



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Faculté des Sciences de la Terre & de l'Univers
Université d'Oran 2
Département des Sciences de la Terre

Mémoire pour l'obtention du Diplôme de Master 2

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

**Caractères lithologiques, sédimentologie et environnement de dépôt
du Membre supérieur de la Formation des Argiles de Marhouma
(Famennien VI / Dévonien supérieur) dans la coupe de Ouarourout
(SW Sahara algérien)**

Présenté par : Mr. SOUAMET Ilyes

Devant le jury composé de:

- **Président :** M. BOUTERFA.B. MA-A.
- **Encadrant :** M. OUALI MEHADJI A.E.K. Professeur.
- **Examineur :** M.KHALDI.Y. MA-A.

Année universitaire : 2023/2024

A v a n t - p r o p o s

En premier lieu, je tiens à exprimer ma gratitude envers le bon Dieu tout-puissant et tout miséricordieux qui m'a accordé la volonté et le courage de terminer ce modeste travail.

Je remercie du fond du cœur mes parents pour leur soutien indéfectible tout au long de mon parcours académique, votre encouragement constant et votre confiance en moi ont été les piliers sur lesquels J'ai construit ce travail.

Mes sincères remerciements vont à Monsieur **OUALI MEHADJI A.** Pour avoir accepté de m'encadrer et m'avoir suggéré ce sujet et de m'avoir accordé une grande partie de son temps précieux pour accomplir ce travail.

Je tiens remercier également les membres de jury :

Monsieur., **BOUTERFA B** pour avoir accepté la présidence du jury.

Monsieur, **KHALDI .Y** pour avoir consacré une partie de son temps pour examiner ce travail.

J'aimerais aussi exprimer ma gratitude envers Monsieur **LIMAM H**, spécialiste dans le domaine des ichnofossiles pour son aide dans la détermination des traces fossiles.

J'apprécie les efforts de Monsieur **BOUZA H**, pour son aide à la confection de mes lames minces.

Enfin, je suis reconnaissant envers toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Dédicace

Avoir une pensée profonde pour mon regretté, mon chère Grand père qui m'a beaucoup appris, m'a toujours soutenu, dont la disparition a laissé un grand vide dans nos cœurs. Puisse Dieu tout puissant assurer le repos de son âme.

Je dédie ce modeste travail Spécialement à :

Ma chère mère, qui m'a donné la vie, le symbole de tendresse, qui s'est sacrifiée pour mon bonheur et ma réussite.

Mon père qui m'a tant aidé et encouragé, je supplie dieu de leur donner le bonheur et la santé.

Mes frères, Mouhamed amine, Abdelmadjid, Zakaria, Nadir, pour leur encouragements.

Mes sœurs.

Mes chères amis Youcef Z, Othmane M et Nouredine T.

Toute ma famille (paternelle et maternelle)

Tous mes camarades de la promotion.

SOUAMET Ilyes

RESUME

Notre étude concerne le passage entre la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout, d'âge Famennien VI (Dévonien supérieur), dans le secteur de Ouarourout (Faisceau de la Saoura, Monts d'Ougarta).

L'étude lithologique montre une succession essentiellement siliciclastique, formée par une alternance de combes argileuses à passées de silts et des bancs de grès fin à moyen, à stratifications horizontales, des HCS, litages de ride et quelques rares niveaux à cône-in-cône. On note, la présence vers le bas d'un niveau de calcaire griotte, et des slumps vers le haut.

L'étude sédimentologique s'est basée sur l'analyse des microfaciès, des faciès en références aux figures sédimentaires qui lui sont associées, et des traces de bioturbations (ichnofaciès). On a distingué 5 faciès principaux : faciès des argiles (F1), faciès des calcaires pélagiques de type « griotte » (F2), faciès des silts (F3), faciès des grès (F4) et faciès des clacisiltites à *cone in cone* (F5).

Enfin, une seule association de faciès regroupe les différents faciès identifiés, reflétant une dynamique à deux phases ; La première à condition hydrodynamique faible, dans une plateforme, en position distale (*offshore*), dominée par la floculation et charges de fonds de sédiments fins (argiles silteuses à passées de silts fins), et la seconde à condition à énergie hydrodynamique moyenne, sous forme d'échos de tempêtes ou de perturbations par des vagues internes (*internal waves*), en offshore-transition, sur le bord supérieur du talus.

Mots-clés : Monts d'Ougarta, Dévonien supérieur, passage entre la formation des Argiles de Marhouma et les Grès de Ouarourout, Famennien VI, Ouarourout, sédimentologie, lithologie.

Chapitre 1

Généralités

INTRODUCTION

Ce chapitre aborde les aspects physiques (géographie et géologie) de la région étudiée, afin de présenter une vue d'ensemble des terrains du Dévonien. Un résumé des travaux majeurs réalisés sur ce système dans le Sahara algérien est aussi donné ainsi qu'une brève description des unités lithostratigraphique reconnues dans les Monts d'Ougarta.

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

A. Cadre géographique général de la Chaîne d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont situés sur la partie Nord-Ouest du Sahara algérien, à environ 1000 km au Sud d'Oran et 200 km de la ville de Béchar. Cette chaîne, de 450 km de longueur et 200 km de largeur, est limitée par plusieurs reliefs dont au Nord la Hamada du Guir, au NE le Grand Erg occidental, au NW le Kem Kem et la Hamada du Draa, au SE par le Touat et au SW, par l'Erg Iguidi et Erg Chech.

Cette chaîne est formée par 2 faisceaux orientés NW-SE (Alimen et al., 1952) :

- Au NW, le faisceau de la Saoura ou Monts d'Ougarta.
- Au SE, le faisceau de la Daoura : ce dernier comprenant le Kahal Tabelbala, le Djebel Ben Tadjine et les Monts de la Daoura.

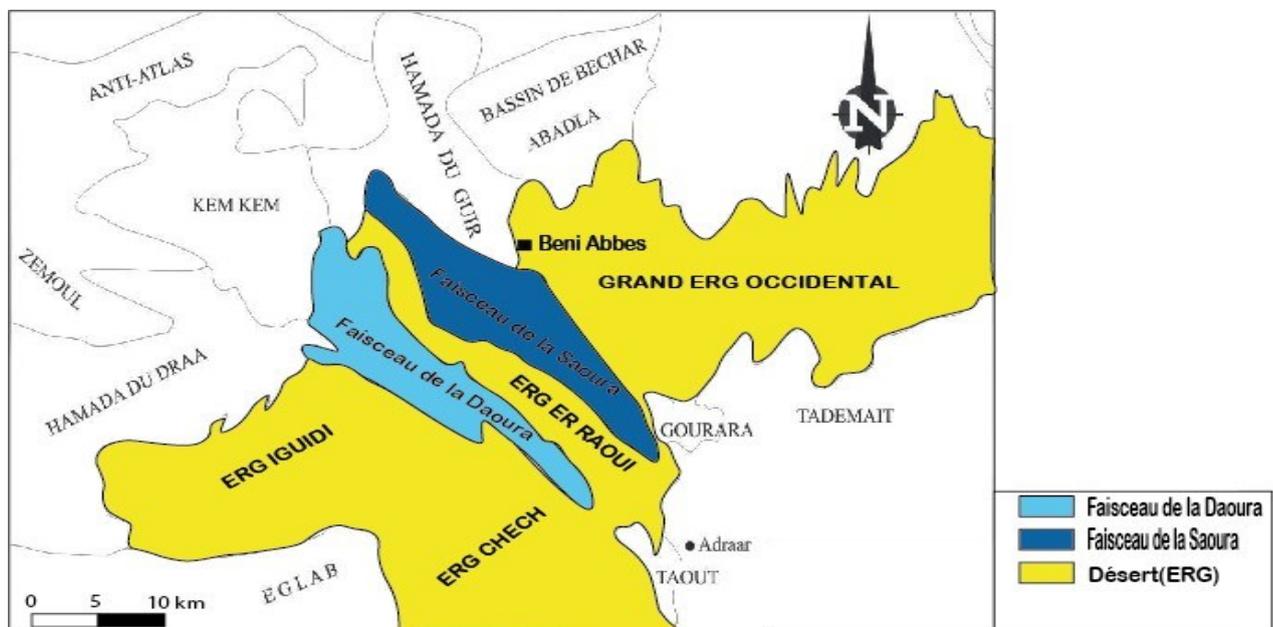


Fig. 1 : Situation géographique des Monts d'Ougarta (Fabre, 1976, modifié, in Hervouet et Duée, 1996).

B. Cadre géographique du secteur d'étude

Notre secteur d'étude Ouarourout est situé au sein du faisceau de la Saoura, à environ 5 km au nord-ouest de la ville de Beni Abbès.

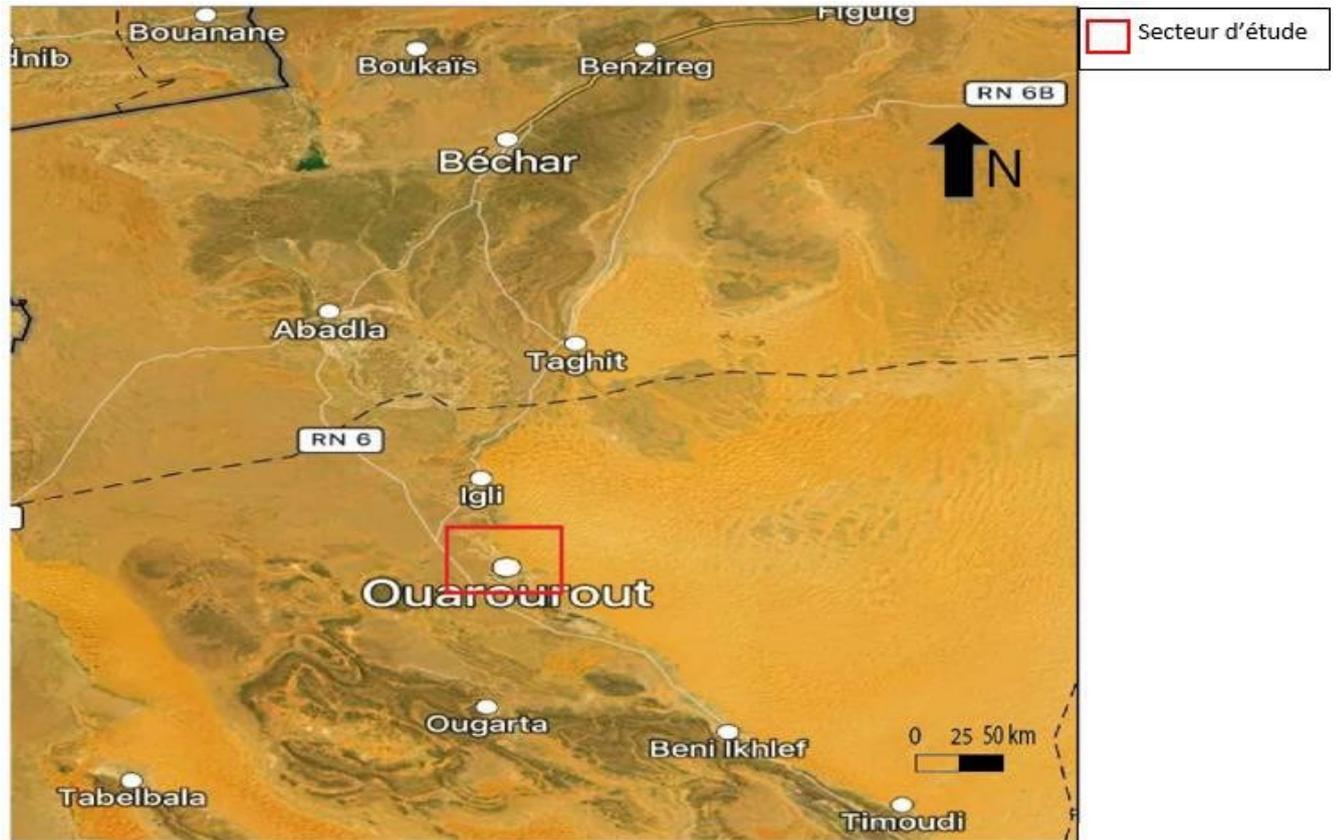


Fig. 2 : Cadre géographique du secteur d'étude.

II. CADRE GEOLOGIQUE

A. Cadre géologique général de la chaîne d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont formés par un socle précambrien et une couverture paléozoïque (Menchikoff, 1933 ; Fabre, 1976 ; Ait-Kaci, 1990 ; Fabre, 2005).

Le socle **précambrien** est caractérisé par des terrains volcaniques et volcano-sédimentaires, généralement localisés au cœur des anticlinaux (CHIKHAOUI, 1974, 1981).

Le Paléozoïque (du Cambrien au Carbonifère) constitue une couverture sédimentaire épaisse, discordante sur le socle, et formée par 4 barres gréseuses dont deux barres sont attribuées au Cambrien et deux autres à l'ordovicien.

Ensuite, **le Silurien** est argileux, et apparaît dans des synclinaux aux alentours du village Ougarta.

Les formations du **Dévonien** de l'Ougarta ont été définies par Gomez Silva et al. (1963), BRP (1964), Bastien (1965) et Legrand, 1964 ; 1977 ; 1983).

Le Dévonien inférieur est subdivisé en quatre formations par Legrand (1964), ce sont :

- Formation de Zeimlet attribuée au Lohovien *pp.*
- Formation argilo-calcaire du Saheb El Djir du Lohovien (ou Gedinnien inférieur).
- Formation des grès de Dkhissa du Lohovien – Praguien.
- Formation argilo-calcaire de Teferguenite du Praguien supérieur à Emsien supérieur.

Le Dévonien moyen est représenté par la majeure partie de la Formation du Chefar El Ahmar (Emsien supérieur-Eifélien) définie par Poueyto et Bastien (1965).

Le Dévonien supérieure comprend le sommet de la Formation de Cheffar El Ahmar du Frasnien, la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout, du Famennien.

Le passage entre les Argiles de Marhouma et Grès de Ouarourout est constitué essentiellement par des argiles et des grès. Les argiles livrent une faune de Goniatites et de Brachiopodes en éboulis. Les grès sont à stratifications horizontales, obliques en mamelons, des figures « *cone-in-cone* », figures de base du banc et des bioturbations.

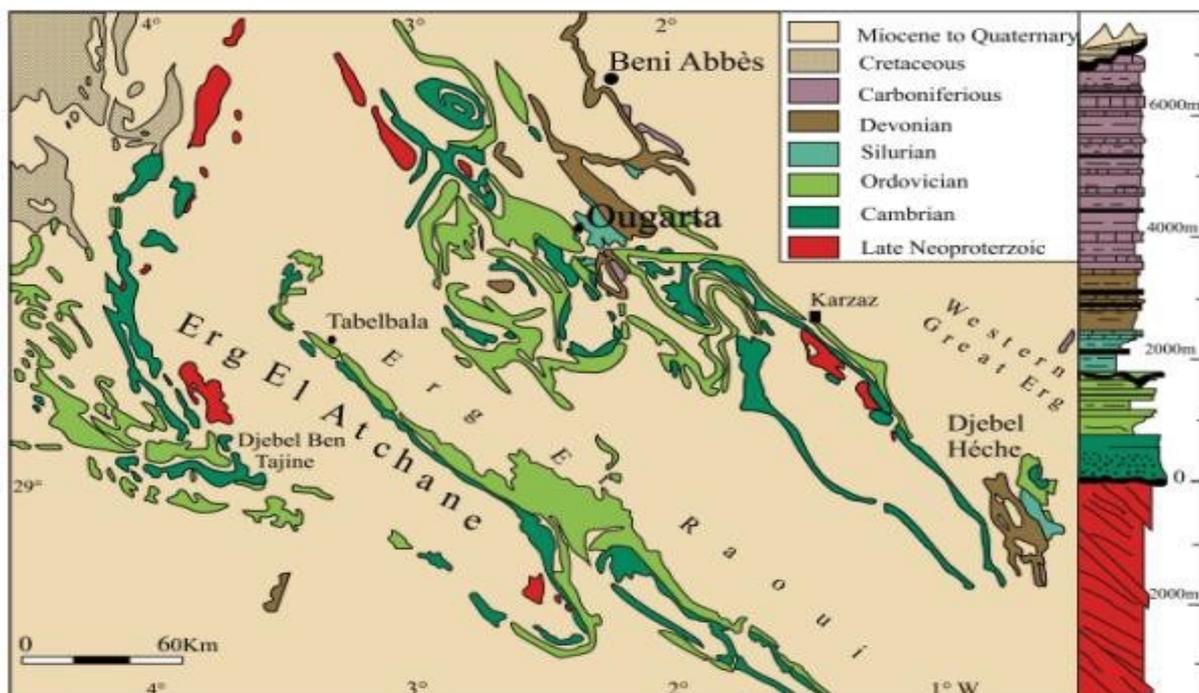


Fig. 3: Carte géologique des Monts d'Ougarta (Ghienne *et al.* 2007).

