT

I- Introduction :

Dans ce chapitre trois grands axes seront traités et confrontés pour un essai de reconstitution paléoenvironnementale. Ces axes porteront sur les traces fossiles rencontrés le long de la formation diatomitique, les assemblages et les analyses des foraminifères au niveau de certain bancs et enfin l'analyse de la macrofaune de bivalves rencontrée dans la partie supérieure de la formation diatomitique.

II- Les traces fossiles dans la formation diatomitique

La distribution des traces fossiles dans la formation diatomitique d'Oued El Abid (Fig. 25,26) n'est pas aléatoire mais dépend largement de la variation lithologique des faciès, et des conditions environnantes tels que de la profondeur, l'oxygénation, la salinité, le nutriment ...). Tous ces paramètres permettent ont contribué à leurs diversification tout le long des coupes.

Les traces fossiles n'apparaissent en général que dans la partie supérieure du Membre I et sont présentes tout au long du Membre II (Fig.27).

Par contre dans la deuxième succession lithologique (Fig.28), ces traces sont présentes tout au long de cette succession. Leurs abondance y est croissante de la base vers le sommet. La partie inférieure est caractérisée par des ichnogenres peu fréquente, puis de moyenne fréquence dans la partie médiane, et plus fréquente dans la partie supérieure.

Plusieurs types de traces fossiles ont été reconnus dans la formation diatomitique de l'Oued El Abid I et II : *Rosselia Socialis* ; *Thalassinoides* ; *Lockeia* ; *Planolites* ; *Helminthopsis* ; *Chondrites arbuscula* ; *Chondrites isp* ; *Phymatoderma granuluta* ; *Ophiomorpha nodosa* ; *Skolitos* ; *Diplocraterion* et *Zoophycos*.

Les traces fossiles les plus abondants est fréquents sont les *Skolithos* et les *Zoophycos*.

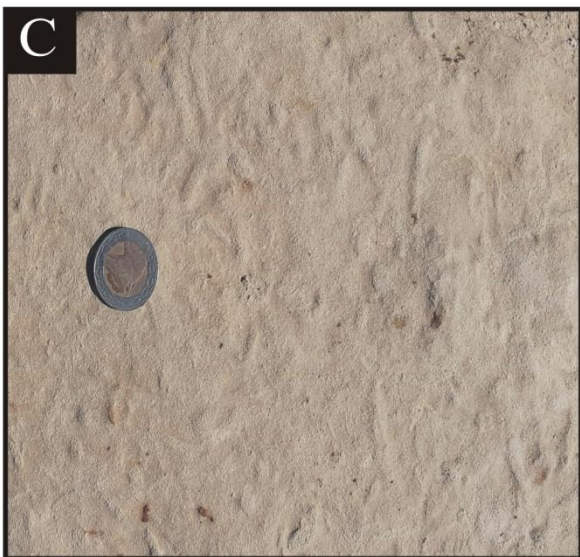


Fig. 24 : Ichnofossiles rencontrés dans la formation diatomitique des coupes d'Oued al Abid I et II
A : *Zoophycos rhodensis*. **B** : *Zoophycos insignis*. **C** : *Chondrites arbuscula*. **D** : *Chondrites isp.*
E : *Skolitos*. **F** : *Scolicia zumayensis*.

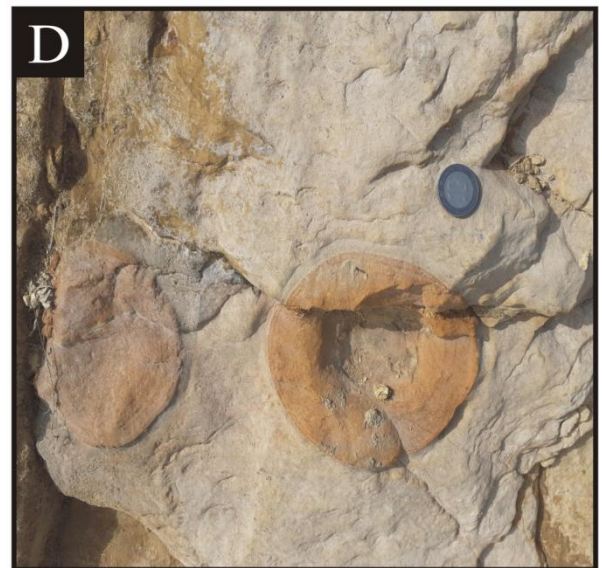


Fig. 25 : ichnofossiles qui présente de la formation diatomitique des coupes d'Oued al Abid I et II. **A** : *Thalassinoides*. **B** : *Helmentopsis*. **C** : *Phymatoderma granulata*. **D** : *Rosselia socialis*. **E** : *Néonerites uniserialis*. **F** : *Ophiomorpha nodosa*.

II.1- Distribution des ichnogenres le long de la formation diatomitique d'Oued El Abid et interprétations paléobathymétriques (Fig. 1,2)

L'évaluation de la paléoprofondeur avec l'outil ichnologique est un problème coercitif, mais dans les secteurs étudiés, son apport est particulièrement intéressant où les reconstitutions paléoenvironnementales ont données des résultats très performantes.

La profondeur n'est pas un paramètre simple, car ses variations se réalisent en parallèle avec de très nombreux facteurs écologiques. Ainsi, avec une croissance de la profondeur on assiste à une décroissance, plus ou moins régulière et d'une manière plus ou moins générale de plusieurs facteurs. Citons : température, lumière, hydrodynamisme, taux sédimentaire, granulométrie, apports trophiques, ...etc. (Bendella ,2014)

II.1.1- Coupe d'Irghbel 1

L'étude ichnologique des dépôts de la "Formation Diatomitique" de la coupe d'oued al Abid I, d'âge Messinien montre une bioturbation moyenne, variable selon le faciès. Elle est caractérisée par les ichnogenres suivants :

Thalassinoides ; Phymatoderma granulata ; Ophiomorpha nodosa ; Skolithos ; Diplocraterion et Zoophycos.et Néonerites.

La partie médiane et sommitale du membre I sont surtout caractérisées par une dominance de terriers verticaux, représentées surtout par *Skolithos* et *Ophiomorpha*.

Skolithos sont moyennement abondants, et sont assez espacés. Ces traces sont signalées dans des environnements divers : intertidal (Seilacher, 1967), marins peu profonds.

Les ichnofaciès à *Skolithos* sont présentes généralement par l'ichnogenres *Skolithos* dans la partie sommitale.

