

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



Mémoire de fin d'étude

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

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires.

Thème :

**MICROFACIES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES DES TERRAINS DE
JURASSIQUE INFÉRIEUR DES TRARAS SEPTENTRIONAUX (BENI MENIR,
ALGERIE NORD OCCIDENTALE)**

Présenté par :

M. BENAAOUME Hachemi Mokhtar

Soutenu le 04/10/2022 devant la commission d'examen :

M. OUALI MEHADJI. A	Professeur	Université d'Oran 2	Président
M. BELKHEDIM. S	M.C.B	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. SADJI. R	M.C.B	Université d'Oran 2	Examineur

Oran, 2021/2022

Sommaire

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	3
III-CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	9
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES	11
V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL	14

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I- INTRODUCTION	17
II- LOCALISATION DES COUPE	17
III- DESCRIPTION DES COUPES :	18
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE:.....	30

CHAPITRE III :SÉDIMENTOLOGIE DES FACIÈS

I- INTRODUCTION	33
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES	33
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	34
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	38
RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE.....	43
CONCLUSIONS GENERALES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47

Résumé

Dans la présente étude, trois coupes géologiques ont été étudiées, appartenant aux affleurements des Ouled Malek, dans Monts des Traras occidentaux au Nord-Ouest de l'Algérie. L'étude lithostratigraphique a permis de définir une succession de quatre formations géologiques d'âge Jurassique inférieur; (a) Poudingues des Beni Menir (Héttangien-Sinémurien), (b) les Calcaires compacts de Zailou (Pliensbachien inférieur), (c) les Calcaires du Tissedoûra (Pliensbachien supérieur) et (d) les Marno-calcaires de Bayada (Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur). L'étude sédimentologique, macrofaciologique et microfaciologique, a permis de mettre en évidence 12 faciès, regroupés en quatre (04) associations de faciès. Les Poudingues de Beni Menir qui correspondent en fait à des conglomérats, ont été considérés comme des dépôts continentaux, déposés dans un cône alluvial. Les Calcaires de Zailou se sont déposés dans une rampe interne, riche en matériels détritiques, surtout dans sa partie basale. Les Calcaires du Tissedoûra reflètent une sédimentation dans une rampe médiane proximale. Les Marno-calcaire de Bayada intercalés par les deux niveaux détritiques traduisent une sédimentation dans un environnement plus profond qui pourrait correspondre à une rampe externe.

Mots clés : Ouled Malek, Monts des Traras, Jurassique inférieur, macrofaciès, microfaciès, paléoenvironnements

Abstract

In the present study, three geological sections were studied, belonging to the outcrops of Ouled Malek, in Traras Mountains in the North-West of Algeria. The lithostratigraphic study allowed determining a succession of four geological formations of Lower Jurassic age; (a) Beni Menir Puddingstones (Hettangien-Sinemurien), (b) Compact Zailou Limestones (Lower Pliensbachian), (c) Tissedoûra Limestone (Upper Pliensbachian) and (d) Bayada Marno-limestones (Upper Pliensbachian- Lower Toarcian). The detailed sedimentological, macrofaciological and microfaciological study allowed to distinguish 12 facies, grouped into four (04) facies associations. The Poudingues of Beni Menir, which in fact, correspond to conglomerates, were considered as continental deposits, deposited within an alluvial fan. The Zailou Limestones were deposited in an inner ramp, rich in detrital materials, especially in its basal part. The Tissedoûra Limestones indicate sedimentation in a proximal middle ramp. The marl-limestone of Bayada intercalated by the two detrital levels reflects sedimentation in a deeper environment, which could correspond to an outer ramp.

Key words: Ouled Malek, Traras Mountains, Lower Jurassic, macrofacies, microfacies, paleoenvironments

Chapitre I.

**Généralités : Contexte géographique,
géologique, structural et paléogéographique,
matériels et méthodes**

I-CONTEXTE GEOGRAPHIQUE :

I.1-Cadre géographique général :

Les terrains étudiés font partie des Monts de Traras. Ceux-ci s'intègrent dans la partie septentrionale et occidentale du bloc oranais (Fig. I-1). De point de vue géographique, les Monts des Traras représentent une partie de la bande maritime du domaine tello-rifain. Ils sont limités au Nord par la Méditerranée, à l'Est par le bassin mio-plio-quaternaire de la Tafna, à l'Ouest par les massifs des Béni Snassen (Maroc oriental) et au Sud ils sont bordés par la dépression de Maghnia (Fig. I-2). Cet espace représente une entité géographique bien identifiée, compte tenu de son relief accidenté d'orientation SW-NE. Il parcourt entièrement le Nord de la wilaya de Tlemcen et le NW de la wilaya d'Aïn Témouchent. Il s'étale sur une longueur de 92 km avec une largeur de 20 à 30 km, sur une superficie de 12800 ha.

