



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

Thèse

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3^o cycle (LMD)
Filière : Géologie

Géologie des milieux marins et continentaux : stratigraphie intégrée, chronologie et dynamique des paléoenvironnements.

Levés géologiques, stratigraphie et paléogéographie de la région des Ouled Slama-Djebel Rokba (Dahra, Algérie)

Présentée et soutenue publiquement par :

ATIK Asma

Devant le jury composé de :

| | | |
|------------------------------|----------------------------------------------------------|--------------|
| M. OUALI MEHADJI Abdelkader, | Professeur, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, | Président |
| M. BESSEDIK Mostefa, | Professeur, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, | Rapporteur |
| M. MANSOUR Bouhameur, | Professeur, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, | Examinateur |
| M. MEBROUK Fateh, | Professeur, Université de Jijel Mohamed Seddik Benyahia, | Examinateur |
| Mme. MAHBOUBI Salamet | Maître de conférences A, Université de Tlemcen, | Examinatrice |

Année 2024/2025

Avant-propos

Au terme de ce travail, il m'est très agréable d'exprimer mes sincères remerciements aux nombreuses personnes qui m'ont soutenu et encouragé au cours de sa réalisation.

Tout d'abord et avant tout, je tiens à remercier vivement Monsieur Mostefa BESSEDIK, Professeur à l'Université d'Oran 2, qui m'a proposé ce sujet et dirigé cette thèse. En effet, étant un expert dans la stratigraphie en général et dans le bassin de méditerranée en particulier, il n'a pas cessé de me transmettre son savoir, son esprit scientifique et ses conseils fructueux et surtout les discussions interminables partagées. Ses aides dans tous les domaines m'ont été précieuses. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance et toute ma gratitude.

Mes sincères remerciements vont à l'endroit de Monsieur Lahcen BELKEBIR, Professeur à l'Université d'Oran 2, et Monsieur Ahmed BELHADJI qui m'ont aidé dans la détermination des foraminifères et pour leur expérience au Néogène et aussi leur encouragement.

Mes remerciements les plus vifs vont à Monsieur Abdelkader OUALI MEHADJI, Professeur à l'Université d'Oran 2 qui a déterminé mes quelques spécimens de brachiopodes et a bien voulu présider ce jury.

Je remercie tout particulièrement Monsieur Bouhameur MANSOUR avec qui j'ai fait mes premiers pas en Master, pour ses conseils, son encouragement et son appui moral et sa participation en qualité d'examineur dans ce jury.

Un grand merci à Monsieur Fateh MEBROUK, Professeur à l'Université de Jijel, pour m'avoir déterminé des Charophytes et pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Je voudrais aussi remercier Mme Salamet MAHBOUBI, Maître de conférences "A" à Université de Tlemcen, pour sa gentillesse et pour avoir pris de son temps pour examiner mon manuscrit. Je lui exprime toute ma reconnaissance.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Mohamed Habib MANSOURI qui m'a substantiellement aidé dans la détermination du nannoplancton calcaire et pour ses

encouragements ; la détermination de certains taxons a été possible grâce au concours des Professeurs, P. MOISSETTE, C. CHAIX, J.-P. SAINT MARTIN, et L. SATOUR. Certaines figures sédimentaires m'ont été authentifiées par B. BOUTERFA, je l'en remercie.

Je tiens à remercier vivement le professeur E. GLIOZZI pour m'avoir aidé à authentifier mes ostracodes. Elle m'a fait prendre conscience des problèmes que pose leur systématique, actuellement en cours de révision.

Je désire remercier aussi nos chers enseignants MM. A. SEBANE et R. BOUZID pour leur soutien inconditionnel au niveau de notre faculté et tous mes collègues et membres du Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement de la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers pour leur aide et leurs amitiés.

Aux autorités de l'APC de Mazouna, d'El Guattar et à tous les habitants de m'avoir facilité les nombreuses sorties sur le terrain.

Je ne peux terminer sans remercier pleinement mes parentes, mon mari et toute ma famille.

Sommaire

| | |
|-------------------|---|
| Avant-Propos..... | |
| Sommaire | |
| Résumé..... | 1 |
| Abstract..... | 3 |
| ملخص | 5 |

Chapitre I : Généralités

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1 - Introduction..... | 8 |
| 2 - Cadre géographique | 8 |
| 3 - Contexte géologique | 9 |
| 4 - Paléogéographie et biostratigraphie des dépôts mio-pliocènes du bassin du Bas Chéelif..... | 11 |
| 4.1. Paléogéographie..... | 11 |
| 4.2. Biostratigraphie et biomarqueurs du Pliocène | 16 |
| 5 - Matériels et Méthodes..... | 18 |

Chapitre II : Lithostratigraphie

| | |
|--------------------------------------------|----|
| 1- Coupe de l’Affania | 21 |
| 1.1. Coupe de l’Affania A | 21 |
| 1.2. Coupe de l’Affania B | 22 |
| 2- Coupe de Djebel El Abiod | 24 |
| 3- Coupe de Hgaf Tamda..... | 29 |
| 4- Coupe de l’Oued Tarhia | 32 |
| 5- Coupe de Djebel Kaskas | 36 |
| 6- Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim..... | 39 |
| 7- Coupe d’El Hsasna..... | 42 |

Chapitre III : Bioévénements et attributions biostratigraphiques

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Introduction | 46 |
| 1. Contexte biostratigraphique des dépôts du Miocène supérieur..... | 49 |
| 1.1. Coupe de l’Affania A | 49 |
| 1.2. Coupe de l’Affania B | 50 |
| 2. Contexte biostratigraphique des dépôts évaporitiques et post-évaporitiques..... | 51 |
| 2.1. Age du gypse..... | 51 |
| 2.2. Coupe de Djebel El Abiod | 52 |
| 2.3. Coupe de Hgaf Tamda..... | 53 |
| 2.4. Coupe de l’Oued Tarhia | 54 |
| 2.5. Coupe de Djebel Kaskas | 56 |
| 2.6. Coupe d’El Hsasna..... | 56 |
| 2.7. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim..... | 57 |
| 3. Chronostratigraphie et événements des dépôts mio-pliocènes..... | 58 |

Chapitre IV : Paléoenvironnements et corrélations.

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Introduction..... | 63 |
| I. Paléoenvironnements | 63 |
| 1. Dépôts du Miocène supérieur : caractéristiques, âges, environnements | 63 |
| 1.1. Dépôts des marnes bleues | 63 |
| 1.2. Dépôts marneux beiges et marnes diatomitiques..... | 64 |
| 2. Dépôts post-gypse ou Lago mare : caractéristiques, étapes, âges et environnements | 64 |
| 2.1. Etape 1 | 64 |
| 2.2. Etape 2 | 65 |
| 3. Dépôts messiniens post-Lago Mare : caractéristiques, âges et environnements..... | 66 |
| 4. Dépôts pliocènes ; Marnes et bioconstructions, âge et environnements | 67 |
| II. Corrélations et bioévénements..... | 69 |
| 1. Dépôts du Miocène supérieur | 69 |
| 2. Dépôts post-gypse ou Lago Mare | 71 |
| 3. Dépôts messiniens post-Lago Mare | 73 |
| 4. Dépôts pliocènes du massif du Dahra..... | 75 |
| 5. Discontinuités | 76 |
| 6. Corrélation litho-biostratigraphique | 77 |
| | |
| Conclusion Générale | 82 |
| Références bibliographiques | 85 |
| Annexes | 104 |

Résumé :

Levés géologiques, stratigraphie et paléogéographie de la région des Ouled Slama-Djebel Rokba (Dahra, Algérie)

Les études géologiques menées sur le massif du Dahra ont révélé des changements sédimentaires et des événements paléobiologiques caractérisant les sédiments détritiques d'âges tortonien et messinien, suivis par des marnes ou des calcaires marneux blancs pliocènes équivalents au faciès Trubi.

La série géologique de la localité de l'Affania est essentiellement marneuse, comportant trois (03) biozones superposées : (1) biozone à *Neogloboquadrina humerosa* et *N. dutertrei* associées avec *G. obliquus extremus* (8,37 Ma) indiquant un âge tortonien supérieur ; (2) biozone à *Globorotalia miotumida* (Messinien basal ; 7,24 Ma), suivie de la biozone (3) à *Globorotalia mediterranea* associée avec *Reticulofenestra rotaria* et *Discoaster delicatus* d'âge messinien (7.22 Ma).

Structurés en deux étapes superposées, les dépôts post-gypse du Messinien terminal ont livré deux assemblages d'ostracodes. Le premier indique un environnement saumâtre et le second un environnement saumâtre peu profond assez ouvert. D'après leur contenu en ostracodes, l'assemblage 1 (*Cyprideis*, *Loxoconcha muelleri*) correspond au Lago Mare biofaciès 1 de l'avant fosse apenninique, qui est corrélé avec l'épisode Lago Mare 1 daté entre 5,64 et 5,60 Ma. L'assemblage 2 (*Loxocorniculina djafarovi*) est rapporté au Lago Mare biofaciès 2 mis en évidence dans la même région. Il est corrélé avec l'épisode Lago Mare 3, daté entre 5,46 et 5,33 Ma.

De plus, la succession sédimentaire est affectée par une discontinuité majeure matérialisée par une surface rubéfiée (hardground), séparant l'étape 1 de l'étape 2, correspondant respectivement aux assemblages d'ostracodes 1 et 2. Cette discontinuité est considérée comme l'équivalent de la Surface d'Erosion Messinienne, déjà reconnue dans la région et abondamment décrite tout autour du bassin méditerranéen.

Ces dépôts post-gypse du Messinien terminal et leur assemblage d'ostracodes 2, notamment la sédimentation détritique avec *Ceratolithus acutus*, *Globorotalia margaritae* et *Reticulofenestra cisnerosii* documentent une incursion marine dans le bassin du Bas Chélif, correspondant à la remise en eau marine du bassin méditerranéen au Messinien terminal, avant l'apparition de *Reticulofenestra cisnerosii* marqueur de la base du Zancéen. Ainsi, les événements mis en évidence dans le massif du Dahra permettent-ils de renforcer l'existence du

Lago Mare 3 d'âge Messinien terminal et de la remise en eau marine de la Méditerranée antérieurement au début du Pliocène.

Les dépôts sus-jacents sont caractérisés par des marnes grises et des constructions coralliennes (cf. *Cladocora cf. caespitosa*, *Dendrophyllia* sp), jamais décrites auparavant et couvrant l'ensemble du Zancéen inférieur. Elles témoignent de l'existence, à cette époque, de conditions suffisamment chaudes, pouvant correspondre au stade isotopique TG5.

Mots-clés : Massif du Dahra, Biozones, Tortonien supérieur, Messinien, Pliocène, ostracodes, Lago Mare (1, 3) /biofaciès (1, 2), Remise en eau, bioévénements, Constructions coralliennes, TG5.

Abstract:

Geological surveys, stratigraphy and paleogeography of the Ouled Slama-Djebel Rokba region (Dahra, Algeria).

Geological investigations carried out on the Dahra Massif have revealed sedimentary changes and bioevents characterizing the detrital sediments (from Tortonian to Messinian), which are followed by the Trubi equivalent Pliocene marls or white marly limestones.

The geological series of the Affania locality is essentially marl, comprising three (03) superimposed biozones: (1) biozone with *Neogloboquadrina humerosa* and *N. dutertrei* associated with *Globorotalia obliquus extremus* (8.37 Ma) indicating an upper Tortonian age, (2) biozone with *G. miotumida* (basal Messinian; 7.24 Ma), followed by biozone (3) with *G. mediterranea* associated with *Reticulofenestra rotaria* and *Discoaster delicatus* of Messinian age (7.22 Ma) .

Structured into two superimposed steps, the late Messinian post-gypsum deposits yielded two successive ostracod assemblages. The first indicates a brackish environment, and the second, a relatively open shallow brackish environment. Based on their ostracod content, assemblage 1 (*Cyprideis*, *Loxiconcha muelleri*) corresponds to the Lago Mare biofacies 1 of the Apennine foredeep, which is correlated with the Lago Mare 1 episode dated between 5.64 and 5.60 Ma. Assemblage 2 (*Loxocorniculina djafarovi*) is referred to the Lago Mare biofacies 2 described in the same region. It is correlated with the Lago Mare 3 episode, dated between 5.46 and 5.33 Ma.

Moreover, the stratigraphic succession is marked by a major discontinuity indicated by a reddened (hardground), separating step 1 from step 2 and corresponding to the ostracod assemblages 1 and 2, respectively. This discontinuity is considered here to be equivalent the Messinian Erosional Surface, already evidenced in the region and widely known around the Mediterranean Basin.

These late Messinian post-gypsum deposits and their ostracod assemblage 2, notably the detrital sedimentation with *Ceratolithus acutus*, *Globorotalia margaritae*, document a marine incursion into the Lower Chelif Basin, corresponding to the latest Messinian marine reflooding of the Mediterranean Basin, that happened before the earliest Zanclean *R. cisnerosii* occurrence. Finally, the bioevents evidenced in the Dahra Massif, reinforce the evidence of the

late Messinian Lago Mare 3 episode, and support the ante-Zanclean age of the marine reflooding of the Mediterranean.

The overlying deposits are marked by grey marls and coral constructions (cf. *Cladocora* cf. *caespitosa*, *Dendrophyllia* sp), never described before and covering the entire early Zanclean, testifying the existence, at that time, of warm enough conditions, which may correspond to the marine isotopic stage TG5.

Keywords: Dahra Massif, biozones, upper Tortonian, Messinian, Pliocene, ostracod, Lago Mare (1, 3)/ biofacies (1, 2), Reflooding, Bioevents, Coral constructions, TG5.

ملخص:

المسح الجيولوجي، استراتيجيا والجغرافية القديمة لمنطقة أولاد سلامة-جبل الركبة (الظهرة، الجزائر)

كشفت الدراسات الجيولوجية لجبل الظهرة عن تغيرات رسوبية وأحداث بيولوجية قديمة، تميزت برسوبيات فتاتية طينية من العصر التورتوني والمسيني، تلتها طين و/أو حجر جيرى طيني أبيض من عمر البلايوسين المعادل لطين سخنة تروي. يتكون التتابع الجيولوجي لمنطقة العفانية أساسا من طين حيث شمل ثلاث (03) نطاقات متراكبة: نطاق نيوقلوبوكوادرينا هيوميروزا ونيوقلوبوكوادرينا دوتيرتريبي مع قلوبوروتاليا أوليكيس إكستريميس (8.37 مليون سنة) يشير إلى العصر الطورتوني العلوي، نطاق قلوبوروتاليا ميوتوميديا (7.24 مليون سنة)، يعقبه نطاق قلوبوروتاليا مديترانيا مع ريتيكولوفينيسترا روتاريا وأموروليتوس ديليكاتوس من العصر المسيني.

أسفرت الرواسب البعد جبس المشكلة من مرحلتين متراكبتين على محتوى مجموعتين متتاليتين من القشريات الصدفية. الأولى تشير إلى بيئة ملحية والثانية إلى بيئة ضحلة مفتوحة نسبيا. بناءً على محتواها من القشريات الصدفية، يتوافق التجمع الأول (سبريديس، لوكزوكونشا موبيري) مع سخنة لاقو مار واحد مقدمة الحفرة الأينينية، والذي يمكن مضاهاته مع الحدث لاقو مار واحد المؤرخ في الفترة بين 5,64 و 5,60 مليون سنة. أما التجمع الثاني (لوكزوكورنيكولينا جعفروفي) فهو يُشير إلى سخنة لاقو مار إثنان حيث تم تحديده في نفس المنطقة والذي يمكن مضاهاته بالحدث لاقو مار ثلاثة المؤرخ في الفترة بين 5,46 و 5,33 مليون سنة.

بالإضافة إلى ذلك، عرف التتابع الرسوبي انقطاعا رئيسيا تمثل في وجود سطح صخري صلب، يفصل بين المرحلة الأولى والثانية وذلك بالتوافق مع المجموعتين للقشريات الصدفية الأولى والثانية على التوالي، إذ يُعد هذا الانقطاع موافقا لسطح التعرية المسيني الذي تم تحديده في منطقتنا والمناطق الأخرى المعروفة على نطاق واسع في حوض البحر الأبيض المتوسط.

إن هذه الرواسب بعد الجبس إلى نهاية المسيني ومجموعاتها القشرية الصدفية، وخاصة الرسوبيات الفتاتية المحتوية على سيراتوليتيس أكتينيس وقلوبوروتاليا مارغاريتي، ريتيكولوفينيسترا سيسنيروزي، توثق لإعادة الغمر البحري في حوض الشلف السفلي، مما يتوافق مع إعادة التدفق البحري في حوض البحر الأبيض المتوسط في نهاية العصر المسيني، وذلك قبل ظهور ريتيكولوفينيسترا سيسنيروزي كإشارة لبداية العصر الزنكليني.

وهكذا، فإن اكتشاف هذه الأحداث الحيوية في جبل الظهرة تعزز من وجود اللاقو مار الثالث في نهاية المسيني وإعادة تدفق المياه في البحر الأبيض المتوسط قبل بداية البلايوسين.

وعليه، تميزت الرواسب الموالية بمنشآت مرجانية (كلادوكورا تقترب من ك. كيسبيتوزا وندروفيليا غيرمحددة)، لم توصف من قبل، مؤرخة في عصر الزنكليني السفلي (بأكمله). هذا يدل على وجود ظروف دافئة نسبيا في ذلك الوقت، والتي قد تتوافق مع المرحلة النظائرية TG5.

الكلمات المفتاحية: جبل الظهر، نطاقات، الطورتوني العلوي، المسيني، البلايوسين، القشريات الصدفية، لاقو مار (1، 3) /
سجن حيوية (1، 2)، إعادة الغمر، أحداث حيوية، منشآت مرجانية، TG5 .

Chapitre I : Généralités

1. INTRODUCTION GENERALE

La sédimentation du Néogène supérieur est très diversifiée dans le Bassin du Bas Chélif, selon ses faciès situés depuis la plateforme jusqu'au bassin. Sur la marge sud du massif du Dahra, le Tortonien (11,62 - 7,24 Ma) est représenté par des dépôts conglomératiques suivis de marnes gréseuses évoluant progressivement à des marnes bleues (Anderson, 1936 ; SNRépal, 1952 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 2002). Le Messinien (7,24 – 5,33 Ma) est bien connu par ses dépôts pré-évaporitiques, matérialisés par des marnes bleues et des diatomites, des évaporites matérialisés par des gypses et post-évaporites à caractère détritique (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982a et b ; Saint Martin, 1990, Mansour *et al.*, 1994 ; Mansour et Saint Martin, 1995).

De nombreuses recherches consacrés à la limite Tortonien-Messinien ont été entrepris dans la partie septentrionale de bassin de Bas Chelif (Brive, 1895 ; Rouchy, 1982 ; Belkebir *et al.*, 2002 ; Mansouri *et al.*, 2008 ; Benzina *et al.*, 2018 ; Mansouri, 2021 ; Satour *et al.*, 2021). Le contact Miocène-Pliocène (gypse-marnes bleues) a été marqué par des milieux continentaux (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008 ; Osman *et al.*, 2021).

Les dépôts pliocènes sont généralement caractérisés par des marnes bleues voire des marnes blanchâtres, équivalents au "faciès Trubi", recouvrant en discordance les dépôts miocènes ; ils sont riches en faune marine (Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Thomas, 1985 ; Belkebir *et al.*, 1996).

L'étude que nous présentons dans ce mémoire concerne les sédiments d'âge allant du Tortonien supérieur au Plaisancien, dépôts qui sont largement répandus dans le massif du Dahra (Fig. 1). Elle vise la recherche systématique d'affleurements localisés dans cette région, pouvant, entre autres, matérialiser les passages tortonien-messinien, messinien-zancléen et zancléen-plaisancien. En effet, huit levés (08) de coupes y sont présentés. Celles-ci sont représentées par les coupes de l'Affania A, de l'Affania B, de Djebel El Abiod, de Hgaf Tamda, de l'Oued Tarhia, de Djebel Kaskas, d'El Hsasna, et celle du Télégraphe de Sidi Brahim à laquelle est exposée la coupe de l'Azaïzia pour corrélation (Fig. 1). Un aperçu des structures en place, découpages lithologiques, l'observation et description détaillée de tous les faciès remarquables dans les coupes mentionnées au-dessus, tout en cernant leurs variations latérales et verticales.

L'analyse biostratigraphique de ces séries géologiques est basée sur la présence des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires et des ostracodes. Elle a permis de fournir un ensemble de bioévénements réalisés par la présence ou l'absence de marqueurs. Ces bioévénements sont corrélées avec les différentes subdivisions biostratigraphiques utilisées dans le bassin méditerranéen (Bizon et Bizon, 1972; Bukry, 1973,1975 ; Zachariasse, 1975 ; Cita, 1975 ; Thunell, 1979; Okada et Bukry ,1980 ;

Langereis et Hilgen, 1991 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Lourens *et al.*, 2004 ; Raffi *et al.*, 2006 ; Iaccarino *et al.*, 2007 ; Hilgen *et al.*, 2012 ; Backman *et al.*, 2012 ; Gradstein *et al.*, 2012 ; Lirer *et al.*, 2019) et calibrées avec la biozonation standard de Blow (1969) et de Martini (1971).

Les assemblage d'ostracodes sont comparables avec les biozones/ phases de dépôts continentaux post gypses d'âge messinien terminal des régions méditerranéennes (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Bonaduce et Sgarrella, 1999 ; Iaccarino et Bossio, 1999 ; Gliozzi, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 2001 ; Clauzon *et al.*, 2005 ; Gliozzi *et al.*, 2006 ; Rouchy et Caruso., 2006; Gliozzi *et al.*, 2007 ; Popescu *et al.*, 2007 ; Roveri *et al.*, 2008 ; Popescu *et al.*, 2009 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012 ; Gliozzi *et al.*, 2012 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; ; Roveri *et al.*, 2014 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Andretto *et al.*, 2022)

L'établissement d'une succession d'événements calibrés avec l'échelle de temps radiométrique (Channell *et al.*, 1988, 1990, 1992 ; Sprovieri 1993 ; Lourens *et al.* 2004, 2005 ; Sprovieri *et al.*, 2006 ; Raffi *et al.*, 2006 ; Di Stefano et Sturiale, 2010 ; Backman *et al.*, 2012 ; Gradstein *et al.*, 2012 ; Lirer *et al.*, 2019) apporte de nouvelles informations biostratigraphiques pour les dépôts post-gypse (anté-pliocènes). Il a permis de préciser l'âge des différentes unités lithostratigraphiques des coupes étudiées.

2. Cadre géographique :

Les séries géologiques des coupes citées ci-dessus sont situées sur la marge méridionale du massif du Dahra, en convergence avec la plaine du Chélif (Fig. 1 : A, B). La région d'étude est localisée, entre Sidi Brahim, près du barrage du Chélif (Hachacheta), situé à 35 km à l'Est de la ville de Mostaganem et jusqu'à l'agglomération de Ouarizane, en suivant la flexure du massif du Dahra. Elle englobe la région des Ouled Maallah et des Ouled Slama, de l'Oued Tarhia, le sud de Djebel Rokba et la carrière de Hassi Bel Mekki dont une coupe est située dans l'agglomération d'El Hsasna au sein de la ville de Mazouna, en empruntant la route nationale RN90 (Oued Rhiou-Hgaf-Mazouna-Sidi M'hamed-Benali).

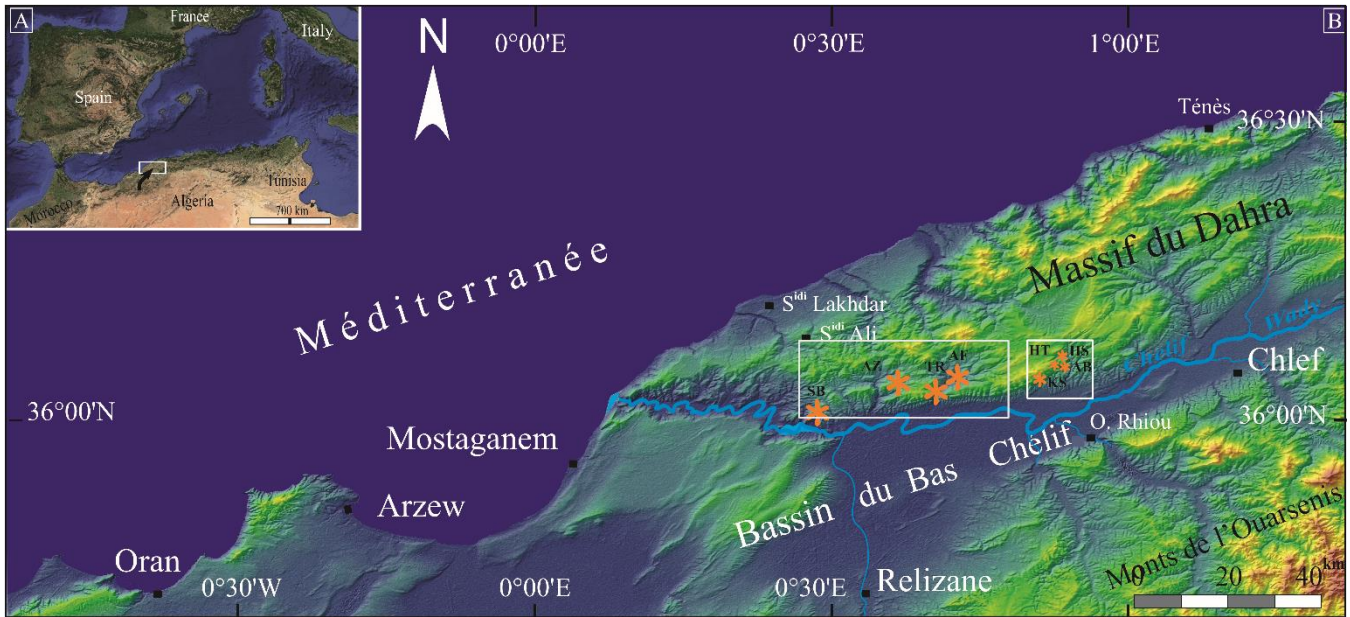


Fig. 1 : **A** : Carte de la région nord-ouest de la Méditerranée ; **B** : Carte de localisation de la série miocène-pliocène des Ouled Slama et du Télégraphe de Sidi Brahim, versant sud du massif du Dahra (photo Google Map). Sections étudiées : TSB = Télégraphe de Sidi Brahim (36°0'13.636"N/0°28'26.801"E) ; AZ = Azaïzia (0°37'9.741"E / 36°2'30.244"N) ; TR = Oued Tarhia (36°2'55.999"N/0°41'4.957"E) ; AF= Affania (**A** : 36°03'58.2"N/ 0°45'00.3"E, **B** : 36°04'09.1"N /0°45'20.2"E) ; HT = Hgaf Tamda (36°5'23.784"N/ 0°52'38.922"E) ; AB = Djebel El Abiod (36°5'26.83"N/ 0°53'9.452"E) ; HS : El Hsasna (36°07'43.7"N 0°52'32.5"E) ; KS : Kaskas (36°03'41.3"N/ 0°49'41.2"E). Les cadres en blancs correspondent aussi aux cartes géologiques (voir Fig. 2)

3. Cadre Géologique :

En forme d'une dépression d'orientation ENE-WSW, le bassin tellien intra-montagneux du Bas Chélif (Fig. 1 : B) présente une importante sédimentation cénozoïque. Cette dernière peut atteindre plus de 4800 m d'épaisseur (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; SNRépal, 1952 ; Perrodon 1957 ; Mazzola, 1971 ; Delfaud *et al.*, 1973 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Harbi *et al.*, 1999 ; Arab *et al.*, 2015). Elle porte les vestiges d'une tectonique alpine encore active aujourd'hui (Delteil 1974 ; Guardia 1975 ; Fenet 1975 ; Meghraoui 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1986 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Harbi *et al.*, 1999 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Leprêtre *et al.*, 2018 ; Benbakhti *et al.*, 2018 ; Abbouda *et al.*, 2019). En effet, la structure du massif du Dahra, en « blocs basculés », est connue dès la fin du Crétacé (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; Badji *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018). De nombreux auteurs ont contribué à la connaissance de la stratigraphie du Cénozoïque de ce bassin et des massifs du Tell environnants (Pomel, 1892 ; Ficheur, 1896 ; Brive, 1897, 1920 ; Dalloni, 1915 ; Anderson, 1936 ; Gourinard, 1952, 1958 ; Perrodon, 1957) (Fig. 2).

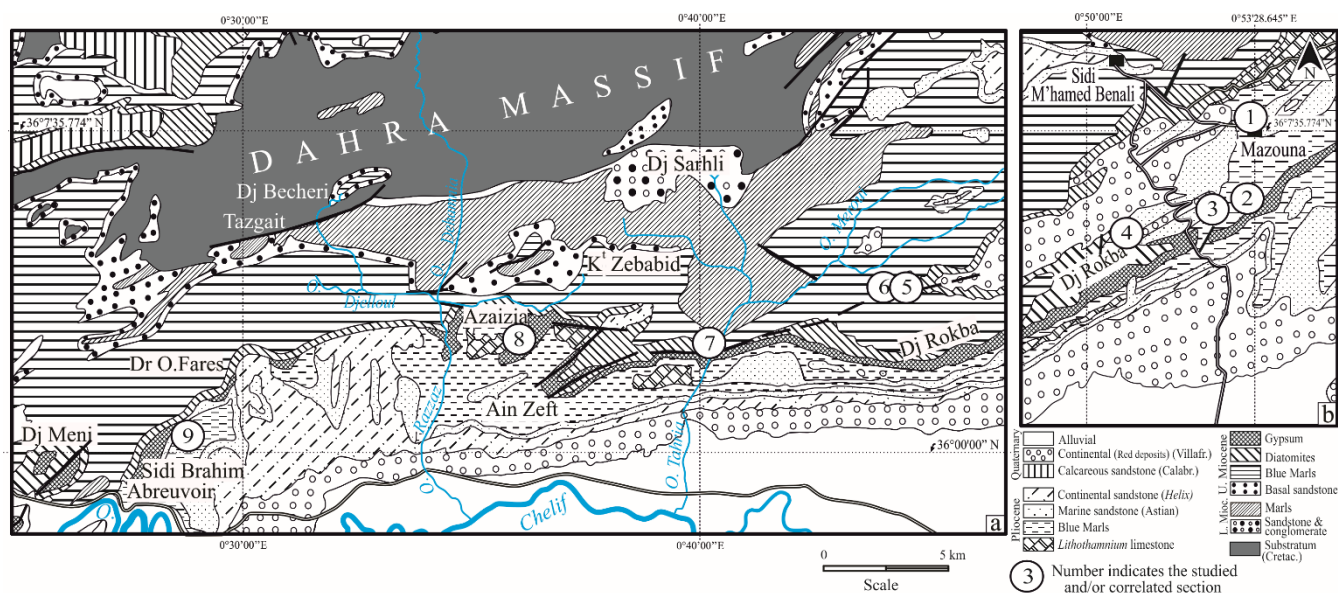


Fig. 2 : Carte géologique du massif du Dahra occidental (a) et oriental (b) (partiellement modifiée de Perrodon, 1957), présentant la série lithostratigraphique néogène. Localisation des coupes étudiées et/ou corrélées. 1 : El Hsasna, 2 : Djebel El Abiod, 3 : Hgaf Tamda, 4 : Djebel Kaskas, 5 et 6 : Affania A et B, 7 : Oued Tarhia, 8 : Azaizia, 9 : Télégraphe de Sidi Brahim.

Deux grandes séquences marquent la sédimentation marine miocène de cette région (Delfaud *et al.*, 1973 ; Thomas 1985 ; Neurdin-Trescartes 1992), correspondant généralement aux premiers et deuxièmes cycles post-nappes (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958 ; Meghraoui, 1982, 1988). Leurs âges sont estimés du Burdigalien supérieur au Serravallien (Belkebir et Anglada, 1985 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 2008) pour le premier et du Tortonien au Messinien pour le deuxième (Mazzola, 1971 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Belkebir *et al.*, 2008 ; Belhadji *et al.*, 2008). A côté de ces zones de sédimentation marine, des dépôts continentaux sont omniprésents sur les marges sud et nord du bassin du Bas Chélif (Jaeger, 1977 ; Guardia, 1975, 1976 ; Ouda et Ameer, 1978 ; Ameer-Chehbeur, 1988, 1992 ; Bessedik *et al.*, 1997 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Mahboubi, 2014 ; Mahboubi *et al.*, 2015) (Fig. 2).

Les dépôts du Miocène supérieur (Tortonien, Messinien) sont transgressifs puis régressifs (marnes bleues et marnes à diatomées, évaporites, laguno-marines ou post-évaporites). Ils recouvrent en discordance les dépôts marins et continentaux antérieurs (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982a, b ; Thomas 1985 ; Saint Martin 1990 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Mansour et Saint Martin, 1999 ; Mansour, 2004 ; Cornée *et al.*, 2004, 2006 ; Rouchy *et al.*, 2007).

Le gypse primaire correspondant à la crise de salinité messinienne dans les bassins périphériques méditerranéens, peut atteindre dans le bassin du Bas Chélif (Fig. 2), une épaisseur de 4 m par endroits (deux barres) voire beaucoup plus (250 à 300 m d'épaisseur) : c'est le cas du sud et des versants nord du massif du Dahra (Ouled Maallah, Tazgaït). Au centre du Bassin, la sédimentation messinienne post-

évaporitique évolue vers des dépôts palustres à lacustres. Le Pliocène est caractérisé par des marnes grises sableuses et des marnes bleues (à blanchâtres) marines équivalentes au faciès Trubi, recouvrant en discordance les dépôts antérieurs, bien représentées dans la coupe de Télégraphe de Sidi Brahim (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971 ; Fenet et Irr, 1973 ; Belkebir, 1986 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belhadji, 2005 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008 ; Abbouda *et al.*, 2019). Cette coupe géologique est représentée par des épaisseurs pouvant atteindre 750 à 800 m (Perrodon 1957 ; Rouchy *et al.*, 1982 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Abbouda *et al.*, 2019). De nombreux auteurs décrivent une tectonique compressive ayant affecté le cycle pliocène dont certaines failles sont encore actives (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui, 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Arab *et al.*, 2015 ; Maouche *et al.*, 2019 ; Abbouda *et al.*, 2018, 2019).

4. Paléogéographie et biostratigraphie de la sédimentation mio-pliocène du bassin du Bas Chélif

4.1. Paléogéographie

La sédimentation marine mio-pliocène du bassin du Bas Chélif a fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques (Magné *in* : Perrodon, 1957 ; Bizon *in* : Thomas, 1985 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Rouchy, 1982a, b ; Saint Martin, 1990 ; Bizon *in* : Neurdin-Trescartes, 1992), mettant en évidence des milieux diversifiés au Tortonien et au Messinien (marnes bleues, diatomites, plateformes coralliennes, évaporites et post-évaporites).

Selon leur paléogéographie en Méditerranée (Fig. 3 : a), les dépôts marins transgressifs tortoniens (marnes bleues) sont situés sur la marge du bassin du Bas Chélif débutant par la biozone à *Neogloboquadrina acostaensis* pouvant atteindre la biozone à *N. humerosa* et *N. dutertrei* (N16 et N17 de Blow, 1969 ; Mazzola, 1971 ; Belkebir *et al.*, 1996, 2002 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Bessedik *et al.*, 1997, 2002). Le Messinien (biozone : *Globorotalia mediterranea* : N17 de Blow, 1969) est bien connu (Fig. 3 : b) par ses dépôts pré-récifaux (Saint Martin, 1990) : marnes bleues, diatomites abritant une importante ichtyofaune (Arambourg, 1927 ; Gaudant *et al.*, 1997). Ils évoluent verticalement vers des grès bioclastiques jusqu'aux algues calcaires à Mélobésiées, conduisant progressivement à l'installation des plateformes récifales coralliennes (Djebel Murdjadjo : Cornée *et al.*, 1994 ; Saint Martin *et al.*, 1995 ; Bessedik *et al.*, 2023).

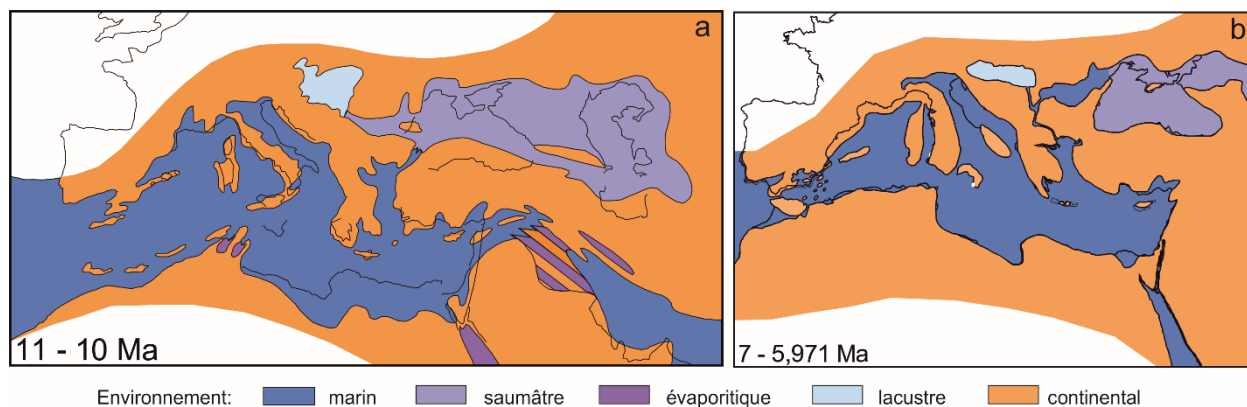


Fig. 3 : Paléogéographie du Tortonien (a) et du Messinien (b) en Méditerranée (d'après Rögl et Steininger, 1983).

Ces milieux marins subtropicaux marqués par des plateformes coralliennes (*Porites*, *Terbellastrae*, *Siderastraea*) (Fig. 4) et la mangrove appauvrie à *Avicennia* (Saint Martin, 1990 ; Chikhi, 1992) sont suivis d'une sédimentation post-récifale (messinienne) marquée par une dégradation des conditions marines (stromatolithes, oolithes, gypse : Rouchy, 1982 ; Saint Martin, 1990 ; Cornée *et al.*, 1994). Celle-ci est souvent attribuée au complexe carbonaté terminal (Benson, 1976 ; Esteban, 1994 ; Cunningham et Collins, 2002 ; Cornea *et al.*, 2004 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Roveri *et al.* 2020, entre autres).

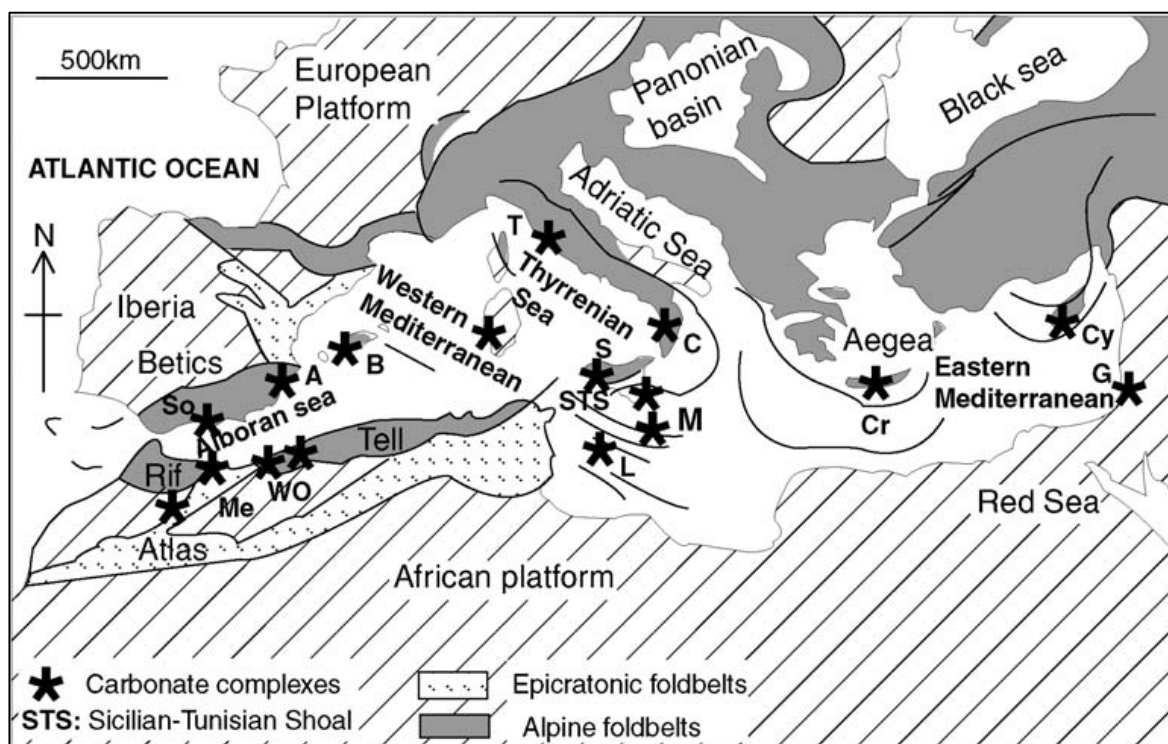


Fig. 4 : Distribution des plateformes récifales coralliennes au Messinien en Méditerranée.

A : Alicante ; B : Baléares ; C : Calabre ; Cr : Crète ; Cy : Chypre ; G : Gaza ; L : Lampedusa ; M : Malte ; Me ; Melilla Kbdana ; S : Salemi ; So : Sorbas–Almeria–Nijar ; WO : Oranie occidentale (Cornée *et al.*, 2004, d'après Esteban, 1996, modifié).

Loin de la plate-forme, la sédimentation évolue vers des dépôts de gypse (Fig. 5 et 6) d'épaisseur variant de quelques mètres au sud du bassin du Bas Chéelif (Beni Chougrane : Sahaouria) à des centaines

de mètres au sud (Ouled Maallah) et au nord (Tazgaït) du massif du Dahra. Ainsi, les faciès post-évaporitiques sont divers et variés (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982), témoignant de la mise en place d'un processus de dessalement où les milieux deviennent palustres à lacustres (Rouchy, 1982 ; Rouchy et Saint Martin, 1992 ; Orszag-Sperber *et al.*, 2000 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Orszag-Sperber, 2006).

