

N° d'ordre Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté de Sciences de la Terre et de l'Univers
Département de la Géologie



Mémoire de fin d'étude

Pour l'obtention du diplôme de Master académique en Sciences de la Terre.

Option: Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème:

**Le Dévonien du Bassin d'Illizi - Secteur de Fadnoun : Aspect des
MISS et ichnologie**

Présenté et soutenu le 21/06/2025 par: **M. Ounsa Fayçal**

Devant la commission pédagogique composée de:

Président: **M. BOUALEM Nouredine (Maître de conférences A / Université d'Oran 2)**

Encadrant: **M. BENDELLA Mohamed (Professeur / Université d'Oran 2)**

Examineur: **M. SADJI Radouane (Maître de conférences B / Université d'Oran 2)**

2024/2025

SOMMAIRE

SOMMAIRE

DÉDICACES

AVANT PROPOS

RÉSUMÉ

ABSTRACT

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS

INTRODUCTION.....	01
I. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	01
A. Cadre géographique général.....	01
B. Cadre géographique local.....	01
II. CADRE GÉOLOGIQUE.....	02
III. Aperçu Lithostratigraphique et paléogéographique	05
A. Le socle.....	05
B. La couverture sédimentaire.....	05
1. Le Cambrien	05
a. Unité des Ajjers	05
2. L'Ordovicien.....	06
a. Unité vire du mouflon	06
b. Unité de la banquette.....	08
c. La Formation d'In Tahouite.....	08
d. Formation de Tamadjert.....	09
3. Silurien.....	10
a. La Formation de Oued l'Mirhou.....	10
b. La Formation d'Atafaitafa	10
c. Unité de la Barre inférieur	11

d. Talus à Tigillites.....	11
4. Dévonien.....	11
a. Unité Barre moyenne.....	12
b. Unité Trottoirs	12
c. Unité Barre supérieur.....	12
d. La Formation d'Orsine	12
e. Formation Tin Meras / la Gara Mas Melouki	13
5. Carbonifère	14
a. Formation d'Issendjel (Tournaisien supérieur-Viséen).....	14
b. Formation Assekaïf-Oubarakat (Viséen terminal-Namurien)	14
c. La série de Tiguentourine (Carbonifère supérieur)	15
6. Mésozoïque.....	15
a. Série Tiguentourine (Carbonifère supérieur-Permien inférieur)	15
b. Série de Zarzaitine (Trias-Lias)	15
c. La série de Taourartine (Malm-Crétacé inférieur)	16
d. La série de Djoua	16
e. Série d'Aleg Abiod	16
f. Le Sénonien (Crétacé supérieur)	16
7. Le Quaternaire	16
IV. EVOLUTION GÉODYNAMIQUE.....	17
A. La phase panafricaine (600-500 Ma).....	17
B. La phase taconique (Ordovicien supérieur).....	17
C. La phase calédonienne (Silurien-Dévonien inférieur).....	17
D. La phase frasnienne (Dévonien supérieur)	18
E. Le cycle hercynien (Carbonifère – Permien)	19
1. Phase N 40 (Viséen - mouvements hercyniens précoces).....	19
2. Phase N 120° (Permien - mouvement hercynien majeur).....	19
V. HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	20
VI. BUT & MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL	24

A. But du travail.....	24
B. Méthodologie	24

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

INTRODUCTION.....	28
I. LITHOSTRATIGRAPHIE	28
A. Localisation de la coupe	28
B. Description de la coupe.....	30
1. Formation d’Orsine	30
a. Membre grés-argileux inférieur.....	30
b. Membre argilo-grés médian.....	32
c. Membre grés supérieur	32
2. Formation de Tin Meras	35
a. Membre argilo-grés	35
b. Membre grés-argileux	35
c. Membre supérieur argilo-grés et argileux.....	37
3. Formation de Gara Mas Melouki	39
II. Attribution stratigraphique	39
A. Formation d’Orsine	39
B. Formation de Tin Meras	39
IV. Conclusion	41

CHAPITRE III : MISS AND ICHNOLOGIE

INTRODUCTION.....	42
I. APERÇU SUR LES MISS.....	42
A. Classification des structures d’origine microbiennes.....	43
B. La formation et la désintégration d’un biofilm	45
1. Phase planctonique	45
2. Stabilisation et colonisation	45
3. Adaptation dynamique.....	45

4. Désintégration et dispersion	45
II. INVENTAIRE, DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES MISS	46
A. <i>Kenneyia structures</i>	50
1. <i>Kinneyia</i> en nid d'abeille	51
2. <i>Kinneyia</i> à crêtes sinueuses	51
3. <i>Kinneyia</i> interconnectées.....	51
G. <i>Palimpsest ripples</i>	54
1. <i>Palimpsest ripples</i> en forme losangique	54
2. <i>Palimpsest ripples</i> en forme allongée	54
3. <i>Diamonde-like</i>	55
H. <i>Ring-like</i>	55
I. Sand balls	57
J. <i>Sand cracks</i>	57
K. <i>Wrinkle structures</i>	59
III. CONCLUSION SUR LES MISS	63
IV. INVENTAIRE, DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES <i>ICHTNOFOSSILES</i>	67
A. <i>Rhizocoralium</i>	67
B. <i>Skolithos</i>	68
C. <i>Zoophycos</i>	68
D. <i>Taenidium</i>	70
E. Mono/Diplocraterion	70
F. <i>Cruziana</i>	70
G. Autres traces moins abondantes	71
V. ASSOCIATION ET CONCLUSION SUR LES TRACES FOSSILES	73

CHAPITRE IV : CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale	75
Références bibliographiques	78

Listes des figures et des tableaux	93
--	----

DÉDICACES

*À la mémoire de mon grand-père, source d'inspiration et de sagesse.
Que son héritage continue de guider chacun de mes pas.*

À mes chers parents, Je vous remercie pour tout le soutien et l'amour que vous me portez depuis mon enfance et j'espère que votre bénédiction m'accompagne toujours.

Puisse Dieu, vous accorder santé, bonheur et longue vie et faire en sorte que jamais je ne vous déçoive.

À mes chers et adorable frères et sœurs, Amine, Douâa, Rajaa, en témoignage de mon affection fraternelle, de ma profonde tendresse et reconnaissance, je vous souhaite une vie pleine de bonheur et de succès et Dieu, le tout puissant, vous protège et vous garde.

AVANT PROPOS

Je tiens à exprimer toute ma profonde gratitude à mon encadrant, **Monsieur BENDELLA M.**, Professeur à l'Université d'Oran 2, l'initiateur de mon parcours en Géologie des Bassins Sédimentaire. Grâce à son expertise, sa rigueur scientifique et ses conseils toujours pertinents, j'ai non seulement appris les fondements du métier d'un sédimentologue, mais j'ai aussi hérité de lui une passion durable pour la science et la recherche scientifique. J'ai à cœur le sujet d'actualité riche et stimulant qu'il m'a proposé, qui m'a permis de m'investir pleinement. Son encadrement attentif, la richesse de ses travaux, ainsi que les nombreuses

missions de terrain partagées à ses côtés ont été pour moi une source d'inspiration précieuse et une expérience formatrice inestimable.

Je suis honoré de compter parmi les membres du jury **Monsieur SADJI R.**, Maître de conférences B à l'Université d'Oran 2, et lui exprimer toute ma reconnaissance pour sa disponibilité, ses précieux conseil, et son accompagnement sur terrain.

Je remercie également **Monsieur BOUALEM N.**, Maître de conférences A à l'Université d'Oran 2, de me faire l'honneur de présider ce jury, et pour ces efforts et ses conseils

Je remercie **Monsieur Radek Mikuláš** (Institut de Géologie de l'Académie des Sciences de la République tchèque), et **Michal Mergl** (University de West Bohemia), pour la détermination es brachiopodes.

J'adresse mes sincères remerciements à **SELSELATI I.** pour son aide précieuse et son accompagnement durant le travail de terrain dans le Bassin d'Illizi.

Enfin, je ne peux que saluer ce noyau solide formé au fil de ces cinq années universitaires: **Mahmoud, Imed, Yassine**. Une véritable seconde famille, unie par la fraternité, l'esprit d'équipe, le travail acharné et surtout, une passion sincère pour la géologie. Ce lien, forgé entre rigueur et ambition, restera l'un des plus beaux acquis de mon parcours.

RÉSUMÉ

Le Bassin d'Illizi, intégré à la plateforme saharienne est structuré par des accidents précambriens subméridiens, présente une épaisse série de dépôts paléozoïques marqués par la tectonique calédonienne et hercynienne. Malgré l'abondance des travaux, les affleurements Sud du Bassin, notamment ceux des Tassili externes, restent peu documentés, en particulier sur le Dévonien moyen et supérieur. Ce travail porte une tentative de comblé ce manque en réévaluent la partie supérieure de la Formation d'Orsine (Emsien), et la Formation de Tin

Meras (Eifélien-Givétien-Frasnien) à travers une approche sédimentologique, ichnologique et des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne (MISS).

Trois membres informels ont été proposés dans la partie supérieure de la Formation d'Orsine, traduisant des environnements de plateforme dynamique. L'analyse basée sur les structures induites par l'activité microbienne MISS en association avec les traces biologiques met en évidence deux discontinuités majeures, en lien avec des épisodes d'émersion.

La Formation de Tin Meras, également subdivisée en trois membres informels, révèle une succession d'événements sédimentaires, dont quatre nouvelles discontinuités, appuyées par des indicateurs biostratigraphiques, des surfaces indurées (Hard Ground), et des structures typiques d'émersion (Crinkly structures, Gas dômes, Sand cracks...).

L'ensemble met en lumière une évolution environnementale marquée par des variations hydrodynamiques, des phases régressives et une forte activité microbienne, jusqu'à la limite Frasnien-Faménien.

Mots clés: Bassin d'Ilizi, MISS, ichnologie Formation d'Orsine Formation Tin Meras, Dévonien, Émersion.

ABSTRACT

The Illizi Basin, part of the Saharan platform and structured by submeridional Precambrian faults, contains a thick Paleozoic sedimentary succession shaped by Caledonian and Hercynian tectonic phases. Despite numerous studies, the southern outcrops of the Basin particularly those of the external Tassili remain poorly documented, especially regarding the Middle and Upper Devonian. This study aims to address this gap by re-evaluating the upper part of the Orsine Formation (Emsian) and the Tin Meras Formation (Eifelian-Givetian-Frasnian), using a sedimentological, ichnological, and microbial-induced sedimentary structures (MISS) approach.

Three informal members have been proposed within the upper Orsine Formation, reflecting deposition in a dynamic platform setting. The analysis of microbial-induced sedimentary structures (MISS), in association with biogenic traces, reveals two major discontinuities linked to emersion events.

The Tin Meras Formation, also subdivided into three informal members, records a succession of sedimentary events, including four additional discontinuities, supported by biostratigraphic indicators, hardground surfaces, and typical emersion-related structures such as crinkly structures, gas domes, and sand cracks.

Altogether, the results highlight an environmental evolution controlled by hydrodynamic fluctuations, regressive phases, and intense microbial activity, up to the Frasnian–Famennian boundary.

Key words: Illizi Basin, MISS, Ichnology, Orsine Formation Tin Meras Formation, Devonian, Emersion, Illizi Basin.

Chapitre I

Généralités

Introduction

Le Bassin d'Illizi représente l'un des plus grandes provinces pétro-gazifières de l'Algérie, d'où on dénombre 54 découvertes d'huile et 44 découvertes de gaz qui ont donné lieu à des gisements telles que celles de Tin Fouyé, Zarzaïtine, Edjeleh, Alrar, Ohanet et Stah.

Au Sud de la flexure atlasique se développe les dépôts paléozoïques affectés par la phase calédonienne et hercynienne. Le Bassin d'Illizi (ex Fort Polignac) faisant partie intégrante des Bassins de la plateforme saharienne, c'est un Bassin intracratonique de type synéclise "sag Basins" (Perrodon, 1972), traversé par des accidents subméridiens précambriens réactivés au Paléozoïque (Nedjari et al., 1987). La couverture sédimentaire est représentée par des dépôts épais (2000m à 3000m), mis en place au cours du Paléozoïque, qui émerge à l'affleurement au Sud ou elle forme le Tassili. Cependant, le Mésozoïque, est représenté par des dépôts qui se sont focalisés au centre du Bassin, tandis que les terrains d'âge tertiaires occupent surtout la partie Nord-Est.

I. Cadre géographique

A. Cadre géographique général

Le Bassin d'Illizi se situe dans la partie Sud-Est du Sahara algérien, entre les latitudes 26° et 30°N et longitudes 6°30 et 10°E. (Fig. 1). Ses limites occidentales, orientales, septentrionales sont représentées par des zones hautes, d'où on distingue à l'Ouest, la dorsale d'Amguid El Biod qui le sépare du Bassin de Mouydir. A l'Est, l'arche de Tihemboka qui est située près des frontières algéro-libyenne, le séparant du Bassin d'El Hamra (Libye). Sa limite Nord avec le Bassin de Berkine est marquée par le môle d'Aghara qui correspond à une remontée du socle. Au Nord également, le Bassin d'Illizi est caractérisé par des terrains d'âge crétacé du plateau de Tihert. Sa limite dans la partie méridionale est enregistrée avec le contact cristallo-métamorphique du Hoggar (bien que cette limite ne soit pas encore définie, (Boudjema, 1987).

B. Cadre géographique local

A 107 km au Sud de la ville d'Illizi (Fig. 1B), apparaît le village de Fadnoun, là où les formations paléozoïques spécialement dévoniennes affleurent formant majoritairement le

Tassili Externe. A 05 km au Sud de ce village et au bord de la route nationale N° 03 se localise le secteur d'étude qui atteint une altitude $\approx 1300\text{m}$.

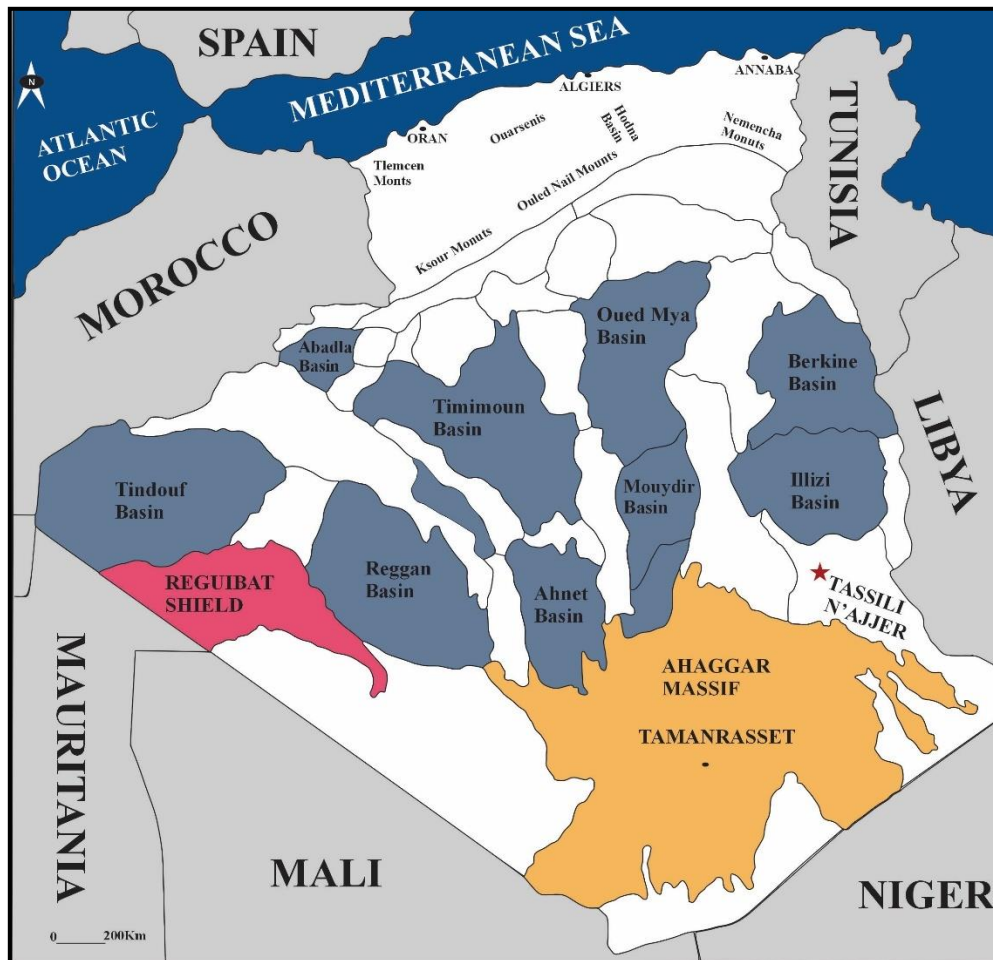


Fig. 1: Situation géographique du Bassin d'Illizi, Algérie ([document Sonatrach exploration, 1995](#)).

★: Secteur d'étude.

II. Cadre géologique

Le Bassin d'Illizi fait partie du Sahara algérien ([Fig. 2](#)) qui s'étale sur une vaste étendue, où les deux vieux boucliers "Touareg" à l'Est et "Reguibat" à l'Ouest, a un socle volcanique et volcano-sédimentaire Précambrien ([Beuf et al., 1971](#) ; [Fabre, 1983](#)). Ce matériel est souvent surmonté par une couverture paléozoïque ([Boudjema, 1987](#)), matérialisée par des séries complètes et continues ou incomplètes et discontinues, dont l'âge s'échelonne du Cambrien au Permien. Le Précambrien d'Illizi apparait aux alentours

de Bordj El Haouas et continue jusqu'à la région de Djanet (Fig. 3). Il est également connu par une épaisse série d'âge Mésozoïque (Trias, Jurassique, Crétacé), représenté par, la partie supérieure de la série continentale lagunaire de Tiguentourine (Permien), la série de Zarzaitine (Jurasso-Triasique), la série de Taouratine (Malm, Barrémien et l'Albien), et au sommet la série de Djoua (Crétacé inférieur). Ces séries forment localement le continental intercalaire (Lapparent et Lelubre 1948 ; Lefranc, 1958 ; Lefranc et al., 1990).

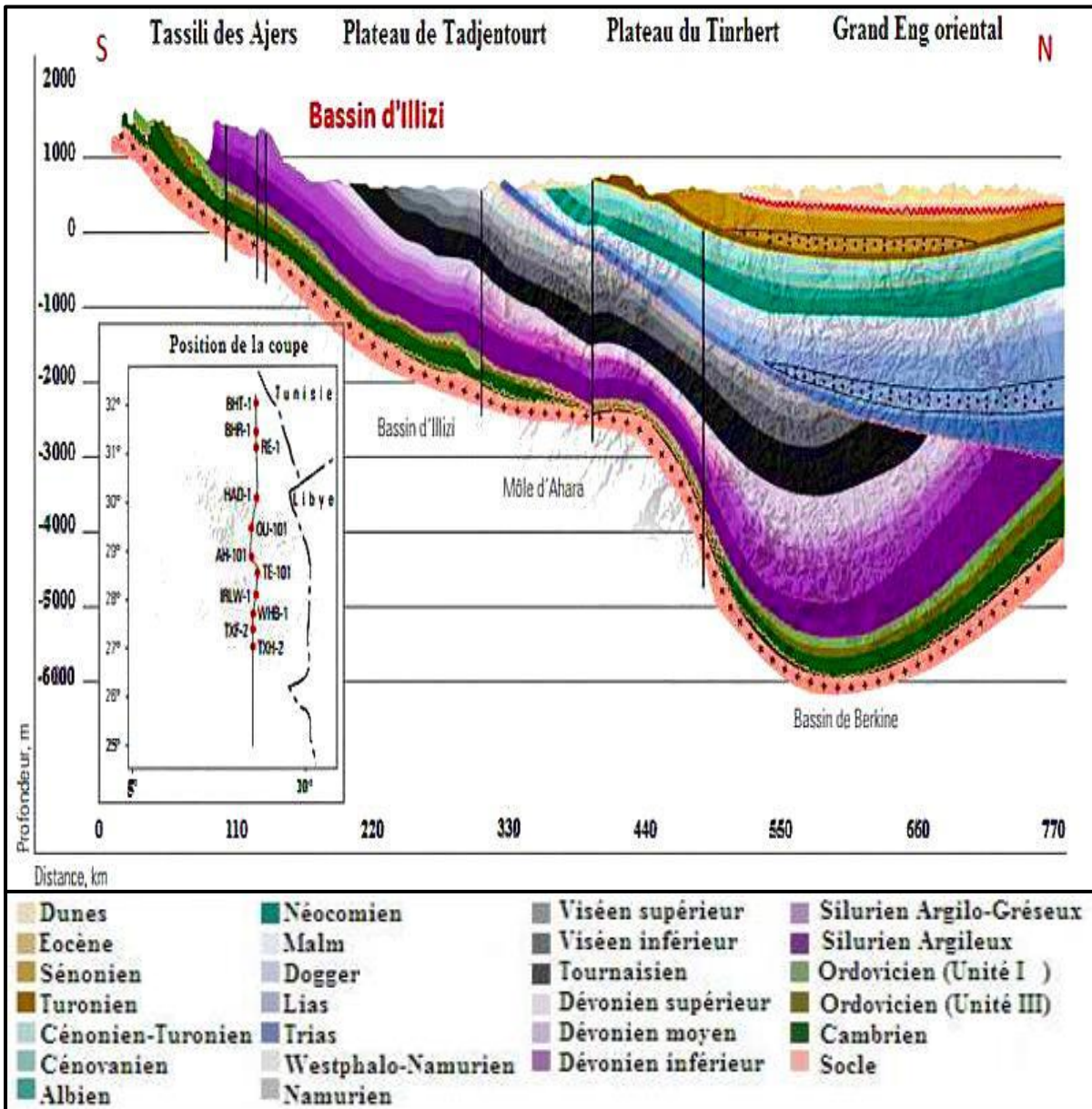


Fig. 2: Bassins et crêtes (môle) paléozoïques sur la marge nord du massif du Hoggar (d'après Lüning et al., 2004) (modifié).

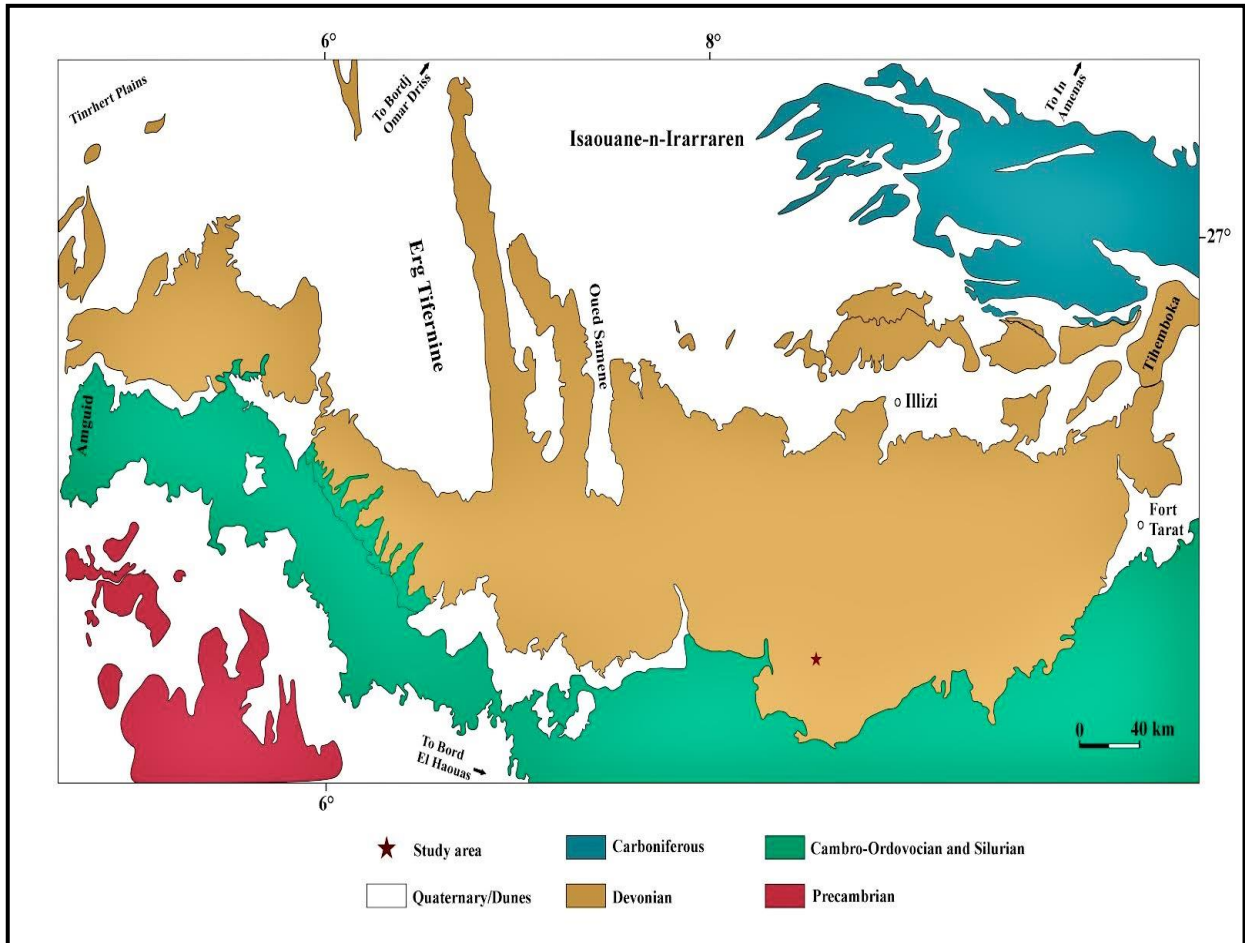


Fig. 3: Carte géologique sud/nord du Bassin d'Illizi (Sonatrach-Beicip, 1974-1975).