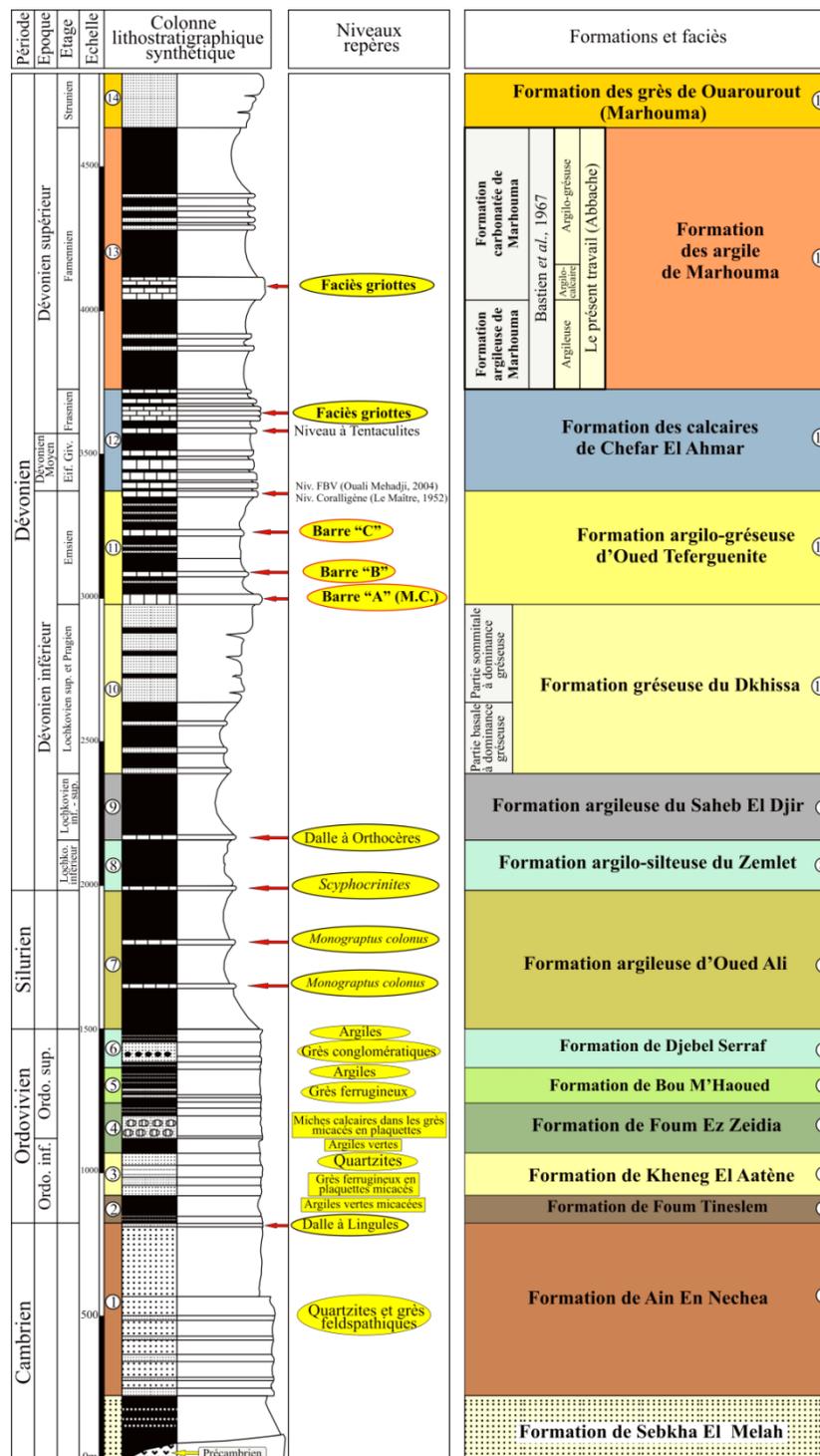


Fig. 4 : Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de l'Ougarta (Gomez Silva et al., 1963 ; Legrand, 1967 ; Bastien, 1967 ; Donzeau, 1971) (Modifiée d'après Abbache 2019)

B. Cadre géologique du secteur d'étude

Notre secteur d'étude se trouve sur la vallée de la Saoura où affleurent de toutes les formations qui du Dévonien supérieur. Cette étude concerne une partie des Argiles de Marhouma sous-jacentes aux Grès de Ouarrourout.

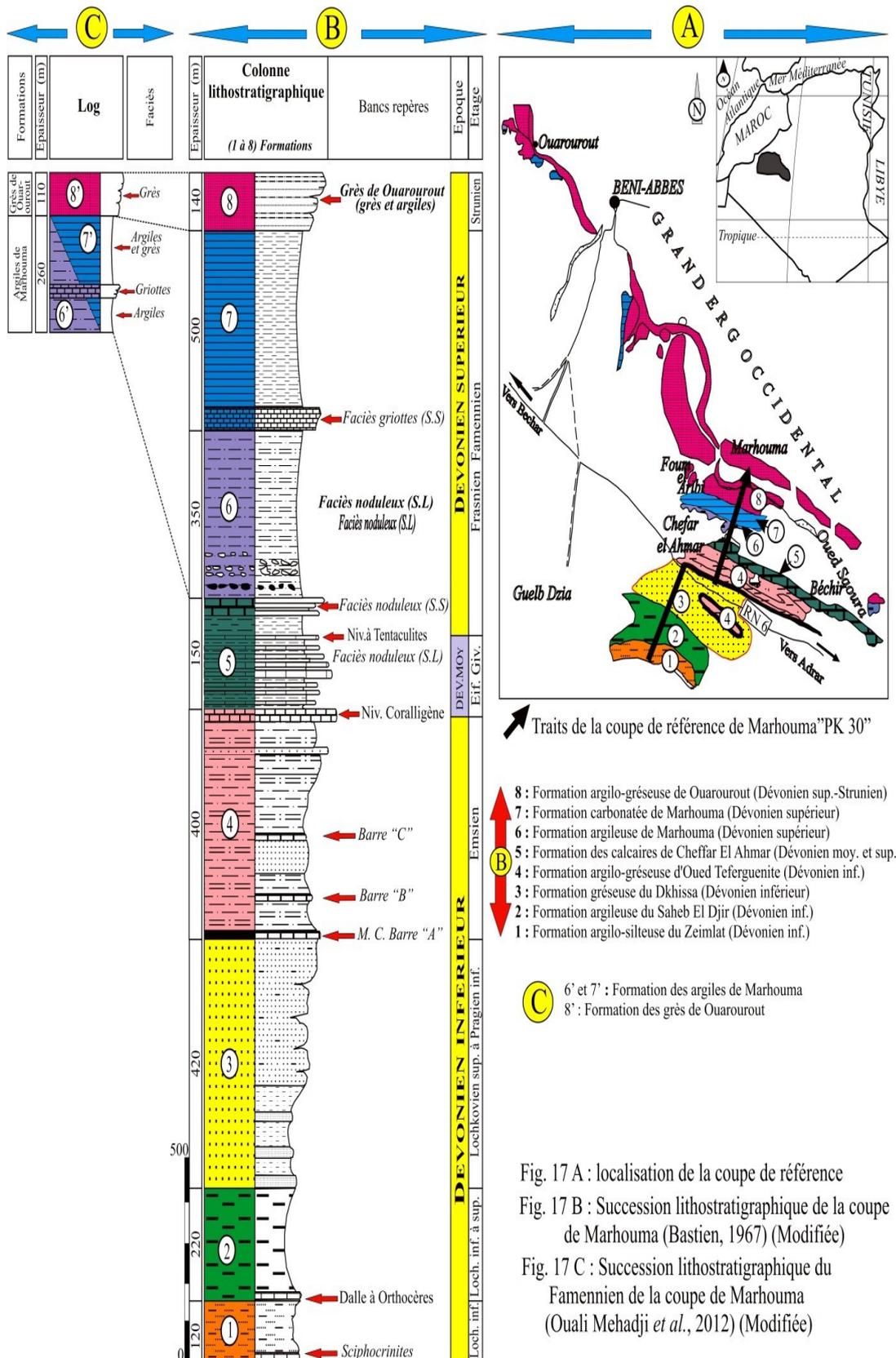


Fig. 5 : Carte de faciès (A) et coupe de référence durant le Dévonien (Bastien, 1967) et le Famennien (Ouali Mehadjji et al., 2012) dans l'Ougarta (Modifiée, d'après Abbache, 2019).

IV. HISTORIQUE DES PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LE DEVONIEN SUPERIEUR D'OUGARTA

Gauthier et Haug (1903-1906) signalent la présence de terrains supposés dévoniens dans la Saoura. En 1903, Gauthier récolta les premières faunes, selon lesquelles Haug (1906) a attribué l'âge Dévonien supérieur à la faune récoltée (Goniatites) dans la chaîne de la Saoura.

Les travaux de **Menchikoff (1930 ; 1933)** ont permis de tracer les grands traits stratigraphiques et structuraux des Monts d'Ougarta suivis ensuite par divers travaux (**Petter, 1959 ; 1960**) et les synthèses de **Legrand (1967 ; 1981)**.

Fabre (1976) réalise une synthèse sur la géologie du Sahara algérien du précambrien, en passant par le Paléozoïque, jusqu'au quaternaire. Au niveau de la coupe du km 30, cet auteur donne une présentation générale du Dévonien.

Boumendjel et al. (1997) réalisent une étude biostratigraphique des formations dévoniennes de la Saoura (Formations de l'Oued Ali, de Dkhissa, de Teferguenite, de Chefar el Ahmar et de Marhouma) à partir de 8 coupes levées dans différents secteurs. Cette étude est basée surtout sur la faune et la microfaune.

Abbache (2001) réalise un mémoire de Magister sur les calcaires « griottes » du Givétien (Dévonien moyen) et Famménien (Dévonien supérieur) au niveau de deux secteurs différents dans la région d'Ougarta.

Bendella (2004) présente sa thèse de Magister sur les Grès de Marhouma et d'Ouarourout (Dévonien terminal). Avec l'application du concept d'ichnofaciès ; il a proposé le cône sous-marin comme un milieu de dépôt, indiqué par l'ichnofaciès à *Nereites*.

Ait Ouali & Nadjari (2007) publient le bassin d'Ougarta: une mobilité permanente au paléozoïque dans le Mémoire Service Géologique National et dans lequel est intégré un travail de Ait Ouali consacré aux Grès de Marhouma considéré comme un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire géologique.

Ouali Mehadji et al. (2006). Présentent les indices de déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismes: Exemple du Dévonien terminal de l'Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias –Dogger D'Ain-Ouarka (Atlas saharien occidentale, Algérie) dans une réunion des sciences de la Terre à Oran.

Berka (2008) présente un mémoire d'ingénieur sur les grès de Marhouma d'âge Famennien terminal, dans la région de Tamtert (El Ouata Algérie du Sud-Ouest) par l'étude lithostratigraphique et sédimentologique.

Ouali Mehadji et al. (2012) donnent une estimation de l'épaisseur réelle et des environnements des dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma.

Bendella (2012) soutint sa thèse de doctorat sur l'évolution des traces fossile dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara), et dans le temps en Algérie occidentale, inventaire et mise en évidence des évènements anoxique.

Bendella & Ouali Mehadji (2014) publient un article sur les traces fossiles du Dévonien supérieur de la Saoura.

Hadj Fateh (2014) présente un inventaire et interprétation des structures de déformation (soft sédiment déformation structur) des grès de Marhouma (Famennien) dans la cluse de Marhouma (Soura).

Mahboubi abdessamed (2015) a soutenu sa thèse de doctorat sur les microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au Dévonien supérieur du Sahara algérien nord-occidental.

Abbate (2019) étudie la paléobiodiversité et les évènements eustatiques au cours du Dévonien supérieur, depuis Ben-Zireg au Nord, jusqu'au Gourara au Sud, en passant par la coupe du « km 30 », près de Beni Abbès. Il montre une différenciation des aires sédimentaires à faciès griottes au Nord par rapport aux ensembles argilo-gréseux, équivalents, de la zone méridionale du Sahara qui semble bien calquer sur un morcellement du socle.

V. BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

A. But du travail

Notre travail vise à faire une étude lithologique à partir d'une coupe géologique au niveau du passage entre les Argiles de Marhouma et les Grès de Ouarourout, pour caractériser par des arguments sédimentologiques leur environnement de dépôt.

B. Méthodologie de travail

L'étude est subdivisée en trois phases importantes :

- 1) **Phase de la recherche bibliographique** : elle concerne la consultation des documents des travaux antérieurs et des cartes topographiques et géologiques sur la région d'étude.

- 2) **Phase de mission terrain** : Le travail de terrain consiste en un levé d'une coupe lithologique avec une attention particulière sur les caractéristiques sédimentologiques (faciès, structures figures sédimentaires et bioturbations).
- 3) **Phase de laboratoire** : huit (08) lames minces ont été effectuées au sein de laboratoire géologique de l'université d'Oran 2, pour une étude microscopique détaillée des microfaciès.

Chapitre 2

Description lithologique

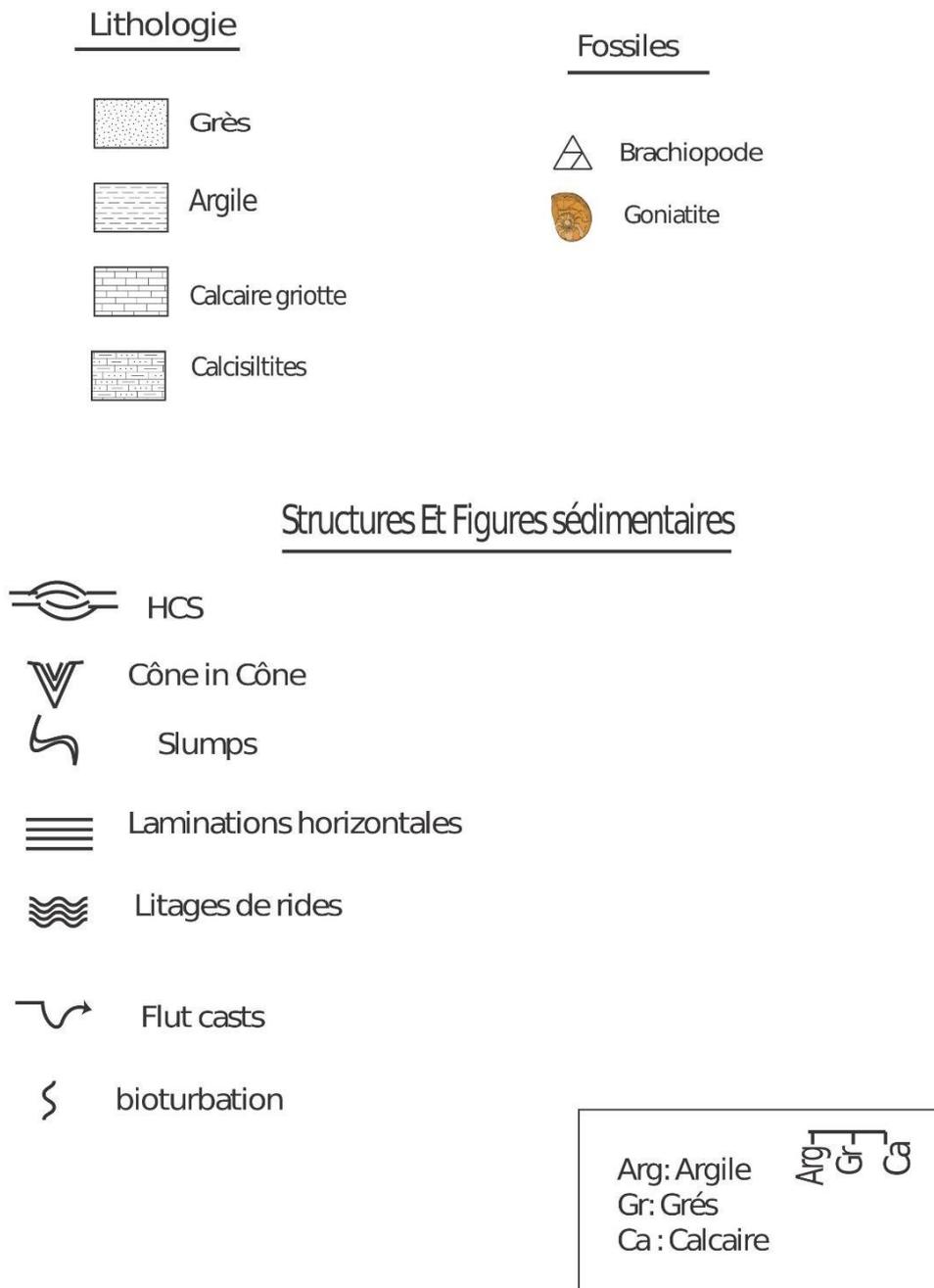


Fig. 7 : Symboles et figures utilisés dans la coupe.

