



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire (LGBBS).

Thèse

Présentée pour l'obtention du Diplôme de Doctorat

en Sciences de la Terre

Spécialité : Sédimentologie

Evolution des Traces Fossiles dans l'Espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le Temps en
Algérie occidentale : Inventaire et mise en évidence des Evènements anoxiques

Dirigée par : M. Benhamou Miloud

Par

BENDELLA Mohamed

Mr. OUALI-MEHADJI Abdelkader Professeur, Univ. d'Oran.....Président
Mr. BENHAMOU Miloud... Professeur, Univ. d'Oran.....Rapporteur
Mr. GAILLARD Christian ... Professeur, Univ. de LyonExamineur
Mr. BENYAHIA Mohamed..... Professeur, Univ. de S¹ BelabbèsExamineur
Mr. MARMY Ramdane..... Professeur, Univ. de Constantine.....Examineur
Mme SEBANE Abdia..... Maître de Conférences A Univ. d'Oran.....Examinatrice

2011/2012

REMERCIEMENTS

CE TRAVAIL EST LE FRUIT DE PLUSIEURS ANNEES DE RECHERCHE DANS LE CADRE DE LA PREPARATION D'UN DOCTORAT. JE REMERCIE TOUS CEUX QUI ONT PERMIS SA REALISATION.

TOUT D'ABORD, JE REMERCIE MR LE PROFESSEUR **M. Benhamou**, DE M'AVOIR PROPOSE CE SUJET. JE N'OUBLIERAI GUERE SES CONSEILS PRECIEUX ET LES NOMBREUSES DISCUSSIONS SCIENTIFIQUES SUR LE TERRAIN QU'AU LABORATOIRE. JE LE REMERCIE UNE AUTRE FOIS POUR SES ENCOURAGEMENTS, C'EST GRACE A LUI QUE JE ME SUIS ENCORE PLUS INTERESSE A L'ICHTNOLOGIE, MERCI

JE NE REMERCIERAI JAMAIS ASSEZ MONSIEUR LE PROFESSEUR **C. GAILLARD** ICHNOLOGUE DE L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON 1. MON SEJOUR A LYON ETAIT TRES BENEFIQUE, IL N'A MENAGE AUCUN EFFORT POUR LE RENDRE AGREABLE. JE LE REMERCIE EGALEMENT POUR SON ACCUEILLE CHALEUREUX AU LABORATOIRE UMR (LYON 1). SON ACCEPTATION D'EXAMINE CE TRAVAIL EST UN HONNEUR, C'EST A LUI QUE JE DOIS MES VRAIS DEBUT EN ICHNOLOGIE.

MES VIFS REMERCIEMENTS VONT EGALEMENT A MONSIEUR **A. Ouali Mehadji**, PROFESSEUR A L'UNIVERSITE D'ORAN. JE LUI DOIS ENORMEMENT POUR SES ENCOURAGEMENTS, SES CONSEILS, SES CRITIQUES OBJECTIVES. JE LE REMERCIE ENCORE UNE FOIS D'AVOIR ACCEPTE DE PRESIDER LE JURY.

JE SUIS TRES HONORE DE VOIR, PARMIS LES MEMBRES DE JURY, **M. BENYAHIA** PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE SIDI BELABBES. JE LE REMERCIE ENORMEMENT D'AVOIR ACCEPTE D'EXAMINER CE MODESTE TRAVAIL.

J'ADRESSE MES VIFS REMERCIEMENTS A MONSIEUR **R. MARMI** PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE CONSTANTINE D'AVOIR ACCEPTE DE FAIRE PARTIE DE CE JURY.

JE TIENS A EXPRIMER TOUTE MA RECONNAISSANCE A **M^{me} A. SEBANE** D'AVOIR ACCEPTE DE FAIRE PARTIE DE CE JURY.

UN MERCI SPECIAL A MON AMI ICHNOLOGUE **D. OLIVERO** MAITRE DE CONFERENCES A L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON, CES DISCUSSIONS, CES ENCOURAGEMENTS ET CES CRITIQUES SONT D'UN APPORT CONCRET POUR CETTE THESE.

TOUTE MA GRATITUDE A MR PROFESSEUR **S. FERRY** DE L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON 1, SON APPORT EN SEDIMENTOLOGIE M'A ETE TRES BENEFIQUE.

JE TIENS A REMERCIER TOUS LES ENSEIGNANTS DE L'INSTITUT DE GEOLOGIE D'ORAN SPECIALEMENT **M. MAHBOUBI, L. BELKEBIR B. BOUTERFA, A. SALHI, K. LAGRAA, A E M. SEDDIKI, A. BELHAJI, L. SATOUR, A. BAKERITI, N. BOUALEM.**

JE TIENS A EXPRIMER TOUTE MA RECONNAISSANCE A **E. CARIOU** ET **V. LACOMBE** QUI ONT FACILITES MON SEJOUR A LYON ET LE RENDRE AGREABLE.

UN GRAND MERCI AU MEMBRE DU LABORATOIRE UMR ET SPECIALEMENT **P. HANZPERGUE, S. REBOULET, A. LENA, M^{ME} LARTEAU, J.E. LÓPEZ PERDOMO**

UN MERCI TRES PARTICULIER A **T. BECKER** ET **S.Z. ABOUSSALEM** DE L'UNIVERSITE DE MÜNSTER, GERMANY (GEOLOGISCH-PALÄONTOLOGISCHES INSTITUT) POUR LA DETERMINATION DES GONIATITES ET L'ENVOIE DE LA DOCUMENTATION.

J'ADRESSE MES REMERCIEMENTS AUX COLLEGUES DE L'UNIVERSITE DE MASCARA EN PARTICULIER **M. ZAAGANE**, **A. ABBACHE**. ET **M. Benyoucef**. CE DERNIER M'A ACCOMPAGNE DURANT MES SEJOURS A BENI-ABBES ET QUI N'A JAMAIS CESSE DE ME SOUTENIR ET M'ENCOURAGER DURANT LA REALISATION DE CE MODESTE TRAVAIL. IL ETAIT UNE FOIS MON AMI LE PLUS INTIME.

JE DOIS BEAUCOUP A MES AMIS **A. CHERIF**, **M. SAFA**, **H. BENDELLA**, **M. BELKERCHA**, **M. BENHIDRA**, **S. BENAHMED**, **N. BENDELLA** ET **F. MEZOUAGHI**

UN HOMMAGE PARTICULIER A MON AMI **H. BENHIDRA** QUI A DISPARU EN FIN DE NOVEMBRE, QUE DIEU L'ACCUEIL DANS SON VASTE PARADIS, A DIEUX CHER AMI.

ENFIN, JE NE PEUX OUBLIER LES MEMBRES DE MA FAMILLE, POUR LEUR SOUTIEN MORAL ET EN PARTICULIER MON PERE ET MA MERE.

MA PETITE FAMILLE SANS EUX, JE N'AURAI PU ENTREPRENDRE CE TRAVAIL, NI LE MENER A TERME. JE LEUR SUIS TRES RECONNAISSANT DE M'AVOIR APPUYE, AIDE DANS LES MOMENTS DIFFICILES, POUR M'AVOIR DONNE LE COURAGE DE CONTINUER AVEC LA MEME RIGUEUR TOUT AU LONG DE LA REALISATION DE CE TRAVAIL. UN GRAND PARDON A MA FEMME, **AKRAM**, **ABDERZAK** ET LA TRES ATTENDUE **NOUR EL BAYANE AMINA**

MOHAMED BENDELLA
A TOUS MERCI

SOMMAIRE

SOMMAIRE	
DEDICACES	
AVANT PROPOS	
RESUME.....	
ABSTRACT	

CHAPITRE I: ICHNOLOGIE, DEFINITIONS ET APERÇUS

INTRODUCTION.....	1
I - DEFINITION	1
A) – Différentiation des structures biogéniques.....	2
B) – Différents types de traces fossiles (Ichnofossiles)	3
C) – Perforations (<i>Boring</i>)	8
II - CLASSIFICATIONS UTILISEES EN ICHNOLOGIE	8
A) – Classification toponomique des traces fossiles	8
B) – Classification taxonomique des traces fossiles	10
C) – Classification éthologique des traces fossiles	10
III - TRACES FOSSILES ET ENVIRONNEMENT.....	13
A) – Ichnofaciès et bathymétrie	13
B) – Relation traces fossiles et substrats	19
IV - DEVELOPPEMENT DE L'ICHOLOGIE	23
A) – Recherches Préliminaires.....	23
B) – Période des controverses	24
C) – développement des approches modernes	26
D) – Apogée du développement de l'ichnologie.....	29
V - UTILITE ET DIFFICULTES DE L'ICHOLOGIE.....	30
A) – Utilité	30
B) – Difficultés liées à l'ichnologie	30

CHAPITRE II: TERRAIN PALEOZOÏQUE (DEVONIEN TERMINAL)

INTRODUCTION.....	34
I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	34

A) – Situation géographique.....	35
B) –Cadre géologique local.....	35
II) - LITHOSTRATIGRAPHIE	38
A)- Formation des "Argiles de Marhouma"	39
B)- Formation des "Grès de Marhouma"	42
IV) - FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	45
A) - FACIES	45
B) – Conclusion sur les environnements de dépôts	52
V - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES.....	54
VI - DISCUSSION.....	68
A) – Secteur de Ouarourout	68
B) – Secteur de Marhouma	71
C) – Secteur de Tamtert	74
CONCLUSION	76
VII) - IMPLICATION TECTONO-EUSTATIQUE.....	78
VIII) - CONCLUSION GENERALE	79

CHAPITRE III: TERRAIN MESOZOÏQUE CALLOVO-OXFORDIEN

INTRODUCTION.....	81
I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	81
A) – Situation géographique.....	81
B) –Cadre géologique local.....	83
II - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	86
A) – Ensemble I : Argilo-gréseux	86
B) - Ensemble II : Argilo-gréseux carbonaté	88
III - FACIES ET ENVIRONNEMENTS	89
A) – Ensemble I : Argilo-gréseux	89
B) - Ensemble II : Argilo-gréseux carbonaté	91
IV - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES	93
V) - DISCUSSION.....	100
V - CONCLUSION	102

CHAPITRE IV: TERRAIN CENOZOÏQUE (PLIOCENE MOYEN)

INTRODUCTION.....	104
-------------------	-----

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE	105
II - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	105
A) – Formation de Tahria.....	106
B) – Formation de Slama	107
IV - FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	110
A) – Faciès	110
B) – conclusion sur l’environnement de dépôt	114
V - INVENTAIRE DES TRACES FOSSILES	117
VI - DISCUSSION.....	124
VII - CONCLUSION	127
CONCLUSION GENERALE	129
BIBLIOGRAPHIE	135
LISTE DES FIGURES.....	162
LISTE DES TABLEAUX.....	164
TABLE DES MATIERES	165

Résumé

L'histoire géologique de l'Algérie s'inscrit dans une longue évolution géodynamique qui correspond à une zone ayant subi plusieurs phases de déformation et de sédimentation depuis le Précambrien jusqu'à l'actuel. La géologie de la partie septentrionale est marquée par l'empreinte de l'orogénèse alpine (domaines tellien et atlasique). Les formations sédimentaires de couverture de ces domaines sont d'âge mésozoïque et cénozoïque et reposent sur un socle varisque.

Dans le bassin de l'Ougarta, les affleurements du Dévonien terminal constitue un événement détritique. Ils sont composés par deux formations hétérochrones : la "Formation des Argiles de Marhouma" et la "Formation des Grès de Marhouma" succédant à une série carbonatée "Formation Carbonatée de Marhouma". Cette formation détritique, à aspect rythmique est matérialisée par des tempestites ou des turbidites. Ces formations révèlent plusieurs ichnogenres (*Arthrophyucus* cf. *stricus*, *Chondrites*, *Cruziana*, *Dendrotichnium llarena*, *Gordia marina*, *Helminthopsis*, *Ichnispica*, *Megagraption*, *Nereites irregularis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus*, *Planolites beverleyensis*, *Protopaleodictyon*, *Thalassinoides*, *Torrowangea*, *ichnotype A*). Cette association caractérise l'ichnofaciès à *Cruziana* (secteur de Ouarourout et l'ichnofaciès à *Nereites* (secteurs de Marhouma et Tamtert). Cette différenciation ichnologique est inhérente aux jeux tectoniques varisques.

Dans le domaine tlemcénien (Djebel Brame), le Callovo-Oxfordien est représenté par la formation des "Argiles de Saïda". Elle comprend deux ensembles bien distincts selon leur organisation séquentielle et leur contenu en traces fossiles. Onze ichnogenres ont été inventoriés : *Bergaueria*, *Chondrites*, *Diplichnites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Taenidium* et *Thalassinoides*. Le premier ensemble, aux dépôts fins ordonnés en petites séquences turbiditiques déposées en milieu "offshore" en dessous de la limite d'action des tempêtes (LAT). L'incompétence de l'hydrodynamisme et l'association de traces fossiles indiquent la partie distale de l'ichnofaciès à *Cruziana*. Le deuxième ensemble, plus grossier, à alternance tryptique (argiles, carbonates et grès) est affecté par des *slumps* et dominée par des séquences de tempêtes. La partie sommitale, plus proximale, montre des dépôts de "shoreface" marqués par des phases d'émersion. L'association de quelques traces fossiles indique la partie la plus proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana*. Une fluctuation bathymétrique majeure due probablement à une instabilité tectonique a été enregistrée avant la mise en place du deuxième ensemble.

Le bassin du Bas-Chélif est marqué par deux formations d'âge Pliocène moyen (Plaisancien) : la "Formation de Tahria" à dominance marneuse et la "Formation de Slama". Cette dernière est caractérisée par trois barres gréseuses séparées par des marnes ou des marnes sableuses. Les niveaux coquillés sont très abondants, intercalés dans des sables fins à moyens de faciès littoral, déposés en zones plates relativement stables, sans marées majeures. Les ichnogenres inventoriés sont : *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Ophiomorpha nodosa*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Skolithos* et *Thalassinoides* qui caractérisent l'ichnofaciès à *Skolithos*. La partie basale dominée surtout par *Thalassinoides* et *Gyrolithes* caractérise un environnement relativement calme à l'abri des courants violents. Il correspond au *shoreface* bas, de la partie distale de l'ichnofaciès à *Skolithos*. La partie sommitale est documentée par des éléments de haute énergie (grès, chenaux, micro-conglomérats, niveaux coquillés) avec des terriers verticaux (*Ophiomorpha nodosa*). Ce scénario est typique de l'ichnofaciès à *Skolithos* proximal. Ce gradient de distalité/proximité traduit probablement une légère différenciation du comportement du milieu (qualité, texture et substrat).

Abstract

The geological history of Algeria has a long geodynamic evolution reflecting several phases of deformation and sedimentation from the Precambrian to the present. The geology of the northern part is marked by Alpine orogeny imprint (Tellian and atlasic areas). The sedimentary covers of these areas are Mesozoic and Cenozoic age and are based on a Variscan basement.

In the Ougarta basin, a silici-clastic Devonian outcrop constitutes an event. They are composed of two heterochronous formations: "Argiles de Marhouma" and "Grès de Marhouma" succeeding to a carbonated formation "Formation Carbonatée de Marhouma". This detritical formation is marked by storm or turbidite deposits. The ichnological study show more ichnogenera (*Arthropycus cf. Stricus*, *Chondrites*, *Cruziana*, *Dendrotichnium llarena*, *Gordia marina*, *Helminthopsis*, *Ichnispica*, *Megagraption*, *Nereites irregularis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus*, *Planolites beverleyensis*, *Protopaleodictyon*, *Thalassinoides*, *Torrowangea*, *ichnotype A*). The associated trace fossils content characterizes *Cruziana* ichnofacies (Ouarourout area) and *Nereites* ichnofacies (Marhouma and Tamtert areas). This ichnologic differentiation is controlled by variscan tectonics.

Ichnological study of the "Argiles de Saïda" formation (Callovo-Oxfordian) in the Djebel Brame, a region representing the eastern extremity of the Tlemcenian domain and marked by rhythmic clay-sandstone sedimentation. From a lithostratigraphic viewpoint, the formation is composed of two units with a distinct sequential organization and trace fossil content. These deposits are characterized by weak to moderate bioturbation, eleven ichnogenera were found: *Bergaueria*, *Chondrites*, *Diplichnites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Taenidium* and *Thalassinoides*. The basal unit is mainly characterized by fine sediments organized into small turbiditic sequences. This sedimentation was deposited in an offshore environment, below the storm action influence threshold. Most of ichnogenera are associated with episodic silica-clastic deposits. The weak hydrodynamism of the depositional environment, as well as the associated trace fossils content, point to the distal part of the *Cruziana* ichnofacies. The other, coarser, unit is an alternation of greenish clays, carbonates rocks and occasionally slumped sandstones. It is dominated by storm sequences. The more proximal summit shows shoreface deposits marked by phases of emersion. Observable trace fossil content points to the most proximal part of the *Cruziana* ichnofacies. A major fluctuation, most likely due to tectonic instability, was recorded before the second sequence was established.

The "Bas Chélif" furrow is marked by two formations of Middle Pliocene age (Plaisancian): The "formation de Tahria" is characterized by marl deposits and The "formation de Slama" dominated by three sandstone bars, separated by marl or sandy marl. The shell beds are very abundant, intercalated with fine to medium coast sandy facies, filed in flat areas relatively stable, with no major tides. The ichnogenra inventoried are: *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Ophiomorpha nodosa*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Thalassinoides* and *Skolithos* characterizing *Skolithos* ichnofacies. The basal unit is dominated especially by *Thalassinoides* and *Gyrolithes* characterized a relatively quiet environment. It corresponds to the lower shoreface of the distal *Skolithos* ichnofacies. The proximal summit shows by evidence of high energy (sandstone channels, micro-conglomerates and shell beds) with vertical burrows (*Ophiomorpha nodosa*). This scenario is typical of the proximal *Skolithos* ichnofacies. This distal/proximal gradient reflects probably a slight differentiation of the environment (quality, texture and substrate).

INTRODUCTION

Etymologiquement, l'*ichnologie* provient du mot grec *Ichnos*, qui veut dire trace et *Logo* veut dire étude. C'est une science qui se rapporte à l'étude des structures biogéniques sédimentaires. Le premier exemple venant à l'esprit est l'empreinte de pas, reflet concret de l'existence même de l'individu, permettant parfois jusqu'à la reconnaissance de son identité appelé *ichnofossile*.

Pendant l'ère préhistorique, l'homme poursuivait sa proie en suivant les traces d'animaux (voies, résidus et toute autre évidence indirecte). L'*ichnologie* est ainsi probablement une des premières techniques appliquées dans l'histoire humaine.

Il y a quelques décennies, l'*ichnologie* fût considérée comme une science annexe, voire anecdotique. Elle a fait évoluer les mentalités grâce aux découvertes récentes. Elle commence à prendre sa place réelle dans le monde des sciences et de la recherche économique notamment pétrolière.

Généralement les géologues confondent encore quelques traces fossiles avec les algues «*Fucoïdes*». En Algérie, mis à part quelques auteurs qui ont signalé la présence de terriers de type *Skolithos* (Fabre, 1976, 2005) et *Zoophycos* (Lucas, 1952 ; Elmi, 1978 ; Mekahli, 1995), cette spécialité est mal connue jusqu'à nos jours.

Pour faciliter la lecture de ce manuscrit, un rappel de quelques définitions et concepts de base serait très nécessaires.

I - DEFINITION

La première utilisation du terme *ichnologie* revient au chercheur E. Hitchcock (1858) qui étudia les traces de vertébrés des séries mésozoïques de la vallée du Connecticut (Etats Unis). A cet effet, on peut dire que c'est une science charnière entre la paléontologie et la sédimentologie. Elle concerne l'étude globale des traces fossiles animales et végétales (*palichnologie*) ou actuelles (*néoichnologie*) y compris : description, classification et interprétation. Il faut faire la distinction entre les différents types de structures biogéniques.

A) - Différentiation des structures biogéniques (Fig. 1)

Les définitions et les concepts ichnologiques fondamentaux (Fig. 1) sont généralement basés sur le comportement des organismes. Il dépend largement de l'activité benthique et des conditions physiques.

La figure 1 montre la distinction entre des empreintes de pas, des pistes, des terriers, des perforations qui représentent des traces (*ss*), alors que les granoclassements biogéniques et les tapis stromatolithiques ne reflètent pas une trace laissée par des organismes. Ces deux dernières structures complètent l'interprétation ichnologique et sédimentologique.

La considération la plus importante est la différence entre les structures sédimentaires de bioturbation et les structures de bioérosion. Cette distinction est basée sur l'uniformité et la cohérence relative du substrat. Chaque type de substrat exige des adaptations de comportement de l'organisme. Un échinidé qui creuse une chambre dans un substrat rocheux est littéralement compliqué par rapport à celui qui exploite un substrat sableux. Par définition, les traces se réfèrent seulement à des structures enregistrant un certain aspect de l'anatomie fonctionnelle de l'organisme responsable (Frey et Pemberton, 1985). Ce dernier est lié à un type de substrat, par conséquent les traces reflètent son comportement et son activité.

Les structures biogéniques peuvent être regroupées en divers aspects au sens de Frey (1971, 1973) (Fig. 1) :

a) - les structures biogéniques sédimentaires : Ce sont des structures biogéniques produites par l'activité d'un organisme sur ou dans un substrat particulièrement non consolidé. Elles peuvent englober des structures de bioturbation, des structures de biostratification et des structures de biodéposition.

1) - Les structures de bioturbation : il s'agit des structures sédimentaires biogéniques qui reflètent la destruction et la perturbation des stratifications biogéniques et physiques originels d'un sédiment par l'activité des organismes. Les empreintes de pas de vertébrés, les pistes et les terriers représentent ce type de structure.

2) - Les structures sédimentaires de biostratification : ce sont des structures sédimentaires qui consistent à des stratifications créées par des organismes. Les granoclassements biogéniques et les stromatolithes en sont des exemples.

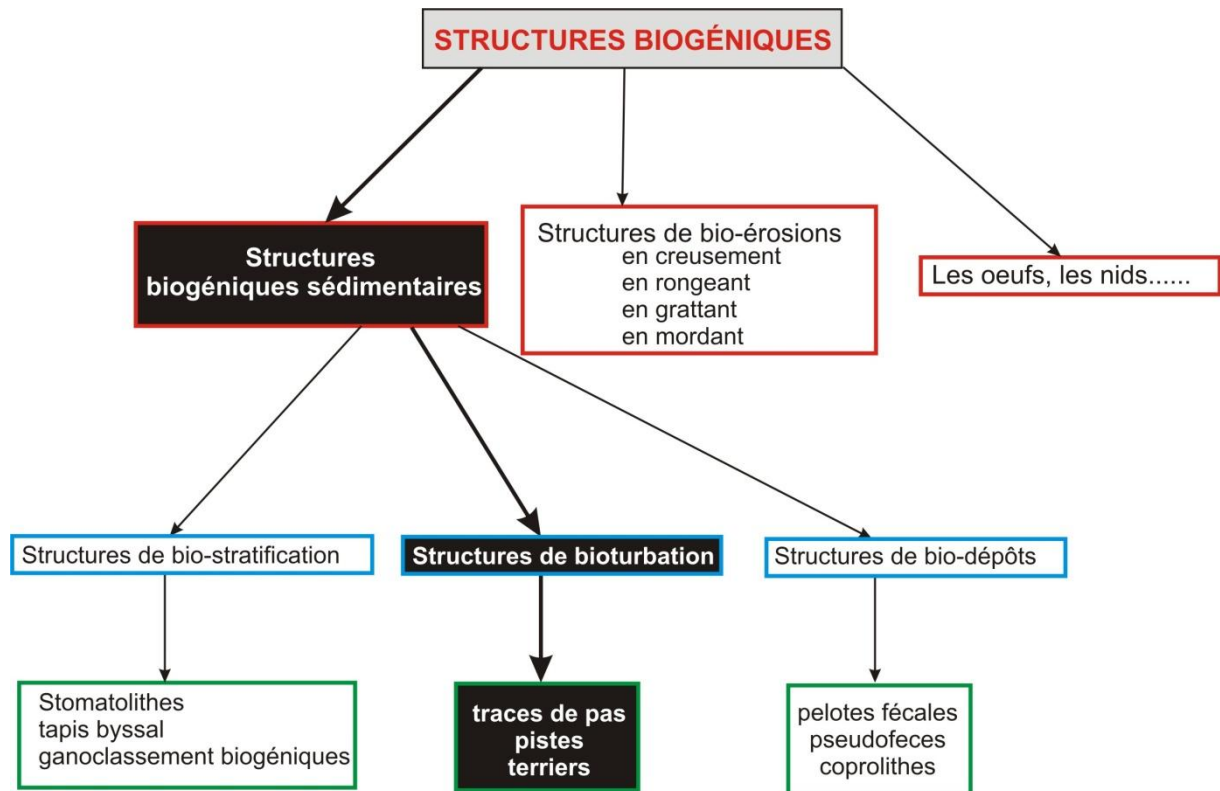


Fig. 1 : Différents rapports entre les traces fossiles (modifié ; Frey, 1971, 1973).

3) - Les structures de biodéposition : ils correspondent à des structures sédimentaires biogéniques qui reflètent la production ou la concentration du sédiment par les activités des organismes tels que les pelotes fécales et les coprolithes. Il faut ajouter quelques récifs vermiformes des sables agglutinés de Polychètes des mers marginales, les termites et les nids, les poches d'insectes dans un environnement continental (Gerard et Bromley, 2008).

b) - Les structures de bioérosion (*Boring*) : ce sont des structures biogéniques liées à la destruction du platier rocheux du substrat consolidé d'une façon mécanique ou biochimique (perforant, rongement, grattage, mordant) due à des organismes endolithiques (spongiaires, bivalves et quelques algues).

B) - Différents types de traces fossiles (ichnofossiles)

La bioturbation (du grec *bios*, vie *turbatio*, destruction) correspond aux perturbations des couches de sédiments meubles induites par l'activité biologique.

En océanographie et en limnologie, la bioturbation est définie comme un déplacement et un mélange de particules sédimentaires par faune ou flore benthique.

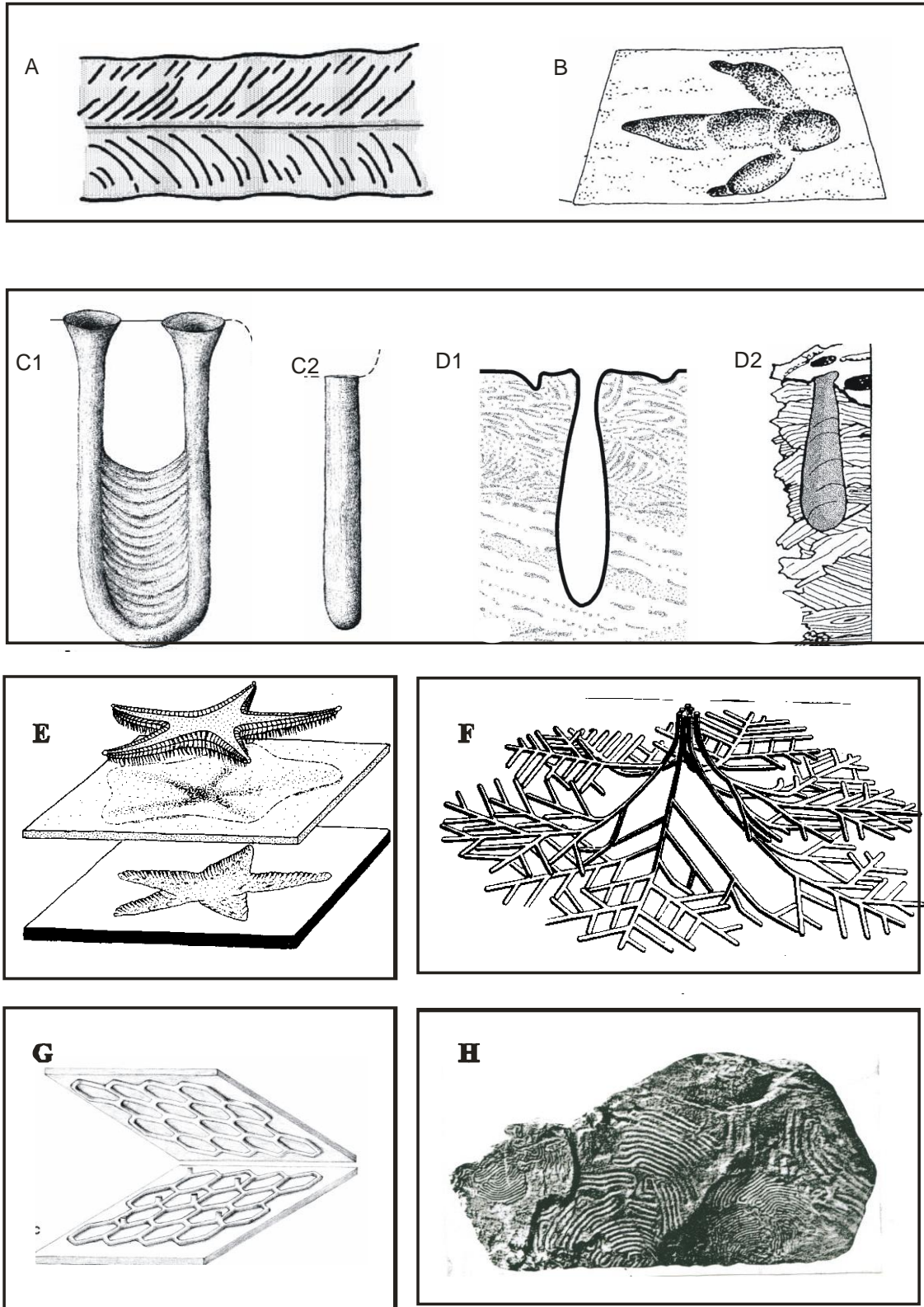


Fig. 2 : Différents exemples de traces fossiles (substrat meuble ou consolidé). Trace de locomotion d'invertébré *Cruziana* (A), trace de locomotion de vertébré (B), terriers verticaux (C) (C₁: *Diplocraterion* ; C₂: *Skolithos*), deux types de bioérosion (D) (D₁: substrat rocheux : *Gastrochaenolites* ; D₂: substrat ligneux : *Teredolites*), trace de repos d'étoile de mer (*Asteriacites*) (E), terrier branchu (*Chondrites*) (F), trace de culture *Agrichnia* (*Paleodictyon*) (G), trace en méandre de recherche de nourriture pascichnia (*Helminthoides*) (F).

Les bioturbateurs sont typiquement des vers annélides (polychètes, oligochètes), des bivalves, des gastéropodes, des holothuries, ou d'autres organismes vivant à l'intérieur ou à la surface du sédiment.

Ichnofossile (du gr. *ikhnos*, trace, et de fossile) : ce sont les traces au sens strict et correspondent à la locomotion ou la progression d'un animal (pistes). Généralement, elles sont des vestiges laissées par des organismes animaux ou végétaux vivant en liaison avec un substrat (quelque soit son type) tout en réagissant aux différentes conditions régnants dans ce milieu.

Il existe plusieurs variétés de traces fossiles :

a) - pistes et empreintes : il s'agit des traces de locomotion de vertébrés et d'invertébrés.

- Pistes (*trails*) : Elles sont très variées et peuvent correspondre à un déplacement, à une recherche de nourriture ou à un fouissement à la surface supérieure du sédiment plus ou moins meuble. On peut citer les *Cruziana* (*Bilobites*) (Fig. 2A), les *Helminthoides* (Fig. 2H), traces serpentiformes où l'organisme responsable est à la recherche de la nourriture ; elles sont connues en particulier dans des flyschs,

- Empreintes : Elles sont moins relativement variées aux précédentes et elles correspondent généralement à des empreintes de pas de vertébrés (Fig. 2B). Citons, comme exemple les *Cheirotheriums* (ou *Chirotheriums*), empreintes de pas de reptiles triasiques, empreinte d'oiseaux.

- *Tracks* : il s'agit d'une empreinte de pas individuel ;

- *Trackway* : c'est une série multiple d'empreinte de locomotion de l'organisme responsable

b) - Terrier : (*Burrow*) : c'est un espace dans le sédiment occupé, maintenu et entretenu par l'organisme. Il s'agit peut être une chambre, une cheminée verticale, une galerie horizontale ou bien une combinaison de ces structures (Fig.2c, d, f, Fig. 3 et Fig. 4). Les terriers peuvent se présenter sous plusieurs formes :

- terrier vertical simple (*Skolithos* Fig. 2C₂) ;

- terrier vertical en forme de U (*Diplocraterion*, Fig. 2C₁ et 3B₁₋₂) ;

- terrier en forme de U horizontal (*Rhizocorallium*, Fig. 3C) ;

- terrier non branchu ;
- terrier branchu *Chondrites* (Fig. 2F).

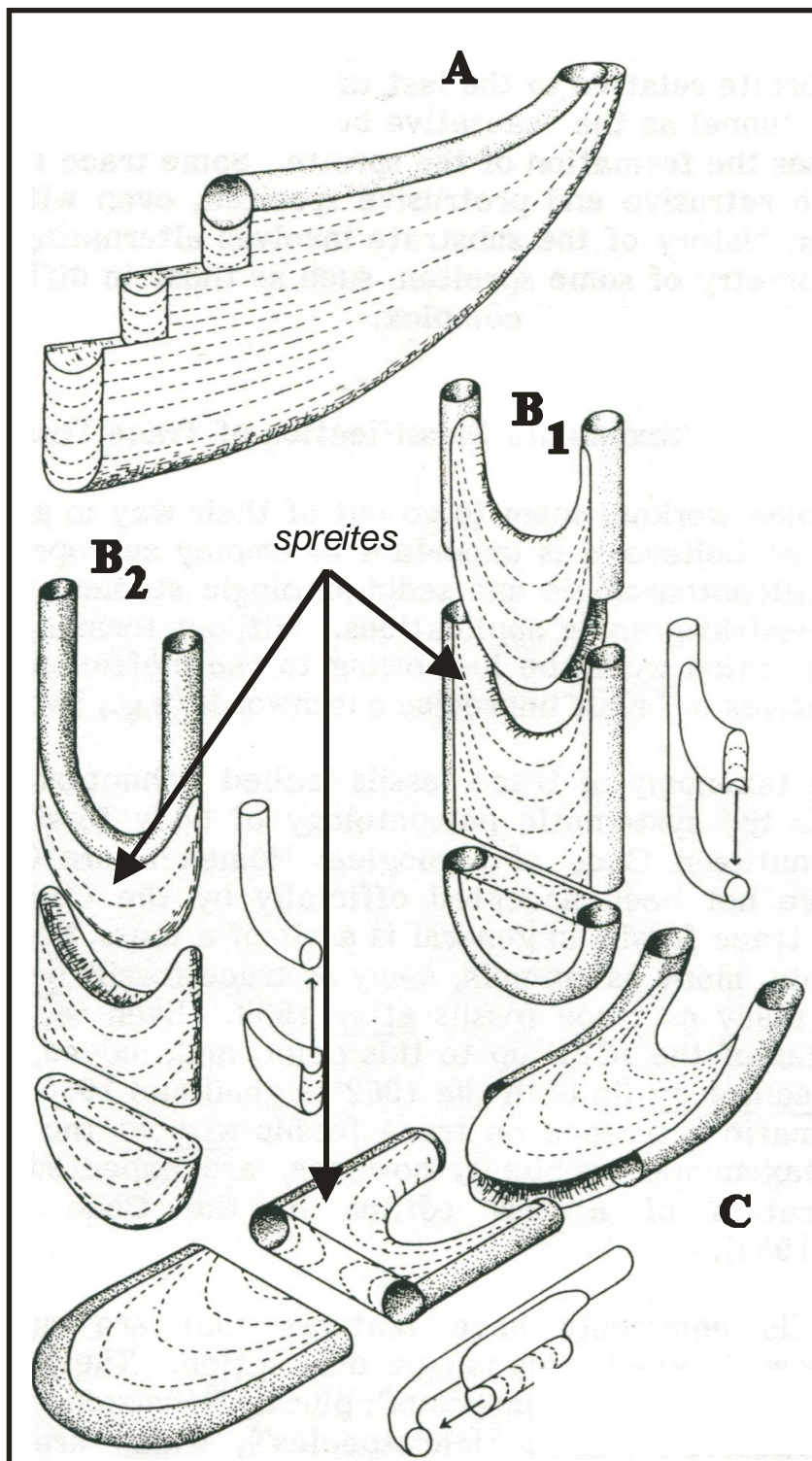


Fig. 3 : Structures montrant la signification de la direction du mouvement des organismes. *Teichichnus* des mouvements ascendants (retrusif) (A), terriers en U verticaux *Diplocraterion* (B) (B1 : protrusif ; B2 : retrusif), terrier en U horizontal *Rhizocorallium* (protrusif) (C) (d'après Ekdale et al., 1984).

1) - Les composants d'un terrier

- Cheminée (*Shaft*) : c'est un conduit souvent vertical qui permet le contact avec la surface (Fig. 4) ;

- Tunnel : appelé également galerie et correspond principalement à un conduit horizontal (Fig. 4) ;

- *Spreite* : correspond au sédiment bioturbé compris à l'intérieur des structures arquées interprétées comme étant des positions successives du terrier (Fig. 3_B et C). Des petites lamines de sédiment contenant un remplissage lamellaire produit par un déplacement de l'organisme dans le terrier latéral du sédiment. Il est peut être orienté horizontalement, verticalement ou oblique. Ces lamines peuvent être soit :

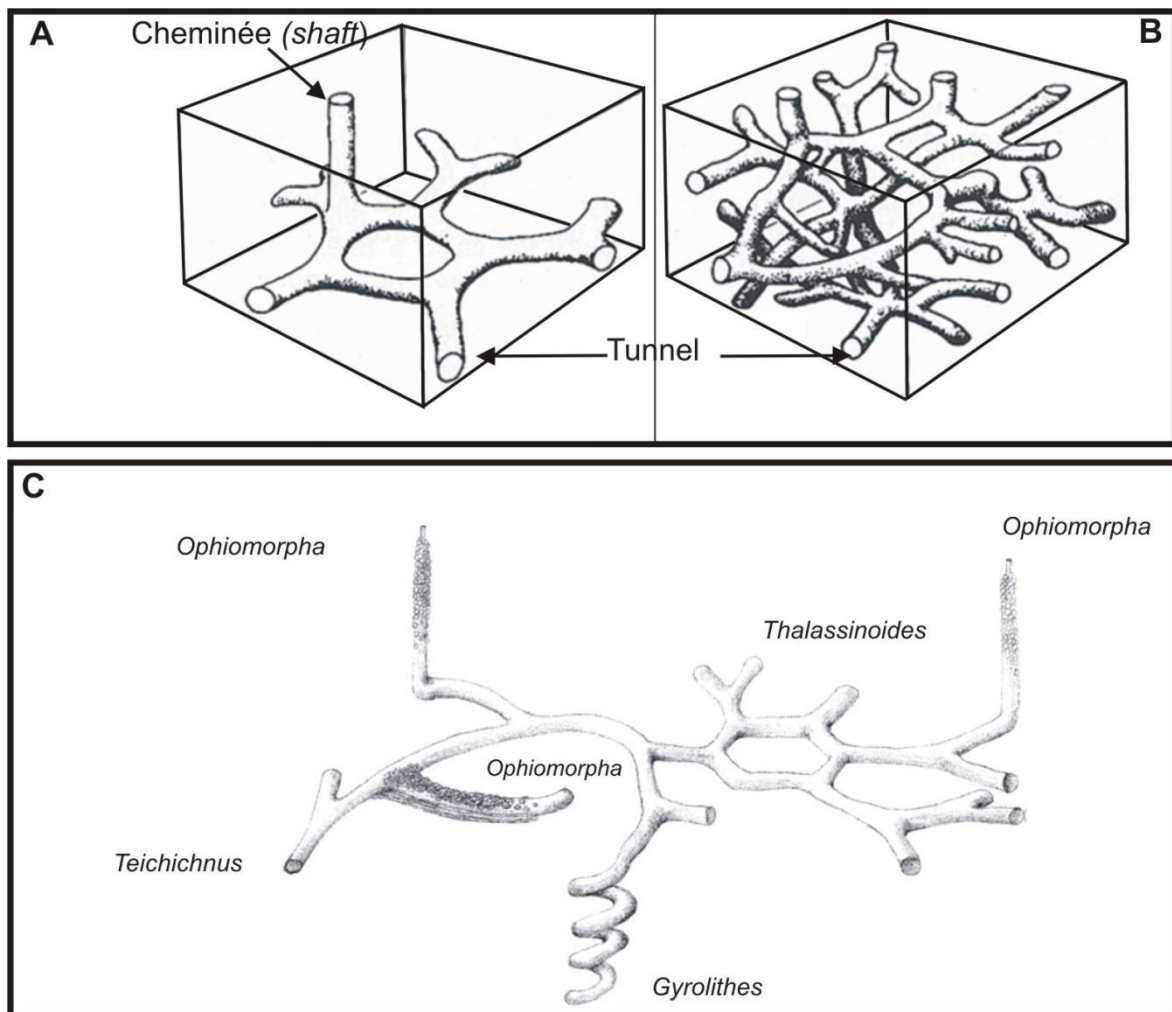


Fig. 4 : Différentes dispositions des terriers interconnectés. Réseau en 2D (A), réseau boxwork en 3D (B), interconnexion de plusieurs variétés de terriers (C) (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Gyrolithes*, *Teichichnus*) (in. Bertling et al., 2006).

- Protrusif : c'est un mouvement vers le bas lors du développement du terrier, ou à cause d'une érosion (Fig. 3B1) ;

- Retrusif : c'est le mouvement ascendant de l'organisme à cause d'une sédimentation active qui provoque le remplissage de l'ouverture du terrier (Fig. 3B2).

2) - L'association des terriers et leurs remplissages (Fig. 4)

Les terriers peuvent être simples (vides ou colmatés), branchus (Y, T, J) ou associés pour former des réseaux.

- Système de terrier ou maille (*Burrow system* Fig. 4A) : terriers ramifiés et complexes interconnectés (Fig.4C) impliquant des comportements différents. Parfois, les ichnologues anglo-saxons utilisent le terme de réseau (*Boxwork* Fig. 4B) en trois dimensions correspondant à un réseau de terriers interconnectés (cheminé, et galerie dans une configuration 3D).

- Remplissage (*Burrow fill*) : le remplissage est dit actif s'il a été produit par l'organisme. La différence de taille des grains peut donner parfois un ménisque qui apparaît sans structure apparente. Dans le cas où les sédiments s'accumulent dans le terrier après le départ de l'organisme, le remplissage est dit passif ou gravitationnel.

- Paroi (*Wall lining*) : pour une meilleure protection du terrier l'organisme procède à un renforcement de son abri par paroi double ex : *Ophiomorpha*.

c) - **Les perforations** (*Boring*) : perforation dans un substrat rocheux (parfois sur des coquilles) les *Gastrochaenolites* (Fig. 2D1) en est un exemple. Il existe des bivalves (*Teredo*) qui exploite un substrat en bois et qui engendre des perforations appelées les *Teredolites* (Fig. 2D2)

II - CLASSIFICATIONS UTILISEES EN ICHNOLOGIE

En paléontologie, quatre principales classifications de traces fossiles sont utilisées:

A) - Classification toponomique des traces fossiles :

Nombreux ichnologues ont proposé des catégories et des terminologies pour l'aspect de préservation des traces fossiles. Les classifications les plus utilisées sont celles de Seilacher (1964) et de Martinsson (1970) (Fig. 5). Cette dernière est la plus adoptée.

a) - Classification de Seilacher, 1964 (Fig. 5):

Selon Seilacher (1964), les traces sont divisées en :

- des structures biogéniques à l'intérieur de la strate, en plein relief ou "*full relief*",
- et les structures qui se produisent à l'interface entre deux strates, qui se présentent en demi relief "*semirelief*".

Il existe deux cas selon la position de la trace par rapport au banc : si la trace se trouve à la surface du banc, elle est en épirelief (positif, négatif). Si elle est à la base, il s'agit d'un "hyporelief" (positif, négatif).

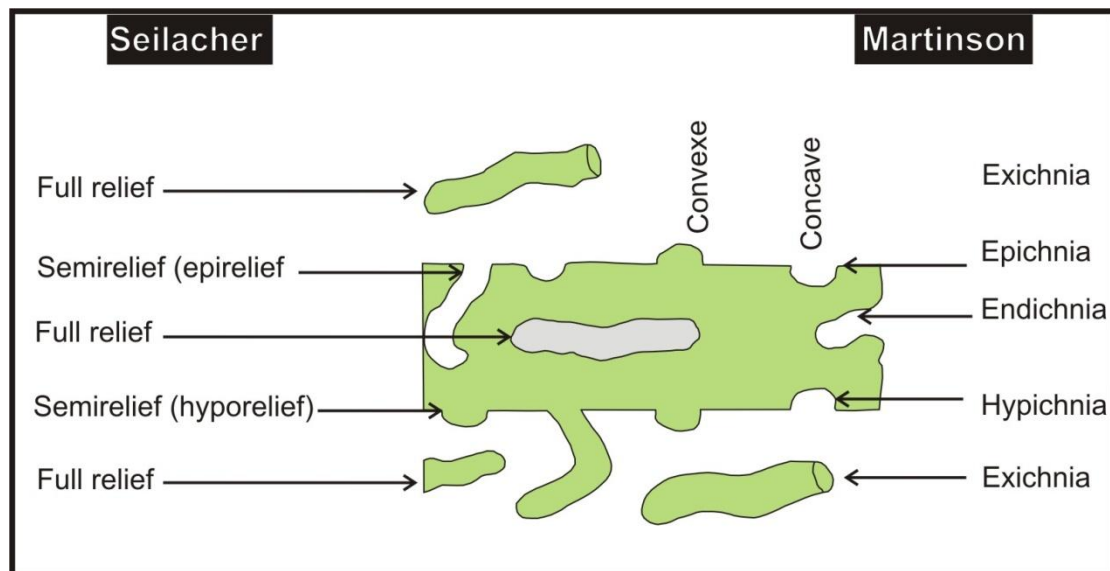


Fig.5 : Classifications toponimiques des traces fossiles (Seilacher, 1964 et Martinson, 1970).

b) - Classification de Martinsson, 1970 (Fig. 5) :

Les traces fossiles sont ici considérées par rapport à ce que Martinsson la dénomme "*main casting medium*" ce qui veut dire le meilleur milieu de moulage (banc). Ce dernier sera par exemple un banc de grès interstratifié dans des argiles. Donc, la position de la trace est déterminée par rapport au banc.

Selon Martinsson, quatre catégories de traces peuvent être ainsi différenciées (Fig. 5).

- Epichnia : trace en liaison avec la surface supérieure du banc
- Hypichnia : traces en liaison avec la surface inférieure du 'banc
- Endichnia : trace située à l'intérieur du banc
- Exichnia : trace située en dehors du banc

Les deux premières traces (Hypichnia et Epichnia) sont en demi-relief et elles correspondent à des traces ou des pistes. Tandis que les deux dernières (Exichnia et Endichnia) sont en plein relief et elles correspondent à des galeries ou des terriers.

B) - Classification taxonomique des traces fossiles :

Suivant les difficultés supra citées, et en faisant abstraction de toute considération d'ordre génétique, les traces fossiles sont dénommées approximativement d'après leurs caractères morphologiques.

L'ichnotaxonomie utilise les règles de la nomenclature binominale introduite par Linné (1839). Les ichnologues utilisent le premier nom comme genre "ichnogenre (igen) ou ichnogenere" (ex : *Skolithos*), et le deuxième nom qui correspond à l'espèce "ichnoespèce (isp) ou ichnospecies". On écrira par exemple :

- *Skolithos linéaris* Haldman, 1845 ;
- *Nereites irregularis* (Schafhäütl 1851)

Récemment, les ichnologues essaient d'intégrer le concept de l'ichnofamille, c'est à dire la subdivision des traces fossiles en plusieurs familles.

Ex : Graphoglyptidae et Rhizocoralliidae (Seilacher, 2007)

C) - Classification éthologique des traces fossiles :

Le principal but de l'ichnologie est de déterminer le comportement (*behaviour*) de l'organisme responsable de la trace.

Si des organismes systématiquement éloignés sont à l'origine de traces semblables, alors leur écologie est également semblable. Il existe donc une relation évidente entre les traces fossiles et les milieux. L'étude écologique des traces fossiles fournit des indications précieuses sur les milieux de sédimentation, d'où un intérêt très particulier pour la sédimentologie.

Seilacher (1953, 1964, 1967), en se basant sur des facteurs écologiques, proposa une classification distinguant cinq comportements pour les traces fossiles (Fig. 6) qui sont :

a) - Les traces de repos (*Cubichnia*) (Fig. 2E): ce sont des traces caractérisées par le remplissage des excavations peu profondes qui imitent la morphologie du fabricant de trace qui reste immobile à la surface du sédiment (trace de repos ou de stationnement). Ex : *Asteriacites* = empreinte d'étoile de mer posée sur le fond (Fig. 2E, Fig. 6).

b) - Les traces de locomotion (*Repichnia*) : ce sont des traces laissées par des organismes se déplaçant à la surface du sédiment ex : *Cruziana* (Fig. 2A, Fig. 6), certains empreintes de pas de tétrapode (*Cheiroterium*) (Fig. 2B). Parfois on utilise le terme *Ambulichnia* pour caractériser la locomotion de quelques vertébrés.

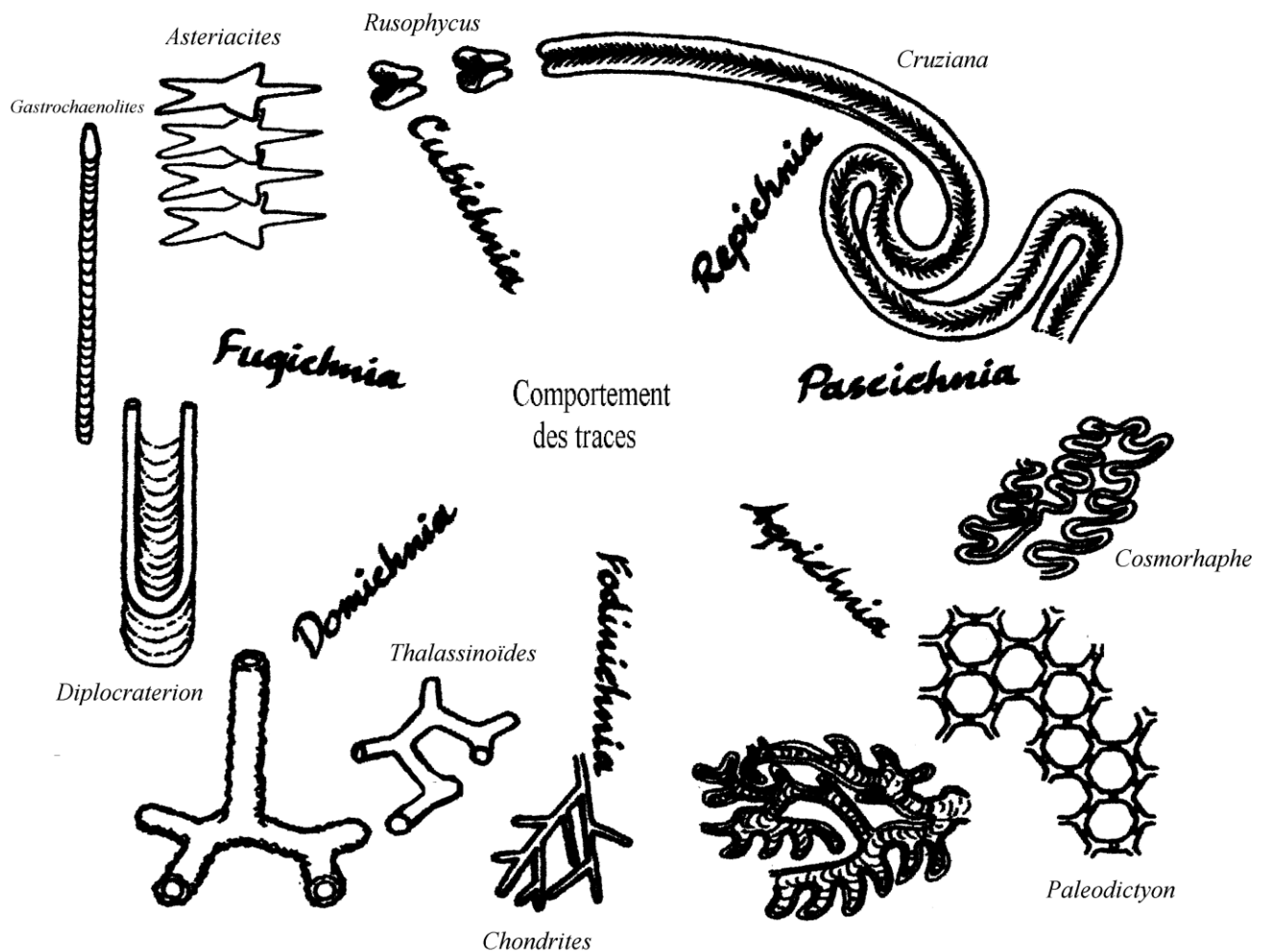


Fig. 6 : Catégories éthologiques des traces fossiles (Seilacher, 1953).

Selon la trajectoire laissée par les organismes sur le substrat, on peut subdiviser ces traces de locomotion en Philotaxie (trace en lacets) ; Phobotaxie : en évitant de recouper les trajets antérieurs ; Helicotaxie : en spirale ; Homostrophie : méandrique ; Rhéotaxie : orienté selon les courants et Tigmotaxie : répétition du schéma antérieur à une distance régulière.

c) - Les traces de pacage (*Pascichnia*) : il s'agit des traces d'alimentation horizontales bidimensionnelles, produites sur la surface de substrat, soit en forme spiralee, soit elles présentent des séries en forme sigmoïdale, ainsi que d'autre forme géométrique. Ex : *Cosmorhapse* (Fig. 6) ; *Helminthoraphe* (Ex. *Helmenthoides*) (Fig. 2H).

d) - Galeries de nutrition ou d'alimentation (*Fodinichnia*) : ce sont des galeries creusées par des animaux se déplaçant à l'intérieur du sédiment présentant une morphologie tridimensionnelle distincte. Ils peuvent être dendritiques ou multibranchus et peuvent prendre d'autres modèles géométriques. Ex : *Chondrites* (Fig. 2F, Fig. 6).

e) - Les traces de demeure ou d'habitat (*Domichnia*) : il s'agit des terriers creusés par des organismes qui s'en servent essentiellement comme un lieu d'habitat permanent ou temporaire ; ils peuvent être cylindriques non ramifiés ou en "U" Ex : *Diplocraterion* (Fig. 3B₁) *Skolithos* (Fig. 2B₂, Fig. 6); *Thalassinoides* (Fig. 6).

En plus de ces cinq types de comportement, Frey (1973) proposa d'autres formes:

f) - *Equilibrichnia* : réadaptation au substrat par migration graduelle

g) - *Fugichnia* : il s'agit de traces d'évasion caractérisées par une migration rapide de l'organisme vers le haut en cas d'une sédimentation rapide, ou vers le bas dans le moment d'une érosion, telles que les structures rencontrées dans les séquences de plage ou de turbidite ;

h) - *Agrichnia*: ce sont des traces d'élevage complexes formées par des tunnels horizontales, organisées en réseaux géométriques réguliers, ex : *Paleodictyon* (Fig. 2G).

Il est à noter la présence d'un autre groupe appelé *Taphichnia* regroupant des traces liées à la taphocénose, c'est-à-dire des marques de roulage, d'impact et de drainage d'un cadavre d'un organisme *post mortem* sur le substrat (ex roll marks). Ce dernier groupe ne reflète jamais un comportement d'un organisme.

i) - *Praedichnia* : alimentation par prédation

III - TRACES FOSSILES ET ENVIRONNEMENT

A) - Ichnofaciès et bathymétrie

L'évaluation de la paléoprosfondeur a toujours été un problème géologique difficile. La palichnologie (ou étude des traces fossiles) est une discipline de la géologie sédimentaire dont l'essor est relativement récent et dont l'apport est, sur ce point, particulièrement intéressant. Mais si l'intérêt des traces fossiles est évident, les modèles proposés ont souvent été mal compris et, de ce fait, controversés.

Les traces fossiles sont généralement autochtones ; elles apportent des données précieuses pour les reconstitutions paléoécologiques (Frey, 1978). Leur association est le résultat de l'action de plusieurs organismes qui vivaient dans des conditions très semblables pour marquer le type de milieu, selon le concept d'ichnofaciès (Seilacher, 1953, 1964).

Cet auteur appliqua dans les analyses paléoenvironnementales des séquences sédimentaires, grâce à ce concept qui correspond à un assemblage d'un ou plusieurs ichnofossiles qui sont caractéristiques d'une bathymétrie bien définie et d'un faciès caractéristique (Fig. 7 et 8).

Les traces fossiles dans des ichnofaciès donnés, ont souvent des morphologies semblables qui sont vraisemblablement dues aux activités identiques des organisations fossiles qui les ont faites. Ce concept est le meilleur outil paléontologique pour l'interprétation d'ancien environnement.

L'ichnofaciès correspond à une association de traces fossiles qui expriment des conditions paléoenvironnementales telles que la bathymétrie, la salinité, la cohérence du substrat et l'oxygénation.

Seilacher (1964, 1967) introduisit six ichnofaciès (*Scoyenia*, *Skolithos*, *Glossifungites*, *Cruziana*, *Zoophycos* et *Nereites*). Deux autres ichnofaciès (*Trypanites* et *Teredolites*) ont été ajoutés (Frey & Seilacher 1980) et ils sont basés principalement sur la consistance du substrat.

Un autre ichnofaciès a été introduit par Bromley & al. (1984) basé sur des environnements récents, il s'agit de l'ichnofaciès à *Psilonichnus*.

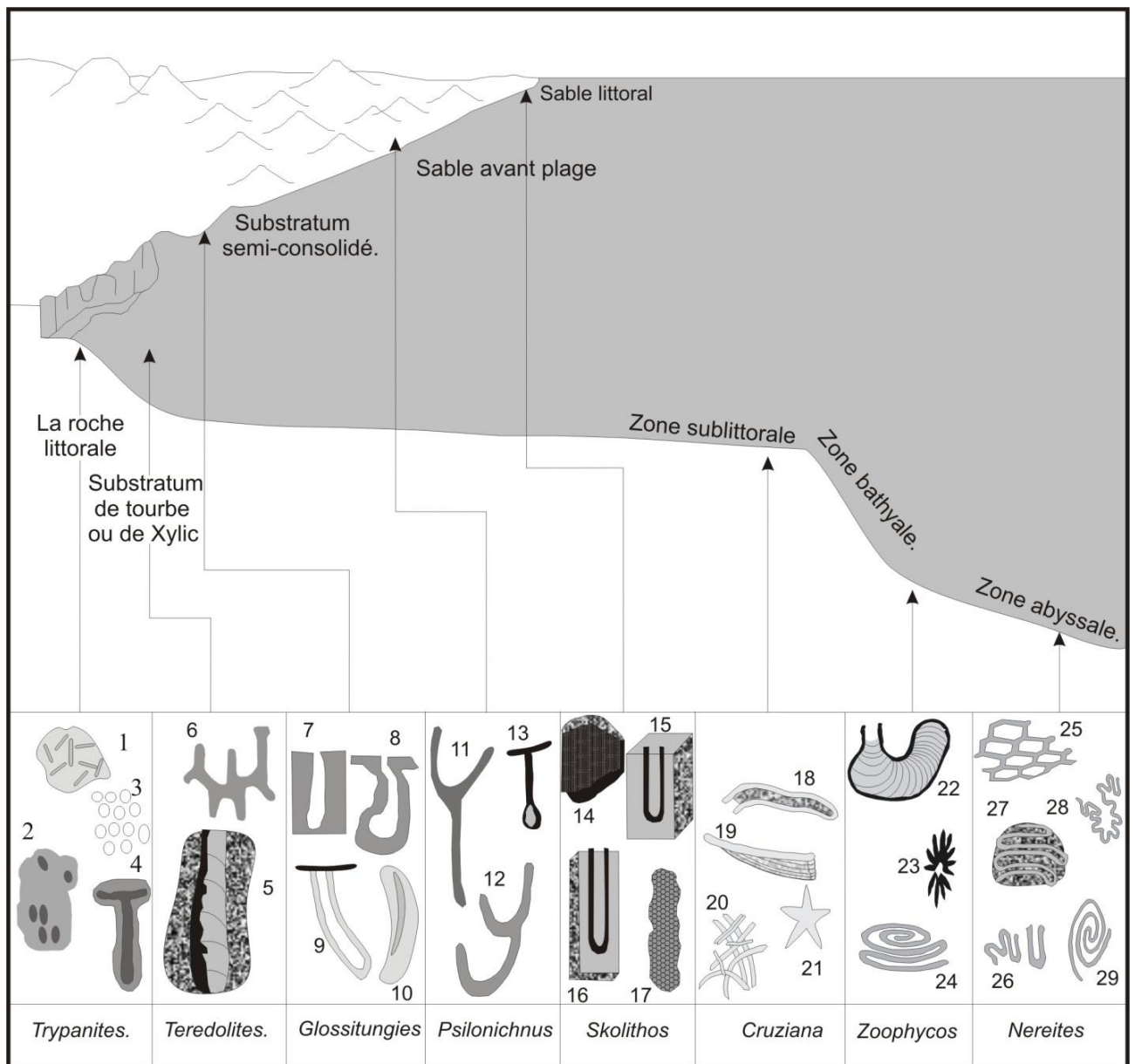


Fig. 7: Distribution des ichnofaciès marins (Seilacher, 1963, 1967 ; Crimes, 1975 ; Ekdale et al., 1984).

1 - *Caulostrepis*, 2 - *Entobia*, 3 - *Echinoid boring*, 4 - *Trypanites*, 5 - *Teredolites*, 6 - *Thalassinoides*, 7-8 - *Gastrochanenolites*, 9-15 - *Diplocraterion* (*Glossifingites*), 10-14 - *Skolithos*, 11-12 - *Ppsilonichnus*, 13 - *Macanopsis*, 16 - *Arenicolites*, 17 - *Ophiomorpha*, 18 - *Rhizocorallium*, 19 - *Teichichus*, 20 - *Planolites*, 21 - *Asteriacites*, 22-24 - *Zoophycos*, 23 - *Lorenzina*, 25 - *Paleodictyon*, 26 - *Taphrohelminthopsis*, 27 - *Helminthoida*, 28 - *Cosmoraphe*, 29 - *Spirorhaphe*.