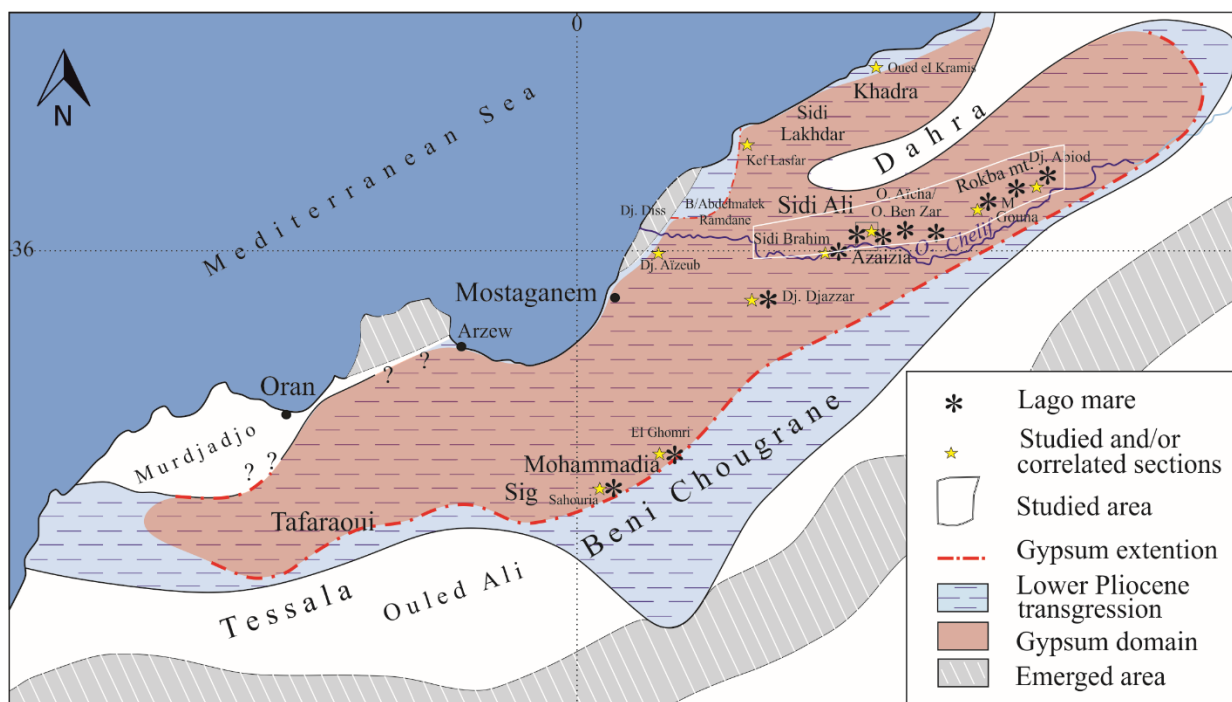


Fig. 5 : Aires paléogéographiques des gypses messiniens (couleur rouge) et des marnes bleues pliocènes du bassin du Bas Chélif (modifiée à partir de Perrodon, 1957 et Osman *et al.*, 2021).

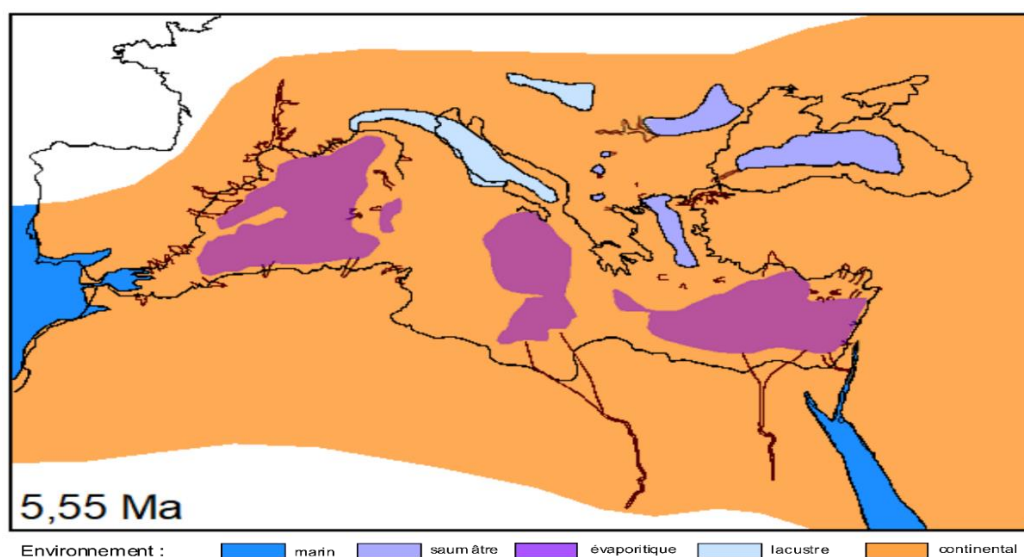


Fig. 6 : Paléogéographie du Messinien terminal en Méditerranée (Rogl et Steinhiger, 1983).

Correspondant aux évaporites (gypse) (Fig. 6) et aux sédiments sus-jacents, la transition mio-pliocène de la série géologique est corrélée au Lago-Mare (Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008).

Cette phase n'est autre que l'expression sédimentaire de la Crise de Salinité Messinienne (CSM) (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982). Ce contexte paléogéographique et chronologique est encore débattu (Fig. 7) (Clauzon *et al.*, 1996 ; Riding *et al.*, 1998 ; Butler *et al.*, 1995, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Rouchy et Caruso 2006 ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014b ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Roveri *et al.*, 2016).

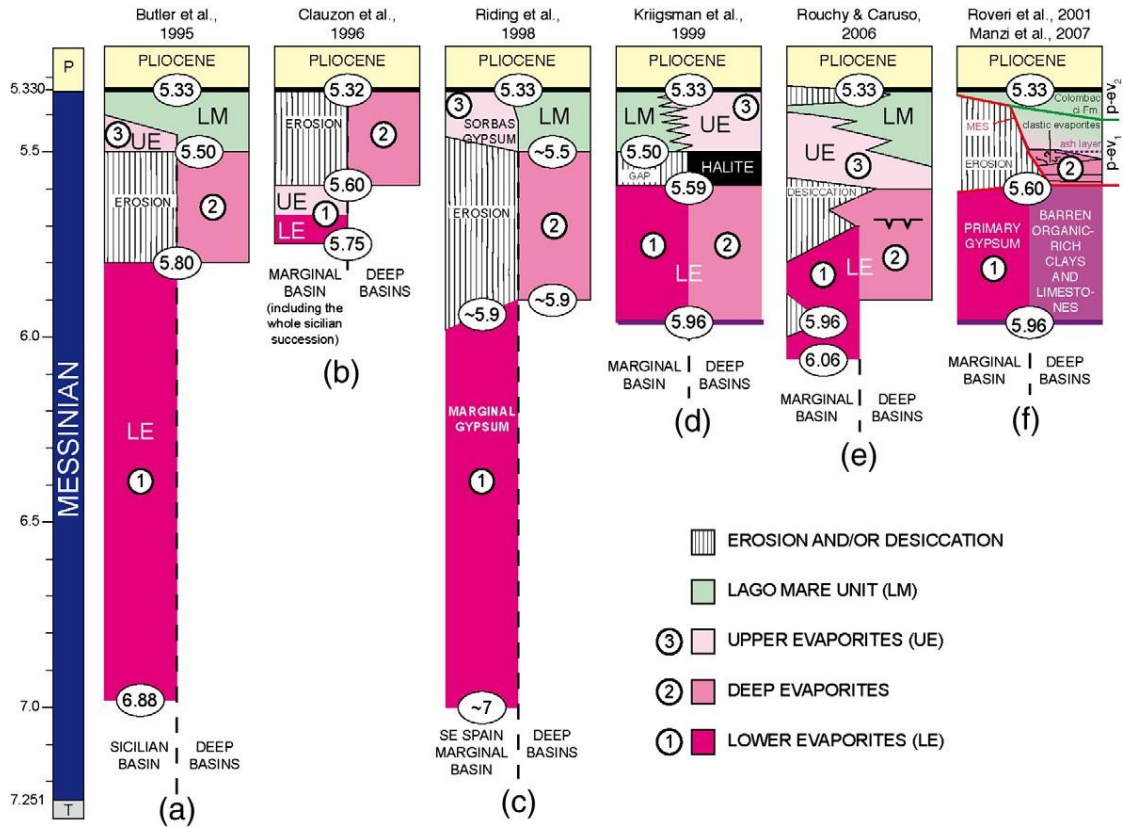


Fig. 7 : Modèles stratigraphiques diachrones (a, b, c) ou légèrement diachrones (e) voire synchrones (d, f) de la crise de salinité messinienne. Modifié à partir de Rouchy et Caruso (2006) et Manzi *et al.* (2007).

La succession chronologique des évaporites s'est établie, dans un premier temps (5,97-5,60 Ma), par des dépôts de gypse (sulfates) dans les bassins périphériques suivis, dans un second temps (5,60-5,46 Ma), par la mise en place d'évaporites dans les bassins centraux (chlorures : K, Na, Mg). Cette dernière étape correspondrait à une baisse du niveau marin de la Méditerranée et à une forte érosion subaérienne de ses marges (Clauzon *et al.*, 1996, 2015 ; CIESM, 2008 ; Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Andretto *et al.*, 2022).

A la lumière de ces considérations, plusieurs localités correspondant à ces faciès ont été décrites dans le bassin du Bas Chélib par Rouchy *et al.*, (2007) dans le secteur des Beni Chougrane (Sig, Sahaouria, El Ghomri) et celui du massif du Dahra (Djebel Meni-Abrevoir, Oued El Aicha), complété par l'étude de l'Azaizia et de l'Ain Yakoub (Dahra : Osman *et al.*, 2021). Ces auteurs décrivent, au cours de l'histoire

de la CSM en Méditerranée, la présence d'un Lago Mare (LM) (Rouchy *et al.*, 2007) ou d'un Lago Mare 1 (Osman *et al.*, 2021). Cela correspond à un écoulement de masses d'eau douce venant de la Paratéthis vers la mer Méditerranée, permettant de compenser la baisse du niveau marin liée à la phase de la CSM (Clauzon *et al.*, 2005 ; Snel *et al.*, 2006 ; Popescu *et al.*, 2009, 2015 ; Suc *et al.*, 2011 ; Do Couto *et al.*, 2014).

Cet échange d'eau semble s'être produit plusieurs fois et selon trois événements chronologiquement distincts (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2015) (Fig. 8). Le Lago Mare 1 (LM1) est situé entre 5,64 et 5,60 Ma, recouvrant des évaporites périphériques et affecté par la Surface d'Erosion Messinienne (SEM) (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2009 ; Clauzon *et al.*, 2015). Le LM2 est signalé en forage profond à partir des bassins centraux (environ 5,5 et 5,46 Ma) ; le LM3, suite au reflooding en Méditerranée, est estimé à 5,46 et 5,332 Ma (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2007, 2009, 2015 ; Bache *et al.*, 2012, 2015, Do Couto *et al.*, 2014). Manzi *et al.* (2013) et Roveri *et al.* (2014a, b, 2016) considèrent que le LM1 et le LM3 ne représentent au fait qu'une seule et unique phase, située entre 5,42 et 5,33 Ma, correspondant au LM2 dans les bassins centraux (Fig. 9).

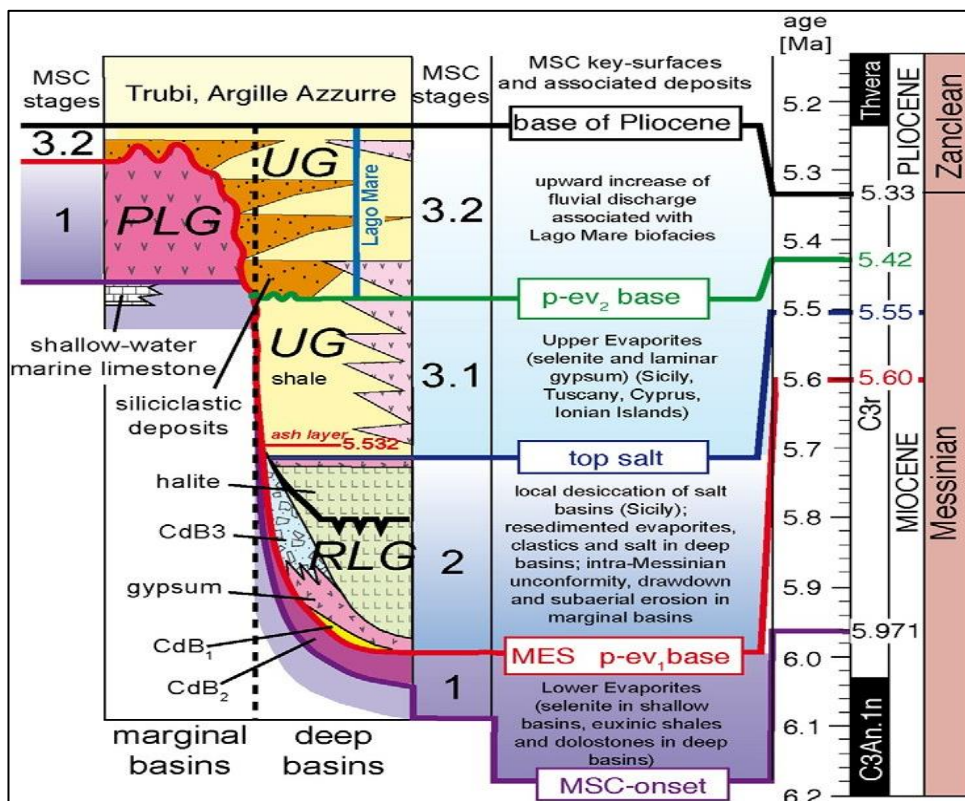


Fig. 8 : Chronostratigraphie des évènements mio-pliocènes en relation avec la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée et Paratéthis (Roveri *et al.*, 2014)..

PLG : Gypse primaire inférieur (Primary Lower Gypsum), RLG : Gypse inférieur résédimenté (Resedimented Lower Gypsum), UG : Gypse supérieur (Upper Gypsum), CdB : Calcaire de base (Calcare de base).

Le retour de la mer en Méditerranée (Fig. 9) et dans le bassin du Bas Chélif est généralement marqué par l'extension de marnes bleues pliocènes ou « faciès Trubi » (Zancléen), riches en microfaune (Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1975 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Thomas, 1985). Cette transgression (Fig. 9) semble avoir provoqué l'engorgement (emboîtement) de certaines structures morphologiques héritées de la CSM (Dahra : Osman *et al.*, 2021 ; Oued Rhiou Boukadir : Moulana *et al.*, 2022).

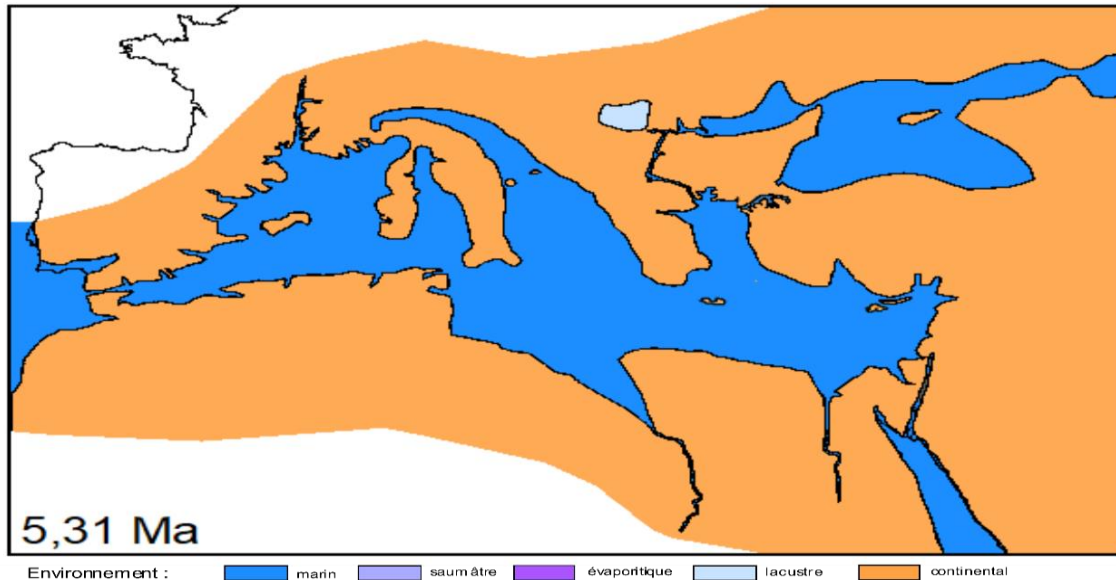


Fig. 9 : Paléogéographie du Zancléen en Méditerranée (Rogl et Steininger, 1983).

Ces marnes évoluent vers des marnes grises (toujours d'âge zancléen) et se terminent par des alternances de marnes et de grès (Plaisancien) marquées à la base par des concentrations de bivalves (Osman *et al.*, 2021).

4.2. Biostratigraphie et biomarqueurs du Pliocène

Des études récentes ont porté sur les foraminifères planctoniques des marnes bleues pliocènes, aboutissant à l'identification de plusieurs bioévénements biostratigraphiques (Mazzola, 1971) au sein du Zancléen (*Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens*, *Globorotalia hirsuta praehirsuta*, *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata*) et le Plaisancien (*G. crotonensis*). Celles-ci sont complétées par Belhadji *et al.* (2008) dans les localités situées à proximité de l'embouchure de l'Oued Chélif avec *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *G. margaritae*, *G. puncticulata*-*G. margaritae*, *G. puncticulata* et *G. aemiliana*. Un peu plus loin au nord, les bioévénements pliocènes du plateau des Hachacha semblent être plus complets (Belkebir et Anglada, 1985) : *G. margaritae*, *G. puncticulata* et *G. bononiensis*, *G. crassaformis* / *G. crassula viola* et *G. inflata*. Cette dernière espèce vient d'être intégrée dans le Pléistocène (Gélasien).

Depuis ces dernières années, des travaux biostratigraphiques sont réalisés dans des dépôts marins, concernant les nannofossiles calcaires (Mansouri *et al.*, 2008). Ils concernent les sédiments du Miocène supérieur et du Pliocène du Bassin du Bas Chélif et du Massif du Dahra. En effet, la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim a révélé de nombreuses successions significatives de bioévénements comme *Discoaster quinqueramus*, *Amaurolithus delicatus*, *A. primus*, *Discoaster surculus*, *D. brouweri*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. cisnerosii*, *Ceratolithus acutus*, *C. rugosus*, *D. asymmetricus*, *D. tamalis* (Mansouri dans : Tchouar, 2013 ; Mansouri, 2021).

Sédimentologiquement, le passage tortonien supérieur-messinien est défini par une sédimentation marine de marnes bleues d'âges tortonien et messinien inférieur (Brive, 1895 ; Rouchy, 1982 ; Belkebir *et al.*, 2002; Mansouri *et al.*, 2008 ; Mansouri, 2021; Satour *et al.*, 2021). La limite Tortonien-Messinien au sein de ces dépôts est également précisée et corrélée (Mansouri *et al.*, 2008 ; Benzina *et al.*, 2018, ; Mansouri, 2021) notamment dans les coupes de Djebel Ben Dourda, de Douar Mehalif, de l'Oued Derdoussa et de Djebel Meni, représentant ce passage situé légèrement en dessous des marnes diatomitiques.

Le contact Miocène-Pliocène (gypse-marnes bleues) a été observé dans l'affleurement de la localité de l'Oued Tarhia (Perrodon, 1957) et dans le forage du Djebel Djezzar (Mazzola, 1971), décrivant des milieux lacustres, fluviaux et même continentaux. Aucun événement biologique marin ou continental significatif n'y a été enregistré. Depuis, des études récentes ont précisé le caractère environnemental concernant cette période, notamment des indices paléontologiques (foraminifères benthiques, charophytes, entre autres) en faveur d'un dessalement qui a marqué la fin de la crise de salinité messinienne (Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008 ; Osman *et al.*, 2021).

Les marnes du Pliocène inférieur passent latéralement à des marnes sableuses ou à des marnes à passées gréseuses (Brive, 1895 ; Mazzola, 1971 ; Rouchy, 1982, Belkebir et Anglada, 1985 ; Belkebir, 1986 ; Belhadji *et al.*, 2008 ; Satour, 2012 ; Osman *et al.*, 2021, Mansouri, 2021 ; Benyoucef *et al.*, 2021). De l'Ouest vers l'Est, ce passage est marqué par la présence de barres gréseuses fossilifères. Récemment, La limite zanléen- plaisancien a été bien définie (Osman *et al.*, 2021), marquée par un banc de calcaire très riche en Bivalves.

5. Matériels et méthodes :

L'intérêt de ce travail est d'établir une description lithologique et paléontologique de coupes réalisées, complétées, quand c'est possible, par une étude sédimentologique en termes de morphoscopie.

Ce travail est réalisé en deux phases:

-Sur le terrain : Il consiste à des levés de coupes avec des descriptions des structures en place, la lithologie, l'observation et description détaillées des faciès avec des prises photographiques et l'échantillonnage systématique.

Hormis la description lithologique et l'échantillonnage, certaines coupes sont partiellement détaillées (la base de la coupe de l'Oued Tarhia), complétées (Télégraphe de Sidi Brahim) et/ou corrélées entre elles (Azaïzia (b) (Osman *et al.*, 2021). Bien qu'elles soient, dans certains cas, difficiles à observer (éboulis, solifluxions, glissements de terrain, etc.), les limites entre unités (ou sous-unités) lithostratigraphiques sont recherchées et systématiquement inventoriées pour cette période, notamment en ce qui concerne la transition miocène-pliocène. L'échantillonnage a été effectué suivant une maille de 50 cm environ pour les séries marneuses et juste au niveau des bancs marneux pour l'alternance marno-diatomitique ou marno-calcaire. Un échantillonnage supplémentaire (ponctuel) a été dépêché quand cela s'avérait nécessaire pour affiner la stratigraphie.

-Au laboratoire :

Le traitement d'une centaine d'échantillons a été réalisé au laboratoire ; il consiste à un lavage d'échantillons pour une étude morphoscopique, paléontologique et frottis pour l'étude de nannoplancton calcaire. La description des unités lithostratigraphiques et le traitement de sédiments ont permis de collecter de nombreux fossiles : gastéropodes, bivalves, scaphopodes, polypiers scléactiniaires.

La récolte et l'échantillonnage des macrofossiles sont effectués sur le terrain où les spécimens sont localisés sur la coupe et photographiés ; le lavage des tests d'organismes et le dégagement de leur gangue sont effectués au laboratoire avec de l'eau tiède et des brosses appropriées. Certains organismes (Brachiopodes : *Megerlia*), très abondants dans les calcaires marneux blancs, ont demandé l'avis de spécialistes pour leur détermination (A. Ouali Mehadji ; P. Moissette).

Pour l'extraction des microfossiles (foraminifères, ostracodes, charophytes), l'utilisation de la technique de **lavage**, 200 à 300 g (parfois un peu plus) de sédiments qui sont traités (trempage dans de l'eau tiède), lavage puis tamisage à travers une maille à 100 µm de diamètre. La loupe binoculaire (grossissement x 250 et x 500) et le Microscope électronique de Scanning (MES) de l'université Abou Bekr Belkaïd (Tlemcen) sont utilisés pour l'identification et la photographie des taxons.

Les mêmes échantillons traités pour l'extraction des microfossiles sont soumis au traitement (frottis) pour les nannofossiles calcaires. En effet, le sédiment est gratté à l'aide d'un cure-dent ; directement sur une lame de verre, est déposée une infime quantité de sédiment sous forme de poudre diluée dans une goutte d'eau distillée puis répartie sur toute la longueur de la lame, en utilisant le même cure-dent pour répartir le sédiment et éviter l'agrégation des particules. Après séchage de la préparation

sur une plaque chauffante à très faible température, on couvre avec une lamelle en collant avec une résine de synthèse de type EUKITT qui a la capacité de durcir rapidement (20 mn). Les lames sont observées au microscope optique polarisant (grossissement x 500). La détermination y est effectuée avec un grossissement allant de x 500 à x 1000 μm . Le contenu paléontologique dégagé est systématiquement photographié.

La présence qualitative des microfossiles (foraminifères et nannofossiles calcaires) et en particulier les biomarqueurs a été prise en considération, en tant que bioévénements. Pour chaque échantillon, ces taxons ont permis de contribuer à la datation des séries géologiques en place, à l'instar des méthodes de calage réalisées dans les dépôts marins (Berggren *et al.*, 1995, Lourens *et al.*, 2004).

Chapitre II : Lithostratigraphie

Introduction :

Les coupes étudiées sont disposées d'Ouest en Est sur le massif du Dahra, au Nord de la plaine du Chélif (fig. 1). Connue pour ses grandes étendues de marnes bleues à blanches (SNRépal, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971), la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est située à l'ouest du Dahra en face de l'extrémité orientale du barrage de l'Oued Chélif. Les localités de Tarhia, Ouled Slama, Bouhalloufa et la plaine d'Ouarizane, bordent au sud les coupes de l'Oued Tarhia (village Hamri), Affania A et B, Djebel Kaskas, Hgaf Tamda et du Djebel El Abiod (environs Mazouna). La sédimentation miocène-pliocène de ces localités a été bien identifiée par Brive (1897) et Anderson (1936). Ainsi, Brive (1897) mentionne des argiles helvétiques (m3), et du gypse interstratifié (m4g) pris entre des marnes à silex (m4c) et des calcaires lenticulaires blancs à *Ostrea cochlear* (m4d). Des grès et des sables fossilifères appartenant au Pliocène inférieur (p') couvrent cette dernière.

1. La coupe de l'Affania

Deux coupes (Affania A et Affania B) sont réalisées dans la région des Ouled Slama (Fig. 10 : i, j), partie intégrante de la bordure sud-occidentale du massif du Dahra. Elle se situe à l'Ouest de Djebel Rokba, sur la marge nord du bassin du Bas Chélif. Les coupes sont décrites au Mechtat El Affania, sur la bordure de la route communale menant au village d'Ouled El khayen à partir de la RN90 reliant le village de Hamri à El Guettar, en allant vers Mazouna, où l'on observe de puissantes séries de marnes bleu gris et blanches affleurant sur de grandes étendues de la région des Ouled Slama jusqu'à la ville de Sidi M'hamed Benali (Fig. 2) (S1).

1.1. La coupe de l'Affania "A" :

Cette coupe montre une série homogène de marnes gris bleu (Fig. 10 : f, h), épaisse de 62 m dans laquelle la microfaune est très abondante ; celle-ci est marquée par la présence de foraminifères planctoniques, benthiques et des nannofossiles calcaires.

L'assemblage des foraminifères planctoniques est diversifié dans tous les échantillons prélevés (12). Il est composé de *Globigerina* (*G. bulloides*, *G. praebulloides*, *G. apertura*), *Globigerinoides* (*G. obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *G. bolli*), *Globorotalia* (*G. menardii*, *G. pliosiotumida*), *Neogloboquadrina* (*N. acostaensis*, *N. humerosa*, *N. dutertrei*, *N. incompta*, *N. continuosa*, *N. pachyderma*) et d'autres genres tels que *Orbulina*, *Globigerenella* et *Globoquadrina*. Les nannofossiles calcaires sont : *Discoaster brouweri*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*.

1.2. La coupe de l'Affania "B"

A 800 m au nord de la coupe d'Affania A, les marnes gris bleu sont surmontées par des marnes beiges (Fig. 10 : f), de 20 m d'épaisseur. Elles renferment une microfaune abondante de foraminifères planctoniques appartenant aux groupes suivants (échantillon AF b 1) : *Globigerina* (*G. bulloides*, *G. praebulloides*, *G. apertura*, *G. woodi*), *Globigerinoides* (*G. obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *G. bolli*), *Globorotalia* (*G. menardii*, *G. pliosiotumida*), *Neogloboquadrina* (*N. acostaensis*, *N. humerosa*, *N. dutertrei*, *N. incompta*, *N. continuaosa*, *N. pachyderma*) et d'autres genres tels que *Orbulina*, *Globigerenella* et *Globoquadrina*.

Les échantillons suivants (AF b 2 à AF b 5) ont livré : *Globigerina* (*G. bulloides*, *G. praebulloides*, *G. apertura*), *Globigerinoides* (*G. obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *G. bolli*), *Globorotalia* (*G. menardii*, *G. pliosiotumida*, *G. miotumida*) et d'autres genres tels que *Orbulina*, *Globigerenella*, *Globoquadrina*, et des nannofossiles calcaires tels que *Discoaster brouweri*, *Discoaster variabilis* et *Reticulofenestra pseudoumbilicus*.

Une alternance remarquable de marnes diatomitiques et de bancs marneux diatomitiques (22 m d'épaisseur) se dépose sur les marnes beiges précédentes ; les bancs sont centimétriques à métriques (Fig.10 : g à b). Le passage entre les deux se fait par l'intermédiaire de marnes marron. Les échantillons AF b 6 à AF b 15 ont livré *Globigerina* (*G. bulloides*, *G. praebulloides*, *G. apertura*), *Globigerinoides* (*G. obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *G. bolli*), *Globorotalia* (*G. menardii*, *G. pliosiotumida*, *G. mediterranea*) et d'autres genres tels que : *Orbulina*, *Globigerenella*, *Globoquadrina*. L'analyse des lames minces (AF b 6 à AF b 15) ont révélé la présence de nannofossiles suivants : *D. brouweri*, *D. variabilis*, *R. pseudoumbilicus*, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus delicatus*, *Reticulofenestra rotaria*.

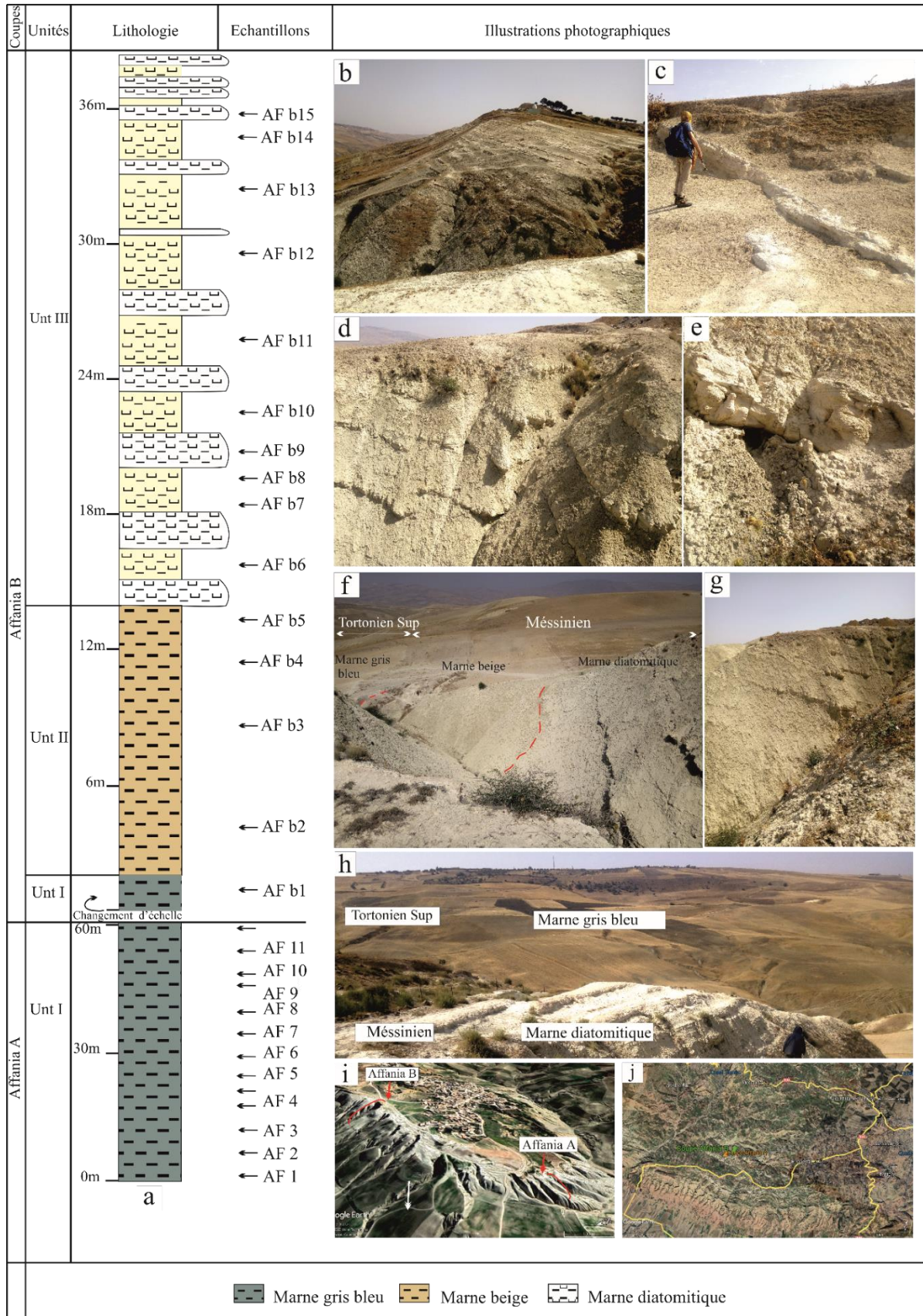


Fig. 10 : Succession sédimentaire et panoramas des coupes de l'Affania A et B

a: Colonne lithologique de l'Affania A et B. **b**, **c** et **d** : Partie supérieure de la coupe (alternance de marnes diatomitiques et de diatomites). **e**: Banc de marne diatomitique. **f**: Limites (traits rouges discontinus) entre

les marnes gris bleu, les marnes beiges et les marnes diatomitiques. **g**: Marnes beiges et marnes diatomitiques. **h**: vue panoramique des dépôts tortoniens et messiniens. **i** et **j**: Images satellitaires montrant une vue générale des affleurements et la localisation des coupes de l'Affania.

2. Coupe du Djebel El Abiod :

Les prospections géologiques sont réalisées au niveau de Djebel El Abiod, situé à l'Est de Djebel Rokba, sur le versant sud du massif du Dahra (Fig. 1) ; la route nationale RN 90 reliant les villes d'Oued Rhiou et Ouarizane à Mazouna et Sidi M'hamed Benali permet d'accéder aux coupes en traversant la route communale menant au village de Tamda (Fig. 11).

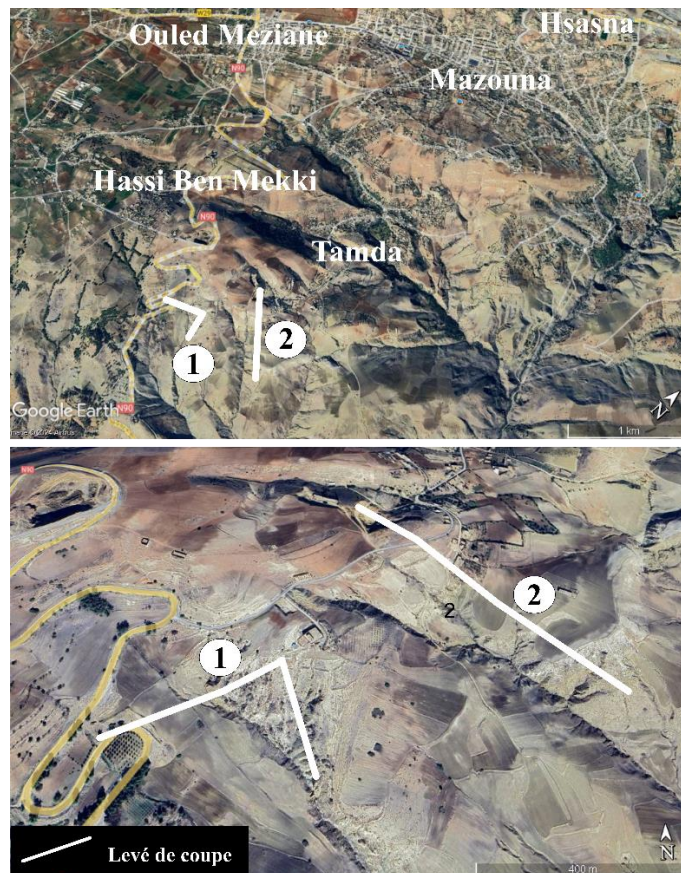


Fig. 11 : Localisation des coupes ; 1 : Coupe De Hgaf Tamda ; 2 : Coupe de Djebel El Abiod (image satellite, Google Earth).

Elle est constituée par Six (06) unités séparées par des discontinuités visibles. De bas en haut (S2) :

2.1. Unité I « Gypse » : La coupe débute par deux barres de gypse, d'une épaisseur variant de 0,50 m à 1,00 m (Fig. 12 : a, i), recouvertes, en discordance par des argiles noirâtres.

2.2. Unité II « Argiles bariolées » (30 m) : est constituée de quatre sous-unités :

2.2.1-Sous-unité "a" (16m) :

Elle se compose essentiellement par d'argiles noirâtres et deux barres conglomératiques de gypse et de grès d'épaisseur de 1.5 m. Elle contient quelques foraminifères benthiques indéterminables de très petite taille.

2.2.2-Sous-unité "b" :

Des argiles bariolées litées (Echantillon Ab1 à Ab 10) de couleur grise, verte, bleue et rouge (lamination de type varve) de 13 m d'épaisseur. A la base, ces argiles sont finement laminées (Fig. 12 : a, i1) ; cette partie est caractérisée par une abondance de tests d'ostracodes lisses de différente taille tels que *Cyprideis sp*, *Loxoconcha sp.1*, *Loxoconcha sp.2*. *Loxoconcha muelleri*, entre autres. Ces dépôts évoluent à des argiles riches en fragments de quartz émoussés/mats associés avec quelques *Cyprideis sp* et *Loxoconcha muelleri* et des foraminifères benthiques (*Ammonia cf. tepida*).

2.2.3-Sous-unité "c" :

Des argiles vertes à grises non laminées (Fig. 12 : a, i2) de trois (03) m d'épaisseur (Echantillons Ab10, 11 et Ab 12). La microfaune y est représentée par des foraminifères planctoniques des groupes *Globigerinoides*, *Globigerina*.

2.2.4-Sous-unité "d" :

Des argiles bariolées (varve) (Echantillon Ab13 jusqu'à Ab 17), 08 m d'épaisseur. Elles sont caractérisées par la présence d'ostracodes de type *Cyprideis* et *Loxoconcha sp1* et des foraminifères benthiques (*Ammonia cf. tepida*) et planctoniques remaniés associés avec des grains de quartz émoussés luisants.

2.3. Unité III : Alternance argile sableuse et grès

Elle repose de manière discontinue sur la précédente (Fig. 12 : a, h1 et h2). Cette unité est subdivisée en deux (02) ensembles :

- Un ensemble d'argiles sableuses jaunâtres alternent avec des lits gréseux d'épaisseur de 12 m ; les bancs de grès s'épaississent progressivement vers le haut ; Ces grès présentent une stratification tabulaire, oblique, entrecroisée et des figures mamelonnées de HCS (Fig.12 : a, HCS), ainsi que la présence de charophytes (*Chara cf. hispida*) dans les argiles sableuses de la partie sommitale associés avec des grains de quartz ronds et luisants.

- Plus haut, un ensemble de dépôt brun à jaunâtre très remarquable, de 3 m d'épaisseur. Il se compose d'alternance de grès avec des microconglomérats passant verticalement à des

conglomérats chenalisés à petite coquille de bivalves de type (*Pseudocatillus sp.*) (Fig. 12 : a, g). Ces dépôts forment un dos anticlinal fracturé (fig. 12 : a, g1). Les cailloux sont de natures gréseuses ou calcaires à forme bien arrondi. Ces sédiments sont marqués par une surface très déformée (discordance) apparaissant cimentée et localement ferrugineuse (Hard-ground), incrusté sur le côté de coquilles de bivalves (*Pseudocatillus sp.*) (Hard-ground : Fig. 12 : a, g2 : HG).

2.4. Unité IV : Argiles rubis

Cette unité se subdivise en plusieurs faciès différents (Fig. 12 : a, g "AR"), de bas en haut :

- Des marnes limoneuses verdâtres (1 m) délimitées à la base par un Hard-ground (Fig.12 : g), renfermant des foraminifères planctoniques (*Globigerinoides*, *Globigerina*) et benthiques et des fragments de tests d'ostracodes. Ces marnes sont surmontées par

- Des argiles rouge rubis dont l'épaisseur dépasse les quatre (04 m) mètres (Fig. 12 : a, g "AR"). Les microfossiles indiquent la présence d'ostracodes de plusieurs groupes tels que *Loxocorniculina djafarovi*, *Euxinocythere (Maeotocythere) praebaquana*, *Amnicythere sp*, *Amnicythere cf. accicularia*, *Cytherura pyrama*, *Zalanyiella venusta*, *Camptocyprina sp*, entre autres.

- Des argiles bariolées (Fig. 12 : a, i "VII", f "VII") surmontées par un ravinement voire une discordance (Fig. 11 : a, f "Disc"). Elles contiennent peu d'ostracodes (*Cyprideis*, *Tyrrhenocythere cf. ruggierii*, *Amnicythere sp*, *Zalanyiella venusta*) et des foraminifères benthiques et quelques formes planctoniques remaniées.

- Des marnes vertes (2 m d'épaisseur) devenant sableuses au sommet (Fig. 12 : a, f" Ms1" et "Ms2", f1) ; elles sont délimitées, à la base et au sommet, par des surfaces d'érosion. Ces marnes sableuses sont séparées de l'Unité V (calcaires marneux blancs corallifères) par une accumulation conglomératique de 10 cm d'épaisseur (Conglomérat intermédiaire) : "CI" (Fig. 12 : a, f1, e, e1, e2). En effet, le niveau conglomératique (10 cm d'épaisseur) devient latéralement friable voire sableux avec des galets dont le sommet est interrompu par une autre surface ondulée (discordance) sur laquelle repose le calcaire marneux blanc corallifère.

Les premiers niveaux (Ab 27) des marnes sableuses sont constitués par quelques foraminifères planctoniques et benthiques. L'échantillon Ab 28 est riche en formes planctoniques (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia*) et marqué par la présence de nannoplanctons (*Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Discoaster variabilis* et quelques *Sphenolithus*).

2.5. Unité V : Calcaires marneux blancs corallifères

Elle correspond à des calcaires marneux blancs corallifères (Fig. 12 : a, e), formant une large alternance de bancs de calcaires marneux blancs et de marnes calcaires à macrofaune très riche et variée. Ces calcaires sont soulignés, à la base, par une surface ondulée en contact des conglomérats (Fig. 12 : a, e1, e2), marquant une nette discontinuité (discordance) avec les dépôts antérieurs. La macrofaune recensée est dominée par les ostréidés (*Neopycnodonte cochlear*) (Fig. 12 : e3), les brachiopodes (principalement *Megerlia truncata*), les pectenidés, les gastéropodes (*Natica sp.*, *Turritella sp.*), les coraux (*Dendrophyllia sp.*, cf. *Cladocora* cf. *caespitosa*, cf. *Desmophyllum* aff. *Cristagalli*) (Fig. 12 : a, c, c1, c2, c3, c4, c5, d, d1 et d2).

La microfaune est dominée par des foraminifères planctoniques (*G. margaritae*, Groupe *Neogloboquadrina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Globigerina*) et quelques foraminifères benthiques (*Ammonia*, entre autres). Les nannoplanctons calcaires sont marqués par la présence de *Reticulofenestra cisnerosii*, *R. pseudoumbilicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri* et quelques *Sphenolithus*.

