

Évolution des séries silicoclastiques miocènes en Tunisie centrale : Cas de la coupe de Khechem El Artsouma

Hanene BELGHITHI ^{1, 2, 3}

Frédéric BOULVAIN ^{1, 4}

Chokri YAICH ^{2, 5}

Anne-Christine DA SILVA ^{1, 6}

Résumé : En Tunisie, au cours du Miocène, suite à la phase de plissement NE-SW (direction atlasique), les dépôts silicoclastiques sont mis en place dans un environnement deltaïque au sud-ouest et une plate-forme marine interne au nord-est du pays. Dans cet article, nous présentons la coupe de Khechem El Artsouma, du Miocène, qui est représentative des dépôts de Tunisie centrale. Cette zone est particulièrement intéressante car elle correspond à la zone de transition entre les dépôts de delta et marins peu profonds. Nous proposons une combinaison de techniques telles que l'analyse des faciès, la susceptibilité magnétique et la mesure de la teneur en carbonate pour améliorer l'interprétation et la reconstruction des paléo-environnements et de leur évolution au cours du Miocène. Huit faciès sont identifiés, situés dans un domaine fluvial, lagunaire et un domaine de plage. Les dépôts de la Formation Ain Grab (Langhien) sont interprétés comme déposés en phase transgressive, suivis par les dépôts de la Formation de Béglia (Serravallien) en phase régressive. La Formation de Saouaf (Serravallien-Tortonien inférieur) correspond à une phase transgressive et régressive. La coupe Khechem El Artsouma permet de proposer un modèle sédimentaire pour les dépôts du Miocène de la zone de transition en Tunisie centrale.

Mots-clefs :

- Miocène ;
- Tunisie ;
- environnements de dépôt ;
- faciès ;
- susceptibilité magnétique.

Citation: BELGHITHI H., BOULVAIN F., YAICH C. & DA SILVA A.C. (2016).- Évolution des séries silicoclastiques miocènes en Tunisie centrale : Cas de la coupe de Khechem El Artsouma.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 16, no. 23, p. 557-568.

Abstract: Evolution of Miocene siliciclastic deposits in central Tunisia: Case study of the Khechem El Artsouma section.- After a NE-SW folding phase (Atlasic direction) during the Miocene, siliciclastic sediments from a deltaic environment were deposited in the south-western part of Tunisia while an internal offshore platform formed in the north-eastern part of the country. In this paper we focus on the Khechem El Artsouma Miocene section which is representative of central Tunisia deposits. This area is particularly interesting to study, because it corresponds to a transition zone between deltaic and shallow marine deposits. Facies analysis, magnetic susceptibility measurements and carbonate content measurements are combined to propose a reconstruction of the paleoenvironments and their evolution through the Miocene. Eight facies are identified, from fluvial, swamp and evaporitic lagoon environments to shore environments. The deposits of the Ain Grab Formation (Langhian) are interpreted as transgressive, followed by the Beglia Formation (Serravalian), which are interpreted as regressive. The whole Saouaf formation (Upper Serravalian - Lower Tortonian) corresponds to a transgressive and regressive sequence. The Djebel Khechem El Artsouma section permits the proposal of a complete sedimentary model for the Miocene deposits from this central Tunisia transition zone.

Key-words:

- Miocene;
- Tunisia;
- sedimentary environments;
- facies;
- magnetic susceptibility.

¹ *Pétrologie sédimentaire, B20, Université de Liège, Sart-Tilman 4000, Liège (Belgique)*

² *Laboratoire de dynamique sédimentaire et environnement, École Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Route de Soukra km 4 - 3038 Sfax (Tunisie)*

³ hbelghithi@student.ulg.ac.be; belghithihanene@gmail.com

⁴ fboulvain@ulg.ac.be

⁵ chokriyaich@gmail.com

⁶ *Paleomagnetism, Fort Hoofddijk, Utrecht University, Utrecht (Pays-Bas)*
ac.dasilva@ulg.ac.be

Manuscrit en ligne depuis le 12 décembre 2016

[Éditeur : Bruno GRANIER]

1. Introduction

Le Miocène correspond à une période charnière, d'intense activité tectonique, au cours de laquelle se sont formés les Alpes, les Apennins et la Chaîne Atlasique (EL EUCH, 2007). Le nord de la Tunisie a d'abord été soumis à une tectonique tangentielle liée à la Formation de la chaîne alpine. D'épaisses séries molassiques (centaines de mètres), dominés par des sédiments silicoclastiques se sont accumulées pendant et après la phase de plissement (ROUVIER, 1977, in BENSALÉM, 2005; BUROLLET & BISMUTH, 1993). Des études générales ont été effectuées et différents modèles sédimentaires ont été proposés pour ces séries molassiques (BENSALÉM, 1992, 1993; JEDDI, 1993; BEDIR *et al.*, 1996; MANNAI-TAYECH, 1996). MANNAI-TAYECH (2006a) propose une reconstitution des environnements de dépôt, dominés par des faciès fluviodeltaïques et alluviaux au sud-ouest de la Tunisie, passant à une plate-forme interne au nord-est. BOUJAMAOU (2000) décrit une succession d'environnements du sud au nord, allant de dépôts de delta proximal vers un dépôt de plate-forme, en passant par celui d'un delta distal au sein de la Formation Beglia. Les dépôts du Miocène de la Tunisie présentent un intérêt économique considérable, car ils forment dans de nombreux cas d'excellents réservoirs pétroliers (BUROLLET, 1967; BEN HAJ ALI *et al.*, 1998; MANNAI-TAYECH, 2006b; EL EUCH, 2007). Malgré la connaissance du contexte sédimentaire global, la stratigraphie et les corrélations entre les successions sédimentaires du Miocène de la Tunisie centrale ainsi que les variations spatio-temporelles de faciès, des discontinuités (d'origine tectonique et/ou eustatique) et les variations eustatiques, sont mal comprises. Le présent travail s'intéresse aux sédiments sableux à argileux du Miocène en Tunisie centrale. La coupe Khechem El Artsouma est sélectionnée pour cette étude car elle recoupe un long intervalle stratigraphique du Miocène couvrant le Burdigalien supérieur au Tortonien supérieur : Les formations Grijima, Ain Grab, Beglia, Saouaf et Ségui. Nous proposons une étude sédimentologique associée à des mesures de susceptibilité magnétique et de calcimétrie, afin de dresser un modèle sédimentaire plus précis des environnements de dépôt, ainsi que la nature et la géométrie de ceux-ci et de leurs variations au cours du temps.

2. Cadre géologique

Depuis le Miocène inférieur jusqu'au Quaternaire, la géologie de la Tunisie est contrôlée par des systèmes de subduction-collision, suite à la convergence des plaques africaine et eurasiatique (CHIHI & PHILIP, 1999). Le domaine atlasopélagique comprend l'Atlas Central et le Domaine Oriental et est limité par deux domaines structuraux, l'Atlas Sud et l'Atlas Méridional (Fig. 1). Le domaine situé au sud, qui fait partie de la plate-forme saharienne est stable, alors

que le domaine situé au nord est un domaine tellien instable (BUROLLET, 1956). Le djebel Khechem El Artsouma situé dans le domaine atlasopélagique montre un pli anticlinal dissymétrique de direction N45°E faillé (YAICH, 1984). La coupe étudiée (coordonnées 35°1'57,95"N ; 9°53'25,65"E) se situe sur le flanc sud est de cet anticlinal, qui montre des pendages entre 20° et 75° et SE.