Deux autres ichnofaciès typiques des environnements continentaux ont été introduits qui sont ichnofaciès à *Mermia* correspondant à un milieu lacustre et l'ichnofaciès à *Coprinisphaera* correspondant à un milieu fluvial (Buatois & Mangano, 1995). La figure 7 montre les caractéristiques et les ichnogènes de chaque ichnofaciès.

a) - Ichnofaciès à *Nereites* (Fig. 7, 8A)

La trace verticale creusée est presque entièrement absente. Les ichnofaciès à *Nereites* sont caractérisés par des traces de pacages (*Pascichnia*) en méandre ou en spiralé et des traces d'évasions (*Fugichnia*), ainsi des traces de culture (*Agrichnia*).

L'ichnofaciès à *Nereites* est en abondance dans les carbonates pélagiques (Pemberton et al., 1990). Ces ichnofaciès indiquent les environnements d'eau profonde, y compris des fonds océaniques et des bassins marins profonds. Les traces fossiles se produisent dans les boues. Elles sont déposées par suspension, dans les schistes, les siltites et les turbidites distaux.

b) - Ichnofacies à *Zoophycos* (Fig. 7 8B)

Il est caractérisé par des traces complexes de nutrition "*Fodinichnia*" tels que les *Zoophycos*, et parfois d'autres traces profondes telles que les *Spiroraphe*. Le premier ichnogenre est enregistré dans une bathymétrie variable selon les âges géologiques entre la zone abyssale et le plateau continental peu profond.

c) - Ichnofaciès à *Cruziana* (Fig. 7, 8C)

L'ichnofaciès à *Cruziana* est caractérisé par la diversité de traces tels que les ichnogenres de locomotion "*Repichnia*" (*Cruziana* et *Aulichnites*), ainsi que des traces de repos "*Cubichnia*" (*Rusophycus*, *Asteriacites* et *Lockeia*) (Pemberton & al., 1990). Ces ichnofaciès reflètent les situations distales du plateau continental (circalittoral), au dessous de la limite d'action des vagues, mais affecté par l'activité de tempête.

d) - Ichnofaciès à *Skolithos* (Fig. 7, 8D)

L'ichnofaciès à *Skolithos* était d'abord considéré comme de marqueurs de la zone intertidale, mais ils sont également typiques d'autres environnements, tels que les niveaux de sables de tempêtes et les écoulements de turbidité.

L'ichnofaciès à *Skolithos* peut être identifié par une basse diversité de "*Domichnia* verticale" (terriers d'habitations) abondant du genre *Skolithos*, *Diplocraterion* et *Arenicolites*. Il faut noter aussi la présence des galeries de nutrition "*Fodinichnia*" (*Ophiomorpha*), et "*Fugichnia*". Toutes ces traces indiquent typiquement des caractéristiques intertidales où les organismes doivent réagir rapidement en conditions stressantes (Pemberton et al., 1990).

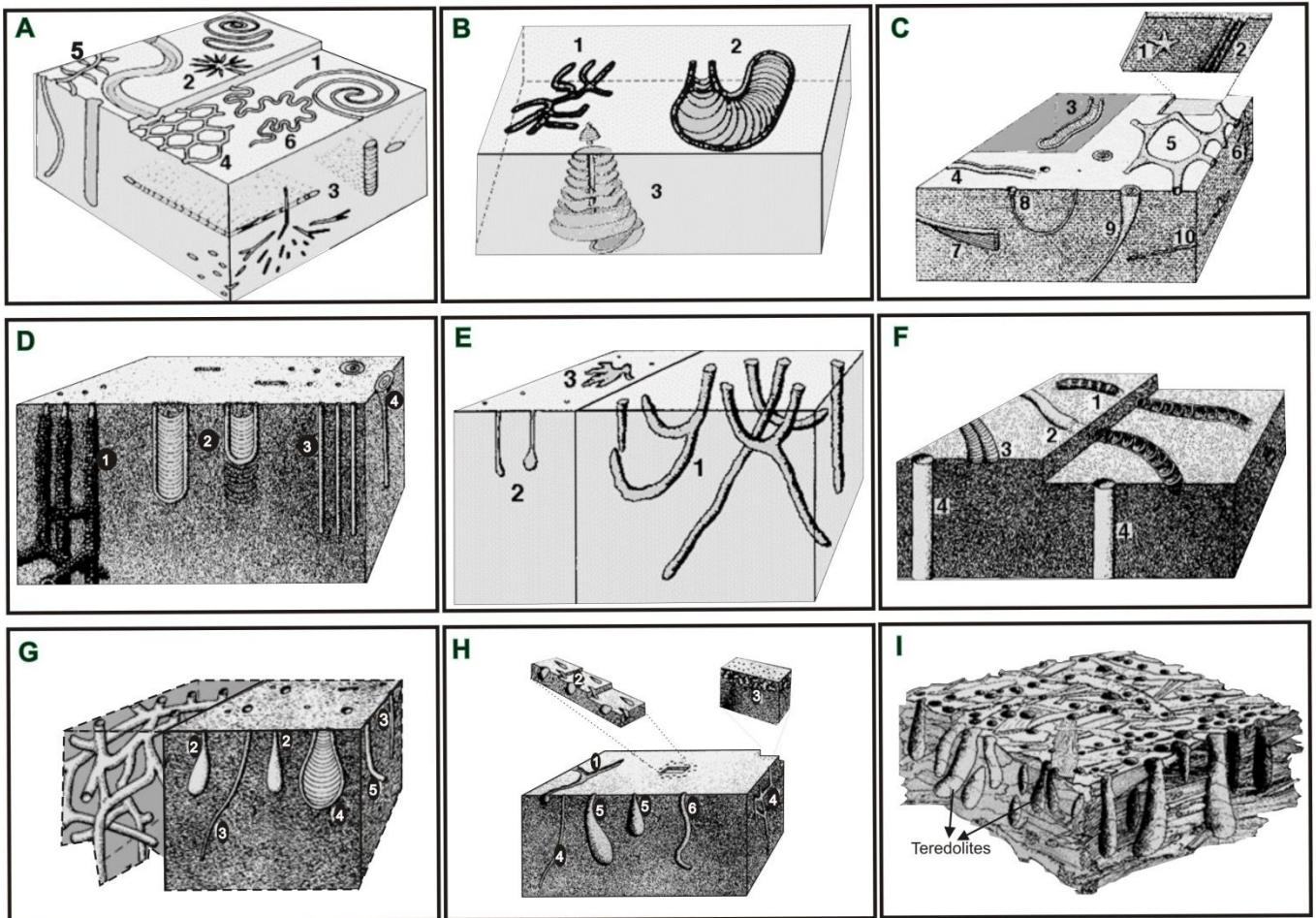


Fig. 8: Associations de traces fossiles caractéristiques des différents ichnofaciès définis par Seilacher, 1953 (d'après Pemberton et al., 1990).

A: ichnofaciès à *Nereites* 1-*Spiroraphe*, 2-*Lorenzinia*, 3-*Chondrites*, 4-*Paleodictyon*, 5-*Nereites*, 6-*Cosmorhaphe* ; B: ichnofaciès à *Zoophycos* 1-*Phycosiphon*, 2-*Zoophycos*, 3-*Spirophyton* ; C: ichnofaciès à *Cruziana* 1-*Asteriacites*, 2-*Cruziana*, 3-*Rhizocorallium*, 4-*Aulichnites*, 5-*Thalassinoides*, 6-*Chondrites*, 7-*Teichichnus*, 8-*Arenicolites* 9-*Rosselia*, 10-*Planolites* ; D: ichnofaciès à *Skolithos* 1-*Ophiomorpha*, 2-*Diplocraterion*, 3-*Skolithos*, 4-*Monocraterion* ; E: ichnofaciès à *Pilsonichnus* 1-*Pilsonichnus*, 2-*Macanopsis*, 3-Vertebrate footprints ; F: ichnofaciès à *Scoyenia* 1-*Scoyenia*, 2-*Ancorichnus*, 3-*Cruziana*, 4-*Skolithos* ; G: ichnofaciès à *Glossuvingites* 1-*Thalassinoides*, 2-Bivalve Borings, 3-Polychaete burrow, 4-*Rhizocorallium*, 5-*Pilsonichnus* ; H: ichnofaciès à *Trypanites* 1-Echinoids grooves, 2-Barnacles Borrings, 3-Sponge Borrings, 4-Polychaete borings, 5-Bivalves borings, 6-Spurolid ; I: ichnofaciès à *Teredolites* montrant l'ichnogreffe *Teredolites*.

Nous allons retenir les classifications récentes de Frey et al., (1984) et celle de Pemberton et al., (1990). Ces classifications divisent les ichnofossiles en neuf zones environnementales, c'est à dire trois en plus que la classification de A. Seilacher (Fig. 10).

e) - Ichnofaciès à *Pilsonichnus* (Fig. 8E)

L'ichnofaciès à *Pilsonichnus* montre un assemblage de diversité de petits creusements verticaux avec des cavités (*Macanopsis*). Ces creusements sont en forme de "T" ou en forme

de "Y" (*Psilonichnus*). On peut avoir aussi des traces de racines et des empreintes de pas de vertébrés. C'est un ichnofaciès typique de la plate forme interne (*backshore*) (Pemberton & al., 1990). Il montre une faible diversité d'assemblage de terriers verticaux avec une chambre d'habitat basale, des terriers en T, en U, des traces de racines et des empreintes de pas de vertébrés. Ces structures caractérisent le milieu supratidal et l'arrière plage.

f) - Ichnofaciès à *Scoyenia* (Fig. 7, 8F et 9)

Il est représenté par des traces préservées dans des dépôts fluviales et lacustres, habituellement dans des niveaux vaseux et sableux. Les paléosols subaériens associés à des sables éoliens peuvent contenir des traces *Domichnia* et *Repichnia* des insectes, ainsi que des empreintes de pas de dinosauriens et des tétrapodes.

L'ichnofaciès à *Scoyenia* est caractérisé par un assemblage de traces fossiles suivantes : *Scoyenia* qui correspond à un terrier horizontal simple (*Fodinichnia*), *Skolithos* terriers vertical simple (*Domichnia*) et enfin des traces *Repichnia* laissées par des insectes ou des crevettes d'eau douce (Pemberton & al., 1990)

g) - Ichnofaciès à *Glossifungites* (Fig. 8G)

Ces traces se produisent dans des dépôts lithifiés, telles que les boues et les vases dans les zones subtidales et intertidales, en domaine marin peu profond. Les *firm-grounds* peuvent se développer dans des conditions de basse énergie tels que les marais de sel, les barres de boue, les hautes zones intertidales ou dans les environnements marins peu profonds où l'érosion est très intense.

L'ichnofaciès à *Glossifungites* est caractérisé par des galeries d'habitation «*Domichnia*» du genre *Glossifungites* et *Thalassinoides* et parfois des structures de pénétration des racines de plantes (Pemberton & al., 1990).

h) - Ichnofaciès à *Trypanites* (Fig. 8H)

L'ichnofaciès à *Trypanites* est caractérisé par des perforations d'habitat (*Domichnia*), dans un milieu marin ou continental à substrat dur (récifs, galets ou organiques). Ces substrats sont exploités par des endobiontes perforants (Fig. 8H). Des exemples peuvent être cités : bivalves du genre *Gostrochaenolites*, barnacles du genre *Rogerella* et des éponges du genre *Entobia* (Pemberton & al., 1990).

i) - Ichnofaciès à *Teredolites* (Fig. 8I)

Cet ichnofaciès est identifié par la présence des galeries dans le bois spécialement le genre *Teredolites*, particulièrement ceux produits par les bivalves marines tel que le ver moderne de bateau : *Teredo* (Pemberton & al., 1990).

j) – Ichnofaciès à *Mermia* (Fig. 9)

Cet ichnofaciès a été proposé par Buatois et Mangano, 1995, il est caractérisé par la dominance 1) – des terriers horizontaux à subhorizontaux ; 2) – des traces de locomotion ; 3) – ichnodiversité et abondance généralement élevée à modérée.

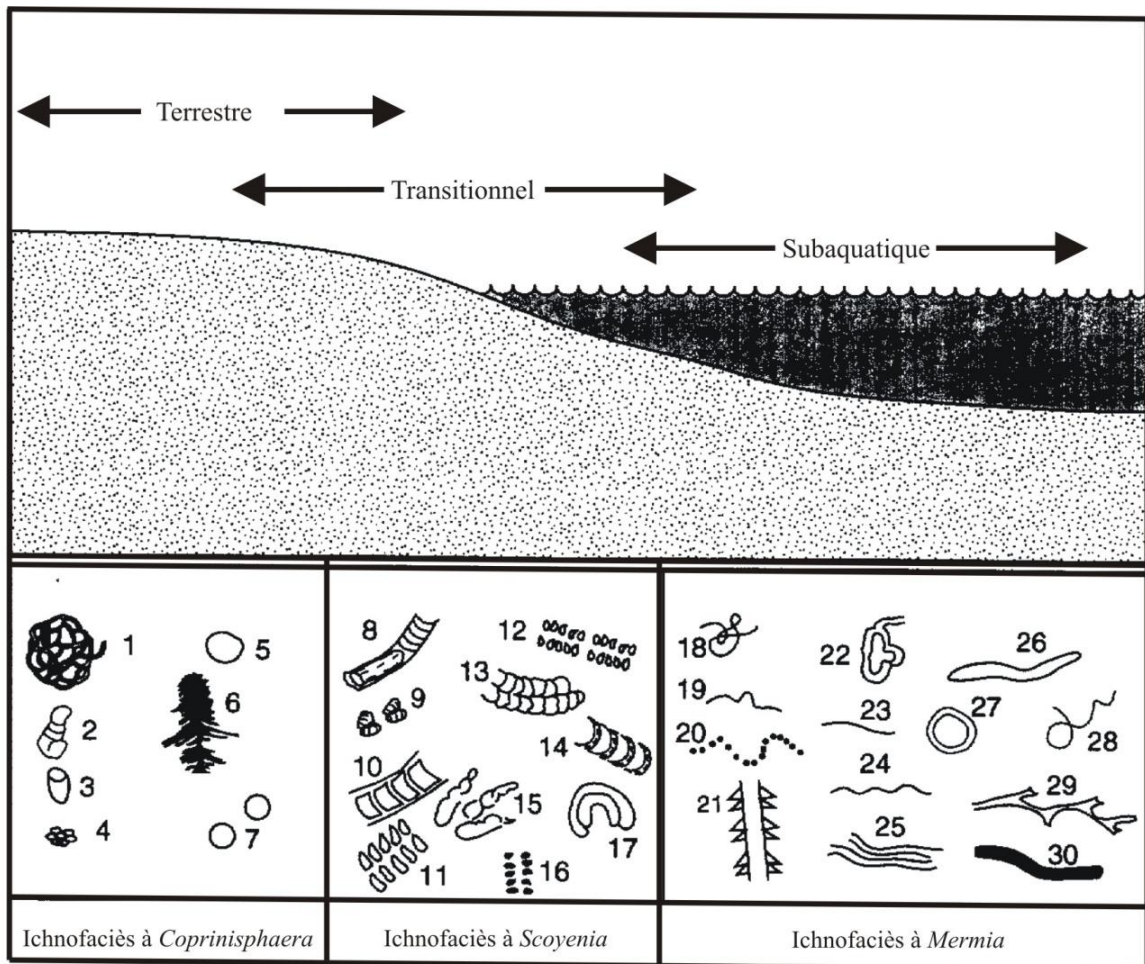


Fig. 9 : Modèle des ichnofaciès non marin (In. Buatois & Mangano, 1997).

- 1 – *Termichnus*, 2 – *Scaphichnium*, 3 – *Celliforma*, 4 – *Edaphichnium*, 5 – *Coprinisphaera*, 6 – *Krausichnus*, 7 – *Vondrichnus*, 8 – *Scoyenia*, 9 – *Rusophycus*, 10 – *Beaconites*, 11 – *Merostomichnites*, 12 – *Unfolozia*, 13 – *Cruziana*, 14 – *Taenidium*, 15 – tetrapod tracks, 16 – *Diplichnites*, 17 – *Fuersichnus*, 18 – *Mermia*, 19 – *Helminthopsis*, *Tuberculichnus*, 21 – *Maculichna*, 22 – *Vagorichnus*, 23 – *Helminthoidichnites*, 24 – *Cochlichnus*, 25 – *Udichnia*, 26 – *Palaeophycus*, 27 – *Circulichnus*, 28 – *Gordia*, 29 – *Treptichnus*, 30 – *Planolites*.

Ichnofaciès à *Mermia* est représenté par des sédiments très fins des environnements lacustres de faible énergie à fort taux d'oxygénation.

k) - Ichnofaciès à *Coprinisphaera* (Fig. 9)

L'ichnofaciès à *Coprinisphaera* ou *Termitichnus* caractérise l'environnement fluvial et les paléosols développés par des communautés des herbacées. dans la répartition des traces fossiles de cet ichnofaciès dépend largement des conditions climatiques (Genise & al.,2000). Il est surtout représenté par des traces d'insectes *Coprinisphaera* ainsi que d'autres formes de traces ovales et des traces de plantes (Fig. 9).

B) - Relation traces fossiles et substrats

a) - Nature du substrat

Il existe un rapport étroit entre la nature du substrat, le benthos et la production des traces fossiles (Rhoads 1970 ; Fürsich 1976 ; Pickerill & al. 1984 ; Ekdale 1985) Ce rapport dépend largement de leur composition et leur consistance (uniformité) (Fig. 10).

Plusieurs paramètres influencent la répartition des traces fossiles. La composition, la texture, la stabilité et la dureté du substrat sont des facteurs déterminants. Ils influencent les types d'organismes pour la colonisation et l'exploitation du fond marin ainsi que les différents types de comportement qui sont préservés.

Les substrats occupés par des organismes épibenthiques indiquent habituellement divers types de substrats "grounds" : soupground, softground, firmground, et hardground (Bromley 1990 ; Ekdale 1985 ; Ekdale 1988).

1) - Substrat de type soupground (Fig. 10)

Dans ce premier cas, la teneur en eau contenu dans le sédiment est très élevée (sursaturation) résultant un fluide dense où les organismes peuvent nager à travers le substrat. Les grains étant séparés les uns des autres par une « substance mucoïde ». Le sédiment est complètement homogène. Si une grande quantité de mucus est produite alors le terrier peut se former avec des parois solides.

2) - Substrat de type **softground** (Fig. 10)

Dans ce deuxième cas, le sédiment a un comportement « plastique », il est gorgé d'eau mais les grains sont en contact. Ils se caractérisent seulement par des terriers d'organismes fouisseurs et une bioturbation parfois intense (Clari & al., 1995). L'établissement de terriers permanents implique des mécanismes particuliers par compression des parois et/ou imprégnation de mucus.

Ces sédiments sont caractérisés par les phénomènes de thixotropie et de dilatation (Fig. 10). La formation du mucus aide également à agréger des particules de diverses origines.

3) - Substrat de type **firmground** (Fig. 10)

Ce type de surface se forme par compaction et expulsion des fluides, il est caractérisé par une déshydratation et un tassement continu du sédiment aboutissant à un durcissement du substrat qui devient plus ferme (**firmground**) (Fig. 10). Il présente des remaniements par excavation, la nature compacte du substrat interdisant les processus de compression des parois des terriers. Il montre généralement des réseaux de terriers pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres de diamètre témoignant d'un changement de faunes (relais des organismes fouisseurs par des organismes suspensivores).

Selon Bromley (1990), l'acquisition de la cohérence caractérisant les **firmgrounds** serait due à un enfouissement peu important, sans cimentation. Les **firmgrounds** ainsi formés seraient ramenés à l'interface eau-sédiment par érosion des couches sus-jacentes, et pourraient alors être colonisés par différents organismes.

Pour d'autres auteurs, les **firmgrounds** peuvent présenter des indices de cimentation (Kennedy & Garisson, 1975 ; Brett & Brookfield, 1984). Hillgärtner (1998) considère les **firmgrounds** comme des surfaces consolidées, présentant un début de cimentation à l'interface eau-sédiment.

Ce type de substrat Il se situe généralement au-dessous des deux types précédents et il est souvent exhumé et exposé par les événements énergiques qui enlèvent les sédiments mous qui sont au dessus. Si un tel substrat reste couvert, il est désigné sous le nom d'un du **firmground** caché (*concealed firmground*) (Bromley 1990). Quand ce type de substrat est exposé, il est exploité par les organismes endobenthiques (Monaco, 1993).

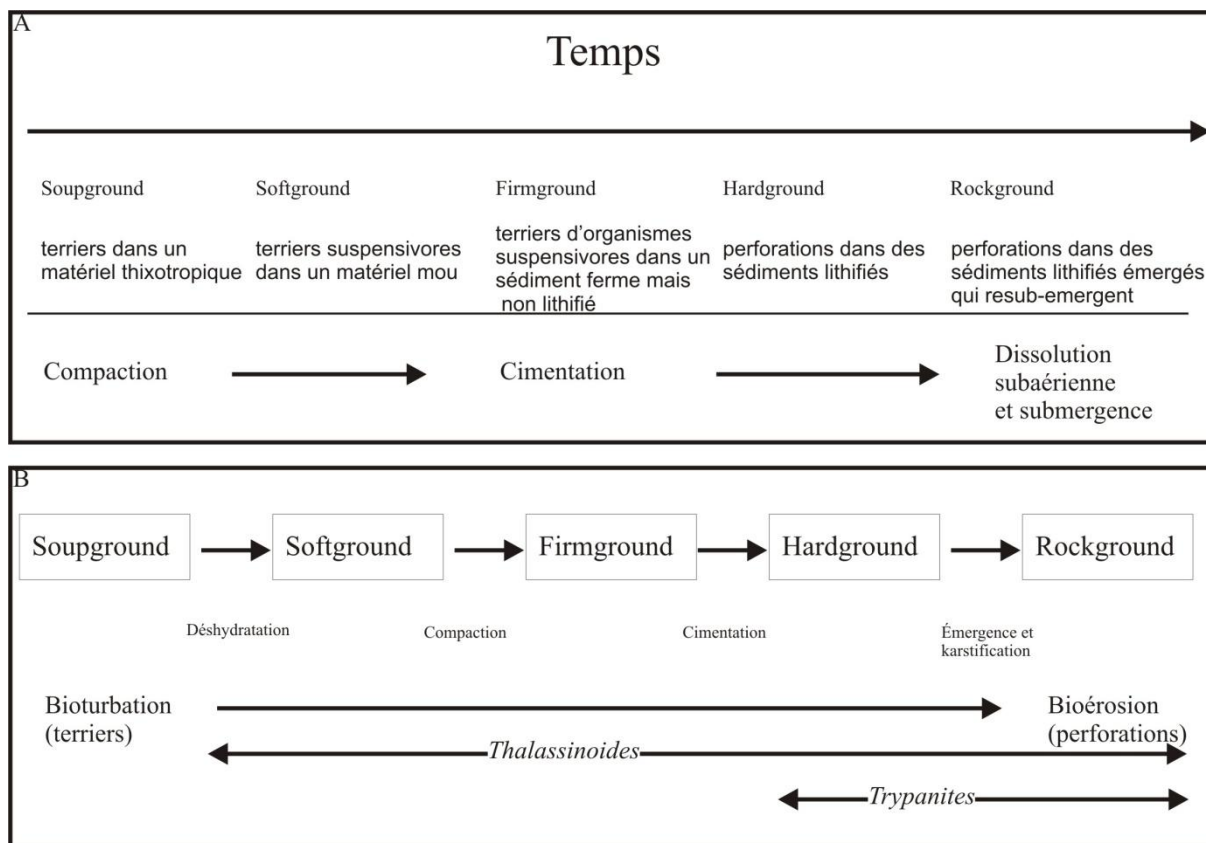


Fig. 10 : Relation traces fossiles et substrat (In. Buatois & Mangano, 2001).

4) - Substrat de type hardground (Fig. 10)

Ce type de substrat correspond à des fonds marins le long desquels les sédiments sont bien lithifiés et se caractérisent par des organismes encroûtants, des perforations, des filons sédimentaires (« *neptunian dykes* »). Les processus de bioturbation sont ainsi remplacés par des processus de bioérosion. Clari & al. (1995) préfèrent l'emploi du terme "rockground" au terme "hardground" (Fig. 10A et B). Les rockgrounds recouvrent toutes surfaces qui, quelles que soient leur origine et leurs caractéristiques, ont été durcies avant le dépôt des sédiments immédiatement sus-jacents. Ils se divisent en deux catégories :

- les « hardgrounds », si le dépôt des roches sous- et sus-jacentes se fait dans le même système de dépôts ou que la diagenèse observée sur la discontinuité ne témoigne pas de changements environnementaux ;

- les « *inherited hardgrounds* », si le dépôt des roches sous et sus-jacentes se fait dans des systèmes sédimentaires différents ou que la diagenèse observée au niveau de la discontinuité présente un contraste environnemental avec les roches sous ou sus-jacentes (dépôts pélagiques sur dépôts de plate-forme ; paléokarst majeur sur faciès de plate-forme...).

Il faut mentionner que deux autres types de substrat ont été ajoutés : *loseground* et *stifground* (Buatois et Mangano, 1991).

La diversité des assemblages de traces fossiles reflètent directement la nature du substrat : basse dans les soupgrounds ; élevé à très élevée dans les softgrounds ; faibles-à-moyens dans les firmgrounds et moyens à élevés dans les hardgrounds (Ekdale, 1988). Tous les types de pistes et les terriers sont présents dans le softground (cf., ex. des ichnofacies décrits par Frey et Pemberton 1984; Seilacher 1967).

Les traces d'habitat (*domichnia*) dominent dans les firmgrounds et les hardgrounds en tant que types spéciaux de terriers de perforation dans des sédiments compacts mais non cimentés. Les perforations et les traces de bioérosion caractérisent les hardgrounds (Bromley 1990 ; Ekdale 1985 ; Ekdale 1988 ; Pemberton et Frey 1985).

b) - Les paramètres physico-chimiques du substrat

D'un point de vue physique, la taille des grains d'un substrat est très importante ; par exemple : les fonds boueux sont choisis par beaucoup d'organismes à corps mou (généralement vermiformes) qui possèdent des caractéristiques de locomotion spécifiques adaptées à ce type de substrat. Les fonds arénacés non consolidés sont colonisés par certains types d'invertébrés qui secrètent un mucus pour la consolidation des parois de leurs terriers (Bromley 1990).

L'uniformité physique du substrat peut varier dans l'espace (tant vertical que horizontal), ceci peut commander la distribution des organismes endobenthiques et leur comportement vis-à-vis de ce type de substrat.

Une modification importante de la nature chimique du substrat peut se produire après l'exploitation du sédiment par les bioturbateurs. Pendant l'alimentation et la construction des galeries beaucoup de matériel sera transféré entre des zones de différentes réactions chimiques, dans un sens vertical et horizontal (Bromley 1990). Une augmentation progressive de la concentration de l'oxygène dans les eaux interstitielles des sédiments mène au comportement spécialisé des organismes.

Cependant, ce n'est pas tellement la profondeur qui influence le comportement des organismes mais le plus important est la concentration en oxygène des eaux interstitielles du fond marin est la plus fiable (Monaco, 1993).

IV) - DEVELOPPEMENT DE L'ICHOLOGIE

La plupart des traces fossiles telles que les *Zoophycos*, les *Chondrites* et les *Gyrophyllites* ont été interprétées comme des algues marines dénommées "*Fucoïdes*" (Fig. 11). Leur origine animale fut démontrée par Nathorst en 1881. Leur systématique a débuté en 1920, par les travaux de Richter, depuis lors, ces études n'ont pas beaucoup évolués. Lors des travaux de Seilacher (1953) suivis de ceux de Hantzschel (1962 , 1965), que cette science trouva un essor considérable.

L'histoire du développement de l'ichnologie a été citée par plusieurs auteurs: Caster (1957) ; Osgood (1970, 1975a) ; Frey (1971, 1975) ; Häntzschel (1965) ; Frey et Seilacher (1980). Elle se résume en quatre périodes :

A) - Recherches préliminaires

L'ichnologie débuta par la description et l'interprétation de quelques traces. Certains auteurs ont pensé que l'évolution de la paléontologie a contribué à une révolution de l'ichnologie.

Environ 258 genres établis avant 1900, ont été recensés par Hantzschel en 1965 dans son catalogue intitulé : '*Fossilium Catalogus*'. Ces 258 genres, dont 115 ont été décrits comme des traces fossiles, 23 comme des organismes fossiles et 120 comme des algues marines (*Fucoïde*, Fig. 11) ; ils sont actuellement reconnues comme traces fossiles.

La paléontologie taxonomique et descriptive du 19^{ème} siècle influença les ichnologues, qui présentèrent de courtes descriptions de traces fossiles, sans illustrations. En revanche, d'autres travaux sur les *Fucoïdes* montrent d'admirables illustrations et de longues descriptions dont plusieurs sont de Brongniart (1823, 1828) (Fig. 11), de Lebsconte (1883), et de Saporta (1884). Ces auteurs ont été plutôt influencés par l'évolution Lamarckienne et Darwinienne. Ces interprétations sont infondées par le manque de connaissance des processus de fossilisation et des structures sédimentaires dans des environnements marins.

La plupart des paléontologues ignoraient l'importance des traces fossiles qu'ils s'intéressaient beaucoup plus aux *Fucoïdes* et aux organismes fossiles d'invertébrés. Cette attitude s'est fortement manifestée dans les travaux de Hall (1852), dans lesquels sont illustrés

plusieurs genres de *Fucoïde* du Silurien de New York. Ces traces fossiles ont été figurées et brièvement discutées mais non pas été formellement dénommées (Hall, 1852, Pls. 11-16).

Les traces fossiles n'ont pas été entièrement ignorées par les premiers paléontologues. Le travail le plus notable est celui d'Hitchcock (1858), qui présenta un document de 200 pages intitulé "*ichnology of new England*" dans lequel il a décrit les traces dinosauriennes triasiques de la vallée du Connecticut. Ce même auteur s'intéressa aux ichnites d'invertébrés qui ont été énumérées par Hantzschel (1965).

En outre, certaines traces fossiles ont été décrites bien avant les années 1900. Logan en 1860 a étudié les grès du Cambrien de Potsdam au Canada qui renferment des pistes *Climactichnites*, ressemblant à de larges bandes de roulement.

Shimper (*in* Zittel 1879-1890) a présenté un travail intitulé the '*algae incertae sedis*' dans lequel il a subdivisé ces algues en 16 groupes différents.

Miller (1880) a décrit et a établi de nombreux genres de traces fossiles de l'Ordovicien supérieur de l'Ohio. Malheureusement, ce type de travaux représenté une minorité.

B) - Période des controverses

En réalité, l'établissement du genre *Fucoïdes* a été fortement contesté. Dawson, 1864 a remis en cause l'origine végétale des *Rusophycus*, il les attribua à un terrier de trilobite.

De même, James (1884, 1885) a procédé à une révision des *Fucoïdes* de Miller et de Dyer (1878 a-b), tout en réfutant leur origine algale. Il a proposé leur affinité aux traces fossiles ou à une origine inorganique.

Dans son étude monographique, le paléobotaniste suédois Nathorst (1881, 1886) a *fortement critiqué la notion de Fucoïde*. En étudiant la collection de Hall, il proposa d'écarter tous les *Fucoïdes*, tout en démontrant que ce sont bien des traces d'invertébrés.

Des figures considérées par Hall comme des tiges de plante, Nathorst les a définies comme figures de semelle de bancs (*groove casts*).

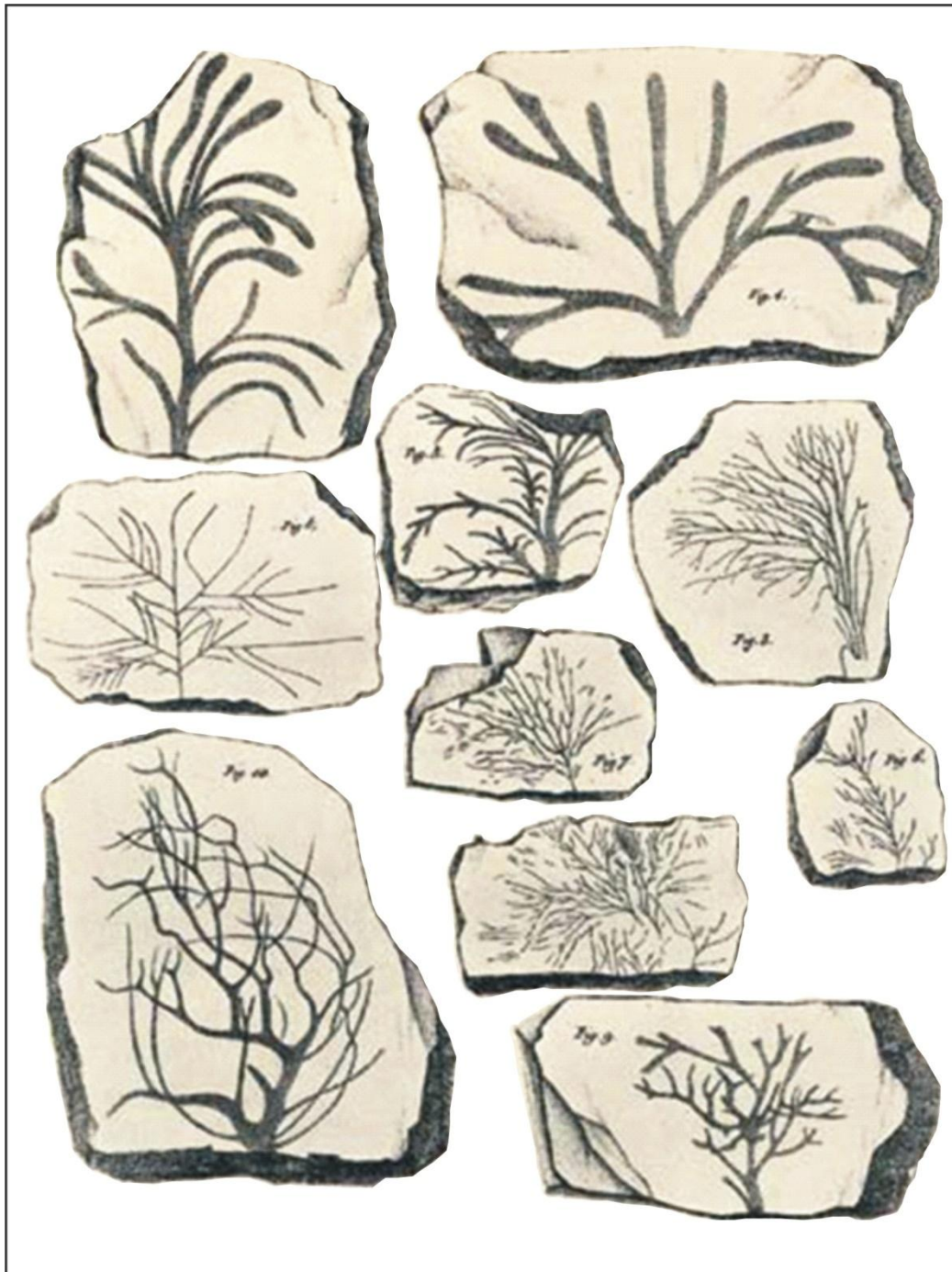


Fig. 11 : Traces fossiles originales de Brongniart (1823) attribuées aux algues marines *Fucoidea*, (photos originales ; 17 x 23).

Ses arguments concordent avec l'étude paléoenvironnementale des dépôts marins de la côte suédoise. Pendant un certain temps son travail est resté *inédit*, ce n'est qu'en 1873 qu'il fût publié dans sa langue d'origine. Une traduction française est apparue en 1881.

Lebsconte (1883 – 1886) a essayé de rétablir l'origine algale pour les '*Cruziana*' (Fig. 2A) tout en contestant les travaux de Nathorst.

Dans sa monographie, Saporta (1884) a repris et a mis en valeur l'origine algaire de ces structures.

Nathorst (1881, 1886) précisa un modèle particulier sur la conservation des *Fucoïdes*. Ces derniers sont préservés en position convexe par rapport au banc. Les traces telles que les *Rusophycus* ne pourraient s'incruster de 5 à 10 cm dans la boue, sans qu'il y ait un poids. Il a évoqué la sensibilité des algues à la décomposition bactériennes.

Saporta et Lebesconte pensaient que les stries de lobes de *Cruziana* et de *Rusophycus* étaient des réseaux de fibres de carbone, tandis que Nathorst signala l'absence de toute trace de carbone dans son matériel de Suède.

Les travaux de Maillard (1887) et de Delgado (1910) montrent d'excellentes illustrations, tout en soutenant les idées de Nathorst.

Fuchs (1895) publia une monographie (*de quarto*) dans laquelle il décrit les *Fucoïdes* comme des traces fossiles.

A la fin du 19^{ème} siècle, le concept de *Fucoïde* a régressé, seulement une minorité les interpréta comme algues marines. Cependant le problème persista encore sur les *Chondrites* (Fig. 2F), bien que Nathorst essaya de les interpréter comme un réseau de terrier ramifié d'alimentation d'un animal inconnu. Ce problème n'a été résolu que par les travaux de Richter (1927).

Bien que le problème des *Fucoïdes*, semblait être résolu, une liste de traces fossiles tels que les *Chondrites* et les *Rusophycus* a été établie par Andrews (1970) qu'il attribua aux *Fucoïdes*.

C) - Développement des approches modernes

En 1881, Nathorst a prouvé que les principes de l'uniformitarisme sont indispensables, pour mieux comprendre les traces fossiles. Richter (1920) appliqua ces principes sur une échelle plus étendue. En 1925, il a créé un institut en Allemagne (Senckenberg Wilhelmshaven) consacré en partie à la faune actuelle, pour mieux suivre et observer son mode de vie. Il suivit les modalités d'enfouissement des organismes *post mortem*, afin de suivre le comportement des organismes et par conséquent leurs traces.

Richter (1927) a pu explorer le vaste platier tidal de la Mer du Nord et étudia les traces récentes en faisant une comparaison aux traces fossiles. C'est à lui que revient l'interprétation et le mode de fonctionnement des terriers verticaux en U et il expliqua le mode de formation et le mécanisme des terriers branchus *Chondrites* (Fig. 2F). Il démontra également que les méandres des *Helminthoida* (Fig. 2H) sont des traces de recherche de nourriture dans des sédiments fins, riches en matières nutritives faites par des organismes vermiformes. Il étudia les traces récentes de la Mer du Nord, cette étude contribua à une réflexion pour des principes uniformitarismes exigés pour la compréhension des traces fossiles.

L'évolution de l'ichnologie continue dans cette période avec la synthèse d'Abel en 1935 qui édita un livre (*Vorzeitliche Lebenspuren*) concernant les traces fossiles de vertébrés et d'invertébrés.

Dans la même période plusieurs publications ont été éditées surtout des auteurs allemands Hundt (1931), Mägdefrau (1934), Dahmer (1937), Häntzschel (1939) et Link (1942).

Caster (1938) détailla l'ichnogenre *Paramphibuis* et signala l'existence des pistes de *Limule* dans le Dévonien de Pennsylvanie.

Howell (1943, 1946) publia plusieurs travaux concernant surtout les terriers verticaux tel que *Skolithos* et *Monocraterion* du Paléozoïque appalachien. Dans la même période Brady (1937, 1947) décrit des pistes d'arthropodes du Permien d'Arizona.

À partir de 1950, la nomenclature des traces fossiles commença à prendre de l'ampleur, c'est ainsi qu'Abel a discuté beaucoup de genres et présenta une liste de synonymie.

Le travail de Seilacher (1953) correspond a un travail considérable pour l'évolution de l'ichnologie, en même temps il donna la classification toponomique et éthologique comme méthode de classification. Ces classifications lui ont permis d'approfondir ces recherches et en 1955, 1967, il utilisa les traces fossiles pour les interprétations et les analyses de faciès. Il a déduit que certains assemblages sont typiques des eaux marginales peu profondes et d'autres illustrent les zones les plus profondes.

Bien que Seilacher ait fourni un concept clair de la méthodologie, les problèmes taxonomiques persistent toujours. Ce problème sera traité par Lessertisseur (1955) qui édita un livre "traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique".

Une année plus tard, la répartition des organismes benthiques dans la zone des balancements des marées en Mer du Nord a été établie par Reineck (1956). Cet auteur a pu établir la relation entre la biocénose, l'ichnocénose, la nature, la structure et la granulométrie des dépôts.

Schafer (1962) établit la classification des traces fossiles, répartie en trois types : physiologique (en douze types de locomotions différentes), éthologique et écologique. Dans la même année Hantzschel (1962) publia son catalogue traitant le problème de synonymies et illustrant une multitude de traces fossiles (*Treatise on invertebrate Paleontology*), en 1965 il édita un autre livre de descriptions et des illustrations (*Fossilium Catalogus*).

Le taux de bioturbation est un sujet traité par Darwin, mais il a été révisé par Reineck (1963), il proposa des catégories semi-quantitatives pour des quantités de bioturbation dans un ordre vertical de dépôt.

Trois ans plus tard après, Vialov (1966), publia une recherche sur les traces fossiles en Russie.

A. Seilacher (1967) publia une note à Amsterdam sur la bathymétrie des traces fossiles. Dans la même année, R.G. Bromley (1967) a donné quelques observations concernant les *Thalassinoides* et leur rôle dans la bioturbation. Les paléontologues américains (Bromley, Pemberton et Frey) ont réalisé plusieurs ouvrages concernant les traces fossiles. Ils ont essayé de familiariser les géologues à ce sujet.

Seilacher (1970) publia une note concernant l'ichnogène *Cruziana* et une autre concernant les *Graphoglyptidés*. De même, Martisson (1970) donna la toponomie des traces fossiles. La signification des traces fossiles dans la sédimentologie et la stratigraphie a été établie par Crimes (1970).

L'étude des traces actuelles du platier tidal de la Mer du Nord par Schafer (1972) a donné un élan supplémentaire à l'ichnologie.

D) - Apogée du développement de l'ichnologie

Les années 80 ont connu un essor considérable de l'ichnologie des vertébrés, particulièrement en ce qui concerne les traces de dinosaures et leurs œufs. Le concept d'ichnofaciès est devenu une partie importante dans le monde entier. Il est souvent enseigné en cours de sédimentologie et de paléontologie aux Universités.

Une note concernant l'utilité de l'ichnologie dans la sédimentologie et la stratigraphie a été publiée par Ekdale et *al.*, (1984). Dans la même année, Frey et *al.*, (1984) complétèrent la zonation bathymétrique adoptée par Seilacher : la zone de *Teredolites*, *Trypanites* et celle de *Psilonichus*.

La quantification de la bioturbation a été révisée encore par le travail de Droser et de Bottjer (1986) et à d'autres ichnologues des invertébrés marins (Bromley, 1990 ; Ekdale, 1988). Ces derniers ont commencé à incorporer ce travail à leurs concepts de l'analyse des ichnofabriques. Ensuite, une contribution importante à l'ichnologie des vertébrés a été publiée comportant un glossaire et un manuel d'empreintes « *Paléoichnologie des Tétrapodes* » par Leonardi (1987).

Concernant les ichnocoenoses des invertébrés non marins du Carbonifère à l'Est de Canada ont été traités par Pickerill (1992). L'ichnologie des vertébrés a été abordée par MacDonald (1994) qui a découvert les *trackways* (pistes) étendues dans les strates permienne du Mexique et des Etats-Unis. L'étude des traces fossiles a été facilitée par des Journées d'Etudes Internationales ("*International Ichnofabric Workshop*"), qui ont commencé en 1991 et sont maintenant devenus un événement international bisannuel.

Wetzel et Bromley (1996) publièrent une note spécialement sur l'ichnogène "*Helminthopsis*". Cette note est suivie par les travaux d'Uchman (1995-1998) qui réalisa une taxonomie des traces fossiles des flyschs Miocène de l'Italie. Il effectua également une révision de la collection de Ksiazkiewicz.

Dans la même année, les travaux de Bromley sont récompensés par une deuxième édition de son livre "*Trace Fossils Biology, taphonomy and application*". Ce livre contribua à une meilleure compréhension de cette spécialité.

L'ichnologie des invertébrés continentaux, est probablement l'aspect le plus négligé de l'ichnologie des invertébrés. Cet aspect a suscité beaucoup plus d'attention ces dernières années par le travail de Buatois et *al.*, (1998). Cette branche d'ichnologie continuera à être un des champs les plus passionnants pour découvrir plus sur le sujet de l'évolution des écosystèmes terrestres.

En 2007 Miller, III édita un recueil de plusieurs publications intitulé "*Trace fossils : Concepts Problems Prospects*". Plusieurs préoccupations des traces fossiles ont été traitées entre autre : le modèle de formation des *Zoophycos* ; les stromatolithes : organismes ou traces d'organismes ; les ichnofaciès continentaux (*Mermia* et *Coprinisphaera*).....

Dans la même année Seilacher, édita un livre dans lequel il résume ces travaux depuis les années cinquante (un demi-siècle de recherches) (*Trace Fossil Analysis*). Ce livre traite plusieurs problème des traces fossiles résumé en quinze chapitre (*Vertebrate tracks ; Arthropod trackways ; trilobite burrows ; Resting trace.....Ichnofacies*).

V) - UTILITE ET DIFFICULTES DE L'ICHOLOGIE

A) - Utilité

L'apport de l'ichnologie consiste surtout sur l'analyse et l'interprétation des séries sédimentaires pour des raisons multiples : elles sont autochtones ; elles représentent parfois le seul témoin de la vie ; elles sont le résultat du comportement de l'organisme responsable reflétant ainsi les conditions paléoécologiques du milieu (température, salinité, oxygénation...). L'étude des traces fossiles permet d'établir les relations entre les organismes et le substrat et elle permet de détecter le taux de sédimentation et de l'érosion.

B) - Difficultés liées à l'ichnologie

En présence d'une trace fossile, la première question qu'on se pose quel est l'organisme responsable ? La réponse à cette question n'est pas évidente pour plusieurs raisons :

Les conditions de fossilisation ne sont en effet, pas les même pour les organismes et pour les traces qu'ils produisent. Ainsi, trouve-t-on pratiquement jamais ensemble l'organisme et sa trace (quelques exceptions par exemple des *Limules* ont été fossilisés à l'extrémité de leur piste).

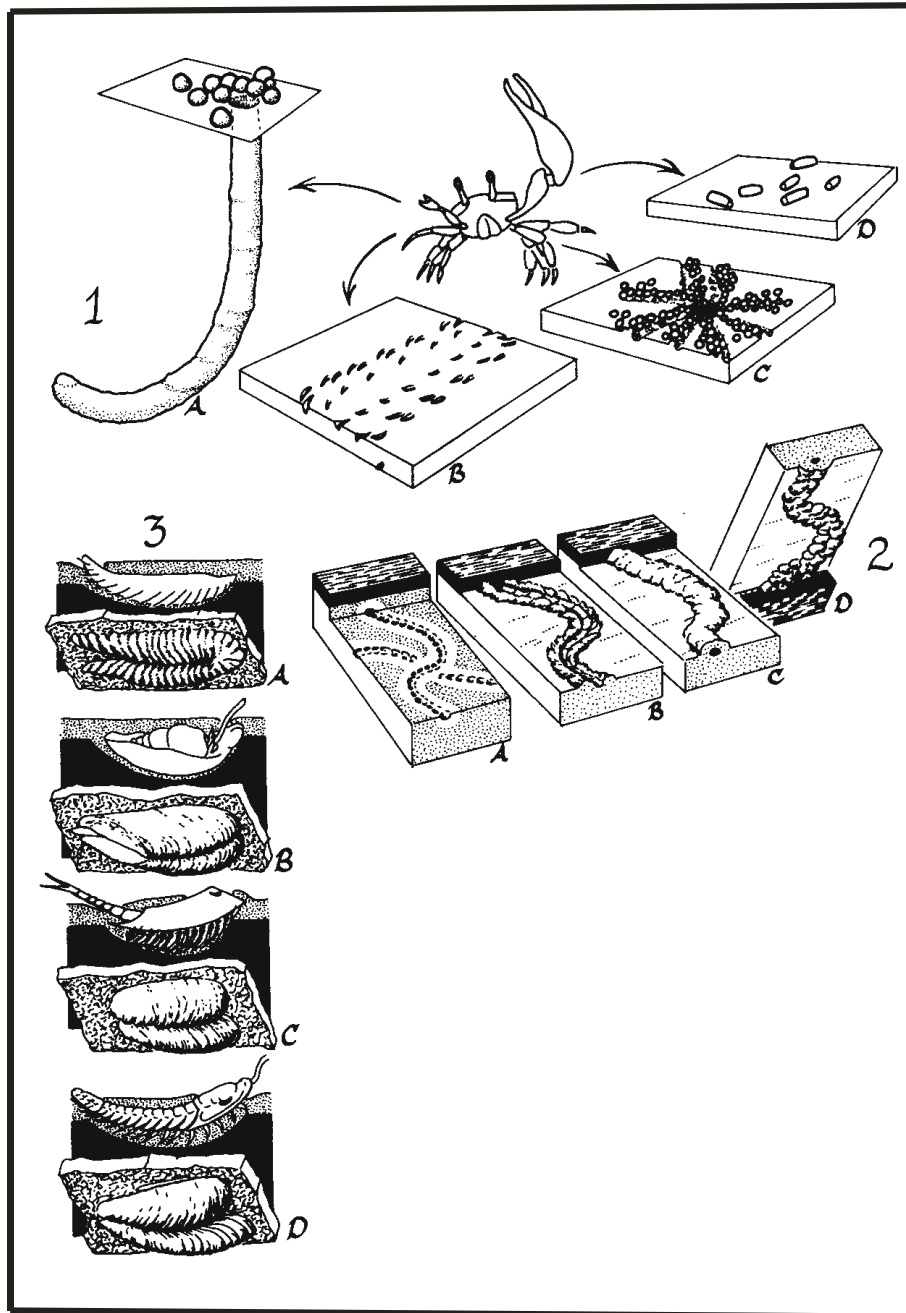


Fig. 12 : Difficultés rencontrées en ichnologie.

D'autre part, le même organisme ou des organismes voisins peuvent produire des traces très différentes, soit selon leurs activités, soit selon le milieu dans lequel ils vivent. Mais, en contre partie, des organismes systématiquement très différents peuvent produire des traces semblables. L'ichnologie se heurte aux difficultés suivantes : 1) le même individu peut produire différentes structures correspondantes à différents comportements écologiques ex : le crabe *Uca* (Fig. 12₁) ; 2) le même individu ou la même espèce peut produire différentes structures correspondantes à un comportement écologique identique mais dans différents

substrats (Fig. 12₂) ; et enfin, 3) des structures identiques peuvent être produites par l'activité de différents organismes, si le comportement est similaire (Fig. 12₃).

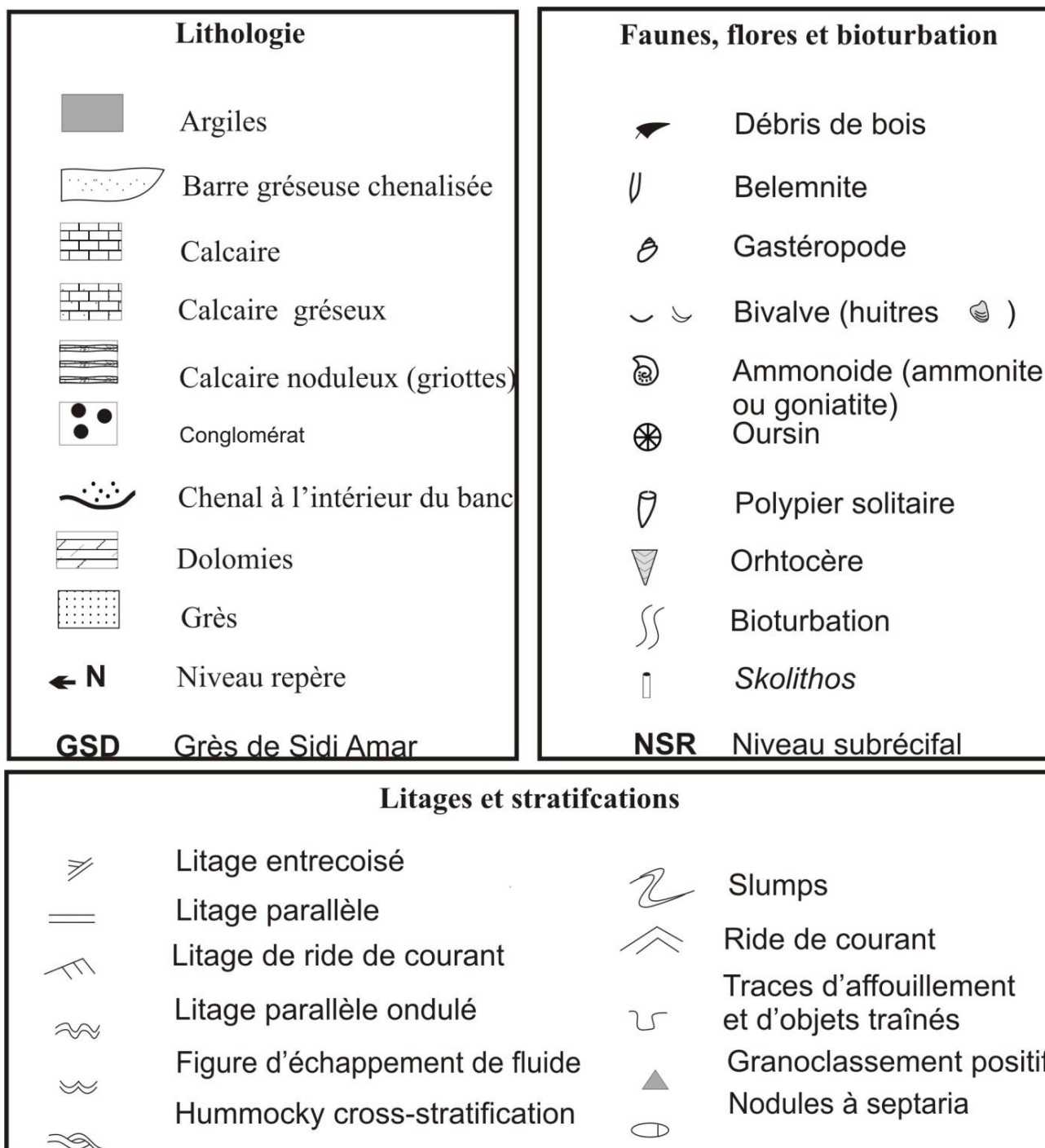


Fig. 13 : Liste des figurées utilisés.

INTRODUCTION

Le Sahara algérien s'étale sur une vaste étendue, où les deux vieux boucliers "Touareg" à l'Est et "Reguibat" à l'Ouest, forment un socle volcanique et volcano-sédimentaire précambrien (Fabre, 1983). Ce matériel est souvent surmonté par une couverture paléozoïque (Chikhaoui, 1974), matérialisée par des séries complètes et continues ou incomplètes et discontinues, dont l'âge s'échelonne du Cambrien au Permien.

Dans la vallée de la Saoura, à proximité de Béni-Abbès, les terrains du Famennien sont assez bien représentés entre Ouarourout et Tamtert (Fig. 14). Haug (1906), sur la base des récoltes de Gautier, reconnut pour la première fois le Dévonien supérieur dans cette région. Nous devons ensuite à Menchikoff (1930, 1932) des précisions sur le Dévonien à Céphalopodes. Les travaux de Petter *in* Alimen & *al.* (1952) et Petter (1959) ont permis la définition des différentes biozones du Frasnien-Famennien reconnues en Europe.

L'étude des environnements de dépôts ont été abordées récemment par plusieurs auteurs (Elmi & Ameer, 1984 ; Maâche, 1987 ; Abbache, 2001 ; Benhamou & *al.*, 2004 ; Bendella, 2004). Le travail de Legrand-Blain (2002) permet une meilleure définition des unités lithostratigraphiques et apporta des précisions stratigraphiques sur le passage dévono-carbonifère.

L'environnement de dépôt de ces deux formations argilo-gréseuse est controversé : talus sous-marin en bordure d'un pré-continent (Fabre, 1976, 2005), complexe deltaïque (Maâche, 1987), édifice deltaïque (Aït-Ouali, 2007) et cône sous-marin (Bendella, 2004 ; Ouali Mehadji & *al.*, 2006).

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

A) - Situation Géographique (Fig. 14)

La chaîne d'Ougarta d'allongement NW-SE est constituée de deux faisceaux : la Saoura et la Daoura (Fig. 14). Elle est caractérisée par des reliefs moyennement élevés (250 m environ), de morphologie appalachienne (Conrad, 1970 ; Ait Kaci, 1990). Cette chaîne se prolonge vers le Sud par le chaînon de Kerzaz et la vallée de la Saoura au Nord-Ouest constituant le faisceau de la Saoura. Parallèlement, à l'Ouest se développe le faisceau de la Daoura (Menchikoff, 1932 ; Donzeau, 1983). Le raccordement de ces régions avec l'Anti-Atlas est masqué par les plateaux des Kem-Kem et la Hamada du Guir (Fig.14B). Les Monts

d'Ougarta sont limités au Nord par la Hamada du Guir, au Sud-Ouest les Erg Chech et Iguid, au Nord-Ouest par le plateau de Kem-Kem et au Nord-Est par le Grand Erg occidental. Ces monts constituent, au Nord-Ouest, le prolongement de l'Anti-Atlas marocain et, au Sud, le bouclier de Touareg.

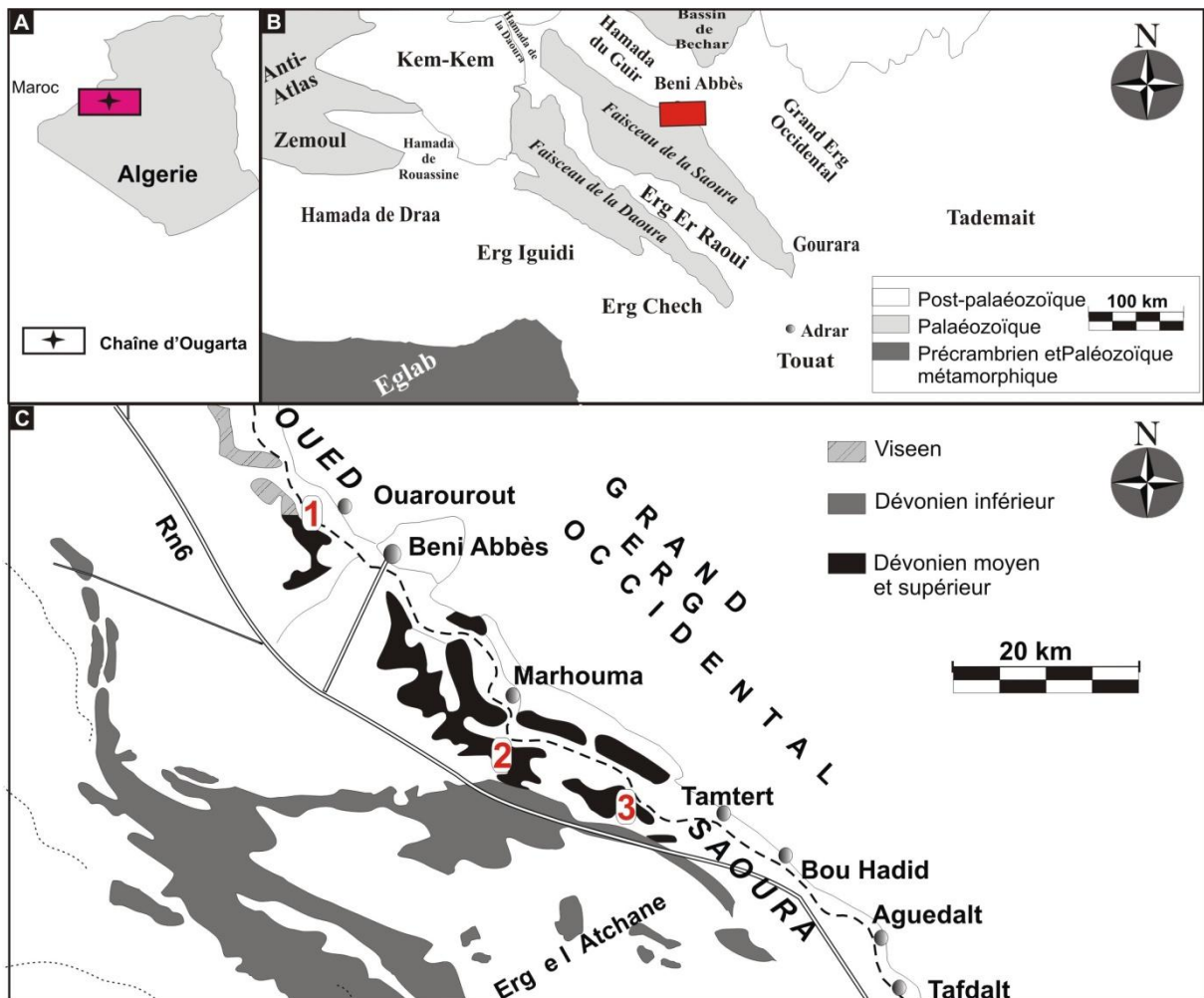


Fig. 14 : Situation géographique de la chaîne d'Ougarta en Algérie (A), localisation, limites géographiques et aperçu géologique de la Saoura (B), localisation des secteurs d'études (C), 1 : Ouarourout, 2 : Marhouma, 3 : Tamtert).

B) – Cadre Géologique local (Fig. 15)

Le Dévonien affleure au centre des dépressions synclinales et dans la vallée de la Saoura, il s'étend sur 3000m environ (Legrand, 1962-1977), il est subdivisé en (Fig. 15) :

a) - **Dévonien inférieur** (Fig. 15) : Legrand, (1962-1977) proposa quatre subdivisions lithologiques qui sont :

1) - Formation de Zeimlet (120m) : elle est formée par une alternance d'argiles sableuses à passées gréseuses micacées avec des bancs calcaires bioclastiques. Elle est attribuée au Lochkovien inférieur grâce à l'apparition de *Monograptus uniformis uniformis*. Cette datation a été confirmée après les travaux sur certains Chitinozoaires et Trilobites (Boumendjel & Paris, 1977).

2) - Formation de Saheb El Djir (220m) : elle est matérialisée par une sédimentation argileuse intercalée par quelques bancs décimétriques de calcaires bioclastiques. Elle est datée au Lochkovien inférieur et supérieur par la présence de *Monograptus uniformis uniformis* et de *Monograptus hercynicus* (Legrand, 1967-1977), de Brachiopodes (Brice, 1997), de Trilobite (Morzadec, 1997) et de Chitinozoaires (Boumendjel & Paris, 1977).

