



UNIVERSITÉ DES SCIENCES D'ORAN 2

Faculté des Sciences de la Terre et de  
l'Univers

## THÈSE

Présentée

Pour l'obtention du grade de

**Docteur ès Sciences**

**Spécialité : Géologie**

**Option : Sédimentologie**

**Les terrains post-lutétiens de la bordure méridionale  
des Nementcha et de la région de Tébessa ;  
Sédimentologie, Stratigraphie et Paléoenvironnements**

**Par**

**Samia MAZROU**

Soutenue le : 16/10/2023

Devant le Jury :

Président : M. BESSEDIK

Professeur Université d'ORAN 2

Rapporteur : M. MAHBOUBI

Professeur Université d'ORAN 2

Corapporteur : A. BOUTALEB

Professeur Université USTHB

Examineurs : S. CHELLAT

Maitre de conférences Université de CONSTANTINE

M. BENDELLA

Professeur Université d'ORAN 2

A. CHABBI

Maitre de conférences Université de SOUK-AHRAS

# **Les terrains post-lutétiens de la bordure méridionale des Nementcha et de la région de Tébessa : sédimentologie, stratigraphie et paléoenvironnements.**

## **Résumé**

L'étude présentée dans cette thèse concerne la sédimentologie des épandages détritiques post-lutétiens de la partie méridionale du plateau des Nementcha, et ceux de la région de Tébessa ; deux régions situées au SE de l'Atlas saharien algérien.

L'étude lithostratigraphique et sédimentologique des affleurements de la région des Nementcha, a permis de mettre en évidence une série continentale dans laquelle se distinguent quatre Formations qui sont : la Formation argilo-sableuse de Ferkane, la Formation sableuse fluvio-éolienne à vertébrés d'El Aater, la Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila et la Formation conglomératique de Marmoutia. Ces Formations se sont mises en place dans des contextes qui sont respectivement de type lagunaire, fluvio-éolien, fluvio-lagunaire, et cône alluvial. Les dépôts quaternaires qui les coiffent, sont représentés par des conglomérats et des sables, appartenant également à un environnement de type cône alluvial. La corrélation de ces Formations avec leurs équivalents dans le sud-ouest tunisien leur confère un âge allant du Miocène inférieur au Pliocène.

Les sédiments miocènes déposés au Sud de Tébessa montrent une formation strato-grano- croissante, mise en place par un système deltaïque dominé par la marée, et progradant du SSE vers le NNW. Les sous- environnements deltaïques ont été mis en évidence et analysés en détail. Il s'agit du prodelta, du front de delta et de la plaine deltaïque inférieure. Toutes les structures tidales ont été également définies et interprétées, et quelques ichnotaxons présents dans ces faciès ont fait l'objet d'une détermination et ont été intégrés dans l'interprétation des paléoenvironnements. Enfin, la corrélation avec leurs équivalents bien datés dans la région de Khenchela, située vers le NW de la région d'étude, leur confère un âge Langhien- Tortonien.

**Mots clés : Série continentale – Environnements de dépôts- Néogène- Sud des Nementcha – Formation deltaïque tidale - Tébessa**

# **The post-Lutetian deposits of the southern border of the Nementcha and the Tebessa region: sedimentology, stratigraphy and paleoenvironments**

## **Abstract**

The study presented in this thesis concerns the sedimentological study of the post-Lutetian detrital spreads of the southern part of the Nementcha plateau, and those of the Tebessa region; these two regions being located to the SE of the Algerian Saharan Atlas.

The lithostratigraphic and sedimentological study of the outcrops of the Nementcha region allowed to highlight a continental series in which four Formations are distinguished: clayey-sand Formation of Ferkane, sandy fluvio-eolian Formation with vertebrates of El Aater, sandy-clayey Formation with helicids of M'dila and the conglomeratic Formation of Marmoutia. These Formations were respectively deposited in lagunar, fluvio-eolian, fluvio-lagunar, and alluvial fan environments. The Quaternary deposits which overlain them are represented by conglomerates and sands, also belonging to alluvial fan environment. The correlation of these Formations with their equivalents in southwest Tunisia gives them an age ranging from the Lower Miocene to the Pliocene.

The Miocene sediments deposited south of Tebessa show a coarsening -upward series, deposited by a tide dominated delta, progressing from the SSE to the NNW. Deltaic sub-environments have been highlighted and analyzed in detail. These are the prodelta, the delta front and the lower deltaic plain. All tidal structures were also defined and interpreted, and some ichnotaxa present in these facies were determined and integrated into the interpretation of paleoenvironments. Finally, the correlation with their well-dated equivalents in the Khenchela region, located towards the NW of the study region, gives them a Langhian-Tortonian age.

**Keywords :** continental series - Environment deposits- Neogene- South of Nementcha – Tidal deltaic Formation - Tebessa

## AVANT PROPOS

*Le travail présenté dans cette thèse avait pour objectif premier, l'étude sédimentologique et stratigraphique des séries post-atlasiques de la bordure sud du plateau de Nementcha, situé au sud des Aurès. La nature silico-clastique de ces séries continentales, l'absence de fossiles, auxquelles s'ajoute leur position sur l'accident sud atlasique, en perpétuel mouvement, ont rendu leurs étude relativement complexe, et ont fait qu'elles soient boudées par la communauté universitaire (thésards et autres), qui ne leur consacre habituellement, pas plus d'une seule page, voire une demie dans leurs manuscrits.*

*Mais le plus compliqué pour celui et surtout pour celle qui a entamé cette étude, c'est l'insécurité de cette partie de l'Algérie (terrorisme résiduel, terrains minés, bonditisme), qui était tel, qu'aucun chauffeur ne voulait m'accompagner au sud de Bir El Aater, et encore moins, à Négrine ou à M'dila. Ceci a rendu malheureusement impossible une plus large exploration de ce domaine complexe, et une meilleure analyse et compréhension des paléoenvironnements. A cela s'ajoute le fait que cette étude sédimentologique classique des séries de Nementcha n'ayant aucune "originalité" susceptible de susciter " l'intérêt de la communauté scientifique internationale", il a été impossible de publier les résultats dans une quelconque revue internationale.*

*A partir de là, nous avons été contraints d'ajouter une seconde partie et d'étendre notre travail à la région de Tébessa, où les dépôts post-lutétiens, et notamment ceux du Miocène s'y déposent également. Ces derniers qui se caractérisent par une richesse en traces de "vers », ont vraisemblablement donné de " l'importance" au reste de l'étude, et ont enfin permis la publication des résultats dans la revue "Geologos.*

*Avec tous les innombrables problèmes, mésaventures et entraves que nous ne cessons de rencontrer dans le cadre de la recherche en général (sans rentrer dans les détails, que certains d'entre nous connaissent bien), la géologie de terrain est particulièrement difficile à faire, même pour les plus passionnés ou plutôt, pour les plus... passionnées d'entre nous. Elle est, et restera une suite de galères, mais aussi de grands et merveilleux moments de bonheur... . Ce sont ces derniers que je garderai dans mon cœur et mon esprit.*

## **REMERCIEMENTS**

Je remercie Le Professeur BESSEDIK M. de nous avoir fait l'honneur de présider le Jury. Il partira bientôt en retraite, mais la recherche continuera, j'en suis sûre, pour cet autre passionné de la Paléontologie.

J'exprime ma réelle reconnaissance et mes plus vifs remerciements au Professeur BOUTALEB A. d'avoir immédiatement accepté d'être encadreur d'abord, puis co-encadreur de cette thèse, qui a failli ne pas être soutenue, pour des problèmes qui nous dépassent. Il a généreusement pris de son temps pour régler judicieusement les problèmes. J'aurai tant souhaité travailler avec ce grand géologue de terrain, qui ne sait pas s'arrêter.

Nous n'avons d'autre choix que de remercier le Professeur MAHBOUBI d'avoir proposé le sujet sur les Nementcha (première partie de ce manuscrit), et d'avoir assuré les six premières années d'inscription en thèse.

Je remercie le Professeur Bendella M. qui a accepté de juger ce travail. Spécialiste des ichnofacies (traces de terriers marins), son expertise sur le sujet, nous sera d'un grand apport.

Je suis heureuse de compter parmi le jury, des spécialistes en sédimentologie du Néogène :

- Docteur CHABBI de l'université de souk Ahres, et ;
- Docteur CHELLAT de l'université de Constantine 1.

Je les remercie vivement de consacrer une partie de leurs vacances pour examiner et critiquer ce travail. Cette thèse qui est sur mon bureau depuis près de quatre années déjà (depuis 2019), les noms des jeunes chauffeurs qui ont bien voulu m'accompagner dans les régions reculées et dangereuses des monts des Nementcha, m'échappent malheureusement. C'est donc en pensées que je leur rends hommage, car sans leur aide, et leur 'inconscience' du danger, le travail dans cette région aurait été impossible.

Je remercie également le spécialiste de Palynologie du CRD de Boumerdes dont j'ai également oublié le nom. Ce monsieur m'a reçu très gentiment dans son département et a accepté généreusement d'analyser les échantillons.

Je remercie Docteur DJAADOUN de l'USTHB, d'avoir accepté d'analyser aux RX, les argiles rapportées du terrain. Cela fait neuf ou huit ans déjà !



# **TABLE DES MATIÈRES**

INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	1
Objectif de l'étude et plan suivi .....	1
<b>PARTIE-A : LES DÉPÔTS CONTINENTAUX POST-LUTÉTIENS DE LA BORDURE MÉRIDIIONALE DES NEMENTCHA</b>	
<b>CHAPITRE A.I : GÉNÉRALITÉS</b>	
A.I.1 Présentation de la zone d'étude .....	4
A.I.1.1 Cadre géographique .....	4
A.I.1.2 Cadre géologique .....	5
A.I.1.2.1 Structuration des bassins atlasiques .....	8
A.I.1.2.1.a Les différentes composantes du domaine atlasique .....	9
A.I.1.2.1.b Les principales phases orogéniques de l'Atlas saharien oriental .....	10
A.I.1.2.2 Le remplissage cénozoïque de quelques Bassins atlasiques sud - aurésiens et des Bassins néogènes des zones limitrophes .....	14
A.I.1.2.2.a Le Paléogène .....	14
A.I.1.2.2.b Le Néogène .....	15
A.I.1.2.3 Comparaison entre le Néogène du Sud des Aurès et celui du Sud-ouest tunisien .....	17
A.I.2 Historique des recherches antérieures .....	19
A.I.3 Rappels sur quelques milieux de sédimentation .....	20
A.I.3.1 Les dépôts alluviaux .....	20
A.I.3.1.1 Les cônes alluviaux .....	21
A.I.3.1.2 Les différents types de rivières .....	22
A.I.3.1.2.a Les rivières à méandres .....	22
A.I.3.1.2.b Les rivières en tresses .....	22
A.I.3.2 Le milieu éolien .....	25
A.I.3.3 Le milieu lacustre .....	28
A.I.4 Classification des lithofaciès .....	29

## CHAPITRE A.II : ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

A.II.1	Méthodologie.....	32
A.II.2	Analyse lithostratigraphique et sédimentologique.....	32
<b>A.II.2.1</b>	<b>LA FORMATION ARGILO-SILTEUSE BRUNÂTRE DE FERKANE (MIOCÈNE INFÉRIEUR PRÉSUMÉ).....</b>	<b>35</b>
A.II.2.1.1	<b>AF1</b> : Argiles silteuses lagunaires à intercalations de bancs gypseux.....	37
A.II.2.1.2	<b>AF2</b> : Silts argileux et argiles silteuses lagunaires à troncs d'arbres.....	38
	Conclusion.....	38
<b>A.II.2.2</b>	<b>LA FORMATION SABLEUSE À VERTÉBRÉS D'EL AATER (LANGHIEN-SERRAVALLIEN).....</b>	<b>39</b>
A.II.2.2.1	<b>AF1</b> : Interaction entre rivières en tresses éphémères (flashy ephemeral rivers) et dépôts éoliens.....	42
A.II.2.2.2	<b>AF2</b> : Paléosol à red beds et petites rivières de type sheet-like de haute énergie... 45	
A.II.2.2.3	<b>AF3</b> : Rivières éphémères en tresses (Flashy ephemeral braid rivers) évoluant en rivières sableuses en tresses à basse sinuosité (low sinuosity river).....	47
	Conclusion.....	49
<b>A.II.2.3</b>	<b>LA FORMATION SILTO-ARGILEUSE À HÉLICIDÉS DE M'DILA (TORTONIEN- MESSINIEN).....</b>	<b>50</b>
A.II.2.3.1	<b>AF1</b> : Marge laguno-palustre.....	54
A.II.2.3.2	<b>AF2</b> : Petits chenaux et barres margino-lacustres.....	57
A.II.2.3.3	<b>AF3</b> : Cône à Debris flow.....	58
A.II.2.3.4	<b>AF 4</b> : Margino- lacustre -palustre (ou encore margino-lagunaire) de faible profondeur et paléosol à hélicidés.....	59
<b>A.II.2.4</b>	<b>LA FORMATION SABLO-CONGLOMÉRATIQUE DE TYPE DE MERMOUTIA (PLIOCÈNE PRÉSUMÉ).....</b>	<b>61</b>
A.II.2.4.1	<b>AF1</b> : Débris clastiques massifs.....	63
A.II.2.4.2	<b>AF 2</b> : Flots de débris et dalles à graviers de cônes alluviaux.....	64
	Conclusion.....	66

<b>A.II.2.5 LES ULTIMES DÉPÔTS CONGLOMÉRATIQUES DES NEMENTCHA (QUATERNAIRE)</b> .....	<b>67</b>
A.II.2.5.1 <b>AF1</b> : Dépôts de type cône alluvial et petites rivières sableuses en tresses éphémères.....	69
A.II.2.5.2 <b>AF2</b> : Nappes à debris flows (cône alluvial).....	70
A.II.2.5.3 <b>AF3</b> : Petites rivières en tresses éphémères et paléosol arboré in-situ.....	72
Conclusion.....	74
 A.II.3 CORRÉLATIONS DE LA SÉRIE CONTINENTALE NÉOGÈNE DU SUD DES NEMENTCHA AVEC SON ÉQUIVALENT DANS LE SUD DES AURÈS (BRANIS) ET DANS LE SW TUNISIEN (GAFSA- METLAOU), ET ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES.....	75
 A.II.4 SYNTHÈSE ET CONCLUSION.....	79
 Références bibliographiques.....	82
 <b>PARTIE-B : LES DÉPÔTS DELTAÏQUES MIOCÈNES DE LA PARTIE MÉRIDIIONALE DE TEBESSA</b>	
 <b>CHAPITRE B.I : GÉNÉRALITÉS</b>	
B.I.1 Introduction.....	87
B.I.2 Géographie et Géologie du secteur.....	87
B.I.2.1 Localisation de la zone d'étude.....	87
B.I.2.2 Géologie.....	88
 B.I.3 Travaux antérieurs.....	92
 <b>CHAPITRE B.II : SÉDIMENTOLOGIE</b>	
B.II.1 RAPPELS SUR LES DELTAS ET LES MARÉES (BOGGS, 1985 ; NICHOLS, 2009).....	93
B.II.1.1 Rappels sur les deltas.....	93
B.II.1.2 Classification des deltas.....	94
B.II.1.3 Rappels sur la marée et son empreinte sur la sédimentation silico-clastique.....	95
B.II.1.3.1 Origine et cycles de marée.....	95
B.II.1.3.1.a Marées diurnes et semi-diurnes.....	96
B.II.1.3.1.b Marées de vives eaux et de mortes eaux.....	97

B.II.1.3.2 L'enregistrement des cycles de la marée dans la sédimentation : Les structures tidales	98
.....	98
B.II.1.3.2.a Les structures en arêtes de poisson	98
B.II.1.3.2.b Les tidal-rythmites	99
B.II.1.3.2.c Les tidal-bundles	99
B.II.1.3.2.d Les surfaces de réactivation	99
<b>B.II.2 MÉTHODOLOGIE</b>	<b>100</b>
<b>B.II.3 ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DE TÉBESSA</b>	<b>101</b>
B.II.3.1 Association de faciès 1 (AF1) : Paléosol de la zone supratidale	107
B.II.3.2 Association de faciès 2 (AF2) : Marais de la zone intertidal- flat supérieure (ou replat de vasière)	108
B.II.3.3 Association de faciès (AF3) : Heterolithic intertidal flat	110
B.II.3.3.a AF3a : Dépôts à structures lenticulaires et à flasers	110
B.II.3.3.b AF3b : Tidal- rythmites journalières semi-diurnes (à deux cycles tidaux : deux marées hautes- deux marées basses/ jour) et semi-mensuelles (marées de vives eaux- mortes eau	113
B.II.3.4 Association de faciès 4 (AF4) : Chenaux deltaïques de jusant (ebb deltaïc channels) et petits ruisseaux tidaux (tidal creeks)	116
B.II.3.4.a AF4a : Ruisseaux de marée ou tidal creeks	116
B.II.3.4.b AF4b : Chenaux deltaïques de jusant ou ebb deltaïc channels	118
B.II.3.5 AF5 : Compound dunes ou Barres à 3D (partie inférieure de la zone intertidale, ou partie supérieure de la zone infratidale : région de Ma labiod)	123
B.II.3.6 AF6 : Chenal distributaire terminal (région de Houijbet -Hjer Essefra)	125
B.II.3.7 AF7 : Barres tidales d'embouchure deltaïques	128
B.II.3.8 AF8 : Les mudstones de prodelta	134
<b>B.II.4 CORRÉLATIONS DES DÉPÔTS DU SUD SUD-EST AU NORD-NORD OUEST</b>	<b>136</b>
.....	136
<b>B.II.5 SYNTHÈSE ET RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DU SUD DU BASSIN DE TÉBESSA</b>	<b>140</b>
<b>B.II.6 CONCLUSION</b>	<b>142</b>
Références bibliographiques	143

## **LISTE DES FIGURES**

**Fig. Hors texte :** Délimitation de la zone d'étude.

**Fig. A.I.1 :** Situation de la zone d'étude et des régions citées dans le texte.

**Fig. A.I.1.1 :** Carte géologique de la zone d'étude (extraite de la carte du SE constantinois 1/ 500.000).

**Fig. A.I.1.2 :** Log lithologique synthétique montrant le passage Paléogène/ Néogène au Djebel Onk (d'après Cielensky et Benchernine, 1987, modifié).

**Fig. A.I.2 :** Les composantes structurales majeures de la chaîne atlasique.

**Fig. A.I.3 :** L'Algérie dans l'orogène alpin péri- méditerranéen.

**Fig. A.I.4 :** Log lithologique synthétique de l'Eocène inférieur et moyen marin du SE des Aurès (d'après les descriptions de Laffite (1939)).

**Fig. A.I.5 :** Log lithologique synthétique du Paléogène continental (Eocène -Oligocène) du Rhoufi d'après les descriptions de Laffite (1939).

**Fig. A.I.6 :** Log lithologique synthétique du Néogène continental de Branis (d'après les descriptions de Laffite (1939)).

**Fig. A.I.7 :** Log lithologique synthétique du Néogène continental de Khenguët Nadjî (d'après les descriptions de Laffite (1939)).

**Fig. A.I.8 :** La série néogène de la Fosse atlasique, établie à partir des données de Chebbah & Lamoureux (2012).

**Fig. A.I.9 :** Différents environnements alluviaux (d'après Allen, 1965 ; Friend, 1983).

**Fig. A.I.10 :** Classification des cônes alluviaux (Stanistreet & Mc Carty, 1993).

**Fig. A.I.11 :** Différents types de rivières en tresses (Miall, 1977, in Scholle & al. 1998).

**Fig. A.I.12 :** Les systèmes de dépôt éoliens (d'après Glennie, 1970 ; Fryberger & al., 1979 in Sholle & al. 1998).

**Fig. A.I.13 :** Bloc diagramme illustrant un environnement de type lac ouvert, (in Sholle & al., 1998).

**Fig. A.II.1 :** Log synthétique de la série post- atlasique des Nementcha.

**Fig. A.II.2 :** Formation d'argiles lagunaires de Ferkane.

**Fig. A.II.3 :** La Formation sableuse à ossements d'El Aater.

**Fig. A.II.4 :** L'association de faciès FA1 de la Formation sableuse d'El Aater.

**Fig. A.II.5 :** Association de faciès AF1 : Dépôts éoliens de la formation sableuse d'El Aater.

**Fig. A.II.6 :** Association de faciès AF2 : dépôts éoliens, red beds et chenaux de haute énergie.

**Fig. A.II.7 :** Formation 2, FA3 : Petites rivières de haute énergie, passant à des rivières à faible sinuosité.

**Fig. A.II.8 :** Log lithologique de la Formation à hélicidés de type fluvio-lagunaire de M'dila.

**Fig. A.II.9 :** Affleurement montrant la succession stratigraphique de la formation sableuse d'El Aater (F2) et la Formation silto-argileuse de M'dila (F3).

**Fig. A.II.10 :** Log lithologique montrant la succession des dépôts fini-éocènes-Miocènes.

**Fig. A.II.11 :** La Formation fluvio-lagunaire : AF 2 : Marge lagunaire à chenaux et barres fluviales.

**Fig. A.II.12 :** Dépôts margino-lagunaire à gastéropodes (*Helix tissoti*).

**Fig. A.II.13 :** Log lithologique synthétique de la Formation conglomératique de type cône alluvial de Mermoutia.

**Fig. A.II.14 :** Formation à debris flow de Mermoutia : Faciès Gmm et Gcm.

**Fig. A.II.15 :** Log lithologique des ultimes dépôts alluviaux à paléosol des Nementcha.

**Fig. A.II.16 :** Les associations de faciès AF1 et AF2 des dépôts conglomératiques des Nementcha.

**Fig. A.II.17 :** Les ultimes dépôts à débris flots des Nementcha.

**Fig. A.II.18 :** Association de faciès AF3 à paléosol des ultimes dépôts des Nemencha.

**Fig. B.I.1 :** Localisation de la zone d'étude.

**Fig. B.I.2 :** Esquisse structurale de la partie méridionale du Bassin de Tébessa et des régions voisines.

**Fig. B.I.3 :** Carte géologique de la zone d'étude (extraite de la carte géologique de l'Algérie (1/500 000)).

**Fig. B.II.1 :** Environnements et sous-environnements deltaïques.

**Fig. B.II.2 :** Classification des deltas.

**Fig. B.II.3 :** Les différentes composantes d'un delta tidal (in Boggs, 2005).

**Fig. B.II.4 :** Le cycle journalier de la marée (flot et jusant).

**Fig. B.II.5 :** Les cycles diurne- semi-diurne et les cycles de vives eaux -mortes eaux.

**Fig. B.II.6 :** Les cycles lunaires de vives eaux -mortes eaux.

**Fig. B.II.7 :** Structure bipolaire ou en arête de poisson.

**Fig. B.II.8 :** Formation des tidal bundles.

**Fig. B.II.9 :** Mode de formation des surfaces de réactivation.

**Fig. B.II.10 :** Log lithologique synthétique de Oum Ali.

**Fig. B.II.11 :** Association de faciès : FA1 : Paléosol (Oum Ali).

**Fig. B.II.12 :** Dépôts à mud flats dans l'association de faciès 2.

**Fig. B.II.13 :** Vue d'ensemble de l'association de faciès FA3a (Tidal bundles, structures en flasers et lenticulaires).

**Fig. B.II.14 :** L'association de faciès FA3b : Tidal rythmites.

**Fig. B.II.15 :** Ruisseau de marée ou tidal creek FA4a.

**Fig. B.II.16 :** Chenal de jusant : association de faciès FA4b.

**Fig. B.II.17** : Vue globale d'une dent de mammifère dans les sables du Miocène et sables à structures bipolaires.

**Fig. B.II.18** : Ichnotaxons de Oum Ali : *Ophiomorpha nodosa* et *Skolithos annulatus*.

**Fig. B.II.19** : Vue générale de dunes sableuses simples et de dunes complexes ou compound dunes.

**Fig. B.II.20** : Log lithologique synthétique des différentes parties du front de delta proximal et du prodelta.

**Fig. B.II.21** : Chenal terminal : Faciès association FA6.

**Fig. B.II.22** : Image satellite de la région de Hjer Essefra montrant des barres sableuses alignées.

**Fig. B.II.23** : Barres gréseuses coalescentes montrant des galets de quartz vers le sommet.

**Fig. B.II.24** : Pipe-rocks de Houijbet-Hjer Essefra.

**Fig. B.II.25** : Barres à *Skolithos linearis*.

**Fig. B.II.26** : Barres à *Skolithos verticalis* et à *Skolithos annulatus*.

**Fig. B.II.27** : Barre à *Diplocraterion*.

**Fig. B.II. 28** : Dépôts de type prodelta.

**Fig. B.II. 29** : Corrélations des séries miocènes du sud de Tébessa avec leurs équivalents à kenchela.

**Fig. B.II. 30** : Reconstitution schématique du delta dominé par la marée de la partie méridionale du Bassin de Tébessa.

## **LISTE DES TABLES**

**Tab. A. I. 1 :** Récapitulatif des formations néogènes de la partie méridionale de Aurès-Nementcha et celles du sud-ouest tunisien.

**Tab. A. II. 1 :** Classification des lithofaciès ( in Miall, 1996).

**Tab. A. II. 2 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation argilo-silteuse de Fekane

**Tab.A. II. 3 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation sableuse à vertébrés d'El Aater).

**Tabl. A. II. 4 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila.

**Tab.A. II. 5 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation à debris- flow de Mermoutia

**Tab. A. II. 6 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation (Les dépôts conglomératiques du Quaternaire des Nemencha).

**Tab. B. 1 :** Récapitulatifs des lithofaciès et de leurs associations (La Formation du Miocène du Sud de Tébessa).

# **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Cette thèse est une ébauche à l'étude des séries essentiellement néogènes d'un territoire englobant les parties méridionales des régions de Nementcha et de Tébessa (Fig. hors texte).



**Fig. hors texte :** Délimitation du domaine d'étude (Polygone rouge)

Ce domaine sub-saharien qui constitue le segment le plus oriental de la chaîne atlasique algérienne, contient des séries sédimentaires connues pour leur contenu en phosphates d'importance économique, d'âge Paléocène supérieur- Éocène.

Le sous-sol de cette partie du territoire algérien renferme également dans ses strates miocènes, un grand aquifère qui se trouve à cheval entre l'Algérie, la Tunisie et la Libye, appelé 'Continental Terminal'.

Par ailleurs, les affleurements éocènes et miocènes de cette vaste région se continuent au-delà de la frontière algéro-tunisienne ; ils ont livré un nombre important et relativement diversifié en fossiles, dans le SW tunisien (Kasserine et Gafsa- Metlaoui) (Burolet, 1956 ; Biely & al., 1972 ; Ducrocq & al., 2001 ; Mannai-Tayeck, 2009).

### Objectifs de la présente étude et le plan suivi

Ce manuscrit contient deux parties inhérentes à deux zones d'étude différentes : la bordure méridionale du plateau des Nementcha et le Sud du Bassin de Tébessa.

La première partie (Partie A), concerne l'étude sédimentologique des Formations post-lutésiennes bordant le sud des monts des Nementcha. Elle contient **un premier chapitre Généralités**, qui commence par une présentation générale du secteur d'étude, suivie d'une synthèse des travaux effectués dans les régions limitrophes, concernant les dépôts post-lutésiens. Ce chapitre se clôture par une synthèse des caractéristiques générales définissant les environnements de dépôts qui ont été mis en évidence dans les formations étudiées, à savoir, les milieux : fluviatile (avec ses différentes subdivisions), lacustre, éolien et cône alluvial.

**Le second chapitre** concerne l'étude sédimentologique de toute la série détritique post-lutésienne. Pour ce, la reconnaissance, la caractérisation lithologique, la succession stratigraphique et l'extension géographique des différentes Formations ont été effectuées sur le terrain, ce qui a permis de distinguer quatre (4) Formations néogènes, ainsi que des dépôts quaternaires.

Pour toutes les unités qui constituent chaque formation, une analyse des lithofaciès et de leur mode d'association ont été effectuées. Ce type d'analyse a pour objet la reconstitution des paléoenvironnements de dépôt qui ont présidé et influencé leur mode de mise en place. Une comparaison des différentes formations avec leurs équivalents dans le Sud-ouest tunisien, bien étudiés du point de vue biostratigraphique, a abouti à leur attribuer des âges relatifs.

Cette partie (A) est clôturée par une **synthèse des différents paléoenvironnements** qui ont présidé à la mise en place des Formations étudiées, et ce, à différentes époques géologiques (du Miocène inférieur présumé, jusqu'au Pliocène, voire Quaternaire), et par une conclusion générale.

**La seconde partie de la thèse (Partie B)**, concerne la partie méridionale du Bassin de Tébessa. Elle contient dans **son premier chapitre**, une présentation générale de la zone d'étude, puis un rappel a été fait sur les deltas et sur les structures sédimentaires induites par la marée. Ce type de milieu ainsi que ces structures tidales ont été en effet, mis en évidence dans les dépôts étudiés.

**Le second chapitre** est une étude sédimentologique détaillée de la Formation miocène attribuée au Langhien- Tortonien, et dont les dépôts ont été préservés dans la région soit sous forme d'affleurements ou dégagés par les travaux de terrassement, effectués lors de l'exploitation des carrières.

Pour chaque unité lithostratigraphique qui constitue la Formation étudiée, une analyse des lithofaciès et de leur mode d'association ont abouti à une reconstitution des

paléoenvironnements, étudiés sur un tronçon d'environ 50 km de long.

Un âge relatif a été également proposé pour cette formation quasi-azoïque, et ceci a été possible, grâce à sa comparaison avec la Série miocène marine de Khenchela, située plus au Nord, et bien datée grâce à la microfaune.

Cette partie (**B**) est clôturée par une synthèse des différents environnements étudiés et de leur répartition paléogéographique dans le Bassin de sédimentation, ainsi que par une conclusion générale.

**PARTIE-A**

**LES DÉPÔTS CONTINENTAUX  
POST-LUTÉTIENS DE LA  
BORDURE MÉRIDIONALE DES  
NEMENTCHA**

**CHAPITRE A. I**  
**GÉNÉRALITÉS**

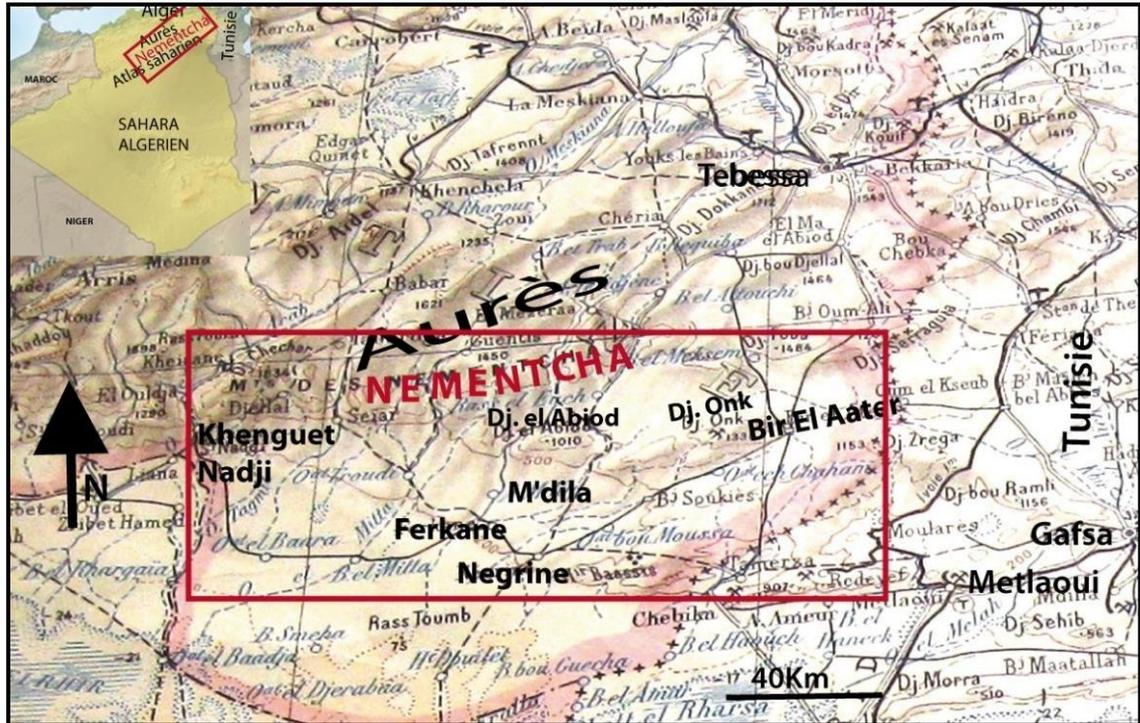
La première partie de l'étude présentée dans cette thèse, concerne la partie méridionale du plateau des Nementcha, une région qui occupe le sud -est du massif des Aurès et qui englobe le quadrilatère enfermé entre Tébessa, Khenchela, Bir el Aater et Khenguet sidi Naji. Le terme Nementcha ou Nemencha ou encore Nememcha, désigne au fait des tribus pastorales berbérophones, d'origine chaouie. Celles-ci constituent une fraction de la grande confédération berbère des Zénètes et des Houaras, qui s'est installée dans un territoire qui porte son nom, après avoir été chassée des Aurès par les Ait Babar au moyen âge.

Cette étude concerne tous les épandages détritiques post -atlasiques, affleurant dans cette partie-là des Aurès, et qui consistent en dépôts continentaux quasi azoïques, de nature sableuse, argilo-silteuse ou silto-argileuse, et conglomératique. Ces dépôts qui présentent des faciès parfois très ressemblants, et qui affleurent en petites butes témoins, sont difficiles à différencier, et leur distinction en différentes Formations est peu aisée. Leur étude sédimentologique de Bir El Aater à l'Est jusqu'à khenguet sidi Naji vers l'Ouest, sur une étendue qui avoisine les 150 km, a permis de distinguer des dépôts conglomératiques attribués à l'Oligocène sur lesquels reposent en concordance quatre Formations d'extension régionale, représentées par: La « Formation silto-argileuse de Ferkane », la « Formation sableuse à ossements de vertébrés d'El Aater », la « Formation silto-argileuse à hélicidés de M'dila », et la « Formation à debris flows de Mermoutia ». Leur âge est attribué à une période qui s'étend du Miocène inférieur au Pliocène. Des dépôts sablo-conglomératiques alluviaux quaternaires, les coiffent en discordance.

## **A.I.1 Présentation de la zone d'étude**

### **A.I.1.1 Cadre géographique**

La zone d'étude (Fig. A. I. 1) se situe dans la partie la plus orientale de l'Atlas saharien algérien. Elle comprend toute la partie méridionale des Monts des Nementcha (appelés aussi plateau par certains auteurs), qui borde le Sud des Aurès, depuis les environs de Khenguet sidi Nadjji (le nom de cette localité a été réduit à 'khenguet Nadjji' tout au long du présent manuscrit) à l'Est de Biskra, jusqu'aux environs de Bir El Aater à l'Est. Elle est limitée au Nord par les Monts de Tébessa, et au Sud par la plateforme saharienne. La région tunisienne de Gafsa-Metlaoui, située à l'Est, constitue sa voisine la plus immédiate. Le domaine d'étude est compris entre les parallèles 34°44' et 34°49' de latitude Nord, et les méridiens 8° 04' et, 6° 44' de longitude Est. Les levés de terrain ont été effectués dans les environs des localités suivantes : Bir el Aater, Ferkane, Negrine, M'Dila, Mermoutia, et khenguet Naji.



**Fig.A. I. 1 :** Situation de la zone d'étude (cadre rouge) et des localités citées dans le texte

**Coordonnées géographiques des localités où se sont effectués les levés de terrain :**

<b>Bir el Aater:</b>	34° 48' 25" N	07° 58' 11" E
<b>Négrine :</b>	34° 32' 25" N	07° 27' 24" E
<b>Ferkane :</b>	34° 33' 05" N	07° 23' 58" E
<b>Khenguet Nadji :</b>	34° 53' 40" N	06° 46' 46" E

### A.I.1.2 Cadre géologique

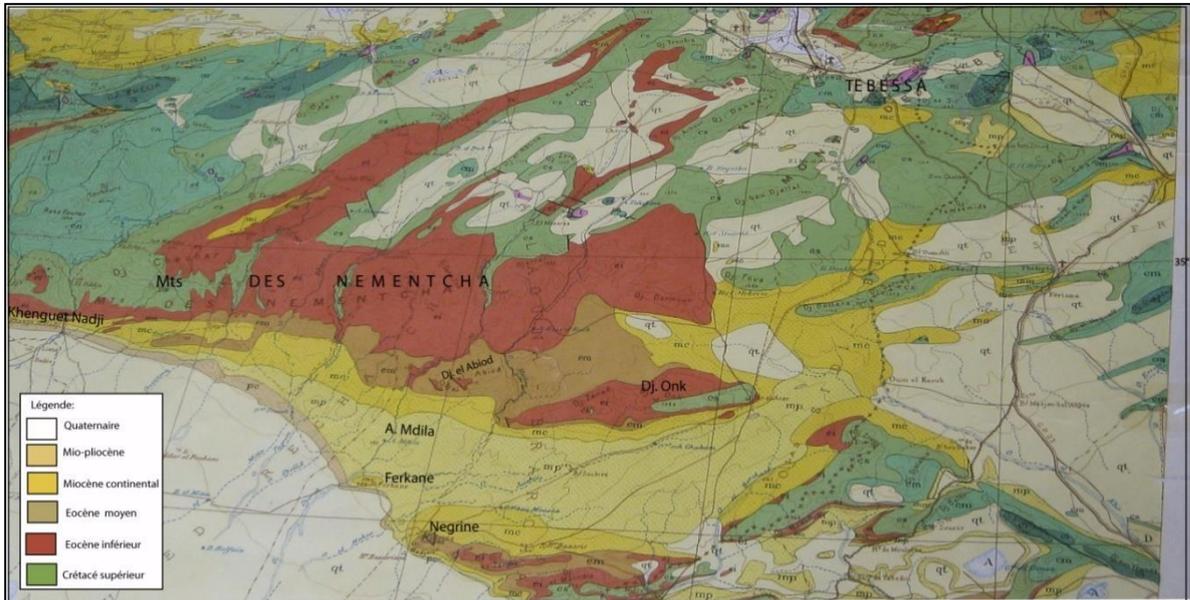
Les Monts des Nementcha sont essentiellement constitués de couches marines marno- calcaires et de faciès lagunaires marno-gypsifères d'âge Paléogène (Laffite, 1939). Ces dépôts qui occupent tout le Nord et le centre des Nementcha, sont bordés plus au Sud par des sables continentaux d'âge Miocène (Fig.A. I. 1. 1). Les oueds qui les traversent, dont celui d'El Hellail près la localité de M'dila ont mis en affleurement des ossements d'âge Langhien- Serravallien ou Langhien- Tortonien probable.

Les affleurements de la région d'étude sont représentés par des sables jaunes et des faciès argilo-sableux et sablo-argileux d'âge Miocène et Pliocène probable. Au niveau de Djebel Onk, près de Bir El Ater, les dépôts néogènes dont l'épaisseur avoisine les 600 à 800m (Visse,1952 ; Cienlensky et Benchernine, 1987) (Fig. A. I. 1. 2), reposent en discordance angulaire sur les formations éocènes à phosphate.

Les dernières couches de cet Éocène marin, montrent des intercalations de phosphates d'âge Thanétien (ces phosphates constituent le plus grand gisement de la région), suivies par des

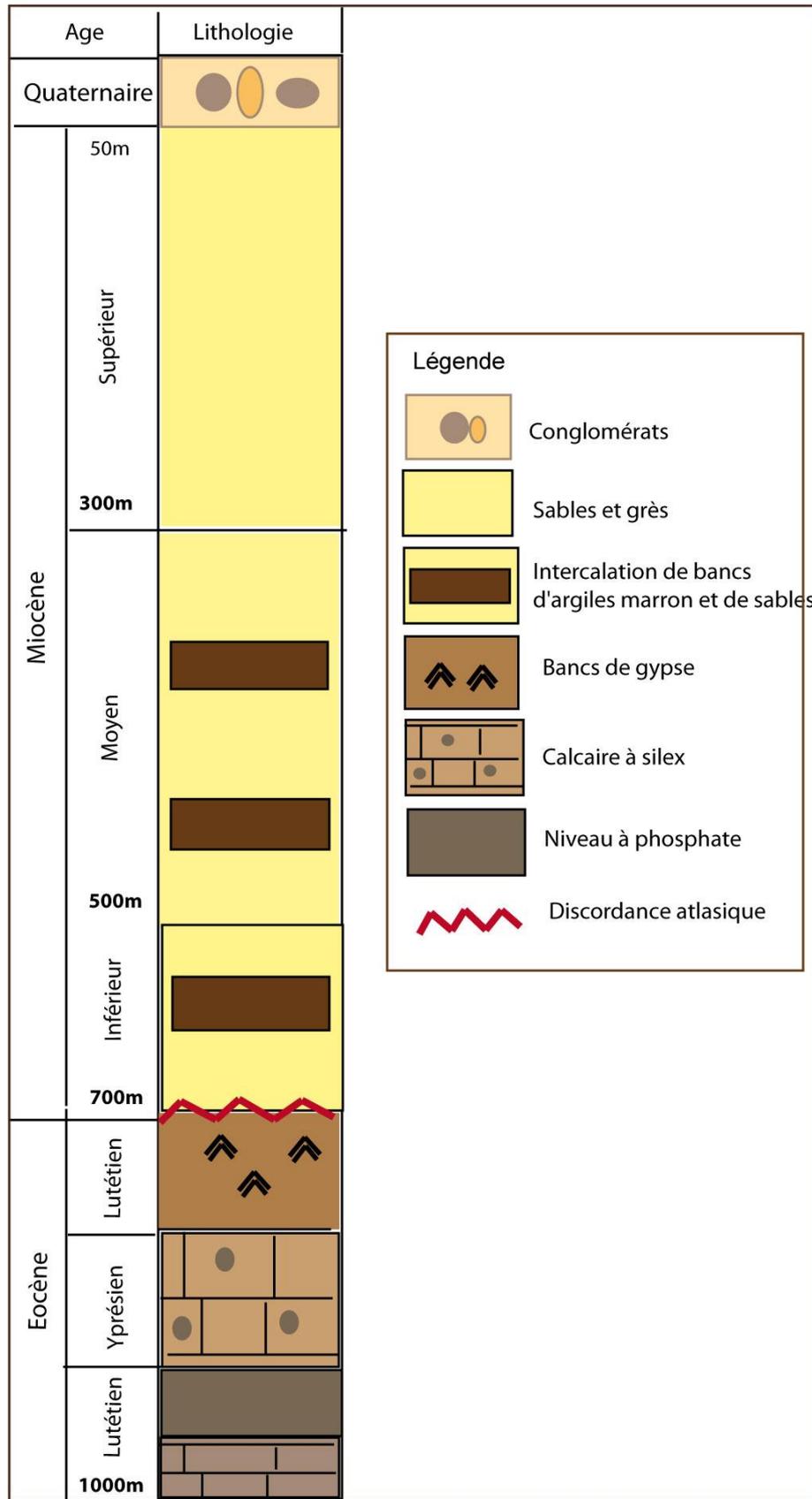
marnes gypsifères et des dépôts de gypse d'âge Lutétien supérieur.

(Visse, 1952), indiquant ainsi une émergence généralisée sous climat chaud, et annonçant le plissement atlasique fini-lutétien.



**Fig.A. I. 1. 1** : Carte géologique de la région d'étude (extraite de la carte du SE Constantinois)  
Échelle : 1/500 000

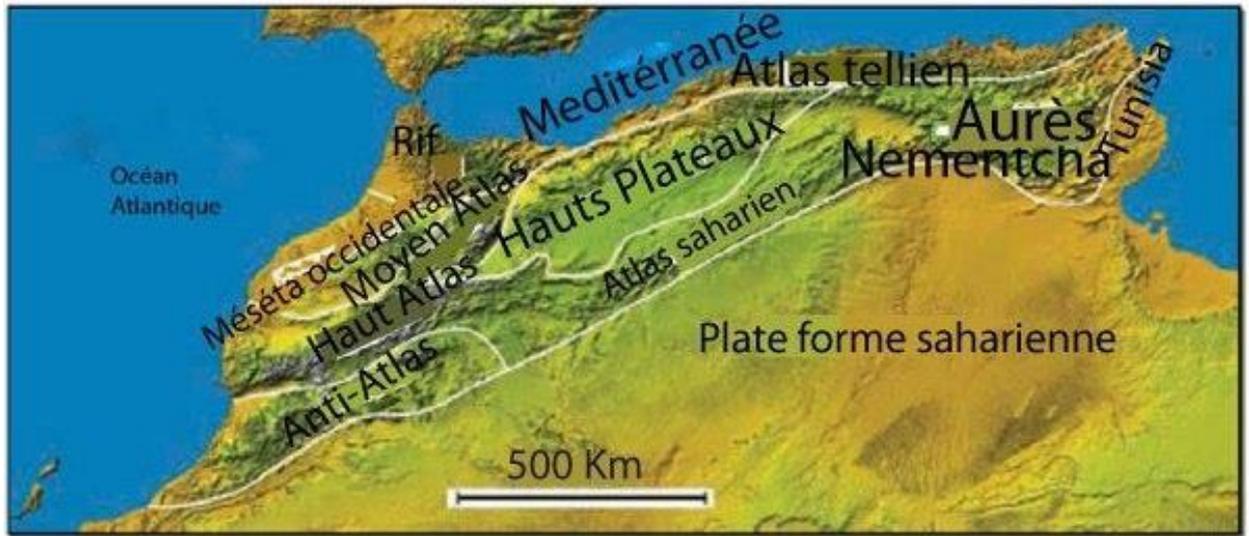
Quant aux dépôts néogènes dont l'épaisseur est estimée à environ 600 m, ils sont essentiellement représentés par une formation comprenant des sables jaunes à intercalations d'argiles silteuses, attribuée au Miocène inférieur - Miocène supérieur (Visse, 1952). Cette formation est coiffée en discordance par les dépôts sablo-conglomératiques du Quaternaire. Les dépôts essentiellement marins d'âge Mésozoïque et Paléogène, ne sont visibles que dans les environs de Bir El Aater, au niveau de Djebel Onk, ou encore, au sud de Négrine.



**Fig.A. I. 1. 2 :** Log lithostratigraphique synthétique montrant le passage Paléogène/Néogène au Djebel Onk (d'après Cielensky et Benchernine, 1987, modifié).

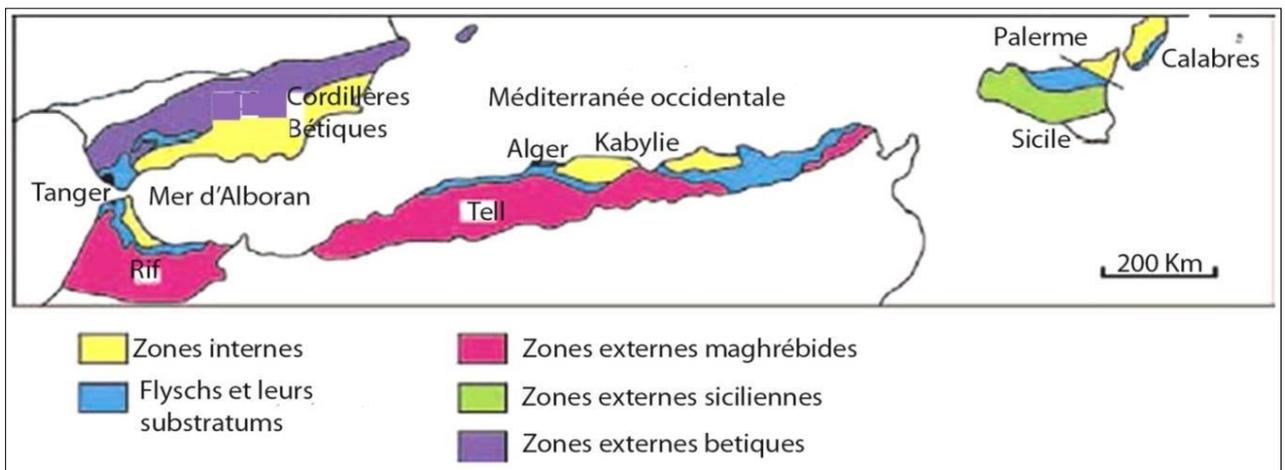
**A.I.1.2.1 Structuration des Bassins atlasiques**

Le domaine des Nementcha appartient à la partie la plus orientale de l'Atlas saharien (Fig. A. I. 2), sa structuration est liée à celle des Bassins atlasiques formés durant le Méso-Cénozoïque.



**Fig.A. I. 2 :** Les composantes structurales majeures de la chaîne atlasique

Ce domaine constitue une partie de la chaîne atlasique, qui appartient elle-même à l'orogène alpin péri-méditerranéen d'âge Tertiaire (Durand- Delga, 1969). Celui-ci s'étend d'Ouest en Est sur plus de 2000 Km, depuis la bordure méridionale espagnole jusqu'à l'arc calabro- péloritain (Fig.A.I.3).



**Fig. A. I. 3 :** Orologène Alpin périméditerranéen (Durand-Delga, 1969)

La naissance de la chaîne atlasique qui s'étend du Maroc jusqu'en Tunisie, et sa structuration durant le méso-cénozoïque, est une résultante directe de la cinématique Atlantique -Afrique (ex. Durand-Delga, 1969 ; coiffait, 1984 ; Kazi-Tani, 1986 ; Piqué & al., 1998), qui donnera à son tour naissance aux Bassins atlasiques. Ces mouvements et leurs conséquences peuvent être résumés comme suit :

#### **A.I.1.2.1.a Les différentes composantes du domaine atlasique**

La chaîne atlasique est constituée par des unités structurales, représentées (voir Fig. A. I. 2) au Maroc par l'Anti -Atlas, le Haut Atlas, le Moyen Atlas et le Rif, et en Algérie par l'Atlas tellien et l'Atlas saharien que séparent les Hauts Plateaux. Ceux -ci, disparaissent vers l'Est à la faveur de l'Atlas saharien oriental, qui s'élargit pour former les Aurès et l'Atlas tunisien.

La structuration de l'Atlas et la naissance des Bassins atlasiques sont une conséquence directe de l'ouverture de l'Atlantique Central durant le Méso- Cénozoïque, que l'on peut résumer comme suit :

##### **❖ Au Mésozoïque**

Au début du Mésozoïque, l'ouverture de l'Atlantique Central et la translation de l'Afrique vers l'Est, engendrent la structuration de l'Atlas, qui commence au Trias supérieur par une extension généralisée. Elle s'accompagne d'arrivées magmatiques tholeitiques et des remontées évaporitiques, suivies par l'installation d'une mer épicontinentale (Piqué & al., 1998).

Au Jurassique, un sillon atlasique s'individualise. Il se suit du Maroc jusqu'en Tunisie septentrionale, et s'accompagne d'épanchements magmatiques (dans le Haut Atlas et à Hammamet). À la fin du Jurassique - début Crétacé, la plus grande partie de l'Atlas marocain émerge et d'épaisses séries rouges continentales à dinosaures se déposent, suite à une tectonique compressive qui induit l'affaissement vers le Nord de la marge nord - africaine. Cette compression génère au Maroc des anticlinaux orientés N 045° E et N 070 E, dans l'Atlas Central.

En Algérie, cet affaissement vers le Nord serait responsable de la progradation dans cette même direction du grand delta du paléo-Niger (Delfaud et Zellouf, 1995) et le delta des Ksour. En Tunisie, aucune trace tectonique n'y a été observée durant ces temps.

Pendant le Crétacé supérieur, la grande transgression eustatique du céno-manien va faire immerger une nouvelle fois une grande partie du domaine atlasique, et la mer carbonatée va persister durant tout le Crétacé supérieur ; elle sera bien marquée dans les Aurès -Hodna

(Laffite, 1939 ; Guiraud, 1990).

### ❖ **Au Cénozoïque**

Durant le Paléogène, les rides syn- sédimentaires et les dépôt-centres développés à la fin du Crétacé supérieur dans l'Atlas algérien, évoluent vers de larges anticlinaux et synclinaux pincés d'âge Fini- Éocène, bien développés dans les Aurès-Nementcha (exp. Coiffait et al., 1984 ; Kazi- Tani, 1986; Guiraud, 1990), d'orientation axiale N 045- 060° E.

Cette déformation majeure est en rapport avec une compression devenue subméridienne, depuis en moins 76 Ma (Campanien inférieur) de la trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe. Le raccourcissement est plus important dans l'Atlas algérien, situé en position frontale (Piqué et al., 1998).

Au Néogène, le Moyen et le Haut- Atlas marocains émergent, et une déformation progressive atteint les séries crétacées et éocènes durant l'Oligocène et le Miocène. Quant à l'Atlas algérien, il sera envahi par une transgression dès le Burdigalien, permettant une communication avec l'Atlas tunisien méridional, via les Aurès.

L'ouverture de la Méditerranée occidentale au Miocène inférieur, induit la poursuite de la convergence Afrique-Europe jusqu'au Quaternaire ; une compression à la limite Pliocène-Quaternaire réactive les structures atlasiques.

#### **A.I.1.2.1.b Les principales phases orogéniques de l'Atlas saharien oriental**

Les principales phases orogéniques de l'Atlas saharien oriental sont synthétisées à partir des travaux de nombreux universitaires, et peuvent- être résumées comme suit :

##### ❖ **La phase compressive du Crétacé inférieur (phase autrichienne)**

Les travaux de quelques universitaires ont montré que le Crétacé Inférieur est marqué par une extension de direction NW-SE au Néocomien-Barrémien passant progressivement vers une direction NE-SW durant l'Aptien-Albien (Herkat et Guiraud, 2006). Il faut également signaler qu'une phase compressive anté-aptien terminal appelée phase autrichienne par les pétroliers, a été décrite par Boudjema (1987).

Celle-ci succède la période distensive du Crétacé inférieur et serait le résultat d'une inversion du jeu des accidents subméridiens de la plateforme saharienne. Les affleurements de Trias recouverts par les carbonates de l'Aptien Supérieur, aux cœurs de vastes structures anticlinales, seraient un argument en faveur de cet évènement compressif.

### ❖ **Les déformations du Crétacé Supérieur**

Pour Herkat et Guiraud (2006), le début du Crétacé Supérieur correspond à une période de remplissage des bassins résultant d'une subsidence thermique et d'eustatisme (transgression-régression).

Un évènement compressif d'âge Santonien, marqué par des plis de direction NE-SW, et des fractures de même direction a été signalé par Kazi-Tani (1986). Cet évènement pourrait indiquer qu'une inversion tectonique aurait débuté dès cette période dans certains domaines de l'Atlas saharien. Des serrages de direction N - S à NNE - SSW d'âge Turonien supérieur, et qui connaissent leur paroxysme vers la fin du Santonien ont été signalés dans certaines zones de la bordure pré-atlasique et du Hodna (Herkat, 1999). Ils s'exprimeraient par un plissement et l'émergence du Hodna- Centro-oriental.

Les mouvements tectoniques qui interviennent par la suite, notamment à la fin du Maestrichien, sont largement connus à l'échelle de l'Afrique (Guiraud et Bosworth, 1997). Ils sont en relation avec le mouvement de la plaque africaine vers le NNE qui s'accompagne des premiers serrages de ce continent avec l'Eurasie (Herkat, 1999).

Le début des compressions annonciatrices de la phase atlasique majeure, peut être daté du Campanien– Maestrichtien, matérialisé par les discordances angulaires du Crétacé Terminal sur différents termes du Crétacé Supérieur. Ces résultats sont déduits de l'interprétation de profils sismiques et de données de forage. Ils sont connus dans les monts des Aurès (Bracène et al, 2002 ; Frizon de Lamotte et al, 2000 et Herkat et Delfaud, 2000).

En Algérie, une deuxième pulsation a lieu au Maastrichtien-Paléocène, bien exprimée en sismique et se traduisant à l'affleurement par des lacunes fréquentes du Maastrichtien ou d'une partie du Paléocène (Bouaziz et al, 2002 ; Bracène et al, 2002 et Guiraud, 1975).

C'est au Lutétien–Priabonien que se développe le paroxysme des compressions atlasiques majeures exprimées par des structures d'inversion et des chevauchements (Khomsi et al, 2004 et Naak et al, 1996).

### ❖ **La déformation d'âge Eocène supérieur (phase atlasique)**

La déformation responsable de la structuration de la chaîne alpine (phase atlasique) serait d'âge Eocène supérieur (Laffite, 1939 ; Aissaoui, 1984 et Addoum, 1995) ou Éocène Moyen–Supérieur (Frizon de Lamotte et al, 2000). Elle s'exprime par des plis orientés NE-SW, ainsi que par une fracturation de directions variables ; parallèles ou obliques aux structures

compatibles avec une compression majeure NW-SE.

Au Maghreb, elle a été reconnue très tôt par Laffitte (1939) dans le massif des Aurès (Algérie). Cet auteur est à l'origine de la dénomination « phase atlasique » suggérant que c'est dans ce domaine structural, commun aux trois pays du Maghreb qu'elle est le mieux exprimée.

Cette phase Fini-Éocène, compressive se développe sur un bassin préstructuré et disloqué par des failles majeures s'organisant suivant les directions E-W, NNE-SSW à N-S et NW-SE. Ces failles expriment un héritage structural anté-paléogène de la marge orientale algérienne et tunisienne, en partie hérité de l'époque du Jurassique-Crétacé (Bouaziz et al, 2002 et Khomsi et al, 2004).

Les phases compressives paléocènes et fini-éocènes ont été mises en évidence dans les Aurès dans l'Atlas saharien et, plus généralement, dans l'ensemble du domaine atlasique magrébin (Herkat et Guiraud, 2006). La réalité et l'importance de cet événement à l'échelle du Maghreb demeurent discutées. À ce propos, on constate une divergence importante entre Frizon de Lamotte et al. (2000) qui insistent sur la généralité de cet événement à l'échelle du Maghreb, et Piqué et al. (1998) qui le restreignent au territoire algérien. En Tunisie, les manifestations de cette phase ont été signalées en sub-surface dans l'Atlas méridional et en Tunisie orientale (El Euch et al, 2004 et Khomsi et al, 2004).