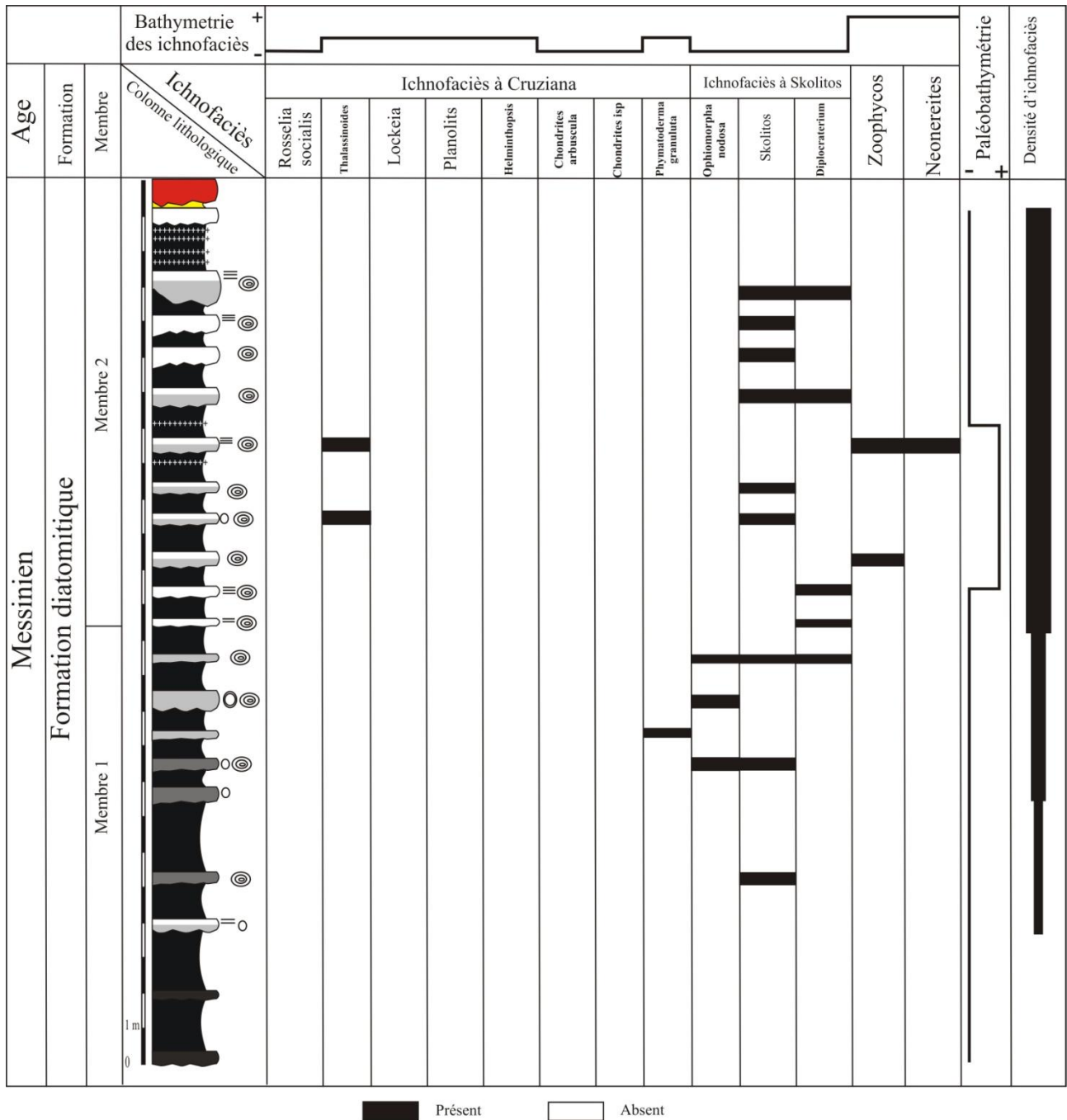


Fig. 26 : Distribution des ichnogènes le long de la formation diatomitique et paléobathymètre. Coupe IGII 1.

II.1.2- Coupe d'Irghbel 2

L'étude ichnologique des dépôts de la "Formation Diatomitique " de la coupe d'Oued al Abid II, d'âge Messinien montre une bioturbation fort à moyenne, variable selon le faciès. Elle est caractérisée par les ichnogenres suivants :

Rosselia Socialis ; Thalassinoides ; Lockeia ; Planolites ; Helminthopsis ; Chondrites arbuscula ; Chondrites isp ; Phymatoderma granuluta ; Ophiomorpha nodosa ; Skolithos ; Diplocraterion et Zoophycos.

Les ichnofaciès à *Zoophycos* sont très abondant dans la formation diatomitique d'Oued El Abid II, et sont fréquents dans les bancs épais de diatomites marneuses de la partie sommitale.

Les ichnofaciès à *Skolithos* sont présentes généralement par l'ichnogenres *Skolithos*, le plus souvent en association avec les *Zoophycos*.

L'ichnofaciès à *Skolithos* est présent par une faible diversité de *Domichnia* verticale (terriers d'habitations) et abondant en genre *Skolithos*, *Diplocraterion*. Il faut noter aussi la présence des galeries de nutrition *Fodinichnia* (*Ophiomorpha*).

Les ichnofaciès à *Zoophycos* sont très abondant dans la formation d'Oued El Abid, et sont fréquents dans les bancs épais de diatomites marneuses du Membre II.

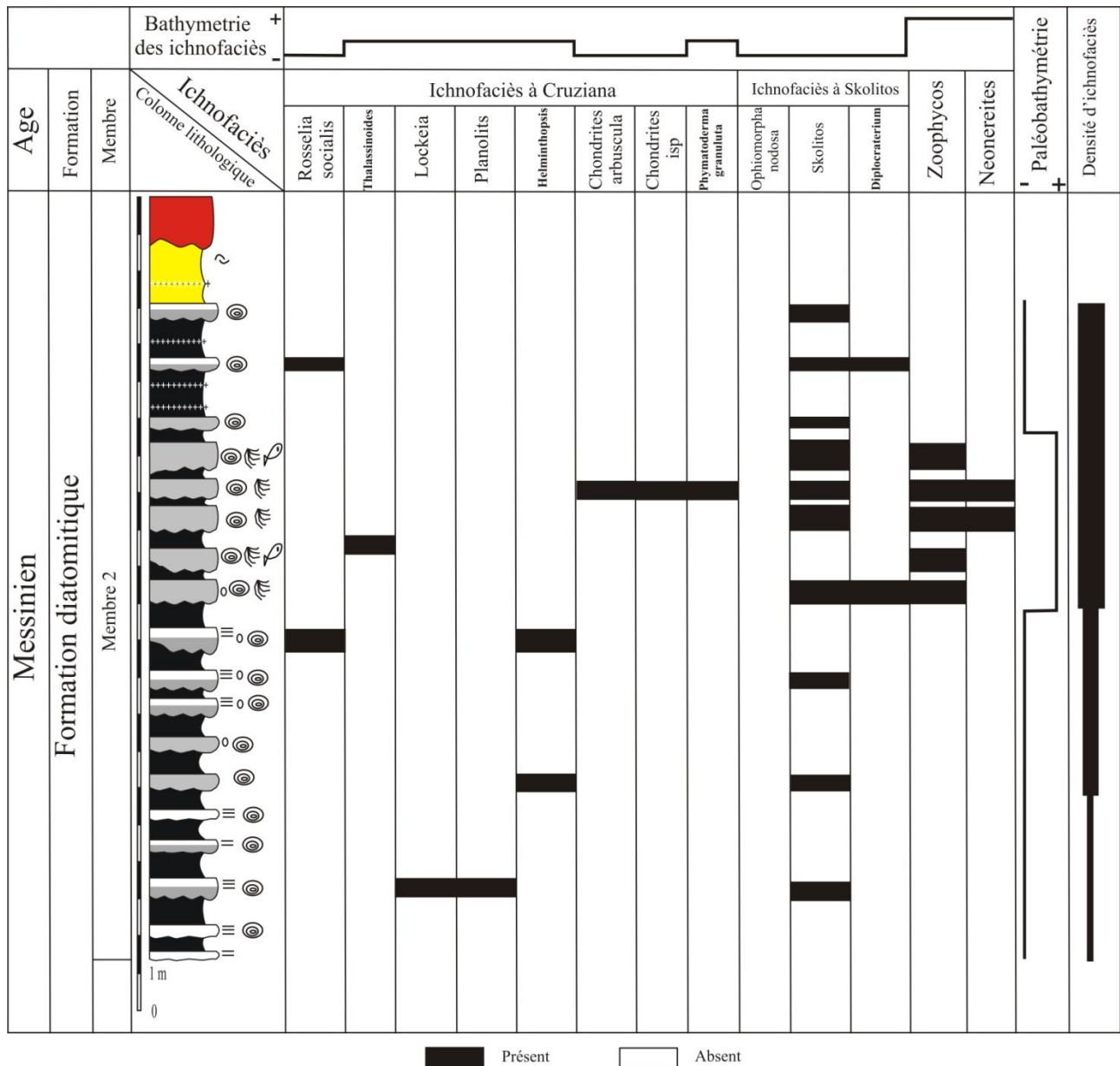


Fig. 27 : Distribution des ichnogenres le long de la formation diatomitique et paléobathymètre. Coupe IGII 2.

II.2- Interprétation

Il faut à noter que la coupe d'Irghbel 2 présente une d'ichnogenre plus abondante que la coupe d'Irghbel 1. Les *Zoophycos* indiqueraient le plus souvent un milieu profond, situé au talus.

L'apparition de *Thalassinoides* semble illustrer les environnements les plus profonds. En effet, cet ichnogenre, souvent signalé dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Seilacher, 1967 in Bendella & al. 2011). Mais il a été également signalé dans des environnements divers : milieu oxygéné, mer ouverte, milieu anoxique, milieu lagunaire restreint et ferrugineux (Farrow, 1966). Ce dernier environnement semble correspondre aux conditions de la partie basale du membre II.