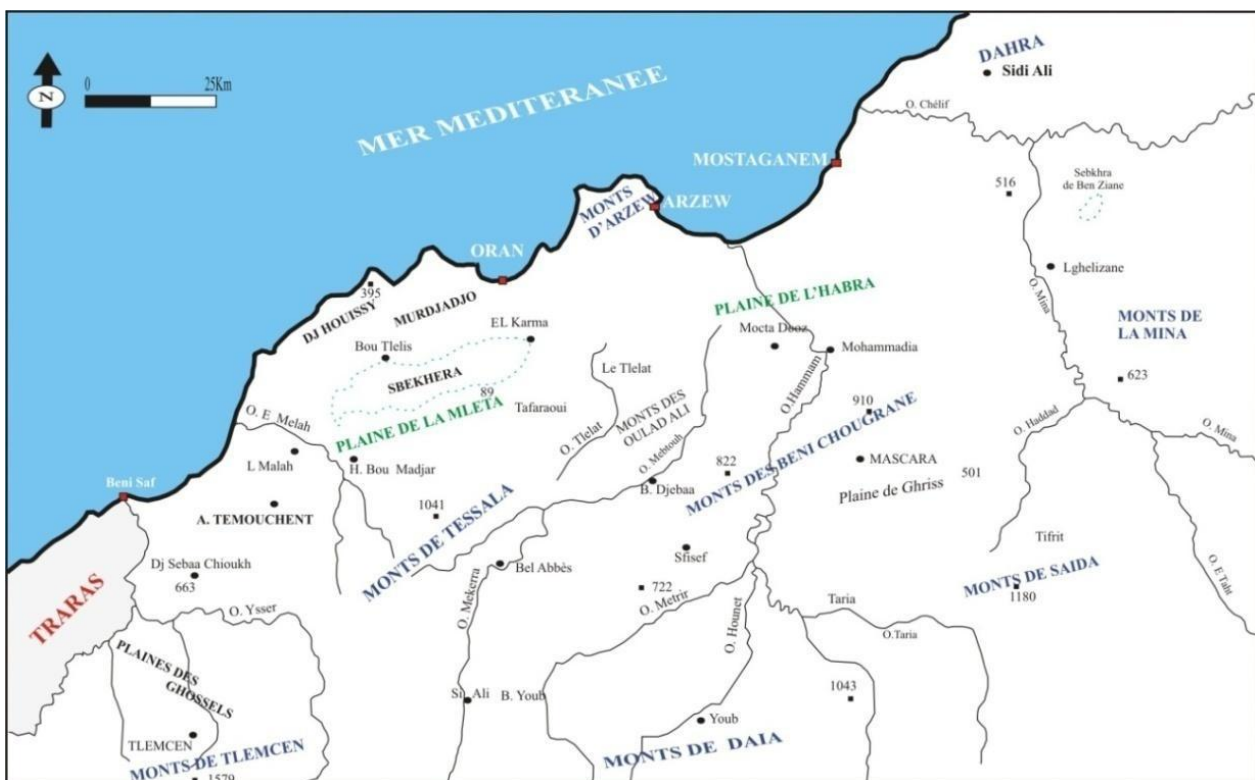


Fig. I-1 : Position des Monts des Traras dans le bloc oranais.