2.6. Unité IV : Marnes grisâtres

Elle est marquée à la base par un petit banc de 50 cm d'épaisseur d'un dépôt marneux grisâtre à débris de polypiers solitaires. Cette unité est représentée par des marnes grisâtres (90 m d'épaisseur), soulignée à la base par des passages soufrés, reposant en discordance sur l'unité antérieure. Cette unité comporte 03 barres de grès jaunes (épaisseur de 2 à 4 m) avec des concentrations de fossiles (Fig. 12 : a, b) et parfois des surfaces de hard-ground. Elle est surmontée de calcaire biodétritique (CB = Fig. 12 : i).

La faune présente y est riche en bivalves (Fig. 12 : a, b1 et b2), gastéropodes, oursins et en polypiers solitaires avec une microfaune abondante de foraminifères planctoniques. Les échantillons Ab 36 à Ab 46 ont fourni les taxons suivants : *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia puncticulata padana*, *Globigerinoides*, *Neogloboquadrina*, *Globigerina*, ..., ainsi que la présence d'ostracodes : *Aurila sp.* et *Loxochoncha sp.* A partir de l'échantillon Ab 49 l'apparition de *Globorotalia* aff. *crotonensis* associée avec le groupe des foraminifères cités précédemment.

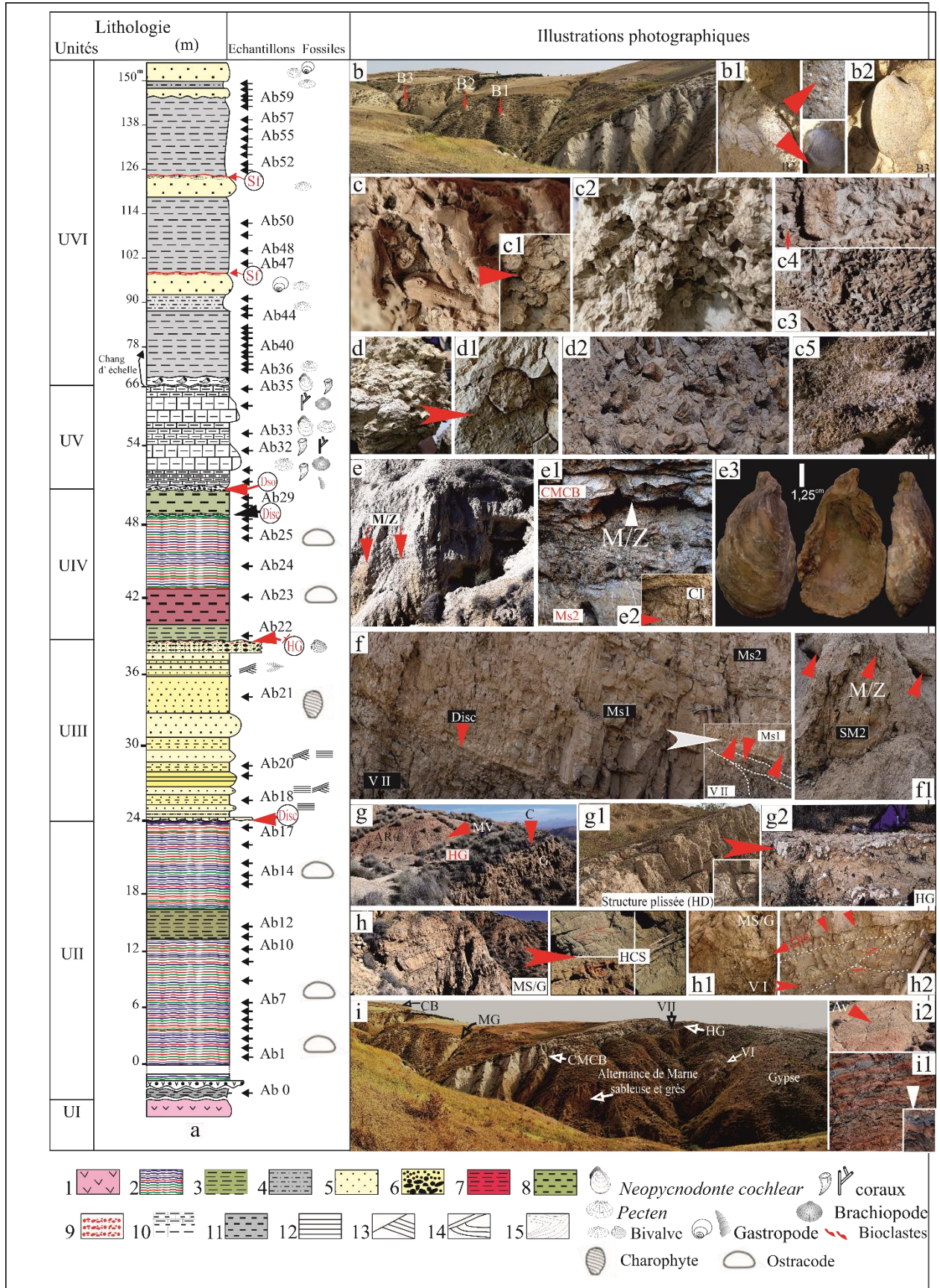


Fig. 12 : Coupe géologique de Djebel El Abiod (Dahra). – Contenu lithologique et paléontologique de la base au sommet :

Gypse (1); Argile « varve » bariolée (2) ; Argile verte (3) ; Argile sableuse (4) ; Grès (5) ; Conglomérat (6) ; Argile rubis (7); Marne verte (8) ; Microconglomérat (9) ; Calcaires marneux blancs corallifères (10) ; Marnes grises (11) ; Stratification horizontale (12); Stratification oblique (13) ; stratification entrecroisée (14); Stratification mamelonnée HCS (15) ; Dis = discordance ; HG = Hard round ; Dso = Double surface ondulée ; Sf = surface ferrugineuse.

a : Coupe géologique du Djebel El Abiod. **b** : Vue panoramique de la partie supérieure des marnes grises avec trois barres fossilifères de marnes sableuses (B1, B2, B3) marquées par un calcaire biodétritique (CB). **b1** : Test de coquilles brisées (B2), en haut à droite (B3) : Test de mollusque (*Amussium* ?), en bas à droite (B3) : coquilles brisées (*Pectenidae*, *Amussium* ? entre autres). **b2** : moulage interne de Veneridae (B3). **c**, **c1** et **c2** : polypier sclératiniaire (cf. *Cladocora* cf. *caespitosa* et détails) ; **c3** et **c5** : assemblages de corallites. **c4** : cf. *Desmophyllum* sp. **d**, **d1** et **d2** : *Dendrophyllia* sp. **e** : vue de dessous du Calcaires Marneux Blancs Corallifères (CMBC = Unité V) montrant M/Zb = limite Messinien-Zancléen. **e1** : base du Zancléen CMBC indiquée par M/Zb (détails). **e2** : Détail du CI (Conglomérat Intermédiaire) contact entre l'unité V (CMBC) et l'unité IV (MS 2) correspondant à une double surface ondulée (Dso). **e3** : *Neopycnodonte cochlear* (vues : ventrale, dorsale et de profil). **f** : Limite entre les Argiles bariolées (**VII**) et les Marnes Sableuses (**MS1**) et détails (voir flèches rouges). **f1** : La surface supérieure des Marnes Sableuses (MS2 : voir flèches) indiquant la limite Messinien /Zancléen (M/Zb). **g** : Panorama montrant Sables et Grès (SG), hard-ground (HG), base des Marnes Vertes (**MV**) et Conglomérats (**C**). **g1** : structure ondulée du Hard-ground. **g2** : détails : hard-ground, cailloux et incrustation de surface. **h** : marnes sableuses et grès (**unité III**) montrant (détails) la stratification mamelonnées (HCS). **h1** et **h2** : discontinuité entre les Argiles bariolées inférieures (**VI**) et l'alternance des Marnes Sableuses et Grès (**MS/G**) : voir flèches rouges. **i** : Vue panoramique de la coupe inférieure montrant la disposition d'unités stratigraphiques (Gypse, **VI**, alternance **MS/G**, **HG**, **VII**, **CMBC**, **MG** et **CB**). **i1** : Argiles bariolées I (inférieures et détails (**VI**)). **i2** : Marnes vertes à foraminifères planctoniques. **VII** = Argiles bariolées II (supérieure); **MS/G** = Marne sableuse/Grès; **MG** = Marne grise; **CB** = calcaire biodétritique.

1. La coupe de Hgaf Tamda

Cette coupe est située dans le prolongement occidental du Djebel El Abiod. Elle est accessible depuis la RN90 reliant Oued Rhio à Sidi M'hamed Benali (ex. Renault), en traversant la route en direction de Tamda (Fig. 11). La coupe est décrite au bord de la RN90 où l'on observe des gypses massifs en fer de lance ou saccharoïdes. Les dépôts de cette coupe sont affectés, comme ceux du Djebel El Abiod, par une importante déformation ayant généré des structures synclinale (Hgaf Tamda) et anticlinales (Djebel El Abiod) dont les axes sont orientés NE-SW. Ces structures sont délimitées par des failles N-S et NNE-SSW voire Est-Ouest (Fig. 2). Elle est subdivisée en deux (02) parties, séparée par une terre agricole (S3) :

3.1-La première partie

L'affleurement montre une sédimentation détritique chenalisée de marnes sableuses et de grès (40 m d'épaisseur), disposée en discordance sur une masse de gypse (Fig. 13 : a, e). Elle est constituée de marnes sableuses verdâtres (10 m d'épaisseur), surmontée par des grès grossiers et des gros blocs hétérogènes et peu stratifiés, évoluant vers des alternances de grès,

microconglomérats et conglomérats de 30 m d'épaisseur (Fig. 13 : a, e1, e2). Des Charophytes de type *Chara* (pl. 2 : 16-17) sont fréquents dans cette sédimentation avec quelques foraminifères benthiques et des grains de quartz ronds luisants.

3.2-La deuxième partie :

Elle rassemble les trois unités supérieures de la coupe de Djebel El Abiod. De bas en haut :

- 1) Argiles bariolées « varves » et des marnes vertes (4,5 m) ; Une lacune de visibilité (*hiatus* : Fig. 13 : a, d) est enregistrée au fond des argiles bariolées suivies des marnes vertes qui surmontent un horizon d'argile noire et de sable rougeâtre. Ces deux dépôts ont subi un fort plissement (Fig. 13 : c1), lié à la déformation qui a généré la structure synclinale du Djebel El Abiod (Fig. 13 : d) ; il s'agit de la dernière tectonique plio-quadernaire enregistrée dans le massif du Dahra (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; Welter *et al.*, 1959 ; Meghraoui *et al.*, 1986, 1988 ; Arab *et al.*, 2015). Les argiles bariolées contiennent des fragments d'ostracodes lisses et des grains de quartz presque similaires à ceux des argiles bariolées du Djebel El Abiod, situées au-dessus de l'Unité III à hard-ground. Les marnes vertes ont livré des foraminifères benthiques (*Ammonia sp.*) et planctoniques comme *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia* et des nannoplanctons calcaires (*Ceratolithus pelagicus*, *H. carteri*, *D. variabilis* et quelques *Sphenolithus*).
- 2) Alternance de marnes calcaires blanches et de calcaires marneux (Fig. 13 : b 1 à b 5) de 15 m d'épaisseur, faciès dénommé : Calcaires marneux blancs corallifères (CMBC), comparable à celui décrit dans la coupe de Djebel El Abiod. Ces dépôts contiennent des Pecténidés, des Ostréidés (*Neopycnodonte cochlear*), des *Natica sp.*, des *Turritella sp.*, des Brachiopode (*Megerlia truncata*). Les coraux sont abondants comme *Dendrophyllia sp.*, cf. *Cladocora cf. caespitosa* et cf. *Desmophyllum cf. cristagalli*. La microfaune y est représentée par des foraminifères planctoniques (*G. margaritae*, Groupe *Neogloboquadrina*, Groupe *Globigerinoides*, Groupe *Globorotalia*, Groupe *Globigerina*, entres autres).
Les nannoplanctons calcaires sont également enregistrés dans ces dépôts (*R. pseudoumbilicus*, *R. cisnerosii*, *C. pelagicus*, *H. Carteri*, et quelques *Sphenolithus*).
- 3) 3) Des marnes grisâtres de 67 m d'épaisseur reposent en discordance sur l'unité précédente. Elles sont bien documentées au niveau de la coupe Djebel El Abiod (Fig. 13 : a, c, c2, c3). La base de cette unité (Echantillons Hg14 et Hg 15) est marquée par des marnes bleues et

des niveaux soufrés (Fig. 13 : c2) ayant livré des foraminifères planctoniques (*G. puncticulata*, *Globigerinoides*, *Neogloboquadrina*, *Globigerina*, entre autres).

- 4) La sédimentation des marnes grisâtres évolue vers le haut à des intercalations de barres de grès jaunâtres (épaisseur : 2 à 4 m) avec des concentrations de brachiopodes (*Terebratula sp.*). Nombreux taxons planctoniques (*G. puncticulata*, *G. crotonensis*, *Globigerinoides*, groupe *Neogloboquadrina*, *Globigerina* et d'autres) sont enregistrés dans la partie supérieure de cette unité (Hg 16 et Hg 17). La macrofaune contenue dans cette unité est dominée par des bivalves, des gastropodes et des brachiopodes (*Terebratula sp.*).

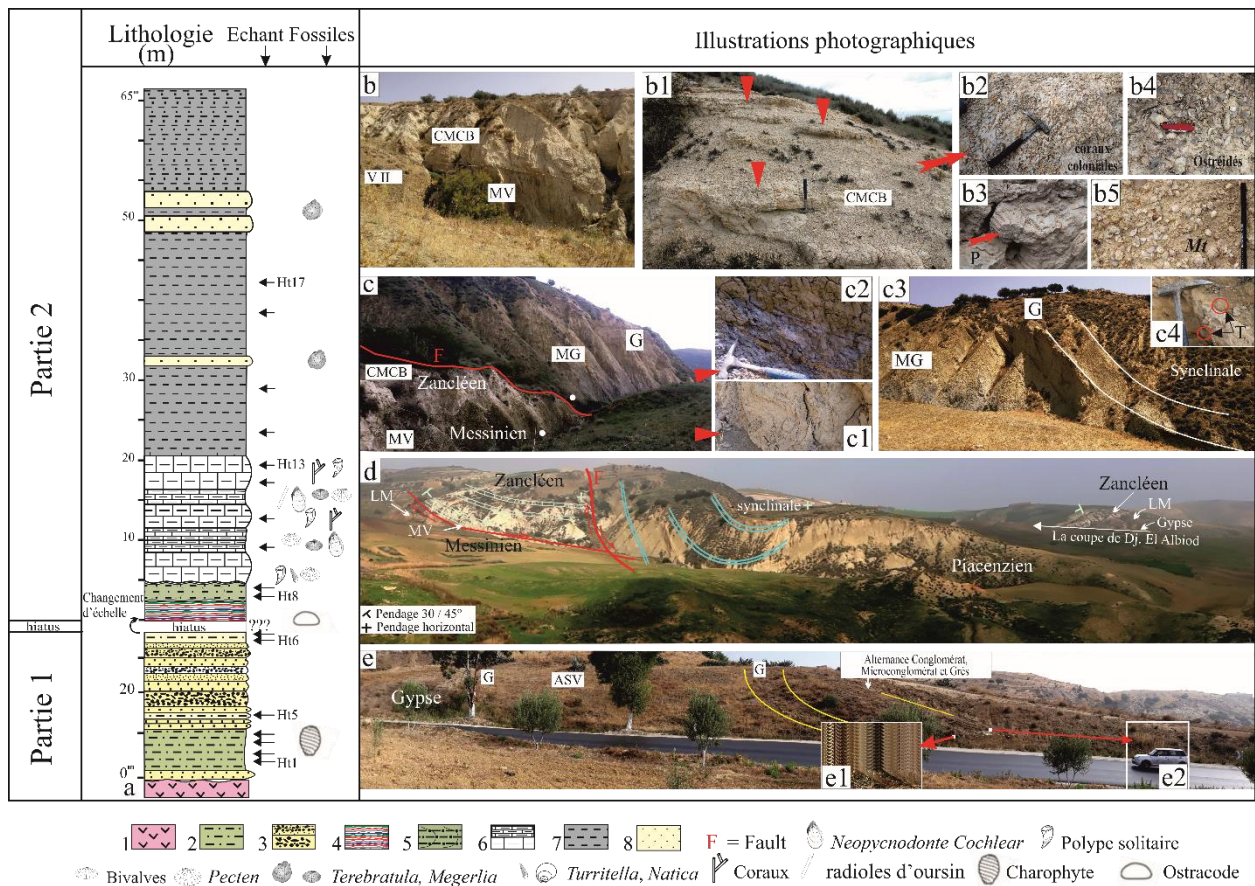


Fig. 13 : Coupe géologique de Hgaf Tamda (Dahra).

- Succession lithostratigraphique. 1 : Gypse ; 2 : marnes sableuses vertes ; 3 : Conglomérats, 4 : Argiles bariolées (varves) ; 5 : Marnes vertes (sableuses) ; 6 : Calcaires marneux blancs corallifères ; 7 : Marne grise ; 8 : Grès ; G = grès ; ASV = Argile Sableuse Verte ; MV = Marnes Vertes ; LM = Lago Mare ; CMBC= calcaires marneux blancs corallifères ; MG = Marnes grises ; V II = Argiles bariolées II (varves).

a : Log montrant la succession lithostratigraphique de bas en haut. **b** : la limite entre les calcaires marneux blancs corallifères et les marnes vertes, position de l'argile bariolée II. **b1** : vue panoramique sur les calcaires marneux blancs corallifères. **b2** : faciès corallien (colonie). **b3** : faciès de polypiers solitaires dans les

calcaires marneux. **b4** : concentrations de coquilles d'ostréidés. **b5** : concentration de *Megerlia truncata* (Mt). **c** : vue montrant en bas à gauche : Limite messinien-zancléen (Marnes Vertes – Calcaires Marneux Blancs Corallifères : MV/CMBC) ; en haut à droite : Marnes Grises (MG) et Barres fossilifères gréseuses (G) d'âge Zancléen. **c1** : plissement dans les marnes vertes (MV). **c2** : horizon bleu et jaune au fond des marnes grises zancléen. **c3** : Marnes Grises (MG) évoluant à des barres de grès fossilifères (G) constituant une structure synclinale. **c4** : détails dans la macrofaune de la barre gréseuse (cercles rouges : *Terebratula sp*). **d** : Vue panoramique de la structure synclinale de Hgaf Tamda au premier plan, les lignes rouges et les flèches indiquent les structures de failles et le sens de déplacement des compartiments ; le fond montre le trait de coupe de Djebel El Abiod. **e** : Vue panoramique de la partie inférieure (en bas) du coupe Hgaf Tamda sur la RN90 : gypse couvert par une sédimentation détritique (grès, argiles sableuses vertes, marnes sableuses évoluant vers des conglomérats, microconglomérats et alternance de grès. **e1** : détail : transition du grès vers des conglomérats hétérogènes. **e2** : détail : transition des conglomérats au grès chenalisée.

2. La coupe de l'Oued Tarhia (S4) :

Les affleurements de cette coupe sont observables le long de l'oued Tarhia qui traverse le massif du Dahra du nord au sud pour se jeter dans la plaine du Chélif. L'accès y est possible depuis les environs du village de Hamri, en traversant la RN 90 reliant Oued Rhiou à Ouarizane, puis en empruntant la route communale ouest pour rejoindre celle de Hamri (Fig.14).

Cela a fait l'objet d'importants travaux de prospection géologique et de recherches d'hydrocarbures ; en particulier, celles réalisées par Brive (1897), Anderson (1933, 1936), SNRépal (1952) et Perrodon (1957) et très récemment par Osman *et al.*, (2021) pour ses intérêts biostratigraphiques et paléoenvironnementaux. En effet, ces derniers auteurs décrivent la transition des dépôts marins du Miocène supérieur à ceux du Pliocène. Cette transition se produit par une sédimentation fluviale (Perrodon, 1957) voire lacustre à palustre (Osman *et al.*, 2021).

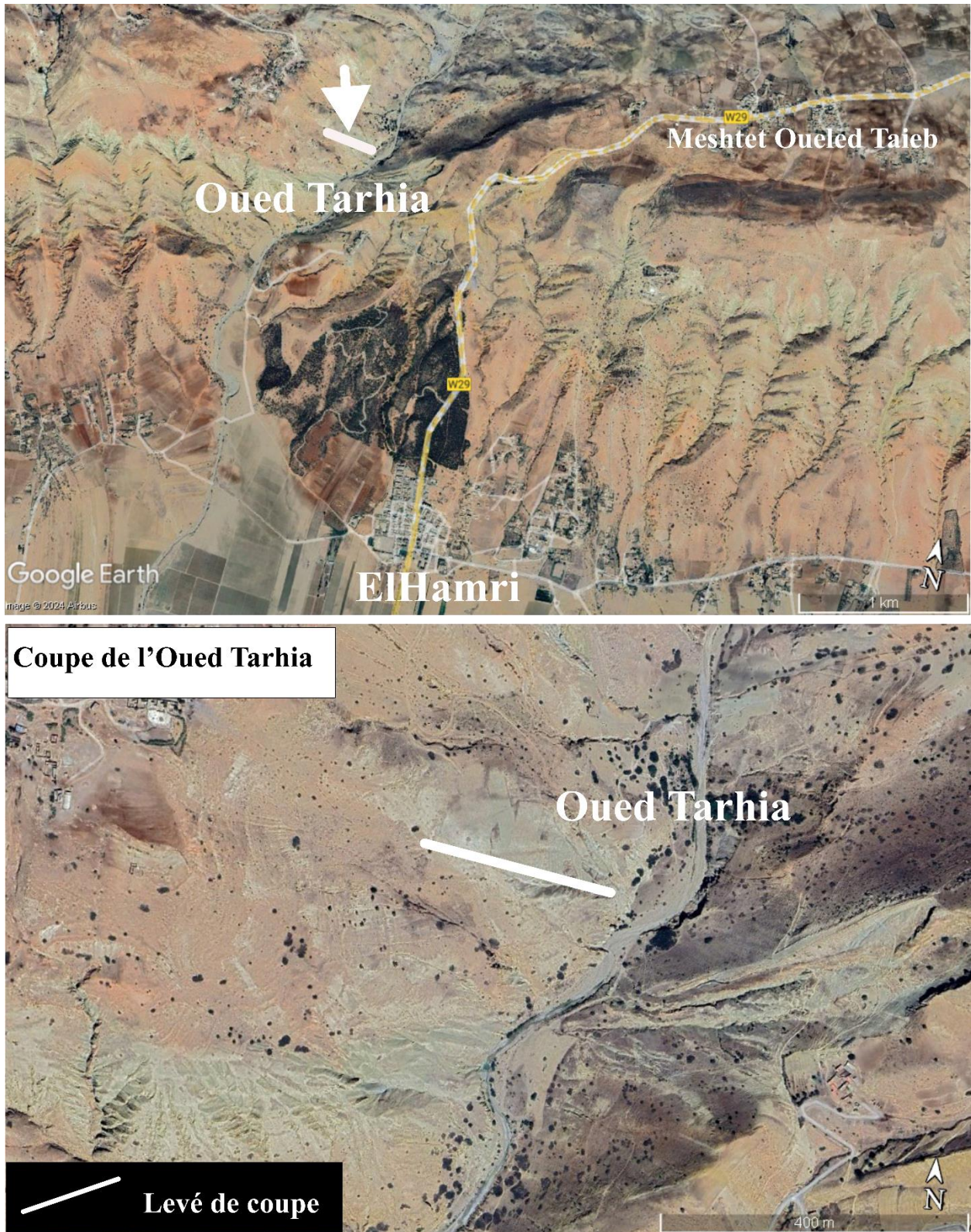


Fig. 14 : Localisation de la coupe de l'Oued Tarhia (image satellite, Google Earth).

La coupe de l'Oued Tarhia présente des gypses massifs en forme de dôme anticlinal (Unité I : Fig.15 : a, e) dont certaines parties sont très fracturées (Fig. 15 : e). Ces structures (failles,

plissements) s'observent également dans les limons gris à bruns (Unité II : Fig. 15 : a, e1 "6 m d'épaisseur, T01 à T07") qui succèdent en discordance au gypse. Les sédiments de cette unité ont livré quelques valves lisses d'ostracodes (*Cyprideis*), des charophytes de type *Chara* cf. ? *hispid*a et des grains de quartz ronds et luisants. L'alternance d'argile sableuses et grès (43 m d'épaisseur) marque l'Unité III (Fig. 15 : a, e1, d "MS/G", c), couvrant en discordance le limon gris brun (érosion). Leurs niveaux inférieurs sont constitués d'argile bariolée (1 m d'épaisseur) et des conglomérats hétérogènes peu stratifiés (Fig. 15 : a, e2, e3, e4).

Une population de *Chara* cf. *hispid*a (Charophytes) y est présente avec quelques ostracodes remaniés et des grains de quartz brillants ronds et émoussés. Les figures sédimentaires (Fig. 15 : c, c1 à c6, d) sont abondantes et spectaculaires (stratifications horizontales et obliques, structures mamelonnées "HCS" et stratifications entrecroisées).

Des marnes grises à bleues appartenant à l'Unité IV recouvrent en écharpe les argiles sableuses et les grès à HCS. Leur partie inférieure a livré (T16, Fig. 15 : a, d, c) un assemblage d'ostracodes (*Loxocornicullina djafarovi*, *Euxinocythere (Maeotocythere) praebaquana*, *Amnicythere* sp., *Cytherura pyrama*, *Loxoconcha muelleri (in situ)*, *Tyrrhenocythere* cf. *ruggierii*) essentiellement différent de celui obtenu (*Cyprideis*, *Loxoconcha* sp.1, *Loxoconcha muelleri* (grains remaniés), *Loxoconcha* sp.2, *Tyrrhenocythere pontica*, *Amnicythere* sp., *Amnicythere propinqua*) dans la partie supérieure (T 17. Fig. 15 : c). Les deux endroits des marnes gris bleu ont livré des grains de quartz émoussés et luisants. Localement, aucun critère lithologique visible ne permet d'observer la transition entre les marnes gris bleu (Unité IV) et les marnes grises suivantes (Unité V). Cette dernière évolue vers le haut à une alternance de marnes grises et de Calcaires (Fig. 15 : b, b1). Les résidus de lavage de trois échantillons prélevés dans les marnes grises (Unité V ; Fig. 15 : b1, b2) ont montré une nette différence entre eux en termes de microfossile. En effet, ils ont livré *Ceratolithus acutus* (T18, T19 et T20), *Globorotalia margaritae* (T19 et T20) et *R. cisnerosii* (T20).

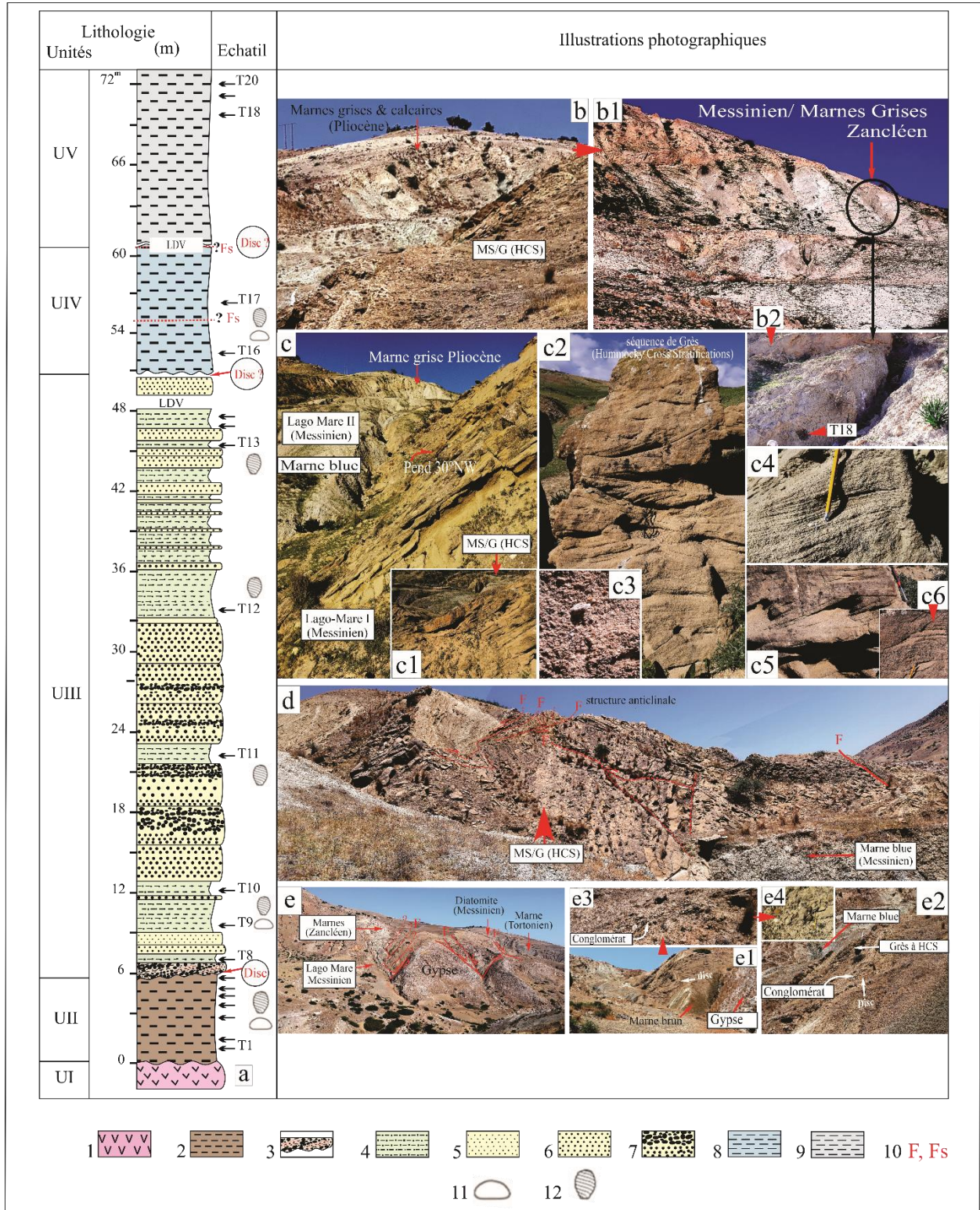


Fig. 15 : Coupe géologique et panoramique de l'Oued Tarhia.

- Succession lithostratigraphique. 1 : Sélénite et gypse anhydrite ; 2 : Limon gris à brun ; 3 : conglomérat et grès ; 4 : Argile sableuse ; 5 : grès ; 6 : grès grossier ; 7 grès, microconglomérat et conglomérat ; 8 : marnes bleues ; 9 : marnes grises ; 10 : faille, faille supposée, 11 : Ostracode, 12 : Charophyte.

a : Log montrant la lithostratigraphie de la succession et la position des niveaux échantillonnés de bas en haut. **b** : Vue de la partie supérieure de la coupe de l'Oued Tarhia montrant l'alternance des Marnes Grises et des Calcaires pliocènes (façade sud). Voir la différence de pendage existante entre les lits de ces dépôts et l'alternance de marnes sableuses et grès messiniens. **b 1** : niveaux les plus bas de marnes grises du Pliocène (limite messinien/zancléen), le cercle noir indique la localisation des échantillons. **b 2** : détail montrant le prélèvement de marnes grises dans un ravin profond. **c** : l'avant-plan montre l'alternance Marnes Sableuses et Grès (MS/G) appartenant au Lago Mare I Messinien (Osman *et al.*, 2021) ; en arrière-plan apparaissent les marnes grises du Pliocène ; au centre se trouvent des marnes bleues rapportées au Messinien Lago Mare. **c1** : détail dans les bancs gréseux montrant une Stratification mamelonnée (HCS) située sous les marnes bleues. **c2** : grès présentant des structures sédimentaires successives (HCS, mégaride, stratification oblique). **c3** : des éléments de quartz marquant certains bancs de grès. **c4** : HCS. **c5** : stratifications obliques. **c6**: granoclassement gréseux (grès grossier à microconglomérats). **d**: vue panoramique de l'alternance Marnes Sableuses et Grès (MS/G) correspondant au Lago Mare I messinien coiffé par des marnes bleues messiniennes en premier plan ; voir anticlinaux et structures imbriquées (lignes rouges). **e** : vue panoramique montrant les différentes unités lithostratigraphiques tortoniennes à messiniennes de l'Oued Tarhia ; les lignes rouges indiquent des structures de failles effectives ou suspectées. **e1** : succession en discordance de gypse et d'argiles brun gris évoluant vers des unités d'argiles sableuses et de grès. **e2** : une discordance (conglomérats) entre les unités stratigraphiques (MS/G et argiles grises brunes) **e3**, **e4** : détails de la discordance lithostratigraphique.

3. La coupe de Djebel Kaskas (S5)

Cette coupe est située au sud de Djebel Rokba, l'accès est possible depuis les environs de Hamri, en empruntant la route communale occidentale pour rejoindre celle de Hamri vers le village d'El Guettar, puis rejoindre la route menant au village de Moul El Gouna à Djebel Kaskas (Fig. 16). On y observe des cristaux (maclés et saccharoïdes) de gypse massif et de puissantes séries de marnes grises (Fig. 2).

L'affleurement montre une sédimentation détritique de plus de 20 m d'épaisseur (Unité II : Fig.17 : a, k, j) disposée en discordance sur un gypse massif. La base est caractérisée par des sables jaunâtres contenant des poches de marnes blanches, surmontées par des grès grossiers et des dépôts de marnes sableuses à assemblage d'ostracodes : *Cyprideis*, *Loxoconcha sp.*, *Loxoconcha muelleri*. Cette marne évolue vers des conglomérats hétérogènes et peu stratifiés à gros blocs, mais aussi des conglomérats et des grès métriques (Fig.17 : a, g, g1). Succèdent des marnes vertes d'un mètre d'épaisseur, contenant des restes de charophytes, des moules de charophytes et d'ostracodes de type *Cyprideis*, *Loxoconcha sp.*, *Loxoconcha muelleri*, *Loxoconcha eichwaldi*.

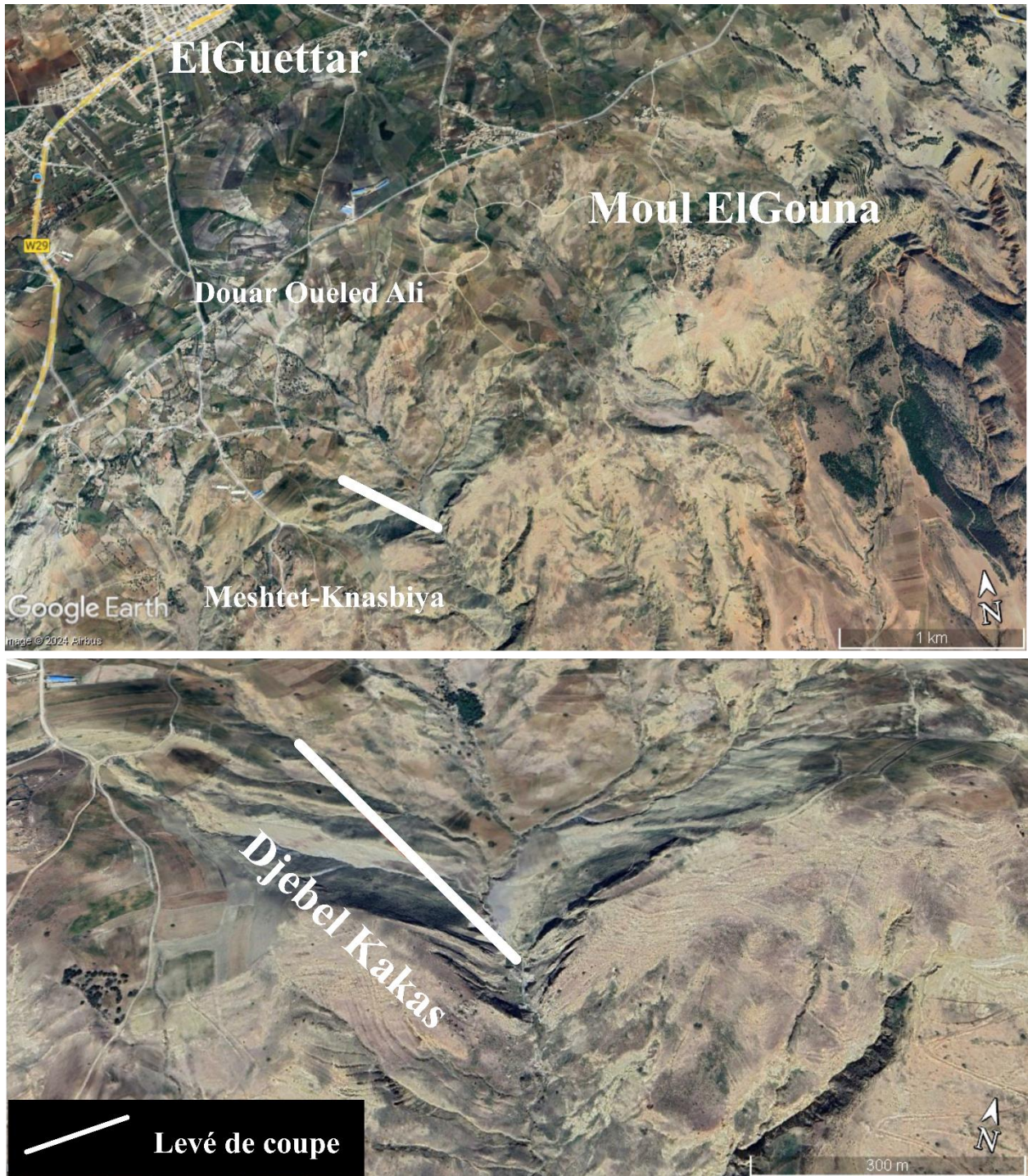


Fig. 16 : Localisation de la coupe de Djebel Kaskas (image satellite, Google Earth).

Les marnes vertes sont suivies par une épaisse série de marne grises (d'environ 160 m), dont le contact est net (Unit III : Fig. 17 : a, h). Cette formation marneuse ressemble à celles décrites dans la coupe de Djebel El Abiod et la coupe de Hgaf Tamda, mais elle en diffère par la présence (au sommet) de marnes jaunâtres alternées avec des bancs de marnes calcaires jaunes à

bivalves de 15 m d'épaisseur (Fig. 17 : a, c, d). Elles se terminent par des grès en plaquettes de sept mètres d'épaisseur, contenant des bivalves.

L'analyse des échantillons prélevés dans ces marnes grises a révélé la présence de l'assemblage de foraminifères suivant : *G. puncticulata*, *G. puncticulata padana*, *Globigerinoides*, *groupe Neogloboquadrina*, *Globigerina*, entre autres), associés avec des nannoplanctons tels que les taxons suivants : *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster asymmetricus* et *Discoaster tamalis*.

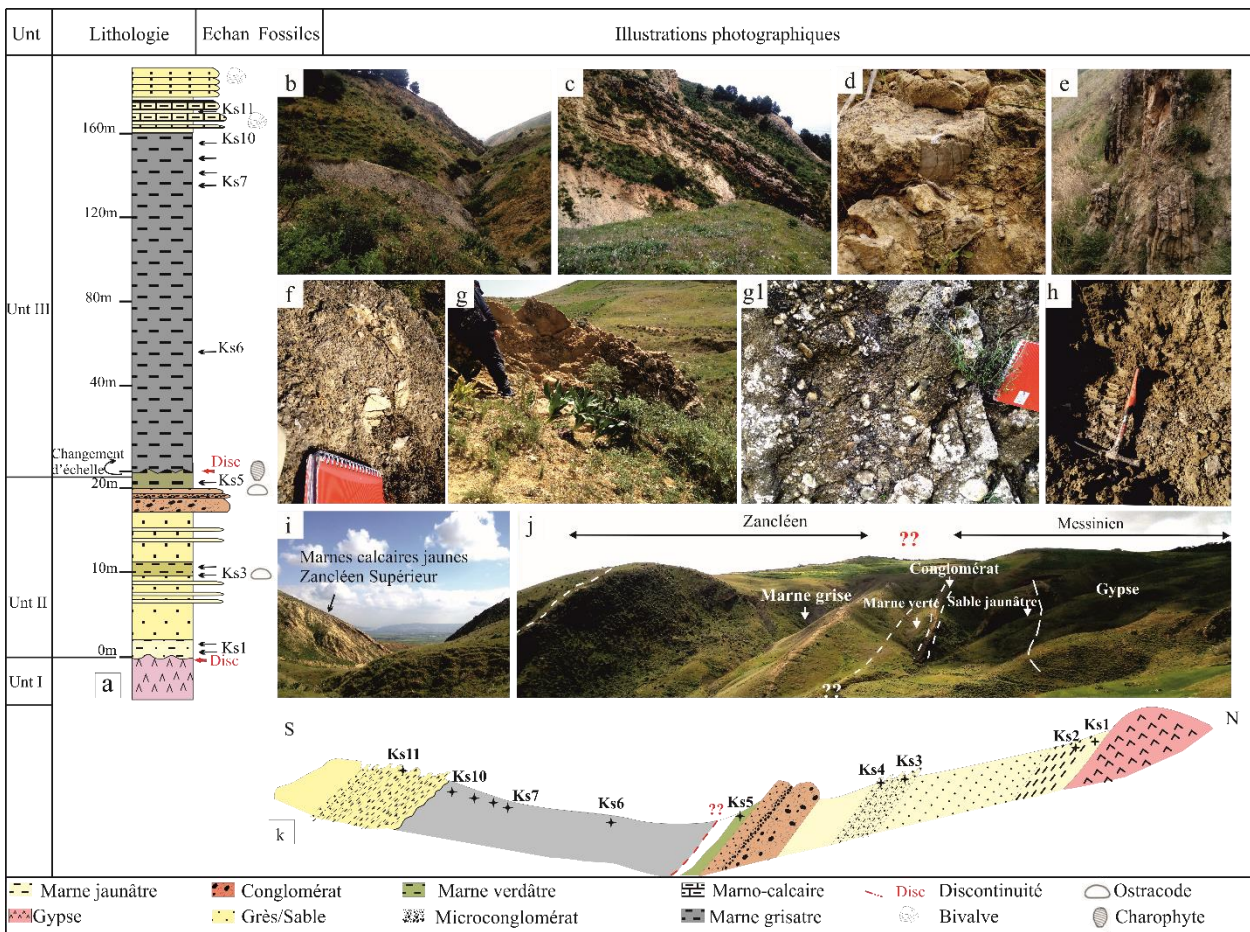


Fig.17 : Coupe géologique et panoramique de Djebel Kaskas.

a : Log montrant la succession lithostratigraphique de bas en haut. **b**: Marnes grises. **c**: Alternance de marnes et marnes calcaires jaunes. **d**: Marne calcaire à bivalve. **e**: Grès en plaquettes. **f**: Poche de marnes blanches dans le gypse. **g** : barre de conglomérat. **g1**: Détails du conglomérat. **h**: Limite de marne verte et marne grise. **i**: Vue panoramique de dépôts zancléens (supérieur). **j**: Vue montrant de droite à gauche : la limite messinien (gypse , sables, conglomérat, marne verte) – zancléen (marne grise et marne calcaire jaune). **K** : Coupe schématique montrant l'emplacement des échantillons.