INTRODUCTION

Ce second chapitre sera consacré à la description lithologique la coupe choisie pour l'étude. Celle-ci concerne le passage entre les Argiles de Marhouma et les Grès de Ouarourout.

1. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

A. Situation de la coupe

La coupe a été levée dans le secteur de Ouarourout sur la rive droite de l'Oued Saoura, au niveau du passage entre la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des grès de Ouarourout (Fig. 8), à environ 5 km au nord-ouest de la ville de Beni Abbés.



Fig. 8 : Vue panoramique des affleurements étudiés.

B. Description Lithologique

Notre coupe a été levée environ 60m au-dessus des derniers paquets de calcaires griottes du Famennien VI de la Formation des Argiles de Marhouma. Cette coupe montre une épaisseur d'environ 162 m (Fig. 8 et 9). Elle est caractérisée par des combes d'argiles, grise à verte, à passées de silts, et des passées de grès en plaquettes.

Les argiles sont de couleur rouge au début, devenant verte à aspect schisteux à la fin, d'épaisseur métrique (2 m) à pluri-décamétrique (35m), à passées de silts en plaquettes d'épaisseur centimétrique (0.02 à 0.04 m) (Pl. II, fig.1). On rencontre parfois quelques goniatites en éboulis. Un banc de calcaire griotte (0.4 m) à Goniatites (Pl. I, fig.3), clyménies et brachiopodes vient s'intercaler et deux niveaux de calcisiltites à *Cône-in-Cône* d'épaisseur centimétrique (0.03 à 0.04m) (Fig. 9) et (Pl. II, fig.3).

Les bancs de grés sont généralement à grain fin, légèrement chenalisés, associée à des figures d'érosion (*flute-casts*) et hydrodynamiques (laminations obliques en mamelons HCS (Pl. I, fig 1), laminations horizontals (Pl. III, fig. 1), litages de rides). Certains niveaux montrent des structures de déformations synsédimentaires de type slumps et des traces de bioturbation sur la surface des bancs (Fig. 9) et (Pl. III, fig. 3).

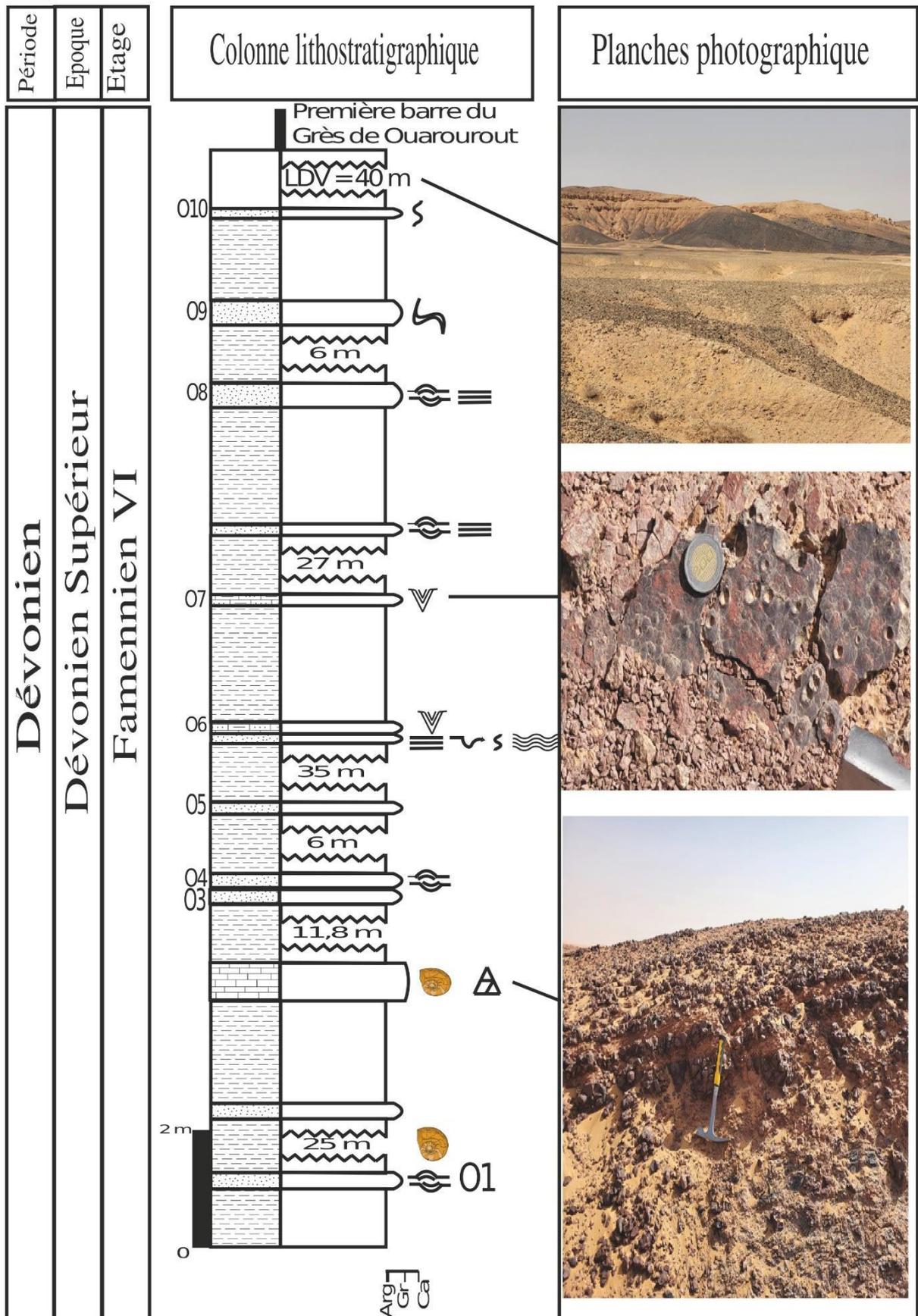


Fig. 9 : Colonne lithologique de la coupe étudiée.

C. Attribution stratigraphique

Notre coupe, située stratigraphiquement au passage entre la Formation des Argiles de Marhouma et les Grès de Ouarourout, est caractérisée par la présence de Goniatites (en éboulis) dans les niveaux argileux et des goniatites, clyménies et brachiopodes dans un niveau de calcaire griotte.

Petter, 1959; Abbache, 2019; Abbache *et al.*, 2022, ont notés aussi la présence des Goniatites du Famennien Zone VI (Fig.10).

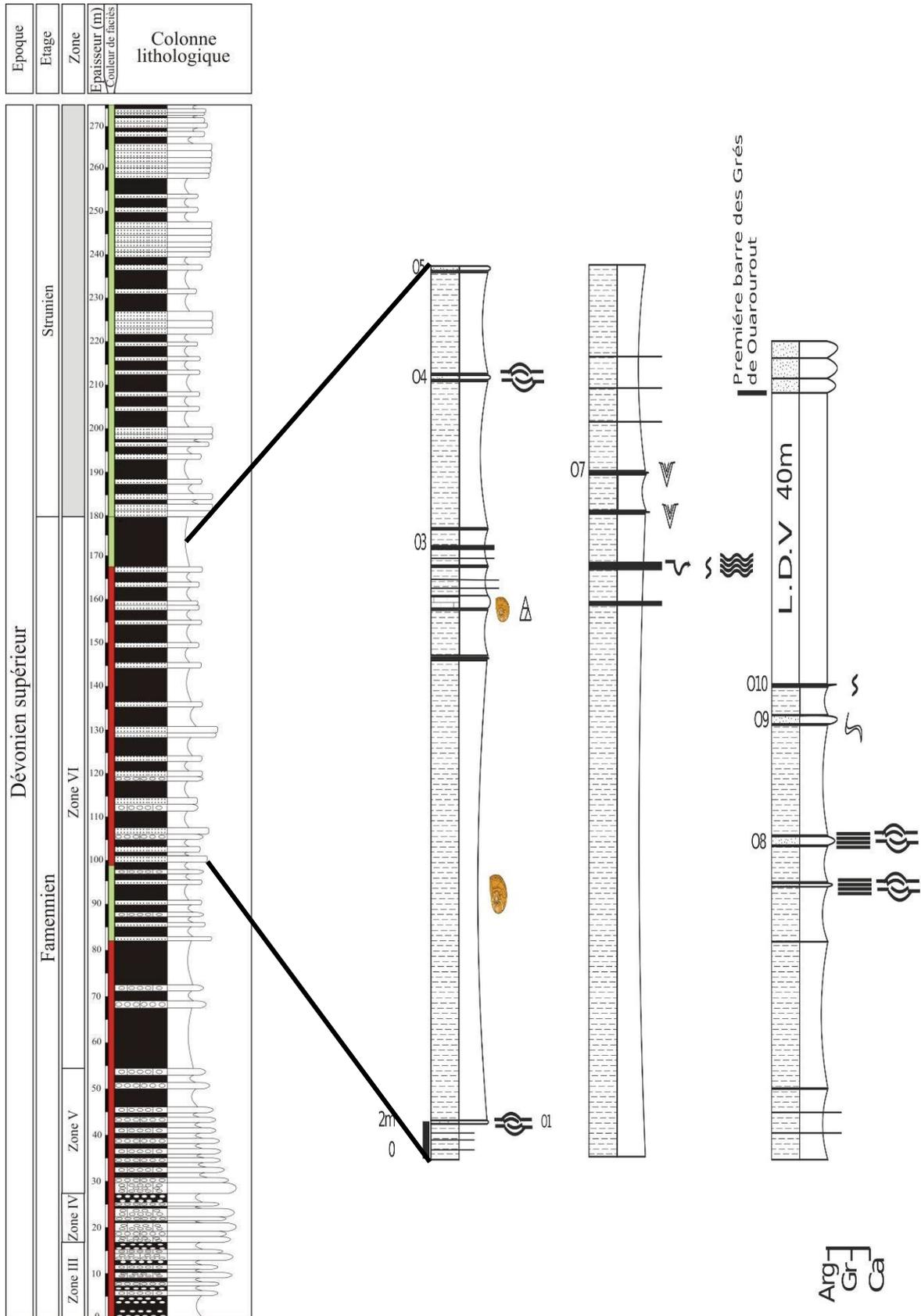


Fig. 10: Position de la coupe étudiée par rapport aux zones à Goniatites du Famennien de Ouarourout (Abbache, 2019).

Chapitre 3

Faciès et environnements de dépôts

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à l'étude sédimentologique de la coupe réalisée dans le Famennien VI de Ouarourout, au niveau du passage entre la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout.

Elle est basée sur : i) les caractéristiques lithologiques et les structures sédimentaires ; ii) l'étude des lames minces pour appréhender le microfaciès, afin de compléter les observations de terrain ; enfin, iii) l'analyse des traces fossiles (ichnofossiles).

L'environnement sédimentaire est ensuite proposé sur la base de ces différentes analyses.

I. Description des lames minces :

Lame mince N01 (O1)

Grains de quartz (QZ) de la taille des silts, abondants (70 %), fin, à matrice argilo-calcaires (30 %). Les contacts entre les grains de quartz (de petite taille, silts) ne sont pas bien observables. Les grains baignent dans une matrice boueuse (argileuse), avec possible présence de matière organique (imprégnations à fond noire) (Fig.11).

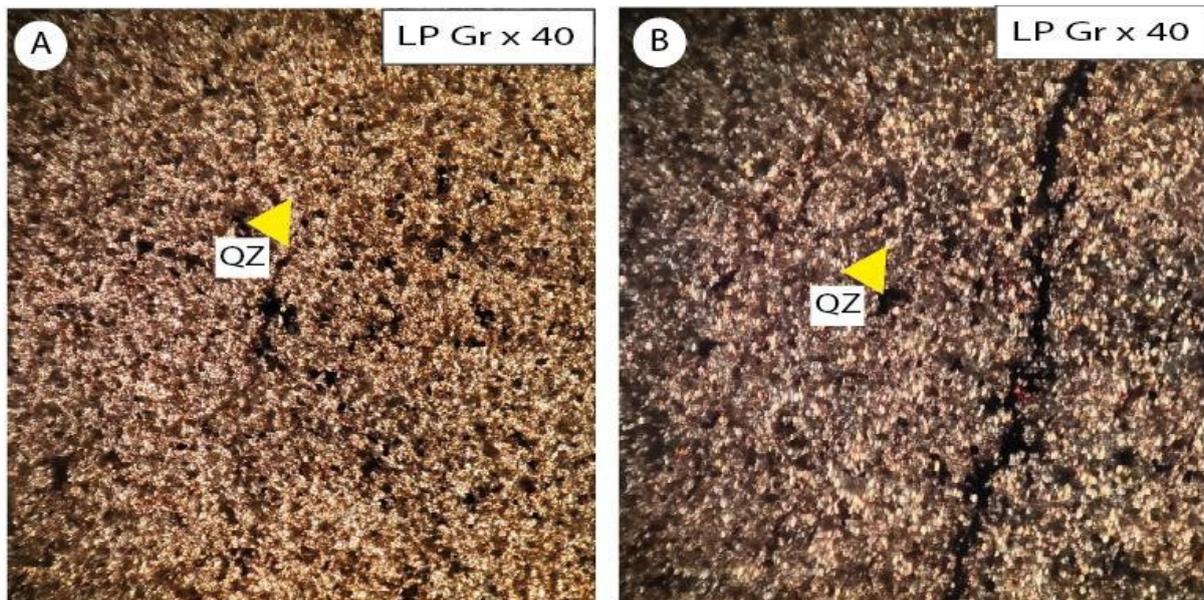


Fig. 11 : Photo de la lame O1, QZ= quartz.

Lame mince N02 (O3)

Grains de quartz (QZ) 60 % de la taille des silts, dans une matrice (40 %), de nature argileuse. Les grains de quartz sont alignés selon des lamines séparés par des lits argileux (Fig.12).

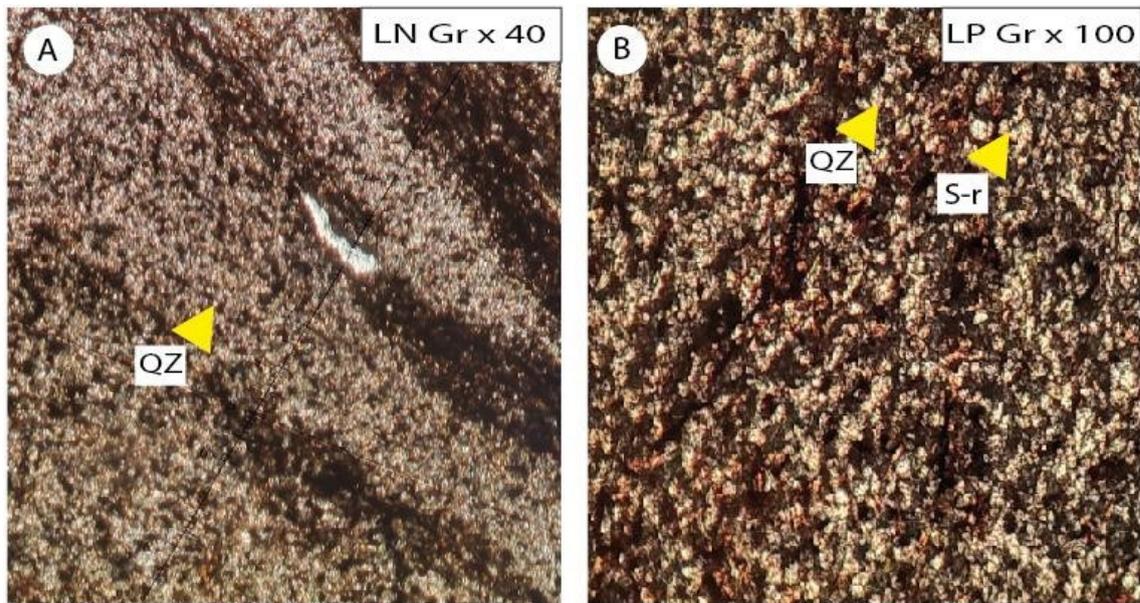


Fig. 12 : Photo de la lame O3, à laminations de rides (laminés obliques) QZ= quartz, contact surface régulière (S-r).

