

Etude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans les monts de Frenda (Algérie nord-occidentale)

Amine CHERIF^{1*}, Madani BENYOUCEF², Bruno FERRÉ³ & Miloud BENHAMOU⁴

¹ Faculté des Hydrocarbures, Energies renouvelables, Sciences de la Terre et de l'Univers, Laboratoire de Géologie du Sahara, Université de Kasdi-Merbah, Ouargla, 30000, Algérie. E-mail: acherif11@gmail.com

² Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Université de Mustapha Stambouli de Mascara, 29000, Mascara, Algérie. E-mail: benyoucefmada@gmail.com

³ Dame du Lac 213, 3 rue Henri Barbusse, F-76300 Sotteville-lès-Rouen, France. E-mail: bruno_ferre@yahoo.fr

⁴ Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2, Mohamed Ben Ahmed, Oran, 3100, Algérie. E-mail: milbenhamou@gmail.com

* Auteur correspondant

Résumé

Le présent travail est une étude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda, d'âge oxfordien, dans les monts de Frenda (Nord-Ouest algérien). L'étude sédimentologique montre qu'elle comporte trois associations de faciès distinctes. La première est formée d'alternance d'argiles et de grès, montrant des rythmites tidales, stratifications lenticulaires, laminations horizontales, laminations de rides de vague, litages obliques en mamelon «HCS», litages obliques et entrecroisés, laminations convolutées et structures d'échappement de fluide. Elle indique un environnement d'estran («foreshore») à influence mixte (tidal et vagues). La deuxième association est formée par des argiles intercalées de bancs gréseux à laminations de rides de vague et «HCS»; elle atteste d'un milieu d'avant-plage supérieure («upper shoreface») sous l'influence de tempêtes. La troisième association de faciès est principalement composée d'argiles à intercalations de grès riches en ichnofossiles et de calcaires à faune benthique, représentant un milieu d'avant-plage inférieure («lower shoreface»)-océanique ouvert («offshore»). L'étude ichnologique nous a permis de reconnaître les ichnotaxons suivants: ?*Archaeonassa*, ?*Cruziana problematica*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Protovirgularia*, *Rhizocorallium*, *Spongiomorpha*, *Taenidium* et *Thalassinoides*. Ces traces fossiles indiquent l'ichno-faciès à *Cruziana*.

Mots-clés

Argiles de Saïda, Oxfordien, monts de Frenda, Algérie, Faciès, Plate-forme, Ichno-faciès à *Cruziana*.

Abstract

Sedimentologic and ichnologic study of the "Argiles de Saïda" Formation (Upper Jurassic) in the Frenda mountains (north-western Algeria). - The present work is a sedimentological and ichnological study of the Oxfordian "Argiles de Saïda" Formation outcropping in the Frenda mountains (northwestern Algeria). The sedimentological study evidences three distinct facies associations. The first association is composed of green clays and sandstone intercalations showing tidal rhythmmites, lenticular stratifications, horizontal laminations, wave ripple laminations, hummocky cross-stratification (HCS), cross-bedding, convolute laminations and fluid escape structures. It indicates a mixed influence (tidal and waves) foreshore environment. The second association consists mostly of green clays and sandstone alternations. The sandstone beds comprise wavy-ripple laminations and HCS indicating an upper shoreface setting. The third facies association is mainly composed of intercalated clays, ichnofossil-rich sandstone and bioclastic limestone beds, representing the lower shoreface-offshore environment. The ichnological study allowed us to recognize the following ichno-taxa: ?*Archaeonassa*, ?*Cruziana problematica*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Protovirgularia*, *Rhizocorallium*, *Spongiomorpha*, *Taenidium* and *Thalassinoides*. They can be grouped in the *Cruziana* ichnofacies.

Keywords

"Argiles de Saïda", Oxfordian, Frenda mountains, Algeria, Facies, Platform, *Cruziana* ichnofacies.

1. INTRODUCTION

La Formation des Argiles de Saïda (Auclair & Biehler, 1967) est une composante essentielle du « Groupe détritico des Hauts Plateaux » défini par Augier (1967). Elle affleure depuis les monts d'Oujda (Maroc oriental), à l'ouest jusqu'au Plateau de Saïda-Frenda, à l'est. Elle occupe une situation intermédiaire entre le domaine des Hauts Plateaux au sud et les sillons orogéniques subsidents du domaine tello-rifain au nord. Elle est constituée d'une succession rythmique monotone d'argiles et de grès, avec d'importantes intercalations carbonatées. Elle a fait l'objet d'études biostratigraphiques (e.g., Augier, 1967; Elmi, 1976; Elmi & Benest, 1978; Benest *et al.*, 1998) et sédimentologiques qui interprètent cette for-

mation comme un environnement deltaïque (Delfaud, 1973; Tchoumatchenco & Khrishev, 1992), un milieu de bassin en extension (Touahria, 1979), une plate-forme distale (Cizak, 1993), « *shoreface-offshore* » (Bendella *et al.*, 2011) ou plate-forme mixte silicoclastique-carbonatée sous influence tidale et de tempêtes (Cherif *et al.*, 2015).

La présente étude repose sur l'analyse de trois coupes géologiques (Kef el Hemmam, Djebel Boughachoua et Kef Lazreg, Fig. 1) qui affleurent dans les monts de Frenda, un des segments pré-telliens occidentaux, plus précisément entre la limite méridionale de l'Atlas tellien et le domaine des Hauts Plateaux (Fig. 1). Il s'agit du domaine tlemcénien, grossièrement orienté est-ouest (Benest *et al.*, 1999).

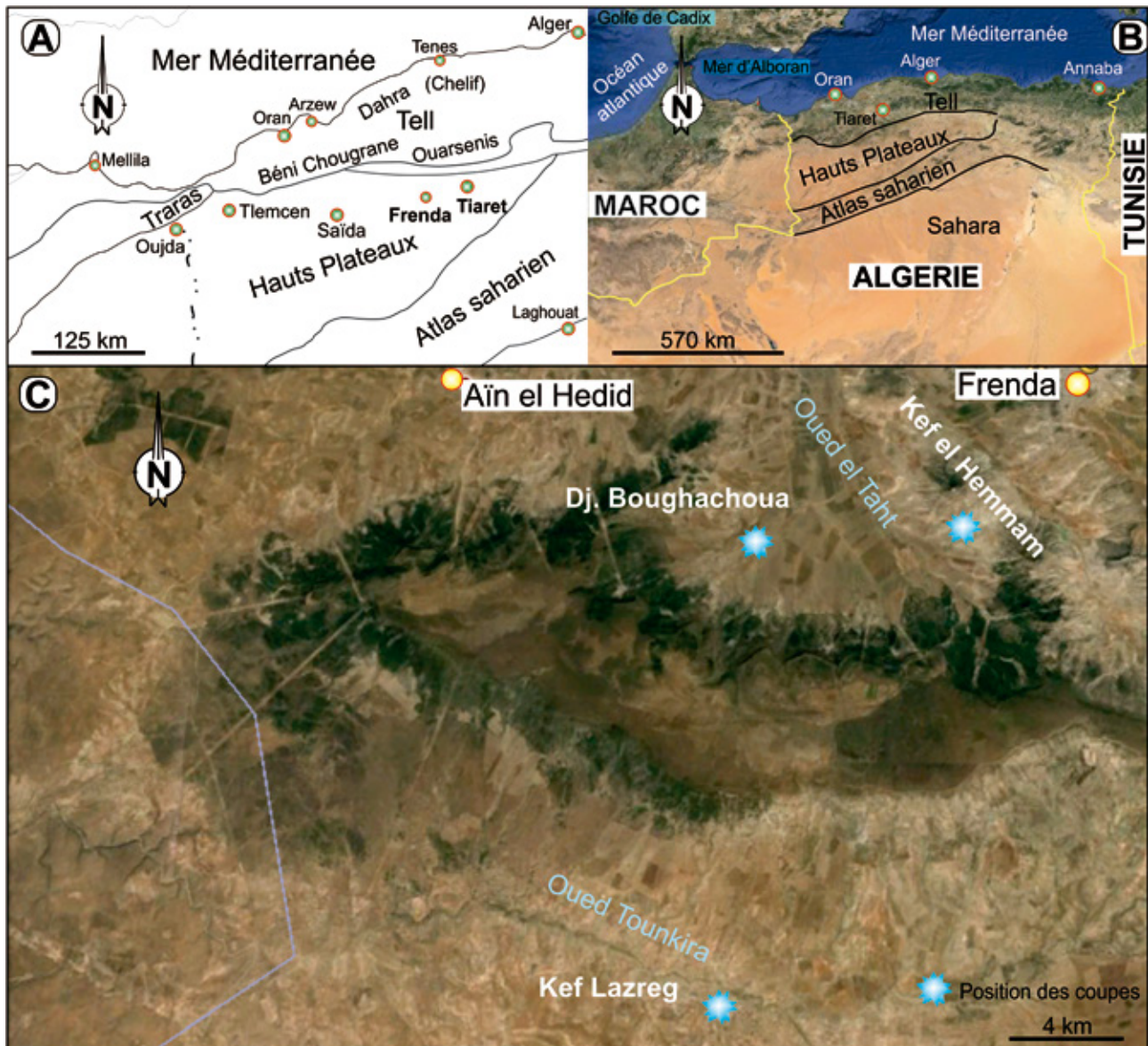


Fig. 1: Situation géographique de la région d'étude. A et B, carte et image satellitaire présentant les principaux ensembles géographiques et structuraux du nord-ouest de l'Algérie; C, image satellitaire montrant la position des coupes géologiques étudiées (B et C, d'après « Google earth »).