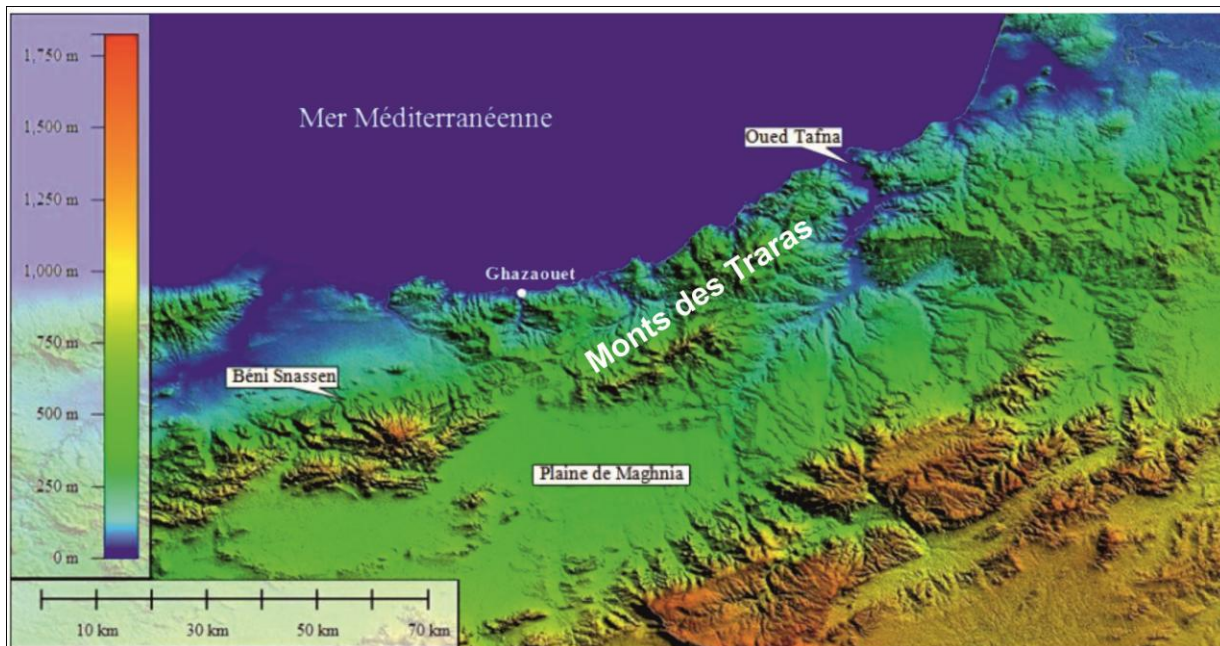


Fig. I-2 : Localisation géographique des Monts des Traras (*in* Belkhedim, 2019)

I-2-Cadre géographique Secteur d'étude :

Les Traras peuvent être subdivisés en une série de massifs montagneux séparés par de profondes vallées. D'après Ameer (1999), les Traras comprennent la chaîne du Fillaoussène au centre, encadrée au NE par les régions de Béni Abed, Béni Khaled, Béni Ouarsous et Béni Berkoua, à l'Est par les Béni Mishel, au Sud par les Maâziz et les Béni Rached, et à l'Ouest par les Béni Menir, les Souahlia et les Monts de M'sirda (Fig. I-3).

Notre secteur d'étude est situé dans les Beni Menir. Ceux-ci occupent la partie occidentale des Traras septentrionaux. Ils se situent environ 60 km de la Wilaya de Tlemcen, 10 km de la ville de Nedroma, 20 Km de la ville de Ghazaouet et 12 km du petit port de Sidna Oucha. Ils sont limités au Nord par la mer méditerranée, à l'Est par les Beni Ouarsous, alors qu'au Sud sont bordés par les Maaziz (Fig. I-3).