La série Oligocène à Miocène moyen est essentiellement détritique. Depuis l'Aquitanién, des dépôts deltaïques se sont mis en place en Tunisie centrale, passant à des dépôts prodeltaïques et marins peu profond au nord-est du pays. Ensuite, un système fluviatile peu sinueux, voire en tresses s'installe et est accompagné de dépôts fluviatiles, de plaines marécageuses, alluviales et deltaïques (YAICH *et al.*, 2000).

La Formation Grijima est attribuée au Burdigalien supérieur sur base de la présence de la biozone à foraminifères planctoniques N7 comprenant *Globigerinatella insueta* / *Globigerinoides trilobus*. Elle se compose de dépôts fluviatiles, de plaine marécageuse, alluviale et deltaïque (YAICH *et al.*, 2000). Ensuite, la Formation Ain Grab se compose d'une barre de calcaire à base conglomératique, comprenant localement des inter-lits argileux. Cette formation est riche en coquilles de lamellibranches (essentiellement des pectens), en échinodermes, bryozoaires et foraminifères planctoniques (BUROLLET, 1956). La présence d'*Orbulina suturalis* indique un âge Langhien (BUROLLET, 1956). La série est interprétée comme transgressive par MANNAI-TAYECH (2006a) et s'enrichit en apports détritiques vers le centre du pays (MANNAI-TAYECH, 2006a). La transgression se poursuit et se traduit au début du Langhien supérieur par le dépôt de la Formation Mahmoud caractérisée par des argiles gris-verdâtres glauconifères en Tunisie centrale. Ces argiles peuvent présenter à leur sommet des intercalations de gypse et/ou de sables très fins (BLONDEL, 1991). En Tunisie centrale, un faciès plus sableux que dans le nord du pays se développe, ce qui souligne l'influence détritique venant du sud et du sud-ouest (MANNAI-TAYECH, 2006b). Cette formation est en lacune et non visible au sein de la coupe Khechem El Artsouma. La Formation Beglia, d'âge Serravallien, est à dominance de bancs gréseux avec des alternances argilo-sableuses. Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts de domaine fluviodeltaïque (MANNAI-TAYECH, 2006a). La Formation de Saouaf présente des alternances d'épais niveaux argileux et de barres gréseuses (BENSALÉM, 1992, 1997, 2002). Ces alternances peuvent montrer des intercalations de niveaux à lamellibranches (*Ostrea*), ainsi que des niveaux de lignite principalement dans sa partie médiane. Cette série est d'âge Serravallien terminal à sa base, et se termine au Tortonien inférieur

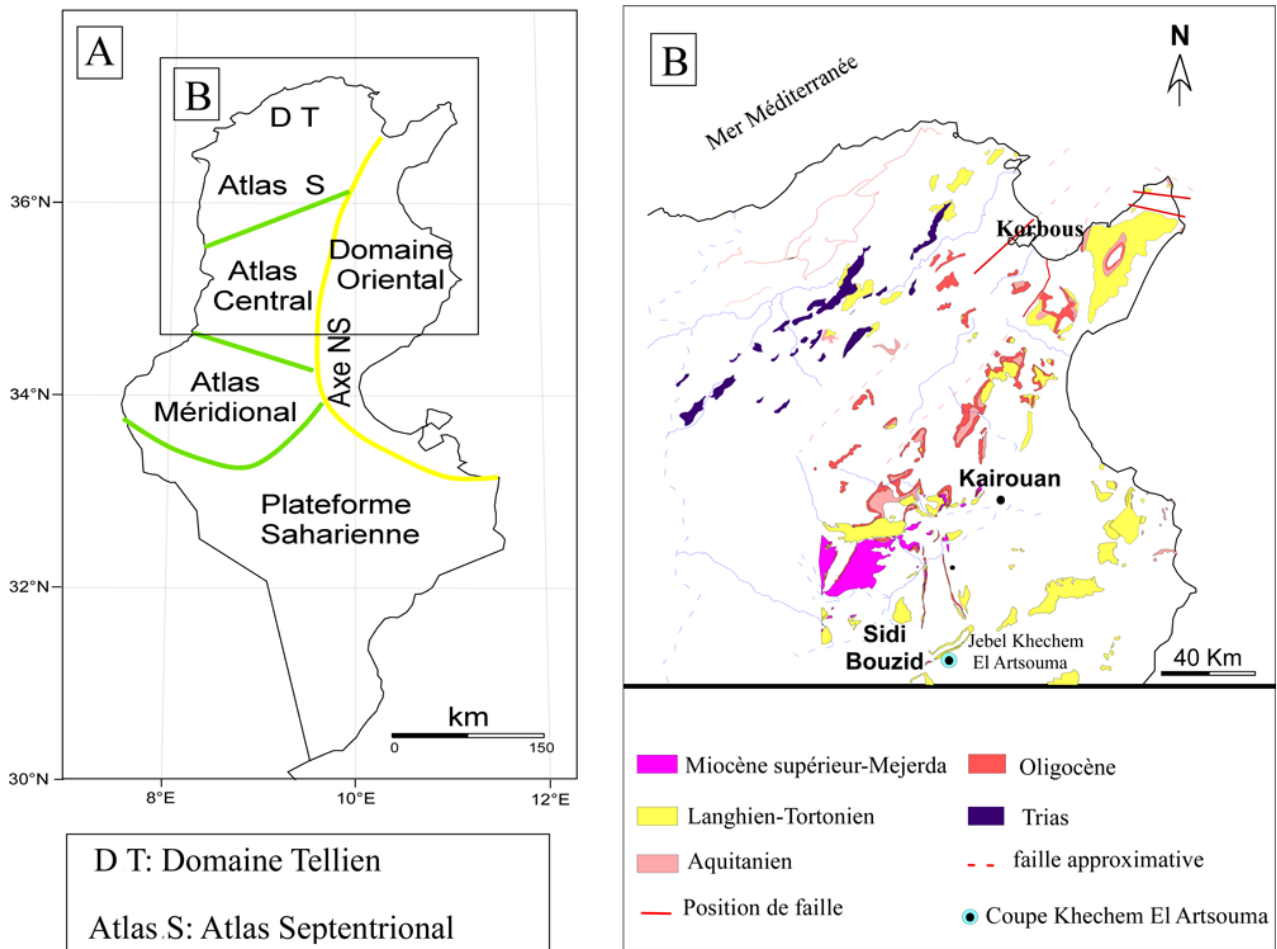


Figure 1 : **A)** Les différents domaines géologiques en Tunisie et localisation de la zone d'étude ; **B)** Carte géologique du nord de la Tunisie et localisation détaillée de la coupe de Khechem El Artsouma.

(*Orbulina universa*, BESÈME, 1980, in BENSELEM, 1992). La Formation Ségui montre, en Tunisie centrale, une discordance basale nette qui correspond à une chute eustatique au Tortonien (MANNAI-TAYECH, 2006a).

3. Méthodes

Un levé banc par banc a été réalisé, ainsi que des observations de terrain détaillées et un échantillonnage tous les 25 cm à 1 m (97 échantillons au total). Ces échantillons ont été utilisés pour les observations pétrologiques, les mesures de susceptibilité magnétique et la calcimétrie.

Sédimentologie : Les descriptions de terrain se sont concentrées essentiellement sur les figures sédimentaires, les discontinuités, l'évolution verticale des faciès et la présence/absence et description de bioclastes. De plus, les sédiments ont été observés au microscope binoculaire, pour déterminer la nature des grains, leur taille, leur arrondi et la couleur des faciès et la proportion des différentes fractions minérales. L'ensemble de ces paramètres permet de comprendre la dynamique et les processus sédimentaires qui régissent la mise en place et l'évolution des dépôts.