Du point de vue de leur évolution paléogéographique, la Formation des Argiles de Saïda s'intègre dans l'histoire géologique de l'Afrique du Nord-Ouest durant le Mésozoïque. Cette histoire est caractérisée par l'individualisation de deux domaines à évolution contrastée (Edward Tawadros, 2011): (1) les chaînes intracontinentales autochtones (ou l'Atlas au sens strict, Frizon de Lamotte *et al.*, 2008), et (2) le domaine des Maghrébides qui rassemble le Rif et les chaînes kabylo-telliennes à unités para-autochtones et allochtones (Chalouan *et al.*, 2008). L'histoire de l'Atlas au sens strict correspond à des rifts avortés contemporains de l'ouverture de l'Atlantique central et de la Néo-Téthys (Brede *et al.*, 1992; Gomez *et al.*, 2000).

Dans le présent travail, l'interprétation paléoenvironnementale de la Formation des Argiles de Saïda se base essentiellement sur l'étude des structures sédimentaires d'origine hydrodynamique et des traces fossiles.

2. DESCRIPTION DE LA SÉRIE

Dans les monts de Frenda, la Formation des Argiles de Saïda (Fig. 2) est formée d'argiles verdâtres à grisâtres intercalées de bancs gréseux à grain fin, parfois silteux, de 5 à 60 m d'épaisseur. Les niveaux argileux observés à Kef Lazreg (Fig. 2) présentent des rythmites tidales et des stratifications lenticulaires (Fig. 3A). L'interface des bancs gréseux est massive (Fig. 3B) ou présente des laminations horizontales suivies de rides de vague ou unidirectionnelles. Certains bancs montrent des faisceaux superposés de laminations obliques tangentielles et sigmoïdales (Fig. 3C), des laminations de rides de vague opposées ou oscillatoires (Fig. 3D) et des laminations de rides de vague superposées (Fig. 3E). Nous y avons également distingué des litages obliques en mamelon (Fig. 4A-C), de simples laminations entrecroisées et des figures d'échappement de fluide surmontées de laminations sub-horizontales (Fig. 4D). La base des bancs gréseux est généralement irrégulière (Fig. 3C, D, et Fig. 4B-D), montrant des traces fossiles et des figures d'érosion, notamment des «*flute-casts*» (Fig. 4E) et des «*groove-marks*» (Fig. 4F). La surface supérieure des bancs gréseux présente des rides symétriques de vague et des rides de courant unidirectionnel. L'ensemble des strates est affecté de déformations syn-sédimentaires de type slumps.

La monotonie des Argiles de Saïda est interrompue, dans les monts de Frenda, par l'intercalation de trois bancs calcaires bioclastiques, notés «NF1», «NF2» et «NF3». Ces niveaux fossilifères, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, montrent une forme chenalisée et sont riches en faune benthique (bivalves, échinides, crinoïdes, polypiers des genres *Isastrea* et *Thecosmilia*). A Djebel Boughachoua, le troisième niveau (NF3) a également livré des ammonites de la famille des Perisphinctidae; malheureusement, leur état de conservation n'a pas

permis de donner un âge plus précis. En revanche, la nature lithologique et la position stratigraphique du NF3 permettent de le corrélérer avec son homologue de la coupe de Kef Lazreg. Dans cette dernière, les trois niveaux bioclastiques notés ci-dessus sont suivis d'un quatrième niveau fossilifère (NF4), à ammonites et brachiopodes, correspondant aux «Calcaires de Tounkira» (Ganev *et al.*, 1980).

Dans notre secteur d'étude, la Formation des Argiles de Saïda est tronquée à sa base (Elmi & Benest, 1978); elle est coiffée par l'épaisse barre carbonatée de la Formation des «Dolomies d'el Gada» (Ganev *et al.*, 1980). Cherif *et al.* (2015) ont subdivisé la Formation des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret en trois unités: argilo-gréseuse inférieure, argilo-carbonatée, argilo-gréseuse supérieure. Dans cette dernière unité a été repéré le niveau calcaire fossilifère daté de l'Oxfordien supérieur (Zone à Grossouvrei). Cette diachronie avec son équivalent constatée dans le présent travail ne permet pas d'adopter la même subdivision lithostratigraphique.

3. DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Les ammonites de la Formation des Argiles de Saïda sont connues depuis les travaux de Pouyanne (1877), Gentil & Lemoine (1904), Claveau (1952), Elmi & Benest (1978) et enfin Touahria (1979). Le nombre de spécimens d'ammonite récoltés lors de nos dernières missions de terrain dans les régions de Takhemaret et Frenda s'élève à plus de 130; ils témoignent d'une période courant de l'Oxfordien moyen (Zone à Plicatilis-Zone à Transversarium) jusqu'à l'Oxfordien supérieur (Zone à Bifurcatus).

- Zone à Plicatilis, Sous-Zone à Vertebrale: Elle est représentée dans la coupe de Kef Lazreg, au sein des «Calcaires de Tounkira» (ou NF4) (Cherif, 2017) par l'association d'ammonites: *Euaspidoceras* aff. *paucituberculatum* (Arkell), *Platysphinctes perplanatus* (Tintant), *Creniceras crenatum* (Bruguier), *Kranaosphinctes decurrens* (Buckman), *Neoprionoceras henrici* (d'Orbigny), *Dichotomosphinctes auriculatus* (Arkell). Cette association indique la base de l'Oxfordien moyen; par conséquent, le NF4 pourrait correspondre à la limite entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen (Fig. 2).

- Zone à Transversarium: Cette zone est documentée par un assemblage faunique essentiellement composé d'*Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr), *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny), et *Subdiscusphinctes* gr. *kreutzi* (Siemiradzki)
- Zone à Bifurcatus: Cette zone est caractérisée par l'ammonito-faune suivante: *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay), *Dichotomoceras* aff. *stenocycloides* (Siemiradzki), *Liosphinctes berlieri* (De Loriol), et *Perisphinctes* aff. *Panthieri* Enay.

Les deux dernières zones (Transversarium et Bifurcatus) ont été identifiées dans la région de Takhemaret (Cherif *et al.*, 2015).