4. La coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (S6) :

La coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (Fig. 18), orientée sensiblement Nord-Ouest/Sud Est, affleure largement tout le long de Djebel Toueres, au Nord-Ouest de la petite agglomération de Sidi Brahim, située à 35 km à l'Est de la ville de Mostaganem. Cette série géologique est bien connue grâce aux travaux antérieurs (Brive, 1897 ; Anderson, 1933, 1936 ; SNRépal 1952 ; Perrodon, 1957 ; Welker *et al.*, 1959 ; Mazzola, 1971 ; Rouchy, 1982 ; Atif *et al.*, 2008 ; Tchouar, 2013 ; Osman *et al.*, 2021 ; Bendella *et al.*, 2021 ; Benyoucef *et al.*, 2021). Cette série repose en discordance sur l'Unité (I) de Calcaire-Gypse. Elle comporte trois unités géologiques. De bas en haut, les Marnes sableuses (Unité II. Fig. 19 : g1, f1 ; 14 m d'épaisseur), jaunâtres à grisâtres contiennent à la base des galets de gypse, de calcaire et des fragments de diatomites. La macrofaune est représentée par des fragments de rares tests blanchâtres de bivalves. L'Unité III (Marnes blanchâtres : 168 m d'épaisseur) correspond à la formation de "Tarhia" (Anderson, 1933), constituant de grandes étendues blanchâtres (Fig. 19 : e, e1, e2, b), équivalentes au faciès Trubi". A partir de l'échantillon 19, la macrofaune commence à apparaître (Fig. 19 : d à c5), constituée timidement de tests fins blanchâtre de bivalves, représentée essentiellement par des Veneridae (*Pelecypora sp.*), et progressivement enrichie vers le haut par des Ostreidae (*Anadara diluvii*, *Pectenidae*), radioles d'oursins, pinces de crabes, gastéropodes, scaphopodes (*Dentalia sp.*) et des polypiers (*Ceratotrochus "Edwardsotrochus" pentaradiatus*).

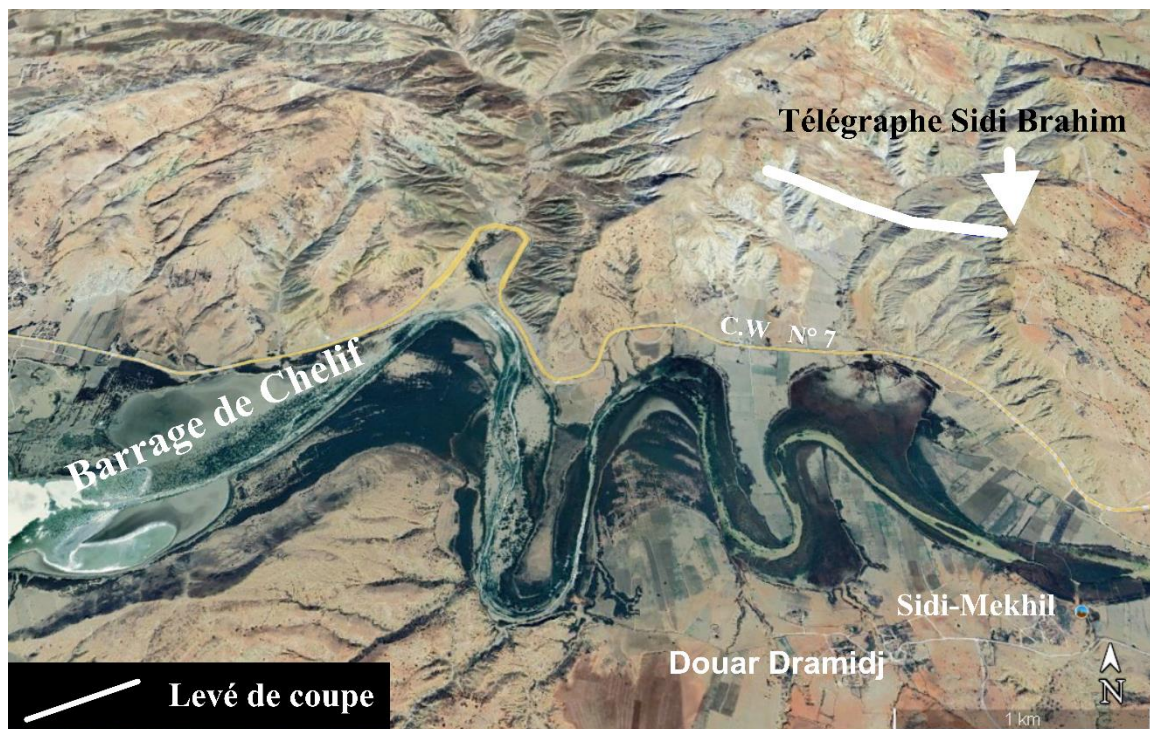


Fig. 18 : Localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (image satellite, Google Earth).

Dans leurs résidus de lavage, les foraminifères planctoniques récoltés dans ces dépôts sont : *Globorotalia margaritae*, *Globigerinoides*, groupe *Globorotalia*, *Globigerina* (échantillon TSB 7 à TSB 17). L'analyse des lames minces des mêmes échantillons (échantillons TSB 7 à TSB 17) ont révélé la présence de nanoplanctons suivants : *Amaurolithus delicatus*, *Sphenolithus abies*, *Discoaster surculus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Amaurolithus primus*, *Ceratolithus acutus*, *Reticulofenestra cisnerosii*, *Ceratolithus armatus*, *Ceratolithus rugosus*.

De l'échantillon 23 à 49, l'association est définie par *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia puncticulata padana*, *Globigerinoides*, groupe *Globorotalia*, *Globigerina* et de nombreuses successions d'espèces de nannoplancton calcaire ont été reconnues (échantillons 07 à 49), notamment *Discoaster surculus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster asymmetricus* et *Discoaster tamalis*.

Une alternance de marnes sableuses et de grès (Unité IV. Fig. 19 : b, b1 : 47 m d'épaisseur) couronne la série géologique. Cette formation dite "Slama" (Anderson, 1936) est matérialisée par une alternance de barres gréseuses (Fig. 19 : b1 1er et 2ème), d'horizons marneux, de marnes sableuses et parfois d'horizons lumachelliques. A noter la présence de bivalves (*Ostreidae* : *Hyotissa hyotis* ; *Pectenidae*), de gastéropodes, de scaphopodes ainsi que des traces d'activités biologiques (Satour *et al.*, 2012 ; Benyoucef *et al.*, 2021 ; Bendella *et al.*, 2021).

Des échantillons (50 à 69) prélevés dans cette formation ont livré les nanofossiles calcaires suivants : *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster tamalis*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera campanula*, *Scyphospha pulcherrima* et *Sphenolithus abies*. Les dernières espèces ont disparu à l'échantillon Ab 69 . La présence de foraminifère planctonique (*G. crotonensis*) a été signalée par Mazzola (1971) dans des niveaux équivalents à l'échantillon 51.

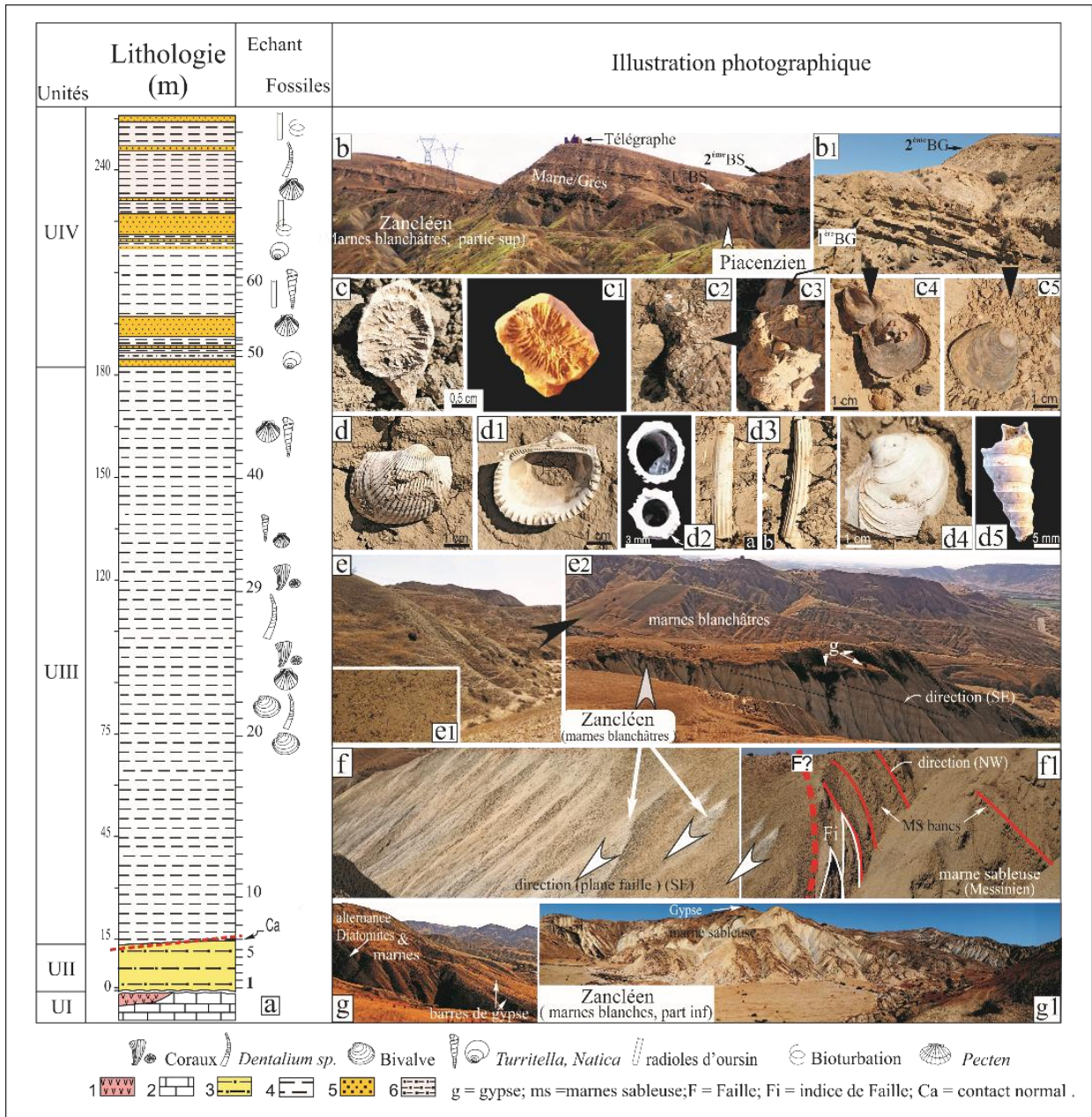


Fig. 19 : La série géologique de la coupe du Télégaphe de Sidi Brahim.

Succession lithostratigraphique : 1 : Gypse ; 2 : Gypse calcaire ; 3 : Marnes sableuses ; 4 : Marnes blanchâtres ; 5 : Marnes sableuses ; 6 : Grès ; 7 : Marnes sableuses grises.

a : Lithologie, échantillons et indices paléontologiques de la coupe géologique TSB ; **b** : Vue panoramique montrant la succession lithologique des marnes blanchâtres supérieures (Zancléen) suivies par l'alternance de marnes sableuses et grès (Piacenzien) ; **b1** : 1ère et 2ème barres de grès (BG) ; **c** et **c1** : coraux sclérectiniaux (*Ceratotrochus (Edwardsotrochus) pentaradiatus*) ; **c2** et **c3** : Concentration de fossiles dans des grès. **c4** et **c5** : Coquilles d'Ostréidés d' *Hyotissa hyotis*, fragments de Pectinidés, colonie de *Balanus sp.* ; **d** et **d1** : coquilles d'*Anadara diluvii*. **d** et **d3 (a,b)** : test de *Dentalia sp.* **d4** : Veneridae : *Pelecypora sp.*; **d5**: *Turritella sp.* **e** et **e1** : Marnes blanchâtres à dentales. **e2** : Vue panoramique des marnes

blanchâtres zancléennes; voir dépôt gravitaire (**g**: blocs de gypse), pendage SE des niveaux marneux. **f** : Plan de faille sur sédiments marneux : voir traînées de marnes blanchâtres (flèches blanches) indiquant le plan de pendage de faille. **f1**: Les lignes rouges indiquent le plan des bancs de marnes sableuses (ms), la ligne brisée indique une faille hypothétique. **g** : Derniers gisements messiniens (alternance de diatomées et de marnes, gypse) ; **g1**: Vue panoramique montrant la partie inférieure des marnes blanchâtres du Pliocène.

5. La coupe d'El Hsasna (S7) :

La coupe d'El Hsasna, orientée sensiblement Sud - Nord, a été levée sur la périphérie Nord de Mazouna (Fig.20). Elle est épaisse de 3 m.



Fig. 20 : Localisation de la coupe d'El Hsasna (image satellite, Google Earth).

Elle est constituée de quatre (04) faciès séparés par deux (02) discontinuités (Fig. 21 : a, i). A la base ; des gypses (Unité I. Fig.21 : h) surmontés par des marnes vertes de 1.5 m d'épaisseur (Unité II. Fig.21). Deux (02) échantillons prélevés (Fig. 21 : g, i, j) dans ces marnes ont livré *G. puncticulata*, *Globigerinoides*, groupe *Globorotalia*, *Globigerina*, associés avec des charophytes.

Ces marnes sont suivies par une alternance des marnes sableuses et grès, d'un mètre d'épaisseur. La macrofaune est diversifiée ; le taxon *Terebratula* est très abondant (Fig. 21 : d) associé avec des oursins et des scaphopodes, entre autres (Fig. 21 : e, f). Cette succession se poursuit par des grès grossiers calcaires (0.5 m d'épaisseur) (Unité III. Fig. 21) passant à des horizons de bivalves à la base (Fig. 21 : b) et des croûtes rougeâtres soulignées par des surfaces à fragments de fossiles (Fig. 21 : c, c1).

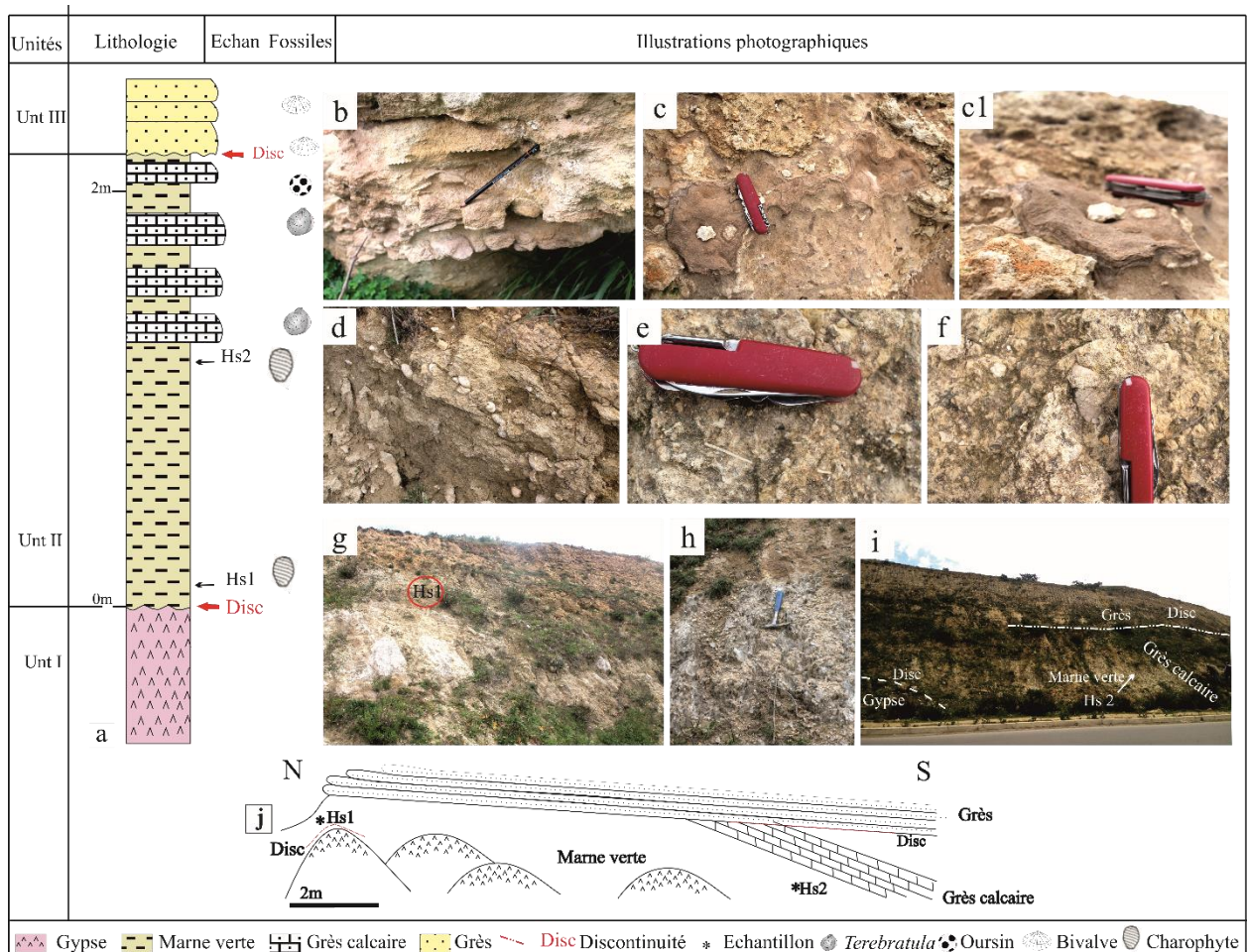


Fig. 21 : La série géologique et panoramas de la coupe d'El Hsasna.

a : Log montrant la succession lithostratigraphique de bas en haut. **b**: Grès grossiers à horizons de bivalves. **c**: Croûtes rougeâtres à fragments de fossiles. **d**: Grès calcaires à *Terebratula*. **e**: Restes de fossiles. **f**: Oursin. **g**: Emplacement de l'échantillon Hs1. **h**: Gypse. **i**: Vue panoramique des dépôts en place et leur

relation géométriques (discontinuités). j : Coupe schématique de l'emplacement des échantillons dans les dépôts en place.

Chapitre III : Bioévénements et attributions biostratigraphiques

Introduction

L'étude biostratigraphique présentée dans ce travail porte sur les dépôts mio-pliocènes (Tortonien supérieur, Messinien, Zancéen, Plaisancien) du massif du Dahra. La datation de ces séries est basée sur les foraminifères planctoniques, les nannofossiles calcaires et les ostracodes (Tab.1). Elle apporte de nouvelles informations biostratigraphiques par rapport à celles réalisées dans cette région (Brive, 1989 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Osman *et al.*, 2021 ; Mansouri, 2021). Bien que les dépôts post-gypse (anté-pliocènes) soient pauvres en microfossiles planctoniques, leur contenu en ostracodes et en charophytes revêt un intérêt particulier en matière de reconstitution paléoenvironnementale.

Basé sur leurs caractères bio-événementiels, les assemblages de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires enregistrés dans les coupes des Ouled Slama (Oued Tarhia, Affania **A** et **B**, Djebel Kaskas, Djebel El Abiod, Hgaf Tamda, El Hsasna) et celle du Télégraphe de Sidi Brahim sont corrélées avec les différentes subdivisions biostratigraphiques utilisées dans le bassin méditerranéen et calibrées (Fig. 22) avec la biozotation standard de Blow (1969) et de Martini (1971).

En effet, ces bioévénements constituent un indice important pour confronter nos données avec la biostratigraphie méditerranéenne habituelle (Bizon et Bizon, 1972 ; Zachariasse, 1975 ; Cita, 1975 ; Thunell, 1979 ; Langereis et Hilgen, 1991) telle que rapportée sur l'échelle standard de Blow (1969). La subdivision biostratigraphique des nannofossiles calcaires est basée sur l'échelle proposée par Martini (1971) et Backman *et al.*, (2012). Les âges des bioévénements (FAD : First Appearance Datum, LAD : Last Appearance Datum, FOD : First occurrence Datum, LOD : Last occurrence Datum) sont calibrés sur la base des travaux de Martini (1971), Bukry (1973, 1975), Okada et Bukry (1980), Berggren *et al.* (1995), Lourens *et al.* (2004), Raffi *et al.* (2006), Iaccarino *et al.* (2007), Hilgen *et al.* (2012), Backman *et al.* (2012), Gradstein *et al.* (2012) et Lirer *et al.* (2019).

Certains bioévénements basés sur les foraminifères planctoniques et les nannofossiles calcaires et les ostracodes mis en évidence dans les séries géologiques étudiées dans le massif du Dahra sont corrélés avec ceux (radiométriques et/ou astronomiques) élaborés en Méditerranée (Fig. 22) (Channell *et al.*, 1988, 1990, 1992 ; Sprovieri 1993 ; Lourens *et al.* 2004, 2005 ; Sprovieri *et al.*, 2006 ; Raffi *et al.*, 2006 ; Di Stefano et Sturiale, 2010 ; Backman *et al.*, 2012 ; Gradstein *et al.*, 2012 ; Gliozzi *et al.*, 2012 ; Lirer *et al.*, 2019).

| Foraminifères Planctoniques | | Age estimé (Ma) | Références |
|-----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> | FCO | 10.55 | Lourens <i>et al.</i> , 2004 ; Hilgen <i>et al.</i> , 2000 b Lourens <i>et al.</i> , 2004 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 |
| <i>Globigerinoides obliquus extremus</i> | FCO LCO | 8.37 2.57 | Hilgen <i>et al.</i> , 1995 Caruso, 2004 |
| <i>Globorotalia miotumida gr</i> | FCO | 7.24 | Lourens <i>et al.</i> , 2004 |
| <i>Globorotalia margaritae</i> | FCO LCO | 5.08 3.98 | Lourens <i>et al.</i> , 2005 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 Lourens <i>et al.</i> , 2005 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 |
| <i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i> | (acme zone) | 5.21 5.30 | Lourens <i>et al.</i> , 2005 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 |
| <i>Globorotalia puncticulata</i> | FAD LOD | 4.52 3,56 à 3,57 | Lourens <i>et al.</i> , 2005 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 Lourens <i>et al.</i> , 2004 ; Sprovieri , 2006 ; Lire <i>et al.</i> , (2019). |
| <i>G. puncticulata padana</i> | (FO) entre la partie supérieure de la zone à <i>Globorotalia puncticulata</i> et la zone à <i>G. bononiensis</i> et <i>G. crassaformis</i> (Dondi et Papetti, 1968). | | |
| <i>Globorotalia crassaformis</i> (Synonyme de <i>G. crotonensis</i>) | FAD LRO | 3.6 2.13 | Lourens <i>et al.</i> , 2004 ; Sprovieri, 1993 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019. Lourens <i>et al.</i> , 1996a, 1996b |
| <i>G. bononiensis</i> | FOD LCO | 3.59 2.41 ; 2.45 | Channell <i>et al.</i> , 1988, 1990, 1992 ; Sprovieri <i>et al.</i> , 2006 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 ; Lourens <i>et al.</i> , 2004 ; Caruso, 2004 |
| <i>G. aemiliana</i> | FOD | 3.36 | Lourens <i>et al.</i> , 2005 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019. |
| Nannofossiles Calcaires | | Age estimé (Ma) | Références |
| <i>Amaurolithus primus</i> | FOD | 7.39 | Raffi <i>et al.</i> , 2003 ; Raffi <i>et al.</i> , 2006 ; Backman <i>et al.</i> , 2012 |
| <i>Amaurolithus delicatus</i> | FOD | 7.25 | Backman <i>et al.</i> , 2012 ; Negri et Vella, 200 |
| <i>Reticulofenestra rotaria</i> | FOD | 7.22 6.77 | Backman <i>et al.</i> , 2012 |
| <i>Ceratolithus acutus</i> | FOD LOD | 5.345; 5.36; 5.35 5.04 | Raffi <i>et al.</i> , 2006 ; Backman <i>et al.</i> , 2012 ; Gradstein <i>et al.</i> (2012) ; Backman <i>et al.</i> , 2012 |
| <i>Ceratolithus rugosus</i> | FOD | 5.08 | Backman <i>et al.</i> , 2012 |
| <i>Reticulofenestra cisnerosii</i> | FAD | 5.332 | Di Stefano et Sturiale, 2010 |
| <i>Helicosphaera sellii</i> | FAD | 4.58 | Backman <i>et al.</i> , 2012 |
| <i>Discoaster asymmetricus</i> | FAD | 4.0 | |
| <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> | LAD | 3.79 | |
| <i>Discoaster tamalis</i> | LAD | 2.76 | |

Tableau 1. : Bioévénements des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires enregistrés dans le massif du Dahra (Algérie) et leur référence chronologique (âge absolu) retenue en région méditerranéenne. FAD (First Appearance Datum): Première Apparition Datum ; FOD (First occurrence Datum) : première occurrence Datum ; FCO (First Commun Occurrence) : première occurrence commune ; LOD (Last Occurrence Datum) : Dernière occurrence Datum ; LCO (Last Commun Occurrence) : dernière occurrence commune ; LAD (Last Appearance Datum): dernière apparition Datum ; LRO (Last Regular Occurrence): dernière occurrence régulière ; FO (First Occurrence) : première occurrence ; FRO (First Regular Occurrence) : première occurrence régulière.

De ces corrélations exposées ci-dessus, la limite tortono-messinienne est notée à 7.246 Ma (Lourens *et al.* 2004) ; la limite messinien-zancléen est pointée à 5,332 Ma (Van Couvering *et al.*, 2000).

Dans le bassin du Bas Chélif, l'espèce *Globorotalia mediterranea* date le Messinien (Bizon, 1975 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Belkebir, 1986). L'apparition de *G. conomiozea* indique, dans le bassin méditerranéen, la limite tortonien/messinien (D'Onofrio *et al.*, 1975 ; Iaccarino et Salvatorini, 1982 ; Iaccarino, 1985). Notons que les espèces *G. conomiozea* et *G. mediterranea* appartiennent toutes les deux au groupe *G. miotumida* (Colalongo *et al.*, 1979 ; Sierra, 1985 ; Sierra *et al.*, 1993 ; Hilgen *et al.*, 2000b).

Hilgen *et al.* (2000b) ont considéré la première occurrence (FCO) de *G. miotumida gr.* précède de près (2/3 cycles) la première occurrence (FO) de *G. conomiozea s.s.*

Il convient par ailleurs de noter que certains microfossiles constituent, pour la base du Pliocène, des repères clés par rapport au sommet de l'acmé à *Sphaerodinellopsis subdehiscens* estimée entre 5,21 et 5,30 Ma (Lourens *et al.*, 2005 ; Lirer *et al.*, 2019). Les espèces *G. margaritae* et *Ceratolithus acutus* peuvent également dater l'ensemble des dernières couches messiniennes. En effet, ces données ont permis à certains auteurs de proposer une remise en eau dans le bassin méditerranéen au Messinien terminal (Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Suc *et al.*, 2015, entre autres) et non à la limite messinien-zancléen (Fig. 22).

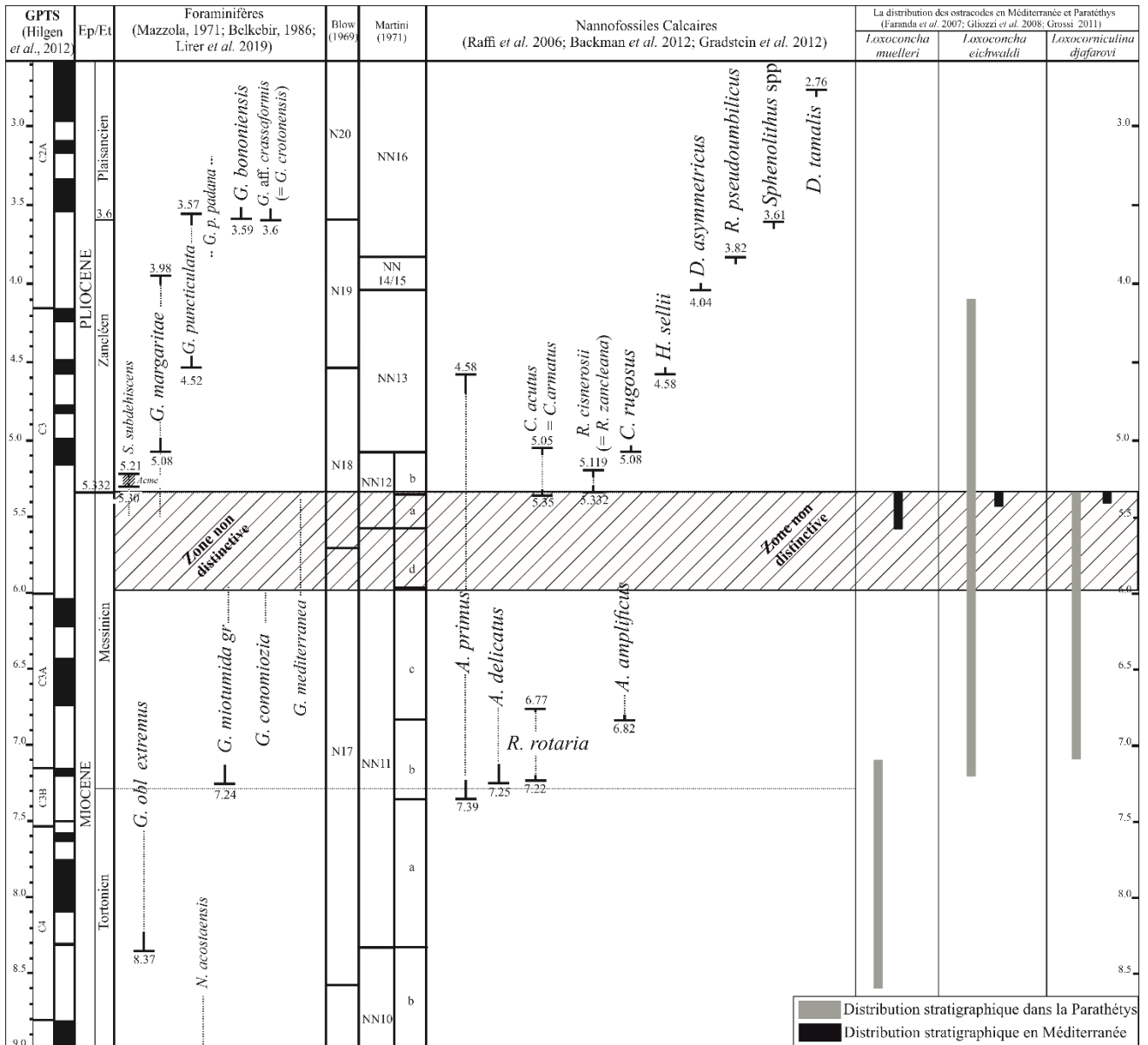


Fig. 22 : Bioévénements des séries géologiques des Ouled Slama et du Télégraphe de Sidi Brahim (Massif du Dahra, Bassin du Bas Chélif) calibrés chronologiquement avec les bioévénements méditerranéens. *N* : *Neogloboquadrina* ; *G. obl* : *Globigerinoides obliquus* ; *G* : *Globorotalia* ; *S* : *Sphaerodinellopsis* ; *G. p* : *Globorotalia puncticulata* ; *A* : *Amaurolithus* ; *R* : *Reticulofenestra* ; *C* : *Ceratolithus* ; *H* : *Helicosphaera* ; *D* : *Discoaster*.

1. Biostratigraphie des dépôts du Miocène supérieur

1.1. Coupe de l'Affania A :

12 échantillons prélevés dans les marnes gris bleu sont lavés et soumis à l'analyse micropaléontologique. Ils contiennent, entre autres formes, un riche assemblage de foraminifères planctoniques notamment *Globigerinoides obliquus extremus*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *N. humerosa*, *N. dutertrei*, *N. incompta*, *N. continua* et *N. pachyderma* (Fig. 23). Cet assemblage permet de leur attribuer un âge Tortonien supérieur correspondant à la biozone à *N. humerosa* et *N. dutertrei*

associées avec *Globigerinoides obliquus extremus* (biozone N17 de Blow (1969) dont le FO est estimé à 8.37 Ma (Hilgen *et al.*,1995).

1.2. Coupe de l'Affania B :

L'échantillon AF b 1 prélevé dans les derniers niveaux des marnes gris bleu montre que son contenu en foraminifères planctoniques marqueurs est similaire à ceux récoltés dans les marnes bleu gris de l'Affania A (*Globigerinoides obliquus extremus*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *N. humerosa*, *N. dutertrei*, *N. incompta*, *N. continuosa*, *N. pachyderma*) (Fig. 23). Cet assemblage confirme l'âge Tortonien supérieur de ces dépôts.

Les échantillons AFb 2 à AFb 5 (Unité II) prélevés dans les marnes beiges ont révélé l'abondance des formes carénées, telle que *Globorotalia miotumida* (entre autres) que l'on peut attribuer à la base du Messinien (biozone N 17 Blow, 1969 : FO de *G. miotumida* = 7.24 Ma).

L'intervalle sédimentaire correspondant aux échantillons AF b 6 et AF b15 (Unité III) prélevés dans les marnes diatomitiques est caractérisé par l'apparition de *Globorotalia mediterranea* et *Globorotalia conomiozea* associées aux nannoplanctons calcaires *Reticulofenestra rotaria* et *D. delicatus* (Fig. 23), marqueurs de la biozone N 17 de Blow (1969) et NN 11b de Martini (1971) d'âge messinien inférieur.

| Coupes | Unités | Échantillons | Foraminifères planctoniques | | | | | Nannofossiles calcaires | Biozonation | | Etagé | |
|-----------|-----------|--------------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------|----------------|-------------|----------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | <i>Globigerina</i> | <i>Globigerinoides</i> | <i>Globorotalia</i> | <i>Neogloboquadrina</i> | <i>Orbiluna</i> | | Martini (1971) | Blow (1969) | | |
| | | | <i>G. bulloides</i> <i>G. praebulloides</i> <i>G. apertura</i> | <i>G. Bulloideus</i> <i>G. obliquus</i> <i>G. extremus</i> <i>G. ruber</i> <i>G. trilobus</i> <i>G. bolli</i> | <i>G. menardii</i> <i>G. plisiotumida</i> <i>G. miotumida</i> <i>G. mediterranea</i> | <i>N. acostaensis</i> <i>N. humerosa</i> <i>N. daterrei</i> <i>N. incompta</i> <i>N. Continuoosa</i> <i>N. pachyderma</i> | <i>Or. univrsa</i> <i>Or. situralis</i> | | | | | <i>A. primus</i> <i>A. delicatus</i> <i>R. rotaria</i> <i>R. pseudombilica</i> |
| Affania B | Unité III | AF b15 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b14 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b13 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b12 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b11 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b10 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | Unité II | AF b9 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b8 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b7 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b6 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b5 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b4 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF b3 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| Unit I | AF b2 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | | |
| AF b1 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | | Tort-Sup | |
| Affania A | Unit I | AF 12 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 11 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 10 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 09 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 08 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 07 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 06 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 05 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 04 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 03 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 02 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |
| | | AF 01 | ■ | ■ | ■ | | | | | | | |

Fig. 23 : Distribution biostratigraphique des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires dans les coupes de l’Affania A et B (Miocène supérieur).

2. Biostratigraphie des dépôts évaporitiques et post-évaporitiques.

2.1. Age du gypse

L’âge du gypse est souvent fourni par les foraminifères planctoniques ou les nannofossiles calcaires que l’on trouve dans des dépôts marneux, diatomitiques ou marno-diatomitiques sous-jacents bien répandus dans le bassin du Bas Chélif et le massif du Dahra (Mansour *et al.*, 1995 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Saint martin *et al.*, 1992 ; Belhadji *et al.*, 2008 ; Mansouri *et al.*, 2008). Les bioévénements telles que *Globorotalia mediterranea* et *Amaurolithus primus* associées avec *A. delicatus* y sont souvent citées (Osman *et al.*, 2021) dont cette dernière espèce marque la limite tortonien-messinien. Ces données sont bien enregistrées dans le massif du Dahra et le bassin du Bas Chélif (Rouchy 1982a, b ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Belkebir *et al.*, 1996, 2008 ; Belhadji *et al.*, 2008 ; Hebib, 2014) et inventoriées partout ailleurs (Colalongo *et al.*, 1979 ; Theodoridis 1984 ; Rakic El Bied et Benson 1996

; Negri et Villa, 2000 ; Raffi *et al.*, 2003 ; Morigi *et al.*, 2007 ; Mansouri *et al.*, 2008). La succession des bioévénements *A. delicatus*, *R. rotaria* et *A. amplificus* définie dans la formation des marnes diatomitiques de Djebel Méni (bassin du Bas Chéelif) peut constituer un élément de datation appréciable, devant préciser aussi l'âge de la limite inférieure du Lago-Mare. En effet, l'espèce *A. amplificus* disparaît au sommet du membre II de la formation diatomitique, caractérisant la limite NN11c - NN11d (Martini, 1971), située à la base des marnes à gypse (Rouchy 1982a, b ; Saint Martin *et al.*, 1983 ; Poignant et Moissette, 1992 ; Chikhi, 1992 ; Mansour *et al.*, 1995 ; Mansour, 2004 ; Mansour *et al.*, 2008 ; Mansouri, 2021). Cette disparition est généralement estimée à 5,98 Ma (Berggren *et al.*, 1995 ; Backman *et al.*, 2012). Par ailleurs, les gypses lenticulaires sont intégrés dans la sédimentation post-récifale, attribuée au « Complexe Carbonaté Terminal » (CCT) (Rouchy, 1982a, b ; Saint Martin, 1990 ; Cornée *et al.*, 1994b) dont la plateforme récifale corallienne est corrélée stratigraphiquement à celles de Melilla au Maroc et de Sorbas en Espagne (Cunningham *et al.*, 1997 ; Cunningham et Collins, 2002 Cornée *et al.*, 2004 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014b, 2016). Les âges radiométriques souvent revus et obtenus pour le CCT sont proches, les uns des autres : 5,82 - 5,79 Ma ou 5,95 - 5,60 Ma (Melilla ; Cunningham *et al.*, 1997 ; Cornée *et al.*, 2004). L'âge des gypses de Sorbas a été estimé entre 5,94 et 5,96 Ma à la base, et entre 5,60 et 5,54 Ma au sommet (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999). La révision récente de cet âge radiométrique (gypse) est estimée à 5,971 Ma à la base (Manzi *et al.*, 2013) et à 5,60 Ma à son sommet (Krijgsman *et al.*, 2001 ; Clauzon *et al.*, 2015).

En effet, la datation de la base des gypses (5,971 Ma) n'est guère différente de celle obtenue à partir de la disparition (LAD) d'*Amaurolithus amplificus* (5,98 Ma : NN11c/NN11d) signalée dans la coupe de Djebel Méni (bassin du Bas Chéelif), correspondant à la base des marnes gypseuses (Mansouri, 2021).

2.2. Coupe de Djebel El Abiod

Les prélèvements effectués à la base (épaisseur 24 m) (échantillons Ab 1 à Ab 17) dans les marnes bariolées sont complètement dépourvus de foraminifères planctoniques index. Néanmoins, leur contenu en ostracodes montre un assemblage constitué de *Loxoconcha muelleri* associée avec *Cyprideis* et le foraminifère benthique *Ammonia* cf. *tepida* (Fig. 24). Cet assemblage d'ostracode est un marqueur biostratigraphique indiquant le Messinien terminal, correspondant à la biozone de *L. muelleri* (Grossi *et al.*, 2011 ; Roveri *et al.*, 2008a) dont l'âge est estimé entre 5,59 à 5,40 Ma. Sa limite inférieure correspond à la première présence (FO) de l'espèce paratéthysienne *L. muelleri* en Méditerranée (Grossi *et al.*, 2011).

L'échantillon Ab 23 prélevé dans les marnes rouge rubis est marqué par un assemblage d'ostracofaune (Fig. 24) à *Loxocorniculina Djafarovi*, *Euxinocythere praeabaquana*, *Amnicythere sp.*, *A. cf. accicularia*, *Camptocyprina sp.*, *Cytherura pyrama* et *Zalanyiella venusta*. Cette association correspond à la phase principale de la colonisation de la Méditerranée (Gliozzi *et al.*, 2012a) avec l'arrivée d'ostracodes paratéthysiens au Messinien terminal (5.398 Ma -5.346Ma) indiquant la biozone à *Loxocorniculina djafarovi* (5,40–5,33 Ma) ; Grossi *et al.*, 2011).

L'échantillon Ab 27 est marqué par la présence de *Cyprideis*, *Tyrrhenocythere cf. ruggierii*, *Amnicythere sp1.*, *Z. venusta* (Fig. 24). La présence de ces taxons indique la dernière phase de colonisation d'ostracodes paratéthysiens en Méditerranée (Gliozzi *et al.*, 2012a) au Messinien terminal (5.346 Ma - 5.337 Ma).

Les dépôts des marnes sableuses (Ms1 et Ms2 ; Echantillon Ab 28 et Ab 29) sont riches en microfossiles (foraminifères et nannofossiles calcaires) : *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Discoaster variabilis* et quelques *Sphenolithus* (Fig. 24). Faute de marqueur, ces taxons peuvent être attribués au Messinien terminal voire Pliocène (biozones N17 à N18).

L'espèce *Globorotalia margaritae* apparaît dans les calcaires marneux blancs corallifères (Ab 30, Ab 31), suivie de *G. margaritae* associée avec *R. cisnerosii* (Ab 32, Ab 33, Ab 34, Ab 35), puis *G. margaritae* associée avec *G. puncticulata* (Ab 36 à Ab 46). Ces bioévénements attribuent aux calcaires marneux un âge pliocène inférieur (biozone N18/ N19 de Blow, 1969 et NN12b celle de Martini, 1971).

La calibration entre échelles biostratigraphiques (foraminifères planctoniques, nannofossiles calcaires) suggère un âge zancéen inférieur pour l'intervalle d'échantillon Ab 30 à Ab 35, estimé entre 5,332 Ma et 5,119 Ma (FO de *R. cisnerosii* à 5,332 Ma et LO de *R. cisnerosii* à 5,119 Ma) et Zancéen supérieur pour les échantillons Ab 36 à Ab 46 d'âge estimé à 4.52 Ma (FO de *G. puncticulata* étant à 4.52 Ma ; Lourens *et al.*, 2005).

Les dépôts sus-jacents des marnes grises (Ab 49) sont attribués au Plaisancien (biozone N19 de Blow, 1969) sur la base de l'apparition de *G. aff. crotonensis* (FO : 3.60 Ma ; Lourens *et al.*, 2004 ; Sprovieri, 1993 ; Lirer *et al.*, 2019).

2.3. Coupe de Hgaf Tamda

Cette coupe est subdivisée lithologiquement en 02 parties, la première partie (de l'échantillon Hg 1 à Hg 6) étant totalement dépourvue de foraminifères planctoniques à l'exception de quelques

formes remaniées de *Globorotalia mediterranea* et des Charophytes du taxon *Chara sp.* L'âge de cette première partie est compris entre celui du gypse (Messinien) et l'âge de l'unité suivante.