### **La déformation d'âge Plio-Quaternaire**

À la fin du Plio-Quaternaire, une phase compressive Fini Pliocène-Quaternaire a été décrite dans le domaine atlasique oriental. Elle serait à l'origine de la réactivation des structures atlasiques le long de l'Accident sud-atlasique (ASA) et de chevauchements d'ampleur plurikilométrique, démontrés à partir des travaux de subsurface (Outtani et al, 1995). La phase compressive est matérialisée par des failles d'orientation ENE-WSW et générant des plis de direction E-W particulièrement dans les régions méridionales de l'Atlas saharien (Burolet, 1956) ; ce mouvement serait responsable de la réorientation du flanc Sud de certaines structures.

Les dépôts quaternaires sont souvent étagés et rarement déformés, ils sont affectés par de légers rejeux de quelques plis fini-pliocènes (Guiraud, 1990).

L'âge des fossés d'effondrement plio-quaternaires des environs de Tébessa est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Dubourdiou, 1956 et Kazi Tani 1986), ou créacée avec un effondrement majeur au Pliocène. (Chihi, 1984). L'ouverture des fossés plio-quaternaires selon une direction E-W est compatible avec ce champ de contrainte N-S.

### A.I.1.2.2 Le remplissage cénozoïque de quelques Bassins atlasiques sud - aurésiens et des Bassins néogènes des zones limitrophes

Le remplissage méso-cénozoïque de la région des Aurès est bien connu grâce aux travaux de Laffite (1939). Aussi nous nous restreindrons dans ce qui suit à reprendre la description de la série cénozoïque de quelques Bassins sud - aurésiens, qui forment une continuité latérale avec le plateau des Nementcha. Toutefois, les dépôts néogènes étant mal datés et localement indifférenciés dans le Sud des Aurès, une comparaison a été établie avec leurs équivalents dans le SW tunisien où ils sont plus connus grâce aux nombreux ossements de vertébrés qu'ils ont livré dans la région de Gafsa-Metlaoui (frontière algéro-tunisienne) (Tab. A. I.1).

Sud des Aurès (Laffite, 1939)	Néogène de Biskra (Chebbah & Lamoureux, 2012)	Nementcha (Negrine) (Aissaoui, 1989)	SW tunisien (Biely & al., 1972; Manai-Tayech 2009)
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Discordance plio-quadernaire.</li> <li>- Poudingues rouges (Pliocène probable) (bien datés à Saint Arnaud ou El Eulma, où ils ont livré une faune pliocène).</li> <li>- Grès ou sables du Pontien (Miocène supérieur à Pliocène basal).</li> <li>- Série d'argiles rouges continentales (Miocène moyen-base du Miocène supérieur).</li> <li>- Assises marines à Pectinidés (Burdigalien à Helvétien ou Miocène moyen).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Discordance plio-quadernaire.</li> <li>- Grès conglomératiques du Pliocène.</li> <li>- Argiles brun-rouges, grès argileux à graviers du Tortonien-Messinien. (Discordance angulaire entre le Tortonien-Messinien).</li> <li>- Grès et grès argileux du Langhien - Serravallien.</li> <li>- Argiles brunes gypseuses et argiles verdâtres à blocs du Miocène inférieur.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Grès et sables grossiers, surmontant des argiles silteuses rouges ou brune (Messinen probable).</li> <li>- Alternance de sables blancs et jaunes avec des argiles silteuses brunes de Ferkane. (Serravallien-Tortonien).</li> <li>- Discordance atlasique.</li> <li>- Argiles marneuses vertes à gypse du Lutétien supérieur. (Eocène supérieur)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Sables conglomératiques (Quaternaire).</li> <li>- Alternance de dépôts argilo- sableux rougeâtres et bancs conglomératiques de Segui. (Mio-Pliocène).</li> <li>- Discordance.</li> <li>- Formation sabo-argileuse à ossements de vertébrés de Beglia (Miocène moyen- supérieur).</li> <li>- Discordance locale.</li> <li>- Argiles rouges à passées. conglomératiques à hélicidés de Sehib (Miocène inférieur).</li> <li>- Discordance.</li> <li>- Terrains éocènes et /ou crétacés.</li> </ul>

**Tab. A. I. 1 :** Récapitulatif des Formations néogènes de la partie méridionale Aurès- Nemtcha-S. tunisien

La série cénozoïque du sud des Aurès et dans les Nementcha peut être résumée comme suit :

Le plateau des Nementcha est essentiellement constitué d'assises marines et continentales

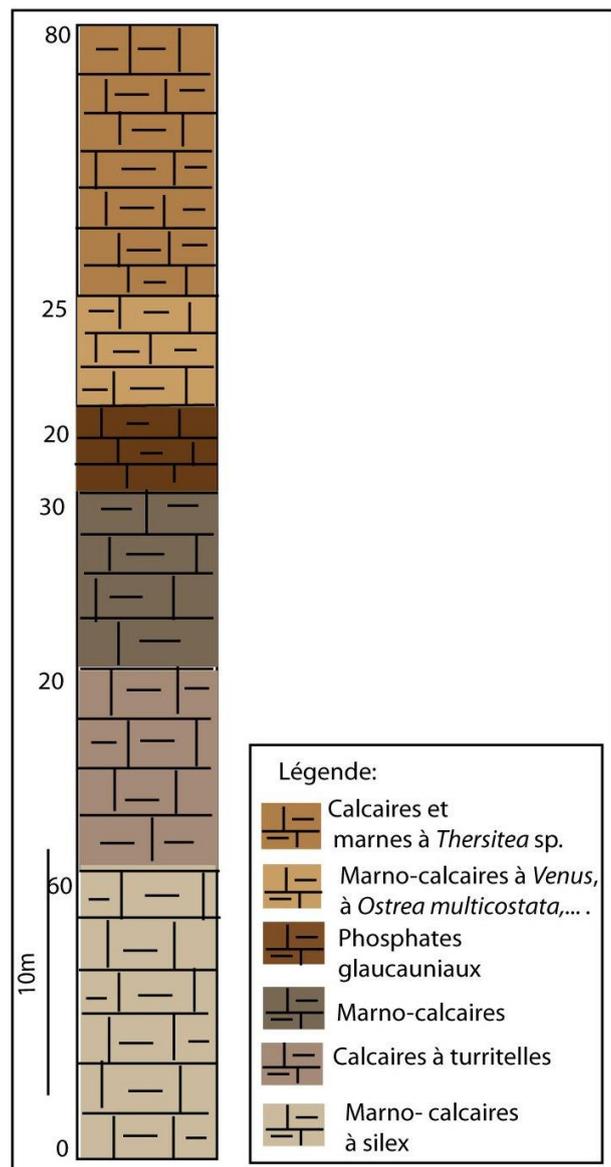
paléogènes, occupant le Nord et le centre de la région. Les dépôts détritiques sablo-argileux miocènes qui se cantonnent dans la partie méridionale du plateau sont très mal connus du fait de leur aspect azoïque d'une part, et de leur juxtaposition à l'accident sud-atlasique d'autre part. Celui-ci a en effet, joué tout au long du Néogène, remobilisant les dépôts de même âge, les quelques ossements de vertébrés trouvés près de l'oued El Halail, ont permis de leur conférer l'âge incertain de Langhien- Serravallien ou Serravallien- Tortonien. (Ducrocq et al., 2001 ; Lihorau et al. 2014). Le remplissage des bassins cénozoïques peut-être résumé comme suit :

#### A.I.1.2.2.a Le Paléogène

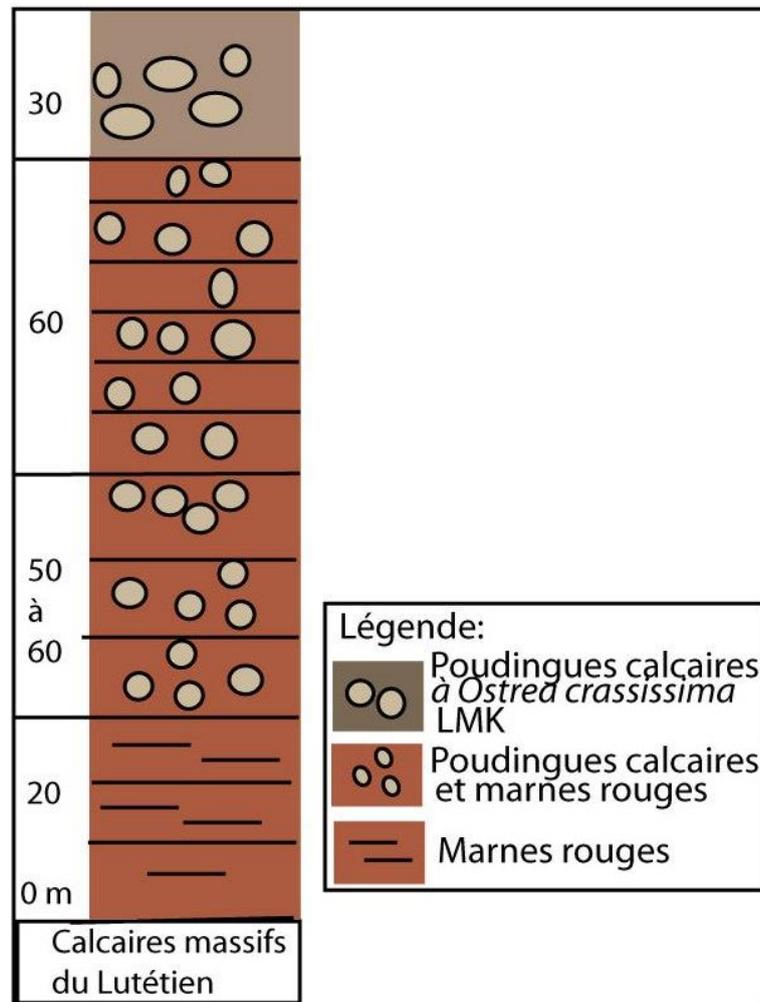
Le Paléogène est représenté dans les Aurès par des dépôts marins d'âge éocènes (Laffite, 1939). Il contient un ensemble marin à la base et un ensemble continental au sommet.

- La série marine : Bien développée au SE des Aurès (djebel Checharla), elle comprend l'Éocène inférieur et l'Éocène moyen. Elle est représentée par des dépôts marno-calcaires à turritelles, des couches de phosphates et des sédiments marno-calcaires à thersitées, à *Nummulites globulus*, ... (Fig.A.I.4).

- La série continentale : La série continentale d'âge Eocène-Oligocène, est bien représentée dans le Rhoufi, où de nombreux ravins entaillent les couches rouges. Au-dessus des calcaires massifs lutétiens, se succèdent des marnes, et des marnes rouges gréseuses qui se clôturent par des poudingues à ciment marneux et à *Ostrea crassissima* LMK (Fig. A. I. 5).



**Fig.A. I. 4** : Log lithologique synthétique de l'Éocène inférieur et moyen marin du SE des Aurès d'après les descriptions de Laffite (1939).



**Fig.A. I. 5** : Log lithologique synthétique du Paléogène continental (Eocène-Oligocène) du Rhoufi d'après les descriptions de Laffite (1939).

### A.I.1.2.2.b Le Néogène

La fin du Lutétien s'est soldée par l'installation de lagunes gypsifères, préluant à l'exondation générale qui a suivi l'orogénèse atlasique. La mer reviendra au début du Miocène ; la transgression atteindra le Sud des Aurès.

#### ❖ Le Néogène Marin (Miocène inférieur – Moyen)

Le Néogène marin est représenté à El Kantara (Biskra, Sud des Aurès) par des couches calcaires sub- horizontales, riches en lithothamniées, reposant en discordance sur les dépôts maestrichtiens. Les algues de type *Archaeolithothamnium cyrenaicum* RAIN, *Mesophyllum koritzae* LEM, ..., donnent un âge Burdigalien à ces dépôts. Dans la région de Branis (sud des Aurès (voir plus loin), le Néogène marin est représenté par des dépôts du Miocène moyen.

❖ Le Néogène Continental (Miocène supérieur et Pliocène)

Au-dessus du Miocène marin, se déposent des assises continentales, très développées au sud des Aurès, mais très peu fossilifères. Leur âge résulte de leur position au -dessus du Miocène marin et des parallélismes établis avec les terrains tunisiens qui ont fourni des restes de vertébrés.

L'âge de la limite inférieure de cette série est fourni par les assises marines du Langhien-Serravallien sur lesquelles elle repose, tandis que la limite supérieure est donnée par les assises quaternaires dont elle se détache aisément dans presque toutes les régions.

La coupe effectuée dans la région de Branis donne la succession suivante au-dessus des dépôts du Langhien - Serravallien :

- 1) Argiles rouges à rares bancs gréseux à *Helix tissoti* (250m) ;
- 2) Grès à rares bancs de graviers et à poudingues mal cimentés bruns et rouges au sommet (200m) ;
- 3) Poudingues grossiers (100m) (Fig.A.I.6) ;

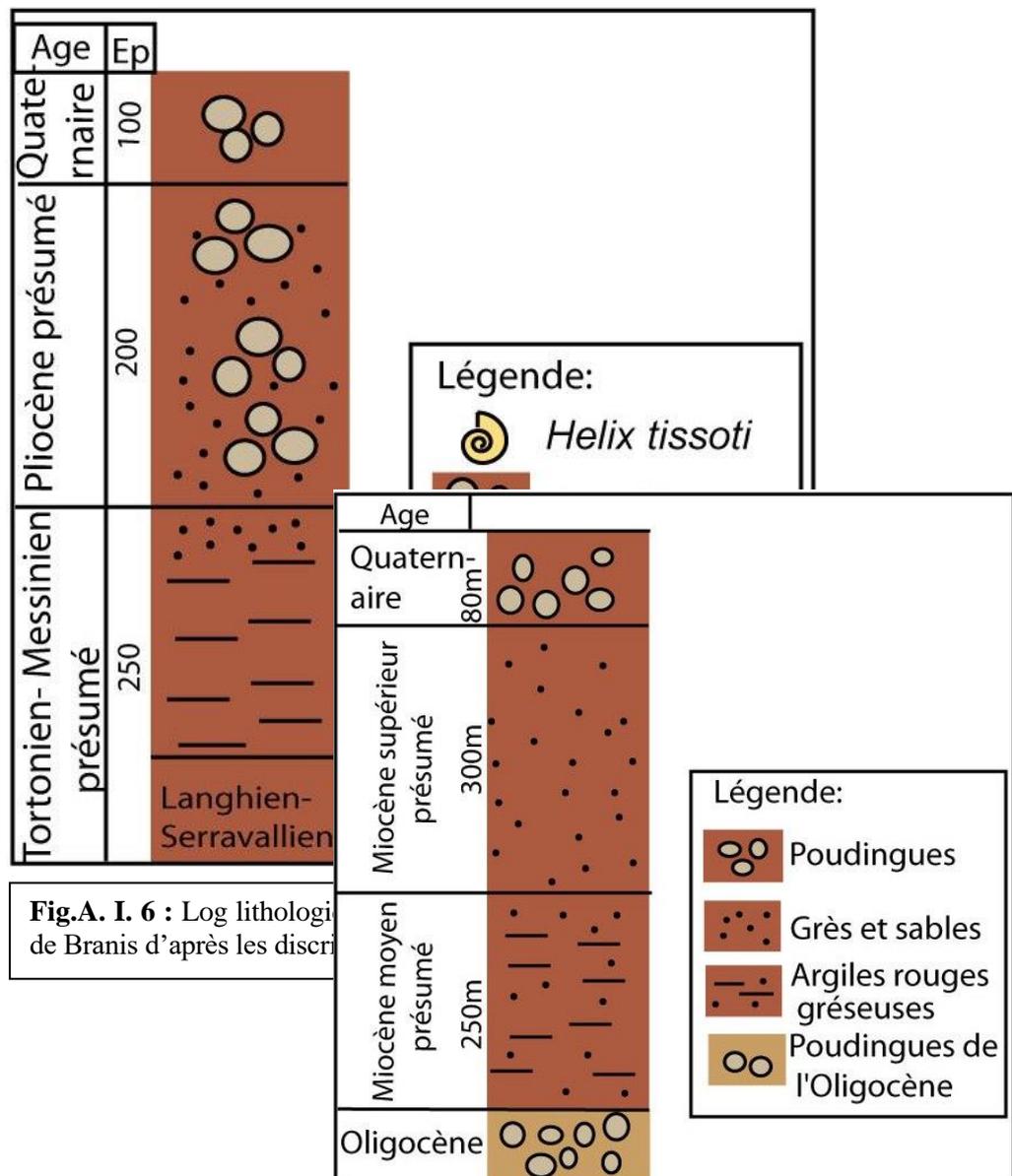


Fig.A. I. 6 : Log lithologique de Branis d'après les descriptions

À Khenguët

Naji, on peut voir la succession suivante de bas en haut (Fig.A.I.7) :

- 1) Des poudingues de l'Oligocène probable ;
- 2) Des sables argileux rouges, qui seraient équivalents aux argiles rougeâtres de Branis attribuées au Miocène moyen ;
- 3) La succession se poursuit avec des grès rouges argileux sans fossiles, attribués au Miocène supérieur probable.

Ces derniers seraient les équivalents probables des argiles rouges à *Helix tissoti* de Branis ;

**Fig.A. I. 7** : Log lithologique synthétique du Néogène continental de Khenguet Sidi Nadji d'après les descriptions de Laffite (1939) (Les épaisseurs ne sont pas indiquées).

- 4) Poudingues grossiers à gros éléments du Quaternaire (100m).

Vers l'Est, ces grès admettent des intercalations de sables blancs, de plus en plus abondants. Au-dessus de ces grès et sables, des poudingues à gros éléments et peu cimentés qui sont rapportés au Pliocène Ces dépôts grossiers sont discordants sur les assises sous-jacentes d'après Flamand (1911), mais cette discordance n'existerait pas d'après Laffite (1939) (voir partie sédimentologie pour plus de détails sur la succession lithologique de Khenguet Naji).

### **A.I.1.2.3 Comparaison entre le Néogène du Sud des Aurès et celui du Sud-ouest tunisien**

La série néogène continentale affleure bien dans le SW tunisien, aux frontières algéro-tunisiennes. Une première comparaison a été établie à partir des travaux antérieurs effectués par Laffite, (1939), Biely et al., (1972), Manai- Tayech (2009), Aissaoui (1989) ainsi que ceux de Chebah et Lamoureux (2012) (voir Tab. A. I. 1).

**La série du Néogène de la partie méridionale des Aurès** qui est discordante sur les terrains anté- éocènes supérieur, est représentée par des :

- 1) Assises marines à pectinidées du Miocène inférieur et moyen ;
- 2) Argiles rouges du Miocène moyen-base du Miocène supérieur ;
- 3) Grès du Miocène supérieur- Pliocène basal.

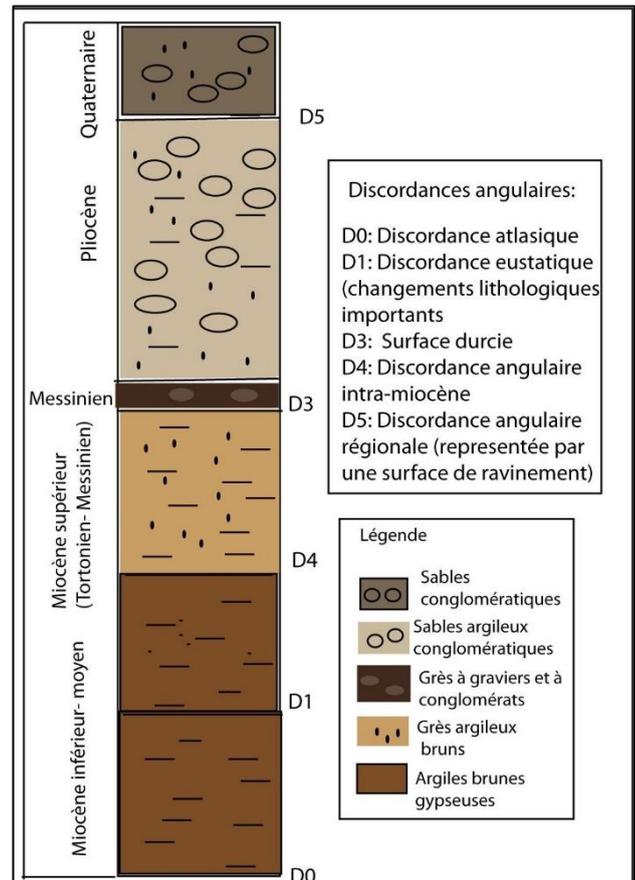
**La série néogène du SW tunisien** a livré des fossiles qui ont permis de différencier les

ensembles lithologiques. Elle est représentée par les formations suivantes (partie corrélation) :

- 1) Argiles rouges à hélicidés d'âge miocène inférieur ;
- 2) Sables argileux à vertébrés du Miocène moyen-Miocène supérieur ;
- 3) Sables argileux conglomératiques attribués au Mio- Pliocène ;
- 4) Sables conglomératiques du Quaternaire.

**Les dépôts néogènes de Biskra** (fosse sud atlasique) (Chebbah & Lamoureux, 2012) ont été subdivisés en cinq ensembles lithologiques, dans lesquels 4 discontinuités et 3 discordances régionales (D1, D3, D5) ont été distinguées. La succession de ces ensembles lithologiques a été synthétisée dans la (fig. A. I. 8) ainsi que dans le (Tabl.A.1), qui montrent de bas en haut :

- 1) Argiles brunes gypseuses et argiles verdâtres à blocs du Miocène inférieur ;
- 2) Grès et grès argileux du Langhien - Serravallien ;
- 3) Argiles brun- rouges, et les grès argileux à graviers du Tortonien-Messinien ;
- 4) Grès conglomératiques du Pliocène.



**Fig.A. I. 8** : La série néogène de la fosse atlasique, établie à partir des données de Chebbah & Lamoureux (2012).

**A.I.2 Historique des recherches antérieures**

Les formations post- atlasiques des monts Nementcha ont suscité peu d'intérêt chez les pionniers de la géologie algérienne, à cause sans doute de leurs caractères quasi-azoïques et du fait de leur stérilité du point vue économique, contrairement aux formations paléogènes, riches en phosphates et en restes de vertébrés découverts et/ou étudiés par certains auteurs (Coiffait &

al., 1984 ; Tabucé & al., 2000). Il existe toutefois quelques descriptions sommaires des auteurs comme GBM Flamand, qui a signalé très tôt (1911) l'existence de l'Oligocène conglomératique dans la petite localité de Khenguet Nadji, ou encore Laffite (1939) qui a trouvé dans les formations rouges attribuées au Néogène, des hélicidés de type *Helix Tissoti* sur le tronçon khenguet Nadji- Negrine.

Plus récemment, ces formations ont retrouvé un regain d'intérêt grâce notamment à Aissaoui (1984) qui a fait l'étude structurale de la zone de Negrine -Metlaoui dans le cadre d'une thèse de doctorat. Il a ainsi analysé l'expression des différentes structures tectoniques liées à l'accident sud-atlasique.

En outre, leur chronostratigraphie s'en trouvera un peu mieux connue, et ce, grâce à la découverte de restes d'anthracothères représentés par *Libycausaurus anisae* et *L. algeriensis* (Ducrocq & al., 2001 ; Lihorau & al. 2014) ainsi que par des restes de mastodontes, tortues, et crocodiles (Jeager, data non publiés, in Ducrocq et al., 2001). Dans le Sud-ouest tunisien, aux frontières algéro-tunisiennes, les mêmes fossiles dont le *Libycausaurus anisae*, ont été également découverts dans la Formation sableuse de Beglia, ce qui a permis d'attribuer à ces séries les âges controversés de Langhien- Tortonien basal (Biely et al., 1972, Ducrocq et al., 2001), et Serravallien - Tortonien basal (Manai Tayech, 2005, 2009, Lihoreau et al., 2014).

Plus au Nord, dans les environs de Tébessa, les premières données sur le Miocène remontent au début du siècle, lorsque Brives (1919) a découvert une dent de *Deinotherium* dans la sablière d'El Kouif (situé à 2 Km au Nord de Tébessa). Des études stratigraphiques entreprises par Dubourdiou (1956), Durozoy (1961) et Vila (1977) au Nord de Tébessa et à Khenchela, sur des séries gréso-carbonatées à foraminifères, ont permis de leur attribuer un âge Langhien-Tortonien inférieur. Chebbah (2007) a fait une étude sédimentologique de quelques bassins néogènes du sud de Biskra, dont la synthèse lui permettra par la suite, d'établir une série continentale de la fosse sud-aurésienne, dans laquelle 4 formations argilo-sableuses et conglomératiques ont été distinguées grâce à des discontinuités (mineures ou surfaces d'érosion) et majeures (discordances) (Chebbah et Lamoureux, 2012).

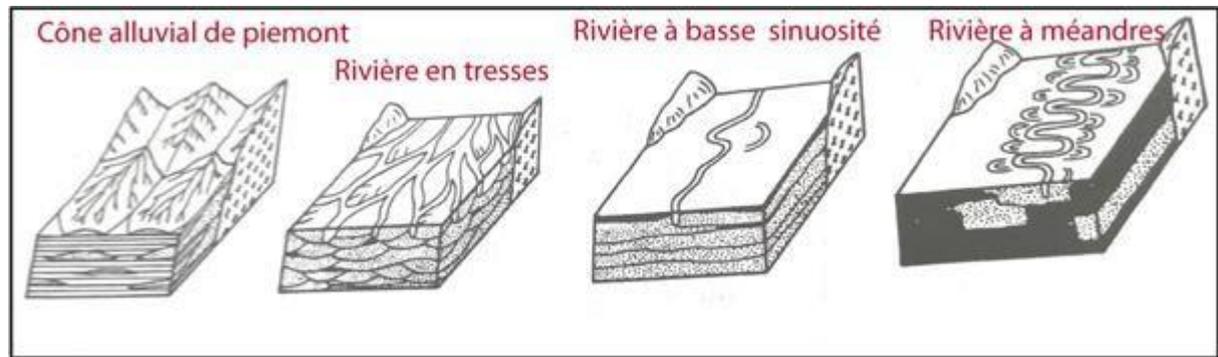
### **A.I.3 Rappels sur quelques milieux de sédimentation**

#### **A.I.3.1 Les dépôts alluviaux**

On regroupe sous ce terme tous les dépôts qui s'accumulent par ruissèlement de l'eau sur le continent. Trois grands facteurs influencent ce type de sédimentation ; le climat, la nature du substrat, le contexte structural et géodynamique. On distingue 3 types d'environnement dans

lesquels s'effectuent les dépôts alluviaux :

- 1) Les cônes alluviaux ;
- 2) les rivières en tresses ;
- 3) Les rivières à méandres (Fig. A. I. 9).



**Fig.A. I. 9** : Différents environnements alluviaux (d'après Allen, 1965 ; Friend, 1983)

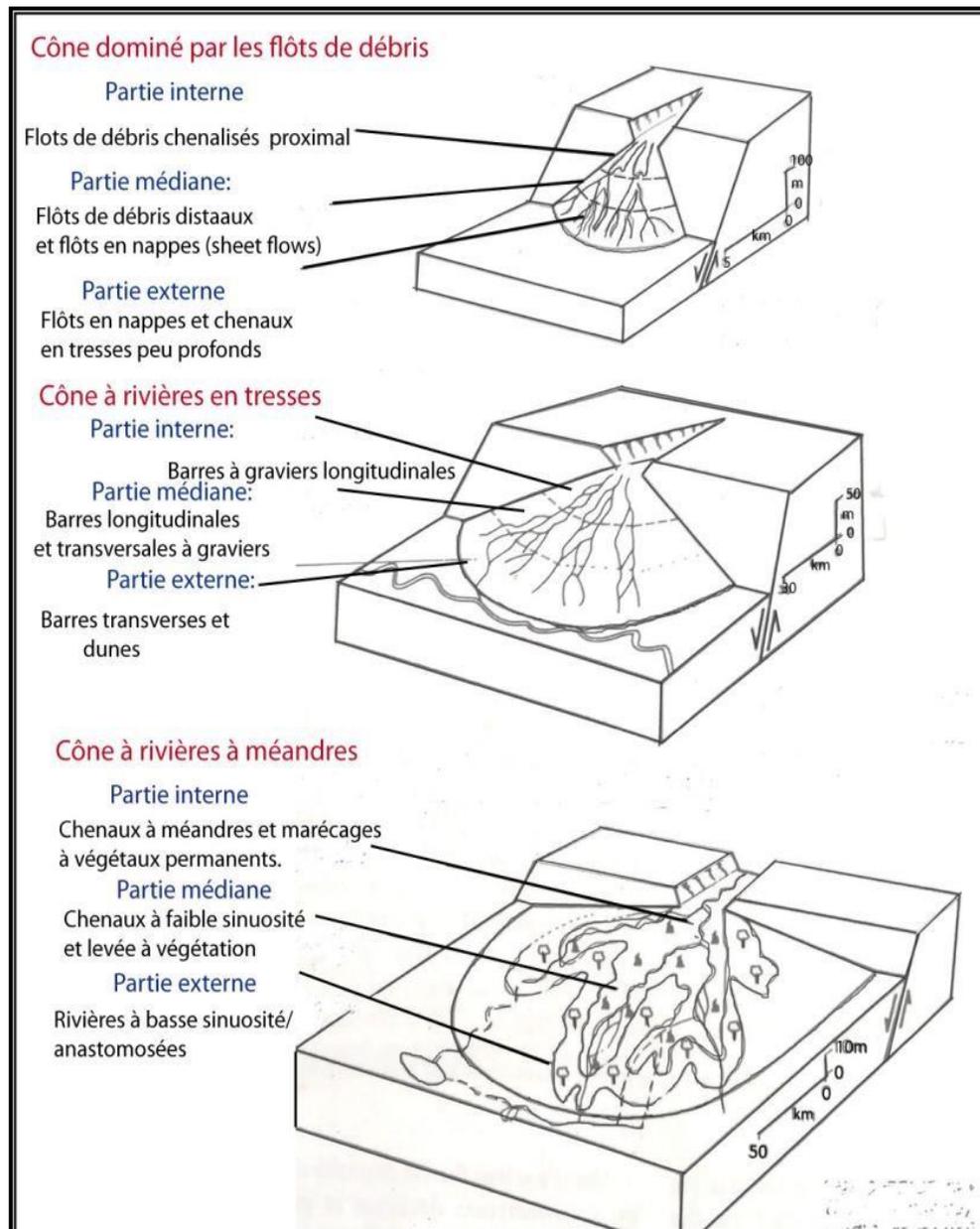
### A.I.3.1.1 Les cônes alluviaux

Les cônes alluviaux se forment aux pieds des massifs montagneux et le long d'escarpement de failles, généralement en bordure de grabens actifs. Ils sont globalement constitués de sédiments grossiers (Fig. A. I. 10).

Pour Steel (1977) et Heward (1978) (in Sholl & al., 1998), dans une marge active où les dépôts sont constamment régénérés, les séquences sont grano-strato-croissante dans la partie distale du cône (progradation des dépôts) et grano- strato-décroissantes dans les parties médianes du cône. Dans une marge relativement passive, les séquences sont grano- décroissantes.

Stanistreet et Mc Carty (1993) (in Miall, 1996) distinguent 3 types de cônes alluviaux en fonction du climat et des sources d'apport :

- Les cônes dont la sédimentation s'effectue par écoulement gravitaire (gravity flow) ;
- Les cônes fluviatiles en tresses ;
- Les cônes fluviatiles à méandres.



**Fig.A.I. 10** : Classification des cônes alluviaux  
(Stanistreet & Mc Carty, 1993)

### A.I.3.1.2 Les différents types de rivières

Les différents types de rivières sont classés d'après leur style d'écoulement, et leur lithologie (Miall, 1977 in Scholle & Darwin Spearing, 1998, Miall, 1996). On distingue généralement les rivières rectilignes, à méandres et en tresses (voir Fig. A. I. 10). Seules les rivières rencontrées dans la zone d'étude (rivières en tresses) feront l'objet d'une description approfondie.

#### A.I.3.1.2.a Les rivières à méandres

Les rivières à méandres se forment dans les plaines alluviales à faible gradient, et elles sont

marquées par un plus fort pourcentage d'argiles et de silts par rapport aux rivières en tresses. Elles sont caractérisées par l'existence d'un chenal unique très sinueux, encadré par des levées et des plaines d'inondation.

Les particularités de ce type de rivières consistent en l'érosion de la rive concave du méandre par le courant, alors que la rive convexe est le siège d'une sédimentation, provoquant ainsi la migration latérale du chenal. Cette rive convexe est le lieu principal où s'accumulent les sables et des proportions variés de graviers et de silts, formant des barres de méandres (point bar).

#### **A.I.3.1.2.b Les rivières en tresses**

Les rivières en tresses se forment dans les zones à fort gradient topographique et/ou lorsque le débit est très variable (climat aride et semi-aride). Leur développement est favorisé par l'absence de végétation susceptible de consolider les berges. Elles se distinguent par une faible sinuosité du lit majeur et par la présence d'un réseau complexe de chenaux que séparent de nombreuses barres. Les chenaux se marquent par des séquences à bases érosives peu importantes, tandis que le sommet des séquences est représenté par des dépôts de barres, représentés par des sables fins à grossiers, à stratifications de type tabulaire, rides et lamines parallèles. Ces dépôts constituent la phase ultime du remplissage de chenaux. La disposition verticale montre une strato- grano-décroissance. Miall (1996) distingue 2 grands types de rivières en tresses : les rivières en tresses à graviers et les rivières en tresses sableuses (Fig. A. I. 11).

##### **❖ Les rivières en tresses à graviers**

Ces rivières se distinguent par 2 types d'écoulement : Le premier s'effectue par gravité, le second se fait par traction et suspension.

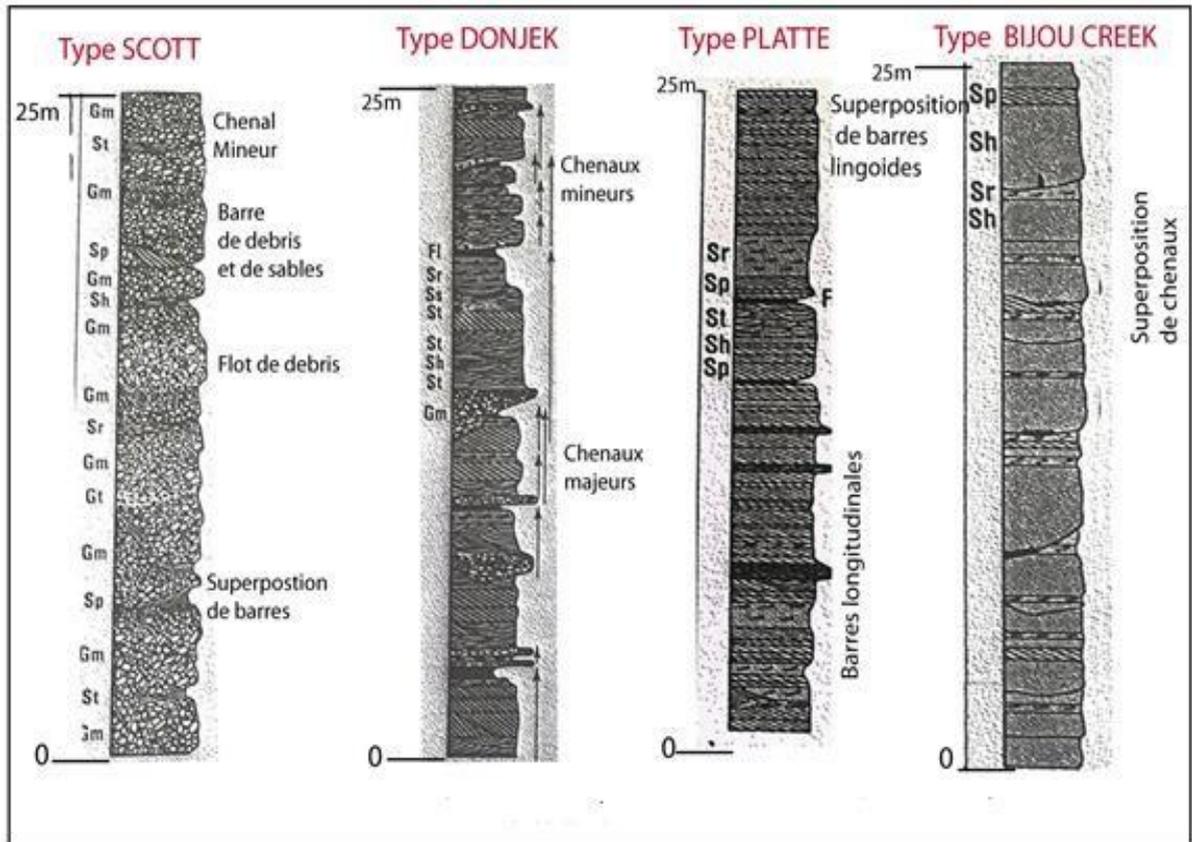


Fig. A. I. 11 : Différents types de rivières en tresses (Miall, 1977, in Scholle & al.1998).

- **Écoulement gravitaire visqueux et massif**

L'écoulement gravitaire visqueux et massif est lié à l'existence d'une sédimentation très concentrée. Ce type de dépôt massif est associé aux averses catastrophiques (catastrophic runoff), qui sont légion dans les régions arides et semi-arides. On y distingue deux (2) types de dépôts :

- **Dépôt de type debris-flow ou flots de débris** : Ce type de dépôt est composé de débris de roches hétérométriques (du granule au bloc), pris dans une matrice argilo-siliceuse. Leur existence peut -être d'origine climatique ou tectonique, et la distinction entre ces 2 facteurs, demeure difficile à faire d'après l'auteur, surtout dans la sédimentation ancienne ;
- **Dépôt de type massive sand ou sables massifs (lithofaciès Sm)** : Le lithofaciès massive sand s'observe sous forme de sables massifs, sans structures, ou portant des laminations grossières, et dont l'écoulement se fait par gravité. Ce faciès caractérise les petits chenaux résultant des affaissements des berges.

- **Écoulement par traction et suspension limitée**

L'écoulement par traction et suspension limitée d'une charge peu importante, se caractérise par des barres à graviers (Gravel Bars). Les deux types d'écoulement (gravitaire et par suspension) peuvent toutefois, exister dans le même bassin.

- ❖ **Les rivières sableuses en tresses**

Les rivières sableuses en tresses sont classées en 6 types :

- 1) Les rivières sableuses peu profondes (Platte river) ;
- 2) Les rivières sableuses pérennes et profondes (Saskatchewan river) ;
- 3) Les rivières sableuses en tresses de haute énergie ;
- 4) Les rivières sableuses en tresses à écoulement en nappe distal ;
- 5) Les rivières sableuses éphémères ou 'flashy', à écoulement en nappe (Bijou Creek type) ;
- 6) Les rivières anastomosées.

Nous ne définirons dans ce qui suit, que les rivières mises en évidence dans le Néogène de la zone d'étude. Celles-ci sont :

- **Les rivières sableuses en tresses de haute énergie**

Ce type de rivière est caractérisé par l'existence d'une cicatrice d'érosion à la base des chenaux, dont le remplissage est marqué par des laminations planes (lithofacies Sh) et des stratifications obliques à angle faible (lithofacies Sl) que Cowan (1991) interprète comme le résultat d'un régime d'écoulement qui transite ou qui passe vers des conditions d'écoulement supérieure ou de haute énergie. La réunion de l'ensemble de ces caractéristiques, suggère un style fluvial où la sédimentation « prend place » lorsque le débit est important ou de haute énergie, et la profondeur est faible.

- **Les rivières sableuses éphémères (flashy and ephemeral rivers) à écoulement ennappe (Type Bijou Creek)**

Les rivières sableuses en nappes éphémères ont été décrites pour la première fois par Mckee et al. (1962) à Bijou Creek en Colorado. Elles se distinguent par un débit très rapide ou de type flashy, où l'écoulement est de type transitionnel ou supérieur, générant des épandages sableux à laminations horizontales (lithofacies Sh) et des stratifications obliques à faible angle.

La cicatrice du chenal est faiblement définie ou absente, les plaines d'inondation sont rares ou absentes, et les évaporites peuvent exister dans la partie supérieure des couches sableuses. Par ailleurs des lentilles de dunes à St et à Sp peuvent se former lors des phases d'étiage de la rivière (lors des crues, ils se déposent des nappes à Sh ou à laminations).

### **A.I.3.2 Le milieu éolien**

Les dépôts éoliens sont des sables et des poussières que le vent déplace constamment et dont il se décharge dès qu'il rencontre un obstacle. Leurs critères de reconnaissance sont :

- 1) Grains ronds, mats et présence de dreikanter ;
- 2) Bon classement ;
- 3) Stratifications croisées à fort angle.

En milieu éolien, 3 sous-environnements sont distingués (Sholle & al., 1998) (Fig. A. I. 12).

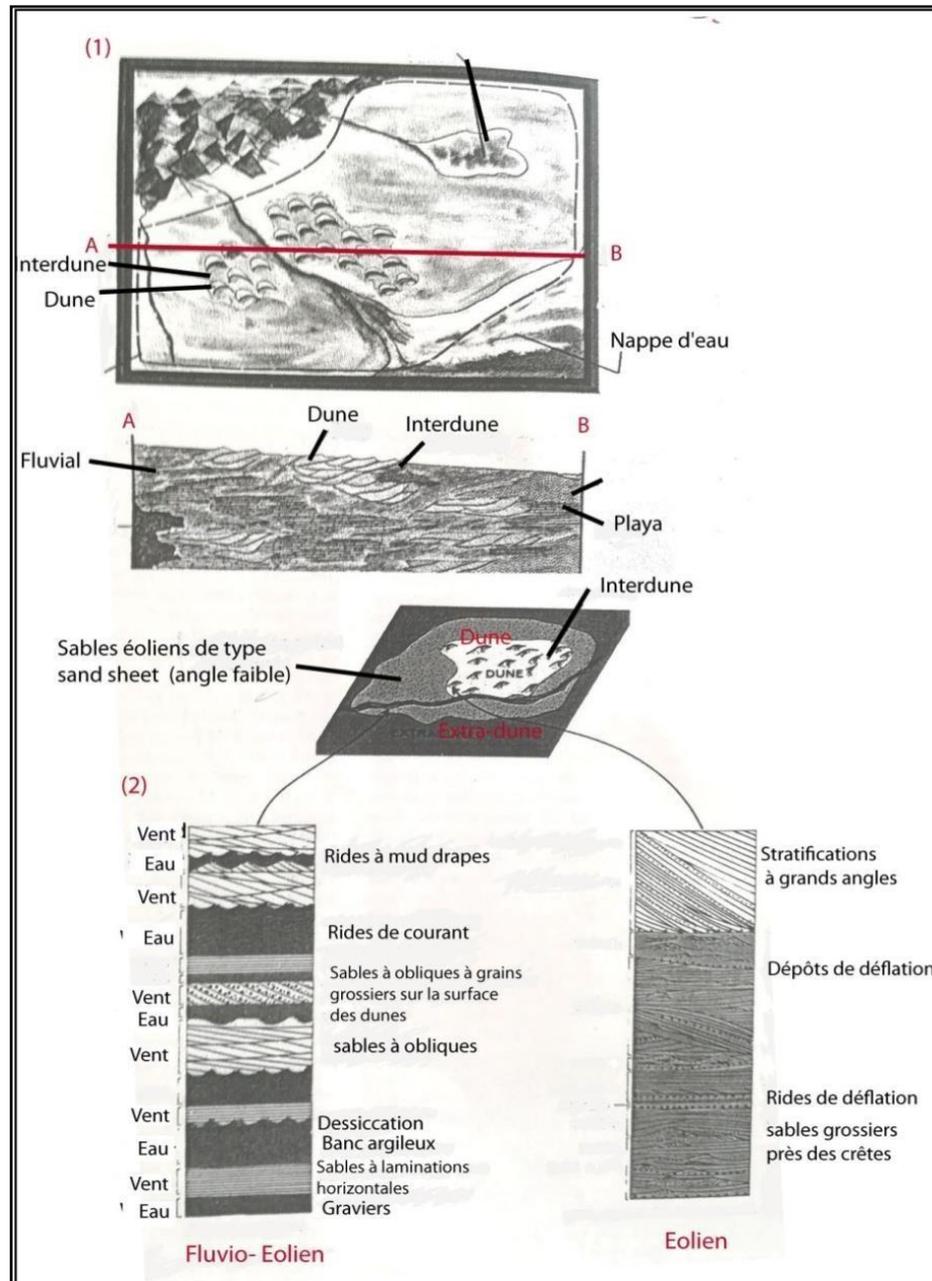
#### **❖ Les dunes**

Les dunes se forment en réponse à des régimes de vent spécifiques, où 5 formes basiques sont reconnues. Leur reconnaissance et subdivision sont basées sur la forme et le nombre des surfaces inclinées (slipfaces). Nous distinguons ainsi :

- Les dunes à une seule surface inclinée (barchanes et barchanoides) ;
- Les dunes à 2 surfaces inclinées (dunes linéaires ou seifs, les dunes symétriques, et les dunes asymétriques) ;
- Les dunes à 3 surfaces inclinées ou plus (dunes en étoiles).

Les dunes et les dépôts éoliens qui ne développent pas de face inclinée sont :

- Les domes dunaires ;
- Les sand sheet ;
- Les cordons dunaires (sand stringers).



**Fig.A. I. 12 :** Les systèmes de dépôts éoliens :  
 (1) Relations entre les dunes inter-dunes, nappes sableuses (sand sheet), et des dépôts d'extra-dunes. (2) Distinction entre les dépôts fluviaux et éoliens dans une sédimentation fluvio-éolienne (dunes-extra-dunes) et caractérisation des dépôts éoliens (d'après Glennie, 1970 ; Fryberger & al., 1979 in Sholle & al. 1998).

❖ **Les inter-dunes**

Les inter-dunes où séries sont des microenvironnements ou sous-environnements qui s'intercalent entre les dunes. Ils sont composés de sables éoliens mal classés, de silts et d'argiles. Leur extension varie selon qu'elles s'intercalent entre les dunes unimodales (Barkhanes) ou les dunes bimodales ou plus (seifs).

On distingue parmi les inter-dunes : les dépôts inter-dunaires secs, les dépôts inter-dunaires humides et les dépôts inter-dunaires évaporitiques.

❖ **Sand- sheets ou nappes sableuses**

Les sand- sheets ou nappes sableuses sont des dépôts sablo-argileux hétérogènes, qui forment une transition entre les dunes et les inter-dunes, mais aussi les dépôts non éoliens. L'inclinaison des stratifications obliques est modérée ou faible, son estimation varie entre 0°- 20° (cette estimation est caractéristique des sand -sheet).

Les traces de bioturbation d'origine animale ou végétales (insectes, racines...) peuvent être importantes.

**On peut citer les structures sédimentaires inhérentes au milieu éolien**

- 1) Les dunes à stratifications à angle modéré ou à grand angle (supérieur à 30°) avec une direction unique, sont communes. L'ensemble de stratifications sont rassemblées en faisceaux ou séries (set) et la disposition de ces obliques est tangentielle par rapport à la surface basale du set ;
- 2) L'existence de structures d'avalanche comme le slumps, qui sont engendrées par une rupture de cohésion dans les couches supérieures, lors de la circulation d'eau par exemple ;
- 3) L'intercalation de dépôts inter- dunaires et/ou de dépôts à granulométrie bimodale le long des surfaces de discontinuités ou érodées des faisceaux (lag deposit). Ces derniers sont représentés par des sables grossiers qui sont restés en place après la déflation et le départ de particules fines ;
- 4) Les inter-dunes sèches se caractérisent par des sables mal classés, des laminations subhorizontales, des oxydations rougeâtres et des racines calcifiées ;
- 5) Les inter-dunes humides sont constituées de silts et d'argiles qui sont piégés par les eaux stagnantes, et dans lesquels les traces d'activité sont importantes. Les figures de contorsion peuvent exister à cause de la saturation des sables en eau.

**A.I.3.3 Le milieu lacustre**

L'environnement lacustre est caractérisé par une étendue d'eau généralement douce, occupant

une dépression continentale. Lorsque le plan d'eau est très peu profond et que la végétation peut s'y développer, le milieu marécageux est dit palustre.

### ❖ **Caractéristiques générales de l'environnement lacustre**

On peut résumer les caractéristiques générales communes aux dépôts et à l'environnement lacustres par ce qui suit :

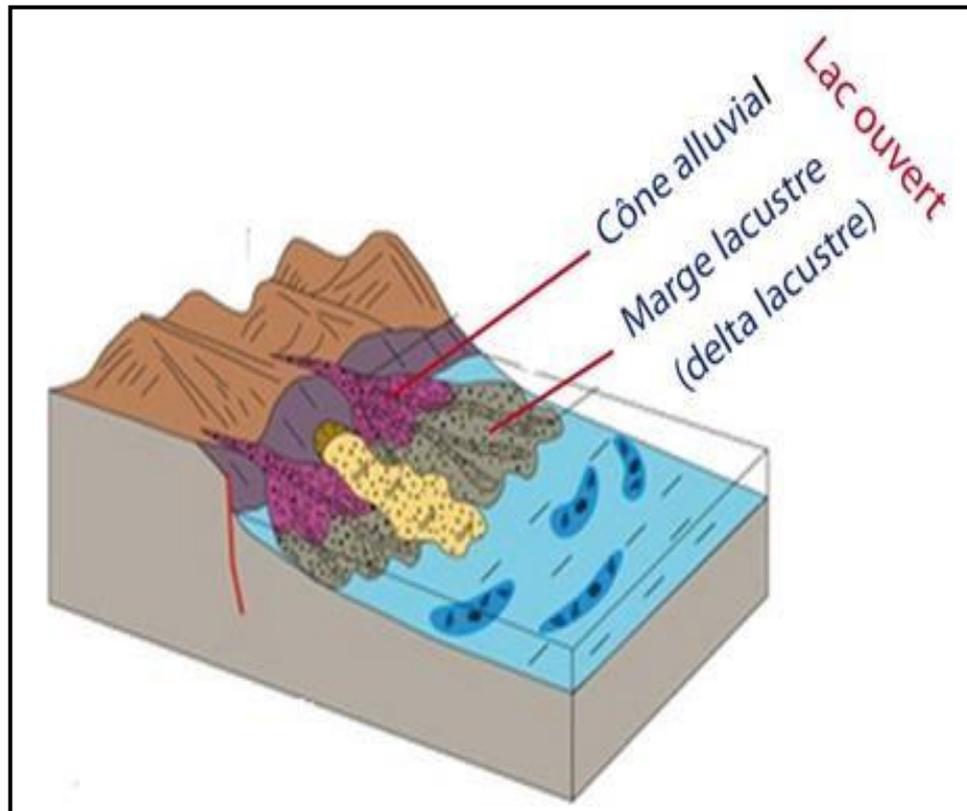
- 1) La plupart des dépôts lacustres présente un bon litage horizontal et une cyclicité prononcée ;
- 2) Ils présentent une stratification horizontale, due au non brassage des eaux. Cette stratification est d'origine thermique (le vent y exerce une influence peu importante). Elle peut y être de façon permanente (le litage concerne tout le long de la séquence verticale), ou saisonnière (le litage se trouve uniquement quelques séquences de la succession sédimentaire).  
La stratification thermique permanente des eaux caractérise les lacs tropicaux (ou oligomictiques) ainsi que les lacs dont la base est plus saline que les eaux de surfaces. Dans les 2 cas, les eaux du fond (hypolimnion) peuvent devenir complètement stagnantes et les conditions deviennent alors, anoxiques. De la matière organique peut s'accumuler dans des boues laminées, si les conditions de stratification sont maintenues pendant plusieurs milliers d'années. Sous des climats tempérés, le lac montre une stratification pendant l'été. En Automne, la stratification est interrompue ;
- 3) Ils montrent une grande influence au climat mais aussi à la tectonique, qui se reflète sur les changements lithologiques et sur la couleur des faciès, bien visibles sur la séquence verticale ;
- 4) La séquence verticale peut se composer de carbonates d'eau douce, de fins lits dolomitiques, des oxydes de fer, d'argiles, de sables fins et de silts, ainsi que des paléosols ;
- 5) La faune est généralement limitée, mais la microfaune et la microflore continentales peuvent y être en nombre important, on en cite : diatomées, dinoflagelles, ostracodes. Ces derniers tolèrent les changements climatiques et environnementaux et peuvent s'adapter aux eaux douces, saumâtres et hypersalines.

### ❖ Classification des lacs

On classe habituellement les lacs selon leur genèse, et on parle de lacs d'origine tectonique, glaciaire, volcanique, etc.,

D'autres auteurs (in Gerhard Einsel, 2000) distinguent des lacs fermés et des lacs ouverts.

- **Les lacs fermés** se développent beaucoup dans les climats arides et semi-arides chauds où /précipitent les évaporites et se constituent les sebkhas avec l'augmentation de l'aridité ;
- **Les lacs ouverts** (Fig. A. I. 13) se caractérisent par des rivières pourvoyeuses de sédiments clastiques dont le dépôt s'effectue sur les marges du lac, pendant que la partie distale est le siège d'une sédimentation mixte : silts, argiles, carbonates, silice biogénique.



**Fig.A. I. 13** : Bloc diagramme illustrant un environnement de type lacouvert, (in Sholle & al., 1998)

Les lacs pro-glacières et intra-montagneux sont à dominance silico-clastiques reflètent le relief, le climat et le type de roche présent dans les aires de drainage. La charge sédimentaire charriée par la rivière construit un delta lacustre à l'entrée du lac.

**A.I.4 Classification des lithofaciès**

La classification des dépôts clastiques fluviatiles en différents lithofaciès comprenant les graviers, sables et sédiments fins, constitue un outil incontournable et une première étape dans la description des lithofaciès, dont l’objectif est la reconnaissance des modalités de mise en place de ces derniers et d’établir par la suite, le style fluviatile des dépôts considérés.

Les couches sédimentaires sont classées d’après la taille du grain, la texture, la stratification ou les structures sédimentaires. Les structures biogéniques et les fossiles constituent des éléments importants en complément des données sédimentaires. Nous nous appuyerons dans notre travail sur la classification « finale », telle qu’elle a été établie par Miall (1996), mais dont les bases sont le fruit du travail de nombreux auteurs, depuis des décennies. Les différents lithofaciès et leur interprétation seront données sous forme de tableau (Tab. A. I. 2).

<b>Facies Code</b>	<b>Facies</b>	<b>Sedimentary structures</b>	<b>Interpretation</b>
<b>Gmm</b>	Matrix -supported massive gravels	Weak grading	Plastic debris flow (high-strength, viscous)
<b>Gmg</b>	Matrix-supported gravel	Inverse to normal grading	Pseudoplastic debris flow (low strength)
<b>Gci</b>	Clast-supported gravel	Inverse grading	Clast-rich debris flow (high strength), or low strength
<b>Gcm</b>	Clast-supported gravel	-	Pseudoplastic debris flow
<b>Gh</b>	Clast-supported crudely bedded gravels	Horizontal bedding, imbrication.	Longitudinal bedforms, lag deposits, sieve deposits.
<b>Gt</b>	Gravel stratified	Trough cross-beds	Minor channel fills
<b>Gp</b>	Gravel stratified	Planar cross-beds	Transverse bedforms, deltaic growths
<b>St</b>	Sand, fine to very coarse	Solitary or grouped trough cross-beds	Sinuuous-crested and linguoid (3D) dunes
<b>Sp</b>	Sand, fine to very coarse	Solitary or grouped planar cross-bedding.	Transverse and linguoide bedforms (2D dunes)
<b>Sr</b>	Sand, very fine to coarse	Ripple cross-lamination	Ripple, lower flow regime.
<b>Sh</b>	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Horizontal lamination	Plane -bed flow (critical flow)
<b>Sl</b>	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Low -angle (< 15°) cross- beds.	Scour fills, humpback or washed- out dunes, antidunes
<b>Ss</b>	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Broad, shallow scours	Scour fill.

**Tab. A. I. 2 :** Classification des lithofaciès (in Miall, 1996)

Chaque lithofaciès est représenté par une lettre majuscule et une lettre minuscule, où :

- La lettre majuscule (G, S, F) représente les grains dominants (G : Gravier ; S : Sables ; F : fine particules) ;
- La lettre minuscule représente la texture ou la structure du lithofaciès (exp: P= Planarcross -bedding ; ms = matrix supported).

L'auteur désigne aussi par un code les grands éléments architecturaux sédimentaires ou microformes, appelés « architectural elements ». Le macroforme est définie (in Miall, 1996) comme étant le produit cumulatif de la sédimentation pendant un temps, allant de 10 à quelques milliers d'années. Il concerne les dépôts de chenaux et des barres (point - barre, barres latérales et les sand flat), les nappes gréseuses ou flood sheet, et les lobes des sédiments au déplacement gravitaires en flot. Ces corps sédimentaires, sont ceux que l'on peut observer dans les rivières actuelles, en vue aérienne.

Ces corps sédimentaires ou « élément » sont :

- SG : sediment gravity-flow. Il concerne les faciès : Gmm, Gmg, Gci, Gcm ;
- GB : gravel bars. Il concerne les faciès Gm, Gp, Gt ;
- SB: sandy bed-forms. Il englobe les faciès St, Sp, Sh.

**CHAPITRE A. II**  
**ÉTUDE**  
**SÉDIMENTOLOGIQUE**

### **A.II.1 Méthodologie**

L'analyse sédimentologique adoptée dans ce travail, est celle qui a été élaborée par de nombreux auteurs anglo-saxons, pour étudier les dépôts continentaux, dont : Cant et walker, (1976) ; Miall, (1978c) et Ashley, (1990). Celle-ci, qui est devenue la méthodologie standard utilisée à l'échelle internationale (ex. Walker & James 1992, Miall, 1990, 1996, Reading, 2001), consiste d'abord en la reconnaissance sur le terrain des différentes Formations, en se basant sur des critères faciologiques, tels que la nature lithologique et le contenu fossilifère, tout en prenant en compte l'importance de leur extension géographique.

Dans un second temps, on fait un découpage de chaque Formation en différentes unités sédimentaires, puis celles-ci sont analysées à leur tour dans le détail. Cette analyse consiste en une description des lithofaciès (lithologie, structures sédimentaires et contenu fossile), de leur mode d'association, et enfin de leur interprétation (Miall, 1977 ; Miall, 1996), dans le but de reconnaître les différents paléoenvironnements dans lesquels ils ont pris naissance et ont évolué.