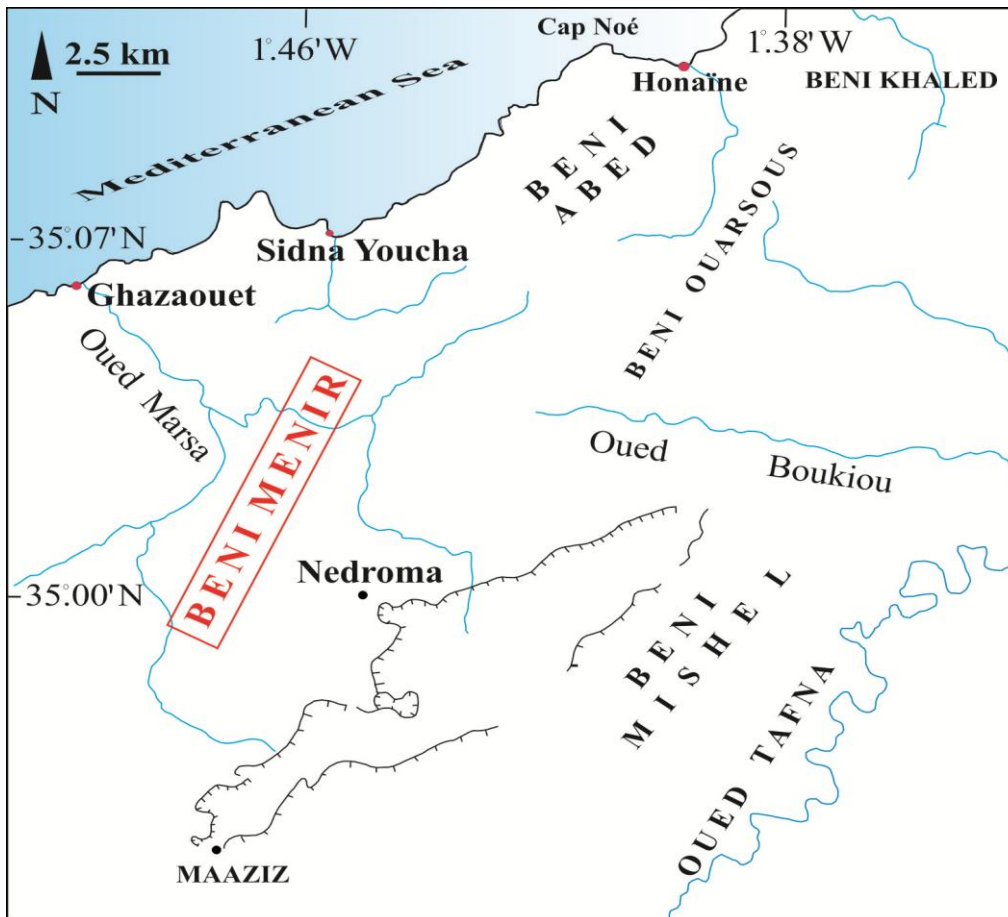


Fig. I-3 : Cadre géographique du secteur d'étude (d'après Aneur, 1999)

II- CADRE GEOLOGIQUE :

II.1- Cadre géologique générale :

Les Monts des Traras sont formés par un substratum paléozoïque, sur lequel se dépose une couverture sédimentaire d'âge secondaire, tertiaire et même quaternaire (Fig. I-4). Selon Aneur, (1999), l'histoire géologique pendant le Jurassique inférieur se résume ainsi (Fig I-5) ;

Depuis le Trias supérieur et avant de transgression la mer Jurassique la région des Traras est affectée par un rejeu du système accidentel donnant lieu aux premières distances post-hercyniennes. Celles-ci sont accompagnées par le dépôt du "Complexe volcano-sédimentaire".

Au cours du Pliensbachien inférieur (Carixien moyen), les Traras sont caractérisés par une subsidence active, provoquant l'individualisation de petits bassins losangiques séparés par des hauts fonds. En conséquence, une mer pelliculaire s'avance pour permettre l'installation des dépôts carbonatés peu profonds "Calcaire compacts de Zailou" avec des séries épaisses dans les zones subsidentes, et une sédimentation réduite ou nulle sur les hauts-fonds. Cependant, cette transgression laisse subsister quelques reliefs fournissant ainsi des matériaux grossiers qui

alimentent le "Membre des calcaires de Djerf Kebir". La pénéplanation de ces reliefs conduit à l'apparition du membre des "Calcaires de Taouia" formé principalement par des calcaires oolithiques et oncolithiques.

Du Pliensbachien supérieur (Carixien supérieur au Domérien), les Traras subissent un deuxième épisode de morcellement tectonique. Le milieu évolue d'une rampe interne vers une rampe externe calme, matérialisé par le dépôt de la "Formation des calcaires du Tissedoûra", où se trouvent des faciès de mer ouverte (ammonites, brachiopodes). Ils commencent plus tôt à l'Ouest et au Sud-Ouest (Carixien supérieur) qu'au Nord et à l'Est (Domérien inférieur et moyen).

A partir du Domérien supérieur, les Traras orientaux correspondaient à une zone résistante à sédimentation réduite ou nulle, tandis que les Traras occidentaux fonctionnaient en plate-forme externe en voie d'enfoncement (début de dépôt de la "Formation marno-calcaires de Bayada").

Au début du Toarcien, les mouvements épirogéniques augmentent, provoquant la naissance des bassins à subsidence différentielle, dans lesquels se déposent les "Marno-calcaires de Bayada", alors que sur les bordures s'installent les "Ammonotico-rosso des Traras", dès le Toarcien moyen (Benhamou, 1983).