Le Bassin d'Illizi couvre une superficie de 108 424 km², caractérisés par des éléments structuraux subméridien qui ont affectés ce Bassin, et qui se présentent d'Ouest en Est (Fig. 3):

- L'axe d'Amguid El Biod.
- L'axe de Ta N Elak.
- L'axe d'Essaoui Mellène.
- L'axe passant par Maouar Tin Tayart.
- L'axe de Fadnoun.
- L'axe de la Tihemboka.

III. Aperçu Lithostratigraphique et paléogéographique du Bassin d'Illizi

L'évolution tectono-stratigraphique de la plateforme saharienne au cours du Paléozoïque est typique d'un contexte cratonique (Beuf *et al.*, 1971 ; Boote *et al.*, 1998). Cette plateforme n'a pas joué de façon monolithique, la succession des mouvements tectoniques ont générer une instabilité qui s'est concrétisé par un morcellement en plusieurs Bassins.

La lithostratigraphie du Bassin d'Illizi est décrite à partir d'affleurements et en subsurface. Les formations ont été définies initialement par (Freulon, 1955 ; Dubois *et al.*, 1967).

A. Le socle

Le socle est constitué par des terrains méta-sédimentaires traversés par de nombreuses intrusions magmatiques. L'âge des formations varie de l'Archéen (Lelubre, 1952; Allègre *et al.*, 1972) au Néoprotérozoïque et au Cambrien (Caby *et al.*, 1983 ; Gravelle, 1969).

L'inconformité infra-cambrienne est une surface érosive majeure qui coupe les roches déformées infra-cambrienne et précambriennes (Eschard *et al.*, 2005). Elle à pris naissance lors de l'érosion des reliefs panafricains, elle est marquée sur l'ensemble du craton gondwanien. En affleurement, le contact érosif est une surface nette et remarquablement plane qui coupe les granites et les sédiments précambriens (Fig. 3). Des niveaux de galets et de graviers d'origine éolienne sont parfois préservés dans des poches à la surface de cette inconformité. L'érosion différentielle des différentes roches précambriennes a également permis de préserver des paléoreliefs (Beuf *et al.*, 1971).

Ces observations indiquent que l'inconformité correspond à une surface majeure de transit fluvio-éolien, sur laquelle les sédiments érodés du craton ont été transportés.

B. La couverture sédimentaire (Fig. 4)

1. Le Cambrien

a. Unité des Ajjers

Elle est également nommée «Grès de Tin Taharadjeli» (Fig. 4), elle atteint environ 300m d'épaisseur au Nord de Djanet, où elle constitue le rebord du Tassili intérieur. Cette

unité de grès repose localement sur des conglomérats de la Formation d'El-Moungar correspondant à l'unité I, *sensu* le (Beuf et al., 1971), recouvrant ainsi l'inconformité infra-cambrienne.

La partie inférieure des «Grès de Tin Taharadjeli» est composée de grès grossiers à très grossiers (Fig. 4), présentant des stratifications entrecroisées unidirectionnelles et tabulaires indiquant une direction des paléo-courants Nord à Nord-Ouest. Les parties moyennes et supérieures de cette formation montrent des indices d'ingressions marines. Des grès grossiers montrent des stratifications entrecroisées sigmoïdales multidirectionnelles qui ont été déposés dans des chenaux et des barres estuariennes alors que les grès moyens sont massifs (sans aucune structure interne).

L'unité des «Grès de Tin Taharadjeli» n'a jamais été daté dans les affleurements et est provisoirement attribuée au Cambrien jusqu'à l'Ordovicien inférieur (Fig. 4). Cette formation correspond à l'unité réservoir II, qui constitue la principale unité réservoir du gigantesque champ pétrolier de Hassi-Messaoud.

2. L'Ordovicien

a. Unité vire du mouflon

Elle offre un talus le long du rebord du Tassili et son épaisseur moyenne est d'environ 50m. Elle est constituée de grès quartzitiques fins, en lits minces, avec des stratifications ondulées (Wavy bedding) et lenticulaires (Flaser bedding), présentant des intercalations limoneuses, et une bioturbation abondante (Eschard, 2005).

Dans la partie supérieure de cette formation, des ensembles sigmoïdaux multidirectionnels épais sont interprétés comme des deltas tidaux. La «Vire du Mouflon» a été déposée dans des environnements subtidaux à intertidaux, elle représente la première occurrence de faciès marins ouverts dans la région du Tassili (Eschard, 2005).

Ces faciès marins peu profonds passent à des sédiments marins plus ouverts identifiés en subsurface, et appelé communément les «Argiles d'El-Grassi» (Fig. 4). Il s'agit d'une séquence progradante au sommet de la Formation sous-jacente la «Vire du Mouflon» qui est probablement l'équivalent des faciès côtiers des «Grès d'El Atchane» en subsurface.

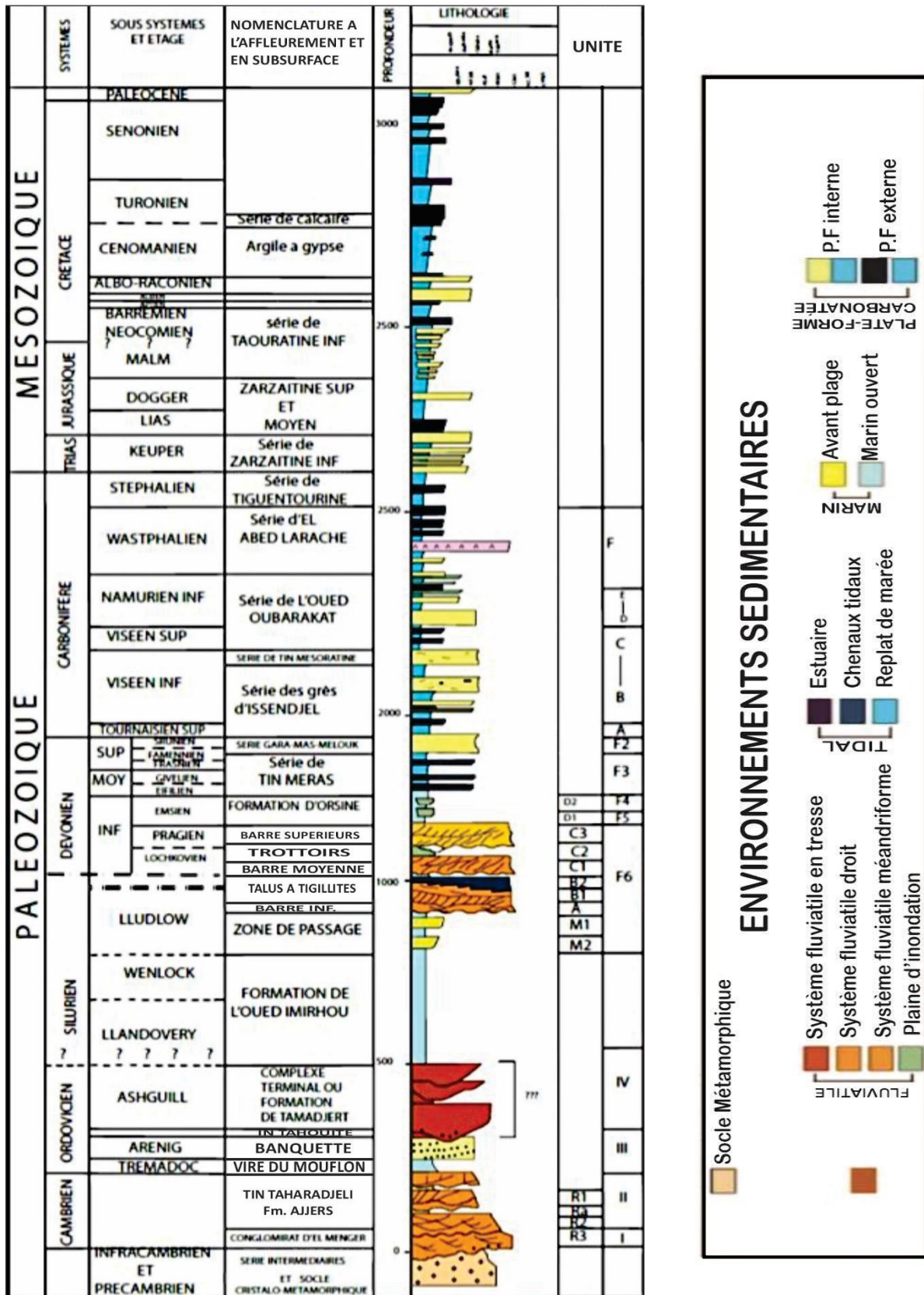


Fig. 4: Lithostratigraphie du Bassin d'Illizi (Eschard et al., 2005).

Cette succession a été attribuée au Trémadocien, elle est également connue sous le nom d'Unité Réservoir III-1 dans les Bassins d'Illizi-Berkine.

b. Unité de la banquette

Elle forme la falaise massive supérieure du Tassili interne, la base de l'unité est constituée des grès grossiers avec des stratifications entrecroisées sigmoïdales et une morphologie en chenaux, interprétées comme des chenaux et barres estuariens. Au-dessus, la majeure partie de l'unité de la «Banquette» est composée de grès silicifiés moyens à grossiers sans structure apparente, avec une abondance de terrier verticaux.

L'interprétation sédimentologique de la «Banquette» est difficile, car les structures sédimentaires ont été oblitérées par la bioturbation ([Eschard, 2005](#)). À l'échelle régionale, les faciès sont étonnamment homogènes ([Beuf et al., 1971](#)), suggérant une pente marine peu inclinée et très faible. Ces grès sont alors interprétés comme une rampe marine clastique peu profonde, à faible énergie et en progradation.

En subsurface, dans les Bassins d'Illizi- Berkine, la « Banquette » est probablement équivalente au «Quartzite d'El Hamra», également appelée Unité Réservoir III-2, attribuée à un âge Arénig ([Fig. 4](#)).

c. La Formation d'In Tahouite

Elle repose de façon concordante sur l'unité de la «Banquette» et se compose principalement de siltites ainsi que des grès à grains très fins à fins, présentant une bioturbation marquée par l'ichnofaciès à *Skolithos* et *Cruziana* ([Eschard, 2005](#)). Elle débute par des grès fins avec des rides de vagues et des stratifications entrecroisées en mamelon (HCS), déposées dans un environnement de shoreface inférieur. Elle passe rapidement vers le haut à des siltites finement bioturbées, déposées dans un contexte de plateforme externe en milieu marin ouvert ([Eschard, 2005](#)). La partie supérieure de cette formation montre des grès de shoreface et des grès tidaux en progradation, localement appelés «Membre des Castelets», contenant une faune de brachiopodes et de lamellibranches qui ont permis d'attribuer un âge Arénigien à la Formation d'In Tahouite ([Legrand, 1964](#)).

Les grès basals de la Formation d'In Tahouite est probablement l'équivalent des grès de Ouargla en subsurface, qui ont été datés de l'Arenigien ([Oulebsir et Paris, 1993](#)).

La partie argileuse de cette formation correspond aux "Argiles d'Azzel-Tiferouine", datées de l'Arenigien au Llandeilo (Paris *et al.*, 2000). Les grès supérieur progradants peut également correspondre aux "Grès de Oued Saret" en subsurface, datés du Llandeilo inférieur (Oulebsir et Paris, 1993 ; Paris *et al.*, 2000).

La Formation d'In Tahouite est également appelée Unité III-3 en subsurface des Bassins Illizi-Berkine (Fig. 4).

d. La Formation de Tamadjert

La base de cette formation constitue une surface d'érosion majeure associée à des vallées orientées nord-sud, dont l'extension latérale varie entre 1 et 3 km (Beuf *et al.*, 1971). De telles incisions ont été identifiées sur toute la marge nord du Gondwana, en Algérie (Beuf *et al.*, 1971), en Libye (Blancpied *et al.*, 2000 ; Le Heron *et al.*, 2004 ; Sutcliff *et al.*, 2000), en Mauritanie (Ghienne et Deynoux, 1998) et en Arabie Saoudite (Vaslet, 1990). Ces incisions se sont formées sous l'action de glaciers lors d'un épisode glaciaire de courte durée (Eschard, 2005). L'unité basale du remplissage de la vallée était constituée de grès fins hétérolithiques organisés en mégaséquences de 15 m de hauteur, passant à des turbidites finement litées dans les parties distales. Ces sédiments ont été déposés dans des deltas de type Gilbert lors des périodes de retrait glaciaire. Ces deltas résultent d'une progradation rapide due à un fort débit d'eau et à des courants de densité élevée lors des périodes de fonte des glaces. Au-dessus de cette unité, le remplissage de la vallée est constitué de grès fins à moyens, mal classés et dépourvus de structures. La stratification est souvent déformée par des glissements et des structures d'échappement de fluide (Eschard, 2005).

Les unités de grès sont intercalées avec des grès argileux mal classés et des siltites formant une matrice argileuse où flottent des grains de quartz grossiers et des graviers. Ces faciès ont été interprétés comme des diamictites résultant de matériaux transportés et déposés par des icebergs durant les périodes interglaciaires.

Une unité de grès latéralement étendue marque la fin du remplissage de la vallée. À ce niveau, de grandes séquences de deltas de type Gilbert progradant vers le nord peuvent être observées. Enfin, la partie supérieure du remplissage de la vallée est constituée de chenaux

rubanés associés à des grès fins, dont l'interprétation reste controversée (Hirst *et al.*, 2002). Ces chenaux forment des structures sinueuses, ils sont associés à des mégarides en escalier.

La Formation de Tamadjert est appelée Unité IV en subsurface, où elle constitue un réservoir hétérogène (Hirst *et al.*, 2002). Elle a été datée de l'Ashgillien terminal (Oulebsir *et Paris*, 1993).

3. Silurien

a. La Formation de Oued l'Mirhou

Cette formation débute par des grès grossiers qui marquent une discordance régionale érosive à faible relief. Ces grès étaient confinés dans des dépressions topographiques au-dessus de la surface et présentent à la fois des faciès fluviaux et tidaux (Eschard, 2005). L'unité est appelée «Dalle de M'Kratta» en subsurface. Son attribution stratigraphique est débattue (Oulebsir *et Paris*, 1993) en ce qui concerne son probable appartenance à l'Ordovicien supérieur.

Au-dessus, la Formation de «l'Oued l'Mirhou» (Fig. 4), est appelée « Argiles à Graptolites » en subsurface, elle est constituée de schistes micacés limoneux qui ont été datés du Llandovery à sa base jusqu'au Ludlow supérieur à son sommet (Legrand, 1981). Les puits réalisés ont donné au moins trois niveaux de schistes radioactifs riches en matière organique, dans la moitié inférieure des «Argiles à Graptolites» (Lüning *et al.*, 2000). L'extension était contrôlée par les dépressions topographiques du Bassin, qui favorisaient des conditions anoxiques et préservaient des valeurs élevées de TOC (Carbone organique totale) dans les schistes (Lloydell, 1998 ; Lüning *et al.*, 2000). La moitié supérieure des «Argiles à Graptolites» montre une teneur croissante en limons et en sables.

b. La Formation d'Atafaitafa

Elle recouvre de manière concordante les «Argiles à Graptolites», Elle correspond à un matériel déposé dans des environnements de type offshore et littorales. Il s'agit d'empilements sédimentaires, organisés dans une tendance générale d'engraissement et de régression vers le haut. Les grès présentent des HCS, des rides de vagues et des structures sigmoïdales. Dans le Bassin d'Illizi et en subsurface, la «Formation Atafaitafa», correspond à la Zone de passage et aux «Unités M» en affleurement, la partie basale

correspond la séquence littorale où l'âge Wenlock a été identifié grâce une faune de chitinozoaires. Alors que l'âge Ludlow est présent uniquement en subsurface au nord du Bassin d'Ilizi (Boumendjel et *al.*, 1988 ; Henniche, 2002).

c. Unité de la Barre inférieure

Est représentée par des grès grossiers avec des structures entrecroisées en auge et tabulaires, déposés dans des rivières en tresses et à faible sinuosité (Eschard, 2005). Les directions des courants indiquent un écoulement vers le nord. La base de la «Barre Inférieure» marque un changement important vers le bas des faciès, lié à une baisse relative du niveau marin (Eschard, 2005). Les systèmes fluviaux ont été rajeunis et ont érodé les sédiments marins en dessous. La transgression a ensuite induit la reprise du dépôt fluvial et le développement des faciès estuariens.

La partie supérieure montre une sédimentation à influences tidales, avec des structures entrecroisées sigmoïdales multidirectionnelles liées à des chenaux et des bancs estuariens (Henniche, 2002). En subsurface, celle-ci est appelée «Unité A» (Fig. 4).

d. Talus à Tigillites

Constitués de grès à grains fins représentés par des couches de faible épaisseur, intercalés avec des grès à grains plus grossiers avec des structures entrecroisées sigmoïdales. Ces sédiments ont été déposés dans une rampe subtidal peu profonde, dans des environnements allant des plaines subtidales aux vasières et plages intertidales. Le sommet de l'unité est tronqué par la discordance calédonienne (Eschard, 2005).

Cette unité est appelée «Unité B» en subsurface et a été datée du Pridoli en subsurface (Henniche, 2002).

4. Dévonien

La limite Siluro-Dévonienne est marquée par un événement tectonique et à une chute relative majeure du niveau marin qui a affecté la majeure partie de la marge gondwanienne. Cependant, la surface d'érosion résultante est appelée la «discordance calédonienne» (Eschard, 2005). Les grès du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur constituent le vaste

plateau des tassilis externes (grès de Fadnoun), qui contiennent d'importants réservoirs d'hydrocarbures.

a. Unité Barre moyenne

Elle transgresse sur la discordance calédonienne, grès grossiers avec des stratifications entrecroisées tabulaires, déposés dans des systèmes fluviaux en tresses. Au-dessus, on trouve des grès avec des stratifications entrecroisées tabulaires et des structures sigmoïdales. Ces faciès ont été interprétés comme des chenaux estuariens, avec une influence tidale croissante vers le sommet ([Eschard, 2005](#)).

Cette unité est appelée «Unité C1» dans le Bassin d'Illizi. La «Barre Moyenne» n'a jamais été datée, ni en affleurement ni en subsurface, et les grès sont attribués au Lochkovian.

b. Unité Trottoirs

Elle représente la base du Praguien, composée de mudstones limoneux verdâtres alternant avec des grès, déposés dans un environnement de plaine d'inondation. Des chenaux en ruban constitués de grès très grossiers à stratifications entrecroisées en auge. Il convient de noter que, l'unité «Trottoirs» présente, traces de racines (rhizolites, [Eschard, 2005](#)). L'unité s'est formée pendant une transgression, favorisant l'aggradation des sédiments dans les systèmes fluviaux. Elle est appelée «Unité C2» en subsurface du Bassin d'Illizi et elle a été datée du Praguien grâce à des études palynologiques.

c. Unité Barre supérieur

Sur une épaisseur d'environ 50 m composée essentiellement de grès grossiers avec des stratifications entrecroisées tabulaires, déposés dans une plaine fluviale en tresses riche en sable ([Eschard, 2005](#)). Sa partie basale offre une surface d'érosion tant dis que sa partie supérieure montre des chenaux estuariens qui annoncent la transgression emsienne. L'unité de la «Barre Supérieure» n'a jamais été datée, mais elle est provisoirement attribuée au Praguien. En subsurface du Bassin d'Illizi, cette unité est appelée «Unité C3».

d. La Formation d'Orsine

Cette formation a été datée de l'Emsien grâce à une abondante macrofaune (brachiopodes). Elle est composée de schistes et de siltites déposés dans un environnement marin ouvert (offshore). Le sommet de la formation correspond à des grès marronâtre ferrugineux à stratifications entrecroisées qui s'avère une surface d'ordre régionale (Guerrak, 1988). Ces grès progradants déposés dans environnements tels que shoreface et tidaux se sont principalement développés autour des hauts structuraux et constituent les unités réservoirs F4/F5 en subsurface (Eschard, 2005)

e. Formation Tin Meras / la Gara Mas Melouki

Les deux formations caractérisent le Dévonien moyen et supérieur, avec une dominance des dépôts argileux avec des grès fins à moyens en alternance avec des niveaux de calcaires fossilifères témoignant l'installation d'un milieu marin à la fin du Dévonien. Ils constituent les unités réservoirs F2/F3 en subsurface.

L'Eifelien n'est documenté que par la biostratigraphie, grâce à la découverte des *Pinacites Jugleri* (Petitot 1960, Chaumeau, 1962, Freulon, 1964) facilement reconnaissable.

Il est représenté par un ensemble argileux, a quelque passées argileuses. Sa base est marquée par un très mince niveau conglomératique a petits éléments gréseux ou argileux bien arrondis très altérés qui ont livrés dès leurs bases des brachiopodes caractéristiques à cet étage (Chaumeau, 1962). l'eifélien supérieure est représenté par l'apparition du premier niveau de calcaire depuis le Cambro-ordovicien, dont il renferme des pinacites jugleri.

Le Givétien est facilement reconnaissable sur terrain par une crête basse de calcaires et de dolomies, qui est en grande partie dissimulée par des sables et des graviers quaternaires.

Dans les secteurs où la succession est plus développée, les niveaux de calcaires sont régulièrement interrompus par des intercalations argileuses dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces intercalations sont, ponctuellement associées à des lits gréseux fins, présentant fréquemment des moulages de tentaculites orientés parallèlement à la stratification, témoignant d'un alignement induit par les courants (Wendt et al., 2009).

Les calcaires du Dévonien moyens sont recouverts par une séquence monotone d'argiles rouges et grises avec de minces intercalations de grès et de siltites «Formation de Tin Meras». Leur subdivision biostratigraphique n'a été réalisée que dans des carottes grâce aux nanofossiles (chitinozoaires et palynomorphes), permettant d'identifier plusieurs biozones du Frasnien et du Faménien ([Boumendjel et al., 1988](#)). À l'exception de quelques pélécytopodes, aucun macro-organisme n'a été trouvé. Cependant, plus au Nord, plusieurs couches de calcaires (par exemple, le "banc repère de calcaire bleu") ont été distingué en forage ([Moreau-Benoit et al., 1993](#)). Une discontinuité interprétée comme une transgression frasnienne a été mise en évidence en subsurface ([Boudjema, 1987](#) ; [Abdesselam-Rouighi, 1996](#) ; [Chaouchi et al., 1997](#) ; [Henniche et al., 2003](#)). Dans le Sud du Bassin d'Illizi, les dépôts de cet étage sont en grande partie recouverts par des sables et graviers quaternaires et ne sont exposés que dans certaines vallées (oueds).