3) - Formation de Dkhissa (420m) : elle correspond à une alternance d grès et de calcaires bioclastiques, cette formation est découpée en trois membres : membre inférieur argilo-calcaire, membre médian argilo gréseux et membre supérieur argilo-calcaire. Les deux premiers membres sont attribués au Lochkovien supérieur (Legrand, 1967) tandis que le dernier membre est daté au Praguien (Le Maitre, 1952). Cette datation est prouvée par des études biostratigraphiques basant sur les Chitinozoaires. (Boumendjel & Paris, 1977).

4) - Formation de Teferguenite (400m) : c'est une alternance argilo-gréseuse intercalée par trois barres massives A, B et C de calcaires bioclastique à Orthocères : la première barre dénommée également «Muraille du Chine ». Cette formation est limitée au sommet par un niveau riche en faunes benthiques nommé "le niveau coralligène" (Le Maitre, 1952) et qui a été renommé "Niveau FBV" (Niveau à Faunes Benthiques Variées, Ouali Mehadj, 2004).

Le membre inférieur argilo-calcaire de cette formation est attribué à l'Emsien (Maache, 1987) et le membre supérieur gréso-carbonaté est rattaché à la fin de l'Emsien inférieur et à l'Emsien supérieur (Boumendjel & *al.*, 1997).

b) - Dévonien moyen (Fig. 15) : il ne renferme que la formation de "Chafar El Ahmar" (220m), formée par des matériaux argilo-calcaires à calcaires, en commençant par le niveau FBV de Marhouma (Ouali Mehadj, 2004) et en terminant par "les calcaires griottes" (Abbache, 2001).

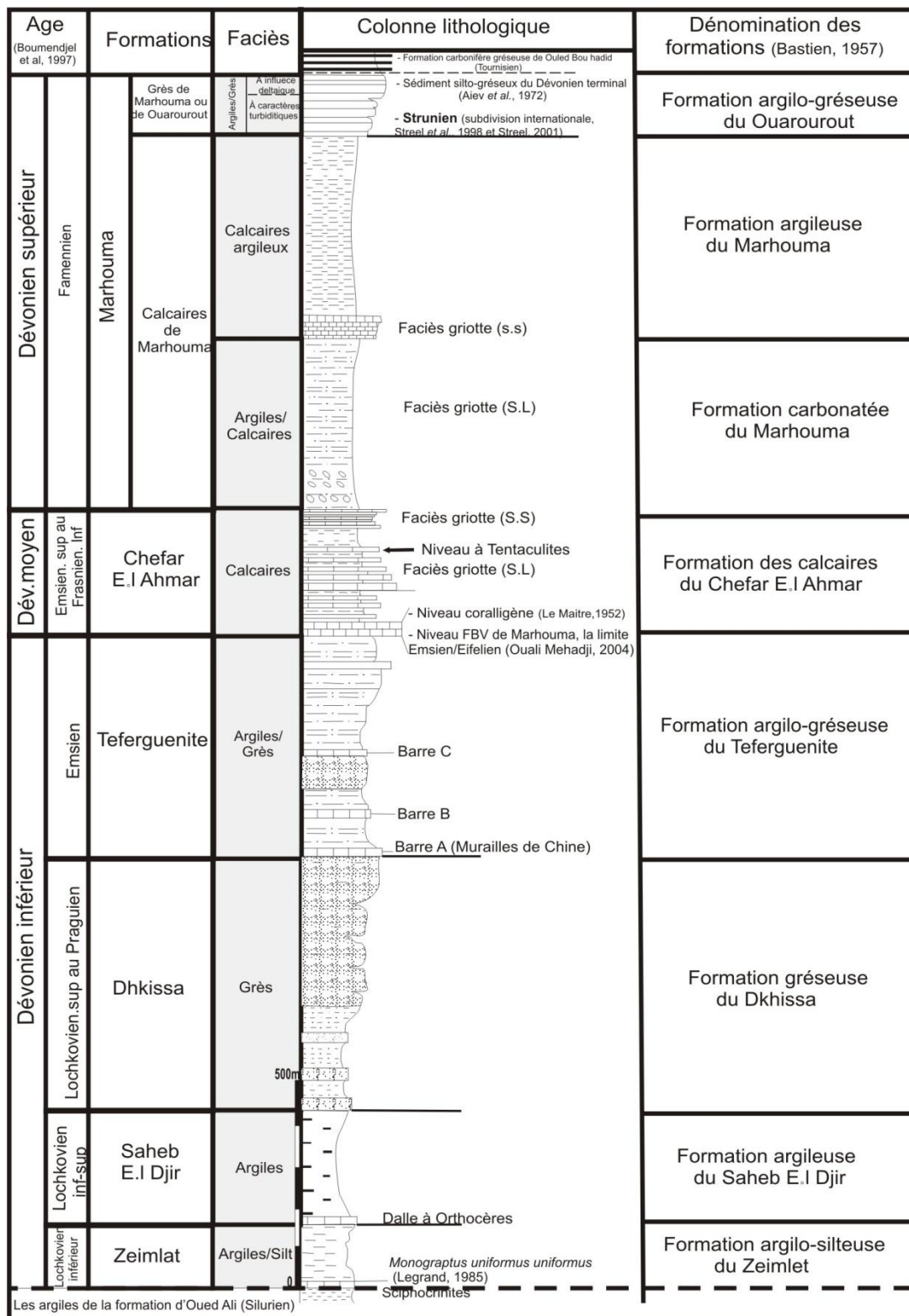


Fig. 15 : Coupe de référence du Dévonien de Marhouma "PK 30" (In. Bastien, 1957).

Ils correspondent à une alternance irrégulière de calcaire argileux pseudonoduleux à goniatites et d'argiles en lie-de-vin, limitée au sommet par une surface ferrugineuse.

La datation de cette formation a été faite en se basant sur les goniatites et les bivalves (Boumendjel & al., 1997), dont le membre inférieur calcaire-argileux est daté de l'Emsien

supérieur à l'Eifelien, le membre médian marno-calcaire attribué au Givétien et le membre supérieur de calcaires griottes au Frasnien inférieur.

c) - Dévonien supérieur (Fig. 15) : Il est matérialisé par la formation de "Marhouma", il est subdivisé en deux parties :

Frasnien-Famennien inférieur: Correspond à la formation "carbonatée de Marhouma", il renferme deux ensembles (Abbache, 2001) :

- marno-calcaire (faciès noduleux au sens large) à la base, il est attribué au Famennien II (Abbache, 2001).

- calcaire griotte (faciès noduleux au sens strict) au sommet (Elmi & Aneur, 1984), il est attribué au Famennien III et IV. La datation a été proposée sur la base d'une abondante faune de goniatites.

d) - Strunien (Fig. 15) : clôturé le Dévonien, il représente la partie supérieure de la formation de Marhouma qui correspond à la Formation des "Argiles de Marhouma", il est marqué par un matériel détritique à caractères turbiditiques (Benhamou & *al.*, 2000) à la base de la série. Cet ensemble silico-clastique est représenté comme une alternance argilo-gréseuse où les figures sédimentaires et les traces organiques fossiles sont très abondantes (Bendella, 2004). La partie supérieure du Strunien coïncide avec des dépôts gréseux à influences deltaïques "Grès de Marhouma".

Le passage lithologique dévono-carbonifère est progressif sans aucune discontinuité apparente, mais la limite a été déterminée biostratigraphiquement (en Europe) par l'apparition de conodontes *Siphonodella sulcata* (*In.* Bendella, 2004).

III - LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans la région de l'Ougarta, le Famennien supérieur est marqué par une sédimentation de type "griotte" qui correspond à la formation "Carbonatée de Marhouma" ou de "Cheffar el Ahmar" (*sensu* Paris & *al.*, 1997). Elle est surmontée par deux entités lithostratigraphiques (Fig. 16, 17, 18) bien distinctes : la formation des "Argiles de Marhouma" (= Marhouma mudstone de Conrad & *al.*, 1986 *in* Legrand-Blain, 2002) équivalente à la Formation de Tamertasset du Mouydir et introduite dans la Saoura par Legrand (1967). La formation des "Grès de Marhouma" dite aussi de Ouarrourout".

Afin d'éviter les confusions dans les nomenclatures lithostratigraphiques, les termes "Argiles de Marhouma" et "Grès de Marhouma", ont été retenus dans ce travail.

Ces deux formations ont été étudiées dans trois secteurs différents selon un transect NW-SE. Le secteur de Ouarourout se trouve à 7km au NW de Béni-Abbès, sur la rive droite de l'oued Saoura (Fig. 14C). En longeant la Saoura, la palmeraie de Marhouma (Fig. 14C), adossée au grand Erg occidental, se trouve à 25 km au SSE de Béni-Abbès. La coupe appelée communément de Marhouma ou du "Km 30" ; elle est située à une trentaine de kilomètres au SSE de Béni-Abbès, sur le coté gauche de la route nationale RN 6 reliant Béchar à Addrar (Fig. 14C). Le dernier secteur est celui de Tamtert qui est situé à 50 km au SE de Béni-Abbès sur la route nationale N°6 (Fig. 14C).

A) – Formation des "Argiles de Marhouma"

Elle correspond à une alternance d'argiles pélitiques, bariolées, d'aspect schisteux et de siltites se débitant en feuillets où s'ajoutent, à la base quelques minces passées carbonatées (griottes). Cette formation débute dès le premier niveau gréseux qui surmonte les calcaires griottes (Fig. 16A). Elle se termine par un niveau gréseux généralement décimétrique à base ravinante.

Dans le secteur de Ouarourout, la Formation des "Argiles de Marhouma" affleure au contrebas du "Golf de Béni-Abbès" et à partir de la palmeraie de Ouarourout, sous la Hamada (Petter, 1959). Nous avons tenté de suivre la coupe de Petter (1959) dans ce secteur, malheureusement, en n'ayant pu reconnaître que les zones IV, V et VI sur une épaisseur de 52 m. Les variations de pendages sont relativement rapides et souvent les alluvions et les indentations de la Hamada cachent les affleurements. Du point de vue lithostratigraphique, cette formation présente une grande similitude dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert. En revanche, à Ouarourout cette formation débute par des niveaux silteux verdâtres à stratifications entrecroisées en mamelons (Fig.16B, Fig. 19A, Tabl. 1). Ces bancs à HCS sont isolés dans les argiles ou insérés entre des niveaux en plaquettes, millimétriques et à laminations planes et parallèles.

Caractéristiques	Secteur de Ouarourout	Axe de Marhouma-Tamtert
épaisseur	52 m	145m et 110 m
épaisseur des bancs	centimétrique à décimétrique	millimétrique à centimétrique
nature lithologique	abondance des bancs gréseux	abondance des silts et des grès fins
rapport argile/grès	faible	plus important
figures de semelle		moins abondantes et de petite taille
Chenalisation	rare	absente
Lamination entrecroisée en mamelon et les litages de rides grimpantes	présents	absents
Slumps	présents	présents
cône-in-cône	présents de petite taille	plus fréquents de taille plus importante

Tableau. 1: Comparaison de la Formation des "Argiles de Marhouma" entre les trois différents secteurs étudiés.

Au dessus, s'observe une alternance d'argiles verdâtres, d'aspect schisteux et de minces niveaux de grès fins à moyens, parfois légèrement carbonatés, de couleur verdâtre à noirâtre à la patine comme à la cassure.

Les niveaux gréseux présentent des *flute casts*, des laminations (parallèles, ondulées, convolutées et obliques). Quelques rares niveaux sont granoclassés. Dans le secteur Marhouma-Tamtert (Tabl. 1), cette formation présente des épaisseurs plus importantes que dans le secteur occidental. Elles sont respectivement de 145m et 110m. Les dépôts sont représentés par une alternance plus ou moins rythmique d'argiles verdâtres et rougeâtres. Elle admet quelques niveaux de calcaires lie-de-vin noduleux à pseudonoduleux fréquents à la base et disparaissant progressivement vers le sommet.

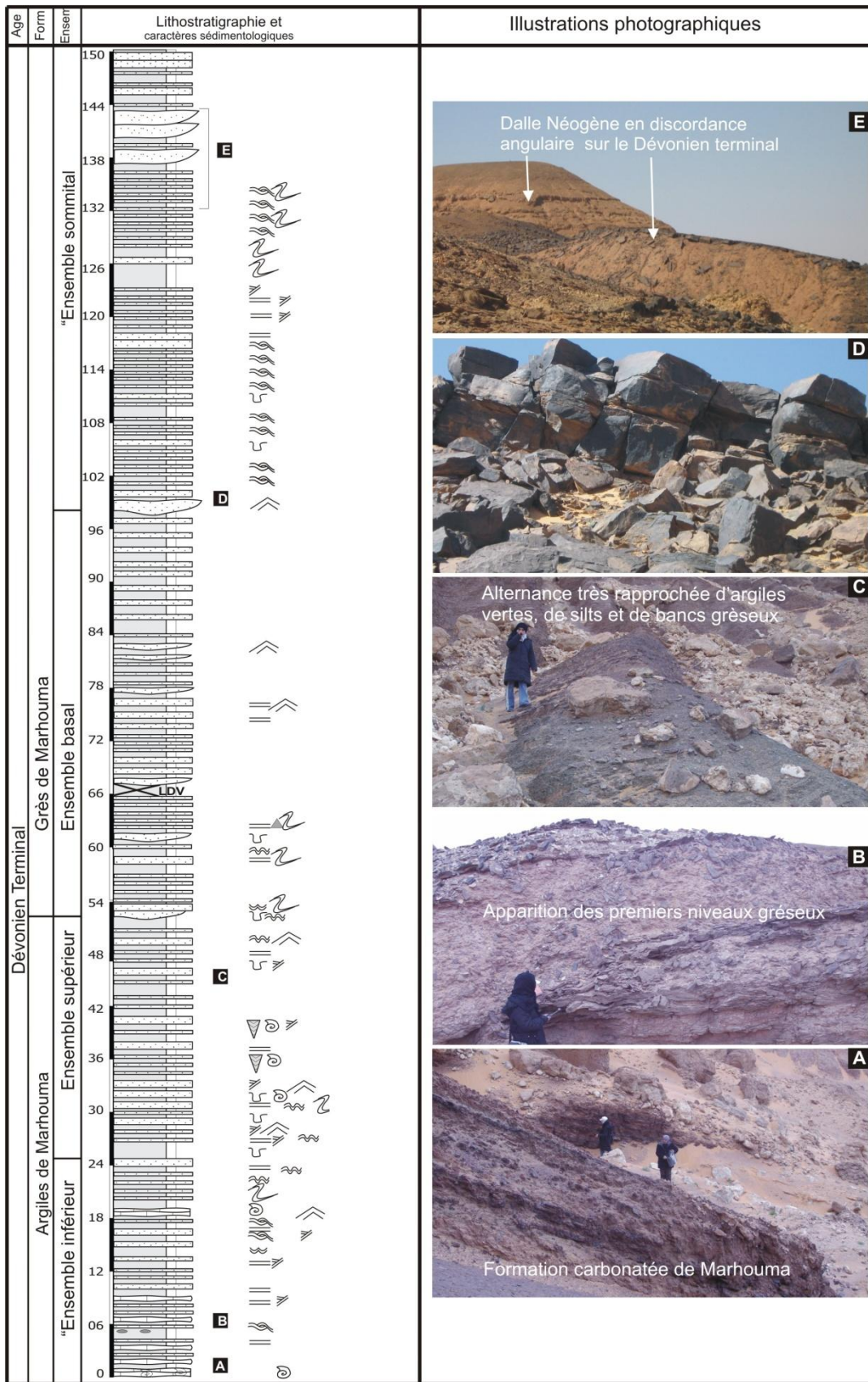


Fig. 16 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Ouarourout.

Les deux types d'alternances (argiles rougeâtres et verdâtres) sont marqués par la présence de niveaux gréseux, millimétriques à centimétriques, présentant des figures d'érosion directionnelles (semelle des bancs) (Fig. 20B), des figures d'échappement de fluides (Fig. 22F), des déformations synsédimentaires (Fig. 21B) ainsi que des traces d'organismes.

Les niveaux gréseux sont généralement micacés à ciment argileux, de couleur verdâtre à la patine grisâtre à verdâtre à la cassure. Leur épaisseur moyenne est de 10 à 20 cm, leur granulométrie est fine et ne présente aucun granoclassement visible à l'œil nu. L'influence des courants se traduit par des stratifications internes (horizontales, obliques, entrecroisées ou convolutées). Vers le sommet, les bancs de grès sont légèrement stratocroissants (jusqu'à 30 cm) et se chargent en carbonates. Quelques niveaux gréseux apparaissent sous forme des dalles structurales riches en traces organiques en méandres, en mailles incomplètes et en "bilobites" (Fig. 17B).

B) – Formation des "Grès de Marhouma" (Fig. 16, 17, 18, Tabl. 2)

Elle est comprise entre deux discontinuités, une basale matérialisée par un ravinement et une sommitale caractérisée par la superposition de barres gréseuses à surface supérieure ferrugineuse et à rides dissymétriques. De même que la formation précédente, celle-ci présente des similitudes et des différences entre les secteurs étudiés. Toutefois, il faut noter que dans le secteur de Tamtert, cette formation est quasiment masquée par les dunes sableuses du Grand Erg occidental (Fig. 18C).

La formation des "Grès de Marhouma" est généralement représentée par deux ensembles. Un premier ensemble, basal, caractérisé par des niveaux gréseux décimétriques, parfois métriques, souvent ravinés. Ces niveaux sont généralement chenalisés, de nature quartzitique, stratocroissants, massifs à la base et à laminations diverses vers le sommet. Le point le plus important à signaler est que l'ensemble basal de cette formation disparaît latéralement dans le secteur occidental (Ouarourout) et même oriental (Tamtert) (Ouali Mehaji & *al.*, *sous presse*). Cet ensemble est caractérisé par des flots de débris (= "*debris flow*"), montrant des niveaux à blocs décimétriques à métriques (Fig. 21A, B, C, D) dont certains sont torsadés, et emballés dans une matrice sablo-argileuse. Ces niveaux à blocs sont surmontés par des argiles. L'ensemble supérieur est marqué par des argiles sableuses et des niveaux gréseux à grandes laminations entrecroisées en mamelon (mégaHCS) (secteur Ouarourout).

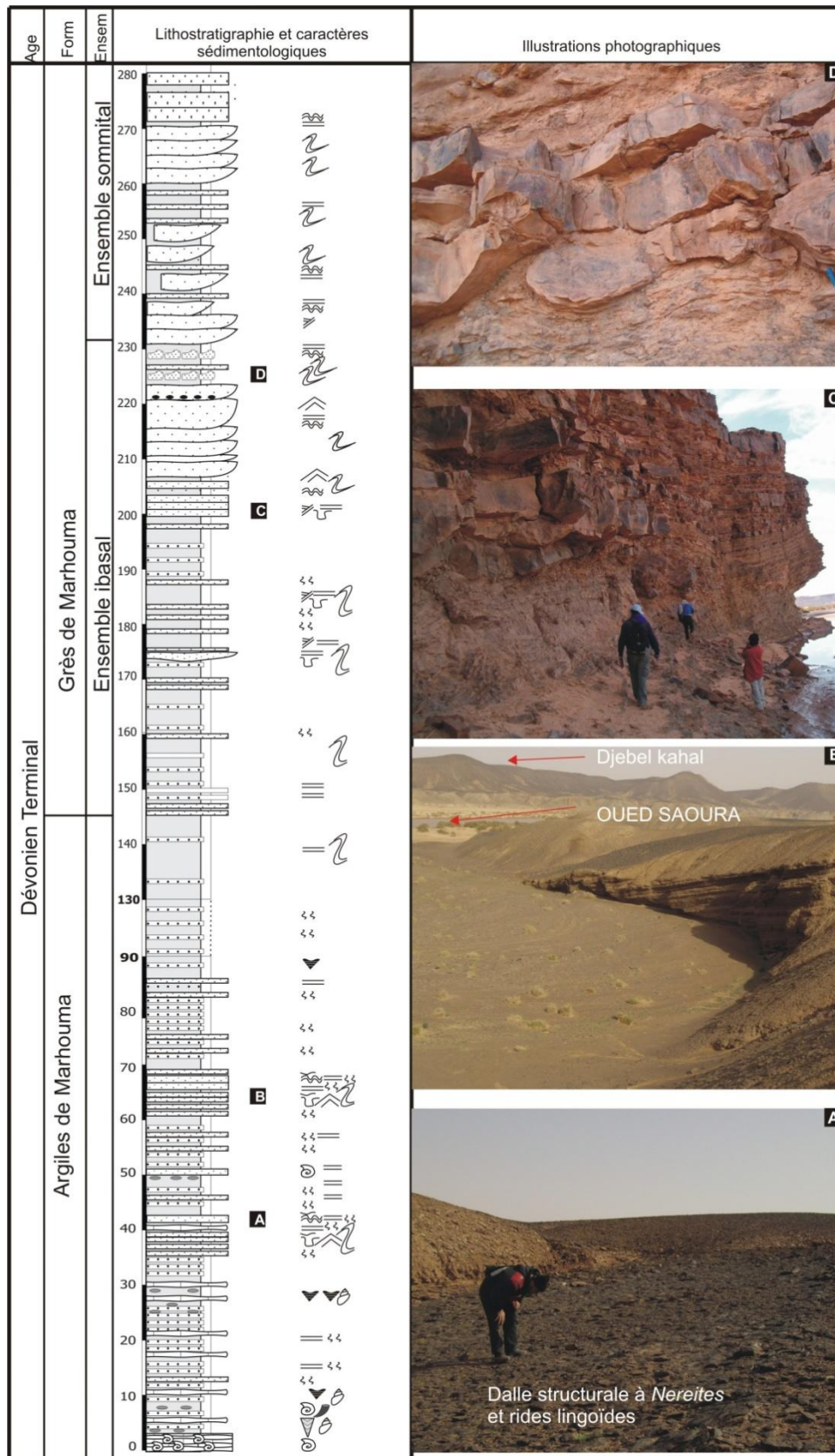


Fig. 17 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Marhouma.

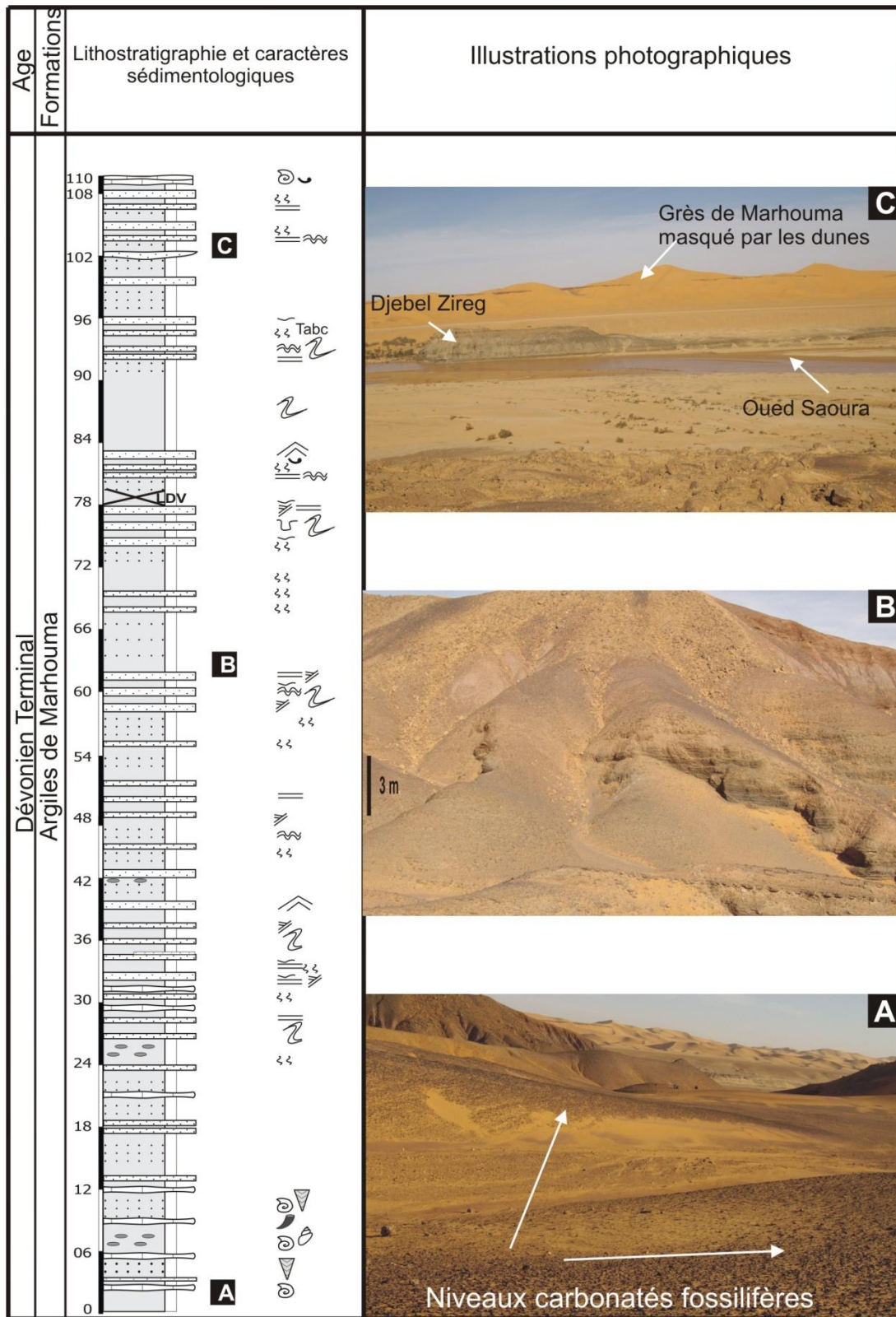


Fig. 18: Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Tamtert.

Caractéristiques	Secteur de Ouarourout	Secteur de Marhouma
épaisseur	98 m	135 m
épaisseur des bancs	décimétrique à métrique	centimétriques à décimétrique
nature lithologique	abondance des bancs gréseux	abondance des silts et des grès fins
rapport argile/grès	faible	faible
figures de semelle	abondantes et de grande taille disparaissant vers le sommet	moins abondantes et de petite taille qui disparaissant vers le sommet
Chenalisation	fréquente	fréquente
laminations entrecroisées en mamelon	présentes	absentes
Slumps	présents	fréquents
olistolithes et bancs torsadés	absents	fréquents dans l'ensemble basal
Conglomérats	absents	présents dans l'ensemble basal

Tableau. 2 : Comparaison de la formation des "Grès de Marhouma" entre les secteurs étudiés.

IV - FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT

La formation des "Argiles de Marhouma" débute par l'apparition du premier niveau gréseux au dessus des calcaires griottes de la formation sous-jacente. Elle est caractérisée par un faciès détritique fin matérialisé surtout par une alternance d'argiles pélitiques, bariolées, d'aspect schisteux et de rares minces passées carbonatées (griottes) à la base et de siltites débitant en feuillets. Elle s'achève dès l'apparition des niveaux gréseux d'aspect quartzitique noirâtres d'ordre métrique et ravinant qui font partie de la formation sus-jacente des "Grès de Marhouma ". Plusieurs faciès ont été identifiés dans les deux formations étudiées :

A – Faciès

a) - Tempestites distales (A₁, FTD): La partie basale de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Ouarourout est caractérisée par des niveaux gréseux fins, parfois silteux marqués par des stratifications entrecroisées en mamelon et des figures de liquéfaction (Fig. 19B).

Le tout est emballé soit dans une masse argileuse soit inséré entre deux laminations plans et parallèles. Ces niveaux à *HCS* (Fig. 19A) sont mis en place sous l'influence de courants de tempête, sur un substratum argileux qui résulte d'une décantation en période de beau temps. Cette séquence correspond à des tempestites distales (Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980). L'absence des structures érosives de tempêtes, notamment les "gouttières" et des "sillons" d'érosion (*gutter casts et furrow casts*) traduit l'incapacité des courants à éroder le substratum, ce qui traduit un milieu de dépôt relativement profond. Ces dépôts se sont formés au dessus de la limite inférieure d'action des vagues (LAV) (*fair weather ou storm weather wave base*).

b) - Tempestites proximales (A₂, FTP): ce type de faciès caractérise la partie sommitale de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de Ouarourout. Il est représenté par une alternance d'argiles sableuses jaunâtres et des niveaux gréseux marqués par des grandes stratifications entrecroisées en mamelon (méga *HCS*). Leurs surfaces supérieures sont ornées de mégarides asymétriques, alors que leurs semelles sont marquées par des cannelures et des sillons d'érosion. Ce type de sédimentation révèle une mise en place par des phénomènes événementiels répétitifs engendrant des séquences proximales (présence des sillons). Ces critères sédimentologiques favorisent l'idée d'un environnement de dépôt proximal qui peut être situé à la transition offshore/shoreface.

c) - Turbidites classiques (A₃, FTC): ce type de dépôt est fréquent surtout dans la formation des "Argiles de Marhouma" et dans la partie basale des "Grès de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert. Il est caractérisé par une alternance monotone de silts/argiles et de grès fins/argiles. Les niveaux gréseux strato-granocroissant montrent une épaisseur variant de 10 à 50 cm.

Il est à noter que les séquences classiques de Bouma (Tb,c,d,e, Fig. 20D, 22E, F) sont fréquentes mais souvent limitées au terme gréseux à contact abrupt et plan (Tb,c,d,e ; Tc,d,e ; Td,e). Les termes Tb ou Td peuvent montrer des laminations horizontales et le terme Tc est représenté par des convolutes (Fig. 20D, 22E, F).

d) - Turbidites de plate-forme (A₄, FTPF): ce type de faciès caractérise la partie sommitale de la formation des "Argiles de Marhouma" et la partie basale de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de Ouarourout.

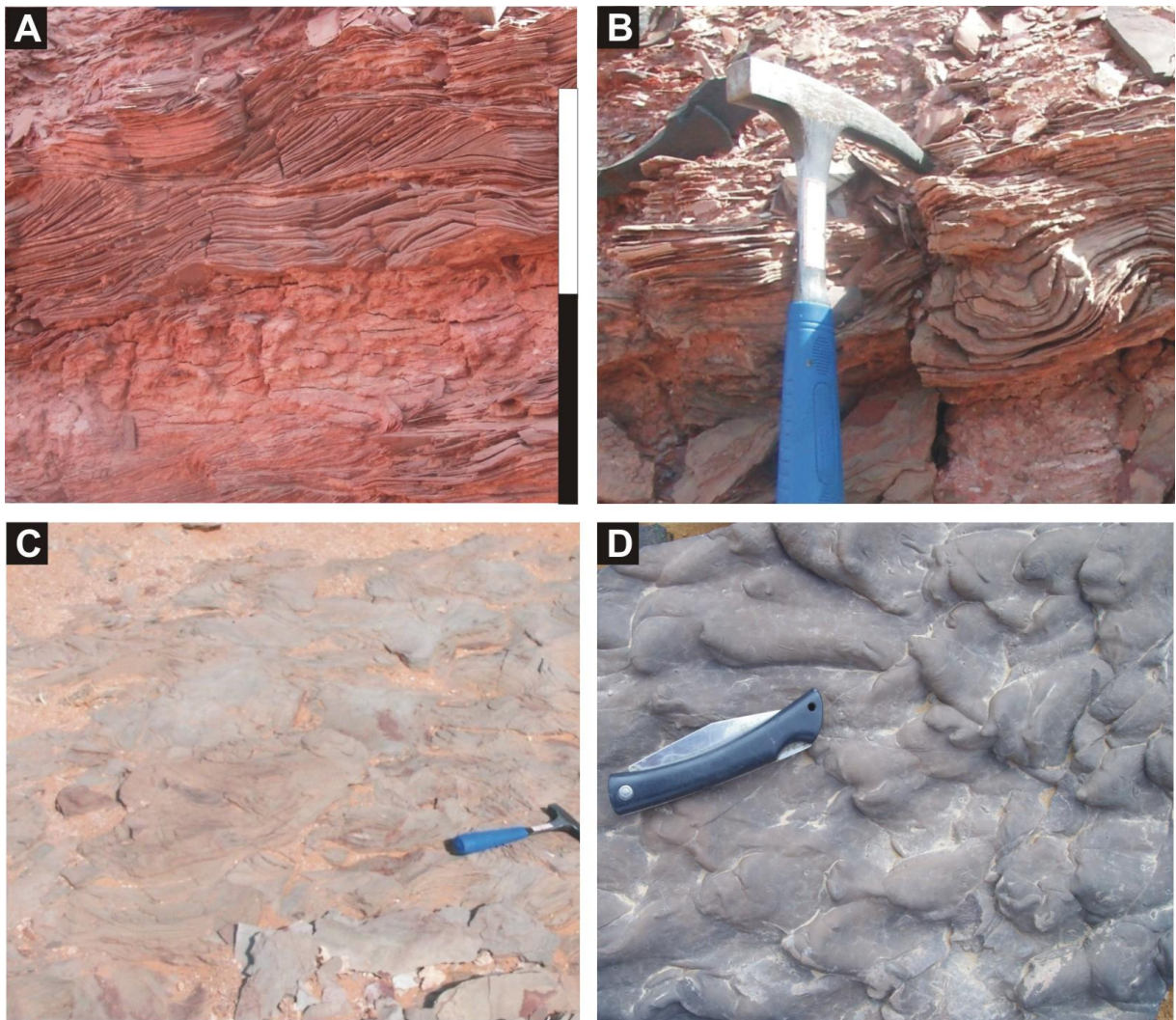


Fig. 19 : Structures sédimentaires caractéristiques du secteur de Ouarourout lamination entrecroisée en mamelon (*HCS*) (A), structure de liquifaction (B), rides lingoïdes (C), *flute-casts* (D).

Ce faciès est caractérisé généralement par des séquences répétitives de couplet strato-croissant d'argiles/grès. Ces niveaux gréseux sont riches en figures de semelles de grande taille (Fig. 19D) et présentent des laminations variées (parallèles, ondulées, convolutées, litages de rides). Ces niveaux sont mis en place par des courants turbiditiques, qui se traduisent par des séquences mineures ressemblant à celles de Bouma (1962). Lorsque le terme Ta est présent, il est associé à des *flute-casts* et/ou des "*load-casts*" à sa base. La plupart de ces séquences s'achèvent par des rides lingoïdes (Fig. 19C). A Ouarourout, ce type de faciès est inséré entre deux événements de tempêtes, basal distal (**FTD**) et sommital proximal (**FTP**) et, de ce fait, cette association turbiditique caractérise un environnement de plateforme assez profond mais au dessus de la limite d'action des tempêtes (LAT).

e) - Olistolithes (A₅, FO): ce type de sédimentation est typique de l'ensemble inférieur de la formation des "Grès de Marhouma". Elle montre des niveaux à blocs décimétriques à métriques (Fig. 21A, B, C, D) dont certains sont torsadés et emballés dans une matrice sablo-argileuse. Ce type de faciès apparaît au sein de séquences turbiditiques stratocroissantes.

f) - Conglomérat (A₆, FC): c'est un faciès caractéristique de la partie sommitale du membre inférieur de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de Marhouma. Il est représenté par un niveau de 1,20 m d'épaisseur (Fig. 21E, F). Il s'agit de clastes intraformationnels avec une structure en « puzzle » dont les éléments de 1 à 5 cm de long montrant parfois des formes particulières en nodules. Il s'agit probablement d'une structure acquise après une expulsion d'eau dans un grès en voie de lithification ; cette séparation instantanée des phases liquide et solide et expulsion d'eau est souvent fréquente dans les sismites (Ouali Mehaji, *sous presse*).

De tels dépôts caractérisent les écoulements de débris, en début de pente. Des faciès similaires ont été identifiés dans les environnements glaciaires cambriens (Ferry, *comm. orale*).

g) - Barre de Grès massifs (A₇, FBGM): principalement quartzique, arénitique, ce type de dépôt prédomine dans le membre supérieur des "Grès de Marhouma". Les bancs montrent des contacts plans, sans structures d'érosion, avec une continuité latérale remarquable. Cette sédimentation est bien représentée à Marhouma et par endroit, dans le membre supérieur, à Ouarourout.

h) - Grès chenalisés (A₈, FGC): il s'agit de grès en paquets stratocroissants, métriques, à stratification chenalisante (Fig. 16D). Les laminations intra-banc sont horizontales, obliques de faible angle ou à rides grimpantes. Ces grès chenalisés sont caractéristiques du membre supérieur des "Grès de Marhouma" aussi bien à Ouarourout qu'à Marhouma.

Les chenalisations associées à des stratifications horizontales, obliques à faible angle et entrecroisées en feston caractérisent des écoulements de régime supérieur à phases de déblaiement et remblaiement des paléotopographies sous-aquatiques créés par les courants

érosifs. De telles associations sont caractéristiques des systèmes fluviaux mais aussi deltaïques.

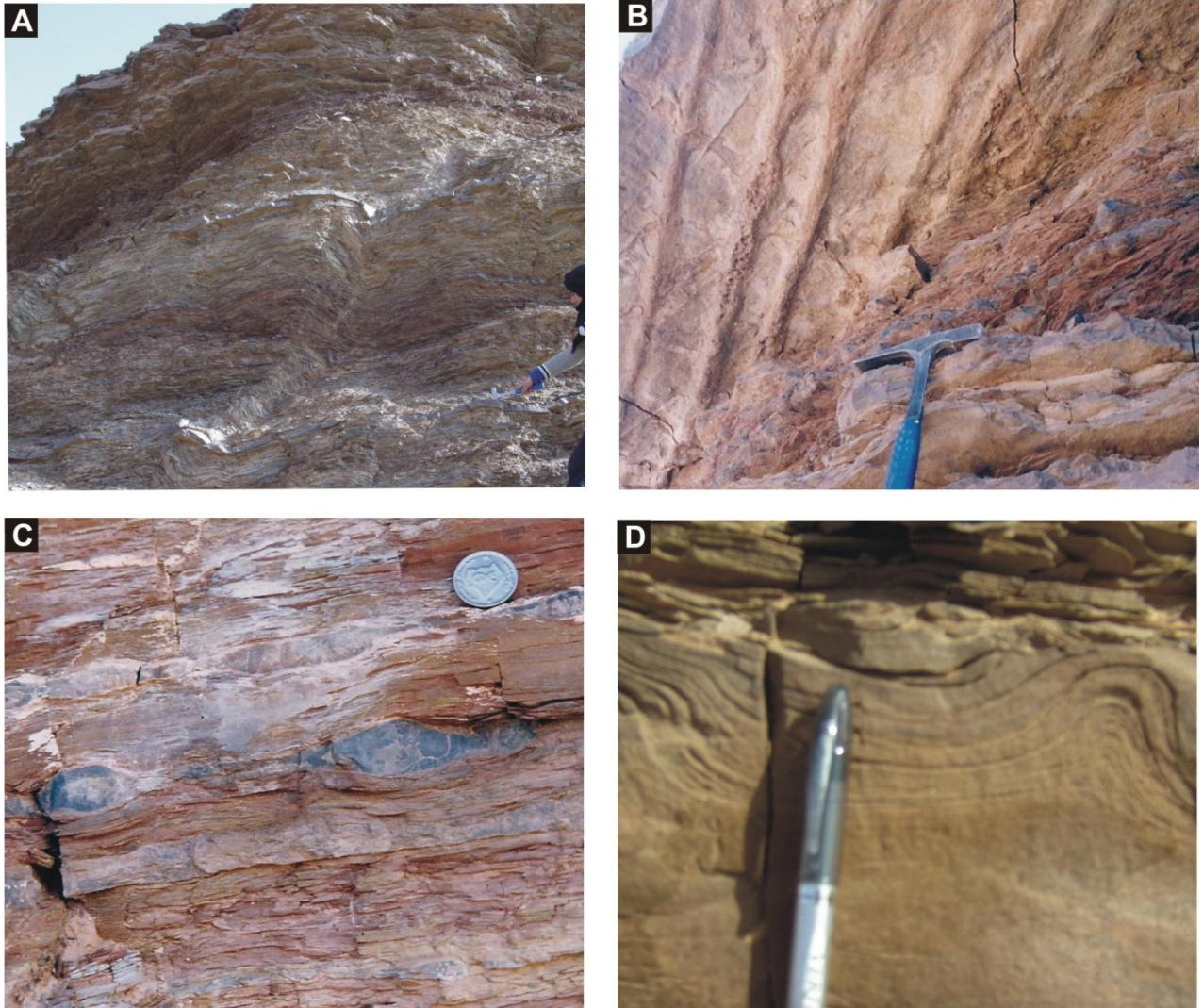


Fig.20 : Structures sédimentaires caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Marhouma. Vue panoramique de la base de la formation des "Argiles de Marhouma" (A), figure de semelle de banc (*tool marks*) (B), détail de A (C), lamination convolutive (terme C de la séquence de Bouma, 1962) (D).

Vers le sommet des "Grès de Marhouma", des rides de clapotis et des stratifications entrecroisées en feston sont observées à environ 2,50 m du sommet, ce qui caractérise un environnement très peu profond.

i) - Calcaires noduleux griottes (A₉, FCG): ce faciès a été décrit par plusieurs auteurs (Elmi & Ameer, 1983 ; Abbache, 2001 ; Benhamou & *al.*, 2004). Il s'agit de calcaires ferrugineux, noduleux, correspondant souvent à des biomicrites wackestone à packstone,

riches en goniatites pyritisées (Abbache, 2001 ; Benhamou & *al.*, 2004). Ces calcaires sont bien représentés en alternance avec des argiles de la première formation attribuée au Famennien supérieur IV.

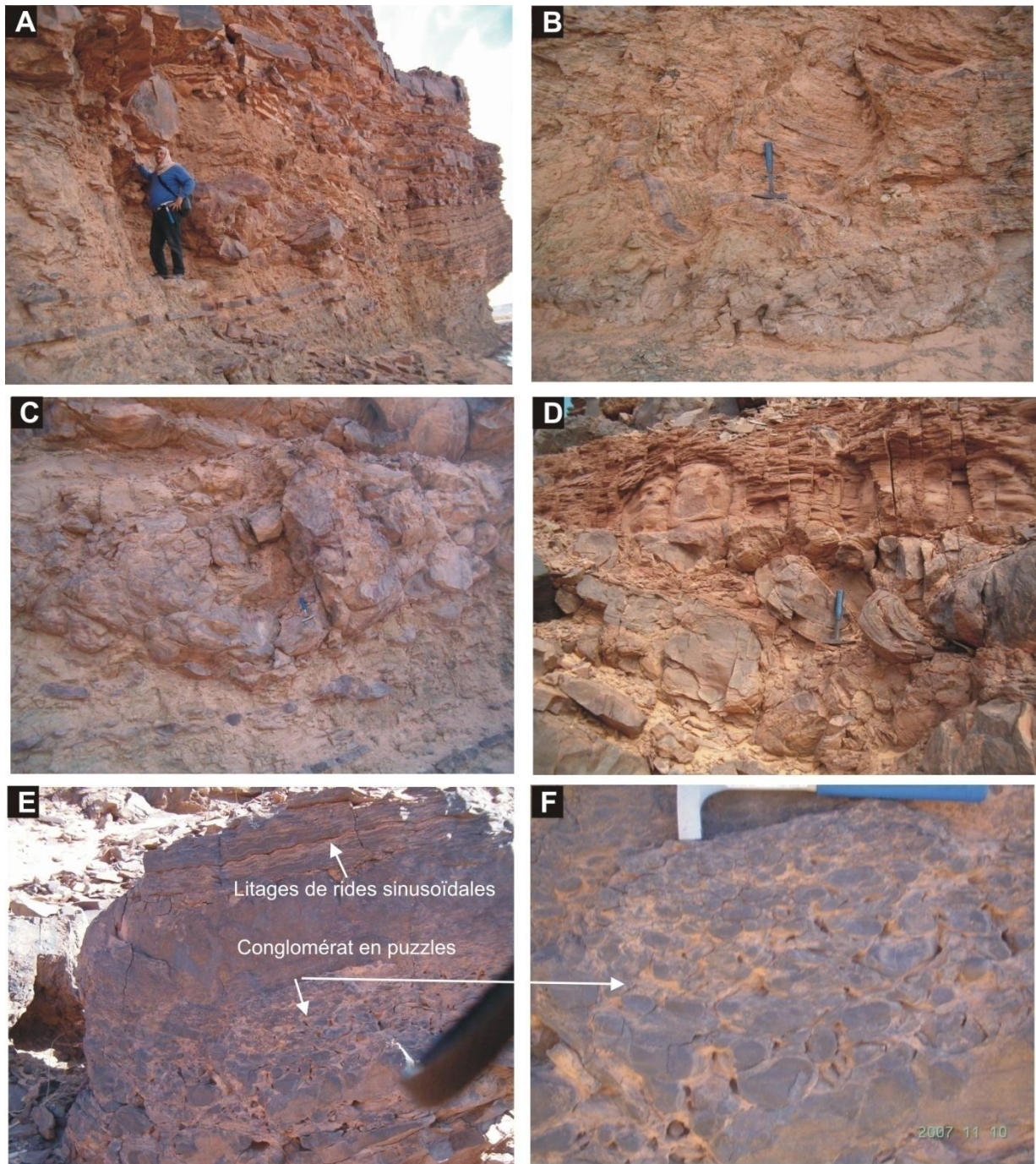


Fig. 21 : Structures sédimentaires caractéristiques de l'ensemble basal de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de marhouma. Vue panoramique de la partie basale de l'ensemble inférieur des "Grès de Marhouma " (A), slumps (B), olistolithes (C), bancs slumpés et torsadés (D), conglomérats en puzzles surmonté par un grès massif et des litage de rides sinusoïdales (E), détail du conglomérat en puzzles (F).

Ces faciès correspondent à des dépôts de pente mais une origine sur la plateforme n'est pas écartée (Ouarourout). Leurs mises en place par glissements (olistolithes et olistostromes) sont fréquentes (Marhouma et Tamtert) (Wendt & *al.*, 2006).

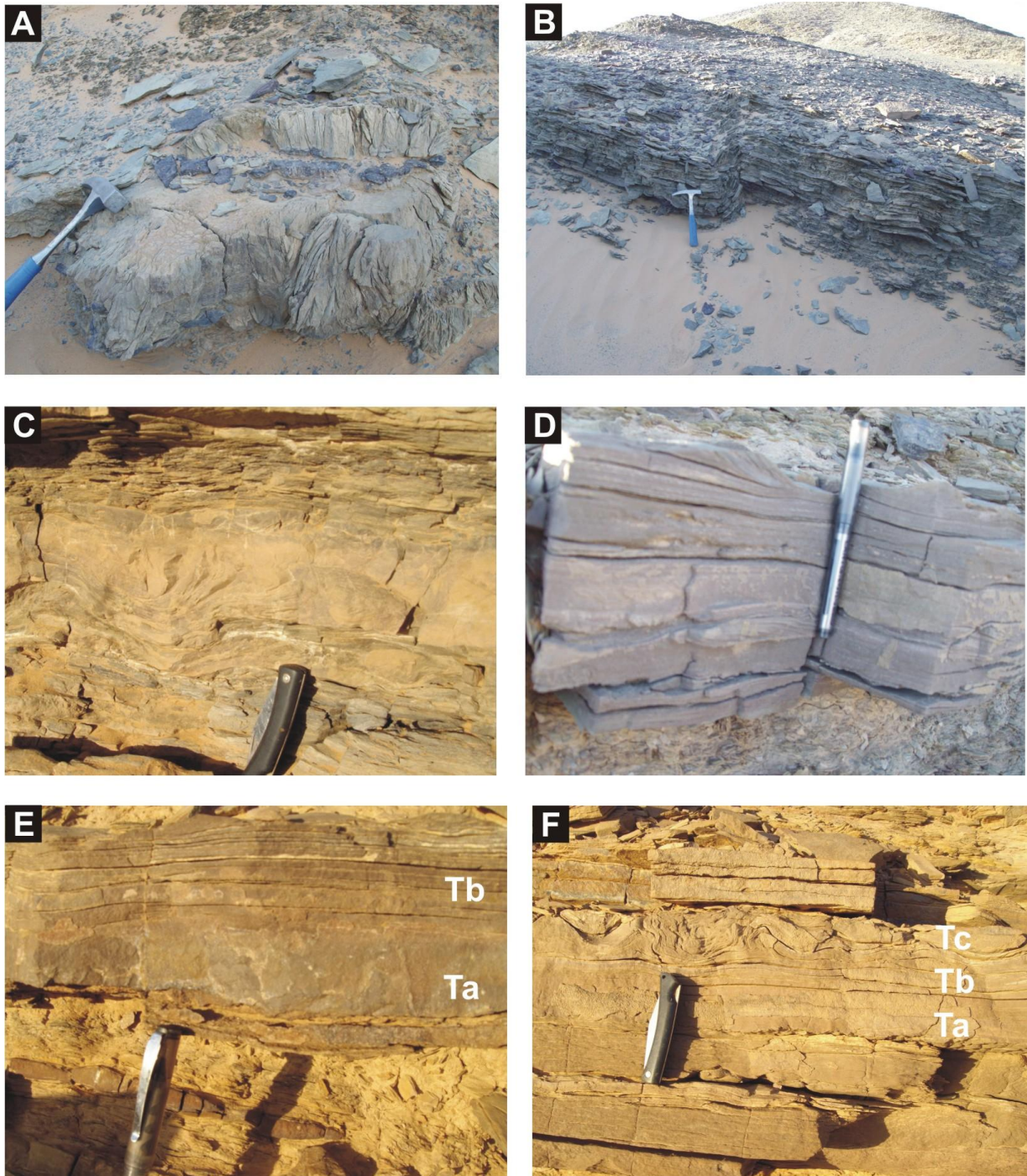


Fig. 22 : Structures sédimentaires caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Tamtert. Structure de cône-in-cône (A), détail de la structure A (B), slumps (C), load casts (D), séquences turbiditiques (E, F) : (E : succession des termes a et b ; F : succession des termes a, b et c).

B) – Conclusion sur les environnements de dépôts

La formation des "Argiles de Marhouma" présente une certaine différence d'un secteur à un autre illustrant une bathydécroissance du milieu de dépôt.

Dans le secteur de Ouarourout, la formation des "Argiles de Marhouma" dominée par le faciès (FTD, FTPF) s'est mise en place dans un environnement de plate-forme distale (offshore), alors que la formation des "Grès de Marhouma" à faciès (FTPF, FTP) s'installa sur une plate-forme proximale (transition offshore/shoreface).

Formations	Faciès	Lithologie et	structures sédimentaires	Processus de dépôt	Environnements de dépôt
Grès de Marhouma	A7: FBGM	Barre de grès quartzitiques massifs	Rides symétriques	Régime d'écoulement rapide	Plate-forme détritique proximale (transition offshore/shoreface)
	A8: FGC	Grès quartzitiques métriques chenalisés	Base érosive, système de chenalisation	Régime d'écoulement rapide et érosif	
	A2: FTP	Grès à grains moyens friables jaunâtres	méga HCS et rides asymétriques, sillons à la base des bancs	Tempêtes proximales	
Argiles de Marhouma	A4: FTPF	Alternance de niveaux gréseux, d'argiles verdâtres parfois rougeâtres, et des silts	figures (parallèles, ondulées convolutées, entrecroisées) itages de rides, figures de semelle et des slumps	Turbidites de plate-forme	Plate-forme détritique distale (offshore)
	A1: FTD	Alternance de silts, d'argiles et quelques rares passées de grès fins	HCS et laminations planes et parallèles	Tempêtes distales	
	A9: FCN	Calcaires noduleux à pseudonoduleux (griottes)		Deux hypothèses: -bioturbation ? - remaniement	

Tableau 3 : Synthèse et interprétation de la lithologie et la de sédimentologie des formations étudiées dans le secteur de Ouarourout.

Dans les secteurs Marhouma-Tamtert, les "Argiles de Marhouma" possèdent les caractéristiques d'un environnement beaucoup plus profond. Les séquences turbiditiques généralement méso-distales (FTC), le rapport argiles/grès, plaident en faveur d'un milieu de dépôt méso-bathyal. Selon le modèle de Walker (1967) et de Walker & Mutti (1973), Mutti,

Formations	Faciès	Lithologie	Structures sédimentaires	Processus de dépôt	Environnements de dépôt
Grès de Marhouma	A7: FBGM	Barre de grès quartzitiques métriques	laminations obliques, entrecroisées en feston, horizontales	Régime d'écoulement rapide	Plate-forme détritrique
	A8: FGC	Grès quartzitiques, métriques chenalisés	laminations obliques, horizontales système de chenalisation très développé	Régime d'écoulement rapide et érosif	
	A6: FO	Faciès conglomératiques en puzzle suivis de litages de rides sinusoidales		Régime d'écoulement rapide	Cône détritrique supérieur
	A5: FO	Alternance irrégulière d'argiles et de bancs gréseux torsadés (olistolithes)	Slumps, figures de charges,	Régime d'écoulement turbiditique très fort sur une pente instable	
Argiles de Marhouma	A3: FTC	Alternance rythmique, généralement régulière de silt, d'argiles et de grès fins devenant stratocroissants vers le sommet	diverses figures sédimentaires (parallèles, ondulées, convolutées, figures de semelles et une bioturbation intense	Courant de turbidités	Cône détritrique moyen
	A9: FCN	Calcaires noduleux à pseudonoduleux (griottes)		Deux hypothèses: -bioturbation? - remaniement	

Tableau 4 : Synthèse et interprétation de la lithologie et de la sédimentologie des formations étudiées dans le secteur de Marhouma.

(1985) cette formation peut correspondre à un éventail détritrique moyen (*mid-fan*) Pour la formation des "Grès de Marhouma", l'ensemble basal, n'affleurant que dans le secteur de Marhouma, il est caractérisé par des olistolithes, des slumps, des conglomérats (flots de débris, **FO**, **FC**), indiquant une pente assez importante (début de pente, *inner fan* de Walker, 1967 ; Walker & Mutti, 1973 ; Mutti, 1985). L'ensemble supérieur caractérise une plate-forme proximale (**FGC**, **FBGM**). Cette configuration est également attestée par les épaisseurs plus importantes dans les secteurs orientaux (Marhouma et Tamtert) que dans le secteur occidental (Ouarourout). De ce fait, on peut imaginer une partie soulevée et résistante dans le secteur Ouarourout et une autre beaucoup plus subsidente dans le secteur Marhouma et Tamtert.

Formations	Faciès	Lithologie	Structures sédimentaires	Processus de dépôt	Environnements de dépôt
Argiles de Marhouma	A3: FTC	Alternance de Silt, d'argiles verdâtres à rougeâtres et des bancs de grès généralement à grains fins, d'épaisseur centimétriques et stratocroissant	diverses figures sédimentaires (parallèles, ondulées, convolutées, échappement de fluides, figures de charges, figures de semelles et des slumps)	Courant de turbidités	Cône détritique moyen
	A9: FCN	Calcaires noduleux à pseudonoduleux (griottes)		Deux hypothèses: -bioturbation - remaniement	

Tableau 5 : Synthèse et interprétation de la lithologie et de la sédimentologie de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Tamtert.

V - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES

Dans la Saoura, les traces fossiles sont abondantes et diversifiées dans les "Argiles de Marhouma", plus discrètes dans les "Grès de Marhouma". L'assemblage des traces est caractérisé par les ichnogenres suivants (les ichnogenres sont présentés dans un ordre alphabétique):

- *Arthropycus* Hall 1852

- *Arthropycus cf. stricus* Ksiazkiewicz 1977 (Fig. 23A)

Ce sont des terriers cylindriques ornés de stries transversales, préservés en hyporelief positif, rectilignes qui peuvent se courber légèrement. La longueur de la trace peut atteindre 50 à 60 mm. Les terriers cylindriques sont groupés en rameaux. Cette trace peut présenter des branches formant des angles différents entre eux et convergent telle une structure de tige de plante. Cette ichnoespèce ressemble largement à celui présenté par Uchman (1998, Fig. 6, p. 112). C'est une trace qui existe uniquement dans le secteur de Tamtert où elle est associée aux faciès turbiditiques (FTC).

Cette ichnoespèce correspondrait à des galeries de nourriture de polychètes (*Fodinichnia*, Hantzschel, 1975 ; Ksiazkiewicz, 1977) faite par des vers et indiquerait des faciès distaux (Ksiazkiewicz, 1977 ; Alexandrescu & Brustur, 1982 ; Brustur & Stoica ,

1993 ; Tchoumachenco & Uchman, 2001). D'autres auteurs pensent que cette trace a une signification environnementale plus large (Howard, 1966 ; Frey & Howard, 1970 ; Pemberton & Frey, 1982 ; Paczesna, 1996).

- *Chondrites* Von Sternberg 1833

Ce sont de petites traces composées par de nombreuses branches cylindriques de faible épaisseur, préservées en position endichniale. Les branches s'étalent horizontalement pour donner une structure radiée, de longueur réduite et le diamètre atteint 1 mm. C'est une trace presque absente à Ouarourout (niveaux noirâtres, faciès FTF), assez fréquente à Marhouma (niveaux gréseux fins) et abondante à Tamtert (niveaux noirâtres de silt) ; elle est liée généralement aux faciès turbiditiques fins (faciès FTC).

L'interprétation des *Chondrites* est toujours hypothétique. Il s'agit d'une fodinichnia (Richter, 1927 ; Seilacher, 1955) due probablement à des vers sipunculoïde (Simpson, 1957) ou un organisme chemiosymbiotique de nature inconnue (Seilacher, 1990 ; Fu, 1991). *Chondrites* indique souvent des faciès dysoxiques (Cluff, 1980 ; Bromley & Ekdale, 1984 ; Pratt, 1984 ; Ekdale, 1985 ; Savrda & Bottjer, 1989).

- *Cochlichnus* Hitchcock, 1858 (Fig. 23B)

Il s'agit d'un terrier simple, horizontal, au tracé régulièrement sinusoïdal, de 1 à 2 mm de diamètre et de 5 à 6 cm de long. Il est préservé à la surface de quelques rares niveaux turbiditiques à laminations convoluées et parallèles (FTC). Il a été trouvé uniquement dans le secteur de Tamtert. *Cochlichnus* est une pascichnia/repichnia, plusieurs organismes peuvent être à l'origine de cette trace (annélide, agnathe, cyclostomatidé, Schlirf, 2003). Cette trace a été signalée dans des environnements très divers : continental (Archer & Maples, 1984 ; Pollard, 1988) ; eaux douces (Buatois & al., 2006) ; eaux marines peu profondes (Narbonne, 1984), cônes détritiques sous-marins (Nowak, 1970 ; Hantzschel, 1975 ; Eager & al., 1985 ; Wetzel & al., 2007).

- *Cruziana* d'Orbigny 1842 (Fig. 23C)

C'est une trace bilobée de 6 à 7 cm de long et large 2 à 3 cm, avec un petit sillon médian séparant les deux lobes. Ils sont garnis de nervures principales quasi perpendiculaires au sillon. *Cruziana* est une piste de trilobite (Seilacher, 1958, 1962, 1970 ; Osgood, 1970 ;

Crimes 1970 ; Birkenmajer & Bruton, 1971), caractéristique surtout de l'ichnofaciès à *Cruziana* (Seilacher, 1970 ; Pemberton & Frey, 1982).

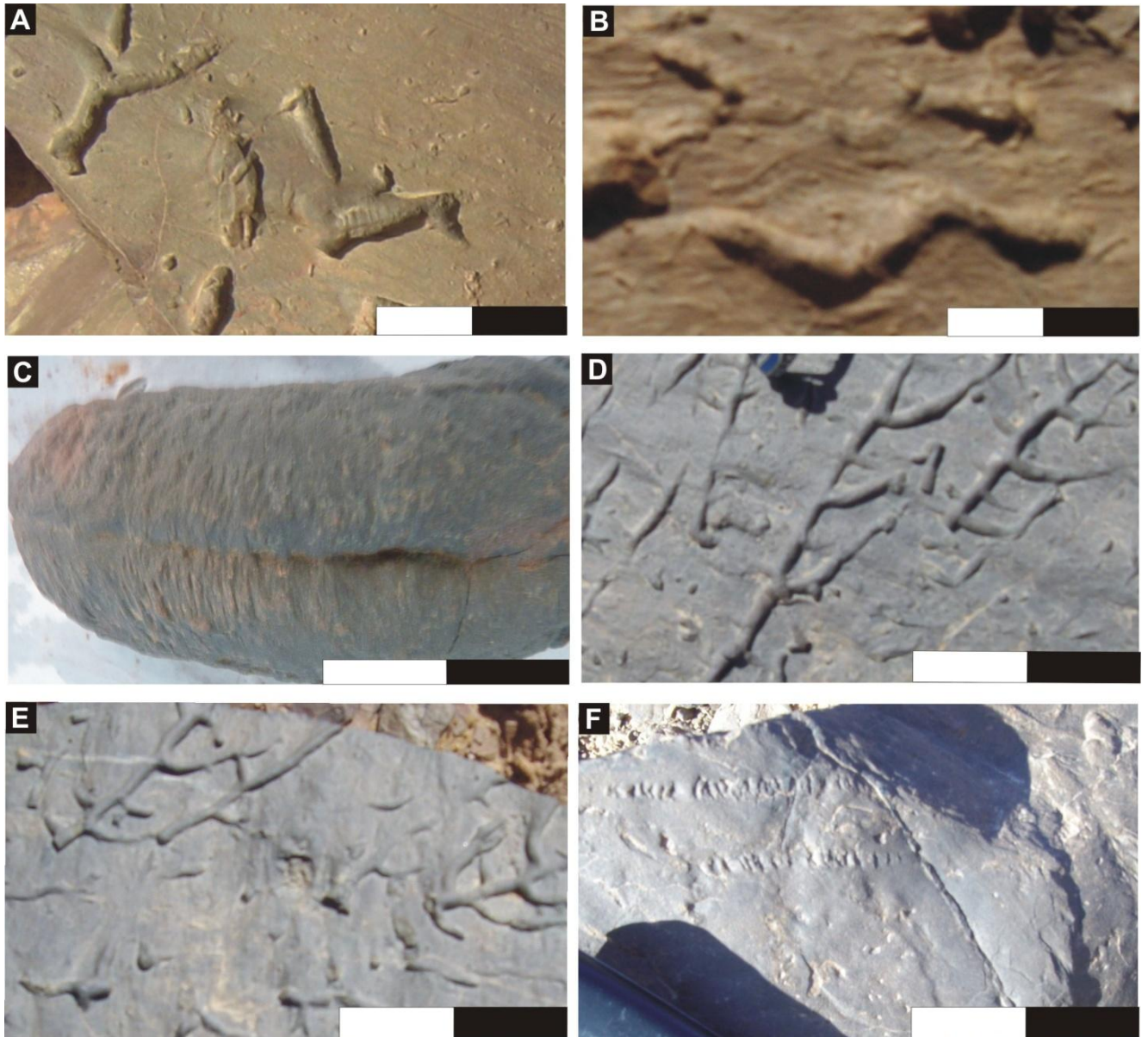


Fig. 23 : Traces fossiles caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les différents secteurs. *Arthropycus* (A), *Cochlichnus* (B) , *Cruziana* (en éboulis) (C), *Dendrotichnium llarenai* (D, E.), *Ichnispica* (F).