Ce travail de terrain est complété enfin, par l'analyse de quelques logs de sondage hydrauliques, et enfin par une analyse de quelques microfaciès et une analyse des argiles aux RX.

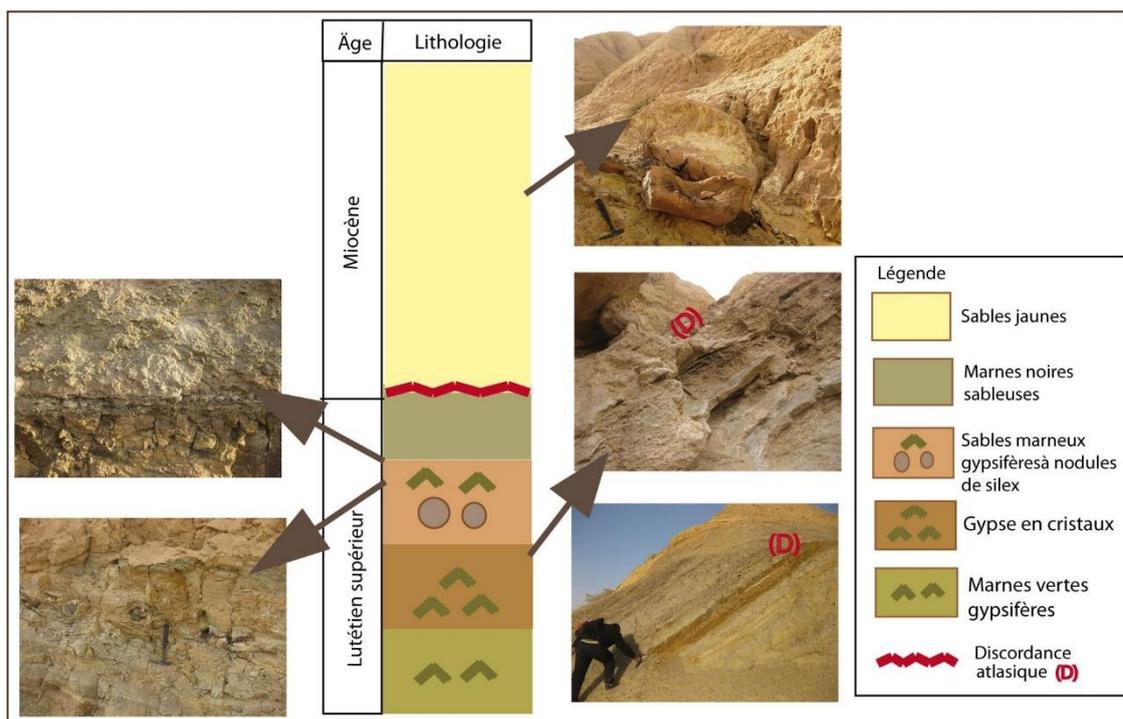
### **A.II.2 Analyse lithostratigraphique et sédimentologique**

#### **Introduction**

Les levés de coupes des terrains continentaux post-atlasiques des monts des Nementcha et l'analyse lithostratigraphique et sédimentologique des dépôts, ont abouti à l'établissement d'une Série néogène silico-clastique continentale, reposant en discordance sur les dépôts crétacés et/ou éocènes à phosphates.

Cette discordance d'âge Fini- Lutétien, est visible dans les environs de Négrine, où les dépôts sableux jaunes attribués au Miocène (voir plus loin) sont discordants sur des couches éocènes à phosphates. Les derniers mètres de ces dépôts éocènes sont particulièrement reconnaissables grâce à des faciès types, représentés par des marnes verdâtres gypsifères à rognons de silex, des marnes à intercalations de sables jaunes, des marnes noires gypsifères, ainsi que des dépôts métriques de gypse en cristaux (Fig. A. II. 0).

Ces dépôts lagunaires sont en effet, similaires à ceux décrits par Laffite (1939) au Sud des Aurès, et par Visse (1952) au djebel Onk (Bir El Aater), et dont l'âge est Lutétien- Terminal.



**Fig.A. II. 0** : Log lithologique montrant la succession des dépôts Fini Éocènes-Miocènes. (Affleurements au Sud de Negrine) (Échelle des couches non respectée).

La Série continentale post-lutétienne des Nementcha (Fig. A. II. 1) dont l'épaisseur est de 1800m en moyenne, comprend des dépôts conglomératiques d'extension limitée, attribués à l'Oligocène (Laffite, 1939) qui sont surmontés par une série silico-clastique d'âge Néogène observés à l'échelle du bassin sud -aurésien.

#### a) Les dépôts conglomératiques de l'Oligocène présumé

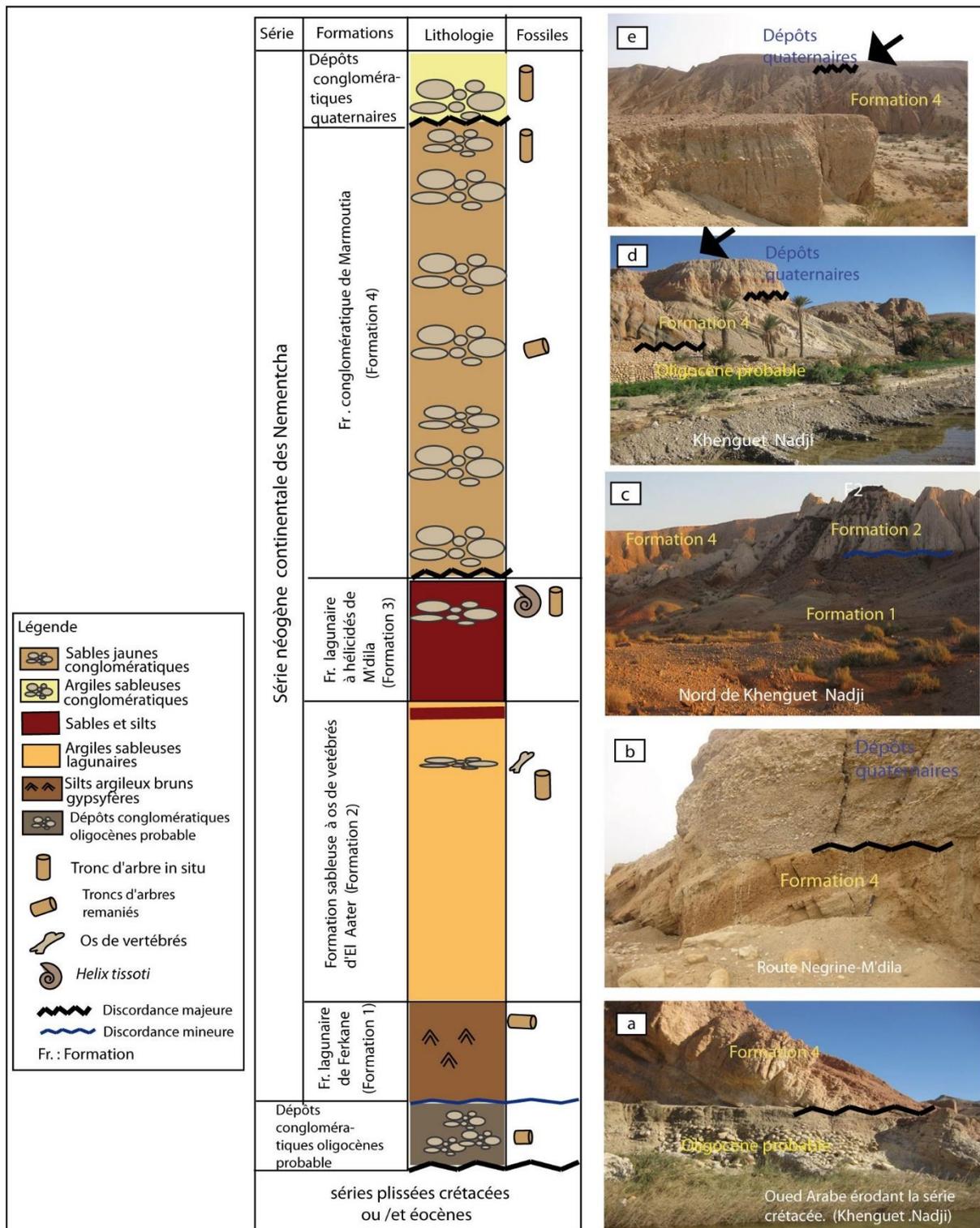
Les premiers dépôts qui surmontent en discordance les formations mésozoïques peuvent-être observés uniquement dans les environs de la localité de Khenguet Nadjji, où ils les formations miocènes rougeâtres les recouvrent également en discordance (Fig. A. II. 1. A, B). Ces dépôts qui sont représentés essentiellement par une succession de bancs conglomératiques blancs ne dépassant pas 1m d'épaisseur. Les conglomérats sont constitués de blocs et de galets arrondis liés par un ciment marneux blanchâtre. Ces éléments grossiers qui sont bien roulés, sont issus du remaniement des calcaires à faune marine du Crétacé.

#### b) La Série détritique du Néogène

Elle est représentée par 4 Formations d'extension régionale, établies à partir de leur différence lithologique, leurs positions stratigraphiques, ainsi que de leur contenu en fossiles. Les âges qui leur sont attribués seront discutés dans la partie " **Corrélation et Attributions stratigraphiques**".

- La Formation argilo-silto- gypsifère lagunaire de Ferkane (**F1**), d'une dizaine de mètres d'épaisseur ;
- La Formation sableuse jaunâtre fluvio-éolienne d'El Aater à restes de vertébrés et à bois fossile (F2), qui repose en légère discordance sur les calcaires à phosphates dans les environs de Btita (frontières tunisiennes) ou au Nord de Kenguet Naji (Fig. A. II. 1. C). Son épaisseur peut atteindre 170m ;
- La Formation argilo-sableuse rougeâtre, fluvio- lagunaire à hélicidés de M'dila (F3), dont l'épaisseur est de 20 m. Elle repose en légère discordance sur la Formation sableuse d'El Aater (F2) ;
- La Formation sablo- argilo-conglomératique de type cône alluvial de Marmoutia (F4). Cette dernière dont la puissance est très importante, est épaisse de plus 1500m dans certaines localités comme Mermoutia, près de la frontière algéro-tunisienne. Cette Formation redressée, est coiffée en discordance angulaire par les dépôts du Quaternaire (Fig. A. II. 1. D, E, F).

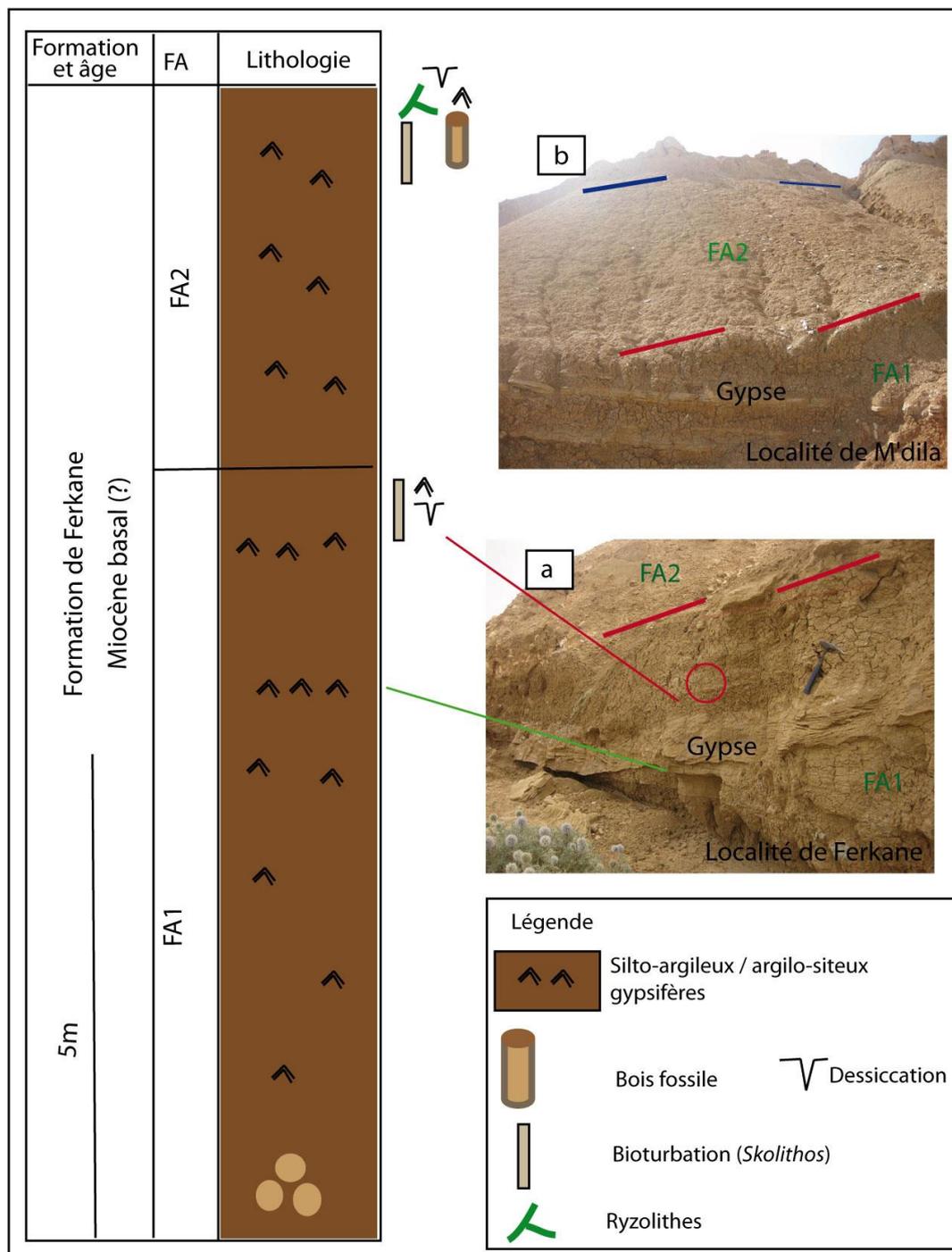
Ces derniers dépôts dont l'épaisseur avoisine 60 m, sont reconnaissables à leurs faciès sablo-conglomératiques jaunâtres non cohésifs qui coiffent en discordance les Formations sous-jacentes.



**Fig.A. II. 1** : Log lithostratigraphique synthétique de la Série continentale du post-Lutétien de la partie méridionale des Nementcha (l'échelle n'est pas respectée).

### A.II.2.1 LA FORMATION ARGILO-SILTEUSE BRUNÂTRE DE FERKANE (Formation 1) (MIOCÈNE INFÉRIEUR PRÉSUMÉ)

La Formation argilo-silteuse de Ferkane (Fig. A. II. 2) qui est épaisse de 10 m en moyenne, affleure depuis les environs de Khenguët Naji jusqu'à Ferkane, ce qui lui confère une extension de plus de 100 Km.



**Fig.A. II. 2** : Log lithostratigraphique de la Formation argilo-silteuse de Ferkane

Elle est surmontée avec une légère discordance par les sables ossifères de la Formation de

M'dila (voir Fig.A. II. 1), mais le substratum de base sur lequel repose cette Formation, n'a pas été observé dans la zone d'étude. Son attribution au Miocène inférieur, est déduit de sa position stratigraphique en dessous de la Formation à vertébrés d'El Aater, d'âge Miocène Moyen présumé (voir plus loin), et au fait que les premiers dépôts post-atlasiques connus dans la région, sont les conglomérats de l'Oligocène présumé (Laffite, 1939) (voir partie **Corrélations et attributions stratigraphiques**).

### Lithofaciès et Associations de faciès

La première Formation est représentée par 4 lithofaciès (F1, F2, F3, F4) et 2 associations de faciès (AF1 et AF2). La description de différents lithofaciès et leur interprétation en termes de milieu de sédimentation, sont résumés brièvement dans un tableau (Tab. A. II. 1), quant à leurs associations, elles seront analysées plus en détail, un peu plus loin.

Lithofaciès	Description	Interprétation
<b>F1 : argiles silteuses à marmorisations</b>	Argiles silteuses et/ ou silts argileux brunâtres à marmorisations verdâtres	Dépôts lagunaires, indiquant la fluctuation de la nappe phréatique et une dynamique de fer.
<b>F2 : argiles silteuses à gypse</b>	Argiles brunâtres s'intercalant avec des bancs de gypse en cristaux.	Dépôts lagunaires où le niveau d'eau est très réduit, induisant la formation de gypse en cristaux, durant une phase climatique probablement plus aride (ex. Vattan, 1967 ; Miall, 1996)
<b>F3 argiles silteuses à dessiccations</b>	Argiles silteuses à traces de dessiccation.	Assèchement des lagunes après exondation
<b>F4 argiles silteuses à rhizolithes</b>	Silto-argileux à petits morceaux de tronc d'arbres silicifiés (longueur variante entre 10-30 cm) et à rhizolithes clôturant l'unité	Formation d'un paléosol à petits arbustes, suite à l'exondation des dépôts.

**Tab. A. II. 1 :** Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation argilo- silteuse lagunaire de Ferkane.

#### A.II.2.1.1 AF1 : Argiles silteuses lagunaires à intercalations de bancs gypseux

##### Description

AF1 qui englobe les lithofaciès F1, F2, et F3, est constituée d'argiles brunâtres gypsifères à marmorisations verdâtres (F1) de 7 m d'épaisseur. Ce niveau se caractérise par l'existence de 2 bancs de gypse en cristaux (F2), d'une quinzaine de centimètre d'épaisseur (Fig. A. II. 2. a), qui peuvent- être considérés comme des niveaux repères, puisqu'ils sont observables sur des affleurements dont l'étendue dépasse les 100 km. Ces affleurements existent à Négrine, M'dila,

et au Nord de Khenguet Nadji.

Des traces de dessiccation (F3) et des bioturbations (*Skolithos* ?) clôturent ce niveau.

### **Interprétation**

Les facies fins argilo-silteux gypsifères traduisent des dépôts lagunaires, formés en contexte climatique chaud et semi-aride (Vattan, 1967). Les marmorisations verdâtres indiquent la fluctuation d'une nappe phréatique et une remobilisation du fer (Freytet, 1971).

Les bancs de gypse attestent de l'intercalation d'une phase climatique relativement plus aride, favorisant leur formation.

### **A.II.2.1.2 AF2 : Silts argileux et argiles silteuses lagunaires à troncs d'arbres**

#### **Description**

La seconde association de facies qui inclue les lithofaciès (F1, F3 et F4), est représentée par des silts argileux ou/et des argiles silteuses brunâtres gypsifères (Fig. A. II. 2. b) de 3 m d'épaisseur, qui s'enrichissent en sables vers le sommet. Du gypse, des traces de dessiccation (F3), des bioturbations, des marmorisations verdâtres (F1), ainsi que de petits morceaux de bois silicifiés (longueur variante entre 10-30 cm) et des rhizolithes sont visibles vers le sommet (F4).

#### **Interprétation**

AF2 indique des dépôts lagunaires, formés sous un climat relativement moins chaud que celui qui a sévi lors de la formation de AF1, comme l'atteste la quantité moins importante de gypse qui s'y est déposée. L'assèchement des lagunes et l'exondation des dépôts, s'accompagnent de la formation d'un paléosol à petits arbustes.

#### **Conclusion**

L'étude des premiers dépôts néogènes de la région d'étude, montre l'existence au Miocène inférieur, d'une Formation argilo-silteuse gypsifère d'extension régionale, appelée 'Formation de Ferkane'. C'est une sédimentation fine qui s'est décantée dans des cuvettes lagunaires peu profondes sous climat chaud et aride.

### A.II.2.2 LA FORMATION SABLEUSE À VERTÉBRÉS D'EL AATER (FORMATION 2) (LANGHIEN- SERRAVALLIEN OU LANGHIEN - TORTONIEN PRÉSUMÉS)

La Formation sableuse jaune à vertébrés d'El Aater (Fig. A. II. 3) repose en accordance sur les formations éocènes à phosphates dans la région de Btita, au Nord-Est de Bir El Aater, via des sables conglomératiques d'âge Oligocène probable.

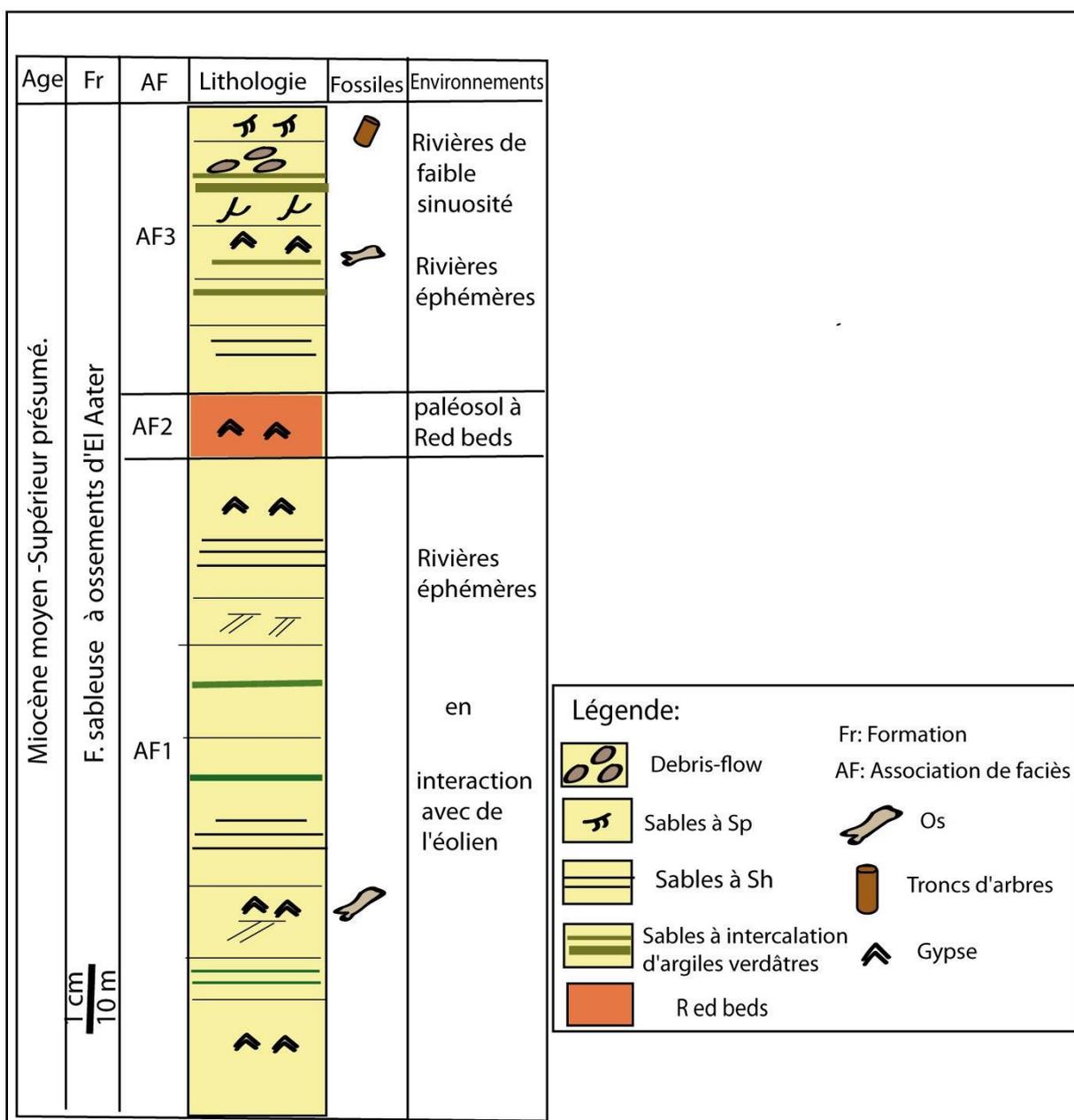


Fig.A. II. 3 : Log lithostratigraphique de la Formation sableuse à ossements d'El Ater

En revanche, une discordance angulaire, bien visible au Djebel Onk (région de Bir Aater), sépare cette Formation, des dépôts éocènes à phosphates (voir Fig. A. II. 0).

Au Nord de Khenguet Nadji (voir Fig. A. II. 1. B), la Formation sableuse à vertébrés, surmonte en légère discordance la 'Formation de Ferkane'. Elle est puissante en affleurement de 170 m en moyenne, et peut atteindre près de 260 m en subsurface (sondage hydraulique n° 35, Negrine, 1969). Elle affleure dans son intégralité près des petits villages de Négrine et de Ferkane, et quelques-uns de ses membres sont visibles près de Bir El Aater et au Nord de khenguet Nadji, où ils y affleurent soit de façon naturelle, ou ils y sont exondés grâce aux travaux de terrassement des carrières.

Cette Formation sableuse fluvio-éolienne a livré en Tunisie de nombreux restes de vertébrés (Burrollet, 1956 ; Biely & al., 1972 ; Mannai Tayech, 2009) qui ont permis de lui attribuer un âge Miocène moyen- supérieur.

En Algérie, les ossements découverts non en place (remaniés) (Ducrocq & al., 2001, Lihoreau & al., 2014) sont similaires à ceux connus en Tunisie. Ceci atteste de leur appartenance à la même Formation, c'est à dire, à la Formation sableuse à vertébrés, attribuée de façon incertaine au Langhien- Serravallien, ou au Langhien- Tortonien (voir Partie : Corrélations et Attributions Stratigraphiques).

D'autre part, leur découverte dans les localités dites Bir El Aater 1 et Bir El Aater 2, nous a suggéré le nom donné à cette Formation.

Par ailleurs, l'étude pétrographique de quelques échantillons issus de ces épandages sableux a montré une absence totale de Feldspaths, indiquant une source d'apport éloignée.

### **Lithofacies et Associations de faciès**

L'étude sédimentologique de la Formation sableuse d'El Aater a montré 9 lithofaciès (F) (Tab.A.II.2) et 3 associations de faciès (AF) bien distinctes (voir Fig. A. II. 3) :

- **AF 1** : La première unité est représentée par 120 m de sables blancs et ocre d'origine éolienne et fluviale. Ceux-ci ont livré quelques rares ossements ;
- **AF 2** : La seconde unité dont l'épaisseur ne dépasse pas une moyenne de 10m, est reconnaissable à ses silts argileux gypsifères, de couleur rougeâtre, assimilables aux red-beds. Ces derniers contiennent des traces de racines grésifiées, et des petits troncs d'arbres non roulés ;
- **AF 3** : La troisième unité de la Formation est représentée par un épandage d'environ 40 m de sables jaunes et blancs, dans lesquels s'intercalent des niveaux argilo-silteux

gypsifères verdâtres, et de petites barres gréseuses d'origine fluviale. Ce dernier niveau qui a livré quelques os fossiles, se termine par des bioturbations.

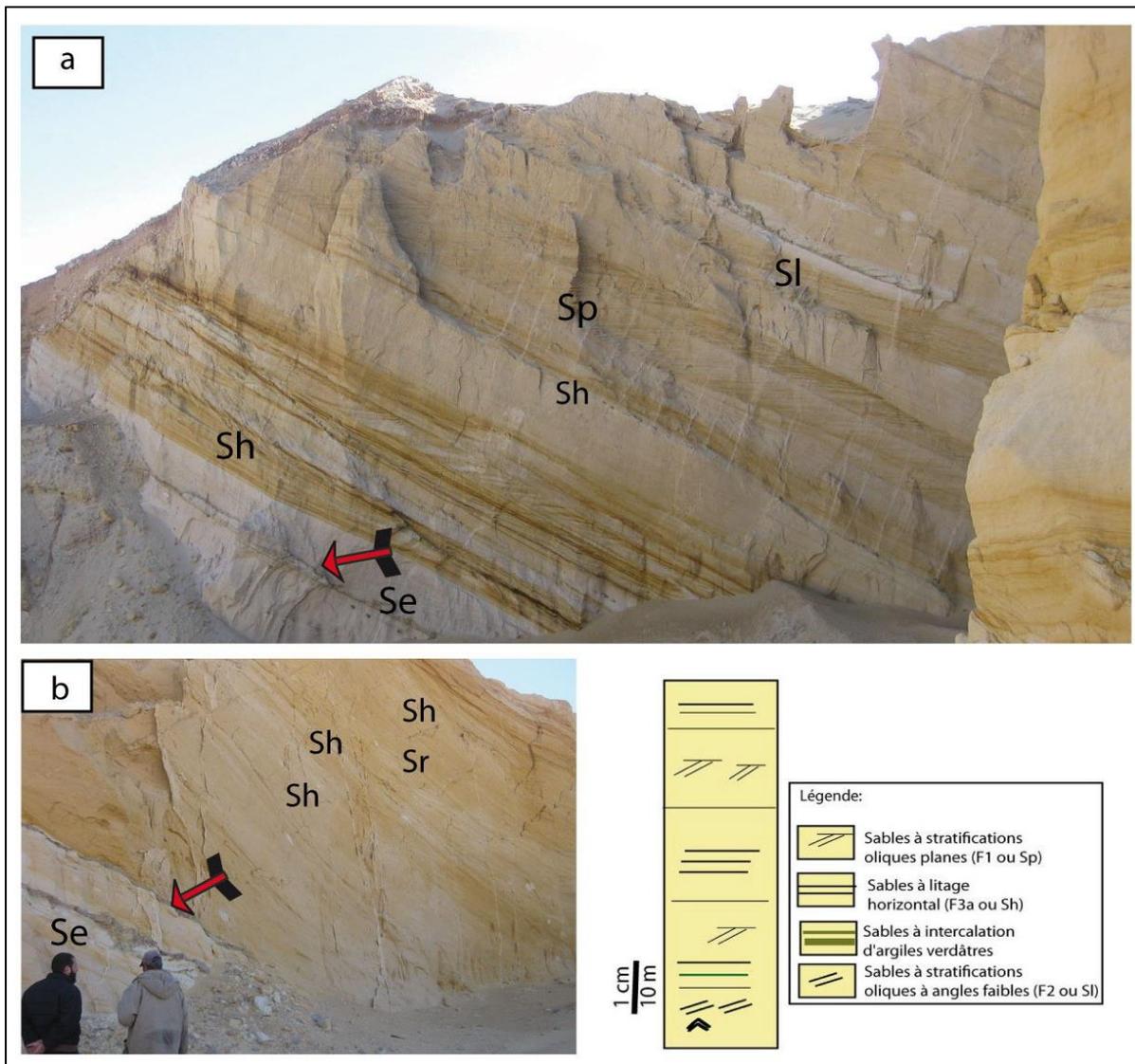
Lithologie	Description	Interprétation
<b>F1 (ou Sp): Sables à obliques planes.</b> <b>F2 (SI) : Sables à angles faibles.</b> <b>F3a : Sables à laminations horizontales.</b> <b>F3b : Sablo- à silto-argileux à laminations horizontales</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Bancs de sables fins à stratifications obliques planes (épaisseur variant entre 10 -50 cm, et l'extension latérale est d'environ 10 m).</li> <li>- Succession de bancs de sables très fins à stratifications à angles faibles.</li> <li>- Bancs de sables à fines laminations horizontales (F3).</li> <li>- Petites séquences silto-argileuses et argilo-silteuses à laminations (F3a) espacées d'à peine 2 à 3 mm d'épaisseur.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Migration des dunes à 2d, charriés par des eaux fluviales à faible sinuosité (Ashley, 1990 ; Miall, 1996).</li> <li>- Grandes épandages sableux, transportés en nappes (sheet- flow) sous des courants de haute énergie, générant ce type de stratification. Ces épandages caractérisent les rivières sableuses en tresses et éphémères (flashy ephemeral rivers) des climats arides à semi-aride (Langford et al., 1987 ; Miall, 1996). Le transport s'effectue sous un régime d'écoulement supérieur (ou upper flow régime (Langford et al. , 1987; Miall, 1996).</li> <li>- Les argiles et les silts argileux rougeâtres, sont des red beds, déposés par décantation sur des plaines peu profondes.</li> </ul>
<b>F4 : Argiles silteuses à gypse et dessiccations.</b> <b>F5: Flot de débris à matrice silto-argileuse.</b> <b>F6: Sables sans structures.</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Horizons d'argiles silteuses grisâtres (0,5 cm -15 cm d'épaisseur) à fines traces de gypse et à dessiccations.</li> <li>- Dépôts de petits graviers éparpillés dans une matrice silto-argileuse grisâtre.</li> <li>- Bancs sableux sans stratifications, dont la base est une surface d'érosion plane, pouvant atteindre plus de 10 m en moyenne d'extension latérale.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Plaines d'inondation dont la rareté (Miall, 1996) est légion dans les rivières éphémères. La présence par ailleurs, des traces de dessiccation et de gypse dans ces niveaux fins, indique un climat chaud à aride ou semi-aride à cette époque.</li> <li>- Sédiments de haute énergie transporté en masse par gravité (Hook, 1977; Miall, 1977, 1996).</li> <li>- Nappes sableuses ou nappes de type sheet-like (faible profondeur et extension latérale relativement importante) transportées en masse (Miall, 1996).</li> </ul>
<b>F7 (ou Sr) : Sables à rides de courant.</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Bancs sableux dans lesquels se succèdent des ensembles de rides de courant (sur 10 à 15 cm d'épaisseur) montrant une grano- croissance.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Sables éoliens où les grains les plus fins se déplacent par suspension tandis que les plus grossiers se concentrent sur les crêtes des rides (Glennie, 1987 ; Langford &amp; al., 1989 ; Miall, 1996).</li> </ul>
<b>F8 : Sables à bioturbations.</b> <b>F8a : silts argileux et argiles à bioturbation</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Sables fins et silts à nombreuses traces bioturbations (galeries (1-3cm de diamètre et 2- 10 cm de longueur).</li> <li>- Dépôts de silts argileux et d'argiles à bioturbation, et à petits morceaux de bois et racines</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Dépôts d'origine fluviale à traces de terriers.</li> <li>- Paléosol se développant dans les dépôts à red beds.</li> </ul>

Tab. A. II. 2 : Récapitulatif des différents lithofaciès de la Formation sableuse à ossements de vertébrés d'El Aater

**A.II.2.2.1 AF1 : Interaction entre rivières en tresses éphémères (flashy ephemeral rivers) et dépôts éoliens**

**Description**

La première association de faciès (AF1) (Fig. A. II. 4. a, b) contient les lithofaciès F1, F2, F3a, F4, F6, F7, F8. Elles sont représentées par un épandage de sables globalement fins, de couleur blanche et ocre, dont la puissance est de 120m en moyenne.



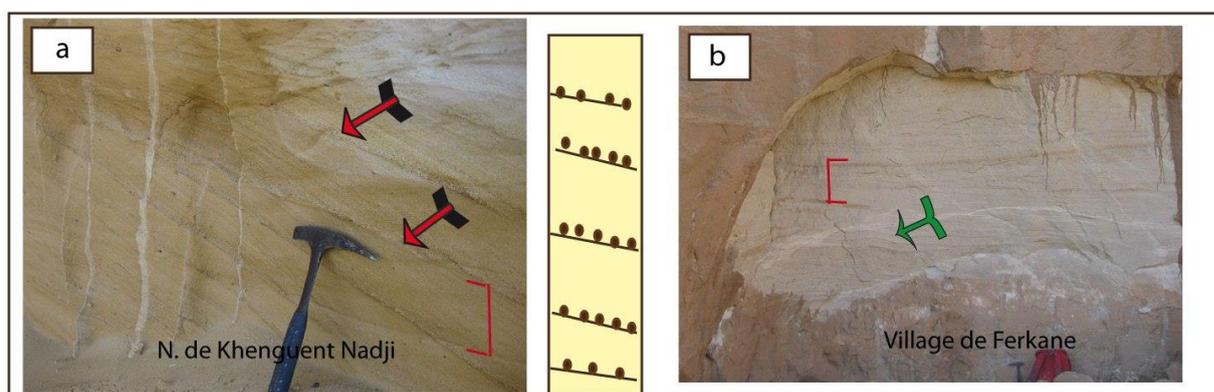
**Fig.A. II. 4** : FA1 de la formation sableuse à os de vertébrés d’El Aater.  
**(a)**Bancs de sables à lithofaciès : Sp (ou F1), Sh (F3a), et Sl (ou F2).  
**(b)**Horizons argilo-silteux (plaine d’inondation) au-dessus d’une surface d’érosion plane (Se) (voir flèches en (a) et (b)). Voir aussi la dominance des lithofaciès Sh, visibles latéralement.

Décrits dans le détail dans une carrière sableuse au Nord de Khenguet Nadji, ils se présentent en une succession de séquences dont l'épaisseur varie entre 50cm -10m et dont l'extension latérale peut atteindre en moins 10m.

Ce sont des sables montrant des stratifications obliques planes (F1), des obliques à angles faibles (F2) et un litage horizontal (F3a) (voir Fig. A. II. 4. a, b). Ces sables qui montrent de nombreuses bioturbations (F8) (*Skolithos* ?) sont entrecoupés de rares et fins niveaux d'argiles silteuses grisâtres (0,5 cm -15 cm d'épaisseur) (voir A. II. 4.a et b) (observables latéralement), montrant de fines traces de gypse et des dessiccations (F4). L'un de ces niveaux argileux a livré un os de vertébré indéterminable.

On note aussi la présence à la base des premières séquences sableuses, des conglomérats à matrice silto-argileuse (matrix-supported gravels) (F5), représentés par de rares petits graviers et galets à matrice argileuse grisâtre, gypsifère et à dessiccations. On peut observer à la base de quelques niveaux sableux sans structures (F6), des surfaces d'érosion relativement planes (voir Fig. A. II. 4).

Latéralement, on peut clairement noter vers le haut de la Formation, des sables et des silts qui s'ordonnent en petites lamines (10 cm- 15 cm) à rides de courant (F7), présentant une grano-croissance (Fig. A.II. 5. a, b). Le sommet de l'unité sableuse montre un enrichissement en gypse et en argiles rouges à marmorisation, qui contiennent de nombreux petits restes de troncs d'arbres fossiles (voir plus loin, AF2 de la Formation).



**Fig.A. II. 5:** AF1 de la Formation sableuse d'El Aater :  
Dépôts de sables éoliens.

(a) et (b) : Petits bancs de Sables à rides de courant (F7 ou Sr), montrant une grano-croissance (surface de déflation) (flèches rouges). Voir aussi à l'intérieur des bancs (intervalles rouges), les niveaux à Sh (ou F 3a) et/ou Sr (échelle millimétrique) qui montrent également une grano-croissance (flèches vertes). (Marteau pour échelle)

**Légende :**

 Dunes de rides de courant (Sr) à surface de déflation

## Interprétation

L'unité basale de la Formation sableuse montre une succession de séquences sableuses à bases planes ou légèrement ondulées de type *sheet-like* ou en nappes. Elle a été déposée par des courants fluviaux non chenalisés, où l'écoulement est de type supérieur (*upper-flow regime*) ; un écoulement supérieur étant un écoulement rapide qui s'effectuait sous une faible tranche d'eau. Ceci étant attesté par les stratifications horizontales et les stratifications à angles faibles, qui sont majoritaires dans l'unité.

Lorsque le régime d'écoulement s'amenuise, les dunes à 2d migrent donnant des stratifications obliques planes (Ashley, 1990 ; Miall, 1996). Ces épandages sableux de grande extension, transportés en nappes (*sheet-flow*) sous des courants de haute énergie, caractérisent les rivières sableuses en tresses et éphémères (ou *flashy ephemeral rivers*), et sont spécifiques aux climats arides à semi-arides (Langford & al., 1987 ; Miall, 1996). Ces petites rivières non chenalisées ont tendance à s'étaler sur de grandes surfaces lors des crues, érodant ainsi les berges qui les bordent et les plaines d'inondation précédemment constituées.

Ceci explique la rareté de ces dernières ainsi que leur épaisseur très réduite dans la succession lithologique verticale (Miall, 1996). La présence par ailleurs, de traces de dessiccation et de gypse dans ces niveaux fins, est une indication supplémentaire en faveur d'un climat chaud à aride ou semi-aride à cette époque.

Aux dépôts fluviaux, succèdent des bancs sableux constitués par des sets ou ensembles de rides de courant, montrant une grano-croissance verticale. Cet arrangement des grains est spécifique aux dépôts de type éolien et il permet de les distinguer clairement et sans équivoque, des rides de type hydraulique (Hunter, 1977 ; Kocurek & Dott, 1981 ; Simpson & al., 2008). En effet, cette grano-croissance que l'on retrouve à petite échelle, existe à l'intérieur même de chaque petite lamine (séquence d'épaisseur centimétrique).

Ceci s'explique par un tri qui s'opère par la force du vent, au fur et à mesure que les sables se déposent. En effet, Les silts et les sables fins sont remobilisés et transportés en suspension par le vent, alors que les sables les plus grossiers qui se déplacent par saltation, se concentrent sur la crête des rides, formant des sables grossiers de déflation ou '*lag of coarser grains*' (Fryberger et al. 1979, Glennie, 1987 ; Miall, 1996).

En outre, l'alternance de vents forts et faibles, induit l'existence de sables de type bimodal, caractéristique de cet environnement.

Par ailleurs, l'observation à la loupe binoculaire de quelques échantillons pris dans ces petites dunes, montre des gains ronds et mat, typiques des sables éoliens (Cailleux, 1945).

En outre, l'existence dans une même unité de dépôts appartenant aux milieux fluvial et éolien, indique une interaction entre ces deux environnements. Cette coexistence peut être observée actuellement dans divers pays comme le Botswana (Afrique du SW), ou au Colorado (Langford, 1989). Ce type d'interaction a été décrit également, dans les environnements anciens (Glennie, 1987 Langford, 1989 ; Langford & al., 1989, Miall, 1996).

#### **A.II.2.2.2 AF 2 : Paléosol à red beds et petites rivières en nappes ou de type 'sheet-like', de haute énergie**

AF2 qui contient les lithofaciès : F2, F3a, F3b, F4, F8a, montre le dépôt de 6m de silts et d'argiles rougeâtres gypsifères, peu compacts (Fig.A.II.6. A). Ces dépôts s'agencent en petites séquences silto-argileuses et argilo-silteuses gypsifères (F4), à très fines stratifications horizontales (F3b), espacées d'à peine 2 à 3 mm, constituant ainsi des fines nappes ou des '*sand sheets deposits*' qui s'étalent sur plusieurs centaines de mètres d'extension latérale.

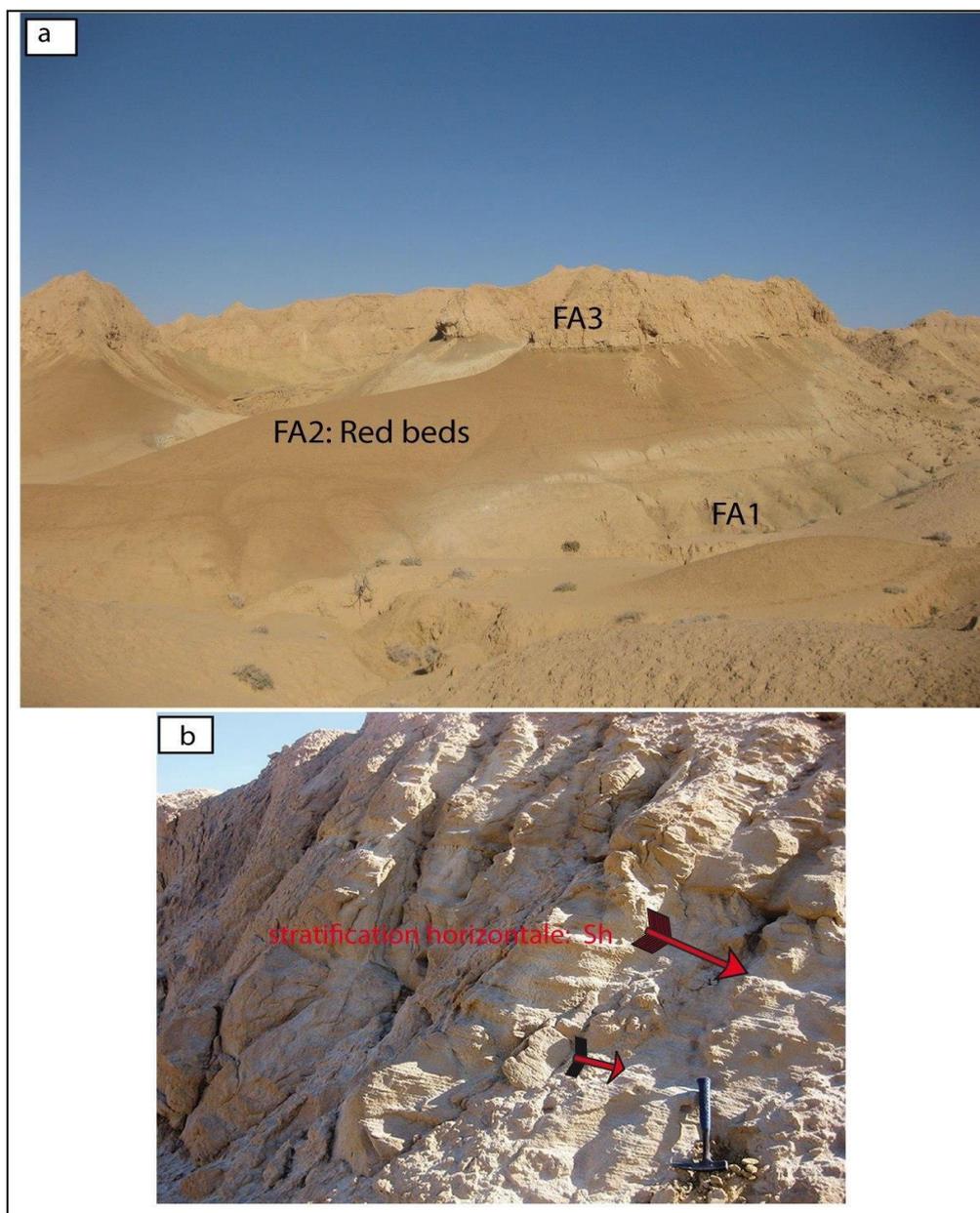
Ces nappes silico-clastiques contiennent des traces de racines grésifiées et gypsifères ainsi que de petits fragments de bois non roulés et ferruginisés (F8a). Latéralement à ces dépôts rougeâtres, des petites dalles gréseuses dont l'épaisseur varie entre 10 -20 cm et dont l'extension latérale varie entre 2 et 5 m, s'empilent sur 1,5m de hauteur. Ces dalles gréseuses qui remanient des silts, argiles, et sables, montrent des stratifications à angles faibles et un litage horizontal (F2) et (F3b).

A ces dalles gréseuses peuvent se substituer des sables jaunes très fins, montrant les mêmes structures sédimentaires, mais où le litage horizontal prédomine (F 3a) (Fig.A.II.6. b). La fin de l'unité montre des sebkhas localisées, des terriers et des rhyzolithes.

#### **Interprétation**

L'AF 2 consiste en un épandage silto-argileux rougeâtre constituant des épandages de faible énergie, déposés par décantation sur des plaines peu profondes, constituant des red beds de grande extension.

Les red beds sont considérés comme des épandages détritiques spécifiques aux climats chauds et arides à semi-arides avec alternance saisonnière (Walker, 1976 ; Sheldon, 2005). Ce type de climat est par ailleurs, mis en évidence par la présence de gypse dans ces dépôts, et la constitution de sebkha à la fin de l'unité.



**Fig.A. II. 6** : AF2 : Red beds, paléosol et chenaux de haute énergie

- (a) Dépôts à red beds (Negrine) (voir la succession des 3 unités de la Formation).
- (b) Petits chenaux fluviaux à fines laminations horizontales (F3a ou Sh) (flèches), déposées latéralement aux Red beds (Negrine).

En outre, l'analyse aux Rx (réalisées au laboratoire de l'USTHB) des argiles silteuses et des argiles en provenance de 6 échantillons prélevés dans les environs de Negrine et de Ferkane, a révélé la présence de 2 minéraux qui sont l'illite et la kaolinite avec des proportions quasiment proches. Ces 2 minéraux mettent en évidence une alternance de saison relativement humide durant laquelle se forme la Kaolinite, et d'une saison sèche qui favorise la formation de l'illite (Milot & al., 1961 ; Milot 1967 ; Retallak, 1991).

Durant la saison des pluies le fer est libéré par hydrolyse des minéraux ferro- magnésiens, pour se fixer sous forme de Goethite (responsable de la couleur rouge) pendant les périodes sèches. Des petites rivières ou ruisseaux transportant des sables fins, traversaient ces red- beds. Elles étaient vraisemblablement peu profondes, de grande extension latérale, et se caractérisaient par des structures sédimentaires (F2 et F3), traduisant un transport de haute énergie ou upper- flow regime, qui s'effectuait sous une faible tranche d'eau (Allen 1984 ; Ashley, 1990 ; Miall,1996).

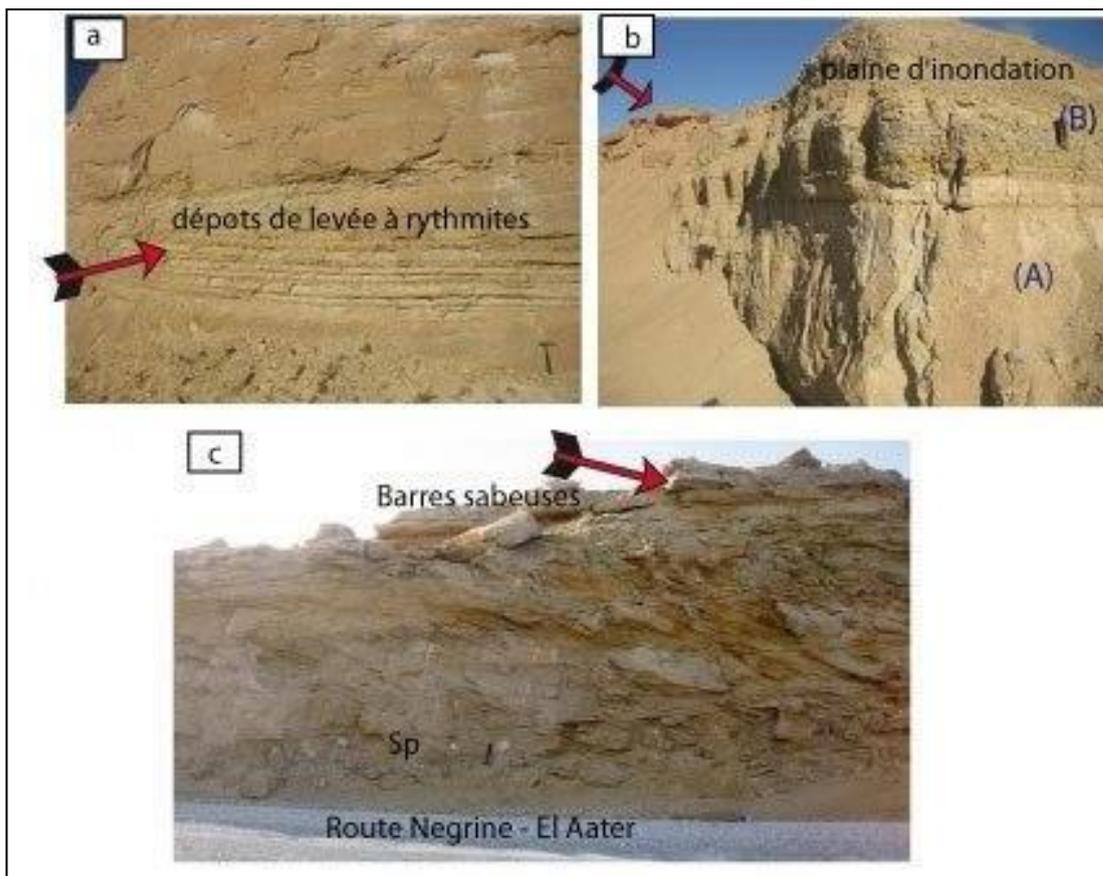
Enfin, la présence de petits morceaux d'arbres fossiles, de traces de racines et des bioturbations, indique l'installation d'un paléosol arbustif sur des red beds soumise à la fluctuation d'une nappe phréatique sous climat chaud. Celle-ci est mise en évidence par les marmorisations et les précipitations de gypse. La constitution d'une sebkha, indique des conditions climatiques de plus en plus chaudes, particulièrement évidentes vers le sommet de la Formation.

#### **A.II.2.2.3 AF3 : Rivières éphémères en tresses (*Flashy ephemeral braid rivers*) évoluant en rivières sableuses en tresses à basse sinuosité (*low sinuosity river*)**

AF3 qui inclue : F2, F3, F4, et F5 se distingue des deux premières AF, par un enrichissement en dépôts fins argilo-silteux verdâtres. Épaisse de 30 m en moyenne, elle montre à la base des séquences de sables très fins et de silts blancs, dont l'épaisseur varie entre 15 et 25cm, montrant des stratifications obliques à angle faible et à litage horizontal (F2 et F3).

De fins horizons d'argiles silteuses verdâtres, gypsifères et portant des dessiccations (F4) (Fig. A. II. 7. a), peuvent parfois, s'intercaler entre ces séquences.

Latéralement, se déposent près de 10m de couches, composées de sables très fins à obliques planes (F1), au-dessus desquelles fait suite un niveau constitué d'argiles silteuses verdâtres, de 3m d'épaisseur (Fig. A. II. 7. b). Dans le détail, ces dépôts fins sont représentés par des petites séquences rythmiques (épaisseur variant entre 2 cm -10 cm et), de silts à rides de courant (F7), d'argiles silteuses gypsifères à dessiccations, et à bioturbations (F4). Des petites dalles gréseuses (épaisseur variant entre 10-30 cm) contenant des os fossiles indéterminés, clôturent ces dépôts.



**Fig.A. II. 7** : AF3 : Petites rivières de haute énergie, passant à des rivières à faible sinuosité (*low sinuosity rivers*).

(a) Dépôts de sables fins et de silts à Sh (ou F 3a) et Sl (ou F2) à écoulement supérieur (upper flow regime), et des horizons argileux verdâtres constituant une plaine d'inondation (flèche). (b) : Détails des derniers niveaux de la Formation : Sables fins et silts (A) auxquels succèdent des argiles silteuses gypsifères à dessiccations (B) et petites dalles gréseuses au sommet de AF3 (flèche) (localité de Negrine). (c) Séquences sableuses à Sp (ou F1) surmontées de petites barres gréseuses (flèche).

Les derniers niveaux de AF3, sont représentés par des sables à stratifications obliques planes (F1), indiquant une direction de courant globalement vers le Nord (Fig. A. II. 7. c). Des dépôts conglomératiques composés de galets, de petits morceaux de bois ferruginisés (F5) peuvent exister à la base de ces dépôts gréseux. La fin de l'unité montre des barres gréseuses à traces de bioturbations.

### Interprétation

AF 3 est représentée par des sables fins et des silts charriés par des petites rivières en tresses de type '*ephemeral braid rivers*' ou rivières en tresses éphémères, mises en évidence par les structures sédimentaires à angles faibles et par des lamines horizontales, indiquant ainsi des conditions d'écoulement supérieur, de haute énergie (upper- flow regime conditions), sous une

faible tranche d'eau (Allen, 1984 ; Langford & al., 1987 ; Asley, 1990 ; Miall, 1996).

Ceci est attesté par ailleurs, par l'épaisseur spécifiquement réduite, de ces séquences de dépôt.

Des crues, probablement de plus en plus fréquentes s'en suivent, et engendrent le dépôt des faciès fins sur les berges des rivières. Lors de la phase d'étiage, du gypse précipite, et de la dessiccation cisèle ces faciès, indiquant ainsi, la persistance des conditions climatiques relativement chaudes et semi- arides.

Après cela, des épandages sableux sont charriés par des rivières en tresses à basse sinuosité, comme le montrent la prépondérance des structures sédimentaires à obliques planes. Celles- ci indiquent en effet, un transport et un dépôt des dunes à 2D par des rivières à vitesse d'écoulement basse (Ashley, 1990 ; Miall, 1996). Des bioturbations et de la dessiccation se constituent lors de l'émergence des dépôts.

### **Conclusion**

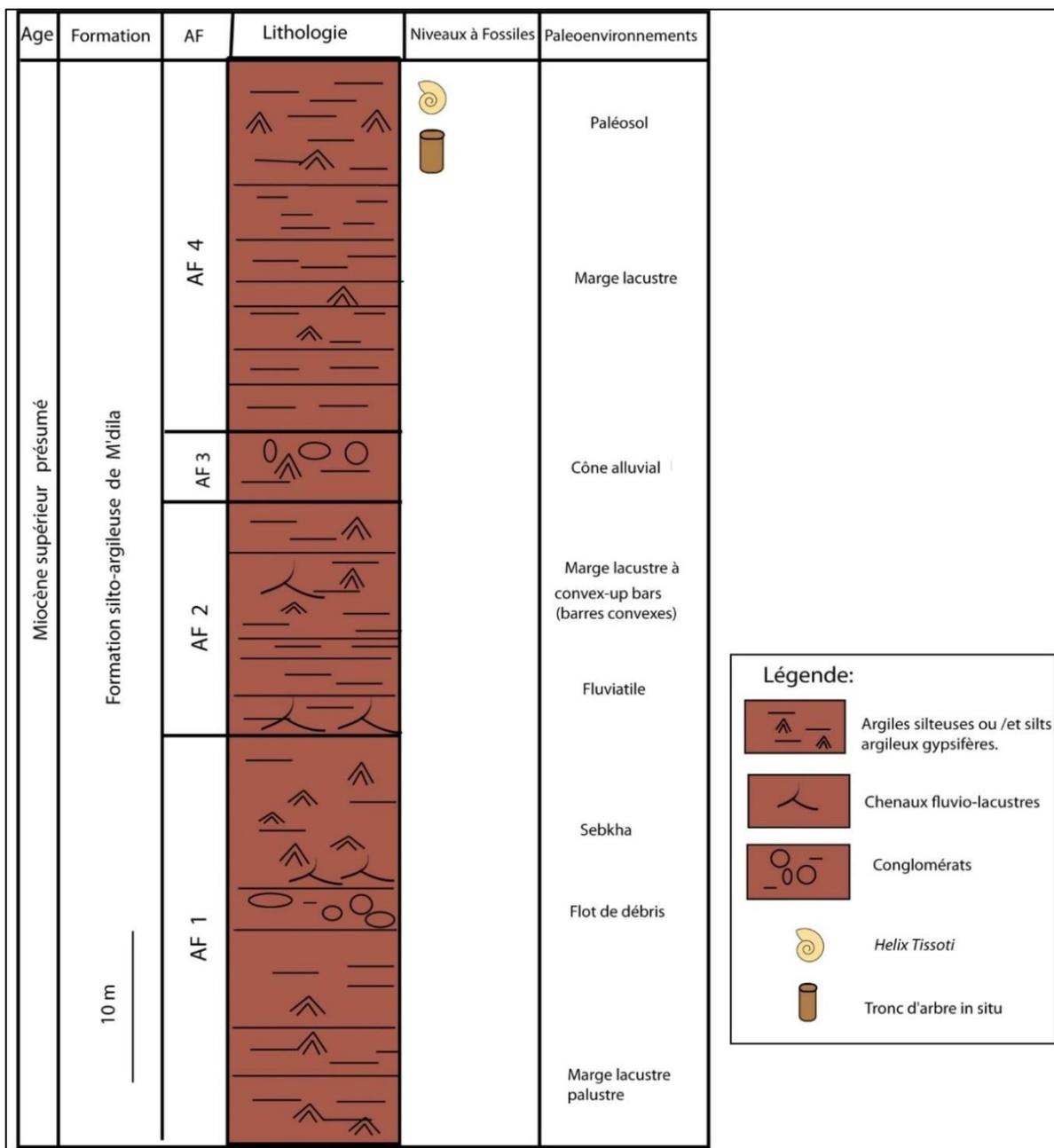
La Formation sableuse à ossements d'El Aater, attribuée au Langhien- Serravalien ou au Langhien Tortonien, montre l'existence et parfois l'interaction concomitante des environnements fluvial et éolien.