Lame mince N03 (O4)

Grains de quartz (QZ) 50 à 60 %, de la taille des silts, et pelotes fécales, de forme ovoïde (moins de 10%). La matrice représente 30 à 40 %, argileuse. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Le contact entre les grains de quartz est de type surface régulière et parfois un contact grain-grain point, et de type concavo-convexe (Fig.13).

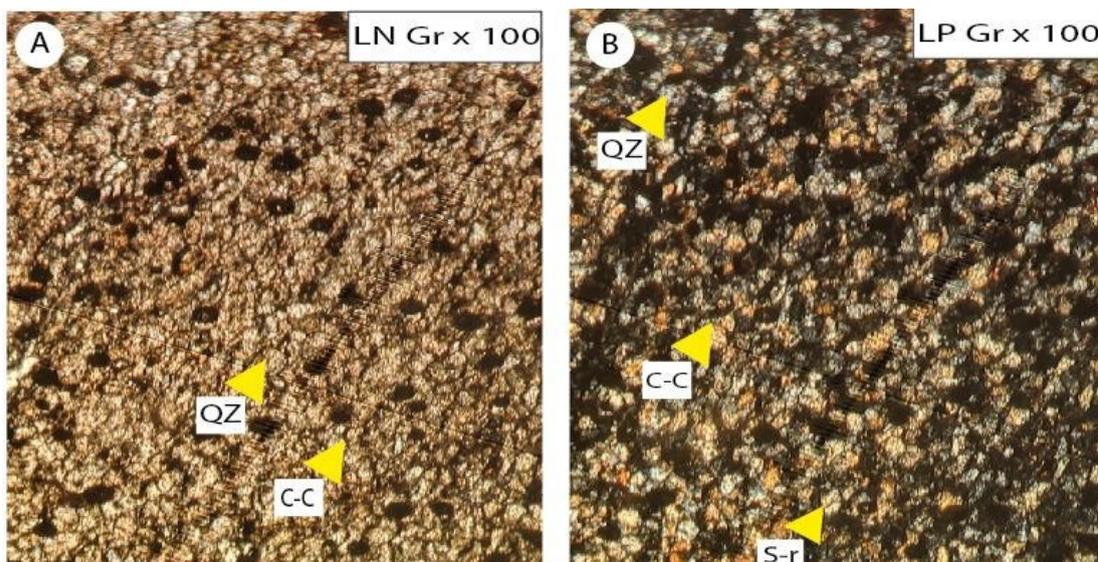


Fig. 13 : Photo de la lame O4, QZ= quartz, contacte surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C).

Lame mince N04 (O5)

Grains de quartz (QZ) 65%, de la taille des silts, et matrice argileuse (35%) associée à des feuillets de Muscovite. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contact de type surface régulière, concavo-convexe et contact de type grain-grain point (Fig.14).

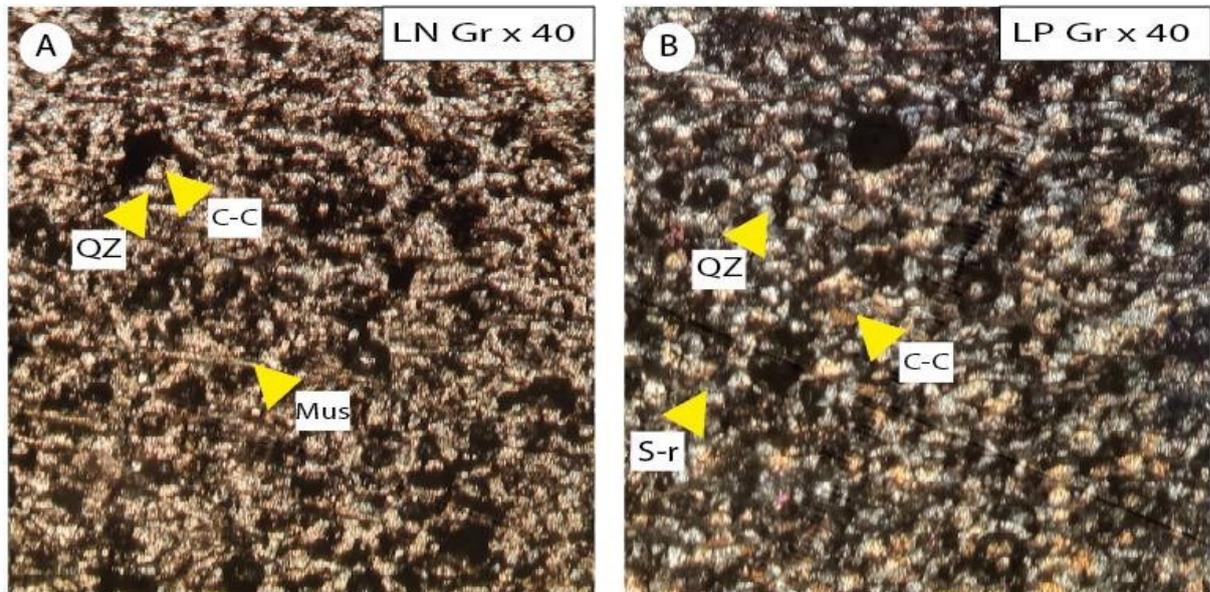


Fig. 14 : Photo de la lame O5, QZ= quartz, Mus= muscovite, contacte surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C).

Lame mince N05 (O7)

L'échantillon O7 (fig. 15) de calci-siltites à *Cône in Cône* montre des minéraux de Calcite (Ca) fibro-radiaire (50 à 60 %) structurée en forme de V, dans une matrice micritique (40 à 50 %) à imprégnation d'argiles. Par endroits, on observe des protubérances convexes dues à une activité microbienne certainement en présence de matière organique (MO) (fig.15, A).

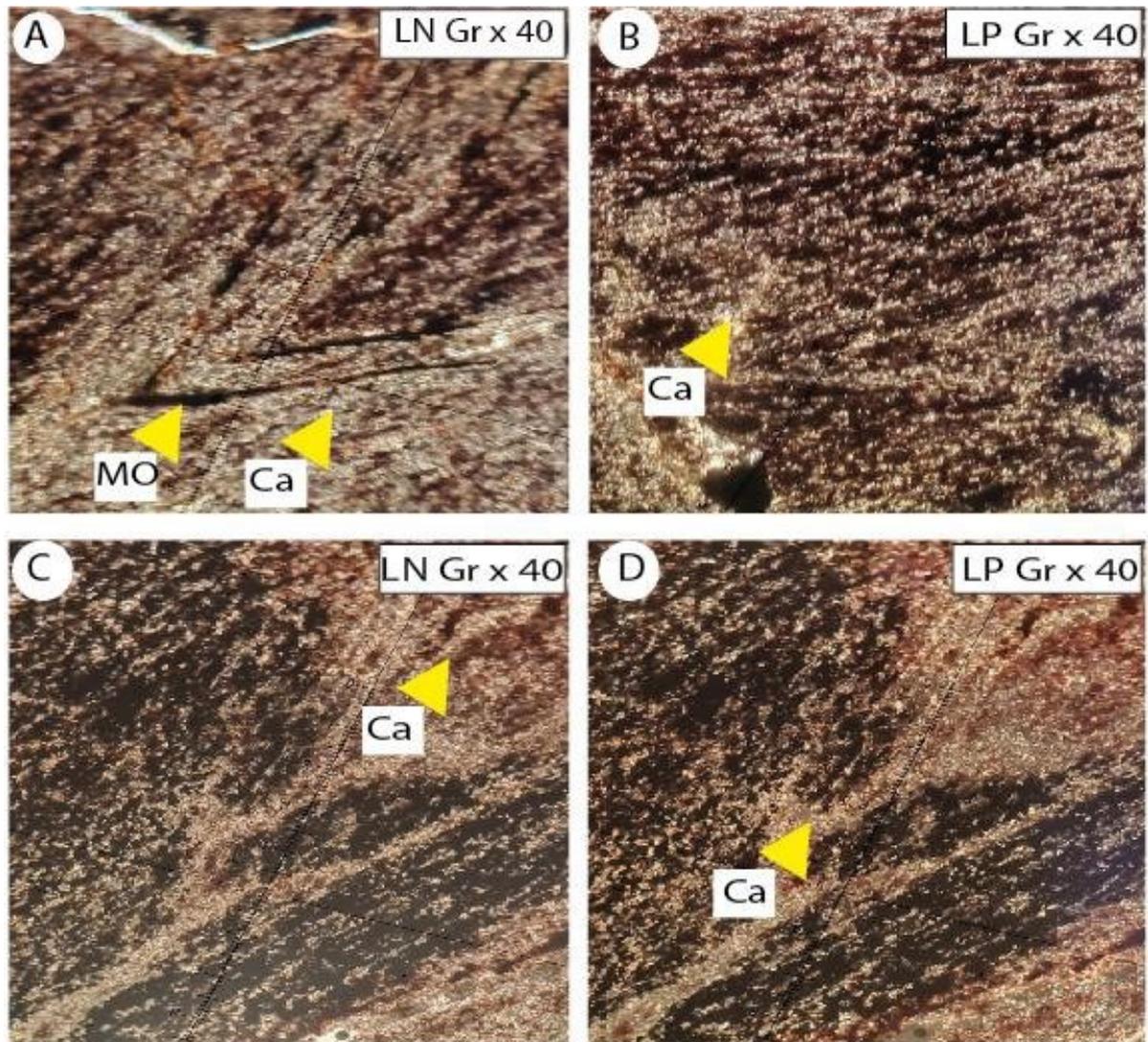


Fig. 15 : Photo de la lame O7, Ca= calcite, MO= matière organique

Lame mince N06 (O8)

Grains de quartz (QZ) 60 %, de grès fin, dont la matrice représente 40 % argileuse. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Le contact entre les grains est de type surface régulière, et dans certains endroits contact de type concavo-convexe et contact de type grain-grain point (Fig.16).

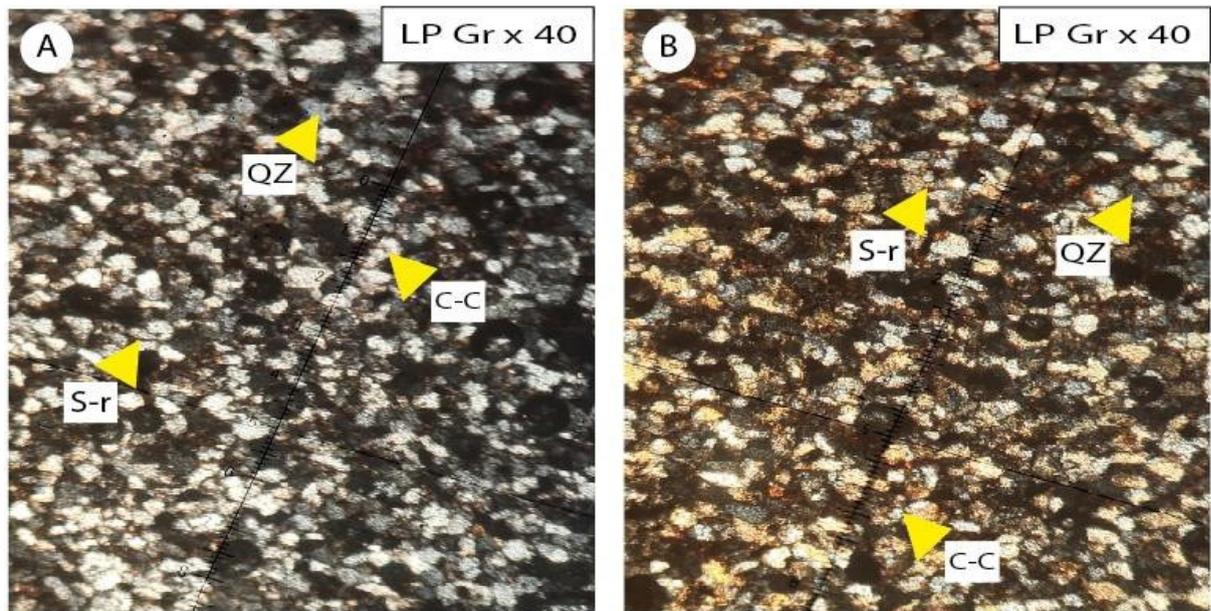


Fig. 16 : Photo de la lame O8, QZ= quartz, contacte surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C).

Lame mince N07 (O9)

Grains de quartz (QZ) 70 %, de grès fin, à matrice argileuse représentant 30 %. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Le contact entre les grains de quartz est de type surface régulière, grain-grain point, et de type concavo-convexe (Fig.17).

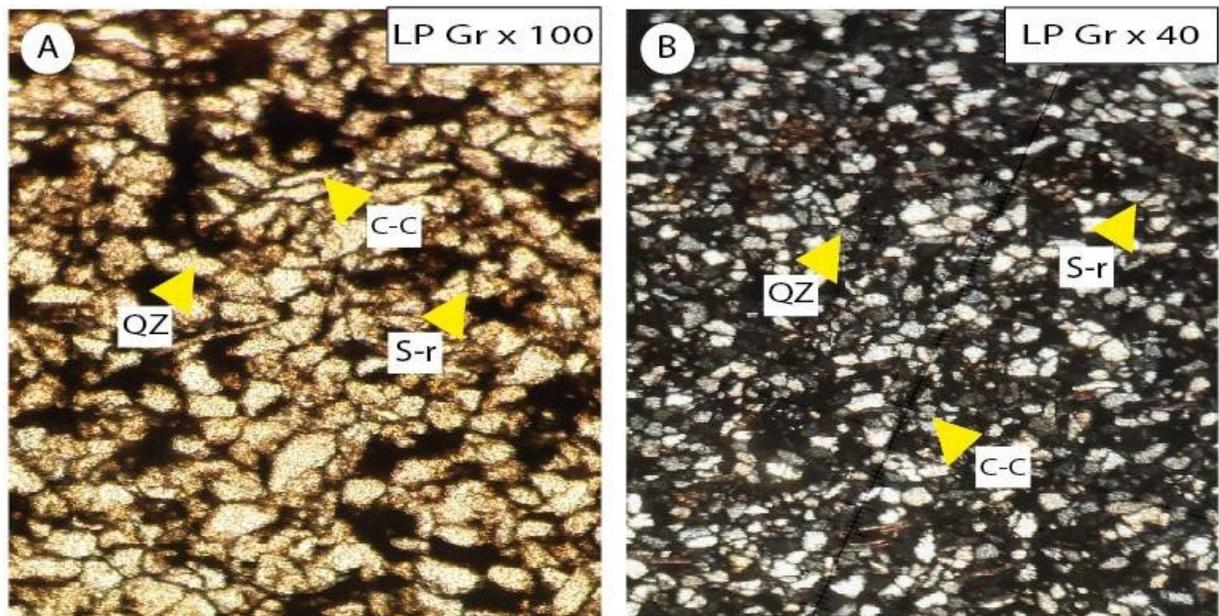


Fig. 17 : Photo de la lame O9, QZ= quartz, contacte surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C).

Lame mince N08 (O10)

Grains de quartz (QZ) 60 %, de grès fin à moyen, à matrice argileuse (15%) associée à des pelotes fécales (5%) et minéraux du muscovite (Mus) de recristallisation 20 % soulignant des lits de pélites. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, a contact de type grain-grain point et de type surface régulière, parfois concavo-convexe (Fig.18).