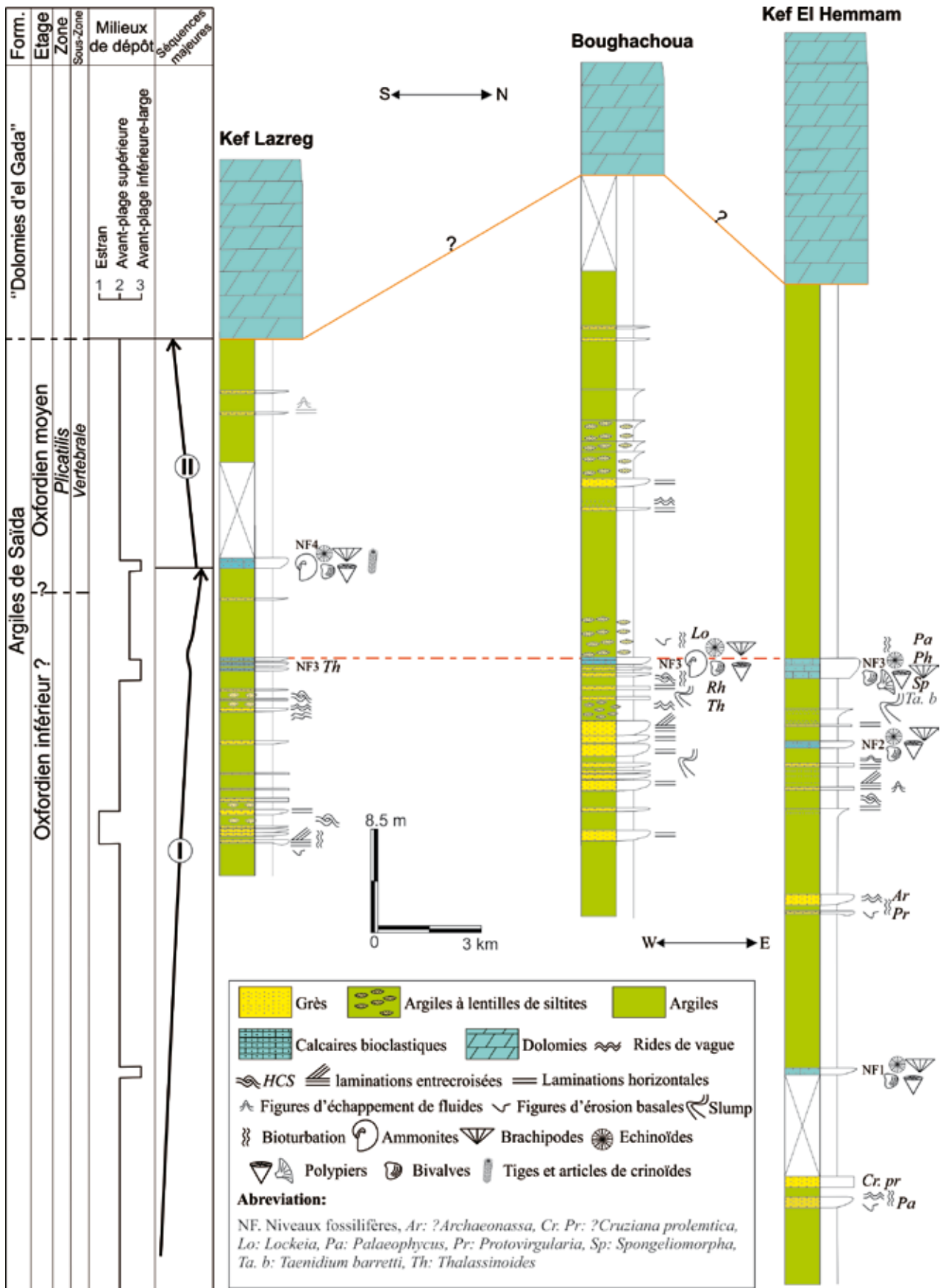


Fig. 2: Lithostratigraphie et essai d'interprétation séquentielle de la Formation des Argiles de Saïda dans les monts de Frenda.

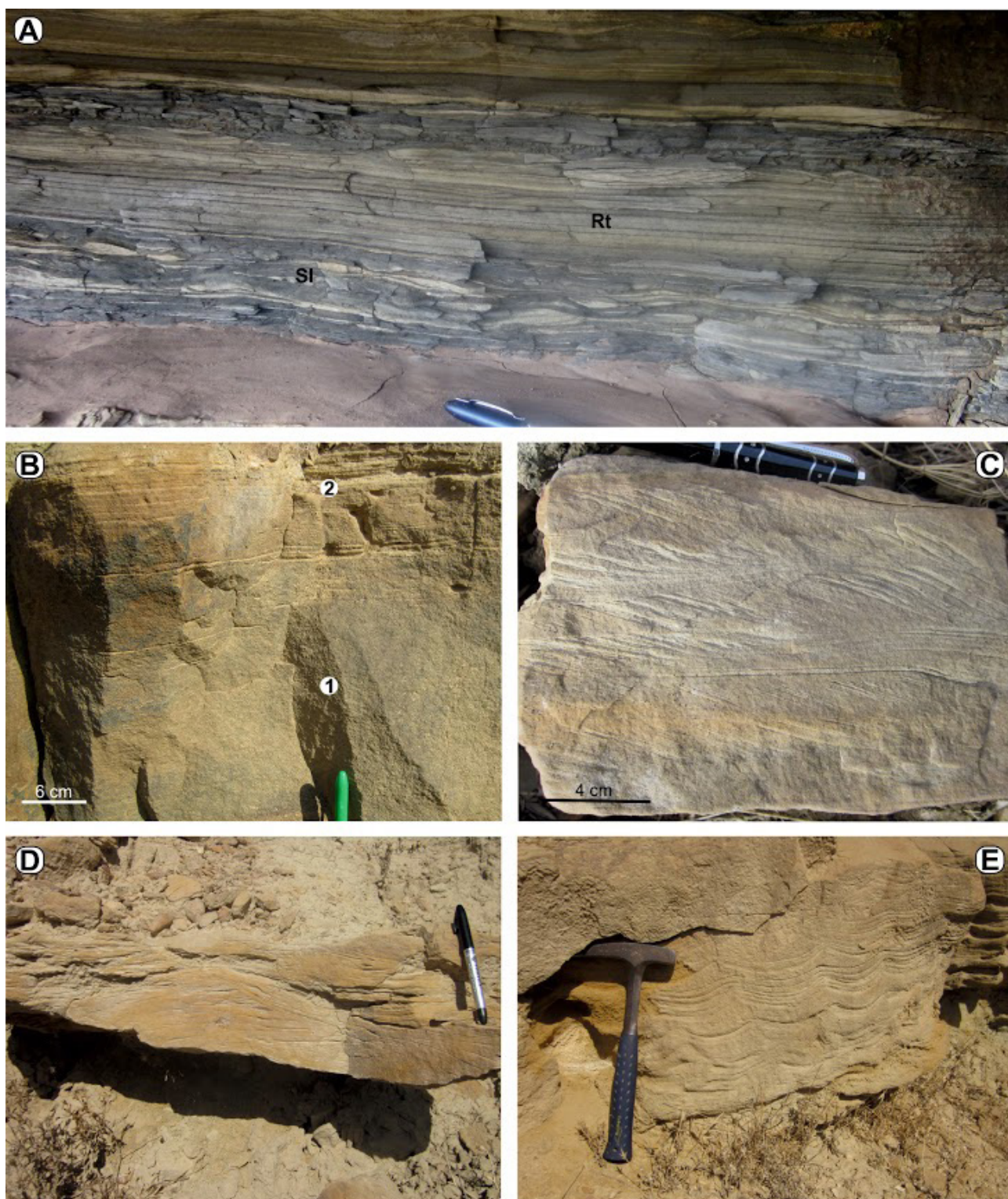


Fig. 3: A, Argiles à stratifications lenticulaires (SI), et rythmites tidales (Rt); B, Grès d'aspect massif (1) et à laminations horizontales (2); C, interface d'un banc gréseux à faisceaux de laminations de rides de courant unidirectionnel; D et E, interface d'un banc gréseux à laminations de rides de vague (Kef el Hemmam).

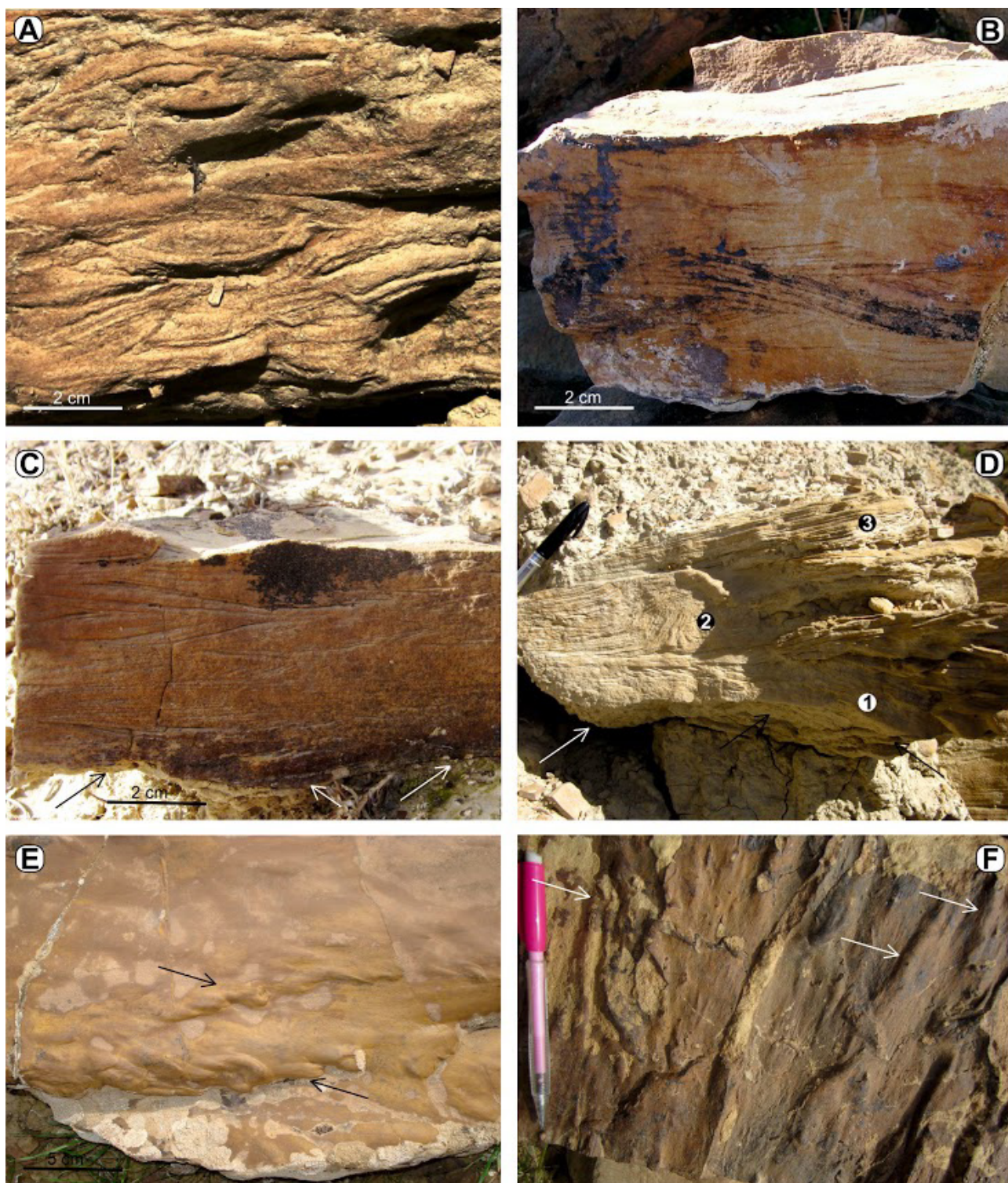


Fig. 4: A-C, banc gréseux à litages obliques en mamelon «HCS»; D, interface d'un banc gréseux à laminations obliques (1), figures d'échappement de fluide (2) et laminations sub-horizontales (3); E, base d'un banc gréseux moulant des «flute casts»; F, «groove marks» (Kef el Hemmam).