En effet, *Ophiomorpha* est un excellent indicateur paléoenvironnementales (Frey et al. 1978 ; Gameil et Sadek, 2010), qui témoigne d'un environnement de faible profondeur (Gameil et Sadek, 2007 ; Gameil et Sadek, 2010), estime par quelque mètres de profondeur (Frey et al. 1978).

L'ichnogenre *Thalassinoides* renseigne d'avantage sur l'installation des environnements carbonaté de faible bathymétrie (Ekdale et Bromley, 1978).

A partir de cette étude il ressort que, les traces de structure simple dominant dans les milieux peu profonds, alors que les traces les plus complexes se rencontrent surtout en milieu profond.

Les traces à développement essentiellement vertical où le terrier s'enfonce en profondeur (*Skolithos*, *Ophiomorpha*) dominant dans des milieux peu profonds, alors que les traces à grand développement horizontal et plus superficielle se rencontrent en milieu profond (*Zoophycos*, *Néonerites*).

Le Membre I de la coupe d'oued Al Abid I est présent par des traces fossiles traduisant un milieu peu profond, par contre le membre II, atteste une profondeur décroissante dont une partie basale profonde devenant progressivement moins peu profonde vers la partie sommitale.

Les ichnogenres à *Zoophycos* sont très abondant dans la formation d'Oued El Abid II, et sont fréquents dans les bancs épais de diatomites marneuses de la partie supérieure.

Les traces fossiles à *Nérites* sont présentes uniquement par l'ichnogenre *Néonerites*, le plus souvent en association avec les *Zoophycos*. Ceci traduirait un milieu plus profond, du talus. La partie inférieure de cette succession correspondrait à un milieu peu profond.

III- Les Bivalves

La capacité des bivalves d'occuper de nombreux habitats aquatiques, ainsi que l'état de préservation souvent de qualité de leurs coquilles (notamment celles à test calcitique), permet à ces organismes d'être d'excellents fossiles de faciès utiles pour les reconstitutions paléoenvironnementales et paléocologiques des séries et des écosystèmes marins.

Les bivalves inclus dans les marnes sableuse supérieur de la formation diatomitique d'oued Al Abid (1.20 m d'épaisseur), montrent une diversité taxonomique dont les spécimens y sont en position de vie.

On y reconnaît : *Ostrea lamellosa*, *Crassostrea gryphoides* et *Hyotissa hyotis*. (Fig.29)

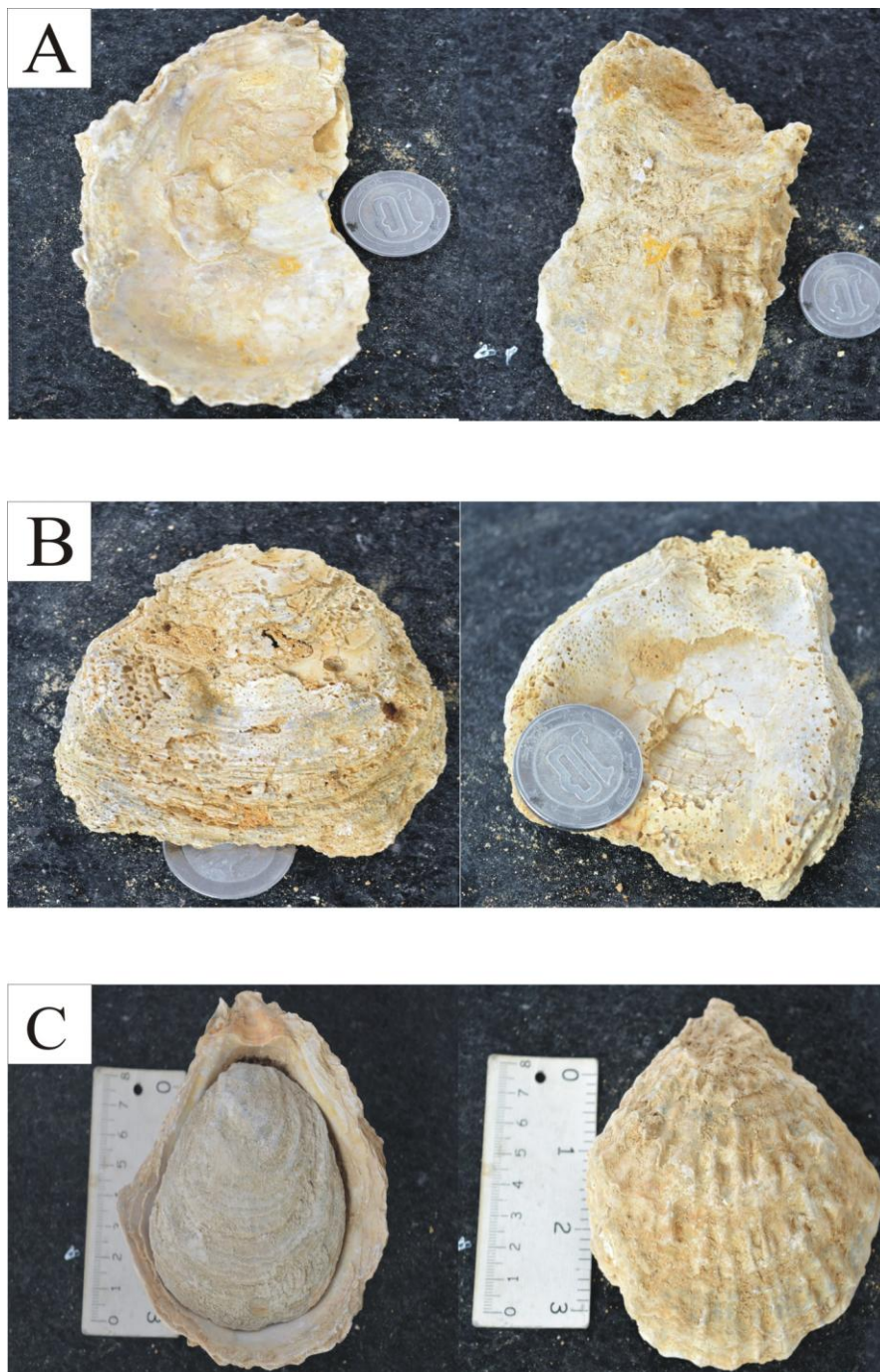


Fig. 28 : Les différents bivalves de la formation diatomitique. **A** : *Ostrea lamellosa*. **B** : *Hyotissa squatrosa*. **C** : *Crassostrea gryphoides*.

III.1- Indications paléoécologiques :

Les taxons à mode sessiles fixé sont composés du Gryphaeidae (*Hyotissa hyotis*), et d'Ostreidae (*Ostrea lamellosa*)

Hyotissa hyotis est signalée dans les milieux récifaux, en association avec les huitres perlières (Ben Moussa, 1994), de 0 à 60 m de profondeur, bien quelle puisse descendre plus bas (selon Renson in Freneix et al. 1988). Jimenez et al. L'on retrouvée en association avec les colonies coralliennes tortoniennes d'Espagne, tandis Videt & Néraudeau (2002) et Videt (2004) l'ont signalé dans les facies deltaïques et dans les calcaire a algue d'Espagne.

Ces auteurs la rattachent au contexte récifal et péri-récifal où elle a pu coloniser de nombreux substratum (fonds vaseux ou encroutement d'organisme) ainsi que sa tolérance vis-à-vis l'agitation relative de l'environnement, qui favorise le développement des colonies récifales.

Ostrea lamellosa affectionne des environnement, a fonds variés (boue, graviers ,rochers) d'une profondeur de 20 a 85 m (Freneix et al, 1988), en évitant les sédiment très fins et les eaux trop turbides (Ben Moussa, 1994).Selon les premiers auteurs, les conditions optimales de salinité pour cette espèce s'oscille entre 30 a 35 ‰ , alors qu'elle pour a supporter des baisses temporaires de dessalures jusqu' à 25 ‰.

Parallèlement, Videt & Néraudeau (2002) et Videt (2004), notent que sa distribution est relativement vaste, dans les contextes substrat fins infralittoraux, alors que Jimenez et al (1991) constatent qu'elle fréquente souvent les facies conglomératique et rocheux, pour se stabiliser et permettre la fixation des larves.