Calcimétrie : Les analyses de calcimétrie ont été effectuées au sein du laboratoire Dynamique Sédimentaire et Environnement à l'Université de Sfax. La mesure de calcimétrie s'obtient en mesurant la quantité de dioxyde de carbone dégagée lors de la réaction d'une quantité connue de sédiment avec de l'acide à l'aide d'un Calcimètre Bernard. Le dosage des carbonates se fait avec 0,5 g d'échantillon séché, broyé et placé avec un tube d'acide chlorhydrique dans un erlenmeyer.

Susceptibilité magnétique : La susceptibilité magnétique (SM) est classiquement utilisée comme outil de corrélation (e.g., ELLWOOD *et al.*, 2000), mais également comme indicateur du niveau marin et/ou du climat, essentiellement au sein des séries carbonatées marine (RACKI *et al.*, 2002 ; MABILLE *et al.*, 2008 ; DA SILVA *et al.*, 2013, 2015 ; WHALEN & DAY, 2010). Les mesures de SM ont été essentiellement utilisées dans ce travail pour mieux comprendre leur lien avec les paléo-environnements, au sein de ces séries peu profondes silicoclastiques. Les mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées sur le susceptomètre KLY-3 Kappabridge (AGICO) du laboratoire de Pétrologie Sédimentaire à l'Université de Liège. La susceptibilité magnétique massique correspond à la moyenne de trois

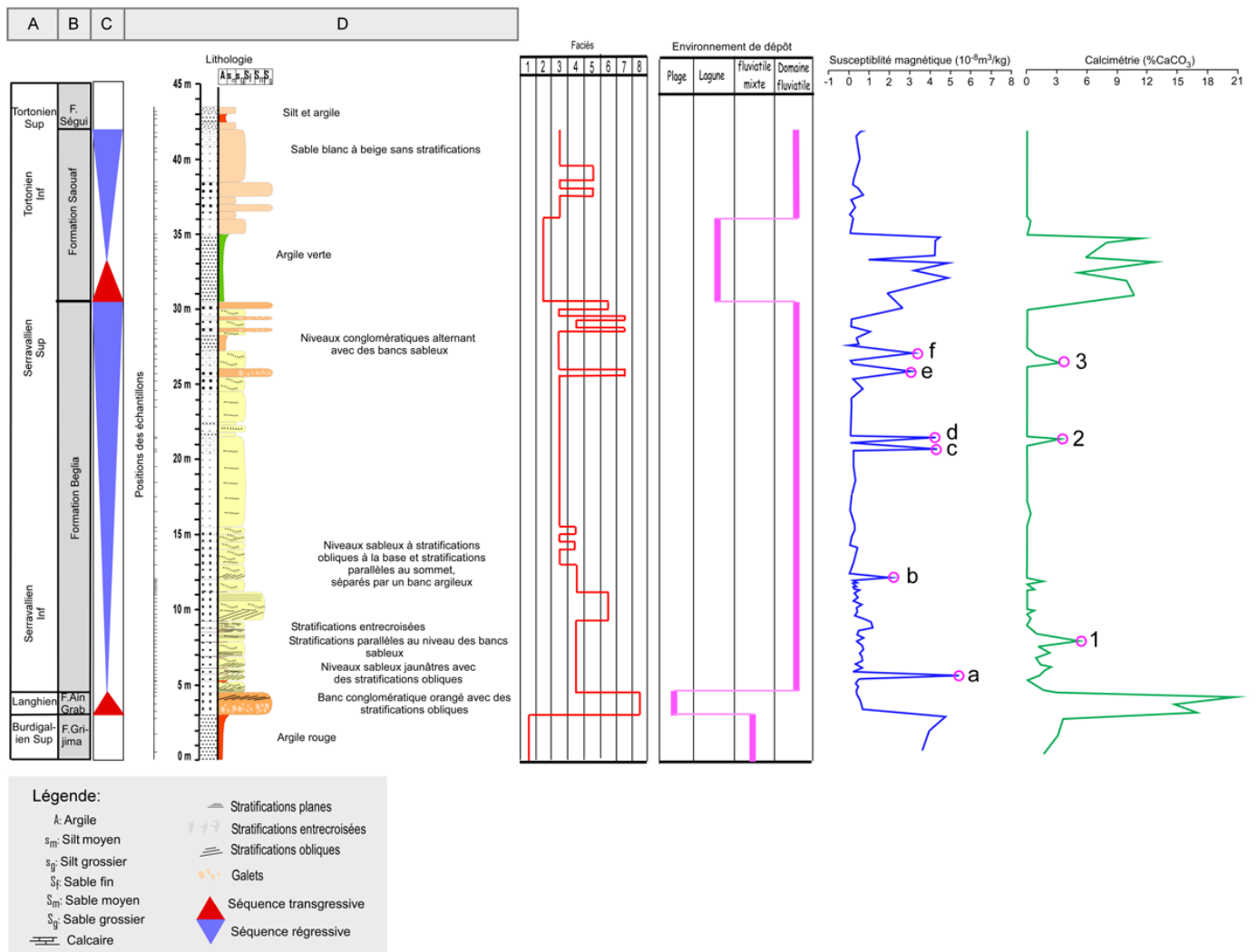


Figure 2 : Coupe de Khechem El Artsouma en Tunisie centrale comprenant : **A)** Stratigraphie des étages du Miocène de la coupe de Khechem El Artsouma issue de la compilation des travaux de BUROLLET, 1956 ; BENSALÉM, 1992, 1997, 2002 ; YAICH *et al.*, 2000, et MANNAI-TAYECH, 2006a ; **B)** Formations stratigraphiques ; **C)** Interprétation des variations du niveau marin ; **D)** Colonne lithologique reportée face à l'échelle métrique avec indication des lithologies dominantes et la position des échantillons. La partie droite de la figure montre l'évolution des faciès, des environnements de dépôts, de la susceptibilité magnétique et de la calcimétrie. **a-f** : Pics principaux de SM au sein de la Formation de Beglia ; **1-3** : Valeurs maximales en CaCO₃ au sein de la Formation de Beglia.

mesures effectuées pour chaque échantillon de 10 g de poids minimum, versé directement dans le porte échantillon, et divisée par le poids de cet échantillon, pesé avec une balance de précision de 0,01g.

4. Résultats et interprétations

Description de la coupe de Kechem El Artsouma.

La coupe de Khechem El Artsouma mesure 43,5 m et s'étend du Burdigalien supérieur au Tortonien supérieur (BUROLLET, 1956 ; BLONDEL, 1991 ; BENSALÉM, 1992 ; YAICH *et al.*, 2000) (Fig. 2) et comprend dans l'ordre stratigraphique plusieurs formations sédimentaires de la base vers le sommet :

Le sommet de la Formation Grijima (0 à 3 m, Burdigalien, YAICH *et al.*, 2000) est représenté au sein de la coupe de Khechem El

Artsouma (Fig. 2.D) par un banc d'argile rouge dépourvu de fossiles et de figures sédimentaires. Il est directement suivis par la Formation Ain Grab (3 à 4,5 m, Langhien, BUROLLET, 1956) formée par un banc de 1,5 m de sable grossier, avec à sa base un niveau micro-conglomératique dont les éléments quartzueux (≥ 2 mm) sont arrondis à subanguleux. La partie supérieure formée de sables grossiers comprend des stratifications obliques (pente 15°). Ensuite la Formation Beglia (4,5 à 30,5 m, Serravallien, BENSALÉM, 1992) débute par des silts grossiers (sur 4,75 m) suivis par une succession de niveaux sableux d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de granulométrie variable alternant avec des niveaux d'argiles. La formation se poursuit par une alternance de bancs sableux et de niveaux centimétriques conglomératiques avec un niveau métrique d'argile (de 27 m à 28 m, cf. Fig. 2.D). La base de la formation (4,5 à 13 m)