4. COMPARAISON ET SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les affleurements de la Formation des Argiles de Saïda montrent des épaisseurs et des âges très variables : elle est épaisse de 250 à 450 m et d'âge callovien inférieur-callovien supérieur dans les monts de Ghar Roubane et les horsts frontaliers marocains (Mangold *et al.*, 1974); elle atteint 800 m d'épaisseur dans les monts de Telagh (région de Sidi Bel Abbès). Cette formation montre une épaisseur réduite (50 m) et un âge callovien moyen-oxfordien supérieur dans le môle de Tifrit (région de Saïda) (Touahria, 1979). Elle est d'âge oxfordien moyen-oxfordien supérieur et de 250 à 300 m d'épaisseur aux environs de Takhemaret; à Oued Mina (Tiaret), l'affleurement de la Formation des Argiles de Saïda est d'environ 50 m d'épaisseur et datée de l'Oxfordien supérieur. Dans les massifs littoraux d'Oran et d'Arzew appartenant au parautochtone du Tell septentrional, l'équivalent de la Formation des Argiles de Saïda serait les «Grès chocolatés» à ammonites d'âge oxfordien supérieur. Il est peut-être représenté dans les unités telliennes de Tafraoui (monts de Tessala), par l'ensemble détritique à ostracodes défini par Fenet (1975). Le domaine pré-atlasique comprend également des épandages détritiques d'âge callovo-oxfordien, représentés par les formations des Grès de Sidi Saâdoun et des Argiles de Faïdja (Caratini, 1970; Atrops & Benest, 1981).

5. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les nouvelles observations de terrain recueillies permettent de définir de manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts de la Formation des Argiles de Saïda, grâce à la sédimentologie de faciès. Cette approche nous permet de reconnaître sept faciès sédimentaires types, notés de FT1 à FT7, regroupés en trois assemblages de faciès distincts, notés AFA, AFB et AFC, appartenant à des environnements de dépôt allant de l'estran à l'océan ouvert.

Le Tableau 1 résume les faciès types qui caractérisent l'Oxfordien des monts de Frenda, leur description sommaire (lithologie, épaisseur, géométrie, structures hydrodynamiques) et leur interprétation paléoenvironnementale. Les faciès sédimentaires répertoriés répondent à des processus de dépôts bien distincts.

5.1. Association de faciès «AFA»: environnement d'estran («foreshore»)

Cette association de faciès occupe la partie basale de la Formation des Argiles de Saïda qui affleure dans la coupe de Kef Lazreg. Elle regroupe des argiles verdâtres (FT1), des argiles à stratifications lenticulaires (FT2), des rythmites tidales (FT3), des grès à laminations de rides de vague (FT4-c) et des grès à litages obliques et entre-

croisés (FT4-e). Ce groupe de faciès atteste d'environnements intertidaux affectés de vagues normales (Reineck & Wunderlich, 1968; Rubino, 1984). Les bancs gréseux ont livré des traces fossiles (?*Archaeonassa*, *Protovirgularia* et *Palaeophycus*) caractérisant l'ichno-faciès à *Cruziana* proximal, qui coïncide avec le milieu d'estran.

5.2 Association de faciès «AFB»: environnement d'avant-plage supérieure («upper shoreface»)

Cette association est représentée dans la coupe de Djebel Boughachoua et celle de Kef el Hemmam, sous forme d'argiles (FT1) intercalées de bancs gréseux massifs (FT4-a), à laminations horizontales (FT4-b), à laminations de rides de vague (FT4-c), à litages obliques en mamelon (FT4-d), à litages obliques et entrecroisés (FT4-e) ou à laminations convolutées et structures d'échappement de fluide (FT4-f). Ces faciès reflètent des processus de traction par les vagues dans un milieu de dépôt situé au-dessus de la zone d'action des vagues normales, ou de beau temps (Walker & Plint, 1992; Uroza & Steel, 2008). Ce groupe de faciès s'accompagne de traces fossiles de repos ou d'habitat (?*Cruziana problematica*, *Lockeia*, *Palaeophycus* et *Thalassinoides*) représentant l'ichnofaciès à *Cruziana* médian, ce qui coïncide avec un environnement d'avant-plage supérieure (Malpas *et al.*, 2005).

5.3 Association de faciès «AFC»: environnement d'avant-plage inférieure à l'océan ouvert («lower shoreface-offshore»)

Cette association de faciès est identifiée dans la partie médiane de la coupe de Kef el Hemmam et celle de Kef Lazreg. Elle est constituée d'argiles verdâtres (FT1), de grès massifs (AF4-a) et de calcaires bioclastiques (FT7), témoignant d'un dépôt en dessous de la zone d'action des vagues normales (Vossler & Pemberton, 1989; Payros *et al.*, 2000). Ces faciès sédimentaires ont livré de nombreuses traces fossiles (*Palaeophycus*, *Phycodes*, *Rhizocorallium*, *Spongiomorpha*, *Taenidium* et *Thalassinoides*) représentant l'ichno-faciès à *Cruziana* distal, qui occupe la zone située entre l'avant-plage inférieure et l'océan ouvert.

6. ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE

Selon le modèle classique de Delfaud (1973), appliqué aussi par nos précurseurs (e.g., Elmi & Benest, 1978), la Formation des Argiles de Saïda est formée de séquences binaires (séquences de 1^{er} ordre) constituées de grès ou de siltites et d'argiles, d'épaisseur décimétrique à métrique. Les niveaux gréseux montrent des figures d'érosion basales et des structures hydrodynamiques d'interface multiples, d'influence de vagues et tidale. La surface su-

Tableau 1: Tableau récapitulatif livrant une description sommaire et une interprétation en termes de processus de dépôt des faciès types.

Faciès-type	processus de dépôt
FT1-Argiles En combes métriques ou sous-forme d'interlits centimétriques, d'aspect feuilleté, de couleur verdâtre à grisâtre.	Les argiles sont dues à une sédimentation par décantation lors de l'atténuation de l'énergie hydrodynamique responsable du dépôt des sables.
FT2- Argiles à stratifications lenticulaires Les stratifications lenticulaires correspondent à des dépôts argileux qui conservent des lentilles sableuses et même des litages de rides de vague.	Ces structures sédimentaires se forment dans la zone intertidale où alternent des périodes de calme hydrodynamique avec des périodes énergétiques dues aux courants de marées.
FT3- Rythmites tidales Des alternances rythmiques millimétriques (couplets) d'argiles verdâtres avec des lits gréseux, donnant des couleurs contrastées.	Les laminations grès/argiles rythmiques indiquent une périodicité entre des marées de vives eaux («spring tides») et de mortes-eaux («neap tides»), conduisant à une cyclicité des dépôts en régime d'accrétion verticale. Elles correspondent à la décantation des argiles en suspension pendant les étales de marée (Allen, 1982) et au dépôt des sables durant les forts courants de marée.
FT4- Grès Des bancs gréseux centimétriques à décimétriques, à grain fin, de couleur jaunâtre à marron, en alternance avec les argiles (FT1). En fonction de la nature des structures sédimentaires, six sous-faciès sont distingués:	
FT4-a- Grès massif	Sédimentation rapide sous l'action des tempêtes (Myrow & Southard, 1996)
FT4-b- Grès à laminations horizontales	Action des tempêtes; écoulement oscillatoire fort
FT4-c- Grès à laminations de rides de vagues	Écoulement oscillatoire des vagues (Rossetti, 1997)
FT4-d- Grès à litage entrecroisé en mamelon (HCS)	Influence des tempêtes
FT4-e- Grès à litage oblique et entrecroisé	Action des marées ; courant unidirectionnel (Bordy <i>et al.</i> , 2011)
FT4-f- Grès à laminations convolutées et structures d'échappement de fluides	Sédimentation rapide ; tectonique syn-sédimentaire
FT6- Siltite Sous forme de lentilles minces, intercalée dans les argiles.	Elle s'est déposée pendant les calmes périodes de marées ou à la suite de la décélération des tempêtes (dépôts post-tempêtes)
FT7- Calcaires bioclastiques En bancs chenalisés, à gains de quartz détritique, riches en faune benthique et pélagique.	Les débris bioclastiques sont transportés et déposés par les vagues de tempêtes (e. g. Sharafi <i>et al.</i> , 2012)

périeure est couramment modelée de rides accompagnées des traces fossiles. Les termes argileux sont entrecoupés de passées silteuses avec ou sans structures hydrodynamiques, constituant des séquences mineures (d'épaisseur centimétrique) distinguées encore à une échelle plus réduite. Les différentes séquences mineures s'empilent pour donner deux séquences majeures (Fig. 2) :

6.1. Séquence majeure I

Cette première séquence est attribuée à l'Oxfordien inférieur? Elle occupe la partie inférieure de la série ; sa limite basale coïncide avec l'apparition des figures d'érosion basales multiples, sa limite supérieure est une surface transgressive. Le cortège transgressif est représenté par l'association de faciès «AFC» (milieu d'avant-plage inférieure au milieu marin ouvert). Le cortège régressif

est formé d'alternance argilo-gréseuse qui évolue d'un milieu d'estran «AFA» à un milieu d'avant-plage supérieure «AFB».