Les sables transportés par de petites rivières éphémères, et de haute énergie, portent majoritairement, des laminations horizontales et des obliques à angles faibles. Ce type de rivières montrent une analogie avec les rivières en tresses de type Bijou Creek (Miall, 1977 ; in Scholl & al., 1998). L'intercalation de faciès de type red beds, attestant ainsi d'un climat relativement moins aride, marqué par une alternance saisonnière.

Quant aux ultimes dépôts représentés par la troisième unité, ils sont transportés par des rivières en tresses à basse sinuosité, comme l'attestent les plaines d'inondation relativement épaisses, et les structures à obliques planes, majoritaires dans les derniers faciès sableux. Ce changement dans le style de rivière, indique un climat toujours chaud mais nettement moins aride par rapport à ce qu'il en était auparavant. Cette dernière affirmation reste toutefois discutable, car les affleurements étudiés sont restreints, puisqu'ils n'ont été observés que dans la localité de Bir el Aater.

### A.II.2.3 LA FORMATION SILTO-ARGILEUSE À HÉLICIDÉS DE M'DILA (FORMATION 3) (TORTONIEN- MESSINIEN PROBABLE)

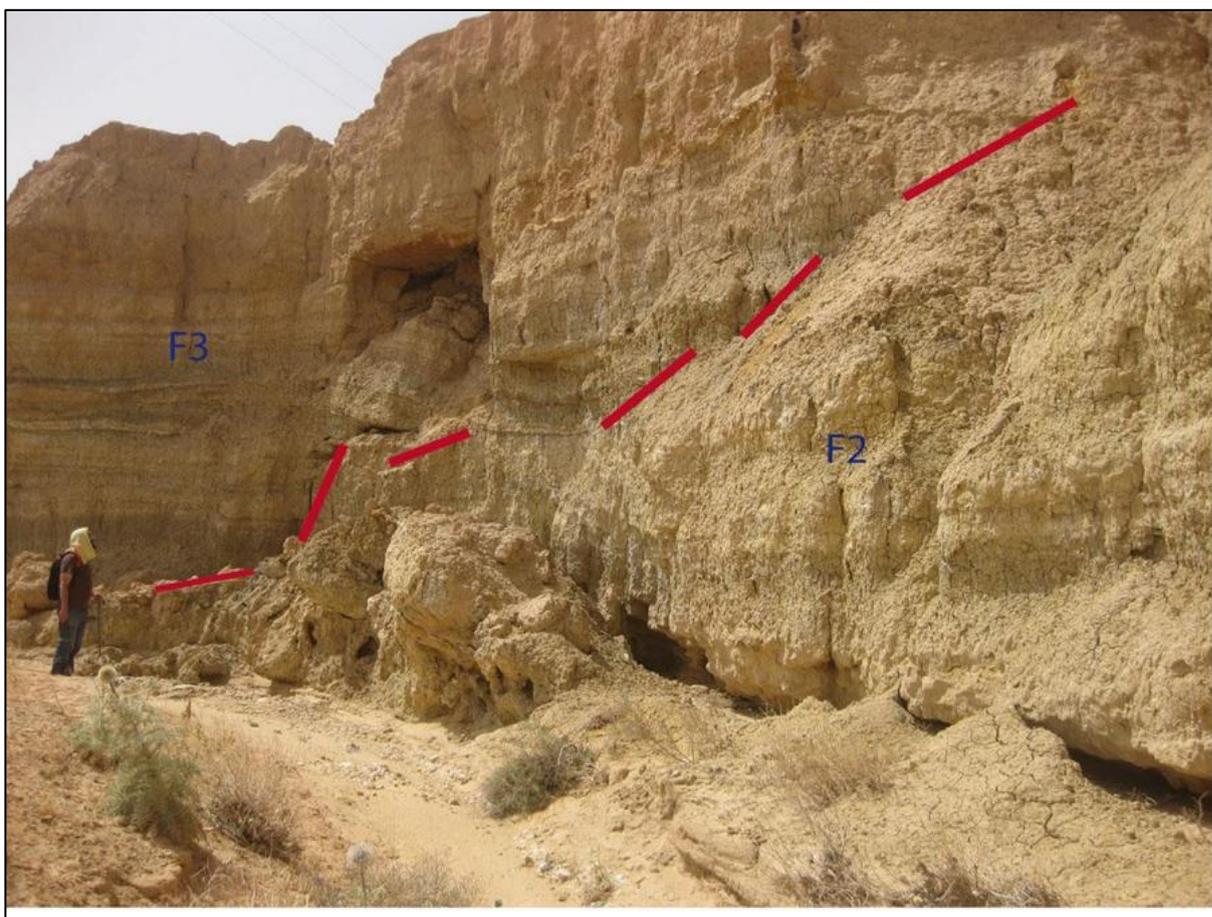
La Formation silto-argileuse à hélicidés de M'dila (Fig.A. II. 8) est attribuée de façon incertaine au Tortonien- Messinien, par parallélisme avec la Formation sablo-argileuse à hélicidés de Branis (Sud des Aurès), qui repose elle-même, sur des faciès marins datés Langhien-Serravallien (Laffite, 1939).



**Fig.A. II. 8 :** Log lithostratigraphique de la Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila

Épaisse d'environ 40 m en affleurement, cette Formation est reconnaissable à ses faciès fins argilo-silteux, de couleur rouge-brun, déposés dans un environnement fluvio-lacustre, et se caractérise aussi, par la présence de petits gastéropodes terrestres de type *Helix tissoti*, connus depuis longtemps dans les formations miocènes, entre Kenguet Nadji et Negrine (Laffite, 1939).

Dans les environs de M'dila où elle a été décrite, cette Formation surmonte en concordance la Formation sableuse à ossements d'El Aater (Fig. A. II. 9), et une discordance angulaire et/ ou de ravinement la sépare des dépôts du Quaternaire.



**Fig. A. II. 9** : Affleurement montrant la succession stratigraphique de la Formation sableuse d'El Aater (Fr2) et la Formation silto-argileuse de M'dila (Fr3).  
(Traits rouges indiquent le contact entre les deux Formations).

### Lithofaciès et associations de faciès

L'analyse sédimentologique de la Formation a permis de distinguer huit (8) lithofaciès (F) et quatre (4) associations de faciès (AF) (Tab. A. II. 3).

Faciès	Description	Fossiles	Interprétation
<b>F1 : Silto-argileux (argilo- silteux) à litage horizontal</b>	Niveaux argileux (10 cm- 1m) à fin litage horizontal.	<i>Skolithos</i> , Traces de rhizolithes.	Argiles de décantation en milieu lacustre (Miall, 1996 ; Einsele, 2000 ; Nichols 2009 ; Alçiçek et al. 2013).
<b>F2 : Silto- argileux sans litage</b>	Dalles silto-argileuses dont l'épaisseur peut varier entre 15 cm- 2m, sans litage, alternant avec des niveaux à litage horizontal.	Hélicidés	Sédimentation lacustre soumise à un léger brassage saisonnier. (Einseil, 2000; Nichols 2009).
<b>F3 : Silto-argileux gypifère</b>	Niveaux argileux (10 cm- 1m) à fin litage horizontal et à gypse saccharroïde et en petits cristaux en formes de rosettes. Formation de Sebka.	<i>Skolithos</i> , Traces de rhizolithes.	Argiles de décantation en milieu lacustres (Miall, 1996 ; Einseil, 2000 ; Nichols 2009 ; Huly & al., 2013). La mise en place s'effectue sous climat chaud à semi-aride, générant du gypse (Meyer, 1987 ; Vattan, 1967).
<b>F4 : Silto-argileux à dessiccation</b>	Niveaux Argileux à dessiccation.	<i>Skolithos</i>	Décantation puis exondation des argiles lacustres et leur assèchement total ou partiel sous climat chaud, induisant l'apparition de dessiccations (Meyer, 1987).
<b>F5 : Silto-argileux à encroutements carbonatés</b>	Silto- argileux à encroutements carbonatés de couleur beige qui s'intercalent dans les premiers dépôts de la Formation.	<i>Skolithos</i> , Traces de rhizolithes.	Formation de paléosol de type caliche sous climat chaud (Esteban. & al., 1983, Meyer, 1987)
<b>F6 : Silto- et sablo-argileux à stratifications obliques à angles faibles</b>	Succession de bancs silto- argileux et sables grossiers (sur 5 m d'épaisseur) à stratifications obliques à faibles angles	-	Petits chenaux en tresses dont le transport s'effectue sous bas débit (Miall, 1996 ; Hadlari & al., 2000),
<b>F7 : Silto-argileux à rides de courant</b>	Silto- argileux à rides de courant pouvant s'accompagner de F6 et de F1.	-	Dépôts lacustres légèrement agités par le vent, et/ ou amenuisement d'un transport fluvial.
<b>F8 : conglomérats massifs</b>	Coulées de débris à matrice argileuse, déposées près des rivages lacustres.	Petits troncs d'arbre, <i>Skolithos</i>	Dépôts à transport gravitaire qui forment des fan-delta (Hook, 1977; Miall, 1977, 1996) en bordures des lacs

Tab.A. II. 3 : Récapitulatif des Lithofaciès et leur interprétation : Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila.

### A.II.2.3.1 AF1 : Marge laguno-palustre

#### Description

AF1 qui regroupe les lithofaciès F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7, F8, est représentée par 2 m en moyenne d'une alternance de niveaux argileux, et argilo-silteux ou silto-argileux, riches en cristaux de gypse (Fig. A. II. 10). Les premiers niveaux argilo-silteux dont l'épaisseur varie entre 10 cm et 1m, sont de couleur rougeâtre, et présentent un litage horizontal (F1). Ils se caractérisent par leur extrême dureté, et par la présence de gypse saccharoïde (voir Fig.A. II. 10. A) ou /et en petites rosettes cristallines (F3).

Ces dépôts qui forment un relief négatif (Fig. A. II. 10. A, B), montrent également des traces de dessiccation (F4) et de très nombreuses bioturbations. Celles-ci se présentent sous une forme ovoïde (Fig. AII 10 B), groupées en nombre de 2 ou 3 (leur diamètre varie entre 1- 5 cm), mais également, sous forme de galeries rectilignes (longueur variante entre 2- 6 cm).

Des encroutements carbonatés (F5) s'y intercalent en horizons discontinus (voir Fig. A. II. 10. B) de couleur beige.

En outre, ces sédiments fins, sont tronqués par une cicatrice d'érosion convexe d'environ 30 cm de profondeur, au-dessus de laquelle se sont déposés des silts argileux sans litage (F2).

Enfin, ce niveau est surmonté par des dalles silto-argileuses, dont l'épaisseur varie entre 15 cm et 20 cm. Celles-ci, se caractérisent par la présence de fines laminations horizontales (F1), et des cristaux de gypse (F3), ainsi que des bioturbations de forme alvéolaire ou en forme de galeries (0,2- 15 cm de long) (voir Fig. A. II. 10. B). On note également dans ces premières dalles, la présence d'encroutements carbonatés de couleur beige (F5), qui rendent celles-ci très indurées.

Latéralement à ces premiers niveaux qui constituent AF1, on peut observer localement, notamment près de M'dila, environ 5m de dépôts silto-argileux présentant des stratifications à angles faibles (F6), à rides de courant (F7) et à litage horizontal (F1) (Fig. A. II. 10. C), que surmonte une coulée de boue argileuse massive de 0,5m, constituée de petits galets, et graviers de quartz (F8).

Ce niveau se poursuit par des faciès silto-argileux à angles faibles (F6) et à litage horizontal (F1), dans lesquels s'intercalent des dépôts de gypse (F3) constituant ainsi, une sebkha (voir Fig. A. II. 10. C).

### Interprétation

Les faciès fins argileux et silto-argileux indiquent une mise en place dans un milieu aquatique de type lagunaire, générant un litage horizontal typique (Miall, 1996; Einseil, 2000; Nichols, 2009; Alçiçek, 2013). Les premiers dépôts fins qui présentent à la base un relief négatif définissent une plaine d'inondation, érodée par un petit chenal peu profond (Miall, 1996). Ils se caractérisent en outre, par des encroutements carbonatés de types pédogénétiques, que l'on trouve habituellement vers le haut d'un profile de type caliche.

On distingue en effet, l'horizon '*platy caliche*', reconnaissable à sa forme massive et à sa position sub- horizontale. Au-dessus, vient l'horizon dit '*Hardpan*' très induré et laminé, qui enveloppe les barres silto-argileuses (Estéban & al. 1983). Ces dernières, contiennent aussi des traces de racines, mises en évidence par leurs formes alvéolaires groupées (Estéban & al., 1983), des traces de terriers aux formes relativement allongées, auxquelles s'ajoutent de la dessiccation et des cristaux de gypse.

Ces éléments constituent autant d'arguments en faveur d'un milieu soumis à la fluctuation du niveau phréatique, menant vraisemblablement à de fréquentes exondations en milieu confiné. Celles-ci auraient en effet, engendré des précipitations du gypse, et permis la mise en place d'un paléosol à petite végétation et à terriers. Ces dépôts lagunaires, indiquent un climat chaud à semi-aride (Estéban & al., 1983 ; Meyer, 1987).

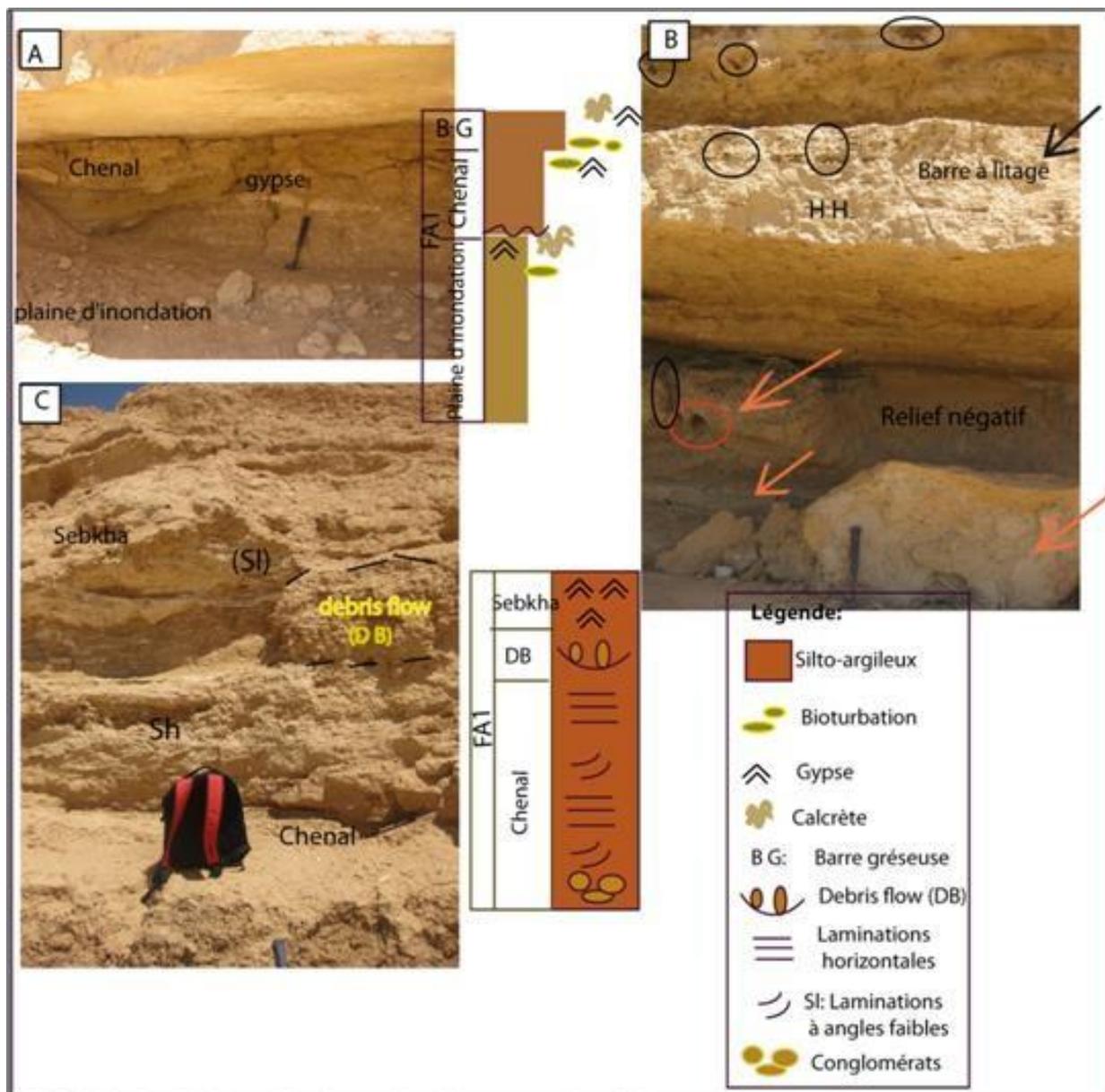


Fig. A. II. 10 : AF1 : Marge laguno-palustre et sebkha.

(A) : Relief négatif (plaine d'inondation) érodée par un chenal. Voir aussi les traces de gypse.

(B) : Argile et argiles silteuses à croutes carbonatées (flèches orange) formant un *platy calich horizon*, avec des traces de racines sous forme d'alvéoles (cercles rouges), surmonté par des barres argilo-silteuses à laminations horizontales (flèche noire) à traces de terriers (cercles noirs), formant un *hardpan horizon* (HH).

(C) : Chenal à conglomérats et à argiles silteuses à stratifications à angle faible (SI ou F6) et à laminations horizontales (Sh ou F1), surmontées par des flots de débris 'debris flow' et sebkha.

Latéralement aux dépôts de base, des petits chenaux en tresses à bas débit transportent des sables grossiers et des silts argileux (Miall, 1996 ; Hadlari & al., 2000), pendant que des coulées de type masse-flow sont transportées par gravité, et déposées sur les rives, constituant ainsi des '*lacustrine fan-delta*' ou petits delta lacustres (Hook, 1967 ; Miall, 1977, 1996).

Ce niveau se termine par les dernières arrivées fluviales à bas débit (stratifications horizontales et à angle faible) que clôtüre une sebkha, suite au 'retrait' des eaux des marges lacustres et /ou de leur évaporation totale ou partielle, sous climat chaud. Les exondations sont suivies par l'installation des petits paléosols à bioturbations (traces de racines et *Skolithos* probables).

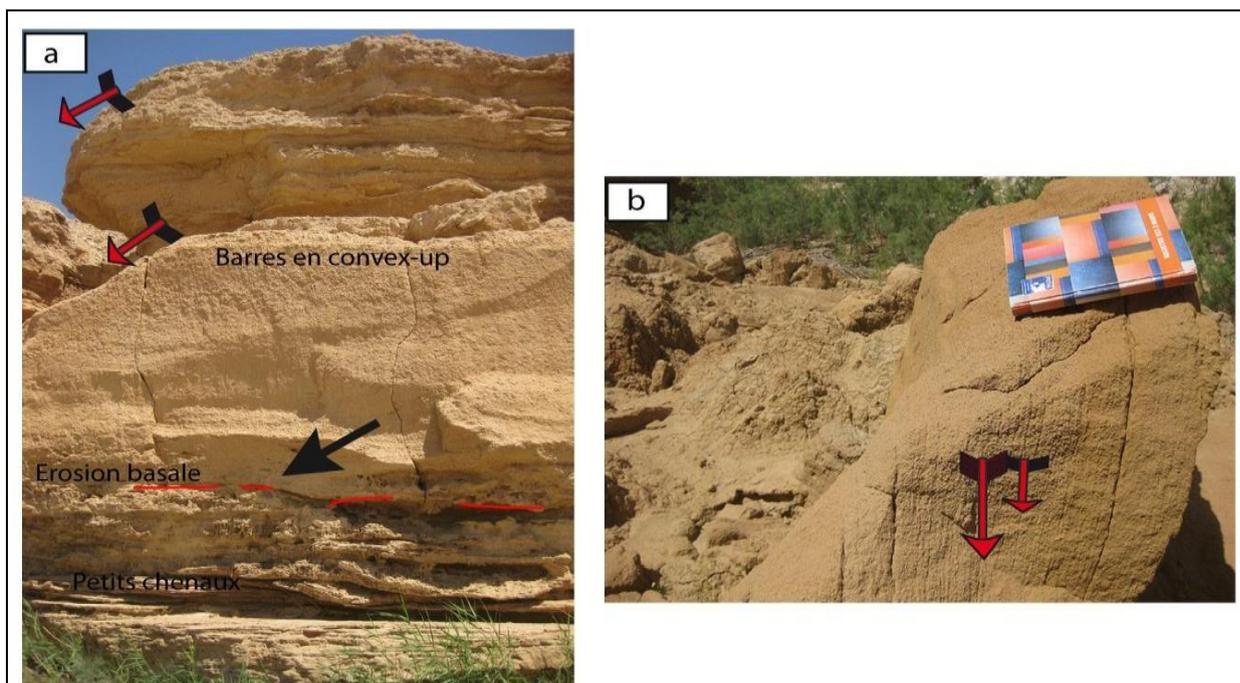
### **A.II.2.3.2 AF2 : Petits chenaux et barres margino-lacustres**

#### **Description**

AF2 regroupe les lithofaciès F1, F4, F6, F7. Au-dessus des dépôts à sebkha et/ou du niveau à debris flow de AF 1, la succession reprend avec l'arrivée de sables grossiers, de petits graviers et des argiles montrant des stratifications angles faibles et des rides de courant (F6) et (F7), ainsi que de nombreuses bioturbations de formes alvéolaires (Fig. A. II. 11. a).

La succession reprend avec des dalles silto-argileuses, strato-décroissantes, montrant des sommets convexes '*convex-up bars*' (voir Fig. A. II. 11. a). Celles-ci dont l'épaisseur varie entre 30 cm -120, possèdent un litage très fin et millimétrique (F1), bien visible sur certaines d'entre elles (Fig. A. II. 11. b).

Ces barres qui montrent une base plane à légèrement ondulée et un sommet convexe, se caractérisent par l'amincissement et l'inclinaison d'un des côtés en direction du SW (voir Fig. A. II. 11. a). Elles contiennent en outre, une quantité considérable de petits cristaux de gypse (F3), et montrent des polygones de dessiccation (F4) ainsi que des bioturbations, bien visibles sur leurs surfaces. L'ensemble de l'unité fait 10 m en moyenne.



**Fig. A. II. 11** : AF2 : Marge lagunaire à chenaux et barres.

(a) Dépôts sablo-argileux (petits chenaux fluviatiles) à F6 et F7 au -dessus d'un niveau à debris flow de FA 1, surmontés de barres silto-argileuses en 'convex-up', montrant un côté incliné (flèches) en direction du SW, et une érosion basale (localité de M'dila) ;

(b) Détail dans une barre silto-argileuse non en place, montrant des laminations horizontales (Sh ou F1) (flèches).

### Interprétation

FA2 se compose d'une succession de petits chenaux silto- et sablo-argileux, dont le transport s'effectue sous un hydrodynamisme bas (Miall, 1996 ; Hadlari & al., 2000). Ces dépôts sont soumis à la fluctuation de la nappe, voire à des assèchements périodiques, engendrant la formation du gypse et d'un paléosol où se côtoient végétation (?) (bioturbations de forme alvéolaire) et *Skolithos*. Les barres en 'convex-up', et qui possèdent un litage horizontal, attestent d'une sédimentation dans des lagunes, où les évaporations vraisemblablement fréquentes, engendrent la formation de cristaux de gypse.

En outre, ces dalles qui possèdent une telle forme géométrique, ainsi qu'un amincissement et une inclinaison d'une de leur bordure, sont spécifiques aux marges lacustres (Fouch & Walker, 1998); l'amincissement indique l'amenuisement des apports. Enfin, les exondations sont suivies par l'installation d'un sol en milieu palustre qu'attestent la présence de nombreuses traces de racine.

### A.II.2.3.3 AF3 : Cône à flots de débris

AF3 regroupe F3, F4, et F8. C'est une petite séquence composée d'éléments détritiques grossiers (1,5 m) hétérogènes, et hétérométriques (blocs, galets et graviers de quartz et de carbonates) bien arrondis et emballés dans une matrice boueuse silto-argileuse (F8) et gypsifère portant des traces de dessiccations (F3, F4). Ces débris clastiques, de type *matrix-supported massive gravels* (Fig. A. II. 12. a), sont éparpillés dans la matrice qui les porte, et ne montrent aucun litage apparent.

#### Interprétation

L'association de faciès indique un environnement de cône alluvial, dans lequel le transport des dépôts de type 'plastic- débris flow' s'effectue par écoulement boueux, non chenalisé et de haute énergie, nécessitant une pente relativement escarpée (Hook, 1967 ; Miall, 1977, 1996). Ces dépôts dont l'origine "première" est liée à l'activité d'un cône de déjection, sont connus pour être typiques des zones arides (Miall, 1996 ; Stanistreet & al., 1993).

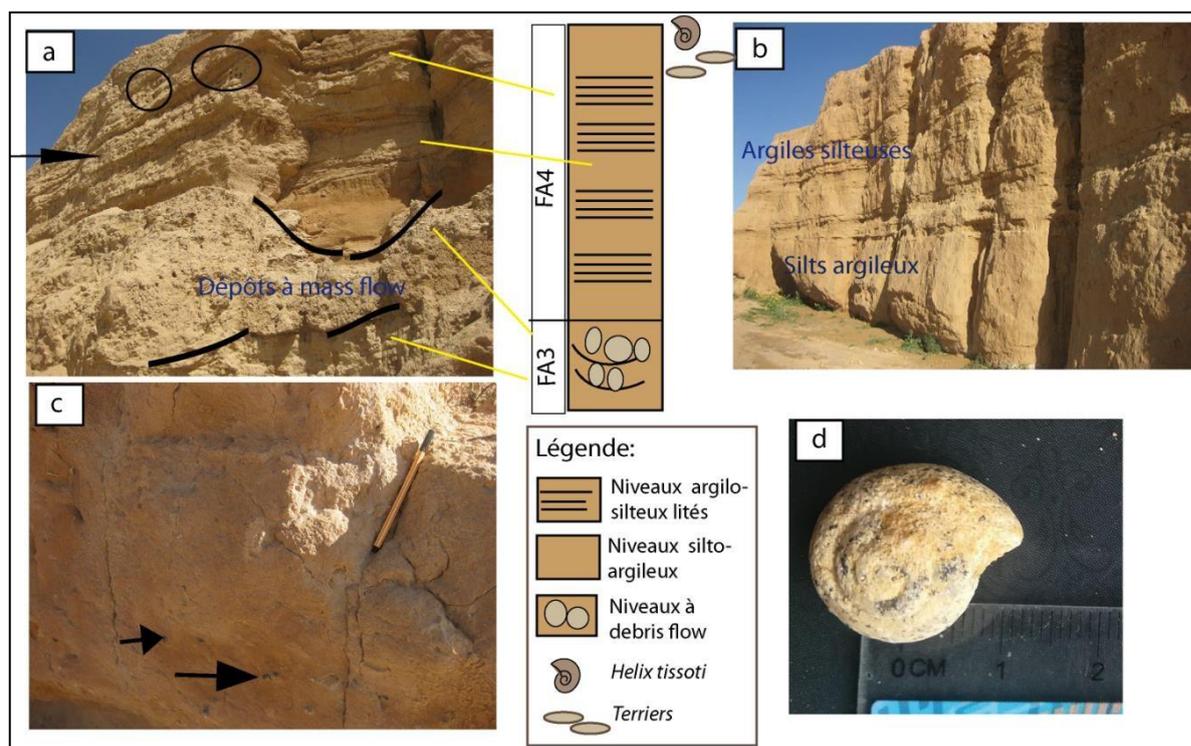
Leur mise en place s'est effectuée près d'un rivage subaquatique, sous climat chaud et semi-aride, formant ainsi des petits deltas margino-lagunaires. Un tel climat est responsable aussi des précipitations de gypse et des dessiccations lors des fluctuations de la nappe et/ ou des exondations.

### A.II.2.3.4 AF 4 : Margino-lacustre-palustre (ou encore margino-lagunaire) et paléosol à hélicidés

#### Description

AF4 qui regroupe F1, F2, F3, F4, se caractérise par un épandage à mud flow avec un nombre relativement important en hélicidés fossiles monospécifiques, appelés *Helix tissoti*. Elle est constituée d'une alternance de bancs silto-argileux sans litage (F2) (épaisseur des bancs varie entre 100 et 20 cm), et gypsifères (F3), portant des traces de bioturbations, et de niveaux plus fins, lités (F1) et très compactes, dont la nature est argilo-silteuse (Fig. A. II. 12. b). Ces derniers dont l'épaisseur varie entre 20 - 5 cm, montrent également des traces de bioturbations, des polygones de dessiccation (F4), et du gypse (F3).

Cette unité qui ne dépasse pas 3m dans les environs de M'dila et qui peut atteindre 10m aux environs de Bir El Aater (voir Fig. A. II. 12. b), est riche en hélicidés terrestres, appelés *Helix tissoti* (Fig. A. II. 12. c, d).



**Fig. A. II. 12 :** AF3 et AF4 : Marge laguno-palustre à gastéropodes (*Helix tissoti*).

(a) AF3 : Dépôts à masse flow. Voir les niveaux argilo-silteux lités (flèche) alternant avec des horizons silto-argileux, montrant des bioturbations (cercles), (localité de M'dila) ;

(b) Alternance de niveaux silto-argileux et argilo-silteux (N. de Bir el Ater) ;

(c) : Petits gastéropodes *Helix tissoti* ausommet de la Formation (flèche) ;

(d) : Détail de l'*Helix tissoti*.

Dans cette dernière localité les bancs silto-argileux non lités, montrent une strato- décroissance, contrairement aux niveaux argileux qui montrent une strato-croissance. La Formation se clôture par une surface silto- argileuse à nombreux troncs d'arbres fossiles. Les niveaux à fossiles ont été observés aussi bien à M'dila que dans les environs de Bir El Aater.

### Interprétation

Les bancs silto-argileux qui alternent avec les niveaux argileux, montrent un dépôt dans des eaux à densité périodiquement variable, en rapport avec les changements de température. En effet, lors des saisons ou périodes relativement froides, les eaux qui sont naturellement denses, ont tendance au brassage. Ceci empêche la stratification des eaux et inhibe l'apparition du litage dans les sédiments (Einseil, 2000 ; Nichols, 2009), et ce fait est visible au niveau des bancs silto-argileux sans litage. Par contre, le litage apparait et devient de plus en plus persistant dans les niveaux argileux, mettant ainsi en évidence une décantation en absence de brassage, dans des eaux à faible densité.

En effet, durant les périodes chaudes ou les saisons estivales, les eaux qui sont plus légères, ainsi que l'absence des apports sédimentaires, mènent à la stagnation des lacs (ou lagunes) et à la stratification des eaux, engendrant ainsi le litage dans les sédiments fins.

Les exondations fréquentes sont mises en évidence par les bioturbations dues aux terriers et celles induites par des racines végétales. Ce paléosol se met en place après la fin de Formation de chaque banc et au sommet de la Formation. En outre, les émergences sous climat chaud s'accompagnent de précipitation de gypse.

Enfin, l'assèchement des lagunes engendre la constitution d'un paléosol arboré et l'installation d'un biotope à hélicidés, dont l'existence à cette époque va en moins jusqu'au SE de la Tunisie.

### **Conclusion**

La Formation silto-argileuse à hélicidés de M'dila est représentée par des dépôts de décantation dans des lacs ou des lagunes d'extension régionale. Dans la région de M'dila, ces cuvettes peu profondes, reçoivent des flots de débris, ainsi que du matériel sablo-silteux, via de petits chenaux fluviaux. Ces dépôts grossiers se déversent sur les bordures des marges, constituant ainsi, des petits deltas lacustres.

Plus au Sud, dans les environs de Ferkane, Négrine et au Nord de Khenguët Naji, ces faciès fins de couleur rouge-brun, ne contiennent pas de matériel grossier comme à M'dila. Ceci peut s'expliquer par l'éloignement des reliefs dont ces débris de roches seraient originaires ; la distance entre M'dila et Ferkane étant de 30 km environ, ceci paraît en effet, très plausible.

#### **A.II.2.4 LA FORMATION SABLO-CONGLOMÉRATIQUE DE MERMOUTIA (FORMATION 4) (PLIOCÈNE PRÉSUMÉ)**

La Formation sablo-conglomératique de Mermoutia est discordante sur les dépôts conglomératiques de l'Oligocène présumé, affleurant à Khenguët Nadji (voir Fig. A. II. 1 a, d). Elle peut -être observée également à Mermoutia et sur la route de Negrine -M'dila, où les dépôts du Quaternaire la recouvre en discordance (voir Fig. A. II. 1.e,) et (Fig. A. II.13 a).

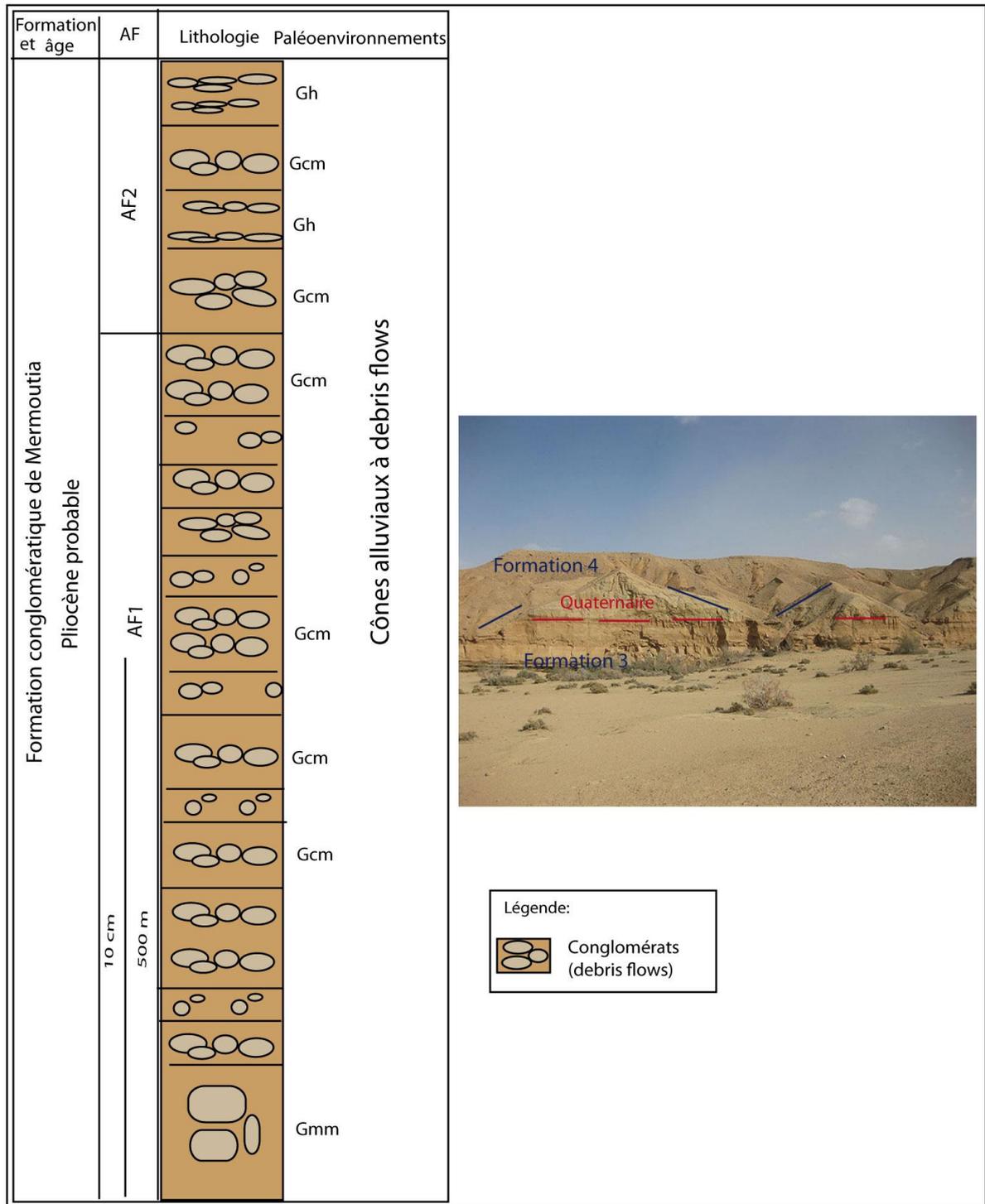
Il s'agit d'une formation redressée, sablo- argilo-conglomératique brunâtre, qui montre une épaisseur importante, pouvant-être estimée à environ 1000 m, mais qui peut atteindre 2000m dans certaines localités, comme Mermoutia.

Les levés de terrain ont été effectués près des localités de M'dila et de Mermoutia où la succession des formations 3 et 4 peut être observée (Fig. A. II.13 a, b).

La description des différents lithofaciès n'a pu se faire dans le détail souhaité pour cette puissante Formation, et ce, à cause de l'épaisseur des dépôts, de la récurrence des faciès, mais aussi et surtout, pour des raisons d'insécurité.

##### **Lithofaciès et association de facies**

Les différents lithofaciès qui sont en nombre de 4 (Tab. A. II. 4) nous ont permis de distinguer une Formation avec 2 unités lithologiques, présentant des analogies faciologiques (voir Fig. A. II. 13). Ceci a permis de jumeler leur interprétation dans un même paragraphe.



**Fig. A. II. 13** : Log lithostratigraphique de la Formation conglomératique de Mermoutia.

Lithologie	Description	Interprétation
<b>F1</b> : Flots de débris à liant sableux à graviers (Gcm)	Succession cyclique de flot massifs de blocs, galets et graviers ( <i>clast-supported massive gravels</i> ou Gcm) surmontés de petites dalles gréseuses à graviers	Flots de débris clastiques transportés par traction et suspension limitées. L'écoulement est de type turbulent et la concentration en sédiments est réduite (Hook, 1967 ; Stanistreet & al., 1993 ; Miall, 1996.)
<b>F2</b> : Sables grossiers massifs (MS)	Bancs gréseux constitués de sables grossiers massifs, sans structures (F2)	Transport massif par gravité, nécessitant une pente.
<b>F3</b> : Flot de débris à litage horizontal (Gh)	Dépôts centimétrique de graviers à litage horizontal grossier.	Flots de débris transportés par des chenaux dont l'écoulement est à haut débit (Miall, 1996).
<b>F4</b> : Flot de débris à matrice argilo-silteuse (Gmm)	Conglomérats composés de blocs de forme angulaire aux arêtes émoussées, de galets, et de graviers, portés par une matrice argilo- silteuse ( <i>Matrix-supported massif gravels</i> ).	Dépôts de haute énergie transportés en masse et par gravité (Hook, 1977 ; Miall, 1977, 1996)

**Tab.A. II .4** : Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : Formation à flows de débris de Mermoutia.

#### A.II.2.4.1 AF1 : Débris clastiques massifs

##### Description

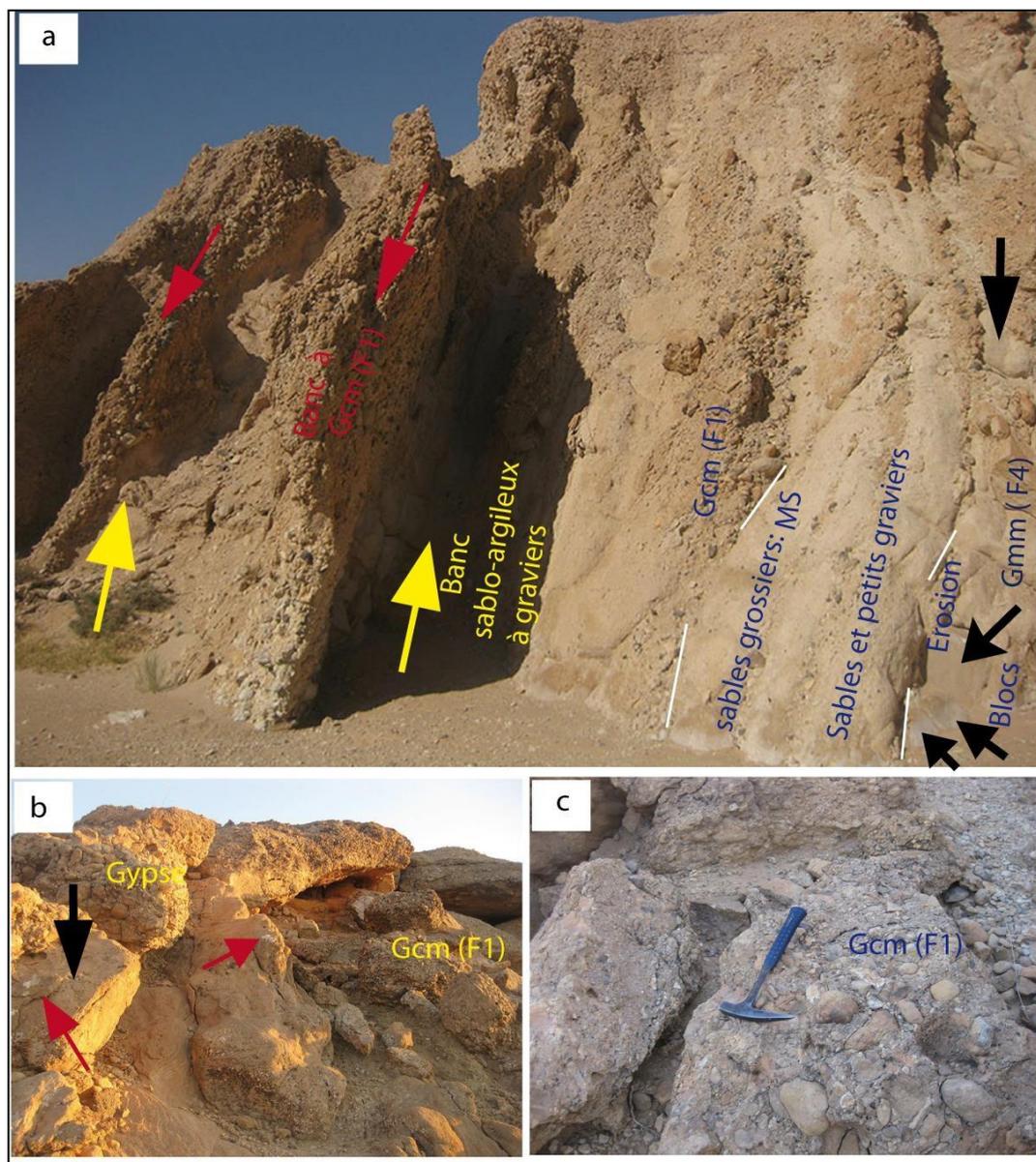
AF 1 qui regroupe les lithofaciès F1, F2, F3 et F4, est essentiellement formée de bancs sablo-argileux conglomératiques rougeâtres. Ce sont des débris clastiques massifs liés par des sables et/ou des graviers ou "clast -supported massive gravels" (Gcm) (F1). Dans le détail, les débris clastiques, montrent une imbrication et un litage grossièrement horizontal, et alternent avec des bancs gréseux. Ces derniers se composent essentiellement de sables grossiers massifs (F2) auxquels se mêlent des dépôts centimétriques de graviers lités (F3) (Fig. A. II. 14. a). Cette unité (ou AF1) montre ainsi une cyclicité dont la puissance peut à elle seule atteindre près de 1000 m dans la région de Mermoutia.

Néanmoins, il existe à certains niveaux, des débris clastiques liés par une matrice argileuse ou argilo-silteuse (ou *matrix-supported gravels*) (Gmm) (F4). Ce sont des conglomérats composés de blocs de formes angulaires et aux arêtes émoussées, de galets, et de graviers, soutenus par une matrice argilo-sableuse (voir Fig. A. II. 13. 2 a). Ce type de faciès est néanmoins, nettement moins représenté par rapport au faciès (Gcm) ou (F1).

Les éléments qui constituent ces débris-clastiques sont majoritairement issus de l'érosion de carbonates à faune marine du Mésozoïque.

### A.II.2.4.2 AF 2 : Cônes alluviaux à flots de débris et à dalles à graviers

AF2 qui regroupe les lithofaciès F1, F3 et F4, est épaisse d'environ 200 m. Elle est représentée par une succession cyclique de flots de débris massifs, surmontés de petites dalles à graviers (Fig. A. II. 14. b, c).



**Fig. A. II. 14 :** AF1 et AF2 : dépôts de type cône alluvial à flots de débris. **(a) :** AF1 : Succession de bancs à flots de débris (Gcm ou F1) (flèches rouges) alternant avec des bancs gréseux à petits graviers (flèches jaunes). Voir aussi le faciès Gmm (F4) à grands blocs (flèches noires). **(b) :** AF2 : Flots débris de type Gcm (F1), surmontés par des petites dalles à graviers (flèches noires). Voir aussi les traces de gypse (flèches rouges). **(c)** Détail des faciès Gcm (F1) (échelle donnée par le marteau).

Ces conglomérats qui peuvent montrer une légère imbrication, sont de type (Gmm) ou (F4). Ce sont des dépôts hétérométriques, représentés par des éléments carbonatés bien roulés, des galets

de quartz, et de nombreux troncs d'arbres ferruginisés, portés par une matrice argileuse ou argilo-silteuse.

Ce sont des dépôts hétérométriques, représentés par des éléments carbonatés bien roulés, des galets de quartz, et de nombreux troncs d'arbres ferruginisés, portés par une matrice argileuse ou argilo-silteuse.

Des débris flow de type (Gcm ou F1) peuvent montrer une alternance avec les dépôts de type (Gmm) ou (F4). Ils sont généralement constitués d'éléments plus petits, essentiellement des graviers et des galets, montrant un litage grossièrement horizontal (voir Fig. A. II. 14. b).

Les dalles qui leur succèdent (voir Fig. A. II. 14. b) sont composées de sables argileux ferruginisés, à petits graviers, grossièrement lités (F3). Leur épaisseur varie entre 10 et 20 cm, et leur extension latérale peut atteindre 2 m. Du gypse est visible sur ces dalles (voir Fig. II. 14. b). L'ensemble de chaque unité à flots de débris (F1) et à petite dalle à graviers (F3), forme une barre à gravier ou Gravel- bar (GB).

Enfin, un paléosol constitué de grands troncs d'arbres de 5 m de longueur, clôturent la Formation.

### **Interprétation**

FA1 et FA2 définissent un environnement de type cône alluvial, dans lequel coexistent des conglomérats dont la charpente est constituée de graviers et de conglomérats dont la matrice est argileuse ou silto-argileuse, ainsi que des conglomérats imbriqués ou à liant sableux.

Ces faciès de haute énergie, ne sont pas chenalisés ; leur déplacement s'effectue par écoulement visqueux le long des pentes (glissement gravitaire) (Hook, 1967 ; Miall, 1977, 1996).

La présence majoritaire, sinon exclusive de ces débris flows dans toute la Formation, ainsi que la puissance de celle-ci, indiquent le fonctionnement à cette époque de cônes alluviaux (Stanistreet et al. 1993 ; Blair et Mc Pherson, 1994). Il est à noter que les cônes dominés par les débris flows, sont les seuls reconnus comme étant 'vrais' par ces deux derniers auteurs, et ils caractérisent les zones arides.

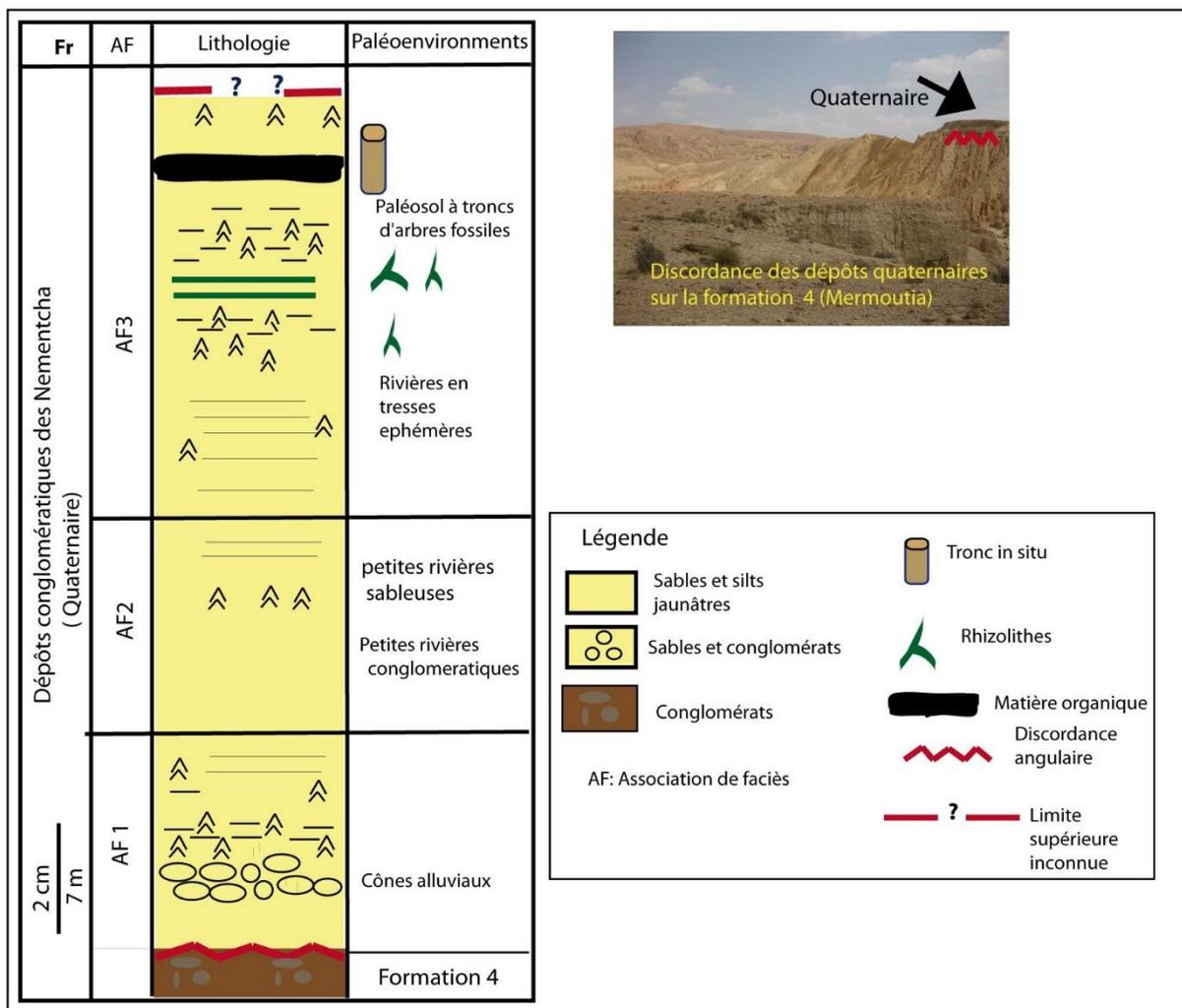
D'autre part, AF1 montre une alternance de flots débris (Gcm) et de bancs gréseux grossiers à graviers. Ceci pourrait être lié à l'existence à cette époque, de pulsations tectoniques (Stanistreet et al., 1993 ; Blair et Mc Pherson, 1994), qui auraient mobilisé des quantités d'éléments grossiers, suivies par des phases d'accalmie, pendant lesquelles se mettraient en place les faciès relativement fins ou moins grossiers.

## **Conclusion**

La Formation à flots de débris de Mermoutia est essentiellement composée de dépôts massifs, qui se caractérisent d'abord par leur épaisseur importante, pouvant atteindre près de 1500 à 2000 m dans les environs de Mermoutia. Ce sont des conglomérats grossiers et massifs dont le transport s'effectuait par glissement gravitaire le long des pentes, formant ainsi des cônes alluviaux, sous climat aride et chaud. Leur existence serait liée à l'activité sismique qui a précédé au plissement ou au redressement de la Formation à la limite Pliocène- Quaternaire.

### A.II.2.5 LES ULTIMES DÉPÔTS CONGLOMÉRATIQUES DES NEMENTCHA (QUATERNAIRE)

Les ultimes dépôts qui apparaissent dans la région des Nementcha, consistent en faciès sablo-conglomératiques jaunâtres, dont l'épaisseur avoisine les 70m (Fig. A. II. 15). Ces dépôts grossiers non cohésifs affleurent en discordance angulaire sur la Formation à flots de débris de Marmoutia, et se terminent par un paléosol arboré.



**Fig.A. II. 15 :** Log lithostratigraphique synthétique des ultimes dépôts alluviaux de la bordure sud des Nementcha.

Lithofaciès et association de facies Les ultimes dépôts montrent 6 lithofaciès (Tab. A. II. 5), et peuvent -être subdivisée en 3 A F.

Lithologie	Description	Interprétation
- <b>F1: Flot de débris à liant sableux (Gcm)</b>	Bancs de débris grossiers de Les éléments liés par un ciment silto-sableux et gypsifère, montrent une légère imbrication.	Flots de débris transportés par traction et suspension limitées. L'écoulement est de type turbulent et la concentration en sédiments est réduite (Hook, 1967 ; Stanistreet & al., 1993 ; Miall, 1996).
- <b>F2a (ou Sh): Sables à stratifications horizontales.</b>  - <b>F2b (ou Sl) : Sables à stratifications à angles faible angle.</b>	Succession de petites séquences de Sables très fins à litage horizontal et gypsifère. L'épaisseur des bancs varie entre 10 cm - 50 cm, et l'extension latérale peut atteindre en moins 10 m.	Nappes sableuses transportées par des rivières éphémères en tresses, dont l'écoulement qui est de haute énergie, s'effectue sous une faible tranche d'eau. La baisse et /ou la fluctuation de la nappe s'accompagne de la précipitation de gypse. (Allen, 1984; Langford & al., 1987; Ashley, 1990; Miall, 1996).
- <b>F3: Argiles silteuses /silts argileux</b>	Horizons d'argiles silteuses verdâtres et gypsifères d'épaisseur millimétrique qui s'intercalent entre les niveaux sableux.	Plaines d'inondation de rivières en tresses éphémères (ephemeral braid rivers) d'épaisseur réduite (Miall, 1996).
- <b>F4: silto-argileux à bioturbations</b>	Niveaux argileux silteux gypsifères, à marmorisations verdâtres et à nombreuses bioturbations (F7).	
- <b>F5: sables à matière organique</b>	Bancs de sables fins à matière organique (épaisseur entre 5 cm- 5m) et /ou Sables fins à matière organique et à traces de racines gypsifères.	Constitution d'un paléosol dans lequel la matière organique (Sm), les troncs d'arbres (Sv) ainsi que les traces de racines gypsifères (Smg) indiquent une phase climatique relativement humide mais toujours chaude (Meyer, 1986; Miall, 1996).
- <b>F6: Sables à troncs d'arbres</b>	Sables à troncs d'arbres fossiles dont la longueur peut atteindre 2m.	