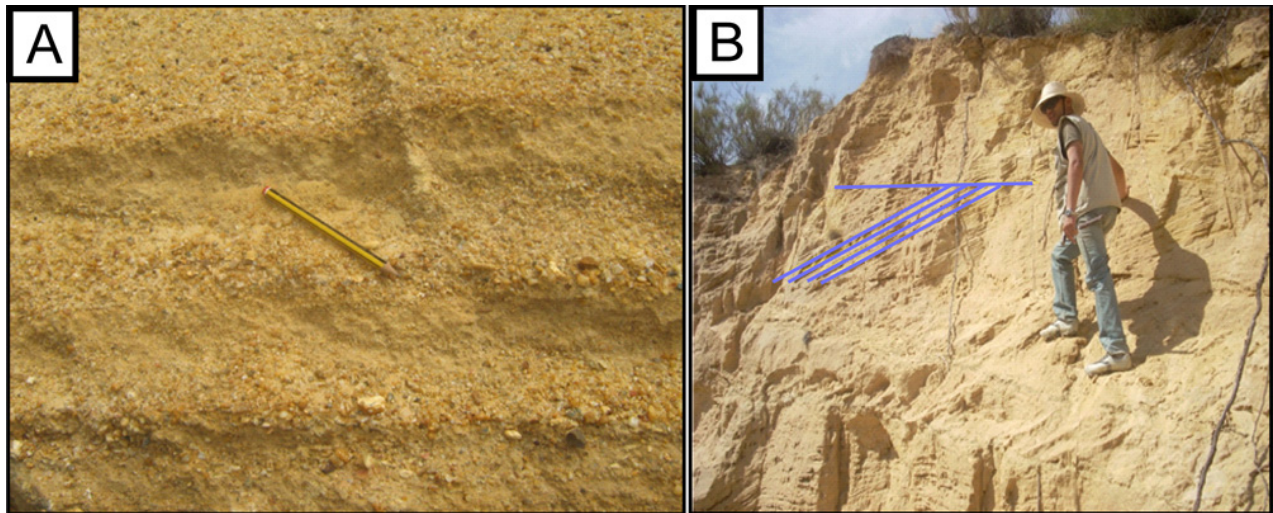


Figure 3 : Figures sédimentaires au niveau de la Formation Beglia. **A.** Faciès 3 : Séquence fluviatile ; **B.** Faciès 4 : Stratifications obliques.

montre une série de stratifications planes et obliques et des stratifications entrecroisées et la seconde partie (13 à 30,5 m), des stratifications planes uniquement.

La Formation Saouaf (30,5 à 42 m, Serravallien supérieur à Tortonien inférieur (BENSALEM, 1992) débute par une argile verte (4,5 m d'épaisseur) suivie d'une série de bancs de sable de granulométrie variable sans structures sédimentaires visibles. La discordance observée sur d'autres coupes en Tunisie centrale (coupe synthétique de MANNAI-TAYECH, 2006b) à la base de la Formation Segui (42 à 43,5 m, Tortonien supérieur à Messinien, MANNAI-TAYECH, 2006a), n'a pas été observée sur la coupe de Kechem El Artsouma.

Description des faciès

La coupe Khechem El Artsouma (Fig. 2) montre un ensemble de sédiments représentés par huit faciès organisés par ordre granulométrique, du plus fin au plus grossier (synthèse dans le Tableau 1) :

Faciès 1 - Argile rouge dont la coloration est due à des oxydes de fer.

Faciès 2 - Argile carbonatée verte.

Faciès 3 - Silt moyen et sableux jaunâtre à orangé, mal classé. La fraction fine (~70% de la roche) est constituée de grains de quartz dont le diamètre varie de 0,02 à 0,04 mm; les grains sont translucides et ont une forme subarrondie à arrondie. La fraction grossière (~30%) montre des grains dont la taille est principalement comprise entre 0,1 et 0,3 mm, mais dont certains (~10%) atteignent exceptionnellement 1,1 mm. Ces grains ont souvent un aspect émoussé et luisant et une forme subangulaire à arrondie. Les grains sont organisés sous forme de séquences centimétriques grano-décroissantes dans certains niveaux (Fig. 3.A). Ce faciès présente quelques niveaux millimétriques (~2 mm) d'argile verte (non carbonatée).

Faciès 4 - Silt grossier et sableux, mal classé, de couleur jaunâtre constitué de deux fractions. La fraction fine (0,04 mm) représente ~60% du sédiment, elle est de couleur jaunâtre et comporte des grains de quartz arrondis. La fraction grossière (~40% du sédiment) présente des grains entre 0,06 et 0,4 mm, elle est de couleur beige, orangée et rose avec des grains de quartz translucides, arrondis à subangulaires. Ce sédiment comprend soit des stratifications horizontales parallèles surmontées par des stratifications obliques (Fig. 3.B), des stratifications légèrement obliques, ou des stratifications entrecroisées sur l'ensemble des bancs. On observe quelques niveaux millimétriques (~2 mm) d'argile verte.

Faciès 5 - Sable très fin jaunâtre mal classé. La fraction la plus grossière (~60% du sédiment) est constituée de grains de diamètre variable entre 0,01 et $\geq 0,08$ mm, jaunâtres et transparents, d'un aspect émoussé, luisant et de forme subarrondie à arrondie. La fraction fine (~40%) est composée de grains de quartz de taille moyenne proche de 0,02 mm, jaunâtres à orangés et subanguleux à arrondis.

Faciès 6 - Sable fin silteux jaunâtre et orangé, mal classé. La fraction la plus grossière (~60 % du sédiment) est de ~0,08 mm en moyenne et certains grains (~15%) atteignent ~1,3 mm. Cette fraction grossière est composée de grains de quartz de couleur jaunâtre et orangée, subanguleux à arrondis. La fraction fine (~40 %) est de couleur jaunâtre avec des grains $\leq 0,02$ mm de forme subangulaire à arrondie. Ces bancs présentent à leur base des stratifications obliques, surmontées par des stratifications horizontales parallèles. On observe également la présence d'une séquence grano-décroissante d'épaisseur métrique.

Tableau 1 : Description des faciès, classement, granulométrie, arrondi et sphéricité des grains, couleurs et interprétation.

N°	Nom	Classement	Proportion	Granulométrie (mm)	Arrondi	Couleur	Faciès, associations de faciès (AF) et interprétation
1	Argile rouge	Bon				Rouge	F mixte (II) : Dépôt fluviatile, plaine marécageuse, alluviale et deltaïque
2	Argile verte	Bon				Verte	Faciès de lagune évaporitique (III) : lagune
3	Silt moyen et sableux jaunâtre à orangé	Mauvais	~70%	0,02-0,04	Subarrondi à arrondi	Luisant jaune-orangé-brun et transparent	AF fluviatile (I) : barres sableuses ou levées de chenaux
			~30%	0,1-1,1	Subarrondi à arrondi	Jaunâtre, orangé et transparent luisant	
4	Silt grossier et sableux	Mauvais	~60%	0,02-0,04	Arrondi	Jaunâtre	AF fluviatile (I) : barres sableuses et plaine alluviale
			~40%	0,06-0,4	Subangulaire à arrondi	Beige, transparent, orangé et rose luisant	
5	Sable très fin silteux jaunâtre et orangé	Mauvais	~40%	0,01-0,02	Subarrondi à arrondi	Jaunâtre à orangé	AF fluviatile (I) : chenal
			~60%	0,01-≥0,08	Subangulaire à arrondi	Jaunâtre, transparent et luisant	
6	Sable fin jaunâtre	Mauvais	~40%	0,02	Subangulaire à arrondi	Jaunâtre	AF fluviatile (I) : chenal
			~60%	0,08 (15% de 1,3mm)	Subangulaire à arrondi	Jaunâtre et orangé	
7	Sable grossier beige à orangé	Mauvais	~30%	> 0,4	Arrondi	Jaunâtre, orangé et transparent	AF fluviatile (I) : chenal
			~70%	0,06-0,8	Subarrondi à arrondi	Beige à orangé	
8	Sable très grossier			1	Subarrondi	Orangé	Faciès de plage (IV) : plage
				2		Jaunâtre	

Faciès 7 - Sable grossier beige à orangé, mal classé. Les grains de la fraction fine (~30 % du sédiment) sont de forme subarrondie à arrondie, constitués de quartz jaunâtres, orangés et translucides. La fraction grossière (~70% du sédiment) est formée de sable de couleur beige, aux grains bien arrondis et de taille ~ 0,8 mm et renferme des galets (≥1 mm).