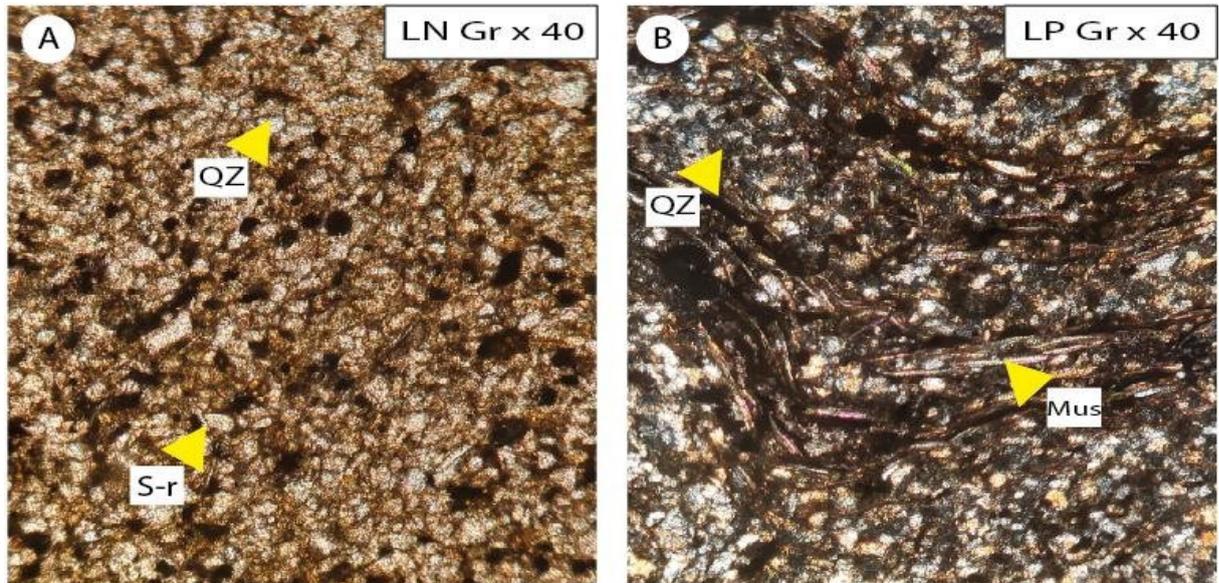


Fig. 18 : Photo de la lame O10, QZ= quartz, Mus= muscovite, contacte surface régulière (S-r).

II. Analyse des faciès**Faciès**

Le faciès (au sens de Campbell, 1967) est une observation ponctuelle. L'analyse des faciès permet de caractériser les différentes lithologies (lithofaciès), associées aux structures sédimentaires, et leurs contenus biologiques (biofaciès) et de reconstituer les conditions hydrodynamiques qui ont contribué à leurs génèses. Leurs association (associations de faciès ; faciès « neighbour » ; faciès génétique) sont caractéristiques d'un environnement sédimentaire de dépôt. A ces types d'associations de faciès, les séquences d'événements (eventites) sont caractérisées par les facies-tract (au sens de Mutti, 1992 ; Tinterri, 2007).

1. Faciès des argiles (F1)

Dans notre coupe, les argiles constituent des combes épaisses (35 m). Elles sont friables, d'aspect schisteux.

a. Sous-faciès des argiles vertes (SF-1a)

Ce sous-faciès est caractérisé par des argiles de couleur verte, d'aspect schisteux, en combes de 1,50 m à 6 m d'épaisseur. Il s'agit d'argiles silteuses vertes, parfois vert sombre, à nombreuses passées mm de silts en lamines discontinues.

b. Sous-faciès des argiles rouges (SF-1b)

Ce sont des argiles de couleur ocre à rouge, en combes de 1,8 à 35 m d'épaisseur. Ce sous-faciès se localise à proximité des calcaires.

Interprétation

Les argiles sont mises en place par floculation ensuite décantation après diminution de la vitesse du courant. La floculation se produit par forces électrostatiques de minéraux argileux (en feuillets) ; les flocons, augmentant leurs poids, sédimentent lentement en lamines, souvent perturbées par la bioturbation et les effets de la diagenèse précoce et tardive (compaction) qui élimine souvent la lamination.

2. Faciès des calcaires pélagiques griottes (F2)**Description**

Ce sont des calcaires noduleux, de couleur griotte ([Planche I, fig. 3](#)), riches en goniatites à coquilles pyritisées. Ces calcaires sont argileux, de texture wackestone, avec souvent des fragments de coquilles d'ammonoides. Ils font partie des « faciès noduleux » au sens large décrits et bien étudiés par plusieurs auteurs (Elmi & Ameer, 1984 ; Benhamou et al., 2004 ; Ouali Mehadji et al., 2012 ; Abbache et al., 2019). Ce faciès a été observé à la base de la coupe étudiée.

Interprétation

Les faciès noduleux de type « griotte » sont bien connus dans le Dévonien supérieur de la Saoura (Fabre, 1976 ; 2005 ; Ameer & Elmi 1981 ; Benhamou et al., 2004 ; Abbache et al., 2019 ; 2022) et dans l'Anti-Atlas (Lubeseder et al., 2009). Il s'agit d'un faciès riche en éléments biogéniques, de type pélagite au sens de Reading & Collinson (1996), déposé en milieu de mer ouverte. En contexte d'apports terrigènes, les pélagites sont diluées par les apports fins (silts et argiles) et sont qualifiés des hémipélagites. Les textures, oscillant autour du « mudstone à wackestone-dominated » intercalés de marnes/argiles, traduisent un milieu calme à faible hydrodynamisme, généralement entre la partie distale de la plate-forme et pouvant atteindre le

talus et le bassin. Dans la partie supérieure du Famennien VI, sous les Grès de Marhouma, les faciès argileux de Marhouma sont déposés dans un environnement bassin de type sillon (au sens de Elmi (1984) qui correspond à un bassin relativement étroit où les ammonites sont présentes et les brachiopodes absents (Ouali Mehadji et al., 2012). A Ouarourout, les sédiments du Famennien VI sont riches en ichnofossiles de la one à Cruziana (Bendella & Ouali Mehadji, 2014), donc de plateforme.

3. Faciès des silts (F3)

Silt : n. m. - Mot anglais désignant les sédiments détritiques meubles dont le grain est compris entre 1/256 mm (3,9 μm) et 1/16 mm (62,5 μm) ; il désigne aussi fréquemment les roches sédimentaires plus ou moins consolidées qui en dérivent. Un terme presque équivalent mais peu usité est aleurite. adj. **silteux, euse** : qui se rapporte à un silt (ex. particule silteuse), ou qui en contient (ex. calcaire silteux). Siltite : roche sédimentaire consolidée dérivant d'un silt. Un terme presque équivalent, mais peu usité, est aleurolite. Le mot pélite est aussi souvent employé dans ce même sens. «Silstone» [mot anglais], synonyme de siltite (Foucault & Raoult, 1988). Ils sont aussi équivalents du terme limon. Lorsqu'ils sont transportés par voie éolienne, ils constituent des loess.

Avec les argiles, les silts constituent souvent des particules souvent en suspension dans l'eau (à cause de leurs tailles) et rarement de charge de fond. Les silts sont séparés des argiles lors du transport ; alors que les argiles flocculent (flocons d'argiles), les silts moyens à fins (60 μm à quelques μm) constituent des grains non-cohésifs et se déposent en fines lamines ou forment des rides. Les silts fins (de moins de 20 μm) sont généralement intégrés aux flocons d'argiles (Yawar & Shieber, 2017). Ainsi, les silts (grossiers à moyens) sont souvent rencontrés en lamines fines par contre les silts fins sont rencontrés dans les interlits argileux et les argiles laminées.

On admet pour l'origine des silts une abrasion (après érosion de roches cristallines) des grains de quartz ou de feldspaths le long de leurs plans de fractures ou de macles (dans leurs réseaux cristallins). Cette abrasion est souvent associée aux environnements glaciers (farine glaciaire). Ni le vent ni l'eau ne peuvent provoquer cette abrasion (Kuenen, 1969). Par contre, des travaux récents (Shieber et al., 2000 ; Corlett et al., 2023) montrent deux origines possibles ; i) une altération et érosion à partir du continent (apports terrigènes) ou encore, ii) origine diagénétique, lors de la diagenèse précoce par précipitation de silice dans les cystes d'algues ou autres pores à partir de squelettes d'opale (SiO_2 hydratée) des organismes planctoniques siliceux tels les radiolaires ou les diatomées.

Divers critères sont utilisés pour distinguer les environnements de dépôts des faciès silteux dont leurs associations lithologiques ; silts turbiditique (silts constituant le terme E de Bouma) et silts hémipélagiques (silts associés aux hémipélagites). En effet, les argiles et silts issus de turbidites sont déposés rapidement (vitesse de sédimentation élevée, et sédimentation instantanée) par contre ceux des hémipélagites montrent une vitesse de sédimentation lente (O'brien et al., 1980).

a. Sous-faciès des silts à laminations horizontales (SF-3.1)

Ce faciès silteux est caractérisé par des laminations planes et parallèles, conférant un aspect feuilleté ou schisteux aux petits bancs de silts. Parfois ces laminations sont soulignées par des paillettes de micas (muscovite). Le contact avec les argiles se fait par une limite souvent nette au mur des bancs de silts et des rides de courants au sommet. Ces niveaux silteux sont généralement d'extension latérale décamétrique et rarement pluri-décamétriques.

Interprétation

Les lamines des silts sont le résultat d'un dépôt après un écoulement de fond portant une mixture d'argiles et de silts ; une ségrégation se produit suivant la granulométrie. En effet, les silts grossiers et moyens (30 à 63 μm) se déposent en lamines ou en construisant des rides de courants (courant unidirectionnel). Ces lamines sont issus d'un régime d'écoulement inférieur (Yawar & Schieber, 2017). La compaction peut réduire des rides peu épaisses en lamines de silts à litages oblique de faible angles (Yawar & Schieber, 2017).

b. Sous-faciès des silts à litages de rides (SF-3.2)

Les litages de rides caractérisent les bancs de silts dans notre formation. On les trouve au sommet des bancs silteux surmontés directement par dans les combes d'argiles.

Interprétation

Un courant unidirectionnel portant une charge de fond peut donner des lamines horizontales et des litages de rides (faciès tract). Les rides traduisent une migration des lamines sous contrôle d'un courant unidirectionnel de régime inférieur (Yawar & Schieber, 2017).

4. Faciès des grès (F4)

Les grès sont généralement à granulométrie fine à moyenne, en bancs d'épaisseur allant de 0,2 m à 0,4 m, de couleur noire à la patine et grisâtre à la cassure. On les trouve tout au long de la coupe, avec des structures sédimentaires qui permettent de distinguer des sous-faciès.

a. Sous-faciès des grès à litages plans parallèles (ou litages horizontaux) (SF-4.1)**Description**

Il s'agit de grès moyen, en bancs stratifiés et litages plans parallèles (horizontaux). Les lits se débitent parfois en feuillets (Planche III, fig.1). Les feuillets sont souvent parsemés de minéraux en feuillets de type muscovite facilitant l'effritement en feuillets.

Interprétation

Les grès à litages plans parallèles sont le résultat d'un courant unidirectionnel d'écoulement supérieur (Cojan & Renard, 2013). Ce faciès pourrait constituer le terme proximal avec les sous-faciès à litages de rides dans un continuum sédimentaire (faciès-tract).

b. Sous faciès des grès à litages obliques en mamelons (HCS) (SF-4.2)**Description**

Il s'agit de bancs de grès moyens, à litage obliques en mamelons (HCS), généralement intercalés dans des combes argileuses (Planche I, fig.1). On les trouve beaucoup plus dans la partie supérieure de la coupe, avant la formation des grès de Ouarourout.

Interprétation

Les HCS se forment lors des tempêtes (Harms, 1975), entre la limite d'action des vagues (LAV) du beau temps et la limite d'action des vagues de tempêtes (LAT) (cojan & renard, 2013).

Les litages obliques en mamelons sont connus depuis le Shoreface inférieur, jusqu'à l'Offshore-transition. Le problème des HCS a été largement débattu (Morsilli & Pomar, 2012 ; Pomar et al., 2012 ; Schanmugam, 2013). Cependant, en contexte d'extra-tempestite (prédominance de faciès boueux sur les faciès granulaire), ces figures sont qualifiées de HCS-like, et pourraient être induite par des vagues internes (Internal waves) au sens de Pomar et al. (2012).

c. Sous faciès de grès à litage de rides grimpantes (SF-4.3)**Description**

Ce faciès est observé au niveau de quelques bancs de grès, à épaisseur centimétrique (0,2 m et 0,25 m), isolés dans des combes argileuses, ne formant pas de corps sédimentaires particuliers. On les trouve tout au long de la coupe.

Interprétation

Les rides de courant sont dues à un courant unidirectionnel, de régime supérieur, avec une charge de fond (*bedload*) (assurant la dynamique progradante des rides), associée à une sédimentation de grains en suspension (aggradations).

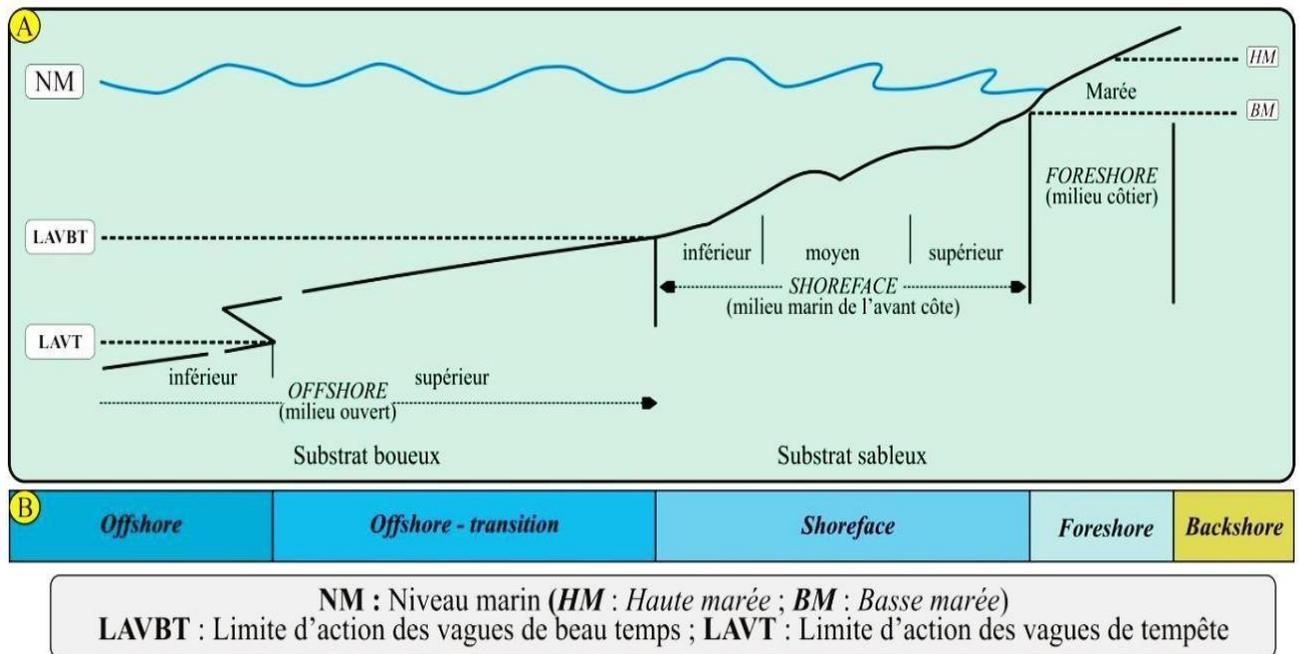


Fig. 19 : Profil d'une plate-forme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme)

(in Abbache, 2019).

Légende : A : Subdivision de Guillocheau *et al.*, 1983 et Plint *et al.*, 1992. B : Subdivision de Komar, 1976 et de Reading & Collinson, 1996.

5. Faciès des calcisiltites à cône-in-cône (F5)

Description

Les cône-in-cône sont localisés au milieu de la coupe dans des bancs des calcisiltites. Ils sont de couleur marron-rougeâtre (ferrugineux), d'épaisseur millimétriques à centimétriques. Il s'agit de structures de forme coniques qui s'emboîtent les unes dans les autres (Planche II, fig. 3)

1- Interprétation

Ces structures sont signalées dans tous les milieux aquatiques ; i) depuis le continent (milieu lacustre) en zone de décharge de sources artésiennes d'eau douce (Lee *et al.*, 2005), ii) jusqu'aux milieux marins (plateforme, talus et bassin). De telles structures sont produites par l'interaction de processus physico-chimiques diagénétiques (Kolokol'tsev, 2002), une origine sismique

(Lubeseder et al., 2009), ou comme résultat d'une action cyano-bactérienne (Geptener et al. 2013). Elles sont aussi décrites à proximité d'émanations de méthane, de faible vitesse.