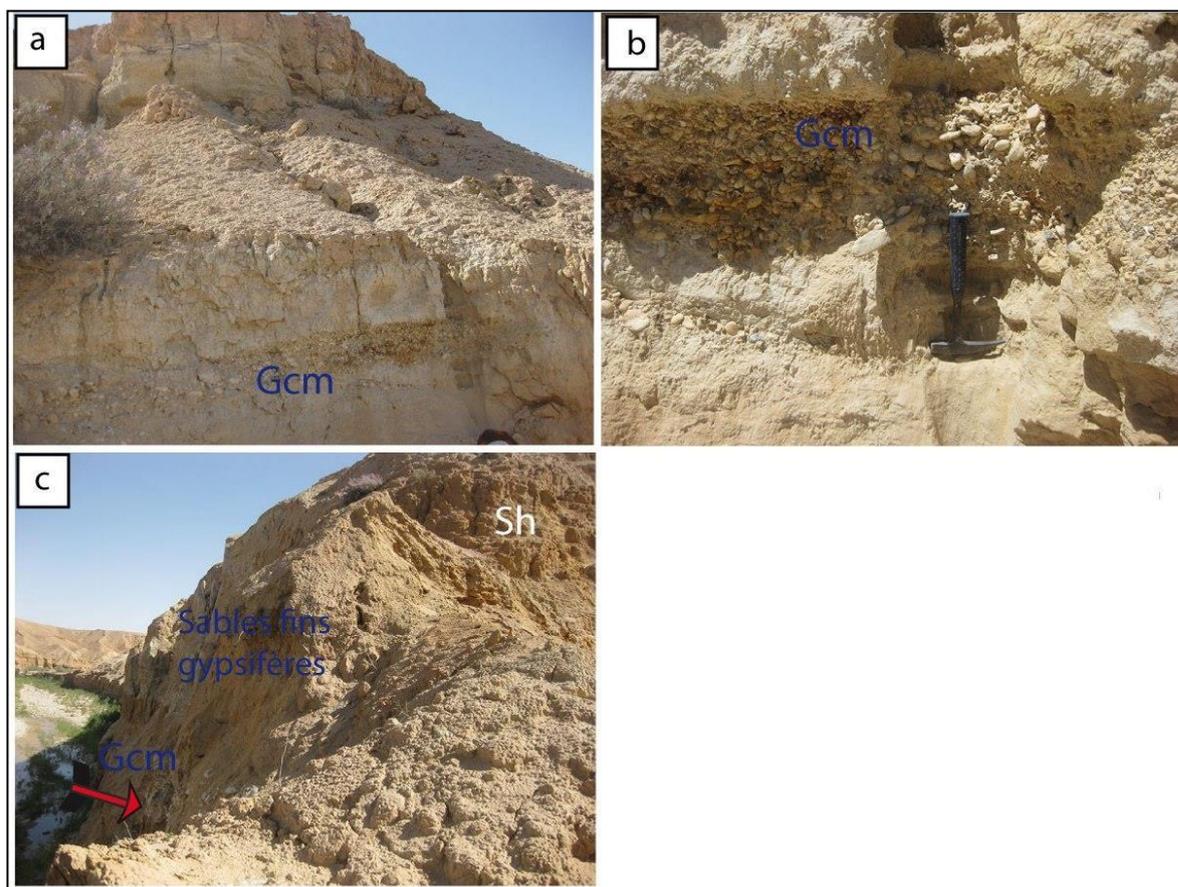
Tab. A. II. 5 : Récapitulatif des lithofaciès et leur interprétation : les dépôts conglomératiques du Quaternaire des Nemencha

### A.II.2.5.1 AF1 : Dépôts de type cône alluvial et petites rivières sableuses en tresses éphémères

#### Description

AF1 qui englobe F1, F2a, F3, et dont l'épaisseur est de 13m en moyenne, montre une succession de petits bancs de conglomérats hétérométriques (blocs, galets, graviers), représentés essentiellement par des débris de carbonates lumachelliques, et des galets de quartz (F1). Ces dépôts grossiers qui montrent parfois une légère imbrication (orientés globalement vers le SE), sont portés ou liés par une charpente sableuse et gypsifère de couleur jaune.

Ces flots de débris de type '*clast- supported gravels*' (Gcm ou F1) (Fig. A. II. 16. a, b), et qui se présentent en petits bancs dont l'épaisseur est inférieure à 20 cm, montrent une grano-décroissance.



**Fig.A. II. 16 :** AF1 et AF2 des dépôts de type cône alluvial.

- (a), (b) FA1 : Bancs à flots de débris (F1 ou Gcm) (près du village de M'dila).  
 (c) sables fins et gypsifères à litage horizontal (Sh ou F2a) au-dessus de Gcm (flèche) (M'dila).

Une couche de sables très fins d'environ 3m de puissance, riches en gypse et présentant un litage horizontal (F2a), vient s'intercaler entre ces séquences à flots de débris. Le litofaciès (F2a) existe aussi vers le sommet de FA1 (Fig. A. II. 16. c). On note également dans les derniers mètres de cette unité (visibles latéralement), une intercalation de niveaux millimétriques d'argiles sableuses ou silteuses verdâtres et gypsifères (F3).

### **Interprétation**

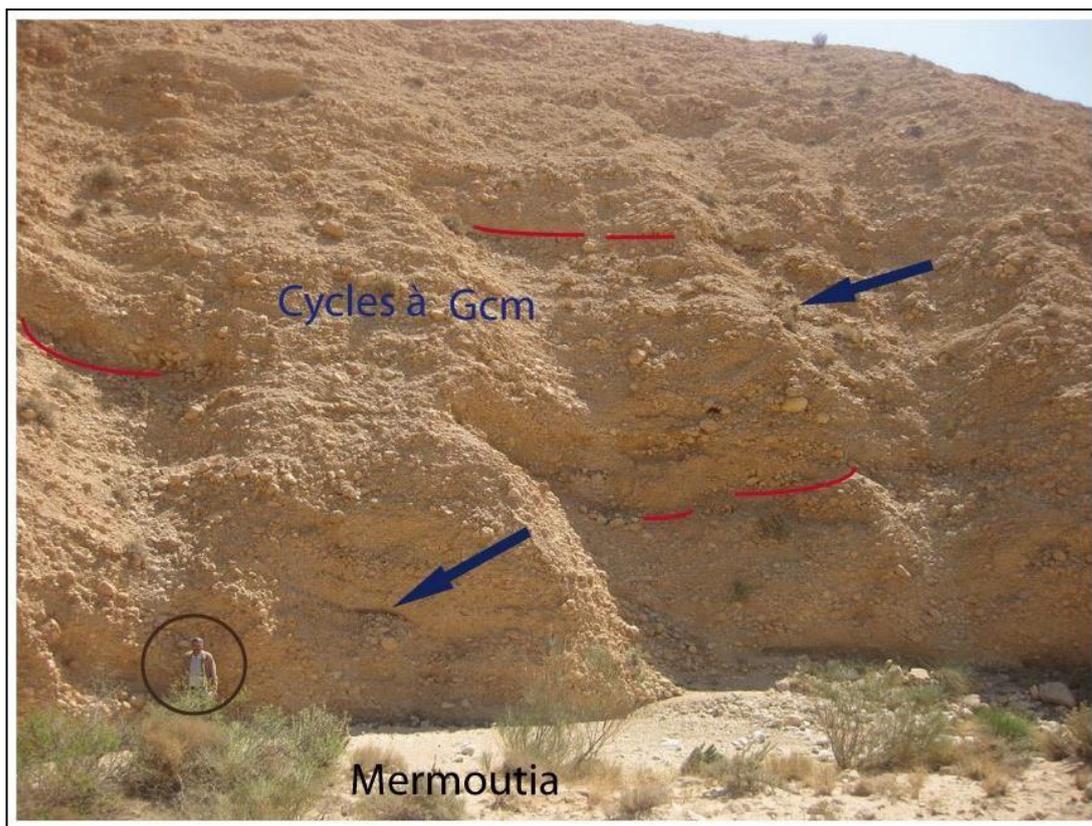
L'AF 1 montre dans un premier temps, des épandages détritiques grossiers, transportés par des courants de traction et suspension limitée. L'imbrication des débris clastiques indique un écoulement de type turbulent (Hook, 1967 ; Stanistreet & al. 1993 ; Miall, 1996).

Dans un second temps, se déposent des sables très fins, qui ont subi un transport par de petites rivières en tresses éphémères ou '*ephemeral braid rivers*', qui se caractérisent par des conditions d'écoulement supérieur et de haute énergie (*upper-flow-regime conditions*) sous une faible profondeur (Allen, 1984, Langford & al., 1987, Asley, 1990, Miall, 1996). Ceci est mis en évidence par le litage horizontal, qui se généralise dans ces dépôts sableux. Des horizons argileux verdâtres se forment lors des crues des rivières. Il s'en suit une précipitation de gypse lors des phases d'étiage et/ou d'émersion de ces dépôts, sous des conditions climatiques chaudes et arides.

#### **A.II.2.5.2 AF2 : Nappes à flots de débris (cône alluvial)**

FA2 qui contient les lithofaciès (F1 et F2a) constitue également un épandage de débris hétérométriques, dont l'épaisseur à M'dila est de 5 m en moyenne. Ils se présentent en une succession de petites nappes à graviers et à galets, à litage horizontal, ou en dépôts massifs à blocs, galets, et graviers, mêlés à des sables très peu cohésifs, de type *clast-supported massive gravels* (F1). Dans la région de Mermoutia, ces nappes détritiques grossières en nappes, montrent une épaisseur pouvant atteindre près de 30 m (Fig. A. II. 17).

Ces dépôts sont surmontés par des niveaux sableux fins à stratifications horizontales (F2a), riches en évaporites.



**Fig.A.II.17** : Dépôts alluviaux des Nementcha. AF2 : Succession dépôts ou multi-story deposits à (Gcm) ou (F1),. Voir les contacts peu visibles entre les bancs (traits rouges) et leurs ondulations (flèches bleues), induites probablement par la tectonique (personne dans le cercle pour échelle).

### Interprétation

La succession de flots de débris, qui se présentent en nappes de grande extension et de faible profondeur, indiquent des conditions de transport rapide le long des pentes (Miall, 1996). Leurs cyclicité, ondulation, ainsi que leur épaisseur, visibles notamment à Mermoutia, seraient la conséquence d'une sismicité synsédimentaire probable.

Le passage à des sables à litage horizontal, indique une décroissance dans le débit des eaux et un transport sous des conditions d'écoulement critique, ou '*upper flow regime*'. La baisse du niveau phréatique, voire l'assèchement du milieu, induit la précipitation du gypse sous climat chaud et semi-aride.

#### A.II.2.5.3 AF3 : Petites rivières en tresses éphémères et paléosol arboré *in-situ*

##### Description

L'AF 3 dont l'épaisseur est d'environ 20 m, rassemble les lithofaciès F2a, F2b, F 3, F4, F5, F6.

Elle montre des sables jaunes, très fins et des silts à litage horizontal et à stratifications à angles faibles (F2a et F2b) très gypsifères, dans lesquels s'intercale un important niveau silteux noirâtre, riche en matière organique (F5) (Fig. A. II. 18). Ces silts et sables montrent également, de fines intercalations de niveaux argilo-silteux gypsifères (F3) à marmorisations verdâtres et à nombreuses bioturbations (F4).

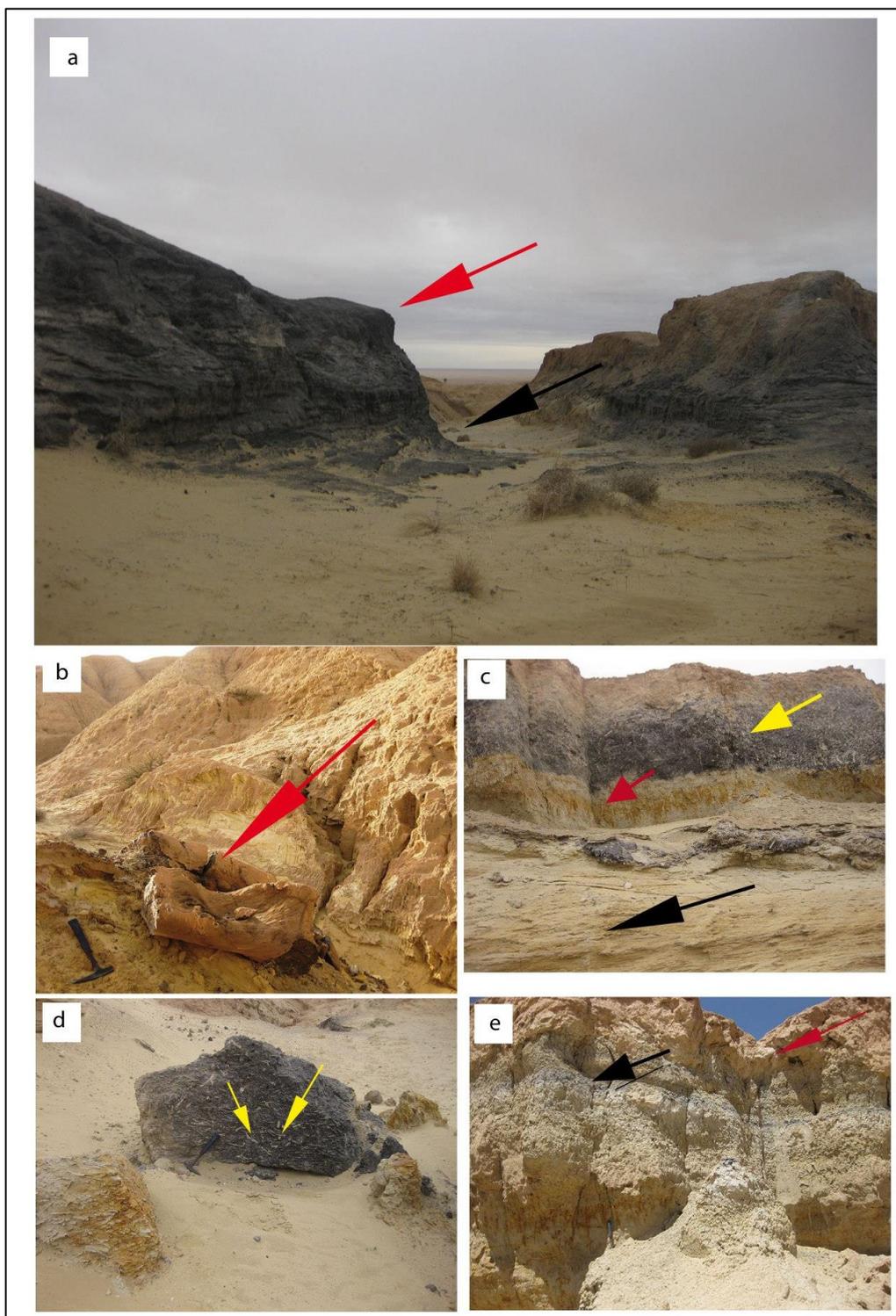
Le niveau noirâtre à matière organique dont l'épaisseur varie entre 0.05 et 5m, présente des traces de racines centimétriques gypsifères (rhizolithes), et une richesse en petits troncs d'arbres (F6) (dont la longueur varie entre 5- 40 cm (Fig. A. II. 18. a, b, c). Ces troncs se trouvent in situ et en grande quantité du côté des localités de M'dila et dans les environs de Négrine.

Au sommet de l'unité se développe un encroutement carbonaté de type caliche, d'âge récent (Fig. A. II. 18. d).

### **Interprétation**

Les niveaux sableux fins, à laminations horizontales et à faibles angles qui présentent de nombreuses bioturbations, ainsi que les niveaux argilo-silteux gypsifères, indiquent l'existence ou la persistance à cette époque de petites rivières en tresses, éphémères ou *ephemeral- braid rivers*, dont les caractéristiques sont celles qui sont décrites plus haut à savoir: conditions d'écoulement critique (*upper flow regime conditions*) et faible profondeur (Allen, 1984, Langford & al., 1987, Asley, 1990, Miall, 1996).

Lors des émergences, un paléosol se constitue. Il est matérialisé par la présence de troncs d'arbres, le niveau à matière organique à rhizolithes, les précipitations de gypse, et les terriers verticaux qui s'apparentent à des *Skolithos*. La présence de végétaux évolués ainsi que le développement d'un horizon à matière organique d'extension régionale, indiquent un passage à une période climatique relativement humide mais toujours chaude.



**Fig.A.II.18** : Dernier dépôts des Nementcha : AF3

(a) AF3 : Sables fins et Silts montrant un important niveau à matière organique (flèche rouge) à troncs d'arbres (flèche blanche). (b) Vue rapprochée d'un tronc d'arbre affleurant latéralement (Negrine). (c) Sables à litage horizontal (flèche noire). Voir traces de bioturbations (flèche rouge) et de racines (flèche noire). (d) Vue rapprochée des sables à matière organique et à traces de racines gypsifères (flèches). (e) Paléosol à caliche (flèche rouge) portant un mince horizon de matière organique (flèche noire) (environs de M'dila).

## **Conclusion**

Les ultimes dépôts de la région d'étude, consistent en faciès conglomératiques grossiers, ayant enregistré les contre coups de la tectonique quaternaire, surmontés par dépôts détritiques, mis en place par des rivières éphémères, se clôturant par un paléosol arborescent.

La succession d'une période instable pendant laquelle se met en place des éléments détritiques grossiers, suivie d'une phase de relaxation, durant laquelle un paléosol se développe, traduit un cycle bio-rhexistasique de mise en place (Erhart, 1955, Erhart, 1967, Mazrou, 2010, Mazrou & al. 2016).

La phase rhexistasique correspond à une phase tectonique instable, pendant laquelle s'effectue l'érosion des reliefs et la mise en mouvement de grandes nappes détritiques, composées majoritairement de conglomérats. La phase biostasique qui s'en suit, est une période d'accalmie, durant laquelle se met en place un paléosol à végétaux et à matière organique.

### **A.II.3 CORRÉLATIONS DE LA SÉRIE CONTINENTALE NÉOGÈNE DU SUD DES NEMENTCHA AVEC SON ÉQUIVALENT DANS LE SUD DES AURÈS (BRANIS) ET DANS LE SW TUNISIEN (GAFSA-METLAOUI), ET ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES**

Les corrélations entre les Formations du post-Lutétien de la zone d'étude avec leurs équivalents dans le SW tunisien et dans la région de Branis (qui sont les seules régions où la succession lithostratigraphique est connue), visent à leur attribuer des âges relatifs.

Des repères chronostratigraphiques ont été également pris en considération pour consolider ce parallélisme. Un petit rappel des différentes Formations néogènes de ces trois (3) régions, peut être présenté comme suit :

#### **❖ La Série Néogène de la bordure méridionale des Nementcha :**

Cette série a permis de mettre en évidence quatre (4) Formations, qui sont de la plus ancienne à la plus récente :

- La Formation silto-argileuse de Ferkane ;
- La Formation sableuse à ossements d'El Aater ;
- La Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila ;
- La Formation conglomératique de Mermoutia.

La série se clôture par des dépôts d'âge Quaternaire.

#### **❖ Les Formations néogènes de la région de Branis (sud des Aurès)**

Dans la région de Branis, la Série néogène continentale établie par Laffite (1939) (voir Fig.A.I.6), repose sur des faciès marins datés Langhien-Serravallien. Elle comporte :

- La Formation sablo-argileuse à hélicidés d'âge Totonien – Messinien probable ;
- La Formation conglomératique attribuée au Pliocène.

#### **❖ La Série néogène du SW tunisien**

Dans le SW tunisien, ces Formations sont bien différenciées du point de vue stratigraphique, et ce, grâce à la microfaune marine et à la faune continentale qu'elles ont livré respectivement dans le NE et le SW (Biely & al. 1972 ; Robinson & al. 1974 ; Mannai -Tayech & al., 2005, Mannai- Tayech, 2009). Ceci a permis à ces auteurs de distinguer trois (3) Formations (Fig.A.II.19) :

- La Formation des argiles silteuses rougeâtres de Sehib coiffées par des argiles à hélicidés. Cette Formation qui repose en discordance sur les terrains éocènes est attribuée au Miocène Inférieur ;
- La Formation des sables de Beglia qui a livré une quantité considérable de restes de vertébrés d'âge Miocène Moyen- Supérieur ;
- La Formation des sables jaunes et des argiles conglomératiques rougeâtres de Segui, qui repose en discordance angulaire (discordance d'âge Tortonien) sur les Formations sous-jacentes. Cette Formation qui est attribuée au Mio-Pliocène, est surmontée par les conglomérats du Villafranchien probable (Mannai-Tayech, 2009).

En se basant sur les données sédimentologiques et stratigraphiques, et en s'appuyant sur des repères chronostratigraphiques comme les discordances angulaires, nous avons pu établir des corrélations (voir Fig. A. II. 19) entre les Formations néogènes de la bordure méridionale des Nementcha et celles du SW tunisien. Ceci a permis enfin, de déduire les premières attributions chronostratigraphiques pour les Formations Néogènes de la zone d'étude.

Les discordances que nous appellerons D1, D2, D3, D4, sont en nombre de 4 (Fig. A. II. 19). Elles sont définies par :

- **Discordance atlasique (D1)**

La discordance atlasique dans l'Atlas algérien oriental est postérieure aux plissements post-lutétiens. Ces plissements qui sont plus tardifs en Tunisie, sont la conséquence d'une phase tectonique majeure, connue et datée, aussi bien dans les Aurès -Nementcha (Laffite, 1939, Kazi-Tani, 1986) qu'ailleurs, dans l'Atlas saharien algérien.

On peut en effet y voir, le Néogène reposant en discordance angulaire sur les Formations créacées et/ou éocènes à phosphates. Cette discordance est en outre bien visible au djebel Onk, dans les environs de Bir El Aater.

- **Discordance entre le Miocène Inférieur et le Miocène Moyen (D2)**

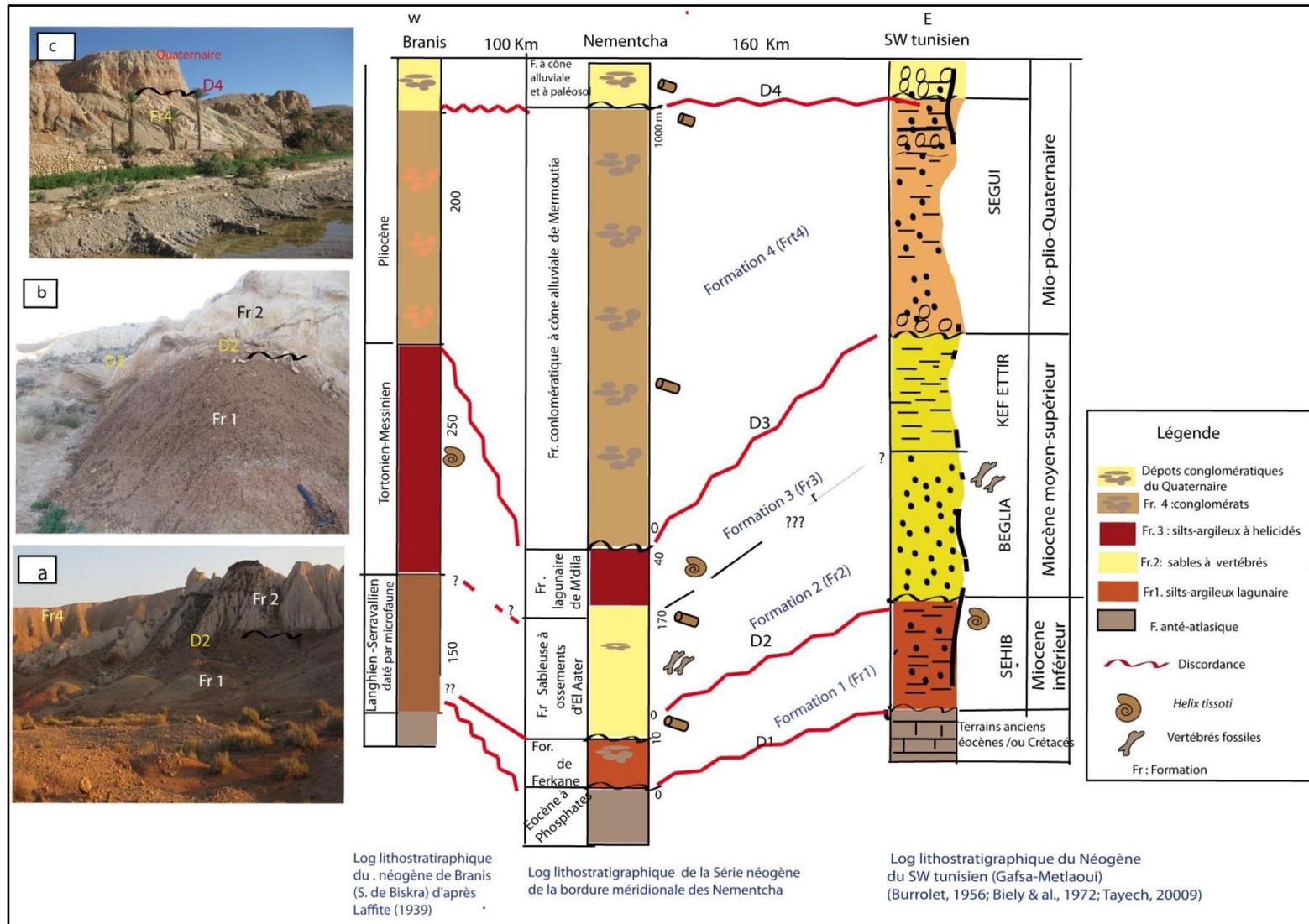
Cette discordance est visible à Négrine et au Nord de Khenguet Nadji (voir Fig. A. II. 19. a, b), où on peut voir la Formation sableuse à ossements d'El Aater, inclinée sans être plissée, et discordante sur la 'Formation lagunaire rougeâtre de Ferkane'. Dans le SW de la Tunisie, cette discordance aurait été observée localement (?) par Manai- Tayech (2009). Laffite (1939) qui la décrit dans les Aurès, explique son existence par l'avènement de mouvements tectoniques compressifs intra- Miocènes.

**- Discordance entre le Miocène supérieur et le Pliocène (D3)**

Cette discordance n'a pas été observée directement en affleurement. Son existence est déduite de l'état plissé ou plus exactement, de la structure redressée de la Formation à debris- flows de Mermoutia (Pliocène présumé), qui succède à la Formation lagunaire à hélicidés de M'dila (Miocène supérieur probable).

**- Discordance entre le Pliocène et le Quaternaire (D4)**

La dernière discordance observable dans les Formations étudiées (ou la plus récente du point de vue stratigraphique), est visible au contact des dépôts sablo-conglomératiques du Quaternaire, avec la Formation conglomératique redressée de Marmoutia. Cette phase compressive qui intervient au fait, au passage Pliocène / Quaternaire, est visible dans tout l'Aurès- Nementcha (Laffite, 1939, Aissaoui, 1986 ; Guiraud, 1990), et se continue jusqu'en Tunisie (Manai-Tayech, 2009).



**Fig.A. II. 19 :** Corrélations E-W des formations Néogènes des Nementcha (Sud des Aurès) avec leurs équivalents à Branis (Sud de Biskra) et dans le Bassin de Gafsa – Metlaoui (SW tunisien).

**Résultats des corrélations :**

À partir des corrélations, nous pouvons attribuer aux différentes Formations de la série des Nementcha, les âges suivants :

- La Formation silto-argileuse de Ferkane est attribuée au Miocène Inférieur (Aquitanién-Burdigalien) ;
- La Formation sableuse à ossements d'El Aater serait d'âge Miocène moyen- Miocène supérieur (Langhien- Tortonien basal) (voir aussi partie B pour l'attribution stratigraphique de cette Formation ;
- La Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila pourrait être d'âge Tortonien – Messinien ;
- La Formation conglomératique de Marmoutia est attribuable au Pliocène.

Enfin, les ultimes dépôts de la région, sont d'âge Quaternaire.

#### A.II.4 SYNTHÈSE ET CONCLUSION

L'étude lithostratigraphique et sédimentologique des dépôts détritiques post-lutétiens des Nementcha et l'analyse des paléoenvironnements ont mis en évidence l'existence d'une Série silico-clastique reposant en discordance sur des dépôts éo-oligocènes et/ou crétacées.

Les dépôts post -lutétiens et anté-miocènes sont représentés localement par une épaisseur réduite de conglomérats attribués à l'Oligocène, dont l'ensemble ne dépasse pas 1m d'épaisseur. Ces faciès étant toutefois azoïques, leur âge est déduit de leur position stratigraphique entre la discordance atlasique et la série néogène des Nementcha, corréléable avec son équivalent dans le SW tunisien. La série néogène des Nementcha est quant à elle représentée par quatre (4) Formations continentales, surmontées par des dépôts quaternaires.

Ces Formations sont mises en place dans des environnements de type lagunaire, fluvio-éolien, fluvio-lagunaire, et cône alluvial, sous un climat chaud, devenant de plus en plus aride, et que l'on peut synthétiser dans la (Fig. A. II. 20). Les différentes caractéristiques sédimentologiques de ces formations quasi azoïques, ainsi que les dépôts plus récents qui les coiffent, peuvent être résumés comme suit :

- La Formation silto-argileuse de Ferkane, se caractérise essentiellement par silts argileux brunâtres d'origine lagunaire, dans lesquels s'intercalent des bancs de gypse dans sa partie inférieure ;
- La Formation sableuse à vertébrés d'El Aater, composée de sables d'origine fluvio-éolienne à restes de vertébrés. Leurs lithofaciès attestent d'un transport par des rivières en tresses éphémères et de haute énergie (*flashy ephemeral rivers*), et par le dépôt latéral de dunes façonnées par le vent ;
- La Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila, dont les sédiments detritiques rougeâtres sont mis en place dans des paléo-lagunes ouvertes et peu profondes. Les apports les plus grossiers qui se déposaient sur les marges, constituaient des petits deltas lagunaires ou '*lagunar fan- delta*' ;
- La Formation conglomératique de Mermoutia est représentée par des faciès massifs sablo- conglomératiques, transportés par gravité le long des pentes, et mis en place dans un environnement de type cône alluvial.

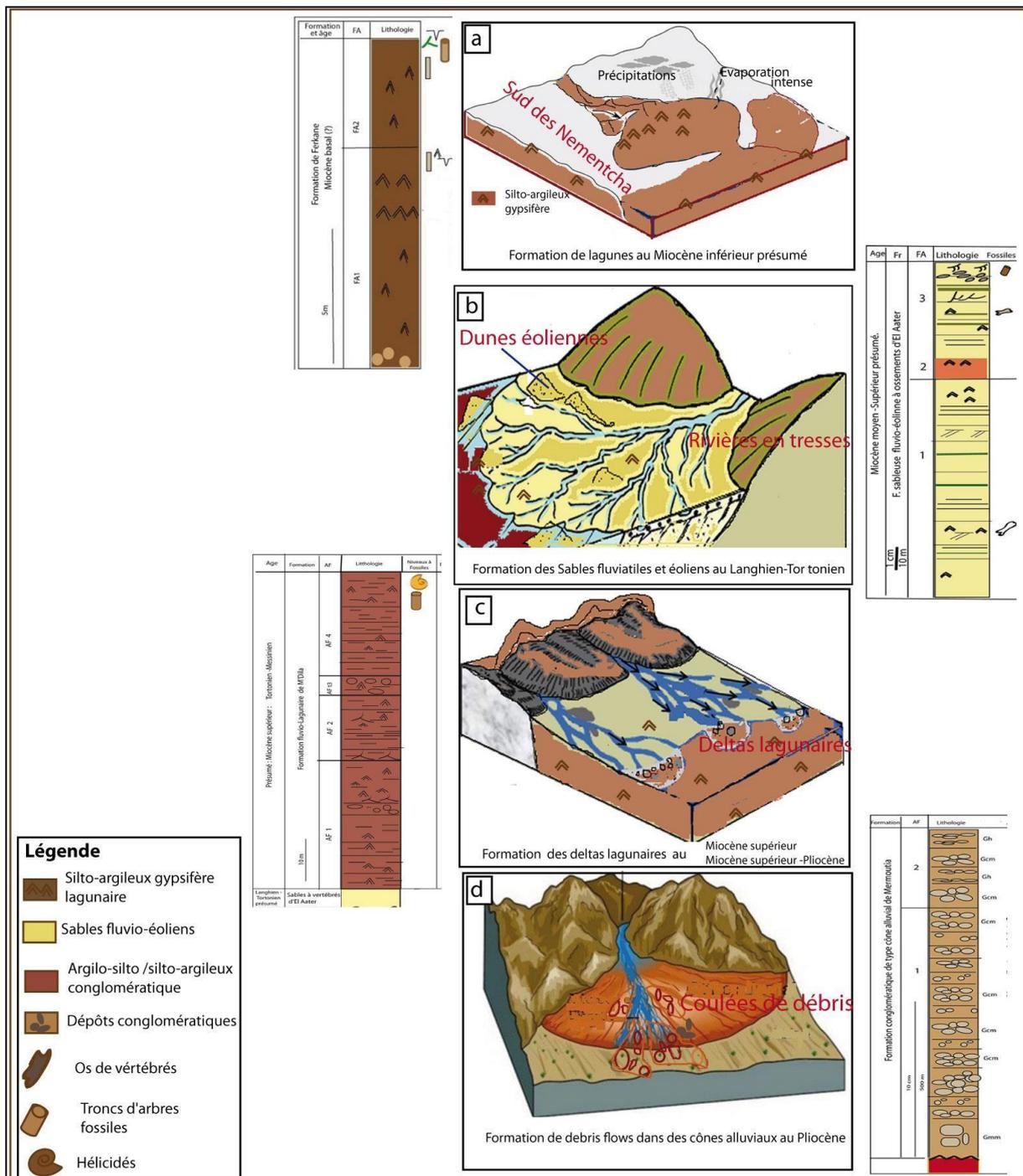
L'activité des cônes alluviaux continuera ainsi durant le dépôt des ultimes sédiments sablo-conglomératiques de la bordure méridionale des Nementcha. Ces dépôts quaternaires se

clôturent enfin, par un paléosol arborescent, traduisant un cycle bio-rhexistasique de mise en place.

Les corrélations chronostratigraphiques de la série néogène des Nementcha avec ses équivalents dans la région de Branis (Sud des Aurès) et dans le SW tunisien, ont été rendues possibles grâce notamment aux ossements de mammifères à valeur biostratigraphique (*Libycosaurus algeriensis*, *L. anisae*), livrés par la Formation d'El Aater dans les Nementcha et par la Formation de Beglia, dans le SW tunisien, mais aussi grâce aux repères stratigraphiques comme les discordances angulaires. Ces corrélations ont permis d'attribuer des âges aux différentes Formations étudiées. En effet :

- La Formation silto-argileuse de Ferkane est attribuée au Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdigaliens) ;
- La Formation sableuse à ossements d'El Aater est d'âge Langhien -Tortonien basal probable ;
- La Formation sablo-argileuse à hélicidés de M'dila pourrait être d'âge Tortonien-Messinien ;
- La Formation conglomératique à cône alluvial de Mermoutia serait d'âge Pliocène.

Enfin, les derniers dépôts de la région sont d'âge Quaternaire.



**Fig.A.II.20 :** Reconstitution schématique des différents paléo-environnements qui se sont succédés durant le Néogène, ainsi que les différentes Formations qui s’y sont déposées (Partie méridionale des monts de Nementcha).

**PARTIE B**

**LES DÉPÔTS DELTAÏQUES  
MIOCÈNES DE LA PARTIE  
MÉRIDIIONALE DE TÉBESSA**

**CHAPITRE B. I**  
**GÉNÉRALITÉS**

## B.I.1 Introduction

Les épandages silico-clastiques miocènes qui affleurent entre Bir El Aater et Tébessa, ne sont représentés que par quelques rares butes témoins localisées, et dont les faciès sablo-argileux sont attribués au Miocène moyen par Durozoy (1948), par analogie avec les faciès de la région d'El Kouif qui ont livré deux dents appartenant à des mammifères d'âge Miocène, représentés par les genres *Deinotherium* et *Mastodonte* (Brièves, 1919, 1920).

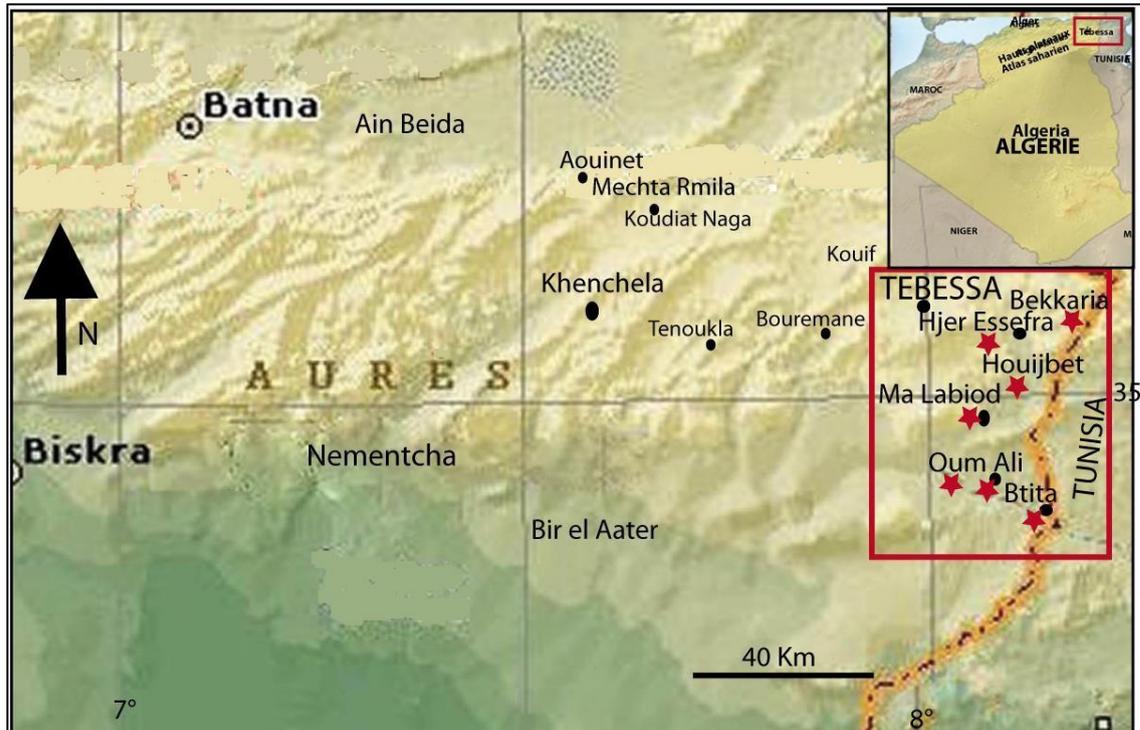
Ces dépôts majoritairement sableux, reposent en accordance ou en légère discordance sur les calcaires à phosphates de l'Eocène près de la région de Btita, aux abords de la frontière algéro-tunisienne ; ils sont coiffés par un paléosol d'extension régionale, caractérisé par de nombreux troncs d'arbres de longueur métrique.

L'étude de ces faciès détritiques (Mazrou ; 2016, 2018, 2019, Mazrou et Lasnami ; 2021) a révélé l'existence d'un système deltaïque tidal progradant du SSE vers le NNW. Il se caractérise par des dépôts ayant enregistré tous les signaux tidaux, ainsi que par une abondance relative en ichnotaxons, représentés majoritairement par des *Skolithos*. Le nombre, la densité et l'extension de ces terriers verticaux forment dans la région de Hjer Essefra, ce qui est communément appelé des ' pipe-rocks ' (Droser, 1991; Knaust et al., 2018).

## B.I.2 Géographie et Géologie du secteur

### B.I.2.1 Localisation de la zone d'étude

La région de Tébessa se localise au Nord -Est de l'Algérie, près de la frontière tunisienne (Fig.B.I.1). La zone d'étude qui s'étend sur une cinquantaine de kilomètres, englobe les régions de Btita, Oum Ali, Ma labiod, et Houijbet, et Hjer Essefra. Elle correspond à la partie méridionale du Bassin de Tébessa, qui se situe dans l'Atlas saharien oriental. Celui-ci est limité au Nord par les hauts plateaux, et au Sud par la plate-forme saharienne (voir Fig.B.I.1).



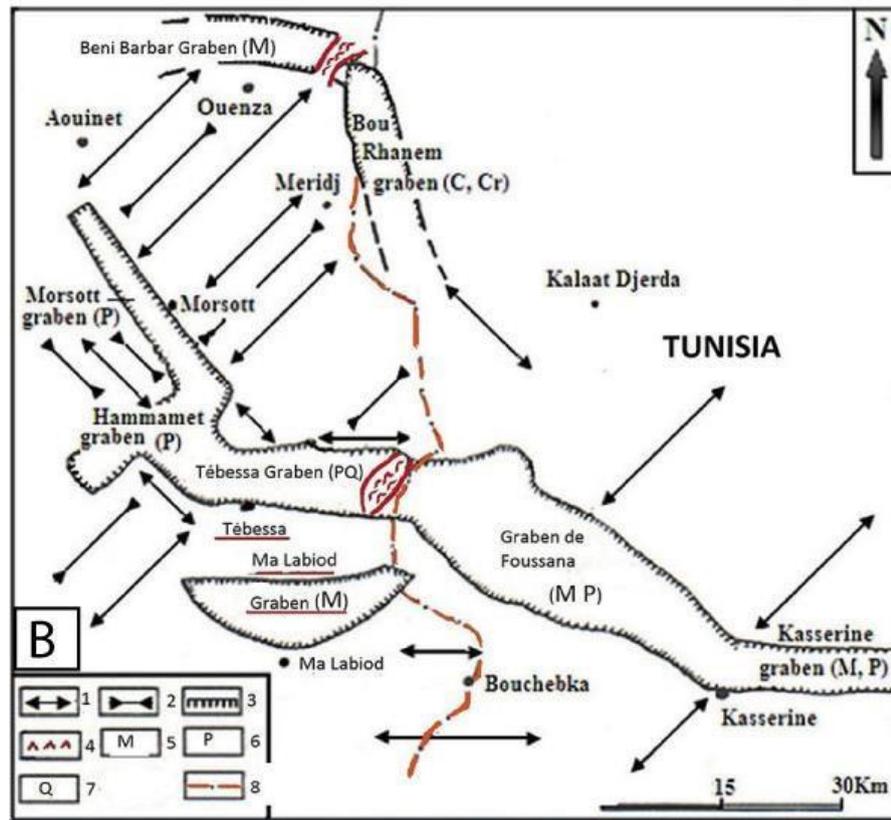
**Fig.B. I. 1** : Localisation de la zone d'étude (rectangle rouge) et des localités mentionnées dans le texte

**Coordonnées géographiques des localités où se sont effectués les levés de terrain**

- Tébessa : 35°24'13'' N 8°07'01''
- E Hjer Essefra : 35°18'23'' N 8°15'02''
- EHouijbet : 35°17'33''N 8°17'08'' E
- Ma Labiod : 35°15'34''N 8°10'00''
- EOum Ali : 35°00'27''N 8°17'58''
- E Btita : 35°58'44''N 8°18'49'' E

### B.I.2.2 Géologie

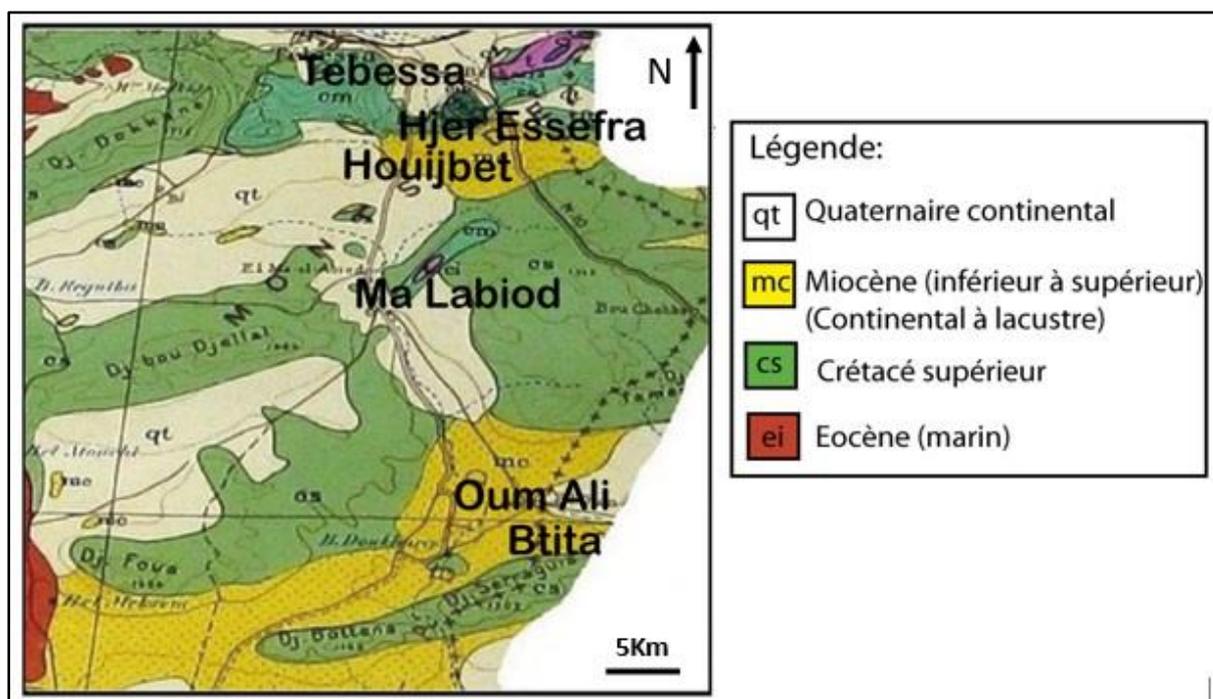
Le Bassin de Tébessa correspond à un long fossé d'effondrement qui recoupe orthogonalement les plis d'axe SW- NE (Durozoy, 1956). Une esquisse tectonique élaborée par Kowalski et al. (1996) met en évidence l'existence de grabens qui forment des gouttières de direction SW- NE. Celles-ci s'étendent des régions de Foussana et de Kesserine en Tunisie, jusqu'à Beni Barbar au Nord d'el Ouenza, en passant par le bassin de Ma labiod (Fig. B.I.2). Ces grabens auraient fonctionné tout le long du Miocène et du Mio-Pliocène. Les affleurements cartographiés dans les environs de Tébessa sont principalement d'âge Crétacé, Miocène et Plio-Quaternaire (Fig.B.I.3).



**Fig.B. I. 2 :** Esquisse structurale de la partie méridionale du Bassin de Tebessa et des régions voisines.

- 1- Anticlinal. 2- Synclinal. 3- Limites des zones affaissées.
- 4- Diapirisme. 5- Miocène. 6- Pliocène.
- 7- Quaternaire. 8- Frontière algéro-tunisienne

Les formations miocènes reposent en discordance sur les dépôts phosphatés d'âge Eocène ou/ et sur les séries marno-calcaires du Crétacé, dans les environs de Btita, près de la frontière tunisienne. Ces dépôts détritiques miocènes dont l'épaisseur est estimée à 150 m en affleurement et 250 m en sub- surface (Durozoy, 1956), font suite à la phase compressive majeure de direction NE - SW, responsable du plissement fini- lutétien de l'Atlas saharien.

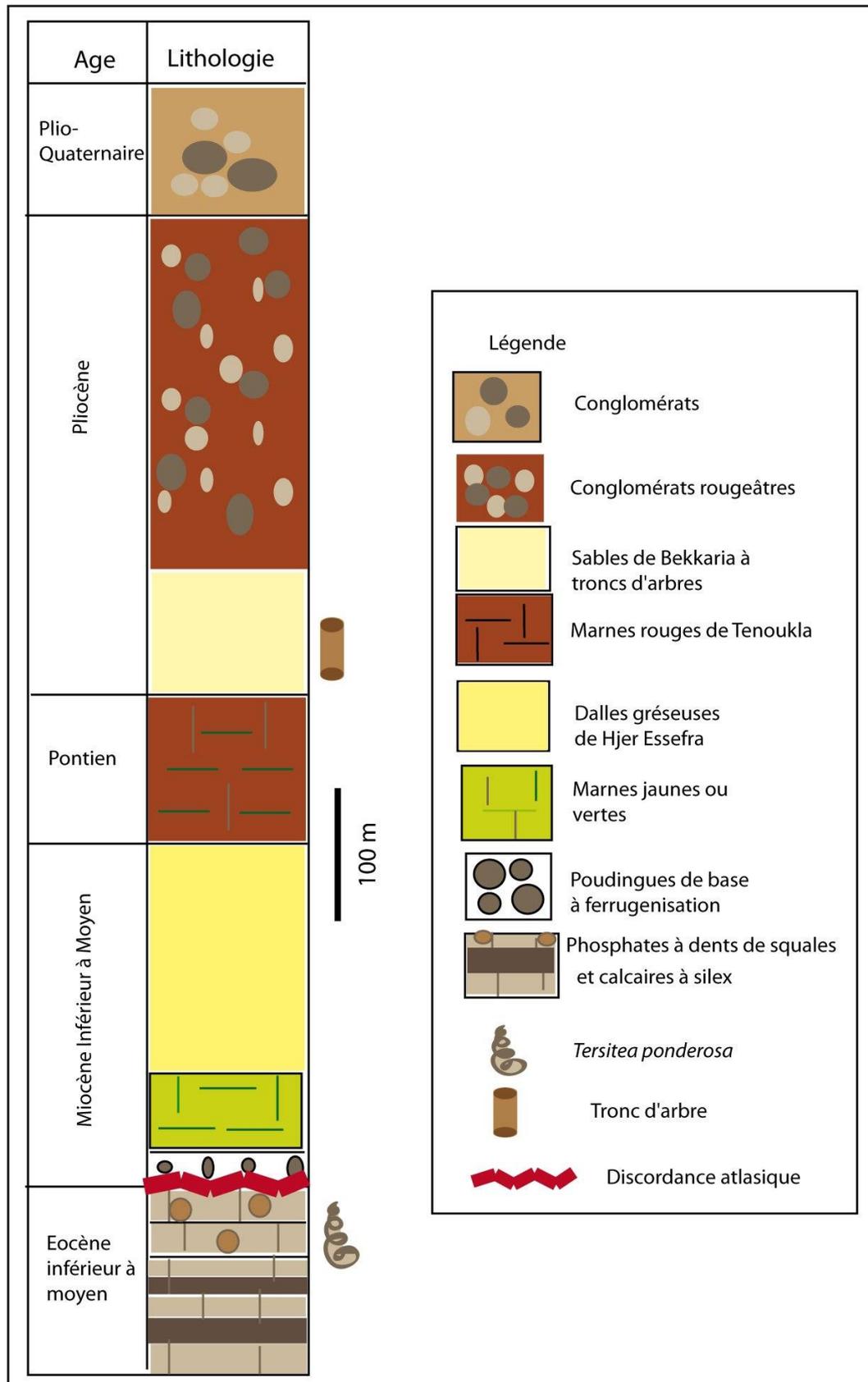


**Fig.B .I. 3 :** Carte géologique de la zone d'étude  
(Extraite de la carte géologique de l'Algérie - 1/500 000).

La succession lithologique dressée par Durozoy (1956) dans le Sud de Tébessa (Fig. B.I.4), montre des dépôts marno-sableux, suivis de marnes rouges, qu'il attribue respectivement au Miocène inférieur et moyen, et au Miocène supérieur (Pontien). Des formations sablo-conglomératiques d'âge Plio-Quaternaire clôturent la succession.

Kowalski et al., (1996), Hamimed et al. (2015) ont affiné la série Miocène de cette région. Ils attribuent au Langhian–Serravallian, les dépôts de Ma labiod, par contre, ceux de Bouremane, Tenoukla et de Hjer Essefra situés près de Tébessa (voir Fig. B.I.1 pour la localisation), ils seraient d'âge Tortonien. Cet âge est déduit des séries équivalentes bien datées par la microfaune, de régions de Mechta Rmila et de Koudiat Naga, et qui se situent à 50 km au NW de Tébessa.

Dans ces mêmes régions, les dépôts du langhien-Serravallien sont séparés de ceux du Tortonien par une croûte ferrugineuse datée Serravallien tardif – Tortonien inférieur (Vila, 1977 ; Kowalski et al., 1995). Cette croûte qui a été décrite par plusieurs auteurs (Durozoy, 1961; Vila, 1977; Defaflia et al., 2015), posséderait une extension régionale.



**Fig.B. I. 4** : Log lithologique synthétique des dépôts cénozoïques de la partie méridionale de Tebessa (D'après les descriptions de Durozoy, 1956). (Pontien= Miocène terminal, Messinien)

### B.I.3 Travaux antérieurs

Les premiers travaux sur les séries miocènes ont commencé avec Brives (1919) qui a découvert une dent de *Deinotherium* dans les grès d'El Kouif (localisé à 2 km au Nord de Tébessa).

Des études stratigraphiques ont été ensuite entreprises par Dubourdieu (1956), Durozoy (1961) et Vila (1977) sur les dépôts gréso-carbonatés miocènes du Nord de Tébessa. Celles-ci ont permis de les dater Langhien- Tortonien inférieur grâce aux foraminifères planctonique suivants : *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *G. trilobus* (Reuss), *Orbulina Suturalis* BRONN, *Ammonia beccarii* LINNE, ainsi que la présence dans les derniers niveaux de ces Formations, des *Globorotalia menardii* et *Borelismelo*.

La tectonique de la région d'étude a fait l'objet de nombreuses études effectuées par Kowalski et al. (1995,1996). Elles ont permis de mettre en évidence l'existence d'une activité tectonique en extension durant le Miocène, qui s'est échelonnée sur plusieurs étapes.

Les études sédimentologiques qui ont été effectuées dans la région d'étude consistent en analyses pétrographiques aboutissant à une modélisation des environnements de dépôts. Ces études réalisées par Hamimed et Kowalski (2001) ont mis en évidence une mise en place des Formations miocènes de Ma Labiod dans un environnement à la fois lacustre, éolien, fluvial et deltaïque. Plus récemment, des études de terrain entreprises dans les Nementcha (Sud de Tébessa) et Tébessa (Mazrou, 2016, 2018, 2019 ; Mazrou et Lasnami, 2021), ont mis en évidence l'existence au Miocène d'un système deltaïque tidal, progradant du SSE vers le NNW (Mazrou et Mahboubi, 2021).

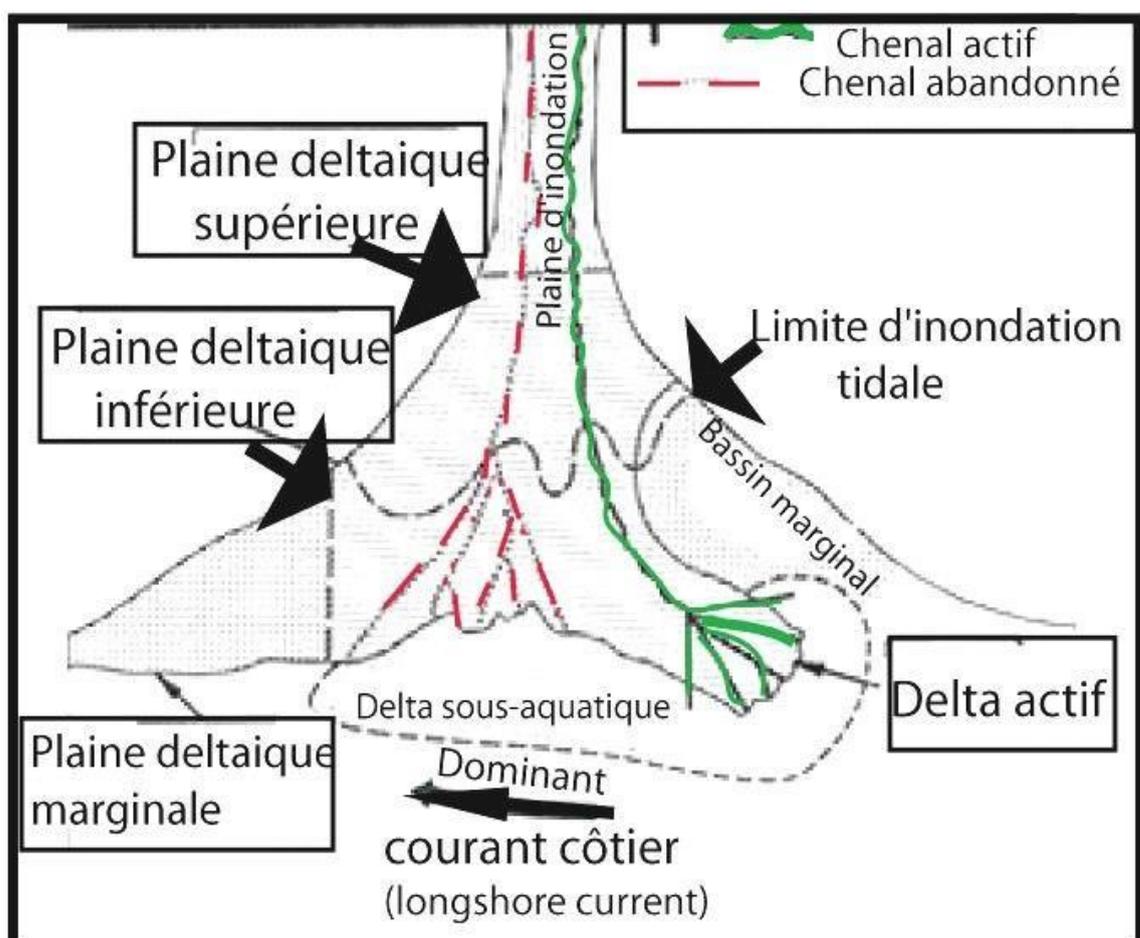
**CHAPITRE B. II**  
**SÉDIMENTOLOGIE**

Les dépôts miocènes de la région de Tébessa ont été déposés dans un environnement deltaïque dominé par la marée. Pour cela, un rappel sur les deltas, les cycles de marée, ainsi que les structures tidales, sera fait dans ce qui suit, pour faciliter la compréhension de l'analyse sédimentologique et de ses résultats.

## B.II.1 RAPPELS SUR LES DELTAS ET LES MARÉES (BOGGS, 1985; NICHOLS, 2009)

### B.II.1.1 Rappels sur les deltas

Un delta est un corps sédimentaire qui se forme lorsque le fleuve rentre dans un océan, une mer, ou un lac. La décélération du courant fluvial induit le dépôt du matériel transporté, édifant ainsi un delta. Les différentes parties d'un delta consistent en : plaine deltaïque supérieure, plaine deltaïque inférieure, front de delta et prodelta (Fig.B.II.1).

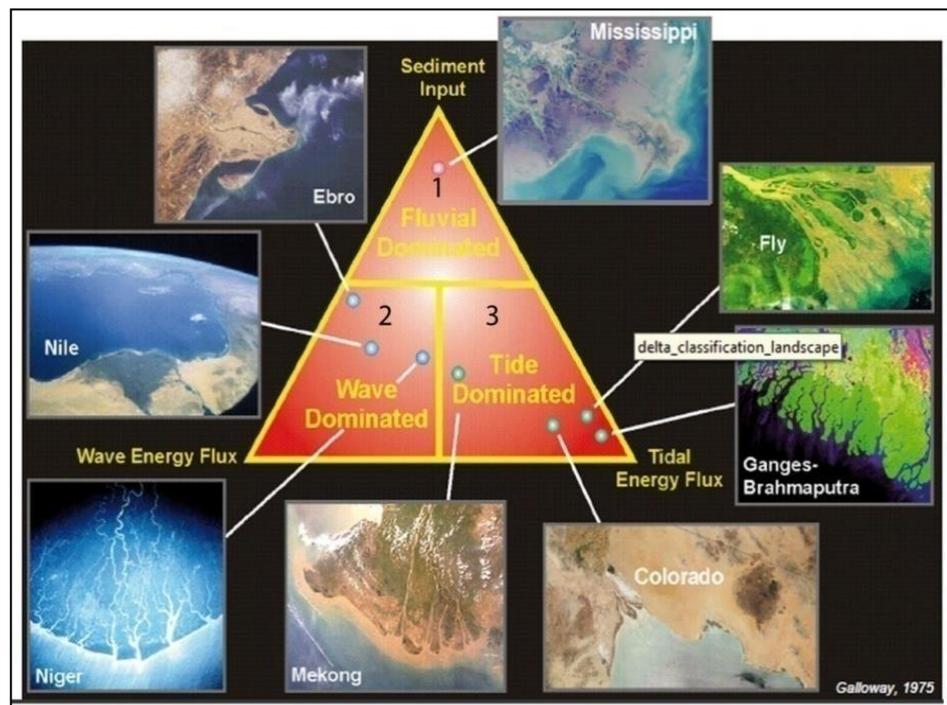


**Fig.B. II. 1 :** Environnements et sous-environnements deltaïques  
(in Nichols, 1990)

- **La plaine deltaïque supérieure** : Partie complètement émergée, est formée de réseaux fluviaux et de paléosol ;
- **Plaine deltaïque inférieure** : C'est la partie subaquatique. Elle est constituée de chenaux distributaires et de zones inter-distributaires ;
- **Le front de delta** : Elle constitue la partie sous-aquatique du delta. Les éléments les plus grossiers se déposent à l'embouchure des distributaires terminaux sous forme de barres ou corps sédimentaires. Ces barres d'embouchures sont constituées essentiellement de sables grossiers montrant une grano-croissance ;
- **Le prodelta** : Constitue la partie la plus externe du complexe deltaïque. La sédimentation est représentée par des argiles ou des mudstones.