Faciès 8 - Sable très grossier micro-conglomératique orangé. La taille des grains de quartz est de l'ordre de 1 mm, avec des galets subarrondis de taille supérieure à 2 mm, jusqu'à 3 mm, de couleur jaunâtre. Des stratifications légèrement obliques s'observent au sommet du banc.

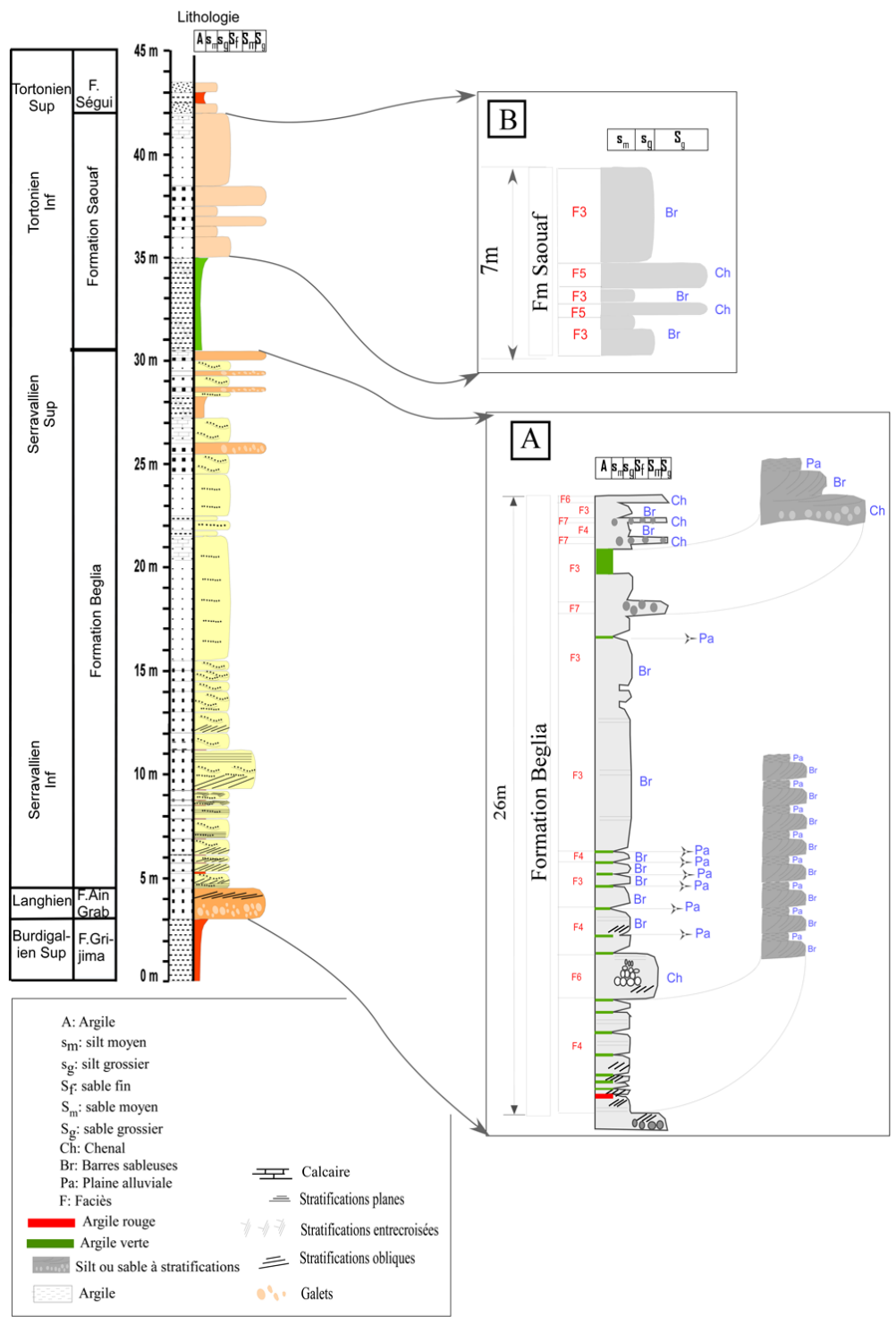
Faciès, associations de faciès et séquences

Association de faciès fluviatile (I)

Cette association (Fig. 4) est composée par des bancs centimétriques à métriques, constitués par des alternances des faciès F3, F4, F5, F6 et F7. La première succession fluviatile de 26 m correspond à la Formation de Beglia (Fig. 4.A), elle est caractérisée par des stratifications obliques. La deuxième succession fluviatile correspond à la partie supérieure de la Formation de Saouaf (Fig. 4.B).

Les sédiments moyens à grossiers sont représentés par deux faciès : F3 et F4 qui traduisent un transport en environnement fluviatile (BATES & JACKSON, 1980, in PERRY & JACKSON, 2007). Le dépôt, sous forme de séquences cen-

timétriques grano-décroissantes, est dû au ralentissement du courant sur les levées de chenaux. Les niveaux argileux qui s'intercalent constituent la plaine alluviale. Le faciès F4, traduit l'action d'un courant modéré à faible, dans un fleuve ou une rivière. Au moment de l'accumulation des sédiments lors des crues de débordement, le dépôt de bancs sableux stratifiés se produit à l'extérieur du chenal. Le faciès F3 et le faciès F4, caractérisé par des stratifications obliques, planes ou entrecroisées, correspondent à une transition de chenaux à la plaine alluviale. Le F5 comprend une fraction grossière (entre 0,01 et 0,08 mm) qui correspond probablement à un dépôt de charge de fond du chenal. Les grains de sable très fins du F6, de caractère translucide, témoignent du transport aquatique du sédiment (BIBEAU *et al.*, 2015). Le sédiment est classé en une fraction grossière (grains ≥ 0,06 mm) et une autre fraction fine (≤0,06 mm) probablement transportée en suspension. Ce faciès est relativement mal trié. Le faciès F6 présente des stratifications parallèles et obliques à la base des bancs. La présence d'une séquence plurimétrique (9,25 m – 11 m) grano-décroissante pourrait représenter un comblement de chenal. Le F7 est mal classé, caractérisé par la présence de galets correspondant aux bases de chenaux. En conclusion, le long de cette séquence fluviatile, les sédiments sont constitués par des alternances d'argile, silt et sable très fin, fin, grossier à très grossier dont l'évolution en terme lithologique constitue une succession de sé-



◀ **Figure 4 :** Schéma de l'association de faciès fluviale : **A.** Association de faciès fluviale au niveau de la Formation Beglia ; **B.** Association de faciès fluviale au niveau de la partie supérieure de la Formation Saouaf.

quences grano-décroissantes. Cette association de faciès (HUDSON-EDWARDS, 2007) constitue un système fluviale représenté par des chenaux (sable moyen à grossier : F5, F6 et F7) séparés par des barres sableuses (généralement caractérisées par des stratifications parallèles, obliques ou même entrecroisées, F3, F4 ; Fig. 4) qui alternent avec des dépôts argileux associés à la plaine d'inondation (MIALL, 1985, *in* MIALL, 2013, p. 25). Le deux types de systèmes fluviales les plus communs sont les systèmes en

tresses et les systèmes en méandres. Ces deux systèmes sont relativement difficiles à différencier, cependant, certains arguments peuvent être avancés dans notre cas d'étude pour supporter le cas d'un dépôt fluviale dans un domaine de rivière en tresses : (1) présence de stratifications parallèles, obliques et entrecroisées ; (2) dépôts argileux d'épaisseur très faible et en interlits entre les différents niveaux sableux ; (3) les crevasses splay, typiques d'un système en méandres n'ont pas été observés.