Crassostrea gryphoides appartient à la catégorie tropique des suspensivores et supporte une forte variation de salinité. Elle vit préférentiellement dans la zone de battement des marées, dans des eaux légèrement dessalés (Laurain, 1971)

D'après, Kojumdgieva (1976) in Merle et al. (1988), la tolérance a la salinité de cette espèces (Miocène supérieur de Bulgarie) et variable entre 16 a 18 ‰.

III.2- Signification environnementale

Les *Crassostrea gryphoides* composant une communauté in situ, qui s'est installée dans un environnement, de moyenne profondeur (vrai semblablement de l'infralittoral moyen) et de faible dessalure.

La communauté in situ d'*Ostrea lamellosa* s'est mise en place dans un environnement de faible profondeur, de l'intervalle infralittoral supérieur au médiolittoral inférieur. Les apports sédimentaires assez réduits, ont permis l'instauration d'un milieu réducteur.

L'établissement des conditions environnemental à salinité importante voir sévères dans ce niveau se confirme par la présence des ichnofossiles comme *Ophiomorpha* (Rhoads, 1975 in Netto et al. 2007).

L'Ostreidae *Ostrea lamellosa* caractérise un environnement agitée à détritisme élevé de l'intervalle bathymétrique circalittoral supérieur-infralittoral inférieur.

Cependant, l'affinité paléoécologique actuelle de *Hyotissa hyotis*, indiquent son association aux récifs coralliens et aux récifs d'huitre perlière (Freneix et al. 1988 ; Videt et Néraudeau, 2002). De plus, Jimenez et al. (1991), l'on retrouvé associé aux colonies coralliennes tortoniennes d'Almanzora (Almeria Espagne).

Alors on a constate que l'association de Gryphaeidae *Hyotissa hyotis* et Ostreidae *Ostrea lamellosa* renseigne sur la coexistence des conditions bathymétriques de faible à moyenne profondeur (médiolittoral inférieur- infralittoral inférieur), à influence récifale.

En effet, *Ostrea lamellosa* affectionne des environnements a forte degrés de détritisme et se rencontre dans des substrats de nature différente (les boues, les graviers et les rochers) (Ben Moussa, 1994 ; Freneix et al.1988 ; Videt et Néraudeau, 2002 ; Videt, 2004).

En revanche *Hyotissa hyotis* fréquente des milieux récifaux ou elle s'installe essentiellement dans la partie moins profonde du plateau continental.

IV- Foraminifères

IV.1- Introduction :

L'étude paléoécologique des assemblages d'organismes de dépôt du fin Messinien de la région étudiée a été effectuée sur une population de microfaune représentée par des foraminifères benthiques et planctoniques.

Ces dépôts englobent des marnes sableuses inférieures (IGII 1) et des marnes sableuses supérieures (IGII 2), qui se situées au sommet de la formation diatomitique dans la coupe d'Irghbel 2.

Il est à noter que l'échantillon IGII 2 est plus détritique que l'échantillon IGII 1, est caractérisé par la présence de foraminifères planctoniques nains (Fig. 30).

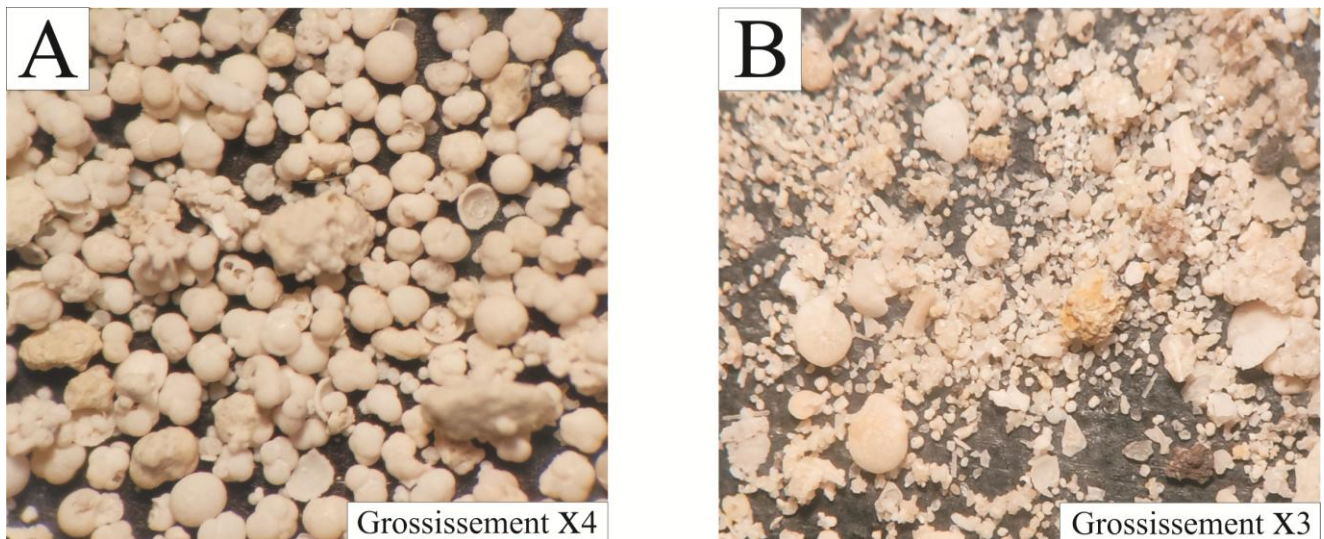


Fig. 29 : Panorama des échantillons sous la loupe, A : IGII 1 ; B : IGII 2.

IV.2- Résultats des analyses :

Dans le matériel étudié, les foraminifères sont très abondants, diversifiés et bien préservés dans les deux échantillons. Les formes planctoniques de l'échantillon IGII 2 sont peu abondants et de formes naines. Par contre dans l'échantillon IGII 1 les formes planctoniques sont plus abondants, diversifiés et de tailles normales (Fig. 1).

L'échantillon IGII 1 montre un indice de pélagisme élevé atteignant les 92% en foraminifères planctoniques. Cet indice tend à s'inverser dans l'échantillon IGII 2 attesté par 70% des foraminifères benthiques et 30% des foraminifères planctoniques (Fig. 31).

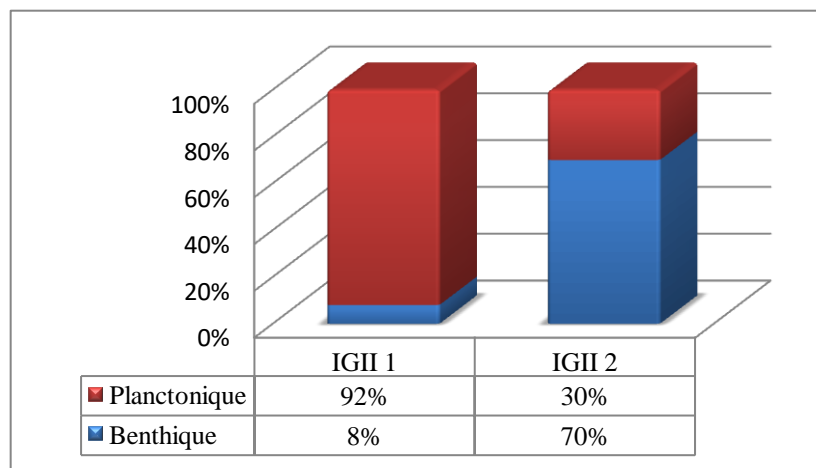


Fig. 30 : Pourcentages des formes benthiques et planctoniques dans les deux échantillons.

Les deux formes (les benthiques et les planctoniques) sont représentés par 18 genres, les formes benthiques sont plus diversifiées avec 13 genres tandis que les formes planctoniques, ne comptent que 5 genres (Tab. 1).

Tab. 1 : Les différents genres de foraminifères représentés dans les échantillons.