### B.II.1.2 Classification des deltas :

Galloway (1975) distingue des deltas à dominance de la houle, des deltas tidaux, et les deltas fluviaux (Fig.B.II.2). Mais, ils sont généralement influencés par les trois facteurs hydrodynamiques.



**Fig.B. II. 2** : Classification des deltas (d'après Galloway, 1975).  
**Différents types de deltas** : 1- Dominé par le fluviale ;  
 2- Dominé par la houle ;  
 3- Dominé par la marée.

- Les deltas à dominance fluviale sont présents dans des environnements microtidaux, dans lesquels l'énergie de la houle est limitée et les barres d'embouchure ont une forme lobée ;
- Les deltas dominés par la houle se caractérisent par une remobilisation des corps sableux en cordons littoraux parallèles à la côte ;
- Les deltas à dominance de marée (voir Fig.B.II.2 et Fig.B.II.3) sont constitués de tidal mudflats ou des vasières tidales, ainsi que de barres d'embouchure tidales allongées perpendiculairement à la côte.

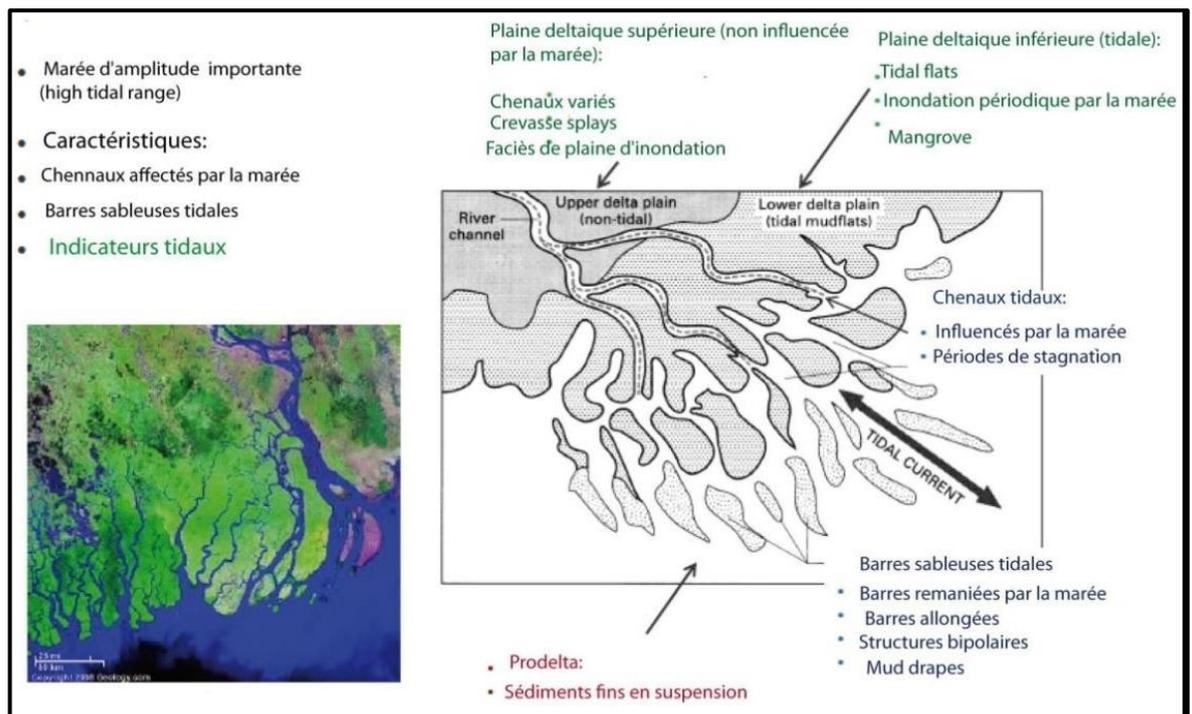


Fig.B. II. 3 : Les différentes composantes d'un delta tidal (in Boggs, 2005)

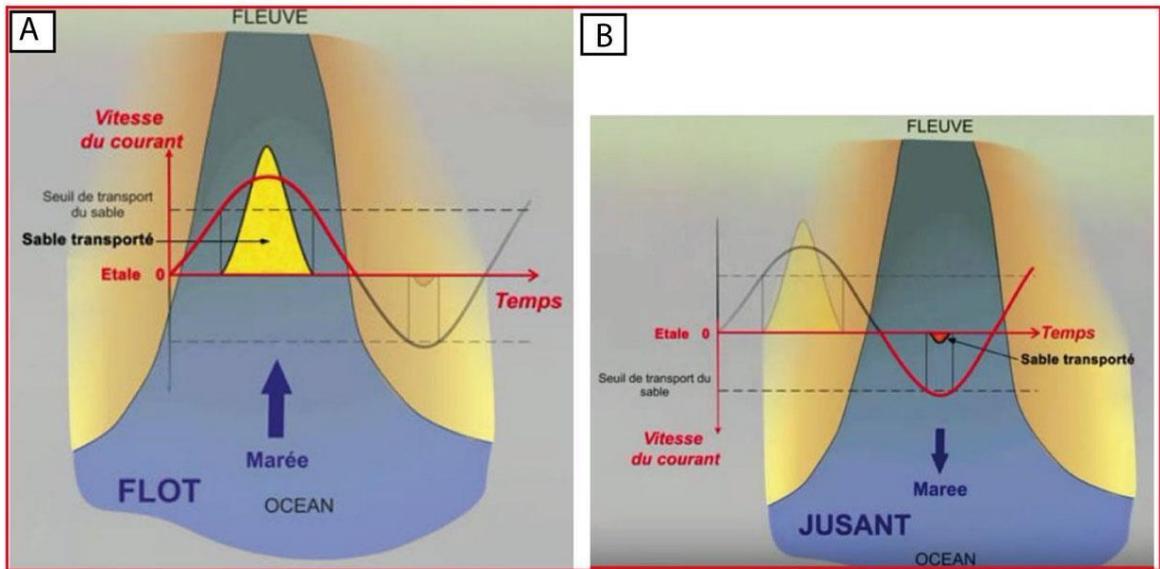
### B.II.1.3 Rappels sur la marée et son empreinte sur la sédimentation silico-clastique

#### B.II.1.3.1 Origine et cycles de marée

La période de montée des eaux est appelée le '*flot*' ou marée montante. Quand elle atteint son point culminant (niveau maximal), on parle de '*marée haute*'.

La marée est la fluctuation périodique du niveau de l'eau causée par les effets combinés de forces gravitationnelles exercées par la Lune, le Soleil, et la rotation de la Terre, induisant ainsi les courants de marée. Elle se stabilise alors, et l'énergie du courant s'annule : c'est l'*'étale*' de la pleine mer.

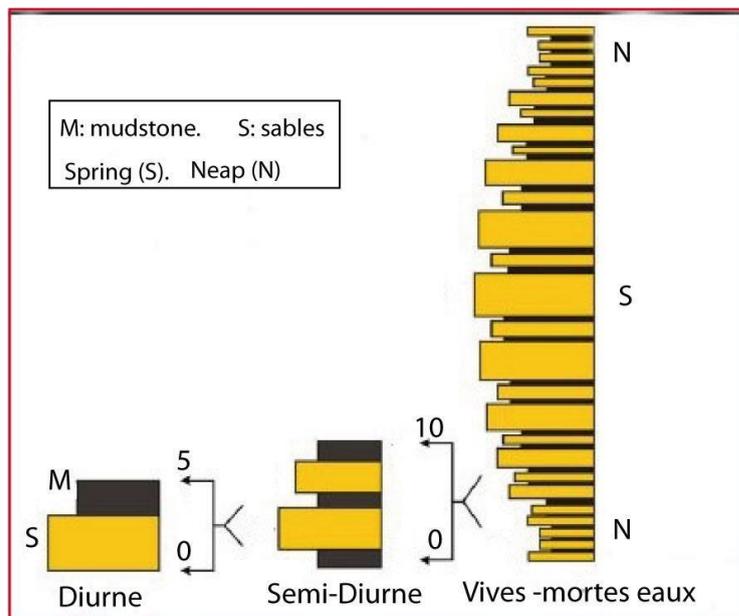
Il s'en suit une période de reflux ou de 'jusant', appelée marée descendante, qui aboutit à son tour à la 'marée basse' (niveau minimal) (Fig.B.II.4).



**Fig.B. II. 4 :** Le cycle journalier de la marée : Le flot (A) et le jusant (B). Voir aussi la période de 'mer étale' en (A) et en (B).

**B.II.1.3.1.a Marées diurnes et semi-diurnes**

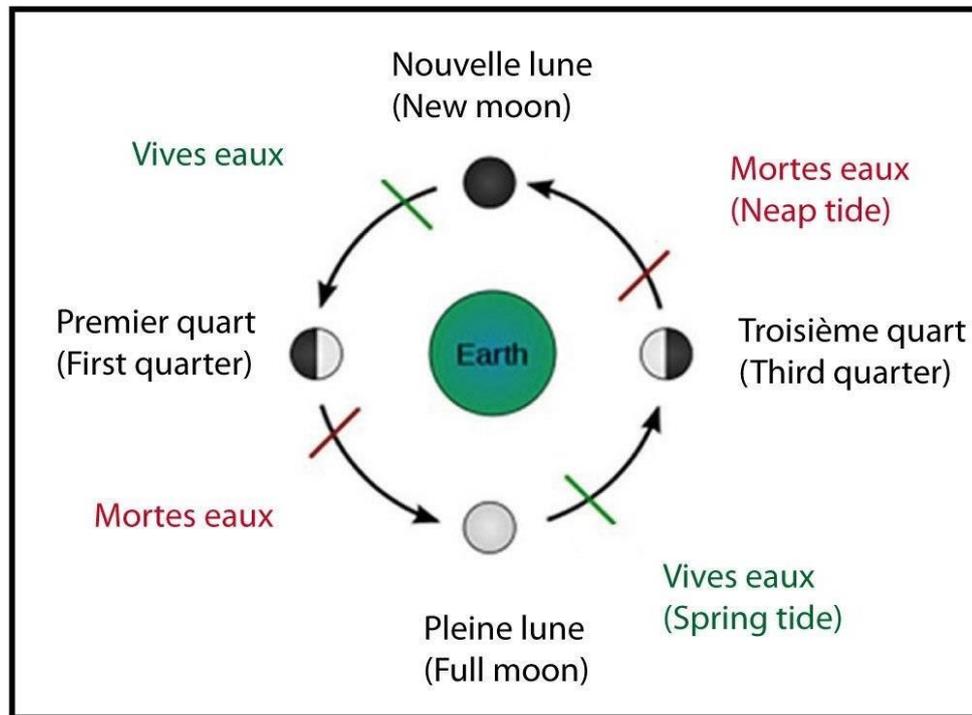
Selon le lieu géographique, il existe des marées diurnes ou semi-diurnes (Fig.B.II.5). La marée "semi-diurne" est spécifique à certains rivages qui connaissent deux marées hautes et deux marées basses par jour. L'occurrence d'une seule marée haute et d'une seule marée basse par jour, est appelée "diurne".



**Fig.B. II. 5 :** Les cycles diurne-semi-diurne et les cycles de vives eaux (S)-mortes eaux (N) (in Dalrymple & al., 2003)

### B.II.1.3.1.b Marées de vives eaux et de mortes eaux

L'amplitude des marées est influencée entre autres, par l'alignement du soleil et de la lune par rapport à la terre. En effet, la lune et le soleil exercent une influence sur les marées, mais celle de la lune est beaucoup plus importante. Suivant les positions respectives des deux astres par rapport à la terre (voir Fig.B.II.6), leurs actions ou forces s'amplifient, ou se contrarient ; il en résulte tour à tour, des marées de vives eaux et de mortes eaux.



**Fig.B. II. 6 :** Les cycles lunaires de vives eaux-mortes eaux  
(in Dalrymple & al . 2003)

- **Marée de vives eaux :** Dans un mois de 29 jours, 12 heures et 44 minutes, le Soleil, la Terre et la Lune sont alignés deux fois : à la nouvelle lune et à la pleine lune. Pendant ces deux périodes, Les forces de marée de la lune et du soleil se renforcent mutuellement ; Il en résulte une amplitude de la marée plus grande, appelée marée de vives-eaux (voir Fig.B.II.6) ;
- **Marée de mortes eaux :** Lorsque les forces de marée mentionnées sont en opposition et s'affaiblissent, l'amplitude de la marée est alors, la plus petite ; on parle de **marée de mortes eaux** ;

Par ailleurs, les marées de vives-eaux surviennent au moment de la pleine lune et de la nouvelle lune, les marées de mortes-eaux s'intercalent pendant les premiers et derniers quartiers du cycle lunaire.

### B.II.1.3.2 L'enregistrement des cycles de la marée dans la sédimentation : Les structures tidales

L'environnement tidal produit des stratifications spécifiques ou des signatures tidales, représentées essentiellement par des structures en arêtes de poisson, des tidal-rythmites, des tidal -bundles, et des surfaces de réactivation.

#### B.II.1.3.2.a Les structures en arêtes de poisson :

Les structures en arêtes de poisson ou bidirectionnelles (Fig.B.II.7) résultent d'une superposition de couches sableuses à stratifications obliques de directions opposées. Elles sont induites par les courants journaliers de flot et de jusant.

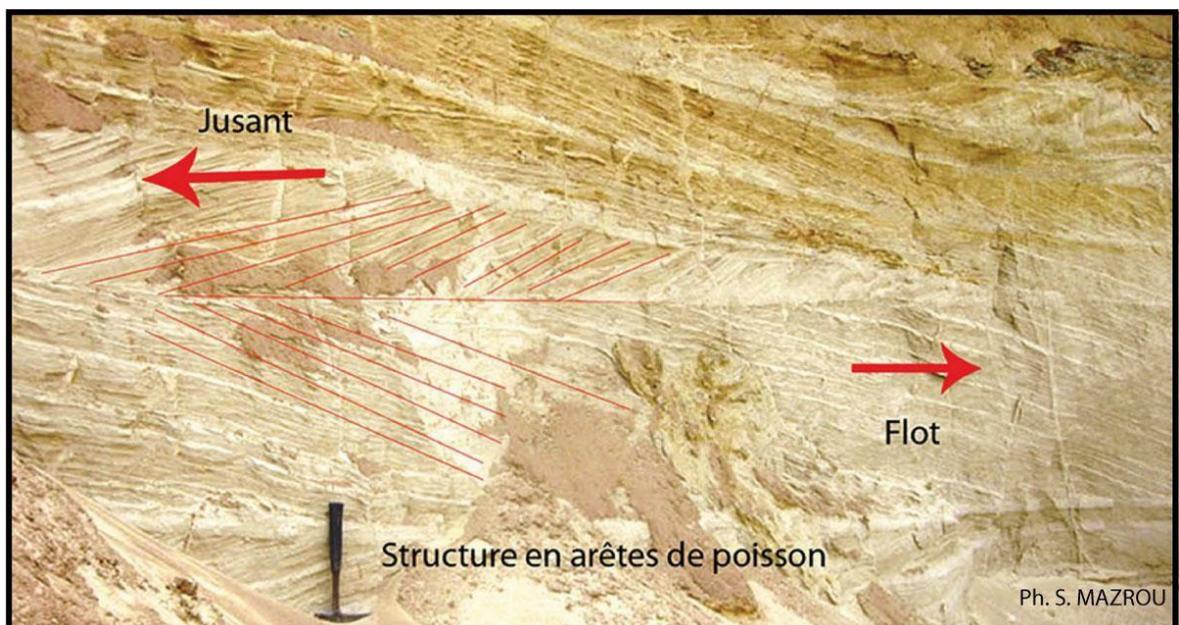


Fig.B.II.7 : Structure bipolaire ou en arête de poisson

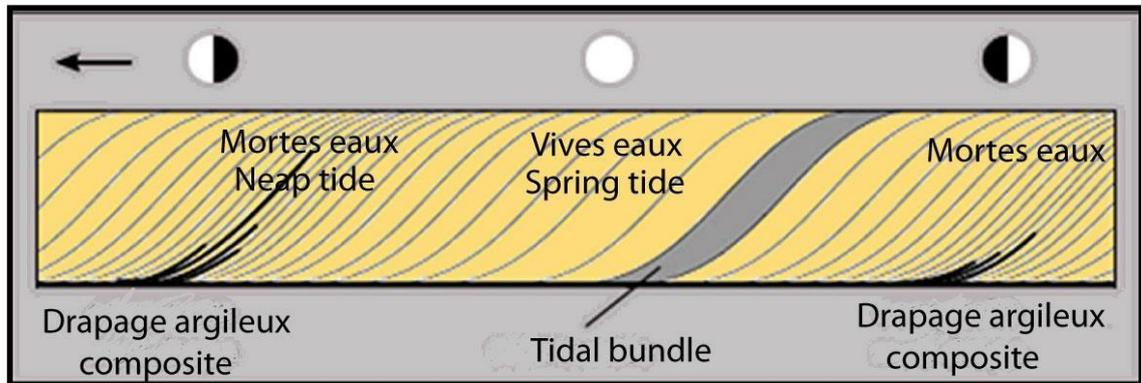
#### B.II.1.3.2.b Les tidal- rythmites :

Les tidal-rythmites sont une superposition de très fines lamines millimétriques à centimétriques de couplets sablo-argileux (voir Fig.B.II.5). Les lamines sableuses se déposent par le fait du courant journalier dominant (flot ou jusant), suivies par la décantation des argiles lors des périodes de mer-étable.

Ces rythmites sont typiquement associés aux tidal flats, bordant les mers, les estuaires et les deltas, mais ils peuvent aussi exister dans les milieux fluvial et lacustre, influencés par la marée.

**B.II.1.3.2.c Les tidal- bundles :**

Les tidal- bundles (Fig.B.II.8) sont enregistrés uniquement dans les environnements marin ou mixte, dominés par la marée (n'existent pas dans les milieux fluviatile et lacustre).

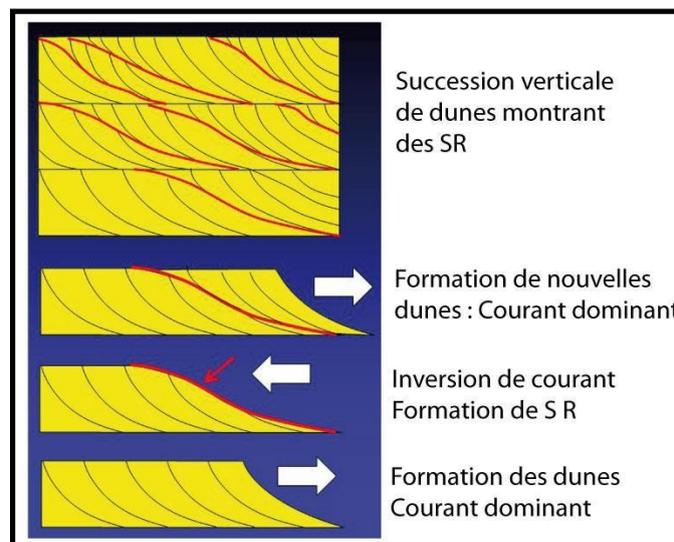


**Fig.B. II. 8 :** Formation des tidal bundles (in Dalrymple & al. 2003)

Les tidal- bundles consistent en une succession de faisceaux sableux à stratifications obliques espacées, alternant horizontalement avec des faisceaux sableux à stratifications serrées. Cette alternance rythmique constitue respectivement une réponse aux cycles de vives-eaux et de mortes eaux.

**B.II.1.3.2.d Les surfaces de réactivation :**

Les surfaces de réactivation se forment par érosion des dépôts, lors de l'inversion du courant de marée (Fig.B.II.9). C'est une surface concavo-convexe, irrégulière, qui érode une partie des faisceaux à stratifications obliques.



**Fig.B. II. 9 :** Mode de formation des surfaces de réactivation (SR) : Surface de réactivation

## B.II.2 MÉTHODOLOGIE

Les données de terrain ont été collectées à partir de l'exploitation d'un total de 6 carrières et de 7 bons affleurements, se localisant entre Btita et Tébessa, selon un axe orienté SSE- NNW. Ces données consistent en levers de coupes détaillés, avec description des lithofaciès, des structures sédimentaires incluant les signaux tidaux, ainsi que les ichnofaciès. Un total de 15 lithofaciès qui s'organisent en 8 associations de faciès y ont été reconnus, et interprétées en termes d'environnement de dépôt. Des échantillons y ont été également collectés pour des analyses pétrographiques.

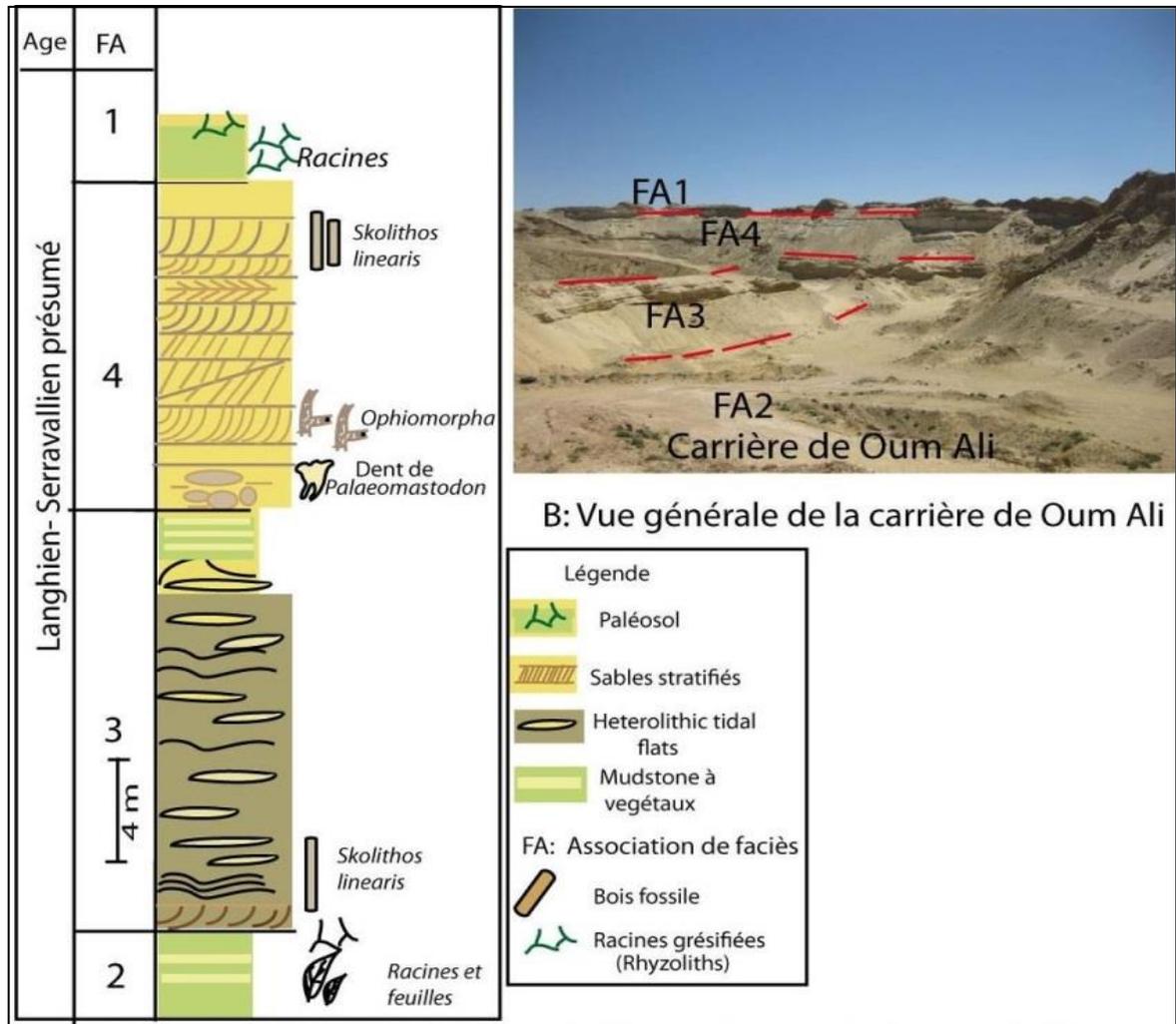
Les traces fossiles ont été étudiées sur le terrain, du point de vue morphologique, taille, orientation et nature du remplissage lithologique du sédiment hôte. L'index de bioturbation (BI) établi par Reineck (1963), a été utilisé pour avoir un aperçu de l'intensité des bioturbations dans les successions sédimentaires. L'index est estimé entre 0 (pas de bioturbation) et 6 (=bioturbation complète) (voir Taylor & Goldring, 1993).

## B.II.3 ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DE TÉBESSA

L'étude sédimentologique et l'analyse des paléoenvironnements déduites des affleurements et des carrières du Sud de Tébessa, et qui s'étendent sur plus de 50 km entre Btita et Hjer Essefra (voir Fig.B.I.1 pour la localisation) ont révélé 8 associations de faciès (FA). Les quatre premières sont bien représentées dans la localité d'Oum Ali (voir Fig.B.I.1) ;

- Un paléosol de la zone supratidale (FA1) (présent dans presque toute la zone d'étude) ;
- Les dépôts de marais de la partie supérieure de la zone intertidale flat (FA2) (présents également, dans presque toute la zone d'étude) ;
- Dépôts hétérolithiques intertidaux ou *Heterolithic intertidal flat* (FA3) (Oum Ali et Btita) ;
- Chenaux deltaïques de jusant et ruisseaux tidaux (tidal creeks) avec d'abondants terriers de type *Ophiomorpha* et de *Skolithos linearis* (FA4) (Oum Ali) ;
- Dunes complexes (*Compound dunes*) ou barre sableuse à 3 D de zone infratidale (FA5) (Ma Labiod) ;
- Chenaux terminaux tidaux ou *'Terminal distributary channels'* (FA6) (Houijbet -Hjer Essefra) ;

- Barres d'embouchure proximales ou ' *Proximal mouth -bars* ' à nombreux *Skolithos*, formant des pipe -rocks (FA7) (zone de Hjer- Essefra) ;
- Mudstone de prodelta (zone de Houijbet- Hjer Essefra) (FA8).



**Fig.B. II. 10 :** Log lithologique synthétique des associations de faciès rencontrées dans la localité d'Oum Ali

Les différents lithofaciès, (en nombre de 15) et leur interprétation sont résumés et donnés sous forme de tableau (Ci -dessous : Tableau des lithofaciès).

Faciès	Description	Fossiles	Interprétation	Associations de Faciès
<b>Argiles silteuses (Mudstone) et / ou argile (F1)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Argiles silteuses ou <i>Mudstones</i> à légères laminations, de couleur verdâtre, montrant des dessiccations (F1b) et du gypse (FA1c). Sables ferrugeneisés à traces de racines tubulaires (F1d) mudstones bruns à troncs d'arbres (F1e).</li> <li>- Argiles silteuses verdâtres s'intercalant avec des sables et des silts (F1f) portant des restes de plantes oxydées (F1g).</li> <li>- Mudstone ou silts sans structures (F1i), à matière organique noire (F1h) de plus de 3 m d'épaisseur, localement recouvert par une surface ocre portant des craquelures de synérèse (F1j).</li> </ul>	<p>Rhyzoliths, troncs d'arbres silicifiés et <i>Skolithos</i>.</p> <p>Plantes oxydées</p> <p><i>Planolites montanus</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Exposition sub-aérienne mise en évidence par un paléosol de la zone supratidale ou intertidale supérieure (Traces de racines et bois fossiles (F1a)). Gypse et dessiccation indiquent un climat chaud et semi-aride.</li> <li>- Dépôts de marais en zone sub-aérienne et intertidale, dans une plaine de chenier. La décoloration des plantes indique leurs étapes d'oxydation. L'alternance des dépôts silto-argileux atteste d'un cycle tidal.</li> <li>- Mudstone à matière organique indique des conditions anoxiques. Les craquelures de synérèse sont formées par contraction des argiles en réponse à des changements de salinité.</li> </ul>	<b>FA1, FA2, FA8</b>
<b>Flots de débris (Debris flows) (F2)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Galets et graviers de quartz bien roulés. Les débris clastiques sont portés par une matrice argilo-sableuse à traces de gypse.</li> </ul>	<p>Troncs d'arbres, os de vertébrés et dent de <i>Paleomastodont</i>, ou de <i>Phiomia</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Dépôts de fond de chenal transportés par gravité sous haute énergie. La présence de bois et restes de vertébrés indiquent la proximité des terres émergées.</li> </ul>	<b>FA3</b>
<b>Sables à stratifications obliques planes (F3)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Successions de bancs sableux ou gréseux à stratifications obliques unidirectionnelles de type <i>Planar tabular or wedge shaped</i>. Epaisseur des unités: 5- 70cm, le pendage varie entre : 35°- 42°. Direction des paléocourants varie entre: N020- N030 et N330 - N 340 (pour 2 stations différentes).</li> </ul>	<p><i>Skolithos: S. linearis, S.annulatus, Ophiomorpha, nodosa et traces de racines</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Les grès à stratifications obliques planes unidirectionnelles sont des dunes à 2 D, déposées par des chenaux de jusant ou des barres de jusant à migration oblique. Les terriers indiquent un milieu marin littoral. Les rhyzolithes du sommet de l'unité indiquent une exondation (paléosol).</li> </ul>	<b>FA3, FA4, FA5, FA6, FA7</b>

<p><b>Sables à stratifications à faibles angles (F4)</b></p>	<p>- Bancs de sables fins à grossiers de 10 à 40 cm d'épaisseur. Les sables à F4 ont un pendage qui varie entre 4°-10°. Ils s'intercalent entre les bancs sableux à F3, F5 et à F6.</p>		<p>- Dépôts de remplissage de chenaux, indiquent un transport de basse énergie. Lorsque les dépôts sont des sables fins ou des silts, et qu'ils s'intercalent entre F5 et F6, le transport est plutôt de type <i>upper-flow régime</i> (régime d'écoulement supérieur).</p>	<p><b>FA4, FA5, FA6, FA7</b></p>
<p><b>Sables à laminations parallèles (F5)</b></p>	<p>- Bancs de sables fins à très grossiers à laminations horizontales. L'épaisseur des bancs : 5 à 60 cm. Ils s'intercalent entre (F3), (F4), et (F6). Les sables peuvent montrer des drapages argileux (F5a) et des traces de racine (F5b).</p>	<p>Fragments de bois fossile (diamètre &lt;1.5cm), <i>Planolites</i> et <i>Skolithos</i></p>	<p>- Les sables grossiers à fragments de bois indiquent un remplissage de fond de chenal. La présence de (F5a) indique la décantation des argiles lors des phases de mer étale. Les sables à (F5) très grossiers qui existent aussi aux sommets des barres tidales alignées de la région Houijbet, indiquent un transport s'effectuant sous haute énergie.</p>	<p><b>FA1, FA2, FA3, FA4, FA6, FA7</b></p>
<p><b>Rides de courant asymétriques (F6a) et symétriques (F6b)</b></p>	<p>- Lits de sables fins à moyens à rides de courant asymétriques et unidirectionnels (F6a) dont l'épaisseur &lt; 5 cm. Les rides symétriques (F6b) existent dans les sables fins, moyens.</p>	<p><i>Skolithos</i></p>	<p>- (F6) indiquent un transport par un courant tidal de faible énergie. Les rides symétriques sont générées par les oscillations des vagues ou de houle. Les rides asymétriques indiquent un courant unidirectionnel.</p>	<p><b>FA2, FA3, FA5, FA6, FA7</b></p>
<p><b>Sables et silts sans Structures (F7)</b></p>	<p>- Les sables et silts fins à grossiers, sans structures existent à différents niveaux de la série stratigraphique. L'épaisseur des bancs varie entre 3 à 35 cm.</p>	<p><i>Skolithos</i></p>	<p>- Dépôt rapide durant les phases de jusant.</p>	<p><b>FA1, FA2, FA3, FA8</b></p>
<p><b>Faciès hétérolithiques (F8)</b></p>	<p>- Alternance de lamines de sables fins et de silts avec des mudstones (épaisseur des lamines: 1 - 3 mm). La succession verticale montre une alternance de structures de type flaser (F8a), et lenticulaire (F8b).</p>	<p>Très rares <i>Skolithos linearis</i></p>	<p>- Dépôt exposé à un courant tidal intermittent, générant des tidal flats. Les sables et les silts sont déposés par les courants de jusant, alors que les argiles se décantent durant la phase de mer étale. La variation de l'énergie du courant de marée, génère les différents types de structures tidales.</p>	<p><b>FA3a</b></p>

<p><b>Stratifications de grande échelle (F9)</b></p>	<p>- Sables moyens à très grossiers, à grandes stratifications. Epaisseur variant entre 15 et 100 cm. Existents aux sommets des barres gréseuses tidales.</p>	<p><i>S.linearis, S. verticalis, S. annulatus, Diplocrateri ---on</i></p>	<p>- Migration des dunes à 3D vers l'aval (down stream migration of 3D dunes), et/ou migration oblique des barres longitudinales dans des chenaux de jusant, en milieu littoral.</p>	<p><b>FA7</b></p>
<p><b>Surfaces de réactivation (F10)</b></p>	<p>- Surfaces d'érosion inclinées à drapage ferrugineux, marneux ou argilo-ferrugineux, au-dessus desquelles se déposent d'autres sables à stratifications obliques. Leur pendage varie entre 25° - 15° vers le Nord. Elles accompagnent les (F11) à Ma Labiod.</p>	<p><i>Ophiomorpha, Skolithos linearis</i></p>	<p>- Courant tidal réversible (flot) puissant, érodant les sables sous-jacents.</p>	<p><b>FA4, FA5, FA6</b></p>
<p><b>Tidal boundle (F11)</b></p>	<p>- Alternance horizontale d'intervalles sableux à stratifications obliques serrées et d'intervalles à stratifications espacées. Chaque intervalle est limité par des drapages de composition variable: argileuse, ferrugineuse, marneuse ou encore argilo-ferrugineuse. La direction des paléocourants varie entre N320 et N310, et leur pendage varie entre 30- 33°.</p>		<p>- L'influence d'un courant puissant et dominant (courant de jusant), suivie d'un courant faible (flot), induit la formation alternée de dunes de sables à stratifications obliques serrées et à stratifications lâches. Les dunes sableuses à stratifications serrées, se forment lors des cycles de mortes-eaux, tandis que les dunes avec les obliques plus espacées se forment lors des cycles de vives-eaux.</p>	<p><b>FA4, FA5</b></p>
<p><b>(Sables à drapage argileux) (F12)</b></p>	<p>- Banc sableux de 30 cm d'épaisseur, montrant des stratifications obliques planes à mono ou double drapage argileux (<i>single et double mudrapes</i>). Ces argiles ainsi que les sables, coexistent et s'alternent horizontalement au sein d'une même couche. L'épaisseur de chaque drapage varie entre 1 et 5 mm.</p>		<p>- Les drapages argileux se décantent durant les phases tidales de "mer étale". Les sables et silts déposés entre deux monodrapage argileux, sont le produit d'un courant tidal dominant, tandis que les sables emprisonnés entre les double-drapages argileux, sont déposés par un courant subordonné, ou le courant de flot.</p>	<p><b>FA3, FA4a</b></p>
<p><b>Structures slumpées (F13)</b></p>	<p>- Sables grossiers et moyens plissés d'échelle décimétrique.</p>		<p>- Glissement latéral par gravité de Sédiments encore gorgés d'eau.</p>	<p><b>FA6</b></p>

	Existent à la base du chenal terminal ou FA6.		
<b>Structures bipolaires (F14)</b>	- Structures dites aussi en arête de poisson. Leur épaisseur varie entre 0.02 et 1m, et leurs directions sont N 320 et N 030.	- Se forment lorsque les 2 courants de flot et de jusant sont à forces égales ; il en résulte alors, des structures bidirectionnelles.	<b>FA4b, FA5, FA7</b>
<b>Structures sigmoïdes (F15)</b>	- Structure en 'S' dans les sables formant des barres complexes (FA5), ainsi que dans les sables déposés dans les tidal-creeks (FA4b), et ceux qui forment les chenaux terminaux (FA6)	- Résultent de l'accélération suivie d'une décélération. Du courant du vortex, au cours d'un même cycle de marée.	<b>FA5, FA6</b>

**Tableau B.1: Les dépôts deltaïques tidaux miocènes du Sud de Tébessa : Récapitulatif des lithofaciès et de leur interprétation.**

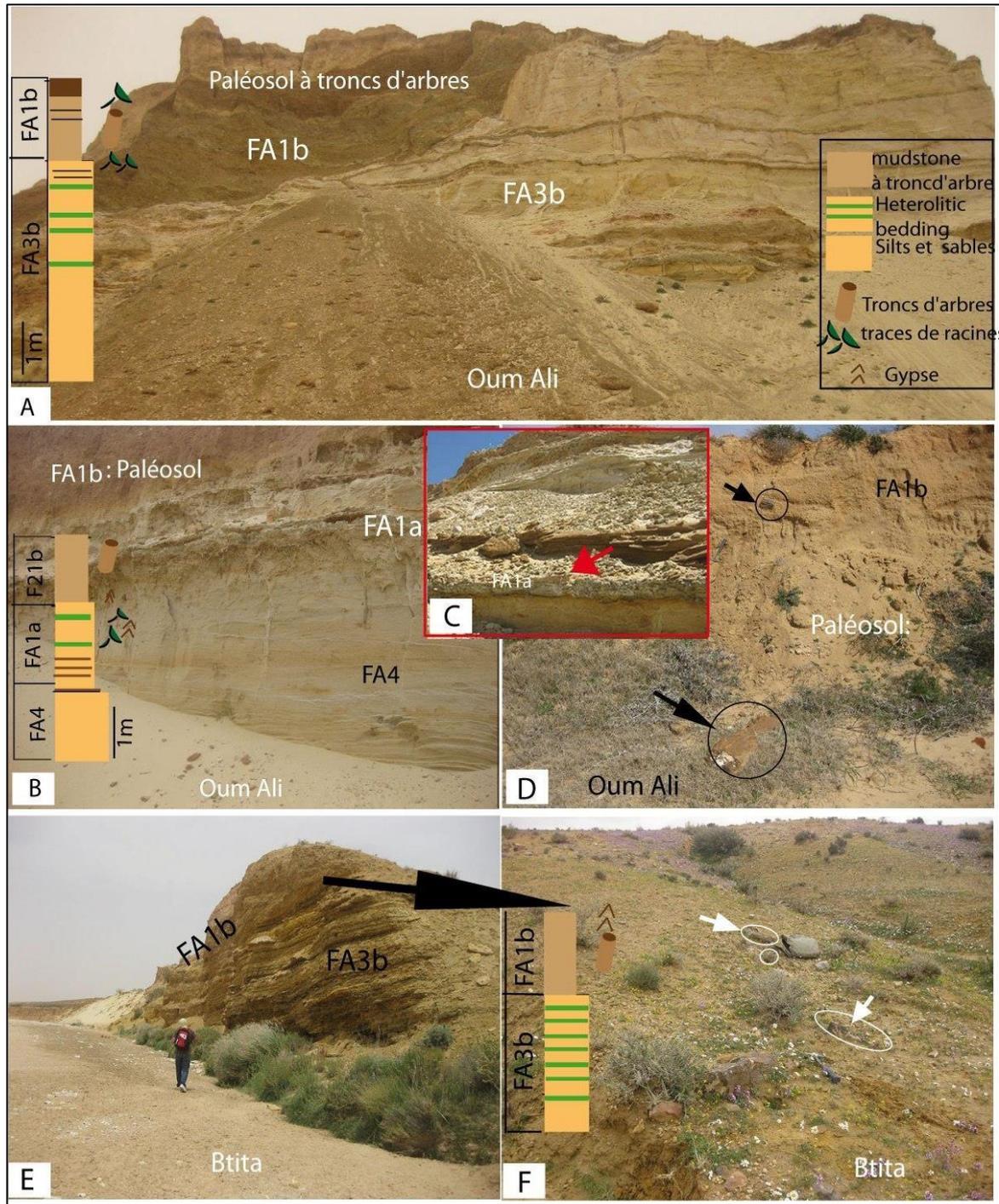
**B.II.3.1 Association de faciès 1 (FA1) : Paléosol de la zone supratidale :****Description**

La première association de faciès ou FA1 (Fig.B.II.11) affleure dans les régions de Btita, Oum Ali, Malabiod, Houijbet et Hjer Essefra. Elle peut être subdivisée en FA1a qui associe les dépôts silto-argileux à traces de racines, et en FA1b, représentée par les dépôts argilo-silteux à troncs d'arbres. FA1 associe les lithofaciès (F1a), (F1b), (F1c), (F1d), et (F1e).

FA1a est représentée par des silts argileux verdâtres à légèrement grisâtres, portant des traces de racines (F1a), des dessiccations (F1b) et du gypse (F1c) (Fig.B.II.11 A et B). Ces faciès qui montrent localement des sables ferruginisés portant des traces de racines et des terriers de type *Skolithos* (F1d) (Fig.B.II.11.C), passent latéralement, ou peuvent être surmontés par l'association de faciès FA1b, qui contient des silts argileux brunâtres à matière organique et à troncs d'arbres (F1e) (Fig.B.II.11. D).

**Interprétation**

Ces dépôts qui portent des traces d'exposition subaérienne, représentées par des ryzolithes, des troncs d'arbres, des dessiccations, du gypse et des traces de fer oxydé, constituent un paléosol, mis en place sous climat aride à semi-aride et chaud (e.g., Vatan, 1967 ; Miall, 1996), en zone supratidale. Un tel climat est par ailleurs mis en évidence par les travaux de Guiraud (1990) et de Laffite (1936), concernant les dépôts miocènes des régions avoisinantes.



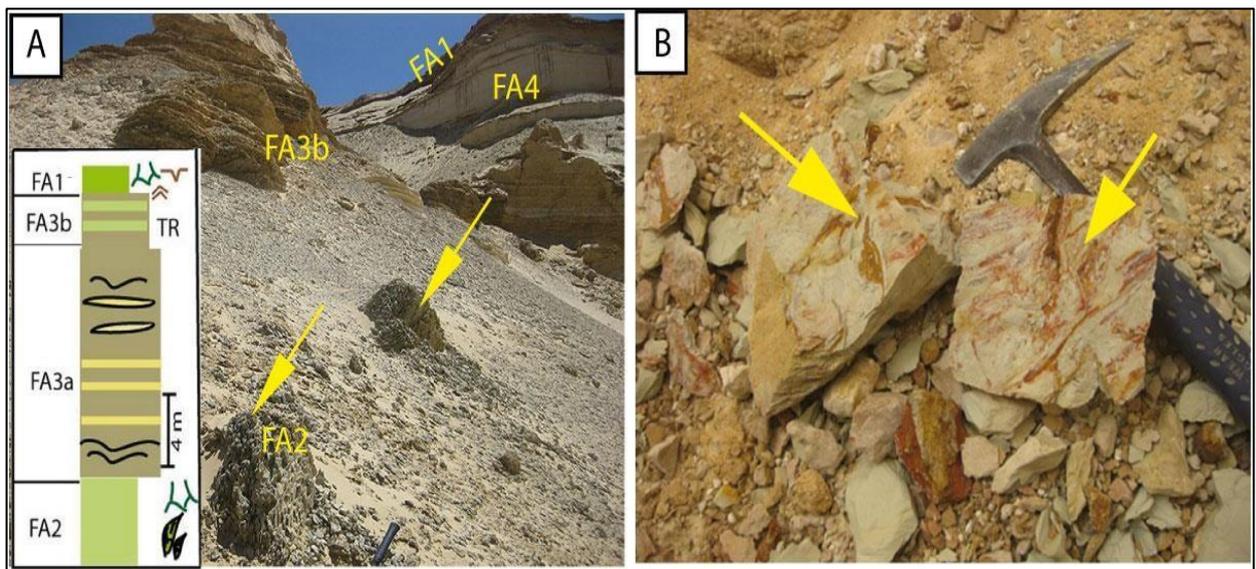
**Fig.B. II. 11 : FA1 : Paléosol. A :** Succession verticale des tidal -rythmites FA3b et du paléosol FA1b dans la carrière de Oum Ali. **B :** Argiles silteuses verdâtres à traces de racines de FA1a, surmontées par les argiles silteuses de couleur marron de FA1b. **C :** Gypse (flèche rouge) dans les niveaux de FA1a. **D :** Troncs d’arbres in situ dans FA1b (flèches noires). **E :** Succession verticale des tidal rythmites de FA3b et paléosol dans la région de Btita. **F :** Vue rapprochée de FA1b. Voir les troncs d’arbres in situ (cercles blancs).

### B.II.3.2 Association de faciès 2 (FA2) : marais de la zone intertidal- flat supérieure (ou replat de vasière)

#### Description

FA2 qui associe (F1b), (F1c), (F1f), et (F1g), est représentée par environ 5m d'argiles silteuses ou '*mudstones*' verdâtres, faiblement laminées, qui s'intercalent avec des silts et des sables jaunes sans structures (F1f), ou portant des laminations horizontales. L'intérieur de ces mudstones, montre des traces de feuilles et de tiges, portant des traces de décolorations rougeâtres, jaunâtres et noirâtres (F1g) (les tiges peuvent atteindre plus de 1.2 m de longueur et moins de 1 cm de largeur) (Fig.B.II.12).

Ces dépôts tabulaires de base qui forment plusieurs centaines de mètres d'extension latérale, et qui montrent des traces de dessiccation et de gypse (F1b et F1c), sont surmontés par l'association de faciès FA3, définissant les tidal flats hétérolithiques, ou par l'association de faciès FA4, définissant le chenal de jusant (voir Fig.B.II.12).



**Fig.B. II. 12 :** (A)- Dépôts à mudstones formant des *mudflats* ou FA2, déplacés par les travaux d'excavation (flèche jaunes) (Oum Ali). Voir aussi la disposition de FA2 par rapport aux FA sus-jacents. (B)- Traces de plantes oxydées à l'intérieur des mudflats (flèches jaunes) (marteau pour échelle).

#### Interprétation

Les mudstones ou mudflats à traces de végétaux, peuvent être interprétés comme des sédiments déposés dans la partie inférieure de la zone supratidale, ou en zone de vasière de la zone intertidale supérieure (Dalrymple et al., 2003). Les dépôts cycliques sableux fins et silteux sans structures, qui alternent avec de fins horizons argileux, indiquent l'existence d'un cycle de marée, comme le confirment les structures tidales existant dans le reste de la sédimentation

étudiée (voir ci-après).

Les sables et les silts sans structures, indiquent un transport sous haute énergie. Leur transport s'effectue lors des phases de jusant (la phase de jusant étant celle qui domine par rapport au flot, dans les systèmes deltaïques), pendant que les argiles se décantent lors de la phase de mer étale, (Dalrymple & al., 2003 ; Desjardins & al., 2012 ; Fan Daidu 2013).

Les différentes décolorations des végétaux reflètent les différents états d'oxydation liés aux fluctuations du niveau marin, en zone intertidale (Retallack, 2008 ; Varela & al. 2012). D'autre part, les plantes oxydées, suggèrent la présence de zones marécageuses sous climat relativement sec et chaud, faisant apparaître des dessiccations, et précipiter du gypse (Miall, 1996 ; Vattan, 1967).

Enfin, l'absence d'indices de courant de houle ou de vagues, et la présence de mudflats à végétaux à la base de la plaine deltaïque inférieure, surmontés par des tidal heterolithic flats, suggèrent l'existence d'une zone abritée de type 'Chenier' ou 'plaine de chenier' (Otvos, 2000; Fan Daidu 2013).

### **B.II.3.3 Association de faciès (FA3): Intertidal flats à sédiments hétérolithiques ou '*heterolithic intertidal flats*'**

FA3 est représentée par deux types de *tidal heterolithic flats* : Les dépôts à structures lenticulaires et à flaser (FA3a), et les dépôts à tidal -rythmites (FA3b).

#### **B.II.3.3.a FA3a : Dépôts à structures lenticulaires et à flasers**

##### **Description**

FA3a qui associe les lithofaciès (F8a), (F8b), (F12a) et (F12b), est représentée par une succession de couches à bases planes, montrant une grano-strato-décroissance. Son épaisseur est d'environ 20m, et son extension latérale peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Fig.B.II.13. A).

Cette unité débute par un banc sableux de 30 cm d'épaisseur, montrant des stratifications obliques planes à "mono (F12a) et double (F12b) drapage argileux " (Fig.B.II.13. B, C). Ces argiles et ces sables, coexistent et s'alternent horizontalement au sein d'un même banc. Ces stratifications obliques à double drapage argileux, se caractérisent par l'existence de laminations argileuses jumelées et sub-parallèles, qui alternent avec des sables ocre (voir Fig.B.II.13.C).

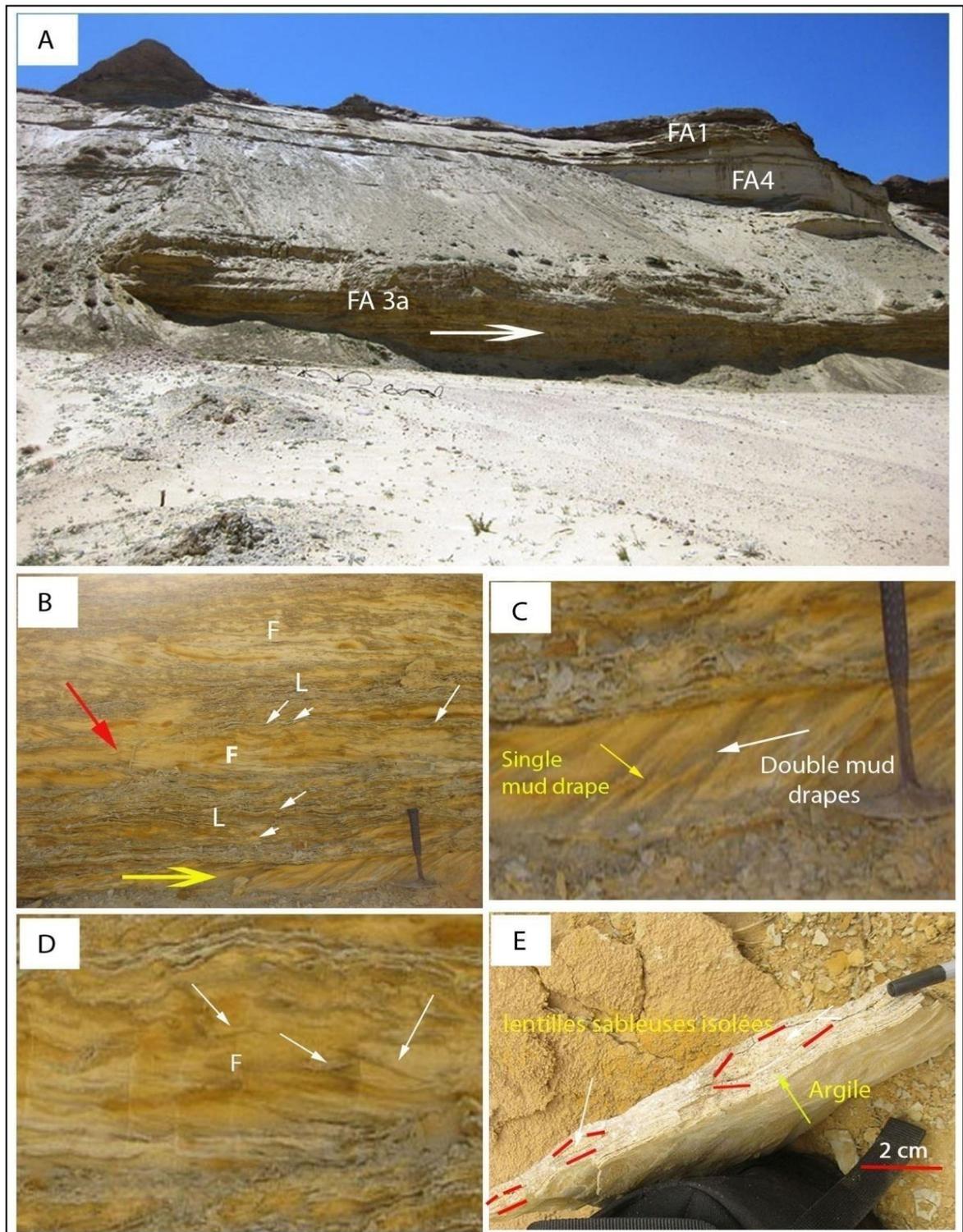
L'épaisseur de chaque drapage varie entre 1 et 5mm, et montre une couleur vert-sombre. Les sables à drapages argileux sont surmontés par une alternance de sables très fins grésifiés et de fines lamines de mudstone d'épaisseur millimétrique (1- 3 mm d'épaisseur), qui définissent des structures de type flaser (F8a) et structures lenticulaires (F8b) (Fig.B.II.13. B-E).

Celles-ci se présentent en petites lentilles sableuses isolées ou noyées dans une matrice argileuse ; la quantité de cette dernière étant plus importante par rapport à celle de sables présents (voir Fig.B.II.13. B-E). Quant aux faciès de type flaser (voir Fig.B.II.13. B-D), ce sont des rides de courant, sur lesquelles se décantent des argiles, sous forme de fines lamines. Dans ce cas, la quantité de sables présente, excède celle des argiles.

Les ichnotaxons sont représentés par quelques rares *Skolithos linearis* (Fig.II.13. B) .

### **Interprétation**

Les faciès hétérolithiques tidaux qui montrent une alternance de sables et d'argile, se forment lorsque le sédiment est exposé à un courant marin intermittent ou cyclique, engendrant une alternance de lamines de sables et d'argiles ou mudstone, dans un environnement de type tidal flat. En effet, les sables et les silts sont déposés par les courants de marées de jusant (qui sont de courant de haute énergie ou '*high- tide current*', alors que les argiles se décantent durant le période de mer étale (slack- tide waters) (Martin, 2000 ; Boggs, 2005).



**Fig.B. II. 13 :** FA3a (carrière de Oum Ali). **A-** Vue d'ensemble de FA3a (flèche blanche). **B-** Tidal bundles à la base de FA3a (flèche jaune), surmontés par des dépôts à structures en flasers (F) et lenticulaires (L). Voir aussi les rares *Skolithos* dans le niveau gréseux (flèche rouge) (marteau pour échelle). **C-** Vu rapprochée des tidal bundles. Voir aussi les sables à obliques s'intercalant entre les mono-drapages argileux ou '*single mud drapes*' (flèche jaune) et les doubles drapages argileux (flèche blanche). **D-** Vue rapprochée du niveau à flasers. **E-** Structures lenticulaires (non en place). Voir les lentilles sableuses isolées (flèches blanches) dans une matrice argileuse (flèche jaune).

Les lamines à mono- et à double drapages argileux, définissent des tidal bundles qui sont caractéristiques des milieux intertidaux et infratidaux dominés par la marée (Dalrymple & Choi, 2007 ; Davis & Dalrymple, 2012). Les sables et silts déposés entre deux mono-drapages argileux successifs, sont le produit d'un courant tidal dominant (courant de jusant dans ce cas), alors que les sables emprisonnés entre les double- mud drapes (la quantité de sables est dans ce cas, moins importante) ont été déposés par un courant subordonné, à savoir le courant de flot, et ce, au cours d'un même cycle tidal (eg. Visser 1980 ; Allen 1982). Les argiles sont déposées par suspension, durant les phases tidales de "mer étale" (phase d'accalmie où le transport est nul) (Nichols, 2009 ; Boggs, 2005).

Les structures lenticulaires se forment au cours des périodes de basse énergie, lesquelles favorisent la décantation des argiles plus que le dépôt de sables. La formation des flasiers est favorisée par un fort courant tidal qui dépose une plus grande quantité de sables par rapport à celle des argiles.

Enfin, ces dépôts hétérolithiques appartenant à FA3a et qui s'associent aux mud flats pour former FA2, définissent un milieu intertidal.