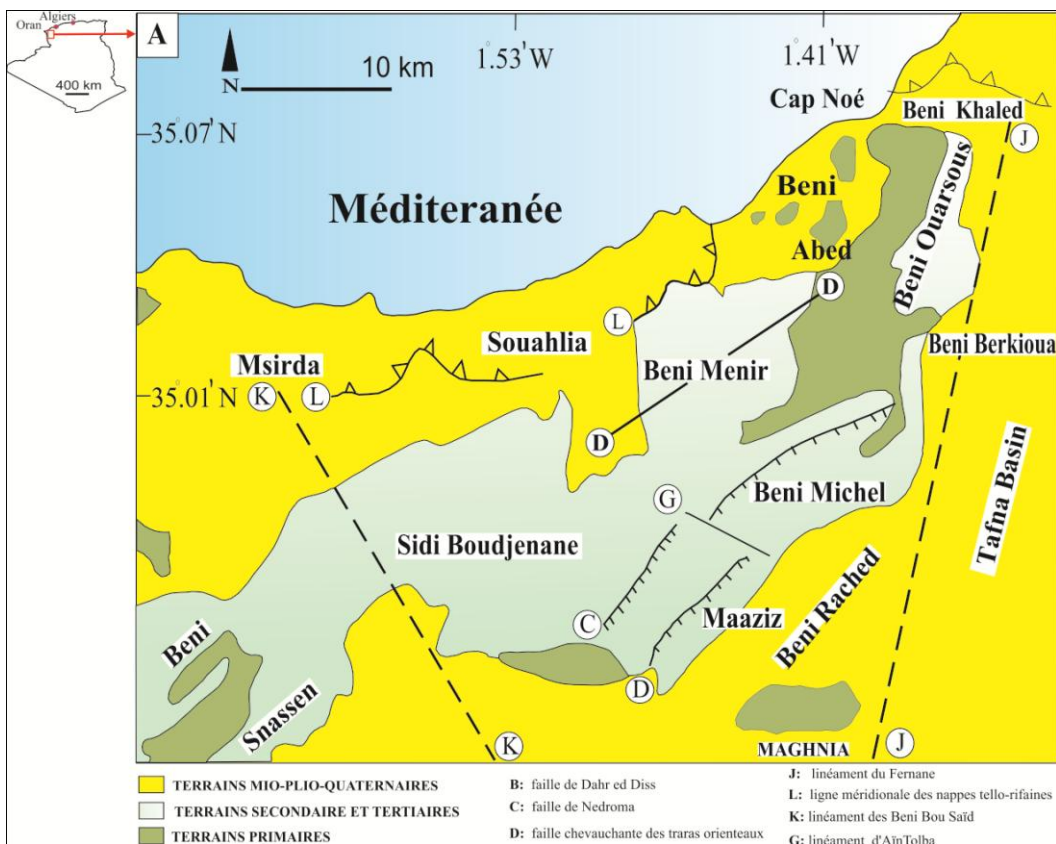


Fig. I-4 : Carte géologique des Monts des Traras (d'après Aneur, 1999)