	Taxon	IGII 1	IGII 2
Benthiques	<i>Gyroidinoides</i>	+	
	<i>Heterolepa floridana</i>	+	
	<i>Elphidium</i>		+
	<i>Cibicides</i>	+	+
	<i>Lenticulina</i>		+
	<i>Ammonia</i>		+
	<i>Cibicioides</i>		+
	<i>Uvigerina</i>	+	+
	<i>Planulina</i>	+	+
	<i>Melonis</i>	+	
	<i>Anomalina</i>	+	
	<i>Bolivina</i>	+	
	<i>Textularia</i>	+	
Planctoniques	<i>Orbilina universa</i>	+	+
	<i>Globigerina</i>	+	+
	<i>Globigerinoides</i>	+	+
	<i>Globorotalia</i>	+	+
	<i>Neogloboquadrina</i>	+	

Le comptage des taxons benthiques a révélé les résultats suivants :

Elphidium (37.5%), *Ammonia* (31.5%), *Cibicides* (14%) et *Cibicioides* (12%) sont les mieux représentés dans l'échantillon IGII 2., alors que les genres *Heterolepa* (32%), *Cibicides* (23%), *Textularia* (12%), sont les mieux représentés dans l'échantillon IGII 1 (Fig. 32,33).

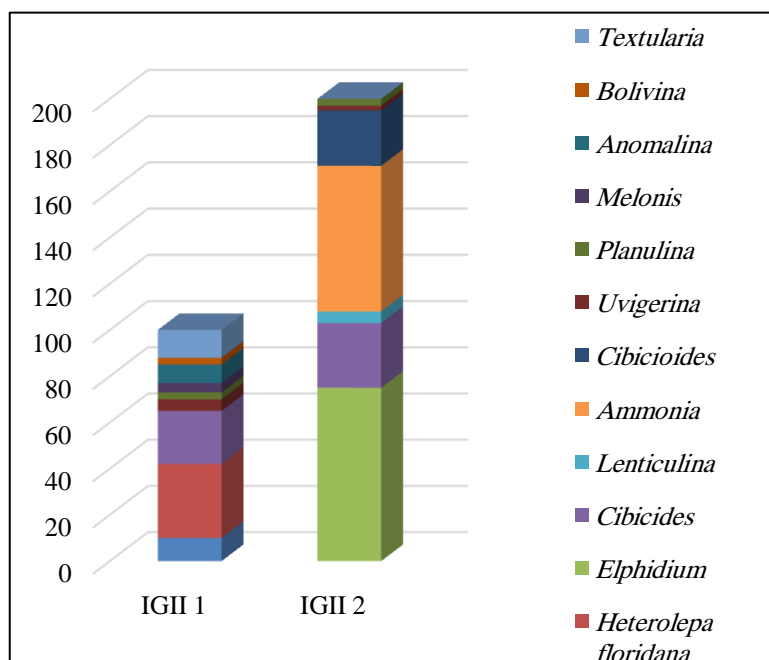


Fig. 31 : Nombres des genres benthiques dans les deux échantillons.

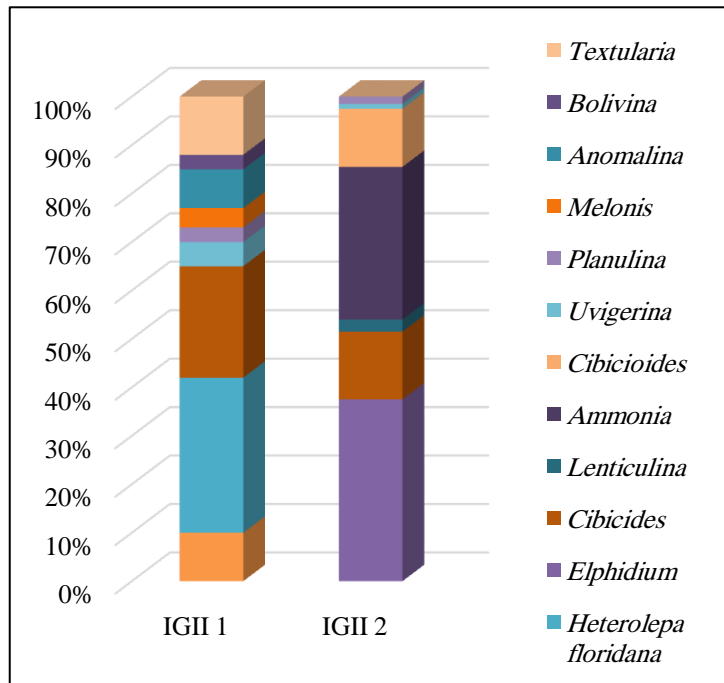


Fig. 32 : Pourcentages des genres benthiques dans les deux échantillons.

Dans les deux échantillons, les taxons planctoniques sont représentés par les genres *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbilina universa*, et le genre *Neogloboquadrina* dans IGII 1 (Fig. 34,35).

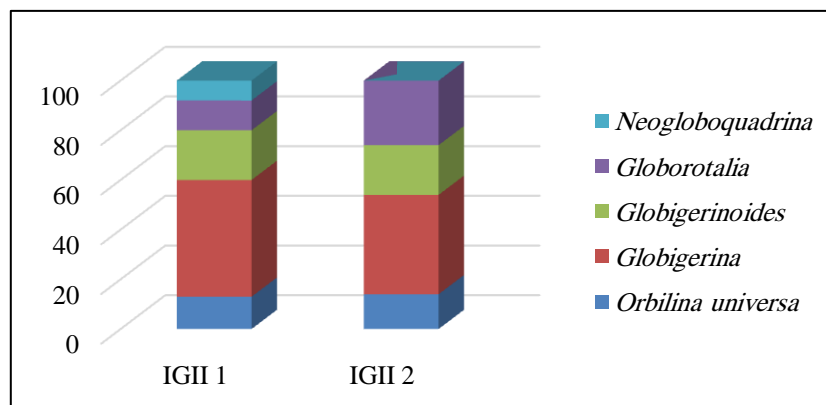


Fig. 33: Nombres des genres planctoniques dans les deux échantillons.

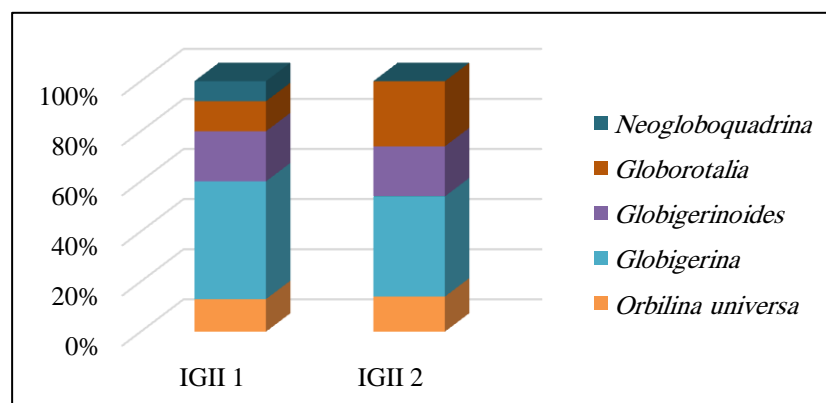


Fig. 34 : Pourcentages des genres planctoniques dans les deux échantillons.

IV.3- Interprétation et signification paléoenvironnementale :

Dans les marnes sableuses inférieures (IGII 1), les foraminifères planctoniques sont très abondants, essentiellement de *Globigerina* (47%), *Globigerinoides* (20%) et *Orbilina universa* (13%) (Fig. 35).

Ces trois genres impliquent un milieu marin ouvert à salinité normale et bien oxygéné (Boukli-Hacene, 2000). Ils sont également, tolérants aux eaux chaudes à climat tropical (Bé et Tolderlund, 1971).

Dans les marnes sableuses supérieures (IGII 2) la proportion des foraminifères benthiques est supérieure à celles des planctoniques (Fig. 31). Cette population benthique est caractérisée généralement par *Elphidium* (37.5%), *Ammonia* (31.5%), et *Cibicides* (14%) (Fig. 33). Cette association se répartit dans une zone intermédiaire entre l'infralittoral et le circalittoral (Boukli-Hacene, 2000).

Cet assemblage est caractéristique d'un milieu peu profond de l'étage circalittoral haut (un milieu marin ouvert), bien oxygéné et à proximité d'un couvert végétal (Omar, 2012).

La population planctonique est caractérisée strictement de *Globigerina* (40%), *Globorotalia* (26%), *Globigerinoides* (20%) et *Orbilina universa* (14%) (Fig. 35). Ceci atteste un milieu marin ouvert à salinité normale et bien oxygéné (Boukli-Hacene, 2000).

V- Conclusion

Une étude paléoenvironnementale a enrichi l'analyse lithologique des deux coupes levées.