Le faciès du milieu mixte (II)

Ce faciès est de 3 m d'épaisseur, au sein de la Formation de Grijima (Fig. 2). Il s'agit d'une argile rouge. Le faciès est interprété par YAICH *et al.* (2000) comme un dépôt fluviatile, de plaine marécageuse, alluviale et deltaïque.

Faciès de lagune évaporitique (III)

Cet environnement de dépôt est représenté uniquement par le F2 (4,5 m d'épaisseur, Fig. 2) et correspond à la base de la Formation Saouaf. F2 est une argile verte riche en foraminifères planctoniques (*e.g.*, *Globorotalia turborotalia*, *Scitula gigantea* et des globigérines (HOOYBERGHS & BENSALÉM, 1999). Ces auteurs ont également montré la présence de niveaux à *Ostrea* et à lignite qui reflètent le caractère très peu profond de cette sédimentation à influence continentale. De plus, selon YAICH (1984), ce faciès est caractérisé par la présence de gypse feuilleté, typique d'un milieu lagunaire. Ce faciès peut être comparé aux sédiments actuels de la Lagune d'Ojo de Liebre (Mexique) (PIERRE & ORTLIEB, 1980) qui présente des minéraux évaporitiques semblables qui se développent dans un sédiment argilo-sableux.

Faciès de plage (IV)

Cet environnement de dépôt de plage, est représenté par F8 (1,5 m d'épaisseur, Fig. 2) et forme l'entière de la Formation d'Ain Grab. Ce faciès est constitué par un sable très grossier avec des graviers subarrondis à la base, traduisant un transport aquatique avec un hydrodynamisme fort. Il est surmonté par des stratifications légèrement obliques de sable grossier, preuve d'un hydrodynamisme plus faible. L'énergie variable témoigne d'une zone de transition ou de balancement de marées (YAICH *et al.*, 2000). D'une manière générale, l'étude des unités oligocènes et miocènes de Tunisie (YAICH *et al.*, 2000) montre que ce faciès est transgressif et matérialisé par un sédiment riche en foraminifères planctoniques (*Orbulina suturalis*) dans un environnement de plage.

Liens entre les faciès et associations de faciès et la calcimétrie (Fig. 2)

La Formation Grijima (0-3 m) montre des valeurs de l'ordre de 3,5 % en CaCO₃ pour le faciès mixte (II). La valeur maximale en CaCO₃ de 21 % est atteinte à la base de la Formation Ain Grab (4,25 m). Les valeurs restent élevées au sein de toute cette formation qui correspond au faciès sableux et micro-conglomératique, caractéristique des faciès de plage (IV). Ensuite, les bancs sableux alternent avec des niveaux centimétriques d'argiles de l'association de faciès fluviatile (I) de la Formation de Beglia, correspondent à une baisse de la teneur en carbonates jusqu'à disparaître, à l'exception des quelques pics ≤ 5 % (pics 1 à 3 sur la Fig. 2).

Le niveau argileux (30,5-35 m) du faciès lagunaire (III), de la partie basale de la Formation de Saouaf, est caractérisé par des teneurs en CaCO₃ moyennes comprises entre 4,5 et 13,1 %. La partie sommitale (35-43 m) de la Formation Saouaf représentée par des bancs sableux correspondant à l'association de faciès fluviatile (I) montre une proportion de carbonate de calcium réduite voire nulle.

Liens entre les faciès et associations de faciès et la susceptibilité magnétique

Les valeurs moyennes de susceptibilité magnétique pour l'ensemble de la coupe sont de l'ordre de $1,08 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Ce qui est plus faible que les valeurs données par le "MS marine standard", sur base de 11.000 échantillons de roches marines défini par ELLWOOD *et al.* (2011).

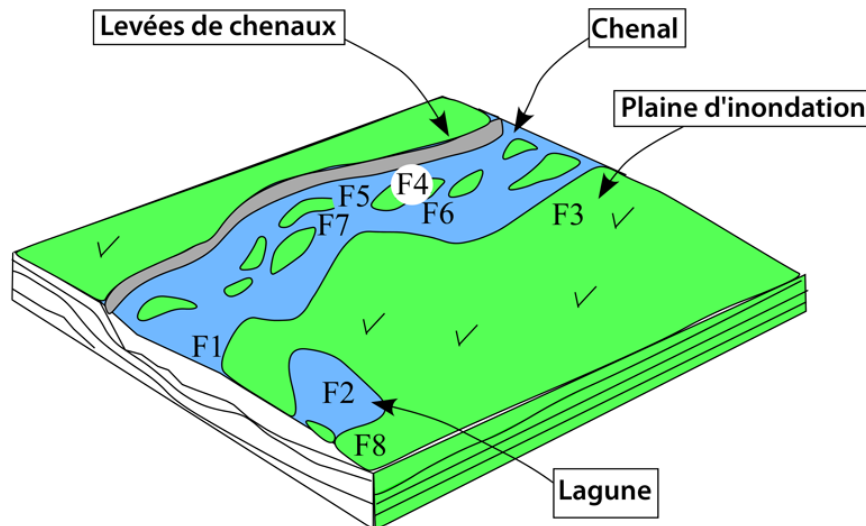
La courbe de susceptibilité magnétique montre des tendances qui sont généralement associées aux changements lithologiques de la coupe étudiée (Fig. 2). Les valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevées s'observent au sein de la Formation Grijima (valeurs situées entre $3,6 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ et $4,7 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) et dans la partie basale de la Formation Saouaf (valeurs situées entre $4,5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ et $4,9 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) et correspondent à des niveaux argileux. Les valeurs les plus faibles s'observent au niveau des faciès de l'association fluviatile, à dominance sableuse (F3, F4, F5, F6 et F7 ; Formation de Béglia et deuxième partie de la Formation de Saouaf) dont les valeurs de susceptibilité magnétique varient entre $-1,4 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3/\text{kg}$ et $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Des pics de susceptibilité magnétique s'observent au sein de la Formation Beglia (5,5 m ; 12 m ; 20,65 m ; 21,4 m ; 25,75 m et 27 m, pics a-f sur la Fig. 2). Comme mentionné, la Formation Beglia est dominée par des faciès sableux fluviatiles, avec quelques intervalles argileux. Ce sont ces intervalles argileux qui correspondent aux pics de susceptibilité magnétique.

5. Discussion

Évolution des faciès et variations du niveau marin

Les affleurements du Miocène au Djebel Khechem El Artsouma sont, essentiellement, représentés par un ensemble d'associations de faciès répartis dans l'espace entre un environnement de chenal de rivière en tresses et celui de plage (Fig. 5) : Une association de faciès fluviatile (I - F3, F4, F5, F6 et F7), un faciès mixte (II - F1), un faciès de lagune évaporitique (III - F2) et un faciès de plage (IV - F8).