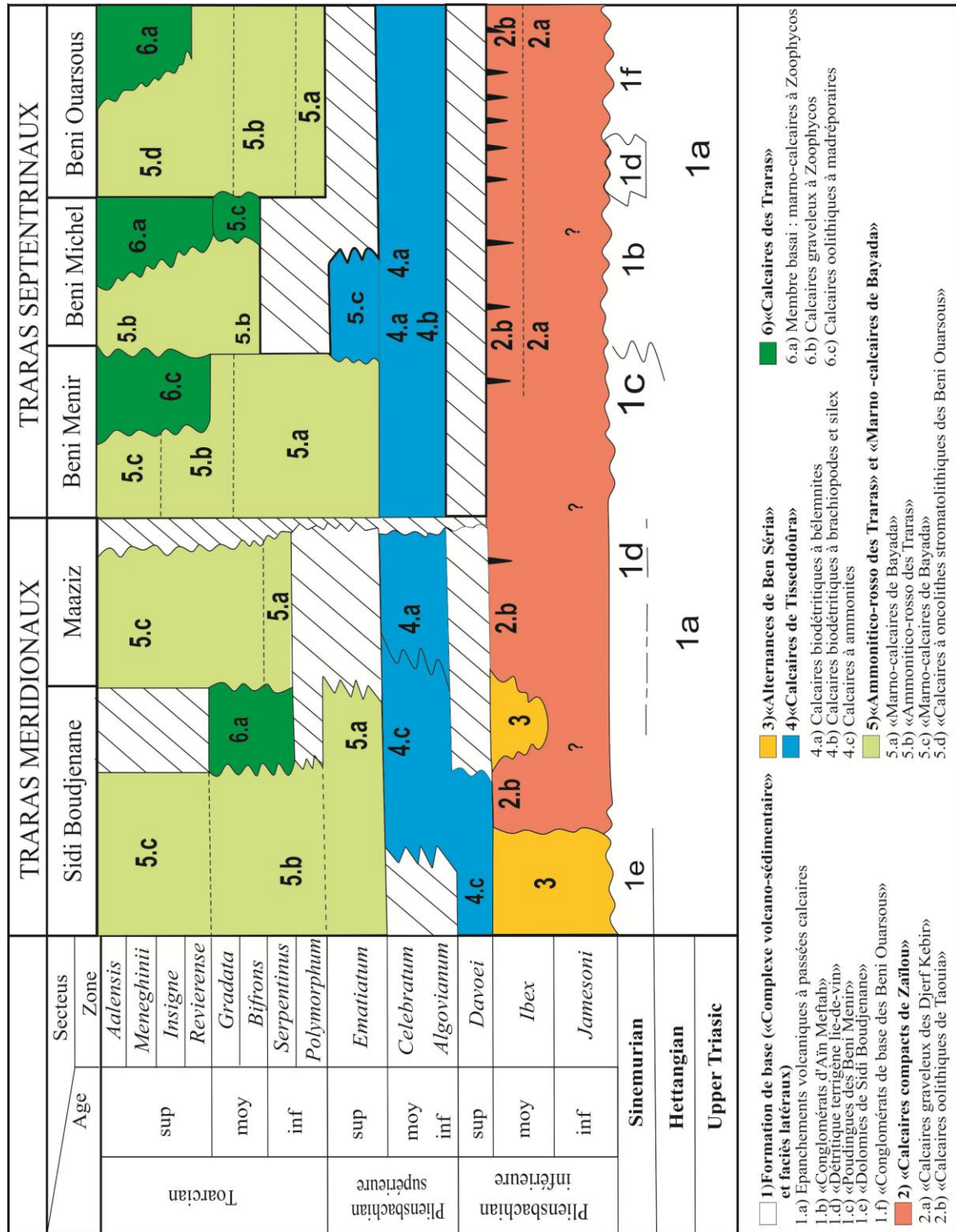


Fig. I- 5 : Subdivision lithostratigraphique des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur (d’après Ameur, 1999, modifiée)

II.2- Cadre géologique de secteur d'étude (Beni Menir) :

La région des Beni Menir montre une succession lithologique très caractéristique de la partie occidentale des Traras septentrionaux par le grand développement des épaisseurs des différentes unités. De bas en haut, elle est représentée par la succession lithostratigraphique suivante (Ameur, 1999 ; Fig.6) :

A- Formation des poudingues des Beni Menir

Les poudingues des Beni Menir reposent directement sur le granite de Nedroma dans le secteur de Khoriba. Ils constituent l'équivalent latéral, mais plus argileux des «Conglomérats d'Ain Meftah». Sur la bordure nord des Beni Menir, près du Douar Ouled Ben Abdelmalek, les «Poudingues des Beni Menir» passent verticalement et horizontalement à un ensemble détritique, terrigène et pélitique à fragments de schistes et de quartzites remaniés provenant de la destruction du substratum hercynien. Ces poudingues sont caractérisés par une variation d'épaisseur remarquable ; ils font 50 m sur la bordure sud-orientale des Beni Menir, pour atteindre 150 à 200 m vers le Nord-Ouest. Leur limite supérieure coïncide avec l'apparition des premiers bancs de calcaires biodétritiques à grains de quartz de la formation des Calcaires compacts de Zaïlou. Par corrélation lithostratigraphique avec les terrains avoisinants, ces poudingues ont été rattachés au Lias inférieur (Ameur, 1999).

B- Formation des Calcaires compacts de Zaïlou

Dans le secteur de Béni Menir, la formation des Calcaires compacts de Zaïlou est plus épaisse au Sud-Ouest (environ 50 m à Khoriba), qu'au Nord, où elle ne dépasse pas 17 m à Mellala et 22 m près du Douar des Ouled Ben Abdelmalek. Elle comprend deux membres :

- **Calcaires graveleux de Djerf Kebir** : ce membre est matérialisé à la base par une alternance de bancs gréseux calcaires et de calcaires biodétritiques à stratifications obliques et entrecroisées, soulignées par le matériel quartzeux. Son épaisseur est presque constante (10 à 12 m). Au sommet, il est caractérisé par la disparition des strates gréseuses. Il est plus épais dans la région nord du Douar Ouled Malek (10 m) alors qu'il diminue de puissance vers le Sud.

- **Calcaires oolithiques de Taouia** : ce membre montre la superposition de trois termes lithologiques (i) calcaires oolithiques à rares grains de quartz et rides de courant. (ii) calcaires à grosses oncolithes en bancs décimétriques (0,30 à 0,40 m), et (iii) des oncolithique organoclastique riches en madréporaires isolés, en nérinées, et en bivalves à test épais (*Lithotis* et *Protodicerias*) en bancs compacts et massifs (0,70 à 0,80 m d'épaisseur).

La limite supérieure de cette formation est soulignée par la présence d'une surface paléokarstique (Mellala) et par des fissures synsédimentaires à remplissages rougeâtres micritiques et bréchiques visibles à Khoriba. Elle est rattachée au Lias Moyen (Pliensbachien inférieur) par comparaisons avec des faciès semblables dans l'Est marocain (Bassoullet & Benest, 1976 ; Elmi, 1971 ; Benhamou, 1983 ; Marok et al. 2012).

C. Formation des Calcaires du Tissedoûra (6 m)

Elle repose en légère discordance angulaire sur les «Calcaires compacts de Zaïlou». Leur épaisseur maximale est atteinte dans la région de Mellala (5 à 6 m) alors qu'à Khoriba et Ouled Malek, elle ne dépasse pas 2,50 m. Ce sont des calcaires bioclastiques à bélemnites, à brachiopodes et rares grains de quartz. Ils présentent de nombreuses strates obliques. La faune de brachiopodes indique le Domérien moyen.