Cette étude montre des variations paléobathymétriques attestées par les ichnofaciès et confirmées par les bivalves et les foraminifères au niveau des marnes sableuses.

Le Membre I de la coupe d'oued Al Abid I est présent par des traces fossiles traduisant un milieu peu profond, par contre le membre II, atteste une profondeur décroissante dont une partie basale profonde devenant progressivement moins profonde vers la partie supérieure.

La partie sommitale de la formation diatomitique est caractérisée par un assemblage des bivalves et des foraminifères, suggérant ainsi un milieu évoluant du profond vers le littoral (peu profond).

A partir des ichnogènes et les bivalves, le taux de la salinité est évolue d’une salinité moyenne (normale) à une salinité importante et devienne moyenne au niveau sommital de la formation.

Par ailleurs, les indications de l’hydrodynamisme basées sur l’analyse granulométrique de la formation diatomitique indiquerait une polarité d’abord à courant modéré au membre inférieur, devenant faible au deuxième membre pour terminer avec un hydrodynamisme élevé dans la partie sommitale du membre supérieur.

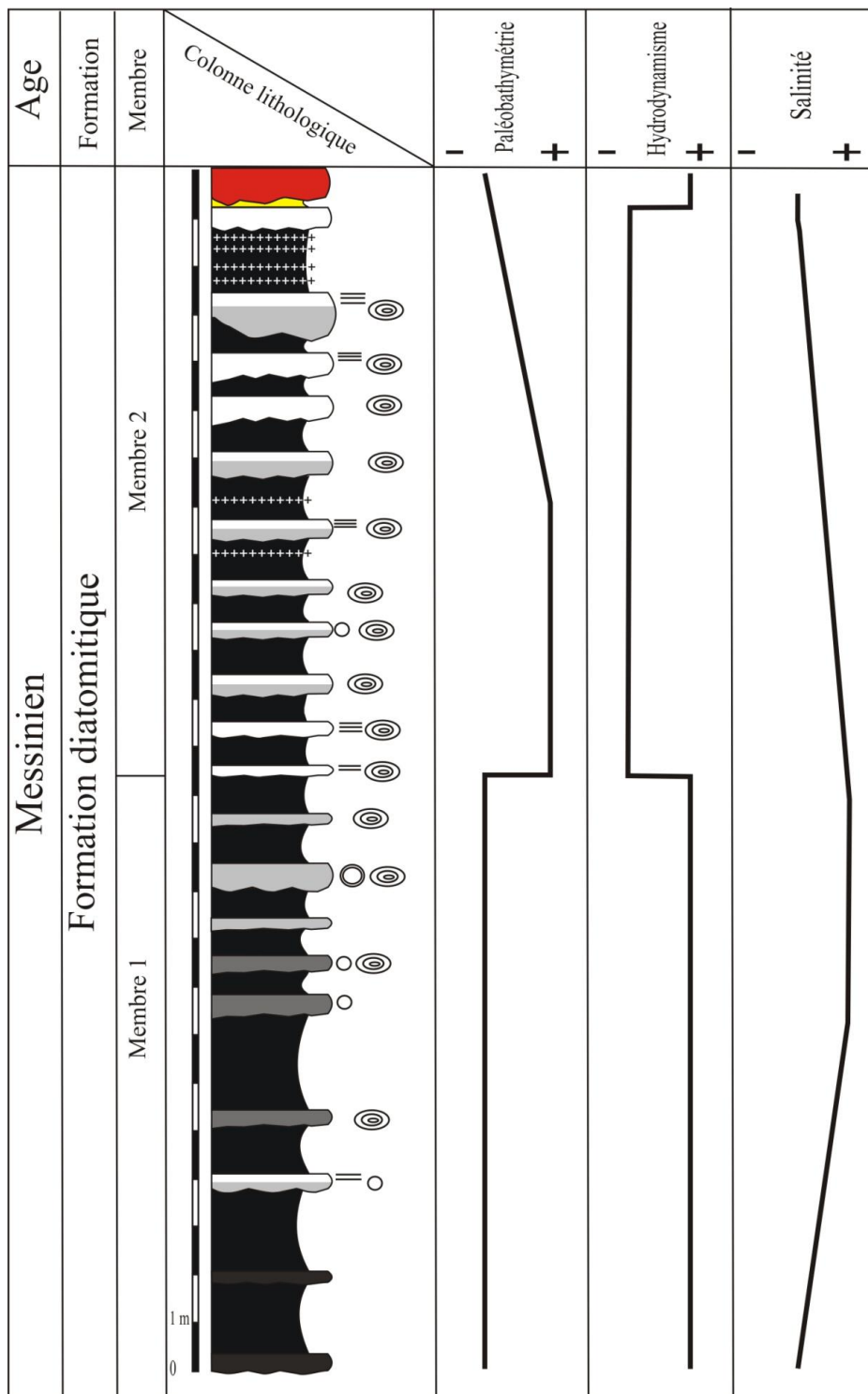


Fig. 35 : Evolution paléoenvironnementale de la formation diatomitique d’Oued Irgobel.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Située sur la marge Nord du Dahra occidentale (bassin du Bas Chéelif), la formation diatomitique messinienne de l'Oued El Abid a fait l'objet d'une étude lithologique, paléontologique et paléoenvironnementale sur deux coupes (Irghbet 1 et Irghbel 2) levées au Nord du Douar Naïmia (commune de Sidi Ali)

Cette formation, d'épaisseur dépassant les 25 m, repose sur des marnes grises attribuées au Messinien. Cette attribution est effectuée sur la base de la présence des foraminifères index *Globorotalia mediterranea* et par la première apparition de nannofossiles calcaires index *Amoraulitus delicatus* et *Reticulofenestra rotaria*, (Theodoridis, 1984) (Bentata, 2013).

La description lithologique de la formation diatomitique des deux coupes étudiées, montre une diversité des faciès ; débutant par une base de marnes grises qui affleurent uniquement à d'Irghbel 1, surmontées par des marnes diatomitiques, des diatomites marneuses puis des diatomites purs à passées cinéritiques et enfin des marnes sableuses. La succession est coiffée par des sables rouges d'âge Pliocène.

Le contenu paléontologique rencontré s'est révélé assez riche. Notre étude a porté notamment sur les traces fossiles, sur le contenu en bivalves et en foraminifères (benthiques et planctoniques).

Plusieurs types de traces fossiles ont été reconnus dans la formation diatomitique de l'Oued El Abid I et II particulièrement dans le membre inférieur et la partie basale du membre supérieur: *Rosselia socialis* ; *Thalassinoides* ; *Lockeia* ; *Planolites* ; *Helminthopsis* ; *Chondrites arbuscula* ; *Chondrites isp* ; *Phymatoderma granulata* ; *Ophiomorpha nodosa* ; *Diplocraterion* et avec une abondance des *Skolithos* et les *Zoophycos*.

Ces taxons permettent d'attribuer un milieu peu profond littoral au membre inférieur de la formation diatomitique.