La deuxième partie débute par des marnes bariolées à association d'ostracodes (Fig. 24) presque similaires à celle des argiles bariolées de Djebel El Abiod représentée par l'échantillon Ab 27 ayant livré *Cyprideis*, *T. cf. ruggierii*, *Amnicythere sp1*, *Z. venusta*) correspondant à la partie supérieure de l'assemblage 2 à *L. djafarovi* dont l'âge est messinien terminal. Cet âge est conforme à celui de la dernière phase de colonisation des ostracodes paratéthysiens en Méditerranée (Gliozzi *et al.*, 2012a) (5.346 Ma-5.337 Ma).

Les microfossiles des échantillons suivants Hg 8 et Hg 9, montrent une représentation accrue de foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Discoaster variabilis* et quelques *Sphenolithus*). L'âge pourrait être Messinien à Zancléen d'après les nannoflores calcaires.

Les échantillons Hg 10 à Hg 13 livrent *G. margaritae* associée avec *R. cisnerosii*. Cette succession indique les biozones N18 (Blow, 1969) /NN12b (Martini, 1971 ; Backman *et al.*, 2012), correspondant au Zancléen basal.

L'analyse des échantillons Hg 14 et Hg 15 a révélé par la présence de *G. margaritae* associée avec *G. puncticulata* indiquant la biozone N19 de Blow (1969), attribuée au Zancléen supérieur dont l'intervalle est estimé entre 4.52 Ma (FO de *G. puncticulata* ; Lourens *et al.*, 2005) et 3.98 Ma (LO de *G. margaritae* ; Lourens *et al.*, 2005).

L'espèce *G. puncticulata* associée avec *G. bononiensis* et *G. cf. crotonensis* sont reconnues dans les échantillons Hg 16 et Hg 17, indiquant la biozone N20 de Blow (1969) d'âge Plaisancien, estimé entre 3.59 Ma (FO de *G. bononiensis* ; Channell *et al.*, 1988, 1990, 1992 ; Sprovieri *et al.*, 2006 ; Lirer *et al.*, 2019 ; Lourens *et al.*, 2004 ; Caruso, 2004) et 3.56 à 3.75 Ma (LO= *G. puncticulata* ; Lourens *et al.*, 2004 ; Sprovieri., 2006 ; Lire *et al.*, 2019).

2.4. Coupe de l'Oued Tarhia

Les premiers dépôts des marnes sableuses (de T 1 à T 10) ont livré la présence d'ostracodes (*Cyprideis*) et une population de charophytes représentée par *Chara cf. ? hispida*. Ces dépôts succèdent aux gypses messiniens et les marnes gris bleu postérieures. Le contenu de ces marnes a livré une abondante ostracofaune dominée par *L. djafarovi* (T16) et *d'Amnicythere* (T 17), attribuée respectivement à la première phase (5.398 Ma -5.346 Ma ; Gliozzi *et al.*, 2012a) et la dernière phase (5.346 Ma-5.337 Ma) de la colonisation d'ostracodes (Gliozzi *et al.*, 2012a) d'âge messinien terminal.

Les dépôts de marnes grisâtres ont livré *Ceratolithus acutus* (T 18), *G. margaritae* associée avec *C. acutus* (T 19), *G. margaritae* associée avec *C. acutus* et *R. cisnerosii* (T 20) dans les marnes grises. La succession de *G. margaritae* et *C. acutus* avant l'apparition de *R. cisnerosii*, suggère un âge messinien tardif (Popescu *et al.*, 2017 ; Mansouri, 2021). Néanmoins, la présence de l'espèce *R. cisnerosii* associée avec *C. acutus* et *G. margaritae* indique la base du Zancléen (Osman *et al.*, 2021).

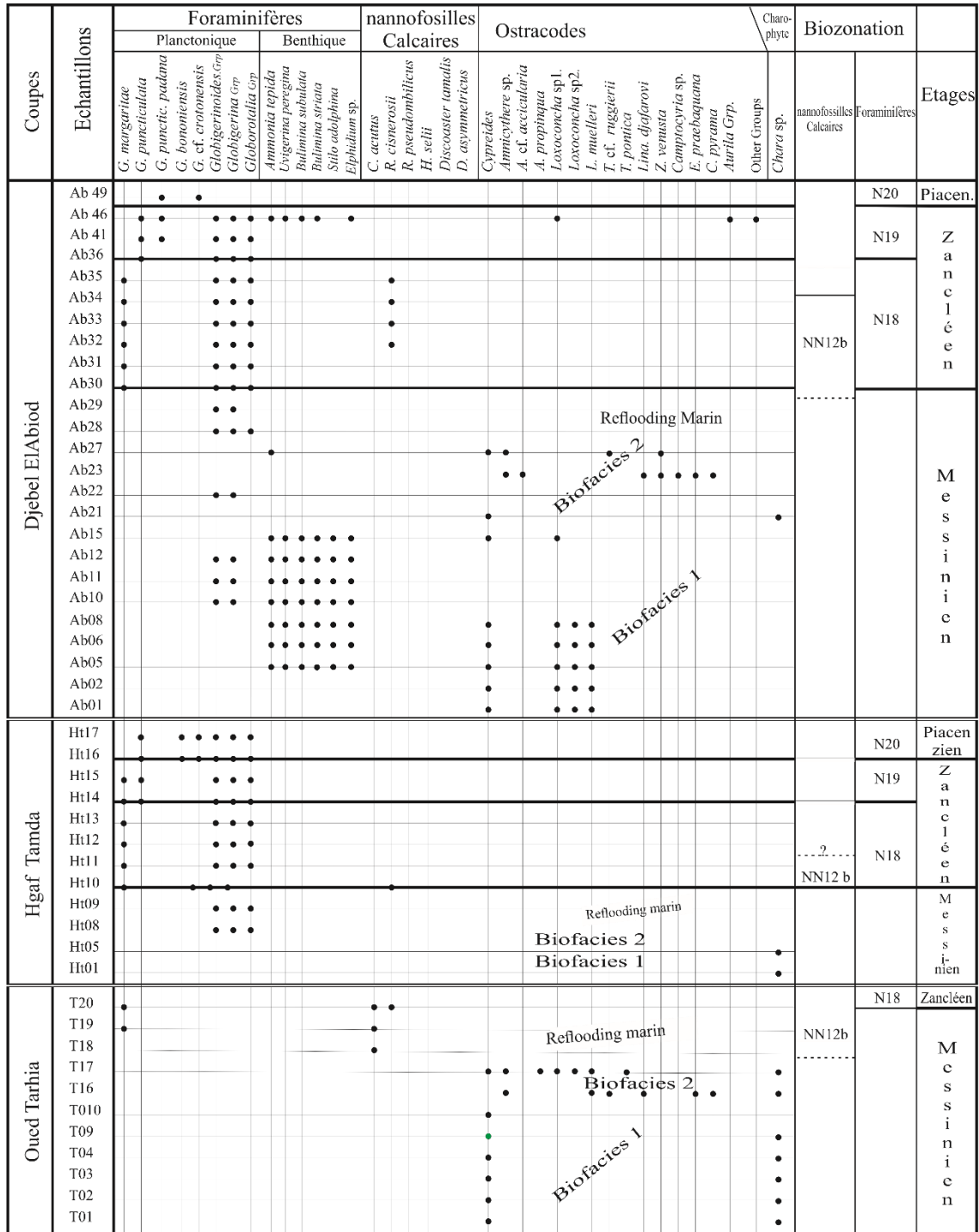


Fig. 24 : Distribution stratigraphique de foraminifères planctoniques, nannoplankton et d'ostracodes dans les coupes de Djebel El Abiod, de Hgaf Tamda et de l'Oued Tarhia.

2.5. Coupe de Djebel Kaskas

Les échantillons Ks 3, Ks 4 et Ks 5 ont livré une association d'ostracodes (Fig. 25) appartenant au Messinien terminal dont l'âge est estimé entre 5,59 et 5,40 Ma (Carbonnel et Ballesio, 1982 ; Gliozzi et Grossi, 2008 ; Grossi, 2011 ; Gliozzi, 2012). Elle est dominée par *Cyprideis*, *L. muelleri*, *Loxochoncha* sp., *L. eichwaldi* associées avec des foraminifères benthiques (Fig. 25).

La présence de *G. puncticulata* associé avec *G. margaritae* dans les échantillons Ks 6, Ks 7 et Ks 8 de la formation marneuse grise, permet d'attribuer cette partie au Zancéen supérieur (biozones N19 (Blow, 1969).

L'apparition de *Discoaster asymmetricus* associés avec *D. tamalis* et *G. puncticulata* en l'absence de *G. margaritae*, suggèrent un âge Zancéen supérieur pour les dépôts suivants (niveaux Ks 9, 10 et 11), correspondant aux biozones N19 (Blow, 1969) et NN14/NN15 (Martini, 1971). L'âge estimé est entre 3.98 Ma (LO de *G. margaritae* ; Lourens *et al.*, 2005 ; Lirer *et al.*, 2019) et 3.60 Ma (FO de *G. crotonensis*, Lourens *et al.*, 2004 ; Sprovieri, 1993 ; Lirer *et al.*, 2019).

2.6. Coupe d'El Hsasna

L'analyse des foraminifères planctoniques de deux échantillons Hs 1 et Hs 2 (Fig. 25) a révélé la présence du seul marqueur *Globorotalia puncticulata*, correspondant à la biozone N19 (Blow, 1969) d'âge Zancéen.

| Coupes | Echantillons | foraminifères | | Nannoplancton calcaire | Ostracodes | Charophytes | Biozonation | | Etage | | | | | | | | | | |
|---------------|--------------|----------------------|------------------------|------------------------|------------|-------------|-----------------------|------------------------------------------|----------|---------------------------|------------------------|------------------------|--------------------|---------------------|-----------------------|----------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|
| | | Planctoniques | | | | | Benthiques | Nannoplanctons calcaires (Martini, 1971) | | Foraminifère (Blow, 1969) | | | | | | | | | |
| | | <i>G. margaritae</i> | <i>G. puncticulata</i> | | | | <i>G. bononiensis</i> | | | | <i>G. crassaformis</i> | <i>Globigerinoides</i> | <i>Globigerina</i> | <i>Globorotalia</i> | <i>Ammonia tepida</i> | <i>Uvigerina peregrina</i> | <i>Bulimina subulata</i> | <i>Bulimina striata</i> | <i>R. pseudobulbicus</i> |
| El Hsasna | H 2 | | ■ | | | | | | N19 | Zancéen Supérieur | | | | | | | | | |
| | H 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Djebel Kaskas | Ks 11 | | ■ | | | | | | NN 14/15 | N19 | Zancéen Supérieur | | | | | | | | |
| | Ks 10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Ks 9 | | | | | | | | NN 13 | N19 | Zancéen Supérieur | | | | | | | | |
| | Ks 8 | ■ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Ks 7 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Ks 6 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Ks 5 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Ks 4 | | | | | | | | N18 | Messinien | | | | | | | | | |
| Ks 3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Fig. 25 : Distribution biostratigraphique des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires et des ostracodes dans les coupes de Djebel Kaskas et d'El Hsasna.

2.7. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim

Les échantillons TSB 03 et TSB 04 ont révélé la présence de *G. margaritae* (Fig. 26) suivie par *C. acutus* dans l'échantillon TSB 09 (en présence de *G. margaritae*). Ces deux taxons sont attribués au Messinien terminal correspondant aux biozones N18 (Blow 1969) et NN12 (Martini, 1971) dont le FOD de *C. acutus* est enregistré à 5,36/5,35 (Backman *et al.*, 2012 ; Gradstein *et al.*, 2012).

Les dépôts des marnes blanches (TSB 11) ont livré *G. margaritae*, *C. acutus* et *R. cisnerosii*, indiquant la base du Zancléen estimée à 5,332 Ma (FOD de *R. cisnerosii*), correspondant aux biozones N18 de Blow (1969) et NN12b de Martini (1971).

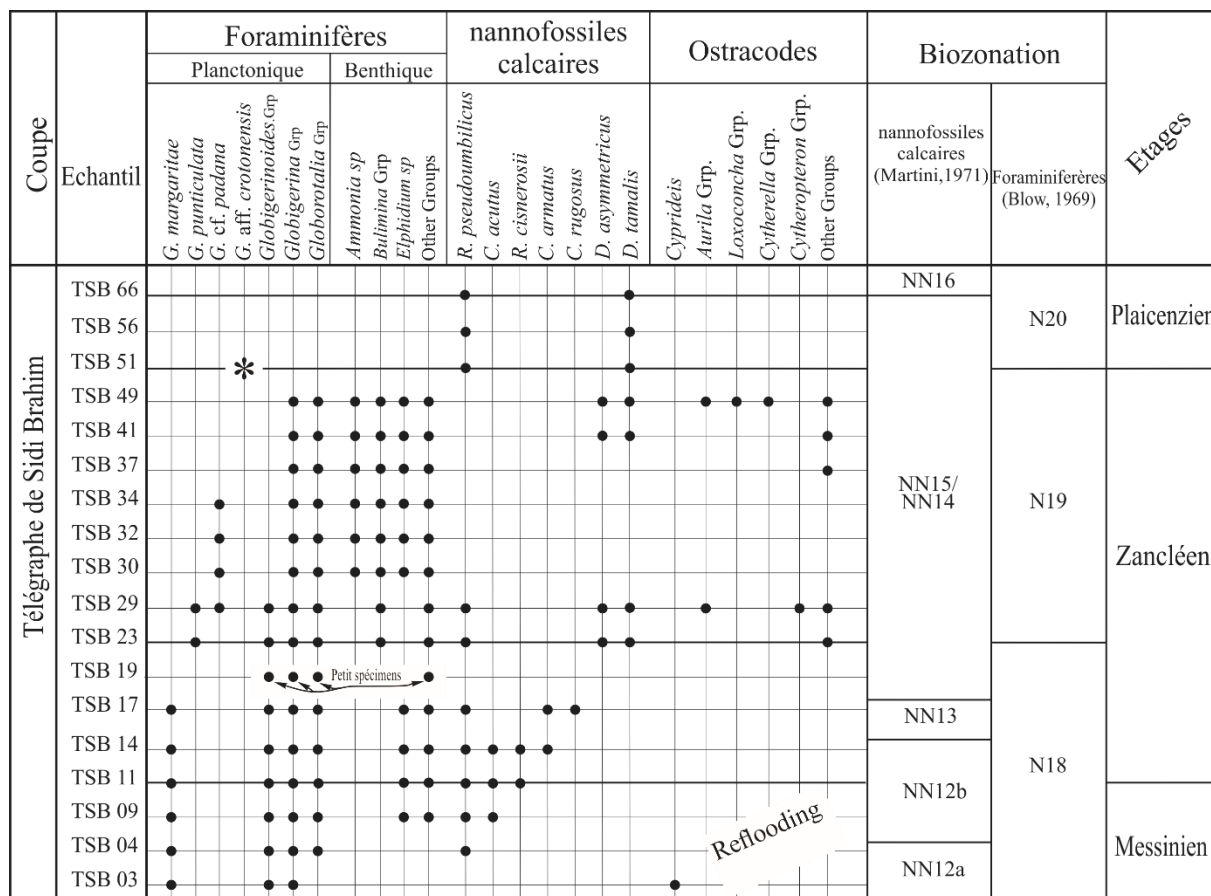
Le niveau TSB 17 est marqué par la présence de *G. margaritae*, *C. acutus* et *C. rugosus* qui indique le Zancléen inférieur correspondant aux biozones N 18 (Blow, 1969) et NN13 (Martini, 1971). Cet âge est estimé à 5.08 Ma selon le FOD de *Ceratolithus rugosus* (Backman *et al.*, 2012).

L'apparition *G. puncticulata* associée avec *Discoaster asymmetricus*, récoltées dans les marnes blanches (TSB 23), indique le Zancléen supérieur. L'âge estimé est compris entre 4.04 (FO : *D. asymmetricus*) Ma et 3.6 Ma (FO : *G. crotonensis*)

L'échantillon TSB 29 est défini par la présence de *G. puncticulata* associés avec *G. puncticulata* cf. *padana*, *D. asymmetricus* et *D. tamalis*. L'intervalle délimité entre les échantillons TSB 30 et TSB 34 est marqué par la seule présence de *G. puncticulata* cf. *padana*. Les espèces *D. asymmetricus* et *D. tamalis* se maintiennent dans les échantillons TSB 41 à 49. En conséquence, cette partie des marnes blanches citée ci-dessus peut être attribuée au Zancléen supérieur (biozones N19-NN14/NN15). L'âge de l'intervalle compris entre les échantillons TSB 29 à TSB 50 est inférieure à 3.6 Ma (FO : *G. crotonensis*).

A noter que la présence de l'espèce *Aurila* cf. *convexa emathiae* (ostracode) dans le niveau TSB 29 qui peut être attribué, selon Carbonnel et Ballésio (1982), à la biozone d'ostracode du même nom équivalente à celle de *G. puncticulata* (Uliczny, 1969 ; Wissingh, 1972, 1976).

La présence de l'espèce *G. crotonensis* (Mazzola, 1971) dans les marnes sableuses de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (dépôts équivalents au niveau TSB 51) marque l'étage Plaisancien. La présence du nannoplanctons calcaires *D. tamalis* et la disparition des Sphénolithes (LO : *Sphenolithus abies*= 3.61 ; Backman *et al.*,2012) dans le niveau TSB 66 confirme l'âge Plaisancien de la partie supérieure de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (Mansouri, 2021).



* : Enregistré dans les marnes sableuses (Mazzola, 1971)

Fig.26 : Distribution stratigraphique des foraminifères planctoniques, des nannoplanctons et des ostracodes dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

3. Chronostratigraphie et bioévénements mio-pliocènes :

La corrélation des deux échelles de biozonation (Blow, 1969 et Martini, 1971) et l'évidence des biofaciès d'ostracodes (Gliozzi *et al.*, 2012b) calibrées avec ceux (radiométriques et/ou astronomiques) élaborés en Méditerranée permettent d'identifier une succession des événements qui s'étend du Tortonien supérieur au Plaisancien. Ces événements réalisés sont définis par la présence ou l'absence de marqueurs (Fig. 27).

➤ **Événement 1** : cet événement est établi sur la présence de *Globorotalia obliquus extremus*, *N. humerosa* et *N. dutertrei*, reconnues dans les marnes gris bleu des coupes de l'Affania **A** et **B** (Fig. 23). Cet événement est bien défini par la première occurrence (FO) de *G. obliquus extremus*, estimée à 8,37 Ma (Hilgen *et al.*, 1995) et la première occurrence (FO) de *G. miotumida* (7,24 Ma : Lourens *et al.*, 2004). Ces estimations attribuent l'événement 1 au Tortonien supérieur (Fig. 27) qui est bien marqué dans les marnes bleues et les calcaires à algues d'Aïn Merane (coupes de Nharet et d'Ain Es Serrak) (événement 1 : Belhadji, 2021).

Vers l'ouest du massif du Dahra, dans les environs de l'embouchure de l'Oued Chéelif, Benzina *et al.* (2018) ont mis en évidence une séquence de bioévénements couvrant un intervalle de temps allant du Tortonien supérieur jusqu'au Messinien pré-évaporitique. Cette séquence est basée, selon ces auteurs, sur des changements quantitatifs et qualitatifs dans le groupe de *Globorotalia* à formes carénées et non carénées ayant permis d'identifier sept (07) événements dans les coupes de Djebel Meni et de l'Oued Derdoussa. Ils correspondent à un âge tortonien supérieur, estimé entre 7,84 et 7,28 Ma (Benzina *et al.*, 2018). Le changement d'enroulement (senestre à dextre) de groupe *Globorotalia menardii* a également marqué cet intervalle.

➤ **Événement 2** : Il est notifié par la première occurrence de *G. miotumida* (7,24 Ma) dans les marnes beiges de l'Affania **B**, à la base et la FO de *R. rotaria* (7,22 Ma: Backman *et al.*, 2012) au sommet. Il est daté du Messinien basal correspondant à la limite NN 11a/ NN 11b. Cet événement correspondrait au bioévénement 9, repéré dans les coupes des environs de l'embouchure de l'Oued Chéelif, estimé vers 7,24 Ma (Benzina *et al.*, 2018), marqué par la première occurrence commune (FCO) de *Globorotalia miotumida* associée avec *G. mediterranea*, *G. miotumida*, *G. conomiozea* et *Globorotalia conoidea*. Notons que certaines de ces espèces sont inventoriées dans les coupes de l'Affania **A** et **B** ; elles enregistrent plutôt une succession : *G. miotumida* puis *G. mediterranea*.

➤ **Événement 3** : correspond à la première occurrence de *Reticulofenestra rotaria* (7,22 Ma) récoltée dans les marnes diatomitiques de la coupe de l'Affania **B** et la FO d'*Amaurilithus amplificus* (6.82 Ma : Raffi et Flores, 1995 ; Raffi *et al.*, 1998). Il est attribué au Messinien (Fig. 27). Il correspond à l'évènement 10 que Benzina *et al.* (2018) estime à 7,22 Ma. Ce dernier est défini par la dernière présence commune (LCO) de *G. menardii* gr. (II), enregistrant une fréquence ne dépassant pas 25 %.

Dans le Dahra oriental, les dépôts messiniens pré-évaporitiques sont marqués par onze (11) bioévénements correspondant à l'alternance marno-diatomitiques et les marnes brunâtres dont l'âge est estimé entre 6.82 et 6.08 Ma (Belhadji, 2021). A l'Ouest du massif, la formation de Tripolis n'est marquée que par sept (07) bioévénements (Benzina *et al.*, 2018).

Nous constatons la présence d'un *hiatus* important situé entre l'évènement 3 et l'évènement suivant. Ce *hiatus* peut correspondre à l'absence dans les coupes de l'Affania des constructions coralliennes et les gypses messiniens bien développées dans la plateforme de Djebel Murdjadjo et les monts des Tessala. Corréliées aux dépôts de Melilla, ces formations couvrent un âge allant de 6,36 à 5,85 Ma (Cornée *et al.*, 2004).

Événement 4 : cet événement est marqué par la présence d'ostracodes dont certains taxons sont indicateurs d'environnements de type Lago Mare, mis en évidence dans les coupes de Djebel El Abiod,

Djebel Kaskas et de l'Oued Tarhia. Ces marqueurs (*Loxococoncha muelleri* suivie de *Loxocorniculina djafarovi*) sont datés du Messinien terminal, couvrant un intervalle allant de 5.59/5,60 à 5.33 Ma.

Événement 5 : Il est marqué par l'apparition de *Ceratolithus acutus* associée avec *Globorotalia margaritae* (Oued Tarhia, Télégraphe de Sidi Brahim), calibrées chronologiquement entre 5,36/5,35 Ma (FO de *C. acutus*) et avant 5,332 Ma (FO de *Reticulofenestra cisnerosii*). Cet événement correspond au dernier événement messinien.

Vers l'Est, sur le plateau d'Ain Merane une succession d'onze (11) bioévénements est enregistrée dans des dépôts marins post-évaporitiques (Marnes sableuses et Marnes jaunâtres). Ces bioévénements sont mis en évidence par Belhadji (2021) sur la base d'une importante spéciation du groupe *Globorotalia margaritae* et l'enroulement des Neogloboquadrines. Cette succession d'événements s'étalerait entre 5,60 (FO de *Gl. praemargaritae* gr.) et 5.56 Ma (sommet Acmé zone (AT) à *Gl m. margaritae*). Par leur milieu marin, ces dépôts semblent correspondre à une remise en eau dans le bassin du Bas Chélif au Messinien terminal (Belhadji, 2021). En revanche, leur estimation d'âge semble coïncider avec l'âge du Lago Mare 1 (5,60/5,59 Ma). Une étude détaillée (et pluridisciplinaire : foraminifères, nannoplancton calcaire, ostracodes) de ces dépôts permettra de préciser ces événements et la nature de la remise en eau dans ce secteur du massif du Dahra.

➤ **Événement 6** : Il est daté à la base par la FO de *Reticulofenestra cisnerosii* (5,332 Ma ; base du Pliocène) coïncidant avec la limite NN12a/ NN12b (Martini, 1971). Sa limite supérieure est datée par la FO de *R. rugosus* (Calcaires marneux blancs corallifères de Djebel El Abiod et de Hgaf Tamda, Les marnes grises de l'Oued Tarhia, Les marnes blanches du Télégraphe de Sidi Brahim).

➤ **Événement 7** : Il démarre avec la limite des biozones NN 12b/ NN 13 d'âge zancéen inférieur délimitées par la FO de *R. rugosus* (5,08 Ma) et la FO de *Globorotalia puncticulata* (4,52 Ma). Un seul dépôt offre cet événement (marnes blanches du Télégraphe de Sidi Brahim).

➤ **Événement 8** : correspond à la limite N18/ N19 (Blow, 1969) datée par la FO de *G. puncticulata* (4,52 Ma) à la base et la FO de *Discoaster asymmetricus* (4,04 Ma) au sommet. Il est enregistré dans les marnes grises zancéennes (Hgaf Tamda, Djebel Kaskas, El Hsasna).

➤ **Événement 9** : correspond à la limite NN13/ NN14, d'âge estimé entre 4,04 Ma (FO de *D. asymmetricus*) et 3.60 Ma (FO *G. aff. crotonensis*). Ces taxons sont présents dans les derniers dépôts du zancéen supérieur de Djebel Kaskas et les marnes blanches du Télégraphe Sidi Brahim (Fig. 27).

➤ **Événement 10** : correspond à la limite N 19/ N 20 marquée par la FO de *G. aff. crotonensis* à la base et par la LO de *G. puncticulata* (3,57 Ma) au sommet. Les dépôts appartenant à cet événement correspondent aux dépôts des marnes grises (Djebel El Abiod, Hgaf Tamda).

➤ **Événement 11** : Il est défini par la présence de *G. aff. crotonensis* et l'absence de *G. puncticulata*. Il est signalé dans un seul niveau (TSB 51 de Télégraphe de Sidi Brahim).

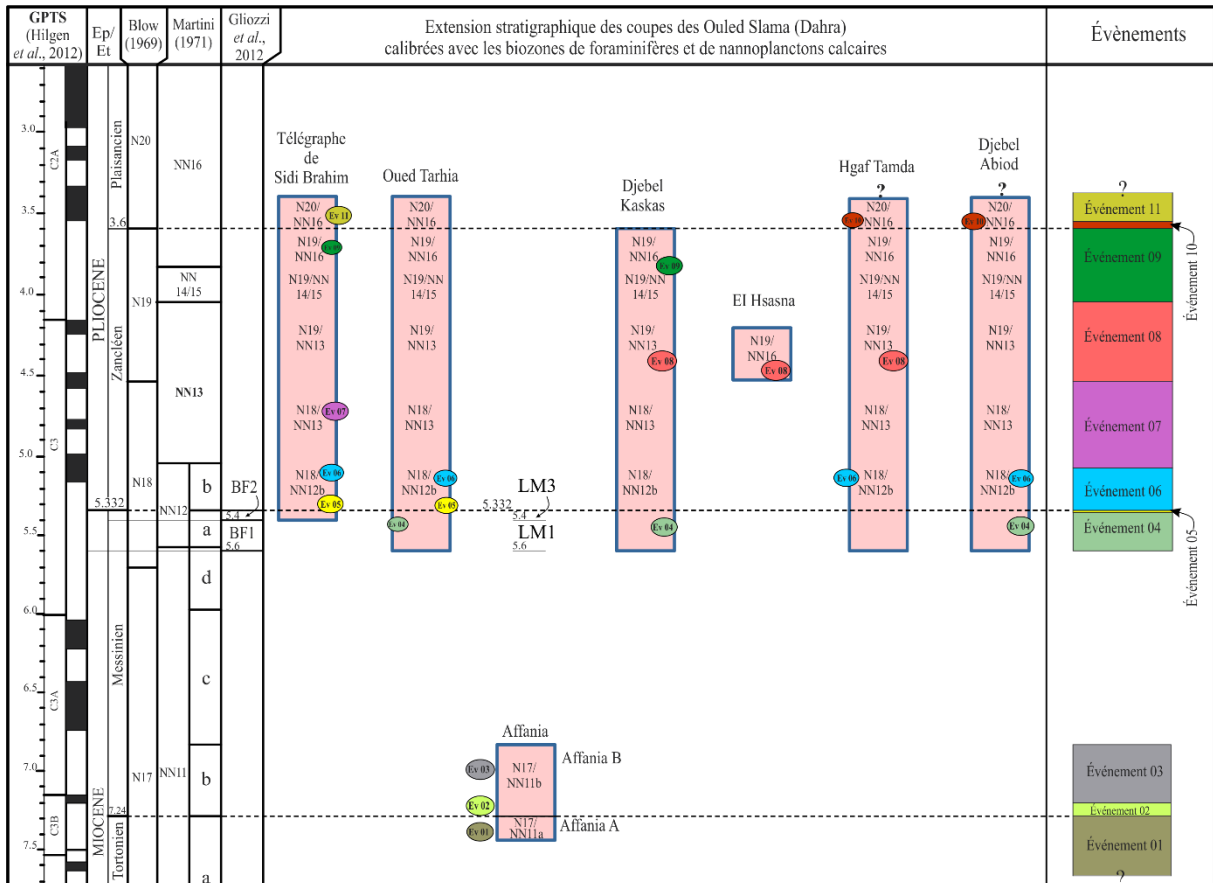


Fig. 27 : Chronostratigraphie et événements (foraminifères, nannoplanctons calcaires, ostracodes) dans les coupes du Télégraphe de Sidi Brahim et des Ouled Slama (massif du Dahra) ; lignes discontinues horizontales correspondent aux limites d'étages ; Tubes verticaux : extension stratigraphique. LM1 (LMBF1) = Lago Mare 1 équivalent du Lago Mare Biofaciès 1. LM3 (LMBF2) = Lago Mare 3 équivalent du Lago Mare Biofaciès 2 ; **Ev** : Événement.

Chapitre IV : Paléoenvironnements et corrélations

Introduction

Des études récentes portant sur des analyses quantitatives et qualitatives basées sur les foraminifères planctoniques ont permis pour la première fois, l'établissement d'une séquence de bioévénements calibrés avec l'échelle de temps radiométrique (Benzina *et al.*, 2018) et ce afin de définir les événements biologiques caractéristiques, devant aboutir à des précisions stratigraphiques et des corrélations à l'échelle locale (bassin du Bas Chélib) et régionale (Méditerranée) (Belhadji, 2021).

L'analyse du milieu basée sur les bivalves du Tortonien supérieur- Messinien représente, selon Satour *et al.* (2013, 2020) et Satour (2021), des milieux profonds de grandes vasières circalittorales calmes, des milieux infralittoraux à fort hydrodynamisme, des milieux peu profonds (infralittoral-médiolittoral) avec des apports détritiques importants et d'autres liés à un contexte récifal et péri-récifal.

A la lumière des nouvelles données paléontologiques obtenues (foraminifères, nannofossiles calcaires et ostracodes) dans les dépôts appartenant aux coupes décrites, nous aborderons les contenus des successions sédimentaires, leur environnement et leur âge. Des biomarqueurs enregistrés dans les sédiments post évaporitiques seront discutés, puis leur corrélation avec d'autres dépôts reconnus équivalents dans les régions méditerranéennes est éprouvée.

I. Paléoenvironnements

1. Dépôts du Miocène supérieur : caractéristiques, âges, environnement

Les dépôts des marnes gris bleu et des marnes diatomitiques blanches (Tripoli) affleurent sur de grandes surfaces de la région des Ouled Slama et de l'anticlinal de Djebel Rokba. Ces dépôts montrent trois faciès successifs : des marnes gris bleu, des marnes beiges et des marnes diatomitiques.

1.1. Dépôts des marnes bleues à *N. humerosa* et *G. obliquus extremus* :

Ils sont représentés par les marnes gris bleu de la coupe de l'Affania (Unité 1 : Affania A et B) matérialisant la limite tortonien/messinien correspondant aux biozones NN 11a (Martini, 1971) et N 17 (Blow, 1969). Cette phase est reconnue par des conditions de forte augmentation de la température et de forte intensité de la lumière Mansouri *et al.* (2008). Le milieu est profond de grandes vasières calmes (Satour, 2021).

1.2. Dépôts marneux beiges (Unité II : Affania B ; biozone N17) et les marnes diatomitiques (Unité III ; biozone N17/ NN11b) correspondent à un milieu de vasières profondes du circo-littoral supérieur, évoquant un climat de type chaud (Satour, 2021 ; Mansouri *et al.*, 2008).

2. Dépôts post-gypse ou Lago mare : caractéristiques, étapes, âges et environnements

Les sédiments post-gypse messiniens, bien représentés dans la coupe du Djebel El Abiod, sont subdivisés en trois unités lithostratigraphiques. Ces dernières sont réduites à quelques termes peu développés voire absents dans les coupes de Hgaf Tamda, de l'Oued Tarhia et de Djebel Kaskas. Leur corrélation révèle d'Est en Ouest, la discontinuité de leurs faciès et l'irrégularité de leur fond topographique, probablement liées à la tectonique post-gypse des massifs littoraux (fig. 28). Ces dépôts reposent en discordance sur le gypse sélénite.

La sédimentation post-gypse ou Lago Mare est organisée en deux (02) étapes :

2.1. Etape 1 :

Des argiles bariolées évoluant au sommet vers une alternance de marnes sableuses et de bancs gréseux, puis de bancs gréseux et conglomératiques affectées par une surface rubéfiée ou hard-ground (Unité III : coupe de Djebel El Abiod). Cette étape décrit une séquence de remplissage (comblement) sédimentaire (argiles-marnes sableuses-grès-conglomérats), perturbée à la base par une incursion marine intra-laminarique (Djebel El Abiod). Cette sédimentation reflète une érosion active au cours de cette période, ayant affecté les paysages topographiques environnants dont le milieu devient de plus en plus sec.

Elle indique par son assemblage d'ostracofaune d'origine parathéthysienne (Rouchy *et al.*, 2007 ; Gliozzi *et al.*, 2012) à *Cyprideis* (*Cyprideis sp.*, *Loxoconcha sp.1*, *Loxoconcha sp.2*, *L. muelleri*, *L. eichwaldi*), évoquant un milieu saumâtre peu profond avec quelques apports fluvio-lacustres épisodiques attestés par la présence de *Chara cf. hispida* (P.2: 16, 17), *Pseudocatillus sp.*, et des grains de quartz ronds luisants. Cette ostracofaune est d'âge messinien terminal (Carbonnel et Balesio, 1982 ; Gliozzi, 2012). Elle est comparable à celle décrite par Rouchy *et al.* (2007) dans les monts des Beni Chougrane (Djebel Touakas) et le massif du Dahra (Oued El Aïcha). Ces auteurs citent : *Cyprideis agrigentina*, *C. anlavauxensis* associées à *L. muelleri* et *L. cf. eichwaldi*, cortège que nous trouvons également dans les dépôts de la coupe de Djebel Kaskas.

La première partie de la coupe de Hgaf Tamda est marquée par une sédimentation détritico-chenalisée à charophytes (abondantes). Elle correspond aux dépôts inférieurs de la coupe de Djebel El Abiod, également riche en charophytes. Elle est comparée à celle décrite dans la coupe de l'Oued Tarhia (Osman *et al.*, 2021). Le milieu marin est peu profond soumis à une agitation et des tempêtes, devant s'ouvrir à des apports fluviaux.

2.2. Etape 2 :

Des marnes vertes caractérisent cette sédimentation contenant des foraminifères planctoniques nains reposant sur une surface rubéfiée ou hard-ground. Elles sont suivies par des marnes limoneuses rouges rubis (Unité IV : coupe de Djebel El Abiod), évoluant vers des argiles bariolées et interrompues au sommet par une discordance (Unité IV). Appartenant à cette coupe (Djebel El Abiod), les marnes rouge rubis sont marquées par un assemblage (2) d'ostracofaune d'âge messinien terminal (Carbonnel et Ballezio, 1982 ; Gliozzi, 2012) à *L. Djafarovi* associée avec *E. praebaquana*, *Amnicythere sp.*, *A. cf. accicularia*, *Camptocyprina sp.*, *C. pyrama*, *Z. venusta*) succédées par *Cyprideis*, *T. cf. ruggierii*, *Amnicythere sp1*, *Z. venusta*, récoltées dans les argiles bariolées (varves). Sur la base de cet assemblage d'ostracodes, le milieu commence par des conditions marines ouvertes peu profondes et devient saumâtre (*L. djafarovi*), évoluant à des conditions saumâtres peu profondes au sommet (*Cyprideis*, varves).

L'association récoltée dans la coupe du Djebel El Abiod, est légèrement différente de celle révélée dans les marnes gris bleu de l'Oued Tarhia. En effet, l'échantillon T 16 a livré un assemblage à *L. djafarovi*, *E. praebaquana*, *Amnicythere sp.*, *C. pyrama*, *L. muelleri (in situ)*, *T. cf. ruggierii*, différent de celui obtenu dans l'échantillon T17 (*Cyprideis*, *Loxoconcha sp.1*, *L. muelleri* (grains remaniés), *Loxoconcha sp.2*, *T. pontica*, *Amnicythere sp.*, *A. propinqua*).

Par ailleurs, l'assemblage à *L. djafarovi* (Djebel El Abiod) évolue au sommet vers un assemblage à *Cyprideis* (abondant), comparable à celui, à la même position récoltée dans la coupe de l'Oued Tarhia. Ce dernier assemblage (*Cyprideis*) se trouve dans les marnes bariolées de la coupe de Hgaf Tamda.

L'assemblage à *L. djafarovi* (P.1 : 3, 4, 5) décrit dans les coupes de Sidi Belattar et du Télégraphe de Sidi Brahim par Atif *et al.*, (2008) semble présenter quelques remaniements. Ces observations concernent en premier lieu la présence de *L. muelleri* (P.1 :11, 12, 13 ; *in situ*) au sein de l'assemblage de *L. djafarovi*, principalement dans les localités occidentales (Sidi Belattar, Télégraphe de Sidi Brahim : Atif *et al.*, 2008 ; Oued Tarhia : présent travail, Fig. 24).

Notons que l'assemblage à *L. djafarovi* est présent sans *L. muelleri* dans les coupes du Djebel Meni –Abrevoir (Rouchy *et al.*, 2007) et du Djebel El Abiod.

Les successions lithologiques et paléontologiques (étape 1, étape 2) sont caractérisées par des milieux saumâtres ou saumâtres à légèrement lacustres. Elles sont corrélées à la sédimentation gypseuse et post-gypse attribuées au Lago Mare (Rouchy *et al.*, 2007, Osman *et al.*, 2021) d'âge messinien terminal.

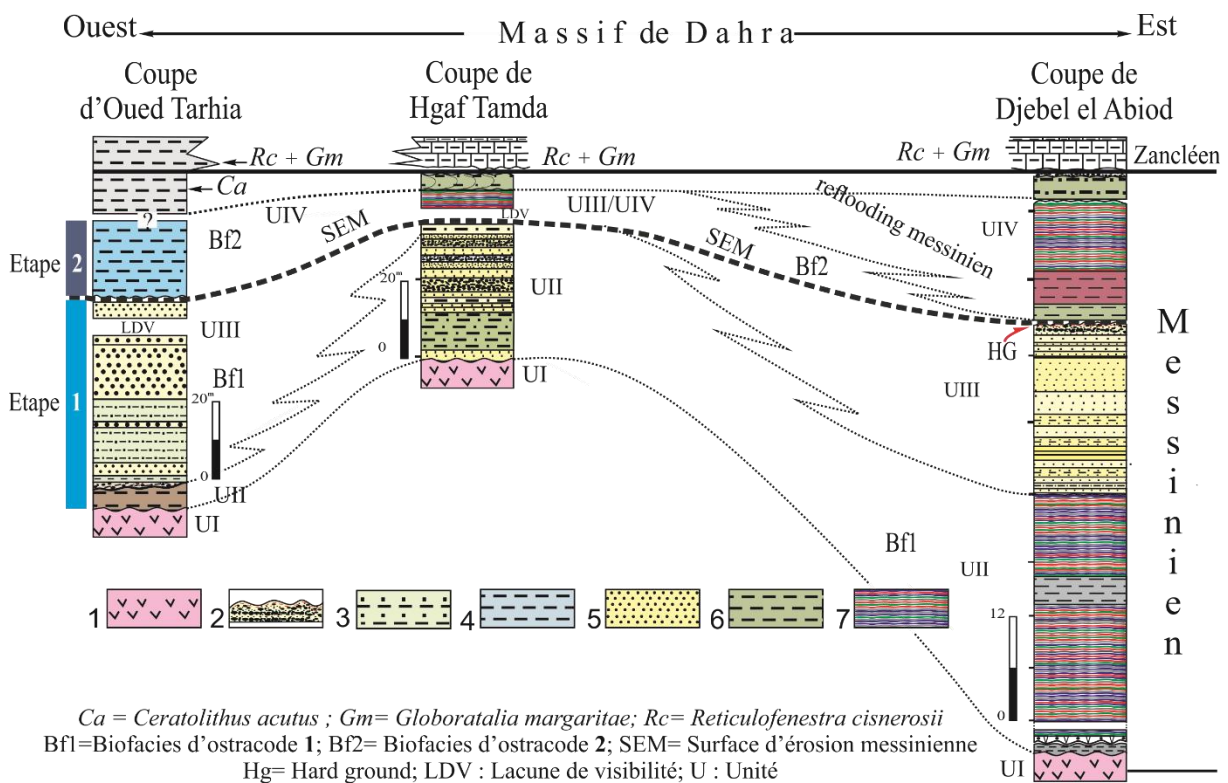


Fig.28 : Corrélations des unités lithostratigraphiques des Ouled Slama (Djebel El Abiod, Hgaf Tamda, Oued Tarhia) et leur extension latérale sur la marge sud du massif du Dahra.

1 : Gypse ; 2 : Grès et argiles noires ; 3 : Marnes sableuses ; 4 : Marnes bleues ; 5 : Grès et marnes sableuses ; 6 : Marnes vertes ; 7 : Argiles bariolées (varves).

3. Dépôts messiniens post-Lago Mare : caractéristiques, âges et environnements

Deux niveaux de marnes sableuses appartenant à l'Unité IV de Djebel El Abiod (Ms1, Ms2 : Fig. 12) reposent en discordance sur les argiles bariolées post hard-ground (Fig. 12 : f : VII/ Ms1 ; f1/ Ms2/ limite M/Z). Leurs microfossiles montrent une représentation importante de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *C. pelagicus*, *H. carteri*, *D. variabilis* et quelques *Sphenolithus*), témoins d'une

incursion marine dont l'âge pourrait être Messinien à Zancléen (Fig. 28). Ces dépôts (Ms1, Ms2) sont couverts par une surface ondulée (discordance) surmontée par un mince niveau conglomératique (Fig. 12 : e1 et e2 : conglomérat intermédiaire), dont le sommet est également interrompu par une autre surface ondulée (Appelée dso = double surface ondulée, voir Fig. 12 : a). Ces dépôts (Ms1, Ms 2) correspondent aux marnes vertes de Hgaf Tamda (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *C. pelagicus*, *H. carteri*, *D. variabilis* et quelques *Sphenolithus*) et la partie inférieure des marnes blanches de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim dont l'extrême base révèle la présence de *Ceratolithus acutus* (TSB 9).