Il est à signaler que cette trace a été trouvée en éboulis associé dans le paquet argiles/grés noirâtres (**FTPF**) uniquement dans le secteur de Ouarourout.

- *Dendrotichnium* Farrès, 1967

- *Dendrotichnium llarenai* Farrès, 1967 (Fig. 23D et E)

C'est une trace fossile horizontale composée d'un axe principal droit d'un millimètre de diamètre et plusieurs centimètres de long (2-8 cm), à partir duquel se détachent de petites branches légèrement incurvées et disposés obliquement par rapport à l'axe.

Ces ramifications sont de 0,5 à 0,8 cm de diamètre et de 2 à 5 cm de long. Leur nombre varie entre 3 à 6 branches disposés régulièrement et équidistants (Fig. 23D et E). Ces branches présentent à leurs tours quelques courtes ramifications millimétriques. *Dendrotichnium* est une forme rare d'origine incertaine ; elle fait partie des graphoglyptides (Jensen, 1997 ; Jensen & Kaisa, 1999). Cette trace a été largement signalée dans les dépôts flyschs (Farrès, 1967 ; Hantzschel, 1975 ; Kozur & al., 1966 ; Jensen, 1997 ; Jensen & Kaisa, 1999). Du point de vue ichnotaxonomique, il a une grande similitude avec l'ichnogène *Dendrorhaphe*. C'est une trace très abondante dans le secteur de Tamtert ; elle est préservée à la semelle des bancs turbiditiques fins généralement des silts ou grès fins à laminations planes et parallèles (FTC).

- *Gordia* Emmons 1844

- *Gordia marina* Emmons 1844 (Fig. 24A et B)

Gordia marina correspond à un terrier simple, lisse, de 1 mm de diamètre. C'est une trace horizontale, non ramifiée, sinueuse, s'étalant en méandres complexes et irréguliers formant communément des boucles. C'est vraisemblablement une paschichnia. Elle se présente dans les niveaux turbiditiques fins (FTC) de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Tamtert. C'est une trace souvent associée avec les dépôts flyschs (Tunis & Uchman, 1996, 2004 ; Wetzel & al., 2007)

- *Helminthopsis* Heer 1877 (Fig. 24C et D)

C'est un terrier lisse, s'étalant parfois en méandre, ayant un diamètre de 0,2 à 2mm, et une longueur pouvant atteindre une dizaine de centimètres. C'est une trace (paschichnia), préservée en position hypichniale. Le remplissage du terrier est généralement identique à l'encaissant.

Helminthopsis est attribué à des vers polychètes (Ksiazkiewicz 1977), c'est une trace eurybathique, mais particulièrement fréquente dans les faciès profonds de type flysch (Chamberlain, 1971 ; Ksiazkiewicz, 1977 ; McCann and Pickerill, 1988 Fillion & Pickerill, 1990 ; Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel & *al.*, 2007).

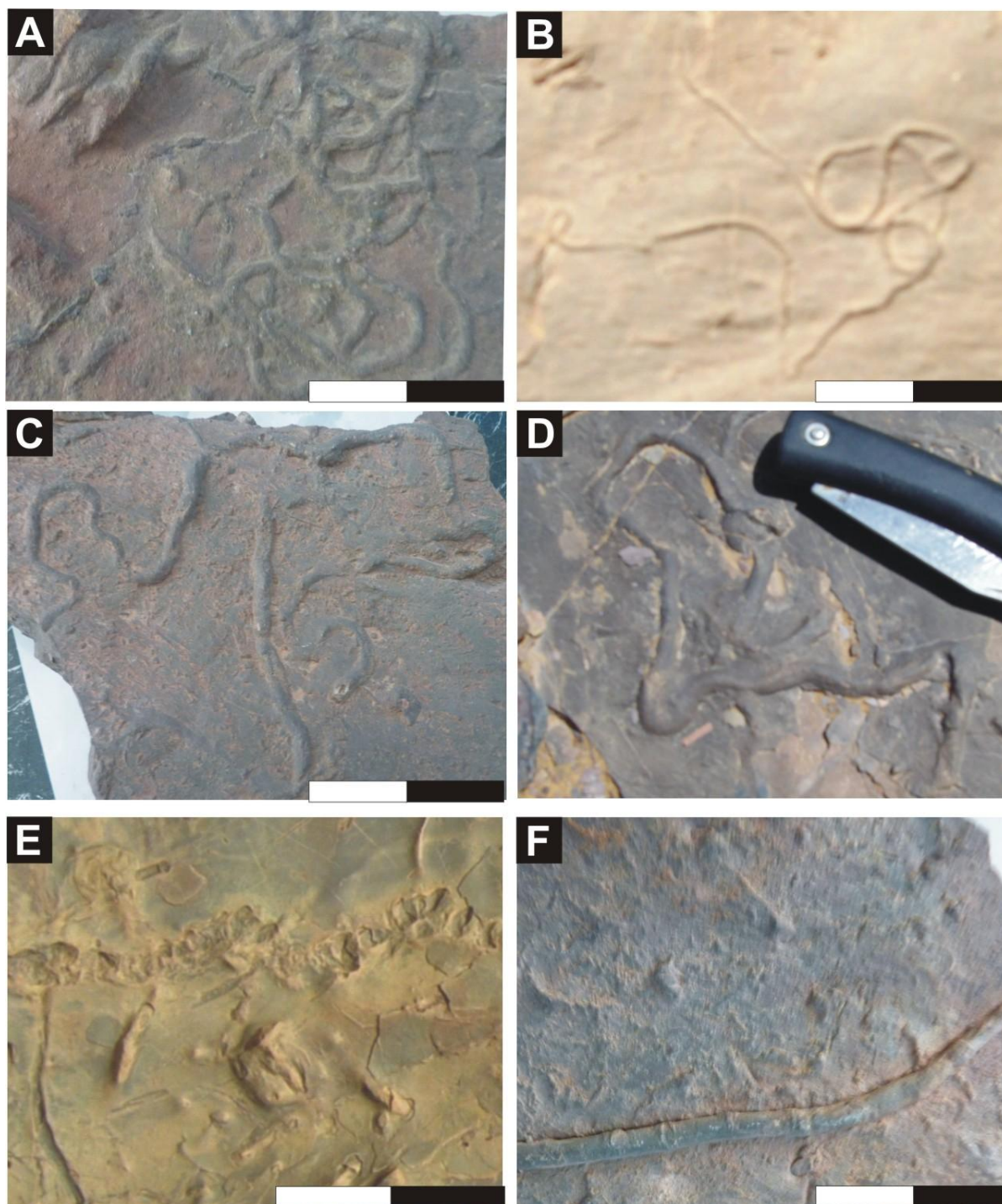


Fig. 24 : Traces fossiles caractéristiques des formations des "Argiles de Marhouma" dans les différents secteurs. *Gordia marina* (A et B), *Helminthopsis* (C et D), *Neonereites* (E), *Palaeophycus* (F).

- *Ichnospica* Link 1949 (Fig. 23F)

Il s'agit d'une trace de locomotion constituée de rangées symétriques de griffures en épi (quelques millimètres de large) équidistantes.

Cette trace peut atteindre plusieurs centimètres de long, chaque rangée est large de 5 à 6 mm et l'espace inter rangée est de même dimension. Ces traces en épi sont attribuables à des arthropodes (Richter, 1927), ou à des holothuries (Lessertisseur, 1955).

La systématique de cet ichnogenre est toujours confuse. *Ichnospica* est souvent confondues avec *Merostomichnites*, et parfois difficile à distinguer des *drag marks*. C'est une trace plus fréquente dans la formation des "Grès de Marhouma" spécialement à Ouarourout, elle est rare à Marhouma et elle est totalement absente à Tamtert.

- *Megagraption* Ksiazkiewicz 1958 (Fig. 25A et B)

Il s'agit d'un réseau de petites galeries, de 1 à 2 mm de diamètre, formant des mailles très irrégulières incomplètes. Le remplissage du terrier est de même couleur et de même nature lithologique que l'encaissant. Il s'agit d'une trace qui marque la partie inférieure des bancs gréseux fins.

Elle est rare dans le secteur de Ouarourout où elle est associée aux faciès turbiditiques fins (**FTPF**). A Marhouma-Tamtert, elle est généralement associée à *Protopaleodictyon* et *Nereites*, à la semelle des dépôts turbiditiques (**FTC**). La distinction entre *Megagraption* et *Protopaleodictyon* a été discutée par Uchman (1995). Il suggère pour les premiers, un réseau incomplet et irrégulier et pour les seconds un réseau plus ou moins complet. *Megagraption* est un pascichnia, typique de l'ichnofaciès à *Nereites* (Ksiazkiewicz, 1977, Kozur & al., 1966 ; Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel & al., 2007).

- *Neonereites* Seilacher 1960 (Fig. 24E)

Il s'agit d'une trace à aspect de chaînette de quelques centimètres de long, préservée en hyporelief positif ou épirelief négatif. Dans la série étudiée, elle apparaît sous forme unisériée. L'organisme responsable peut être soit un gastropode (Richter, 1927), soit un ver polychète (Ksiazkiewicz, 1977).

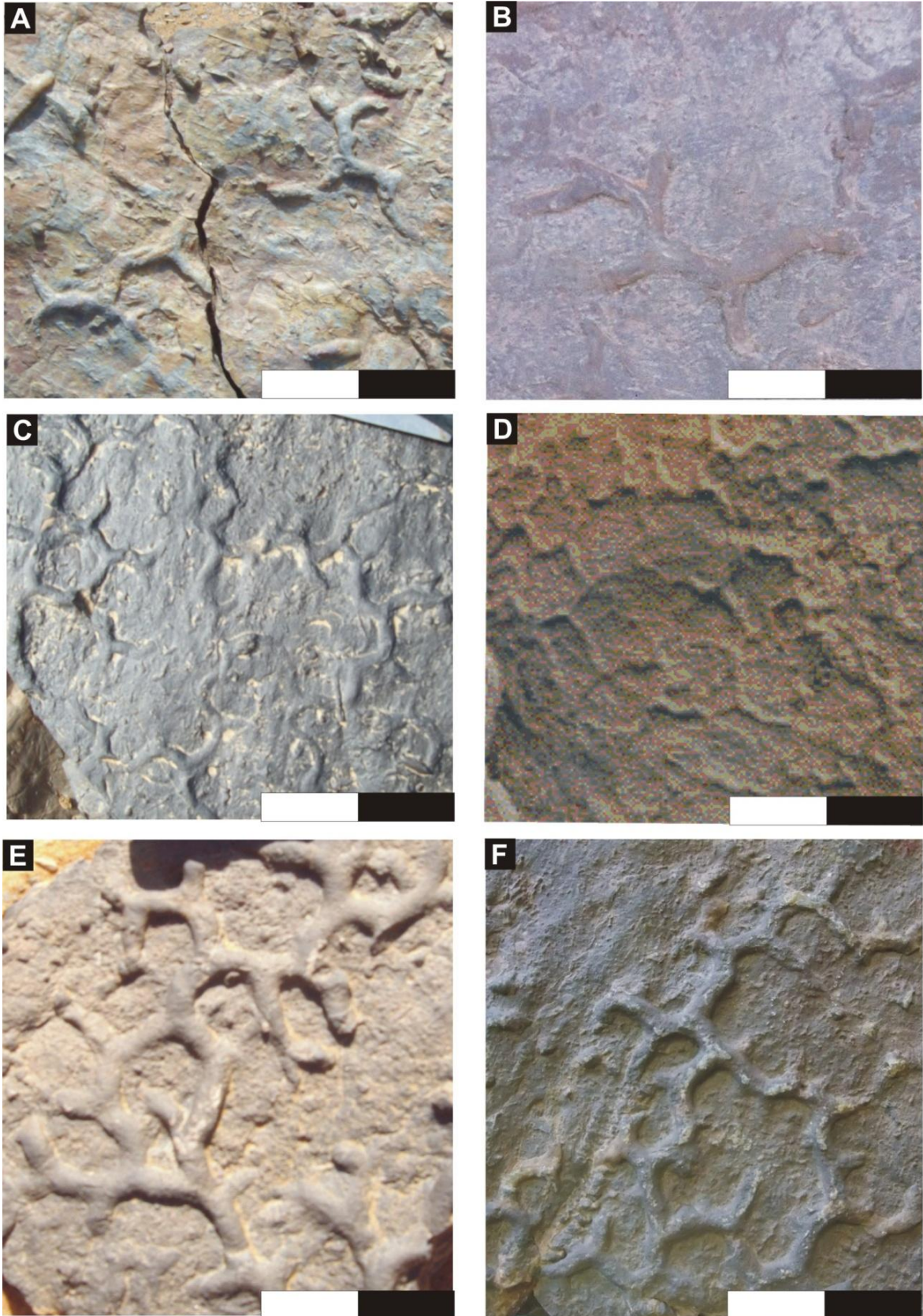


Fig. 25: Traces fossiles caractéristiques de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert. *Megagraptus* (A et B), *Paleodictyon* (C et D), *Protopaleodictyon* (E et F). Toutes ces traces sont préservées à la semelle des bancs (échelle 5cm).

Cet ichnogenre est caractéristique des sédiments profonds de type flysch et il est souvent signalé dans l'ichnofaciès à *Nereites* (Chamberlain & Clark, 1973 ; Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1995), mais il est signalé également dans des eaux moins profondes de l'ichnofaciès à *Cruziana* (Narbonne, 1984 ; Mangano & al., 2000 ; Bendella & al., 2011). Cette trace est observée à la semelle de niveaux turbiditiques à lamines parallèles ou convolutées (**FTC**) de la formation des "Argiles de Marhouma". Elle est assez fréquente à Tamtert, et Marhouma ; elle est absente à Ouarourout.

- *Nereites* McLeay 1839

L'ichnogenre *Nereites* fait référence aux vers annélides *Nereis*, (Seilacher, 2007). Ce sont des traces préservées à la surface supérieure des bancs gréseux fins ou silteux. Elles apparaissent sous forme d'un sillon central de couleur plus claire, entouré de deux zones latérales où le sédiment est généralement réélaboré. La distinction des ichnoespèces de *Nereites* se fait généralement par la taille et la forme de zones latérales lobées (Benton, 1982).

D'après Rindsberg (1994), Uchman (1995) et Mangano & al., 1991 plusieurs ichnogenres sont synonymes à *Nereites* : *Scalarituba* Weller, *Neonereites* Seilacher, *Paleohelminthoida* Rucholz et *Helminthoida* Schaufhült. *Helminthoida labyrinthica* Ksizkiewicz correspond à un synonyme junior de *Nereites irregularis* (Uchman, 1995) ; elle est généralement signalée dans de grandes profondeurs (Seilacher, 1977 ; Uchman, 1995, 1998). Seilacher (1974) proposa une évolution des *Nereites* durant les temps géologiques : d'un simple méandre au Précambrien à des méandres étroits dans le Crétacé. Dans ce travail, il a été décidé de retenir la classification d'Uchman, 1995.

- *Nereites irregularis* (Schafhäutl, 1851) (Fig. 26A et B)

C'est une trace préservée en épirelief négatif ; elle est horizontale et enroulée en méandre régulier avec une amplitude assez élevée. Elle consiste à un sillon médian (dépression) de 1 à 2 mm de largeur et de plusieurs centimètres de longueur. Ce sillon, bien conservé, de couleur plus clair, sépare deux bordures latérales, jamais conservées. Dans le secteur de Ouarourout, cette trace n'est pas très répandue, elle est signalée au sommet des bancs gréseux à laminations horizontales interprétés comme des termes d'une séquence turbiditique (**FTPF**).

Dans les secteurs Marhouma et Tamtert, cette trace est généralement liée au faciès silteux verdâtres ou des niveaux gréseux très fins (jaunâtres, parfois noirâtres) à laminations planes et parallèles ou convolutées (**FTC**). Elles sont interprétées comme étant des traces de pacage (*Pascichnia*, *grazing traces*) produit par des vers (Seilacher, 1983).

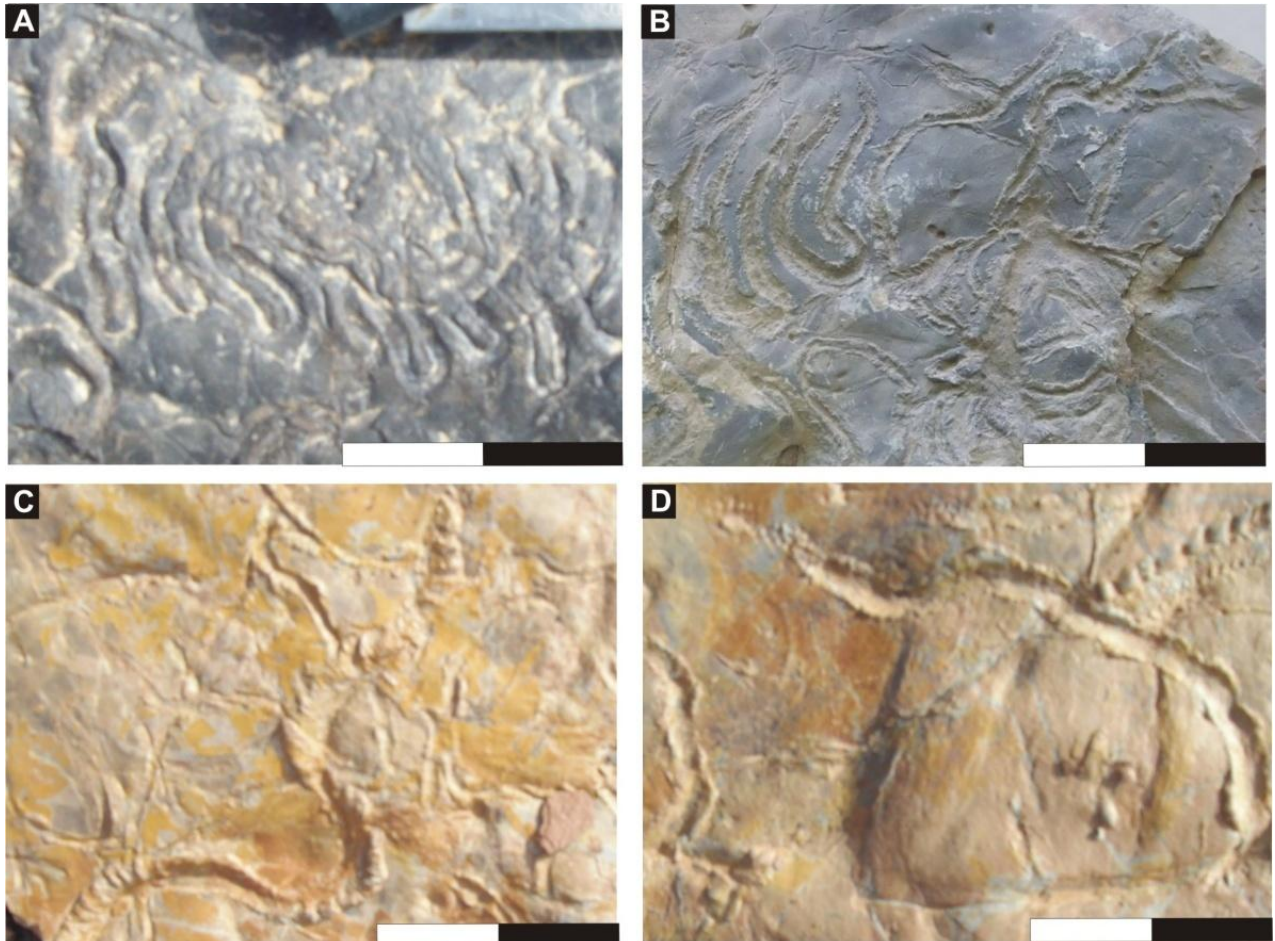


Fig. 26 :Traces fossiles caractéristiques de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs étudiés. *Nereites irregularis* (A et B), *Nereites missouriensis* (C et D).

Nereites jacksoni Emmons 1844 (Fig. 27A, B, C et D)

Il s'agit d'une trace formée d'un sillon médian, clair, très peu profond (0,5mm) et de 1 à 2 mm de large. Il sépare deux zones latérales caractérisées par un alignement de plusieurs reliefs de pustules. Leur nombre varient entre 15 et 20 pustules, elles sont équidistantes, ayant une forme lobée, large, disposées perpendiculairement au sillon. Elle est préservée à la surface des bancs turbiditiques fins (FTC, Marhouma, Tamtert). Elle est due à des organismes vermiformes (Crimes & McCall, 1995) et elle représente une trace de locomotion.

-Nereites missouriensis (Weller 1899) (Fig. 26C et D)

Il s'agit d'une piste en méandre irrégulier, préservée en épirelief négatif. Elle apparaît sous forme d'un sillon long de plusieurs centimètres et de 4 à 5 mm de large. Ce sillon sépare deux zones latérales où le sédiment est réélaboré par les organismes responsables. Ces bordures sont plus ou moins en saillie, parfois striées. Dans le secteur de Ouarourout, cette trace est rare et elle est assez fréquente à Marhouma et Tamtert ; elle est liée aux faciès turbiditiques (FTC). C'est une trace signalée généralement dans des sédiments profonds de type flysch (Tchoumachenko & Uchman, 2001 ; Uchman, 1995).

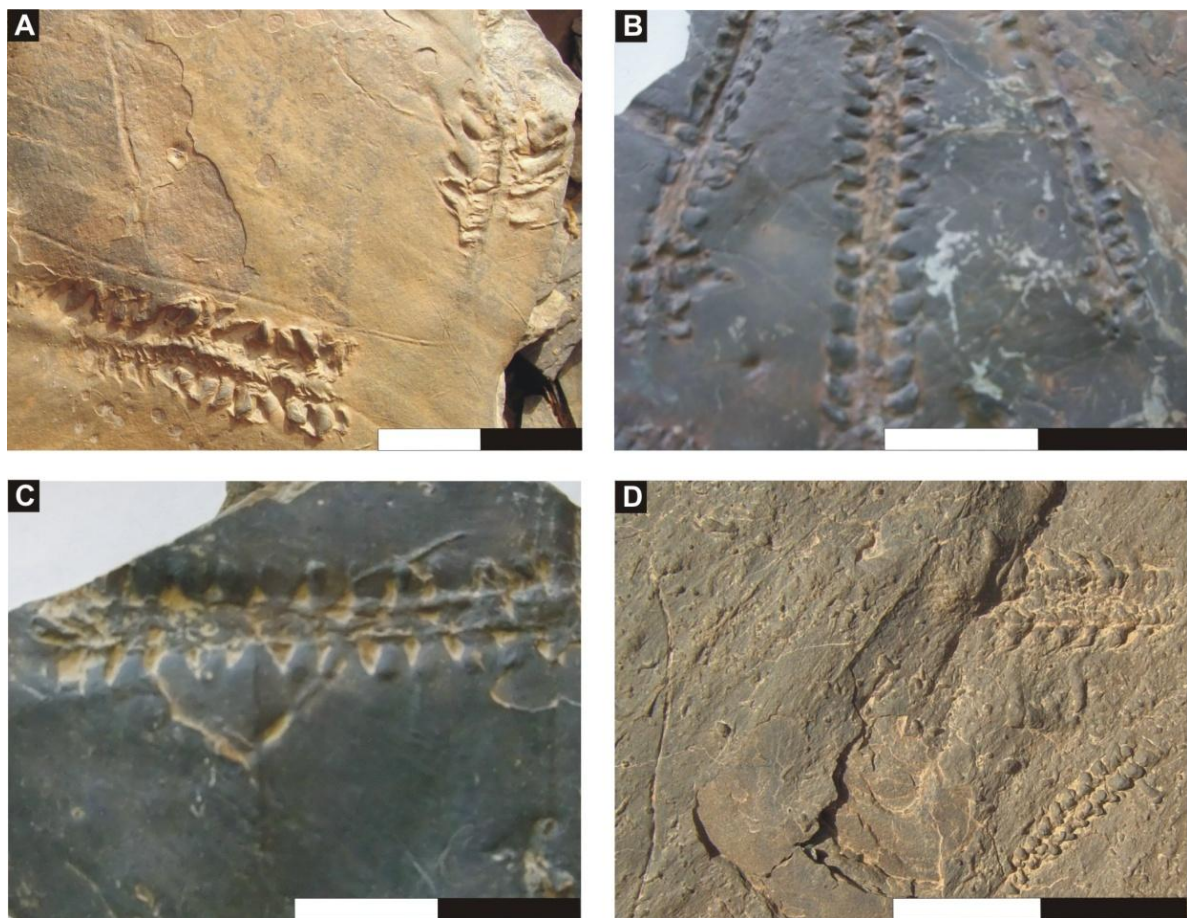


Fig. 27 : *Nereites jacksoni* préservé au sommet des bancs turbiditiques (FTC) caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert.

Dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert les *N. jacksoni* débute en faible abondance à la base de la formation des "Argiles de Mrhouma". Dans cette partie de la série, cet ichnoespèce est rarement liées aux bancs silteux où s'observent *N. irregularis* et *N. missouriensis*. Ce n'est que vers la partie sommitale de cette formation qu'elle devienne plus abondante dans les bancs gréseux fins.

Cette distribution n'est peut être due soit à la qualité et la consistance du substratum (probablement un soft-ground permettant une assez bonne conservation des pustules), soit au changement du comportement de ces organismes.

- *Palaeophycus* Hall 1847 (Fig. 24F)

C'est un terrier à paroi, droit, cylindrique, non branchu, de 7 à 8mm de diamètre, atteignant parfois à Ouarourout 15 cm de long. La paroi du terrier peut être garnie de stries longitudinales ; le remplissage est identique à l'encaissant (Pemberton & Frey, 1982). Elle est préservée à la semelle des bancs turbiditiques (*hypichnial*), c'est une trace absente à Tamtert, rare à Marhouma et elle se présente dans la partie basale de la formation des "Grès de Marhouma" à Ouarourout. C'est une trace eurybathique (Bjerstedt, 1988), interprétée comme des terriers d'habitation (*Domichnia*) de vers polychètes (Uchman, 1995 ; Tchoumachenco & Uchman, 2001), des vers prédateurs (Pemberton & Frey, 1982).

- *Paleodictyon* Meneghini in Sari & Meneghini, 1850 (Fig. 25C et D)

Il s'agit d'un réseau de galeries horizontales, de diamètre millimétrique, s'organisant en mailles polygonales, régulières et complètes. Ces polygones ont un diamètre de 5 à 6mm ; parfois, on note que certains galeries sont érodées par des courants postérieurs (Fig. 25C). C'est une trace Agrichnia, préservée à la semelle des bancs silteux grisâtres à verdâtres.

Elle est absente dans le secteur de Ouarourout et moyennement abondante à Marhouma et Tamtert. Selon Röder (1971) et Seilacher (1977), *Paleodictyon* est une trace Agrichnia d'élevage complexe laissée par des organismes inconnus. Elle a été photographiée dans des eaux profondes actuels (Rona & Merrill, 1978; Ekdale, 1980; Ekdale & al, 1984 ; Gaillard, 1991). Cependant, l'organisme responsable n'a pas encore été identifié. Elle a été largement confondue avec des figures sédimentaires (*mud-craks*, interférence de *ripple-marks*) et des organismes fossiles (algues, coraux, spongiaires, bryozoaires). *Paleodictyon* fait partie des graphogliptydes, caractéristique de l'ichnofaciès à *Nereites* (Wood & Smith, 1959; Webby, 1969 ; Crimes & Crossley, 1991; Benton, 1982; Pickerill & Harland, 1988; Yang & Hu, 1992, Uchman, 1995, 1998 ; Wetzal & al., 2007), mais elle est également signalée dans des environnements moins profonds, voire continentaux (Archer & Maples, 1984 ; Pickerill, 1990 ; Hantzpergue & Branger, 1992).

- ? *Phycodes* Richter, 1850 (Fig. 28A et B)

Il s'agit d'une trace horizontale branchue, arboriforme, formée d'un terrier principal de 1,5 à 3 mm de diamètre, qui se ramifie en courtes branches de quelques millimètres de long et de diamètre. Ces branches sont produites par des actions successives de l'organisme responsable qui déserte le terrier principal après chaque formation de branches. C'est une trace fodinichnia de crustacé ou d'annélide (Schlirf, 2003). Elle caractérise les grès quartzitiques de l'ensemble supérieur de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de Marhouma, parfois, elle est associée à des rides lingoïdes. C'est une trace signalée dans des environnements variés : peu profond (Seilacher, 1964 ; Marintsch & Finks, 1982 ; Narbonne, 1984), pente (Narbonne, 1984).

- *Planolites* Nicholson, 1873

- *Planolites beverleyensis* Billings, 1862

Ce sont des terriers simples, cylindriques, horizontaux de 1mm de diamètre et de 3 à 4 cm de long, de remplissage différent de l'encaissant. Elle est préservée à la semelle des niveaux gréseux turbiditiques à laminations convolutées ou planes et parallèles (**FTFP**, **FTC**). Ce type de trace est présent dans le secteur de Ouarourout alors qu'il est assez rare dans les secteurs Marhouma-Tamtert. Les *Planolites* sont des traces d'organismes eurybathiques, qui peuvent être due à des vers (Hantzschel, 1975; Frey & Howard, 1985, 1990; Pemberton & Frey, 1982 ; Fillion & Pickerill, 1990 ; Uckman, 1995).

- *Protopaleodictyon* Ksiazkiewicz 1958

Ce sont des graphogliptydes (McCann & Pickerill, 1988, Uchman, 1995, 1998), composées généralement de méandre de premier et deuxième ordre

- *Protopaleodictyon submontanum* Azepeitia-Moros, 1933 (Fig. 25E et F)

Il s'agit d'une trace irrégulièrement sinueuse et méandriforme, faite de galeries lisses de 1-3 mm de diamètre, droites ou légèrement sinueuses, formant parfois des mailles irrégulières. C'est une trace conservée en hyporelief positif.

Dans le secteur de Ouarourout, cet ichnoespèce est liée aux niveaux turbiditiques fins à laminations planes et parallèles (partie sommitale de la formation des "Argiles de Marhouma", **FTPF**). C'est une trace assez rare, associée à *Nereites* et *Megagraption*. A

l'opposé, à Marhouma-Tamtert, cette trace est très fréquente ; elle est également liée à des niveaux turbiditiques fins généralement laminé, à la base de la même formation (**FTC**). Elle débute timidement à la base des niveaux à *Nereites* pour atteindre une grande fréquence au dessus de la dalle structurale à *Nereites*. Cette trace caractérise généralement les séries d'eau profonde (flysch) (Hantzschel, 1975 ; Crimes & Anderson, 1985).

- *Thalassinoides* Ehrenberg 1944

-*Thalassinoides suevicus* (Rieth 1932) (Fig. 28C et D)

Il s'agit d'un terrier cylindrique branchu formant des réseaux, il est caractérisé par des embranchements en Y. Le remplissage est de même nature que l'encaissant. Le diamètre varie considérablement de 0,3 mm dans la partie sommitale des "Argiles de Marhouma" à 1,5cm dans les "Grès de Marhouma". La trace est préservée en plein relief à la semelle des bancs turbiditiques (*hypichnia*). A Ouarourout, cette trace est rare à la partie sommitale de la formation des "Argiles de Marhouma" pour devenir très fréquente à la partie basale de la formation sus-jacente. A Marhouma-Tamtert, cette trace est rare.

Thalassinoides bien que fréquent dans les environnements peu profonds (Palmer, 1978 ; Archer & Maples, 1984 ; Frey & al., 1984 ; Mangano & Buatois, 1991), a été cité dans des profondeurs très importantes (Uchman, 1995, 1998 ; Uchman & Tchoumatchenco, 2003 ; Wetzel & al., 2007).

Actuellement, ce sont des crustacés qui édifient un tel système de terrier complexe, dépendant largement de la relation niveau eau/sédiment (Ehrenberg, 1938 ; Müller, 1970 ; Bradshaw, 1981). Ces crustacés utilisent ces terriers comme un abri d'habitation et de nourriture (*Domichnia* et *Fodichnia*).

-*Torrowangea* Webby, 1970 (Fig. 28E et F)

C'est un terrier sinueux à méandriforme de 6 à 15mm de diamètre, caractérisée par des ondulations grossièrement transversales produites par des constriction irrégulièrement espacées, principalement de 1 à 4mm d'intervalles. L'aspect méandriforme et l'irrégularité de ces terriers tendent à former des réseaux incomplets.

C'est la trace la plus abondante de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Ouarourout, associée aux faciès gréseux noirâtres (faciès FTPF).

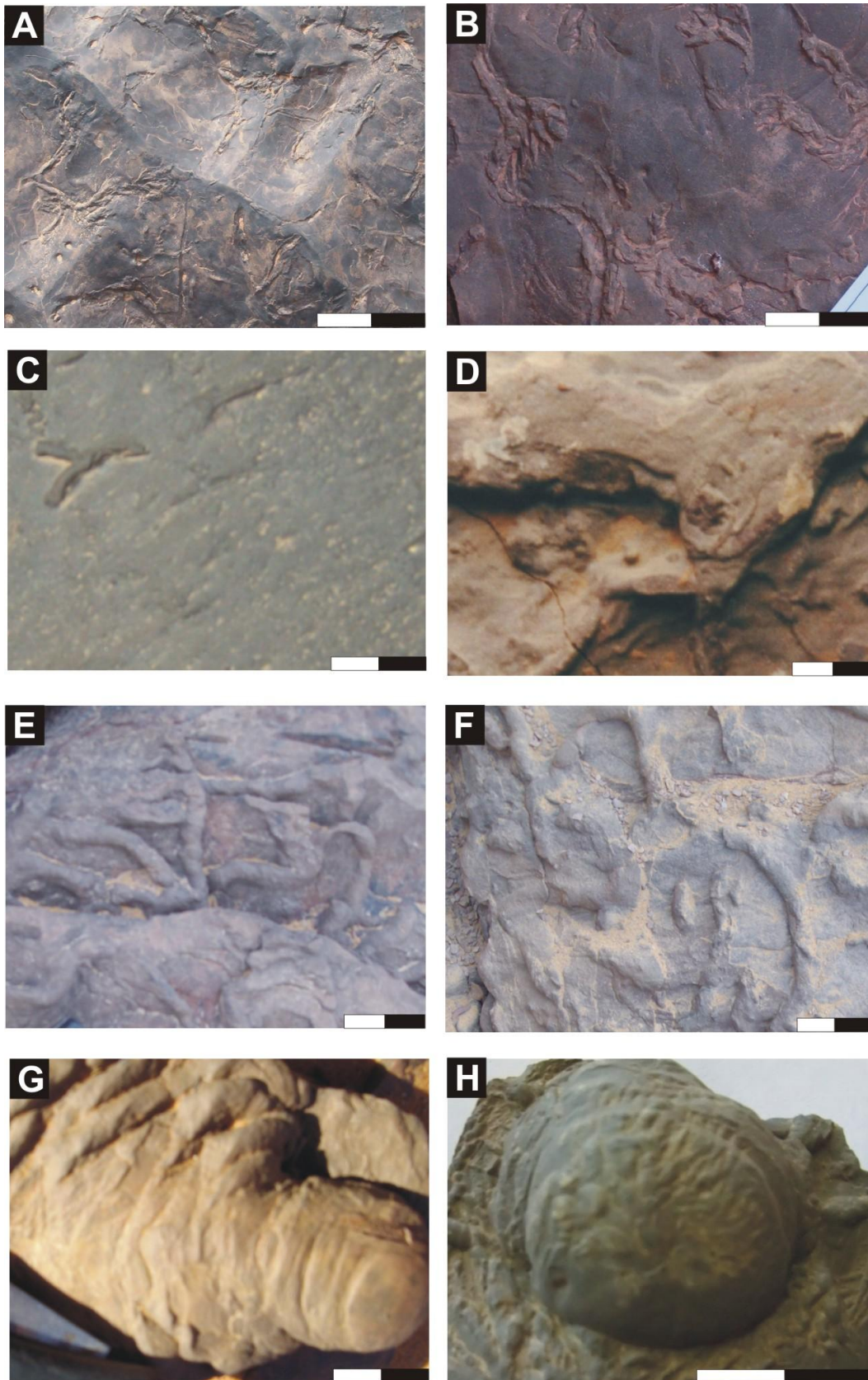


Fig. 28 : ?*Phycodes* (A et B), *Thalassinoides* (C et D), *Torrowangea* (E et F), traces énigmatiques (G et H).

Elle est totalement absente dans le secteur de Marhouma et de Tamtert. Elle caractérise les dépôts de type flysch (Hantzschel, 1975).

- Ichnotype A (Fig. 28G et H)

Il s'agit d'une trace énigmatique préservée à la semelle du banc, elle est très fréquente surtout dans la partie basale de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert. Elle correspond à un terrier cylindrique ou hémisphérique, lisse et souvent munie d'un petit bourgeonnement vers son extrémité basale. Vers les cotés elle présente des stries circulaires donnant l'impression d'une superposition de plusieurs cercles qui sont perpendiculaires au plan de stratification.

VI - DISCUSSION

Les dépôts d'âge fini-dévonien de la Saoura sont caractérisés par une bioturbation modérée à faible, variant d'un secteur à un autre. Elle est de plus en plus importante selon un transect NW-SE. La diversité des traces fossiles augmente dans le même sens.

A) - Secteur de Ouarourout (Fig. 29, Tableau 3)

La distribution des traces fossiles des deux formations étudiées est résumée dans la figure 29. Elle montre deux associations bien distinctes :

La première association est caractérisée par l'assemblage des traces fossiles suivantes : *Chondrites*, *Megagraption*, *Nereites irregularis*, *Nereites missouriensis*, *Planolites*, *Protopaleodictyon submontanum*, *Torrowangea* et *Thalassinoides*. Cette association est enregistrée au niveau de la partie sommitale de la formation des "Argiles de Marhouma".

Cette association est classiquement considérée comme typique de l'ichnofaciès à *Nereites* et indiquerait une bathymétrie assez importante (Seilacher, 1967 ; Frey and Seilacher, 1980; Uchman, 1995 ; Wetzel & al., 2007). Ces traces fossiles ne sont toutefois jamais abondantes, l'étude sédimentologique (présence des événements de tempêtes, FTD et FTP), nous laisse penser que la profondeur n'atteint jamais le stade et la bathymétrie de l'ichnofaciès à *Nereites*. On peut plutôt penser à une plate forme distale (présence des séquences de tempêtes distales) de type offshore correspondant à l'ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie la plus distale.

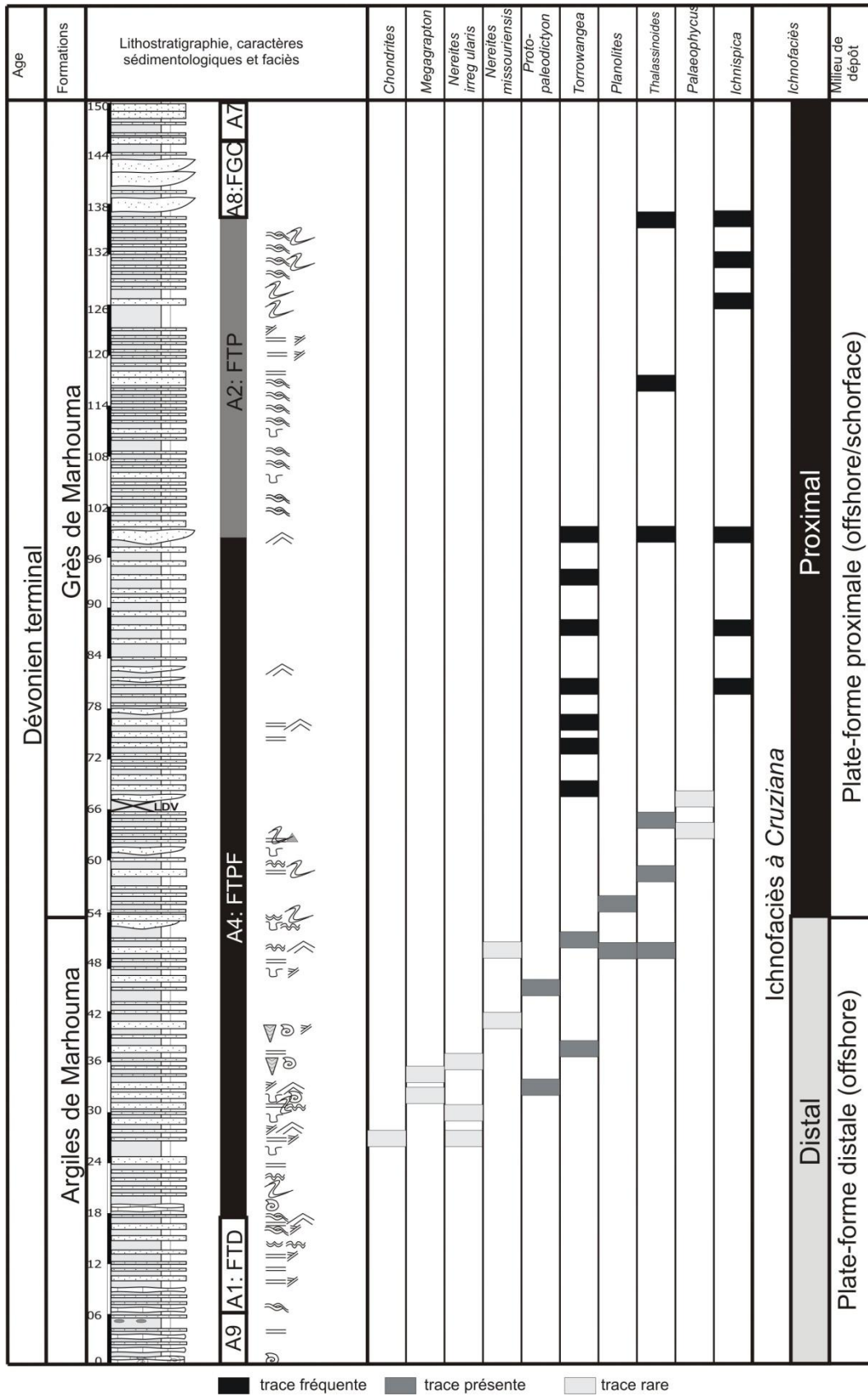


Fig.29 : Distribution des traces fossiles dans le secteur de Ouarourout.

La présence des slumps témoigne d'une pente assez importante générée probablement par l'instabilité tectonique active (phase Breton) déclenchant ainsi une sédimentation gravitaire turbiditique (FTPF) qui est insérée entre deux périodes assez importantes de tempêtes. Donc la sédimentation s'est effectuée sur une plate-forme très dynamique où la bathymétrie varie considérablement selon le soulèvement ou la subsidence et le flux détritique terrigène.

La deuxième association est caractérisée par les ichnogenres suivants : *Ichnispica*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Thalassinoides*, *Torrowangea*. Elle marque la partie basale de la formation des "Grès de Marhouma" à caractère turbiditique (FTPF), surmonté par un faciès de tempêtes proximales (FTP).

Torrowangea est l'ichnogenre le plus abondant ; il caractérise généralement une sédimentation de type flyschoidé (Hantzschel, 1975). La sédimentation de la formation des "Grès de Marhouma" est beaucoup moins profonde attestée par les figures d'érosion (gouttière) à la base des séquences de tempêtes, alors que le sommet est généralement clôturé par des granules de fer et des rides asymétriques plaidant en faveur d'une plate-forme beaucoup plus proximale que pour la formation précédente. Les données ichnologiques et sédimentologiques convergent et plaident en faveur de l'ichnofaciès à *Cruziana* proximal.

La bioturbation et la diversité des traces fossiles varient de bas en haut de la série (Fig. 29, Tab. 3). Une faible bioturbation vers la base et relativement plus intense vers le sommet. Cette variation est probablement liée à une fluctuation du taux d'oxygène. Cette hypothèse peut être appuyée par la variation de la taille des *Thalassinoides* et le chromofaciès. Il est noirâtre (Fig. 28C) à la base (moins oxygéné, Rhoads & Morse, 1970 ; Savadra & al., 1984 ; Bromley & Ekdale, 1984 ; Thompson & al., 1985 ; Ekdale & Masson, 1988 ; Savadra & Bottjer, 1989 ; Savadra & al., 1991 ; Leszczynski, 1991a & b ; Uchman, 1991 ; 1992, 1995). Vers le sommet, la taille des *Thalassinoides* augmente et le faciès devient rougeâtre (Fig. 28D) (relativement oxygéné). En plus de ces deux facteurs, la rareté des graphogliptydes plaide en faveur de conditions paléocéologiques défavorables (Ekdale, 1988 ; Uchman, 1991, 1995).

Pour en conclure, il y a une évolution bathymétrique décroissante entre les deux formations dans le secteur de Ouarourout.

B) - Secteur de Marhouma (Fig. 30 et tableau 4)

L'étude ichnologique de la série dévonienne dans le secteur de Marhouma révèle une plus grande richesse et une plus grande diversité de traces fossiles que dans le secteur de Ouarourout. Plusieurs ichnogenres ont été mis en évidence dans la formation des "Argiles de Marhouma": *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites irregularis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Planolites*, *Protopaleodictyon*. Par contre, la formation des "Grès de Marhouma" révèle une plus faible diversité en traces fossiles (*Helminthopsis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Thalassinoides*).

La plupart de ces traces fossiles sont associées aux faciès turbiditiques fins (FTC) de la première formation où on signale à la fois des formes pré et post-dépositionnelles. Les associations pré-dépositionnelles sont dominées par les *graphoglyptides* et les traces de pacage, préservées généralement en moulage à la base des bancs turbiditiques distaux (*Megagraption* et les *Protopaleodictyon*, Uchman, 1995, 1998 ; Tunis & Uchman, 1996, 2004; Tchoumachenco & Uchman, 2001). L'association post-dépositionnelle est représentée par les ichnogenres suivants : les *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Nereites* (Buatois & al., 2001). Il est à noter que l'ichnogenre *Palaeophycus* fait partie des deux associations. (Seilacher, 1977; Miller, 1991). La prédominance des graphoglyptides caractérise généralement les systèmes sédimentaires turbiditiques de type flysch.

La figure 30 montre la distribution des traces fossiles dans ce secteur, à partir de laquelle on peut déduire un pic de profondeur au niveau de la dalle à *Nereites* (Fig.17A, B ; Fig. 27). Elle est caractérisée par une nette concentration de traces fossiles (*Nereites*, *Megagraption*, *Protopaleodictyon*, *Chondrites*). Au dessus de cette dalle, les *Nereites irregularis* régressent considérablement et *Megagraption* et *Prtopaleodictyon* deviennent plus abondantes (Fig. 30).

Dans la partie supérieure de cette formation, la bioturbation est surtout dominée par les et *N. jacksoni*. Ce dernier ichnoespèce persiste jusqu'au début de la formation des "Grès de Marhouma", où elle disparaît complètement avec l'apparition du matériel grossier de l'ensemble inférieur (olistolithes **FO**, conglomérat **FC**).

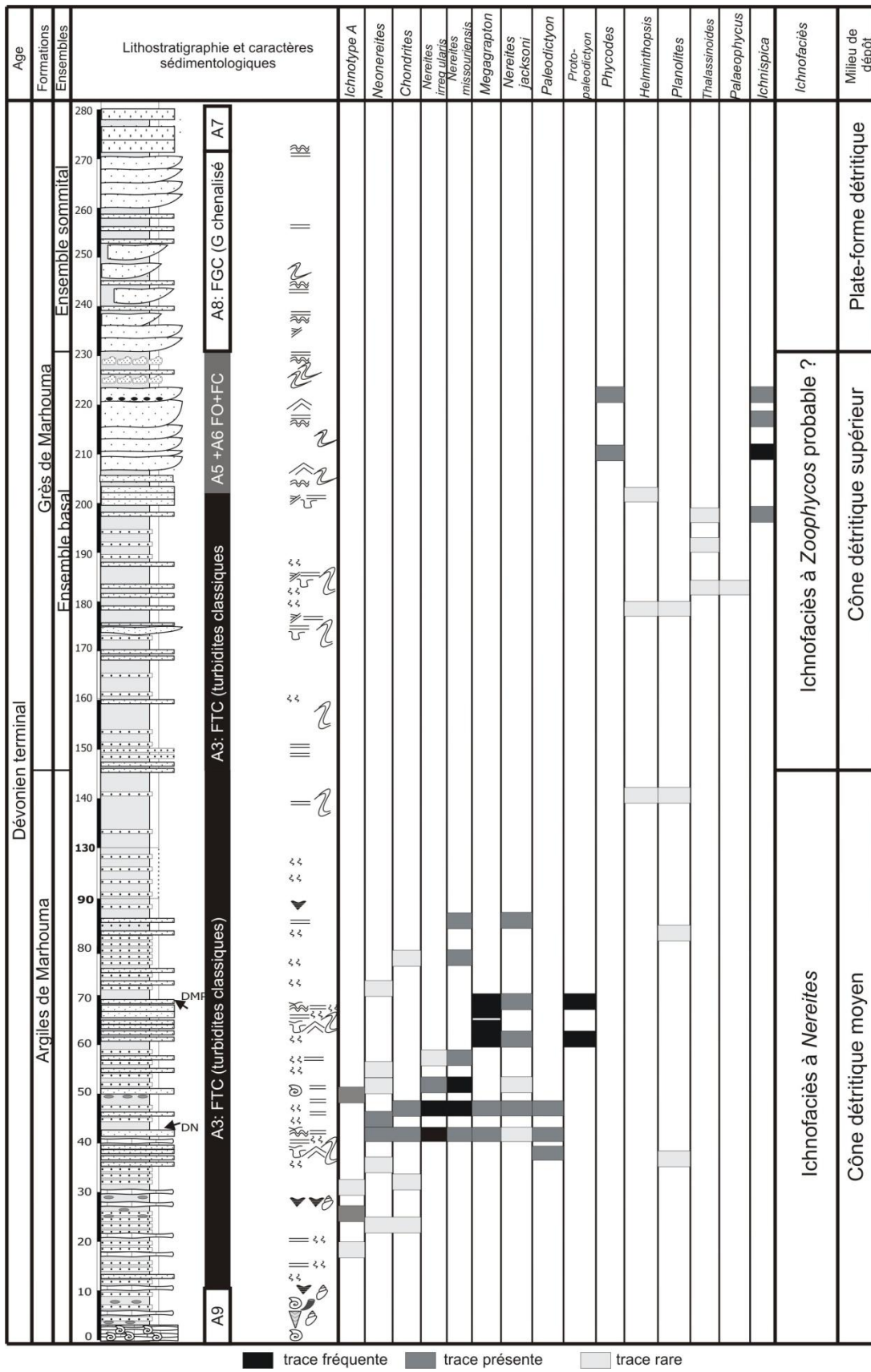


Fig. 30 : Distribution des traces fossiles dans le secteur de Marhouma.

Pour conclure sur la formation des "Argiles de Marhouma", cette formation est caractérisée par des turbidites méso-distales (cône détritique moyen). L'abondance des graphoglyptides sont typiques des flyschs (Seilacher, 1970 ; Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1995, 1998, et Uchman & Tunis, 1996) et des *Nereites* sont souvent signalés dans de grandes profondeurs (Seilacher, 1970 ; Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1995, 1998 ; Tunis & Uchman, 1996, 2004). Toutes ces caractéristiques favorisent l'hypothèse de l'ichnofaciès à *Nereites* (Bendella, 2004).

L'ensemble inférieur de la formation des "Grès de Marhouma" est marqué par la rareté et la faible diversité des traces fossiles. Quelques ichnogenres ont été inventoriés : *Ichnospica*, *Helminthopsis*, *Planolites*, *Thalassinoides*. A l'exception du premier ichnogenre, toutes les autres traces disparaissent dès l'arrivée du matériel turbiditique grossier. La rareté des traces fossiles peut être expliquée par les conditions taphonomiques et l'apparition du matériel turbiditique grossier (conditions stressantes pour les organismes responsables).

Ce type de sédimentation (olistolithes) constitue probablement des conditions défavorables pour les organismes responsables. Le faible taux de bioturbation est dû à l'instabilité du substrat, sa texture et une forte énergie qui détruisent les traces préexistantes. *Ichnospica* est une trace post-dépositionnelle d'organisme opportuniste exploitant vraisemblablement les arrivées terrigènes riches en matière nutritives.

Sur le plan sédimentologique, cet ensemble présente toutes les caractéristiques d'un cône détritique supérieur (*inner fan*, Walker, 1967 ; Walker & Mutti, 1973 ; Mutti, 1985). Alors que sur le plan ichnologique, les enregistrements sont trop faibles pour trancher, mais tout de même l'ichnofaciès à *Zoophycos* n'est pas à écarter.

A l'opposé du secteur de Ouarourout, la distribution des traces fossiles dans le secteur de Marhouma dépend largement de la variation du faciès et de la profondeur. La bioturbation est intense avec une grande diversité à la base, qui diminue progressivement vers le sommet (Fig. 30, Tab. 4). A la base, le milieu était relativement moins oxygéné (présence des *Chondrites*, Uchman, 1995 ; Tchoumatchenko & Uchman, 2001) mais calme et riche en matière nutritive. Vers le sommet, plusieurs facteurs contrôlent la distribution des traces fossiles (rareté et diversité plus faible) : arrivée brutale du faciès grossier (conditions stressantes), instabilité du substrat (olistolithes, slumps), texture du substrat qui ne favorise guère une bonne préservation des traces fossiles.

C) - Secteur de Tamtert (Fig. 31, Tab. 5)

Dans ce secteur, l'étude concerne uniquement la formation des "Argiles de Marhouma". La formation des "Grès de Marhouma" est quasiment masquée par les dunes du grand Erg occidental (Fig. 18D).

L'étude ichnologique de cette série révèle la présence de plusieurs ichnogenres : *Arthropycus*, *Chondrites*, *Cochlichnus*, *Dendrotichnium llarenai*, *Gordia marina*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites irregularis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Planolites*, *Protopaleodictyon*.

Au dessus de la formation "carbonatée de Marhouma", on signale la présence de quelques rares niveaux calcaires (griottes), fossilifères, qui s'alternent avec les argiles schisteuses de la première formation. Ces niveaux correspondent à des biomicrites de texture wackestone à packstone, riches en goniatites pyritisées (Elmi & Aneur, 1983 ; Abbache, 2001 ; Benhamou & al., 2004). Ce type de faciès est semblable au hémipélagites décrits par Wendt & al., 2006.

Au niveau de la première combe argileuse à passées silteuses, apparaissent les premiers *Neonereites* qui seront suivis par les *Nereites irregularis* et *N. jacksoni*. En plus de ces traces, on note l'apparition en forte proportion des *Megagraption* et *Protopaleodictyon*. Cet ichnoassemblage semble indiquer une profondeur assez importante (Seilacher, 1970 ; Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1995, 1998 ; Uchman & Tunis, 1996).

Au dessus, elle diminue légèrement pour rester constante jusqu'à la réapparition des ichnogenres sus-cités associés à *Dendrotichnium. D. llarenai*. Il fait partie également des graphogliptydes (Farrès, 1967 ; Hantzschel, 1975 ; Kozur & al., 1966 ; Jensen, 1997 ; Jensen & Kaisa, 1999), il est largement signalé dans les dépôts flyschs du Crétacé-Paléogène.

Cette deuxième association signale une autre fluctuation bathymétrique qui peut être associée à une instabilité tectonique varisque (Benhamou & al., 2004 ; Ouali Mehaji & al., sous presse).

Juste avant la lacune de visibilité causée par le lit de l'oued Saoura, et au niveau des bancs gréseux turbiditique (FTC), un nouvel ichnogenre apparaît *Arthropycus* qui persiste jusqu'au Djebel Zireg (Fig. 18D).

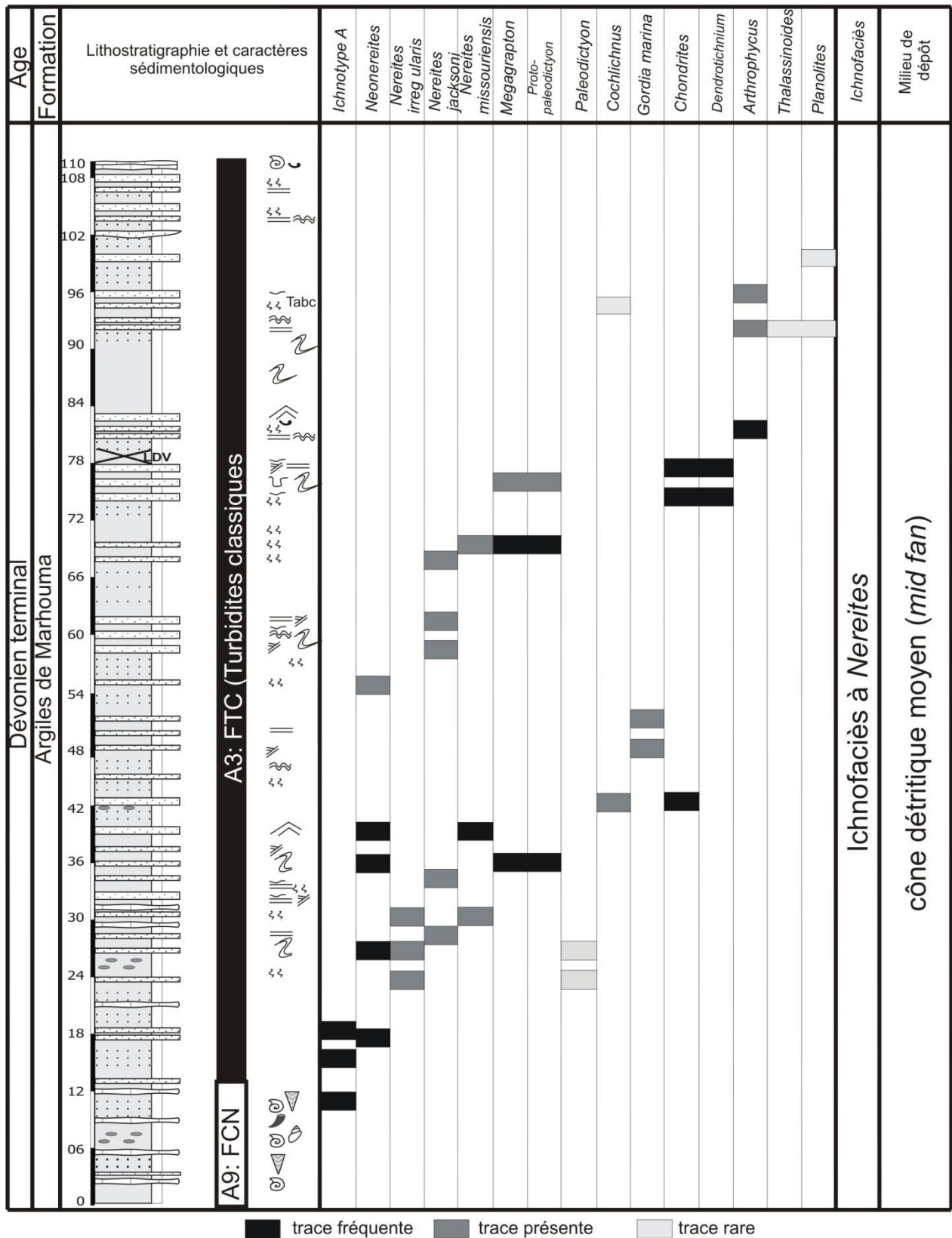


Fig. 31 : Distribution des traces fossiles dans le secteur de Tamtert.

Il s'associe avec d'autres traces (*Thalassinoides*, *Cochlichnus*, *Planolites*) signalées dans des eaux moins profondes (Archer & Maples, 1984 ; Pickerill, 1990), mais caractérisent

également des faciès distaux (Wetzel, 1984 ; Uchma, 1988, 1989, 1991, 1995 ; Tunis & Uchman, 1996, 2004).

L'étude sédimentologique et ichnologique de la formation des "Argiles de Marhouma", révèle une grande similitude dans le secteur de Tamtert et de Marhouma. A Tamtert, la bioturbation régresse de bas en haut (Tab. 5) et les traces fossiles sont principalement liées à la semelle du faciès turbiditiques (FTC) méso-distales (cône détritique moyen de Walker, 1967 ; Walker & Mutti 1973 ; Mutti, 1985).

En plus des graphogliptydes et des *Nereites*, la présence de *Dendrotichnium llarenai* typique de faciès flysch (Seilacher, 1977; Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1995, 1998 ; Uchman & Tunis, 1996 ; Jensen, 1997 ; Jensen & Kaisa, 1999), témoignent d'une profondeur assez importante correspondant à l'ichnofaciès à *Nereites*.

Toutefois, il faut signaler une légère fluctuation bathymétrique (bathydécroissance) au niveau de Djebel Zireg (LDV, Fig. 18C). A ce niveau, on note l'abondance des slumps (Fig. 22C), des figures d'échappement de fluide (Fig. 22F), des figures de charge (Fig. 22D) qui donnent une idée sur l'instabilité d'un substratum où le flux sédimentaire était très important. Ces conditions ne favorisent pas la diversification des traces fossiles. L'assemblage suivant : *Arthropycus*, *Cochlichnus*, *Planolites*, *Thalassinoides* (LDV Fig. 31) semble confirmer cette hypothèse.

VII) - CONCLUSION

En conclusion, le Famennien terminal de la Saoura est caractérisé par des séquences turbiditiques d'eau profonde. Les données sédimentologiques et ichnologiques convergent soutenant l'idée d'un environnement profond dans le secteur de Marhouma et Tamtert (séquences turbiditiques et ichnofaciès à *Nereites*) et un autre moins profond dans le secteur de Ouarourout (séquences de tempêtes et ichnofaciès à *Cruziana*). Dans ce contexte, les données ichnologiques s'avèrent très importantes, car elles ont joué un rôle primordial dans l'identification des environnements sédimentaires qui étaient considérés comme des dépôts deltaïques dans les différents secteurs (Maâche, 1987 ; Ait ouali & Nedjari, 2006, Debaghi, 2008). Sur le plan sédimentologique et ichnologique, la formation des "Argiles de Marhouma" présente une grande ressemblance dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert.