6.2. Séquence majeure II

Cette deuxième séquence est d'âge Oxfordien moyen. Elle se manifeste dans la partie supérieure de la formation. Sa limite inférieure correspond aux dépôts des «Calcaires de Tounkira» à faune pélagique et benthique ; sa limite supérieure se distingue par l'apparition des premiers niveaux de calcaire dolomitique de la Formation des «Dolomies d'el Gada». Le cortège régressif de cette séquence marque une évolution d'un environnement d'avant-plage inférieure à l'océan ouvert «AFC» vers un milieu d'avant-plage supérieure «AFB».

Il en ressort que l'évolution spatio-temporelle des paléo-

milieux se caractérise par des variations bathymétriques peu accentuées. Cette évolution se caractérise par l'installation d'une plate-forme silico-clastique sous influence de tempête et tidale; l'apparition des faciès carbonatés, à faune benthique et pélagique, est témoin d'un approfondissement et d'une ouverture vers le large «AFC». Dans les trois sites, l'évolution enregistre une diminution de profondeur (de «AFC» à «AFB»), ainsi qu'une interruption sensible des apports détritiques, aboutissant au comblement et facilitant la production carbonatée.

7. ICHNOLOGIE

L'étude systématique des traces fossiles qui caractérisent les dépôts de la Formation des Argiles de Saïda dans la

région de Frenda nous conduit à distinguer dix ichnotaxons :

?Archaeonassa Fenton & Fenton, 1937 (Fig. 5A)

Description : Il s'agit d'une trace préservée à la surface supérieure d'un banc gréseux, d'une longueur centimétrique (0,5 à 1 cm), d'un millimètre de diamètre et de profondeur. Elle correspond à des traînées bilobées, dont la partie axiale est relativement large, aplatie et bordée par des levées.

Interprétation : *?Archaeonassa* colonise surtout les environnements de type plate-forme (Hagardon *et al.*, 2000). L'existence de cette trace fossile dans l'estran est confirmée par la fréquence des structures d'influence tidale (Moore, 1976; Chen *et al.*, 2013).

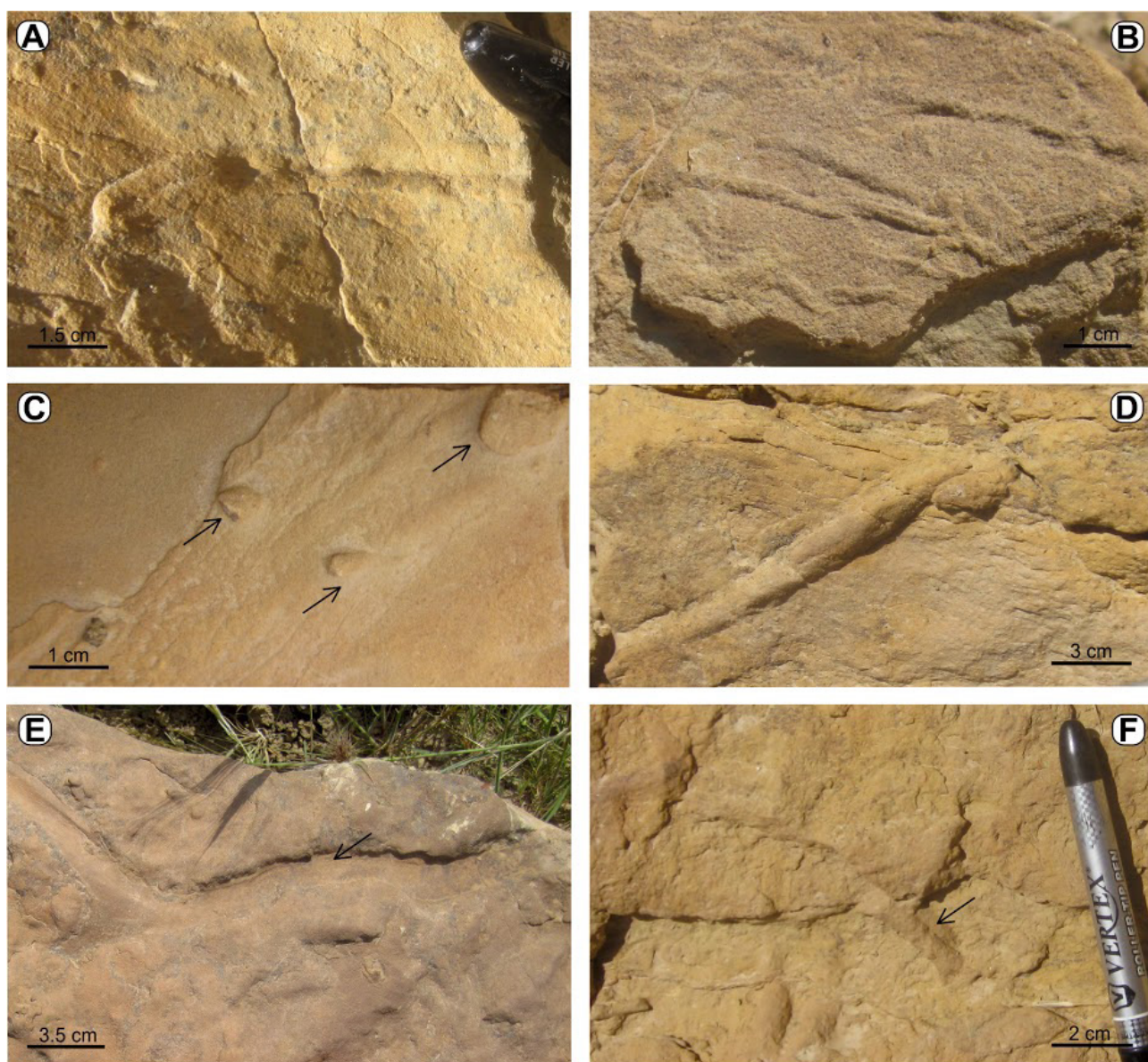


Fig. 5: Traces fossiles de l'unité inférieure argilo-gréseuse. A, *?Archaeonassa*; B, *?Cruziana problematica*; C, *Lockeia* (flèche noire); D-F, *Palaeophycus*. A-E, coupe de Kef el Hemmam; F, coupe de Djebel Boughachoua.

?*Cruziana problematica* (Schindewole, 1928) (Fig. 5B)

Description : L'ichno-espèce ?*Cruziana problematica* est un terrier préservé en hypo-relief convexe, bilobé, horizontal, non branchu à légèrement courbé, de 3 à 4 mm de diamètre sur quelques centimètres de longueur.

Interprétation : L'ichnogenre *Cruziana* est interprété comme une trace de locomotion (*repichnion*) d'arthropodes (Seilacher, 1959). Selon Bromley & Asgaard (1972) et Pollard (1985), cette trace fossile est couramment produite par des brachiopodes et indique un milieu marin peu profond (Seilacher, 1967).

Lockeia James, 1879 (Fig. 5C)

Description : L'ichnogenre *Lockeia* se présente, en hypo-relief, sous forme de protubérances ovoïdales à la surface basale des bancs gréseux et silteux, avec une longueur moyenne de 2 cm et une largeur de 0,3 à 1 cm en moyenne.

Interprétation : *Lockeia* est interprété comme une trace de repos ou d'affouillement nutritionnel des bivalves (Seilacher & Seilacher 1994; Amruta *et al.*, 2013). Des formes récentes sont rapportées à des crustacés de petite taille (Bromley & Asgaard 1979; Pollard, 1981). L'ichnofossile *Lockeia* est attribué aux environnements marins côtiers (Archer & Maples, 1984; Benyoucef *et al.*, 2017).

Palaeophycus Hall, 1847 (Fig. 5D-F)

Description : Cet ichnotaxon est représenté par des terriers préservés en relief à la surface inférieure des bancs gréseux et silteux, d'une longueur pouvant atteindre 10 cm sur un diamètre de 1 cm en moyenne. Les terriers peuvent être rectilignes, courbés ou cylindriques, dotés de parois pouvant s'entrecouper.