Le Dévonien supérieur ne peut être estimé qu'approximativement entre 200 et 300 m. Vers le sommet, une barre sableuse avec des intercalations d'oolithes ferrugineuses «Formation Gara Mas Melouki» se développe, formant ainsi un faible escarpement (10 à 20 m d'épaisseur). Cette unité, qui est en transition avec le Tournaisien inférieur, a été reconnue en forage dans de nombreux puits plus au nord qui sont des réservoirs d'hydrocarbures ([Coquel et Latrèche, 1989](#) ; [Latrèche et Coquel, 1996](#) ; [Zeroug et al., 2007](#)).

5. Carbonifère

Le Carbonifère affleure bien dans la partie orientale du Bassin d'Illizi, où il est décrit par plusieurs auteurs. La coupe type ([Attar et al. 1980](#)) est la suivante, de bas en haut:

a. Formation d'Issendjel (Tournaisien supérieur-Viséen)

Elle est constituée par une série argilo-calcaire à la base, devenant argilo-gréseuse vers le sommet. Dans la partie médiane, une faune de goniatites du Viséen supérieur a été récoltée ([Boudjema, 1987](#)). Cette formation est équivalente des séries A, B et C définies dans le Nord-Est du Bassin d'Illizi.

b. Formation Assekaïfaf-Oubarakat (Viséen terminal-Namurien)

Une alternance d'argiles, de calcaires, avec des passées gréseuses dans sa partie médiane.

c. La série de Tiguentourine (Carbonifère supérieur)

Elle est représentée par des argiles brunes-rouges avec la présence de banc de calcaire dans sa partie sommitale, passant latéralement à des gypses. Sa partie supérieure présente la base Continentale intercalaire. Les variations latérales de faciès Carbonifère rendent difficiles la corrélation de ces formations définies en affleurement avec les séries traversées en sondages.

6. Mésozoïque

À l'échelle du Bassin d'Ilizi, une grande partie du Mésozoïque forme «le continental intercalaire» (défini par Killian, 1931), qui repose en discordance sur les dépôts paléozoïques, recouverte à leur tour par la transgression marine du Cénomanién supérieur (Lefranc et Guiraud, 1990). Les Formations ont été définies pour la première fois par (Lapparent et Lelubre, 1948).

a. Série Tiguentourine (Carbonifère supérieur-Permien inférieur)

La base du Continental intercalaire se situe au sein de la série de Tiguentourine. Alors que la partie inférieure de cette série est composée de argiles gypseuses d'origine lagunaire, sa partie supérieure continentale est constituée de grès fins contenant quelques restes végétaux. Elles ont souvent été légèrement déformées avant le dépôt des niveaux triasiques.

b. Série de Zarzaïtine (Trias-Lias)

Elle repose de manière discordante sur la Formation de Tiguentourine ou sur des couches plus anciennes à l'Est (Lefranc et Guiraud, 1990). À sa base, on trouve des grès fins contenant des argiles et des conglomérats. Le gypse n'est pas visible sur le terrain.

Des dolomies, appelées membre de Tekniouine (Lefranc, 1958), forment souvent des couches plates au milieu de la série. L'épaisseur totale dépasse les 100 mètres. On y trouve du bois fossiles, les rides de courant observées indiquent un écoulement vers le sud-ouest.

c. La série de Taourartine (Malm-Crétacé inférieur)

Elle repose de manière discordante sur la «Formation de Zarzaïtine». Elle est composée de grès grossiers, avec plusieurs intercalations de gypse, d'argiles et de siltites, et peut atteindre jusqu'à 250 mètres d'épaisseur. La succession montre également des concrétions nodulaires limonitiques, des paléosols et des couches conglomératiques. Certains niveaux supérieurs contiennent la fougère *Weichselia* ainsi que divers restes de vertébrés.

d. La série de Djoua

D'environ 120–200 m d'épaisseur, elle marque la fin du Continental intercalaire et le début de la transgression marine du Cénomanién supérieur. Elle se divise en trois unités principales ([Zaagane et al., 2023](#)): 1. Bone-bed Member: argiles sableuses et grès lenticulaires, contenant des ossements de vertébrés. 2. Isabelie Limestone: calcaire dolomitique brunâtre, affleurant de In Azar à Ifertas, daté de l'Aptien supérieur ([Lefranc, 1958](#)) ou de l'Albien ([Busson, 1972](#)). 3. Gypsum Member: argiles vertes et bigarrées avec veinules de gypse, texture sableuse à la base, argileuse au centre, marneuse au sommet, présence locale de couches calcaires (oolithes d'In Azar).

e. Série d'Aleg Abiod

Environ 300 m d'épaisseur, d'âge Turonien-Sénonien, elle est représentée par des marnes vertes à la base évoluant vers des argiles, des calcaires et dolomies à gypse se terminant par des grès et des calcaires argileux.

f. Le Sénonien (Crétacé supérieur)

Se compose de marnes plastiques avec intercalations de calcaires marneux.

7. Le Quaternaire

Près du tiers de la Wilaya d'Illizi est recouvert par des dépôts quaternaires représentés par les alluvions des oueds et les sables éoliens du grand 'Erg Oriental.

IV. Evolution géodynamique

L'évolution tectonique du Bassin d'Illizi résulte d'une série de phases compressives et distensives (Tab. 1) ayant influencé la sédimentation et la structuration du socle (Boudjema 1987). Depuis l'orogénèse panafricaine jusqu'aux mouvements hercyniens, chaque phase a contribué à façonner la géologie actuelle du Bassin, entraînant des discordances et des discontinuités sédimentaires (Aliev et al., 1971 ; Aiouna, 1975 ; Echikh, 1975 ; Beicep, 1975 ; Boudjema, 1987 ; Skender et al., 1996).

A. La phase panafricaine (600-500 Ma) (Fig. 5) (Tab. 1)

Cette phase résulte de la collision entre le paléocontinent de l'Ahaggar et le craton ouest-africain, formant ainsi la chaîne panafricaine. Sa fin marque le début de l'histoire cratonique de la plateforme saharienne. Structurellement, elle est caractérisée par d'importantes failles subméridiennes (Fig. 5). Par la suite, durant le Cambro-Ordovicien, une phase de distension mineure a provoqué des variations d'épaisseur et de faciès des dépôts situés de part et d'autre des principales failles du socle.

B. La phase taconique (Ordovicien supérieur) (Fig. 5) (Tab. 1)

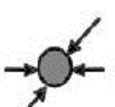
Cette phase, a touché l'ensemble du Sahara, elle est marquée par une discordance due au ravinement glaciaire. Elle sépare la Formation d'In Tahouite (Argilo-gréseux supérieur, AGS) du Complexe Terminal «Formation de Tamadjert». Elle est Amplifiée par les glaciations ordoviciennes, cette érosion a modelé les Bassins sahariens, notamment dans le Bassin d'Illizi où l'intensité de l'érosion varie selon les secteurs. Ces processus ont profondément remodelés la topographie avant et pendant le dépôt du Complexe Terminal.

C. La phase calédonienne (Silurien-Dévonien inférieur) (Fig. 5) (Tab. 1)

Elle est observée principalement au niveau du môle d'Ahara et du haut-fond de Tihemboka (Fig. 5), cette phase a joué un rôle clé dans leur mise en place. Elle se caractérise par des discordances et une érosion significative dans ces zones. C'est à ce moment que le Bassin d'Illizi s'est individualisé. Par ailleurs, une interruption de la sédimentation dévonienne a été constatée le long de l'axe de Fadnoun (Boudjema, 1987) (Tab. 1).

D. La phase frasnienne (Dévonien supérieur)

Elle est considérée comme une phase tardive de l'orogénèse calédonienne, elle se manifeste par une absence de dépôt et une érosion profonde dans la région du môle d'Ahara. Cette érosion a donné lieu à une discordance très remarquable, appelée communément la discordance Frasnienne.

<i>Période maximum d'activité</i>	<i>Direction de la contrainte</i>	<i>Effets sur le système failles</i>	<i>Effet sur la sédimentation</i>
Post-Villafranchienne (Alpine)	N-S 	Bascullement et inversion de blocs Période finale de compression dans le domaine atlasique. Evénement majeur de collision.	Soulèvement du Hoggar, basculement du bloc d'El Bourma
Miocène	NW-SE et N-S 	Episode de compression majeure dans le domaine atlasique	Sédimentation prédominante de flysch au Nord
Eocène (Pyrénéenne)	N-S et NW-SE 	Début de chevauchement au Nord résultant de la convergence de la plaque africaine avec la plaque européenne. Décrochement de la faille Sud atlasique.	
Crétacé inférieur (Autrichienne)	E-W 	Réactivation des décrochements des failles N-S et NS-SW résultant des mouvements différentiel de la plaque européenne et la plaque africaine.	Erosion des sédiments du Crétacé sous l'Aptien (l'Arche d'El Biod et Illizi), effet léger sur le bassin de Berkine.
Trias-Lias Rifting (Dislocation de la pongée)	NW-SE 	Réactivation des failles NE-SW se terminant au TAGS et S4	Contrôle de la sédimentation par les failles entraînant une variation rapide d'épaisseur le long des failles NE-SW.
Carbonifère supérieur-Permien (Hercynienne principale)	N120 	Inversement ou décrochement le long des failles NE-SW (résultant de la formation de la pongée).	Erosion sur les axes NE-SW.
Viséen (Hercynienne précoce)	N40 	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NW-SE. Début de formation de la chaîne varisque.	Erosion sur le môle de Tihemboka et soulèvement de l'Ougarta.
Frasnienne	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles NW-SE.	Non dépôt et érosion locale (môle d'Ahara).
Calédonienne Siluro-Dévonienne	E-W 	Mouvement inverse le long de la faille N-S.	Erosion le long des zones hautes d'orientation N-S et E-W (Tihemboka-Ahara).
Taconique Caradoc-Ashgillien	E-W 	Mouvement inverse le long des failles N-S résultant. Formation de structures N-S.	Soulèvement du bouclier Réguibat et Touareg.
Cambro-Ordovicienne	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles N-S.	Les variations d'épaisseur sont contrôlées par la faille. Basculement N-W de la plate forme saharienne. Volcanisme.
Panafricaine	E-W 	Tectonique cassante créant des failles et des fractures conjuguées NW-SE et NE-SW.	Compartimentation du craton du Sahara central.

Tab. 1: Les phases tectoniques majeures. (D'après Boudjema, 1987)

E. Le cycle hercynien (Carbonifère - Permien) (Fig. 5) (Tab. 1)

Ce cycle comprend deux grandes phases tectoniques (Tab. 1) qui ont façonné le Bassin d'Illizi et mis un terme au cycle sédimentaire paléozoïque:

1. Phase N 40 (Viséen - mouvements hercyniens précoces)

Cette phase intervient après le dépôt du Dévonien supérieur et durant le Viséen, elle entraîne:

- La formation de structures majeures le long des failles NO-SE, dues à une compression orientée N40.
- Un jeu en décrochement le long des failles méridiennes, avec la possibilité de formation de plis dans la couverture sédimentaire.
- Une érosion partielle des dépôts Tournaisien - Viséen inférieurs dans certaines zones, notamment sur le haut-fond de Tihemboka.

2. Phase N 120° (Permien - mouvement hercynien majeur)

Cette phase, est caractérisée par une compression régionale orientée N120°, est responsable des principales déformations structurales du Bassin d'Illizi (Beicip, 1975). Ses effets incluent:

- Un raccourcissement des structures, soit par compression, soit par mouvement en faille inverse.
- Une influence maximale sur les failles NE-SO, entraînant la formation de plis similaires aux structures d'Assekaïfaf.
- Un impact relativement important sur les grandes failles méridiennes, notamment celles orientées légèrement vers le NE, pouvant générer de grandes structures NS.

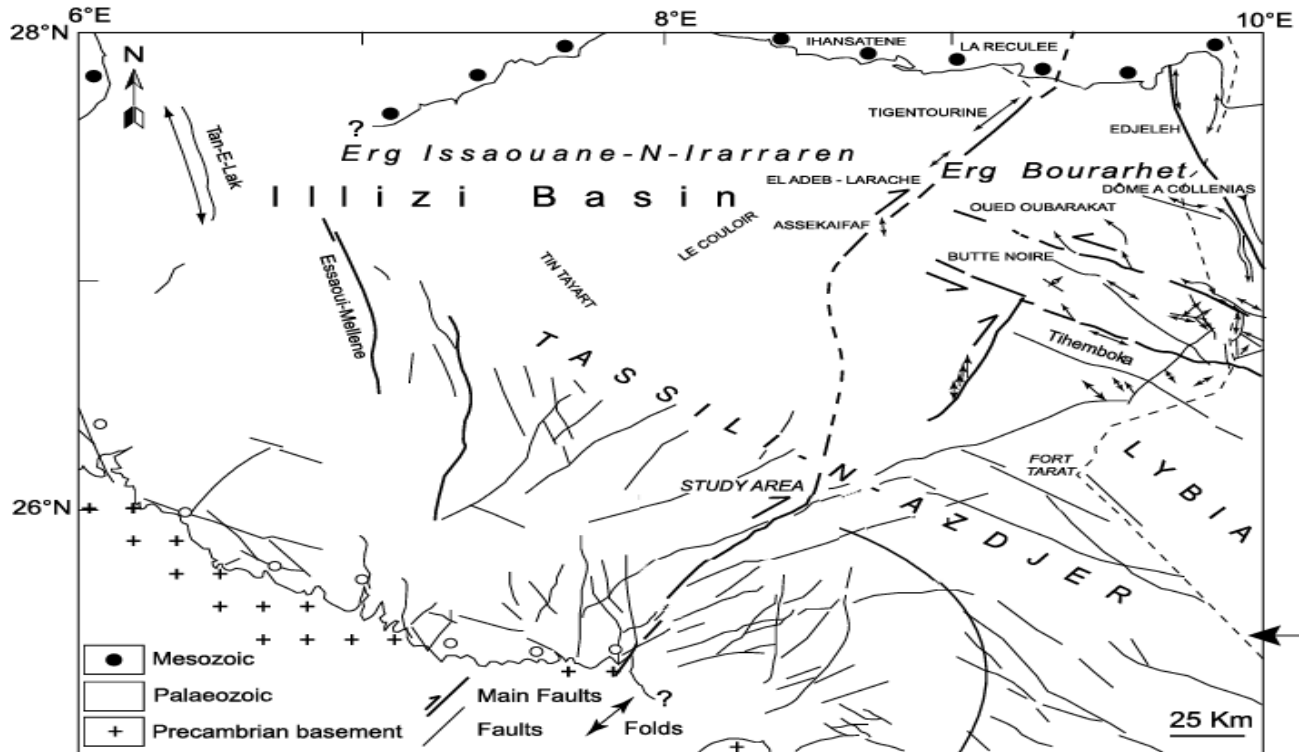


Fig. 5: Carte structurale du Bassin d'Illizi, Algérie. (Zazoun, 2008).

V. Historique des travaux

Les formations du paléozoïque inférieur ont été décrites pour la première fois par Killian, 1922 lors d'une expédition au nord du Hoggar, et en particulier "les schistes carburés ou bitumineux" du Silurien, qui s'avèrent plus tard comme étant l'une des plus importante roche mère du Sahara. Par la suite, Lapparent, 1948 signale la présence de la faune dans les roches du dévonien moyen dans le secteur de Tan Elak, qui affleure dans la partie Est du Bassin d'Illizi.

Les premières subdivisions du dévonien du Tassili n'Ajjer ont été publié dans les travaux Freulon, 1955, qui a proposé 04 grands ensembles (Tab. 2), à savoir:

- Devonien inferieur (Lochkovien/Praguien) gréseux
- Devonien inferieur (Emsien) argilo-gréseux
- Devonien moyen argilo-calcaires
- Devonien supérieur argilo-gréseux

Le tout est surmonté par des grès marquant le passage au Carbonifère. En 1959, ce même auteur a proposé un schéma paléogéographique du Dévonien du Tassili n'Ajjer.

À Tan Elak, [Claracq et al., 1959](#) mentionnent une discordance angulaire dans les grès du Dévonien inférieur, bien que [Remack-Petitot, 1960](#) de la compagnie pétrolière française décrit une faune de conodonte dans le même secteur qui indique le Tournaisien supérieur.

En 1962, [Chaumeau et al.](#) ont réalisé des coupes détaillées du Dévonien inférieur et moyen dans le Bassin d'Ilizi, dont une coupe de référence à l'Est de l'Oued l'Mirhou. Ils donnent une précision à la stratigraphie ([Tab. 2](#)) grâce à une forme de brachiopodes. Ils proposent que la limite Emsienne-Eifélienne est marquée par un mince niveau conglomératique à petite élément arrondis contenant à sa base des brachiopodes. Ils ajoutent que le passage Eifélien-Givétien est identifié par l'apparition du premier banc de calcaire (depuis le Cambro-Ordovicien) à *Pinacites Jugleri*. Cependant, Le deuxième niveau indique clairement l'installation du givétien. Ces résultats confirment celles de [Remack-Petitot, 1960](#) basés sur les conodontes. La présence de *Mucrospirifer gr. bouchardi* dans la coupe située à l'ouest d'In Akaouet permet de situer approximativement la limite Givétien-Frasnien, tout en suggérant que les niveaux concernés appartiennent probablement déjà au Frasnien.

L'ensemble des observations faits par [Chaumeau et al., 1962](#) ont conduit à nuancer le schéma paléogéographique proposé par [Freulon 1959](#), en démontrant que la transgression du Dévonien moyen débute à l'eifélien, et non au Givétien.

Par la suite, la lithostratigraphie et la succession siluro-dévonienne ont été établies par [Dubois et al., \(1967\)](#). Le travail fait référence à la série connue sous le nom de «Groupe des grès du Tassili Dévonien» ([Dubois et al., 1967](#)), ou de «Grès supérieurs», «Grès du Tassili externe» ([Kilian, 1922](#)), «Grès du Fadnoun», «Grès inclinés» ([Freulon, 1959](#)), «Grès ruiniformes», en les subdivisent en plusieurs Formations. La série des Grès du Tassili externe est située entre le «Groupe des grès argileux intra-tassiliens» à la base, et ce qui pourrait être appelé le «Groupe des grès argileux pré-tassiliens» au sommet, qui correspond à l'unité lithologique entre les calcaires bleus et le sommet des grès du Tassili externe. La base de ce groupe est désignée ici sous le nom de «Formation d'Orsine». Ils mentionnent que les grès du Tassili externe sont d'âge Lochkovien (ex Gédinnien) à Praguien (ex

Siégénien), ou exclusivement Praguien, en mettent en évidence deux discordances importantes (une à la base de la Barre supérieure, et à la base de la barre moyenne). Ils concluent que l'hypothèse attribuant une origine exclusivement continentale aux Grès du Tassili externe est largement remise en question., du fait que dans certains zones la présence des caractéristiques marines, en plus des traces fossiles, et une phase marine transgressive au sommet de la barre supérieure attestés par des fossiles marins, témoigne ainsi qu'au moins une partie de ces dépôts est d'origine marine.

[Legrand, 1968](#) signale la présence de Givétien-Frasnien dans sa coupe de Fort Polignac et cite la présence de *Mediospirifer e.g. audaculus* ([Conrad, 1842](#)).

Les premières recherches palynologiques dans le Silurien-Devonien du Bassin d'Ilizi ont été réalisées par [Jardiné et Yapaoudjian, 1968](#), qui ont définis des Formations en subsurface dans le secteur de la Hamada du Tinrhert ([Tab. 2](#)), à partir d'une trentaine de sondage. Les résultats ont permis de définir deux grandes associations palynologiques.

L'étude de référence des affleurements du Paléozoïque inférieur en Algérie a été publiée par [Beuf et al., 1971](#). Ces auteurs ont proposé une nomenclature lithostratigraphique pour le Paléozoïque inférieur ainsi qu'une description sédimentologique des formations. Ils ont également identifié et interprété les principales discontinuités du Paléozoïque inférieur avec une approche moderne, discutant de l'influence relative de l'eustatisme et du climat durant la sédimentation.

Des travaux palynologiques ultérieurs réalisés par [Jardiné et al., 1972, 1974](#), ont contribué à définir Vingt-trois zones palynologiques entre le Trémadocien et Faménien supérieur - Tournaisien Inférieur (ex Strunien).

Un ouvrage de la Sonatrach a été publié en 1975 par [Khaled Echikh](#) intitulé ''Géologie des provinces pétrolière en Algérien''. Ce dernier marque une référence importante pour comprendre la géologie des zones pétrolières dans le Bassin d'Ilizi et la partie algérienne du Bassin de Ghadamès.

La continuité des travaux se résume par des études palynologiques menées sur plusieurs sondages, qui ont permis l'identification de nouvelles associations palynologiques, et ont conduit à la découverte d'une nouvelle espèce de Chitinozoaires

(Boumendjel *et al.*, 1985). D'autres travaux par Kheira Boumendjel *et al.*, 1987, 1988, et Abdesselam-Rouighi 1986, 1996 ont mis en évidence des lacunes (Tab. 2) dans le Givétien (moyen et supérieur), du Frasnien et du Faménnien (sauf une partie du Faménnien inférieur) dans le puits Trn3. Ces lacunes vont être par la suite réfutées par Moreau Benoit *et al.*, 1993 à partir des études palynologiques.

En 1996, Latrèche *et al.*, réalisent un travail sur le passage Dévonien-Carbonifère connu sous le nom de la Formation d'Illerène au Sud du Bassin d'Illizi. Ils mentionnent que la Formation est définie par 03 faciès principaux (oolithique, gréseux, argileux), caractérisant essentiellement le Faménnien dans les affleurements méridionaux du Bassin, et plus au Nord dans le mole d'Ahara est d'âge Faménnien supérieur-Tournaisien inférieur (ex Strunien).

Brice *et al.*, 1998 à partir d'une étude basée sur les brachiopodes menée dans trois secteurs différents à Illizi décrivent que la présence de faunes marines givétiennes supérieures au sud du Bassin d'Illizi contredit l'idée d'une lacune stratigraphique de Boumendjel *et al.*, 1988 dans le puits Trn3. Ils mentionnent l'absence de discontinuité à Soutar (Est d'Illizi) dans la limite Givétien Frasnien, ce que conteste les résultats dans le secteur Trn3, car Soutar, plus proche de Fadnoun vers la zone émergée, sa série aurait été plus affecté et sa série aurait montré au moins une discordance.

Ultérieurement, Abdesselam-Rouighi, 2003 à réaliser un travail dans le but de dater en précision les Formations dévoniennes définies en subsurface dans le Bassin d'Illizi, Au cours de son travail, elle décrit deux importantes lacunes, l'une située à la base de la Formation d'Alrar, l'autre vers le sommet de la Formation de Gazelle.

Eschard *et al.*, 2005 ont décrit la succession du Paléozoïque inférieur lors d'une excursion géologique dans la région du Tassili N'Ajjer (Sud-Est de l'Algérie), organisée à l'occasion de la conférence de l'EAGE à Alger. Ils avaient pour but de fournir une référence pour le Paléozoïque inférieur dans le Tassili oriental avec une étude sédimentologique détaillée, interprétation en termes de stratigraphie séquentielle, et une étude lithostratigraphie détaillée.

Wendt *et al.*, 2009 ont mené une étude sur les carbonates du Dévonien moyen, datés par des conodontes dans des coupes palinspatiques répartis sur une distance de 350 Km (depuis l'Amguid, jusqu'au la partie orientale du Bassin). Ils ont introduit dans cette étude une nouvelle Formation qui caractérise le Dévonien moyen (Formation d'Illizi) (Tab. 2)

VI. But & Méthodologie de Travail

A. But du travail

Le présent travail a pour objectif principal l'identification, la caractérisation et l'interprétation des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne, connues sous le nom de MISS. (Microbially Induced Sedimentary Structures). Cette étude est conduite dans le secteur méridional du Bassin d'Illizi, plus précisément dans le plateau de Fadnoun. L'analyse des MISS. sera étayée par une approche sédimentologique et ichnologique visant à reconstituer les environnements de dépôt., L'objectif est de proposer un inventaire et une interprétation de ces structures permettant de mieux comprendre les conditions de mise en place et la signification paléoenvironnementale des MISS.

B. Méthodologie

Sur le terrain, le travail est principalement axé sur le levé d'une coupe lithologique détaillée (banc par banc), en privilégiant les affleurements les plus appropriés.

Dans le cadre de cette étude, un échantillonnage a été réalisé sur le terrain afin d'analyser les caractéristiques sédimentologiques, ichnologiques, et des structures microbiennes.