◀ **Figure 5** : Les environnements de dépôts des différents faciès. Répartition des faciès de la coupe de Khechem El Artsouma:

- Mixte (II - F1)
- Lagune (III - F2)
- Fluviale (I - F3, F4, F5, F6 et F7)
- Plage (IV - F8)

Un modèle d'association fluviale similaire a été étudié dans le centre de l'Italie. BENVENUTI & DEL CONTE (2013) décrivent des faciès dans le bassin de Valdelsa, couvrant la période du Néogène au Quaternaire (Plaisancien supérieur – Gélasien inférieur). Le même type de succession fluviale caractérisée par une séquence rythmique bien développée et passant latéralement en continu à des niveaux de conglomérats, de grès et d'argile est observée. Les faciès fluviaux sont divisés en deux associations représentées par des dépôts de chenaux, et des dépôts de plaine alluviale organisés en une séquence régressive.

Le passage du faciès mixte (II) de la Formation Grijima au faciès de plage (IV) de la Formation Ain Grab correspond également à une transgression (*i.e.*, transgression langhienne, BUROLLET, 1956) (Fig. 2.C). La transition vers la Formation Beglia correspondant à la mise en place de l'association de faciès fluviale (I), marque une phase régressive. Elle est suivie par une deuxième transgression soulignée par un dépôt de faciès de lagune évaporitique (III) à la base de la Formation Saouaf. Un dépôt fluviale, représenté par l'association de faciès fluviale (I), marque une deuxième régression au sommet de la Formation Saouaf.

Susceptibilité magnétique, faciès et calcimétrie

Le Burdigalien supérieur qui constitue la Formation Grijima, est matérialisé par des dépôts fluviaux, de plaine marécageuse, alluviale et deltaïque (YAICH *et al.*, 2000) de faciès mixte (II) (Fig. 2) et montre un signal magnétique élevé avec des teneurs faibles en CaCO_3 . Suite à la transgression Langhienne, une barre sableuse se met en place, correspondant à la Formation d'Ain Grab (BUROLLET, 1956). Elle est représentée par un niveau micro-conglomératique à la base et des stratifications obliques au sommet, caractéristiques d'un faciès de plage (IV, Fig. 2), où s'enregistrent les teneurs les

plus élevées de CaCO_3 avec un signal magnétique faible mais positif.

La Formation Beglia est représentée par une association de faciès fluviale (I) (Fig. 4.A) qui comporte la répétition de séquences : Chenal (sable grossier) - banc de sable (silt moyen) - plaine alluviale (niveau argileux). Ces dépôts sont alimentés par un apport sédimentaire venant du sud-ouest du pays (MANNAI-TAYECH, 2006a). La susceptibilité magnétique et la teneur en CaCO_3 sont faibles voire nulles (Fig. 2), à l'exception de quelques pics sur les courbes de SM et CaCO_3 . A l'exception du pic e qui correspond à un niveau conglomératique, les pics a, b, c, d et f correspondent à des niveaux argileux. L'augmentation de la susceptibilité magnétique pourrait s'expliquer par l'augmentation en argile (l'argile étant plus fortement magnétique que la silice et le carbonate). Des observations similaires ont été réalisées au sein d'environnements de dépôts équivalents du Dévonien Inférieur (MICHEL, 2012).

Une transgression (Fig. 2.C) est soulignée par l'évolution du domaine fluviale de la Formation Beglia jusqu'au dépôt lagunaire de la base de la Formation Saouaf. La Formation Saouaf est représentée par un faciès lagunaire (III) et une association fluviale (I) (Fig. 4.B). À la base de cette formation, le niveau argileux correspond à une lagune évaporitique. Les valeurs de la susceptibilité magnétique et des pourcentages en carbonate sont élevées. HOYBERGHS & BENSALÉM (1999) ont observé, au sein d'autres coupes de Tunisie centrale, à la base de la Formation Saouaf, des valeurs en CaCO_3 généralement élevées, associées à la présence des foraminifères planctoniques. Ce lien n'a pas pu être confirmé pour notre cas d'étude. La partie sommitale de la Formation Saouaf montre des bancs sableux correspondant à l'association de faciès fluviale (I, Fig. 4.B), correspondant à un signal magnétique faible et une concentration en CaCO_3 nulle.

La Formation Ségui, sus-jacente à la Formation Saauf, montre en Tunisie centrale une discordance nette à sa base qui correspond à la chute eustatique majeure Tortonienne (MANNAI-TAYECH, 2006a), mais qui n'a pas été identifiée clairement au sein de notre coupe.

6. Conclusion

L'analyse sédimentologique, combinée à des mesures de la susceptibilité magnétique et la calcimétrie de la coupe de Khechem El Artsouma (Tunisie centrale, Miocène), a permis de reconstituer les faciès et les environnements sédimentaires. Le modèle sédimentologique proposé correspond à des faciès fluviaux, de plaine alluviale et marécageuse, de lagune évaporitique et de plage. La sédimentation s'est effectuée dans un milieu de type plate-forme silicoclastique dont les dépôts se sont développés dans un domaine fluvial alimenté par les apports sédimentaires venant du sud-ouest du pays.

L'analyse séquentielle montre une succession verticale des environnements de dépôt comprenant 2 séquences transgressives (Formation Ain Grab et base de la Formation Saauf) accompagnées par deux séquences régressives (Formation Beglia et sommet de la Formation Saauf). Nos résultats confirment le lien entre le signal magnétique, la teneur en carbonate et la lithologie. Les valeurs faibles de susceptibilité magnétique correspondent à des teneurs faibles en CaCO₃ et à un faciès sableux. Par contre, les valeurs élevées de la susceptibilité magnétique concordent avec l'augmentation de la proportion en argile.

La combinaison des méthodes utilisées (les observations sur le terrain, les observations au microscope binoculaire, la calcimétrie et la susceptibilité magnétique) sur cette coupe du Djebel Khechem El Artsouma en Tunisie centrale a permis de compléter le modèle sédimentologique et de montrer l'évolution des dépôts miocènes sur l'axe SW-NE.

Remerciements

Nous remercions vivement l'éditeur des *Carnets Geol.*, ainsi que les rapporteurs pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre travail et leurs suggestions et commentaires qui ont permis d'améliorer la qualité de cet article. Anne-Christine DA SILVA est financée par une bourse NWO (organisation de la recherche scientifique néerlandaise : Grant WE.210012.1).

Références bibliographiques

BÉDIR M., TLIG S., BOBIER C. & AISSAOUI N. (1996).- Sequence stratigraphy, basin dynamics and petroleum geology of the Miocene from Eastern Tunisia.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 80, n° 1, p. 63-81.