Ces structures n'ont aucune valeur bathymétrique

Ichnofaciès

1. Description succincte et interprétation des traces fossiles

Dans la coupe étudiée, la bioturbation est moyenne à faible, surtout présente dans les faciès gréseux fins ou silteux. On a relevé quelques traces fossiles (détermination Hichem Limam).

cf. *Circulichnis* isp. (fig.20, A)

Cet ichnofossile est observé au niveau de quelques bancs de grès O8. D'après Vialov (1971). *Circulichnis* est une trace fossile en forme d'anneau, trouvés dans de petits bancs de grès dans la sédimentation. Bouchemla *et al.* (2021) attribuent cet ichnofossile à un milieu entre le *shoreface* inférieur et l'*offshore* inférieur.

Cochlichnus isp (fig.20, A)

Sont des traces régulières et méandriiformes en traînées, et sous formes de courbe sinusoïdale ou des crêtes hypichniales méandriiformes.

Hitchcock (1858) attribue l'ichnoggenre *Cochlichnus* à des annélides ou peut être des organismes non marins (Uchman et al., 2009). Selon Toula (1908), Michealis (1972) et Metz (1987), des traces récentes similaires sont produites par des larves d'insectes.

Selon Moussa (1970), Chamberlain (1975) et Metz (1998), ce sont des traces de nématodes, rejoignant les travaux anciens de Sandstedt et al. (1961) et Rode & Staar (1961).

?*Cruziana* isp (fig.20, A , E)

Cruziana par définition sont des traces bilobées, en hyporelief convexe, centimétriques à millimétriques. L'ichnoggenre *Cruziana* est une trace de déplacement d'arthropodes tels que des brachiopodes (Seilacher, 1959; 1962). Selon Seilacher (1967), Bromley & Asgaard (1972) et Pollard (1985), elles indiquent des milieux marins peu profonds.

?*Dimorphichnus* (fig.20, A)

Ce sont des traces observées dans un banc de grès niveau O8, caractérisées par un hyporelief convexe, millimétrique. Pour Seilacher (1955), *Dimorphichnus* étaient produites par des trilobites à la recherche de nourriture alors qu'ils se déplaçaient latéralement sur l'interface des sédiments, en milieu *offshore*.

Lockeia isp (fig.20, A)

Correspond à des protubérances centimétriques, de forme ovoïde qui se trouvent à la surface basale des grès dans notre cas (préservé en hyporelief). Selon (Seilacher, 1953; Allen, 1962; Seilacher & Seilacher 1994; Osgood, 1970; Eagar, 1974; Goldring et al., 2005), *Lockeia* est une trace qui a été souvent attribuée à des activités de repos des bivalves. Bromley & Asgaard (1972) récemment l'attribuent aux brachiopodes alors que Pollard & Hardy (1991) y voient des traces dues aux ostracodes, et même aux crustacés de petite taille (Bromley & Asgaard 1979; Pollard, 1981). L'ichnofossile *Lockeia* est attribué aux environnements littoraux marins (Archer & Maples, 1984; Radley et al., 1998; Hasiotis, 2002 ; 2004; Uchman et al., 2004).

***Nereites isp* (fig.20, F, G, H)**

Les spécimens *Nereites isp*, sont en hyporelief convexe, observés dans un niveau de grès O10. Ce sont des rangées droites sous forme de boutons subcirculaires à semi-elliptiques transversaux dont la taille diminue le long de la rangée. Seilacher (1960) a comparé cet ichnoggenre aux espèces décrites de *Nereites*, et conclue qu'ils sont probablement plus proches de *N. uniserialis*. D'après Pemperton et al. (1992), les *Nereites* sont observés dans les zones abyssales (*offshore*).

***Palaeophycus isp* (fig.20, A, B, D, E)**

L'ichnoggenre *Palaeophycus* sont des terriers représentés dans les grès des niveaux O8 et O9, de taille millimétrique à centimétrique. Elles sont de plusieurs formes, rectilignes, branchues, courbées ou cylindriques, dotées de parois, pouvant s'entrecouper et passant vers le haut à un autre. Le *Palaeophycus* est soit des traces repichnia ou domichnia associés à des organismes limivores tels que les annélides, les crustacés et d'autres arthropodes (Hantzschel, 1975; Pemberton & Frey, 1984; Keighley & Pickerall, 1997; Gouramis et al., 2003). Pour Buatois & Mangano (2003), cette trace est attribuée à des organismes benthiques vagiles, dont le terrier a été probablement excavé au-dessus du sédiment à environ 2 cm (Watkins & Coorough, 1997). Le *Palaeophycus* est classé dans des environnements d'*offshore*, de *shoreface* inférieur (Hofmann et al., 2011; Mayoral et al., 2013), des environnements dominés par les vagues ou les marées (Mayoral et al., 2013) et des baies (Buatois & Mángano, 2011).

***Planolites isp* (fig.20, A, D, E)**

C'est un terrier simple rectiligne, rarement branchu ou ramifié, méandrique, orienté au sens de la stratification ou légèrement oblique, de taille millimétrique. Ce sont des traces dues soit au déplacement d'un organisme vermiforme pour l'exploitation des nutriments dans la partie superficielle du sédiment (Fillion & Pickerill, 1990), soit le produit du raclage du substrat de type *softground* (Bromley, 1996), ou bien l'activité de remaniement des sédiments (Crimes et al., 1977) ou des suspensivores qui recolonisent le substrat pendant la période post-tempête (Wu, 1982; Clausen & Vilhjálmsson, 1986; Vossler & Pemberton, 1988).

Häntzschel, (1975); Rodriguez-Tovar & Uchman, (2004) citent *Planolites* dans plusieurs milieux, marins et continentaux. Dam (1990) l'attribue à des périodes de basse énergie (hydrodynamisme faible), dans des milieux profonds à oxygénation limitée, où les tempêtes sont abondantes.

?*Scolicia* (fig.20, G)

Sont observés dans le niveau O10. Par définition, *Scolicia* est un ichnogre présente par des traces fossiles horizontales, sinueuses ou méandriiformes, avec un remblai stratifié. *Scolicia*, ont été déterminés entre le *shoreface* inférieur et l'*offshore*, produits par l'activité des échinodermes spatangoid (Donovan *et al.*, 2005 ; Buatois *et al.*, 2024).

***Thalassinoides isp* (fig.20, D)**

Le *Thalassinoides* est un « Teredolite », terrier cylindrique branchu en forme de T ou Y, généralement formant des réseaux emboîtés horizontaux, qui s'élargissent au niveau des jonctions des branches. Généralement centimétriques, et caractérisent souvent les substrats à grains fins, alors qu'il est superficiel (Hertweck, 1972 ; Bromley, 1990 ; Myrow, 1995). Les *Thalassinoides* sont attribuées à des crustacés (Bromley et Frey, 1974; Frey *et al.*, 1984; Savrda, 1992). C'est une structure fodinichnia (Ekdale, 1992), ou domichnia (Myrow, 1995; Buatois *et al.*, 2002). Cette trace est le résultat d'activité d'organismes marins comme les crustacés décapodes, les anémones et les poissons (Ekdale & Bromley, 2003), certains types de crevettes (callianasses) (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2008), des homards et des crabs (Ekdale, 1992). Les *Thalassinoides* sont trouvés dans des substrats de types *softground* et *firmground* dans des environnements bien oxygénés (Kern & Warme, 1974; Bromley, 1990), et seraient des traces de milieu peu profond à profond, de la zone littorale jusqu'à l'*offshore* externe et le cône détritique sous-marin ((Kim *et al.*, 2002).

2. Conclusion de l'analyse ichnofaciès :

L'association des traces fossiles identifiées (cf. *Circulichnis*, ?*Dimorphichnus*, *Nereites isp*, *Palaeophycus isp*, *Thalassinoides isp*, ?*Scolicia*, *Planolites isp*) sont caractéristiques de la zone à Cruziana.

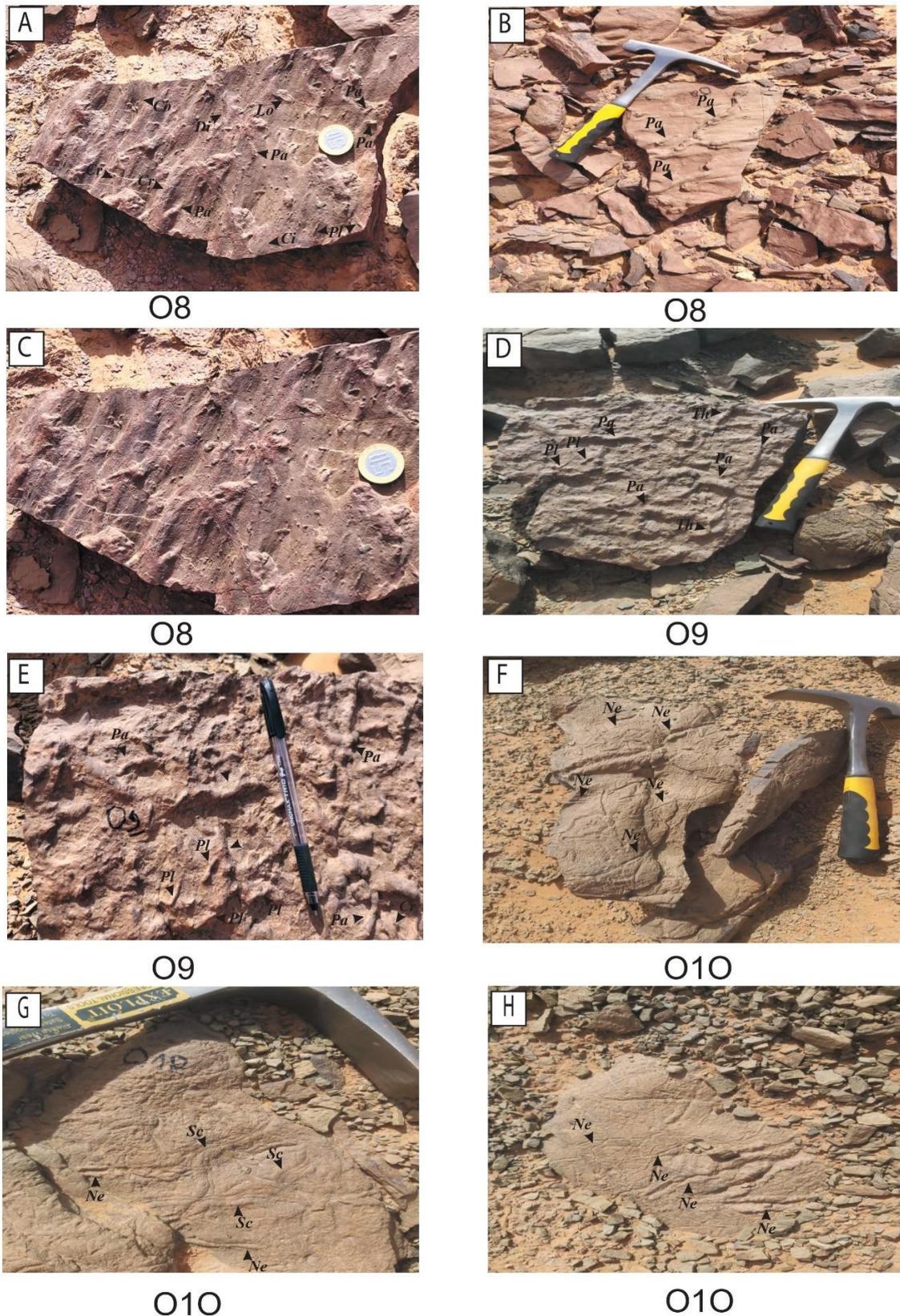


Fig. 20 : ichnofossiles. La légende : **Ci** : cf. *Circulichnis*, **Co** : *Cochlichnus* isp., **Cr** : ?*Cruziana* isp., **Di** : ?*Dimorphichnus*, **Lo** : *Lockeia* isp., **Ne** : *Nereites* isp., **Pa** : *Palaeophycus* isp., **Pl** : *Planolites* isp., **Sc** : ?*Scolicia*, **Th** : *Thalassinoides* isp

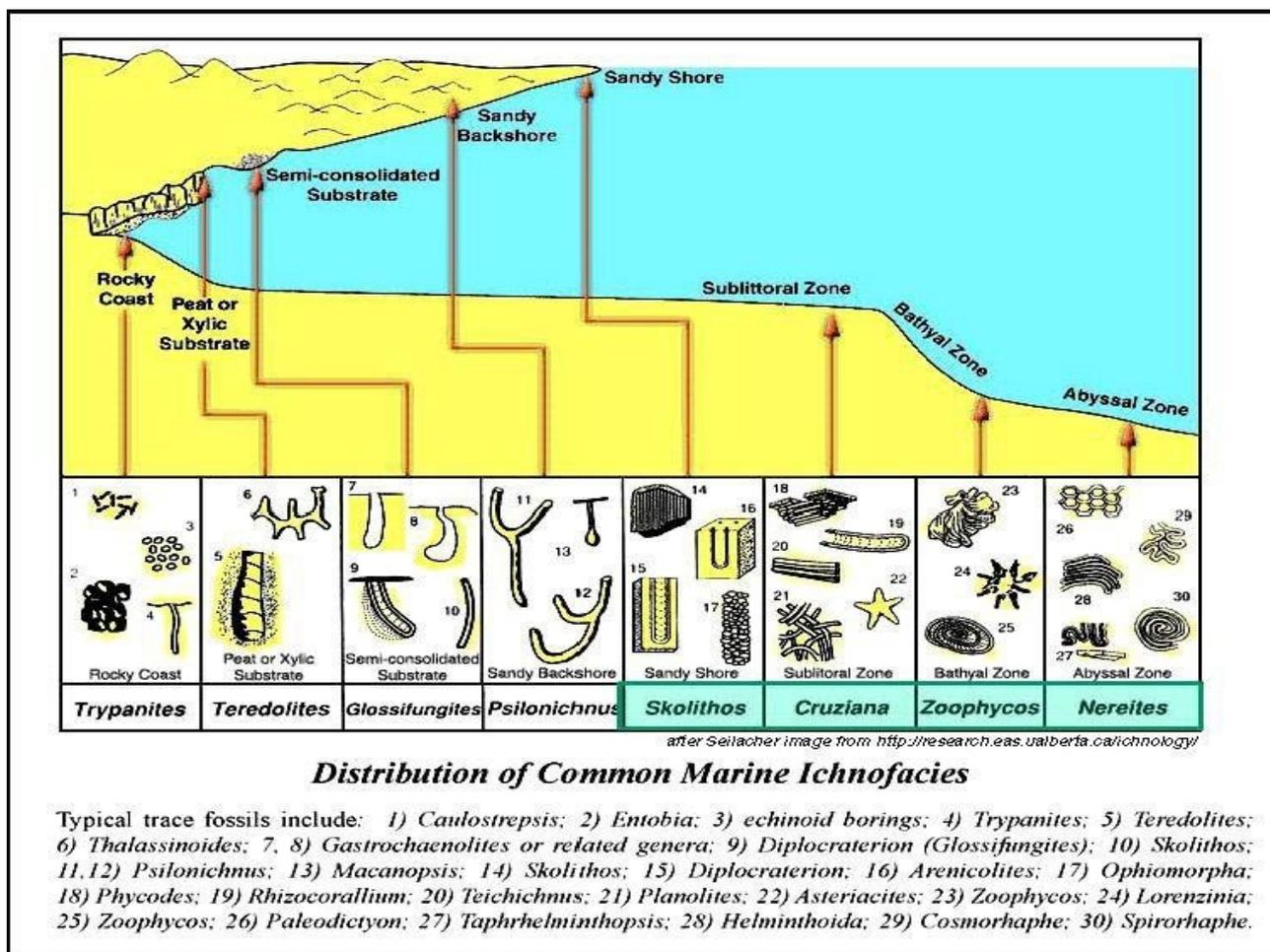


Fig. 21 : Distribution des principaux ichnofaciès marins (Pemberton et al., 1992).