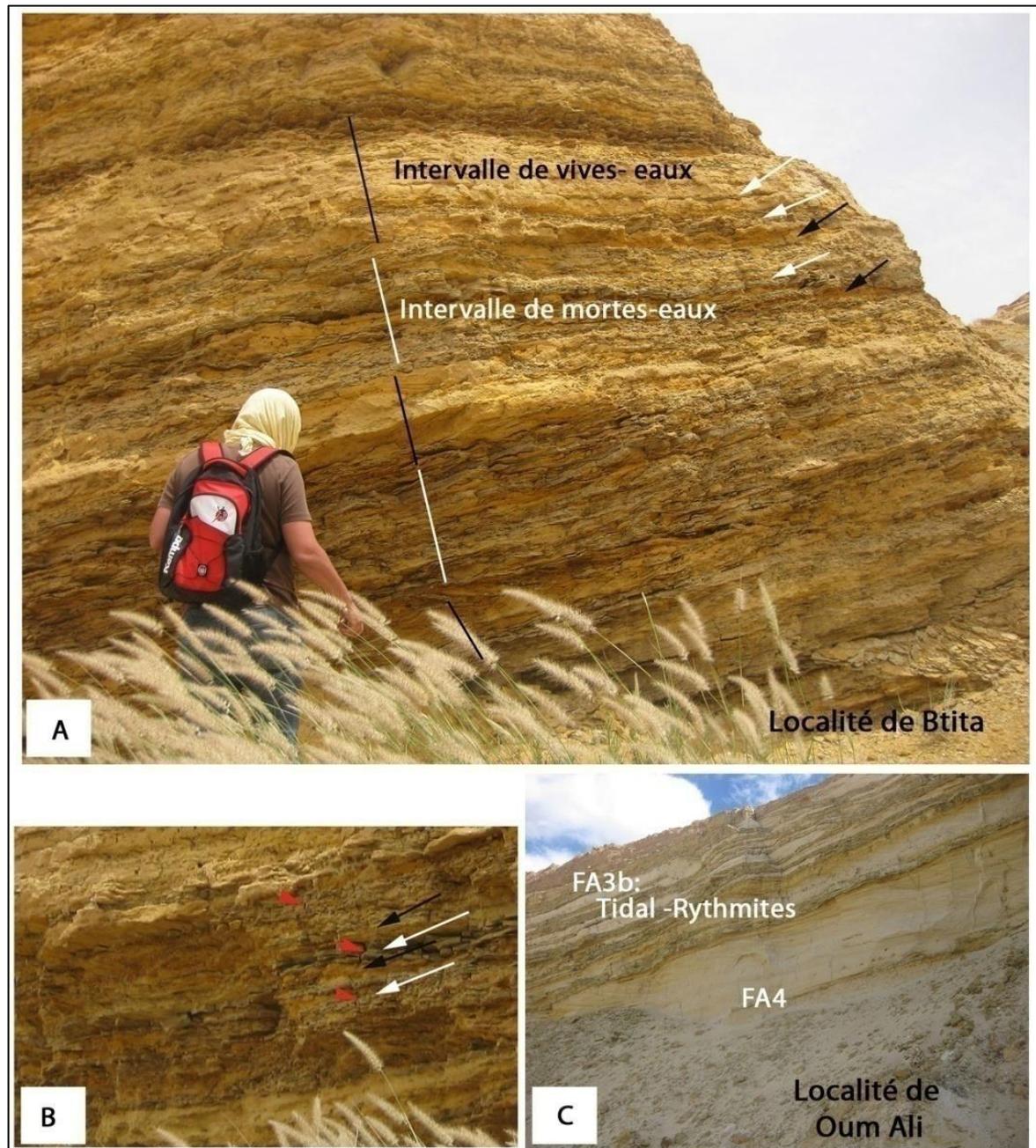
### **B.II.3.3.b FA3b : tidal- rythmites journalières semi-diurnes (ou à deux cycles tidaux : deux marées hautes- deux marées basses/ jour) et semi-mensuelles (marées de vives eaux- mortes eaux)**

#### **Description**

FA3b contient les lithofacies (F8c) et (F8d), et est représentée par une alternance silto-argileuse dont la puissance ne dépasse pas 6 m (Fig.B.II.14), mais dont l'étendue peut atteindre plusieurs centaines de mètres carrés dans les environs de Btita, près des frontières algéro-tunisiennes (voir la localisation sur Fig. BII. 1). Ces faciès se déposent au-dessus des dépôts à faciès hétérolithiques (FA3a), ou encore au-dessus des chenaux de jusant (FA4) (Fig.B.II.14.C), et ils sont souvent recouverts par un paléosol ou FA1.

Dans le détail, FA3b montre une alternance répétitive de niveaux centimétriques ou millimétriques d'argiles ou mudstones verdâtres à craquelures de synérèse (F8d) (Fig.B.II.14. B), et de sables ou silts ocre (F8c). L'épaisseur de chaque lamine varie entre 1.5 mm et 30 mm, et elle est de l'ordre du millimètre dans la localité de Btita (< 1.5mm).

A plus grande échelle, ces faciès cycliques, montrent des intervalles à couplets constitués majoritairement de sables, qui alternent avec des intervalles à couplets constitués majoritairement par des argiles ou mudstones (voir Fig.B.II.14. A).



**Fig.B. II. 14 : FA3b : Tidal rythmites.** A- Empilement cyclique de lamines sableuses (flèches noires) et argileuses (flèches blanches), reflétant des cycles tidaux semi- diurnes de jusant-étale (géologue pour échelle), (Voir les épaisseurs quasi similaires des lamines de sables et d'argiles). Alternance d'intervalles de lamines majoritairement sableuses (lignes noires), avec des séries de lamines à majorité argileuse (lignes blanches) définissant respectivement des cycles de vives eaux et de mortes eaux (localité de Btita). B- Vue rapprochée de l'alternance rythmique de lamines millimétriques à centimétriques, d'argile (flèches blanches) et de sables (flèche noire). Craquelures de synérèse dans les mudstones (flèches rouges). C- Tidal rythmites surmontant les dépôts sableux de FA3b (localité de Oum Ali).

Les bioturbations qui sont relativement peu importantes, sont représentées par des *Skolithos arenicolites*, reconnaissables à leurs petites ouvertures de forme circulaire ou sub-circulaire (le diamètre de chaque ouverture est inférieur à 0.5mm), disposées en paires, bien visibles sur les bancs. L'indice de bioturbation (BI) est faible ( $2 < BI < 3$ ).

### Interprétation

Les couplets de lamines de sables et d'argiles qui présentent une alternance rythmique verticale, sont appelés "tidal- rythmites" (Dreyer, 1992 ; Davis & Dalrymple ; 2012, Longhitano & al. 2012). Ils reflètent des conditions d'un cycle de "jusant- mer étale".

En effet, le courant de jusant déplace les sables qui se déposent par la suite en petits bancs ou en lamines, alors que les particules argileuses se décantent durant la période de mer étale. Les craquelures de synérèse et la pauvreté en ichnofaune indiquent une fluctuation de la salinité des eaux saumâtres.

D'autre part, ces couplets sablo-argileux qui montrent verticalement, une même épaisseur, indiquent des cycles tidaux semi-diurnes, c'est à dire, 2 marées hautes et 2 marées basses par jour, d'importance sensiblement égale. (En effet, dans le cas des cycles diurnes, c'est à dire une marée haute et une marée basse par jour, les dépôts sont plutôt représentés par une alternance de couplets dominants et de couplets subordonnés, autrement dit, un couplet sablo- argileux d'épaisseur relativement importante, suivi d'un couplet d'épaisseur moins importante, ce qui n'est pas le cas ici).

Quant aux intervalles qui regroupent les couplets argilo-sableux, dans lesquels la quantité de sables est plus importante que celle des argiles, ils se forment lors des cycles de "vives eaux" (c'est à dire tous les 14 jours, soit 2 fois par mois, lorsque la terre, la lune et le soleil sont alignés). Les intervalles dans lesquels les argiles dominent, reflètent les cycles bimensuels de mortes eaux (lorsque la terre, la lune et le soleil sont à la perpendiculaire les uns par rapport aux autres). L'alternance régulière de ces 2 types d'intervalles constitue des cycles de vives eaux et de mortes eaux (Longhitano & al., 2012 ; Fan Daidu, 2013).

#### **B.II.3.4 Association de faciès 4 (FA4) : Chenaux deltaïques de jusant (ebb deltaïc channels) et petits ruisseaux tidaux (tidal creeks)**

Dans la région de Oum Ali, FA4 est représentée par une succession de bancs sableux strato-grano-décroissants de 5m d'épaisseur, pouvant présenter une richesse relative en traces de terriers, et se terminant par un paléosol.

FA4 présente deux variantes, que l'on nommera **FA4a** et **FA4b**.

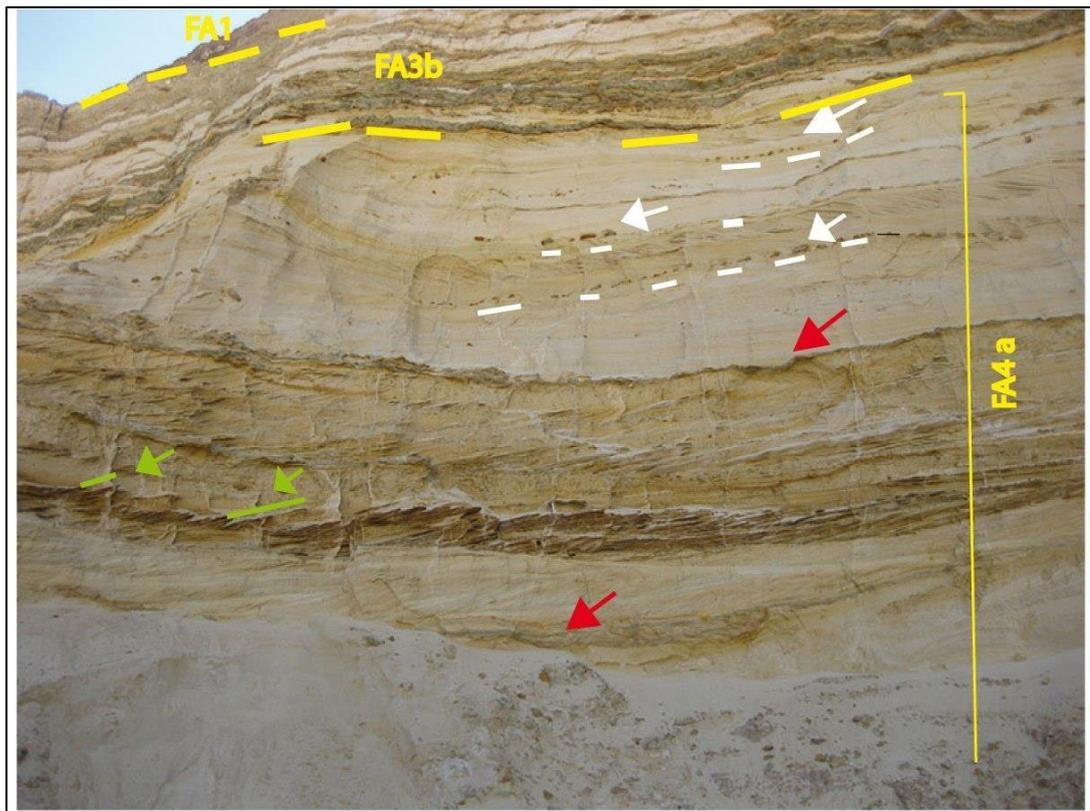
**FA4a** est représentée par une alternance de bancs sableux argileux, avec un BI= 0, tandis que **FA4b** est essentiellement représentée par des bancs sableux riches en ichnofossiles ( $2 < BI < 3$ ).

### B.II.3.4.a FA4a : Ruisseaux de marée ou tidal creeks :

#### Description

FA4a est représentée par une succession de bancs sableux et argileux à stratifications unidirectionnelles, dont l'épaisseur varie entre 1 et 3 m. (Fig.B.II.15). Ils se caractérisent essentiellement par des stratifications obliques (F3), des rides de courant (F6), des laminations légèrement inclinées (F4) et/ou horizontales (F5), des structures sigmoïdales (F15) ainsi que des surfaces de réactivation (F10) (voir Fig.B.II.15). Ces dernières sont des structures obliques qui érodent les stratifications sous-jacentes, déposées antérieurement. Toutes ces structures montrent par ailleurs des drapages argileux.

Ces bancs sableux montrent également des surfaces basales ondulées (voir Fig.B.II.15) au-dessus desquelles se décantent des argiles, constituant des lamines et/ ou des bancs qui varient entre 1 et 3 cm d'épaisseur. Ces bases de bancs sableux peuvent montrer également des galets de boue ou *mud clasts*. Les derniers niveaux sont représentés par des tidal rythmites (FA3b) au-dessus desquels s'est développé un paléosol (FA1) (voir Fig.B.II.15).



**Fig.B. II. 15 :** FA4a : Dépôts de ruisseaux de marée ou 'tidal creeks' : Alternance de bancs de sables et d'argiles. Voir les surfaces basales ondulées des bancs (flèches rouges), soulignées par des argiles ou des galets d'argile (flèches blanches et lignes blanches). Voir aussi les drapages argileux sur les dunes sableuses et les surfaces de réactivation (flèches et lignes vertes), ainsi que les rythmites FA3b (rythmites) et FA1 (paléosol) qui sont séparés de FA4a par des lignes jaunes.

### Interprétation

Les dépôts sableux qui se caractérisent par une épaisseur relativement réduite, les structures tidales, ainsi que les drapages argileux, définissent les ruisseaux de marée ou ‘*tidal creeks*’ (Nichols, 2009 ; Wells, 1995). Ce type de chenaux qui traversent généralement les tidal flats bordant les zones intertidales (voir partie paléogéographie), se caractérisent par une grande turbidité, due à une suspension constante des silts et des argiles par les courants tidaux dans un environnement de faible énergie (Wells, 1995). Ils sont actifs uniquement, lors des marées hautes ou basses.

Les surfaces de réactivation qui érodent une partie des faisceaux à stratifications obliques sous-jacents, se forment par érosion des dépôts lors de l'inversion du courant de marée. Quant aux structures sigmoïdales, elles résultent de l'accélération, suivie d'une décélération du courant du vortex, au cours d'un même cycle de marée (Plink-Bjorklund, 2005).

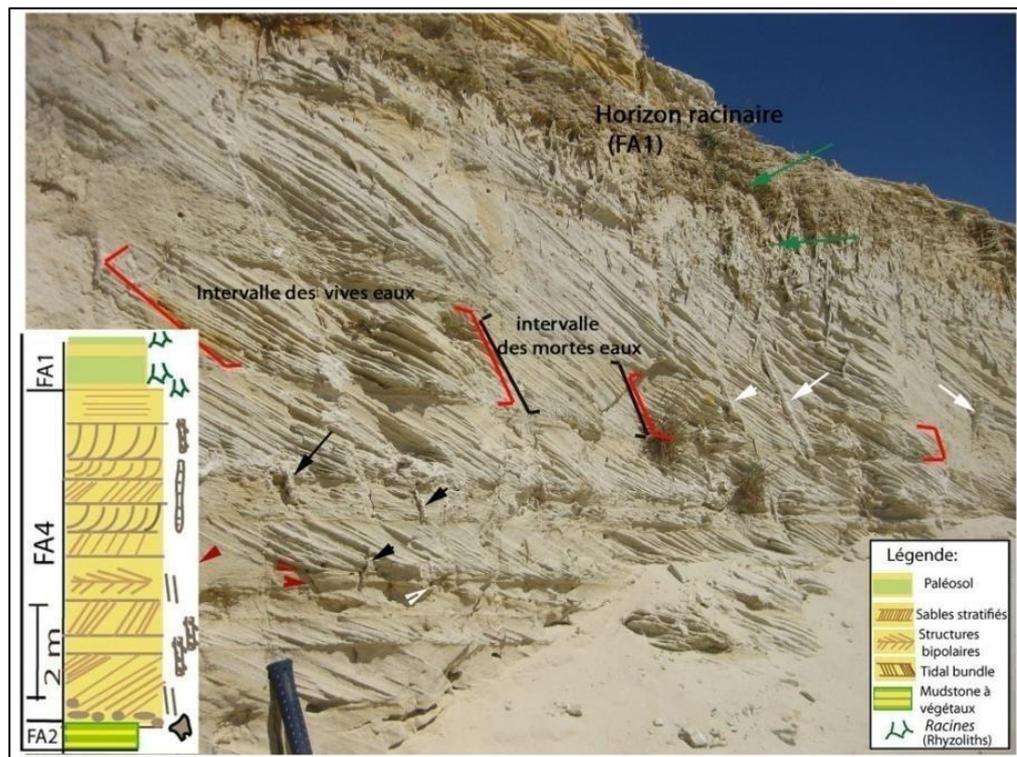
Les surfaces érosives à la base des tidal creeks, sont aussi produites par les courants de marée. En outre, les mud clasts qui se déposent à la base des chenaux sont issus de l'érosion des tidal flats. La grano-décroissance des dépôts et le paléosol au sommet de FA4a, indiquent la progradation de la zone intertidale (Daidu et al., 2013).

#### **B.II.3.4.b FA4 b : Chenaux deltaïques de jusant ou ‘*ebb deltaic channels*’**

##### **Description**

FA4 b est représentée par une succession de bancs sableux de 5 m d'épaisseur, bien exposés dans la localité d'Oum Ali. FA4b se caractérise par une strato-grano-décroissance et une abondance d'ichnotaxons de type *Ophiomorpha* et *Skolithos* (Fig. B.II.16).

L'étude de quelques échantillons prélevés dans ces sables montrent une présence majoritaire de grains fins à très fins de quartz ronds, et mats auxquels se mêlent des grains luisants sub-angulaires à angulaires, et une absence totale de feldspaths.



**Fig.B. II. 16 : FA4b :** Chenal de jusant (localité de Oum Ali) : A- Dunes sableuses unidirectionnelles à stratifications obliques planes et à tidal bundles. Voir l'alternance horizontale des sables à stratifications obliques espacées (intervalles rouges) et à obliques rapprochées (intervalles noirs). Voir aussi les *Skolithos annularis* (flèches blanches), *Ophiomorpha* (flèches noires), *Skolithos linearis* (flèches rouges) et les rhizolithes (flèches vertes) (manche de marteau pour échelle).

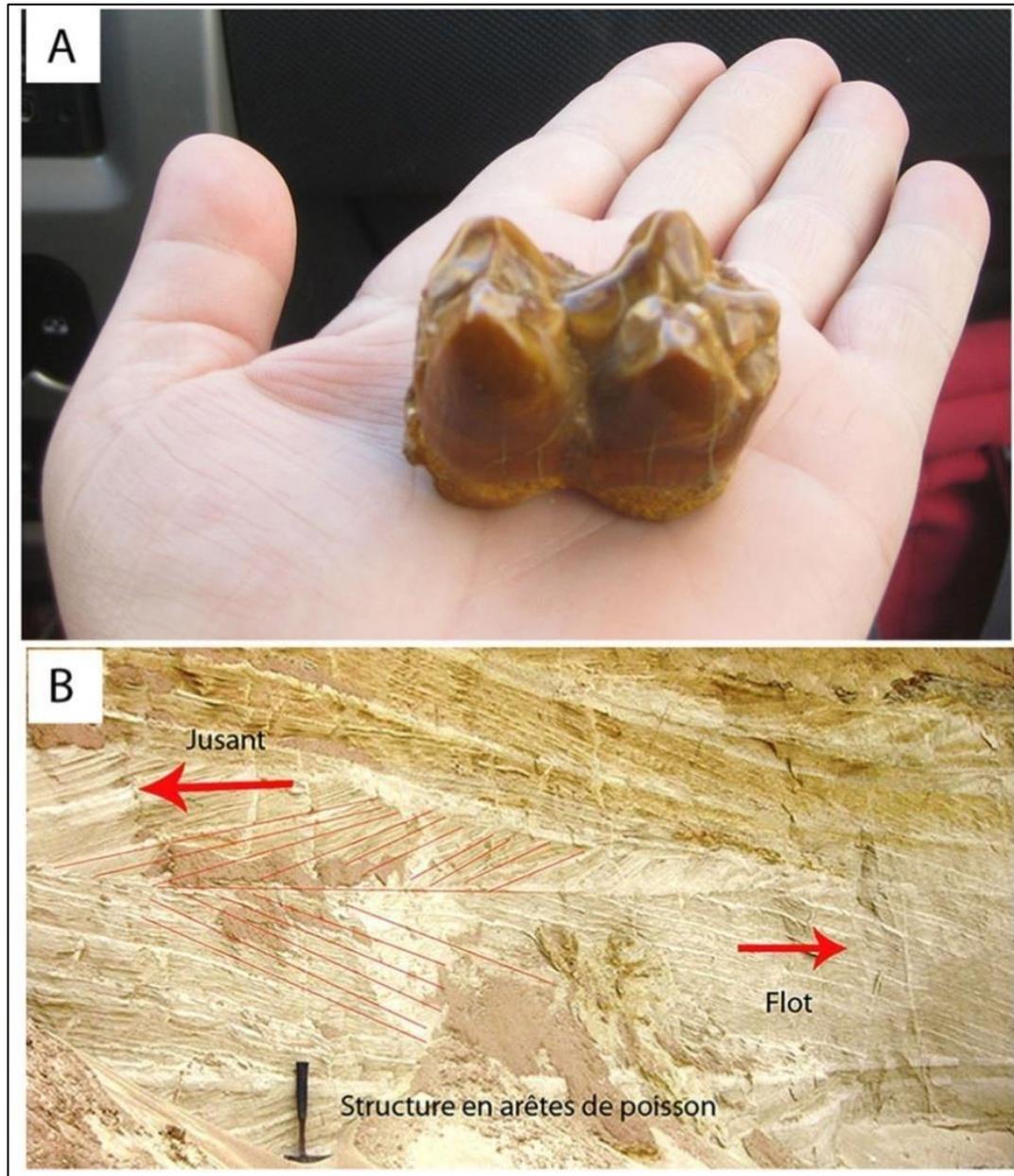
FA4b montre à la base un petit banc de 25 cm d'épaisseur, de débris clastiques mal classés, (F2), essentiellement représentés par des galets (dont le diamètre varie entre 8-20 cm), de graviers de silex bien roulés, et de bois silicifiés (2-20 cm de longueur). A ces éléments que réunie une matrice sablo-argileuse, s'ajoutent quelques fragments de restes de vertébrés fossiles dont une dent de *Palaeomastodon* (Fig.B.II.17. A).

Ces dépôts grossiers sont surmontés par des dunes de sables blancs ou ocre, à stratifications obliques de type planar ou wedge-shaped (F3) dont le pendage est de 28° à 39°. L'épaisseur des faisceaux sableux varie entre 5 cm et 50 cm, mais peut atteindre localement près de 70 cm. Ces sables dont les stratifications sont unidirectionnelles (vers le Nord), sont majoritairement de type oblique plane (F2).

Toutefois, elles montrent également des stratifications à angles faibles ou *low angle bedding* (F4) et des laminations parallèles pouvant porter des drapages argileux verdâtres (F5a), à traces de gypse, à dessiccation et à rhyzolithes (F5b) (voir Fig.B.II.16).

Latéralement, des structures bipolaires ou en arêtes de poisson (F14) existent exceptionnellement au milieu de l'unité. Leur épaisseur varie entre 0.02 et 1m (Fig.B.II.17.B). (FA4) montre également des variations cycliques d'épaisseur au niveau des stratifications obliques, définissant des tidal bundles (F11) (voir Fig.B.II.16).

Ceux -ci consistent en une alternance horizontale d'intervalles à stratifications obliques espacées et d'intervalles à obliques serrées ou condensées. Le sommet de FA4b est un paléosol à racines ou à ryzolithes et à troncs d'arbres (FA1).

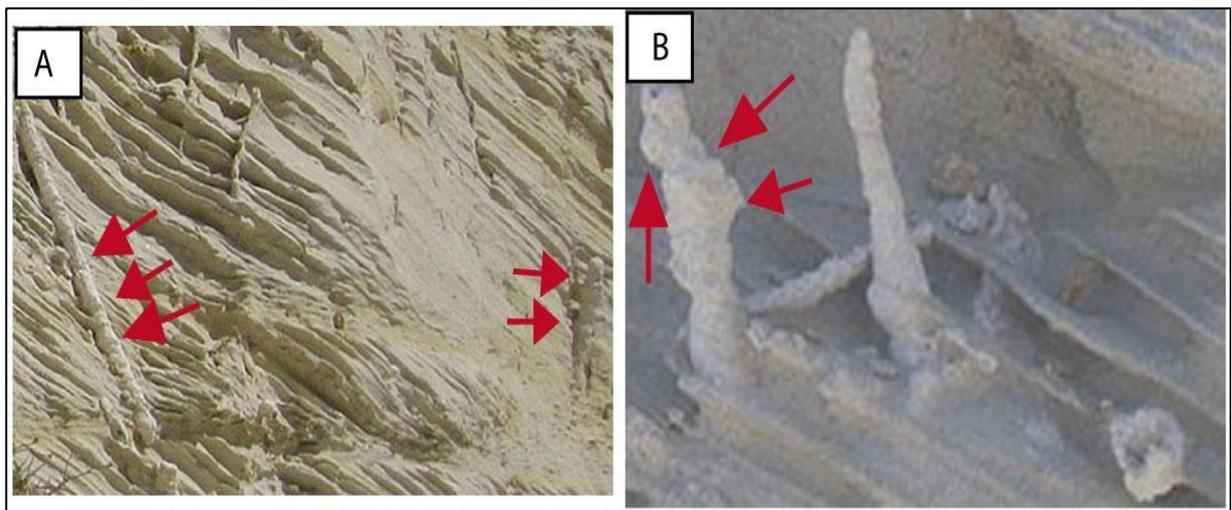


**Fig.B. II. 17 :** A- Vue globale d'une dent de mammifère du Miocène (Genres :*Paleomastodon* ou *Phiomia*). B- Structures bipolaires ou en arêtes de poisson.

Les ichnotaxons montrent une faible diversité et une bioturbation d'intensité modérée ( $2 < BI < 3$ ) (voir Fig.B.II.16). Ils sont essentiellement représentés par : *Skolithos linearis*, *Skolithos annulatus* et des *Ophiomorpha nodosa* (Fig.B.II.18).

*Skolithos linearis* Haldman (1840) constitue le taxon le plus abondant dans les bancs sableux (voir Fig.B.II.16). Ce sont des terriers isolés, à relief négatif, cylindriques et verticaux ou légèrement inclinés par rapport aux stratifications, et ne présentent aucun linéament.

Ces terriers ont une longueur, variant entre 2 et 6.2 cm, et un diamètre allant de 0.6 à 1.5 cm. Leurs ouvertures sont circulaires à subcirculaires, et ils montrent des caractéristiques morphologiques similaires à celles des ichno-espèces décrites par Alpert (1974).



**Fig.B. II. 18** : Ichnotaxons de FA4b : **A-** *Skolithos annulatus* montrant des strangulations circulaires le long du terrier (flèches rouges). **B-** *Ophiomorpha nodosa* à pellets granulaires ovoïdes recouvrant le terrier (flèches rouges). Le spécimen mesure 3cm de hauteur.

*Skolithos annulatus* Howell (1957) (voir Fig.B.II.16, 18) est un terrier vertical, de forme cylindrique non branchue, ressemblant à un cigare. Sa longueur varie entre 5 à 35 cm et son diamètre avoisine 1.2 cm. Le remplissage est calcaire ou silto-calcaire et l'extérieur du terrier, et montre des étranglements concentriques et rapprochés. Cette ornementation ainsi que la forme de ce terrier, ressemblent à celles de *Skolithos annulatus* de Alpert (1974).

*Ophiomorpha nodosa* Lundgren (1891), constitue l'un des taxons les plus communs des environs de Oum Ali et Malabiod. Ils se présentent sous forme de tubes sableux ou sablo-calcaires blancs, branchus ou non, et leurs diamètres varient entre 0.3- 13 mm. Leurs surfaces externes sont recouvertes de pellets ovoïdes (voir Fig.B.II.18), très caractéristiques.

### Interprétation

Les bancs sableux d'épaisseur réduite, montrant une grano-strato-décroissance, avec des conglomérats à la base, la présence de séquences à tidal bundles, et à structures bipolaires indiquent un dépôt dans un environnement marin tidal de haute énergie.

Les sables à stratifications unidirectionnelles à obliques planes (vers la mer ouverte) consistent en barres à 2D, déposées par des chenaux tidaux unidirectionnels dominés par un courant de jusant (Davis & Dalrymple, 2012 ; Dalrymple & Choi, 2007). Les structures bipolaires qui sont plutôt rares, indiquent que les courants dominant (ou de jusant) et subalterne (de flot) peuvent être de forces égales (Nichols, 2009 ; Davis & Dalrymple, 2012).

Les bundle sequences se forment par migration de dunes durant un cycle tidal complet de vives eaux-mortes eaux (neap-spring -neap tide cycle).

Sous l'influence d'un courant dominant et puissant, suivi par un courant subalterne moins puissant, des dunes sableuses à stratifications espacées suivies de dunes à stratifications denses se forment. Les premières se forment durant les cycles de vives eaux, et les seconds durant les cycles de mortes eaux (e.g. Boersma, 1969 ; Terwindt, 1971 ; Boggs, 2005).

D'autre part, ces sables qui se caractérisent par une présence majoritaire de grains de quartz et une absence de feldspaths, attestent d'une source d'apport lointaine, probablement meridionale. Des études complémentaires dans les environs de la zone d'étude permettraient de le confirmer. La dent découverte à la base de l'unité sableuse, est la quatrième prémolaire droite (P4) d'un *Palaeomastodon* (lophodonte), ou encore celle du genre *Phiomia* (bunodonte) (d'après la description du Pr Tassy). Il s'agit du plus ancien représentant des Eléphantiformes connus jusqu'à présent (Gheebrant & Tassy, 2009).

On lui attribue de façon incertaine, un âge Oligocène à Miocène moyen. Des dents de *Paleomastodon* ont été également découvertes à El Kouif près de Tébessa (Brives, 1920), dans des dépôts miocènes dans les Nementcha (voir Fig.B.II.1 pour la localisation) (Ducroq et al., 2001), et dans le SW de la Tunisie (Biely et al., 1972). Ces dépôts sont attribués au Langhien - Serravallien ou au Langhien- Tortonien.

En outre, le remaniement des restes de fossiles terrestres indique des eaux saumâtres en zone proximale. Cette interprétation est soutenue par la faible diversité des taxons (présence d'espèces monospécifiques représentées par des *Skolithos*), indiquant un stress environnemental, induit par une salinité réduite.

Enfin, ces dépôts chenalisés qui se terminent par un paléosol (FA1a), témoignent de la progradation du delta.

### **B.II.3.5 FA5 : compound dunes ou Barres à 3D (partie inférieure de la zone intertidale, ou partie supérieure de la zone infatidale : région de Ma Labiod)**

FA5 a été décrite dans la région de Ma Labiod, située à une vingtaine de kilomètres au Nord de la région d'Oum Ali (voir Fig.B.II.1 pour la localisation). Elle est définie par les lithofaciès suivants : F3, F4, F5, F6, F10, F11, F15.

FA5 est représentée par environ 8 m d'épaisseur de bancs de sables blancs fins à très fins, dans lesquels les structures sédimentaires sont principalement représentées par des stratifications obliques tabulaires planes ou wedge-shaped (F3).

Ces bancs à structures unidirectionnelles, orientées vers le NNW, possèdent une épaisseur qui varie entre 0.15 et 0.7 m, et un pendage de 35°- 42° vers le Nord (Fig.B.II.19). Il existe d'autres structures également, qui sont représentées par : des stratifications à low-angles (F4), des rides de courant (F6), des litages horizontaux (F5), ainsi que des structures décimétriques sigmoïdales (F15). Des galets d'argiles existent à la base et au milieu des bancs sableux de FA5. Le milieu de l'affleurement montre une superposition de bancs sableux dont l'épaisseur varie entre 0.03 et 0.80 m, et dans lesquelles sont représentées des séquences à tidal bundles (F11) et des surfaces de réactivation (F10).

Les séquences à tidal bundle, sont une alternance d'intervalles sableux à stratifications espacées et d'intervalles sableux à stratifications serrées. Les drapages argileux ou mud drapes qui séparent ces différents intervalles peuvent être continus ou non sur toute l'épaisseur du banc, et leur nature peut être calcaire, argileuse ou légèrement ferrugineuse.

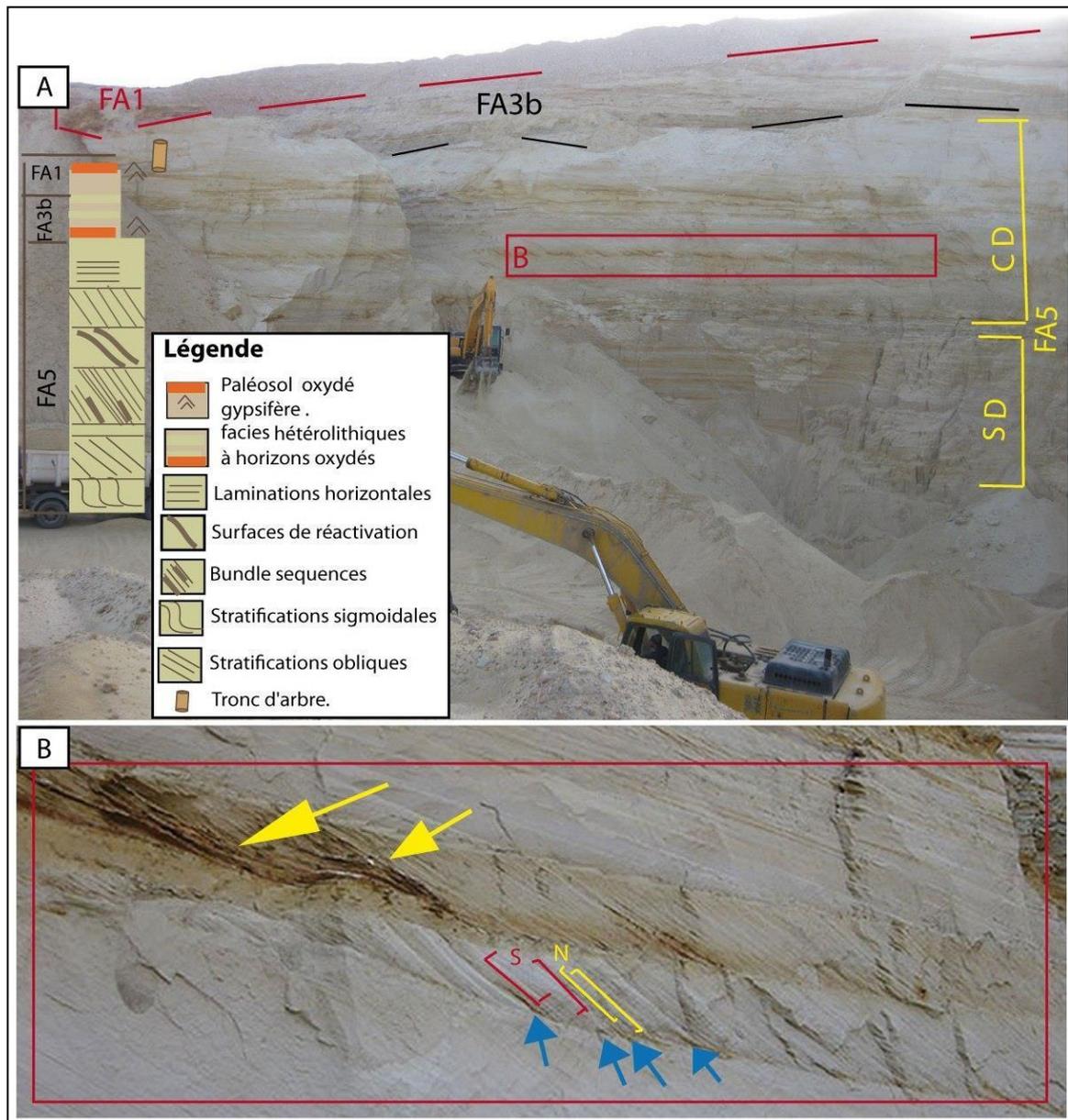
Les derniers mètres de l'unité montrent des tidales rythmites ou FA3b et un paléosol défini par FA1, montrant à la base des oxydations rougeâtres. Les ichnofaciès de FA5 ont été complètement détruits par les travaux effectués dans la carrière, et n'ont ainsi, pas pu être étudiés.

### **Interprétation**

Les dunes unidirectionnelles décimétriques montrant des tidal bundles, des surfaces de réactivation, ainsi que des stratifications sigmoïdales et bipolaires, constituent des dunes complexes appelées 'compound dunes', ou définissent des 'barres gréseuses à 3D'. Ces deux types de barres sont spécifiques à la partie inférieure de la zone intertidale ou encore, à la

partie supérieure de la zone infratidale (eg. Davis & Dalrymple, 2012 ; Desjardins et al 2012, Langhitano & al., 2012).

Ces dunes reflètent également l'existence concomitante d'un courant dominant et subordonné, mis en évidence par les structures bipolaires, sigmoïdales ainsi que les surfaces de réactivation. La présence des tidal rythmites (FA3b) et d'un paléosol (FA1 a) indiquent la progradation des zones intertidales et supratidale.



**Fig.B. II. 19:** A-Vue générale d'une succession de bancs sableux à stratifications unidirectionnelles simples (SD) et de bancs sableux complexes (compound dunes) (CD), surmontés par FA3b et FA1. B- Vue rapprochée de la partie encadrée en rouge sur la ph. (A), montrant des bundle sequences, représentées par les intervalles jaunes et rouges, définissant des cycles de mortes eaux (N) et de vives eaux (S), que séparent de très fins drapages argileux (flèches bleues). Voir aussi les surfaces de réactivation (flèches jaunes).

### **B.II.3.6 FA6 : chenal distributaire terminal (région de Houijbet -Hjer Essefra)**

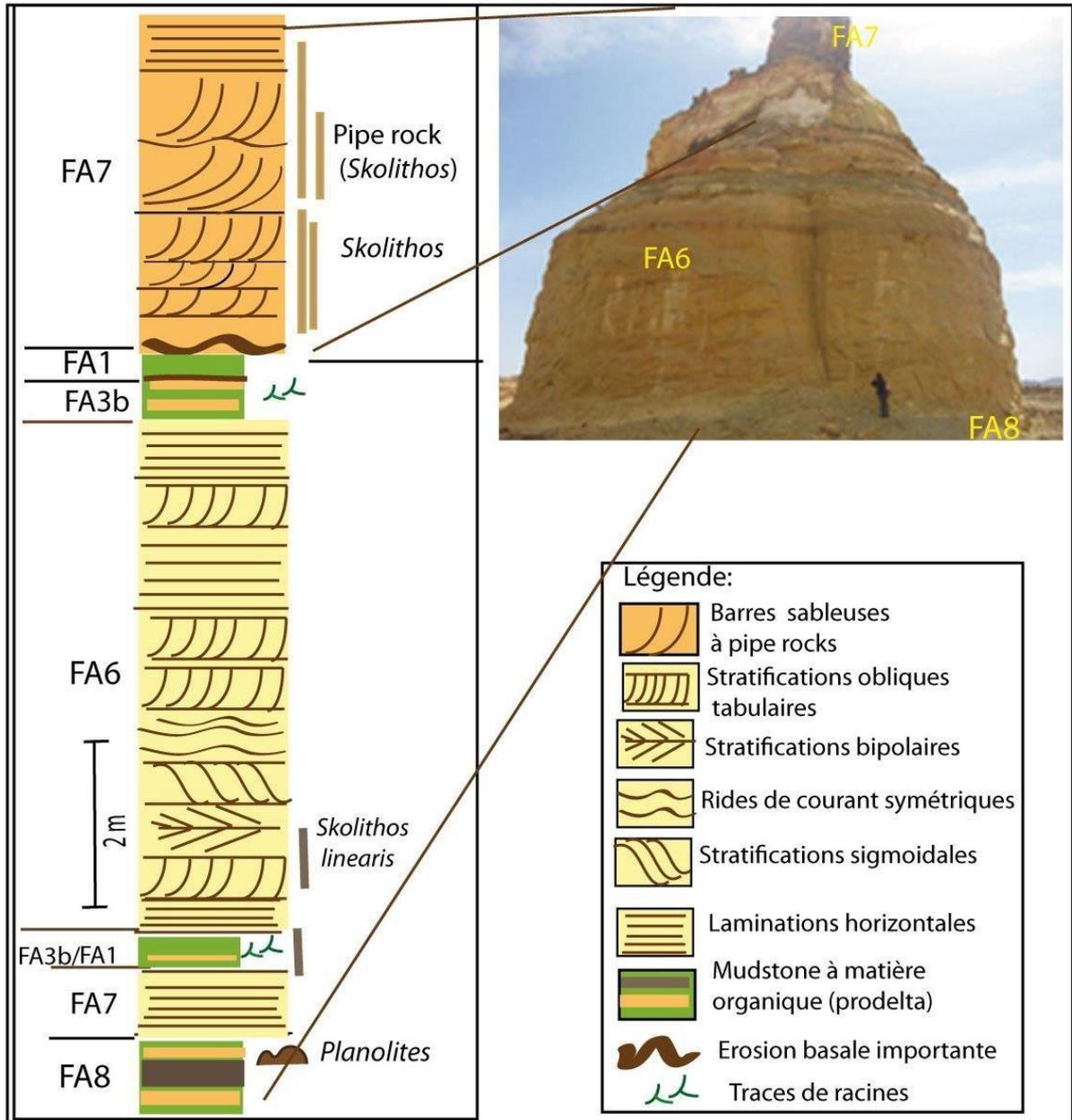
#### **Description**

FA6 affleure dans les environs des régions de Houijbet et de Hjer Essefra, qui se trouvent à 20 km de Malabiod. Elle est définie par F3, F4, F10, F13, et F14.

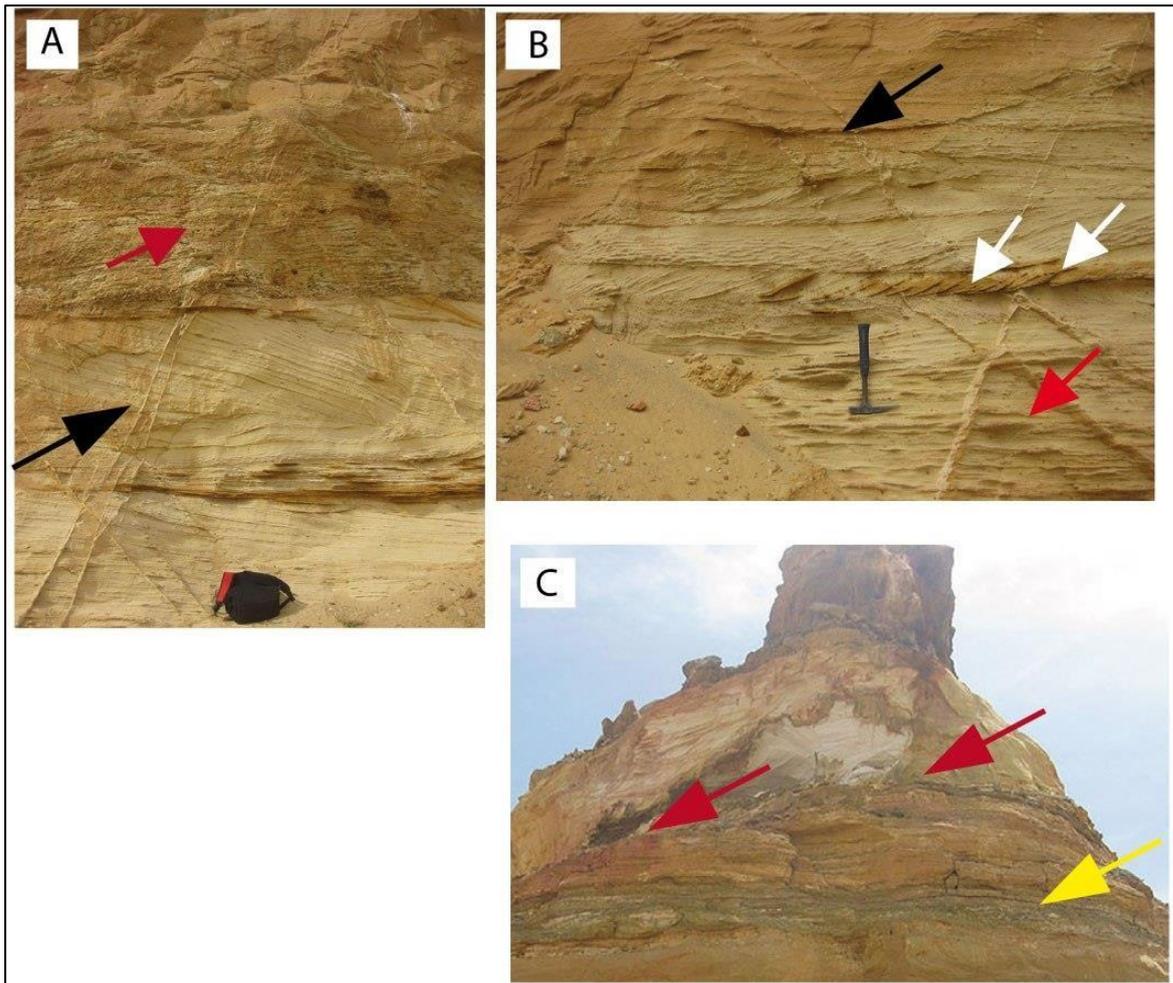
FA6 est essentiellement représentée par des dépôts sableux de 5-m d'épaisseur, qui montrent une grano-strato-décroissance. Par ailleurs, elle surmonte stratigraphiquement les mudstones de FA8, et elle supporte à son tour les faciès gréseux de FA7 (voir plus loin), via une érosion relativement profonde (voir ci-après) (Fig.B.II.20).

FA6 est essentiellement composée de sables dont les stratifications sont orientées dans la même direction ; celles-ci sont représentées par des stratifications à obliques planes (F3), des stratifications à faible angle (F4), des surfaces de réactivation (F10), et par de rares structures bipolaires (F14). Des Slumps (F13) sont visibles dans la partie basale de FA4 (Fig.B.II.21A).

La succession verticale montre également plusieurs surfaces d'érosion basales légèrement ondulées ou concaves (Fig.B.II.21B), au-dessus desquelles se déposent des sables grossiers à très grossiers mal-classés, auxquels se mêlent des débris de bois silicifiés et des galets d'argiles. Des tidal rythmites (FA3b), ainsi qu'un paléosol (FA1) représenté par des bancs à mudstones gypsifères portant des dessiccations existent à la base et au sommet de FA6 (Fig. B.II.21C). Les bioturbations sont plutôt rares (1 <BI< 2) ; elles sont représentées essentiellement par des *Skolithos linearis*.



**Fig.B. II. 20 :** Log synthétique montrant la succession verticale des associations de faciès inhérentes au front de delta proximal (FA6 et FA7) et du prodelta (FA8)



**Fig.B. II. 21 : FA6 :** **A-** Succession de bancs à rides symétriques de houle. Voir le banc sableux à slumps (flèche noire), surmonté par des sables très grossiers à rides de courant (flèche rouge). **B-** Bancs à rides symétriques (flèche rouge) et à surfaces de réactivation (flèches blanches). Voir les surfaces érosives à la base des chenaux (flèche noire). **C-** Niveau à tidal rythmites (flèche jaune) et à paléosol (FA1) (flèches rouges) au sommet de FA6.

### Interprétation

La succession de bancs sableux qui montre plusieurs surfaces d'érosion et une strato-grano-décroissance indique un chenal avec des remplissages successifs dans le temps (multi-storey channel) (Miall, 1996). L'existence de rides de courant symétriques, de laminations horizontales, ainsi que des structures sigmoïdales et bipolaires, indique un transport sous-marin, s'effectuant globalement sous haute énergie, sous l'influence concomitante de la houle et de la marée.

Cette succession de dunes (FA6) qui reposent sur des mudstone de type prodelta (voir FA8), et qui est surmontée par des barres d'embouchures (voir ci-après FA7), suggère que (FA6) est un chenal distributaire terminal (terminal distributary channel) (Olariu & Bhattacharya, 2006 ; Davis, Dalrymple, 2012).

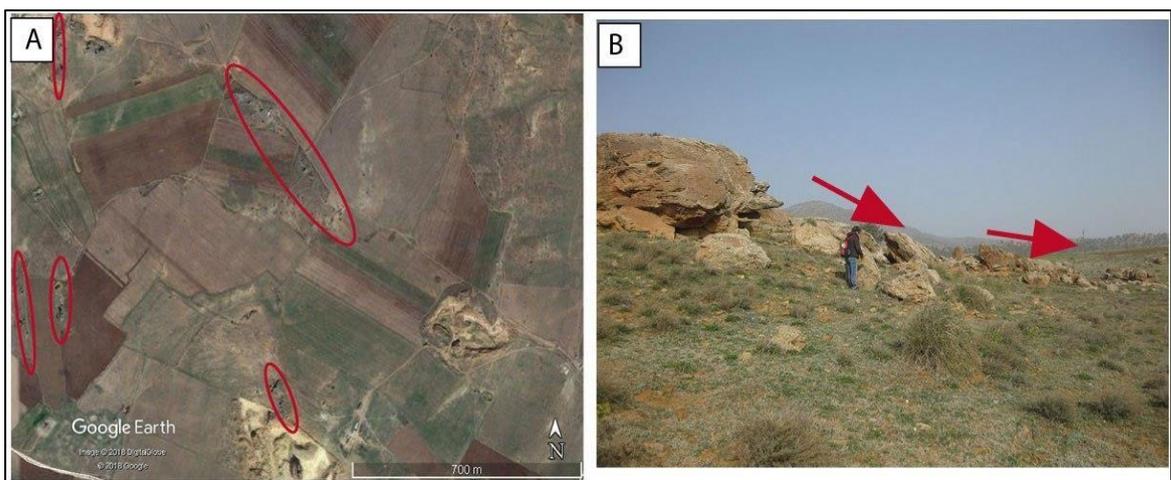
L'existence enfin au sommet de l'unité d'un paléosol (FA1) ainsi que des tidal rythmites (FA3b), prouve la progradation des environnements supratidal et intertidal respectivement (e.g. Nichols, 2009; Dalrymple, 2012). Les fluctuations de salinité et la présence d'eaux saumâtres peuvent expliquer la faible intensité des bioturbations.

### B.II.3.7 FA7 : Barres tidales d'embouchure deltaïques

#### Description

FA7 se trouve au-dessus de FA6, dont elle se détache clairement par une cicatrice d'érosion importante, portant des traces de ferruginisation (voir Fig.B.II.20). Vers le Nord, dans la région de Hjer Essefra, FA7 est essentiellement représentée par des corps gréseux discontinus ou coalescents et alignés en direction du NNW (vers la mer ouverte) (Fig.B.II.22 et Fig.B.II.23).

L'alignement des corps sableux est N330°, leur extension peut atteindre 500 m dans la région d'étude. Ces dalles gréseuses dont l'épaisseur varie entre 0.2- 3 m, montrent une nette diminution de l'amont vers l'aval, en direction du NNW (voir Fig.B.II.22).

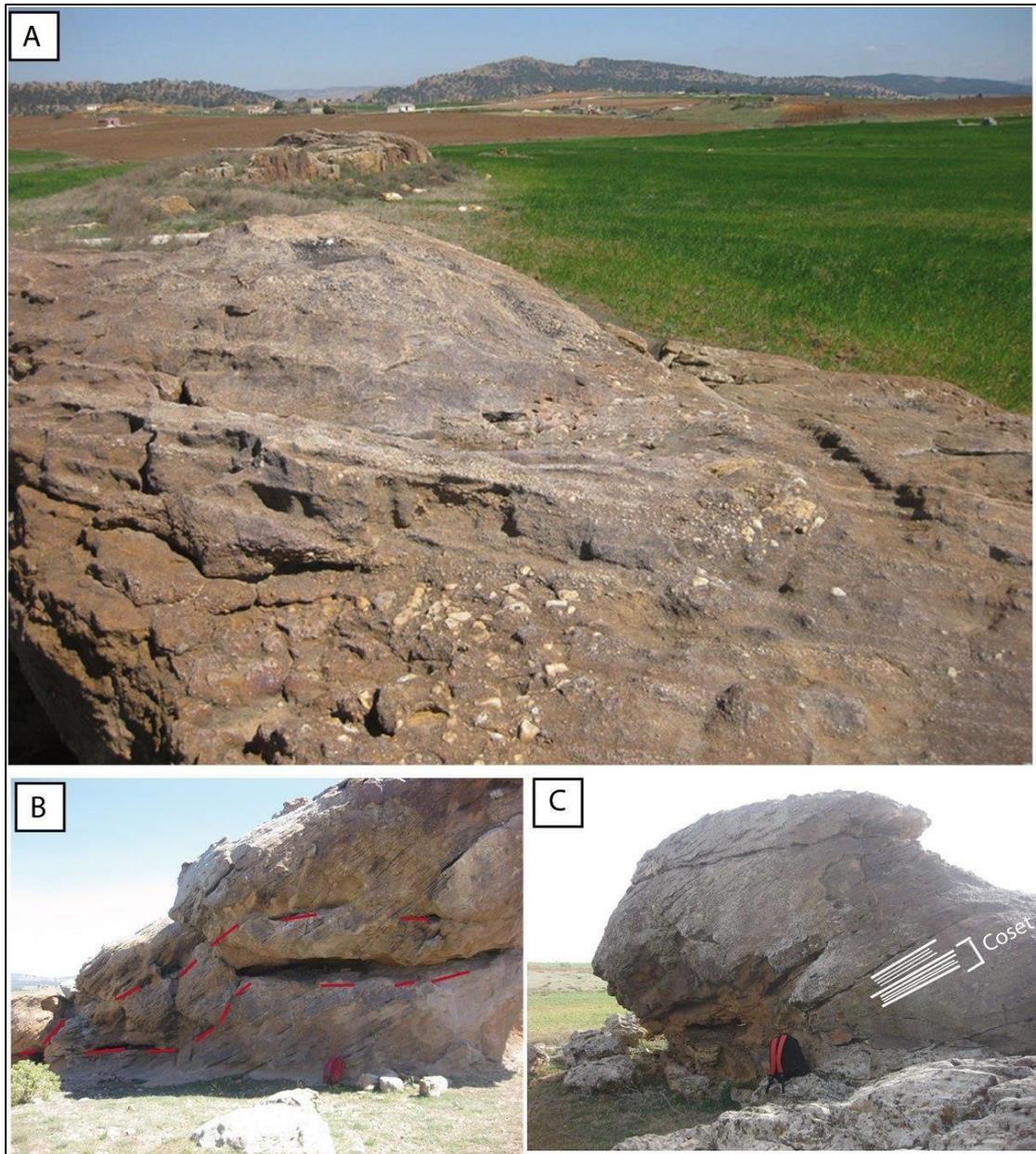


**Fig.B. II. 22 :** A- Image satellite de la région de Hjer Essefra montrant des barres sableuses alignées constituant FA7 (cercles). B- Vue rapprochée des corps sableux alignés (en direction du bassin) (échelle donnée par le géologue).

Le remplissage de ces barres consiste en sables très grossiers, avec, à leur sommet, des graviers et des galets de quartz anguleux pouvant atteindre 3cm de longueur, ce qui confère à FA7 une grano-croissance (Voir Fig.B.II.23A). Elles se caractérisent par des stratifications obliques planes de petite échelle (F3), des obliques de grande échelle (F9) qui peuvent être assemblées en cosets et dont les angles varient entre 2° et 40°, ainsi que des surfaces d'accrétion latérales (Fig.B.II.23B, C).

De grandes stratifications entrecroisées (F9) (1- 0.3 m de hauteur) sont également visibles au sommet de certaines grandes barres.

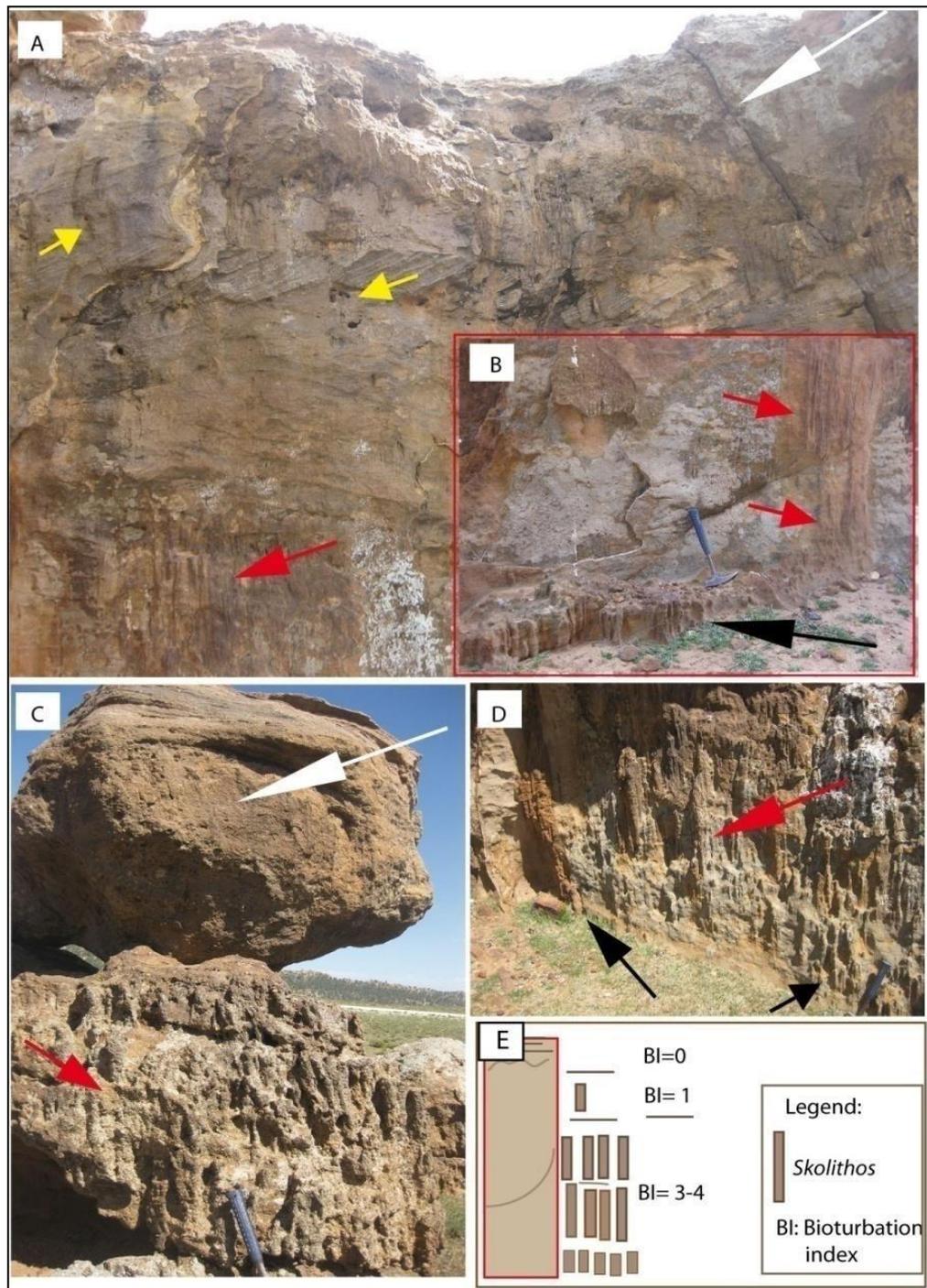
Enfin, ces barres gréseuses sont l'habitat d'un nombre important d'ichnotaxons quasiment mono-spécifiques (Fig.B.II.24). Ils se caractérisent généralement par leurs formes en tubes verticaux, et leur alignement les uns à côté des autres, formant communément des 'pipe rocks'. Ils sont perpendiculaires ou légèrement incurvés par rapport à la surface de dépôt, et présentent une longueur variable.