Ce type de sédimentation s'observe également dans les marnes marines grises de l'Oued Tarhia. Celle-ci est marquée par des dépôts de pente, qui empêchent toute observation sur le terrain du passage des marnes bleues saumâtres aux marnes marines grises. Ces dernières ont livré des bio-événements successifs comme *C. acutus* (échantillons T 18, T 19, T 20), *G. margaritae* (T19, T20) et *R. cisnerosii* (T20).

Ces dépôts prouvent qu'une remise en eau marine s'est produite avant l'occurrence de *R. cisnerosii* (T 20). Ainsi, les données présentées ci-dessus confirment la datation de l'assemblage 2 d'ostracodes mis en évidence dans les coupes du massif du Dahra et confirment par corrélation, son attribution au Messinien terminal.

4. Dépôts pliocènes ; faciès Trubi, bioconstructions, âge et environnements

La restauration des conditions marines dans le massif du Dahra a débuté au Messinien terminal avec une sédimentation importante de marnes sableuses grises, généralement détritiques à la base, enregistrées dans des zones assez profondes. Parallèlement, d'autres zones peu profondes (ou hauts fonds) sont marquées par le développement de plates-formes carbonatées matérialisées par des calcaires blancs lenticulaires à *Neopycnodonte cochlear* ou algues à *Lithothamnium* (Brive, 1897 ; Perrodon, 1957). Ces gisements contiennent également des scaphopodes, des échinodermes, des ostréidés, etc.

Le calibrage biostratigraphique basé sur des foraminifères planctoniques et des nannoplanctons calcaires suggère que les premiers dépôts marins de marnes grises à *G. margaritae* associé avec *R. cisnerosii* (Oued Tarhia) et la partie inférieure des marnes blanches à *G. margaritae* associé avec *R. cisnerosii* (Télégraphe de Sidi Brahim) représentent des dépôts précurseurs de la transgression marine pliocène.

L'exploration approfondie des affleurements du Miocène et du Pliocène dans le massif du Dahra permet d'obtenir de nouvelles données paléontologiques et stratigraphiques sur ces calcaires blancs, notamment ceux des coupes de Djebel El Abiod et de Hgaf Tamda (Fig. 12, 13). Ces sédiments, discordants sur les dépôts messiniens, présentent des alternances de lits de calcaires marneux blancs corallifères (CMBC) et de marnes calcaires avec des spécimens abondants de *Neopycnodonte cochlear*, *Megerlia truncata* et quelques amas lenticulaires de scléactiniaires évoluant vers des bioconstructions à *Dendrophyllia sp* et cf. *Cladocora cf. caespitosa*. Ces bioconstructions sont datées du début du Zancéen, d'après la présence de *G. margaritae* (biozone N18 : Mazzola 1971 ; Belkebir et Anglada, 1985), et *R. cisnerosii* (biozone NN12 : Mansouri, 2021), et du Zancéen supérieur basé sur l'occurrence de *G. puncticulata* et *D. asymmetricus* (Osman *et al.*, 2021).

La biostratigraphie suggère un âge Zancéen basal pour les marnes calcaires blanches de Djebel El Abiod (soit : FO de *R. cisnerosii* à 5,332 Ma ; Di Stefano et Sturiale, 2010 et LO de *R. cisnerosii* à 5,119 Ma, soit la biozone supérieure NN12b, sachant que l'apparition de *G. margaritae* est signalée avant 5,08 Ma). Sur leur extension ouest, ces calcaires marneux blancs ont livré à leur base, *Globorotalia puncticulata* associée avec *Discoaster asymmetricus* (Osman *et al.*, 2021) correspondant respectivement aux biozones N19 (Blow, 1969) et NN14/15 (Martini, 1971). Ces résultats biostratigraphiques impliquent que les CMBC des Ouled Slama sont plus anciens que ceux enregistrés à Ouled Maallah, suggérant un relais chronologique des bioconstructions.

Par conséquent, ces bioconstructions auraient commencé au 5,332 Ma (FO de *R. cisnerosii* ; Di Stefano et Sturiale, 2010) et disparu un peu avant 3,60 Ma (FO de *G. crotonensis* ; Lourens *et al.*, 2004 ; Sprovieri). Par ailleurs, les dépôts marneux "Trubi" du Pliocène basal évoluent vers les marnes blanchâtres à *Ceratotrochus (Edwardsotrochus) pentaradiatus* (coupe du Télégraphe de Sidi Brahim : Fig. 19). La présence de ces coraux récoltés entre la biozone à *G. puncticulata* et jusqu'avant la présence de *G. crotonensis* (Mazzola, 1971), suggère une dégradation de ce type d'environnement corallien au cours du Zancéen supérieur tel qu'il a été observé dans les localités des Ouled Maallah et des Ouled Slama (Fig. 12, 13, 19).

L'abondance de *Megerlia truncata* (brachiopode) peut indiquer des profondeurs allant jusqu'à 100 m ou plus (Emig, 1988) ; sa présence alternée entre les bancs coralliens suppose quelques variations de la bathymétrie au cours du Pliocène inférieur, oscillations qui seraient probablement liées à un réajustement de la marge en relation avec les reliefs côtiers. De même, l'espèce *Neopycnodonte cochlear* peut fréquenter cette profondeur (jusqu'à environ 50 m) dans

les eaux tempérées à faible turbidité (Ben Moussa, 1994). Comme leurs représentants méditerranéens modernes, ces bioconstructeurs coralliens semblent avoir besoin, au cours du Pliocène inférieur, d'un environnement relativement chaud pour leur développement, dont les conditions ont commencé à se détériorer depuis la disparition de *Globorotalia puncticulata* probablement en relation avec l'installation de milieux peu profonds.

L'étude des séries géologiques du Zacléen supérieur/ Plaisancien (marnes grises à soufre, alternance de marnes beiges et grès riches en fossiles) révèle, sur la base des ostracodes, l'existence de deux cycles différents ; le premier est représenté par un milieu marin ouvert évoluant vers un milieu lagunaire peu profond d'âge Zacléen.

Le deuxième correspond à un environnement relativement chaud vers la fin du Zacléen et le début de Plaisancien suffisant pour permettre le développement des faunes et des flores recensées dans le secteur (Satour *et al.*, 2021 ; Osman *et al.*, 2021 ; Bendella *et al.*, 2021).

II. Corrélations et bioévénements

1. Dépôts du Miocène supérieur :

Les dépôts des marnes gris bleu (biozones N17/ NN 11a) appartenant aux coupes de l'Affania sont bien connus dans le bassin du Bas Chélif (Belhadji, 2021 : les marnes bleues de la coupe de N'harate et d'Ain Es Serrak ; Mansouri *et al.*, 2021 : Djebel Ben Dourda, Douar Mehalif ; Benzina *et al.*, 2018 : Oued Derdoussa et de Djebel Meni). Ces taxons cités ci-dessus caractérisent aussi le Miocène supérieur d'Espagne et d'Italie (Sprovieri *et al.*, 1998 ; Rouchy *et al.*, 1998). Par leur âge, ces dépôts sont partiellement ou totalement, corrélables au membre Azagador du bassin de Sorbas (Krijgsman *et al.*, 2001 ; Bourillot, 2009) (Fig.29).

Les formations de marnes beiges (*G. miotumida*) et de marnes diatomitiques (*G. mediterranea*, *R. rotaria*) de la coupe de l'Affania B correspondent à la biozone *G. nicolae*, indiquant un âge messinien (Iaccarino, 2007). Cette formation est corrélée avec la partie inférieure de l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod (Belhadji, 2021) et aux marnes jaunes et marnes diatomitiques de l'Oued Derdoussa (Benzina *et al.*, 2018 ; PF-Événement 9) mais aussi avec les dépôts des coupes d'âge messinien décrites par Mansouri (2021).

| Bassin Sicilien (Italie) Rovieri <i>et al.</i> (2004) | Bassin de Sorbas (Espagne) Sierro <i>et al.</i> (2001) ; Braga <i>et al.</i> (2006) | Bassin de Melilla et sillon sud rifain (Maroc) Saint Martin (1987) | Bassin du Bas Chélif (Algérie) | | | Age |
|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------|
| | | | Rouchy (1982) ; Saint- Martin (1987) | Belhadji (2021) | Présent travail | |
| Tripoli Fm | Membre Abad inférieur | Formation diatomitique | Formation laminitique type I | Alternance Marno- diatomitique Marnes brunâtres | Marnes diatomitiques Marnes beiges | Messinien 7.24 Ma |
| Licata Fm | Membre Azgador | Conglomérats - Marnes- Grès | Marnes bleues | Calcaires à algues/ Marnes bleues | Marne gri bleu | Tortonien supérieur |
| | | | | Marnes bleues/Marnes sableuses jaunâtres | / | Tortonien inférieur |

Fig. 29 : Corrélation des unités lithostratigraphiques de l'Affania à l'échelle locale et régionale (Algérie, Maroc, Espagne, Italie) (Belhadji, 2021, modifié).

2. Dépôts post-gypse ou Lago Mare

Les dépôts post-gypse du Messinien terminal sont caractérisés par deux étapes successives (étape 1, étape 2), ayant respectivement fourni deux contenus successifs d'ostracodes appelés "**assemblage 1**" et "**assemblage 2**".

Par conséquent, les assemblages décrits dans les étapes 1 et 2 sont comparables à ceux connus du Messinien terminal des régions méditerranéennes (Bonaduce et Sgarrella, 1999 ; Iaccarino et Bossio, 1999 ; Gliozzi, 1999 ; Gliozzi *et al.*, 2006 ; Gliozzi *et al.*, 2007 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010). Ces taxons indiquent une eau saumâtre voire lacustre. Ils sont liés au faciès « Lago Mare » (Bonaduce et Sgarrella, 1999 ; Iaccarino et Bossio, 1999 ; Gliozzi, 1999 ; Gliozzi *et al.*, 2006 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Gennari *et al.*, 2008 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Mas et Fornós, 2013 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Bache *et al.*, 2015 ; Stoica *et al.*, 2016 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010).

En effet, l'**assemblage 1** à *Cyprideis* appartenant à l'étape 1 est comparable au biofaciès 1 décrit par Bonaduce et Sgarrella (1999) où *Cyprideis* est associé avec *T. cf. ruggierii*, *L. kochi*, *L. muelleri* et *C. alta* (Iaccarino et Bossio, 1999). L'**assemblage 2** de l'étape 2 correspond au biofaciès 2 décrit par Bonaduce et Sgarrella (1999), caractérisé par *L. djafarovi* (Iaccarino et Bossio, 1999) associé avec *Amnicythere*, *Loxoconcha*, *Loxocauda*, *Cytheromorpha*, *Cyprinotus* et *Tyrrhenocythere*. A noter que ces biofaciès peuvent être plus ou moins riches en ostracofaune (Caruso *et al.*, 2020 ; Gliozzi *et al.*, 2007 ; Gliozzi et Grossi, 2008 ; Grossi *et al.*, 2008 ; Stoica *et al.*, 2016). Ces assemblages sont appelés « biofaciès Lago Mare 1 » pour *Cyprideis* et *L. muelleri* et « biofaciès Lago Mare 2 » pour *L. djafarovi* (Bonaduce et Sgarrella, 1999 ; Iaccarino et Bossio, 1999 ; CIESM, 2008).

Les étapes (1 et 2) décrites dans le massif du Dahra, sont approximativement cohérentes avec les formations **p-ev1** et **p-ev2** de l'avant fosse apenninique (Italie) selon Roveri *et al.* (2008) où l'espèce *L. djafarovi* apparaît près de la limite des formations **p-ev1/p-ev2**. Leur âge, corrélé radiométriquement et calibré astronomiquement, est estimé entre 5.59-5.40 Ma pour le premier et 5,40-5,33 Ma pour le deuxième (Roveri *et al.*, 2008 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Andretto *et al.*, 2022). Gliozzi *et al.* (2007) ont élaboré une biozonation correspondant à l'intervalle Messinien terminal : une biozone inférieure à *L. muelleri* et une biozone supérieure à *L. djafarovi* dont la limite est définie par la première apparition (FOD) en Méditerranée de l'espèce paratéthysienne *L. djafarovi*. Cette biozonation a permis de dater certaines coupes du bassin de Vera en Espagne (Stoica *et al.*, 2016 ; Caruso *et al.*, 2020). Néanmoins, un certain diachronisme

(Grossi *et al.*, 2015) semble exister en Italie (Eraclea Minoa), où l'âge astronomique est estimé à 5,45 Ma (Van der Laan *et al.*, 2006) voire 5,47 Ma (Manzi *et al.*, 2009).

Gliozzi *et al.* (2012) ont proposé un âge radiométrique, corrélé aux cendres volcaniques des Apennins, situées entre 5,59-5,398 Ma pour le premier assemblage à *Cyprideis* associé à *L. muelleri* (biofaciès 1), correspondant à 5,60 Ma (LM1 : Clauzon *et al.*, 2005). Le deuxième assemblage à *L. djafarovi* (biofaciès 2) serait situé entre 5,398 et 5,346 Ma. Ces estimations ne semblent pas être très différentes de celles proposées pour le Lago Mare 3 (Clauzon *et al.*, 2005 ; Do Couto *et al.*, 2014), âge antérieur au FO de *C. acutus*.

La présence de *L. muelleri* au sein de l'assemblage 2 à *L. djafarovi* pourrait s'expliquer par des remaniements, probablement liés à l'activité tectonique ou par la présence de quelques niches écologiques favorables au développement d'une population résiduelle appartenant à l'espèce *L. muelleri* ayant survécu jusqu'à l'arrivée de *L. djafarovi*, en tant que marqueur de biozone. Cette situation a été également mentionnée dans les bassins de Nijar et de Malaga (Bassetti *et al.*, 2006 ; Guerra-Merchán *et al.*, 2010) où l'assemblage à *L. djafarovi* comprend des spécimens appartenant à *L. muelleri* (Guerra-Merchán Merchan *et al.*, 2010), attribué au Lago Mare 3 (Do Couto *et al.*, 2014).

Ainsi, l'âge du « Lago Mare 1 » (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 2001 ; Clauzon *et al.*, 2005 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Popescu *et al.*, 2009), estimée entre 5,64 et 5,60 Ma (avoisinant 5,60 Ma) ne semble coïncider que partiellement avec celui du biofaciès Lago Mare 1 (voir ci-dessus). Le LM1 semble plus ancien si l'on prend en considération les estimations chronologiques obtenues sur les couches supérieures du gypse en Méditerranée occidentale (Cunningham, *et al.*, 1997 ; Cunningham et Collins, 2002 ; Cornée *et al.*, 2004 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014b, 2016 ; Osman *et al.*, 2021).

Le LM3 est estimé entre 5,460 et 5,332 Ma (Clauzon *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2007, 2009, 2015 ; Bache *et al.*, 2012, Do Couto *et al.*, 2014). Il peut être corrélé par son âge (Do Couto *et al.*, 2014) au biofaciès 2 estimé entre 5,40 et 5,332 Ma (Roveri *et al.*, 2014 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Gliozzi *et al.*, 2007, 2012) avec une légère différence d'âge au niveau de la base du LM3. Ce décalage chronologique peut être recherché dans les outils ayant contribué à leur datation (Clauzon *et al.*, 2015 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Gliozzi *et al.*, 2012) d'une part et d'autre part dans la caractérisation d'organismes paratéthysiens ayant présidé à leur définition : Lago Mare 1 et 3 (dinoflagellés) et biofaciès 1 et 2 (ostracodes). Les premiers devraient avoir une

grande vitesse de dispersion/occupation du territoire plus grande car planctonique par rapport aux ostracodes benthiques.

L'assemblage 1 à *Cyprideis* associé avec *L. muelleri* suivi par celui à *L. djafarovi*, défini dans la coupe de Djebel El Abiod, constitue comme ceux bien connus en Méditerranée, une séquence chronologique marquante dans le bassin du Bas Chélif et le massif du Dahra. Ces assemblages (1 et 2) sont corrélés aux biofaciès Lago mare 1 et biofaciès Lago Mare 2 dont l'âge est estimé entre 5,59 et 5,40 Ma pour le premier et entre 5,40 et 5,33 Ma pour le deuxième (Roveri *et al.*, 2008 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Andretto *et al.*, 2022) (Fig. 30).

Ainsi, l'âge des dépôts saumâtres correspondant au Lago Mare du bassin du Bas Chélif, est compris entre celui du sommet du gypse (soit 5,60 Ma : Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999, 2001 ; Clauzon *et al.*, 2015) et avant (au moins) la première apparition (FOD) de *C. acutus* (5,35/5,36 Ma : Backman *et al.*, 2012 ; Gradstein *et al.*, 2012). Ce bioévènement est révélé dans les coupes de l'Oued Tarhia, du Télégraphe de Sidi Brahim et dans d'autres localités répertoriées sur le massif du Dahra (Popescu *et al.*, 2017 ; Osman *et al.*, 2021 ; Mansouri, 2021). Par ailleurs, les associations d'ostracodes mises en évidence dans les coupes des Ouled Slama pourraient encore préciser l'extension chronologique de cet épisode du Lago Mare. Les ostracodes y présentent deux assemblages (1, 2) successifs d'origine paratéthysienne : le premier à *Cyprideis* associé avec *L. muelleri* présent dans la partie inférieure de la série argileuse de Djebel El Abiod (Unité II : argiles bariolées), les marnes sableuses de Djebel Kaskas (Unité II) et de l'Oued Tarhia (Unité III), d'âge 5.60 Ma à 5.40 Ma. Le second à *L. djafarovi* est placé postérieurement à la surface durcie décrite dans la coupe de Djebel El Abiod et les marnes bleutées de la coupe de l'Oued Tarhia (T 16), d'âge de 5.40 Ma à 5.35 Ma. Donc ces assemblages 1 et 2 correspondraient aux biofaciès 1 suivi du biofaciès 2 (Gliozzi *et al.*, 2012 ; Manzi *et al.*, 2013, Andretto *et al.*, 2022 ; entre autres).

3. Dépôts messiniens post-Lago Mare

Les marnes sableuses (Ms1 et Ms2 de la coupe de Djebel El Abiod), les marnes blanches (TSB 9, coupe du Télégraphe de Sidi Brahim) et les marnes grises (T18 et T19 : coupe de l'Oued Tarhia) sont d'âge messinien terminal sur la base de la présence de *G. margaritae* et *C. acutus*. Ces données ont permis à certains auteurs de proposer une remise en eau du bassin méditerranéen au Messinien terminal (Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Suc *et al.*, 2015, Popescu *et al.*, 2017 ; entre autres) et non à la limite Messinien-Zancléen.

La présence d'un niveau conglomératique délimité (à la base et au sommet) par des surfaces ondulées dans la coupe de Djebel El Abiod (Fig. 12 : a ; e et e1) est comparable à ceux décrits dans la coupe de Kalamaki (Grèce) où Pierre *et al.*, (2006) notent la présence de microconglomérats déformés sous les calcaires Trubi du Zancéen. Dans le cas de Djebel El Abiod, ce dépôt pourrait avoir un âge correspondant à la biozone *S. subdehiscens*, communément absente dans le bassin du Bas Chéelif (Mazzola, 1971 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Belhadji *et al.*, 2008) ou éventuellement incomplète par ailleurs (Rouchy *et al.*, 2007 ; Osman *et al.*, 2021). Cette interprétation est confortée par la succession de *C. acutus* et *G. margaritae* observée dans les marnes grises de la coupe de l'Oued Tarhia (avant l'apparition de *R. cisnerosii*).

Par ailleurs, la présence de ce conglomérat peut traduire l'expression d'une tectonique, précédant la transgression marine du Pliocène basal dans ces localités (Osman *et al.*, 2021).

A partir de ces données, la position stratigraphique de ce niveau conglomératique est limitée à la base par l'assemblage 2 d'ostracodes mis en évidence dans le massif du Dahra et corrélé au Lago Mare biofaciès 2 dont l'âge est estimé entre 5,40 et 5,346 Ma (Gliozzi *et al.*, 2012 ; Grossi *et al.*, 2011 ; Roveri *et al.*, 2008, 2014b ; Andretto *et al.*, 2022).

Ces données relatives à l'âge messinien terminal semblent être en accord avec les résultats obtenus ailleurs en Méditerranée (Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Suc *et al.*, 2015, entre autres).

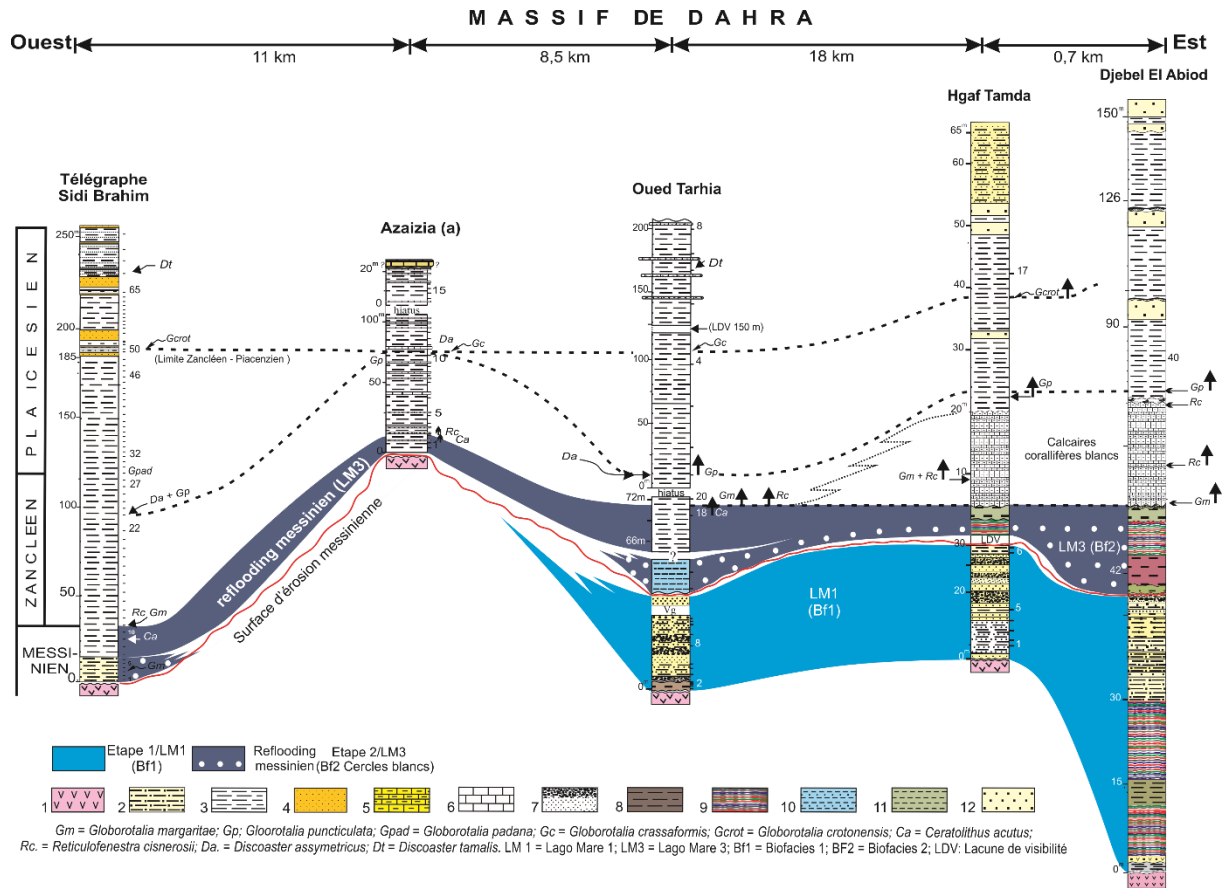


Fig. 30 : Biochronologie et corrélations des coupes des Ouled Slama (Oued Tarhia, Hgaf Tamda, Djebel El Abiod) et du Télégraphe de Sidi Brahim, en référence avec à la coupe de l'Azaïzia. Bioévénements : Lago Mares 1 et 3, Biofaciès 1 et 2 et Surface d'Erosion Messinienne (ligne rouge) dans le bassin du Bas Chélif.

4. Dépôts pliocènes du massif du Dahra

Les dépôts marins pliocènes démarrent avec la présence de *Globorotalia margaritae* (Mazzola 1971 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Belhadji *et al.*, 2008, 2021 ; Osman *et al.*, 2021) et *Reticulofenestra cisnerosii* (Mansouri, 2021), ce qui leur confère un âge zancléen basal. Le Zancléen supérieur est obtenu sur la base de la présence de *Globorotalia puncticulata* et *Discoaster asymmetricus* dans les coupes du Télégraphe de Sidi Brahim et des Ouled Slama (Hgaf Tamda, Djebel El Abiod, El Kaskas), résultats comparables à ceux enregistrés par Osman *et al.* (2021).

Les constructeurs cf. *Cladocora* cf. *caespitosa* et *Dendrophyllia* sp. sont généralement des espèces coloniales (Laborel et Laborel-Deguen, 1978 ; Zibrowius, 1980 ; Jiménez *et al.*, 2016 ; Altuna et Poliseno, 2019). Leurs représentants modernes vivent en Méditerranée (par exemple *Cladocora caespitosa*) à faible profondeur (Kersting et Linares, 2009, 2012 ; Kružić et Požar-Domac, 2003 ; Laborel, 1961 ; Peirano *et al.*, 1998 ; Kružić *et al.*, 2012 ; Özalp et

Alparslan, 2011) dans un environnement relativement chaud. Certains autres sont des organismes solitaires peu profonds (*Desmophyllum* : Altuna et Poliseño, 2019).

Les coraux présents dans le massif du Dahra sont bien connus en Méditerranée (*Dendrophyllia* sp., cf. *Cladocora* cf. *caespitosa*, cf. *Desmophyllum* sp., *D.* cf. *crisagalli*, *Ceratotrochus* sp., *Ceratotrochus* (*Edwardsotrochus*) *pentaradiatus*) au Miocène inférieur jusqu'à nos jours (Vertino *et al.*, 2014). Leur présence ici au Zacléen basal est nouvelle, comparée à ce qui est connu ailleurs en Méditerranée : Zacléen terminal (au plus tard) d'Espagne et d'Italie (Aguirre et Jiménez, 1998 ; Vertino *et al.*, 2014 ; Spadini, 2019).

Les bioconstructions (cf. *Cladocora* cf. *caespitosa*, *Dendrophyllia* sp.) mises en évidence dans les calcaires marneux blancs à *Neopycnodonte cochlear*, attestent la présence de conditions marines, pendant le Zacléen inférieur, suffisamment chaudes pour leur développement. Un tel contexte est également mis en évidence par la présence de restes de *Proboscidea* dans cette localité (Osman *et al.*, 2021). Cela correspondrait au stade isotopique chaud TG5 (Vidal *et al.*, 2002).

Les dépôts plaisanciens commencent par des alternances de marnes et de grès marquées par des concentrations de coquilles de bivalves, de brachiopodes (coupe d'El Hsasna : *Terebratulina*), et d'autres fossiles (Brive *et al.*, 1897; Rouchy *et al.*, 2007 ; Belhadji *et al.*, 2008, 2021 ; Mansouri *et al.*, 2008 ; Atif *et al.*, 2008 ; Satour, 2012 ; Satour *et al.*, 2013 ; Satour *et al.*, 2020 ; Osman *et al.*, 2021 ; Benyoucef *et al.*, 2021 ; Mansouri, 2021; Bendella *et al.*, 2021).

5. Discontinuités

Les séries sédimentaires étudiées sont connues par des dépôts mio-pliocènes, séparés par différentes discontinuités. Cinq discontinuités pré-zacléennes sont enregistrées (Messinien terminal) dans les localités voisines de Djebel El Abiod et de Hgaf Tamda (Fig. 12, 13). Elles se situent entre :

(1) les argiles bariolées inférieures et l'alternance de marnes sableuses et de grès (VI/MS-G).

(2) Les conglomérats (Unité III) et marnes vertes (Unité IV). Elle est matérialisée par un hard-ground déformé dont le pendage varie entre 25 et 30° vers le NNW, avant les dépôts sus-jacents (Fig. 12 : g, g1, g2 ; HG). Cette surface est soulignée aussi par un changement paléontologique, séparant l'assemblage 1 de l'assemblage 2 d'ostracodes. En conséquence, nous interprétons cette discontinuité comme la Surface d'Erosion Messinienne (SEM : Fig. 28) qui

était déjà mise en évidence dans le bassin du Bas Chéelif grâce à une approche géométrique (Osman *et al.*, 2021), et dans de nombreux autres bassins méditerranéens (e.g., Clauzon *et al.*, 1996, 2005, 2015 ; El Euch-El Koundi *et al.*, 2009 ; Rubino *et al.*, 2010).

(3) Les argiles bariolées et les marnes sableuses marines (VII/Ms1).

(4) La double surface ondulée limitant les surfaces inférieure et supérieure d'un conglomérat (Fig. 12 : a "dso" ; e1 et e2). La surface ondulée supérieure est considérée comme représentant la limite messinien- zancéen. Depuis, des études récentes ont également permis d'approcher le contact Miocène-Pliocène qui a été observé dans différentes localités (Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008), notamment dans la coupe de l'Azaizia où le passage est enregistré (Osman *et al.*, 2021) entre les dépôts des marnes grises à *G. margaritae* associé avec *C. acutus* et les marnes grises à *G. margaritae* et *R. cisnerosii* (Fig. 30)

Les discontinuités pliocènes sont bien représentées dans la coupe de Djebel El Abiod. La première est signalée au sein du Zancéen, séparant l'Unité V à *G. margaritae* de l'unité VI à *G. puncticulata*. Elle est matérialisée par un petit banc de marnes très riche en polypiers solitaires. La sédimentation sus-jacente comporte plusieurs discontinuités représentées par des surfaces rubéfiées (hard-ground) ou des changements de faciès pétrographiques

La limite zancéen- plaisancien est définie dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim. Elle se situe dans l'unité (IV), matérialisée par un horizon lumachellique. A noter la présence de bivalves (*Ostreidae* : *Hyotissa hyotis* ; *Pectenidae*), de gastéropodes, de scaphopodes ainsi que des traces d'activités biologiques. Elle est comparable à celle décrite dans la coupe de l'Azaizia "a" (Osman *et al.*, 2021).

6. Corrélation litho-biostratigraphique

Des corrélations litho-biostratigraphiques de sept coupes prises dans différentes localités du bassin du Bas Chéelif (Plateau de Djebel Murdjadjo au NW jusqu'au plateau d'Ain Merane à l'Est). Elle montre des variations lithologiques et d'épaisseur illustrant un modèle stratigraphique et morphologique des terrains pré- et post-évaporitiques messiniens et pliocènes.

Tortonien supérieur

De l'Est vers l'Ouest, la série tortonienne du Plateau d'Ain Merane démarre directement par des marnes bleues à *Globorotalia obliquus extremus* et *Neogloboquadrina*

humerosa/dutertrei d'épaisseur très réduites (Fig. 31). Ces marnes sont séparées des unités sus-jacentes (Marnes brunâtres) par une discordance angulaire (Belhadji, 2021).

Une augmentation d'épaisseur importante est notée dans ces dépôts vers l'Ouest. Des sondages de Djebel Rokba et Djebel El Abiod ont montré des séries de marnes bleues homogènes atteignant 900 m à 1200 m (Perrodon, 1957).

La région des Ouled Slama est reconnue par une vaste extension de marnes gris bleu tortoniennes (synclinal des Ouled Slama), couvrant la région d'El Hardj el Hamra au Nord et Djebel Rokba à l'Est (Carte de Renault : 1/50.000 ; Brive, 1897). Les dépôts ont révélé la présence d'événements des biozones N 17/ NN 11a (Fig. 27), corrélables aux marnes bleues de Djebel Meni (à *Discoaste quinqueramus* et *N. dutertrei* et *N. humerosa* ; Mansouri, 2021). Dans le secteur de Beni Chougrane, le Tortonien est représenté par des marnes bleues très riches en Globigérines (Perrodon, 1957). Il montre à sa base la présence de carbonates néritiques riches en macrofossiles benthiques. Ils sont recouverts par 15 m de marnes (coupe d'El Ghomri : Rouchy *et al.*, 2007).

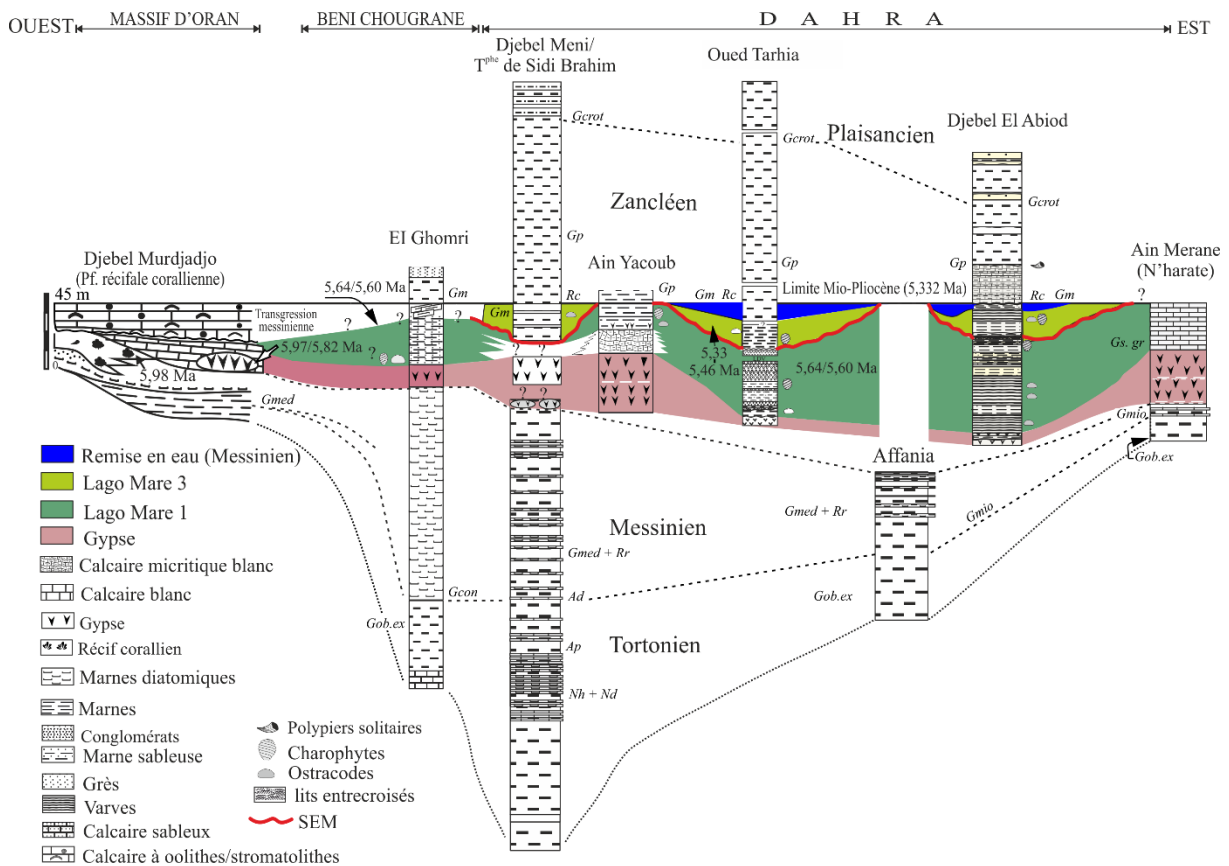


Fig. 31 : Corrélation litho-biostratigraphique de coupes des Ouled Slama (Oued Tarhia, El Affania, Djebel El Abiod) et du Télégraphe de Sidi Brahim corrélées avec les coupes du Plateau du Murdjadjo (Osman *et al.*, 2021), El Ghomri (Rouchy *et al.*, 2007), Djebel Meni (Rouchy *et al.*, 2007 ; Mansouri, 2021), Ain Yacoub (Osman *et al.*, 2021) ; et des N'harate (Belhadji, 2021).

Nd= *Neogloboquadrina dutertrei*; *Nh*= *N. humerosa*; *Gob. ex*= *Globigerinoides obliquus extremus*; *Gmio*= *Globorotlia miotumida*; *Gmed*= *G. mediteranea*; *Gcon*= *G. conomiozea* ; *Gs.gr*= *G. scitula* groupe; *Gm* = *Globorotalia margaritae*; *Gp*= *G. puncticulata*; *Gc* = *G. crassaformis*; *Gerot* = *G. crotonensis*; *Ap*= *Amaurolithus primus*; *Ad*= *A. delicatus* ; *Rr*= *Reticulofenestra rotaria*; *Ca* = *Ceratolithus acutus*; *Rc* = *Reticulofenestra cisnerosii*; LDV = Lacune de visibilité.

Messinien

Les dépôts messiniens pré-évaporitiques du Plateau d'Ain Merane sont caractérisées par une importante diversité lithologique (Marnes brunâtres, l'alternance marno-diatomitiques et alternance marno-calcaires (Belhadji, 2021). Leur extension latérale est très réduite (Belhadji, 2021) par rapport aux secteurs de Djebel Rokba où les diatomites affleurent largement avec des épaisseurs importantes (Perrodon, 1957) formant l'anticlinal de Djebel Rokba.

La région des Ouled Slama est occupée par de grandes surfaces de marnes jaunâtres et marnes diatomitiques. Au niveau de Mechtat El Affania, ces dépôts montrent une succession de deux biozones NN11a et NN 11b, d'âge estimé entre 7.24 et 6.55 Ma.

Vers l'Ouest, à Djebel Meni, est noté un changement remarquable des épaisseurs des dépôts messiniens (marnes grises et diatomites) dépassant les 200 m. Plus à l'Ouest, l'épaisseur de ces dépôts accusent généralement une nette réduction, notamment vers des monts des Beni Chougrane et le massif du Murdjadjo.

Les dépôts de gypses montrent une variation importante d'épaisseur. Ils se présentent sous forme de lentilles à extension limitée voire des bancs métriques ou parfois des couches gypseuses interstratifiées dans des argiles ou parfois massive atteignant plus de 100 m d'épaisseur.

Représentant une nette transgression messinienne discordante sur les marno calcaires micritiques, les calcaires oolitiques et stromatolithiques du Murdjadjo sont corrélés au Complexe Carbonaté Terminal de la plateforme Melilla et celle de Sorbas (Cornée *et al.*, 2004) d'âge estimé entre 5,8 et 5,6 Ma (Clauzon *et al.*, 2015) ou 5,97-5,6 Ma (Roveri *et al.*, 2020). Ces dépôts correspondent aux calcaires stromatolithiques post -gypse du plateau d'Ain Merane. Merane. Les calcaires en plaquettes des Ouled Maallah (Ain Yacoub) sont corrélés avec les calcaires blancs micritique laminés post-gypse postérieurs au complexe récifal du Murdjadjo (Osman *et al.*, 2021). Ces calcaires passent latéralement aux argiles et marnes sableuses rattachées à la phase du Lago Mare 1 (LM1). Ce dernier est surmonté par la phase du Lago Mare (LM3) séparé par la Surface d'Erosion Messinienne (SEM).

La remise en eau marine d'âge messinien terminal précédant le Pliocène marque un événement important en Oranie.

Pliocène

La sédimentation pliocène se distingue par sa diversité lithologique. Elle correspond aux dépôts des calcaires marneux blancs corallifères très riches en macrofaune (Zancléen inférieur) dans le secteur Est (Djebel El Abiod), passant latéralement aux marnes grises épaisses de l'Oued Tarhia. Ce changement latéral de faciès semble se traduire par l'installation, sur des hauts fonds, de plateformes corallifères d'âge Zancléen inférieur discordantes sur des terrains tortoniens ou messiniens pré-évaporitiques (ex : La région de l'Affania).

Vers l'Ouest, le Pliocène est représenté par de grandes étendues de marnes blanches (Trubi) et des marnes jaunâtres.

Le pliocène supérieur est formé généralement par des séries de marnes sableuses et grès dans tout le bassin.

Conclusion Générale

Conclusion générale

Les archives sédimentaires du massif du Dahra ont fourni des informations précieuses sur l'histoire géologique du bassin du Bas Chéelif, d'âge mio-pliocène.

- Les dépôts du Miocène supérieur sont représentés par des marnes bleues (ou gris bleu), des marnes beiges et des marnes diatomitiques, révélant la présence de 3 biozones successives (du bas vers le haut) : *G. obliquus extremus* et l'absence de *A. primus* correspondant aux biozones N 17 et NN 11a (Tortonien supérieur, vers 8.37 Ma) ; *G. miotumida* indiquant la biozone N 17 (limite tortonien/messinien, 7.24 Ma) et *Reticulofenestra rotaria* associée avec *Globorotalia mediterranea* (Messinien, 7.22 Ma).

- Les dépôts détritiques post-gypse concernent des argiles et des grès et conglomérats correspondant au Lago Mare (Messinien terminal), suivis, en discordance par des marnes marines témoins d'une remise en eau, avant les dépôts marins pliocènes.

- La sédimentation post-gypse (ou Lago Mare) est organisée en deux (02) étapes qui ont fourni deux assemblages d'ostracodes : assemblage 1 (*Cyprideis* et *L. muelleri*) indiquant un milieu saumâtre affecté par des apports fluvio-lacustres épisodiques, surmonté par l'assemblage 2 (*L. djafarovi*), traduisant un milieu saumâtre peu profond et assez ouvert, devenant plus saumâtre au sommet. Ces deux assemblages correspondent respectivement au "Lago Mare biofaciès 1" de l'avant-fosse apenninique (Italie), corrélé avec le Lago Mare 1 (Espagne) et au "Lago Mare biofaciès 2" (Italie), corrélé avec le Lago Mare 3 (Espagne).

- La sédimentation post-Lago Mare est marquée par des dépôts à *G. margaritae* et *C. acutus* indiquant un âge messinien terminal (5.35 Ma) (biozones N18/NN12b) ; témoignant d'une remise en eau marine dans le bassin du Chéelif, comparable à celle bien connue dans le bassin méditerranéen, précédant la limite messinien-zancléen (5,332 Ma).

- Les dépôts pliocènes concernent une sédimentation importante de marnes sableuses grises (Oued Tarhia) ou des marnes blanches (Télégraphe de Sidi Brahim), équivalentes au faciès Trubi. Le milieu y est assez profond dans certaines zones et peu profond dans les hauts fonds dans d'autres où l'on assiste à un développement de plates-formes carbonatées corallifères (cf. *Cladocora cf. caespitosa*, *Dendrophyllia sp.*) à *Neopycnodonte cochlear*, d'âge Zancléen inférieur. Ces bioconstructions témoignent de l'existence, à cette époque, de conditions assez chaudes pour l'épanouissement des coraux, également favorables aux

Proboscidea mis en évidence dans cette région (Osman *et al.*, 2021). Cette phase pourrait correspondre au stade isotopique marin TG5.

Les séries géologiques zancléennes et plaisanciennes révèlent, sur la base des ostracodes, l'existence de deux milieux différents : (i) un milieu marin ouvert évoluant vers un milieu lagunaire peu profond d'âge zancléen terminal, suivi (ii) d'un environnement relativement chaud vers la fin du Zancléen et au début du Plaisancien, environnement suffisant pour permettre le développement des faunes et des flores recensées dans Cette région.