Interprétation : *Palaeophycus* est interprété comme une trace *repichnion* ou *domichnion* élaborée par des organismes limivores ou prédateurs de crustacés et d'autres arthropodes (Häntzschel, 1975; Gouramis *et al.*, 2003), de suspensivores (Pemberton & Frey, 1982; Màngano *et al.*, 2005) ou d'annélides (Keighley & Pickerill, 1997). L'ichnogenre *Palaeophycus* peut indiquer des environnements d'avant-plage inférieure ou d'océan ouvert dominé par d'importantes vagues de tempête (Mayoral *et al.*, 2013).

Phycodes Richter, 1850 (Fig. 6A)

Description : *Phycodes* est représenté par des rameaux de terriers horizontaux de 5 à 10 cm de longueur et de 0,5 à 1 cm de diamètre, préservés en hypo-reliefs convexes. Il peut présenter des formes très diversifiées : réniformes, en éventail ou en balai.

Interprétation : L'ichnofossile *Phycodes* est interprété comme une trace d'activité de reptation (Orwolski, 1989; Han & Pickerill, 1994). Les organismes produisant cette trace sont des invertébrés divers : des annélides

(Seilacher, 1955; Fillion & Pickerill, 1990), des penatules (Singh *et al.*, 2008) ou des crustacés décapodes (Muñiz, 1998; Miller, 2001). L'ichnogenre *Phycodes* est une trace fossile typique des eaux marines peu profondes (Abbassi, 2007).

Protovirgularia M'Coy, 1850 (Fig. 6B)

Description : L'ichnogenre *Protovirgularia* est un terrier cylindrique horizontal à sub-horizontal, de 5 à 15 cm de longueur et de 0,5 à 1 cm de diamètre. Il comporte des côtes arrangées en chevrons, peu ou pas bilobées. En section, *Protovirgularia* peut présenter une forme d'amande ou triangulaire.

Interprétation : *Protovirgularia* est interprété comme une trace de locomotion de bivalves (Uchman *et al.*, 2011) ou de scaphopodes à pied bifide. Cette trace fossile indique également un environnement marin peu profond, en particulier la zone intertidale (Amruta *et al.*, 2013).

Rhizocorallium Zenker, 1836 (Fig. 6C)

Description : *Rhizocorallium* est représenté par des terriers plus ou moins rectilignes, en forme de U, avec deux ouvertures verticales et des chambres sphéroïdales, d'environ 20 cm de longueur et de 1 cm de diamètre. Il peut apparaître verticalement, obliquement ou parallèlement aux plans de stratification.

Interprétation : L'ichnogenre *Rhizocorallium* est une trace *domichnia* élaborée par des crustacés suspensivores (Hakes, 1976; Uchman & Gaździcki, 2006) ou limivores (Schlirf, 2000). Il indique des substrats bien oxygénés, de consistance intermédiaire entre le «*soft- et firm-ground*» (Frey *et al.*, 1984). Il est signalé dans des eaux marines marginales (Hakes, 1976) et profondes (Uchman, 1992).

Spongiomorpha Saporta, 1887 (Fig. 6D)

Description : L'ichnogenre *Spongiomorpha* est préservé sous forme de terriers horizontaux sub-cylindriques, à stries irrégulières ou longitudinales, de 15 cm de longueur et 5 cm de diamètre en moyenne.

Interprétation : *Spongiomorpha* est une trace d'habitat produite par des crustacés. Elle indique un environnement marin peu profond à substrat en début de consolidation de type «*firm-ground*» (Ekdale *et al.*, 1984; Schlirf, 2000).

Taenidium barretti Bradshaw, 1981 (Fig. 6E)

Description : L'ichnogenre *Taenidium* est un terrier de forme arquée à légèrement rectiligne, pouvant se bifurquer en deux branches, faiblement cylindriques, sinueuses ou méandriiformes. Il est de 0,8 à 1 cm de diamètre et de 10 cm de longueur en moyenne.

Interprétation : *Taenidium* est produit par des organismes progressant axialement à travers le sédiment (Bromley *et al.*, 1999), notamment des limivores (Squires

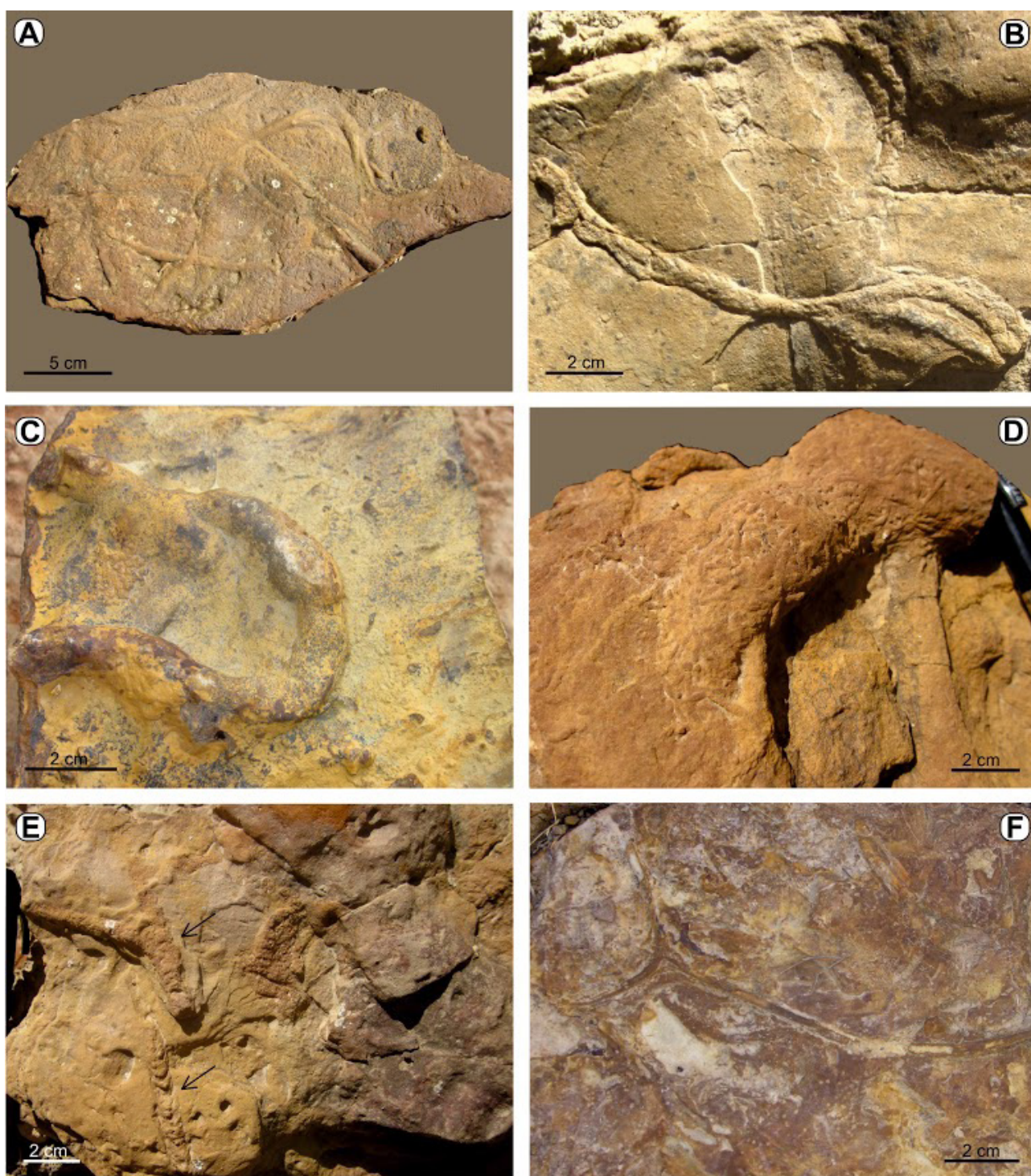


Fig. 6: Traces fossiles de l'unité inférieure argilo-gréseuse. A, *Phycodes*; B, *Protovirgularia*; C, *Rhizocorallium*; D, *Spongiomorpha*; E, *Taenidium barretti* à forme en ménisque; F, *Thalassinoides*. A, B, D, E, coupe de Kef el Hemmam; C et F, coupe de Djebel Boughachoua.

& Advocate, 1984; Uchman *et al.*, 2013) ou des vers non vagiles (Locklair & Savrda, 1998). Cette trace fossile est connue en particulier dans les estuaires (Mayoral *et al.*, 2013) et les deltas dominés par les vagues (Buatois & Mángano, 2011).

Thalassinoides Ehrenberg, 1944 (Fig. 6F)

Description: L'ichnogenre *Thalassinoides* se présente en réseau de terriers cylindriques horizontaux non alignés, en forme de T ou en Y et à parois très nettes. La

longueur varie entre 5 et 20 cm et le diamètre varie entre 0,5 et 5 cm.