Au laboratoire, plusieurs analyses ont été effectuées. Tout d'abord, des photographies ont été prises à partir des échantillons collectés, en complément de celles réalisées sur le terrain.

AUTEURS		AGE			AUTEURS												
Freulon 1955 Chaumeau et <i>al.</i> , 1962		Dubois et <i>al.</i> , 1967		Jardiné et <i>al.</i> , 1968, 1974 en subsurface		Boumendjel et <i>al.</i> , 1988 en subsurface		Moreau-Benoit et <i>al.</i> , 1993 Fabre, 2005		Zazoun 2008		Wendt et <i>al.</i> , 2009		Eschard, 2010		Présent travail	
DEVONNIEN SUPERIEUR		DEVONNIEN MOYEN		DEVONNIEN INFERIEUR		AGE		AUTEURS		AGE		AUTEURS		AGE		AUTEURS	
STRUMIEN		FAMENNIEN		FRASNIEN		GIVETIEN		EIFELIEN		EMSIEN		Argilo-Gréseux		Orsine		Formation d'Alrar	
Grès		Argilo-Gréseux		Calcaires		Argiles		Tin Meras		Gara Mas Melouki		Gazelle		Formation Gazelle Supérieur		Illerene	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras		Tin Meras	
Tin Meras		Tin Meras															

Tab. 2: Tableau résume les différent découpages lithostratigraphique proposés pour les affleurements Méridional du Bassin d'Illizi.

Ces clichés permettent d'identifier et de caractériser les empreintes ichnologiques, ainsi que les différentes structures microbiennes.

Par ailleurs, certains échantillons ont été sélectionnés pour la confection de lames minces, destinées à une étude microscopique. Cette analyse a permis d'examiner en détail les interactions microbiennes sur les sédiments marins.

Ces investigations au laboratoire contribuent à une meilleure compréhension des processus de dépôt afin d'établir des interprétations paléoenvironnementales.

.

CHAPITRE II
LITHOSTRATIGRAPHIE

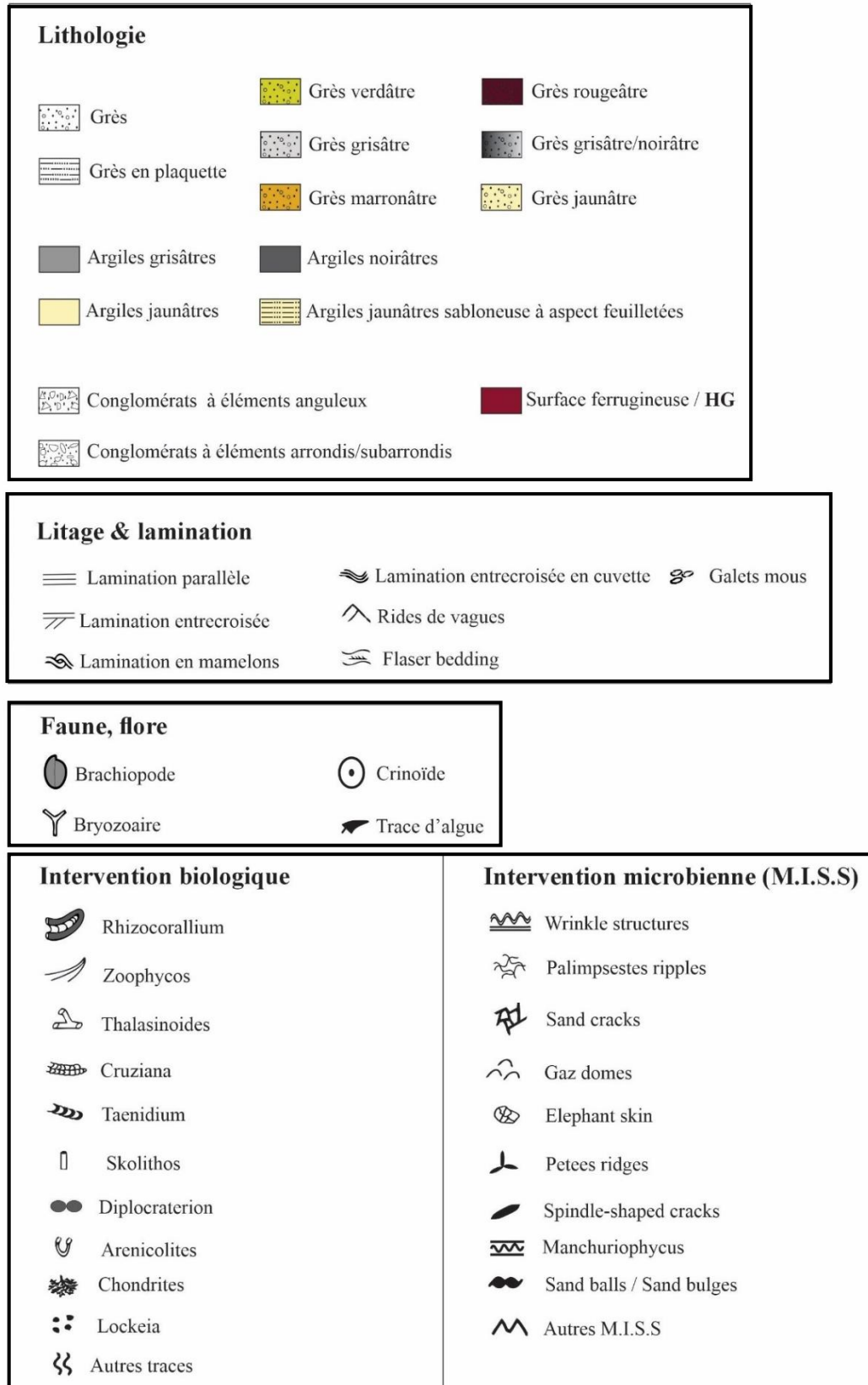


Fig. 6: Liste des figurés

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude lithostratigraphique de la partie supérieure de la Formation d'Orsine d'âge (Emsien), et la Formation de Tin Meras (Dévonien moyen/Dévonien supérieur). Cette étude a été réalisée dans le secteur de Fadnoun Bassin d'Illizi.

Le présent travail a pour objectif d'établir une coupe de référence sur le passage Emsien/Eifélien, Eifélien/Givétien, Givétien/Frasnien en apportant un détail sur les caractéristiques lithostratigraphique, ichnologique, et sur les structures sédimentaires induites par l'activité microbiennes.

I. Lithostratigraphie

A. Localisation de la coupe

Situé au Sud-Est de l'Algérie, globalement entre $25^{\circ}48'05''$ de latitude Nord et $8^{\circ}09'07''$ et de longitude Est, le village de Fadnoun fait partie du massif gréseux du parc culturel du Tassili n'Ajjer. Le secteur d'étude se trouve 5km au Sud de ce village qui affleure au bord de la route nationale N° 03 reliant les wilayas Illizi-Djanet.



Fig. 7: Image satellitaire montrant la localisation de la coupe étudiée (Google Earth-2025).

B. Description de la coupe

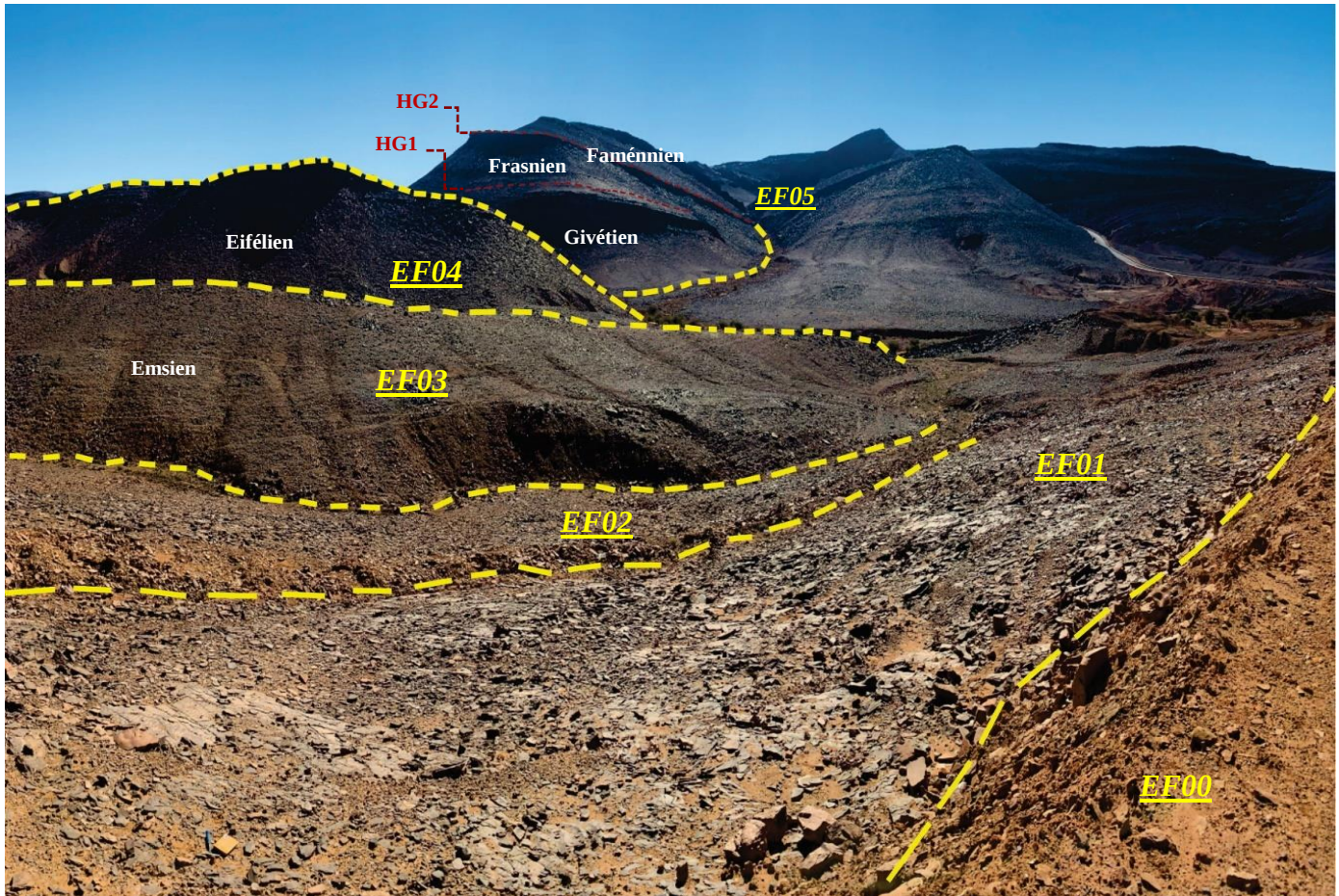


Fig.8: Vue panoramique du secteur étudié, et la répartition des différentes formations et unités répertoriées dans le secteur de Fagnon.

1. Formation d'Orsine

Cette Formation est essentiellement silicoclastique, riche en brachiopode, ou 3 niveaux ont été inventoriés (L0, L1, L2). Selon le contenu ichnologique, MISS, la faune et le rapport grès argile, cette Formation a été subdivisée en 3 membres informels. Elle présente de bas en haut:

a. Membre grés-argileux inférieur (1.95m)

Ce membre débute par des bancs de grès centimétriques de couleur verdâtre à jaunâtre à la patine et à la cassure renfermant des brachiopodes (L0), se présentant sous forme de niches (amas) (Fig. 10F, G). Ces grès montrent des laminations entrecroisées en mamelons (HCS), et les rides de vagues (Fig. 10A, B). Ces derniers sont intercalés par des argiles dont la teinte tend vers le jaunâtre. Au-dessus, se dépose un niveau conglomératiques

composés par des éléments grossiers, essentiellement constitués de galets et de graviers mal classés, enchâssés dans une matrice sableuse à argileuse (Fig. 10C). Les galets sont de taille variante entre 2cm et 10cm, majoritairement subarrondis à bien arrondis.

Ce membre se termine par des grès grisâtres à ride losangique, qui montre une abondance de faune de brachiopodes (L1), et quelques bryozoaires (Fig. 10D). La bioturbation se présente et elle est marquée par la présence de *Cruziana*, *Taenidium* et *Skolithos* (Fig. 10E). La présence de l'activité microbienne est marquée avec divers structures, notamment de différent type de structures ridées (*Wrinkle structures*), *Manchuriophycus*, des dômes de gaz, fentes de sables (*Sand cracks*).

b. Membre argilo-gréseux médiane (8.91m)

Ce membre débute par une discontinuité marquée par une surface de concentration de faune de brachiopodes (L2) accompagné de quelque trace de tiges des crinoïdes (Fig. 12 I), signalant la fin du membre précédent. Il est caractérisé par une combe d'argile métrique, jaunâtres à la base, évoluant progressivement vers une teinte grisâtre au sommet. Elles sont scellées par des niveaux gréseux, en plaquettes au sommet, de couleur grisâtre à noirâtre, à la patine et à la cassure, présentant des structures hydrodynamiques (Fig. 12 A, B, D, E).

Ces derniers renferment des traces fossiles bien préservées, notamment des formes de *Cruziana*, *Chondrites* et *Taenidium* ainsi que quelques brachiopodes, dont leur fréquence diminue vers la partie sommitale. L'activité microbienne est principalement attestée par des *Kenneyia structures*.

c. Membre gréseux supérieur (1.96m)

Le dernier membre de la Formation d'Orsine se distingue par des bancs de grès décimétriques de teinte grisâtre à noirâtre, présentant une abondance en traces fossiles verticaux et horizontaux (fig. 12C). La présence de la faune est matérialisée par de rares brachiopodes, crinoïdes et bryozoaires (Fig. 12G, H, J), accompagnés de diverses structures sédimentaires, telle que les galets mous (Fig. 11G), et des rides de vagues (Fig. 12C). Plusieurs structures associées à l'activité microbienne sont observées.

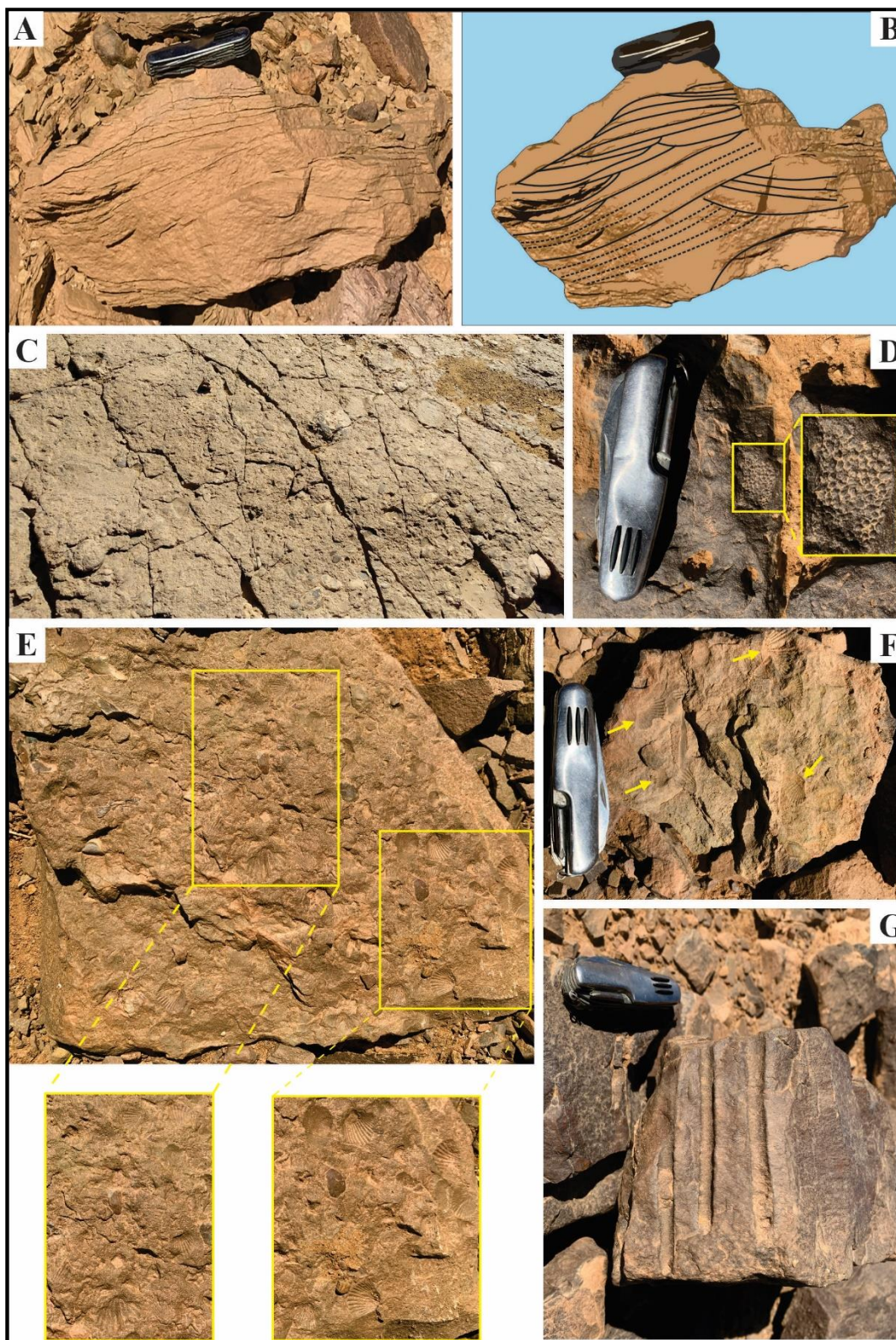


Fig. 9: illustrations photographiques de la Formation d'Orsine (Membre inférieur). **(A)** Stratifications en mamelons (HCS) ; **(B)** Détail de A ; **(C)** Niveau conglomératique localisé à la base de la Formation d'Orsine ; **(D)** Bryozoaires ; **(E-F)** Niveau à brachiopodes "L0" ; ; **(G)** *Skolithos*

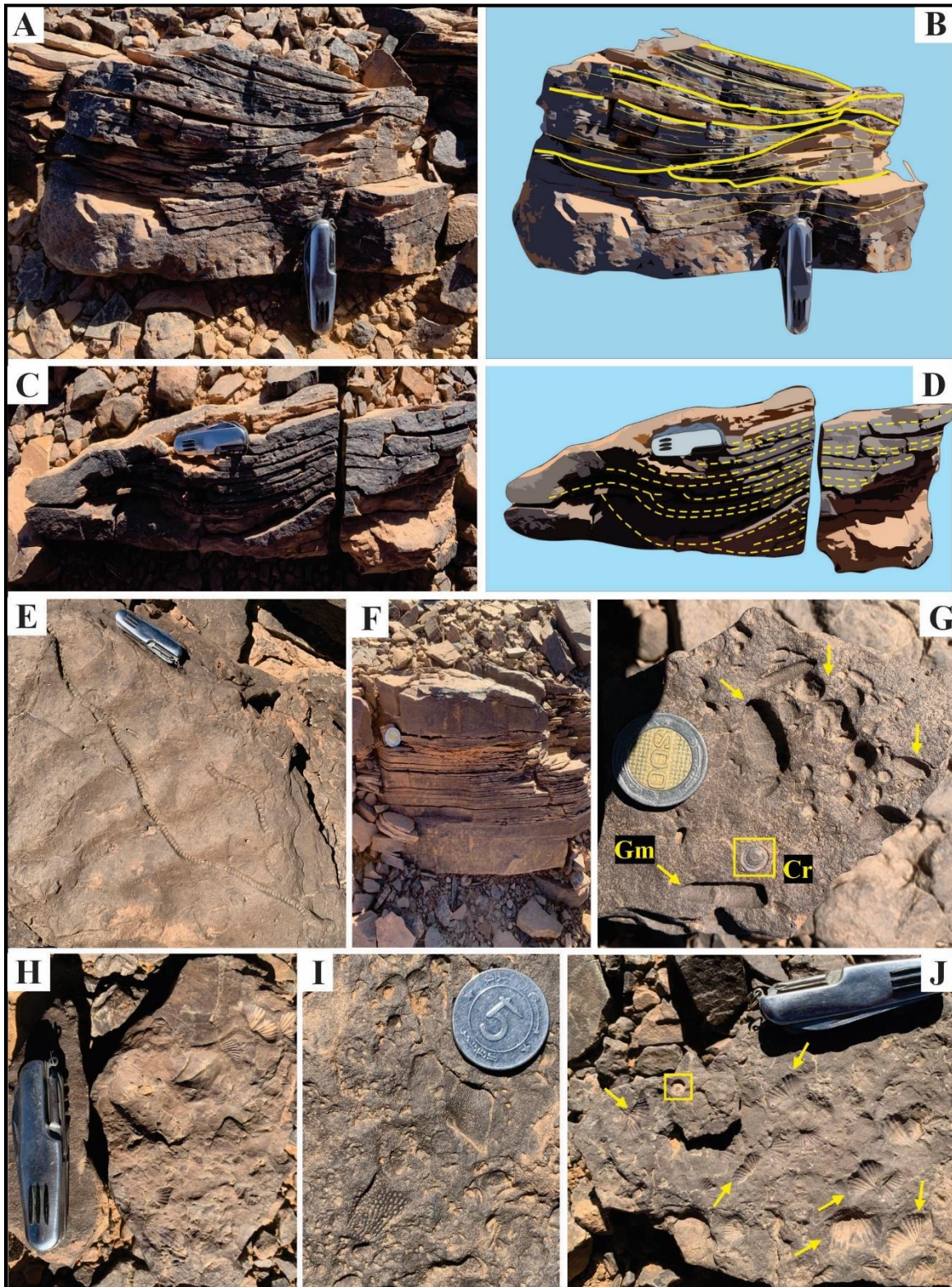


Fig. 10: Illustrations photographiques de la Formation d'Orsine (membre médiane / supérieur).
(A) Laminations en mamelons (HCS) ; **(B)** Détail de A ; **(C)** Laminations entrecroisées en creux ; **(D)** Détail de C ; **(E)** Rides de vagues, et des traces horizontaux ; **(F)** Grès laminé insérée entre les grès massifs ; **(G)** Galets mous **Gm**, Crinoïdes **Cr** ; **(H, J)** Niveau à brachiopode **Br** (L2) ; **(I)** Bryozoaire.

Le membre gréseux supérieur se clôture par un niveau de grès brunâtre (Fig. 13A, D, E), corrélable à l'échelle du Bassin (Guerrak, 1988), marquant la limite supérieure de la Formation d'Orsine. Ce dernier est caractérisé par la présence des laminations entrecroisées, et entrecroisées en creux (SCS) (Fig. 13A, D).

2. Formation de Tin Meras

a. Membre argilo-gréseux (8.8m)

Le contact entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen est marqué par un très mince conglomérat à petits éléments gréseux ou argileux (Fig. 13C), qui annonce le début de la Formation de Tin Meras.

Cet ensemble se caractérise par une combe bien développée, d'extension métrique, présentant une base qui se distingue par une couleur jaunâtre composée par deux niveaux de grès, en plaquettes à la base, massifs au sommet, séparé par des argiles verdâtres (Fig. 13E). Ces grès renferment quelques brachiopodes (Fig. 13H), des *Sand balls*, ainsi que des traces de bioturbation. La partie supérieure montre une transition vers des grès noirâtres en plaquettes (Fig. 13F).

b. Membre gréso-argileux (29.7 m)

Il débute par une alternance d'argiles et des grès noirâtres à flaser bedding de taille centimétrique à métrique (Fig. 12G). Par la suite, sa partie médiane présente des paquets de grès empilés en plaquettes, montrant une nuance de couleur de la base vers le sommet (grisâtre à noirâtre passant à des teintes jaunâtres). Ces unités gréseuses, superposées les unes aux autres, sont intercalées par une matrice argilo-sableuse à aspect feuilletées. Les grès sont matérialisés par une activité microbienne marquée par la présence de *Crinkly structures*, et les Gas dômes. Ces structures d'émersion sont associés à une bioturbation diverse notamment des traces fossiles de repos de bivalve (*Cubichnia*) (Fig. 13I).

La partie supérieure de ce membre, se présente par des argiles grisâtres, évoluent progressivement vers une teinte jaunâtre, alternée avec des grès stratocroissant, grisâtre à noirâtre évoluant à des grès jaunâtres. Ils sont caractérisés par des rides losangiques (*Palimpseste ripples*).