III.3. Association de faciès & Milieu de dépôt

Les faciès, sous-faciès et ichnofaciès, de la coupe étudiée, caractériseraient l'offshore inférieur à offshore-transition:

On observe deux l'agencement de phases à sédiments à deux niveaux d'énergies hydrodynamiques :

1- Condition hydrodynamique faible, et calme, qui favorise la décantation des particules colloïdales (argiles) mêlées à la fraction fine de silts. Ces environnements sont généralement situés dans le large (l'offshore).

2- Condition à énergie hydrodynamique moyenne, épisodique, qui permet le dépôt des particules allant des silts grossiers aux grès fins à moyens, avec des courants de fond (traction de particules sur le fond, *bedload*) associés à des apports en suspensions. Les HCS rencontrés ne caractérisent pas des tempestites proximales ; elles sont correspondent ; i) soit à des échos de tempêtes en position distale de la plateforme, et on aurait des tempestites ; soit des vagues internes (HCS-like) et des internalites au sens de Pomar et al. (2012) et Ouali Mehadji &

Bouterfa (2015). Les calcaires griottes confirment la position distale de la plateforme. Les traces fossiles sont favorables aux conditions de plateforme distale balayée par des échos de tempêtes ou des vagues internes.

La coupe étudiée montre une dominance des faciès boueux (argiles) et silteux ; elle est de type *mud-dominated facies*. Les intercalations de type silts et sables fins à moyens, de faible amplitude, traduit une diminution de l'érosion et des apports terrigènes durant cette phase.

Il est intéressant d'étudier les silts en détails (grossissement X 1000) et éventuellement des analyses géochimiques de ces grains pour déterminer s'ils sont terrigènes ou d'origine biogéniques (tests de microfaune siliceuse de type radiolaire ou autres).

Conclusion générale

Conclusion générale

Cette étude concerne les caractères lithologiques et sédimentologique d'une coupe au niveau du passage entre les formations des Argiles de Marhouma et des Grès de Ouarrourout. En effet, notre objectif visait la compréhension des conditions hydrodynamiques avant la régression généralisée du Dévonien terminal, prélude à l'installation des produits siliclastiques de la Formation grès de Marhouma

Sur le plan lithologique

Notre coupe lithologique montre une épaisseur d'environ 162m, constituée de paquets argileux allant de 2 à 35 m d'épaisseur admettant de fines passées de silts et des intercalations grésosilteuses en bancs n'excédant pas 0.40 m d'épaisseur.

Ces niveaux sont associés à des figures sédimentaires telles que les laminations horizontales, les litages de rides, les litages obliques en mamelons (HCS), avec vers le sommet des slumps. Certains niveaux montrent des traces de bioturbation en surface de bancs et des structures de type à *Cône-in-Cône*.

Sur le plan sédimentologique

L'analyse des faciès nous permis de distinguer cinq (05) principaux faciès : faciès des argiles ; faciès des calcaires pélagiques « griotte » ; faciès des silts ; faciès des grès et faciès des clacisiltites à *cone in cone*.

Les traces fossiles sont constituées par les taxons suivants : cf. *Circulichnis*, ?*Dimorphichnus*, *Nereites* isp, *Palaeophycus* isp, *Thalassinoides* isp, ?*Scolicia*, et *Planolites* isp. de la zone à Cruziana.

L'interprétation hydrodynamique et paléoichnologique de ces faciès et sous-faciès, a mis en évidence 2 phases répétitives (cycliques) :

- Condition hydrodynamique faible, calme, qui caractérise les sédiments fins, dominés par les argiles et accessoirement des silts, traduisant des apports de fonds et floculations des argiles, en position de plateforme distale (l'offshore).
- Condition à énergie hydrodynamique moyenne, épisodique, à éléments plus grossiers (silts grossiers, grès fins à moyens), constituant soit des "échos" de tempêtes ou de vagues internes, en milieu d'offshore-transition.

Ces résultats sont compatibles avec les résultats de Derycke et al. (2015) où la microfaune, représentée par les Foraminifères, les Ostracodes et les Conodontes, appartient à la tranche circalitorale à épi-bathyale, fluctuant de la plateforme distale à bordure du talus.

Enfin, l'étude ichnologique des traces fossiles trouvés, nous a permis de confirmer le milieu de dépôt « offshore » (plateforme distale).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbache A. (2001)** – Etude sédimentologique des « calcaires griottes » et faciès associés (Givetien - Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara occidental). Mém. Magister. Univ. Oran. Inédit 11 pl. 48 fig., pp .154.
- Abbache A. (2019)** – Paléobiodiversité et événements eustatiques du Dévonien supérieur de Ben Zireg et Gourara (Sahara nord-ouest, Algérie) (Doc diss, univ Oran2).
- Abbache A., Ouali Mehadji A., Cronier C., Fellah A., Allaire N., Monnet C., (2019)** – Le dévonien supérieur du Sahara nord-occidental (Algérie) : faciès, environnements et signification géodynamique des calcaires griottes, Carnets de géologie, 19. Available at : <https://doi.org/10.4267/2042/70192>.
- Abbache A., Ouali Mehadji A., Allaire N., Monnet C., Cronier C., Zaagan M., Fetati A., (2022)** – Upper Devonian “griottes” facies of the Ben-Zireg area (Bechar Basin, southwestern Algeria): Stratigraphy, microfacies analysis and paleo-environmental reconstruction : Journal of African Earth Sciences, vol.196,104730.
- Ait-Kaci A. (1990)** – Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara Algérien Nord-occidental), Thèse. Doc. USTHB, Alger, 168 p.
- Ait Ouali R. (2007)** – Les Grès de Marhouma. Un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire. - Mémoire Service Géologique National.
- Ait Ouali R. & Nadjari A. (2006)** – le bassin d'ougarta : une mobilité permanente au paléozoïque. Mémoire Service Géologique National.
- Alimen H., Le Maitre D., Menchikoff N., Petter G., Poueyto A. (1952)** – Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. In : Actes du XIXème Congrès géologique International, Monographies Régionales 1ère série, Algérie, pp. 49-62. La Typo-litho et Carbonel, no. 15.
- Allen, P., (1962).** – The Hastings Beds deltas: recent progress and Easter Field Meeting Report. Proceedings of the Geologists Association, 73: 219-243.
- Ameur M. & Elmi S. (1981)** – Relations spatio-temporelles entre "AmmoniticoRosso", calcaires à "Zoophycos" et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie NW).in FARINACCI A. et ELMI S. éd. Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza edit., Roma, pp. 9-25, 3 fig., 1pl.
- Archer, A. W. & Maples, C. G., (1984)** – Trace fossil distribution across a marine-to nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. Journal of Paleontology, 58: 448-466.
- Bastien C. (1967)** – Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (région d'Ougarta – Dévonien inférieur). Publications du service géologique d'Algérie, 35, pp. 81-88
- Bastien, CH. Chennaux G. Mazelet, O. Umbach, BP. & Bascone Lehmann, J.P. (1965)** – Dévonien de l'Ougarta. Etude Sédimentologique. SN- Repal. Rapport interne (inédit).

- Bendella M. (2004)** – Séquence et ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge Famennien terminal (Beni Abbès, Saoura). Mém. Univ. Oran, 142 p, 38 fig., 2 Tab., 11 pl.
- Bendella M. (2012)** – Évolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. Thèse Doctorat, Université d'Oran, 161 p.
- Bendella M. & Ouali-Mehadji A. (2014)** – Depositional environment and Ichnology (Nereites ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria). *Arabian Journal of geosciences*.
- Benhamou M., Abbache A., Elmi S., Mekahli L., Ouali Mehadji A., Racheboeuf P. & Boumendjel K. (2004)** – Les "calcaires griottes" et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni-Abbès et Djebel Hèche (Saoura, Algérie). - *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, Alger, vol. 15, p. 27-49.
- Bouchemla I., Bendella M., Benyoucef M., Vinn O. & Ferre B. (2021)** – Zoophycos and related trace fossils from the Chefar El Ahmar Formation, Upper Emsian-Frasnian Ia-Ib (Ougarta, SW Algeria). *Proceedings of the Geologists' Association* 132, 207–226.
- Boumendjel, K., Morzadac, P., Paris F., & Pluquelles, Y. (1997)** – Le Dévonien de l'Ougarta (Algérie) - Lithologie, microfaunes et faunes. Rapport interne de SONATRACH, p 1-23.
- Bromley, R. G., (1990)** – Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Special Topics in Paleontology. Unwin Hyman, Ltd., London, 280 p.
- Bromley, R. G., (1996)** – Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications. Second edition. Chapman & Hall, London, 361 p.
- 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 ichnocoenosis from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28: 39-80.
- Bromley, R.G., & Frey, R.W., (1974).** – Redescription of the trace fossil Gyrolithes and taxonomic evaluation of Thalassinoides, Ophiomorpha, and Spongeliomorpha: *Geological Society of Denmark, Bulletin*, v. 23, p. 311–335.
- B. R. P. (compagnie pétrolière). (1964)** – Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. Colloque tenu par les compagnies pétrolières – Mém. Hors-série Soc. Géol. Fr., 2, 56p.
- Buatois, L. A. & Mángano, M. G., (2003)** – Early colonization of deep sea, ichnologic evidence of deep-marine benthic ecology from the early Cambrian of northwest Argentina. *Palaaios*, 18: 572-581.

Buatois, L. & Mángano, M. G., (2011) – Ichnology: Organism–Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press, 358 p.

Buatois, L.A., Mángano, M.G., Alissa, A., Carr, T.R., (2002) – Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a late Paleozoic marginal to open-marine reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology* 152, 99-132.

Buatois, L. A., Mángano, M. G., & Carmona, N. B. (2023) – *Scolicia*, ichnotaxonomic practices, and the limits of behavioural convergence. *Ichnos*, 30(4), 338–361.
<https://doi.org/10.1080/10420940.2024.2325468>

Campbell C. (1967) – Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, v. 8, no. 1, pp. 7-26.

Chamberlain, C. K., (1975) – Recent Lebensspuren in non-marine environments. In: Frey, R.W. (Ed.), *The Study of Trace Fossils*. Springer, New York, 431-458.

Chikhaoui M. (1974) – Les ignimbrites et les roches basique du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta. Th. Doc. 3 ème cycle, Univ. Alger, 2 vol., 114 p.

Chikhaoui M. (1981) – Les roches volcanique du Protérozoïque supérieur de la chaine panafricaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adras des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implication géodynamiques. Th. Doct. Etat, Univ. Montpellier, 1983 p.

Clausen, K. C. & Vilhajalmsson, M., (1986) – Substrate control of Lower Cambrian trace fossils from Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56: 537-543.

Cojan I., Renard M. (2013) – *Sédimentologie*. Dunod, Paris, p. 213.

Corlett H., Feng J., Playter T., Rivard B. (2023) – Mapping amorphous SiO₂ in Devonian shales and the possible link to marine productivity during incipient forest diversification. *Sci Rep*; 13(1):1516. doi: 10.1038/s41598-023-28542-y.

Crimes, T. P., Legg, I., Marcos, A & Arboleya, M., (1977) – Late Precambrian– Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), *Trace Fossils 2*. Geological Journal Special Issue, Seel House Press, Liverpool, U.K., 9: 91–138.

Dam, G., (1990) – Palaeoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine Lower Jurassic Neill Klintor Formation, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 221-248.

Derycke C., Maillet S., Vachard D., Randon C., Nicollin J.P., Du Chatelet A., Crônier C., Hubert B., Recourt Ph. & Abbache A. (2015) – Palaeoenvironment input of new faunas from Upper Famennian levels of Ouarourout (Ougarta, Algeria).- *Strata* (Série 1), Symposium Brussels, vol. 16, p. 44-45.

Donovan, S. K., Renema, W., & Pickerill, R. K. (2005) – The ichnofossil *Scolicia prisca* de Quatrefages from the Paleogene of eastern Jamaica and fossil echinoids of the Richmond formation. *Caribbean Journal of Science*, 41, 876–881.

Donzeau M. (1971) – Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, 62, 3-4, p. 97-115.

Donzeau M. (1974) – L'arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara Nord occidental, Algérie, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, 417-420.

Eagar, R. M. C., (1974) – Shape of *Carbonicola* in relation to burrowing: *Lethaia*, 7: 219-238.

Ekdale, A.A., (1992) – Muckraking and mudslinging: the joys of deposit feeding. In: Maples, C.G., West, R.R. (Eds.), *Trace Fossils. Paleontological Society Short Course 5*, pp. 145–171.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G., (2003) – Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192, 221–227.

Elmi S. (1984) – Jurassic paleogeography of North Africa and its implications. In: Michelsen O. & Zeiss A. (eds.) - *Intern Symp. Jurassic Stratigr.* Kopenhagen, Geol. Surv. Denmark, Erlangen 1984, Vol. 3, 630-639.

Elmi S. & Ameur M. (1984) – Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens.- *Geologica Romana*, vol. XXIII, p. 13-22.

Fabre J. (1976) – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Société Nationale d'édition et de Diffusion, Alger, 422 p.

Fabre, J. (2005). – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines: La couverture phanérozoïque. Vol. 1, SNED, Alger, 422 p.

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.

Foucault, A., Raoult, J.F., (1988) – Dictionnaire de géologie, 3^e éd. Masson, Paris.

Frey R.W., Curran H.A. & Pemberton S.G. (1984) – Trace making activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *J. Paleontol*, 58: pp. 333- 350.

Gautier E. F. (1903) – Le Sahara Oranais. *Ann. Géogr.*, 12, 235 p.

Gautier E. F. (1906) – Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, *Geosciences*, 8 (8), pp. 5303-5316.

Geptner A.R., Dong pha P., Petrova V.V., Huyenb N.X., Nginh L.T. & Quang N.M. (2013) – Freshwater Stromatolites with the Cone-in-Cone Structure from the Neogene Lacustrine Sediments of Vietnam.- *Lithology and Mineral Resources*, vol. 48, p. 55-64.

- Ghienne J.F., Boumendjel KH., Paris F., Videt B., Racheboeuf P., Ait Salem H. (2007)** – The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (Western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Paleozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, v. 82, pp. 183-214.
- Goldring, R., Pollard, J. E. & Radley, J. D., (2005)** – Trace fossils and pseudofossils from the Wealden strata (non-marine Lower Cretaceous) of southern England. *Cretaceous Research*, 26: 665-685.
- Gomes Silva M., Pacaud M., Wiel F. (1963)** – Contribution à l'étude du CambroOrdovicien des Monts d'Ougarta. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 1, p. 134-141.
- 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.
- Hadj Fateh, A. (2014)** – Inventaire et interprétation des structures de déformation (soft sédiment déformation structures) des grès de Marhouma (Famennien) dans la cluse de Marhouma (Soura). *Mém. Ing.*
- Hantzschel W., (1975)** – Trace fossils and problematica, In: Teichert, C. (Ed.), *Treatise of Invertebrate Paleontology*, (2nd Edition). Part W, Miscellanea, Supplement 1. University of Kansas and Geological Society of America, Lawrence, Kansas, 269 p.
- Harms, J. C., (1975)** – Primary sedimentary structures. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 7: 227-248.
- Hasiotis, S. T., (2002)** – Continental Trace Fossil Atlas. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes Number, 51: 132 p.
- Hasiotis, S. T., (2004)** – Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain Region, USA: paleoenvironmental, stratigraphic, and paleoclimatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology*, 167 (3-4): 177-268.
- Hertweck, G., (1972)** – Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology: V. Distribution and environmental significance of Lebensspuren and insitu skeletal remains. *Senckenbergiana Maritima*, 4: 125-167.
- Hervouet Y, Duee G. (1996)** – Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées dans les Monts d'Ougarta (Sahara occidentale algérien) : une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n°8, p. 127-173.
- Hitchcock, E., (1858)** – Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut Valley, especially its footprints. W. White, Boston, 220 p., 60 pl.
- Hofmann, R., Goudemand, N., Wasmer, M., Bucher, H. & Hautmann, M. (2011)** – New trace fossil evidence for an early recovery signal in the aftermath of the End-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310: 216-226.