Interprétation: *Thalassinoides* est une trace d'habitat (*domichnion*) et/ou de nourriture (*fodinichnion*) (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009), représentant l'activité de petits crustacés décapodes vagiles, détritivores et/ou suspensivores (Taylor & Goldring, 1993). Les *Thalassinoides* se stabilisent généralement dans des substrats en début de consolidation (Fürsich, 1974) et attestent de fonds à oxygénation normale, recevant un flux de matière nutritive important. Cet ichnofossile, branchu, est de type «*facies crossing form*» au sens de Frey *et al.* (1978) et de Keighley & Pickerill (1995).

8. CONCLUSION

La Formation des Argiles de Saïda dans la région de Frenda est représentée par une série argileuse à intercalations de grès à grain fin et de lentilles silteuses, ainsi que des intercalations de bancs calcaires bioclastiques. Ses dépôts dans la région de Takhmaret révèlent un âge Oxfordien moyen sommital (Zone à *Transversarium*) à Oxfordien supérieur basal (Zone à *Bifurcatus*, Cherif *et al.*, 2015). Grâce à l'association d'ammonites découverte récemment dans les «Calcaires de Tounkira» (notés NF4), la coupe de Kef Lazreg est datée de la base de l'Oxfordien moyen basal (Zone à *Plicatilis*).

L'étude sédimentologique basée sur les litho-faciès et les structures hydrodynamiques montre que cette formation s'est déposée dans milieu marin peu profond, s'étendant de l'estran à l'océan ouvert. L'approche ichnologique témoigne de l'existence des traces fossiles signalées pour la première fois dans la région. Ces traces sont observées surtout dans la partie inférieure de la Formation des Argiles de Saïda; elles sont dominées par des terriers d'habitat et de nourriture d'organismes endobenthiques et épibenthiques. Elles représentent l'ichno-faciès à *Cruziana* et peuvent être utilisées conjointement avec les litho-faciès précédemment définis comme des critères de reconstitution du milieu sédimentaire.

L'étude des faciès sédimentaires et l'approche ichnologique conduisent à envisager les paléoenvironnements suivants :

- (i) Estran («*foreshore*») à dominance tidale, où apparaissent quelques traces de l'ichno-faciès à *Cruziana* proximal, zone sensiblement énergétique.
- (ii) Avant-plage («*shoreface*») supérieure à traces fossiles appartenant à l'ichno-faciès à *Cruziana* médian, un milieu relativement dominé par les vagues et les tempêtes.
- (iii) Avant-plage («*shoreface*») inférieure-océan ouvert («*offshore*») caractérisé par une diversité relativement élevée des traces fossiles qui marquent l'ichno-faciès à *Cruziana* distal. Il est affecté sporadiquement par l'action des vagues de tempêtes.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement les examinateurs anonymes et le rédacteur en chef, Monsieur Lionel Cavin, pour leurs remarques et critiques constructives sur ce manuscrit. Nous tenons à remercier également Melchor Ricardo (CONICET, Université Nationale de La Pampa, Argentine) pour la détermination des traces fossiles.

RÉFÉRENCES

- Abbassi N. 2007. Shallow marine trace fossils from upper Devonian sediments of the Kuh-E Zard, Zefreh area, central Iran. *Iranian Journal of Science & Technology*, 31: 2-33.
- Allen J.R.L. 1982. Sedimentology structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology, Elsevier*; Amsterdam, 30, v. I: 593 pp., v. II: 663 pp.
- Amruta R. P., Kantimati G. K. & Shweta S. G. 2013. Significance of *Lockeia* and associated trace fossils from the Bada Bagh Member, Jaisalmer Formation, Rajasthan. *Journal of Earth System and Science*, 122: 1359-1371.
- Archer A.W & Maples C.G. 1984. Trace-fossil distribution across a marine-to-non-marine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. *Journal of Paleontology*, 58: 448-466.
- Atrops F. & Benest M. 1981. Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et Kimméridgien du Djebel Nador et Tiaret (Avant-pays tellien, Algérie): Conséquences paléogéographiques. *Geobios*, 1(14): 155-122.
- Auclair D. & Biehler J. 1967. Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, 34: 3-45.
- Augier C. 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, 34: 47-80.
- Bendella M., Benyoucef M., Cherif A. & Benhamou M. 2011. Ichnology and sedimentology of the "Argiles de Saïda formation" (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182 (5): 417-425.
- Benest M., Bensalah M., Bouabdellah H. & Ouardas T. 1999. La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcénien (Avant-Pays Tellien d'Algérie Occidentale): stratigraphie, paléoenvironnements, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, 10(2): 127-157.
- Benest M., Ouardas T. & Boullier A. 1998. Conditions d'installation d'un seuil corallien dans l'intervalle transgressif Oxfordien moyen et supérieur *p.p.* entre le bassin tellien et son avant-pays (Ouest algérien); implications paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 326: 399-405.
- Benyoucef M., Mebarki K., Ferre B., Adaci M., Bulot L.G., Desmares D., Villier L., Bensalah M., Frau C. & Ifrim C. 2017. Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 78: 34-55.
- Bordy E. M., Linkermann S. & Prevec R. 2011. Palaeoecological aspects of some invertebrate trace fossils from the Mid- to

- Upper Permian Middleton Formation (Adelaide Subgroup, Beaufort Group, Karoo Supergroup), Eastern Cape, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 61 : 238-244.
- Bradshaw M. 1981. Palaeoenvironmental interpretations and systematic of Devonian trace fossils from the Taylor Group (Lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24 : 615-652.
- Brede R., Hauptmann M. & Herbig H.-G. 1992. Plate tectonics and the intracratonic mountain ranges in Morocco – The Mesozoic-Cenozoic development of the Central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau*, 81 : 127-141.
- Brenchley P. J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9 : 369-96.
- Bromley R. G. & Asgaard. U. 1972. Notes on Greenland trace fossils : I. Freshwater *Cruziana* from the Upper Triassic of Jameson Land, East Greenland. *Greenland Geology*, Rapport 49 : 7-13.
- Bromley R. G. & Asgaard U. 1979. Triassic fresh water ichno-coenosis from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28 : 39-80.
- Bromley R. G., Ekdale A. A. & Richter B. 1999. New *Taenidium* (trace fossil) in the Upper Cretaceous chalk of northwestern Europe. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 46 : 47-51.
- Buatois L. A & Mángano G. 2011. Ichnology Organism-Substrate Interactions in Space and Time. *Geological Magazine, Cambridge University Press*, 358 pp.
- Caratini C. 1970. Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, 40(1) : 311 pp.
- Chalouan A., Michard A., El Kadiri Kh., Negro F., Frizon de Lamotte D., Soto J.I. & Saddiqi O. 2008. The Rif Belt. In: Michard A., Saddiqi O., Chalouan A. & Frizon de Lamotte D. (Eds), Continental Evolution : The Geology of Morocco Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin Heidelberg, 116 : 203-302.
- Chen Z-Q., Zhou C., Meyer M., Xiang Ke., Schiffbauer J.D., Yuan X & Xiao S. 2013. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors. *Precambrian Research*, 224 : 690-701.
- Cherif A. 2017. Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation des Argiles de Saïda (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du domaine tlemcénien (Algérie ouest). *Thèse de Doctorat*, Université d'Oran 2, Algérie, 251 pp.
- Cherif A., Bert D., Benhamou M. & Benyoucef M. 2015. La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcénien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 34(2) : 363-384.
- Ciszak R. 1993. Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse Doctorat d'Etat, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie*, série 2, Université Paul Sabatier, Toulouse, 20 : 506 pp.
- Claveau J. 1952. Existence dans les environs d'Oujda (Maroc oriental) d'une discordance dans le Jurassique supérieur établi grâce à des niveaux repères récemment reconnus. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 234 : 1796-1798.
- Delfaud J. 1973. Sur l'appartenance de certains «pseudo-flyschs» aux faciès prodeltaïques de plate-forme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 277 : 1125-1128.
- Edward Tawadros E. 2011. *Geology of North Africa*. Chemical Rubber Company Press, Taylor & Francis Group, 917 pp.
- Ehrenberg K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, 23 : 354-359.
- Ekdale A.A., Bromley R.G. & Pemberton G.S. 1984. Ichnology : the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 15 : 1-317.
- Elmi S. 1976. A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. 4^e Réunion annuelle en Sciences de la Terre, Société Géologique de France, 160 pp.
- Elmi S. & Benest M. 1978. Les «Argiles de Saïda», faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *Livre Jubilaire Jacques Flandrin, Document des Laboratoires de Géologie*, Lyon, 4 : 203-261.
- Fenet B. 1975. Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-magrébien : les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse Ès-Sciences*, Université de Nice, 301 pp.
- Fenton C.L. & Fenton M.A. 1937. *Archaeonassa*: Cambrian snail trails and burrows. *American Midland Naturalist*, 18 : 454-456.
- Fillion D. & Pickerill R.K.L. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 7 : 1-119.
- Frey F.A., Green D.H. & Roy S.D. 1978. Integrated Models of Basalt Petrogenesis - Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology*, 19(3) : 463-513.
- Frey R. W., Curran H. A & Pemberton S. G. 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance : the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, 58 : 333-350.
- Frizon de Lamotte D., Zizi M., Missenard Y., Hafid M., El Azzouzi M., Maury R.C., Charrière A., Taki Z., Benammi M. & Michard A. 2008. The Atlas System. In : Michard A., Saddiqi O., Chalouan A. & Frizon de Lamotte D. (Eds). Continental Evolution : The Geology of Morocco Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin Heidelberg, 116 : 133-202.
- Fürsich F.T. 1974. Ichnogenus *Rhizocoralium*. *Paläontologisches Zeitschrift*, 48 : 16-28.
- Ganev M., Khristchev K. & Kolev J. 1980. Carte géologique de l'Algérie. Feuille N° 246 : Frenda au 1/50000^e. *Publication du Service géologique de l'Algérie*.
- Gentil L. & Lemoine P. 1904. Sur les gisements calloviens de la frontière marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 139 : 376.
- Gomez F., Beauchamp W. & Barazangi M. 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28(9) : 775-778.