Plusieurs discontinuités sont mises en évidence dans le massif du Dahra, correspondants souvent à 11 bioévénements importants : événement 1 attribué au Tortonien Supérieur (8.37 à 7.24 Ma), événements 2 à 5 datés du Messinien (7.24 à 5.332 Ma), événements 6 à 9 d'âge zancléen (5.332 à 3.60 Ma) et événements 10 et 11 d'âge plaisancien (3.60 Ma).

Références bibliographiques

Bibliographie:

- Abbouda M., Maouche S., Bouhadada Y., Belhai D. (2019). - Neotectonic and active tectonics of the Dahra- Lower Chelif Basin (Tell Atlas, Algeria): seismotectonic implication. *Journal of African Earth Sciences* 153:250–267. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.023>
- Abbouda M., Bouhadad Y., Benfedda A., Slimani A. (2018). - Seismotectonic and seismological aspects of the Mostaganem (Western Algeria) May 22, 2014 (Mw 4.9) seismic event. *Arab J Geosci* 11(57):1–9. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3404-y>
- Aguirre J., Jiménez A.P. (1998). - Fossil analogues of present-day *Cladocora caespitosa* coral banks: sedimentary setting, dwelling community, and taphonomy (Late Pliocene, W Mediterranean). *Coral Reefs* 17: 203-213
- Altuna A., Polisenio A. (2019). - Taxonomy, Genetics and Biodiversity of Mediterranean Deep-Sea Corals and Cold-Water Corals. In: Orejas C, Jiménez C. (eds.), *Mediterranean Cold-Water Corals: Past, Present and Future, Coral Reefs of the World* 9. Springer Nature, 14: 121-156. http://doi.org/10.1007/978-3-319-91608-8_14
- Ameur-Chehbeur A. (1992). - Age accuracy of some Hipparion fossiliferous sites in Algeria. In: Spitz FG, Janeau G, Gonzalez S, Aulagnier, (Eds.). *Ongulés/Ungulates*, 91, *S.F.E.P.M.-I.R.G.M.*, Paris. Toulouse: 27-30
- Ameur-Chehbeur A. (1988). - Biochronologie des formations continentales du Néogène et du Quaternaire de l'Oranie : contribution des micromammifères. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université d'Oran (Algérie) (inédit).
- Anderson R.V.V. (1936). - Geology in the coastal Atlas of western Algeria, *Mem. Soc. Geol. Amer.* 4-450. <https://doi.org/10.1130/MEM4-p1>.
- Andreetto F., Mancini A.M., Flecker R., Gennari R., Lewis J., Lozar F., Natalicchio M., Sangiorgi F., Stoica M., Dela Pierre F., Krijgsman W. (2022). - Multi-proxy investigation of the post-evaporitic succession of the Piedmont Basin (Pollenzo section, NW Italy): A new piece in the Stage 3 puzzle of the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 594, 110961.
- Andreetto F., Aloisi G., Raad F., Heida H., Flecker R., Agiadi K., Lofi J., Blondel S., Bulian F., Camerlenghi A., Caruso A., Ebser R., Garcia-Castellanos D., Gaullier V., Guibourdenche L., Gvirtzman Z., Hoyle T.M., Meijer P.T., Moneron J., Sierro F.J., Travan G., Tzivahirtzian A., Vasiliev I., Krijgsman W. (2021). - Freshening of the Mediterranean Salt Giant: controversies and certainties around the terminal (Upper Gypsum and Lago-Mare) phases of the Messinian Salinity Crisis. *Earth Science Reviews*, 216, 103577: 1-47. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103577>
- Arab M., Bracene R., Roure F., Zazoun R.S., Mahjoub Y., Badji R. (2015). - Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin, (western Tellian domain, north Algeria). *Marine and Petroleum Geology* 64, 363-385. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.017>.
- Arambourg C. (1927). - Les poissons fossiles d'Oran. Matériaux carte géol. d'Algérie. Sér 1, *Palaeontol* 6, 291 p.
- Atif K.F.T., Bessedik M., Belkebir L., Mansour B., Saint Martin J.P. (2008). - Le passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chéelif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas* 30 (1) : 97-116. <http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/le->

passage-mio-pliocene-dans-le-bassin-du-bas-chelif-algerie-biostratigraphie-et-paleoenvironnements.

Bache F., Gargani J., Suc J.P., Gorini C., Rabineau M., Popescu S.M., Leroux E., Do Couto D., Jouannic J., Rubino J.L., Olivet J.L., Clauzon G., Dos Reis A.T., Aslanian D. (2015). - Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 66: 262-277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.12.013>

Bache F., Popescu S.M., Rabineau M., Gorini C., Suc J.P., Clauzon G., Olivet J.L., Rubino J.L., Dobrinescu M.C.M., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Cagatay M.N., Brun J.P., Sokoutis D., Csato I., Ucakus G., Cakir Z. (2012). - A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research* 24, 125–153. doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00521.x

Badji R., Charvis P., Bracene R., Galve A., Badsı M., Ribodetti A., Benaissa Z., Klingelhoefer F., Medaouri M., Beslier M.O. (2015). - Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophys J Int.* 200:1027–1043. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu454>

Backman J., Raffi I., Rio D., Fornaciari E., Pälıke H.. (2012). - Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy* 47(2),221-244. Doi: 10.1127/0078-0421/2012/0022

Bassetti M.A., Miculan P., Sierro F.J. (2006). - Evolution of depositional environments after the end of Messinian Salinity Crisis in Nıjar basin (SE Betic Cordillera). *Sedimentary Geology* 188–189:279–295. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.009>

Belhadji A. (2021). - La sédimentation du Miocène supérieur au Pliocène des monts du Dahra (exemples de Djebel Diss et du Plateau d’Ain Merane) : aspects litho-stratigraphiques et micropaléontologiques. *Doctorat sci*, Provence University, Oran, 232 p. (unpublished).

Belhadji A., Belkebir L., Saint Martin J.P., Mansour B., Bessedik M., Conesa G. (2008). - Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chéııf, Algérie). *Geodiversitas* 30 (1): 79-96. <http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/apports-des-foraminiferes-planctoniques-la-biostratigraphie-du-miocene-superieur-et-du-pliocene-de-djebel-diss-bassin-du-chelif-algerie>

Belhadji A. (2005). - La série miocène supérieur-pliocène du versant oriental de Djebel Diss (Dahra occidentale) : attribution biostratigraphique. *Mém. Magister*, Université d’Oran (inédit).

Belkebir L., Labdi A., Mansour B., Bessedik M., Saint Martin J.P. (2008). - Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chéııf (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas* 30 (1), 9-19. <http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/biostratigraphie-et-lithologie-des-series-serravallo-tortonniennes-du-massif-du-dahra-et-du-bassin-du-chelif-algerie-implications-sur-la-position-de-la-limite-serravallo-tortonienne>.

Belkebir L., Bessedik M., Mansour B. (2002). - Le Miocène supérieur du bassin du Bas Chéııf : attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mém Serv Géol Algérie* 11:187–194.

Belkebir L., Bessedik M., Ameer-Chehbeur A., Anglada R. (1996). - Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie : Biostratigraphie et eustatisme. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : Actes Colloques Angers 1994*, 553-561, Edit Elf Aquitaine. -ISSN : 0181-0901. – ISBN : 2-901026-419.

Belkebir L. (1986). - Le Néogène de la bordure nord occidentale du massif de Dahra (Algérie). Biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. *Doctorat sci.*, Provence University, France, 289 p. (inédit).

Belkebir L., Anglada R. (1985). - Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra. 110^e *Congr. natl. Soc. Savantes, Sciences*, 6: 279-290; Montpellier. <https://cths.fr/ed/edition.php?id=156>

Benbakhti I.M., Maouche S., Belhai D., Harbi A., Ritz J.F., Rabai G., Rezouk A., Doumaz F. (2018). - Characterizing the active tectonics in the Oran region (Algeria) and recasting the 1790 earthquake. *J Seismol* 22: 1549–1561. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9784-3>

Ben Moussa A. (1994). - Les bivalves néogènes du Maroc septentrional (façades atlantiques et méditerranéenne) : biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoécologie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 132, 1994, 281 p.

Bendella M., Benyoucef M., Mukilas R., Bouchemla I., Ferré B. (2021). - Shallow to marginal marine ichno assemblages from the Upper Pliocene Slama Formation (Lower Chelif Basin, NW Algeria). *Geologica Carpathica*. <http://dx.doi.org/10.31577/GeolCarp.72.4.9>.

Benson, D. G. (1976). - Dinoflagellate taxonomy and biostratigraphy at the Cretaceous-Tertiary boundary, Round Bay, Maryland. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 12: 169-233

Benyoucef M., Bendella M., Brunetti M., Ferré B., Koci T., Bouchemla I., Slami R., Ghenim A.F. (2021). - Upper Pliocene bivalve shell concentrations from the Lower Chelif basin (NW Algeria): Systematics, sedimentologic and taphonomic framework. *Annales de Paléontologie* 107, 102509: 1-23 <https://doi.org/10.1016/j.annpal.2021.102509>

Benzina M., Hebib H., Bensalah M. (2018). - New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Rev Micropaleontol* 62:9–24. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2018.10.005>

Berggren W. A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M., Shackleton N.J. (1995). - Late Neogene chronology: New perspective in high-resolution stratigraphy. *GSA Bulletin* 107(11): 1272–1287. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1272:LNCNPI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1272:LNCNPI>2.3.CO;2)

Bessedik M., Saint Martin J.P., Belkebir L., Bouhameur M., Satour L., Mansouri M.E.H., Atif K.F. (2023). - Le complexe récifal frangeant du djebel Murdjadjo (Oranie), patrimoine géologique à conserver. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* Vol. 32, n° 1, pp. 49 - 62, 3 fig., 1 pl.

Bessedik M., Belkebir L., Mansour B. (2002). - Révision de l'âge miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du Bassin du Bas Chéelif (Oran, Algérie): conséquences biostratigraphique et géodynamique. *Mém.Serv.Géol.Algérie* 11:167–186.

Bessedik M., Benammi M., Jaeger J.J., Ameer-Chehbeur R., Belkebir L., Mansour B. (1997). - Gisement à rongeurs d'âge tortonien dans des dépôts lagunaires et marins de transition en Oranie :

corrélation marin continental. Actes du congrès Biochrom'97, Aguilar JP, Legendre S, Michaux J. (Eds.), *Mém. Trav. EPHE*, Inst. Montpellier, 21 :293-300.

Bizon, G., Bizon, J.J., Montenat, C., Reneville, P. (1975). - Exemple de continuité marine Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale : Le Bassin de Vera (Cordillères bétiques Espagne méridionale). *Rapp. Comm. Int. Mer. Médi-terr.*, 23 : 63-67.

Bizon G., Bizon J.J. (1972). - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du Bassin méditerranéen Oligocène à Quaternaire. *Technip* (édit.), Paris, 316 p

Blow W.H. (1969). - Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc 1st Int Conf Plankt Microfossils*, Genève 1 : 199-422

Bonaduce G., Sgarrella F. (1999). - Paleocological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy). *Soc. Geol. Ital. Mem.* 54, 83-91.

Bourillot R. (2009). - Evolution des plates-formes carbonatées pendant la crise de salinité messinienne : de la déformation des évaporites aux communautés microbialithiques (Sud-Est de l'Espagne), Thèse doctorat Université de Bourgogne, 384 p.

Braga J.C., Martín J. M., Riding R., Aguirre J., Sánchez-Almazo I.M., Dinarès-Turell J. (2006). - Testing models for the Messinian Salinity Crisis: the Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 188/189 : 131-155.

Brive A. 1920. Sur l'âge des gypses du Dahra. *C R somm Soc Géol* .Fr: 54-55.

Brive A. (1897). - La carte géologique de Renault au 1/50 000è, Feuille n° 104 et notice explicative. Edition du *Service géographique de l'Armée*.

Brive A. (1895). - Note sur les terrains pliocènes du Dahra. *Bull. Soc. géol. France*. 3^{ème} sér. 13 (8), p. 592-600, 8 fig.

Bukry D. (1975). - Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 29. In: Kennett JP. *et al.* (eds.): *Initial Reports of the DSDP*, Washington (U.S. Government Printing Office), 29: 845-872

Bukry D. (1973). - Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 18, eastern North Pacific. In: Kulm LD. *et al.* (eds.): *Initial Reports of the DSDP*, Washington (U.S. Government Printing Office), 18: 817-831

Butler R.W.H., McClelland E., Jones R.E. (1999). - Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of Sicily. *Journal of the Geological Society*, London 156:827-835. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.4.0827>

Butler R.W.H., Lickorish H.W., Grasso M., Pedley M.H., Ramberti L. (1995). - Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geol Soc Am Bull* 107:425-439. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1995\)107<0425:TASSIM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1995)107<0425:TASSIM>2.3.CO;2)

Carbonnel G., Ballesio R. (1982). - Les ostracodes pliocènes du Sud-Est de la France. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n°85, 1982, 113 p.

Carnevale G., Longinelli A., Caputo D., Barbieri M., Landini W. (2008). - Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio–Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257, 81-105, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.09.005>

Caruso A., Blanc-Valleron M.M., Da Prato S., Pierre C., Rouchy J.M. (2020). - The late Messinian “Lago-Mare” event and the Zanclean reflooding in the Mediterranean Sea: insights from the Cuevas del Almanzora section (Vera Basin, South-Eastern Spain). *Earth Sci Rev* 200(102993):1–20. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102993>

Caruso A., Rouchy J.M. (2006). - The Upper Gypsum unit. In: Roveri, M. *et al.*, Post-Congress FieldTrip of the RCMNS Interim Colloquium (Parma). *Acta Naturalia de “L’Ateneo Parmense”*, 42:157-168.

Caruso A. (2004). - Climatic changes during Late Pliocene and Early Pleistocene at Capo Rossello (Sicily, Italy): response from planktonic foraminifera. In: Coccioni R., Galeotti S., & Lirer F., (eds) 2004. Proceedings of the First Italian Meeting on Environmental Micropaleontology. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 9, 17-36.

Cavazza W., DeCelles P.G. (1998). - Upper Messinian siliciclastic rocks in southeastern Calabria (southern Italy): paleotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. *Tectonophysics*, 298, 223-241, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00186-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00186-3)

Channell J.E.T., Di Stefano E., Sprovieri R. (1992). - Calcareous plankton biostratigraphy, and paleoclimatic history of the Plio-Pleistocene Monte San Nicola Section (Southern Sicily). *Bollettino Società Paleontologica Italiana* 31:351–382

Channell J.E.T., Rio D., Sprovieri R., Glacon G. (1990). - Biomagnetostratigraphic correlations from Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. In: Kastens KA, Mascle J et al., *Proc. ODP, Sci. Results* 107:669–682. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.180.1990>

Channell J.E.T., Rio D., Thunell R.C. (1988). - Miocene/Pliocene magnetostratigraphy at Capo Spartivento, Calabria, Italy. *Geology* 16:1096–1099. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<1096:MPBMAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1096:MPBMAC>2.3.CO;2)

Chikhi H. (1992). Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré-évaporitique en Algérie. *Géol Méditer*, Marseille, 19(1):19–30

C.I.E.S.M. (2008). - Executive summary. In: the Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology a consensus report (Ed F. Briand). *CIESM Workshop Monographs* 33, 7–28. <http://www.ciesm.org/online/monographs/Almeria.html>

Cita M.B. (1975). - Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record, a revision. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 81:527–544

Clauzon G., Suc J.P., Do Couto D., Jouannic G., Melinte-Dobrinescu M.C., Jolivet L., Quillévéré F., Lebreton N., Mocochain L., Popescu S.M., Martinell J., Doménech R., Rubino J.L., Gumiaux C., Warny S., Bellas S.M., Gorini C., Bache F., Estrada F. (2015). - New insights on the Sorbas Basin (SE Spain):

the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Petrol. Geol.* 66, 71-100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.016>

Clauzon G., Suc J.P., Popescu S.M., Marunteanu M., Rubino J.L., Marinescu F., Malinte M.C. (2005). - Influence of the Mediterranean Sea-level changes over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research* 17, 437–462. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00269.x>

Clauzon G., Suc J.P., Gautier F., Berger A., Loutre M.F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis, controversy resolved ? *Geology* 24, 363–366.

Colalongo M.L., Sartoni S. (1979). - Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. *Progetto finalizzato Geodinamica* 251, 645–654 pub.

Cornée J.J., Ferrandini M., Saint Martin J.P., Münch P., Moullade M., Ribaud-Laurenti A., Roger S., Saint Martin S., Ferrandini J. (2006). - The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230:129–154. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.07.011>

Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G., Münch P., André J.P., Saint Martin S., Roger S. (2004). - Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)* 93, 621–633. DOI: 10.1007/s00531-004-0400-0

Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G., Muller J. (1994). - Geometry, palaeoenvironments and relative sea level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjado carbonate platform (Oran, western Algeria): consequences. *Sed. Geol.* 89(1-2):143–158. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90087-6)

Cunningham K.J., Collins L.S. (2002). - Controls on facies and sequence stratigraphy of an upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla basin, NE Morocco. *Sedimentary Geology* 146 (3-4), 285 – 304. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00131-2)

Cunningham K.J., Benson R.H., Rakic-El Bied K., McKenna L.W. (1997). - Eustatic implications of Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology* 107, 147–165. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(96\)00037-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00037-1)

Dalloni M. (1915). - Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. *Bull Soc Géol Fr*, Paris, 4e s., t. XV: 428-457.

Delfaud J., Michaux J., Neurdin J., Revert J. (1973). - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : évolution de la région oranaise (Algérie) au Miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, 64: 219-241.

Delteil J. (1974). - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Doctorat Sci*, Nice University (inédit).

Derder M.E.M., Henry B., Maouche S., Bayou B., Amenna M., Besse J., Bessedik M., Belhai D., Ayache M. (2013). - Transgressive tectonics along a major E–W crustal structure on the Algerian

continental margin: Blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. *Tectonophysics* 593:183–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.007>

Derder M.E.M., Henry B., Amenna M., Bayou B., Maouche S., Besse J., Abtout A., Boukerbout H., Bessedik M., Bourouis S., Ayache M. (2011). - Tectonic evolution of the active “Chelif” Basin (Northern Algeria) from paleomagnetic and magnetic fabric investigations. In: *New frontiers in tectonic research at the midst of plate convergence* Intech Publisher Book, pp. 3–26. Intech (2011). ISBN 978-953-307-594-5.

Di Stefano A., Sturiale G. (2010). - Refinements of calcareous nannofossil biostratigraphy at the Miocene/Pliocene boundary in the Mediterranean region. *Geobios* 43:5–20

Do Couto D., Popescu S.M., Suc J.P., Melinte-Dobrinescu M.C., Barhoun N., Gorini C., Jolivet L., Poort J., Jouannic G., Auxietre J.L. (2014). Lago Mare and the Messinian salinity crisis: evidence from the Alboran Sea (S. Spain). *Marine and Petroleum Geology* 52:57–76. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.01.018>

D’Onofrio S., Gianelli L., Iaccarino S., Morlotti E., Romeo M., Salvatorini G., Sampò M., Sprovieri R. (1975). - Planktonic foraminifera of the Upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian. *Bollettino Società Paleontologica Italiana* 14, 177–197

Dondi L., and Papetti I. (1968). - Biostratigraphical zones of the Neogene Stages, ed. G. C. Carloni *et al.*, pp. 147-155. Po Valley Pliocene. *Giorn. Geol.* 25:63-68.

El Euch-El Koundi N., Ferry S., Suc J.P., Clauzon G., Melinte-Dobrinescu M.C., Gorini C., Safra A., Zargouni F. (2009). - Messinian deposits and erosion in northern Tunisia: inferences on Strait of Sicily during the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, 21, 41-48.

Emig C.C. (1988). - Les brachiopods actuels sont-ils des indicateurs (paléo)bathymétriques. *Géologie Méditerranéenne*, vo. XV, 1: 65-71.

Esteban M. (1979). - Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29:169–188. [https://doi.org/10.1016/00310182\(79\)90080-4](https://doi.org/10.1016/00310182(79)90080-4)

Fenet B. (1975). - Recherche sur l’alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l’étude d’un élément de l’orogène nord-maghrébin : les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse Doctrat ès sciences*, Nice, Insti. Polytechnique méditerranéen : 31 p.

Fenet B., Irr F. (1973). - Observations sur le Pliocène inférieur et moyen de la région des Andalouses (littoral oranais, Algérie). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences*, Paris, 276, D : 2761-2764

Ficheur E. (1896). - Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie. Note sur le bassin tertiaire de Médéa. *Bull Soc Géol Fr*, Paris, 3 sér XXIV:1042–1047

Gaudant J., Saint Martin J.P., Bessedik M., Mansour B., Moissette P., Rouchy J.M. (1997). - Découverte d’une frayère de poissons téléostéens dans des diatomites messiniennes du Djebel Murdjadjo (environs d’Oran, Algérie). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 24/4: 511-529. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00078-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00078-X)

- Gautier F., Clauzon G., Suc J.P., Cravatte J. (1994). - Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (2), 318 :1103-1109.
- Gennari R., Iaccarino S.M., Di Stefano A., Sturiale G., Cipollari P., Manzi V., Roveri M., Cosentino D. (2008). - The Messinian – Zanclean boundary in the Northern Apennine. *Stratigraphy*, vol. 5, nos. 3-4, pp. 307-322,
- Gliozzi E., Grossi F., Cosentino D. (2012a). - Dispersal events of the paratethyan ostracod species in the palaeo-mediterranean domain during the messinian salinity crisis. *RCMNS Interim Colloquium*, Bucharest, 27/30-09- 2012. pp 56-57.
- Gliozzi E., Grossi F., Cosentino D., Iadanza A. (2012b). The late Messinian Lago-Mare biofacies in central Apennines: the ostracod perspective. *Soc.Geol. Italiana*, Roma 23: 63-65
- Gliozzi E., Grossi F. (2008). - Late Messinian lago-mare ostracod paleoecology: a correspondence analysis approach. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 264 (3-4), 288–295. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2007.03.055>
- Gliozzi E., Ceci M.E., Grossi F., Ligios S. (2007). - Paratethyan ostracod immigrants in Italy during the Late Miocene. *Geobios* 40 (3), 325–337. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.10.004>.
- Gliozzi E., Grossi F., Cosentino D. (2006). - Late Messinian biozonation in the Mediterranean area using Ostracodi: a proposal. R.C.M.N.S. *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"* 42, A.21.
- Gliozzi E. (1999). - A late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from Le Vicenne Basin (Abruzzi, central Apennines, Italy). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 151 (1-3), 191–208.
- Gourinard Y. (1958). - Recherches sur la géologie du littoral oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouvelle Sér*, 6, 111 p.
- Gourinard Y. (1952). - Chaines telliennes oranaises. Un livret-guide de l'excursion croisière organisée dans la région littorale d'Algérie et de Tunisie. *Publi XIXe Congr Géol Intern*, Alger, : 109-115.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2012). - *The Geologic Time Scale*. Vol 1, 1st edit, Elsevier. Publisher: 413 p.
- Grossi F., Gliozzi E., Anadón P., Castorina F., Voltaggio M. (2015). - Is *Cyprideis agrigentina* Decima a good paleosalinometer for the Messinian Salinity Crisis? Morphometrical and geochemical analyses from the Eraclea Minoa section (Sicily). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 419, 75–89. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2014.09.024>.
- Grossi F., Gliozzi E., Cosentino D. (2011). - Paratethyan ostracod immigrants mark the biostratigraphy of the Messinian Salinity Crisis. *Joannea Geologie und Paläontologie*, **11**, 66-68.
- Grossi F., Cosentino D., Gliozzi E. (2008). - Late Messinian Lago-Mare ostracods and paleoenvironments of the central and eastern Mediterranean Basin. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 47 (2), 131–146.
- Guardia P. (1976). - Carte géologique de l'Oranie nord occidentale au 1/100 000è. Nice University, CRGM.

Guardia P. (1975). - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse Doctorat d'Etat*, Nice University.

Guerra-Merchán A., Serrano F., Garcés M., Gofas S., Esu D., Gliozzi E., Grossi F. (2010). - Messinian Lago-Mare deposits near the strait of Gibraltar (Malaga basin, S Spain). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 285 (3-4), 264–276. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2009.11.019>

Harbi H., Maouche S., Ayadi A. (1999). - Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria. *J Seismol* 3(1):95– 104. <https://doi.org/10.1023/A:1009743404491>

Hebib H. (2014). - La limite tortono-messinienne dans la marge nord du bassin du bas Chéelif. Précisions biostratigraphiques et évolution des assemblages de foraminifères benthiques. *Thèse Doctorat Sci*, Université Oran 2

Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A. (2012). - The Neogene period. *In: Gradstein et al.* edit. The geological Time scale 2012. First, edit Elsevier BV. Publisher: 923-977. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110961>

Hilgen F.J., Iaccarino S., Krijgsman W., Villa G., Langereis C.G., Zachariasse W.J. (2000b). - The Global boundary Stratotype and Point (GSSP) of the Messinian Stage (Uppermost Miocene). *Episodes* 23, 1–6

Hilgen F. J., Krijgsman W., Langereis C. G., Lourens L. J., Santarelli A., Zachariasse W. J. (1995). - Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 136 : 495-510.

Iaccarino S.M., Premoli Silva I., Biolzi M., Foresi L.M., Lirer F., Turco E., Petrizzio M.R. (2007). - Practical manual of Neogene planktonic foraminifera, 1-180. Perugia: Università di Perugia Press International School on Planktonic Foraminifera, (Neogene Planktonic Foraminifera).

Iaccarino S.M., Bossio A. (1999). - Paleoenvironment of uppermost Messinian sequences in the western Mediterranean (Sites 974, 975, and 978). *In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 161, 529-541). College Station, TX: Ocean Drilling Program.

Iaccarino, S.M. (1985). - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. *In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. 1. Cambridge University Press, pp. 283–314*

Iaccarino S.M., Salvatorini G. (1982). - A framework of planktonic foraminifera biostratigraphy for early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione* 2, 115–125

Jaeger J.J. (1977). - Les rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. *Palaevertebrata*, Montpellier, 8 (1) : 1-166.

Jiménez C., Achilleos K., Abu Alhaija R., Gili J.M., Orejas C. (2016). - Living in close quarters: epibionts on *Dendrophyllia ramea* deep-water corals (Cyprus and Menorca channel). *Rapp Comm Int Mer Médit* 41:466.

- Kersting D.K., Linares C. (2012). - *Cladocora caespitosa* bioconstructions in the Columbretes Islands Marine Reserve (Spain, NW Mediterranean): distribution, size structure and growth. *Marine Ecology* 33: 427–436. doi:10.1111/j.1439-0485.2011.00508.x
- Kersting D.K., Linares C. (2009). - Mass mortalities of *Cladocora caespitosa* in relation to water temperature in the Columbretes Islands (NW Mediterranean). Presented in *ASLO Aquatic Sciences Meeting*, Nice, France.
- Krijgsman W., Fortuin A.R., Hilgen F.J., Sierro F.J. (2001). - Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedim Geol* 140:43–60
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilsonk D.S. (1999). - Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, Macmillan Magazines Ltd : 652-655.
- Kružić P., Sršen P., Benkovic L. (2012). - The impact of seawater temperature on coral growth parameters of the colonial coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleratinia) in the eastern Adriatic Sea. *Facies* 58: 477-491.
- Kružić P., Požar-Domac A. (2003). - Banks of the coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) in the Adriatic Sea. *Coral Reefs* 22: 536. DOI 10.1007/s00338-003-0345-y
- Laborel J., Laborel-Deguen F. (1978). - Abondance du madrépore *Cladocora caespitosa* (Linné, 1767) dans les herbiers de posidonies de la baie de Port-Cros. *Travaux scientifiques du Parc national de Port-Cros*, 4, 273-274.
- Laborel J. (1961). - Sur un cas particulier de concrétionnement animal. Concrétionnement à *Cladocora caespitosa* (L.) dans le Golfe de Talante. *Int Explor Sci Mer* 16(2):429–432
- Langereis C.G., Hilgen F.J. (1991). - The Capo Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the early to early late Pliocene. *Earth Planet Sci Lett* 104(2-4):211–225. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90205-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90205-V)
- Leprêtre R., de Lamotte D.F., Combier V., Gimeno-Vives O., Mohn G., Eschard R. (2018). - The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF Earth Sciences Bulletin* 189(10):1–35. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>
- Lirer F., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Salvatorini G., Turco E., Cosentino C., Sierro F.J., Caruso A. (2019). - Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth Science Reviews* 196 (102869):1–36. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.013>
- Londeix L., Benzakour M., Suc J.P., Turon J.L. (2007). - Messinian palaeoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): the dinoflagellate cyst record. *Geobios*, 40, 233-250, <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.12.001>
- Lourens L.J., Sluijs A., Kroon D., Zachos J.C., Thomas E., Rohl U., Bowles J., Raffi I. (2005). - Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435(23):1083–1087. <https://doi.org/10.1038/nature03814>
- Lourens L.J., Hilgen F.J., Shackleton N.J., Laskar J., Wilson D. (2004). - The Neogene Period. In: Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG (Eds.), A geologic time scale 200, 21. *Cambridge University Press*: 409–440.

Lourens L.J., Hilgen F.J., Raffi I., Vergnaud-Grazzini C. (1996b). - Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italia). *Paleoceanography* 11, 797–812.

Lourens L.J., Hilgen F.J., Zachariasse W.J., Van Hoof A.A.M., Antonoraku A., Vergnaud-Grazzini C. (1996a). - Evaluation of Plio-Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography* 11, 391–413.

Mahboubi S., Bennami M., Jaeger J.J. (2015). - New datation of the Tafna Basin (Algeria): a combination between biochronological and magnetostratigraphical data. *Palaevertebrata*, Montpellier, 39(1-e1): 1-11.

Mahboubi S. (2014). - Les rongeurs du Miocène supérieur et terminal d’Afrique du Nord-occidentale : biochronologie, magnétostratigraphie, biogéographie et paléoenvironnements. *Thèse Doctorat*, Poitiers University (inédit).

Mansour B. (2004). - Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie nord-occidentale). *Thèse de Doctorat d’état*, Université, Oran, 285 p. (inédit).

Mansour B., Saint Martin J.P. (1999). - Conditions de dépôt des diatomites messiniennes en contexte de plateforme carbonatée d’après l’étude des assemblages de diatomées: Exemple du Djebel Murdjadjo (Algérie). *Geobios* 32(3) :395–408. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(99\)80016-3](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(99)80016-3)

Mansour B., Moissette P., Noel D., Rouchy J.M. (1995). - L’enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens : L’exemple de la coupe de Sig (bassin du Chélif-Algérie). *Geobios* .28,3, 261-279. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(95\)80001-8](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(95)80001-8)

Mansouri M.E.H., Bessedik M., Aubbry M.P., Belkebir L., Mansour B., Beaufort L. (2008). - Contribution biostratigraphiques et paléoenvironnementales de l’étude des nannofossiles calcaires des dépôts tortono messiniens du bassin du Chélif (Algérie). *Geodiversitas* 30(1):59–77 <http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/contributions-biostratigraphiques-et-paleoenvironnementales-de-l-etude-des-nannofossiles-calcaires-des-depots-tortono-messiniens-du-bassin-du-chelif-algerie>

Mansouri M.E.H. (2021). - Les nannofossiles calcaires néogènes du Bassin du bas Chélif (systématique et biostratigraphie). *Thèse de Doctorat Sciences*, Université d’Oran 2, 206 p. (inédit).

Manzi V., Gennar R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M., Roveri F.J. (2013). - Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, 25, 4, 315–322. doi: 10.1111/ter.12038

Manzi V., Lugli S., Roveri M., Schreiber B.C. (2009). - A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and paleoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Sedimentology* 56. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01063.x>, 1937-1960

Manzi V., Roveri M., Gennari R., Bertini A., Biffi U., Giunta S., Iaccarino S.M., Lanci L., Lugli S., Negri A., Riva A., Rossi M.E., Taviani M. (2007). - The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: the Fanantello section (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251: 470-499.

- Maouche S., Bouhadad Y., Harbi A., Rouchiche Y., Ousadou F., Ayadi A. (2019). - Active tectonics and seismic hazard in the Tell Atlas (Northern Algeria): a review. A. Bendaoud *et al.* (eds.), in: The geology of the Arab world-an overview. *Springer Geology*: 381- 400.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_10
- Martini E. (1971). - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference Roma, 2*, 739–785
- Mattauer M. (1958). - Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie, Alger. Nouvelle série n° 17*: 534 p.
- Mas G., Fornós J.J. (2020). - The messinian salinity crisis in Mallorca: New insights for a western mediterranean stratigraphic scenario. *Mar. Pet. Geol.* 104656
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104656>
- Mas G. (2013). - Definició i caracterització de la Formació ses Olles (Lago mare, messinia terminal) a l'Illa de Mallorca (illes balears, mediterrània Occidental). *Bolletí de la Societat d'Historia Natural de Balears* 56, 209–231.
- Mazzola C. (1971). - Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proceeding on the 5th International Conference on the Planktonic Microfossils*, Roma, 2: 787-818.
- Meghraoui M., Philip H., Albarède F., Cisternas A. (1988). - Trenches investigations through the trace of the 1980 El-Asnam thrust fault: evidence for paleoseismicity. *Bull Seismol Soc Amer* 78(2):979–999 <https://www.researchgate.net/publication/281263571>
- Meghraoui M., Cisternas A., Philip H. (1986). - Seismotectonic of the Lower Chelif Basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) Earthquake. *Tectonics*, 5, 6, 809-836.
<https://doi.org/10.1029/TC005i006p00809>
- Meghraoui M. (1982). - Etude néotectonique de la région nord-est d'El-Asnam : relation avec le séisme du 10 octobre 1980. *3th cycle thesis*, Paris7 Univ., pp. 210.
- Morigi C., Negri A., Giunta S., Kouwenhoven T., Krijgsman W., BlancValleron M.M., Orszag-Sperber F., Rouchy J.M. (2007). - Integrated quantitative biostratigraphy of the latest Tortonian-early Messinian Pissouri section (Cyprus): An evaluation of calcareous plankton bioevents. *Geobios* 40:267–279.
- Moulana M.L., Hubert-Ferrari A., Guendouz M., Doutreloup S., Roubinet S., Collignon B., Ekk C. (2022). - Karstic geomorphology of Carbonate Ouarsenis Piedmont (Boukadir Region, Chelif) in Algeria: the role of the Messinian Salinity Crisis. *Journal of African Earth Sciences*.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104697>
- Moulana M.L., Hubert-Ferrari A., Guendouz M., El Ouahabi M., Boutaleb A., Boulvain F. (2021). Contribution to the sedimentology of the Messinian carbonates of the Chelif Basin (Boukadir, Algeria). *Geologica belgica*. 24/1-2: 85-104
- Negri A., Villa G. (2000). - Calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156:195–20.

- Neurdin-Trescartes J. (1995). - Paléogéographie du Bassin du Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences. *Géol Méditer* 22(2) :61–71
- Neurdin-Trescartes J. (1992). - Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, modèle de référence de bassins intramontagneux. *Thèse doctorat d'état*, Université de Pau & Pays de l'Adour, 1, 332 p. (inédit)
- Okada H., Bukry D. (1980). - Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology* 5:321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Orszag-Sperber F. (2006). - Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology* 188(189) :259277. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.008>
- Orszag-Sperber F., Rouchy J.M., Blanc-Valleron M.M. (2000). - La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre): la période du Lago-Mare et sa signification. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sci Terre et Planètes* 331:483–490. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01433-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01433-6)
- Osman M.K., Bessedik M., Belkebir L., Mansouri M.E.H., Atik A., Belkhir A., Rubino J.L., Sator L., Belhadji A. (2021). - Messinian to Piacenzian deposits, erosion, and subsequent marine bioevents in the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria). *Arab Journal of Geosciences*. 14, 684: 1-36. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06481-0>
- Ouda K., Ameur A. (1978). - Contribution of the biostratigraphy of the Miocene sediments associated with primitive *Hipparion* fauna of Bouhanifia, North West Africa. *Revista Española Micropaleontol.* 10(3):407–420
- Özalp H.B., Alparslan M. (2011). - The First Record of *Cladocora caespitosa* (Linnaeus, 1767) (Anthozoa, Scleractinia) from the Marmara Sea. *Turkish Journal of Zoology*, 35: 701-705.
- Peirano A., Morri C., Mastronuzzi G., Bianchi C.N. (1998). - The coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) as a bioherm builder in the Mediterranean Sea. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.* 52 (1994), 59– 74.
- Pellen R., Popescu S.M., Suc J.P., Melinte-Dobrinescu M.C., Rubino J.L., Rabineau M., Marabini S., Loget N., Casero P., Cavazza W., Head M.J. (2017). - The Apennine foredeep (Italy) during the latest Messinian: Lago Mare reflects competing brackish and marine conditions based on calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts. *Geobios*, 50(3), pp.237-257.
- Perrodon A. (1957). - Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, Alger, 12 :1-382.
- Pierre C., Caruso A., Blanc-Valleron M.M., Rouchy J.M., Orszag-Sperber F. (2006). - Reconstruction of the paleoenvironmental changes around the Messinian–Pliocene boundary along a West–East transect across the Mediterranean. *Sediment. Geol.* 188/189, 319–340.
- Poignant A., Moissette P. (1992). - Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du Messinien d'Algérie. *N.Jb. Geol. Paliönt. Mh.*, H. 11, Stuttgart : 657-674.

Pomel A. (1892). - Sur la classification des terrains miocènes de l'Algérie et réponses aux critiques de M. Peron. *Bull Soc géol Fr*, 96, sér 3, 20:166-174.

Popescu S.M., Cavazza W., Suc J.P., Melinte-Dobrinescu M.C., Barhoun N., Gorini C. (2021).- Pre-Zanclean end of the Messinian Salinity Crisis: new evidence from central Mediterranean reference sections. *Journal of the Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-183>

Popescu S.M., Melinte-Dobrinescu M.C., Suc J.P., Do Couto D. (2017). - *Ceratolithus acutus* Gartner and Bukry 1974 (= *C. armatus* Müller 1974), calcareous nannofossil marker of the marine reflooding that terminated the Messinian salinity crisis: Comment on “*Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: More evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean sea level*” by Stoica et al., 2016. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 441, 854–870. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 485 : 986-989. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.011>

Popescu S.M., Dalibard M., Suc J.P., Barhoun N., Melinte-Dobrinescu M.C., Bassetti M.A., Deaconu F., Head M.J., Gorini C., Do Couto D., Rubino J.L., Auxietre J.L., Floodpage J. (2015). - Lago Mare episodes around the Messinian-Zanclean boundary in the deep southwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 66, 55-70. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.04.002>

Popescu S.M., Melinte-Dobrinescu M.C., Dalesme F., Sütö-Szentai M., Jouannic G., Bakrac K., Escarguel G., Clauzon G., Head M., Suc J.P. (2009). - *Galeacysta etrusca* complex, dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes into the Mediterranean Sea before and after the peak of the Messinian Salinity Crisis. *Palynology* 33 (2), 105-134. DOI: 10.1080/01916122.2009.9989688

Popescu S.M., Melinte-Dobrinescu M.C., Suc J.P., Clauzon G., Quillévére F., Suto-Szentai M. (2007). - Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the “latest Messinian” northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). *Geobios* 40, 359–373. doi:10.1016/j.geobios.2006.11.005.

Raffi I., Backman J., Fornaciari E., Pälke H., Rio D., Lourens L., Hilgen F. (2006). - A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quatern Sci Rev* 25: 3113–3137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.007>

Raffi I., Mozzato C., Fornaciari E., Hilgen F.J., Rio D. (2003). - Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrochronology for the Mediterranean region. *Micropaleontology* 49:1–26

Raffi I., Backman J., Rio D. (1998). - Evolutionary trends of calcareous nannofossils in the Late Neogene. *Marine Micropaleontology*, 35: 17- 41.

Raffi I., Flores J.A. (1995). - 12. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean (Leg 138). In: Pisias N.G., Mayer L.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. and van Andel T.H. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 138: 233-286. College Station, TX.

Rakic El Bied K., Benson R.H. (1996). La stratigraphie à Haute Résolution : Théorie et application au Néogène supérieur du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 383:5–50

Riding R., Braga J.C., Martin J.M., Sanchez-Almazo I.M. (1998). - Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southern Spain. *Marine Geology* 146:1–20. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00136-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00136-9)

- Rögl F., Steininger F.F. (1983). - Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. -*Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85/A: 135-163.
- Rouchy J.M., Caruso A., Pierre C., Blanc-Valleron M.M., Bassetti M.A. (2007). - The end of the Messinian salinity crisis: Evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, 386–417. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.06.015.
- Rouchy J.M., Caruso A. (2006). - The Messinian salinity crisis in the Mediterranean Basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sediment. Geol.* 188/189, 35–67 DOI: 10.1016/j.sedgeo.2006.02.05.
- Rouchy J.M., Saint Martin J.P. (1992). - Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology* 20(7): 629-632.
- Rouchy J.M. (1982b). - La crise évaporitique messinienne de Méditerranée : nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. nation. Hist. nat.* Paris, c, 3-4, pp. 1- 52
- Rouchy J.M. (1982a). - La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.* Paris, Série C, Sciences de la Terre, L, 280 p.
- Roveri M., Lugli S., Manzi V., Reghizzi M., Rossi F.P. (2020). - Stratigraphic relationships between shallow-water carbonates and primary gypsum: insights from the Messinian succession of the Sorbas basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedim Geol* 404(105678):1–18. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105678>
- Roveri M., Gennari R., Lugli S., Manzi V., Minelli N., Reghizzi M., Riva A., Rossi M.E. (2016). - The Messinian salinity crisis: Open problems and possible implications for Mediterranean petroleum systems: *Petroleum Geoscience*, v. 22, p. 283–290. Doi: 10.1144/petgeo2015-089
- Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lof J., Lugli S., Manzi V., Sierro F.J., Bertini A., Camerlenghi A., De Lange C., Govers R., Hilgen F.J., Hübscher C., Meijer P.Th., Stoica M. (2014b). - The Messinian salinity crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Mar. Geol.* 352, 25–58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002>
- Roveri M., Manzi V., Bergamasco A., Falcieri F.M., Gennari R., Lugli S., Schreiber B.C. (2014a). - Dense shelf water cascading and Messinian canyons: A new scenario for the Mediterranean salinity crisis: *American Journal of Science*, v. 314, p. 751–784. doi:10.2475/05.2014.03
- Roveri M., Gennari R., Lugli S., Manzi V. (2009). - The terminal carbonate complex: the record of sea-level changes during the Messinian salinity crisis. *GeoActa*, vol. 8: 67-77.
- Roveri M., Lugli S., Manzi V., Schreiber B.C. (2008a). - The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova* 20 (6), 483–488. <https://doi.org/10.1111/j.13653121.2008.00842.x>.
- Rubino J.L., Haddadi N., Camy-Peyret J., Clauzon G., Suc J.P., Ferry S., Gorini C. (2010). - Messinian Salinity Crisis expression along North African margin. *SPE Conference*, Le Caire, 129526-PP.
- Saint Martin J.P., Cornée J.J., Muller J. (1995). - La disparition des récifs coralliens en Méditerranée à la fin du Messinien : un événement écologique majeur. *In : La Méditerranée : variabilité climatique*,

environnement et biodiversité. Conference : *Okeanos*, Montpellier, pp. 70-74.
<https://www.researchgate.net/publication/262008605>

Saint Martin J.P., Cornée J.J., Conesa G., Bessedik M., Belkebir L., Mansour B., Moissette P., Anglada R. (1992). - Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du Bas Chélif (Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, (2), 315 :1365-

Saint Martin J.P., Rouchy J.M. (1990). - Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale : leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bull. Soc. géol. Fr.* : (8), VI, 1 : 83-94

Saint Martin J.P. (1990). - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.* Paris, 56, 366 p.