Cette ressemblance réside dans la présence des *Nereites irregularis*, *N. jacksoni*, *N. missouriensis*, *Neonereites*, *Megagraption*, *Protopaleodictyon*, *Chondrites*. Les ichnogenres *Cochlichnus*, *Gordia marina*, *Dendrotichnium llarenai*, *Arthropycus* caractérisent uniquement le secteur de Tamtert (Fig. 32).

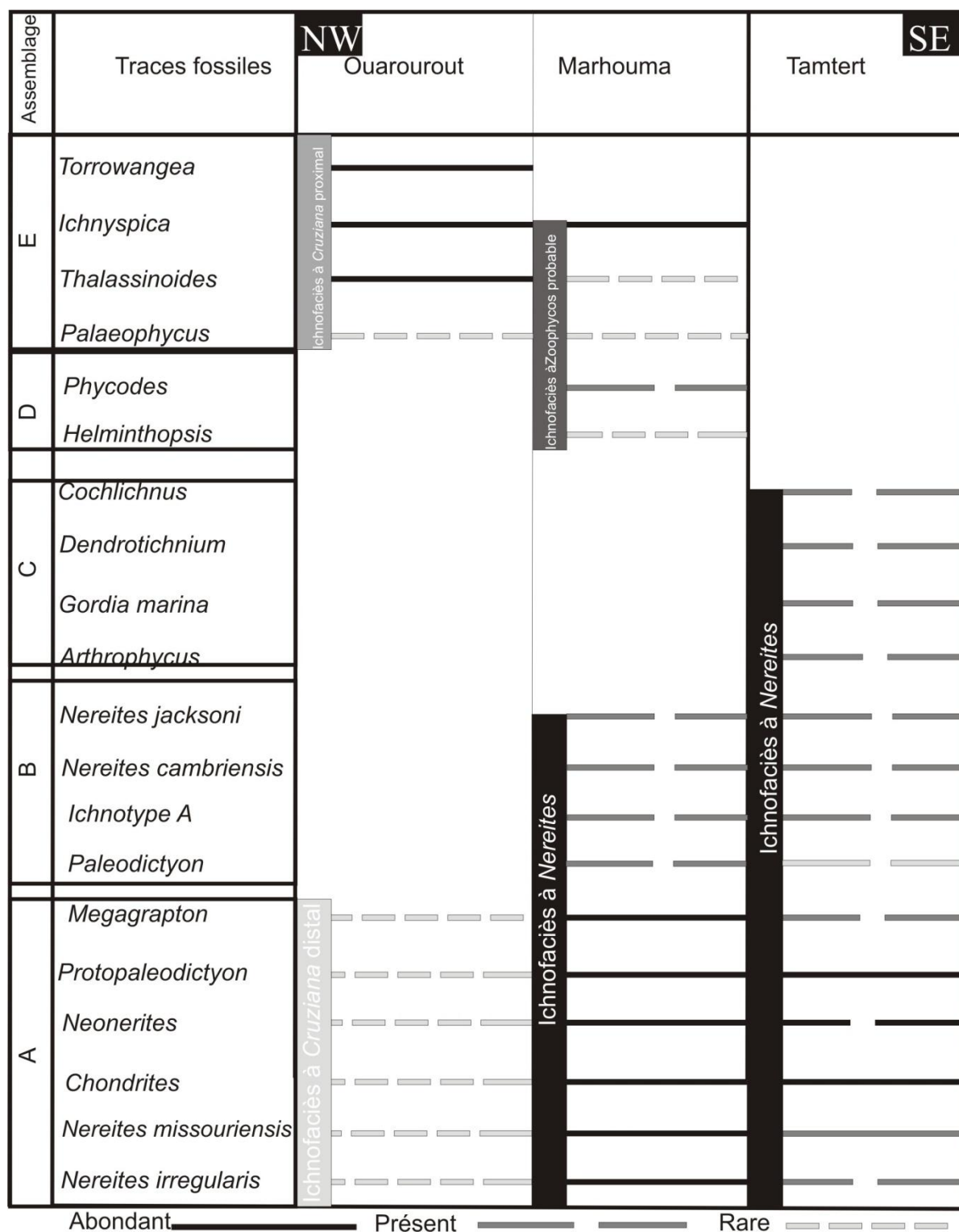


Fig. 32 : Comparaison de l'enregistrement ichnologique dans les trois secteurs étudiés.

Cet axe Marhouma-Tamtert, diffère avec le secteur de Ouarourout par l'intensité de bioturbation et l'ichnotaxonomie (Fig. 32).

L'ichnofaciès à *Nereites* est connu pour des profondeurs assez importantes. Il est bien caractéristiques des dépôts flyschs du Paléozoïque/Cénozoïque. Malgré tout, certaines traces caractéristiques de cet ichnofaciès, comme *Paleodictyon* ont été signalées dans des mers peu profondes voire des environnements continentaux (Archer & Maples, 1984 ; Pickerill, 1990 ; Hantzpergue & Branger, 1992). Cet ichnofaciès est généralement réservé à des environnements profonds, en particulier pour les dépôts turbiditiques.

Par conséquent, la présence fréquente de graphoglyptides, est l'un des meilleurs indicateurs des milieux marins profonds (Seilacher, 1959, 1967, 1977, 1978 ; Frey & Seilacher, 1980). Ce type de traces a été enregistré dans plusieurs étages géologiques : début du Cambrien (Crimes & Anderson, 1985 ; Paczesna, 1985) ; l'Ordovicien (Seilacher, 1963 ; Pickerill, 1980 ; Yang, 1986 ; McCann, 1990) ; très fréquent dans le Silurien (Wood & Smith, 1959 ; Webby, 1969 ; Crimes & Crossley, 1991 ; Benton, 1982 ; Pickerill & Harland, 1988 ; Yang & Hu, 1992) ; Dévonien (Seilacher, 1964) ; Carbonifère (Pfeiffer, 1968). Les graphoglyptides ont été observées même dans les dépôts d'eau profonde actuels (Rona & Merrill, 1978 ; Ekdale, 1980, 1985 ; Gaillard, 1991).

VIII - IMPLICATION TECTONO-EUSTATIQUE

Par sa position pré-saharienne, l'Ougarta se caractérise par une instabilité ou la subsidence est très importante (Marhouma et Tamtert) (Fig. 33) ce qui engendre par conséquent, le soulèvement du secteur de Ouarourout, offrant ainsi une structure en semi-horst et semi-graben (Fig. 33). Cette instabilité est connue depuis le Silurien jusqu'au Strunien (Benhamou & al., 2004) où le paroxysme de ces mouvement atteint son apogée au Famennien terminal. Les événements caractéristiques d'écoulements en masse (**FO**, olistolithes) sont dus à l'activité de failles d'escarpement qui génèrent les dépôts turbiditiques. Le mécanisme qui déclenche l'effondrement de grandes masses de matériel silico-clastique à caractères turbiditiques est dû probablement aux mouvements brusques de failles qui ont joué pendant la surrection de l'orogénèse hercynienne.

Il ne faut pas également négliger que cette période est caractérisée par des changements majeurs du niveau marin qui a induit des événements catastrophiques provoquant un impact direct sur les extinctions en masse (Sandberg & al., 2002). Le

Famennien terminal est réputé par une régression généralisée due probablement à une glaciation dans l'hémisphère sud du globe, interrompue par quatre transgressions en période interglaciaire. Ces changements climatiques engendrent une culmination des conditions stressantes environnementales. Une chute graduelle du niveau marin coïncide avec la zone V qui voit l'arrivée épisodique de tempestites distales (secteur de Ouarourout) et de turbidites distales associées à des hémipélagites dans un contexte de bas niveau précoce (axe Marhouma-Tamtert). La chute du niveau marin se poursuit sous les grès à slumps, à débrites, et l'effondrement est clôturé par une surface de régression maximale (sommet du membre inférieur des "Grès de Marhouma").

IX) - CONCLUSION GENERALE

La succession des terrains sédimentaires dévoniens est contrôlée par des paléoenvironnements changeant dans l'espace et dans le temps, dus probablement en partie à des instabilités tectoniques et des fluctuations du niveau marin. Dans l'ensemble, la succession des "Argiles de Mahouma" et les "Grès de Ouarourout" sont caractérisés par une séquence bathydécroissante. Les figures sédimentaires, les traces organiques, le système de chenalisation confirment la tendance à la diminution de profondeur.

Au dessus des calcaires griottes de la zone III et IV à très grande extension géographique, pouvant servir de repère commode pour les corrélations dans tous la Saoura, les coupes des formations qui intéressent les zones V et VI sont très variées du NW au SE. La série la plus complète et la plus ou moins continue semble être celle de Marhouma (Fig. 33).

Cette formation détritique est très riche en traces fossiles telles que : les *Nereites*, *Neonereites*, *Megagraption*, *Protopaleodictyon*, *Dendrotichnium*, *Chondrites* (Seilacher, 1963, 1964; 1970 ; Pfeiffer, 1968 ; Pickerill, 1980 ; Crimes & Crossley, 1991 ; Benton, 1982 ; Crimes & Anderson, 1985 ; Pickerill & Harland, 1988 ; McCann, 1990 ; Yang & Hu, 1992 ; Uchman, 1995, 1998 ; Tunis & Uchman, 1996, 2004). Toutes ces traces sont la preuve d'une bathymétrie assez importante ; elles s'associent pour former l'ichnofaciès à *Nereites* dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert. Alors que dans le secteur de Ouarourout vu le contexte sédimentologique (**FTD, FTPE, FTP**) et la rareté de ces traces, qui sont remplacées par une autre variété (*Torrowangea*, *Ispichnica*, *Palaeophycus* et *Thalassinoides*) favorise l'idée d'un ichnofaciès moins profond que le précédent, il s'agit de l'ichnofaciès à *Cruziana* (distal, proximal) (Fig. 33).

Avec la zone V, s'installe un régime profond avec des décharges turbiditiques qui entrecourent des hémipélagites de l'ichnofaciès à *Nereites* en période de chute du niveau marin. Le membre inférieur des "Grès de Marhouma" correspondent au PBN. Ce faciès peut être considéré comme l'ichnofaciès à *Zoophycos*.

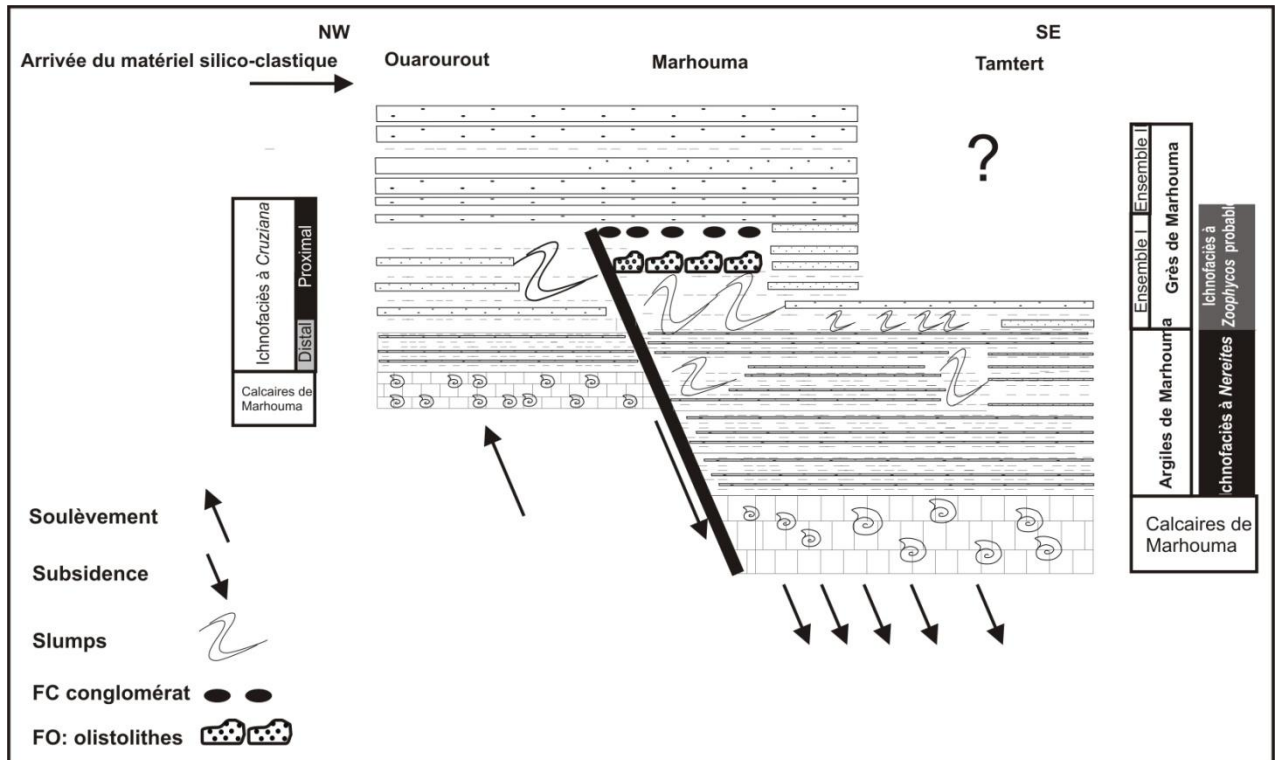


Fig. 33 : Evolution géodynamique (semi-horst et semi-graben) et ichnofaciès de la série famennienne de la Saoura.

L'étude ichnologique du Famennien terminal de la Saoura, montre que la distribution des traces fossiles est régie par plusieurs paramètres : tectonique (soulèvement ou subsidence), paléobathymétrie, oxygénation, cohérence du substrat, l'énergie hydrodynamique, le taux et la taille des sédiments alimentant ce bassin et la turbidité des eaux. Enfin, le facteur climat a probablement joué un rôle non négligeable dans cette distribution. Plusieurs auteurs n'écartent pas la possibilité de l'influence de la période glaciaire dans le Gondwana.

INTRODUCTION

Les études antérieures ayant abordé les aspects paléoenvironnementaux des "Argiles de Saïda" mentionnent l'outil ichnologique que superficiellement. L'objectif de cette étude est de donner une perspective ichnologique et sédimentologique détaillée de la formation dans le secteur du Djebel Brame. Le Callovo-Oxfordien est représenté par la "Formation des Argiles de Saïda", qui se présente sous forme d'une alternance rythmique et monotone d'argiles et de bancs gréseux. Elle a été définie dans la localité de Cacherou (Sidi Kada, SE de Mascara) (Atger & Verdier, 1965 ; Auclair & Biehler, 1967). Elle peut être corrélée avec les "Grès de Sidi Saâdoun" et la partie inférieure des "Argiles de Faïdja" (domaine pré-atlasique) (Mangold & *al.*, 1974 ; Benest & *al.*, 1995). Cette formation est connue également dans les Monts d'Oujda (Maroc) constituant la terminaison occidentale du domaine tlemcenien et elle s'étend jusqu'à la région de Frenda (Tiaret) vers l'Est.

Cette formation a fait l'objet de plusieurs études lithostratigraphiques et paléoenvironnementales. Elle est considérée comme un dépôt flyschöide, mis en place dans un contexte marin peu profond (Lucas, 1942-1952). Augier (1967) définit cette formation dans un contexte deltaïque à influence intertidal ; alors que Delfaud (1973) suggère une ressemblance avec le continental intercalaire distal (Sahara). Dans une étude synthétique, Mangold & *al.* (1974) placent cette formation dans un environnement de dépôt infratidal peu profond (absence d'indices d'émersion). Cette entité possède une grande affinité sédimentologique (lithologie, séquences, courantologie, pente) avec les flyschs externes jurassiques d'Afrique du Nord. Du point de vue paléogéographique, Elmi & Benest (1978) suggèrent que la formation des "Argiles de Saïda" est le résultat d'une tentative d'installation d'un régime turbiditique, la différenciation du sillon n'ayant jamais atteint le stade favorable au développement de vraies turbidites. Bouterfa (1999) proposa un environnement de cône détritique sous marin.

I) - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

A) - Situation Géographique

Le Djebel Brame constitue l'extrême partie orientale du domaine tlemcenien (Fig. 34A ; Elmi, 1978 ; Wildi, 1981). Ce domaine est situé entre l'Atlas tellien au Nord et les Hauts-Plateaux oranais au Sud.

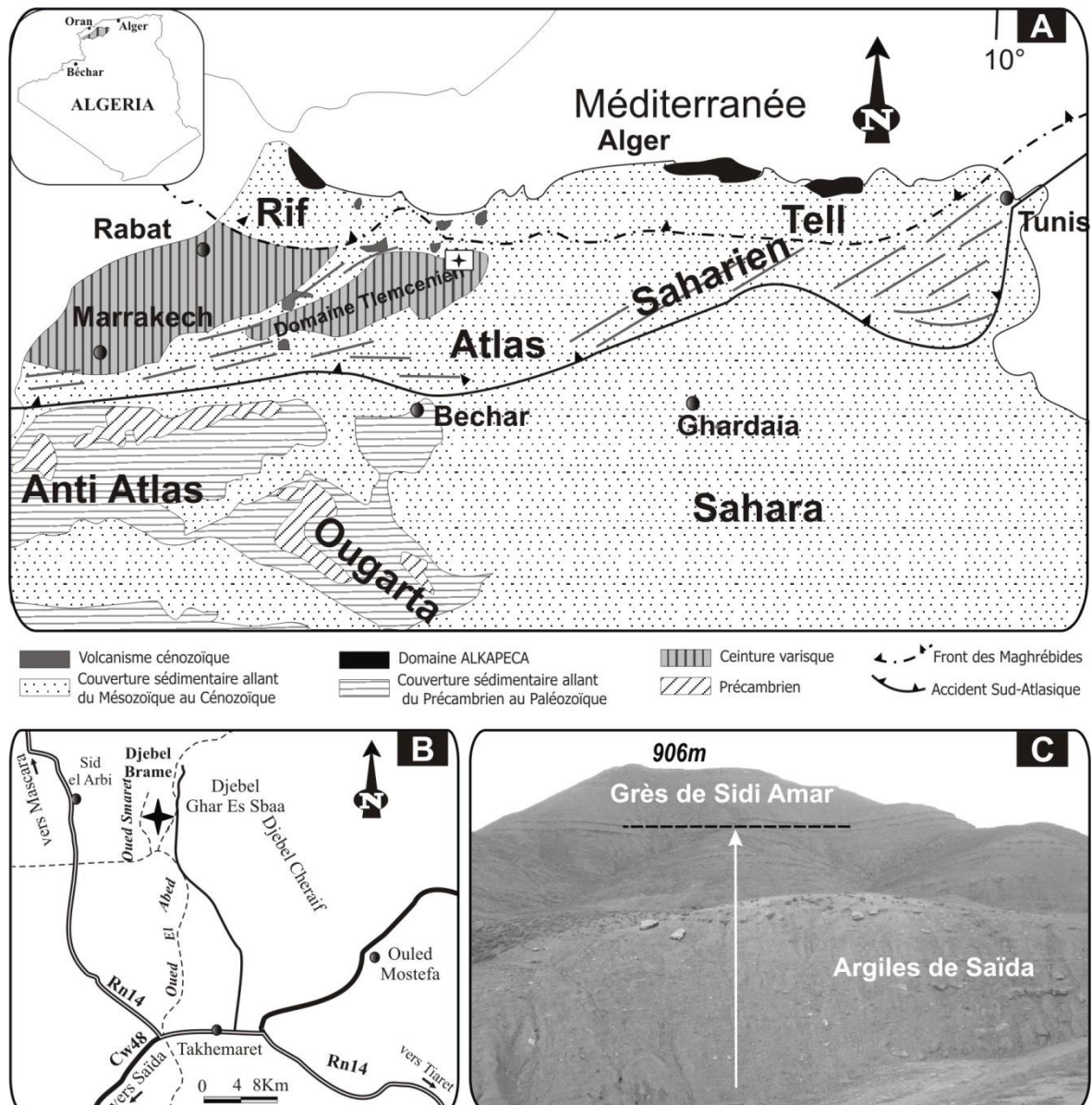


Fig. 34. - Localisation du domaine tlemcenien dans le cadre général (A) ; localisation (B) et illustration photographique du Djebel Brame (C).

Il correspond à une large bande, approximativement orientée Ouest-Est, faite de terrains s'étendant de la frontière algéro-marocaine jusqu'au Sud de la ville de Tiaret. Le Djebel Brame culminant à 906m (Fig. 34C) se localise à 21km au Nord de la ville de Takhemaret (Tiaret, Algérie du Nord) et à 8km à l'Est de Hadj El Arbi (Fig. 34B). La coupe a été levée sur le flanc Ouest de ce monticule, plus précisément le long de Chaâbet El Smaret.

B) - Cadre géologique local (Fig. 35)

La géologie de l'Algérie Nord-occidentale est marquée par des séries sédimentaires complètes, allant du Primaire jusqu'au Quaternaire. Le domaine tlemcenien est constitué plusieurs chaînes montagneuses alignées d'Ouest en Est ; Monts de Ghar Roubane ; Monts de Tlemcen ; Monts de Daïa ; Monts de Saïda ; Monts de Tiaret-Frenda. Ce domaine paléogéographique montre une sédimentation silico-clastique (Callovo-Oxfordien-Kimméridgien inférieur) probablement d'origine saharienne (Ouardas, 1983).

Les Monts de Saïda (région d'étude) montrent une histoire géologique complexe, allant du Paléozoïque (môle de Tiffrit) jusqu'au Cénozoïque. A partir des anciens travaux on a pu établir la succession des formations suivantes (Fig.35):

a) - Les "Couches du Ben Kmer" (70 m en moyenne) (Elmi, 1972) : le sommet de cette formation est attribué au Bajocien supérieur. Elle correspond à un ensemble argilo-calcaire bleuté, surmontant une alternance de marnes et des bancs calcaires argileux.

b) - Les "calcaires microgréseux" (30 à 40 m): cette formation est attribuée également au Bajocien supérieur, elle se compose de bancs grésopelitiques à patine ocre.

c) - Les "brèches phosphatées et ferrugineuses à ammonites" (20 à 30 m) (Lucas, 1952) : elle est d'âge Callovien inférieur, il s'agit principalement de structures stromatolithiques de grande dimension (Ouardas, 1983).

d) - Les "Argiles de Saïda" (280 à 350 m) (Fig. 35): elle a été définie dans la région de Cacherou (Sidi kadda, SE de Mascara) par Atger et Verdier (1965). Cette formation se présente sous forme d'une alternance de bancs gréseux et d'assises marno-argileuses attribuée stratigraphiquement au Callovo-Oxfordien (Lucas ; 1942, 1952 ; Atger & Verdier, 1965 ; Auclair & Biehler, 1967 ; Delfaud, 1973 ; Mangold & *al.*, 1974 ; Elmi & Benest, 1978).

Les travaux de Mangold & *al* (1974) ont montrés que la base des "Argiles de Saïda" est hétérochrone dans tout le domaine des Hautes plaines. Elle est plus précoce de l'Ouest vers l'Est. Dans les Monts de Ghar Roubane (Elmi & Benest, 1978), la sédimentation débute dès le Callovien inférieur. Par contre, dans la région de Saïda, elle ne commence qu'à partir du Callovien moyen. Ces précisions récentes sont conformes aux conclusions de Lucas

(1952) qui considérait que le môle de Tiffrit a résisté plus longtemps à l'enfoncement que son homologue occidental de Ghar Roubane.

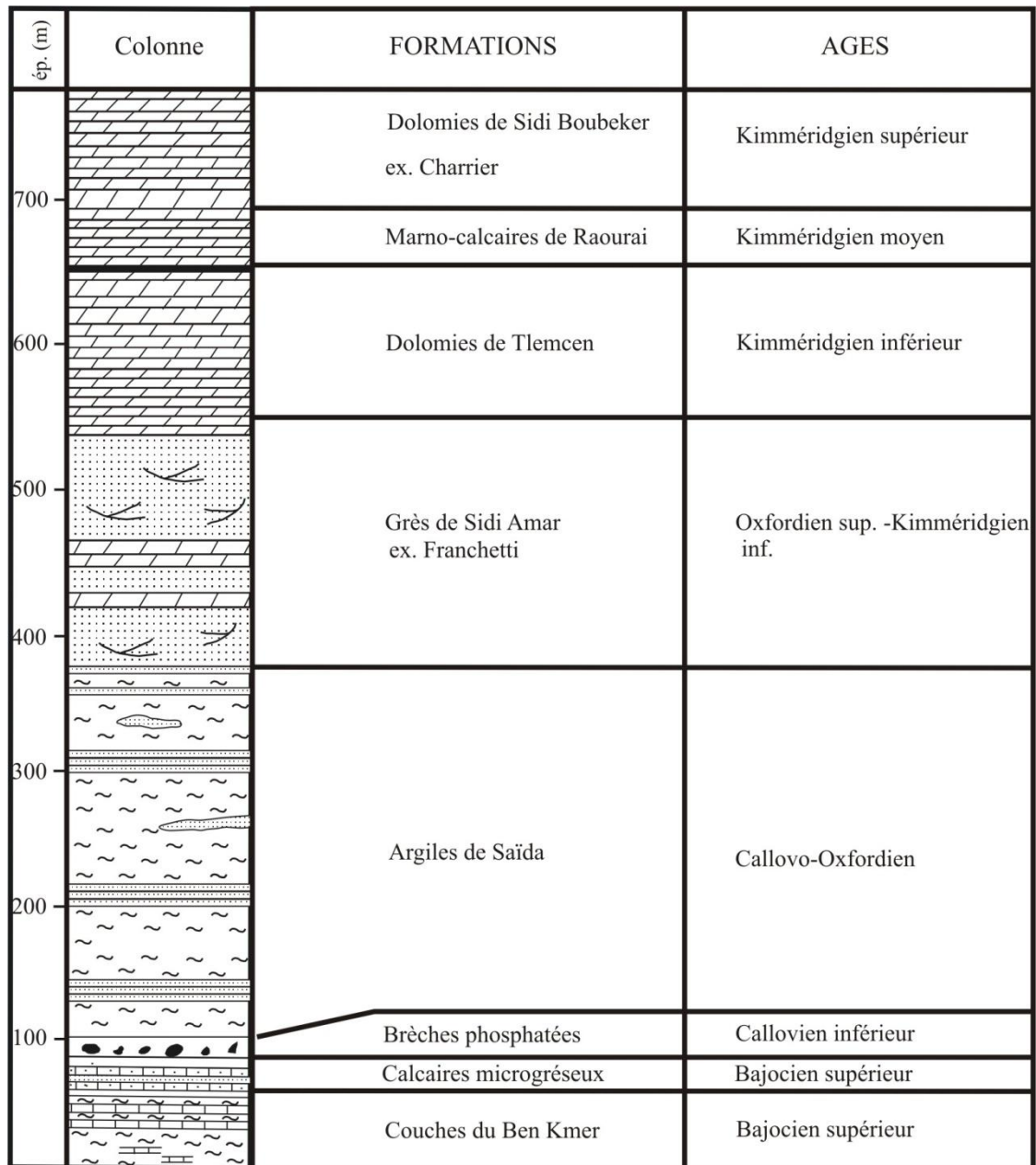


Fig. 35 : Série synthétique des Monts de Saïda (Bajocien supérieur-Kimméridgien supérieur ; Ouardas, 1983).

e) - Les "Grès de Sidi Amar" (ex. Franchetti) (100 à 200 m): c'est encore à Pomel (1888, 1899) et Pouyanne (1877) que l'on doit la délimitation de cette formation (*in* Ouardas, 1983) définie pour la première fois dans les environs de Tlemcen et ensuite dans la région de Sidi Amar (à 25 km, au Nord de la ville de Saïda).

Cette entité lithostratigraphique montre des niveaux lenticulaires de grès friables à litages obliques avec quelques intercalations d'argiles verdâtres ou rougeâtres.

En fonction de la localité, cet ensemble détritique montre des appellations diverses : "Grès Lusitaniens" (Lucas, 1942, 1952) ; "Série gréseuse du Terni-Mazgout" (*in* Ouardas, 1983); "Grès de Franchetti" (Augier, 1967) ; "Grès de Sidi Amar" (Perriaux & Ouardas, 1983 *In*. Ouardas, 1983).

La partie sommitale des "Grès de Sidi Amar" renferme des passées calcaires néritiques bien décrites par Lucas (1942) dans les Monts de Ghar Roubane. Auclair & Biehler (1967), les signalent, également, au col de Zarifet, près de Tlemcen. Ces derniers auteurs mentionnent la présence, d'oolithes, des gastéropodes, des échinodermes, des lamellibranches, des polypiers, des algues, et des foraminifères.

La limite supérieure de cet ensemble se place sous les premiers niveaux carbonatés des "Calcaires de Zarifet" (Benest, 1972), quand ils sont individualisés des "Dolomies de Tlemcen" (c'est le cas le plus fréquent dans les Monts de Saïda).

L'âge de la formation ne peut être précisé dans la région de Saïda où elle débute au dessus de niveaux fossilifères de l'Oxfordien inférieur. Par contre, à l'Ouest des Monts de Saïda, Doumergue (1910) attribue cet ensemble silico-clastique au Séquanien. Lucas (1952) & Chaumeau (1956) le date du Lusitanien, grâce à leur faune de polypiers, lamellibranches, brachiopodes et échinides recueillie dans les calcaires et les dolomies, mais il s'agit d'une faune de faciès ayant vécu aussi bien au Lusitanien qu'au Kimméridgien.

La limite stratigraphique supérieure n'est pas précise, puisque le sommet de la formation ne peut être distingué du Kimméridgien.

f) - Les "Dolomies de Tlemcen": (150 m environs) (Doumergue, 1910) elle forme un ensemble dolomitique massif calcaire à la base, épais de 150 m environ dans la région de Saïda. On peut parfois individualiser un ensemble basal ou "Calcaire de Zarifet", (Benest, 1972) ou "Calcaires bleus à géodes", (Doumergue, 1910) et une assise terminale ou « Calcaire de Stah » (Benest, 1972). Doumergue (1910) date ces dolomies du Kimméridgien inférieur.

g) - Les "Marno-calcaires de Raourai": épais de 5 à 80 m dans la région de Saïda, sont représentés par 1 m de marne et 5 m de dolomies argileuses vertes à roses. La faune trouvée par Doumergue (1910) indique un âge de Kimméridgien moyen.

h) - Les "dolomies de sidi Boubekeur": (ex. Charrier) (100 m) forment un ensemble dolomitique, massif généralement calcaire à la base et puissant de 80 m environs dans la région de Saïda. Ces dolomies sont attribuées au Kimméridgien supérieur par Doumergue (1910).

II) - LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans le cadre d'une étude détaillée du Callovo-Oxfordien du Djebel Brame, la "Formation des Argiles de Saïda " est caractérisée par une alternance argilo-gréseuse offrant un rapport grès/argiles faible à la base et argilo-gréso-carbonaté au sommet. Elle s'achève dès l'apparition de la première barre gréseuse à stratifications entrecroisées majeures qui annonce le début de la "Formation des "Grès de Sidi Amar". La série exposée a été subdivisée en deux ensembles bien distincts, en fonction de la prédominance de chaque type faciès (Fig. 36) :

A) - Ensemble I : Argilo-gréseux (210m) (Fig. 36A, B et C)

Cet ensemble est constitué d'une alternance rythmique d'argiles verdâtres, avec des niveaux gréseux micacés, d'épaisseur centimétrique stratocroissants et granoclassés. La structure interne des niveaux gréseux s'exprime par un litage plan et parallèle, ou faiblement ondulé et un litage entrecroisé et/ou en mamelon (*Hummocky Cross-Stratification, HCS* ; Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980), un litage de rides grimpantes "*climbing ripple lamination*" ou oblique de rides de courant unidirectionnel, qui peut être affecté par des déformations synsédimentaires "*convolute lamination* " et des figures d'échappements de fluides (Fig. 38C et D).

La surface sommitale des bancs peut être modelée par des rides lingoïdes, associées parfois à des traces d'organismes.

La surface basale de la plupart des bancs gréseux sont parfois irrégulière (ravinante) ; elle comporte de nombreuses ichnofossiles associés ou pas à des figures d'affouillement (*Flute casts*) et d'objets traînés (*Groove casts*).

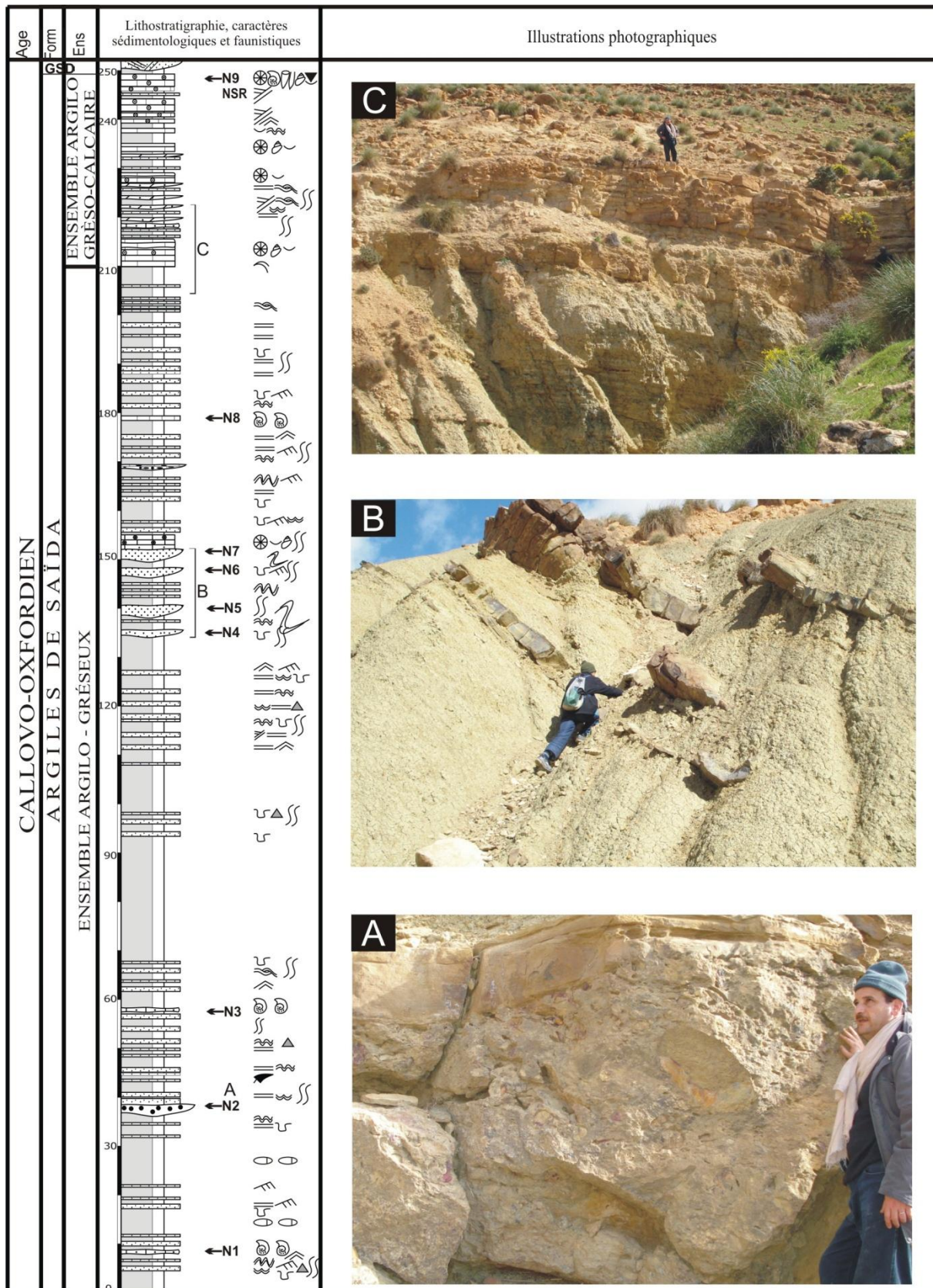


Fig. 36 : Coupe lithostratigraphique de la formation des "Argiles de Saïda" montrant la succession des deux ensembles.

Certaines strates gréseuses montrent une évolution verticale semblable à celle de la séquence de Bouma (1962). Elles montrent généralement des suites tronquées ou rabougries (T_{a-b-c} , T_{b-c} , T_{a-b} , T_{a-b-e} et $T_{a-b-c-e}$).

Les laminations sont parfois limitées par des surfaces de réactivation. De plus en plus vers le haut, apparaissent des chenaux gréseux, slumpés, à base nette et/ou érosive et de faible extension latérale (Fig. 38A et B). Certaines strates gréseuses qui s'insèrent dans la partie médiane de ce premier ensemble, présentent à leur interface un granoclassement positif.

Des structures événementielles peuvent être signalées et elles sont documentées par des corps conglomératiques hétérogènes et hétérométriques à extension limitée (Fig. 36A ; Fig. 37A). Des niveaux à *Septaria* et l'apparition des niveaux carbonatés ferrugineux sont très localisés renfermant des ammonites (Fig. 37B).

B) - Ensemble II : Argilo-gréseux-carbonaté (40m).

Il débute par des niveaux repères calcaires rapprochés s'épaississent et participent à l'édification d'une barre massive d'une dizaine de mètres (Fig. 36C) ; ils renferment de rares faunes (oursins, Fig. 37D, bivalves, gastéropodes, Fig. 37C). Cet ensemble montre une alternance gréseuse à la base devenant carbonatée au sommet. Les bancs gréseux sont parfois massifs à stratonomie décroissante alternés avec des combes d'argiles de couleur verdâtre ou versicolore. Les niveaux gréseux sont blanchâtres ou beige-clair, plus tendre, à matrice argileuse ou argilo-dolomitique très riche en stratifications parallèles, entrecroisées, obliques et/ou mamelonnées (*HCS*) (Fig. 39B) et des litages de rides grimpantes. Il est à noter que la bioturbation est beaucoup plus rare en comparaison avec l'ensemble précédent, mis à part quelques terriers à dimension importante. La partie médiane de cet ensemble apparaît un niveau à surface supérieure craquelée (*mud crack*) (Fig. 39C). Les fentes sont colmatées par une argilite.

La variation lithologique est progressive passant d'un grès à un grès-carbonaté puis aux carbonates. Ces derniers sont composés d'oolithes avec des oncolithes s'organisant en lits et ils sont très riches en bioclastes (Fig. 37C). Vers le sommet, apparaissent trois niveaux de calcaires bréchiqes à faunes très variées (polypiers solitaires, oursins, brachiopodes, gastéropodes, tiges de crinoïdes, radioles et serpulidés) associées à une faune pélagique (bélemnites, ammonites). Ce niveau donne la particularité et l'aspect d'un corps subrécifal (Auclair & Biehler. 1967) qui s'étale latéralement.

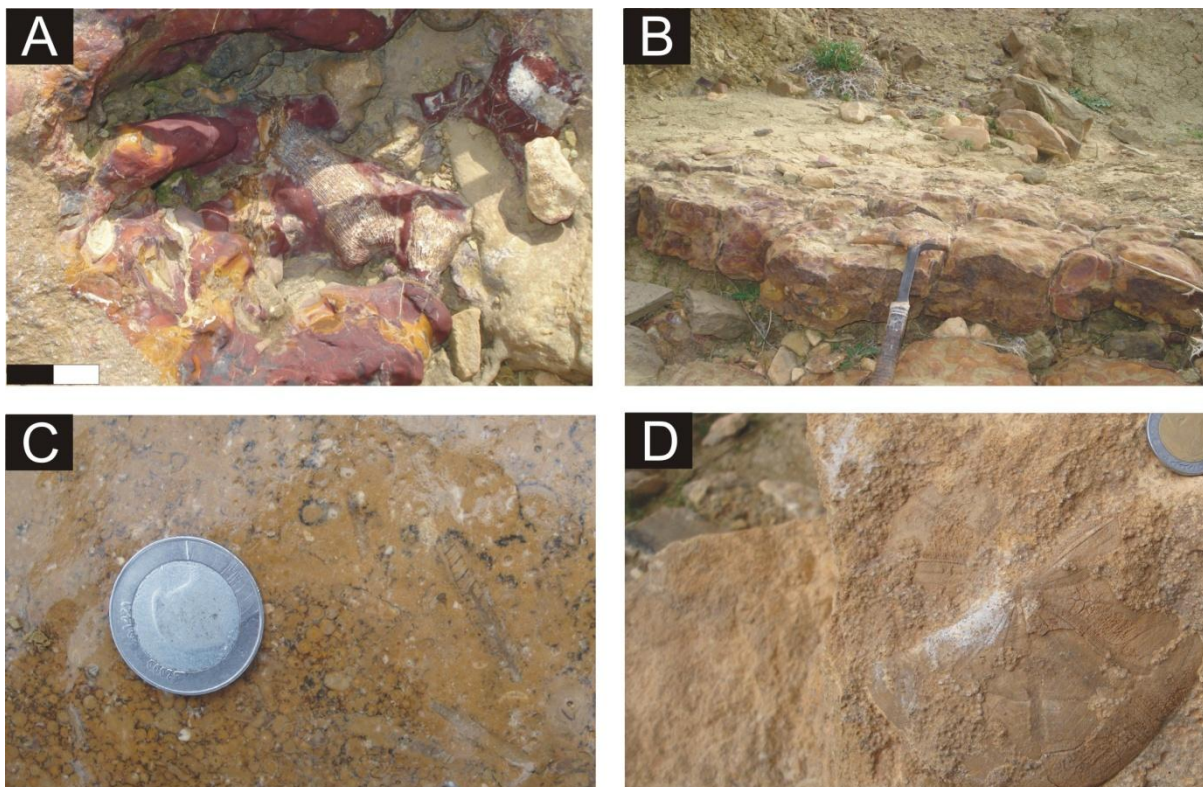


Fig.37 : Caractéristiques de l'ensemble inférieur de la formation des "Argiles de Saïda". éléments remaniés (polypiers et galets de nature et couleur différente) dans le niveau conglomératique chenalisé (A), le premier niveau calcaire pseudonoduleux ferrugineux à ammonites (N1) (B), le niveau de calcaire à oolithes et bioclastes de l'ensemble supérieur (C), oursin récolté au dessus des quatre niveaux chenalisés (N4, N5, N6, N7) (D) (barre : 5cm, monnaie : 2,5cm, marteau : 25cm).

III) - FACIES ET ENVIRONNEMENTS

La formation des "Argiles de Saïda" est caractérisée, dans le Djebel Brame par une alternance argilo-gréseuse offrant un rapport sables/argiles faible à la base, passant à un ensemble argilo-gréso-carbonaté au sommet. Elle s'achève dès l'apparition de la première barre gréseuse majeure à stratification entrecroisée qui annonce le début de la formation des "Grès de Sidi Amar".

A) - Ensemble I : Argilo-gréseux (Fig. 36).

L'ensemble inférieur argilo-gréseux de la formation est caractérisé par des niveaux gréseux fins et silteux parfois granoclassés (granoclassement normal). L'épaisseur des bancs est généralement centimétrique, à l'exception du niveau conglomératique chenalisé à flot de débris (1,20m) (N2 ; Fig. 36A et Fig. 37A). Ce niveau est hétérométrique et polygénique. Les semelles des bancs sont généralement caractérisées par des "*Flute casts*" et "*Groove casts*" témoignant d'une érosion par des courants.

La plupart de ces bancs silico-clastiques s'organisent en un motif répétitif, massif à la base et présentant des lamines planes, parallèles et/ou ondulées au sommet. Parfois, s'observent aussi des litages de rides complexes (Fig. 38B), des figures d'échappement de fluide (Fig. 38D) et des lamines convolutées (Fig. 38A). Il existe au sein de cette première alternance trois niveaux carbonatés ferrugineux, pseudonoduleux et riches en ammonites (N1, N3, N8 ; Fig. 36). En dessous du troisième niveau fossilifère (N8), apparaissent quatre niveaux gréseux chenalisés, dont la surface basale est fortement bioturbée (N4, N5, N6 et N7 ; Fig. 36).

Les grès massifs et les lamines parallèles et convolutées sont interprétés comme étant des dépôts turbiditiques correspondant à des séquences généralement tronquées ou rabougries (Fig. 38A et B). La majeure partie des niveaux gréseux sont caractérisés par les termes T_{abc} T_{bc} , alors que les bancs à texture fine de type siltite sont dominés par des séquences de type T_c ou T_{bc} . Cet ensemble est également caractérisé par des litages de rides et des stratifications entrecroisées et en mamelons (*HCS* ; Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980) qui pourrait suggérer un dépôt au-dessus de la limite d'action des tempêtes (LAT).

Dans la partie sommitale des niveaux turbiditiques, les grès à litages ondulés associés à des litages de rides complexes et les lamines parallèles ondulées témoignent que ce matériel turbiditique a été déposé par des courants forts.

Le phénomène hydrodynamique plaide en faveur de la proximité d'une zone de transit sédimentaire. Les lamines convolutées indiquent un dépôt rapide gorgé d'eau pendant sa mise en place. Elles peuvent être engendrées par plusieurs facteurs : fort taux de sédimentation ; échappement d'eau au cours de la compaction (Postma, 1983, Pattison, 2005) ; pente faible, capable d'engendrer des "*Convolute bedding*" ; tectonique synsédimentaire ou activité sismique produite dans le bassin de dépôt (Postma, 1983).

Cet ensemble inférieur essentiellement argileux interrompu par des bancs gréseux, riche en matériel gréseux est dépourvu de structures générées par les vagues ce qui implique une mise en place au-dessous de la limite d'action des vagues (LAV). Cet ensemble est caractérisé par la présence de la production carbonatée et il offre généralement une faible diversité de traces fossiles. Les faciès reconnus dans la succession résultent de l'interférence de trois régimes hydrodynamiques différents : écoulement gravitaire (turbiditique), courant unidirectionnel, vagues de tempêtes.

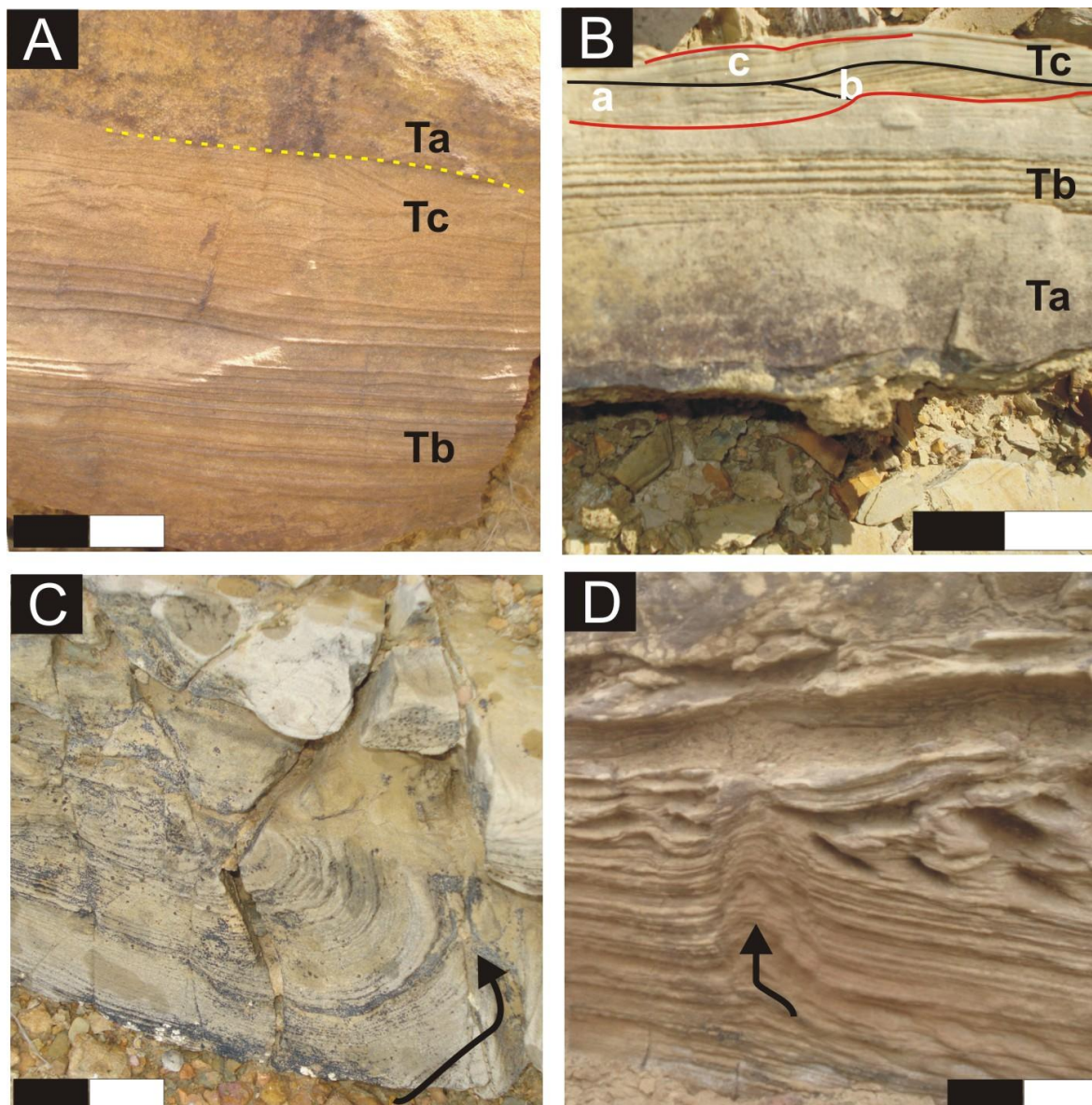


Fig. 38. - Structures sédimentaires du membre inférieur argilo-gréseux de la formation des "Argiles de Saïda" (échelle 5cm), - Séquences de Bouma (A et B) montrant les termes basaux (**a** massif, **b** lamines parallèles, **c** convolutes ou litage de ride complexes) - Structures de glissement (C) et d'échappement de fluides (D).

Ces cortèges plaident en faveur d'un milieu turbulent (Reineck & Singh, 1980, Pattison, 2005), traduisant un milieu à hydrodynamisme mixte, peut être influencé par l'action des tempêtes.

B) - Ensemble II : Argilo-gréseux-carbonaté

Le matériel silico-clastique de l'ensemble supérieur s'empile en bancs d'ordre centimétrique à décimétrique où la structure interne est généralement caractérisée par des

litages de rides chevauchantes (Fig. 39A). Leur formation nécessite une charge très élevée de sédiment en suspension qui dépasse le dépôt des sédiments en traction (Harms & *al.*, 1982).



Fig. 39. - Structures sédimentaires de l'ensemble supérieur argilo-gréseux-carbonaté. Rides chevauchante (A), lamines entrecroisées en mamelon (B), fentes de dessiccation (C), (échelle 5cm).

Ce litage est souvent associé à des stratifications entrecroisées en mamelon (*HCS*) (Fig. 39B) qui passent vers le sommet à des stratifications entrecroisées de grande ampleur. Cette succession reflète typiquement une plate-forme à influence de tempêtes.

Les figures de glissement syn-sédimentaire sont rares. Vers le sommet, les carbonates se caractérisent généralement par un faciès mixte oolithique et micritique.

Les dépôts d'épaisseur centimétrique sont caractérisés par un litage bien marqué, correspondant à une succession de lamines alternativement oolithiques et micritiques. Vers la fin de ce deuxième ensemble, les niveaux carbonatés deviennent bioclastiques. Il s'achève par l'installation de trois bancs bréchiques riches en faunes benthiques et pélagiques caractérisant le "Niveau subrécifal" (N9 ou *NSR*) décrit par Auclair & Biehler, (1967). A partir de ces critères, on peut suggérer une bathymétrie faible pour cet ensemble atteignant parfois même l'émersion (*mud-cracks*) (Fig. 39C). Cela suggère un environnement de dépôt proximal "*Shoreface*" soumis à l'influence des tempêtes.

IV) - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES

Dans le secteur de Djebel Brame, la formation des "Argiles de Saïda" révèle d'assez nombreuses traces fossiles qui y comptent onze ichnogènes bien caractérisés. L'ensemble inférieur argilo-gréseux à cachet turbiditique fin perturbé par quelques arrivées grossières (conglomérats à *débris flow*) (N2 ; Fig. 36A ; Fig. 37A) présente une diversité notable de traces fossiles (Fig. 45). Il est caractérisé par l'assemblage suivant (les ichnogènes sont présentés dans un ordre alphabétique):

- *Bergaueria* Prantl 1945 (Fig. 40A et B).

Ce sont des traces préservées à la semelle des bancs turbiditiques surtout dans la partie basale du premier ensemble. Elles ont une forme cylindrique, lisse, à terminaison arrondie souvent percée d'un petit cratère. Elles sont perpendiculaires au plan de stratification. *Bergaueria* est probablement une trace de repos ou d'habitat d'organisme suspensivore (Fürsich, 1975). Il s'agit probablement d'anémone de mer (Prantl, 1945, Pemberton & al., 1988). Cette trace est connue à des profondeurs faibles (Crimes & Anderson, 1985) ou importantes (flyschs) (Ksiazkiewicz, 1977, Uchman, 1998).

- *Chondrites*. Von Sternberg 1833

Ce sont de petits terriers ramifiés observés au sein des bancs constitués de nombreuses branches courtes et de faible diamètre (1mm). Les *Chondrites* du secteur d'étude sont peu fréquents dans la partie basale de la coupe et sont associés à des bancs massifs turbiditiques, à lamines parallèles et convolutées précédant le niveau de calcaire ferrugineux à ammonites (N1, Fig. 30 ; Fig. 45). Ils deviennent très fréquents dans la partie médiane de l'ensemble et ils sont présents dans un banc turbiditique fin noirâtre (Fig. 36 ; Fig. 45) qui précède également le troisième niveau à ammonites (N8 ; Fig. 30 ; Fig. 45). Dans cette série, les niveaux à *Chondrites* sont associés aux niveaux à *Neonereites* et *Megagraption*.

- *Diplichnites* (Fig. 40C)

Il s'agit d'une trace bilobée de locomotion (repichnia), de quelques centimètres de long et de 2 à 3cm de large, formée de deux lobes séparés par un interlobe de 1mm de large. Cette trace n'est pas très abondante dans le secteur d'étude ; elle est associée à des rides lingoïdes en surface supérieure du banc.

- ***Megagraption*** Ksiazkiewicz 1958 (Fig. 40D).

Cet ichnogenre se présente sous forme de réseaux composés par de petits terriers (diamètre du terrier est de 1mm) distincts et branchus qui s'organisent pour former des petites mailles incomplètes de l'ordre de 1 à 2cm. Il s'agit d'une trace en hyporelief positif qui marque la partie inférieure des bancs gréseux fins (Fig. 45).

Cette trace est associée à des niveaux turbiditiques fins généralement à lamines parallèles et parfois convolutées. C'est une trace qui caractérise généralement les environnements de pente et bassin (ichnofaciès à *Nereites*) (Uchman, 1995, Uchman & Tchoumatchenco, 2003).

- ***Neonereites*** Seilacher 1960 (Fig. 41A et B).

C'est une trace à aspect de chaînette préservée en hyporelief positif ou épirelief négatif. Elle apparaît sous diverses formes soit bisériée, soit unisériée. Elle représente vraisemblablement un ruban fécal (Uchman, 1995), produit soit par des gastropodes (Richter, 1927), soit par des vers polychètes (Ksiazkiewicz, 1977). Cette trace est observée uniquement à la semelle d'un niveau turbiditique à lamines parallèles situé dans le dernier tiers de l'ensemble basal (Fig. 39).

- ***Nereites***. McLeay 1839 (Fig. 41C)

C'est une trace présentant la forme d'un petit sillon irrégulier, de 2mm de largeur et dont la plus grande observée atteint 8cm de longueur. Elle se rencontre dans la partie sommitale de l'ensemble supérieur. Cet ichnogenre est préservée en épirelief négatif. C'est une trace rare rencontrée dans les niveaux gréseux à dominance argileuse et à lamines parallèles. *Nereites* est communément signalée dans des profondeurs variées, mais aussi dans des dépôts non marins (Ksiazkiewicz, 1977 ; Uchman, 1995 & Uchman & Tchoumatchenko, 2003).

- ***Ophiomorpha*** Lundgren 1891 (Fig. 42A et B)

C'est une trace attribuée à des crustacés qui créent un terrier à paroi munie de pellets préservés en moulage (cavités). Les terriers observés ont un diamètre de 0,8 à 1cm et une longueur de 10cm. Cet ichnogenre est présent en faible proportion surtout à la base des corps gréseux chenalisés (N4, N7 ; Fig. 36 et Fig. 45).

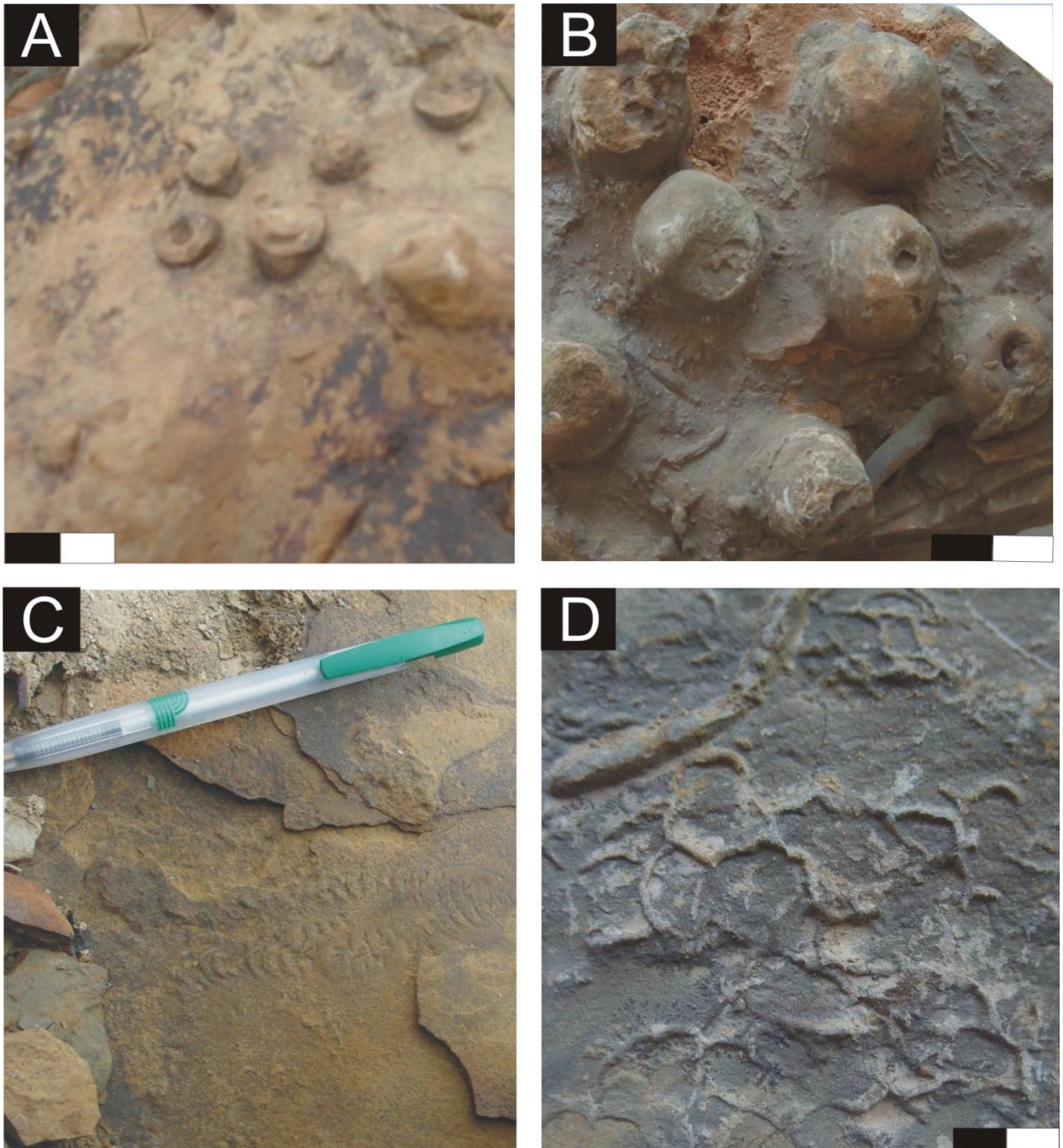


Fig. 40: Traces fossiles de la formation des "Argiles de Saïda". *Bergaueria* (A), (B) détail de A ; *Diplichnites* (C), *Megagraption* (D). Les traces (A, B, D) sont liées à la semelle des bancs turbiditiques de l'ensemble inférieur, la trace C est préservée à la surface supérieure des bancs turbiditique.

Ils sont en association avec *Thalassinoides* et *Palaeophycus*. Cette trace est très souvent observée dans des environnements peu profonds à forte énergie (Pemberton & Frey, 1982 ; Howard & Frey, 1984 ; Frey & Howard, 1985 ; Ekdale, 1988), mais aussi dans les dépôts turbiditiques sableux (Crimes, 1974 ; Ksiazkiewicz, 1977 ; Tunis & Uchman, 1996 ; Uchman, 1995, 1998).

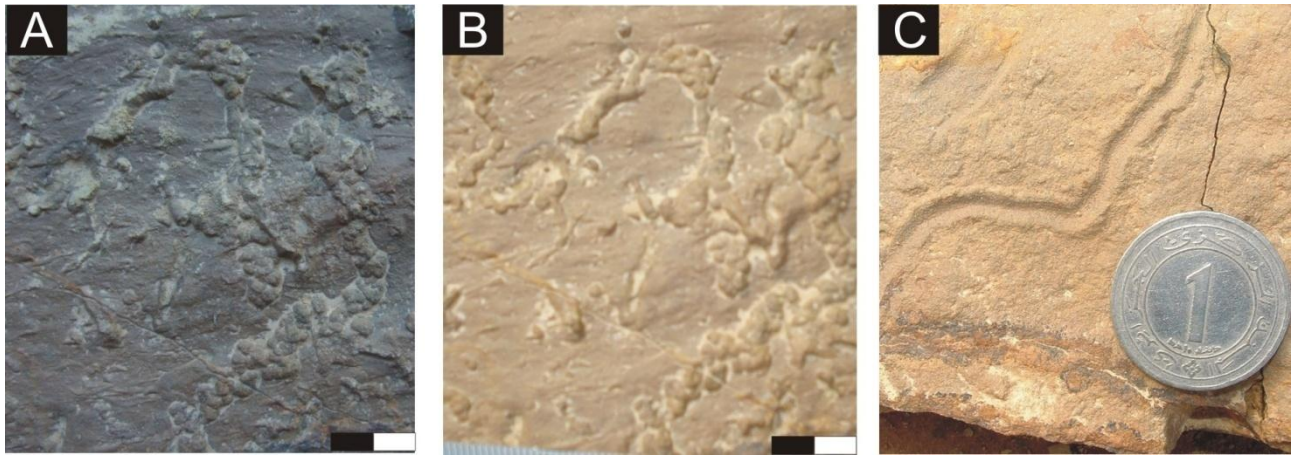


Fig. 41 : Traces fossiles de la partie basale de la formation des "Argiles de Saïda", deux spécimens de *Neonereites* préservés à la semelle des bancs turbiditique (A et B), *Nereites* préservé au sommet du banc (C), (échelle barre de 2,5cm ; monnaie 2,5cm).