- BEN HAJ ALI M., CHIHI L. & RABHI M. (1998).- Le Néogène de Tunisie : Analyse comparative des séries stratigraphiques et rôle de la tectonique et de la halocinèse dans la genèse des bassins.- *Proceedings of the VI Tunisian Petroleum Exploration & Production Conference*, Tunis, p. 59-76.
- BENSALEM H. (1992, inédit).- Contribution de la géologie du Cap Bon, tectonique et sédimentologie.- Thèse de doctorat, Université de Tunis II, 102 p.
- BENSALEM H. (1993).- Lacunes et discontinuités dans la série néogène du Cap Bon : Contrôle tectonique et implications eustatiques. *In* : Stratigraphie du Néogène d'Afrique du Nord : Aspects structuraux et implications économiques.- *Interim Colloquium Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*, Barcelone, p. 31-32.
- BENSALEM H. (1997).- Carte géologique au 1/50 000 de Menzel Bou Zelfa.- Service géologique, Tunisie. URL : <http://www.onm.nat.tn/fr/pages/editions/cartes.pdf>
- BENSALEM H. (2002).- Notice explicative, carte géologique de la Tunisie au 1:50 000^{ème}, feuille n° 15, Tazoghrane.- Service géologique, Tunisie, 19 p. URL : <http://www.onm.nat.tn/fr/pages/editions/cartes.pdf>
- BENSALEM H. (2005).- Problèmes du Néogène tunisien. Recueil bibliographique.- Service géologique, Office National des Mines, Tunis, p. 1-14.
- BENVENUTI M. & DEL CONTE S. (2013).- Facies and sequence stratigraphic modeling of upper Pliocene-lower Pliocene fluvial succession (Valdelsa basin, Central Italy).- *Sedimentary Geology*, vol. 294, p. 303-314.
- BIBEAU P., DENTON D. & BURROUGHS A. (2015).- Ce que la rivière nous procurait. Archéologie et histoire de réservoir de l'Eastmain-1.- Musée canadien de l'Histoire et Presses de l'Université d'Ottawa, Collection Mercure, Archéologie, vol. 175, 659 p.
- BLONDEL T. (1991).- Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale : Biostratigraphie, paléoenvironnements et analyse séquentielle des formations du groupe Hajeb el Aioun intégré au contexte géodynamique, climatique et eustatique régional et global.- Thèse de Doctorat, Université de Genève, 409 p.
- BOUJAMAOU M. (2000, inédit).- Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale. Compilations de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques.- Thèse de Doctorat, Université de Tunis II, 201 p.
- BURROLLET P.F. (1956).- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale.- *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, 350 p.
- BURROLLET P.F. (1967).- Tertiary geology of Tunisia. *In* : MARTIN L. (ed.), *Guidebook to the geology and history of Tunisia*.- Petroleum

- Exploration Society of Libya, p. 215-255.
- BUROLLET P.F. & BISMUTH H. (1993).- Stratigraphie du Miocène de Tunisie : Acquis et problèmes en suspens. *In* : Stratigraphie du Néogène d'Afrique du Nord : Aspects structuraux et implications économiques.- Interim Colloquium Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Barcelone, 5 p.
- CHIH L. & PHILIP H. (1999).- Le bloc atlasopélagien : Place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire.- *Notes du Service géologique de Tunisie*, vol. 65, p. 49-61.
- DA SILVA A.-C., DE VLEESCHOUWER D., BOULVAIN F., CLAEYS P., FAGEL N., HUMBLET M., MABILLE C., MICHEL J., SARDAR ABADI M., PAS D. & DEKKERS M.J.J. (2013).- Magnetic susceptibility as a high-resolution correlation tool and as a climatic proxy in Paleozoic rocks – Merits and pitfalls: Examples from the Devonian in Belgium.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 46, p. 173-189.
- DA SILVA A.-C., WHALEN M.T., HLADIL J., CHADIMOVA L., CHEN D., SPASSOV S., BOULVAIN F. & DEVLEESCHOUWER X. (2015).- Magnetic susceptibility application: A window onto ancient environments and climatic variations: foreword. *In* : DA SILVA A.-C., WHALEN M.T., HLADIL J., CHADIMOVA L., CHEN D., SPASSOV S., BOULVAIN F. & DEVLEESCHOUWER X. (eds.), Magnetic susceptibility application: A window onto ancient environments and climatic variations.- *Geological Society*, London, Special Publications, vol. 414, p. 1-14.
- EL EUCH N. (2007, inédit).- Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Miocène moyen à supérieur de la Tunisie Nord Orientale (Cap Bon, Bassin De Kechabta et Golf de Tunis).- Thèse de doctorat, Université de Tunis El Manar, Tunis, 257 p.
- ELLWOOD B.B., CRICK R.E., EL HASSANI A., BENOIST S.L. & YOUNG R.H. (2000).- Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: Detrital input versus carbonate productivity.- *Geology*, vol. 28, n° 12, p. 1135-1138.
- ELLWOOD B. B., TOMKIN J. H., EL HASSANI A., BULTYNCK P., BRETT C.E., SCHINDLER E., FEIST R. & BARTHOLOMEW A.J. (2011).- A climate driven model and development of a floating point time scale for the entire Middle Devonian Givetian Stage: A test using magnetostratigraphy susceptibility as a climate proxy.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 304, p. 85-95.
- HOYBERGHS H.J.F. & BENSALÉM H. (1999).- Biostratigraphie des foraminifères planctoniques de la formation Saouaf (Tortonien) dans le synclinal de Takelsa (Cap Bon, Tunisie).- *Notes du Service géologique de Tunisie*, vol. 66, p. 113-123.
- HUDSON-EDWARDS K. (2007).- Land degradation and development.- School of Earth Sciences Birkbeck, University of London, vol. 18, n° 1, 117 p.
- JEDDI S.R. (1993, inédit).- Dynamique des environnements marginaux et continentaux au cours du Miocène inférieur et moyen en Tunisie Atlasique Centrale.- Thèse de doctorat, Université de Pau, 360 p.
- MABILLE C., PAS D., ARETZ M., BOULVAIN F., SCHRÖDER S. & DA SILVA A.-C. (2008).- Deposition within the vicinity of the Mid-Eifelian High: Detailed sedimentological study and magnetic susceptibility of a mixed ramp-related system from the Eifelian Lauch and Nohn formations (Devonian; Ohlesberg, Eifel, Germany).- *Facies*, Erlangen, vol. 54, n° 4, p. 597-612.
- MANNAI-TAYECH B. (1996).- Le diachronisme de la Formation Beglia du Nord au Sud tunisien.- 17th Regional African-European Meeting of Sedimentology, Sfax, Abstract, vol. 1, p. 1.
- MANNAI-TAYECH B. (2006a, inédit).- Réponse de la flore et de la faune continentales aux facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques au cours du Miocène en Tunisie : Reconstitution du paléoclimat, du paléoenvironnement et de la paléogéographie.- Habilitation universitaire, Université Tunis El Manar, 94 p.
- MANNAI-TAYECH B. (2006b).- Les séries silico-clastiques miocènes du Nord-Est au Sud-Ouest de la Tunisie : Une mise au point.- *Geobios*, vol. 39, p. 71-84.
- MIALL A. (2013).- Fluvial depositional systems.- Springer Geology, Amsterdam, 316 p.
- MICHEL J. (2012).- Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du Quartzite de Berlé (Emsien supérieur, Grand-Duché de Luxembourg).- Thèse de doctorat, Université de Liège, 209 p. URL : <http://hdl.handle.net/2268/115904>
- PERRY C. & TAYLOR K. (2007).- Environmental sedimentology.- Metropolitan University, Manchester, 441 p.
- PIERRE C. & ORTLIEB L. (1980).- Sédimentation et diagenèse dans trois lagunes évaporitiques de Basse-Californie (Mexique) données géochimiques et isotopiques sur les sédiments et les saumures interstitielles.- *Sciences de la Terre*, Nancy, t. XXIV, p. 129-156.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H. & DEVLEESCHOUWER X. (2002).- The Frasnian / Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: Integrated event-stratigraphical approach.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 181, p. 251-297.
- WHALEN M.T. & DAY J. (2010).- Cross-basin variations in magnetic susceptibility influenced by changing sea level, paleogeography, and paleoclimate: Upper Devonian, Western Canada.- *Journal of Sedimentary Research*,

- vol. 80, p. 1109–1127.
- YAICH C. (1984, inédit).- Étude géologique des chaînons de Chérahil et du Khechem El Artsouma (Tunisie centrale) – Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes.- Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, 165 p.
- YAICH C., HOOYBERGHS H.J.F., DURLET C. & RENARD M. (2000).- Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien.- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, (Series IIA, Earth and Planetary Science), vol. 331, n° 7, p. 499-506.