- 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.
- Kern, J.P. AND J.E. Warme, (1974)** – Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma formation, San Diego, California. *Geological Society of America, Bulletin*, 55: 893-900.
- Kim, J.Y., Kim, K.S, Pickerill, R.K., (2002)** – Cretaceous non-marine trace fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, southeast Korea: *Ichnos*, 9, 41-60.
- Kolokol'tsev, V.G., (2002)** – The cone-in-cone structure and its origin. *Lithol. Miner. Resour.* 37, 523–535.
- Kuenen PH. H. (1969)** – Origin of quartz silt . *Journal of Sedimentary research*, Volume 39, N° 4, 1631-1633.
- Lee, P.P., White, T.S., Witzke, B.J., et al. , (2005)** –Significance of Cone-In-Cone Structures in Marine Mudstones, in *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, , vol. 37, no. 2, p. 37.
- Legrand P. (1964).** – Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes siluriens et dévoniens au Sahara algérien. *Mém., B. R.G. M. , France*, N° 33. Pp. 50 – 52.
- Legrand P. (1967)** - Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. *Mémoires du B.R.G.M.*, 33, pp. 119-137.
- Legrand P. (1977)** – Les chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). Une région type pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien, *The Silurian-Devonian Boundary*, IUGS A5, p 195- 202.
- Legrand, P. (1983)** – Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie Paléozoïque: Le Paléozoïque Inférieur et le Dévonien. 96-104. In: Fabre, J, *West Africa, Geological introduction and stratigraphic terms*. Pergamon Press.
- Limam H., (2022)** – Bioturbation en contexte de Paléo-émission de fluides dans les séries du Dévonien de la Saoura (Sahara algérien) et du Jurassique (passage Dogger-Malm) des Monts du Nador (Domaine pré-atlasique) : Inventaire, interactions et implications. *Thèse. Doct. 3-ème cycle, Univ. Oran 2. Mohamed Ben Ahmed*, p. 114-156.
- Limam H., Ouali Mehadji A., & Bendella M. (2021)** – The Chefar El Ahmar Formation (Late Emsian-Frasnian Ib) in the Marhouma section (Saoura, Algerian Sahara): Insights from ichnology and sedimentology. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, pp. 274-289.
- Lubeseder, S., Redfern, J. & BOUTIB, L. (2009)** – Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco . *Sedimentary Geology* , 215 : 13 – 32.
- Mahboubi A. (2015)** – Microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au modern and ancient examples. *J. Sedim. Petrol.*, v, 46, p. 145-162.

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: 382, 47–66.

Menchikoff N. (1930) – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. géol. dyn.*, vol. III, Fasc. 2, p. 104-245.

Menchikoff N. (1933) – La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bul. Ser. Géol. Algérie*, v. 2, n°2, pp. 108-124.

Metz, R., (1987) – Sinusoidal trail formed by a recent biting midge (family Ceratopogonidae): trace fossil implications. *Journal of Paleontology*, 61: 312- 314.

Metz, R., (1998) – Nematode trails from the Late Triassic of Pennsylvania. *Ichnos*, 5: 303-308.

Michealis, P., (1972) – *Belorhapha kochi* (Ludwig 1969), eine Wurmspur im europäischen Karbon. *Geologische Jahrbuch*, 71: 299-330.

Morsilli M., Pomar L. (2012) – Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross stratification. *Terra Nova*, pp. 1-10.

Moussa, M. T., (1970). – Nematode fossil trails from the Green River Formation (Eocene) in the Uinta Basin, Utah. *Journal of Paleontology*, 44: 304-307.

Mutti, E., (1992) – AGIP Italy in E. Mutti, (ed.), *Turbidite sandstones*: 275 p.

MYROW, P. M., (1995) – Thalassinoides and the Enigma of Early Paleozoic openframework burrow systems. *Palaios*, 10: 58-74.

O'brien N. R., Nakazawa K., Tokuhashi S. (1980) – Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts. *Sedimentology*, doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01157.x.

Osgood, R.G. (1970) – Trace fossils of the Cincinnati Area. *Palaeontographica Americana*, 6: 193-235.

Ouali Mehadji A., Bendella M., Atif K., Belkacemi K. & Abbache A. (2012) – Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National*, 23, 3-27.

Ouali Mehadji A. & Bouterfa B. (2015) – Les internalites du Siluro-Dévonien de la Saoura-Ougarta (Sahara, Algérie) *Bulletin du Service Géologique d'Algérie*, Vol. 26, n° 1-2, pp.3-21, 7 fig., 2 pl.

Ouali Mehadji A., Mekahli L., Bouterfa B., Atif K. & Meddah A. (2006) – Déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismes : Exemple du Dévonien terminal de l'Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias –Dogger D'Ain-Ouarka (Atlas saharien occidentale, Algérie). 12^e Séminaire Science de la Terre , Oran, 06-07 mars 2006, p.30-31.

- Pemberton, S. G. & Frey, R. W., (1984)** – Quantitative methods in ichnology: spatial distribution among populations. *Lethaia*, 17: 33-49.
- Pemberton, S. G., Van Wagoner, J. C. & Wach, G. D., (1992)** – Ichnofacies of a wave-dominated shoreface. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop, 17: 339-382.
- 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.
- Pollard, J. E. & Hardy, P. G., (1991)** – Trace fossils from the Westphalian D of Writhlington Geology Nature Reserve, nr. Radstock, Avon. *Proceedings of the Geologists Association*, 102: 169-178.
- Pomar L., Morsilli M., Hallock P. & Bádenas B. (2012)** – Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record.- *Earth-Science Reviews*, vol. 111, p. 56-81.
- Petter G. (1959)** – Goniatites dévoniennes du Sahara. *Publications du Service de la Carte Géologique d'Algérie (Nouvelle Série). Paléontologie. Mémoire 2, Alger. 28 pl., 58 fig., 313 p.*
- Petter G. (1960)** – Clymenies du Sahara. *Publ. Serv. carte géol., Algérie, N Sér. Paléont., Mém. N°6, pp. 53-56.*
- Radley, J.D., Barker, M.J., Harding, I.C., (1998)** – **Palaeoenvironment** and taphonomy of dinosaur tracks in the Vectis Formation (Lower Cretaceous) of the Wessex Sub-basin, southern England. *Cretaceous Research* 19, 471–487.
- Reading H. G. & Collinson J. D. (1996)** – Clastic coasts, 154-23. In : Reading, H.G. (edit.) : *Sedimentary environments : Processus, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, pp. 1-688.
- Rode, H. & Staar, G., (1961)** – Die photographische Darstellung der Kriechspuren (Ichnogramme) von Nematoden und ihre Bedeutung. *Nematologica*, 6: 266-271.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Puga-Bernabéu, A. & Buatois, L.A. (2008)** – Large burrow systems in marine Miocene deposits of the Betic Cordillera (Southeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 119–125.
- Rodríguez-Tovar, F. J. & Uchman, A., (2004)** – Ichnotaxonomic analysis of the Cretaceous/Palaeogene boundary interval in the Agost section, South-east Spain. *Cretaceous Research*, 25: 635-647.
- Sandstedt, R., Sullivan, T & Schuster M. L., (1961)** – Nematode tracks in the study of movement of *Meloidogyne incognita incognita*. *Nematologica*, 6: 261-265.

- Savrda, C. E., (1992)** – Trace fossils and benthic oxygenation; *in*, Trace Fossils, C. G. Maples, and R. West, eds.: Paleontological Society Short Course Notes, v. 5, p. 172-196.
- Schieber J., Krinsley D., Riciputi L. (2000)** – Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications for silica cycling. *Nature*, 406 (6799):981-5.
- Seilacher, A., (1953)** – Studien zur Paläozoologie 2. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 98: 87-124.
- Seilacher, A., (1955)** – Spurenelementfazies im Unterkambrium. In Schindewolf O. H and 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 Elysch und Molasse. *Eclogae Geologicae Helveticae*, pp. 162-1078.
- Seilacher, A., (1960)** – Lebensspuren als Leitfossilien. *Geol Rundsch. Stuttgart*, 49: 41- 50.
- Seilacher, A., (1962)** – Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. *Journal of Geology*, 70: 227-234.
- Seilacher, A., (1967)** – Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology, Elsevier*, 5: 413- 428.
- Seilacher, A. & Seilacher, E., (1994)** – Bivalvian trace fossils: A lesson from actual paleontology. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 169: 5-15.
- Shanmugam G. (2013)** – Comment on "Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record" by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, and B. Bádenas [*Earth-Science Reviews*, 111 (2012), 56–81]. - *Earth-Science Reviews*, vol. 116, p. 195-205.
- Tinterri, R., (2007)** – The Lower eocene Roda sandstone (Southcentral Pyrenees): an example of a flood-dominated river delta system in a tectonically controlled basin. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, 113, 223-256.
- Toula, F., (1908)** – Kriechspuren von *Pisidium amnicum* Müller. Beobachtungen auf einer Donauschlickbarre bei Kahlenbergdorf-Wien. *Verhandlungen der Kaiserlichen königlichen geologischen Bundesanstalt*, 11: 239-244.
- Uchman, A., Kazakauskas, V. & Gaigalas, A., (2009)** – Trace fossils from Late Pleistocene varved lacustrine sediments in eastern Lithuania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 199-211.
- Uchman, A., Pika-Biolzi, M. & Hochuli P. A. (2004)** – Oligocene trace fossils from temporary fluvial plain ponds: an example from the Freshwater Molasse of Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97: 133-148.
- Vossler, S. M., & Pemberton, S. G., (1988)** – Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology. *Lethaia*, 21: 351-362.
- Vyalov, O.S. (1971)** – A rare Mesozoic problematica from Pamir and Caucasus.

Paleontologicheskii Sbornik, 7: 85–93. (In Russian).

Watkins, R. & Coorough, P. J., (1997) – Silurian Thalassinoides in an offshore carbonate community, Wisconsin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 109-117.

Wu, X., (1982) – Storm-generated depositional types and associated trace fossils in Lower Cretaceous shallow marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmere-by-Sea, South Wales. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39: 187- 202.

Yawar Z. & Schieber J. (2017). on the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, Volume 360, 22-34.

LISTE DES FIGURES

N	Titre	Page
01	Situation géographique des Monts d'Ougarta (Fabre, 1976, modifié, in Hervouet et Duée, 1996).	2
02	Cadre géographique du secteur d'étude.	3
03	Carte géologique des Monts d'Ougarta (Ghienne et al. 2007).	4
04	Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de l'Ougarta (Gomez Silva et al., 1963 ; Legrand, 1967 ; Bastien, 1967 ; Donzeau, 1971) (Modifiée d'après Abbache 2019).	5
05	Carte de faciès (A) et coupe de référence durant le Dévonien (Bastien, 1967) et le Famennien (Ouali Mehadji et al., 2012) dans l'Ougarta (Modifiée, d'après Abbache, 2019).	6
06	Carte présentant les unités structurales des Monts d'Ougarta (Hervouet et Duée, 1996).	7
07	Symboles et figures utilisés dans la coupe.	12
08	Vue panoramique des affleurements étudiés.	13
09	Colonne lithologique de la coupe étudiée.	15
10	Position de la coupe étudiée par rapport aux zones à Goniaticites du Famennien de Ouarourout (Abbache, 2019).	17
11	Photo de la lame O1	19
12	Photo de la lame O3, à laminations de rides (laminés obliques)	20
13	Photo de la lame O4	20
14	Photo de la lame O5	21
15	Photo de la lame O7	22
16	Photo de la lame O8	23
17	Photo de la lame O9	23
18	Photo de la lame O10	24
19	Profil d'une plate-forme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme) (<i>in</i> Abbache, 2019).	29
20	ichnofossiles	33
21	Distribution des principaux ichnofaciès marins (Pemberton et al., 1992).	34

TABLE DE MATIERE

DEDICACE.....	
AVANT-PROPOS	
RÉSUMÉ	
CHAPITRE I: Généralités	
INTRODUCTION.....	2
I- CADRE GEOGRAPHIQUE.....	2
A- Cadre géographique général de la Chaîne d'Ougarta.....	2
B- Situation géographique du secteur d'étude.....	3
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	3
A- Cadre géologique général de la Chaîne d'Ougarta.....	3
B- Cadre géologique du secteur d'étude.....	5
III- CADRE STRUCTURALE DES MONTS D'OUGARTA	7
IV- HISTORIQUE DES PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LE DEVONIEN SUPERIEUR D'OUGARTA	8
V- BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	9
A- But du travail.....	9
B- Méthodologie de travail.....	9
1- Phase de la recherche bibliographique.....	10
2- Phase de mission terrain.....	10
3- Phase de laboratoire	10
CHAPITRE II: Description lithologique	
INTRODUCTION.....	13
I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	13
A- Situation de la coupe.....	13
B- Description lithologique	13
C- Attribution stratigraphique.....	16
CHAPITRE III: Faciès et environnements de dépôts	
INTRODUCTION.....	19

I- DESCRIPTION DES LAMES MINCES.....	19
II- Analyses des faciès	24
II. 1- Faciès.....	24
1- Faciès des argiles (F1)	24
a- Sous-faciès des argiles vertes (SF-1a).....	25
b- Sous-faciès des argiles rouges (SF-1b).....	25
2- Faciès des calcaires pélagiques griottes (F2).....	25
3- Faciès des silts	26
a- Sous-faciès des silts à laminations horizontales (FS-3.1).....	27
b- Sous-faciès des silts à litages de rides (SF-3.2).....	27
4- Faciès de grès	27
a- Sous-faciès des grés à litages plans parallèles (ou litages horizontaux) (SF-4.1).....	28
b- Sous faciès des grés à litages obliques en mamelons (HCS) (SF-4.2)	28
c- Sous faciès de grés à litage de rides grimpanes (SF-4.3)	38
5- Faciès des calcisiltites à cône-in-cône.....	29
II. 2 Ichnofaciès	30
1- Description succincte et interprétation des traces fossiles.....	30
2- Conclusion de l'analyse ichnofaciès	32
II. 3- Association de facies & Milieux de dépôt.....	34
Conclusion générale.....	37
Références bibliographiques	39
Liste des figures.....	49
Table de matière.....	50
Planches photos.....	52

Planches Photographiques

Planche I

Fig. 1- Grès a HCS du niveau O1.

Fig. 2- photo de la partie inferieur de la coupe.

Fig. 3- banc de calcaire griottes avec goniatite en éboulis.

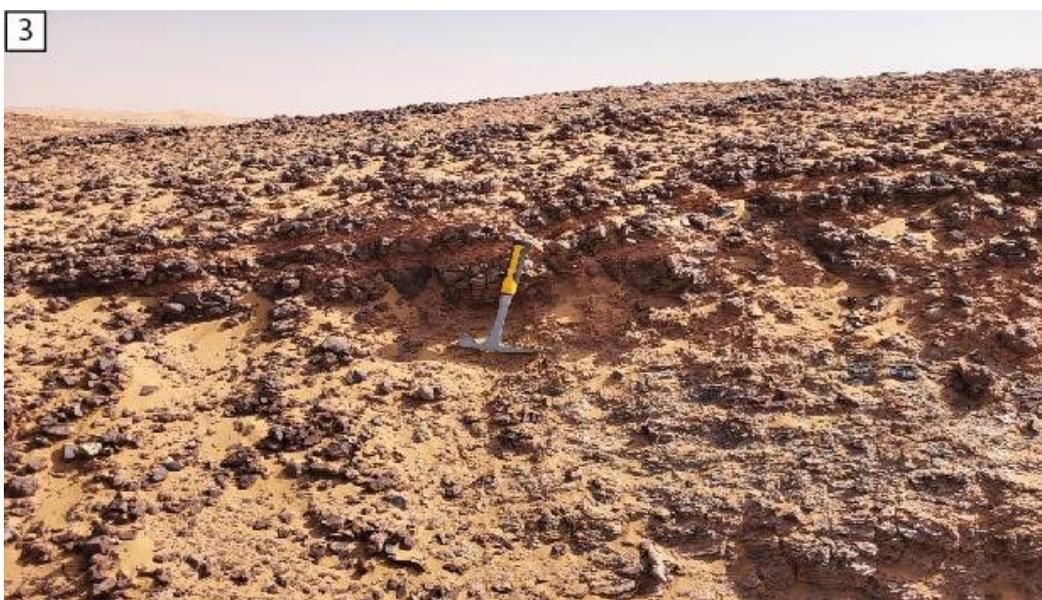


Planche II

Fig. 1- Combes d'argile a passée de silts .

Fig. 2- Banc de grès du niveau O5.

Fig. 3- Niveau de calcisiltite a cône-in-cône.



Planche III

Fig. 1- niveau de grés à stratification horizontale et stratification entrecroisée en mamelons (HCS).

Fig. 2- banc de grés O9.

Fig. 3- grés à bioturbation O10.