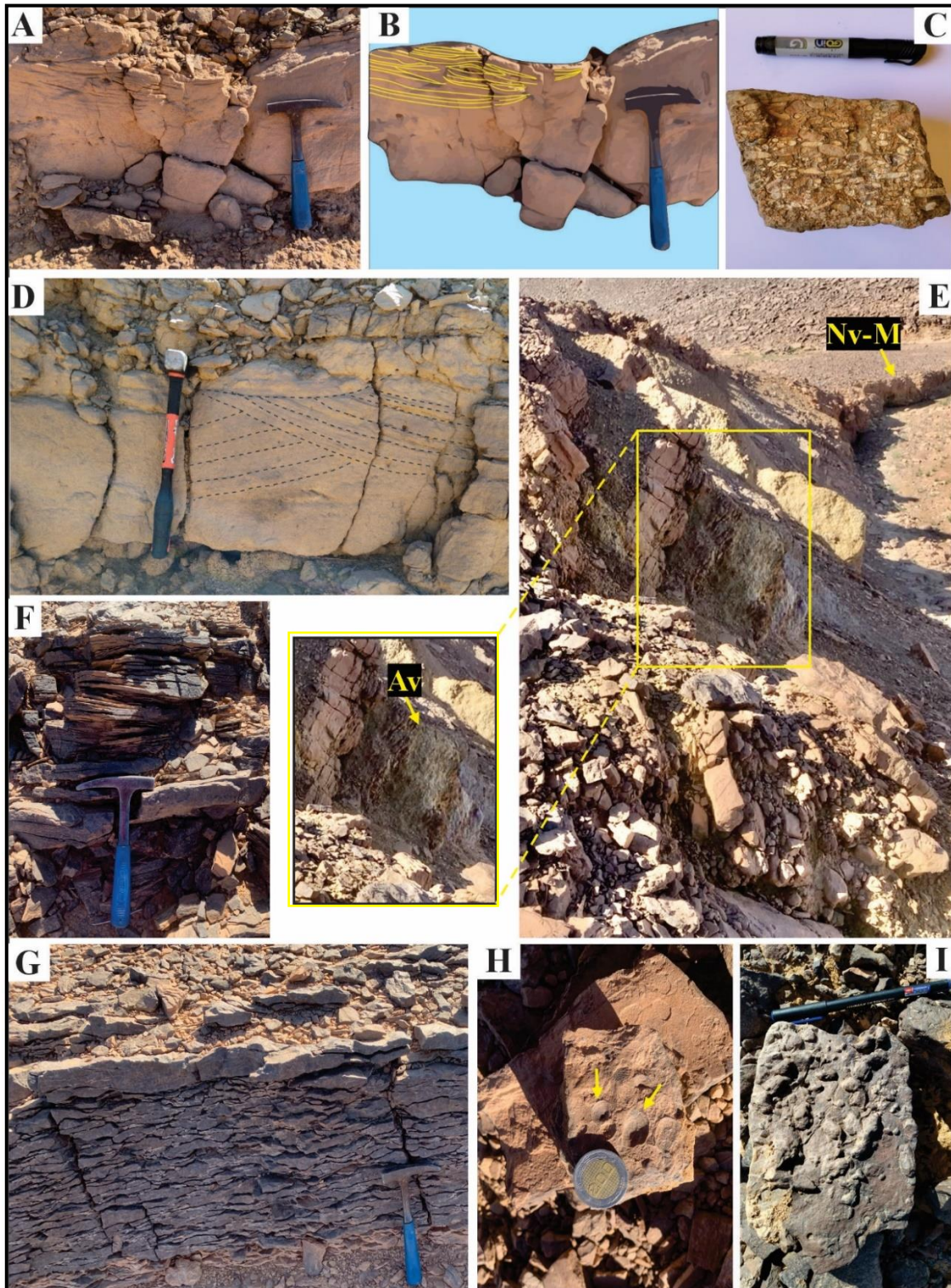


Fig. 11: Illustrations photographiques de la Formation d'Orsine (membre supérieur) et Tin Meras (Membre inférieur et médian). **(A)** Laminations entrecroisées en creux ; **(B)** Détail de **A** ; **(C)** Niveau conglomératique localisé à la base de la Formation Tin Meras ; **(D)** Laminations encroisées **(E)** Grès en plaquette à la base, massif au sommet, Argiles verdâtres **Av**, Niveau marronâtre **Nv-M** ; **(F)** Grès en plaquette ; **(G)** Grès à flaser bedding ; **(H)** Brachiopodes ; **(I)** trace de repos de bivalve (*Cubichnia*).

Au-dessus, s'installe des niveaux gréseux de couleur grisâtre à la patine et rougeâtre à la cassure, enrichis d'une abondante faune de brachiopodes (L3) (Fig. 14F). La sédimentation se continue par un très mince niveau de grès rougeâtre à la patine et la cassure, qui forme une surface durcie, sur lesquelles s'installe des argiles grisâtres (0,40 m) suivie par deux niveaux gréseux noirâtres. Le premier, se distingue par la présence des *Wrinkle structures*, tandis que le second contient un niveau fossilifère à brachiopodes (L4) (Fig. 14G).

c. Membre supérieur argilo-gréseux et argileux (41.2m)

Il s'agit d'une combe argileuse d'épaisseur métrique, de couleur grisâtre, perturbé par trois paquets de grès. Le premier, montre des grès en plaquette de couleur jaunâtre à la patine et à la cassure, caractérisé par des litages en flaser (flaser bedding), intercalés par des passées argileuses grisâtres (Fig. 14A, B). Le deuxième, est constitué par des grès grisâtres, massifs à la base, devenant en plaquette au sommet, intercalés par des passées argileuses jaunâtres. Ils présentent des structures sédimentaires biogéniques bien développées, notamment une abondance significative des *Zoophycos*, surmontée par des niveaux grisâtres et jaunâtres très riche en traces en forme de U (*Rhizocorallium*). Il est à noter que ses traces horizontales sont parfois associées à des traces verticales en forme de U. Par ailleurs, d'autres variétés de structures résultant de l'activité microbienne y sont également présentes. Au-dessus, 12m d'argiles grisâtres qui précèdent le dernier paquet, qui offre un ensemble de grès grisâtre en patine et à la cassure, se caractérise par une abondance de *Rhizocorallium*, ainsi que d'autre variété de bioturbation et des *Sand cracks*. Au-dessus des grès à *Rhizocorallium*, se développe un niveau rougeâtre indiquant une surface durcie (hard ground) (Fig. 14E). Ce niveau met fin à l'empilement sédimentaire de la Formation de Tin Meras.

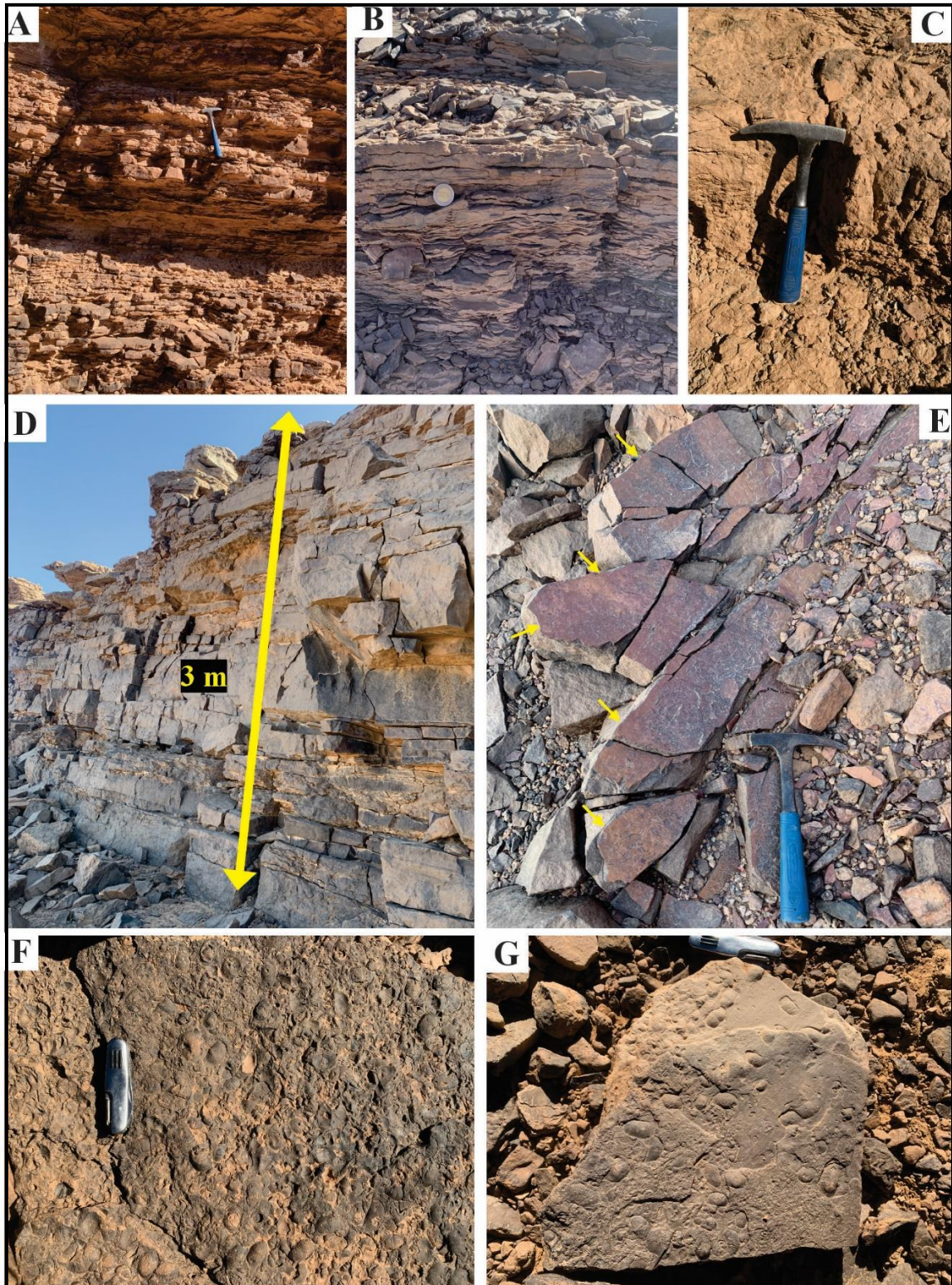


Fig. 12: Illustrations photographiques de la Formation Tin Meras (membre médian et supérieur) et de la Gara Mas Melouki. **(A)** Grès en plaquette ; **(B)** Flaser bedding ; **(C)** Grès à ciment carbonaté localisé dans La Formation Gara Mas Melouki ; **(D)** Quartzite ; **(E)** Hard ground au sommet, Argiles ; **(G)** Niveau à brachiopode L3 ; **(H)** Niveau à brachiopode L4.

3. Formation de Gara Mas Melouki

Cette Formation ne fait pas partie des objectifs de notre travail, vu l'absence des structures sédimentaires induites par les l'activité microbienne. Uniquement le début de la coupe a été levé.

La base de la formation est caractérisée par une combe bien développée, atteignant 40 m de puissance, à teinte grisâtre et souvent dissimulée sous des éboulis. Au-dessus s'installe deux barres de quartzite grisâtre chenalisés, de taille métrique (Fig. 14D). Ces deux barres sont intercalées par un niveau de grès centimétrique, à ciment carbonaté, de teinte jaunâtre.

Ce membre est matérialisé par la présence de la bioturbation, notamment des traces verticales, ainsi que des Gas dômes et des galets mous.

II. Attribution stratigraphique

A. Formation d'Orsine

Elle est attribuable à l'Emsien, bien que le problème de la limite avec le Praguien reste posé (Chaumeau et al., 1962). Dans le cadre de notre étude, seule la partie supérieure de la Formation d'Orsine a été examinée, qui d'après Chaumeau et al., 1962 ne présente aucune faune caractéristique tell qu'il est connu dans le Bassin d'Azzel Matti. Ces observations s'écartent des résultats que nous avons obtenus, lesquels mettent en évidence la présence de trois niveaux à brachiopodes (L0, L1, L2). La détermination systématique de ces brachiopodes fait actuellement l'objet d'une étude en cours, et qui sera publiée ultérieurement.

B. Formation de Tin Meras

Le contact entre le Dévonien inférieur et moyen est marqué par un très mince conglomérat à petit élément gréseux ou argileux bien arrondis, très altérés qui ont livrés dès leur base des *Mucrospirifer gr. Bouchardi* (Chaumeau et al., 1962). L'Eifelien inférieur est identifié par la présence d'*Hysterolites (Paraspirifer) es. cultrijugatus* (Chaumeau et al., 1962), qui représente une valeur stratigraphique importante comme marquer de l'Eifelien inférieur. L'apparition du premier niveau de calcaire à *Pinacites jugleri* (Roemer, 1843) représente l'Eifelien supérieur (Remack-Petitot 1960 ; Chaumeau et al., 1962), tant dis que le niveau sus-jacent à livrer des *Spirifer (Spinocyrtia) adrarsis. var. concava*.

Cependant, un seul niveau de calcaire est attribué à l'Eifelien supérieur en se fiant de ce qui est en équivalent dans le Bassin Mouydir ([Chaumeau et al., 1962](#)).

Dans la coupe étudiée, l'apparition du premier niveau gréseux à flaser bedding est attribuée au Givétien, qui s'installe au-dessus de la combe argileuse Eifélienne.

Cependant, la coupe de référence dans le Bassin d'Ilizi établie dans les affleurements pré-tassiliennes (Nord Ilizi) sur le passage Eifelien-/Givétien, est caractérisé par l'apparition du premier niveau de calcaire qui à livrer des *pinacites jugleri* ([Remack-Petitot 1960](#) ; [Chaumeau et al., 1962](#) ; [Wendt et al., 2009](#)). Dans le secteur de Fadnoun, la production carbonatée est remplacée par une sédimentation silicoclastique.

Dans le présent travail, la limite Givétien-/Frasnien coïncide avec le dernier niveau de brachiopode (L4), dont la détermination a été faite par [Radek Mikuláš](#) (Institut de Géologie de l'Académie des Sciences de la République tchèque), et [Michal Mergl](#) (University de West Bohemia). La faune identifiée dans le niveau L4 indique clairement une transition située à la limite Givétien–Frasnien, qui est marquée notamment par la présence de *Tropidoleptus carinatus* ([Conrad, 1839](#)), espèce typique de cet intervalle stratigraphique, à qui s'ajoute la présence de *spiriféridés* tels que *Spinocyrtia cf. granulosa* et *Spinocyrtia sp.*, dont l'affinité faunique suggère une attribution plus probable au Givétien qu'au Frasnien. Par ailleurs, un représentant de l'ordre des *Rhynchonellida* ([Kuhn, 1949](#)) est probablement le genre *Athyris sp.* ([McCoy, 1844](#)), qui est également présent. Ce taxon est connu dans les deux étages, renforçant l'hypothèse d'une série chevauchant la transition Givétien–Frasnien. Néanmoins, On observe distinctement le sous-ordre *Chonetidina* ([Muir-Wood, 1955](#)) qui est représenté par au moins deux espèces, mais en raison de la nature fragmentaire du matériel récolté, nous les plaçons avec un point d'interrogation dans le genre *Lomaella sp.* ([Herrera, 1995](#)).

La deuxième surface durcie (Hard ground), observée au sommet du Frasnien, est suggéré comme la limite entre la série perturbée du Frasnien, et le début d'une phase décantation représentée par une combe argileuse puissante sur 40m, qui annonce le début de la Formation de Gara Mas Melouki.

IV. Conclusion

L'étude lithostratigraphique réalisée dans le secteur de Fadnoun montre l'empilement de trois Formations.

La Formation d'Orsine, dont seulement la partie supérieure a été étudiée, est subdivisée en trois membres. Elle montre un cachet silicoclastique riche en brachiopode (L0, L1, L2), ainsi que des structures d'activité microbienne diversifiée, et des traces fossiles. Cette Formation est selon les travaux de [Chaumeau et al., 1962](#) est d'âge Emsien (Dévonien inférieur). La mise en évidence et la caractérisation des niveaux à brachiopodes L0, L1 et L2 sont actuellement en cours de traitement. Ces données, encore en phase d'analyse, feront l'objet d'un développement spécifique dans le cadre d'un travail complémentaire ultérieur.

La Formation de Tin Meras est faite par un empilement silicoclastique, avec une superposition de trois membres, associés à une abondante faune de brachiopode (L3, L4). Elle renferme également des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne variées, ainsi que des traces fossiles. Le membre argilo-gréseux inférieur de cette Formation est attribué à l'Eifélien, par l'intermédiaire d'un mince niveau conglomératique signalé pour la première fois par [Chaumeau et al., 1962](#), ainsi que des données biostratigraphique ([Remack-Petitot 1960](#) ; [Chaumeau et al., 1962](#) ; [Wendt et al., 2009](#)). Cependant, le Givétien est marqué par l'apparition du premier niveau gréseux à flaser bedding qui annonce le membre gréso-argileux médian. La limite Givétien-Frasnien est définie à travers la détermination des brachiopodes livrés par le dernier banc caractéristique de ce membre (L4). Par la suite, l'installation du membre argilo-gréseux supérieur. Ce dernier se termine par une surface rougeâtre indurée, qui marque la limite Frasnien-Faménnien.

La Formation de la Gara Mas Melouki est attribuée au Faménnien-Strunien, qui se résume par deux barres quartzitiques chenalisés d'épaisseur métrique, qui présentent une dominance des *Skolithos*. Ces bancs succèdent une puissante combe argileuse de 40m.

Chapitre III
Microbially induced
sedimentary structures (MISS)
and Ichnologie

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne (MISS), accompagnées des traces fossiles observées au sein des Formations d'Orsine, Tin Meras. L'objectif principal est d'analyser leur répartition et leurs répartitions pour l'établissement des associations significatives aboutissent aux reconstitutions paléo-environnementaux.

I. Aperçu sur Les structures sédimentaires induites par l'activité microbienne (MISS)

Les structures sédimentaires induites par l'activité microbienne (MISS) se sont des structures sédimentaires primaires qui découlent de manière syn-dépositionnelle de l'interaction des biofilms et des tapis microbiennes avec la dynamique physique des sédiments dans les environnements aquatiques siliciclastiques (Noffke, 2010). La biostabilisation contrecarre l'érosion, le piégeage et l'obstruction répondent aux dépôts des sédiments, et la liaison et la croissance ont lieu dans les périodes de latences (période de traitement sans sédiment ou faible travail de sédiment). Les tapis microbiens peuvent généralement être considérés comme des "biofilms plus grands" (Costerton et Stoodley, 2003), qui sont composés d'innombrables micro-organismes individuels qui forment un réseau dense et cohérent (Noffke, 2010). Le biofilm se maintient par un ensemble de matière muqueuse appelée substances extra-polymères (e.g. EPS Decho, 1990, 2000). Le principal groupe constructeur des tapis microbien est les Cyanobactéries photoautotrophes (Schieber et al., 2007), qui sont des procaryotes (Stanier et al., 1977) doté de leurs capacités de biostabilisation et la grande taille de leurs filaments.

Depuis longtemps, les influences microbiennes sur les sédiments marins n'étaient comprises que comme des processus biogéochimiques qui donnent naissance à des stromatolites (e.g. Kalkowsky, 1908 ; Brock, 1976 ; Krumbein, 1986). Ces derniers sont caractéristiques des environnements carbonatés "chimiques" (Awramik, 1984 ; Walter et al., 1992 ; Altermann, 2004), d'où l'installation des tapis microbiens induisent à leurs formations. En contrepartie, dans les environnements siliciclastiques "physiques", où la cimentation et la précipitation minérale ne jouent aucun rôle, les tapis microbiens forment des MISS (Noffke, 2010).

Le terme «structures sédimentaires induites par l'activité microbienne (MISS)» a été proposé par [Noffke et al., 1996](#) sur une base d'analyses quantitatives de structures associées aux tapis microbiens modernes.

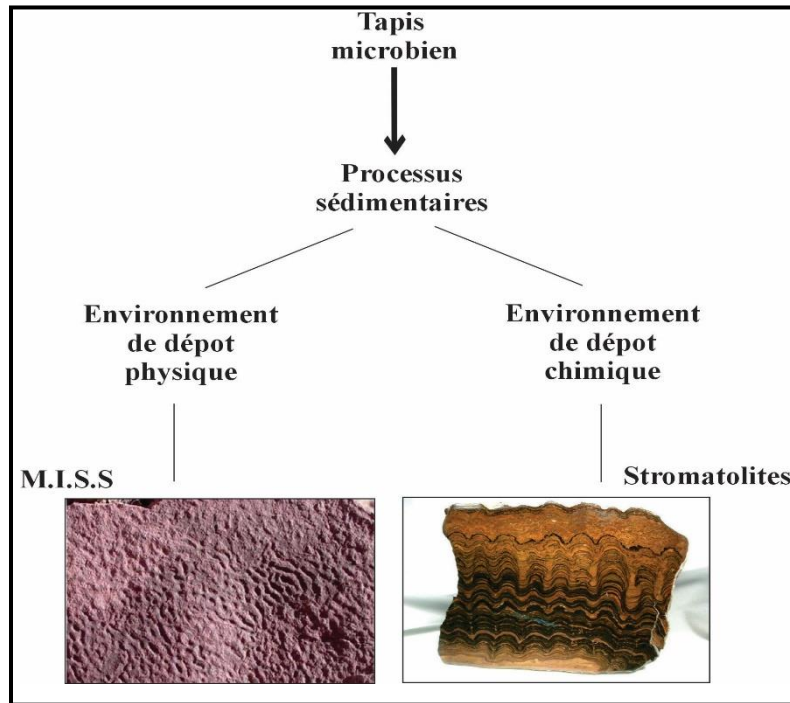


Fig. 13: Illustration photographique montrant les influences des tapis microbiens sur les sédiments (MISS/Stromatolites).

A. Classification des structures d'origine microbiennes

Au cours de ces dernières années, trois principaux types de classifications ont été proposés. Dans une étude menée sur les signatures texturales modernes de l'activité microbienne dans les environnements silicoclastiques le long des côtes péri-tidales de la mer du Nord et de la Tunisie, [Gerdes et al., 2000](#) ont proposé six types de textures sédimentaires biogénétiques ([Tab. 3](#)). [Noffke et al., 2001](#) ont publié un schéma de classification formel pour ce qu'ils ont nommé les «structures sédimentaires induites par l'activité microbienne» (MISS) basé sur des critères génétiques, en proposant une cinquième catégorie dans le célèbre schéma de classification de [Pettijohn et Potter \(1964\)](#) pour les structures sédimentaires physiques. En 2010, [Noffke et al.](#), ont proposé deux classes de MISS selon la polarité (A: Tapis microbiens par des épibenthiques / B: Tapis microbiens par des endobenthiques) ([Tab. 3](#)). Le troisième schéma de classification

provient de [Schieber et al., 2004](#) (Tab. 3), qui suggèrent que les structures à la surface des sédiments peuvent influencer discrètement, mais de façon importante, la manière dont les sédiments se déposent.

Auteur(s)	Classification	Critères / Principes clés	Catégories principales
Gerdes et al., 2000	Processus biogéniques	Fondée sur les mécanismes microbiens dans les environnements péri-tidaux silicoclastiques modernes	<ol style="list-style-type: none"> 1. Biofilms intrinsèques 2. Réponse biologique aux perturbations 3. Piégeage et fixation du sédiment 4. Déformation mécanique 5. Post-déposition 6. Bioturbation
Noffke et al., 2001, 2010	Génitiques	Classification des structures selon leur position dans le sédiment et leur genèse microbienne	<ul style="list-style-type: none"> - Croissance - Liaison ou cimentation - Biostabilisation - Piégeage et obstruction - L'interférence de toutes les activités microbiennes
Schieber 2004	Texturales	Les micro-textures liées à l'activité microbienne et leur influence sur les mécaniques du dépôts	<ul style="list-style-type: none"> - La croissance - Le métabolisme - Destruction physique - La décomposition

Tab. 3: Tableau compératif qui résume les trois classements dans l'étude des MISS en milieu silicoclastique.