- Gouramis C., Webb J. A. & Warren A. A. 2003. Fluvio-deltaic sedimentology and ichnology of part of the Silurian Grampians Group, Western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50: 811-825.
- Hagadorn J.-W., Schellenberg S. A. & Bottjer D. J. 2000. Paleoeecology of a large Early Cambrian bioturbation. *Lethaia*, 33: 142-156.
- Hakes W.G. 1976. Trace fossils and depositional environment of four 135 clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, north east Kansas. *University of Kansas Paleontological Contributions*, 63: 1-46.
- Hall J. 1847. *Palaeontology of New York. State of New York*. Van Benthuisen, Albany, 1: 1-338.
- Han Y. & Pickerill R.K. 1994. *Phycodes templis* isp. nov. from the Lower Devonian of northwestern New Brunswick, eastern Canada. *Atlantic Geology*, 30: 37-46.
- Häntzschel W. 1975. Trace fossils and problematica. In: Teichert C. (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part W, Miscellanea, Supplement I. Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado, Lawrence, Kansas, 1-269.
- James U.P. 1879. Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist*, 3: 17-24.
- Keighley D.G. & Pickerill R.K. 1995. Commentary: the ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*, historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, 3: 301-309.
- Keighley D.G. & Pickerill R.K. 1997. Systematic ichnology of the Mabou and Cumberland groups (Carboniferous) of Western Cape Breton Island, eastern Canada, 1: burrows, pits, trails, and coprolites. *Atlantic Geology*, 33: 181-215.
- Locklair R.E. & Savrda C.E. 1998. Ichnology of rhythmically bedded Demopolis chalk (Upper Cretaceous, Alabama): implications for paleoenvironment, depositional cycle origins, and tracemaker behavior. *Palaios*, 13: 423-438.
- Malpas J.A., Gawthorpe R.L., Pollard J.E. & Sharp I.R. 2005. Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215: 239-264.
- Màngano G., Buatois L. A. & Guinea F.M. 2005. Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: Animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, 42(4): 641-668.
- Mangold C., Elmi S. & Benest M. 1974. Les Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 279: 137-140.
- Mayoral E., Ledesma-Vazquez J., Baarli B.G., Santos A., Ramalho R., Cachão M., da Silva C.M. & Johnson M.E. 2013. Ichnology in oceanic islands, case studies from the Cape Verde Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 381: 47-66.
- M'Coy F. 1850. On some genera and species of Silurian *Radiata* in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, 6(2): 270-290.
- Miller W. 2001. *Thalassinoides-Phycodes* compound burrow systems in Palaeocene deep-water limestone, Southern Alps of Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 149-156.
- Moore J. N. 1976. Depositional environments of the Lower Cambrian Poleta Formation and its stratigraphic equivalents, California and Nevada. *Brigham Young University Geology Studies*, 23: 23-38.
- Muñiz F. 1998. Paleocnología del Neógeno Superior en el sector sur occidental de la Cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva). *Thèse de Doctorat (inédit.)*, Université de Huelva, 272 pp.
- Myrow P. M. & Southard J. B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 875-887.
- Orlowski S. 1989. Trace fossils in the Lower Cambrian sequence in Wwietoczkyskie Mountains, Central Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, 34: 211-231.
- Payros A., Astibia H., Cearreta A., Pereda-Suberbiola X., Murelaga X. & Badiola A. 2000. The Upper Eocene South Pyrenean Coastal Deposits (Liedena Sandstone, Navarre): Sedimentary Facies, Benthic Foraminifera and Avian Ichnology. *Facies*, 42: 107-132.
- Pemberton S.G. & Frey R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56: 843-881.
- Pollard J. E. 1981. A comparison between the Triassic trace-fossils of Cheshire and south Germany. *Palaeontology*, 24: 555-588.
- Pollard J.E. 1985. *Isopodichnus*, related trace fossils and notostracans from Triassic fluvial sediments: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth Sciences*, 76: 273-285.
- Pouyanne J. 1877. Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 1/400.000^e de la région de Tlemcen. *Annales des Mines*, Alger, série 7, t. XII, p. 81.
- Reineck H. E. & Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.
- Richter R. 1850. Aus der thuringischen Grauwacke. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift*, 2: 198-206.
- Rodriguez-Tovar F.J., Uchman A., Martin-Algarra A. & O'Dogherty L. 2009. Nutrient spatial variation during intrabasinal upwelling at the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event in the westernmost Tethys: an ichnological and facies approach. *Sedimentary Geology*, 215: 83-93.
- Rossetti D. F. 1997. Internal architecture of mixed tide- and storm-influenced deposits: an example from the Alcantara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 114: 163-188.
- Rubino J. L. 1984. Synthèse bibliographique des connaissances sur les sables de plate-forme. Total Centre Français du Pétrole. *Direction Fondamentale d'Exploration, Département et Laboratoire d'Exploration*, 61 pp.
- Saporta G. D. 1887. Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15(3): 286-302.
- Schindewolf O. H. 1928. Studien aus dem Marburger Buntsandstein, III-VII. *Senckenbergiana*, 10: 16-54.
- Schlirf M. 2000. Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geologica and Palaeontologica*, 34: 145-213.
- Seilacher A. 1955. Spuren und Fazies im Unterkambrium. In: Schindewolf O. H. & Seilacher A. (Eds), Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, *Abhandlungen*, 10: 373-399.
- Seilacher A. 1959. Zur ökologischen Charakteristik von Flysch

- und Molasse. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 51: 1062-1078.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- Seilacher A. & Seilacher E. 1994. Bivalvian trace fossils: A lesson from actinopaleontology. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 169: 5-15.
- Sharafi M., Ashuri M., Mahboubi A. & Moussavi-Harami R. 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, north eastern Iran. *Palaeoworld*, 21(3-4): 202-216.
- Singh H. R., Rodriguez-Tovar F. J. & Ibotombi S. 2008. Trace fossils of the Upper Eocene–Lower Oligocene transition of the Manipur, Indo-Myanmar Ranges (Northeast India). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17: 821-834.
- Squires R. L. & Advocate M.D. 1984. Meniscate burrows from Miocene lacustrine-fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocochia Mountains, southern California. *Journal of Paleontology*, 58: 593-597.
- Taylor A.M. & Goldring R.L. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1): 141-148.
- Tchoumatchenco P. & Khrishev Kh. 1992. Le Jurassique dans les Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *Geologica Balcanica*, 22 (5): 29-39.
- Touahria A. 1979. Biostratigraphie du Callovien des environs de Saïda (Algérie occidentale). Les Reineckeidae (Ammonitina, Perisphinctaceae). *Thèse 3^e Cycle*, Université de Lyon, 152 pp.
- Uchman A. 1992. Ichnogenus *Rhizocorallium* in the Paleogene flysch (Outer Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 43(1): 57-60.
- Uchman A. & Gaździcki A. 2006. New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, 27 (2): 153-170.
- Uchman A., Mikuláš R. & Rindsberg A.K. 2011. Mollusc trace fossils *Ptychoplasma* Fenton and Fenton, 1937 and *Oravaichnium* Plička and Uhrová, 1990: Their type material and ichnospecies. *Geobios*, 44: 387-397.
- Uchman A., Rodriguez-Tovar F. J., Machaniec E. & Kędzierski M. 2013. Ichnological characteristics of Late Cretaceous hemipelagic and pelagic sediments in a submarine high around the OAE-2 event: A case from the Rybie section, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370: 222-231.
- Uroza C.A. & Steel R.J. 2008. A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, 203: 229-245.
- Vossler S. M. & Pemberton S. G. 1989. Ichnology and paleoecology of offshore siliciclastic deposits in the Cardium Formation (Turonian, Alberta, Canada). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74: 217-239.
- Walker R.G. & Plint G.A. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker R.G., James N.P. (Eds), Facies Models. *Geological Association of Canada*, 219-238.
- Zenker J. C. 1836. Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in Naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung: J. C. Zenker (ed.). *Wackenhoder (Jena)*, 338 pp.