Le membre supérieur, compte également des traces fossiles tels que : ichnofaciès à Cruziana, ichnofaciès à Skolithos, à Zoophycos, à Neonereites qui attestent un milieu profond en Talus. En plus de ces données, la partie supérieure de ce membre (marnes sableuses), montre la d'une diversité de bivalves *Ostrea lamellosa*, *Crosspostera gryphoides* et *Hytotissa hyotis*. Quant-aux foraminifères ils montrent un assemblage à *Globigerina*, *Globigerinoides* et *Orbilina universa* (marnes sableuses inférieures) et un assemblage à *Elphidium*, *Ammonia*, et *Cibicides* (marnes sableuses supérieures), suggérant ainsi un milieu évoluant du profond vers le peu profond, littoral.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON R. (1936)** - Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. Geol. Soc., America. Mem., 4 : 450p.
- ANDERSON R. (1933)** - the diatomaceous and fish bearing Beida stage of Algria, J. Geol., 41, 7., 673-693p.
- ARAMBOURG C. 1927** - Les poissons fossiles d'Oran. Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie, Paléontologie, 6 : 1-29.
- BAUDRIMONT R. et DEGIOVANI C. (1974)** – les diatomées marines du Miocène supérieur de l’Oranie (Algérie) et leur contexte géologique. Bull. Soc. Nat. Afrique. Nord, Alger, 65, 1 & 2 ; pp. 35-36.
- BÉ A. & TOLDERUND D. (1971)** - Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, in *The Micropalaeontology of Oceans*, (eds B.M. Funnell and W.R. Riedel), Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 105-149.
- BELLANCA, A, CARUSO, A, FERRUZZAG, G, NER, R, ROUCHY, J M, SPROVIERI, M, BLANC-VALLERON, M M, 2001.** Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin. *Sediment. Geol.* 140, 87–105.
- BELLANCA A. & NERI R. 1986.** — Evaporite carbonate cycles of the Messinian, Sicily: stable isotopes, mineralogy, textural features, and environmental implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 614-621.
- BENDELLA M., BENYOUCEF M., CHERIF A. & BENHAMOU M. (2011).** – Ichnology and sedimentology of the "Argiles de Saïda" formation (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). – *Bull. Soc. Géol. France.*, 2011, t. 182, (5), (sous presse).
- BEN MOUSSA A. 1994.** Les bivalves néogènes du Maroc septentrional (façades Atlantique et Méditerranéenne): biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoécologie. *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon*, 132: 257 p.
- BENTATA O. (2013)** - Les nannofossiles calcaires Tortono-Messinien de la coupe de l’Oued Al Abid (Bassin du Bas Chélif, Algérie Nord-occidentale). *Mém. Ing. Etat. Univ. Oran.*, 49 p, 10 fig., 4 pl. (inédit).
- BESSEDIK, M, BELKEBIR, L, MANSOUR, B, 2002.** Révision du Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie). Conséquences biostratigraphiques et géodynamiques. *Mémoire du Service géologique de l’Algérie* 11, 167–186.
- BOUKLI HACENE S. (2000)** - Evolution des assemblages de foraminifères à la transition plate forme-bassin : exemple du Messinien de méditerranée occidentale. Thèse de Doct., univ. De Provence (Aix-Marseiiiie). 213 p., 9 pl., 42 fig., 26 tab.
- BRIVES M. (1900)** – Carte géologique de l’Algérie au 1/50.000, feuille de Bosquet (N°103).

CITA M.A. & MCKENZIE J.A. 1985 - The Terminal Miocene event. In Hsü K.J. (ed.) : Mesozoic and Cenozoic Oceans. Geodynamic Series, 15 : 123-140.

CITA M. B., WRIGHT R. C., RYAN W. B. F. & LONGINELLI A. 1978. — Messinian paleoenvironments, in HSÜ K. J., MONTADERT L. et al. (eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42, I. U.S. Government Printing Office, Washington: 1003-103.

CORNEE J.J., SAINT-MARTIN J.P., CONESA G., ANDRE J.P., MULLER J. & BENMOUSSA A. 1996 -Anatomic de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale. Bulletin de la Société géologique de France, 167, 4: 495-507.

CUNNINGHAM K.J., BENSON R.H., RAKIC-EL BIED K., MCKENNA L.W., Eustatic implications of Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco, Sediment. Geol. 107 (1997) 147–165.

DELFAUD J., MICHAUX M., NEURDIN J. & REVERT P. 1973 - Un module paléogéographique de la bordure méditerranéenne: évolution de la région oranaise (Algérie). Conséquences stratigraphiques. Bulletin de la Société de Histoire naturelle d'Afrique du Nord, 64: 219-241.

EHRENBERG C.G., (1854-1856). - Mikrogeologie: v. 1, p. 1-374; v. 2, p. 1- 88; Atlas: p. 1-31.

EKDALE A.A., BROMLEY R.G. & PEMBERTON S.G. (1984). - Ichnology : The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. - Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Cours. Tulsa, 15, 317 pp.

FARROW G.E. (1966). – Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. – palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. Elsevier., 2, 103- 151.

FOURTANIER E., GAUDANT J. & CAVALLO O. 1991 - La diatomite de Castignato (Piémont): une nouvelle preuve de l'existence d'oscillations modérées du niveau marin pendant le messinien évaporitiques. Bolletino della Società Paleontologica Italiana, 30, 1: 79-95.

FRENEIX S., SAINT MARTIN J.P. & MOISETTE P. 1988. Huîtres du Messinien d'Oranie (Algérie occidentale) et Paléobiologie de l'ensemble de la faune de Bivalves. Bulletin Du Muséum National d'Histoire Naturelle. Paris, 4ème sér., 10, section C, 1: 1-21.

FREY R.W. (1978). - Behavioral and ecological implications of trace fossils. - In: Trace fossil concepts (Ed P.B. Basan), - 5, S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City, 49-76.

GAMAIL M. & SADDEK S. 2007. Stratigraphy, megafossil content and microfacies analysis of the middle Miocene rocks, east Matruh, northwestern Egypt. 2nd International Conference on Geo-Resources in the Middle East and North Africa (Germeina), Cairo University, 2, 3–28.

GAMAIL M. & SADDEK S. 2010. Unusual preservation of Ophiomorpha in middle Miocene rocks of Wadi Zablaha, east Matruh area, northwestern Egypt. Acta Geologica Polonica, Vol. 60, No. 1, pp. 39–44.

GAUDANT J., CAULET J.-P., GERONIMO I. DI, STEFANO A. DI, FORTANIER E., ROMEO M. & VÉNEC-PEYRÉ M.-T. 1996. — Analyse séquentielle d'un nouveau gisement de poissons fossiles du Messinien marin diatomitique: Masseria il Salto près de Caltagirone (province de Catane, Sicile). *Géologie méditerranéenne* 23 (2): 117-153.

GAUDANT J., SAINT-MARTIN J.P., BESSEDIK M., MANSOUR B., MOISSETTE P. & ROUCHY J.M. 1997 - Découverte d'une frayère de poissons téléostéens dans les diatomites messiniennes du Djebel Murdjadjou (environ d'Oran, Algérie). *Journal of African Earth Sciences*, 24, 4: 511-529.

GARDETTE D. 1979 - Apport de l'étude des diatomées et des silicoflagellés et la biostratigraphie. Reconstitution du Messinien de Méditerranée: analyse de quelques tripolis du passage Mio-Pliocène à Chypre, en Crète et au Maroc. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Paris-Sud, 274 p.

GERSONDE R. (1980) - Paläoökologische und biostratigraphische Auswertung von Diatomeen Assoziationen aus dem Messinium des Caltanissetta-Beckens (Sizilien) und einiger Vergleichsprofile in SO-Spanien, NW-Algerien und auf Kreta. Thèse. Univ. Kiel, 393 p.

GERSONDE R. & SCHRADER H. 1984. — Marine planktic diatom correlation of the Lower Messinian deposits in the Western Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 9 (2): 93-110.

HSU K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F. 1973 - The origin of Mediterranean evaporites. In RYAN W.B.F et al. (eds) : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13: 1203-1231.

JIMENEZ A. P., BRAGA J. C. & MARTIN J. M. 1991. Oyster distribution in the Upper Tortonian of the Almanzora corridor (Almeria, S.E. Spain). *Géobios*, 24 (6), 725-734. JONES C. C. 1984. Messinian refugia : evidence of some Venerinae Bivalves. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, Athènes, XXXII/ 69-77 ;

JURKSCHAT TH. & FENNER J. 1997. — Environmental changes in the pre-evaporitic Messinian of the Lorca Basin (SE-Spain) - diatom results. *Europal Newsletter* 11-12: 23.

JURKSCHAT TH. & FENNER J. 1998. — Late Miocene (Messinian) environmental changes in the Lorca basin (SE-Spain) mainly interpreted from diatom results: evidence for the Messinian salinity crisis ? 15th International Sedimentological Congress, Alicante, abstracts: 458-459.

KOJUMDGIEVA E. 1976. Paléoécologie des communautés des Mollusques du Miocène en Bulgarie du Nord-Ouest. I- Méthodes et généralités. *Géologica Balcanica*, VI, (1) : 31-52.

KRIGSMAN W., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W.J. 1995 - Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 475-494.

LAURAIN M. 1971. Aperçu sur l'écologie des Ostrea et Crassostrea. Application aux Huîtres de faluns du Miocène de la Loire. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris, Faculté des Sciences d'Orsay : 147 p.

MANSOUR B. (1991) - La série diatomitique messinienne de Sig : étude systématique des diatomées et implications paléoécologiques. Thèse Magister. Univ. Oran, 147 p.