- *Palaeophycus* Hall 1847 (Fig. 42C et D).

Ce sont des terriers horizontaux à parois différenciée, de quelques centimètres de long et de 4 à 5mm de diamètre. Ils sont préservés sous forme d'hypichnia dans les bancs gréseux chenalissants plus ou moins grossiers ou sous forme d'épichnia dans les niveaux turbiditiques fins. Il s'agit d'une trace souvent rencontrée en faciès marins peu profonds (Tchoumachenco & Uchman, 2001, Uchman & Tchoumatchenco, 2003).

- *Rhizocorallium* Zenker 1836 (Fig. 43A)

C'est un terrier en U horizontal, ou légèrement incurvé. Cet ichnogenre est préservée en plein relief à remplissage identique à l'encaissant. Cet ichnogenre est généralement interprété de deux manières différentes selon les ichnoespèces : soit comme un terrier d'animal limivore, exploitant efficacement les éléments nutritifs du substrat en progressant régulièrement dans le sédiment (Fursich, 1974, Basan & Scott, 1979, Schlif, 2003), soit comme une trace d'habitation où les "spreite" représentent les différentes étapes de la croissance de l'organisme responsable (Fursich, 1974 ; Schlif, 2003 ; Patel & *al.*, 2009). Cette trace est rare, généralement préservée à la surface supérieure des niveaux gréseux de couleur rougeâtre de l'ensemble supérieur. L'organisme responsable est attribué à un crustacé (Fursich, 1974).

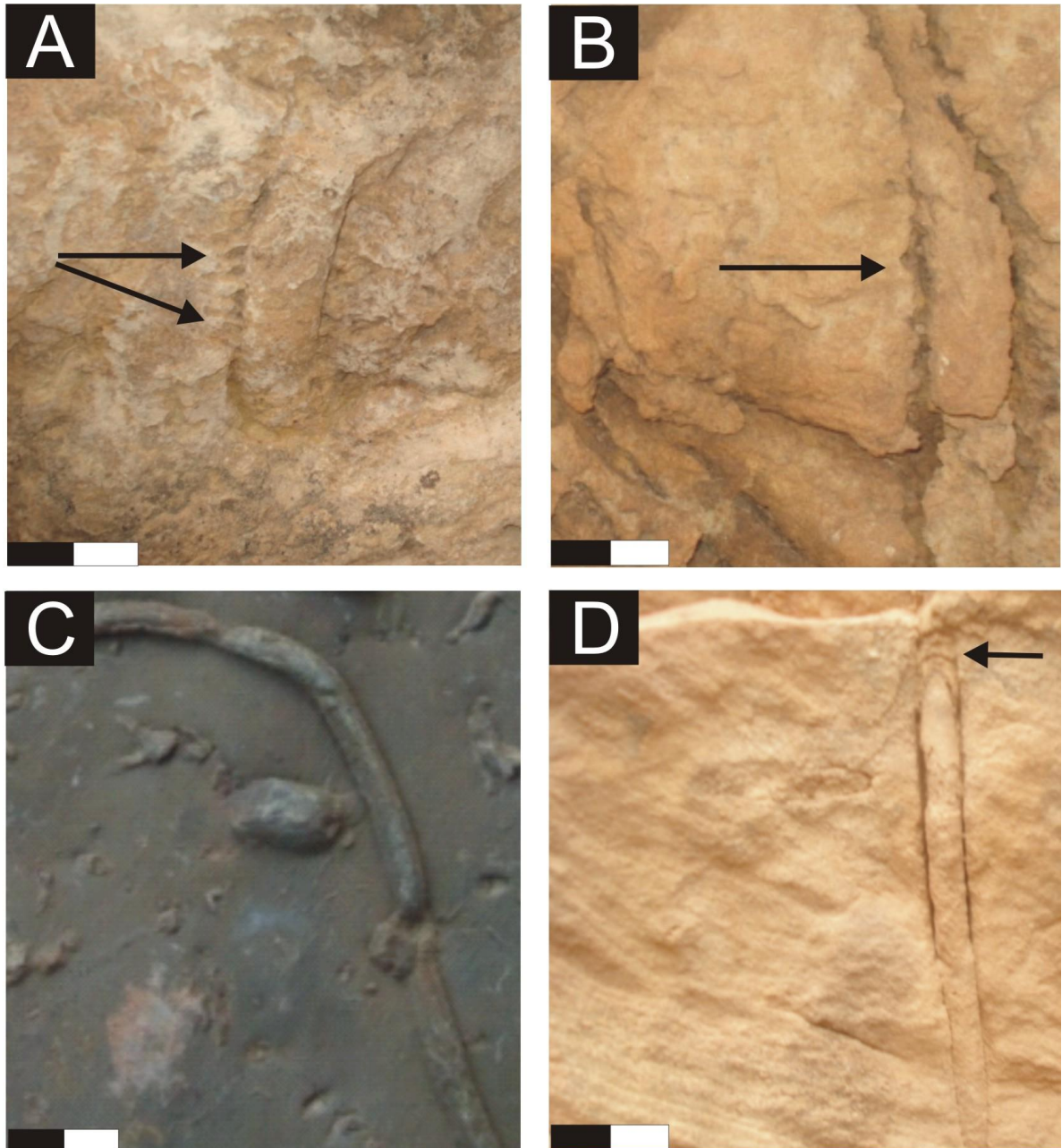


Fig. 42 : *Ophiomorpha* (flèche noire désigne les moulages de pellets) préservé à la semelle des niveaux chenalisés très bioturbés de l'ensemble inférieur (A et B) (échelle : 5cm), *Palaeophycus* (flèche en blanc désigne la paroi) (C et D) (C) préservé à la base des bancs turbiditique et (D) préservé à la semelle des niveaux chenalisés très bioturbés de l'ensemble inférieur (échelle : 5cm).

- *Thalassinoides* Ehrenberg 1944 (Fig. 43B)

Cet ichnogenre correspond à un terrier cylindrique formant un réseau caractérisé par des embranchements en T ou en Y. C'est le terrier le plus répandu dans l'ensemble inférieur. Les dimensions sont variables, atteignant parfois 1,5cm de diamètre et 30cm de long. Il est généralement situé à la semelle des bancs turbiditiques massifs à la base et à lamines planes,

parallèles et ondulées. Il est très abondant à la partie basale des quatre niveaux chenalisants (N4, N5, N6, N7, Fig. 36 et Fig. 45).

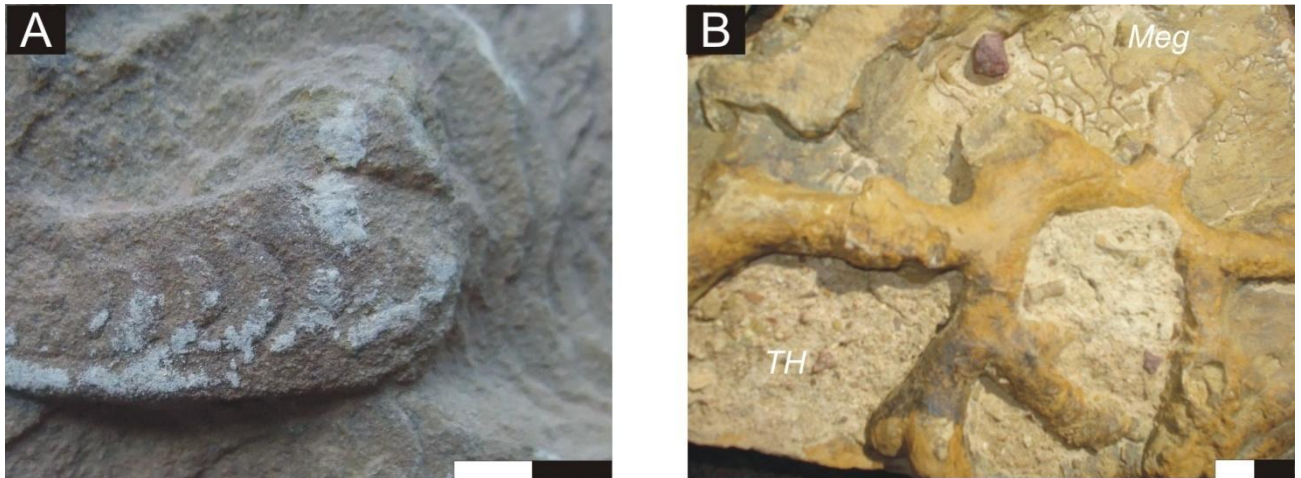


Fig. 43 : Traces fossiles de l'ensemble supérieur de la formation des "Argiles de Saïda", *Rhizocarallium* préservé à la surface sommitale du banc (A), *Thalassinoides* (Th) associé à *Megagraption* (Meg) préservés à la semelle des bancs (B).

A cet endroit, il est associé à *Ophiomorpha* et *Palaeophycus*. *Thalassinoides* est surtout typique d'environnements peu profonds (Palmer, 1978 ; Archer & Maples, 1984 ; Frey & al., 1984 ; Mangano & Buatois, 1991 ; Uchman, 1995). Elles se rencontrent aussi à des profondeurs importantes dans les dépôts turbiditiques sableux (Uchman, 1995 ; Uchman & Tchoumatchenco, 2003 ; Wetzal & al., 2007).

-*Taenidium* Heer 1877 (Fig. 44A et B)

C'est un terrier simple, cylindrique, horizontal, droit à légèrement courbé. Il présente un remplissage en ménisque, le diamètre varie entre 0,5 et 0,8cm alors qu'il atteint plusieurs centimètre de long.

C'est une trace qui caractérise la partie sommitale des bancs ; elle est très fréquente au dessus du premier banc conglomératique chenalisé (N2, Fig. 36 et Fig. 45). Il est en association avec les *Thalassinoides*.

C'est une trace pascichnia due à des organismes vermiformes limivores (D'Alessandro & Bromley, 1987 ; Schlirf, 2003 ; Patel & al., 2009). Cette trace caractérise des environnements différents : shoreface à influence de tempête (Schlirf, 2003) ; ichnofaciès à *Cruziana* (Patel & al., 2009) ; offshore (Frey & Howard, 1985), même continental (fluviale

et lacustre) (Maulik & Chaudhuri, 1983 ; Squires & Advocate (1984) ; Keighley & Pickerill 1994 ; Schlirf & *al.*, 2001).

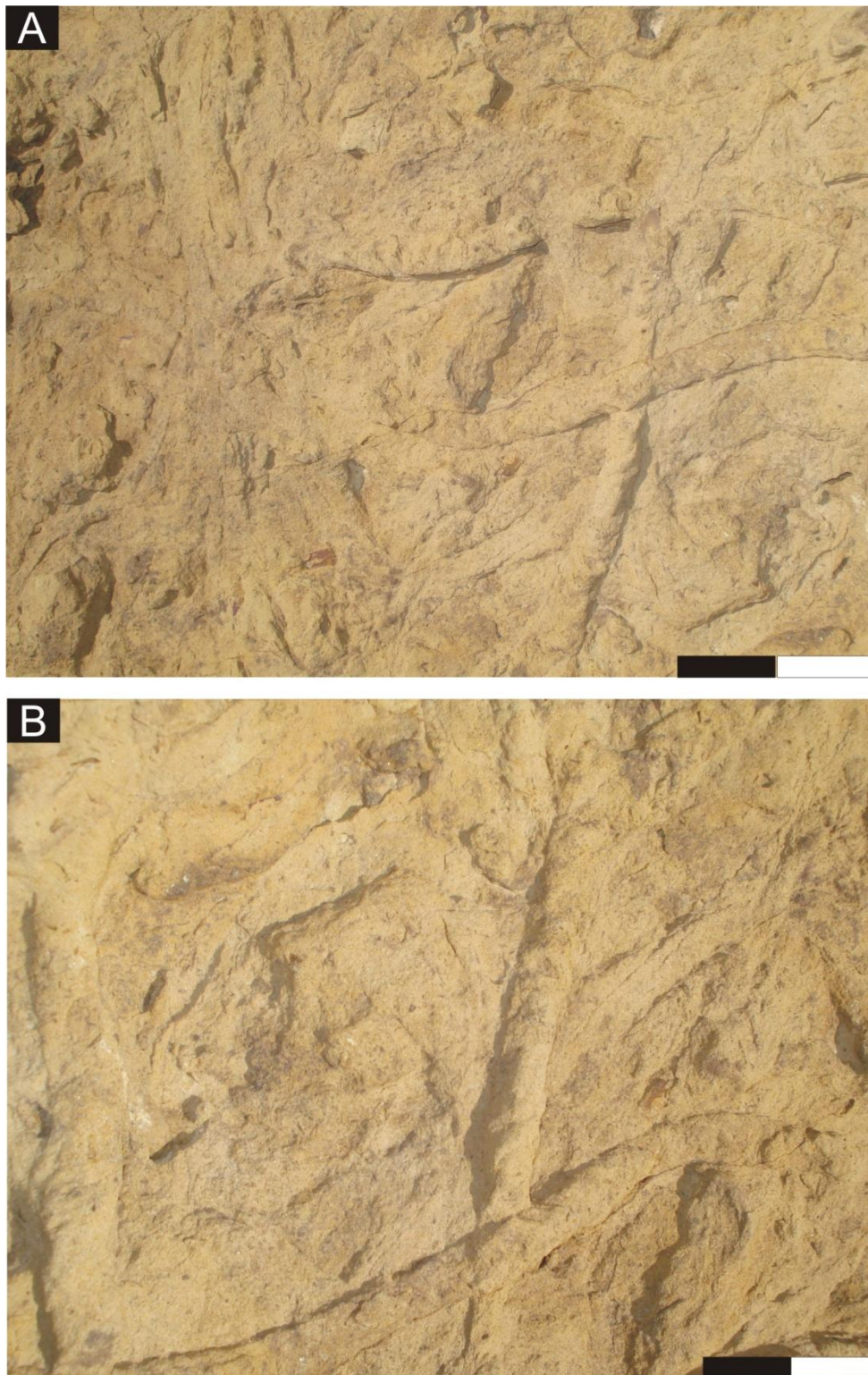


Fig. 44: *Taenidium* préservé à la surface supérieure des bancs turbiditiques au-dessus du premier niveau conglomératique chenalisé (N2, Fig. 2) de l'ensemble inférieur (échelle : 5cm).

V) - DISCUSSION

Les dépôts d'âge callovo-oxfordien du secteur de Brame sont caractérisés par une bioturbation modérée à faible. La distribution des traces fossiles est intimement liée avec la variation du faciès est inégale entre les deux ensembles. L'ensemble inférieur renferme d'assez nombreux ichnogenres: *Bergaueria*, *Chondrites*, *Diplichnites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Taenidium* et *Thalassinoides*. La plupart de ces ichnogenres sont associés aux dépôts détritiques épisodiques. L'arrivée soudaine de ce matériel silico-clastique favorise la préservation des traces d'activités animales sur le fond.

En plus de cet aspect taphonomique, la répartition des traces est aussi régie par des facteurs écologiques. La disparition des ichnogenres *Bergaueria* et *Diplichnites* correspond à la mise en place du niveau conglomératique basal (N2; Fig. 45).

L'apparition de ce matériel turbiditique grossier constitue probablement des conditions stressantes pour les organismes épibenthiques responsables de ces deux traces qui ont entraîné l'érosion des sédiments colonisés par ces ichnogenres. En revanche, au-dessus de ce niveau, l'apparition des *Taenidium* et des *Thalassinoides* semble correspondre à une colonisation par des organismes endobenthiques opportunistes.

Sur l'ensemble de la coupe on remarque que la taille des *Thalassinoides* augmente de la base vers le sommet. Cette évolution peut témoigner d'un accroissement du taux d'oxygénation (Uchman, 1991, Tchoumatchenco & Uchman, 2001). Les niveaux carbonatés ferrugineux à ammonites (N1 et N8 ; Fig. 36 et Fig. 45) sont généralement précédés par les niveaux à *Chondrites*. En ce qui concerne la bathymétrie, les données ichnologiques confirment les données sédimentologiques : l'assemblage de traces fossiles caractérise probablement la partie la plus distale de l'ichnofaciès à *Cruziana*. De plus, certains éléments dans la répartition et l'abondance de ces traces suggèrent des variations notables de la profondeur (Fig. 36 et Fig. 45). Les ichnogenres *Palaeophycus*, *Thalassinoides* et *Ophiomorpha* sont fréquents dans la partie basale des niveaux gréseux chenalisés ((N4, N5, N6, N7 ; Fig. 36 et Fig. 45) qui témoignent d'un hydrodynamisme intense.

Ces trois ichnogenres et en particulier *Ophiomorpha*, caractérisent généralement des environnements peu profonds (Ekdale & al., 1988 ; Tchoumatchenco & Uchman, 2001 ; Uchman, 1995).

Au-dessus, l'apparition des ichnogenres *Neonereites*, *Megagraption* et *Nereites* semble illustrer un approfondissement. En effet ; ces ichnogenres, souvent signalés dans l'ichnofaciès à *Nereites* (Tunis & Uchman, 1996 ; Wetzel & Uchman, 1997 ; Uchman, 1995) caractérisent généralement des bathymétries assez importantes. Cette hypothèse est appuyée par la nature du matériel détritique plus fin et à lamines parallèles. De plus, la présence de figures de glissement (*slumps*) et de liquéfaction (figures d'échappement) témoigne d'une subsidence assez importante compatible avec l'idée d'un bassin plus profond.

L'ensemble supérieur argilo-gréso-carbonaté marque un retour assez brutal à des environnements plus proximaux. Du point de vue sédimentologique, il est caractérisé par la prédominance des structures de tempêtes qui prennent de l'ampleur vers le sommet "*Shoreface*". En plus des séquences de tempêtes et de dépôts oolithiques, il apparaît, au sommet de cet ensemble, des dépôts d'environnement récifal ("*Niveau Subrécifal*") témoins d'une faible profondeur.

Du point de vue ichnologique, l'ensemble supérieur est marqué par une très faible diversité de trace. Elle s'explique par une plus forte énergie et une granulométrie plus élevée peu favorables à la conservation des traces fossiles. Dans de telles conditions, seulement trois ichnogenres s'observent : *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* et *Megagraption*. L'association de traces fossiles indique ici la partie la plus proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana*.

VI) - CONCLUSION

Dans le Djebel Brame, la Formation des "Argiles de Saïda" (Callovo-Oxfordien) correspond à une sédimentation argilo-gréseuse à caractère rythmique généralement bien marquée. Cette rythmicité est fort probablement liée à la variation des apports terrigènes et à l'instabilité tectonique (subsidence).

Pour la partie inférieure de cette formation, les figures érosives, les glissements synsédimentaires et les rares granoclassements plaident en faveur de courants turbiditiques déclenchés par un déséquilibre gravitaire. Dans la plupart des cas, les séquences turbiditiques sont tronquées et le terme supérieur modifié par des courants postérieurs.

La partie supérieure est caractérisée par une sédimentation mixte (détritique et carbonatée). Pour le matériel détritique, il s'agit généralement de dépôts événementiels mais les stratifications entrecroisées en mamelon (*HCS*) renforcent l'idée d'une sédimentation par

des tempêtes. Au sommet, la production carbonatée (oolithe, bioclaste et/ou récif) devient plus importante.

L'étude sédimentologique suggère un environnement turbiditique d'offshore entre la limite basale d'action des vagues de tempêtes et de beau temps pour l'ensemble inférieur et une plate-forme atteignant parfois l'émersion pour l'ensemble supérieur. L'étude ichnologique des "Argiles de Saïda" révèle l'existence d'assez nombreux ichnogènes dont l'association caractérise l'ichnofaciès à *Cruziana*. L'ichnofaune est diversifiée dans le premier ensemble : *Bergaueria*, *Chondrites*, *Diplichnites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Taenidium*, *Thalassinoides*. En revanche, le deuxième ensemble, révèle une diversité moindre avec : *Rhizocorallium*, *Megagraption* et *Thalassinoides*.

La distribution des traces fossiles confirme une décroissance de la bathymétrie globale du milieu de dépôt tout en révélant des fluctuations paléobathymétriques qui n'avaient pas été soupçonnées auparavant. La plus remarquable est un approfondissement notable avant la mise en place de l'ensemble supérieur, qui est dominé par une sédimentation de plate-forme peu profonde marquée par des émergences.

Ceci permet de suspecter une discontinuité majeure entre les deux ensembles, que seule une étude détaillée (biostratigraphique, structurale) à caractère régional peut confirmer cette hypothèse.

INTRODUCTION

Le bassin du Bas-Chéelif fait partie des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord-occidentale. Il est synorogénique, intramontagneux, et il est le siège d'une importante sédimentation liée aux phases paroxysmales de l'orogénèse alpine (Perrodon, 1957). Ce dernier auteur signala dans les bassins néogènes de l'Algérie nord-occidentale deux cycles sédimentaires : un cycle miocène et un cycle pliocène. Ce dernier, représente, dans le bassin du Bas-Chéelif, un cycle sédimentaire complet, débutant par une transgression sur les séries fini-miocènes et se terminant par la régression "astienne". Il est formé par la succession des dépôts suivants : niveaux détritiques de base ; marnes bleues et calcaires construits (Plaisansien) ; grès marins (Astien) et grès continentaux.

La région de Sidi Brahim fera l'objet d'une étude essentiellement basée sur l'ichnologie et les nouveaux concepts de sédimentologie. Dans le secteur, le Pliocène offre une épaisse série de marnes bleues "Formation de Tahria" définie par Anderson (1936) qui se charge progressivement en sables vers le sommet, pour passer à des barres sableuses métriques formant ainsi la "Formation de Slama". Cette dernière formation, consiste en des intercalations marno-gréseuses, attribuées au Pliocène moyen. Cette entité lithostratigraphique est bien connue dans le Bassin du Bas-Chéelif (SE du Massif du Dahra et la région du plateau de Mostaganem). Elle affleure jusqu'à la marge des Monts de Béni-Chougrane où elle apparaît sporadiquement en passant à des formations continentales (Bouterfa, 1990).

Les travaux effectués par nos précurseurs ont porté essentiellement sur des aspects biostratigraphiques, structuraux, cartographiques, rarement sédimentologiques. L'aspect ichnologique a été totalement négligé.

Les premières études stratigraphiques (Bleicher, 1875) intéressent essentiellement la stratigraphie du Pliocène et du Quaternaire. Dalloni (1922) a réalisé une synthèse des travaux de recherches pétrolières entreprises par les géologues français et anglais. Anderson (1936) a distingué dans la région étudiée un Pliocène marin représenté par la "Formation de Tahria" et un Pliocène continental représenté par la "Formation de Slama". Se basant sur des foraminifères planctoniques, Perrodon (1957) a noté une grande ressemblance entre la coupe de Sidi Brahim et celle de Bel Hacel. Mazzola (1971) a suggéré la présence de Pliocène dans le secteur de Sidi Brahim.

Ultérieurement, des thèses de géodynamiciens ont été réalisées notamment par Delteil (1974) sur les massifs du Dahra et Guardia (1975) sur l'Oranie occidentale. En étudiant les nannofossiles de la coupe de Sidi Brahim, Haouli (2006) attribua un âge Zancéen (Pliocène inférieur) à la "Formation de Tahria" et la partie basale de la "Formation de Slama" (première barre). Le reste de cette deuxième formation a été attribué au Plaisansien (Pliocène moyen). Cet auteur proposa un environnement deltaïque à la "Formation de Slama". Pour la première fois, l'ichnofaciès à *Skolithos* pour cette formation a été reconnue (Bendella, 2008).

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin du Bas-Chélif est situé sur la marge méridionale de la Méditerranée, dans la partie sud-occidentale du Tell algérien (Fig. 46A). Large de 100km, il est limité d'Ouest en Est par deux grandes lignes de relief (Fig. 46B) : au Nord, par les massifs Murdjajo, d'Arzew et Dahra et au Sud, par les Monts des Tessala, l'Ouled Ali, les Béni-Chougrane et l'Ouarsenis.

La région de Sidi Brahim, objet de cette présente étude, fait partie du Bassin du Bas-Chélif, et plus exactement sur la bordure occidentale du massif du Dahra. Ce secteur est situé à 35km à l'Est de la ville de Mostaganem. La coupe a été levée au Nord de l'agglomération du Douar Sbaïa (Fig. 46C) ; elle débute près de la butte de Djebel Touares traversant la Chaâba de Habria et s'achève par des bancs gréseux qui forment un replat où se trouve le Télégraphe de Sidi Brahim. La coupe de Sidi Brahim a une orientation NW-SE, depuis la base (marnes) jusqu'au sommet où apparaît l'ancien Télégraphe situé entre Douar Sbaïa et le Marabout de Sidi Khrelifa (Fig. 46).

II - LITHOSTRATIGRAPHIE

L'étude lithostratigraphique concerne la coupe du "Télégraphe de Sidi Brahim" où la "Formation de Slama" a été détaillée. On a adopté le long de ce manuscrit l'attribution stratigraphique basée sur des nannofossiles (Haouli, 2006).

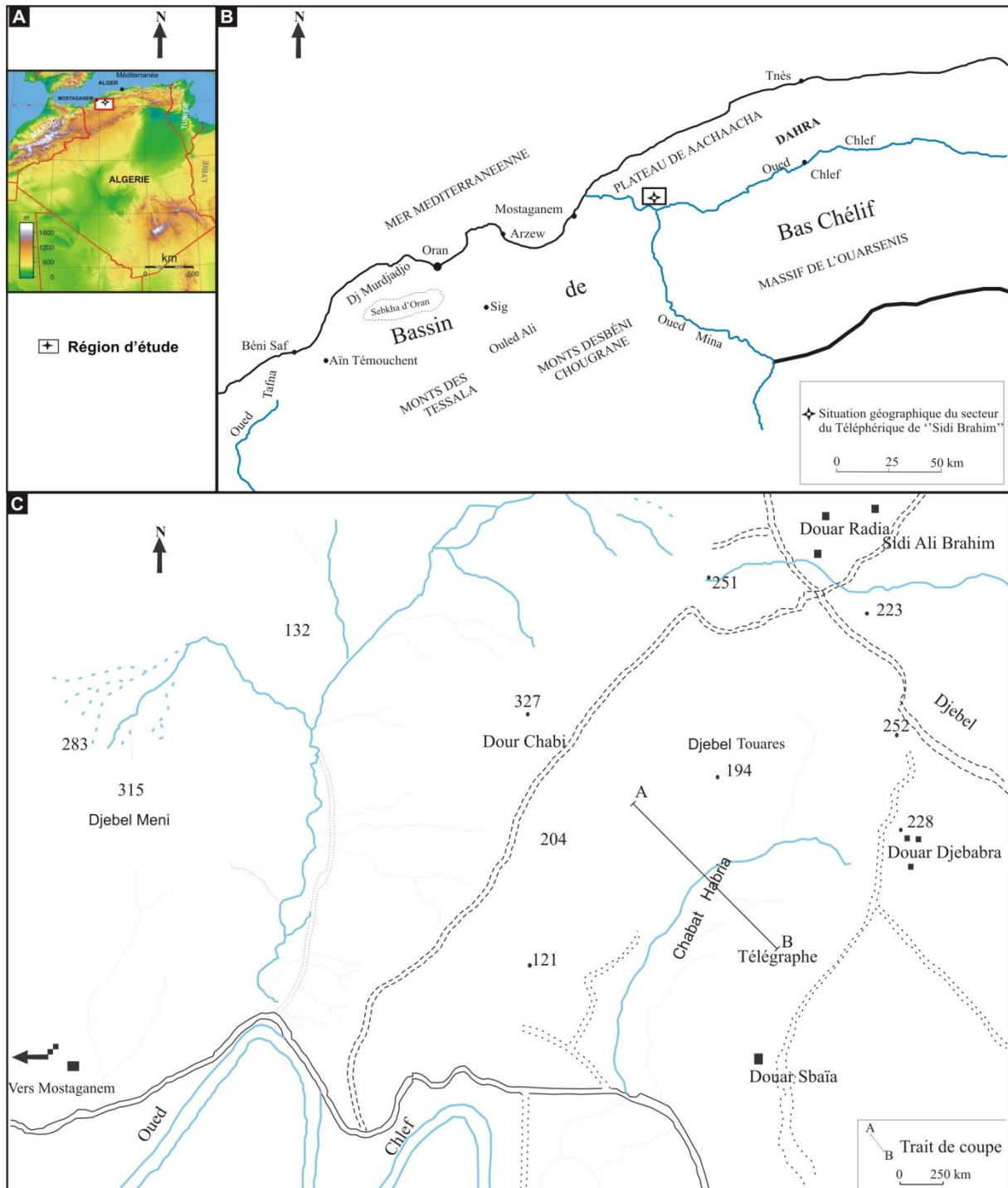


Fig. 46 : Situation géographique globale. Situation du bassin du Bas Chéelif en Algérie (A), situation et bordures montagneuses limitant le bassin (B), situation du secteur d'étude et le trait de coupe (C).

A) - "Formation de Tahria" (Fig. 47)

La description de cette formation sera faite brièvement ; elle est limitée à la base par des lentilles de calcaires et de gypses (Haouli, 2006). Elle est constituée par une épaisse série marneuse de couleur très variable (jaunâtre, blanchâtre, grisâtre) interrompue épisodiquement par des arrivées sableuses.

Sur le plan faunistique, elle renferme une large variété de bivalves, gastéropodes, scaphopodes, polypiers solitaires, cirripèdes. Vers le sommet, ces marnes s'enrichissent de plus en plus en sables (marnes sableuses) où la bioturbation fait son apparition.

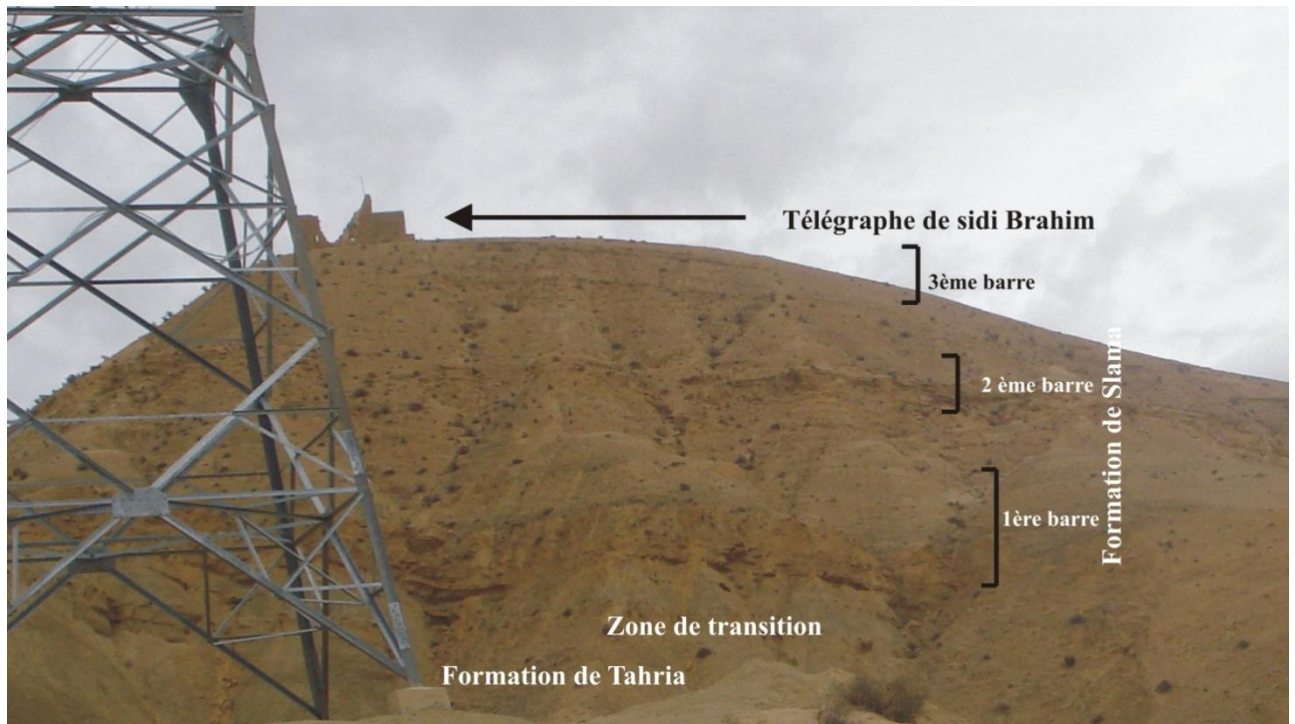


Fig. 47 : Illustration photographique montrant le Télégraphe de Sidi Brahim qui, et montrant la superposition des deux formations étudiées.

B) - "Formation de Slama" (Fig. 47 et 48)

Le passage entre la "Formation de Tahria" marneuse et de "Slama" gréseuse, se fait par l'intermédiaire d'une zone de transition matérialisée par des marnes qui s'enrichissent progressivement en sables vers le sommet. Cette deuxième formation débute par la première barre gréseuse plurimétrique bien visible dans le paysage. Elle est représentée par une succession de plusieurs bancs généralement décimétriques de grès séparés par des interlits de marnes sableuses. Les grès sont de couleur jaune orangé (présence du fer), friables, de granulométrie fine à moyenne et montrant des bancs d'épaisseur constante. Les marnes sont sableuses de couleur grisâtre à jaunâtre présentant des lamelles de gypses. Cette alternance montre souvent des niveaux biodétritiques mal granoclassés avec d'imbrications de faunes brisées et entières, en particulier des huîtres (Fig. 49A).

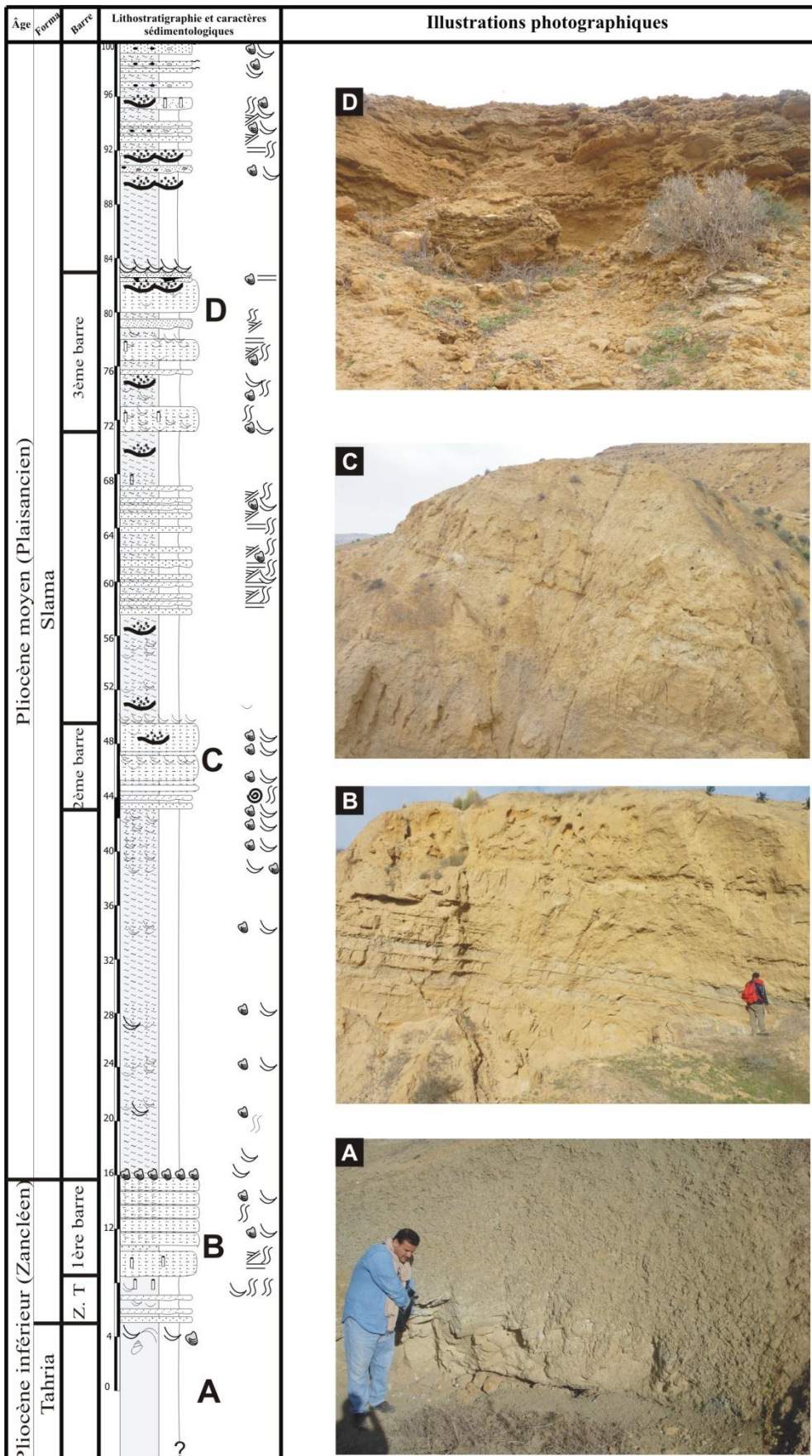


Fig. 48 : Lithostratigraphie de la formation de "Slama" dans le secteur de Sidi Brahim (Z.T : zone de transition entre les deux formations).

Les figures sédimentaires sont rares, elles sont discrètes et matérialisées par des laminations horizontales ou entrecroisées. Cette première barre est caractérisée surtout à sa base par une bioturbation intense matérialisée par des terriers verticaux simples, obliques, horizontaux et en hélice. Elle s'achève par un niveau gréseux de 5cm d'épaisseur, très riche en faune de petite taille (Fig. 49B) généralement ferrugineuse. Au dessus, apparaît une combe marneuse (23m) jaunâtre s'enrichissant progressivement vers le sommet, en sables et en fossiles (spécialement des huîtres), où la bioturbation est représentée surtout par des terriers verticaux simples et en hélice. Au-dessus de cette combe, repose la deuxième barre gréseuse, matérialisée par une autre alternance de marnes généralement sableuses, centimétrique à décimétrique, jaunâtre à la patine et bleuâtre à la cassure. Les grès sont à grains moyens, en bancs centimétriques à décimétriques, de teinte jaunâtre présentant une certaine stratocroissance. Les figures sédimentaires sont plus abondantes (litages horizontaux, obliques, entrecroisés à faible angle et en mamelons). Vers le sommet, on note la présence de très rares figures de glissement (slumps). Au niveau de cette barre, apparaissent quelques niveaux chenalisés à base ravinante. Cette deuxième barre est séparée de la troisième, par une autre combe marneuse jaunâtre.

Par rapport aux barres précédentes, la dernière barre, est représentée par une alternance plus espacée de marnes sableuses et de bancs gréseux plus consolidés. Les grès sont à ciment carbonaté et la bioturbation y est surtout marquée par des terriers verticaux simples ou plus rarement en spirales.

Les marnes jaunâtres sont métriques, riches en coquilles entières principalement des huîtres. Les grès sont massifs, décimétriques, par endroit chenalisés à base ravinante, brunâtres, à ciment carbonaté, présentant vers le sommet des niveaux coquillés répétitifs où les débris sont finement brisés et compactés (*winnowing*).

Ces accumulations faites de débris très fins, s'infiltrèrent le long des terriers sous-jacents. Vers le sommet, au dessus d'une combe marneuse quelques niveaux gréseux avec des rides de vagues mal conservées apparaissent, constituant la partie sommitale de la colline. Ces niveaux sont par endroits, microconglomératiques et chenalisant avec des débris anguleux, hétérogènes et hétérométriques.

IV - FACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

Classifier les différents types littoraux à dépôts silico-clastiques est une problématique qui a préoccupé de nombreux sédimentologues et morphogéologues depuis le 20^{ème} siècle. Actuellement, la classification des environnements côtiers silico-clastiques peut être représentée par le diagramme ternaire proposé par Boyd & *al.* (1992). Dans ce diagramme, les apports d'eaux et de sédiments par les rivières, la houle et la marée sont considérés comme étant les trois mécanismes les plus importants.

A) - Faciès

L'étude sédimentologique de la série pliocène de Sidi Brahim révèle l'existence de plusieurs faciès:

a) - Faciès A : niveaux coquillés et faluns (Fig. 49)

Dans la série pliocène de Sidi Brahim, on peut subdiviser les niveaux fossilifères en deux groupes. En se basant sur le modèle présenté par Furrterer (1982), les niveaux coquillés peuvent avoir deux modes de formation : courants ou vagues (houle ou tempête). Il existe des critères particuliers qui permettent de faire la nuance. Dans le littoral, les vagues et les courants sont généralement en combinaison. La force dominante détermine le type d'accumulation des niveaux coquillés (Furrterer, 1982).

Le premier groupe correspond aux niveaux coquillés de la zone de transition entre la "Formation de Tahria" et la "Formation de Slama" ainsi que ceux de la quasi-totalité de la première barre. Ces niveaux sont caractérisés par des coquilles entières ou brisées imbriquées dans les marnes ou les marnes sableuses, présentant un granoclassement positif (Fig. 49A). Ces niveaux montrent parfois des valves en connexion.

Pour ce premier type, le terme de falun a été utilisé. Il désigne un mélange friable de sable et de coquilles plus ou moins bien préservés. Ces coquilles sont en majorité des huîtres (marnes sableuses à huîtres). Selon le modèle de Furrterer (1982), ces niveaux sont déposés par des courants dans des environnements relativement calmes. Les marnes à huîtres caractérisent généralement des dépôts laguno-marins (Prat & *al.*, 2005) corroboré par la présence de gypse.

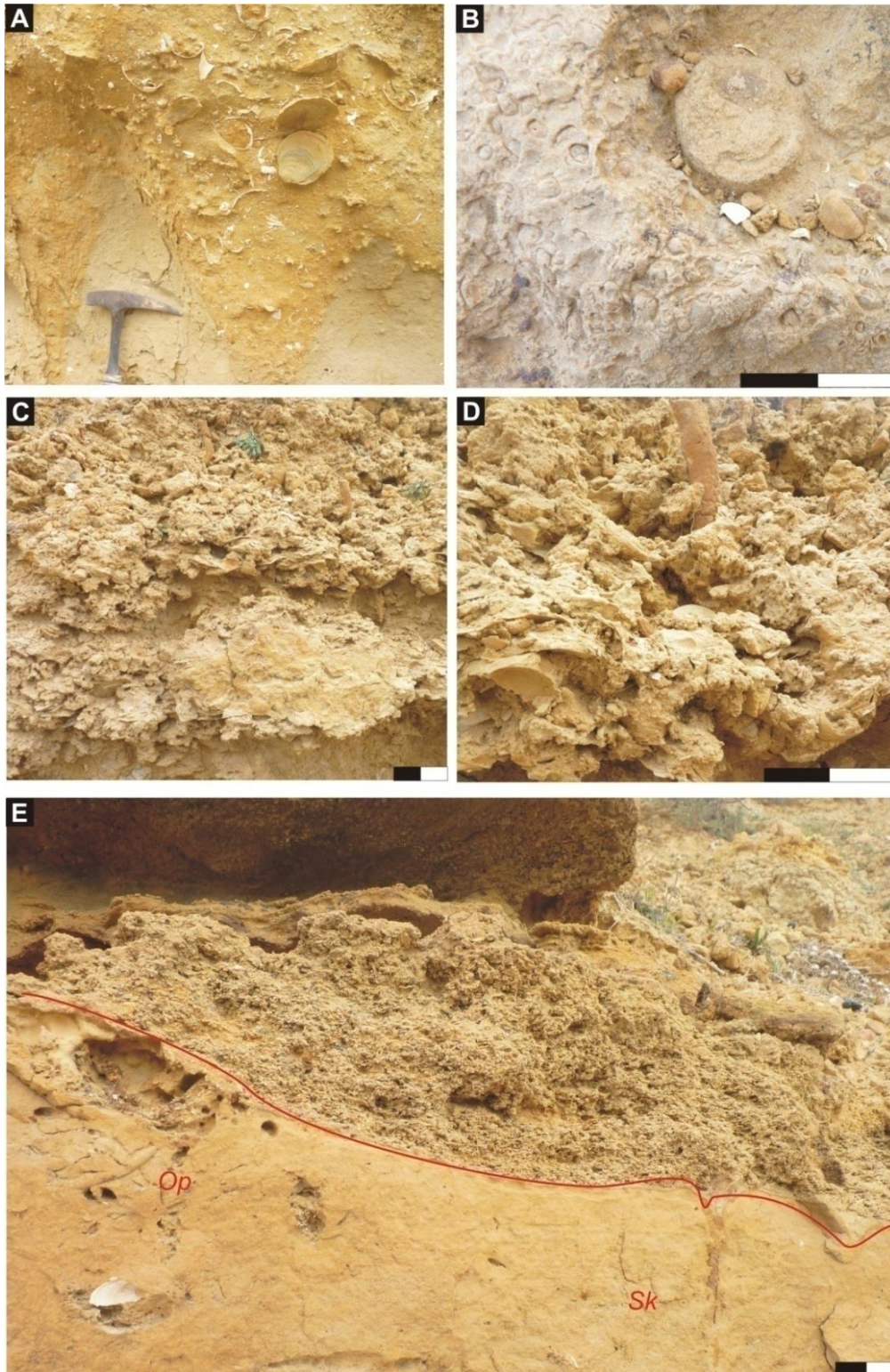


Fig. 49 : Différents niveaux coquillés de la "Formation de Slama". Imbrication de coquilles entière et brisées de la partie basale de la formation (A), niveau coquillé au sommet de la première barre montrant des petites coquilles entière de bivalves ferrugineuse traversé par un terrier verticale (B), niveaux coquillés très bioturbés de la partie médiane de la coupe (C et D), niveau coquillé de la partie sommitale de la série qui ravine le niveau en dessous avec ses débris très fins qui s'infiltrent le long des terriers (E) (Sk : *Skolithos*, Op : *Ophiomorpha*, échelle 5cm).

Le deuxième groupe, correspond aux niveaux coquillés signalés au sommet de la première barre et le reste de la coupe. Ils sont très fréquents et ils se présentent souvent en bancs décimétriques et rythmiques, parfois métriques, chenalisés (Fig. 49C, D et E). Les coquilles sont soit entières et présentant des orientations diverses (convexité vers le haut dominante), soit finement brisées et compactées. Selon le modèle de Furrterer, ces niveaux se seraient mis en place par des courants de houle et de tempête (Furrterer, 1982 ; Aigner, 1982 ; Kreisa & Bambach, 1982 ; Jeffery & Aigner, 1982).

b) - Faciès B : marnes

Ce faciès marneux occupe l'espace entre les barres à dominance gréseuse. Il correspond à des séries marneuses épaisses de 15 à 23m, de couleur généralement grisâtre à jaunâtre. Vers le sommet, elles se chargent en sables offrant un aspect rugueux et des petites corniches fortement bioturbées. Les marnes de la "Formation de Slama" ne présentent aucune structure sédimentaire. En revanche, elles présentent des coquilles de bivalves généralement entières, formant ainsi des accumulations alignées. Ce faciès d'inter-barres, est mis en place par décantation sous un régime hydrodynamique relativement de faible énergie. Les marnes sableuses et les niveaux gréseux indiquent des arrivées épisodiques de matériel détritique grossier. Elles sont liées à une légère agitation du milieu entraînant des grains de sables en suspension ou par traction. Ce type de faciès est commun des eaux marines peu profondes et protégées (Cojean & Renard, 1997). Les marnes à huîtres sont des dépôts laguno-marins (Prat & *al.*, 2005) subissant des ruptures de communications avec le domaine marin.

c) - Faciès C : grès à laminations horizontales (Fig. 50A et B)

C'est le deuxième faciès gréseux le plus abondant de la "Formation de Slama". Il caractérise surtout la deuxième barre et la quasi-totalité de la partie sommitale de la formation étudiée. Ce sont des niveaux gréseux parfois micacés, jaunâtres, à grains moyens, caractérisés par des laminations horizontales. Par endroits, ils donnent des grès en plaquettes (Fig. 50A). Ce faciès est mis en place sous l'effet d'un régime de fort hydrodynamisme (Harms, 1975, Reineck & Singh, 1982 ; Pattison, 2005).

d) - Faciès D : grès chenalisés (Fig. 50C)

Ce faciès comporte des grès à grains fins moyens, parfois micro-conglomératiques, montrant une base érosive. Ces grès s'alternent avec des niveaux coquillés qui remplissent des chenaux.

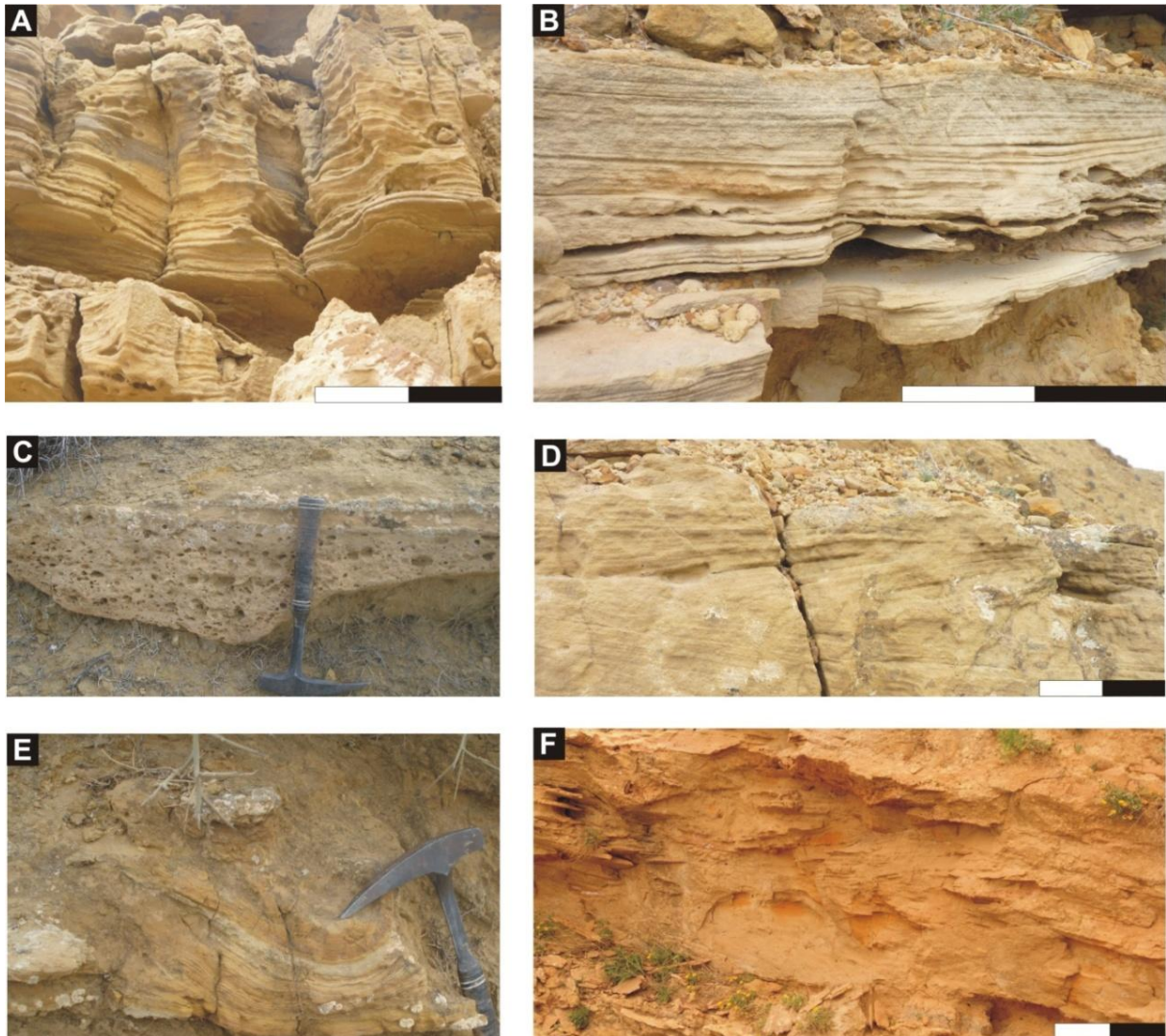


Fig. 50 : Figures sédimentaires de la "Formation de Slama" : niveaux gréseux en plaquettes montrant des laminations horizontales de la deuxième barre (A), détail de la figure A montrant des laminations horizontales (B), niveau gréseux centimétrique chenalisé de la deuxième barre (C), laminations entrecroisées tabulaires à faible angle (D), figures de déformation synsédimentaires de la deuxième de barre (E), Stratifications entrecroisées en mamelon de grande ampleur de la partie médiane de la "Formation de Slama" (F) (échelle 30cm).

Il s'agit de petits chenaux espacés, d'ordre centimétriques à décimétriques, caractérisant la partie sommitale de la "Formation de Slama". Vers le sommet (troisième barre), ils deviennent plus fréquents. On note la présence surtout de laminations horizontales et entrecroisées. Quelques rares slumps sont à signaler au niveau de la deuxième barre. Vers la fin de la série, ces chenaux sont généralement micro-conglomératiques. Ce faciès s'est déposé sous un régime hydrodynamique supérieur. Il est généré par des courants épisodiques plus violents de tempêtes, sous une faible tranche d'eau.

e) - Faciès E : grès à stratifications entrecroisées (Fig. 50D)

Ce faciès est représenté par des grès jaunâtres à grains moyens en bancs décimétriques à surface supérieure sculptée de rides symétriques. Ces stratifications entrecroisées sont très rares vers la partie basale de la "Formation de Slama" et deviennent fréquentes vers la partie sommitale. Elles ont une forme généralement tabulaire c'est-à-dire que la couche présente des lamines obliques surmontées par d'autres qui sont horizontales (Fig. 50D). Elles sont caractérisées par un angle faible.

Ces stratifications sont le plus souvent associées aux niveaux chenalisés, et sont le résultat de la combinaison de deux courants différents. Les chenaux et leur faible angle plaident en faveur d'un environnement littoral peu profond qui peut correspondre aux barres de déferlement.

f) - Faciès F : grès à stratifications entrecroisées en mamelons (HCS, Fig. 50F)

Ce type de faciès caractérise la partie médiane de la "Formation de Slama" (deuxième barre). Il est représenté par un banc métrique de couleur jaunâtre à la patine et à la cassure, présentant des stratifications entrecroisées en mamelon (HCS) de grande ampleur. La partie sommitale de ce niveau présente des rides de vagues mal préservées.

Ce type de faciès révèle une mise en place par un phénomène épisodique de tempêtes (Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980). Il surmonte généralement des niveaux coquillés mal granoclassés, reflétant ainsi une séquence de tempête proximale (Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980 ; Brenchley, 1985, Seilacher, 1982 ; Furtterer, 1982 ; Aigner, 1982 ; Kreisa & Bambach, 1982 ; Jeffery & Aigner, 1982 ; Pattison, 2005). Malgré sa rareté, la présence de ce faciès, est très significatif d'un environnement littoral peu profond influencé par les courants de tempêtes.

B) - Conclusion sur l'environnement de dépôt

Le lithofaciès, la géométrie tabulaire, la présence de rares lits entrecroisés et horizontaux, les imbrications de coquilles granoclassées (falun, Fig. 50A), la granulométrie fine à moyenne et l'abondance des marnes suggèrent que la partie basale de la "Formation de Slama" s'est déposée dans un environnement plus ou moins calme influencé épisodiquement par les courants. L'environnement de dépôt proposé est celui d'une côte littorale suffisamment

protégée (milieu sous-marin littoral de faible profondeur). Cet environnement est plus ou moins à l'abri de la houle. La présence du gypse, témoigne du confinement du milieu.

Vers le sommet de la formation, on note l'abondance des laminations parallèles et des lits entrecroisés de faible angle et de rares bancs chenalisés peu épais qui sont caractéristiques des dépôts de milieux de côte littorale non protégée. En plus de ces caractéristiques, la présence des laminations entrecroisées en mamelon (*HCS*), évoque bien les dépôts de déferlement de vagues (houle et tempête).

En plus, l'empilement des niveaux gréseux sous forme de plaquettes à laminations horizontales plaide en faveur d'un régime d'écoulement supérieur. Donc, on peut penser que cette partie médiane de la série correspond à une côte littorale relativement moins profonde que la première. Elle était exposée à l'influence de vagues violentes (houle et tempête). Il s'agit d'une dynamique microtidale permettant la mise en place et le développement de grandes barrières qui peuvent éventuellement isoler un lagon (Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980 ; Brenchley, 1985; Aigner, 1982 ; Jeffery & Aigner, 1982 ; Pattison, 2005 ; Prat & *al.*, 2005). En plus, la rareté voire l'absence de toute faune de bivalves vers la partie supérieure de la formation à l'exception de quelques niveaux coquillés finement brisées et compactées, suggère des conditions littorales de très faible profondeur (Farrow, 1966).

Le faciès micro-conglomératique, mal granoclassé, est composé de galets anguleux d'origine locale. Ces éléments de par leur forme marquent un transport sur une distance peu conséquente (indice de proximité du relief érodé). Au fur et à mesure que l'on progresse dans la série, les niveaux coquillés deviennent prépondérants, décimétriques et formés de débris très fins.

Pour la "Formation de Slama", on écarte toute éventualité d'un environnement mixte, c'est-à-dire une alimentation fluviale. Si la plage était suffisamment alimentée par les cônes alluviaux, elle va prograder et gagner sur le bassin. Or, dans le secteur de Sidi Brahim, il n'y a pas véritablement cette logique sédimentaire.

L'observation de quelques rares niveaux micro-conglomératiques à éléments anguleux (transport faible) et l'absence totale de charbon ou de lignite, de fossiles continentaux signifient qu'il n'existait pas un apport fluviale à proximité. Les tempêtes ou les houles « affouillent » et recourent la plage.

Par la suite, la plage va se constituer avec des courants de retour jusqu'à la prochaine vague qui érodera à nouveau les dépôts. De plus, aucune véritable incision avec remplissage fluvial n'a été encore signalée dans la région. En l'absence de dépôt continental y compris dans les termes les plus proximaux de la série, on propose deux hypothèses d'alimentations en matériel silico-clastique :

Première hypothèse : dégradation très poussée des formations plus anciennes (cannibalisme de Prat & *al.*, 2005), cette hypothèse doit être confirmée par l'étude des minéraux lourds.

Deuxième hypothèse : fonctionnement d'une dérive littorale dans un contexte dominé par les vagues. Elle peut transporter des quantités très importantes de sable.

Pour conclure sur l'environnement de dépôt de la "Formation de Slama" dans le secteur de Sidi Brahim, on peut envisager le schéma suivant :

La première partie basale correspond à un environnement littoral marin côtier relativement profond et protégé, où la sédimentation silico-clastique est générée par des courants faibles. Il s'agit d'un milieu plus ou moins protégé des grands épisodes de tempête (*lower shoreface*).

La deuxième partie sommitale correspond à une côte littorale relativement moins profonde (*Middle to Upper shoreface*) où les courants de vagues (houle et tempête) sont les moteurs de la sédimentation.

L'empilement des lithofaciès de la "Formation de Slama" indique la présence de plusieurs séquences négatives. Cette répétition séquentielle des lithofaciès commence avec les marnes sableuses à la base, suivies de grès moyens au milieu, puis vers le sommet de grès moyens ou localement de micro-conglomérats. La formation de ces successions négatives est probablement liée à la combinaison d'une variation eustatique, climatique et tectonique (phase paroxysmale de l'orogénèse alpine, Perrodon, 1957).

V - INVENTAIRE DES TRACES FOSSILES

Gyrolithes Saporta 1884 (Fig. 51)

C'est un terrier vertical en spire dextre ou senestre présentant une certaine constance du diamètre du bas vers le haut généralement d'un centimètre. La longueur visible de la spire varie entre 7 et 16cm. La longueur, l'état de conservation et la partie externe de cet ichnogène diffèrent de bas en haut. Vers la partie basale, plus marneuse, *Gyrolithes* est plus long et lisse (Fig. 51A et B).

En revanche, vers la deuxième barre, la partie visible du terrier est réduite et entouré d'un manchon diagénitique de nature gréseuse (Fig. 51D). Vers le sommet, il devient plus réduit, diamètre relativement supérieur, rugueux et moins abondant (Fig. 51F). Cette trace peut s'embrancher et se relier avec les *Thalassinoides* et les *Ophiomorpha* pour former un réseau.

Pour l'organisme responsable, il s'agit d'un crustacé: callianassidés ou thalassinidés (Keij, 1965 ; Kennedy, 1967 ; Bromley & Frey, 1974 ; Hantzchel, 1975 ; Wilson, 1985 ; Benton & Hiscock, 1996), décapodes (Tools, 1963), brachyure (Schmitt, 1965). Pour Gernant (1972), il s'agit d'un crustacé vagile nécrophage qui caractérise un environnement marin peu profond (Gernant, 1972).

Macanopsis (MacSotay, 1967) (Fig. 54B)

C'est un terrier vertical non branchu, légèrement oblique d'habitude en forme de J de diamètre 1,5cm qui s'élargie vers le bas pour se terminer par un large éventail allongé et légèrement incurvé. La partie basale forme une chambre, qui n'a pas été observée (Fig. 54B). Elle est interprétée comme domichnia produit par un crustacé décapode, probablement un brachyure (MacSotay 1967 ; Muniz & Myoral, 2001).

Cette trace est signalée dans les milieux marins peu profonds (MacSotay 1967), milieu fluvial (Bown & Kraus 1983), milieu marin peu profond, confiné et protégé par des barres subtidales sous des conditions énergétiques faibles (Muniz & Myoral, 2001). C'est une trace qui a été signalée dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Mufiiz, 1998; Mufiiz & al., 1998).