D. Les Marno-calcaires de Bayada et l' Ammonitico-rosso des Traras

La formation des "Marno-calcaires de Bayada" (88 m) est bien représentée dans la région comprise entre Aïn Killoun, Mellala et Benzergua. Elle débute dès le Domérien supérieur pour se terminer à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae). On y reconnaît trois membres lithostratigraphiques.

Membre inférieur (15 m) : alternance marno-calcaire de calcaires à feldspaths, nodules pyriteux, et riche en bioclastes tels que les brachiopodes, bélemnites et ammonites, donnant un âge Domérien supérieur.

Membre médian (16 à 18 m) : alternance de marnes épaisses (0,80 à 1,50 m) et de calcaires argileux (0,20 à 0,30 m) qui diminuent en nombre et en épaisseur vers le haut par rapport au développement des marnes. La récolte à la base de ce membre un grand *Dactylioceras* (*Orthodactylites* sp), un *Lytoceras* sp. et une *Rhychonella* sp, ce qui permettait de le rattacher au Toarcien inférieur (zone à Polymorphum).

- **Membre supérieur (54 m)** : formé par une alternance d'interlits marneux (0,10 m) et de calcaires argileux (0,30 à 0,40 m) à slumps très fréquents. Il est délimité à sa partie supérieure par une surface de ravinement soulignée par un calcaire bréchique, ferruginisé. La faune d'ammonites indique la zone à Gradata du Toarcien moyen et la zone à Meneghinii du Toarcien supérieur. Ce membre comporte deux termes ;

- **Terme inférieur (18 m)** : formé par alternance marno-calcaire à slumps très fréquents où les niveaux marneux contiennent de petits grumeaux alors que les bancs calcaires sont noduleux à pseudo-noduleux. La faune récoltée indique la zone à *Bifrons* du Toarcien moyen.

- **Terme supérieur (36 m)** : marqué par des calcaires argileux en bancs décimétriques (0,25 à 0,30 m) séparés par des interlits marneux. Les bancs calcaires montrent des phénomènes de slumping avec de beaux rouleaux et un débit en galettes. Les surfaces de bancs sont soulignées par des enduits ferrugineux. La faune d'ammonites indique la zone à *Gradata* du Toarcien moyen et la zone à *Meneghinii* du Toarcien supérieur.

Le faciès «Ammonitico-rosso» n'est pas très prépondérant dans ce secteur. Il a été observé au Sud d'Ain Killoun en allant vers Khoriba,. Quelques ammonites rapportées à *Hildoceras bifrons* indiquent le Toarcien moyen.

E) Formation des calcaires des Traras» (66 m)

Cette formation fait 66 m à Ain Killoun alors qu'ils ne mesurent que 22 m à Ben Zergua et 11 m à Sidna Oucha. Le membre basal (20 m) est formé par des calcaires argileux, en bancs de 0,30 m, à *Zoophycos*, séparés par des interlits marneux finement feuilletés. La faune d'ammonites indique la zone à *Opalinum* et la zone à *Murchisonae*. Le membre principal (16 m) est constitué par des calcaires argileux à *Zoophycos*, datés de l'Aalénien terminal. Le membre supérieur (30 m) comprend deux termes ; (i) un terme inférieur (18 m) matérialisé par des calcaires argileux, bioclastiques à nodules de silex et de pyrite (Bajocien basal ; zone à *Discites*). (ii) un terme supérieur (12m) formé par calcaires argileux bioclastiques à lentilles récifales formées par des calcaires bréchiques, biodétritiques à quartz, à madréporaires et nodules de silex, rattachés au Bajocien basal.

G) Formation des «Marnes d'Ain Killoun» (50 m)

Ce sont des marnes verdâtres à jaunâtres, à posidonomyes et rares bancs calcaires. La faune d'ammonites indique le Bajocien supérieur.