MANSOUR B. (2004) - Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie nord occidentale). Thèse Doct. Etat. Sci., Univ. Oran, 260 p., 106., fig., 2 tabl., 2 Ann., 9pl.

MANSOUR B. et SAINT MARTIN J. P. (1999)- condition de dépôts des diatomées Messiniennes en contexte de plateforme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées : exemple de Djebel Murdjadjo (Algérie). *Geobios*. 32(3) : 395-408.

MANSOUR B., MOISSETTE P., NOEL D., ROUCHY J.M. (1994) – l'enregistrement par les associations de diatomées des environnements Messiniens : l'exemple de la coupe de Sig (Bassin du Bas Chélif – Algérie). *Geobios* 28, 3 : 261- 279.

MEGHRAOUI, M, 1982. Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam: relation avec le séisme du 10 octobre 1980. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université de Paris VII, p. 210.

MERLE D., BARRIER P., BREBION P., LAURIAT-RAGE A. & TSAGARIS S. 1988. Paléopeuplements et déformations synsédimentaires dans le Miocène supérieur du bassin d'Heraklion (Crète). Estratto da Atti del Quarto Simposio di ecologia e Paleoecologia delle Comunita Bentoniche. Torino, pp. 297-321.

MONNIER M. 1978. — La formation à tripolis du Messinien du bassin de Caltanissetta (Sicile). Étude géologique, caractérisation géochimique de la matière organique et estimation du potentiel pétrolier. Thèse, Université de Besançon, France, 194 p.

MONTADERT L., LETOUZEY P. & MAUFFRET A. 1978 - Messinian event : seismic evidence. In HSU K.J., MONTADERT L. et al. (eds) : Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 42, 2, Washington (U.S. Government Printing Office) : 1037-1050.

MULLER D. H. & SCHRADER J. 1989. — Diatoms of the Fortuna basin, southeast Spain: evidence for the intra-Messinian inundation. *Paleoceanography* 4 (1): 75-86.

NAIMI M.N., CHERIF A. 2021. Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria) : Paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites.

NAKKAD R., EZBAKHE H., BENMOUSSA A., AJZOUL T. ET EL BAKKOURI A. (2005)- Contribution à l'étude morphologique et thermique des diatomites utilisées dans l'isolation. 12èmes Journées Internationales de Thermique, Tanger, Maroc, p. 307-310.

NEURDIN-TRESCARTES, J, 1992. Le remplissage du bassin néogène du Chélif. Modèles de références de bassin intra-montagneux .Thèse de doctorat d'état ès-Sciences, Université de Pau et Pays de l'Adour, p. 605.

NETTO R.G., BUATOIS L. A., MANGANO M. G. & BALISTIERI P. 2007. Gyrolithes as a multipurpose burrow: an ethologic approach. *Rev. bras. Paleontol.* 10 (3) : 157- 168.

OGNIBEN L. 1957 - Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Memorie descrittive della Carte geologica d'Italia*, 33 : 275 p.

OMAR L. (2012) - étude des assemblages de foraminifères benthiques du miocène du bassin de M'sirda. *Mém. Magister, univ Oran*, 111p., (inédit).

PEDLEY H.M. & GRASSO M. 1993 - Controls on faunal and sediment cyclicity within the Tripoli and Calcare di Base basins (Late Miocene) of central Sicily. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105 : 337-360.

PERRODON A. (1957) - Etude géologique des bassins Néogènes sublittoraux de l'Algérie.

PESTREA, S., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M. (2002). Assemblages de diatomées du Messinien (Espagne, Sicile, Chypre). *Geodiversitas* 24 (3), 543–583.

PESTREA S., CONESA G. & SAINT MARTIN J.-P. 2000. — Les assemblages de diatomées du Messinien de Melilla-Nador. XIth R.C.M.N. S Congress Fes, abstracts: 104.

PESTREA S., MANSOUR B. & SAINT MARTIN J.-P. 1999. — Les diatomites du Messinien d'Afrique du Nord (Algérie, Maroc): principaux enseignements. *Cryptogamie-Algologie* 20 (2): 109-110. occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie.*, (h.s) 12, 328 p.

PIERRE C., BLANC-VALLERON M.-M., CAULET J.-P., CESPUGLIO G., ROUCHY J.-M., SPROVIERI R., STEFANO E. DI, CARUSO A., TABERNER C. & PUEYO J. J. 1997. — Sedimentary, stable isotopes and micropaleontological records of paleoceanographic changes during the deposition of the lower Messinian Tripoli formation of the Gibliscemi-Falconara section (Sicily). *International Conference on Neogene Paleoceanography, Erice (Sicily)*, volume abstracts: 54-55.

PIERRE C. & ROUCHY J.-M. 1990. — Sedimentary and diagenetic evolution of Messinian evaporites in the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107, Sites 652, 653, and 654): Petrographic, mineralogical, and stable isotope records, in KASTENS K. A., MASCLE J. et al. (eds), *Proceedings of ODP Scientific Results 107*, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 187- 210.

POIGNANT A. & MOISSETTE P. 1992 - Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du Messinien d'Algérie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 11 : 657-674.

RANSON G. 1941. Les espèces actuelles et fossiles du genre *Pycnodonta* F de W. *Pycnodonta hyotis* (L). *Bull. Mus. Hist. nat., Paris*, 2ème sér., 13 (2): 82-92.

ROUCHY J. M. (1979) – la sédimentation évaporitiques sur les marges Messiniennes. *Ann. Geol. Pays hellèn.* (h.s.), 3, 1051, 1060.

ROUCHY J. M. (1982a) - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée : un bilan. *Bull. Cent. Rech. Prod.* 4, 511-545.

ROUCHY J.-M. 1988. — Relations évaporites-hydrocarbures: l'association laminites-récifs-évaporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements, in BUSSON G. (ed.), *Evapobures. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle sér. C*, 55: 43-69.

ROUCHY J.-M., TABERNER C., BLANC-VALLERON M.- M., SPROVIERI R., RUSSELL M., PIERRE C., STEFANO E. DI, PUEYO J. J., CARUSO A., DINARES-TURRELL J., GOMIS-COLL E., CESPUGLIO G., DITCHFIELD P., GRIMALT J., PESTREA S., COMBOURIEU-NEBOUT N. & SANTISTEBAN C. 1998. — Sedimentary and diagenetic

markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedimentary Geology* 121: 23-55.

RYAN W.B.F. 1973 - Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In DROOGER C.W. (ed.) : *Messinian Events in the Mediterranean*. Koninklijk Nederlandsche Akademie Wetenschappen, Geodynamics Scientific Report 7 : 26.

SAINT MARTIN JP. AND ROUCHY JM. (1992) -Late Miocène événements in the Mediterranean as recorded by carbonate-évaaporite relations. *GEOLOGY*, France 20, p.629-632.

SAINT MARTIN JP., ROUCHY JM. (1990) -les plates formes carbonates messiniennes en méditerranée occidentale: leur importance la reconstitution des variations du niveau marin au miocène terminal. *Bulletin de la société géologique de France*, 8 VI,1, p.83-94.

SAINT-MARTIN S., CONESA G., SAINT-MARTIN J-P. (2003) - Signification paléocéologique des assemblages de diatomées du Messinien dans le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-Oriental, Maroc). *Revue. Micropal.* 46, 161-190.

SEILACHER A. (1967B). - Bathymetry of trace fossils. - *Mar. Geol.*, Amsterdam, 5, 413-428., 4 fig., 2 pl.

STURANI C. 1976 - Messinian facies in the Piedmont basin. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 16: 11-25.

THOMAS, H, 1985. Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chéelif Occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse de Doctorat d'état, Université de Pau et Pays de l'Adour, p. 594.

VIDET B. 2004. Dynamique des paléoenvironnements à huîtres du Crétacé Supérieur nord-aquitain (SO France) et du Mio-Pliocène andalou (SE Espagne) : biodiversité, analyse séquentielle, biogéochimie. Th. Rennes 1, Mémoires Géosciences Rennes, (104) : 261 p.

VIDET B. & NERAUDEAU D. 2002. Distribution paléoenvironnementale des huîtres dans le Messinien du bassin de Sorbas (Andalousie, SE Espagne). *Annales de Paléontologie*, 88,(3): 147-166.