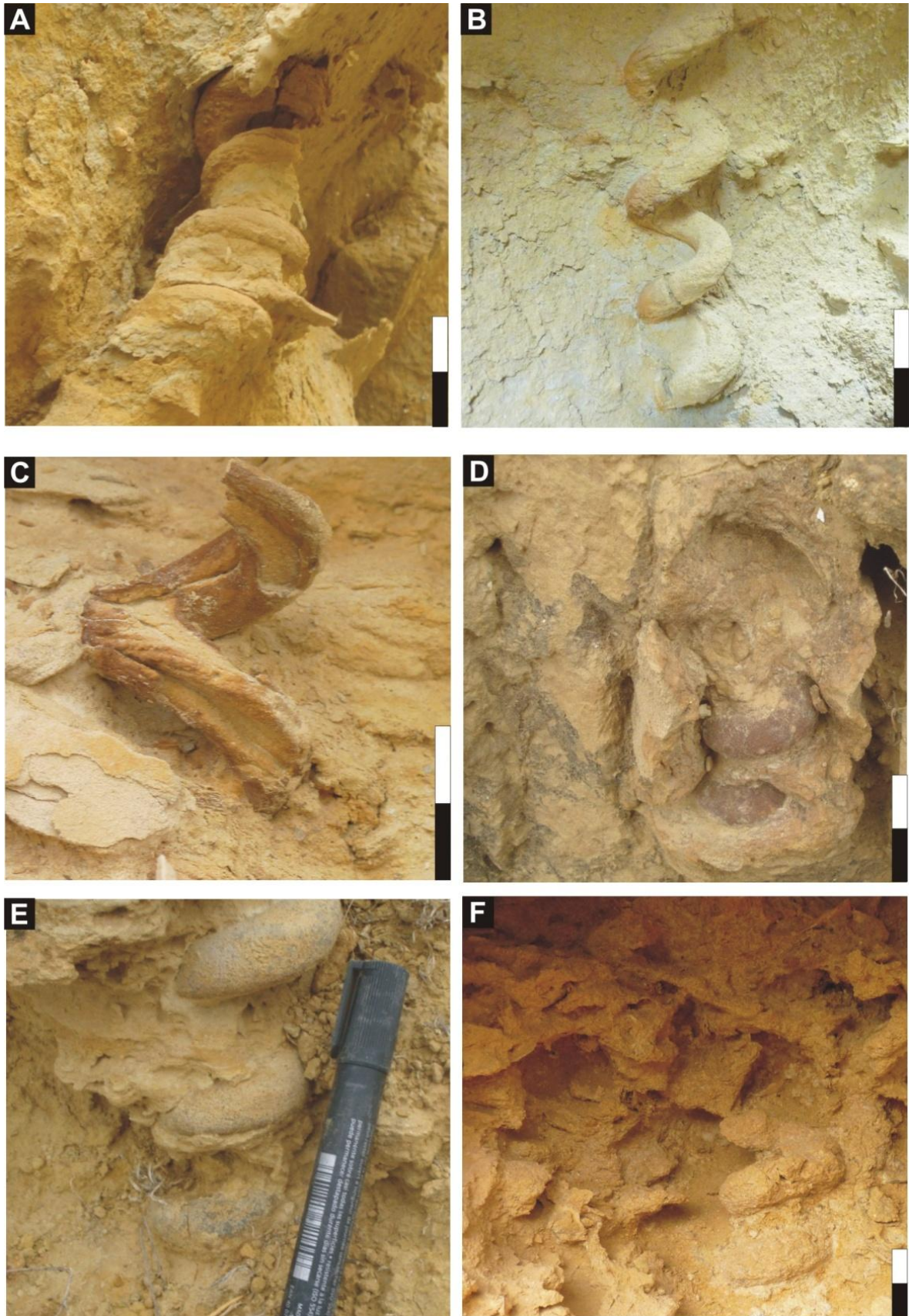


Fig. 51 : Différents types de *Gyrolithes* rencontrés dans la formation de "Slama". spécimens de la partie basale de la formation (zone de transition et première barre) (A et B), spécimen récolté dans les marnes au dessus de la première barre (C), deuxième barre (D et E), spécimen de la dernière barre (F) (échelle 5cm).

Ophiomorpha annulata (Ksiazkiewicz 1977) (Fig. 52A et B)

Il s'agit d'un terrier cylindrique, horizontal, légèrement courbé, non branchu, le diamètre varie de 1 à 1,5cm. La partie externe du terrier apparaît sous forme d'anneaux réguliers et équidistants.

C'est une trace rare, rencontrée dans la partie basale de la "Formation de Slama" où la longueur atteint 20cm. Elle est préservée à l'interface d'un banc gréseux jaunâtre à granulométrie moyenne. *O. annulata* est principalement rencontrée dans des environnements marins peu profonds (Howard & Frey, 1984 ; Frey & Howard, 1985), mais elle a également été signalée dans des flyschs (Ksiazkiewicz, 1977 ; Tunis & Uchman, 1996 ; Uchman, 1995, 1998).

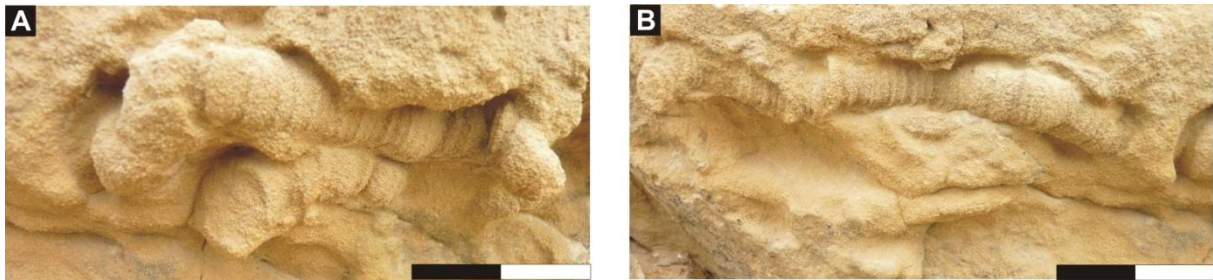


Fig. 52 : *Ophiomorpha annulata* terrier horizontal annelé préservé parallèlement à la stratification (sommet de la première barre, échelle 5cm).

Ophiomorpha nodosa Lundgren 1891 (Fig. 53)

Dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, *O. nodosa* se présente sous différentes formes : horizontal, subhorizontal, vertical, subvertical cylindrique, parfois branchus présentant parfois des ramifications en Y. Son diamètre varie de 0,5 à 3cm, la longueur moyenne est de 10 à 15cm atteignant parfois 30cm. Le terrier présente une paroi recouverte de petits granules (pellets). Le plus souvent ces granules disparaissent et uniquement leur moulage qui est conservé. C'est une trace caractéristique de la partie sommitale de la "Formation de Slama". Elle est liée au faciès gréseux à ciment carbonaté plus ou moins indurés.

Cette trace est très souvent observée dans des environnements peu profonds à forte énergie (Weimar & Hoyt, 1964 ; Frey & al., 1978 ; Pemberton & Frey, 1982, Ekdale, 1988), mais aussi dans les dépôts turbiditiques sableux (Crimes, 1974 ; Uchman 1995, 1998).

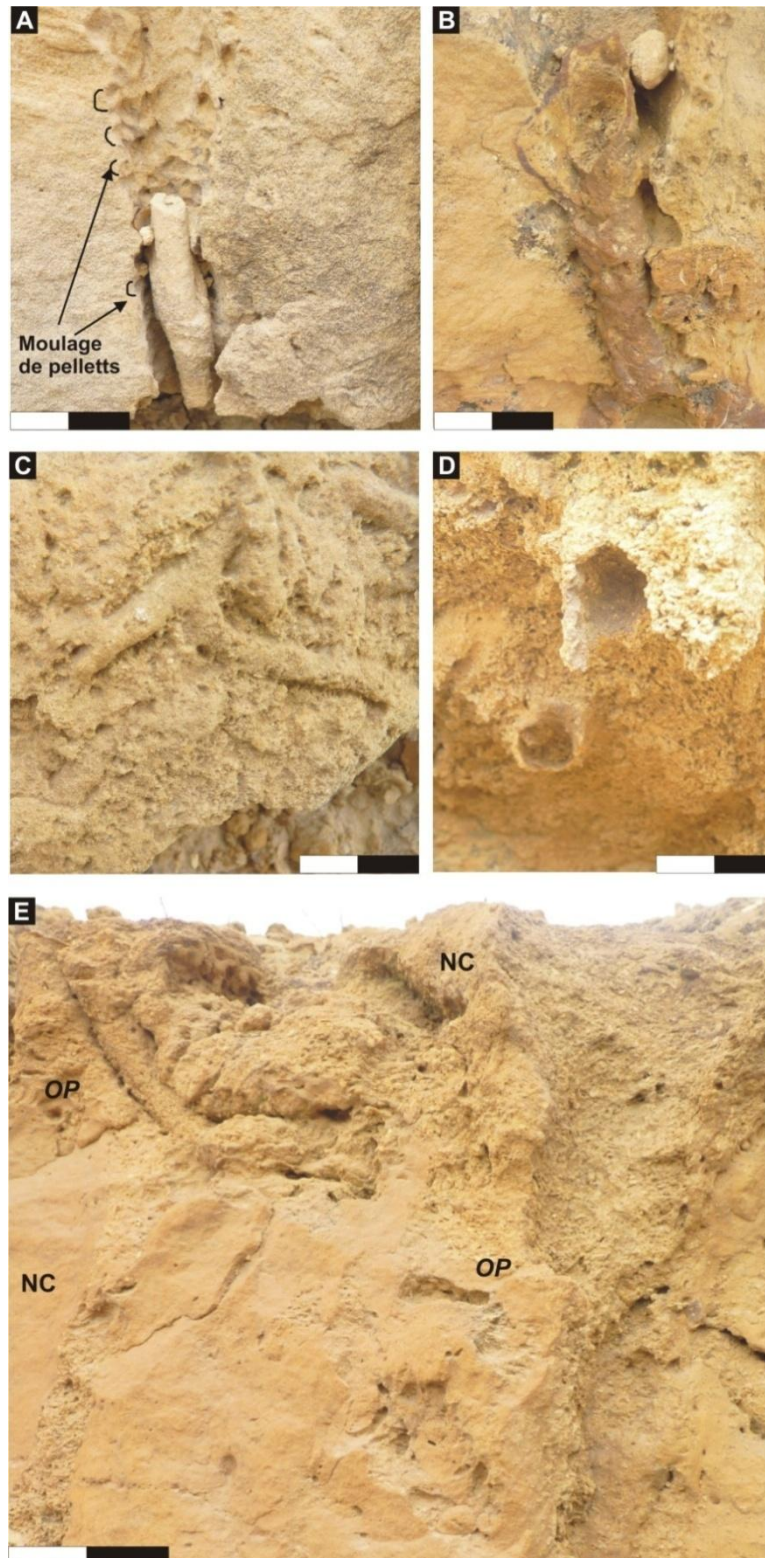


Fig. 53 : Différents types d'*Ophiomorpha nodosa* préservées surtout dans la partie sommitale de la "Formation de Slama", portion de terrier vertical d'*O. nodosa* (moulage de pellets (flèches noires) (A et B), embranchement en Y en semelle de banc (C), portion de terrier vertical *O. nodosa* (vue de base du banc) (D), niveau gréseux bioturbé par *O. nodosa* surmonté par un niveau coquillé (NC) qui s'infiltré le long des terriers (E).

C'est une trace d'habitation de crustacés (Ekdale & Lewis, 1991 ; Patel & Desai, 2009), qui créent un terrier à paroi munie de pellets (Fig. 47).

Polykladichnus Fürsich, 1981 (Fig. 56D)

Il s'agit d'un terrier lisse en réseau vertical très condensé. Le diamètre de chaque tube est de 3 à 4mm. Les bifurcations sont toujours en forme d'Y. Ces terriers ont la même couleur que la roche encaissante et ne présentent aucune paroi ou ornementation.

Polykladichnus est attribué à des bivalves (Pemberton & Jones, 1988) et caractérise des environnements peu profonds (Fürsich, 1981 ; Pemberton & Jones, 1988 ; Schlirf, 2000). Cet ichnogenre a été aussi signalé dans des environnements continentaux et attribué à des insectes (Uchman & Alvaro, 2000 ; Schlirf & al., 2001).

Psilonichnus Fürsich 1981 (Fig. 54A)

C'est un terrier vertical, branchu, cylindrique à subcylindrique ne présentant aucune ornementation. Il se présente en forme Y ; les branches ont un diamètre différent. C'est une trace rare préservée en plein relief à l'interface de la première barre gréseuse où elle est associée à *Macanopsis*, *Thalassinoides* et *Gyrolithes*.

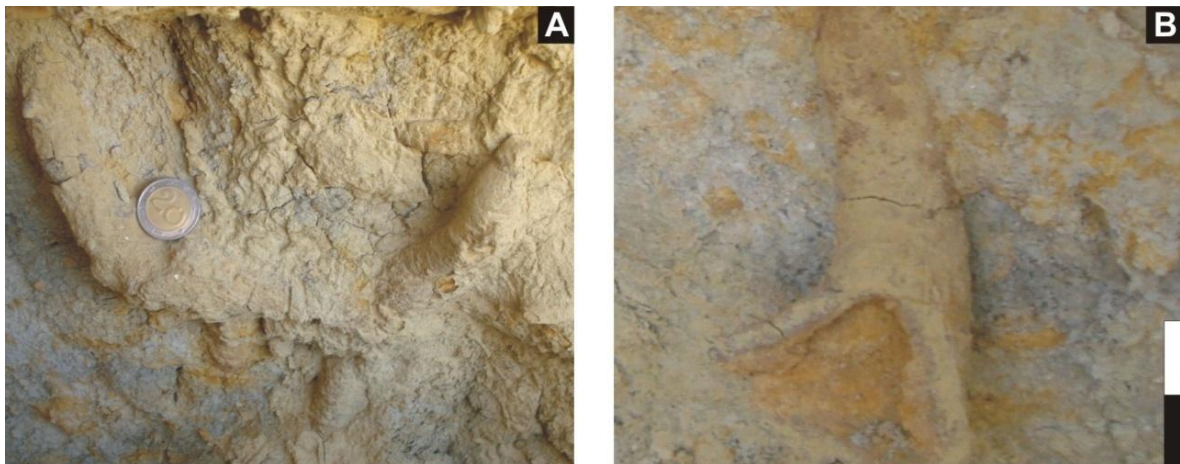


Fig. 54 : Deux ichnogenres caractéristiques de la partie basale de la "Formation de Slama". *Psilonichnus* préservé en plein relief à l'interface (A), *Macanopsis*, terrier vertical préservé en plein relief (diminution d'épaisseur vers le sommet) (B).

Psilonichnus est attribué à des crustacés suspensivore (Fürsich, 1981), brachyures (crabes, Frey & al., 1984). C'est une trace caractéristique de l'ichnofaciès à *Psilonichnus* mais

également signalé dans l'ichnofaciès à *Skolithos* (Fürsich, 1981 ; Frey & al., 1984 ; Frey & Pemberton, 1987 ; Curran, 1992).

Skolithos Haldeman, 1840 (Fig. 55)

C'est un terrier vertical droit ou légèrement oblique, non branchu, cylindrique ou subcylindrique. Le diamètre assez uniforme varie de 5 à 20mm (moyenne 10mm). La longueur est plus variable, mais en moyenne de 10cm, mais atteignant parfois 30cm. La partie externe du terrier peut être distincte ou occulte, mais il n'y a aucune différence notable dans la texture du sédiment encaissant et le terrier. Parfois, le terrier présente un remplissage finement laminé (Fig. 55C et D).

Pendant de nombreuses années *Skolithos* a été considéré comme un indicateur d'un milieu de dépôt littoral ou milieu marin peu profond, et son nom a été utilisé pour définir l'ichnofaciès à *Skolithos* (Seilacher, 1967). Ces terriers sont généralement considérés comme des structures d'habitation d'organismes vermiformes sessiles : phoronidiens (Fenton & Fenton, 1934) ; polychète (Barnes, 1968 ; Curran & Frey, 1977).

En réalité, *Skolithos* a été décrit dans des environnements différents côtiers, estran, barres deltaïques, estuaires (Seilacher, 1967 ; Alpert, 1974 ; Frey & Howard, 1972; Hertweck, 1972; Howard & Frey, 1973, 1975 ; Fillion & Pickerill, 1990), fluviale (Stanley & Fagerstrom, 1974, Mangano & Buatois, 1991 ; Buatois & al., 2001). Des structures similaires du Trias en Groenland ont été attribuées à des terriers d'habitation d'insectes (Bromley & Asgaard, 1979). Cependant, Frey & Pemberton (1984), associent ces traces à des faciès de haute énergie généralement de tempête. Ces conditions sont typiques des plages aériennes et sous-marines.

Thalassinoides suevicus (Rieth 1932) (Fig. 56A, B et C)

Il s'agit d'un terrier cylindrique de diamètre 0,8 à 1,5cm, de longueur variant entre 7 à 35cm. *Thalassinoides* présente des embranchements en Y dont l'angle varie considérablement (Fig. 56A et B). La partie externe du terrier est généralement couverte de granule de fer

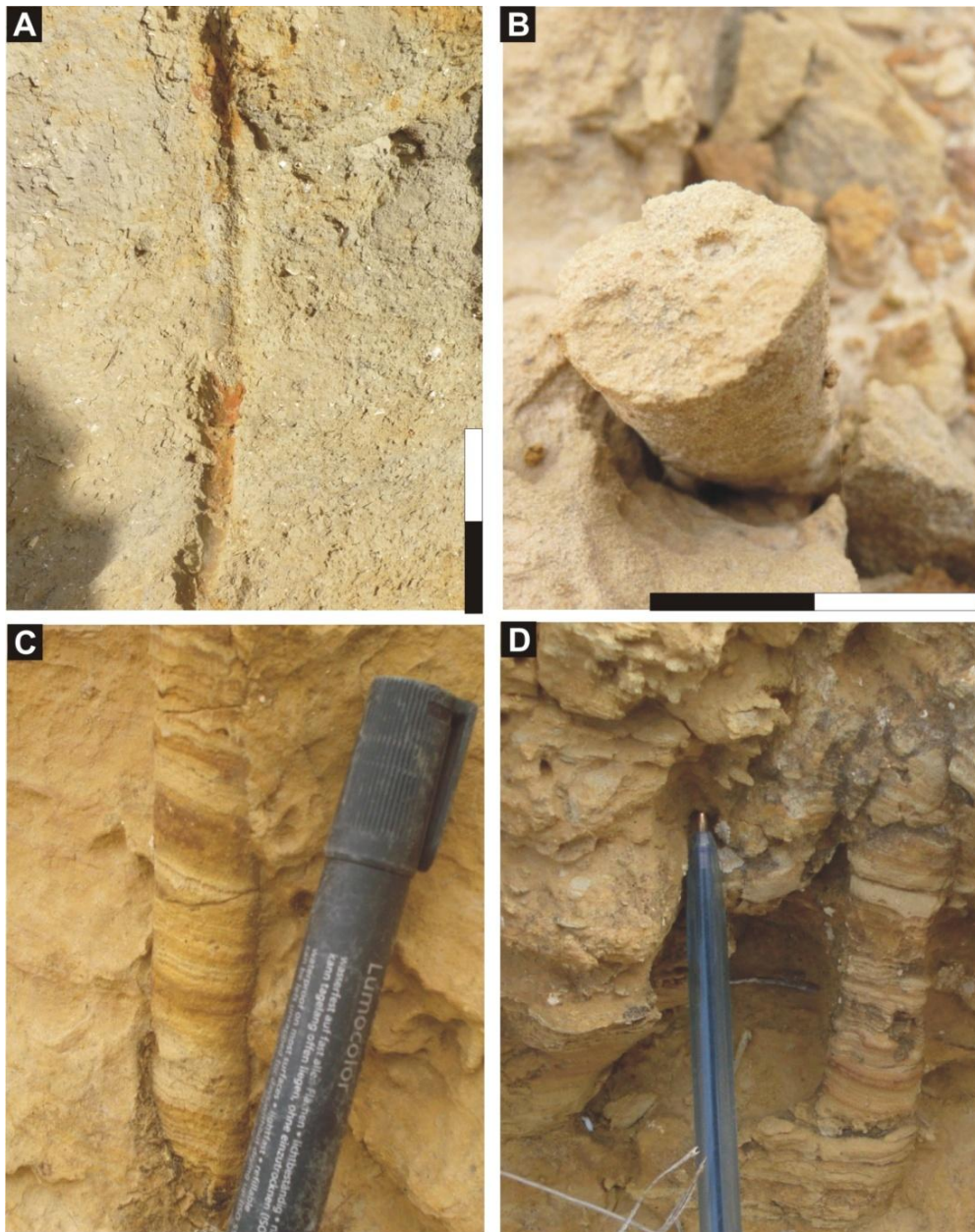


Fig. 55: Différents type de *Skolithos*, ichnogenres préservés à la partie basale de la formation (A et B), *Skolithos* de la deuxième barre (C et D).

C'est une trace abondante dans la partie basale de la "Formation de Slama", préservée à la semelle de la première barre gréseuse. Elle est totalement absente au sommet de la série.

Thalassinoides est en association avec *Gyrolithes* et *Ophiomorpha annulata*. Cette trace est surtout typique d'environnements peu profonds (Palmer, 1978, Archer & Maples, 1984 ; Frey & al., 1984 ; Mangano & Buatois, 1991 & Uchman, 1995) mais, elle se rencontre aussi à des profondeurs importantes dans les dépôts turbiditiques sableux (Uchman, 1995 ; Uchman & Tchoumatchenco, 2003). Elle est attribuée à des crustacés (Bromley & Frey, 1974 ; Frey & al., 1984 ; Bromley, 1990 ; Grimm & Föllmi, 1994).

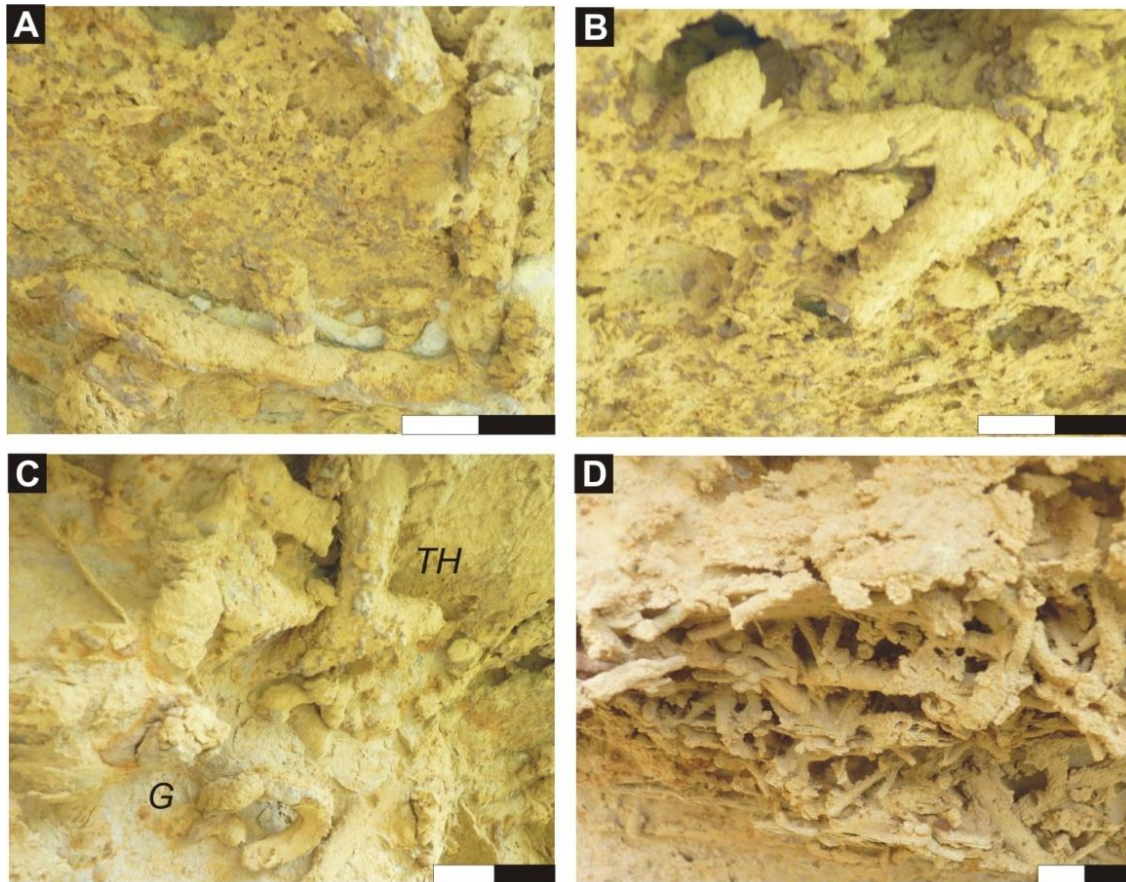


Fig. 56 : Deux différents types de *Thalassinoides* qui montrent deux angles différents (A & B), illustration montrant association de *Thalassinoides* (TH) et *Gyrolithes* (G) (C), réseau ramifié de *Polykladichnus* (D).

VI - DISCUSSION

L'étude ichnologique des dépôts de la "Formation de Slama", d'âge Pliocène moyen montre une bioturbation forte à moyenne, variable selon le faciès. Elle est caractérisée par les ichnogenres suivants : *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Ophiomorpha nodosa*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Skolithos* et *Thalassinoides*. A l'exception de *Skolithos* et *Polykladichnus*, tous les ichnogenres sus-cités sont attribués à l'activité de crustacé (Keij, 1965 ; Kennedy, 1967 ; Bromley & Frey, 1974 ; Hantzchel, 1975 ; Wilson, 1985 ; Bromley, 1990 ; Grimm & Föllmi, 1994 ; Benton & Hiscock, 1996). Elle reflète typiquement l'ichnofaciès à *Skolithos* de Seilacher (1967).

La partie basale de cette formation (zone de transition et première barre), formée par des marnes sableuses et des grès ferrugineux à grains fins à moyens et elle est caractérisée par la présence de *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Skolithos* et *Thalassinoides*. Ce dernier ichnogenre représente le terrier le plus abondant. Par endroits, il montre des connexions avec *Gyrolithes*.

L'apparition de *Thalassinoides* semble illustrer les environnements les plus profonds de la coupe. En effet, cet ichnogenre, souvent signalé dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Seilacher, 1967 in Malarkodi & al., 2009 ; Uchman, 1995 ; Tunis & Uchman, 1996 ; Bendella & al., 2011). Mais il a été également signalé dans des environnements divers : milieu oxygéné, mer ouverte, milieu anoxique, milieu lagunaire restreint et ferrugineux (Farrow, 1966). Ce dernier environnement semble correspondre aux conditions de la partie basale de la "Formation de Slama" (milieu protégé). Le milieu correspondait à une côte littorale relativement profonde, à l'abri des courants de tempêtes de haute énergie (présence d'imbrication de coquilles de bivalves surtout d'huitres, laminations parallèles, abondance de gypse). Les marnes à huîtres sont généralement signalées dans des environnements laguno-marins (Prat & al., 2005). En ce qui concerne la bathymétrie, les données ichnologiques et sédimentologiques convergent et plaide en faveur d'une côte littorale relativement profonde et protégé qui correspondrait probablement à l'ichnofaciès à *Skolithos* dans sa partie distale. Ce scénario reflète un environnement peut être à taux de salinité probablement élevée (présence du gypse).

En plus de ces conditions, la bathymétrie de la partie basale à conditions hydrodynamiques modérées, semble favoriser le développement de *Thalassinoides*, qui disparaît totalement vers la partie sommitale moins profonde.

Les terriers de crustacés, varient généralement de géométrie en réponse aux changements d'habitat, stratégie de nourriture et le type de substrat (Chakrabarti, 1981 ; Farrow, 1971 ; Frey & Mayou, 1971 ; Phillips, 1971 ; Suchanek, 1985 ; Griff & Chavez, 1988).

La partie médiane et sommitale de la "Formation de Slama" sont surtout caractérisées par une dominance de terriers verticaux, représentées surtout par *Gyrolithes*, *Skolithos* et *Ophiomorpha*.

Skolithos, est moyennement abondant, les spécimens rencontrés sont assez espacés est signalé dans des environnements divers : intertidal (Seilacher, 1967), marins peu profonds de faible profondeur (Alpert, 1974, 1975; Fillion & Pickerill, 1990 ; Frey & Pemberton 1984). C'est un ichnogre caractéristique de l'ichnofaciès à *Skolithos* (Seilacher, 1967). Il indique des changements brusques des conditions environnementales. Frey & Pemberton (1984), associent ces traces à des faciès de haute énergie généralement de tempête.

Ces conditions sont typiques des plages aériennes et sous marines. Même en faible abondance, *Skolithos*, coïncide avec la partie médiane à dominance de courant de vague (houle et tempête) ; il traduit un substrat de type soft-ground très imbibé d'eau. En plus la présence de *Gyrolithes* entouré généralement par un manchon diagénétique reconforte cette hypothèse.

En plus, des figures sédimentaires de tempête : stratifications entrecroisées en mamelon (*HCS*, Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1982), chenaux (courants érosifs), texture du sédiment (grès moyens à micro-conglomératiques), niveau coquillés à débris fins et compactés (*winnowing*, Furtterer, 1982 ; Monaco, 1991), cette partie de la série est caractérisée par des terriers verticaux d'habitation d'organisme suspensivores (*Ophiomorpha* et *Skolithos*) qui sont indicatrices d'environnement à haute énergie (Aguirre & al., 2010). Cette ichnoassemblage est surtout fréquent dans des environnements peu profonds à quelques mètres en dessous du niveau moyen de la mer (Ricketts & Calvin, 1962 ; Hecker, 1965 ; Weimer & HoT, 1964 ; Farrow, 1966). Cette association indique un environnement relativement moins profond que la partie basale de la série et correspondant à l'ichnofaciès à *Skolithos* dans sa partie proximale. La distribution des traces fossiles est probablement générée par la qualité du substrat qui était plus liquéfiée ce qui justifie la présence des *Ophiomorpha* dont les organismes responsables (crustacés) utilisent les pellets comme paroi pour renforcer leurs terriers.

VII - CONCLUSION

Dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, la "Formation de Slama", d'âge Pliocène moyen (Plaisancien), est caractérisée par une sédimentation marno-gréseuses.

Pour la partie basale, la géométrie tabulaire, la rareté et la discrétion des figures sédimentaires, granulométrie fine à moyenne et les marnes à faluns (coquille d'huîtres),

fréquence du gypse, plaident en faveur d'un milieu relativement calme et protégé des courants violents de tempête. Il s'agit d'un milieu marin peu profond (*Lower shoreface*).

Pour la partie sommitale, caractérisée par des laminations parallèles la présence des laminations entrecroisées en mamelon (*HCS*), des lits entrecroisés de faible angle, des bancs chenalisés à base érosive, des faciès micro-conglomératique mal granoclassé, des niveaux coquillés finement brisées et compactées, ces critères suggèrent un milieu littoral peu profond et exposé à l'influence de violente vagues (houle et tempête). La deuxième et troisième barres correspondent à des barres de déferlement de vagues qui sont caractérisées par des ouvertures qui représentent des chenaux remplis par un sédiment grossier ou coquilles. Ce milieu correspond à la transition *middle/upper shoreface*.

L'étude ichnologique révèle une faible diversité de traces fossiles répartie inégalement, dont l'association caractérise l'ichnofaciès à *Skolithos*. La quasi-totalité des ichnogenres inventoriés sont attribués à des crustacés.

La partie basale (*lower shoreface*), relativement plus diversifiée est caractérisée par la présence des ichnogenres suivants : *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Skolithos* et *Thalassinoides*. Cette association est dominée par des terriers horizontaux de *Thalassinoides*. En revanche, la partie sommitale montre une diversité beaucoup plus faible et une dominance de terriers verticaux marqués par l'association suivante : *Gyrolithes*, *Skolithos* et *Ophiomorpha nodosa*. Ce dernier ichnoespèce est le plus abondant. Cette distribution de traces fossiles traduit un environnement côtier qui correspond à l'ichnofaciès à *Skolithos*. De la base vers le sommet, il montre une légère décroissance de la bathymétrie:

Une partie basale, correspondant à l'ichnofaciès à *Skolithos* distal où la bathymétrie, l'oxygénation et probablement la salinité contrôlaient la distribution des traces fossiles.

Une partie sommitale, correspondant à l'ichnofaciès à *Skolithos* proximal où la nature du substrat est probablement le critère le plus important contrôlant cette distribution.

L'analyse lithostratigraphique, sédimentologique et ichnologique conduite systématiquement, à différentes époques (Dévonien terminal, Callovo-Oxfordien et Pliocène), sur quelques affleurements telliens et sahariens a permis, d'une part, d'établir un cadre géodynamique et, d'autre part, de faire un inventaire d'ichnofossiles quasi-inédit. Ce travail apporte une quantité importante de données originales et novatrices sur l'ichnologie peu étudiées jusqu'à présent dans la géologie algérienne.

L'ensemble des données ichnologiques et sédimentologiques démontre les relations étroites existant entre les assemblages de traces fossiles et les conditions de milieu. Leur étude conjointe éclaire les problèmes de systématique et autorise une meilleure approche interprétative des traces fossiles.

I - CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES, DYNAMIQUE DE DEPOT ET ICHNOFOSSILES ASSOCIES

A) - Terrain paléozoïque

Les affleurements du Dévonien terminal et particulièrement le Famennien (zone IV à VI) dans le bassin de l'Ougarta constitue un événement détritique illustré par deux formations hétérochrones : la "Formation des Argiles de Marhouma" et la "Formation des Grès de Marhouma" et/ou de Ouarourout. Ces deux formations succèdent à une série carbonatée "Formation Carbonatée de Marhouma" et/ou Calcaires griottes. Cette formation détritique correspond à une succession silico-clastique rythmique matérialisée généralement par des tempestites ou des turbidites de plus en plus abondantes dans un transect NW vers le SE.

L'étude ichnologique de ces formations révèle la présence de plusieurs ichnogenres (*Arthropycus* cf. *stricus*, *Chondrites*, *Cruziana*, *Dendrotichnium llarena*, *Gordia marina*, *Helminthopsis*, *Ichnispica*, *Megagraption*, *Nereites irregularis*, *Nereites jacksoni*, *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus*, *Planolites beverleyensis*, *Protopaleodictyon*, *Thalassinoides*, *Torrowangea*). L'association de ces traces fossiles montre deux ichnofaciès différents : ichnofaciès à *Cruziana* dans le secteur d'Ouarourout et à *Nereites* dans les secteurs de Marhouma et Tamtert. Cette différenciation ichnologique peut être expliquée par des rejeux tectoniques qui soulèvent le premier secteur, alors que l'axe Marhouma-Tamtert devient plus subsident.

B) - Terrain mésozoïque.

La "Formation des Argiles de Saïda" (Callovo-Oxfordien) dans le Djebel Brame (Takhmaret) est marquée par une sédimentation rythmique argilo-gréseuse. Elle comprend deux ensembles bien distincts selon leur organisation séquentielle et leur contenu en traces fossiles.

Onze ichnogenres ont été inventoriés et répartis verticalement dans l'évolution sédimentaire : *Bergaueria*, *Chondrites*, *Diplichnites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Taenidium* et *Thalassinoides*.

Le premier ensemble, basal, est caractérisé essentiellement par des sédiments fins ordonnés en petites séquences turbiditiques déposées en milieu "*offshore*" en dessous de la limite d'action des tempêtes (LAT). L'hydrodynamisme faible du milieu de dépôt ainsi que l'association de traces fossiles indiquent la partie distale de l'ichnofaciès à *Cruziana*.

Le deuxième ensemble, plus grossier, constitué par une alternance d'argiles verdâtres, de carbonates et de grès parfois affectés de *slumps*. Cette alternance est dominée par des séquences de tempêtes. La partie sommitale, plus proximale, montre des dépôts de "*shoreface*" marqués par des phases d'émersion. L'association de quelques traces fossiles indique la partie la plus proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana*. Une fluctuation bathymétrique majeure due probablement à une instabilité tectonique a été enregistrée avant la mise en place du deuxième ensemble.

C) - Terrain tertiaire

La coupe du Télégraphe de Sidi Brahim montre deux formations distinctes d'âge Pliocène moyen (Plaisancien) : la "Formation de Slama" est caractérisée par trois barres métriques séparées par des marnes ou des marnes sableuses. Les niveaux coquillés sont très abondants, intercalés dans des sables fins à moyens de faciès littoral. Ils sont déposés en zones plates relativement stables, sans marées majeures, mais soumises aux effets de houles et de tempêtes.

Les ichnogenres inventoriés sont : *Gyrolithes*, *Macanopsis*, *Ophiomorpha annulata*, *Ophiomorpha nodosa*, *Polykladichnus*, *Psilonichnus*, *Skolithos* et *Thalassinoides*.

L'association de ces traces fossiles correspond à l'ichnofaciès à *Skolithos*. La partie basale est dominée surtout par *Thalassinoides* et *Gyrolithes* caractérisant un environnement relativement calme à l'abri des courants de vagues violents (houle et tempête). Il correspond au *shoreface* bas, traduisant la zonation à *Skolithos* dans sa partie distale.

La partie sommitale est documentée par des éléments de haute énergie (grès, chenaux, micro-conglomérats, niveaux coquillés) avec la présence des terriers verticaux, en particulier *Ophiomorpha nodosa*. Ces particularités traduisent probablement une légère différenciation du comportement du milieu (qualité, texture et substrat, fig. 58B). Ce scénario est typique de l'ichnofaciès à *Skolithos* proximal.

II - RELATIONS ICHNOFOSSILE ET PALEOPROFONDEUR

L'évaluation de la paléoprondeur avec l'outil ichnologique est un problème coërcitif. Mais dans les secteurs étudiés, son apport est particulièrement intéressant où les reconstitutions paléoenvironnementales ont données des résultats très performantes. Si l'intérêt des traces fossiles est évident, les modèles proposés par Seilacher (1967) et Ekdal et *al.*, (1984) ont souvent été controversés, mais tout de même il reste valable dans ses grandes lignes

La prondeur n'est pas un paramètre simple, car ses variations se réalisent en parallèle avec de très nombreux facteurs écologiques. Ainsi, avec une croissance de la prondeur on assiste à une décroissance, plus ou moins régulière et d'une manière plus ou moins générale de plusieurs facteurs (Fig. 58A). Citons : température, lumière, hydrodynamisme, taux sédimentaire, granulométrie, apports trophiques, ...etc.

A partir de cette étude il ressort que, les traces de structure simple dominant dans les milieux peu profonds (Pliocène), alors que les traces les plus complexes se rencontrent surtout en milieu profond (Dévonien terminal et Callovo-Oxfordien).

Les traces à développement essentiellement vertical où le terrier s'enfonce en prondeur (*Skolithos*, *Ophiomorpha* ; Pliocène moyen) dominant dans des milieux peu profonds, alors que les traces à grand développement horizontal et plus superficielle se rencontrent en milieu profond (*Nereites*, *Megagraption* ; Dévonien terminal et Callovo-Oxfordien).

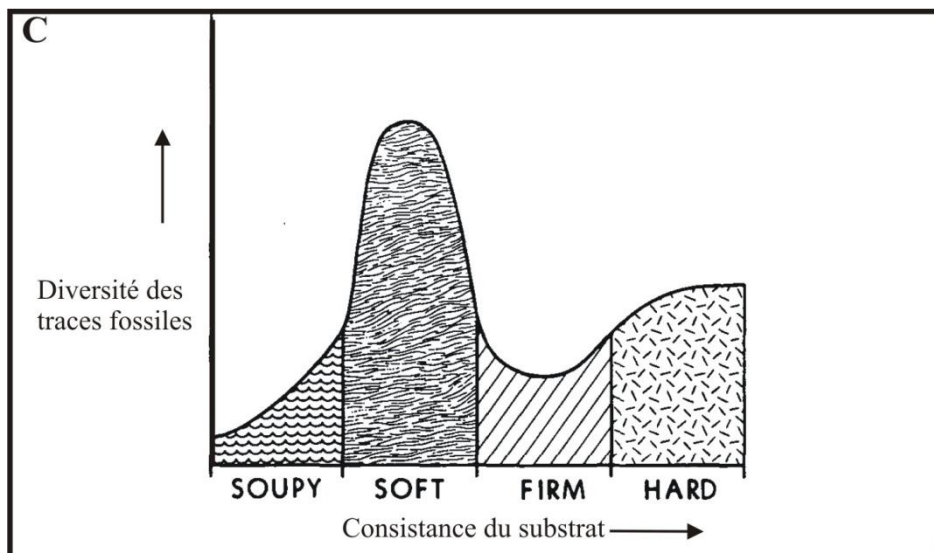
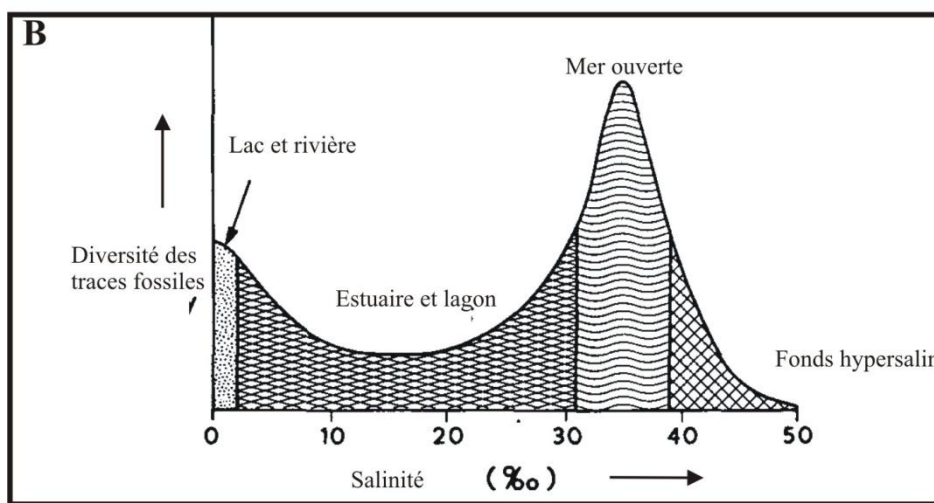
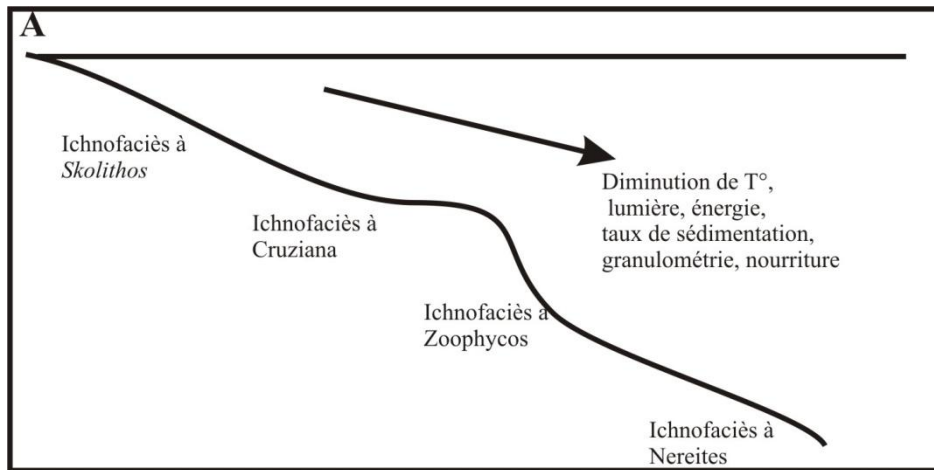


Fig. 58 : Modèle de base de Seilacher de la zonation bathymétrique incluant les cinq ichnofaciès (marin et non marin ; Seilacher, 1967, modifié par Ekdal, 1988) (A). Diversité des traces fossiles dans des environnements subaquatiques relatives à la variation des conditions de salinité (Ekdale, 1988) (B). Relation traces fossiles et substrat (C).

Dans les milieux peu profonds, la nourriture abonde et les organismes fousseurs se servent au débouché de leur terrier qui leur sert essentiellement d'abri. Ce dernier est d'une grande importance car les conditions stressantes environnementales sont considérablement plus importantes et diverses qu'en milieu profond (fort hydrodynamisme, érosion et apport sédimentaire plus fréquent, émergence...).

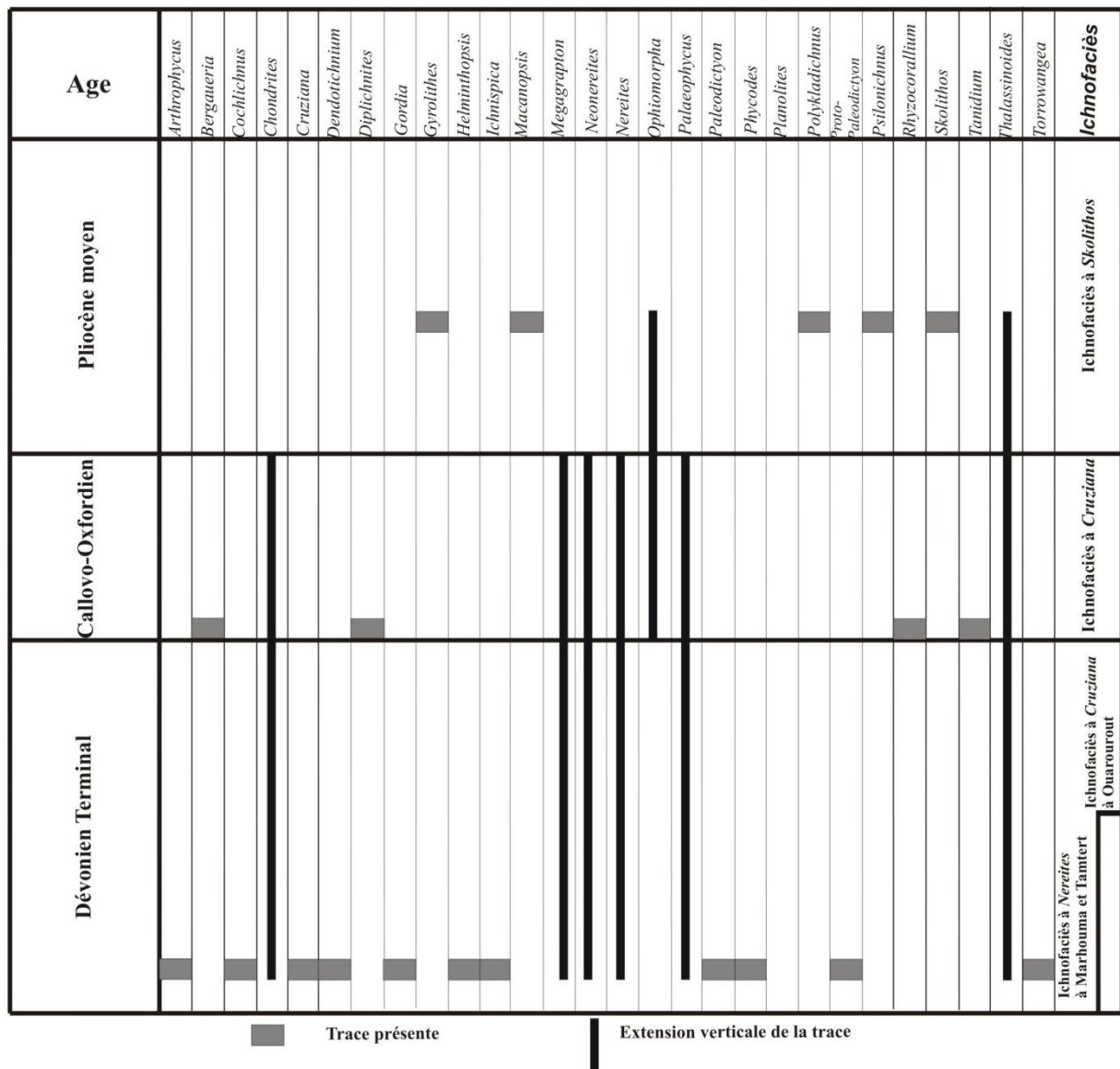


Fig. 59 : Comparaison et évolution ichnologique dans les trois régions étudiées.

Dans les milieux profonds (Dévonien terminal et Callovo-Oxfordien) où l'environnement est plus ou moins calme mais le flux trophique est faible. Le problème des organismes responsables des ichnofossiles est à la recherche de nourriture, ce qui explique la complexité de ces traces.

La préservation des traces fossiles est beaucoup meilleure dans les faciès détritiques, et leur association n'est pas aléatoire. Généralement, elles s'assemblent en communauté, qui est directement liée à la profondeur.

En conclusion, l'évolution des traces fossiles au cours des temps géologiques est un problème très épineux et difficile à mettre en évidence. Dans les régions étudiées, les séries sédimentaires sont mises en place dans des paléoenvironnements très différents, ce qui rend le suivi de cette évolution verticale un peu difficile voire impossible.

La figure 59, montre que certaines traces fossiles sont fréquentes aussi bien dans le Dévonien terminal que le Callovo-Oxfordien (*Chondrites*, *Megagraption*, *Neonereites*, *Nereites* et *Palaeophycus*). *Thalassinoides* sont connues dans les trois régions étudiées. *Ophiomorpha* débute dès le Callovo-Oxfordien jusqu'au Pliocène moyen.

A

- Abbache A. (2001). - Etude sédimentologique des « calcaires griottes » et faciès associés (Givétien –Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara occidental). - *Mémoire Magistère Université Oran*, 154 p. 11 Pl., *inédit*.
- Abel O. (1935). - *Vorzeitliche lebensspuren*, p. 439-444, fig. 366-369, Jena.
- Aguirre J., de Gibert J.M. & Puga-Bernabéu A. (2010). - Proximal–distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **291**, 328–337.
- Aigner T. (1982). – calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestone (Middle Trias SW-Germany). *In* Einsel & Seilacher (*ed*): Cyclic and event stratification. - *Springer-Verlag Heidelberg New York.*, 180-199.
- Ait Kaci A. (1990). - Evolution lithostratigraphique et sédimentologique du Cambrien des monts d'Ougarta (Sahara algérien nord-occidental), - *Thèse. Doct. 3^{ème} cycle. U.S.T.H.B.*, Alger.
- Ait Ouali R. (2007). - Les Grès de Marhouma. Un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire. - *Mémoire Service Géologique National*, **14**, 79-82.
- Alexandrescu G. & Brustur T. (1982). – sur quelques structures biogènes (trace fossils) du flyschs des Carpathes orientales (2^{ème} partie). (*in* Romanian, French summary). *Dari de Seama ale Sedint.*, - *Inst. Geol. Geof. Paleont.*, 67, (1979-1980), 33-46.
- Alpert S.P. (1974). - Systematic review of the genus *Skolithos*. - *Journal of Paleontology.*, **48**, 661-669.
- Alpert S.P. (1975). - *Planolites* and *Skolithos* from the Upper Precambrian-Lower Cambrian White-Inyo Mountains, California. - *Journal. Palaeontology.*, **49**, 508-521.
- Alimen H., Le Maitre D., Menchinnkoff N., Petter G. & Pouyeto. A. (1952). - Les Chaînes d'Ougarta et la Saoura. - *XIX^{ème} Congr. Géol. Intern.*, Alger, *1^{ère} série*. Algérie, **15**, p. 1-114.
- Andrews H.N. (1970). – Index of generic names of fossil plants, 1820-1965. U.S. Geol.Surv., Bull. 1300, 354p.
- Anderson R.V.V (1936). – Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. – *Mem. Geol. Soc. Am.*, New York. 450p., 19pl.
- 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.
- Atger M. & Verdier J. (1965). - Etude géologique du plateau jurassique de Cacherou (Sidi Kada), bordure nord des Monts de Saïda. - *Géoscience.*, *S. N. Répal*.

- Atif K.F.T. (2001). – Modalités du passage Moi-Pliocène dans le bassin du Bas Chéelif. - *Mém. Magister, Univ. Oran*, 133p., 39 fig., 5 tabl. (inédit).
- Auclair D. & Biehler J. (1967). - Etude géologique des Hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. - *Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger. (Nouvelle. Série).*, 34, 3-45.
- Augier C. (1967). - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. - *Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger, (Nouvelle. Série).*, 34, 47-80.
- Azeptia Moros F. (1933). - Datos para el estudio paleontologico del flysch de la Costa Cantabrica y del algunos otros puntos de Espana. - *Bol. Instit. Geol. Mine. Espana.*, **53** : 1-65.

B

- Basan P.B. & Scott R.W. (1979). - Morphology of *Rhizocorallium* and associated traces from the Lower Cretaceous Purgatoire Formation, Colorado. - *Palaogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 28, P. 5-23.
- Bastien C. (1967). - Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa. (Région d'Ougarta - Dévonien inférieur) – *Publ. Serv. Géol. d'Algérie, (n. série.), Bull.* **35**, 81-88.
- Bendella M. (2004). - Séquences et ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge famennien terminal (Beni-Abbès, Saoura). - *Thèse Magistère Université Oran*, 136 p., 11 Pl., *inédit*.
- Bendella. M.; Bouterfa B., Mansouri M. E.H., Atif K.F.T. & Haouli A. (2008). – Mio-Pliocene shallow marine trace fossils of the “Sidi Brahim Telegraph” (Bassin de Bas Chéelif, Western North Algeria). - *Ichnia 2008. Second. International. Congress on Ichnology, Cracow, Poland. September. 1-5, 2008*.
- 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). – *Bull. Soc. Géol. France.*, 2011, t. **182**, (5), (*sous presse*).
- Benest M. (1972). - Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). - *C. R. Acad. Sc., Paris, sér. D*, t. 275, p. 1469-1471
- Benest M., Elmi s., Benhamou M., Ouardas T., Perriaux J. & Ghali M. (1995). - Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge Callovo-Oxfordien dans le sillon intra-cratonique du Nador du Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. - *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 321, (*série. II a*), 103-110.
- Benhamou M., Elmi S., Abbache A., Ouali Mehadjji A. & Racheboeuf P. (2000). - Les faciès ‘griottes’ Fammenien du bassin de l'Ougarta (Saoura Sud Oranais, Algérie): environnement et implication paléogéographique. *4^{ème}. Sem. Géol. Pétrolier (SGP4)*, Boumerdès, 13-15 nov. 2000, p. 106-107.
- Benhamou M., Abbache A., Elmi S., Mekahli L., Ouali Mehadjji A., Racheboeuf P. & Boumendjel K. (2004). - Les « calcaires griottes » et faciès associés du Dévonien supérieur

des environs de Béni-Abbès à Djebel Hèche (Saoura, Algérie). - *Bulletin Service géologique d'Algérie*, **15**, 1, 27-49.

- Benton M.J. (1982). - Trace fossils from Lower Paleozoic ocean-floor sediments of the Southern Upland of Scotland. - *Trans. Roy. Soc. Eart. Sci Edinburgh.*, **73**, 67-87.

- Benton M.J. & Hiscock C. (1996). - Lower Silurian trace fossils and the *Eocoelia* community in the Tortworth Inlier, SW England. - *Proceedings of the Geologists' Association*, **107**, 199-208.

- Bertling M., Braddy S.J., Bromley R.G., Genise D.J., Mikula R., Nielsen K.S.S., Rindsberg A.K., Schlirf M. & Uchman A. (2006). - Names for trace fossils: a uniform approach. - *Lethaia.*, **39**, 265-286.

- Billings E. (1862). - New species of fossils from different parts of the Lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada. - *In Paleozoic fossils.*, **I**, (1861-1865): 96-168, Montreal (*Geological Survey of Canada, Dawson Brother*).

- Birkenmajer K. & Bruton D.L. (1971). - Some trilobites resting and crawling traces. - *Lethaia.*, **4**, 303-319.

- Bjerstedt T.W. (1988) - trace fossils from the Early Mississippian Price Delta, southeast West Virginia. - *Journal of Paleontology.*, **62**, 506-519.

- Bleicher M. (1875). - Note sur la géologie des environs d'Oran. - *Bull. Soc. Géol. France.*, (3), t. **III**, P. 187-195.

- Bouma A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposit, a graphic approach to facies interpretation. - *Elsevier.*, Amsterdam, 168 p.

- Boumendjel K., Morzadek P., Paris F. & Plusquellec Y. (1997) - Le Dévonien de l'Ougarta (Algérie) : lithologie, microfaunes et faunes. - *Rapport interne de la Sonatrach*, 1-23.

- Bouterfa B. (1990). - Les environnements sédimentaires de la série pliocène-pléistocène de Djebel Mékhalia (Bel Hacel, Algérie nord-occidentale). - *Mém. Ingén. Univ. d'Oran*. 66p. (inérite).

- Bouterfa B. (1999). - Enchaînement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques et calloviens, Oxfordiens et Kimméridgiens dans les Monts de Ghar Roubane (Algérie occidentale). - *Thèse. Magist.*, Univ. Oran. 188 p.

- Boyd R., Dalrymple R.W. & Zaitlin B.A. (1992). - Classification of clastic coastal depositional environments. - *Sed. Geol.*, **80**, 139-150.

- Bown T.M. & Kraus M.J. (1983). - Ichnofossils of the alluvial Willwood Formation (Lower Eocene), Bighorn basin, Northwest Wyoming, U.S.A. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **43**, 95-128.

- Bradshaw M.A. (1981). - Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (Lower Beacon Supergroup), Antarctica. - *New Zealand Geol. Geoph.*, **24**, 615-652.

- Brady L.F. (1939). – Tracks in the Coconino Sandstone compared with those of small, living arthropods. – *Plateau.*, **12**, 32-34.
- Brady L.F. (1947). – Invertebrate tracks from the Coconino Sandstone of northern Arizona. - *Journal of Paleontology.*, **21**, 466-472.
- Brenchley P. J. (1985). - Storm influenced sandstone beds. - *Modern Geology.* **9**, 369–96.
- Brett C.E. & Brookfield M.E. (1984). - Morphology, faunas and genesis of Ordovician hardgrounds from southern Ontario, Canada. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **46**, 3-13.
- Brice D. (1997) - Brachiopodes *Pentameridea*, *Rhynchonelloidea*, *Athyroidea*, *Retzoidea*, *Atrypoidea* et *Terebratuloidea*. In Boumendjel et al. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). - *Ann. Soc. Géol. Nord*, **5** (2^{ème}: série), p. 105-107.
- Bromley R.G. (1967). - Some observation on burrows of *thalassinidean* Crustacea in chalk hard grounds. - *Quart. Journ. Geol. Soc. London.*, **123**(2), 157-182, 5 fig., pl. 7-11.
- Bromley R.G. (1990). - *Trace Fossils. Biology and Taphonomy.* - Unwin Hyman Ltd, 280 p.
- Bromley R.G. & Frey R.W. (1974). – Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*: - *Bulletin of the Geological Society of Denmark.*, **23**, 311-355.
- Bromley R.G. & Assaad U. (1979). – Triassic freshwater ichnocoenoses from Calsberg Fjord, East Greenland. - *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, **28**, 39-80.
- Bromley R.G. (1990). - *Trace Fossils: Unwin Ltd.*, London, 280 p.
- Bromley R.G., Pemberton S.G. & Rahmani R. (1984). - A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. - *Journ. Paleont.*, **58**, 488-494.
- Bromley R.G. & Ekdale A.A. (1984). – *Chondrites* : a trace fossil indicator of anoxia in sediments: - *Science.*, **224**, 872-874.
- Brongniart A.T. (1823). - Observations sur les *Fucoids*. - *Soc. Hist. Natur. Paris, Mém.*, **1**, 301-320, Paris.
- Brongniart A.T. (1828). - Histoire des végétaux fossiles ou recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe. 136 p., Paris (*in* G. Dufour et E. d'Ocagne).
- Brustur T. & Stoica M. (1993). – On some biogene sedimentary structures from the Plopu Formation at Grozesti-Oituz Valley, East Carpathian. (In Romanian, English summary). - *Stud. Cercet. Geol.*, **38**, 57-70.
- Buatois L.A. & Mangano M.G. (1995). – The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: and archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. – *Ichnos* **4**, 151-161.

- Buatois L., Mangano M.G. & Sylvester Z. (2001). - A diverse Deep-Marine Ichnofauna from the Eocene Tarcau Sandstone of the Eastern Carpathians, Romania. - *Ichnos*, **8**(1), 23-62.

- Buatois L.A., Mangano M.G., Maples C.G. & Lanier W.P. (1998). - Ichnology of an Upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovalley: The Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, eastern Kansas, USA. - *Journ. Paleont.*, **72**, 152-180.

- Buatois L.A., Netto R.G., Mangano M.G. & Balistieri P.R.M.N. (2006). - Extreme fresh water release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact coastal ecosystems. - *Geology*., **34**, 1021-1024.

C

- Caster K.E. (1938). - A restudy of the tracks of *Paramphibuis*. - *Journ. Paleont.*, **12**, 3-60.

- Caster K.E. (1957). - Problematica. In H. S. Ladd (ed). Treatise on marine ecology and paleoecology, v 2, - *Paleoecology. Geol. Soc. America, Mem.*, **67**, 1025-1032.

- Chakrabarti A. (1981). - Burrow patterns of *Ocypode ceraophthalma* and their environmental significance: - *Journal of Paleontology*., **55**, 431-441.

- Chamberlain C.K. (1971). - Morphology and ethology of trace fossils from the Quachita Mountains, southeast Oklahoma. - *Journal of Paleontology*., **45**, 2-246.

- Chamberlain C.K. & Clark D.L. (1971). - Trace fossils and conodonts as evidence for deep-water deposits in the Oquirrh Basin of Central Utah. - *Journal of Paleontology*., **47**(4), 663-682.

- Chameau. J. (1956). - Etude géologique de l'anticlinal du Hassi Zarka des Beni Methar. - *Travaux des collaborateurs, serv. Carte Géol. de l'Algérie.*, p. 100 à 106.

- Chikhaoui M. (1974). - Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura). - *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Fac. Sci., Alger*, t1, 114 p., 13 fig., 11 tabl., t2, 22 pl.

- Clari P.A., Delapierre F. & Martire L. (1995). - Discontinuities in carbonate successions : identification, interpretation and classification of some italian examples. - *Sedimentary Geology*, **100**, 97-121.

- Cluff R.M. (1980). - Paleoenvironment of the New Albany Shale group (Devonian-Mississippian) of Illinois. - *Journ. Sedim. Petrol.*, **50**, 767-780.

- Cojan I. Renard M. (1979). - Sédimentologie. - *Masson. (éd.)*, 410p.

- Conrad J., Pareyn C.L. & Weyant M. (1970). - Mise en évidence du Tournaisien inférieur dans la vallée de la Saoura (Sahara nord occidental) et conséquences paléogéographiques. - *C. R. Ac. Sci. Paris.*, **271** (II), 900-903.