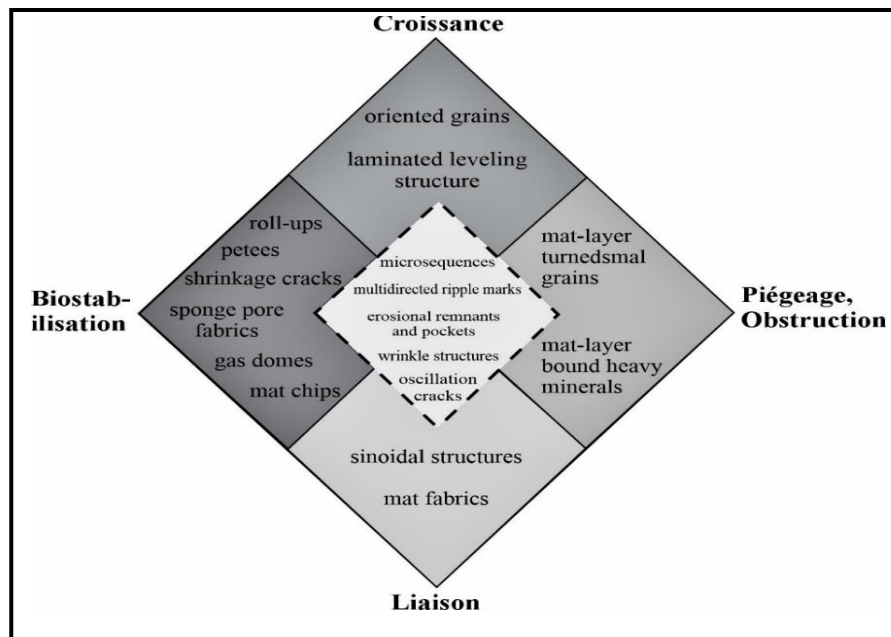


Fig. 14: Illustration de la classification des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne. ([Noffke, 2010](#)).

B. La formation et la désintégration d'un biofilm

L'installation et la décomposition d'un tapis microbien passent par une série d'étapes bien définies, influencées par les conditions hydrodynamiques (Noffke, 2010). Ce processus évolutif comprend la dispersion des cellules, leur fixation sur le substrat, l'adaptation aux mouvements du sédiment, puis la désintégration du biofilm (e.g. Stoodley et al., 2002 ; Noffke 2010).

1. Phase planctonique

Les micro-organismes se trouvent à l'état libre dans la colonne d'eau, répartis de manière aléatoire. L'intensité de la turbulence empêche toute fixation ou développement d'un biofilm sur des dépôts marins fortement remaniés.

2. Stabilisation et colonisation

Lorsque le remaniement hydraulique cesse, les microbes commencent à se déposer sur le substrat sableux. En réponse à un gradient environnemental favorable (lumière, nutriments, etc.), ils s'organisent progressivement pour former un biofilm structuré et cohérent à la surface du sédiment.

3. Adaptation dynamique

Si le substrat est à nouveau soumis à des vagues ou à des courants modérés, le biofilm reste attaché à la surface mobile. Il s'y maintient grâce à trois processus microbiens:

- Obstruction (baffling) des particules par la matrice biologique,
- Piégeage (trapping) des grains de sédiment,
- Liaison (binding) des particules entre elles via les substances extra-polymériques.

Ce comportement adaptatif correspond à une redistribution active, selon la terminologie proposée par Stoodley et al., 2002.

4. Désintégration et dispersion

Sous l'effet de contraintes hydrodynamiques accrues ou de perturbations, le biofilm finit par se désagréger. Des fragments sont alors détachés et transportés loin de leur site

d'origine. Ce processus est assimilé à une redistribution passive des micro-organismes dans l'environnement sédimentaire.

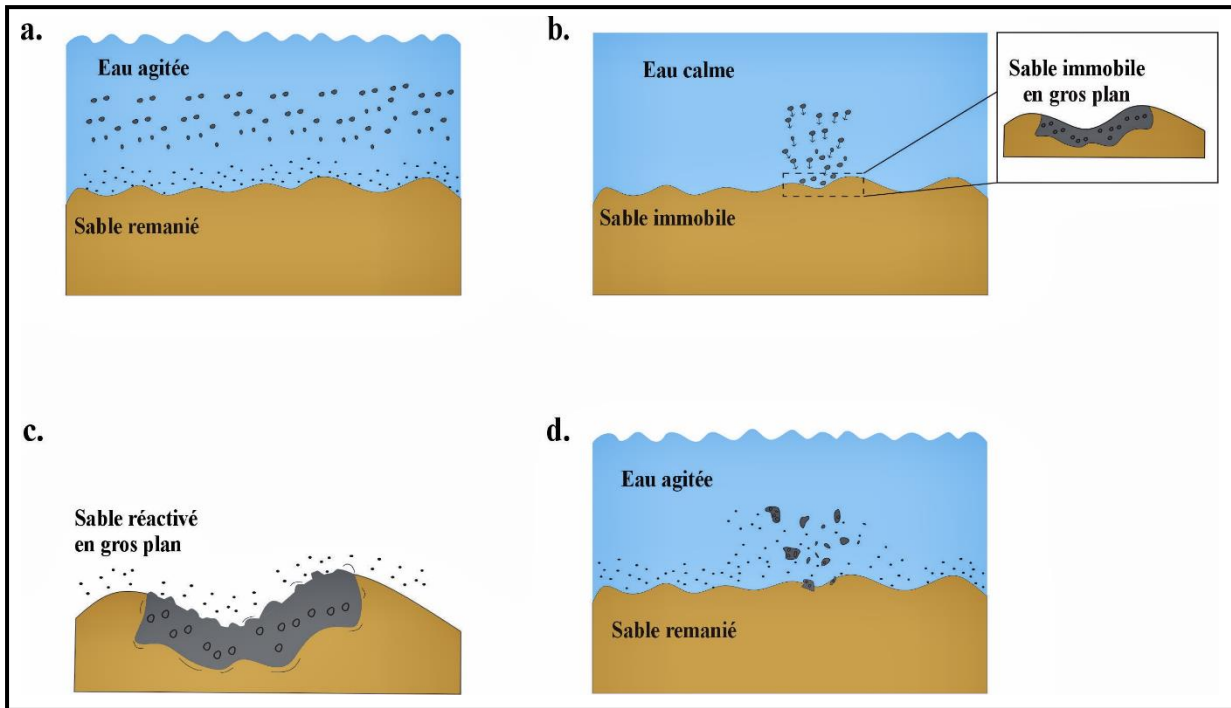


Fig. 15: Formation et désintégration d'un biofilm *Cyanobactérien* en réponse aux conditions dynamiques sédimentaires (Noffke 2010) (modifiée).

II. Inventaire, description et interprétation des MISS

Les investigations de terrain menées dans le secteur de Fadnoun, au cours de deux missions de terrains, ont permis d'identifier un ensemble de structures sédimentaires induites par l'activité microbienne MISS, dans la Formation d'Orsine et Tin Meras. Ces deux Formations silicoclastiques présentent une diversité de MISS dont analyse vise à contribuer à la reconstitution des environnements de dépôt. Au totale 22 structures ont été recensées (Ces structures sont présentées dans un ordre alphabétique):

A. *Kenneyia* structures

Il s'agit une variété des *Wrinkle structures*, ou ils se manifestent par un système de crêtes qui peut être parallèles ou former des morphologies en nid-d'abeilles, avec des cavités arrondies ou allongées entre les crêtes (Porada et Bouougri, 2007). Bien que ces structures n'ont jamais été observées dans l'actuel, leur mode de formation n'est définie

qu'à titre hypothétique (Bottjer et Hagardon, 2007). Il suggère que des bulles de gaz, issues de la décomposition de matière organique, s'accumulent sous un tapis microbien reposant sur un substrat. Ces bulles fusionnent et forment des cavités, tandis que le sable entre elles se cimente. Lorsque le tapis se décompose et que les sédiments se compactent, ces cavités sont comblées par les sédiments sus-jacents, laissant des structures caractéristiques dans la roche.

1. *Kinneyia* en nid d'abeille

Description: Elles sont constituées de creux et des crêtes disposées principalement dans un motif en nid d'abeille. Les creux montrent des formes variées, majoritairement circulaires à subcirculaires, parfois hexagonales ou allongés. Les crêtes mesurent généralement entre 1 à 8mm de largeur, et 1 à 2mm de hauteur.

Matériel et occurrence: Ces structures sont très abondants dans les deux premiers membres de la Formation d'Orsine.

Interprétation: les *Kinneyia* en nid d'abeille se développe sur des minces tapis microbiens, dans des environnements de dépôts proximaux (Bouougri et Porada, 2002).

2. *Kinneyia* à crêtes sinueuses

Description: Surface supérieure d'un banc gréseux, présentent des structures de *Kinneyia* caractérisées par des longues crêtes sinueuses à sommet plats. L'espacement entre les crêtes est de 1 à 4mm.

Matériel et occurrence: Cette structure est abondant dans le membre argilo-gréseux médiane de la Formation d'Orsine, et se développée de manière plus marquée dans le membre grés-argileux médiane de la Formation de Tin Meras, ou elle constitue un niveau particulièrement riche dans la partie terminale de ce membre.

Interprétation: Cet variété de *Kinneyia* est interprétées comme des formes générées sous un tapis microbien, à la surface d'un substrat sableux. Bien qu'aucun équivalent moderne direct ne soit connu (Bouougri et Porada, 2002).

3. *Kinneyia* interconnectées

Description: Cette structure se compose par de courtes crêtes irrégulières et reliées entre elles, séparées par des sillons, visibles sur la surface supérieure d'un litage. Les crêtes présentent des sommets plats lisses, asymétriques, abruptes dans les côtés, qui tendent à chevaucher les sillons adjacents.

Matériel et occurrence: On dénombre un seul spécimen de cette structure, au niveau du membre gréseux supérieur, où elle se manifeste de façon localisée.

Interprétation: Cette structure se forme lorsque des courants de tempête déforment un tapis microbien sans le détacher du sédiment (Bouougri et al., 2002). Le cisaillement du tapis crée des rides, accentuées par des variations de pression liées à la houle, qui provoquent une remontée soudaine des eaux et des sédiments sous le tapis.

Paléoenvironnement: Les *Kinneyia* caractérisent des environnements peu profond (Bottjer et Hagardon, 2007), correspondant le plus souvent à des dépôts événementiels. Ces derniers sont documentés depuis l'Archéen jusqu'au Jurassique (e.g. Hantzschel et Reineck, 1968 ; Bloos, 1976 ; Noffke et al., 2003a).

B. *Palimpsest ripples*

1. *Palimpsest ripples* en forme losangique

Description: Cette variété se manifestent à la surface supérieure d'un faciès gréseux, qui présente au moins trois générations de *Palimpsest ripples*, dont le lit sus-jacent reproduit fidèlement la forme des rides du lit sous-jacent. Ces derniers présentent une forme losangique bien développée, de 4 à 8cm de largeur.

Matériel et occurrence: Une seule présence de ce type de *palimpsest ripples* a été observé dans la partie supérieure du membre des grès verdâtres inférieur de la Formation d'Orsine.

Interprétation: Générée par un taux de sédimentation très faible et un arrêt définitif de l'érosion (Choudhuri et al., 2020). La reproduction des formes de rides antérieures s'effectue par piégeage des particules par les filaments et les substances polymériques

extracellulaires (EPS) d'un tapis microbien uniformément développé sur les rides plus anciennes (Choudhuri et al., 2020).

2. *Palimpsest ripples* en forme allongée

Description: Il s'agit des *palimpsest ripples* de forme allongée dans la partie supérieure, qui évoluent à des formes subcirculaires dans la partie inférieure. Ces derniers sont marqués par des traces de bioturbation horizontaux. Le diamètre des creux varie entre 3 et 6cm.

Matériel et occurrence: Ces rides ont été préservées dans le membre gréseux supérieur de la Formation d'Orsine, où elle se manifeste rarement et représente l'unique observation recensée.

3. *Diamond-like*

Description: Ce type de *Palimpsest ripples* est d'une échelle plus réduite par rapport aux deux précédents, avec une forme ressemblant typiquement aux dédiée au diamant préservé à la surface supérieure des grès.

Matériel et occurrence: Ils sont moins abondants dont ils représentent la seule occurrence, dans le membre argilo-gréseux supérieur de la Formation d'Orsine.

Interprétation: Ces rides ont probablement été générés par des tempêtes ou par des marées (Chu et al., 2016), dont un tapis microbien a dû se développer entre les deux lits sableux à rides, assurant la préservation des rides antérieures en les protégeant de toute réélaboration ultérieure. Cet effet de biostabilisation, ou de cohésion induite par le tapis microbien, permet la conservation de deux ensembles (ou plus) de rides sur une même surface de lit (Pflüger, 1999 ; Noffke et al., 2001 ; Bottjer et Hagadorn, 2007 ; Lan et Chen, 2013).

Paléoenvironnement: Ces rides sont caractéristiques des environnements intertidaux (Bottjer et Hagadorn, 2007).

Association: Les *Palimpsest ripples* du membre inférieur et supérieur de la Formation d'Orsine sont conjointement observées avec des traces horizontaux de type *Taenidium*, de

taille métrique, ainsi que des traces verticaux de type *Skolithos*. Cette structure est également associée avec des brachiopodes et des bryozoaires.

C. *Ring-like*

Ces structures sont rarement signalées et peu documentées, et leur interprétation génétique demeure complexe (e.g. [Sarkar et Banerjee, 2007](#)). Elles partagent partiellement des caractéristiques avec des structures de tapis microbiens reconnues ou supposées.

Description: Cette structure se présente en hyporelief telle une impression circulaire de 3,5cm de diamètre en moyenne, présentant des bandes concentriques, séparées par de fines crêtes.

Matériel et occurrence: Ces formes ont été observée dans le membre argilo-gréseux supérieur (Formation Tin Meras). Elle y est peu fréquente et constitue la seule occurrence identifiée dans ce présent travail.

Interprétation: Elles sont probablement d'origine biogénique et correspondent vraisemblablement à des bandes de croissance, analogues aux structures annulaires observées dans les tapis microbiens actuels, où la croissance est marquée par des inversions fréquentes de polarité ([Sarkar et Banerjee, 2007](#)).

Paléoenvironnement: Ils se développent dans un milieu généralement calme, peu profond, dédié au subtidal.

D. Sand balls

Description: Il s'agit de petits Clastes de grès de forme sphérique à subsphérique, de 1 à 4mm de diamètre, préservé en epirelief, localisés dans sa portion inférieure. Elles ne présentent aucune caractéristiques internes ou morphologiques distinctives.

Matériel et occurrence: Cette structure a été observée uniquement dans le membre argilo-gréseux inférieur de la Formation de Tin Meras, où elle apparaît de manière localisée et ne se manifeste qu'à une seule reprise.

Interprétation: Elles se forment lorsque des fragments cohésifs de tapis microbiens imprégnés de sable sont arrachés par l'action des vagues ou des courants en milieu peu profond. Grâce à leur cohésion due à l'EPS), ces fragments peuvent être transportés, roulés

et arrondis, tout en accumulant du sable. Leur forme finale peut ressembler à celle de pellets fécaux, rendant leur origine difficile à distinguer (Bottjer et Hagardon, 2007).

Paléoenvironnement: Intertidal au subtidal haut (Bottjer et Hagardon, 2007).

E. *Sand cracks*

1. *Sand cracks*

Description: La surface supérieure des grès présentant des fissures de dessiccation microbienne isolées ou sous forme de réseaux généralement polygonaux, ainsi que des formes lenticulaires, sigmoïdes à sinusoïdales, courbes, circulaires et sinueuses, et en crête aplatie.

Matériel et occurrence: Cette occurrence a été identifiée dans le membre des grès verdâtres inférieurs de la Formation d'Orsine. Elles sont en revanche très abondantes et présentent des morphologies variées dans le membre argilo-gréseux supérieur de la Formation de Tin Meras.

Interprétation: Le processus débute par la formation de fissures isolées en fuseau, interprétées comme des fentes initiales du tapis microbien lors de sa dessiccation (e.g. Eriksson et al., 2007). Ces fissures s'interconnectent en jonctions triples, formant des motifs polygonaux ou réticulés, parfois courbes. Une seconde génération de fissures plus fines et courbes peut apparaître, sans lien direct avec les premières. Leur préservation est favorisée par l'adhérence du tapis au substrat et une dessiccation incomplète, limitant l'érosion.

Interprétation: Elles sont interprétées comme le résultat précoce de la dessiccation d'un tapis microbien cohésif, exposé à l'air en contexte subaérien. Ces fissures sont considérées comme les premières manifestations de retrait dans un matériau plastique à viscoélastique (comme un tapis microbien), avant que le réseau de dessiccation ne se développe complètement (e.g. Schieber, 1998 ; Noffke, 2010 ; Eriksson et al., 2007).

K. *Wrinkle structures* (Fig. 21)

Ils sont identifiés pour la première fois par Häntzschel et Reineck (1968) pour décrire des systèmes de crêtes plates, rectilignes ou sinueuses, ou ils se forment soit à cause de

l'activité de microbes, soit par une combinaison avec des forces physiques exercées sur des biofilms (Hagadorn et Bottjer 1997, 1999 ; Noffke et *al.*, 2002). Elles peuvent représenter la forme originale d'un tapis microbien sur du sable, ou le résultat de déformations à petite échelle sur un sédiment lié par des microbes. Dans notre coupe différents types ont été distinguées:

1. *Wrinkle structures* à crêtes sinueuses

Description: Des longues crêtes sinueuses continues et des creux moins continus à la surface inférieure du banc gréseux. Les crêtes à sommet plat passent progressivement à des crêtes plus courtes, plus irrégulières et à sommet arrondi, puis finissent par disparaître (Fig. partie inférieure). La direction du mouvement est indiquée par la flèche.

Matériel et occurrence: Cette structure a été observée dans le membre des grès verdâtres inférieur de la Formation d'Orsine. Elle y est peu fréquente et constitue la seule occurrence identifiée dans ce présent travail.

Interprétation: Cette structure s'est formée quand une couche de surface solide et cohésive, probablement stabilisée par des micro-organismes (biostabilisation), s'est détachée du fond et a été froissée ou plissée sous l'effet de courants d'eau qui l'ont tirée latéralement (courants de traction) (e.g. Bouougri et *al.*, 2002).

.



Fig. 16: Illustrations photographiques montrant les différents types des Wrinkle structures.
 (A) *Wrinkle* à crêtes sinueuses ; (B) *Wrinkle* entrecroisées ; (C) *Wrinkle* parallèles ; (D)
Wrinkle bulges-like ; (E) *Skin elephant*

III. Conclusion sur les MISS

L'étude macroscopique détaillée des structures sédimentaires induites par l'activité microbienne caractérise un environnement de dépôt proximal de la Formation d'Orsine attribuée à l'Emsien. L'association des MISS dans la partie basale de cette Formation définit un milieu de dépôt supratidal inférieur à intertidal, marqué par un régime de courant important (agité), dont cela est attesté par des *Wrinkle structures* à crête sinueuse et entrecroisée, avec des rides de vagues et des laminations en mamelons, ainsi que des niveaux riches en brachiopodes (L0, L1), probablement remaniés. Ce régime devient moins

important dans le même le banc favorisant l'apparition d'autre *Wrinkle* structures, entrecroisées et parallèles. Dans ce même membre, le développement des *Manchuriophycus* en association avec les *Sand cracks* et des Gas dômes, permet de suggérer au moins une phase d'émersion, probablement liée à une chute du niveau marin relatif et une exposition subaérienne temporaire du substrat. Dans la partie médiane, on distingue un troisième niveau à brachiopode (L2), et une activité microbienne qui devient moins marquée et s'accompagne d'une sédimentation argileuse plus fréquente. Des *Wrinkle structures* de type *Skin elephant* s'y développent, traduisant des conditions compatibles d'un milieu subtidal.

La partie supérieure reflète un environnement proximal marqué par une présence d'ichnodiversité développée, présentant différentes formes de traces verticales et horizontales, avec des MISS significatives, notamment les *Kinneyia interconnectés* qui témoignent un dépôt événementiel (dépôt de tempête) dans un milieu de dépôt principalement intertidal. Une seconde phase d'émersion est suggérée par la présence des *Filaments-like*, en association avec des Gas dômes, indiquant des épisodes d'exondation prolongée et du dégazage de la matière organique enfouie sous un tapis microbien cohésif.

Le passage Emsien-Eifélien est marqué par un mince niveau conglomératique qui annonce le début de la Formation Tin Meras. La base de cette Formation témoigne d'un environnement de dépôt mésodistal à distal, marqué par une dominance de la cadence argileuse dans sa majeure partie, interrompue par des niveaux gréseux. Ces derniers présentent des *Sand balls*, structures typiques d'un milieu subtidal à plus distal, suggérant des conditions hydrodynamiques modérées à fluctuantes. Le Givétien s'annonce par l'apparition du premier banc gréseux à flaser bedding qui reflète la transition vers un environnement proximal, marqué par l'alternance des dépôts sableux (phase agitée), et argileux (phase calme). Au-dessus des grès à flaser bedding, la cadence sableuse devient plus prononcée, avec une alternance gréso-argileuse, caractérisée par une bioturbation significative et des MISS plus développés. Parmi ces derniers, des *Crinkly structures* ont été signalées au sein de la partie médiane de cette Formation, qui atteste des conditions subaériennes temporaires liées à une phase d'émersion, bien qu'elles soient associées à la présence de Gas dômes, suggérant une activité de dégazage postérieure. La fin du Givétien, offre deux niveaux à brachiopodes (L3, L4), dont au sein s'installe un niveau à *Kinneyia* à crêtes sinueuses très développées, qui succède une surface durcie rougeâtre interprétée

comme un Hard ground, dans un milieu supratidal à intertidal. Cet agencement suggère une alternance entre phases de dépôt événementiel, stabilisation microbienne, et interruption temporaire de la sédimentation qui témoigne l'émersion. La détermination des brachiopodes (L4) à livrer le passage Givétien-Frasnien. La partie supérieure de la Formation Tin Meras, présente une sédimentation essentiellement argileuse, recoupée par des reprises de dépôts sableux en chenaux, dont le premier est caractérisée par un ensemble de grès en plaquette à flaser bedding, témoignant un milieu intertidal (tidal flats) à forte influence tidale, tandis que le deuxième ensemble montre des *Ichnofossiles* significative, tels que des *Zoophycos*, *Rhizocorallium*, qui sont associés à différents types de *Sand cracks* et des *Gas dômes*, suggèrent la mise en place d'au moins une phase d'émersion temporaire. Le dernier ensemble se distingue par une barre gréseuse de taille métrique très riche en trace verticale de type *Rhizocorallium*, dans lequel au-dessus s'installe un deuxième niveau à Hard ground qui clôture cette Formation et marque le passage Frasnien-Faménien. Les fluctuations de la bathymétrie observées au sein du membre supérieur de la Formation de Tin Meras traduisent la survenue d'un événement majeur ayant affecté la dynamique sédimentaire durant cette période (MacEachern et al., 2007). Il s'agirait très probablement de l'événement intra-frasnien, bien documenté dans plusieurs Bassins du nord de l'Afrique (Becker & House, 1994 ; Klapper et al., 1993). Cet épisode est généralement interprété comme le reflet d'un changement tectono-eustatique de grande ampleur, susceptible d'avoir modifié temporairement les conditions de dépôt (e.g. Bultynck, 1998 ; Walliser, 1996). Ce régime particulier se manifeste par des alternances de dépôts à énergie variable, un retrait relatif de la mer, ou encore par des interruptions sédimentaires localisées, comparables à celles observées dans d'autres successions du Dévonien supérieur (Bultynck & Hollevoet, 1999 ; Streel et al., 2000).