**Fig. B. II. 23 :** (A) : Barres gréseuses coalescentes montrant des galets de quartz vers le sommet. (B) (C) : Barres sableuses montrant des surfaces d'accrétion latérale (lignes rouges), des stratifications obliques planes de grande échelle qui peuvent être assemblées en cosets (lignes blanches).

Les ichnotaxons sont représentés par des *Skolithos linearis*, *Skolithos verticalis*, *Skolithos annulatus* et des *Rhizocorallium*. Ceux-ci sont caractérisés par ce qui suit :

- *Skolithos linearis* (Fig.B.II.24) se présentent sous formes de tubes droits, cylindriques et verticaux. Ils forment des tubes condensés, sub-parallèles les uns aux autres, et perpendiculaires à la stratification.

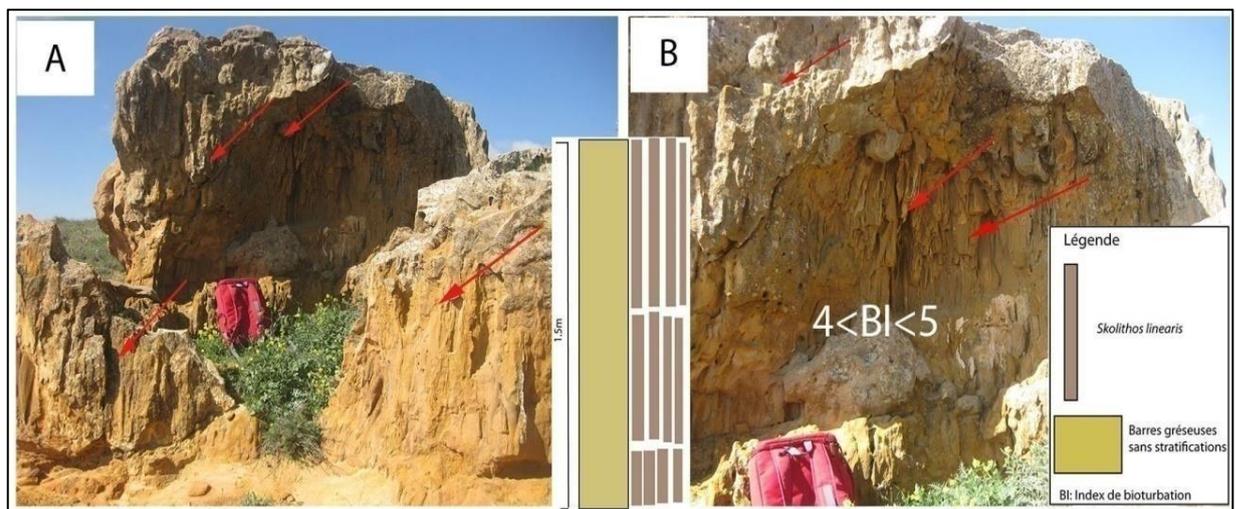


**Fig.B. II. 24 :** (A) : Pipe-rocks de Hjer Essefra. A, B, C, D : Le plus grand nombre de *Skolithos* se trouve dans la partie inférieure des barres ( $3 < BI < 4$ ). Voir les plus petits taxons de *Skolithos* à la base des barres (flèches noires), surmontés par les longs taxons (flèches rouges). Voir aussi leur nombre réduit dans les derniers mètres des barres (BI=1) (flèches jaunes), et leur absence complète vers le sommet (BI=0) (flèches blanches). E : index de bioturbation le long des barres gréseuses.

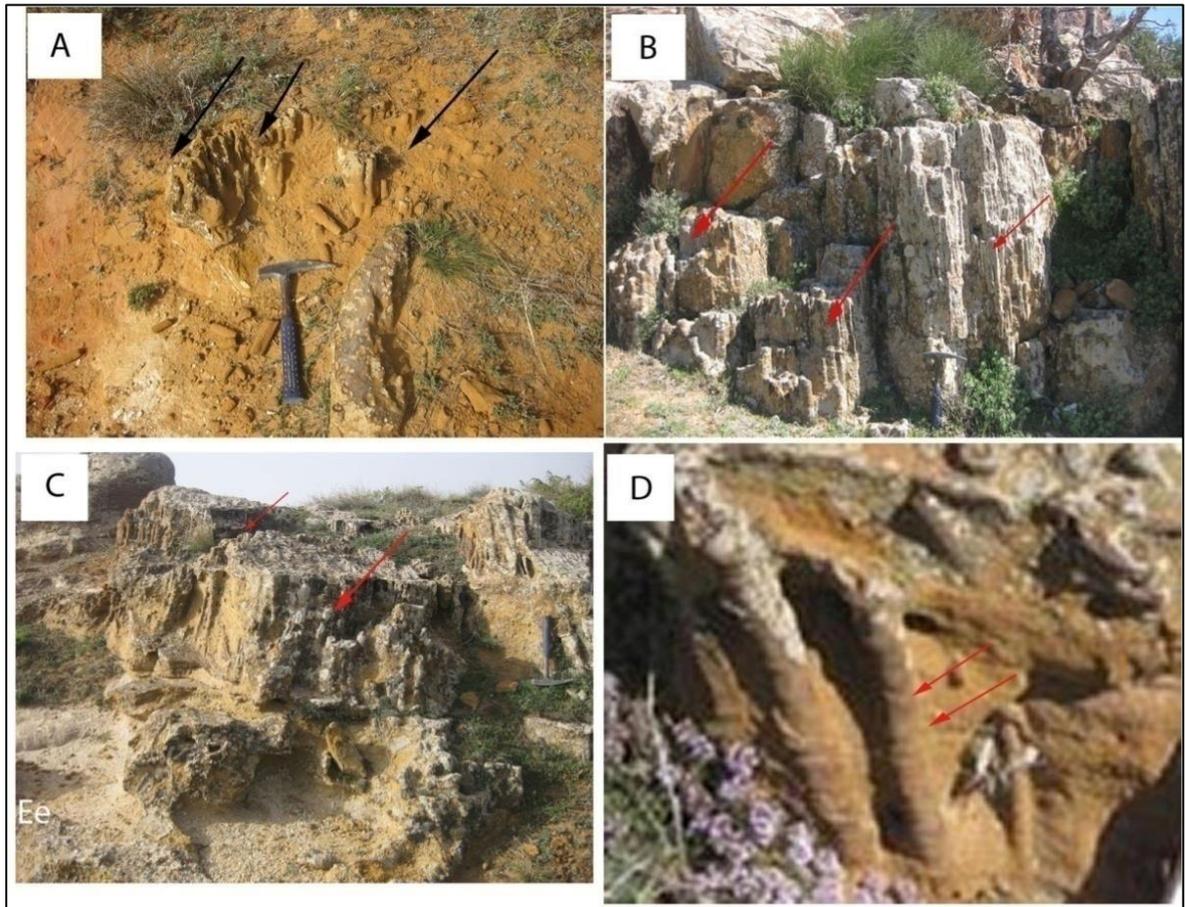
Ces traces de terriers qui ne montrent aucun remplissage, possèdent une longueur pouvant varier entre 200 et 620 mm, et un diamètre allant de 5 à 40mm. Leur nombre est plutôt important ( $3 < BI < 4$  or  $4 < BI < 5$ ), et la majorité des taxons occupe la moitié inférieure des barres les plus épaisses (voir Fig.B.II.24A).

Leur nombre diminue ostensiblement vers le sommet ( $0 < BI < 1$ ). Quant aux barres dont l'épaisseur ne dépasse pas le mètre, les *Skolithos linearis* envahissent toute la hauteur des barres (Fig.B.II.24C, Fig.B.II.25). Enfin, ceux dont la taille est la plus réduite, ils occupent la partie basale des barres (Fig.B.II.24D).

- *Skolithos verticalis* (Hall, 1843) (Fig.B.II.26A) : Ce taxon est de forme verticale, avec une paroi lisse, et il apparaît cylindrique en section transversale. Sa longueur varie entre 20 et 100 mm et son diamètre est de 5mm. Ces terriers que l'on retrouve dans la partie la plus basale des barres ou à côté de celles-ci, se présentent sous la forme de petites colonies, où les individus sont accolés les uns aux autres.
- *Skolithos annulatus* Howell (1957) (Fig.B.II.26B- D) : Ce type de terrier est de forme verticale et cylindrique, avec une longueur allant de 40 à 150 mm et un diamètre variant entre 5 et 8 mm. Les anneaux qui existent sur toute leur longueur, montrent une distanciation ou un espacement irrégulier variant entre 1 et 2 mm. Leur index de bioturbation est plutôt élevé ( $4 < BI < 5$ ).



**Fig.B. II. 25** : Dense population de *Skolithos linearis* ( $4 < BI < 5$ ) formant des pipe rocks (barres d'embouchure de Hjer Essefra).



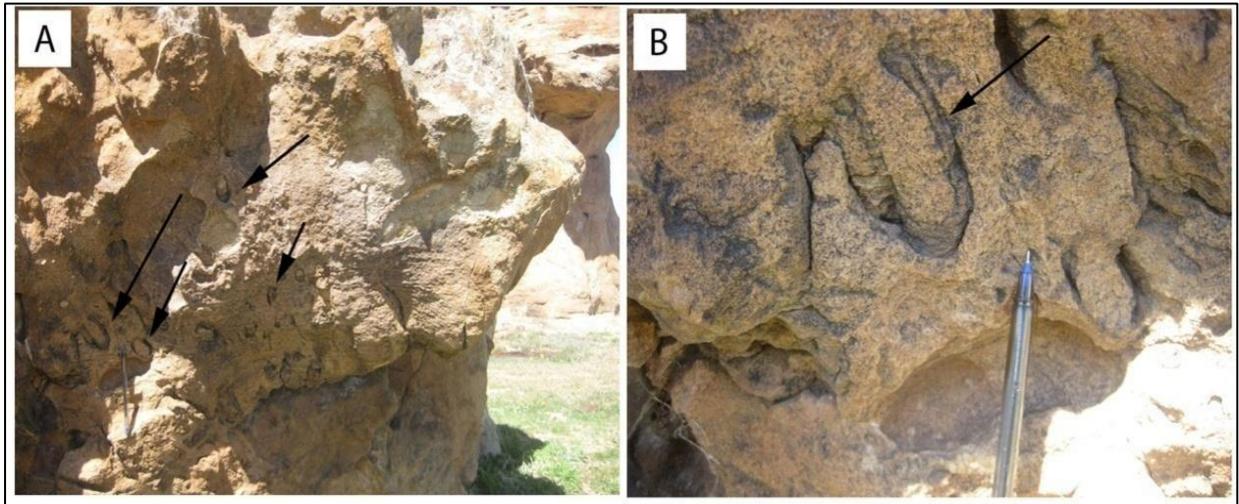
**Fig.B. II. 26 :** (A) : Dense population de *Skolithos verticalis*. (B), (C) : *Skolithos annulatus*. (D) : Vue rapprochée de *Skolithos annulatus* montrant des cercles disposés de façon irrégulière (flèches rouges).

- ***Rhizocorallium*** (Fig.B.II.27) est un genre de terrier en forme de U, qui montre une légère inclinaison par rapport à la stratification (Rodriguez & al. 2008), avec des traces de litage plan à l'intérieur du terrier, appelé spreite. Ces traces indiquent le déplacement de l'individu en quête de nourriture ou autre. Sa longueur varie entre 20 et 66 mm, son diamètre, entre 2 et 10 mm, et l'indice de bioturbation varie entre 2 et 3.

### Interprétation

L'association de facies FA7 représente des barres d'embouchures deltaïques tidales, déposées en milieu infratidal. Un tel milieu est mis en évidence par l'arrangement typique et l'orientation de ces barres sableuses d'embouchure (vers le NNW, en direction du Bassin ouvert); cette orientation étant induite par le paléocourant tidal (Colman & Prior, 1982; Davis, Dalrymple, 2012), ainsi que par la granulométrie particulièrement grossière qui caractérise ces dernières (Colman & Prior, 1982; Olariu et al., 2006).

A cela, s'ajoute la distance qui sépare la zone de Houijbet de la zone intertidale de Oum Ali (zone d'occurrence de: FA2, FA3 et FA4) qui s'estime à environ 46 km .



**Fig.B. II. 27 :** (A) : *Rhyzocorallium* dans une barre gréseuse (flèches noires). (B) : Vue rapprochée des *Rhyzocorallium*. Voir les traces de déplacement ou spreite à l'intérieur du tube en forme de U (flèche) (Stylo pour échelle).

Les structures d'habitat de type *Skolithos*, sont produites par des organismes suspensivores. Leur indice de bioturbation élevé, indique des individus adaptés à un stress environnemental qui aurait existé dans ces eaux saumâtres et dans ce milieu particulièrement de haute énergie, dans lequel la quantité limitée des sédiments en suspension (turbidité limitée) a très probablement permis la prolifération des suspensivores (e.g., MacEachern et al., 2005 ; Buatois & Mangano, 2011). La présence d'individus de tailles réduites, représentés par des *Skolithos linearis* et des *Skolithos verticalis* dans les parties les plus inférieures des barres, indique que certaines conditions écologiques, comme la présence d'oxygène, étaient probablement insuffisantes au développement d'individus de plus grande taille.

Quant à leur absence dans les parties élevées des barres, celle-ci peut être liée aux conditions hydrodynamiques importantes qui prévalaient en surface.

### B.II.3.8 FA8 : Les mudstones de prodelta

#### Description

FA8 est représentée par 3m de mudstones (Fig.B.II.28A, B). Ceux -ci sont constitués d'argiles noires sans structures (F1h), auxquelles se superposent et / ou se juxtaposent des mudstones lités ou sans structures, représentés par des silts ocre (F1i). Ils sont recouverts par une surface ocre et lisse portant des craquelures de synérèse (syneresis -cracks) (F1j), ainsi que des *Planolites montanus* (Nicholson, 1876) (voir Fig.B.II.28C).

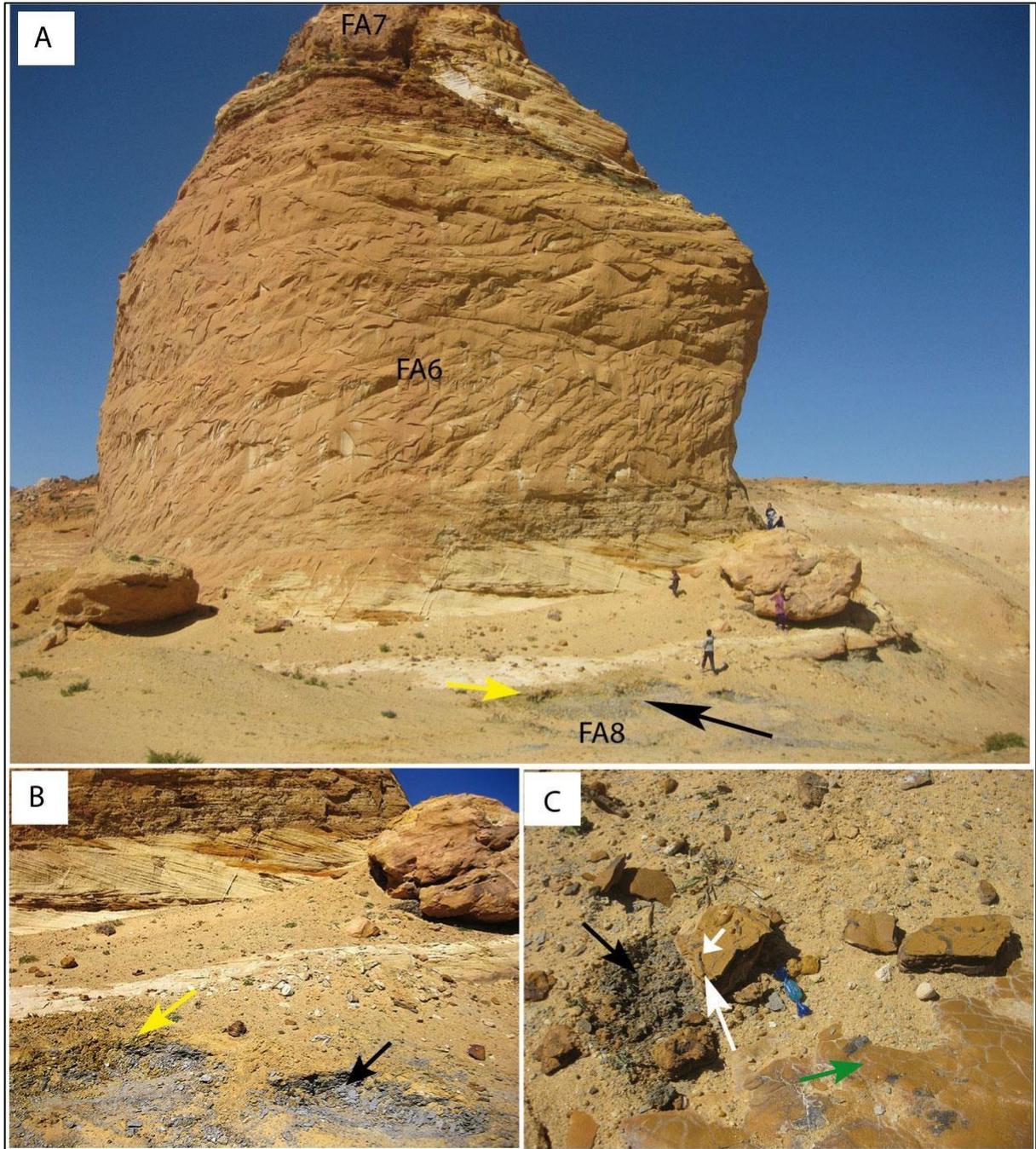
Ces derniers sont de petits terriers horizontaux cylindriques et lisses, sans embranchement et d'allure légèrement serpenteée. Ils sont par ailleurs préservés en épirelief positif, et leur remplissage est un mudstone ferrugineux oxydé, de couleur ocre, se différenciant des mudstones noirâtres ou ocre du matériel hôte. Leur longueur varie entre 1 et 7 mm et leur diamètre est entre 1- 3 mm. Leur index de bioturbation (BI) est estimé entre 2 et 3.

### **Interprétation**

Les dépôts fins de type mudstone, localement riches en matière organique, se sont formés dans un milieu calme sous des conditions anoxiques. Les craquelures de type synérèse qui se trouvent à la surface de mudstone sont formés par contraction des argiles ou mudstones en réponse aux changements de salinité.

La position de FA8 à la base des chenaux distributaires terminaux (distributary-channels) et des barres d'embouchures (mouth-bars) (FA6 et FA7), ainsi que leur distance géographique des faciès intertidaux de Oum Ali (la distance est de 46km), suggèrent que ce sont des dépôts de type prodelta, formés en milieu infratidal (Milkeviciene & Bjorklund 2009).

Le manque de traces fossiles et la présence d'individus dépositivors et monospécifiques, représentés par *Planolites montanus*, suggère un stress salin, comme le suggèrent d'ailleurs les craquelures de synérèse ; en effet, la fluctuation de la salinité induit la prolifération des individus opportunistes (MacEachern et al., 2005).



**Fig.B. II. 28 :** Dépôts de Prodelta (FA8). **A-** Mudstones ocre et noirs à la base de l’affleurement (flèches jaune et noire), surmontés par un chenal terminal (FA6) et des barres d’embouchure (FA7). **B-** Vue rapprochée des mudstones noirs (flèche noire) et ocre (flèche jaune). **C-** *Planolites montanus* (2 individus accolés) (flèches blanches) et des craquelures de synérèse (flèche verte).

#### **B.II.4 CORRÉLATIONS DES DÉPÔTS DU SUD SUD-EST AU NORD-NORD OUEST :**

La sédimentation marine miocène au NNW de la région d'étude, notamment à Khenchela (voir Fig.B.II.1 pour la localisation) est bien datée grâce à la microfaune qui lui confère un âge Langhien-Tortonien qu'elle a livrée (Vila, 1977c; Kowalski & al.,1995a; Hamimed & al., 2011).

Des corrélations ont été établies entre les formations miocènes de la région d'étude et celles de la région de Khenchela (Fig.B.II.29) où les différents niveaux stratigraphiques ont été bien décrits (Vila, 1977c). De telles correspondances visent à montrer le synchronisme entre les différents niveaux de ces Formations. Pour ce, deux niveaux repères d'extension régionale ont été pris en considération : À la base des Formations, la discordance atlasique datée Eocène supérieur, et au sommet, un paléosol attribué au Tortonien supérieur (Vila, 1977c).

Ces Formations miocènes ont également enregistré la chute du niveau marin à la limite Serravallien/ Tortonien (voir Fig.II.29A, B), matérialisée par un hardground et une profonde érosion basale.



Dans la région de Khenchela, située à 100 km à l'ouest de Tébessa (voir Fig.B.II.1), les travaux antérieurs de Guellal et Megartsi (in Vila,1977c) ont mis en évidence une Série miocène, dont la succession stratigraphique du haut vers le bas, peut-être interprétée comme une progradation de faciès proximaux sur des lithofaciès de plus en plus distaux, rappelant la classique succession d'un delta progradant (Prior & al.1982).

La Formation de Khenchela se compose d'unités lithologiques suivantes (voir Fig.B.II.29A) :

- **Unité 1** : la première unité est représentée par des couches rouges conglomératiques à *Moeretherium trigonodon* ANDREWS, d'âge Aquitanien-Burdigalien ;
- **Unité 2** : La seconde unité qui est épaisse d'une quarantaine de mètres, a été décrite au Sud de djebel Knif et à l'Est de djebel Chettaia. Elle se compose à la base de faciès marneux grisâtres, contenant une faune d'âge Langhien- Serravallien. Celle -ci est représentée par : *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *G. trilobus* (REUSS), *G. immaturus* LE ROY, *Orbulina sutralis* BRONN, et *Ammonia beccarii* LINNE. Les niveaux médians de cette unité, sont des faciès hétérogènes calcaro-gréseux et marneux. Ils ont essentiellement livré : *Orbulinasuralis* BRONN, *G. trilobus* (REUSS), Mélobésidées, débris de mollusques et de nombreux Bryozoaires. Les derniers niveaux de l'unité, sont représentés par : *Globorotalia menardii* D'ORB. et des algues de types *Lithophyllum* sp, *Mesophyllum* sp. .
- **Unité 3** : La troisième unité est un hardground attribué à la limite Serravallien-Tortonien (apparition de *Globorotalia menardii* et de *Borelismelo*) ; La faune du sommet se compose de *Pecten praescabriusculus* FONT., *Clypeaster* sp. et *Ostrea* sp ;
- **Unité 4** : La quatrième unité, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, affleure bien aux djebels Krouma, el Khroub, et à el Meunchar. Elle se compose de grès blancs grossiers à dragées de quartz (diamètre allant jusqu'à 2 cm), disposés en barres de plusieurs hectomètres d'extension latérale. Les auteurs attribuent cette unité au Tortonien, sans preuves paléontologiques. Une observation directe sur le terrain a permis de constater que ces dépôts gréseux, forment un alignement continu, sur plusieurs centaines de mètres (Fig. B.II.29C). Ces barres gréseuses qui rappellent celles de Hjer Essefra, sont soit horizontales (El Menchar) ou plissées par la tectonique plio-quadernaire ;
- **L'unité 5** : L'ultime unité du Miocène est définie par un paléosol sablo- argileux à bois fossiles, d'âge Tortonien supérieur. Cet âge est déduit par corrélation avec le même niveau daté dans le bassin de Timgad.

**Résultats des corrélations**

Les corrélations entre les Formations miocènes du Sud de Tébessa et celles de Khenchela montrent que les niveaux sableux et sablo-argileux FA2, FA3, FA4, FA5 et FA6 de la région d'étude, correspondent au niveau du Langhien- Serravallien de la succession lithologique de Khenchela.

Les barres d'embouchure ou FA7 exposées à Houijbet -Hjer Essefra sont reliables aux barres coalescentes de Khenchela attribuées au Tortonien moyen probable.

La formation du hardground qui date de la limite Serravallien/ Tortonien basal est concomitante avec la chute eustatique mondiale de cette époque (Hacq & al., 1987). Elle correspondrait à l'érosion basale qui précède le dépôt des barres d'embouchure (FA7) dans la région de Houijbet -Hjer Essefra, dont l'existence a par ailleurs, déjà été signalée par certains auteurs (Hamimed & al., 2001, 2015). Le paléosol à troncs d'arbres fossiles qui s'étend du sud vers le Nord, serait d'âge Tortonien supérieur.

D'autre part, Les corrélations avec les faciès marins miocènes de la région de Khenchela, bien datés par la microfaune, a permis d'attribuer les dépôts sablo-argileux de Oum Ali et Ma Labiod et les sables des distributaires terminaux de Houijbet -Hjer Essefra au Langhien-Serravallien.

Quant aux dalles gréseuses d'embouchure, leur âge est attribuable au Tortonien (inférieur ? moyen ?). Leur dépôt est postérieur à la formation du hardground induit de la chute du niveau marin à la limite Serravallien-Tortonien.

### **B.II.5 SYNTHÈSE ET RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DU SUD DU BASSIN DE TÉBESSA**

Les levés de terrain et les analyses sédimentologiques des formations miocènes du sud de Tébessa ont permis de mettre en évidence la progradation d'un delta, évoluant du SSE vers le NNW, sous climat semi-aride et chaud.

Ce delta qui est principalement dominé par la marée au cours du Langhien-Tortonien, avec des influences de la houle, est caractérisé également par un nombre important de Skolithos formant des pipe-rocks.

La reconstitution paléogéographique de la zone d'étude à cette époque peut-être résumée comme suit, du SSE vers le NNW (Fig.B.II.30) :

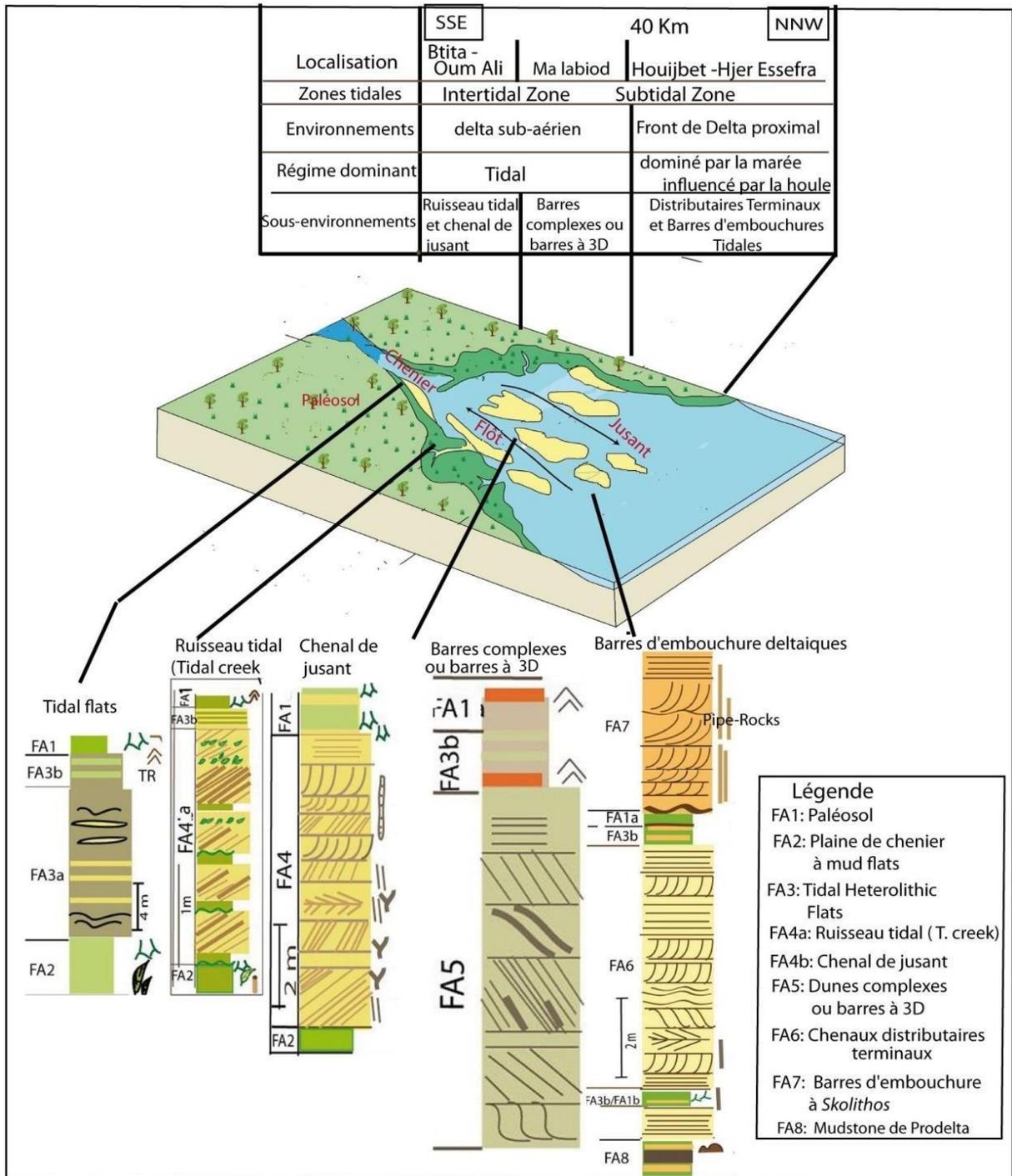
- **Une plaine deltaïque inférieure** qui occupait toute la région de Btita et d'OumAli. Elle constituait une zone abritée et peu profonde de type chenier, en milieu intertidal supérieur;
- **Des dunes de grande extension** de type 3D ou des compound dunes (dunes complexes), occupant la partie supérieure du milieu infra-tidal ou la partie inférieure de la zone intertidale. Ces dunes complexes se sont accumulées dans la région de Malabiod ;
- **Un front de delta proximal**, représenté par une série de barres d'embouchure alignées en direction du NNW. Ces barres qui sont particulièrement riches en *Skolithos* occupaient la zone infra-tidale de Hjer Essefra.

**La plaine deltaïque inférieure forme un chenier qui englobe 4 sous-environnements,** représentés par :

- Une zone supratidale où s'est constitué un paléosol défini par FA1 ;
- Une zone intertidale supérieure occupée par un marais à végétaux oxydés, définie par FA2 ;
- Des faciès hétérolithiques avec des structures lenticulaires et en flasers, appartenant à FA3;
- Des chenaux et des ruisseaux de jusant à *Ophiomorpha* et *Skolithos linearis*, représentés par FA4.

Le front de delta proximal de Houijbet-Hjer Essefra qui montre une grano-strato-croissance, est la somme des 3 sous-environnements suivants ; de bas vers le haut :

- Mudstones de prodelta (FA8) ;
- Distributaires terminaux (FA6) ;
- Barres d'embouchure tidales à pipes - rocks (FA7).



**Fig.B. II. 30** : Reconstitution schématique du delta dominé par la marée de la partie méridionale du Bassin de Tébéssa : Synthèse des associations de faciès et position des différents paléoenvironnements deltaïques

### **B.II.6 CONCLUSION**

Durant la période du Langhien- Tortonien, la région de Tébessa constituait un système deltaïque dominé par la marée et influencé par la houle, qui progradait du SSE vers le NNW sous un climat semi-aride et chaud.

Pendant le Langhien- Serravallien, la zone de Btita -Oum Ali formait une plaine deltaïque inférieure, protégée des effets de la houle, constituant ainsi un chenier ou une plaine de chenier. Cette zone intertidale de basse énergie était le siège d'une sédimentation fine à mud flats, à laquelle s'ajoutaient des faciès de type hétérolithic tidal flat. Elle était parcourue par des chenaux et des ruisseaux tidaux. Cette zone a enregistré tous les signaux tidaux de l'époque, les plus importants d'entre eux sont les doubles drapages argileux, les tidal bundles et les rythmites, définissant les cycles tidaux journaliers (flot et jusant) et semi-mensuels (vives eaux et mortes eaux).

Vers le Nord, dans les environs de Hjer Essefra les barres d'embouchure deltaïques tidales constituaient un front de delta proximal en zone infra-tidale. Cet environnement était le site de prolifération d'un nombre important de *Skolithos*, formant des pipe-rocks. Ce nombre élevé de bioturbation, représenté par des espèces monogéniques, reflète une colonisation par une communauté euryhaline, grégaire et opportuniste, évoluant dans un milieu de stress salin, comme le mettent en évidence le manque de diversité des ichnotaxons et la présence des craquelures de synérèse dans les sédiments.

D'autre part, un tel nombre en suspensivores, indiquerait aussi une importance relative de la houle, une propreté du substrat sableux (absence de turbidité), une abondance de nutrition (présence de matière organique) et une absence de compétition (absence effective d'organismes à coquilles dans les dépôts) et le climat chaud. Tous ces facteurs auraient pu contribuer à la prolifération d'un biota à *Skolithos* dans les dépôts miocènes étudiés.

## Références bibliographiques

- B. Addoum B. 1995. L'Atlas saharien sud-oriental. Cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est constantinois (confins algéro-tunisiens), PhD thesis, University Paris-11, Orsay, 158 p.
- Aissaoui D. 1986. Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel Manndra, Algérie. Évolution géométrique et cinématique. Publications de l'Office National de la Géologie., Nouvelle série ; 51.
- Alcicekl H. Jimenez M., Gonalo M. 2013. Late Miocene to Plio-Pleistocene fluvio-lacustrine system in the Karacasu Basin (SW Anatolia, Turkey): Depositional, paleogeographic and paleoclimatic implications. *Sedimentary Geology*. vol.291, p. 62-83.
- Allen J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin *Sedimentology*, Volume 2, Issue 2, Pages 93–172.
- Allen J.R.L. 1965. Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Geological Journal*. Volume4, Issue2. <https://doi.org/10.1002/gj.3350040201>.
- Allen J.R.L., 1982. Mud drapes in wave deposits: a physical model with application to the Folkstone beds (early Cretaceous Southeast England). *Philos. Trans. Roy. Soc. Londre, Ser. Math. Phy. Sci.* 306, 291-345.
- Allen J.R.L., 1984. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sediment. Geol.*, 39: 227-242.
- Allen P.A., Homewood P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand wave. *Sedimentology* 31, 63-81.
- Alpert S.P., 1974. Systematic review of the genus *Skolithos*: *Journal of Paleontology*, v. 48, p. 666–669.
- Beuf S., Charpal O., Rognon O., Bennacef A., 1971 ; Grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Évolution structurale d'un craton. *Pub. de Ins. Fr. du Petrol n° 18*, Technip ed. Paris, 464 p. ISBN: 9782710801696.
- Ashley GM. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms. A new look at an old problem. *Journal of sedimentary petrology*. 60 : 160- 172.
- Bhattacharya J.P., 2006. Deltas, in Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds., *Facies models revisited: Tulsa, Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 84*, p. 237-

Bedir M. 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, séismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse d'Etat, Université de Tunis, 407 p.

Biely A., Rakus M., Robinson P., Salaj J. 1972. Essai de corrélations des formations miocènes au Sudde la dorsale tunisienne. Notes du service géologique n° 38.

Blair, McPherson, 1994 Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*. VOL. A64. No. 3. P. 450-489.

Boersma J.R., 1969. Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westershelde estuary. *Sedimentology* 28, 151-170.

Boggs JR., 2005. Principles of sedimentology and stratigraphy. 4th edition. ISBN-13: 978-0131547285.

Bouaziz S. ; Barrier E. ; Soussi M. ; Turki M. M. ; Zouari H. 2002 Tectonic evolution of the northern african margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, pp. 227-253.

Boudjemaa A. 1987. Évolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord oriental (Algérie). Thèse de Doctorat. Université Paris XI-Orsay, 290 p.

Bracène R., de Lamotte D.F. 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics* 357 207–226.

Bradshaw M.A. 2010. Devonian trace fossils of the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica: systematic description and palaeoenvironmental interpretation. *Ichnos* 17 :58–114. DOI : 10.1080/10420941003659329.

Brives A., 1919. Sur la découverte dent de Deinotherium dans la sablière du djebel Kouif, près de Tébessa. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, X, 90- 93.

Brives A., (1920). Sur la présence du Mastodon dans la sablière d'El Kouif, *C.R.S.G.F.* 17. P.212.

Buatois L.A., Mangano, M.G., 2004. Ichnology of fluvio-lacustrine environments: Animal–substrate interactions in freshwater ecosystems, in McIlroy, D., ed., *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis: Geological Society of London, Special Publication*

228, p. 311–333.

Burrollet P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Annales des mines et de la géologie, n°18, Tunis.

Cailleux A. 1945. L'étude morphologique des sables et cailloux. Annales de Géographie, t. 54, n°294, pp. 116-117. Doi : <https://doi.org/10.3406/geo.1945.12902>.

Cant D.J., Walker R.G. 1976 — Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. Canadian Journal Earth Science. 13: 102-119 34.

Coleman J.M., Prior, D, B.1981: Deltaic environments of deposition, in P.A. Scholle and D. Spearing, eds., Sandstone depositional environments: AAPG Memoir 31, p.139-178.

Chebbah, M., 2007. Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Constantine. 417p.

Chebbah M. et Lamouroux C., 2012. La Fosse Sud Aurésienne au Néogène (Domaine pré-saharien, Algérie): séquences de dépôt, propositions de corrélations et évolution sédimentaires. Bull. Serv. Géol. Nat, Alger. 23 : 3; 1-21.

Chihi L., 1984. Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines Jebel Selloum et Jebel Maargaba. Thèse Troisième Cycle, Université Paris Sud, Centre d'Orsay, France, 116 p.

Cienlensky, L. Bencherine M., 1987. Cielensky., Benchernine. - EREM (1987) : Travaux de prospection et d'évaluation des phosphates dans la région de Bir El Ater. Rapport interne, EREM, 80p.

Coiffait, 1984 COIFFAIT, P. E., COIFFAIT, B., JAEGER, JJ. ETMAHBOUBI M., 1984. Un nouveau gisement à Mammifères fossiles d'âge Eocène supérieur sur le versant Sud des Nementcha (Algérie orientale) : découverte des plus anciens Rongeurs d'Afrique. C. R. Acad. Sc. Paris, 299 : 893-898.

Daidu F., Wang Yuan, Liu Min 2013. Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats. Journal of Paleogeography. Vol.2, Issue 1. doi/10.3724/SP.J.1261.2013.00018.

Dalrymple R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial- marine transition in tide-dominated depositional system: a schematic for environmental and sequence stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81, 135-174. doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.002.

Davis R.A., Dalrymple R.W., 2012. Principles of Tidal Sedimentology. Ed. Springer, 621p. ISBN 9789400701229.

Defafilia N, M. Hamimed M., Gouaidia M. 2015. Les Grabens Mio-Plio-Quaternaires Aux Confins Algéro-Tunisiens. European Journal of Scientific Research. Vol. 129 No 4, pp.380 - 394. ISSN 1450-216X.

Delfaud J., Zellouf K. 1995. Existence, durant le Jurassique et le Crétacé inférieur, d'un Paléo-Niger coulant du Sud vers le Nord au Sahara occidental. In : Arbey F. & Lorenz J. CTHS (Eds), Bassins sédimentaires africains : géodynamique et géologie séquentielle, biominéralisation, sédimentation et organismes, 74-93.

Desjardins P.R., Buatois L.A., Mangano M. G., Pratt B.R. 2010: *Skolithos* pipe-rock and associated ichnofabric from the southern Rocky Mountains, Canada: Colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sand sheet complex. *Lethaia* 43 (4): 507-528. DOI 10.1111/j.1502-3931.2009.00214. x.

Dreyer T., 1992. Significance of tidal cyclicity for modelling of reservoir heterogeneities in the lower Jurassic Tilje Formation, mid-Norwegian shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 72, pp159-1 70.

Droser M., 1991. Ichnofabric of the Paleozoic *Skolithos* ichnofacies and the nature and distribution of *Skolithos* piperock. *Palaios*, 6 (3). DOI: 10.2307/3514911.

Dubourdieu G. 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouvelle série, Bull. n° 10.

Ducrocq S. Coiffait B., Coiffait P.E, Jaeger, J.J., 2001. The Miocene Anthracotheriidae (Artiodactyla, Mammalia) from the Nementcha, eastern Algeria. *Neues Jahrbuch fur geologie und Palantologie, Monatshefte* 3, 145-156.

Durand-Delga M.,1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.

Durozoy G. 1956. Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°206 Tébessa avec notice explicative détaillée. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.

Durozoy G. 1961. La geologie du bassin miocene et les sondages de reconnaissance Algerie, mines de l'Ouenza, frontiere tunisienne. *Terres et Eaux* 36, 11-22.

Einsele G. 2000. *Sedimentary Geology. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 2nd edition. Publisher Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Erhart M. 1955. Biostasie et rhexistasie. Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*. t. 241, pp.1218- 1220.

- Erhart M. 1967. La genèse des sols autant que phénomènes géologiques. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie-Rhexistasie. Edit. Masson et Cie. 2eme édition.
- Esteban M., Klappa C.F. 1983. Subaerial exposure environments. In P.A. Scholle & al. (editors), carbonate depositional environments. Memoir of American Association of Petroleum Geology. 33: 1-54.
- Ervin G. 2000. Beach ridges: definitions and significance. *Geomorphology*, 32\_2000. 83–108.
- Fabre, J. 1976. Introduction à Géologie du Sahara algérien. Soc. Nat. d'Ed. et de Diff. Alger. 422p. ISBN : 84-499-2264-X.
- Fabre J. 2003. Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale – Belgique. Tervuren African Géosciences Collection. Vol. 108. ISBN 90-75894-66-x.
- Fillion D., Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern New foundland, Canada *Palaeontographica Canadiana*, v. 7, p. 1–119. ISBN-10: 0920230784.
- Fitzgerald P.G., Barret, P. J. 1986. *Skolithos* in a Permian braided river deposit, southern Victoria Land, Antarctica: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.52, p. 237–247. Doi/10.1016/0031-0182(86)90049-0.
- Flamand GBM, 1911. Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l'Oranie (Algérie et territoire du sud). Thèse, faculté des sciences de Lyon, n° 47. 1003 p., fig., et cartes.
- Fouch d. Walte E.D. 1998. Lacustrine and associated clastic depositional environments; in: Sandstone depositional environments. Ed. by Scholle, A. & Spearing, 35 D. published by Memoir of American Association of Petroleum Geology of Tulsa, Oklahoma.
- Frey R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol.* 23:199–229. Doi.org/10.1016/0031-0182(78)90094-9.
- Freytet P., 1971. Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* ,13.2, p.245-268.
- Friend, P.F. 1983 Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson, J.D. and Lewin, J. (eds) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association Sedimentologists Special Publication 6, pp. 345–354.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar B., Bracene R., Mercier E. 2000, The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics* 19. P. 740–761.

Fryberger S.G. , Andrews S. 1979. Origine, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposit, Great sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.49, p. 733- 746.

Galloway, W., Hobday, D. K., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources.* 2nd edition 489 pp. Springer. ISBN 978-3-642-61018-9.

Gheebant E., Tassy P. 2009. L'origine et l'évolution des éléphants. *Comptes rendus Pale.* Vol.8, n° 2-3, p 281-294. doi: 10.1016/j.crpv.2008.08.003.

Glennie K.W. 1987. Desert sedimentary environment, present and past. A summary. *Sedimentary Geology*. 50. 135- 165.

Glennie K.W. 1970. Desert Sedimentary Environments. In : *Development in Sedimentology*, Vol. 14, Elsevier, Amsterdam, 57-73 and 121-136.

Guiraud R.1973. — Évolution post -triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin de Hodna et des régions voisines. Thèse es sciences. 270 p.

Guiraud, R., Bosworth, W. 1997. Senonian Basin Inversion and Rejuvenation of Rifting in Africa and Arabia: Synthesis and Implications to Plate-Scale Tectonics. *Tectonophysics*, 282, 39-82.

Hadlari t., Rainbird R.H. 2000. Sequence stratigraphy and sedimentology of the paleoproterozoic Baker lake group in the Baker lake Basin, thirty-mile lake, Nunavut. *Geological survey of Canada, current Research*, C9.

Hamimed M., Kowalsky W.M. 2001. Analyse sédimentologique et paléogéographique des sédiments miocènes des environs de Tebessa (Nord-Est de l'Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol. 12 n°1.

Hamimed M. Boulamia S., N. Defaflia.2015. Miocene Formations Analysis within the North-Western Margin of Ma Labiod Basin (Algero-Tunisian Confines). *Intern. Jour. of Science and Research*. ISSN (Online): 2319-7064. Volume 4 Issue 5.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156–1167. DOI: 10.1126.

Herkat M., 1999. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès: stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de doctorat, USTHB, Alger, 802 p.

- Herkat M., Delfaud J. 2000. Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Sedimentary sequences in the Upper Cretaceous of Aures Mountains (Algeria). Eustasy, tectonics and subsidence: a development. Comptes rendus de l'Académie des Sciences Series-II Earth and Planetary Science. Volume 330, Issue 11, 15. P. 785-792.*
- Herkat M., Guiraud, 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences. Vol. 46, Issue 4. P. 346-370.*
- Hoyt, J. 1969. Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction. *AAPG Bulletin* 53, 299 -306.
- Hook R.L., 1967. Processes on arid regions alluvial fan. *Jour. Geol.* v.75, n°4, 438- 460 36.
- Hook R.L., 1977. Relative erodibility of source-area rock types, as determined from second-order variations in alluvial-fan size. *Geological Society of America Bulletin* 88(8). DOI:10.1130/0016-7606(1977)88<1177:REOSRT>2.0.CO;2.
- Hunter E., 1977. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47, p. 697-706.
- Kvale E. P., 2006. The origin of neap-spring tidal cycles. *Marine Geology* 235, 5–18. DOI: 10.1016/j.margeo.2006.10.001.
- Kazi-Tani N. 1986. Evolution géodynamique de la bordure Nord-africaine. Le domaine intra-plaque Nord- algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse de doctorat es Sciences. Pau, 2 t.
- Killian C. 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. somm. Soc. geol. Fr. Paris*, p.109-111.
- Kocurek G., Dott R.H, 1981. Distinctions and uses of stratification types in interpretation of eolian sands. *Journal of sedimentary petrology*. 51, p. 579- 595.
- Khomsis S., Bédir M., Ben Jemia M.G. 2004. Mise en évidence et analyse d'une structure atlasique envoyée au front de la chaîne alpine tunisienne, *C. R. Geoscience. Vol. 336, Issue 14, P. 1293–1300.*
- Kowalski W.M., Boufaa K., Pharisat, A. 1996. Les sédiments miocènes des environs de Tébessa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 169-177.
- Kowalski W.M., Van Ngoc, N., Baghiani, B. 1995a. Paléogéographie du Miocène des environs d'El Aouinet (Nord de Tébessa) NE de l'Algérie. *Ann.Sci. Univ.Fr. Compté Besançon, Géologie* 4 (12), 1992-95, p.55-61.

Laffite R. 1939. Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2ème série, Stratig. Descript. région., n°15, 451 p.

Langford R., Bracken B. 1987. Medano creek, Colorado, a model for upper flow-regime fluvial deposition. Journal of sedimentary petrology. vol. 57, n° 5.

Langford R. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. Sedimentology, 36, 1023- 1035.

Langford R, Chan M. A. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part II, ancient systems. Sedimentology, 36, 1037-1051.

Leaman M., Mcilroy, d., Herringshaw, L.G. 2015. What does *Ophiomorpha irregulaire* really looklike? Palaeogeogr Palaeoclimatol. Palaeoecol. 439:38–49. ISSN 0031-0182.

Lihoreau, f., Hautier l., Mahboubi M., 2014. — The new algerian locality of Bir El Aater 3: validity of *Libycosaurus algeriensis* (Mammalia Hippopotamoidea) and the age of the Nementcha formation. *Palaeovertebrata*, vol. 39 (2).

Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J., Ainsworth, R. B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: Areview and new insights. Sedimentology Geology, 279.2-22. doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.02.

Mannai- Tayech B., Otero O. 2005. Un nouveau gisement miocène à ichthyofaune au sud de la chaîne des chotts (Tunisie méridionale) ; paléobiogéographie. Comptes rendus palevol. 4, 405-412.

Mannai- Tayech B. 2009. The lithostratigraphy of Miocene series from Tunisia, revisited. Journal of African Earth Sciences. 54; 53-61 37.

Martin A.J. (2000). "Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example". Sedimentary Geology. 136 (1–2) : 1–5. doi. Org /10.1016/S0037-0738(00)00085-3.

Mazrou S. 2010. Les formations continentales du crétacé et du plio-quaternaire du plateau du Tidikelt. Sédimentologie, paléogéographie, et approche géodynamique. Mémoire de magister en sciences de la terre, 176 p.

Mazrou S., Bougueroua R. 2016. La formation à bois fossile du continental intercalaire (Néocomien-Barrémien présumé) du Sahara algérien (Gourara-Touat-Tidikelt). Contexte bio-rhexistasique et climatique. Mémoire du service géologique de l'Algérie, n°19, pp. 91-112. fig.3, 1 tab., 3 pl.

Mazrou S. 2018. Les faciès marins tidaux et les tidal-bars à *Skolithos* du Miocène de Tébessa. Un patrimoine géologique et pédagogique à connaître et à Préserver. Séminaire Nat. sur les sites Géol. Remarquables "Géosites de l'Algérie". El Bayadh (Algérie), Communication personnelle.

Mazrou S. 2019. Les épandages détritiques du Miocène des Nementcha. Un delta à dominance tidale. 1er colloque sur la Géologie des Bassins Sédimentaires (USTHB). Communication.

Mazrou S., Lasnami Y. 2021. Les épandages détritiques continentaux du miocène supérieur et du pliocène présumés de la bordure méridionale des monts des Nementcha (atlas saharien oriental). Caractéristiques sédimentologiques et implications environnementales. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* ; Vol. 30, n° 2, pp. 77 - 96, 12 fig., 2 tabl., 2021.

McBride, R.A., Taylor, M.J., Byrnes, M.R., 2007. Coastal morphodynamics and Chenier-Plain evolution in southwestern Louisiana, USA: a geomorphic model. *Geomorphology*, 88(3-4), 367-42.

McCall G.J.H. 2006. The Vendian (Ediacaran) in the geological record: Enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion. *Earth Sci Rev* 77:1-229. DOI: 10.1016/j.ear. sci. rev.2005.08.004.

McKee, E. D., 1962. Inorganic sedimentary structures. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 68, p. 228.

Meyer R. 1987. Paléoaérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. Bureau de recherche géologiques et minières. Manuels et méthodes. BRGM edit. 160 p.

Miall A.D. 1977. review of the braided-river depositional environment. *earth science reviews*. 13, 1-62.

Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided fluvial. in Miall A.D. (ed) *fluvial sedimentology*. Canadian society of petroleum geologists. *Memoir* 5:597-604.

Miall A.D., 1990. — Principles of sedimentary basins analysis, 2nd ed. Springer, Berlin Heidelberg New York. 38.

Miall A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. sedimentary facies, Basin analysis, and petroleum geology. edit. Springer.

Milkevicius K, Bjorklund P., 2009. Recognizing tide-dominated versus tide-influenced delta: Middle Devonian strata of the Baltic Basin. *Jour. of Sedi. Research*, v. 79, 887-905. DOI: 10.2110/jsr.2009.096.

Millot G., Perriaux J., Lucas J., 1961. Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriassiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bulletin du service géologique de Lorraine, Strasbourg*. 14 (4), pp. 91-100.

Millot G., 1967. Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). *Sedimentology*, Amsterdam, 8, pp. 259-280.

Naak M. 1996. Du rifting thétysien au cadre alpino-méditerranéen de la dorsale kabyle du Djurdjura. Cadre tardi-orogénique de l'ouverture de la méditerranée occidentale. Thèse de Doctorat

d'Etat, U.S.T.H.B., Alger. 206 p.

Netto R. 2007. *Skolithos*-dominated pipe rock in non-marine environments: an example from the Triassic Caturrita Formation, Southern Brazil. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 88, p. 109–121. DOI: 10.2110/pec.07.88.0107.

Nichols G. 2009. Sedimentology and stratigraphy, 432 pages. Second edition, Wiley-blackwell.

Nio S.D., Yang C.S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review. D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, 16, Canadian Society of Petroleum Geology Memoir (1991), pp. 3-28.

Outtani F., Addoum B., de Lamotte D. F. Andrieux J. 1995 Geometry and kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*. Volume 249, Issues 3–4. P. 233-248. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00022-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00022-F).

Pemberton, S.G., Frey, R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus dilemma*. *J Paleontol* 56:843–881.

Philip, A., Martinez, C., Andrieux, J., 1986. Les structures synsédimentaires miocènes en compression associées au décrochement dextre Mhrila-Chérichira (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol. France*, 1990, (8), t. VI, no 1, pp. 167-176.

Price, S., McCann, T. 1990. Environmental significance of *Arenicolites* ichnospecies. In *Pliocene lake deposits of southwest Turkey*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1990:687–694.

Piquet A., Le Roy, P., Amrhar M. 1998. Transpressive syndimentary tectonics associated with ocean opening : the Essaouira-Agadir segment of the Moroccan Atlantic margin. *J. Geol. Soc. London*, 155, p. 913-928.

Plink-Bjorklund, P. 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology*, Vol. 52, Issu 2. doi: 10.1111/j.1365-3091.2005.00703. x.

Pollard, J.E., Goldring, R., Buck, S.G. 1993: Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society of London*. doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0149.

Ponten A. Plink-Bjorklund, P. 2007 Depositional environments in an extensive tide-influenced delta plain, Middle Devonian Gauja Formation, Devonian Baltic Basin. *Sedimentogy*, Vol. 54, Issu 5. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2007.00869. x.

- Reading H.R., 2001. clastic facies models, a personal perspective. *bull. of geol. soc. of Denmark*. vol. 48, pp101-115. Copenhagen.
- Retallak G. J. 1991. untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation: annual reviews of earth and planetary sciences, v. 19, p. 183–206.
- Robinson PB. Lack C.C. 1974. Vertebrate faunas from the Neogene of Tunisia. *Annals of geological survey of Egypt, Cairo*, 4: 319-332.
- Robinson P, Black, C C. 1969. Note préliminaire sur les vertébrés fossiles du Vindobonien (Formation de Beglia) du Bled Douarah, Gouvernorat du Gafsa, Tunisie. *Notes de Serv. géol. n° 31, Travaux de géologie tunisienne n° 11*.
- Rodríguez-Tovar, F.J. , Valera F. 2008. Trace fossil *Rhizocorallium* from the Middle Triassic of the Betic Cordillera, southern Spain : Characterization and environmental implications. *Palaios*, 23, 78-86.
- RYBERGER S.G. , ANDREWS S. 1979. Origine, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposit, Great sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.49, p. 733- 746.
- Sheldon N. D. 2005. Do red beds indicate paleoclimatic conditions? A Permian case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228 (2005) 305–319 39.
- Simpson E.L., Hilbert-Wolf H.L., W.S. Simpson W.S., Tindall S.E, J.J. 2008. The interaction of aeolian and fluvial processes during deposition of the Upper Cretaceous capping sandstone member, Wahweap Formation, Kaiparowits Basin Utah, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*; 270, 19 – 28.
- Stanistreet I.G, Mc Carthy TS. (1993). The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary geology*. Vol. 85, P. 115 – 133.
- Scholle P.A & Spearing D.1998. Sandstone depositional environment. AAPG, Memoir 31
- Stanistreet I.G, MC Carthy T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *sedimentary geology*. 85 : 115.
- Tabuce R., Coiffait B., Coiffait P-E., M., Jaeger J.J. 2000. A new species of bunohyrax (hyracoidea, mammalia) from the eocene of Bir El Ater Algeria. *Comptes rendus de l'Académie de paris des sciences terre et des planètes*, 331, 61- 66.

- Tape C.H., Cowan, C.A., Runkel, A.C., 2003. Tidal bundle sequences in the Jordan Sandstone (Upper Cambrian), south-eastern Minnesota, U.S.A.: evidence for tides along inboard shorelines of the Sauk epicontinental sea. *Journal of Sedimentary Research* 73, 354–366.
- Terwindt J.H.J. 1971. Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. *Geologie en Mijnbouw*. V.2, p 515- 526. DOI: 10.1306/091602730354.
- Varela A.N. Veiga, G.D. Poiret, D.G. 2012. Sequence stratigraphic analysis of Cenomanian greenhouse paleosol: A case study from southern Patagonia Argentina. *Sedimentary geology*, 271-272, 67- 82.
- Vattan A. 1967. — Manuel de sédimentologie. Technip. Edit. Paris. 424 p. ISBN :2710810468 9782710810469.
- Vila J. M., 1977c. Carte géologique au 1/ 50 000, feuille de Khenchela, n° 203. Publication de la carte Géol. de l'Algérie.
- Visse, L., 1951. Le gisement de phosphate de chaux de Djebel Onk. Rapport interne, district minier du Dj. Onk. 152 p, 32 planches.
- Visser M. J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note, *Geology*, 8, 543–546. *Geology* (1980) 8 (11): 543–546. doi: 10.1130/0091-7613(1980).
- Walker R.G., James N.P. 1992. Facies models: response to sea level change. *Geological Association of Canada. Geotext* 1, 407 p.
- Wach, G. Hocking, R., Mory, A. 2017. Depositional Environments and Ichnofauna of the Ordovician Tumblagooda Sandstone, Western Australia. *AAPG Search and Discovery Article #90078*.
- Walker T.R., 1976. Diagenetic origin of continental red beds. in H. Falke (editor). *The continental Permian in central, west and south Europe*; Reidel, dordrecht, pp. 240-282.
- Wells J. T. 1995. Tidal- dominated estuaries and tidal rivers, p. 179-205. In: PERILLO, G. M. E. (Ed.). *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*. Amsterdam : Elsevier, p. 179-205. (*Series Development in Sedimentology*, 53, 1995, 471 p.