Saint Martin J.P. (1987). - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologiques et paléogéographiques. *Thèse de Doct. d'Etat*, Univ. d'Aix-Marseille. 499 p.

Saint Martin J.P., Chaix C., Moissette P. (1983). - Le Messinien récifal d'Oranie (Algérie) : une mise au point. *C R Acad Sc Paris* 297(2) : 545–547.

Satour L. (2021). - Palaeoenvironmental distribution of late Miocene oysters in the northwestern Algerian basins. *Arabian Journal of Geosciences* 14:1890, p: 1-15.
<https://doi.org/10.1007/s12517-021-08248-z>

Satour L., Saint Martin J.P., Belkebir L., Bessedik M. (2020). - Evolution de la diversité des bivalves messiniens de la bordure méridionale du bassin de Bas Chélif (Algérie nord occidentale). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 39 (1) : 249-263.

Satour L., Lauriat-Rage A., Belkebir L., Bessedik M. (2013). - Biodiversity and taphonomy of bivalves assemblages of the Pliocene of Algeria (Bas Chelif basin). *Arabian journal of Geosciences*. DOI : 10.1007/s12517-013-1154-4, ISSN1866-7511.

Satour L. (2012). - Les bivalves du Néogène de l'Algérie nord-occidentale : systématique et Paléoécologie. *Thèse de Doct.*, Univ. Oran. 312 p. (inédit).

Sierro F.J., Flores J.A., Civis J., Gonzalez Delgado J.A., Frances G. (1993). - Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.* 21, 143–168.

Sierro F.J. (1985). - The replacement of the “Globorotalia menardii” group by the “Globorotalia miotumida” group: an aid to recognizing the Tortonian-Messinian boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. *Mar. Micropaleontol.* 9, 525–535.

Sierro F.J., Hilgen F.J., Krijgsman W., Flores J.A. (2001). - The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, 141-169.

Sissingh W. (1972). - Ostracodes from the sahelian near Carnot, N. Algeria. *Kkl. nederl. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, *Proc. sér. B*, vol. 75, n° 1: 84-95.

Sissingh W. (1976). - Tentative middle Miocene to Holocene Ostracode biostratigraphy of the central and eastern Mediterranean basin, I, II. *Kkl. nederl. Akad. Wetensch, Amsterdam, Proc. Sér. B*, vol. 79, n° 4: 271-299.

Snel E., Mărunțeanu M., Meulenkamp J.L. (2006). - Calcareous nannofossils biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Upper Miocene and Lower Pliocene of the Northern Aegean (Orphanic Gulf-Strymon Basin areas), Greece. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol* 238, 125-150. DOI: 10.1016/j.palaeo.2006.03.022

S.N.Repal. (1952). - Le bassin néogène du Chéelif. *XIXe Congr. Inter. Géol., Monogra. Région (Algérie)*, 1, 16, 56 p.

Spadini V. (2019). - Pliocene scleratinians from Estepona (Malaga, Spain). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 126 : 75-94, doi: 10.2424/ASTSN.M.2019.14

Sprovieri R., Sprovieri M., Caruso A., Pelosi N., Bonomo S., Ferraro L. (2006). - Astronomic forcing on the planktonic foraminifera assemblage in the Piacenzian Punta Piccola section (southern Italy). *Paleoceanography*, 21, PA4204, 1-21. <https://doi.org/10.1029/2006PA001268>.

Sprovieri R., Di Stefano E., Howell M., Sakamoto T., Di Stefano A., Marino M. (1998). - Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 160, 155–165

Sprovieri R. (1993). - Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, 99, 3, 371-414. DOI: <https://doi.org/10.13130/2039-4942/8903>

Stoica M., Krijgsman W., Fortuin A., Gliozzi E. (2016). - Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: More evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean Sea level. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441: 854-870. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.034>

Suc J.P., Popescu S.M., Do Couto D., Clauzon G., Rubino J.L., Melinte-Dobrinescu M.C., Quillévére F., Brun J.P., Dumurdžanov N., Zagorchev V., Lesić V., Tomić D., Sokoutis D., Meyer B., Macalet R., Rifelj H. (2015). - Marine gateway vs. fluvial stream within the Balkans from 6 to 5 Ma. *Marine and Petroleum Geology* 66:231–245. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.01.003>

Suc J.P., Do Couto D., Melinte-Dobrinescu M.D., Macalet R., Quillévére F., Clauzon G., Csato I., Rubino J.L., Popescu S.M. (2011). - The Messinian Salinity Crisis in the Dacic Basin (SW Romania) and early Zanclean Mediterranean–Eastern Paratethys high sea-level connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 310, 3,4, 256-272. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.07.018>

Tchouar L. (2013). - Etude des dinoflagellés de la série mio-pliocène du Télégraphe de Sidi Brahim (Bassin du Chéelif, Algérie nordoccidentale) : systématique et Paléoécologie. *Magister thesis*, Oran 2 University; 1-111 (inédit).

Theodoridis S. (1984). - Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. *Utrecht Micropal. Bull.*, 32, 271 p.

Thomas G. (1985). - Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chéelif occidental durant le mio-plio-quadernaire. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Pau & Pays de l'Adour, 594 p. (inédit).

- Thunell R.C. (1979). - Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. *Sediment Geol* 23:67–79
- Uliczny F. (1969b). - Hemicysteridae und Trachyleberididae (Ostracoda) aus dem Pliozän der Insel Kephallinia (Westgriechenland). *PhD Thesis* University of Munich: 152 pp.; München.
- Uliczny F. (1969a). - Hemicysteridae und Trachyleberididae (Ostracoda) aus dem Pliozän der Insel Kephallinia (Westgriechenland). *Typo-Druck-Dienst édit.*, München, 163 p.
- Van Couvering J.A., Castradori D., Cita M.B., Hilgen F.J., Rio D. (2000). - The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes* 23(3):179–187
- Van Der Laan E., Snel E., De Kaenel E., Hilgen F.J., Krijgsman W. (2006). - No major deglaciation across the Miocene-Pliocene boundary: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Loulja sections (Bou Regreg area, NW Morocco), *Paleoceanography*, 21: PA3011.
- Van Dijk G., Maars J., Andreetto F., Hernández-Molina F.J., Rodríguez-Tovar F.J., Krijgsman W. (2023). - A terminal Messinian flooding of the Mediterranean evidenced by contouritic deposits on Sicily. *Sedimentology*, in press, doi:10.1111/sed.13074.
- Vertino A., Stolarski J., Bosellini F.R., Taviani M. (2014). - Mediterranean corals through time: from Miocene to present. Goffredo S, Dubinsky Z. (eds.), *The Mediterranean Sea: Its history and present challenges*. Springer.14: 257-274. DOI 10.1007/978-94-007-6704-1_14,
- Vidal L., Bickert T., Wefer G., Röhl U. (2002). - Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology* 180: 71-85.
- Welter, Baures, Bougourd, Vidal, de Monvel, Seignier, Jouannuc. (1959). - Carte géologique de Renault (n° 104) au 1/50 000è. *Service géographique de l'Armée*.
- Zachariasse W.J. (1975). - Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropaleont Bull* 11:1–171
- Zibrowius H. (1980). - Les Scléractiniaires de la Méditerranée et de l'Atlantique nord-oriental. *Mém Inst Océanogr* 11 : 1-227.

Annexes

Tableau des Annexes

| | |
|------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Planche 1 | Ostracodes de coupes des Ouled Slama et du Télégraphe de Sidi Brahim. Photo SEM |
| Planche 2 | Foraminifères planctoniques et benthiques/ Nannoplanctons calcaires de coupes des Ouled Slama et du Télégraphe de Sidi Brahim. Photo SEM |
| S1 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe del'Affania A et B |
| S2 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe de Djebel Abiod |
| S3 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe de Hgaf Tamda |
| S4 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe de l'Oued Tarhia |
| S5 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim |
| S6 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe du Djebel Kaskas |
| S7 | Tableau : Description lithologique, sédimentologique et paléontologique de la coupe d'El Hsasna |

Planche 1

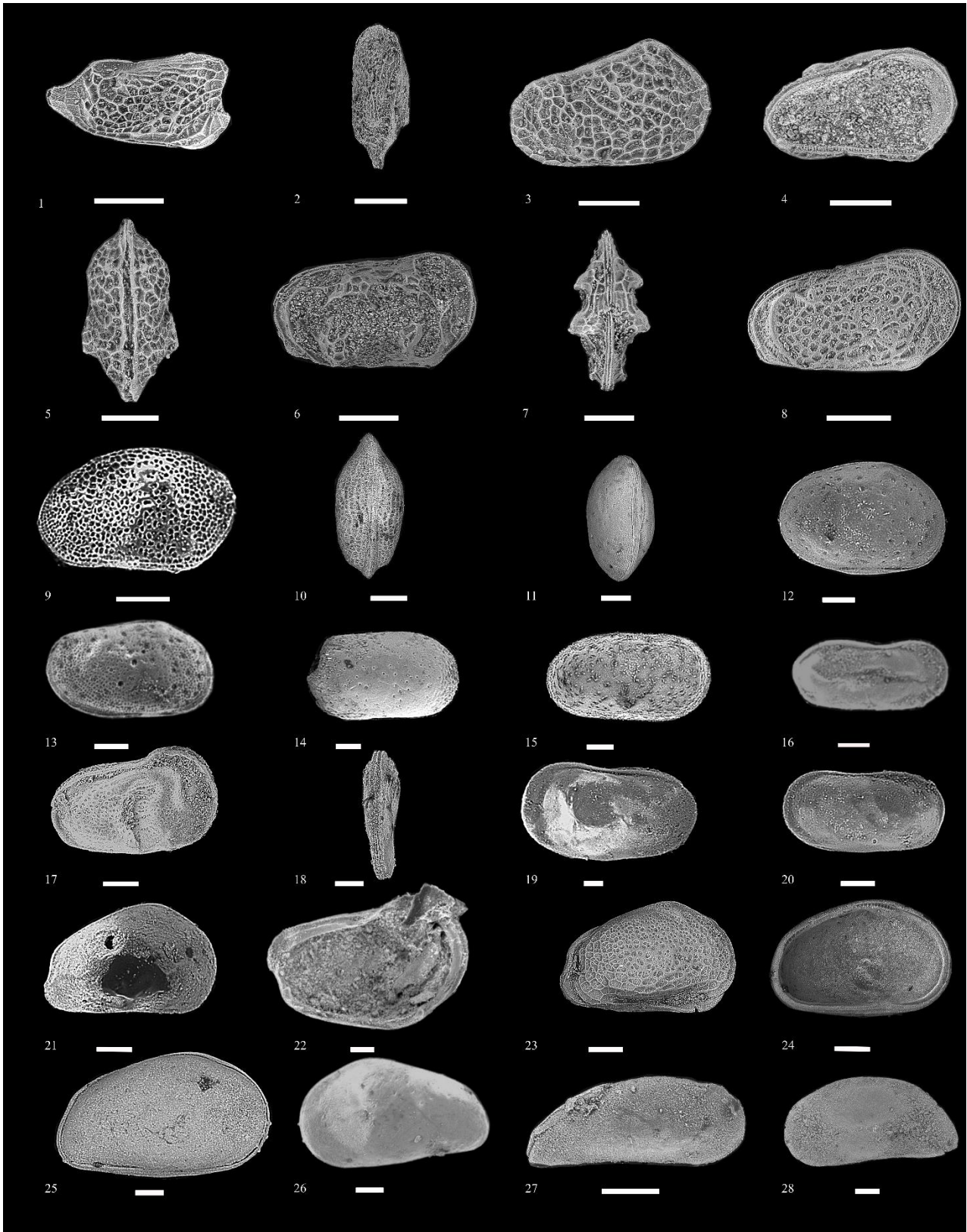


Planche 1 : Ostracodes messiniens de Coupes des Ouled Slama. Photo SEM.
Échelle Fig. 1-28 : 100 µm.

Fig. 1-2. *Cytherura pyrama* Schneider. Carapace, 1 : vue latérale gauche ; 2 : vue ventrale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab23).

Fig. 3-4-5. *Loxocornicullina djafarovi* Schneider. 3 : Carapace, vue latérale droite ; 4 : Valve, vue interne droite ; 5 : Carapace, vue dorsale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 23).

Fig. 6-7. *Euxinocythere (Maeotocythere) praebaquana* Livaltal. Carapace, 6 : vue latérale gauche ; 7 : vue dorsale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 23).

Fig. 8. *Amnicythere* cf. *accicularia* Olteanu, Bonaduce et Sgarrella. Carapace, vue latérale droite. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 23).

Fig. 9-10. *Loxoconcha* sp.1. 9 : Valve, vue externe ; 10 : carapace, vue dorsale. Coupe de l'Oued Tarhia (T17).

Fig. 11-12-13. *Loxoconcha muelleri* Mehes. 11 : carapace femelle en vue ventrale. Coupe de l'Oued Tarhia (T16) ; 12 : carapace femelle en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Tarhia (T17) ; 13 : carapace male en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Tarhia (T17).

Fig. 14. *Cyprideis* sp.1. Valve droite en vue externe. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 02).

Fig. 15. *Cyprideis* sp.2. Valve droite en vue externe. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 02).

Fig. 16-17-18. *Amnicythere propinqua* Livaltal et Gliozzi. Carapace, 16 : carapace male en vue latérale gauche. Coupe de l'Oued Tarhia (T17) ; 17 : carapace femelle en vue latérale droite ; 18 : carapace femelle en vue dorsale. Coupe de l'Oued Tarhia (T16).

Fig. 19-20. *Amnicythere* sp. Carapace, 19 : vue latérale gauche ; 20 : vue latérale gauche. Coupe de l'Oued Tarhia (T16).

Fig. 21-22. *Tyrrhenocythere* cf. *ruggierii* Devoto. 21 : juvénile, valve droite en vue latérale externe ; 22 : juvénile, valve droite en vue latérale interne. Coupe de l'Oued Tarhia (T16).

Fig. 23. *Tyrrhenocythere pontica* Livaltal. Carapace juvénile en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Tarhia (T17).

Fig. 24. *Cyprideis* sp.3. Valve gauche en vue interne. Coupe de l'Oued Tarhia (T17).

Fig. 25-26. *Cyprideis* cf. *anlavauxensis* Carbonnel. 25 : Carapace male en vue latérale droite ; 26 : valve male juvénile en vue latérale gauche externe. Coupe de l'Oued Tarhia (T17).

Fig. 27. *Zalanyiella venusta* Zalányi. Carapace en vue latérale droite. Coupe de Djebel El Abiod section (Ab 23).

Fig. 28. *Camptocypria* sp. Carapace juvénile en vue latérale gauche. Coupe de Djebel El Abiod section (Ab 23).

Planche 2

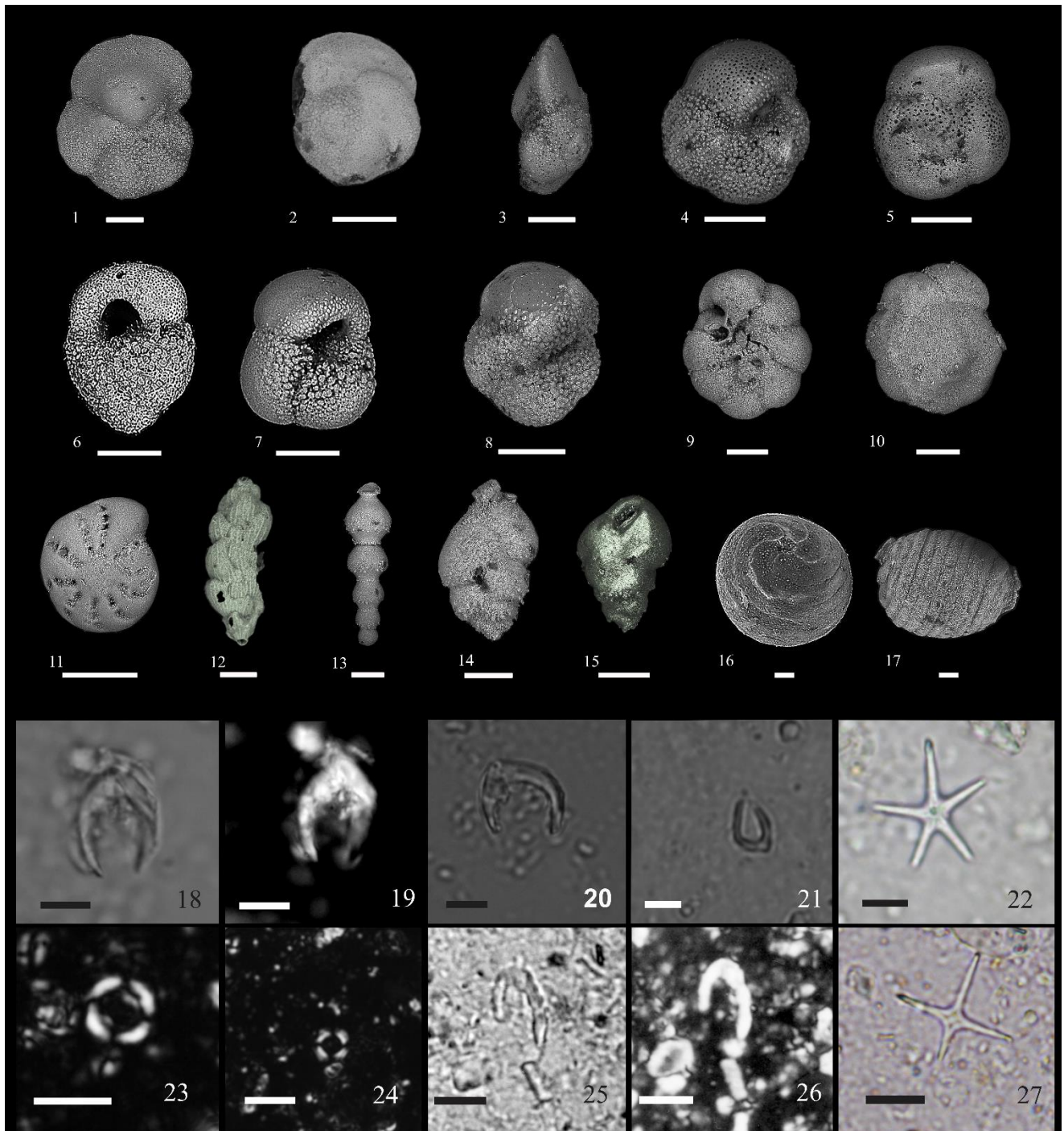


Planche 2 : Foraminifères planctoniques et benthiques/ Charophytes/ Nannoplanctons calcaires de coupes des Ouled Slama et du Télégraphe de Sidi Brahim. Photo SEM
Échelle (Fig. 1-17 : 100 µm ; Fig. 18-27 : 5 µm).

- Fig. 1-2-3.** *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez. 1 : vue ombilicale ; 2 : vue spirale ; 3 : vue orale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 30).
- Fig. 4-5.** *Globorotalia puncticulata padana* Dondi et Papetti. 4 : vue ombilicale ; 5 : vue spirale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 36).
- Fig. 6-7.** *Globorotalia puncticulata* Deshayes. 6 : vue orale ; 7 : vue ombilicale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 36).
- Fig. 8.** *Globorotalia cf. crotonensis* Conato & Follador. Vue ombilicale. Coupe de Hgaf Tamda (Ht 17).
- Fig. 9-10.** *Ammonia cf. tepida* Cushman. 9 : vue ombilicale ; 10 : vue spirale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 5).
- Fig. 11.** *Elphidium* sp. Vue latérale. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 8).
- Fig. 12.** *Uvigerina peregrina* Cushman. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 6)
- Fig. 13.** *Stilostomella adolphina* d'Orbigny. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 6)
- Fig. 14.** *Bulimina subulata* Cushman & Parker. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 8)
- Fig. 15.** *Bulimina striata* d'Orbigny. Coupe de Djebel El Abiod (Ab 8)
- Fig. 16-17.** *Chara cf. hispida*. 16 : vue latérale. Coupe d'Oued Tarhia (T17) ; 17 : vue basale. Coupe d'Oued Tarhia (T16).
- Fig. 18-19.** *Ceratolithus acutus* Gartner et Bukry. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (TSB 9 ; fig.19 : Lumière polarisée).
- Fig. 20** : *Ceratolithus armatus* Müller. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (TSB 17 ; fig. 21 : Lumière polarisée).
- Fig. 21:** *Amaurolithus delicatus* Gartner et Bukry. Coupe de l'Affania B (Afb 6).
- Fig. 22** : *Discoaster asymmetricus* Gartner. Coupe du Télégraphe Sidi Brahim (TSB 34).
- Fig. 23** : *Reticulofenestra cisnerosii* Lancis et Flores. Coupe du Télégraphe Sidi Brahim (TSB 13 ; Lumière polarisée).
- Fig. 24** : *Reticulofenestra rotaria* Theodoidis. Coupe de l'Affania B (Afb 6 ; Lumière polarisée).
- Fig. 25-26** : *Ceratolithus rugosus* Bukry et Bramlette. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (TSB 17 ; fig. 26 : Lumière polarisée).
- Fig. 27** : *Discoaster tamalis* Kamptner. Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (TSB 40)

| Coupe de l'Affania | | | | |
|--------------------|-----------|---------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Coupe | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères |
| MESSI- NIEN | Affania B | Unit III : Alternance marnes diatomitiques et de bancs de marnes diatomitiques (22m) | -Alternance de marnes blanches et des bancs de marnes diatomitiques | - Foraminifères planctoniques (AF b 6 à AF b) : <i>Globigerina</i> (<i>G. bulloides</i> , <i>G. praebulloides</i> , <i>G. apertura</i>), <i>Globigerinoides</i> (<i>G. obliquus</i> , <i>G. obliquus extremus</i> , <i>G. ruber</i> , <i>G. trilobus</i> , <i>G. bolli</i>), <i>Globorotalia</i> (<i>G. menardii</i> , <i>G. pliosiotumida</i> , <i>G. mediterranea</i>) et d'autres genres tels qu' <i>Orbulina</i> , <i>Globigerenella</i> , <i>Globoquadrina</i> . - Nannofossiles calcaires : <i>Discoaster brouweri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> <i>Amaurolithus primus</i> , <i>Amaurolithus delicatus</i> , <i>Reticulofenestra rotaria</i> . |
| | | Unit II : Marnes beiges (20m) | - Marnes beiges | - Foraminifères planctoniques (AF b 2 à AF b 5) : <i>Globigerina</i> (<i>G. bulloides</i> , <i>G. praebulloides</i> , <i>G. apertura</i>), <i>Globigerinoides</i> (<i>G. obliquus</i> , <i>G. obliquus extremus</i> , <i>G. ruber</i> , <i>G. trilobus</i> , <i>G. bolli</i>), <i>Globorotalia</i> (<i>G. menardii</i> , <i>G. pliosiotumida</i> , <i>G. miotumida</i>) et d'autres genres tels que <i>Orbulina</i> , <i>Globigerenella</i> , <i>Globoquadrina</i> . - Nannofossiles calcaires : <i>Discoaster brouweri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> |
| TORT- NIEN | | Unit I : Marnes gris bleu | -Des marnes gris bleu | - Foraminifères planctoniques (échantillon AF b 1) : <i>Globigerina</i> (<i>G. bulloides</i> , <i>G. praebulloides</i> , <i>G. apertura</i> , <i>G. woodi</i>), <i>Globigerinoides</i> (<i>G. obliquus</i> , <i>G. obliquus extremus</i> , <i>G. ruber</i> , <i>G. trilobus</i> , <i>G. bolli</i>), <i>Globorotalia</i> (<i>G. menardii</i> , <i>G. pliosiotumida</i>), <i>Neogloboquadrina</i> (<i>N. acostaensis</i> , <i>N. humerosa</i> , <i>N. dutertrei</i> , <i>N. incompta</i> , <i>N. Continua</i> , <i>N. pachyderma</i> , et d'autres genres tels que : <i>Orbulina</i> , <i>Globigerenella</i> , <i>Globoquadrina</i> . - Nannofossiles calcaires : <i>Discoaster brouweri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> . |
| TORT- NIEN | Affania A | Unit I : Marnes gris bleu (62 m) | -série homogène de marnes gris bleu. | - Foraminifères planctoniques : <i>Globigerina</i> (<i>G. bulloides</i> , <i>G. praebulloides</i> , <i>G. apertura</i>), <i>Globigerinoides</i> (<i>G. obliquus</i> , <i>G. obliquus extremus</i> , <i>G. ruber</i> , <i>G. trilobus</i> , <i>G. bolli</i>), <i>Globorotalia</i> (<i>G. menardii</i> , <i>G. pliosiotumida</i>), <i>Neogloboquadrina</i> (<i>N. acostaensis</i> , <i>N. humerosa</i> , <i>N. dutertrei</i> , <i>N. incompta</i> , <i>N. continua</i> , <i>N. pachyderma</i> , <i>Orbulina</i> , <i>Globigerenella</i> et <i>Globoquadrina</i> . - Nannofossiles calcaires : <i>Discoaster brouweri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> |

| Coupe de Djebel El Abiod | | | | |
|-------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères | Figures sédimentaires & autres observations |
| PLAISA N- CIEN | Unité VI : Marne grisâtre et alternance de marne -grès (90 m) | b) – Calcaires biodétritiques | - Fragments de fossiles | b) Calcaires biodétritiques reposant en discordance sur les dépôts sous-jacents |
| | | a) - Marnes grisâtres avec intercalations de 03 barres de grès jaunâtres à concentrations de fossiles; La base est marquée par un banc (0,5 m d'épaisseur). | - Foraminifères benthiques et planctoniques (Ab 49) : <i>G. puncticulata padana</i> , <i>G. aff. crotonensis</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerina</i> . Banc de base est riche en débris de polypes (premiers 0,5 m). -Bivalves, Gastropodes, oursins. - Foraminifères Planctoniques (Ab 36 : <i>G. puncticulata</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerina</i> ; (Ab 41 à Ab 46) <i>G. puncticulata</i> , <i>G. puncticulata padana</i> <i>Globigerinoides</i> , <i>Globorotalia</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Ammonia</i> sp. -Ostracodes (Ab 46) : <i>Aurila</i> , <i>Loxochoncha</i> . | a) Les barres sont discordantes sur les marnes. Hard-ground sur surfaces supérieures des deux premières barres. |
| Z A N C L E N | Unité V : Calcaire marne corallifère blanc CMCB (15 m) | Alternance de bancs calcaires marneux blancs et de marnes calcaires blancs corallifères. La base des calcaires marneux corallifères blancs est soulignée par une surface ondulée et des galets conglomératiques, indiquant une nette discontinuité avec les dépôts antérieurs. | -Pectenidés, Ostreidés (<i>Neopycnodonte cochlear</i>), <i>Natica</i> sp., <i>Turritella</i> sp., Brachiopode (<i>Megerlia truncata</i>), -Coraux : <i>Dendrophyllia</i> sp., cf. <i>Cladocora</i> cf. <i>caespitosa</i> , cf. <i>Desmophyllum</i> sp., <i>D. cf. cristagalli</i> , <i>Ceratotrochus</i> sp. (Échantillonné latéralement) - Foraminifères benthique et planctoniques (<i>G. margaritae</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globorotalia</i> , <i>Globigerina</i>), -Nannoplactons : <i>R. cisnerosii</i> , <i>R. pseudoumbilicus</i> , <i>C. pelagicus</i> , <i>H. carteri</i> , quelques <i>Sphenolithus</i> | |
| M E S S I N I E N | Unité IV : Marne limoneuse-Argile rouge/ Argile bariolée « Varves » et marnes verts (11 m) | d) Marnes verdâtres devenant sableuses en haut, limitées en bas et en haut par des surfaces d'érosion. Les marnes sableuses (02 m) sont coiffées en discordance par un niveau conglomératique (10 cm). | d)- Foraminifères planctoniques : <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . - nannoplactons Calcaires : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , quelques | |
| | | c) Argiles bariolées « varves » (2, 50 m), couronnées par une discontinuité. | c) Ostracodes : <i>Cypreideis</i> , <i>T. cf. ruggierii</i> , <i>Amnicythere</i> sp., <i>Z. venusta</i> . - Foraminifères Benthiques (<i>Ammonia</i>). | c) Grains de quartz ronds et luisants. |
| | | b) Argiles rouges « rubis » (1, 50 m) | b) Ostracodes : <i>Loxocorniculina Djafarovi</i> , <i>E. praebaquana</i> , <i>Amnicythere</i> sp., <i>A. cf. accicularia</i> , <i>C. pyrama</i> , <i>Z. venusta</i> , <i>Camptocypria</i> sp. | b) Absence de quartz. |
| | | a) Marnes limoneuses verdâtres (01 m) | a) Tests de foraminifères benthiques, planctoniques (formes naines) et d'ostracodes brisés. | a) Grains de quartz "émoussés et luisants". |
| | Unité III : Alternance D'argile sableuse-Grès (20 m) | b) - Grès chenalisé brun jaunâtre, contenant des microconglomérats, évoluant vers le sommet à des niveaux conglomératiques (centimétriques) intercalés à la base par des bancs de grès. | b) - Hard-ground est caractérisé par quelques fragments fossiles et croûtes ferrugineuses. Présence de petits fossiles (<i>Cardiidae</i> : <i>Pseudocatlus</i> sp.) parmi les éléments des intercalations conglomératiques | b) Hard-ground avec structure déformée. L'ensemble forme un léger anticlinal arrière (pendage variable : 25 à 30° vers le NNW), fracturation NS |
| | | a) - Alternance d'argile sableuse jaunâtre et Grès. <i>Discontinuité</i> | a) Charophytes (<i>Chara</i> cf. ? <i>hispidia</i>) avec quelques ostracodes remaniés. | a) - Stratifications horizontales, obliques, entrecroisées et (HCS). % de quartz élevé par rapport à l'unité précédente, particulièrement rond brillant. |
| | Unité II : Argiles bariolées "varves" (40 m) | d) Argiles bariolées (Ab 13 à Ab 17). | d) - - Foraminifères planctoniques (remaniés), et Benthiques (<i>Ammonia</i>), ostracodes (<i>Cypreideis</i> , <i>Loxonconcha Sp1</i>). | d) - Grains de quartz ronds et luisants |
| | | c) – Argiles vertes non laminées (Ab 10, 11 et 12). | c) - Foraminifères planctoniques et benthiques (<i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i>), et ostracodes remaniés. | c) - Grains de quartz "émoussés et luisants". |
| | | b) - Argiles bariolées finement laminées à la base (Echantillon Ab1 –à Ab 09). | b) - Ostracodes (<i>Cypreideis</i> , <i>Loxoconcha sp1</i> , <i>Loxoconcha sp2</i> , <i>Loxoconcha muelleri</i>), - Foraminifères Benthiques (<i>Ammonia</i>) | b) -Quelques grains de quartz ronds et luisants |
| | | a) – Argile noire, Grès et Gypse, conglomérat (Ab 0). <i>Discordance</i> | a) - Foraminifères Benthiques naines. | a) - grains de quartz "émoussés et luisants". |
| Unité I : Gypse | Deux barres (0,5 à 1,00 m) | Gypse | | |

| Coupe De Hgaf Tamda | | | | |
|-------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères | Figures sédimentaires & autres observations |
| PLAISA N- CIEN | Unit VI : Marne grisâtre et alternance de marne -grès (67 m) | -b) Marnes grisâtres, intercalations de barres de grès jaunâtres (épaisseur : 2 à 4 m) à concentrations fossiles. | - Foraminifères benthiques et planctoniques : <i>G. puncticulata</i> , <i>G. aff. crotonensis</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerina</i> . -Bivalves, Gastropodes, <i>Terebratula sp.</i> | -Structure synclinale. |
| | | a) - Marnes grisâtres soulignées par des teneurs en soufre. Discordance | - Foraminifères Planctoniques : <i>G. puncticulata</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerina</i> . | |
| Z A N C L E E N | Unit V : Calcaire marne corallifère blanc CMCB (15 m) | - Alternance de marnes calcaires blanches et calcaires marneux blancs corallifères à macrofaune riche, comparable à celles décrites dans la coupe du Djebel El Abiod. | -Pectenidés, Ostreidés (<i>Neopycnodonte cochlear</i>), <i>Natica sp.</i> , <i>Turritella sp.</i> , Brachiopode (<i>Megerlia truncata</i>), -Coraux : <i>Dendrophyllia sp.</i> , cf. <i>Cladocora cf. caespitosa</i> , cf. <i>Desmophyllum sp.</i> , <i>D. cf. cristagalli</i> . - Foraminifères benthique et plactoniques (<i>G. margaritae</i> , <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globorotalia</i> , <i>Globigerina</i>), -Nannoplactons: <i>R. cisnerosii</i> , <i>R. pseudoubilicus</i> , <i>C. pelagicus</i> , <i>H. carteri</i> , quelques <i>Sphenolithus</i> | |
| | Unit IV : Argile bariolée « Varves » et marnes verts (4.5 m) | b) -Marnes verdâtres plissées (2 m), surmontant un horizon d'argile noire et de sable rougeâtre. a) - Argiles bariolées « varves » plissées (2, 50 m). Discontinuité | b) - Foraminifères Planctoniques : <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . - Nannoplactons Calcaires : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , quelques <i>Sphenolithus</i> . a) - Fragments d'ostracodes. - Foraminifères benthiques (<i>Ammonia</i>). | a) Grains de quartz ronds et luisants. |
| M E S S I N I E N | Unité II : argilo- sableux et grès (40) | -Argiles sableuses verdâtres (10 m) recouvrant l'unité de gypse. -Au-dessus, viennent les grès grossiers, dépôts hétérogènes peu stratifiés à blocs, qui évoluent vers des alternances de grès, de microconglomérats, et parfois de conglomérats. Discordance ? | -Charophytes (<i>Chara cf.? hispida</i>) et quelques foraminifères benthiques | Grains de quartz ronds et luisants |
| | Unit I : Gypse | | Blocs de gypses | |

| Coupe D'Oued Tarhia | | | | |
|-------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères | Figures sédimentaires & autres observations |
| ZANCLEEN | Unit V : Marne gris (12 m) | -Marnes grises à la base qui évoluer au sommet vers une alternance de marnes grises et marnes calcaires -Marne grise | - Foraminifères planctoniques : <i>Globorotalia</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globorotalia margaritae</i> . - Nannoplanctons Calcaires : <i>Ceratolithus acutus</i> , <i>Reticulofenestra cisnerosii</i> . | |
| | | Discordance (?) | - Foraminifères Planctoniques Benthique : <i>Globorotalia margaritae</i> . - Nannoplanctons Calcaires : <i>Ceratolithus acutus</i> , | |
| M E S S I N I E N | Unit IV : Marne gris bleu | - Marne gris bleu | - Ostracodes (<i>Cypreideis</i> , <i>Loxoconcha sp.1</i> , <i>Loxoconcha muelleri</i> (remaniés), <i>Loxoconcha sp.2.</i> , <i>Tyrrhenocythere pontica</i> , <i>Amnicythere</i> , <i>A. propinqua</i>). | a) - Grains de quartz "émoussés, luisants" s |
| | | - Marnes gris bleu | - Ostracodes : <i>Loxocorniculina djafarovi</i> , <i>Euxinocythere praeabaquana</i> , <i>Amnicythere sp.</i> , <i>Cytherura pyrama</i> , <i>Tyrrhenocythere cf. ruggierii</i> , <i>Loxoconcha muelleri</i> . -Foraminifères benthiques (<i>Ammonia sp.</i>) : <i>Orbulina</i> , <i>Globigerinoides</i> , ... | - Grains de quartz "émoussés, luisants" |
| | Discordance ? | | | |
| | Unit III : Argile Sableuse et Grès (43 m) | -Alternance d'argiles sableuses et grès (42 m) avec un pendage d'environ 30° NW, bordé à la base par une discordance (conglomérats). Discordance (érosion) | <i>Chara cf. ? hispida</i> avec des ostracodes remaniés. | - Stratification horizontale, oblique, (HCS) et stratification entrecroisée. - Grains de quartz " Rond rt luisant ". |
| | Unit II : Limon gris brun (6 m) | -Limon gris à brun avec 6 m d'épaisseur (T01 to T07). Discordance | - La présence de quelques coquilles de valves lisses d'ostracodes (<i>Cypreideis</i>). - <i>Chara cf. ? hispida</i> . | - Grains de quartz "Ronds, mats". |
| | Unit I : Gypse | | Gypses | |

S5

| Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim | | | |
|------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères |
| PLAISAN- CIEN | Unit IV : Alternance des barres gréseuse et marnes sableuses (47 m) | --Alternance de barres gréseuses, d'horizons marneux, marnes sableuses et des horizons lumachelliques. | -Bivalves (Ostreidae: <i>Hyotissa hyotis</i> ; Pectenidae), Gastropodes, Scaphopodes, traces d'activités biologiques . - Foraminifères planctoniques : <i>Globorotalia</i> aff. <i>crotonensis</i> in the sandy marls (Mazzola, 1971). - Nannofossiles calcaires : <i>Braarudosphaera bigelowii</i> , <i>Calcidiscus macintyreii</i> , <i>C. pelagicus</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. tamalis</i> , <i>D. variabilis</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> , <i>Rhabdosphaera procera</i> , <i>Scyphosphaera campanula</i> , <i>Scyphosphaera pulcherrima</i> et <i>Sphenolithus abies</i> . |
| | Unit III : Marne bleue et blanche (168 m) | - Marnes bleues et blanchâtres | - Nannofossiles calcaire (Echantillons 23 – 49) : <i>Amaurolithus delicatus</i> , <i>A. primus</i> , <i>Discoaster asymmetricus</i> , <i>D. brouweri</i> , <i>D. surculus</i> , <i>D. tamalis</i> , <i>Helicosphaera sellii</i> , <i>Reticulofenestra cisnerosii</i> , <i>R. pseudoumbilicus</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. neoabies</i> . - Macrofaune (l'échantillon 19) : Bivalves avec un test fin blanchâtre (essentiellement Veneridae), progressivement enrichi vers le haut : Ostreidae (<i>Anadara diluvii</i> , <i>Pelecycora</i>), Pectinidae, radioles d'oursin, pinces de crabe, Gastropodes, Scaphopodes (<i>dentalia</i> sp.) et polypiers (<i>Ceratotrochus</i> (<i>Edwardsotrochus</i>) <i>pentaradiatus</i>). - Nannofossiles calcaires (l'échantillon 07 – 19) : <i>Amaurolithus delicatus</i> , <i>A.s primus</i> , <i>Ceratolithus acutus</i> , <i>C. armatus</i> , <i>C. rugosus</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. surculus</i> , <i>D.r tamalis</i> , <i>H. sellii</i> , <i>R. cisnerosii</i> , <i>R. pseudoumbilicus</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. neoabies</i> . - (l'échantillons 23- 49) : -Ostracodes : <i>Aurila</i> , <i>Loxochoncha</i> , <i>Cytherella</i> , <i>Cytheropteron</i> , ... - Foraminifères planctoniques et benthiques : *(l'échantillons 41-49) : <i>Ammonia</i> sp., *(l'échantillons 29-49) : <i>G. punctulata</i> , <i>G.padana</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . *(l'échantillon 23) : <i>G. punctulata</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . - Foraminifères planctoniques et benthiques (l'échantillons 09 – 17) : <i>G. margaritae</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> ;(l'échantillon 19) : petits <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . |
| MESSI- NIEN | Unit II : Marne sableuse (14 m) | - Marnes sableuses jaunâtres à grisâtres. Discordance | - Nannofossiles calcaires (l'échantillon 01 – 06) : <i>Calcidiscus leptoporus</i> , <i>Calcidiscus macintyreii</i> , <i>Coccolithus miopelagicus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Discoaster surculus</i> , <i>Discoaster variabilis</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Lithostromation perdurum</i> , <i>Pontosphaera japonica</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> et <i>Sphenolithus abies</i> . - Foraminifères planctoniques (l'échantillon 03 – 06) : <i>G. margaritae</i> , <i>Globigerinoides</i> , <i>Globigerina</i> , <i>Globorotalia</i> . - Ostracodes (<i>Cypredies</i>). |
| | Unit I : Gypse | | Gypse |

| Coupe de Djebel Kaskas | | | |
|-------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères |
| ZANC-LEEN | Unit III : Marne / Marne calcaire et Grès (60 m) | -Grès en plaquettes -Marnes jaunâtres alternées avec des bancs de marnes calcaires jaunes. -Marne grises <p style="text-align: center;"><i>Discordance</i></p> | -Bivalves -Bivalves - Foraminifères planctoniques : <i>G. puncticulata</i> , <i>G. puncticulata padana</i> , <i>Globigerinoides</i> , groupe <i>Neogloboquadrina</i> , <i>Globigerina</i> , entre autres). -Nannoplanctons : <i>R. pseudoumbilicus</i> , <i>Discoaster asymmetricus</i> et <i>D. tamalis</i> . |
| MESSI-NIEN | Unit II : Sables – Grès -Conglomérat (20) | - Marnes vertes - Conglomérats hétérogènes à gros blocs, et grès -Grès grossiers et des marnes sableuses. -Sables jaunâtres contenant des poches de marnes blanches. <p style="text-align: center;"><i>Discordance</i></p> | -Les ostracodes : <i>Cyprideis</i> , <i>Loxoconcha sp.</i> , <i>Loxoconcha sp. L. muelleri</i> , <i>Loxoconcha eichwaldi</i> , -Charophytes. -Ostracodes : <i>Cyprideis</i> , <i>Loxoconcha sp.</i> , <i>Loxoconcha sp.</i> , <i>Loxoconcha muelleri</i> |
| | Unit I : Gypse | | Gypse |

S7

| Coupe d'El Hsasna | | | |
|-------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Etages | Subdivision Stratigraphique & type de faciès | Lithologie | Contenants Fossillères |
| ZANC- LEEN | Unit III : Grès grossiers (0.5m) | -Grès grossiers à des croûtes rougeâtres à débris de coquilles. <i>Discordance</i> | -Bivalves |
| | Unit II : Marnes /grès calcaires (2.5 m) | - Une alternance des marnes sableuses et grès calcaires. - Marnes vertes <i>Discordance</i> | - <i>Terebratulla</i> , oursins, scaphopodes et débris de coquilles -Foraminifères planctoniques : <i>G. puncticulata</i> , <i>Globigerinoides</i> , groupe <i>Globorotalia</i> et <i>Globigerina</i> , associés avec des charophytes. |
| MESSI- NIEN | Unit I : Gypse | | Gypse |