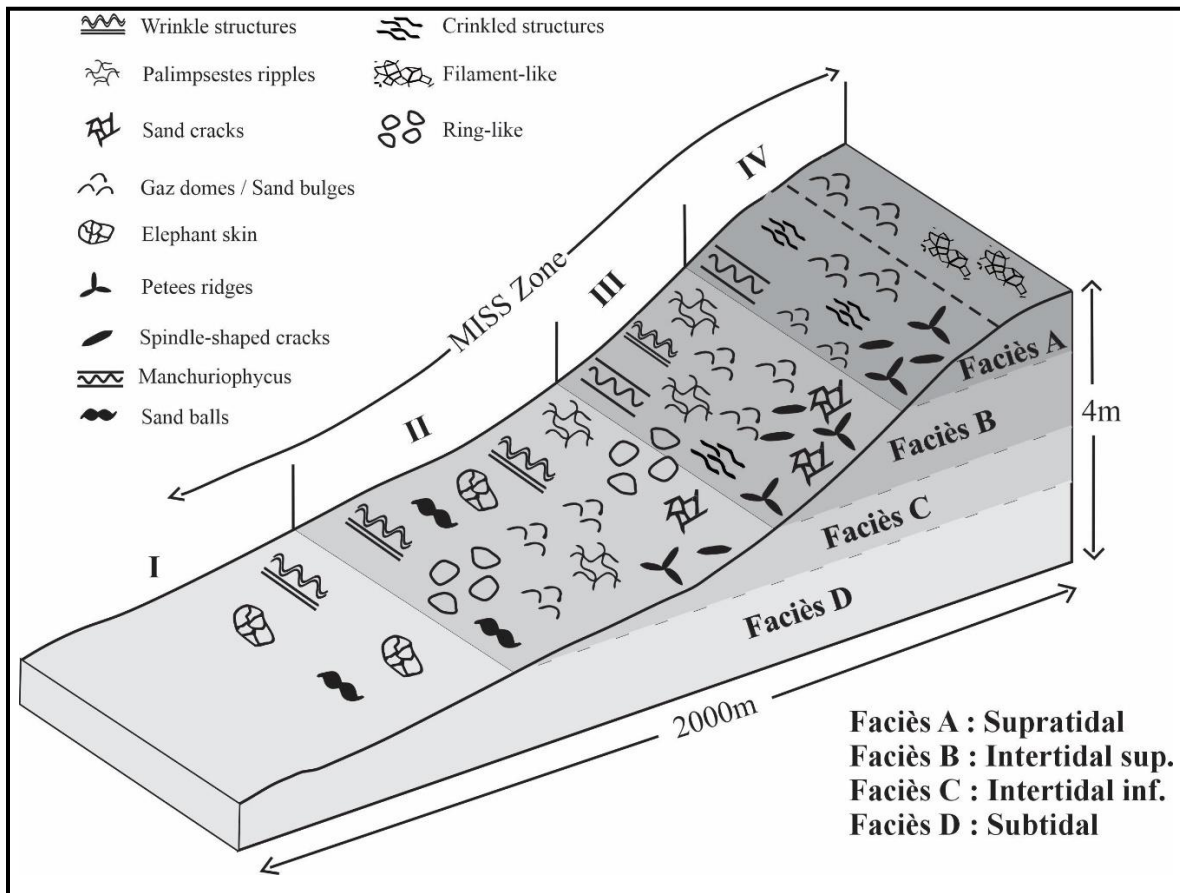


Fig. 17: bloque diagramme en 3D montrant les différents milieu de dépôts, et la répartition des MISS selon un modèle de plateforme marine.

IV. Inventaire, description et interprétation des *Ichnofossiles*

À l'origine, Seilacher (1964) a défini six ichnofaciès majeurs: *Scoyenia*, *Skolithos*, *Glossifungites*, *Cruziana*, *Zoophycos* et *Nereites*. Par la suite, deux ichnofaciès supplémentaires ont été introduits, fondés principalement sur la nature du substrat: l'ichnofaciès à *Trypanites* (Frey & Seilacher, 1980) et celui à *Teredolites* (Bromley et al., 1984). Un neuvième ichnofaciès a été proposé pour des environnements récents: l'ichnofaciès à *Psilonichnus* (Frey & Pemberton, 1984). Enfin, deux ichnofaciès ont été définis pour des contextes continentaux: l'ichnofaciès à *Mermia*, typique des milieux lacustres, et celui à *Coprosphaeroida*, caractéristique des environnements fluviaux (in Buatois et al., 1998).

L'analyse ichnologique de la Formation d'Orsine et Tin Meras a permis d'identifier 8 ichnogenres. Ces formations silicoclastiques se caractérisent par une diversité remarquable de traces fossiles, présentées ci-après selon un ordre alphabétique des ichnogenres:

A. *Rhizocorallium* (Zenker, 1836) (Fig. 24A, B, C, D)

Description : Ce des traces horizontales qui se développent dans la partie supérieure des grès, présentent une diversité morphologique notable, incluant des formes en U ou en J, longue, et même oblique, avec des lamelles transversales (*Sperites*).

Matériel et occurrence: Les traces en U horizontaux se développent en abondance dans les derniers niveaux gréseux qui caractérisent la Formation de Tin Meras, ou ils présentent un niveau très riche.

Interprétation: Cet ichnogenre est généralement interprété de deux manières différentes selon les ichnoespèces (Bendella, 2012), soit comme un terrier alimentaire creusé par un organisme limivore en progression dans le sédiment, soit comme une trace d'habitation.

Paléoenvironnement: Le *Rhizocorallium* est considéré comme typique de l'ichnofaciès à Cruziana, qui caractérise un environnement marin subtidal à néritique, bien oxygéné (Frey & Seilacher, 1980).

B. *Skolithos* (Haldeman, 1840) (Fig. 24H, I)

Description: il s'agit des terriers verticaux droits, non branchu, cylindrique, avec un diamètre assez uniforme qui varie de 1 à 2cm. La longueur est plus variable, en moyenne de 7cm.

Matériel et occurrence: Ces terriers sont abondamment et ils sont observés dans le membre inférieur des grès verdâtres de la Formation d'Orsine. Ils réapparaissent dans le membre gréseux supérieur, mais avec une fréquence plus faible.

Interprétation: Les *Skolithos* sont généralement considérés comme des structures d'habitation (*Domichnia*) d'organismes vermiformes sessiles (Fenton & Fenton, 1934 ; Curran & Frey, 1977)

Paléoenvironnement: Ils sont définies dans des environnements côtiers différents, agités ([Bendella, 2012](#)).

C. *Zoophycos* ([Massalongo, 1855](#)) (Fig. 24E, F)

Description: structures hélicoïdales, lobées ou en spirale, très complexes, qui est bien développé dans notre section. La taille varie entre 3 à 10cm de largeur. Ils se développent en épirelief des niveaux gréseux.

Matériel et occurrence: Le membre argilo-gréseux de la Formation Tin Meras renferme une abondante trace de type *Zoophycos*, dont plusieurs variantes morphologiques ont été reconnues.

Interprétation: Ces formes sont interprétées comme des traces d'alimentation (*Fodichnia*), qui caractérisent des milieux hémipélagiques à pélagiques, peu oxygéné, souvent dans l'ichnofaciès à *Zoophycos* ([Seilacher, 1967](#) ; [Wetzel & Uchman, 1998](#))

Paléoenvironnement: Ils caractérisent les environnements subtidaux à l'Offshore supérieur, mais les organismes responsables de cette traces ont connu des changements notables d'environnements selon l'âge ([Buatois & Mángano, 2011](#)).

D. *Taenidium* ([Heer, 1877](#)) (Fig. 25A)

Description: Il s'agit de trace horizontale, cylindrique, qui se présente en terriers en ménisque garni galerie emplie de lamines internes plus ou moins courbes, souvent en forme de croissant observée dans la surface supérieure des grès. Le diamètre varie entre 5mm à 8mm, avec une longueur qui peut atteindre plusieurs mètres.

Matériel et occurrence: Ils sont présents dans l'ensemble de la Formation d'Orsine, où ils sont fréquemment associés à des *palimpsest ripples*. Leur abondance maximale est enregistrée dans le membre terminal de cette formation.

Interprétation: C'est une trace d'alimentation (*Fodichnia*) due à des organismes vermiformes limivores ([thèse Bendella, 2012](#)), dans des milieux différents continentaux à marins peu profonds.

Paléoenvironnement: Cette trace est caractéristique de divers environnements sédimentaires, notamment le shoreface influencé par les tempêtes ([Schlirf, 2003](#)),

l'ichnofaciès de *Cruziana* (Patel et al., 2009), ainsi que des milieux offshore (Frey & Howard, 1985), voire continentaux, y compris fluviaux.

E. *Monocraterion Diplocraterion* (Torell, 1870) (Fig. 25D)

Description: il s'agit des terriers verticaux, observés seulement dans les bancs supérieurs des grès. Le diamètre entre les deux cheminées colmatées varie entre 5 et 25mm.

Matériel et occurrence: Ces terriers verticaux sont observables dans le membre terminal des deux Formations, Orsine et Tin Meras. Ils y sont particulièrement abondants, formant ainsi des galeries intensément bioturbées.

F. *Cruziana* (d'Orbigny, 1842) (Fig. 25B, C)

Description: Ce sont des traces bilobées de tailles variées ont été observées, allant de formes environ 1cm de longueur pour 0,5cm de largeur, jusqu'à des formes plus développées atteignant 10 à 20cm de longueur et 5 à 7cm de largeur. Ils présentent également un petit sillon médian séparant les deux lobes.

Matériel et occurrence: Les *Cruziana* sont observables dans les trois membres de la Formation d'Orsine, d'où on dénombre une seule occurrence de petite taille enregistrée dans le membre des grès verdâtres inférieur. Le membre argilo-gréseux médian présente les formes les plus développées des *Cruziana*, tant en taille qu'en complexité, traduisant une évolution notable. Les *Cruziana* deviennent moins abondantes et leur taille décroît sensiblement.

Interprétation: *Cruziana* est une piste de Trilobite, caractéristique surtout de l'ichnofaciès à *Cruziana* (Bendella, 2012).

Paléoenvironnement: Milieux marins peu profonds à modérément profonds, généralement subtidaux, indiquant souvent un substrat meuble et bien oxygéné, mais peut aussi apparaître dans des environnements plus calmes et profonds selon les morphotypes (Seilacher, 1970 ; Mángano & Buatois, 2004).

G. Autres traces moins abondantes (Fig. 25E, F, G, H)

Description: Il s'agit de deux traces, d'où la première apparaît sous forme de réseau de terrier cylindrique branchu, caractérisé par des embranchements en Y, il s'agit des *Thalassinoides* (Fig. 25E)(Ehrenberg 1944). La deuxième présente des Chondrites (Von Sternberg 1833), des petits terriers ramifiés observés au sein des bancs constitués de nombreuses branches courtes et de faible diamètre (1 à 4mm).

Matériel et occurrence: Une seule occurrence de chacune des deux ichnogenres a été observée: *Chondrites* est enregistré dans le membre argilo-gréseux médian de la Formation de d'Orsine, tandis que *Thalassinoides* se présente sous forme de sections développées dans le membre gréseux supérieur de cette même formation.

Interprétation: Chondrites est souvent associé à des milieux marins profonds ou calmes, avec faible énergie hydrodynamique et conditions redox réduites (fond pauvre en oxygène). Il est typique de l'ichnofaciès de *Zoophycos*, mais peut aussi apparaître dans l'ichnofaciès de *Cruziana* dans sa portion plus profonde (Fu, 1991 ; Wetzel & Uchman, 1998).

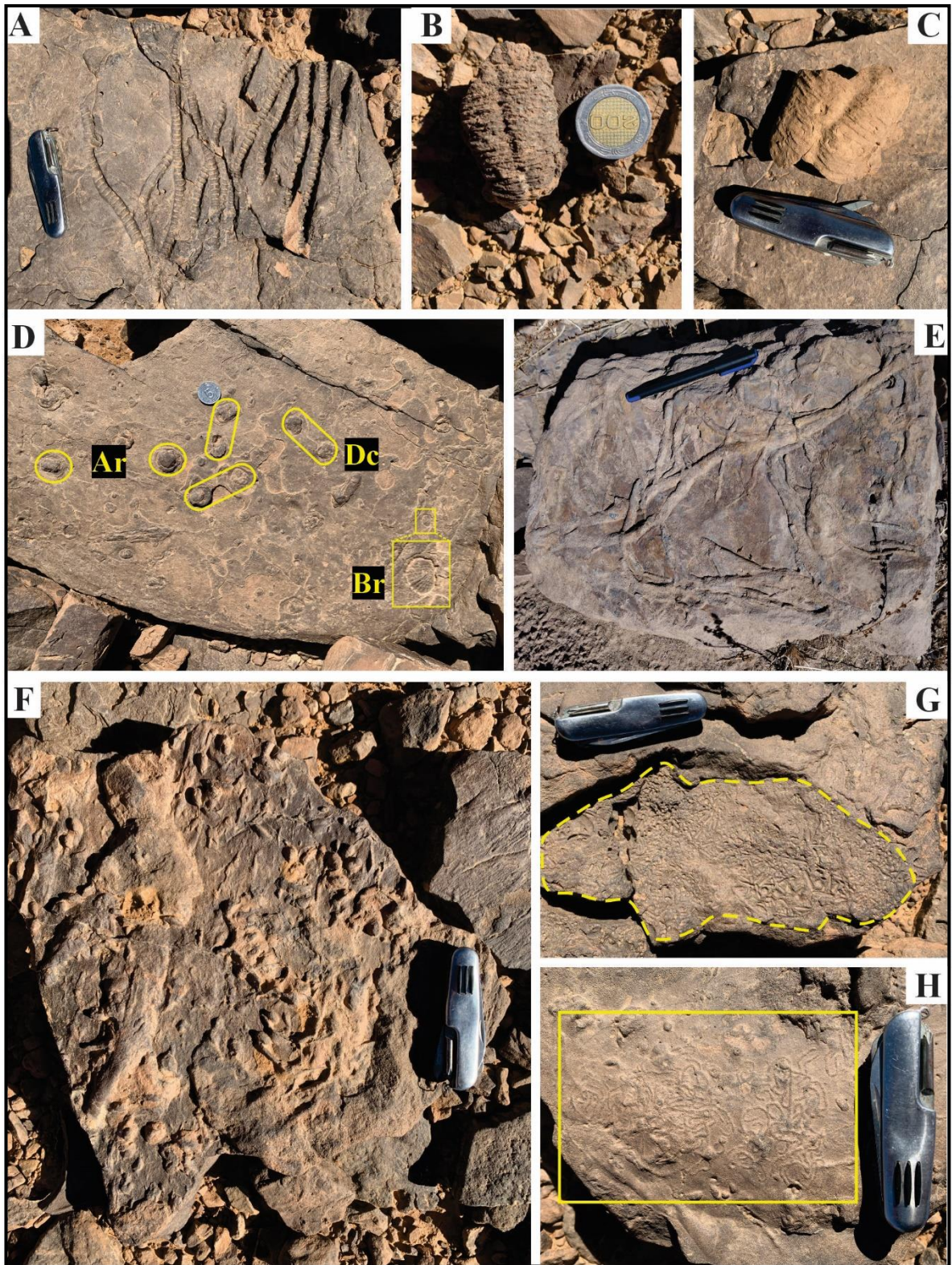


Fig. 18: Illustration photographique des différentes traces fossiles. (A) *Taenidium* localisé dans le membre inférieur de la Formation d’Orsine ; (B, C) *Cruziana* localisé dans le membre médian de la Formation d’Orsine ; (D) *Diplocraterion* Dc, *Arenicolites* Ar, *Brachiopode* Br ; (E) Réseau de *Thalassinoides* ; (F) Trace de repo de bivalve (*Cubichnia*) ; (G) *Chondrites* ; (H) Trace de recherche de nourriture.

V. Association et conclusion sur les traces fossiles

L'inventaire et la systématique des traces fossiles ont permis de distinguer une seule association ichnofaciologiques dans les deux Formations, Orsine et Tin Meras, correspondant à l'ichnofaciès à *Cruziana*. Ce dernier présente une ichnodiversité notable en ichnogenres enregistrée dans une bathymétrie faible à modérer, dont on mentionne des traces d'habitation (*Domichnia*): *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides*, ainsi que des traces de recherche de nourriture (*Fodichnia*): *Chondrites*, *Taenidium*, *Zoophycos*, avec une seule occurrence de trace repos des bivalves (*Cubichnia*): *Lockeia*. L'association de ces ichnogenres a permis de définir une ichnofaciès à *Cruziana*.

La Formation d'Orsine reflète un environnement subtidal globalement calme, à bathymétrie modérée, particulièrement bien exprimé dans le membre argilo-gréseux médian, comme en témoigne le développement abondant de *Cruziana*, accompagné localement par des *Chondrites*, suggérant un substrat relativement stable et peu perturbé.

Cette dynamique est ponctuellement interrompue par des épisodes de forte énergie enregistrés dans les membres inférieur et supérieur, caractérisés par des dépôts intertidaux.

Ces derniers sont marqués par la présence de *Skolithos*, *Monocraterion* et *Diplocraterion*, ainsi que par des structures sédimentaires typiques d'environnements intertidaux énergétiques, telles que les stratifications en mamelons, les rides de vagues, et des structures induites par les tapis microbiens.

La Formation de Tin Meras débute par un membre argilo-gréseux dépourvu de toute trace de bioturbation. Ce dernier se caractérise essentiellement par des dépôts argileux, résultant d'une décantation en milieu calme, sans influence biologique notable. Le membre grés-argileux médian s'annonce par des dépôts caractéristiques des environnements proximaux, agités à faible bathymétrie, avec une présence notable des traces de repos des bivalves (*Lockeia*), et d'autres traces de bioturbations, dont il s'ajoute des figures sédimentaires typiques de ces environnements, il s'agit des flaser bedding,

Le membre grés-argileux médian marque une transition vers des conditions plus dynamiques, d'où sa base est marquée par l'abondance des flaser bedding, figures sédimentaires typiques des milieux tidaux agités. La partie médiane se distingue par la

présence notable de traces de repos attribuées à des bivalves (*Lockeia*), accompagnées de diverses structures de bioturbation. Ces traces s'associent à des structures sédimentaires induites par des tapis microbiens, notamment des Gas dômes. La partie sommitale de ce membre est marquée par une abondance de faune à brachiopodes (L3, L4), avec une absence de structures liées l'activité biologique.

Le membre argilo-gréseux supérieur se caractérise par une abondance significative de *Rhizocorallium*, accompagnée de *Zoophycos* et de *Diplocraterion*. L'association de ces ichnogenres indique une intensité variable de la bioturbation et suggère des conditions environnementales fluctuantes, mêlant phases de sédimentation calme à dominante argileuse et épisodes ponctuels à énergie modérée à forte. Ce membre illustre ainsi un contexte de dépôt évoluant d'un domaine offshore distal vers des environnements plus proximaux, allant du subtidal supérieur jusqu'à l'intertidal, voir supratidal enregistrée par des figures MISS typiques de ce milieu. Ces alternances sédimentaires, microbiennes et ichnologiques traduisent des variations significatives de la bathymétrie au cours du temps, interprétées comme les témoins d'un événement intra-frasnien de portée régionale. Ce dernier aurait induit des régressions partielles ou des réajustements eustatiques affectant le régime hydrodynamique et la zonation bathymétrique de la plateforme, comme cela a été rapporté dans d'autres contextes dévoniens d'Afrique du Nord ([Becker & House, 1994](#) ; [Klapper et al., 1993](#)).

Conclusion générale

Conclusion générale

Le Bassin d'Ilizi (Ex Fort Polignac) développe une puissante série de dépôt paléozoïque, affectées par des phases tectoniques calédonien et hercynienne. Il est intégré à la plateforme saharienne et classé parmi les Bassins intracratoniques de type synécise, structuré par des accidents subméridiens d'origine précambrienne.

Malgré l'abondance des travaux consacrés au Bassin d'Ilizi ([Freulon, 1955](#) ; [Chaumeau et al., 1962](#) ; [Dubois et al., 1967](#) ; [Beuf et al., 1971](#) ; [Brice et al., 1998](#) ; [Eschard et al., 2005](#)), un certain nombre de zones restent peu documentées sur le plan stratigraphique, en particulier les affleurements des Tassilis externes situés au Sud du Bassin. À ce jour, aucune publication ne semble mentionner de manière explicite la présence du Dévonien moyen et supérieur dans ces affleurements, laissant un vide important dans la compréhension de l'évolution stratigraphique régionale. Cette absence soulève des interrogations quant à la continuité des dépôts dévoniens vers le Sud du Bassin, ainsi que les critères ayant guidés les attributions lithostratigraphiques dans cette zone.

La Formation d'Orsine attribué à l'Emsien, est caractérisée par une sédimentation purement silicoclastique, dominée par des alternances de niveaux grés-argileux. Trois membres ont ainsi été proposés sur la base de critères sédimentologiques, biostratigraphiques, ichnologiques et de structures induites par les tapis microbiens (MISS). L'analyse intégrée de ces deux derniers paramètres a permis de proposer une reconstitution détaillée des environnements de dépôt, traduisant une dynamique de plateforme soumise à des fluctuations hydrodynamiques et bathymétriques.

Les résultats obtenus dans Formation d'Orsine à travers trois niveaux à brachiopodes (L0, L1, L2), infirme celles de [Chaumeau et al., 1962](#) qui mentionne l'absence de la faune caractéristique de l'Emsien supérieur. En particulier nous apportons la mise en évidence de deux discontinuités, qui reflètent des épisodes d'émersions attestés par une association des MISS typique à cet environnement, notamment les *Sand cracks*, *Petees ridges*, *Gas dômes*, *Filaments-like*. La première est enregistrée dans le membre de grès verdâtres inférieur, tandis que la deuxième est identifiée au sommet de cet étage (membre gréseux supérieur). Cette discontinuité est documentée à travers des grès/oolithes ferrugineuses ([Chaumeau et al.,](#)

1962 ; Latrèche 1982 ; Guerrak 1987). Ces derniers favorisent le développement d'une structure induite par l'activité microbienne, il s'agit des *filaments-like* (voir Chapitre III).

La sédimentation silicoclastique se continue dans la Formation de Tin Meras, présentent des alternances argilo-gréseuse, qui ont été subdivisé en trois membres, à l'intermédiaire des paramètres, sédimentologiques, biostratigraphique, ichnologiques et des MISS.

Le premier membre argilo-gréseux (Eifélien) s'annonce par un très mince niveau conglomératique, dans lesquels se dépose une sédimentation à cachet argileux intercalé par des grès, avec une fréquence faible des traces fossiles et MISS. L'apparition du premier banc gréseux à flaser bedding marque la transition vers un environnement à influence de tidal flats, ceci traduit le passage Eifélien-Givétien.

Le deuxième membre grés-argileux développe une sédimentation en apport sableux prononcé, avec une richesse en traces fossiles et MISS. Nous mettons au sein de ce membre une troisième discontinuité, sur la base des *Crinkly structures*, une structure qui se forme par des conditions subaériennes temporaires liées à une régression, associés à des traces de repos de bivalves (*Lockeia*), qui se développe principalement dans des milieux à très faible bathymétrie (Frey & Pemberton, 1985 ; Bromley, 1996). La fin de ce membre témoigne d'une quatrième discontinuité, qui se présente par une surface rougeâtre indurée (Hard ground), plaquée au-dessus d'un niveau très riche en brachiopode (L3). Par la suite, nous mettons en évidence l'occurrence notable des *Kenneyia structures*, qui précèdent le dernier niveau à brachiopode (L4). La détermination de la faune de ce dernier (L4) à donner la limite Givétien-Frasnien.

Le membre argilo-gréseux supérieur se caractérise par une sédimentation à dominance argileuse, perturbé par des arrivées silicoclastique. Ce membre se caractérise par une abondance de traces fossiles, notamment des *Rhizocorallium*, ainsi qu'une diversification des MISS, en particulier les Gas dômes et une variété des *Sand cracks*, dont lesquels s'ajoute une cinquième discontinuité. La terminaison de ce membre est matérialisée par une dalle à *Rhizocorallium*, surmontée d'une surface rougeâtre indurée (hard ground), marquant une sixième discontinuité, ainsi que la limite Frasnien-Faménien. Cette dernière marque la fin de

la Formation de Tin Meras et annonce la Formation de la Gara Mas Melouki d'âge Faménnien/Strunien.

La Formation de la Gara Mas Melouki se résume par deux bancs quartzitiques métriques, chenalisés, présentant une occurrence notable des *Skolithos*. Ces quartzites, succèdent une puissante combe d'argile de 40 m. Cette Formation ne fait pas l'objet de notre étude, en raison de l'absence des structures sédimentaires inuites par l'activité microbienne.