- Crimes T.P. (1968). – *Cruziana* a stratigraphically useful trace fossil. - *Geol. Mag.*, **105**, 360-364.
- Crimes T.P. (1969). – Trace fossils from the Cambro-Ordovician rocks of North Wales and their stratigraphic significance. - *Geol. Jour.*, **6**, 333-338.
- Crimes T.P. (1970). – The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Paleozoic strata. In Crimes T. P. & Harper J. C. (eds). Trace fossils. - *Geol. Journ. Spec. Issue*, n° **3**, 101-126., 9 fig., 5 pl., Liverpool
- Crimes T.P. (1974). - Colonization of the early ocean floor. – *Nature.*, **248**, 328-330.
- Crimes T.P. (1975). – The stratigraphical significance of trace fossils. In: Frey R.W. (Ed). The study of Trace Fossils. A Synthesis of principles, Problems, and Procedures in ichnology. *Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin*, pp. 109-130.
- Crimes T.P., Goldring R., Homewood P., Van Stuijvenberg J. & Winkler W. (1981). –Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland: - *Eclogae Geologicae Helvetiae.*, **74**, 953-995.
- Crimes T.P. & Anderson M.M. (1985). - Trace fossils from Late Precambrian-Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. - *Journal of Paleontology.*, **59**, 310-343.
- Crimes T.P. & Crosseley J.D. (1991). - A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation. - *Wales. Geol. Journ.*, **26**, 27-64.
- Crimes T.P. & MacCall G.J.H. (1995). - A diverse ichnofauna from Eocene-Miocene rocks of the Markan Range (S. E. Iran). – *Ichnos.*, **3**, 231-258.
- Curran H.A. & Frey R.W. (1977) - Pleistocene trace fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues, p. 139-162. In T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.). Trace Fossils 2. - *Geol. Journ. Spec. Issue 9. Seel House Press, Liverpool*.
- Curran H.A. (1992). - Trace fossils in Quaternary, Bahamian-style carbonate environments: the modern to fossil transition. In Maples E.G. & West R.R. (eds), Trace Fossils. - *Short Courses in Paleontology.*, **5**, 105-120.

D

- Dahmer G. (1937). – Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). - *Jahrb. Preuss. Geol. Landesants.*, 1936, **57**, 523-539.
- D'alessandro A. & Bromley R.G. (1987). - Meniscate trace fossils and the *Muensteria-Taenidium* problem. – *Palaeontology* **30**, 743-763.
- Dalloni M. (1952). – L'atlas tellien occidental. - *XIX^{ème} Congr. Géol. Inter. Alger*, Monographie régionale., 7^{ème} série, N° **24**, Alger.

- Dawson J.W. (1864). – On the fossils of the genus *Rusophycus*. - *Canadian Natural.*, N. ser., **1**, 363-367.
- Delfaud J. (1973). - Sur l'appartenance de certains «pseudo-flyschs» aux faciès prodeltaïques de plate-forme. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, (*série*) d, t. 277, p. 1125-1128.
- Delgado J.F.N. (1910). (Ouvrage posthume) Terrains Paléozoïques du Portugal. Etude sur les fossiles de schistes à *Nereites* de San Domingos et des schistes à *Nereites* à Graptolites de Barrancos. - *Ser. Geol. Portugal.*, **56**, 1-68.
- Delteil. J. (1974). – tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Béni-Chougrane, Dahra). – *Doctorat. Univ. Nice*, 249p., 110 fig., 10pl.
- DONZEAU M. (1983). - Tectonique des Monts d'Ougarta. In « Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphiques ». (Fabre J. éditeur) - *Lexi. Strati. Intern. N^{elle} Série.*, **1**, 118-120. *Pergamon Press, Oxford*.
- D'orbigny A. (1842). - Voyage dans l'Amérique méridionale - *Paléonto.* 180P., 22pl.
- Doumergue F. (1910). - Carte géologique détaillée à 1/50 000, feuille Terni, n° 300.
- Drosser M.L. & Bottjer D.J. (1986). - A semiquantitative field classification of ichnofabric. - *Journ. Sedim. Petrol.*, **56**, 558-559.

E

- Eagar R.M.C., Baines J.G., Collinson J.D., Hardy P.G., Okollos A. Pollard J.E. (1985). - Trace fossil assemblages and their occurrence in Silesian (Mid-Carboniferous) deltaic sediments of the central Pennine Basin England, p. 99-149. In Curran H. A (ed.), *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments. Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Pub*, **35**. Tulsa.
- Ehrenberg K. (1938). – Bauten von Decapoden (*Callinassa sp.*) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau NiederöDonau (Niederösterreich). - *Paläont. Zeitschr.*, **20**, 263-284.
- Ehrenberg K. (1944). – Ergänzende Bemerkungen zu den seierzeit au dem Miozän von Burgscheinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. - *Paläont. Zeitschrift.*, **23**, 345-359.
- Ekdale A.A. (1980). –Graphogliptyd burrow in modern deep sea sediments. - *Science.*, 207-304
- Ekdale A.A. (1984). - Trace fossils in deep sea djrilling project. Leg 58 cores. *Initial Reports of the deep sea djrilling project*, vol. LVIII, U. S. - *Gouvernement printing. Office*, Washington D. C., p 601-605., 8 fig.
- Ekdale A.A. (1985a). - Trace fossils and mid-Cretaceous anoxie events in the Atlantic Ocean: in CURRAN H. A. (ed.), *Biogenic Structures : Their use in Interpreting Depositional Environments.* - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spc. Pub.*, **35**, 333-342.

- Ekdale A.A. (1988). – Pitfalls of paleobathymetric interpretation based on trace fossil assemblages. – *Palaios.*, **3**, 464-472 ; Ann Arbor, Mich.
- Ekdale A.A., Bromley R.G. & Pemberton S.G. (1984). - Ichnology : The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Schort Cours.* Tulsa, **15**, 317 pp.
- Ekdale A.A. & Mason T.R. (1985). - Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. – *Geology.*, **16**, 720-723.
- Ekdale A.A & Lewis D.W (1991). - Trace fossils and paleoenvironmental control of ichnofacies in a late Quaternary gravel and loess fan delta complex, New Zealand - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **81**, 253-279 253.
- Elmi S. (1972). - L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique, interprétation Paléogéographique. - *C. R. somm. Soc. Géol. France, Paris*, n° 5, p.220-222.
- Elmi S. (1978). - Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). - *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille*, t. 97, n° 164, 315-323.
- Elmi S. & Benest M. (1978). - Les « Argiles de Saïda », faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. - Livre Jubilaire Jacques Flandrin, *Docum. - Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, (hors .série 4), 203-261.
- Elmi S. & Aneur M. (1984). - Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. - *Estrato da Geologica Romana.*, **23**, 13-22.
- Emmons E. (1844). – The taconic System based on observations in New York, Massachusetts, - *Marine, Vermont, and Rhode-Island.*, 63 p, Albany (Caroll and Cook).

F

- Fabre J. (1976). - Introduction à la géologie du Sahara algérien. - *Société Nationale Edition et Diffusion.*, Alger, 1- 422.
- Fabre J. (1983). - Les séries paléozoïques d'Afrique : une approche. - *Journal of African Earth Sciences.*, **7(1)**, 1-40.
- Fabre J. (2005). - Géologie du Sahara occidental et central. Musée Royal de l'Afrique Centrale, 1-572.
- Farrès M.F. (1967). – Los "Dendroichnium" de Espana. - *Same. Notas & Comun.*, **94**, 29-36.
- Farrow G.E. (1966). – Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. – *palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. Elsevier.*, **2**, 103-151.

- Farrow G.E. (1971). – Back-reef and lagoonal environments of Aldabra Atoll distinguished by their crustacean burrows: - *Symposium of the Zoological Society of London.*, **28**, 455-500.
- Fenton E.C. & Fenton M.A. (1934). – *Scolithos* a fossil *phonorid*. - *Pau American Geologist.*, 61p. 341-348.
- Fillion D. & Pickerill R.K. (1990). - Ichnology of the upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. - *Palaeontogr. Can.*, **7**, 1-119.
- Follmi K.B. & Grimm K.A. (1990). - Doomed pioneers: Gravity flow deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments. – *Geology.*, **18**, 1069-1072.
- Frey R.W. (1971). - Ichnology : The study of fossil and recent lebenspuren. - *Perkins B F. Edit. Baton Rouge. Trace fossils, Afield to selected localities in Pennsylvanian, Permian Cretaceous and Tertiary rocks of Texas and related papers.* p. 91-125., 21 fig.
- Frey R.W. (1973). – Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Jour. Sed. Petro.*, **43**, 6-19.
- Frey R.W. (1975). - The realm of ichnology, its strengths and limitation: *in* Frey R. W., ed., *The Study of trace fossils.* - *Springer Verlag*, New York, 13-38.
- Frey R.W. (1978). - Behavioral and ecological implications of trace fossils. - *In: Trace fossil concepts* (Ed P.B. Basan), - **5**, *S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City*, 49-76.
- Frey R.W. & Howard J.D. (1970). - Comparison of Upper Cretaceous ichnofaunas from siliceous sandstones and chalk, Western Interior region, U.S.A. *In: Harper, J.C., Crimes, T.P. (Eds.), Trace Fossils: - Geological Journal Special Issue.*, **3**, 144-166.
- Frey R.W. & Howard J.D. (1972). - Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A., sedimentology and biology, VI, radiographic study of sedimentary structures made by beach and offshore animals in aquaria: - *Senckenbergiana Maritima.*, **4**, 169–182.
- Frey R.W. & Howard J.D. (1985). – Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. - *Journal of Paleontology.*, **59**, 370-404.
- Frey R.W. & Howard J.D. (1990). – Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. - *Journal of Paleontology.*, **64**, 803-820.
- Frey R.W. & Pemberton S.G. (1970). - Trace fossil facies model. *In* Walker R. G. (ed.) *Facies model.* - *Geoscience. Canada, Reprint Series.*, **1**, 189-207, 14 fig., 2 tab., Ottawa.
- Frey R.W. & Pemberton S.G. (1984). - Trace fossil facies model. *In* Walker R. G. (ed.) *Facies model.* - *Geoscience. Canada, Reprint Series*, **1**, 189-207, 14 fig., 2 tab., Ottawa
- Frey R.W. & Pemberton G.S. (1985). – Biogenic structures in outcrops and cores . I. Approach to ichnology. - *Bulletin of Canadian petroleum Geology*, **33**: 72-115.

- Frey R.W. & Pemberton S.G. (1987). - The *Psilonichnus* Ichnocoenose and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia Coast: *Bulletin of Canadian Petroleum – Geology.*, **35**, 333–357.
- Frey R.W. & Mayou T.V. (1971). – Decapod burrows in Holocene barrier island beaches and washover fans, Georgia: - *Senckenbergiana maritime.*, **3**, 53-77.
- Frey R.W. & Seilacher A. (1980). – Uniformity in marine invertebrate ichnology. – *Lethaia.*, **13**, 183-207, Oslo.
- 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.
- Fu S. (1991). - Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebensspuren. - *Cour. Forschun. Senckenberg.*, **135**, 1-79.
- Fuchs T. (1895). Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. - *Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Denkschr.* **62**, 369-448
- Fürsich F.T. (1974). - Ichnogenus *Rhizocoralium*. - *Paläont. Zeitscher.*, 48, 16-28.
- Fürsich F.T. (1975). - Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandie. - *Lethaia.*, 8, 151-172.
- Fürsich F.T. (1981). - Invertebrate trace fossils from the upper Jurassic of Portugal. - *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.*, **67**, 153-168.
- Futterer E. (1982). – Experiments on the distinction of wave and current influenced shell accumulations. In Einsel & Seilacher (ed): Cyclic and event stratification. - *Springer-Verlag Heidelberg New York.*, 175-179.

G

- Gaillard C. (1991). – Recent organism traces and ichnofacies on the deep sea floor off new Caledonia, southwestern Pacific. – *Palaios.*, 6, 302-315, Ann Arbor, Mich.
- Genise J.F., Mangano M.G., Buatois L.A., Laza J.H. & Verde M. (2000). - Insect trace fossil associations in paleosols: the *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaios* **15**, 46–64.
- Gerard J. & Bromley R.G. (2008). – Ichnofabric in clastic sediments. Applications to sedimentological core studies. - *Atlas Edition, edited and published by Jean Gerard.*
- Gernant R.E. (1972). – The paleoenvironmental significance of Gyrolithes (lebenspurr): - *Journal of Paleontology.*, 46, 735-741.
- Griffis R.B. & Chavez F.L. (1988). - Effects of sediment type on burrows of *Callianassa californiensis* Dana and *C. gigas* Dana: - *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology.*, **117**, 239-253.

- Grimm K.A. & Föllmi K.B. (1994). – Doomed Pioneers: Allochthonous Crustacean tracemakers in anaerobic basinal Strata, Oligo-Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. – *Palaios.*, **9**, 313-334.

- Guardia P. (1975). – Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'Avant pays atlasique. - *Thèse. Sc., Univ. Nice.*, 289P.

H

- Hall J. (1847). - Palaeontology of New York., State of New York. - *Van Benthuyesen.* Albany., **1**, 338p.

- Hall J. (1852). - Paleontology of New York. vol 2. Containing descriptions of the organic remains of the Lower Division of the New York System (equivalent in part to the Middel Silurian rocks of Europe). - *C. Van Benthuyesen.*, Albany, 362p.

- Hantzpergue P. & Branger P. (1992). – L'ichnogenre Paleodictyon dans les dépôts néritiques de l'oxfordien supérieur Nord-aquitain (France). – *Géobios.*, **25**, 195-205.

- Häntzschel W. (1939). – Die Lebensspuren von Corophium volulor (Pallas) und ihre paläontologische Bedeutung. - *Senckenbergiana.*, **21**, 215-227.

- Häntzschel W. (1962). – Trace Fossils and Problematica, p. W177-W245. In R. C. Moore (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W. Miscellaneous. - *Geol. Soc. America and University of Kansas Press*, New York and Lawrence, Kansas.

- Häntzschel W. (1965). – Vestigia invertebratorum et Problematica. - *Fossilium Catalogus*, **1**, Animalia, pars 108, 142p.

- Häntzschel W. (1975). - Trace Fossils and Problematica, p. W1-W269. In C. Teichert, (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellaneous, Supplément 1. - *Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press*, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

- Haldeman S.S. (1840). Supplement to number one of "A Monograph of the limniade and other other fresh- water bivalve shells of the apparently new animals in different classes, and names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa, - *Philadelphia.*, pp.1-3.

- Haouli. A. (2006). - la série Pliocène de la région de Sidi Brahim (bassin du Bas Chéelif) : cadre sédimentologique, biostratigraphique et séquentiel. – *Mém. Ingén. Univ. D'Oran.*77p., 18fig., 6pl.

- Harms J.C. (1975). - Primary sedimentary structures. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **7**, 227–248.

- Harms J.C., Southard J.B. & Walker R.G. (1982). - Structures and Sequences in clastic rocks : Lecture notes for SEPM. - *Short Course n° 9*, Calgary, Ontario.

- Haug E. (1906). - Nouvelles données paléontologiques sur le Dévonien de l'Ahnet occidental. Mission R. Chudeau et E.F. Gautier. - *C.R. Acad. Sci. Fr.*, p. 732.

- Hecker R. E. (1965). - *Introduction to Palaeoecology*. - Elsevier, New York, N.Y., 166 pp.
- Heer O. (1877). - Flora Fossilis Helvetiae. Vorweltliche Flora der Schweiz. - *J. Wurster & Comp.*, 182 p., Zurich.
- Hertweck G. (1972)., - Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology, V., Distribution and environmental significance of lebenspuren and in situ skeletal remains: - *Senckenbergiana Maritima.*, **4**, 125–167.
- Hillgärtner H. (1998). - Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). - *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1093-1108.
- Hitchcock E. (1858). - Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut Valley, especially its fossil footprints. - *W. White, Boston.*, 220 p.
- Howard J.D. (1966). – Characteristic trace fossils in Upper Cretaceous sandstones of the Book Cliffs and Wasatch Plateau: - *Utah Geol. Mineral. Survey, Central Utah, Coal Bull.*, **80**, 35-53.
- Howard J. D.& Frey R. W. (1975). - Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. - *Senckenbergiana Maritima.*, **7**, 33–103.
- Howard J.D. & Frey R.W. (1984). - Characteristic trace fossils in nearshore to foreshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. - *Canadian Journal of Earth Sciences.*, **21**, 200-219.
- Howell B.F. (1943). – Burrows of *Skolithos* and *Planolites* in the Cambrian Hardyston Sandstone at Reading, Pennsylvania. - *Publ. Wagner Free Inst? Sci.*, **3**, 3-33.
- Howell B.F. (1946). – Silurian *Monocraterion Clintonense* burrow showing the aperture. - *Wagner Free Inst. Sci., Bull.*, **21**, 29-37.
- Hundt R. (1931). – Eine Monographie des Lebensspuren des Unteren Mitteldevons Thüringens. - *Leipzig*, 68p.

J

- James J.F. (1884). – The fucoids of the Cincinnati Group, Pt. 2. - *Cincinnati Soc. Nat. Hist., Jour.*, **7**, 124-132.
- James J.F. (1885). – The fucoids of the Cincinnati Group, Pt. 2. - *Cincinnati Soc. Nat. Hist., Jour.*, **7**, 151-166.
- Jeffrey D. & Aigner T. (1982). – Storm sedimentation in the Carboniferous Limestones Near Weston-Super-Mare (Dinarian, SW-England). In Einsel & Seilacher (ed): Cyclic and event stratification. - *Springer-Verlag Heidelberg New York.*, 240-247.
- Jensen S. (1997). - Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south-central Sweden. - *Fossils and Strata.*, **42**, 1–111.

- Jensen S. & Kaisa M.T. (1999). - A Lower Cambrian shallow-water occurrence of the branching "deep-water" type trace fossil *Dendrorhaphé* from the Lontova Formation, eastern Latvia. - *Paläontologische Zeitschrift.*, **73** (1/2), 187-193.

K

- Keighley D.G. & Pickerill R.K. (1994). - The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. - *Palaeontology* 37: 305-337.

- Keij A. J. (1965). - Miocene trace fossils from Borneo. - *Palaontologische Zeitschrift.*, **39**, 220-228.

- Kennedy W.J. (1967). - Burrows and surface traces from the Lower Chalk of Southern England. - *Bull. British Mus. (Nat. Hist), Geol.*, **5**, 127-167.

- Kennedy, W.J. & Garisson, R.E. (1975). - Morphology and genesis of nodular chalks and hard-grounds in the Upper Cretaceous of Southern England. - *Sedimentology*, **22**, 311-386.

- Kern P.J. & Warme J.E. (1974). Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma Formation, San Diego, California: - *Geological Society of America Bulletin.*, **85**, 893-900.

- King M.M. (1987). - Infaunal tiering in tidal channel deposits of the Eocene Delmar Formation, Solana Beach and Torrey Pines State Reserve, Southern California: in Bottjer D.J., ed., *New Concepts in the use of Biogenic sedimentary Structures for Paleoenvironmental Interpretation*: - *Pacific Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist.*, **52**, 35-40.

- Kozur H.W., Krainer K. & Mostler H. (1966). - Ichnology and sedimentology of the Early Permian deep-water deposits from the Lercara-Roccapalumba area (Western Sicily, Italy): - *Facies.*, **34**, 123-150.

- Kreisa R.D. & Bambach R.K. (1982). - The role of the storm processes in generating shell beds in paleozoic shelf environments. In Einsel & Seilacher (ed): *Cyclic and event stratification*. - *Springer-Verlag Heidelberg New York.*, 200-207.

- Ksiazkiewicz M. (1958). - Stratigrafia serii magurskiej w Beskidzie Oorednim Oorednim. Panstwowy Insti. - *Geol. Bull.*, **153**, 43-96.

- Ksiazkiewicz M. (1977). - Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. - *Palaeo. Polonica.*, **36**, 1-200.

L

- Lebesconte P. (1886). - constitution générale du massif breton comparée à celle du Finistère. - *Soc. Géol. France, Bull.*, ser. 3, **14**, 776-820.

- Lebesconte P. (1883). – Présentation à la société des oeuvres posthumes de Marie Rouallt, suivies d'une note sur les *Cruziana* et *Rusophycus*. – *Soc. Géol. France, Bull.*, ser 3, **11**, 455-472.
- Legrand-Blain M. (2002). - Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien : Limites lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. - *Bulletin Service Géologique de l'Algérie.*, **11**, 61-85, 2 fig., 6 tabl.
- Legrand .P. (1967). - Le Dévonien du Sahara algérien. *In* : oswald, D. H. (ed.) :*Intern. Symp. Devonian System*. Calgary, 1967, - *Soc. Petrol. Geol. Alberta*, **1**, 245-284.
- Legrand .P. (1977). - Les chaînes d'Ougarta au Sahara algérien. *In* : Martinsson A. éd. *The Silurian-Devonian Boundary*. - *IUGS Séries A*, 5, *schweizerbart'sche* ; Stuttgart, p. 195-202.
- Le Maitre D. (1952). - La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg El Djemel (Sud - Oranais). Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie. - *Paléont.*, **12**, 170 p.
- Leonardi G. (1987). - Glossary and Manual of Tetrapod Footprint Palaeoichnology. *Depart Nacio. Produç. Mine*. Brasilia, 75 p.
- Lessertisseur J. (1955). - Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. - *Mém. Soc. Geol. France.*, N.S., **T. XXXIV**, fasc. **4**, Mem. n° **74**, p. 1-150., pl. I-IX., 68 fig. Paris.
- Leszczynski S. (1991). - Controls on trace fossil distribution in flysch deposits. - *Uniw. Jag. Rozprawy, Habilitacyjne.*, 236, 1-88.
- Leszczynski S. & Seilacher A. (1991). - Ichnocoenoses of a turbidite sole. *Ichnos.*, 1, 293-303.
- Link O. (1942). – Die Spur *Isopodichnus*. - *Senckenbergian.*, **25**, 232-255.
- Link O. (1949). Fossile Bohrgänge (*Anobichnium simile* n.g.n.sp) an einem Keuperholz. - *same*, 1949, *ser. B*, 180-185.
- Logan W.E. (1860). – Remarks on the fauna of the Quebec group of rocks, and the primordial zone of Canada. - *Canadian Nat.*, **5**, 472-477.
- Lucas G. (1942). - Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Roubane et de Sidi el Abed. - *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Alger, (*Série 2*), **16**, 539 p.
- Lucas G. (1952). - Bordure nord des Hautes-Plaines dans l'Algérie occidentale. - *XIX^{ème} Cong. Géol. Intern.*, Alger, (*Monographie régionale.*, *série 1*), n°21, 139 p.
- Lundgren B. (1891). – Studier öfver fossilförande lösa blok. – *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, **13**, 111-121.

M

- Maache N. (1987). - Etude sédimentologique (Lithostratigraphie, diagenèse, paléogéographie) des séries du Dévonien de la Saoura (Algérie). - *Thèse 3^o cycle, Université d'Orsay.*, Paris, *inédite*.
- MacCan T. (1990). - Distribution of Ordovician-Silurian ichnofossil assemblages in Wales-implications for Phanerozoic ichnofaunas. – *Lethaia.*, **23**, 243-255.
- MacCan T. & Pickerill .K. (1988). - Flysch trace fossils from the Cretaceous Kodiak Formation of Alaska. - *Journal of Paleontology.*, 62, 330-348.
- Martinsch E.J. & Finks R.M. (1982). - Lower Devonian ichnofacies at Highland Mills, New York and their gradual replacement across environmental gradients. - *Journ. Paleont.*, 56 : 1050-1078.
- MacSotay O. (1967). - Huellas problemáticas y su valor paleoecológico en Venezuela. – *Geos.*, **16**, 1-87.
- Mägdefrau K. (1934). Über Phycodes circinatum Reinh. Richter aus dem thüringschen Ordoviciun. - *Neues Jahrb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.*, **72**, 259-282.
- Maillard G. (1887). – Considération sur les fossils décrits comme Algues. - *Soc. Paléont. Suisse, Mém.* **14**, 1-40.
- Malakordi N., Patel S.J., Fayazundeen P.J. & Mallikarunja U.B. (2009). - Palaeoenvironmental Significance of Trace fossils from the Palaeocene Sediments of the Pondicherry Area, South India. – *Journal. Geological. Society. Of India.*, **74**, 738-748
- Mangano M.G. & Buatois L. (1991). - Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina) : trace fossils and environmental implications. - *Journ. Geol. Sc.*, **4**, 215-229. South American.
- Mangano M.G., Buatois L., Maples C.G. & Ronald R.w. (1991). –A new ichnospecies of *Nereites* from Carboniferous tidal-flat facies of Eastern Kansas, USA : implications for the *Nereites-Neonereites* debates. - *Journal of Paleontology.*, **74 (1)**, 149-157.
- Mangold C., Elmi S. & Benest M. (1974). - Les Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie) : âge et milieu de dépôt. - *C. R. Acad. Sc. Paris, (tome. 279)*, 137-140.
- Martinson A. (1970). - Topnomy of trace fossils in Crimes. T. P & Harper J. C., (ed). *Geol. - Journ. Liverpool, Sp. issue. n^o. 3*, 323-33., 2 fig.
- Maulik P.K. & Chauduux A.K. (1983). - Trace fossils from continental Triassic red beds of the Gondwana sequence, Pranhita-Godavari valley, South India. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 41: 17-34.
- Mazzola G. (1971). – Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. - *Prog. II Plankt. Conf.*, Roma, A. Farrinacci, P. 787-812.

- McLeay W.S. (1839). – Note on the Annelida . In.: Murchinson R. I. The Silurian system. Part II. Organic Remains. J. Murray. London, pp. 699-701.
- Mekahli L. (1995). - Hettangien-Bajocien supérieur des Monts des Ksour : biostratigraphie, évolution paléogéographique et strati-séquentielle. - *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Oran, pp. 1-358, 67 fig., 49 pl.
- Menchikoff N. (1930). - Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. - *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, **III**, fascicule 2.
- Menchikoff N. (1932). - Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura et les chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). - *Compte Rendu Académie Sciences, Paris.*, **194**, 1966-1968.
- Menghini G.G.A. (1851). - considerazionis sulla structura geologica dell Alpi, Apennini e carpazi in Murchinson.R. R. *Mem. Struc. Géol. lie Aipi*.
- Miller S.A. (1880). - Silurian ichnolites, with definitions of new genera and species. Note on the habit of some fossil annelids. - *Cincinnati Soc. Nat. Hist., Jour.*, **2**, 217-229.
- Miller S.A. & Dyer G.B. (1880). – Contributions to Paleontology N° 2. - *Cincinnati, Private printing*, 11p.
- Miller M.F. (1991). - Paleoecology of Graphoglyptids. – *Ichnos.*, **1**, 305-312.
- Miller W. (Ed) (2007). - Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects. - *Elsevier*, Amsterdam. 611p.
- Monaco P. (1991). – Hummocky cross-stratifications and trace fossils in the Middle Toarcian of some sequences of Umbria-Marche Apennines. – *Géobios*, M.S. **17**, 679-688.
- Monaco P. (1993). - Calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata "hummocky" e altri depositi di tempesta in alcune sequenze Toarciane dell'Appennino Umbro-Marchigiano. - *Paleopelagos, Roma*, **2** : 5-19.
- Morzadec P. (**1997 b**) - Trilobite. In Boumendjel et al. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). - *Ann. Soc. Géol. du Nord.*, **5** (2^{ème} série), 114-115.
- Müller A.H. (1970). - Über Ichnia vom typ Ophiomorpha und Thalassinoides (Vestigia invertebratorum, Crustacea). - *Same. Monatsb.*
- Müniz G.F. (1998). - Paleocnologia del Néogeno superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Area de Lepe-Ayamonte (Huelva). - *Tesis Doctoral Universidad de Huelva*, 272 pp. (Unpublished).
- Müniz G.F., Mayoral E. & Gamez Vintaned J.A. (1998). - Icnofacies del Néogeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (àrea de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). – *Geogaceta.*, **24**, 235-238.
- Muniz F. Mayoral E. (2001). - *Macanopsis plataniformis* nov. ichnosp, from the Lower Cretaceous and Upper Miocene of the Iberian Peninsula. – *Géobios.*, **34**, (1), 91-98.

- Murchinson R. I. (1839). - The Silurian System. - *John Murray.*, London, 768p.
- Mutti, E., 1985. Hecho turbidite system, Spain. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, New York, pp. 205–208.

N

- Narbonne G.M. (1984). – trace fossils in the Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. - *Journal of Paleontology.*, **58**, 398-415.
- Nathorst A.G. (1881). – Om spar af nagra evertberade djur M.M. och deras paleontologiska betydelse. (Mémoire sur quelques traces d’animaux sans vertèbres etc. et de leurs portées paléontologiques.) - *Kgl. Svenska Vetensk. Akad. Handl.*, **18**, 104p.
- Nathorst A.G. (1886). – Nouvelles observations sur les traces d’animaux et autres phénomènes d’origine purement mécanique décrits comme algues fossiles. - *Vet. Ak. Handl.*, **21**(14).
- Nicholson H.A. (1873). – Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. – *Proceeding of the Royal Society of London.*, **21**, 288-290.
- Nowak W. (1970). – Spostrzezenia and problematykami *Belorhaphé* I Sinusites z dolnokredowego I paleogenskiego fliszu Karpat Polkich. - *Kwartal. Geol.*, **14**, 149-163.

O

- Osgood R.G. (1970). Trace fossils of the Cincinnati area. - *Paleontographica Amer.*, **6** (41), 281-444.
- Osgood R.G. (1975). – The history of invertebrate ichnology. In Frey R.W. (Ed). *The study of trace Fossils.* – *springer-Verlag*, New York, pp. 3-12.
- Ouali Mehadji A. (2004). - Les Brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur-Eifélien inférieur de la Souara (Sahara Nord -occidental, Algérie). Marqueur évènementiel de la transgression fini-emsienne. (Paléontologie, Biostratigraphie, Taphonomie et Environnement sédimentaires). - *Th. Doct. Etat, Univ. Oran*, p. 1-226, 97 fig, 3 pl.
- Ouali Mehadji A., Mekahli L., Bouterfa B., Atif K. & Meddah A. (2006). - Déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismes : Exemples du Dévonien terminal de l’Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias – Dogger d’Aïn-Ouarka (Atlas saharien occidental, Algérie). - *12° Séminaire Sciences de la Terre*, Oran, 06-07 mars 2006, p. 30-31.
- Ouali Mehaji A., Bendella M., Atif K., Belkacemi K. & Abbache A. - Estimation de l’épaisseur réelle et environnement de dépôts des terrains du Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-ouest, Algérie) – *ORGM.*, sous presse.
- Ouardas T. (1983).- Sédimentologie des Grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). - *Thèse 3 ème cycle, Univ. Sc. Med., Grenoble*, 106 p., (inéd.).

P

- Paczesna J. (1985). – ichnorodzaj *Paleodictyon* ini z dolnego kambru Zbilutki (Gory Swietokrzyskie). - *Kwartalnik Geologiczny.*, 29, 589-596; Warszawa.
- Palmer T.J. (1978). - Burrows at certain omission surfaces on the Middle Ordovician of the Upper Mississippi Valley - *Journal of Paleontology.*, **52**, 109-117.
- Paris F., Boumendjel K., Morzadek P. & Plusquellec Y. (1997). - Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). - *Annale Société géologique du Nord.*, **5** (2^{ème} Série), 117-121. *er.*, **12** (10), 775-787.
- Patel S.J. & Desai B.G. (2009). - Animal-sediment relationship of the crustaceans and polychaetes in the intertidal zone around Mandvi, Gulf of Kachchh, - *Western India. Jour. Geol. Soc. India.*, **74**, 233-259.
- Patel S.J., Desai B.G. & Shukla R. (2009). - Paleoecological significance of the trace fossils of Dhosa oolite Member (Jumara Formation), Jhura Dome, Mainland Kachchh, Western India. - *Journal. Geological Society of India.*, **74**, 601-614.
- Pattison S.A.J. (2005). - Isolated highstand shelf sandstone body of turbiditic origin, lower Kenilworth Member, Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah, USA. - *Sedimentary Geology.* – Elsevier., **117**, 131-144.
- Pemberton S.G. & Frey R.W. (1982). - Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. - *Journal of Paleontology.*, **56**, 843-881.
- Pemberton S.G. & Jones B. (1988). - Ichnology of the Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman Island, British West Indies: - *Journal of Paleontology.*, **62**, 495–505.
- Pemberton G.S., Frey R.W. & Bromley G. (1988). - The ichnotaxonomy of *Conostichnus* and other ploug-shaped ichnofossils. - *Can. Geol. Earth Sci.*, 25, 866-892.
- Pemberton S.G., Frey R.W. & Saunders T.D.A. (1990). - traces fossils. In Bridges D. E. G. & Crowther P. R. (eds). *Palaeobio., Synthesis*. Blackwell ed., 355-362., 11fig.
- Perrodon A. (1957). – Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. - *Bull. Serv. Géol. Algérie*, n°12, 323p., 95fig., 4pl. h. t., 8pl.
- Petter G. (1959). - Goniatites dévoniennes au Sahara. Service de la Carte Géologique de l'Algérie. - *Publication Service Carte géologique.*, Algérie, N^{11e} série, Paléontologie, Alger, Mémoire **2**.
- Petter G. (1960). - Clymenies du Sahara. - *Pub. Serv. Carte géol. (N^{elle} Série)*. Paléonto. Mém. Algérie, **6**, 53-56.
- Pfeiffer H. (1968). – Die Spurenfossilien des Kulums (Dinants) und Devons der Frankenwalder Querzone (Thuringen). – *Jahrbuch der Geologie.*, 2, 651-717 ; Berlin.

- Phillips P.J. (1971). – Observations on the biology of genus *Callianassa* (Anomura: Thalassinidea) in Mississippi Sound: - *Gulf Research Report.*, **3**, 165-197.
- Pickerill R.K. (1980). - Phanerozoic flysch trace fossil diversity observations based on an Ordovician flysch ichnofauna from the Aroostook-Metapedia Carbonate Belt of northern New Brunswick. – *Canadian Journal of Earth Sciences.*, **17**, 1259-1270; Ottawa.
- Pickerill R.K. (1990). - Nonmarine *Paleodictyon* from the Carboniferous Albert formation of Southern New Brunswick. - *Atlantic Geol.*, **26**, 157-163.
- Pickerill R.K. (1992). - Carboniferous nonmarine invertebrate ichnocoenoses from Southern New Brunswick, Eastern Canada. – *Ichnos.*, **2**, 21-35.
- Pickerill R.K., Romano M. & Meléndez B. (1984). - Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. - *Geological Journal* **19**, 249–69.
- Pickerill R.K. & Harland T.L. (1988). – Trace fossils from Silurian slope deposits, North Greenland. - *Gronl. Geol. Unders. Rap.*, 137, 119-133.
- Pollard J.E. (1988). - Trace-fossils in coal-bearing sequences. - *Journal of the Geological Society.*, **145**, 339–350.
- Postma G. (1983). - Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). - *Sedimentology.*, **30**, 91-103.
- Pouyanne. J (1877). - Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 1 /400.000 de la région de Tlemcen.
- Prantl F. (1945). - Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. (*In* : Czech, English summary). - *Akadémie Tchèque Sci. Bull. Intern., Cl. Sci. Math. Nat. Méd.*, **46**, 49-59.
- Pratt L. M. (1984). - Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. - *Assoc. Petro. Geol. Bull. American.*, **68**, 1146-1159.
- Prat V.D., Cassagne B., Rubino J.L. & Guillocheau. (2005). – Sédimentologie de la formation des sables de la Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du bassin de Paris. – *Association. Sédimentologues. Français.*, **50**, Excursion, 4 et 5 juin 2005, 129p.
- Pryor W.A. (1978). - *Ophiomorpha*: his morphologie, taxonomic and environmental significance. - *Palaeog, Palaeoclim, Palaeoeco.*, **23**, 199-229.

R

- Reineck H.E. (1956). - Der Wattboden und das Leben im Wattboden. Ein geologischer Streifzug. - *Natur und Volk*, **86 (8)**: 268-284.

- Reineck H.E. (1963). - Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. - *Abhandlungen der Senckenbergischen Natu. Forschenden. Gesellschaft*, 505 138 p.
- Reineck H.E. & Singh I.B. (1980). - Depositional Sedimentary Environments. - *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 1980.
- Rhoads D.C.& Morse J. (1970). - Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient basins. – *Lethaia.*, **4**, 413--428.
- Richter T. (1927). - Die Fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. - *Paläont.* Berlin, z. 9, p. 193-240.
- Richter T. (1850). - Aus der thüringischen Grauwacke. - *Zeitschrift der Deutschen Geol. Ceselischafft*, **2** : 198-206.
- Rickerts E.F. & Calvin J. (1962). - Between Pacific Tides, - *3rd ed. Stanford Univ. Press, Stanford, Calif.*, 516 pp. Alpert S.P. (1974). - Systematic review of the genus *Skolithos*. - *Journal of Paleontology.*, **48**, 661-669.
- Rieth A. (1932). - Neue Funde Spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. - *Geol. And Paläont.*, Abhandlungen, N. F., **19**, 257-294.
- Rindsberg A.K. (1994). - Ichnology of the upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations., - *Geol. Surv. Alabama, Bull.*, **158**, 1-107.
- Rona P.A. & Merrill G.F. (1978). – A benthic invertebrate from the the Mid-Atlantic Ridge. – *Bulletin of Marine sciences.*, 28, 371-375, Miami, Fl.

S

- Saporta G. (1884). – Les organismes problématiques des anciennes mers. Paris, - *Mason*, 100P.
- Savadra C. E. Bottjer D.J. & Gorsline D.S. (1984). - Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: Evidence from Santa Monica, San Pedro and Santa Barbara basins, California continental borderland. - *Asso. Petrol. Geol. Bull American.*, **68**, 1179-1192.
- Savadra C. E. & Bottjer D.J. (1989). - Trace fossils model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters : application to Upper Cretaceous Niobara Formation, Colorado. - *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, **74**, 49-74.
- Savrda C.E., Bottjer D.J. & Seilacher A. (1991). - Redox-related benthic events. *In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy.* - *Springer-Verlag.*, Berlin, 524–541.

- Schafer W. (1962). - Aktuo-Paläontologie nach studien in der Nordsee. - *Kramer*. Frankfurt/Main, 666 S.
- Schafer W. (1972). - Ecology and paleoecology of marine environment. - *Edited by G.Y Craig. Univ. Chicago press*, Edinburg. 568 p.
- Schafhült K.E. (1851). - Geognostische Untersuchungen des Südbayerischen Alpenbirges Literarisch-artistische Anstalt, München, 208p.
- Schlirf M. (2003). - Palaeoecologic significance of Late Jurassic trace fossils from the Boulonnais, N France. - *Acta. Geologica. Polonica.*, 53(2), 123-142.
- Schafhült K.E. (1851). - Geognostische Untersuchungen des Südbayerischen Alpenbirges Literarisch-artistische Anstalt, München, 208p.
- Schlirf M. (2003). - Palaeoecologic significance of Late Jurassic trace fossils from the Boulonnais, N France. - *Acta. Geologica. Polonica.*, **53(2)**, 123-142.
- Schlirf M., Uchman A. & Kummel M. (2001). - Upper Triassic (Keuper) non-marine trace fossils from the HaBberge area (Franconia, south-eastern Germany). - *Palaontologische Zeitschrift.*, **75 (1)**, 71-96.
- Schmitt W.L. (1965). – Crustaceans: - *university of Michigan Press, Ann, Arbor*, 199p
- Squires R.L. & Advocate M.D. (1984). - Meniscate burrows from Miocene lacustrine-fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocopia Mountains, southern California. – *Journal of Paleontology* 58: 593-597.
- Seilacher A. (1953). - Studien zur Palichnologie. I- Uber die Methoden der Palichnologie. - *Neues. Jahrb. Geol. Palänt., Abh.*, **96**, 421-452
- Seilacher A. (1955). - Spuren und Fazies im UnterKambrium. In Beiträge zur Kenntnis des Kambrium in der Salt Range (Pakistan) (Auts. O. H. Schindewolf and A. Seilacher). - *Akad. Wissenschaften. Litera. In Mainz. Mathema. Natur. Abhandlungen*, **10**, 117-143.
- Seilacher A. (1958). - Zurokologischen Charakteristik von Flysch and Molasse. - *Eclog. Geol. Helv.*, Lausanne, **51(3)**, 1062-1078.
- Seilacher A. (1959). - Zur okolgischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – *Eclogea Geologicae Helvitae* **51**, 1062-1078, Basel.
- Seilacher A. (1960). - Lebensspuren als Leifossilien. - *Geol. Rsch.*, Stuttgart, **19**, 41-50.
- Seilacher A. (1962). - Palenontological studies on turbidite sedimentation and erosion. - *Journ. Geol.*, **70**, 227-234, Chicago.
- Seilacher A. (1963). - Lebensspuren und salinitätsfazues. - *Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf.*, **10**, 81-94., 7 fig.

- Seilacher A. (1964). - Biogenic sedimentary structures in Imbrie J & Newell N. (eds) - *Approaches to palaeoeco.*, Wiley ed. 296-316, New York.
- Seilacher A. (1967a). - Fossil behaviour. - *Sci. American*, Washington., **217**, 72-80., 25 fig.
- Seilacher A. (1967b). - Bathymetry of trace fossils. - *Mar. Geol.*, Amsterdam, **5**, 413-428., 4 fig., 2 pl.
- Seilacher A. (1970). - Cruziana stratigraphy of non-fossiliferous Paleozoic sandstones. - *Geol. Journ., Sp. Issue.*, Liverpool, **3**, 447-476.
- Seilacher A. (1977a). - Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils, p. 289-334. In T.P. Crimes, and J. C. Harper (eds.). Trace Fossils 2. - *Geo. Journ. Spc. Issue 9*. Seel House Press, Liverpool.
- Seilacher A. (1977b). - Evolution of trace fossil communities, p. 359-376. In A. Hallam (ed.), Patterns of Evolution. - *Elsevier*, Amsterdam.
- Seilacher A. (1974). - Flysch trace fossils: Evolution of behavioural diversity in the deep-sea. - *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, Abhandlungen, **4**, 233-251.
- Seilacher A. (1978). - Use of trace fossils for recognizing depositional environments. In Basanp. B. (ed.) Trace fossil concepts. Soc. Econ. - *Paleont. Miner. Schort Cours.*, **5**, 167-181., 8 fig., Tulsa.
- Seilacher A. (1983). - Upper Paleozoic trace fossils from the Gilf Kebir-Abu Ras area in South Western Egypt. - *Journ. Afr.Geol. Sci.*, **1** 21-34.
- Seilacher A. (1990). - Aberation in bivalve evolution related to photo- and chemiosymbiosis. - *Hist. Biol.*, **3**, 289-311, Chur.
- Seilacher A. (2007). – Trace Fossil Analyse. - *Springer Berlin Heidelberg New York*. With 75 Plates and 43 Photos. 226.
- Simpson S. (1957). - On the trace-fossil *Chondrites*. - *Journ. Geol. Soc.*, London, *Quart. Journ.*, **112**, 21-24.
- Stanley K.O. & Fagerstrom J.A. (1974). - Miocene invertebrate trace fossils from a braided river environment, western Nebraska, U.S.A. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **15**, 63–82.
- Suchanek T. (1985). Thalassinid shrimp burrows: Ecological significance of species-specific architecture: - *Proceeding of the Fifth International Coral Reef Congress (Tahiti).*, **5**, 205-210.

T

- Tchoumatchenco P. & Uchman A. (2001). - The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Uper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbidite deposit of SW Bulgaria. - *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **169**, 85-99.

- Toots H. (1963). Helical burrows as fossil movement patterns: University of Wyoming Contributions to - *Geology.*, **2**, 129-134.
- Thomas G. (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le Bassin du Bas Chélif occidental (Algérie) durant le Moi-Plio-Quaternaire. – *Thèse. Sc., Univ. Pau et pays de l'Adour*, 2t., 594p., 162fig., 32tabl., 3pl., h.t.
- Tunis G. & Uchman, A. (1996). - Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and worldwide changes. – *Ichnos.*, **4**, 169-190.
- Tunis, G., Uchman, A., 2004. Trace fossils from the Brkini Flysch (Eocene), southwestern Slovenia. – *Gortania.*, **25** (2003), 31–45.
- Thompson J.B., Mullins T.H., Newton C.R. & Vercoutere T.L. (1985). - Alternative biofacies model for dysaerobic communities. – *Lethaia.*, **18**, 167-179.

U

- Uchman A. (1988). – "Shallow water" trace fossils in Paleogene flysch Carpathian Mts., Poland. – 9th IAS Meeting on sedimentology, Leuven 88, Abstract 199, Leuven.
- Uchman A. (1989). – "Shallow water trace fossils in Paleogene flysch, Carpathian Mts., Poland. – 28th international geological congress, washington, july 9-19, 1989. abstracts volume **3**, 3-265; washington d.c.
- Uchman A. (1991). - “Shallow water” trace fossils in Palaeogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. - *Annales Societatis Geologorum Poloniae.*, **61**, 61–75.
- Uchman A. (1992). – An opportunistic trace fossil assemblage from the flysch of the Inoceranian beds (Campanian-Paleocene), Bystrica zone of the Magura Nappe, Carpathians, Poland. - *Cretaceous research.*, **13**, 539-547; London.
- Uchman A. (1995). - Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils : the Marnosoarenacea Formation and associated facies (Miocene, Orthen Apennines, Italy). – *Beringeria.*, **15**, 1-15.
- Uchman A. (1998). - Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. - *Ann. Soc. Geol. Poloniae.*, **68**, 105-218.
- Uchman A. & Álvaro J.J. (2000). - Non-marine invertebrate trace fossils from the Tertiary Calatayud–Teruel Basin, NE Spain. - *Revista Española de Paleontología.*, **15**, 203–218.
- Uchman A. & Tchoumatchenco P. (2003). - A mixed assemblage of deep-sea and shelf trace fossils from the Lower Cretaceous (Valanginian) Kamchia Formation in the Troyan region, central Fore-Balkan, Bulgaria. - *Ann. Soc. Geol. Poloniae.*, **73**, 27-34.

V

- Von Sternberg K.M.G.. (1833). - Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der - *Flora des Vorwelt.*, **5**, 6-80., Leipzig, Prague, (Fr. Fleischer).

- Vialov O.S. (1966). – The traces of vital activity of organisms and their paleontological significance. – *Acad. Sci. Ukraine S.S.R.*, 1966, 1-164 (in Russian).

W

- Walker R.G. (1967). - Turbidites sedimentary structures and their relation ship to proximal and distal depositional environment. - *Journ. Sedim. Petrol.* Tulsa., **37**, 25-43.

- Walker R.G. & Mutti E. (1973). - Turbidites facies and facies associations. In Turbidites and deep-water sédimentation. - *Soc. Econ. Paleont. Miner.* Tulsa., 119-157.

- Webby B.D. (1970). – Late Precambrian trace fossils from new South Wales. – *Lethaia.*, **3**, 79-109.

- Webby B.D. (1969). – Trace fossils (Pascichnia) from the Silurian of New South Wales, Austria. - *Paläont. Zeitschr.*, **43**, 81-93.

- Weimer R.J. & Hot J.H. (1964). - Burrows of *Callianassa major* SAY, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. – *Journal of Palaeontology.*, **38**, 761-767.

- Weller S. (1899) – Kinderhook faunal studies. I. The fauna of the vermicular sandstone of Northview, Webster Country, Missouri. – *Transactions of the Academy of Science St. Louis.*, **9**, 9-51.

- Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Klug C. & Lubeseder S. (2006). - Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the middle and upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). - *Geol; Mag.*, **143 (3)**, 269-299.

- Wetzel A. & Bromley R.G. (1996). - Reevaluation of the ichnogenus *Helminthopsis* a new look at the type material. - *Palaeont.*, **39**, 1-19.

- Wetzel A. & Uchman A. (1997). - Ichnology of deep sea fan overbank deposits of the Ganei Slates (Eocene, Switzerland) a classical flysch trace fossil locality studied first by Oswald Heer. – *Ichnos.*, **5**, 139-162.

- Wetzel A., Blechschmidt I., Uchman A & Matter A. (2007). - A highly diverse ichnofauna in late triassic deep-sea fan deposits of oman. - *Palaios.* **22**, 567-576.

- Wetzel A. (1984). - Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: Influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change: in STOW D. A. V. PIPER D. J. W. (ed)., *Fine-Grained Sediments : Deep-Water Processes and Facies.* - *Geol. Soc. Spc. Publ.* London, **15**, 595-608.

- Wison E.C. (1985). – The spiral trace fossil *Gyrolithes de Saporta*, 1984 in the Pliocene Tirabuzon Formation near Santa Rosalia, Baja California Sur, Mexico: - *Bulletin of Southern California Academy of Science.*, **84**, 57-66.

- Wildi, W. (1981). - Le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 74/2, p. 481-527.

- Wood A. & Smith A.J. (1959). – The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan). - *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, 114, 454p.

Y

- Yang S. (1986). - Turbidite flysch trace fossils from China and their paleoecology and paleoenvironments: *Chinese Paleontological Society, 13th–14th Annual Meeting, Selected Papers, Anjing Science and Technology Publishing Company*, Beijing, 143-161.

- Yang S. & Hu Y. (1992). – Silurian trace fossils from the western part of West Qinling. – *Geoscience, Journal of the Graduate School, China University of Geoscience* 6, 385-391, Beijing.

Z

- Zenker J.C. (1836). – Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in seiner naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. J.C. Zenker. – *Jena.*, 338pp.

- Zittel. K.A. (1879-1890). – Handbuch der Paläontologie. - *Munich and Leipzig*, 958p.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1: Différents rapports entre les traces fossiles (modifié ; Frey, 1971, 1973)	3
Fig. 2: Différents exemples de traces fossiles (substrat meuble ou consolidé)	4
Fig. 3: Des structures montrant la signification de la direction du mouvement des organismes.	6
Fig. 4: Différentes dispositions des terriers interconnectés	7
Fig. 5: Classifications toponimiques des traces fossiles	9
Fig. 6: Catégories éthologiques des traces fossiles (Seilacher, 1953).....	11
Fig. 7: Distribution des ichnofaciès marins.....	14
Fig. 8: Associations de traces fossiles caractéristiques des différents ichnofaciès	16
Fig. 9: Modèle des ichnofaciès non marin	18
Fig. 10: Relation traces fossiles et substrat	21
Fig. 11: Traces fossiles originales de Brongniart (1823) attribuées aux algues marines	25
Fig. 12: Difficultés rencontrées en ichnologie	31
Fig. 13: Liste des figurés	33
Fig. 14: Situation géographique de la chaîne d'Ougarta en Algérie	35
Fig. 15: coupe de référence du Dévonien de Marhouma "PK 30"	37
Fig. 16: Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Ouarourout	41
Fig. 17: Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Marhouma	43
Fig. 18: Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur de Tamtert	44
Fig. 19: Structures sédimentaires caractéristiques du secteur de Ouarourout	47
Fig. 20: Structures sédimentaires caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Marhouma.	20
Fig. 21: Structures sédimentaires caractéristiques de l'ensemble basal de la formation des "Grès de Marhouma" dans le secteur de marhouma.....	50
Fig. 22: Structures sédimentaires caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Tamtert.....	51
Fig. 23: Traces fossiles caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les différents secteurs	52
Fig. 24: Traces fossiles caractéristiques des formations des "Argiles de Marhouma" dans les différents secteurs.	58
Fig. 25: Traces fossiles caractéristiques de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert.	60
Fig. 26: Ttraces fossiles caractéristiques de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs étudiés.	62
Fig. 27: <i>Nereites jacksoni</i> préservé au sommet des bancs turbiditiques (FTC) caractéristique de la formation des "Argiles de Marhouma" dans les secteurs de Marhouma et de Tamtert	63
Fig. 28: ? <i>Phycodes</i> (A et B) ; <i>Thalassinoides</i> (C et D) ; <i>Torrowangea</i> (E et F) ; Traces énigmatiques (G et H).	67
Fig. 29: Distribution des traces fossiles dans le secteur de Tamtert.....	69
Fig. 30: Distribution des traces fossiles dans le secteur de Marhouma.....	72
Fig. 31: Distribution des traces fossiles dans le secteur de Tamtert.....	75
Fig. 32: Comparaison de l'enregistrement ichnologique dans les trois secteurs étudiés	77
Fig. 33: Evolution géodynamique (semi-horst et semi-graben) et ichnofaciès de la série famennienne de la Saoura.....	80
Fig. 34: Localisation du domaine tlemcenien dans le cadre général (A) ; localisation (B) et illustration photographique du Djebel Brame (C).	82
Fig. 35: Série synthétique des Monts de Saïda (Bajocien supérieur-Kimméridgien supérieur ; Ouardas, 1983)	84

Fig. 36: Coupe lithostratigraphique de la formation des "Argiles de Saïda" montrant la succession des deux ensembles.....	87
Fig. 37: Caractéristiques de l'ensemble inférieur de la formation des "Argiles de Saïda"	89
Fig. 38: Structures sédimentaires du membre inférieur argilo-gréseux de la formation des "Argiles de Saïda"	91
Fig. 39: Structures sédimentaires de l'ensemble supérieur argilo-gréseux-carbonaté.	92
Fig. 40: Traces fossiles de la formation des "Argiles de Saïda"	95
Fig. 41: Traces fossiles de la partie basale de la formation des "Argiles de Saïda"	96
Fig. 42: <i>Ophiomorpha</i> et <i>Palaeophycus</i>	97
Fig. 43: Traces fossiles de l'ensemble supérieur de la formation des "Argiles de Saïda",	98
Fig. 44: <i>Taenidium</i> préservé à la surface supérieure des bancs turbiditiques	99
Fig. 45: Distribution des traces fossiles, ichnofaciès et milieux de dépôt de la formation des "Argiles de Saïda" dans le Djebel Brame.	101
Fig. 46: Situation géographique globale	106
Fig. 47: Illustration photographique montrant le Télégraphe de Sidi Brahim qui, et montrant la superposition des deux formations étudiées.	107
Fig. 48: Lithostratigraphie de la formation de "Slama" dans le secteur de Sidi Brahim (Z.T : zone de transition entre les deux formations).....	108
Fig. 49: Différents niveaux coquillés de la "Formation de Slama".....	111
Fig. 50: Figures sédimentaires de la "Formation de Slama"	113
Fig. 51: Différents types de <i>Gyrolithes</i> rencontrés dans la formation de "Slama"	118
Fig. 52: <i>Ophiomorpha annulata</i> terrier horizontal annelé préservé parallèlement à la stratification	119
Fig. 53: Différents types d' <i>Ophiomorpha nodosa</i> préservées surtout dans la partie sommitale de la "Formation de Slama"	120
Fig. 54: Deux ichnogenres caractéristiques de la partie basale de la "Formation de Slama"	121
Fig. 55: Différents type de Skolithos	123
Fig. 56: Deux différents types de <i>Thalassinoides</i> qui montrent deux angles différents (A & B) ; illustration montrant association de <i>Thalassinoides</i> (TH) et <i>Gyrolithes</i> (G) (C) ; réseau ramifié de <i>Polykladichnus</i> (D).....	124
Fig. 57: Environnement de dépôt et distribution des traces fossiles de la "Formation de Slama" dans le secteur de Télégraphe de Sid Brahim.....	126
Fig. 58: Modèle de base de Seilacher de la zonation bathymétrique incluant les cinq ichnofaciès (marin et non marin, Seilacher 1967, modifié par Ekdal, 1988) (A), diversité des traces fossiles dans des environnements subaquatiques relative à la variation des conditions de salinité (Ekdale, 1988) (B), relation traces fossiles et substrat (C).	132
Fig. 59: comparaison ichnologique dans les trois régions étudiées	133

LISTE DES TABLEAUX

Tableau. 1: Comparaison de la Formation des "Argiles de Marhouma" entre les trois différents secteurs étudiés	40
Tableau. 2: Comparaison de la formation des "Grès de Marhouma" entre les secteurs étudiés	45
Tableau 3: Synthèse et interprétation de la lithologie et la de sédimentologie des formations étudiées dans le secteur de Ouarourout..	52
Tableau 4: Synthèse et interprétation de la lithologie et de la sédimentologie des formations étudiées dans le secteur de Marhouma.....	53
Tableau 5: Synthèse et interprétation de la lithologie et de la sédimentologie de la formation des "Argiles de Marhouma" dans le secteur de Tamtert.	54

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE
DEDICACES
AVANT PROPOS
RESUME.....
ABSTRACT

CHAPITRE I: ICHNOLOGIE, DEFINITIONS ET APERÇUS

INTRODUCTION..... 1

I - DEFINITION..... 1

A) – Différentiation des structures biogéniques..... 2

a) - les structures biogéniques sédimentaires 2

1) - Les structures de bioturbation 2

2) - Les structures sédimentaires de biostratification 2

3) - Les structures de biodéposition 3

b) - Les structures de bioérosion (*Boring*)..... 3

B) – Différents types de traces fossiles (Ichnofossiles) 3

a) - pistes et empreintes 5

b) - Terrier : (*Burrow*) 5

1) - Les composants d'un terrier 7

2) - L'association des terriers et leurs remplissages 8

C) – Perforations (*Boring*) 8

II - Classifications utilisées en ichnologie 8

A) – Classification toponomique des traces fossiles 8

a) - Classification de Seilacher, 1964 9

b) - Classification de Martinsson, 1970 9

B) – Classification taxonomique des traces fossiles 10

C) – Classification éthologique des traces fossiles 10

a) - Les traces de repos (*Cubichnia*) 11

b) - Les traces de locomotion (*Repichnia*) 11

c) - Les traces de pacage (*Pascichnia*) 12

d) - Galeries de nutrition ou d'alimentation (<i>Fodinichnia</i>).....	12
e) - Galeries de demeure ou d'habitat (<i>Domichnia</i>)	12
f) - <i>Equilibrichnia</i>	12
g) - <i>Fugichnia</i>	12
h) - <i>Agrichnia</i>	12
i) - <i>Praedichnia</i>	13
III - TRACES FOSSILES ET ENVIRONNEMENT.....	13
A) – Ichnofaciès et bathymétrie	13
a) - Ichnofaciès à <i>Nereites</i>	15
b) - Ichnofaciès à <i>Zoophycos</i>	15
c) - Ichnofaciès à <i>Cruziana</i>	15
d) - Ichnofaciès à <i>Skolithos</i>	15
e) - Ichnofaciès à <i>Psilonichnus</i>	16
f) - Ichnofaciès à <i>Scoyenia</i>	17
g) - Ichnofaciès à <i>Glossifungites</i>	17
h) - Ichnofaciès à <i>Trypanites</i>	17
i) - Ichnofaciès à <i>Teredolites</i>	18
j) - Ichnofaciès à <i>Mermia</i>	18
j) - Ichnofaciès à <i>Coprinisphaera</i>	19
B) – Relation traces fossiles et substrats	19
a) - Nature du substrat	19
1) - Substrat de type soupground	19
2) - Substrat de type softground	20
3) - Substrat de type firmground	20
4) - Substrat de type hardground	21
b) - Les paramètres physico-chimiques du substrat	22
IV - DEVELOPPEMENT DE L'ICHOLOGIE	23
A) – Recherches Préliminaires.....	23
B) – Période des controverses	24
C) – développement des approches modernes	26
D) – Apogée du développement de l'ichnologie.....	29
V - UTILITE ET DIFFICULTES DE L'ICHOLOGIE.....	30
A) – Utilité	30

B) – Difficultés liées à l’ichnologie	30
CHAPITRE II: TERRAIN PALEOZOÏQUE (DEVONIEN TERMINAL)	
INTRODUCTION.....	34
I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	34
A) – Situation géographique.....	35
B) –Cadre géologique local.....	35
a) - Dévonien inférieur	35
1) - Formation de Zeimlet	35
2) - Formation de Saheb El Djir	35
3) - Formation de Dkhissa	35
4) - Formation de Teferguenite	35
b) - Dévonien moyen	35
c) - Dévonien supérieur	38
d) - Strunien	38
II) - LITHOSTRATIGRAPHIE	38
A)- Formation des "Argiles de Marhouma"	39
B)- Formation des "Grès de Marhouma"	42
IV) - FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	45
A) - FACIES	45
a) - Tempestites distales (FTD)	45
b) - Tempestites proximales (FTP).....	45
c) - Turbidites classiques (FTC).....	46
d)- Turbidites de plate-forme (FTPF).....	46
e) - Olistolithes (FO)	48
f) - Conglomérat (FC).....	48
g)- Barre de Grès massifs (FBGM)	48
h) - Grès chenalisés (FGC).....	48
i) - Calcaires noduleux griottes (FCG)	49
B) – Conclusion sur les environnements de dépôts	52
V - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES.....	54
VI - DISCUSSION.....	68
A) – Secteur de Ouarourout	68
B) – Secteur de Marhouma	71

C) – Secteur de Tamtert	74
CONCLUSION	76
VII) - IMPLICATION TECTONO-EUSTATIQUE.....	78
VIII) - CONCLUSION GENERALE	79

CHAPITRE III: TERRAIN MESOZOÏQUE CALLOVO-OXFORDIEN

INTRODUCTION.....	81
I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	81
A) – Situation géographique.....	81
B) –Cadre géologique local.....	83
a) - Les "Couches du Ben Kmer"	83
b) - Les "calcaires microgréseux"	83
c) - Les "brèches phosphatées et ferrugineuses à ammonites"	83
d) - Les "Argiles de Saïda"	83
e) - Les "Grès de Sidi Amar" (ex. Franchetti)	84
f) - Les "Dolomies de Tlemcen":	85
g) - Les "Marno-calcaires de Raourai":	86
h) - Les "dolomies de sidi Boubekour":	86
II - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	86
A) – Ensemble I : Argilo-gréseux	86
B) - Ensemble II : Argilo-gréseux carbonaté	88
III - FACIES ET ENVIRONNEMENTS	89
A) – Ensemble I : Argilo-gréseux	89
B) - Ensemble II : Argilo-gréseux carbonaté	91
IV - INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES	93
V) - DISCUSSION.....	100
V - CONCLUSION	102

CHAPITRE IV: TERRAIN CENOZOÏQUE (PLIOCENE MOYEN)

INTRODUCTION.....	104
I - SITUATION GEOGRAPHIQUE	105
II - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	105
A) – Formation de Tahria.....	106

B) – Formation de Slama	107
IV - FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	110
A) - FACIES	110
a) - Faciès A: niveaux coquillés et faluns	110
b) - Faciès B: marnes	112
c) - Faciès C: grès à laminations horizontales	112
d) - Faciès D : grès chenalisés	112
e) - Faciès E : grès à stratifications entrecroisées	114
f) - Faciès F : grès à stratifications entrecroisées en mamelons	114
B) – conclusion sur l’environnement de dépôt	114
V - INVENTAIRE DES TRACES FOSSILES	117
VI - DISCUSSION	124
VII - CONCLUSION	127
CONCLUSION GENERALE	129
BIBLIOGRAPHIE	135
LISTE DES FIGURES	162
LISTE DES TABLEAUX	164
TABLE DES MATIERES	165