Références

Bibliographiques

- Aiouna, A., (1975).** Synthèse bibliographique de bassin d'Illizi (District II). *Rapport Sonatrach*. 28 p.
- Alem, N., (1995).** Etude géologique du réservoir f6, silurien sup- dévonien inf, région de Hassi Mazoula Nord (bassin d'Illizi). *Rapport interne (Sonatrach)*. Inédit. 205 p.
- Aliev, M., Aït Laoussine, N., Avrov, V., Aleksine, G., Barouline, G., Lakovlev, B., Korj, M., Kouvykine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Medvedev, E., Mkrtchiane, O., Moustafinov, R., Oriev, L., Oroudjeva, D., Oulmi, M., & Saïd, A., (1971).** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *Madrid: Altamira-Rotopress, S.A.*, 275 p., 68 fig.
- Allègre, C., & Mattauer, M., (1972).** Structure et dynamique de la lithosphère. 472 p.
- Altermann, W., (2004).** Precambrian stromatolites: problems in definition, classification, morphology and stratigraphy. In Eriksson, P. G., Altermann, W., Nelson, D. R., Müller, W. U., & Catuneanu, O. (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and Events*, 564-574 p. *Amsterdam: Elsevier*.
- Attar, A., M'Rabet, A., & Ouali, J., (1980).** Stratigraphie et paléogéographie du Carbonifère dans le bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). *9e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Washington*, 2, 355-364 p.
- Awramik, S. (1984).** **Ancient stromatolites and microbial mats.** In Cohen, Y., Castenholz, R. W., & Halvorson, H. O., *Microbial Mats: Stromatolites*, 1-22 p.
- Banerjee, S., & Jeevankumar, S., (2005).** Microbially originated wrinkle structures on sandstone and their stratigraphic context: Palaeoproterozoic Koldaha Shale, central India. *Sedimentary Geology*, 176, 211-224 p.
- Becker, R. T., & House, M. R., (1993).** Definition of the Frasnian/Famennian stage boundary. *Episodes*, 16(4), 433-441 p.
- Becker, R. T., & House, M. R., (1994a).** Kellwasser events and goniatite successions in the Devonian of the Montagne Noire, with comments on possible causations. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 169, 45-77 p.

BEICIP., (1975). Etude structurale et cartographique du bassin d'Illizi, rapport de Sonatrach. *Rapport interne (Sonatrach). Inédit.*

Bendella M., (2012). Evolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale: Inventaire et mise en évidence des évènements anoxiques. *Thèse Doct., Univ. Oran*, 161 p.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., & Bennacef, A., (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur du Sahara: sédimentation et discontinuités - évolution structurale d'un craton. (*Publications de l'Institut français du pétrole, n° 18*). Paris: *IFP-Technip*. 464 p.

Blancpied, C., Deynoux, M., Ghienne, J.F., and Rubino, J.L., (2000). Late Ordovician Glacially Related Depositional Systems of the Gargaf Uplift (Libya) and comparisons with correlative deposits in the Taoudeni Basin (Mauritania), in Geological Exploration in Murzuq Basin. *Eds, M.A. Solav, M.A. and Worsley, D.*, 485-507 p.

Bloos, G., (1976). Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des schwarzen Jura α (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im schwäbischen Sedimentationsbereich. *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart*, N.F., 71, 1-296 p.

Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., (1998), Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. *Geological Society of London, Special Publication*, vol. 132, 7-68 p.

Bottjer, D., & Hagadorn, J. W., (2007), Mat growth features. In: Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., & Catuneanu, O. (Eds.), *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record. Atlases in Geoscience*, vol. 2. Amsterdam: Elsevier, 53-71 p.

Boudjema, A., (1987). Évolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara nord-oriental (Algérie). (*Thèse de doctorat, Université Paris XI*). Université Pierre & Marie Curie. 279 p.

- Boumendjel, K., (1985).** Nouvelles espèces de Chitinozoaires dans le Silurien et le Dévonien du Bassin d'Illizi (sud-est du Sahara algérien). *Revue de Micropaléontologie*, 28, 155-166 p.
- Boumendjel, K., Loboziak, S., Paris, F., Steemans, P., Streel, M., (1988).** Biostratigraphie des miospores et des Chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien dans le Bassin d'Illizi (S. E. du Sahara algérien). *Géobios* 21, 329—357.
- Bouougri, E., Porada, H., (2002).** Mat-related sedimentary structures in Neoproterozoic peritidal passive margin deposits of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology* 153, 85-105 p.
- Brice, D., & Latrèche, S., (1998).** Brachiopodes du Bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental) près de la limite Givétien-Frasnien. *Géobios*, 31, 437-454 p.
- Brock, T. D. (1976).** Ferric iron reduction by sulfur- and iron-oxidizing bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 32, 567-571 p.
- Bromley R.G. & Ekdale A.A., (1984).** Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments: *Science.*, 224, 872-874 p.
- Bromley, R. G. (1996).** Trace Fossils – Biology, Taphonomy and Applications (2^e éd.). *London: Chapman & Hall*, 361 p.
- 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 p.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G., (2011).** Taxonomy of trace fossils. In Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (Eds.), *Ichnology: organism–substrate interactions in space and time*, 358 p.
- Bultynck, P., & Hollevoet, C., (1999).** The Eifelian–Givetian boundary and Struve's Middle Devonian Great Gap in the Couvin area (Ardennes, southern Belgium). *Senckenbergiana lethaea*, 79, 3-11 p.
- Bultynck, P., Helsen, S., & Hayduckiewich, J., (1998).** Conodont succession and biofacies in Upper Frasnian formations (Devonian) from the southern and central parts of the Dinant

Synclitorium (Belgium) - timing of facies shifting and correlation with Late Frasnian events. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 68, 25-75 p.

Busson, G., (1972). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Nouvelle Série, Série C - Sciences de la Terre*, 26, 1-442 p, Paris.

Caby, R., (1983). La chaîne Pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) : sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. 47, 1-288 p.

Callow, R. H. T., Battison, L., & Brasier, M. D., (2011). Diverse microbially induced sedimentary structures from 1 Ga lakes of the Diabaig Formation, Torridon Group, northwest Scotland. *Sedimentary Geology*, 239, 117-128 p.

Chaouchi, R., Malla, M.S., Kechou, F., (1998). Sedimentological evolution of the Givetian-Eifelian (F3) sand bar of the West Alrar field, Illilzi Basin, Algeria. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa, Geological Society of London, Special Publication*, vol. 132, 187-200 p.

Chaumeau, J., Legrand, P., Renaud, A., (1962). Contribution à l'étude du Couvinien dans le bassin de Fort-de-Polignac (Sahara). *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), 449-456 p.

Choudhuri, A., El Albani, A., Mandal, S., & Sarkar, S., (2020). Microbial mat structures and role of microbes in Precambrian siliciclastic sedimentation: *Evidence from Indian Proterozoic basins. Episodes*, 43(1), 164-174 p.

Claracq, P., Fabre, J., Freulon, J.-M., Nougarede, F., (1959). Une discordance angulaire dans les "Grès inférieurs" de l'Adrar Tan Elak (Sahara central). *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France* 1958, 309-310 p.

Conrad, T. A., (1839). On the Silurian system, with a table of the strata and characteristic fossils; observations on the genus Gnathodon, with description of new species. *American Journal of Science and Arts*, 38, 86-93 p.

- Coquel, R., Latrèche, S., (1989).** Étude palynologique de la Formation d'Illèrene (Devono-Carbonifère) du Bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). *Palaeontographica* B212, 47-70 p.
- Costerton, J., & Phillips, P., (2003).** Microbial biofilms: protective niches in ancient and modern geomicrobiology. In: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., & Zavarzin, G.A. (Eds.), Fossil and Recent Biofilms. *Dordrecht: Kluwer*, 15-21 p.
- 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*.
- D'Orbigny A., (1842).** Voyage dans l'Amérique méridionale - *Paléonto*. 180 p., 22pl.
- Decho, A. W. (2000).** Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research*, 20, 1257-1273 p.
- Decho, A.W., (1990).** Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their roles in food webbs and marine processes. *Oceanogr. Mar. Biol.* 28, 73-153 p.
- Dornbos, S. Q., & Noffke, N., (2007).** Mat-decay features. In Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., & Catuneanu, O. (Eds.), *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record*, 106-110 p. *Amsterdam: Elsevier*.
- Dubois, P., Beuf, S., Biju-Duval, B., (1967).** Lithostratigraphie du Dévonien inférieur gréseux du Tassili n'Ajjer. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 33, 227-235 p.
- Echikh, K., (1975).** Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie. *SNED, Alger*, 173 p.
- Ehrenberg K., (1944).** Ergänzende Bemerkungen zu den seierzeit au dem Miozän von Burgscheinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. - *Paläont. Zeitschrift.*, 23, 345-359 p.
- Endo, R., (1933).** Manchuriophycus nov. gen. from a Sinian formation of South Manchuria. *Japanese Journal of Geology and Geography* 11, 43-48 p.

Eriksson, P. G., Schieber, J., Bouougri, E., Gerdes, G., Porada, H., Banerjee, S., Bose, P. K., & Sarkar, S., (2007). Classification of structures left by microbial mats in their host sediments. In: Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., & Catuneanu, O. (Eds.), *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record, Atlases in Geoscience*, vol. 2, 39-52 p. *Amsterdam : Elsevier*.

Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F., Desaubliaux, G., (2005). The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27-36 p.

Fabre, J., (1983). Afrique de l'Ouest: Introduction géologique et termes stratigraphiques (2^e éd.). *Oxford: Pergamon Press*. 396 p.

Faul, H., (1950). Fossil burrows from the pre-Cambrian Ajibik quartzite of Michigan. *Journal of Paleontology* 24 102-106 p.

Fenton E.C. & Fenton M.A., (1934). Scolithos a fossil phonorid. *Pau American Geologist*, 61p. 341-348 p.

Frarey, M.J., McLaren, D.J., (1963). Possible metazoans from the early Proterozoic of the Canadian shield. *Nature* 200, 461-462 p.

Freulon, J.M., (1955). Stratigraphie du Dvonien du Tasili n'Ajjer (Sahara central). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Sances de l'Académie des Sciences* 241 , 1601-1603 p.

Freulon, J.M., (1964). Études géologiques des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajjer et Fezzan). *Publications du Centre de Recherche sur les Zones Arides, Centre National de la Recherche Scientifique, Série Géologie* 3, 1-198 p.

Frey R.W. & Howard J.D., (1985). Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Crestaceous), Coal Creek Canyon, Utah. *Journal of Paleontology*., 59, 370-404 p.

- Frey R.W., Curran H.A. & Pemberton S.G., (1984).** Trace making activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, 58, 333-350 p.
- Fu S., (1991).** Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebenspuren. *Cour. Forschun. Senckenberg*, 135, 1-79 p.
- Gehling, J. G., (1999).** Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: *Ediacaran death masks*. *Palaaios*, 14, 40-57 p.
- Gehling, J. G., Narbonne, G. M., & Anderson, M. M., (2000).** The first named Ediacaran body fossil, *Aspidella terranovica*. *Palaeontology*, 43(3), 427-456 p.
- Gerdes, G., Claes, M., Dunajtschik-Piewak, K., Riege, H., Krumbein, W.E. & Reineck, H.E., (1993).** Contribution of microbial mats to sedimenta surface structures. *Facies* 29, 61-74 p.
- Gerdes, G., Krumbein, W. E., & Reineck, H.-E., (1994).** Microbial mats as architects of sedimentary surface structures. In: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., & Stal, L. J. (Eds.), *Biostabilization of Sediments*. Oldenburg: Bibliotheks- und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität. 165-182 p.
- Ghienne, J.E and Deynoux, M., (1998).** Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania Western Sahara. *Sedimentary Geology* 119, 141-159 p.
- Gourvennec, R., Hosgör, I., (2012).** New record of a Middle Devonian brachiopod fauna from the Northern Arabian Plate, Zap Anticline, Çukurca-Hakkari, Southeastern Turkey. *Bulletin of Geosciences* 87(2), 347-358 p.
- Gravelle, M., (1969).** Recherches sur la géologie du sole précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région Silet-Tibéhaouine. Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. *Mém. Centre Géologique Géophysique* 21, CNRS Paris, 781 p.
- Grazhdankin, D., Gerdes, G., (2007).** Ediacaran microbial colonies. *Lethaia* 40, 201-210 p.

- Guerrak, S., (1988).** Paleozoic marine sedimentation and associated iron - rich deposits, Tassilis N'Ajjer and Illizi Basin, Saharan platform, Algeria. *Eclogae Geologicae helvetiae*, 81 (2), 457-485 p.
- Hagadorn, J. W., & Bottjer, D. J., (1997).** Wrinkle structures: Microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology*, 25, 1047-1050 p.
- 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*, 1-3 p.
- Hantzschel, W., & Reineck, H. E., (1968).** Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104 p.
- Heer O., (1877).** Flora Fossilis Helvetiae. Vorweltliche Flora der Schweiz. J. Wurster & Comp., 182 p.
- Henniche, M., Eschard, R., Proust, J.N., (2003).** Sedimentary achitecture of the Siluro-Devonian sequences in the Illizi Basin (Algeria). *In:1st North Africa Mediterranean Petroleum & Geoscience Conference & Exhibition Tunis*, 6-9 October 2003, 4 p.
- Herrera, Z. A., (1995).** The Lower Devonian chonetoiden brachiopods from the Argentine Precordillera. *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 136, 101-147.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., and Westlake, I.R., (2002).** *Journ. Petr. Geology* 25, 297-324 p.
- Hofmann, H. J., (1969).** Attributes of stromatolites. *Geological Survey of Canada, Paper* 69-39, 58 p.
- Hofmann, HJ., (1971).** Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin* 189,1-146 p.
- Jardiné, S., Combaz, A., Magloire, L., Peniguel, G., Vachey, G., (1974).** Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paléozoïque du Sahara algérien. *Review of Palaeobotany and Palynology* 18, 99-129 p.

Jardiné, S., Yapaudjian, L., (1968). Lithostratigraphie et palynologie du Dévonien-Gothlandien gréseux du Bassin de Polignac (Sahara). *Révue de l'Institut Français du Pétrole* 23, 439-456.

Journal of Geology and Geography, 16, 205-207 p.

Kalkowsky, E., (1908). Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 60, 68-125 p.

Killian, C., (1922). Aperçu général de la des Tassilis des Ajjers. *C.R. Acad. Sci. Paris* 175 825-827 p.

Killian, C., (1931). Les principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Soc. Géol. France*, n°9, 109-111 p.

Klapper, G., Feist, R., Becker, R. T., & House, M. R., (1993). Definition of the Frasnian/Famennian stage boundary. *Episodes*, 16, 433-441 p.

Klapper, G., Feist, R., Becker, R. T., & House, M. R., (1994). Definition of the Frasnian/Famennian stage boundary. *Episodes*, 433-441 p.

Krumbein, W. E., & Dahanayake, K., (1986). Microbial structures in oolitic iron formations. *Mineralium Deposita*, 21, 85-94 p.

Kuhn, O., (1949). Geologie von Bayern. Stuttgart : Bamberger Reiter Verlag, 86 p.

Lan, Z. W., & Chen, Z. Q., (2013). Proliferation of MISS-forming microbial mats after the late Neoproterozoic glaciations: evidence from the Kimberley region, NW Australia. *Precambrian Research*, 224, 529-550 p.

Lapparent, A. F., Lelubre, M., (1948). - Interprétation stratigraphiques des séries continentales entre Ohanet et Bourharet (Sahara central). *C.R. Accad. Sci., Paris.*, 227. 1106-1108 p.

Latrèche, S., Coquel, R., (1996). Stratigraphie, sédimentologie et palynologie de la Formation d'Illerène (Dévonien-Carbonifère) du bassin d'Ilizi (Sahara algérien). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 7, 87-107 p.

- Le Heron, D., Sutcliffe, O., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., and Whittington, R., (2004).** Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf arch, Libya: for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia* 9,137-160 p.
- Lefranc, J.P. & Guiraud, R., (1990).** The Continental Intercalaire of Northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. *Jour of Afric. Earth Sci.*, vol. 10, No. 1/2, 27-77 p.
- Lefranc, J-Ph., (1958).** Stratigraphie des séries continentales Intercalaires au Fezzan Nord-occidental (Libye). *C.r. Acad. Sci., Paris* 247.1360-1363 p.
- Legrand, P., (1964).** Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans les Grès inférieurs du Tassili N'Ajjer. *C. R. Soc. géol. France.* 14-15 p.
- Legrand, P., (1981).** Essai sur la paléogéographie au Silurien du Sahara algérien, *Compagnie française des pétroles, Notes et mémoires* 16 (1981) 9-24 p.
- Lelubre, M., (1952).** Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Thèse d'État*, 2 volumes, 739 p.
- Lloydell, D., (1998).** Early Silurian Sea level changes. *Geol. Mag.* 135, 447-471 p.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Storch, P., and Fitches, L., (2000).** Lower Silurian 'hot shales' in North Africa: regional distribution and deposifional model. *Earth Science Review* 49, 121-200 p.
- Lüning, S., Wendt, J., Belka, Z., Kaufmann, B., (2004).** Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedimentary Geology* 163, 237-264 p.
- Mángano, M. G., & Buatois, L. A., (2004).** Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. Dans: McIlroy, D. (Éd.), *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Special Publication 228, 157-178 p.
- Massalongo, A. B., (1855).** Zoophycos, novum genus plantarum fossilium. *Verona: Tipografia Antonelliana*, 52 p.

- McCoy, F., (1844).** A synopsis of the characters of the Carboniferous limestone fossils of Ireland. Dublin : *University Press*, 207 p.
- Mergl, M., Massa, D., (2004).** Devonian Brachiopods of the Tamesna Basin (Central Sahara; Algeria and North Niger). Part 1. *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B*, 60 (3-4): 61-112 p.
- Moreau-Benoit, A., Coquel, R., Latreche, S., (1993).** Étude palynologique du Dévonien du Bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien). *Approche biostratigraphique. Géobios* 26, 3-31 p.
- Muir-Wood, H. M., (1955).** A history of the classification of the phylum Brachiopoda. London: *British Museum (Natural History)*, 124 p.
- Nedjari, A., Aït Ouali, R., Hamdidouche, R., Benhamouche, A., Debaghi, F., & Amrouche, F., (1998).** Modalités de fonctionnement d'une synéclyse saharienne: l'exemple du bassin intracratonique d'Illizi (S-E algérien) au Carbonifère. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 9(1), 33-41 p. 4fig.
- Noffke, N., (2010).** Geobiology Microbial mats in sandy deposits from the Archean Era to today. *Heidelberg: Springer*, 194 p.
- Noffke, N., Gerdes, G., and Klenke, Th., (2003a).** Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty and evaporitic carbonatic). *Earth-Science Reviews*, v. 12, 1-14 p.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., & Krumbein, W. E., (1996).** Microbially induced sedimentary structures --examples from modern sediments of siliciclastic tidal flats. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1995(1-2), 307-316 p.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., & Krumbein, W. E., (1996).** Microbially induced sedimentary structures - examples from modern sediments of siliciclastic tidal flats. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1995(1-2), 307-316 p.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., & Krumbein, W. E., (2001).** Microbially induced sedimentary structures - a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 649-656 p.

Oulebsir and Paris, A., (1993). Nouvelles de chitinozoaires dans l'ordovicien inférieur du et moyen du nord-est du Sahhara, algérien. *Rw. Micropaléontol*, 36, 257-280 p.

Paris, F., Bourahrouh, A., & Herissé, A. L., (2000). The effects of the final stages of the Late Ordovician glaciation on marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, leiospheres) in well NI-2 (NE Algerian Sahara). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 113(1), 87-104 p.

Paskoff, R., & Sanlaville, P., (1983). Les côtes de la Tunisie : variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. *Lyon : Maison de l'Orient*, 192 p.

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 p.

Perrodon A., (1972). Essai de classification des bassins sédimentaires. *Science de la Terre*, (14), 4, 301-328 p.

Pettijohn, F. J., & Potter, P. E., (1964). Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. *Berlin : Springer-Verlag*, 16 + 370 p.

Pflüger, F., (1999). Matground structures and redox facies. *Palaios* 14, 25-39 p.

Porada, H., & Löffler, T., (2000). Microbial shrinkage cracks in siliciclastic rocks of the Neoproterozoic Nosib Group (Damara Supergroup) of central Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 12, 63-72 p.

Porada, H., Bouougri, E.H., (2007). Wrinkle structures - a critical review. *Earth-Science Reviews*, 81, 199-215 p.

Remack-Petitot, M.L., (1960). Contribution l tude des conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, dAdrar Reggane et du J. Bchar). Comparaison avec les Pyr nes et la Montagne Noire. *Bulletin de la Societ Gologique de France* (7), 240-262 p.

Roemer, F. A., (1843). Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover : Hahn, 60 p., 12 planches.

Sarkar, S., & Banerjee, S., (2007). Some unusual and/or problematic inferred mat-related features. In: Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., & Catuneanu, O. (Eds.), *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record*, 145-147 p. *Amsterdam : Elsevier*.

Sarkar, S., Banerjee, S. and Eriksson, P.G., (2004). Microbial mat features in sandstone illustrated. In *The Precambrian Earth: Tempos and Events* (Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, W., Mueller, D.R. and Catuneanu, O. Eds.), *Elsevier, Amsterdam*, 673-675 p.

Schieber, J. (1998). Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA. *Sedimentary Geology*, 120, 105-124 p.

Schieber, J., (2004). Microbial mats in the siliciclastic rock record: a summary of diagnostic features. In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller and O. Catuneanu (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events. Developments in Precambrian Geology* 12 (K.C. Condie, Series Editor), *Elsevier, Amsterdam*, 663-673 p.

Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., & Catuneanu, O. (2007). Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. *Amsterdam : Elsevier*, 311 p.

Schlirf, M., (2003). Palaeoecologic significance of Late Jurassic trace fossils from the Boulonnais, N France. *Acta. Geologica. Polonica.*, 53(2), 123-142 p.

Seilacher A., (1967 b). 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 p.

- Shi XY, Wang XQ, Jiang GQ, Liu DB, Gao LZ., (2008a).** Pervasive microbial mat colonization on Mesoproterozoic peritidal siliciclastic substrates: an example from the Huangqikou Formation (ca. 1.6 Ga) in Helan Mountains, NW China. *Geological Review*, 577-588 p.
- Stanier, R., & Cohen-Bazire, G., (1977).** Phototrophic prokaryotes: The cyanobacteria. *Annual Review of Microbiology*, 31, 225-274 p.
- Streel, M., Caputo, M.V., Loboziak, S., & Melo, J.H.G., (2000).** Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciation. *Earth-Science Reviews*, 52, 121-173 p.
- Sutcliffe, O., Dowdeswell, J., Whittington, R., Theron, J., and Craig, J., (2000).** Calibration of the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology* 28, 967-970 p.
- Torell, O.M., (1870).** Petrificata Suecana Formationis Cambricae. *Lunds Universitets Årsskrift, Afd. 2*, 8, 1-14 p.
- Vaslet, D. (1990).** Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes* 13, 147-161 p.
- Von Sternberg K.M.G., (1833).** Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora des Vorwelt., 5, 6-80 p.
- Walliser, O. H., (Ed.) (1996).** Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: *Springer-Verlag*, 8 + 333 p.
- Walter, M. R., Grotzinger, J. P., & Schopf, J. W., (1992).** Proterozoic stromatolites. In Schopf, J. W., & Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, 253-260 p. *Cambridge University Press*.

Wendt, J., Kaufmann B., Belka, Z., (2009). Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences*, 54 (2009) 85-96 p.

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 p.

Yabe, H., (1939). Note on a Pre-Cambrian fossil from Lyoto (Liautung) peninsula. *Japanese*

Zaagane, M., Hunt, A., Bendella, M., Lucas, S., Draoui, A., & Mouzti, O., (2023). Multiple trackways from the Cenomanian Djoua series, in In Amenas region (Southeastern of Algeria), represent the first ichnological evidence of gregarious behavior in Cretaceous sauropods in Africa. *Historical Biology*, 1-13 p.

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

Zeroug, S., Bounoua, N., Lounissi, R., 2007. Well Evaluation Conference Algérie 2007. *Sonatrach Schlumberger, AJ Torre & Associates Inc., Houston, Texas*, 536 p.

Zhongwu, Lan., (2015). Paleoproterozoic microbially induced sedimentary structures from lagoonal depositional settings in northern China. *Sedimentary Geology*, 87-95 p.

Liste des figures et tableaux

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1: Les phases tectoniques majeures. (D'après Boudjema, 1987)	18
Tab. 2: Tableau résume les différent découpages lithostratigraphique proposés pour les affleurements Méridional du Bassin d'Illizi.....	25
Tab. 3: Tableau compératif qui résume les trois classements dans l'étude des MISS en milieu silicoclastique	44