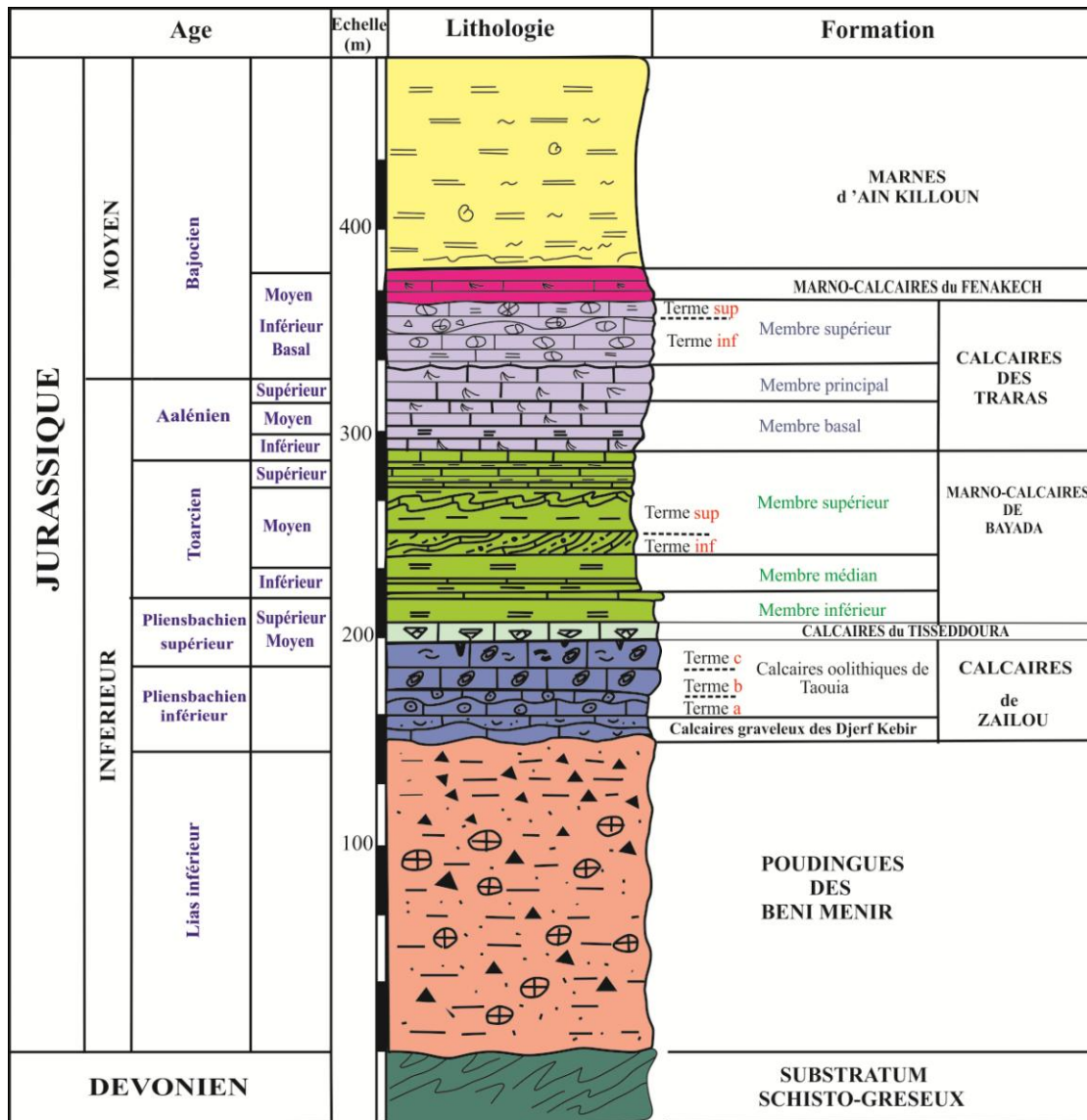


Fig.1-6-Succession synthétique des Beni Menir (partie occidentale des Traras septentrionaux (Ameur, 1999)

III-CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE :

Pendant le Jurassique, les Monts des Traras se sont situés dans la partie méridionale de la Téthys (Fig. I-7a) et occupaient le bassin nord du domaine paléogéographique tlemcénien (Fig. I-7b). Ce domaine correspond à un sillon intracratonique mineur, subsident et relativement peu profond, ultérieurement plissé (Guardia, 1975). Son évolution paléogéographique est contrôlée par les jeux tardi-hercyniens, responsables d’une distension générale, dans la zone de transition entre le domaine des Hautes-plaines oranaises au sud, et le futur domaine tellien au Nord. Pendant le Lias Moyen, ce domaine s’est différencié grâce à plusieurs pulsations épirogéniques, pour enfin s’individualiser du domaine tellien pendant l’Oxfordien (Mekahli, 1988). Néanmoins, leur limite est difficile à préciser, car elle est actuellement soit recouverte par les nappes

telliennes, soit effondrée sous les bassins miocènes. De forme généralement polygonale, le domaine tlemcénien est orienté Est-Ouest. Il occupe la partie Nord-Ouest de l'Oranie occidentale. Il est limité au Nord par la dépression miocène, qui le sépare du sillon tellien ; au Sud, il est bordé par le môle résistant des Hautes-plaines oranaises, à l'Est par la transversale NNE-SSW d'El Bayadh-Tiaret, qui le sépare du domaine pré-atlasique ; alors qu'à l'Ouest, il est limité par le domaine des nappes rifaines et la bordure septentrionale du Moyen Atlas marocain (Fig.I-7c)

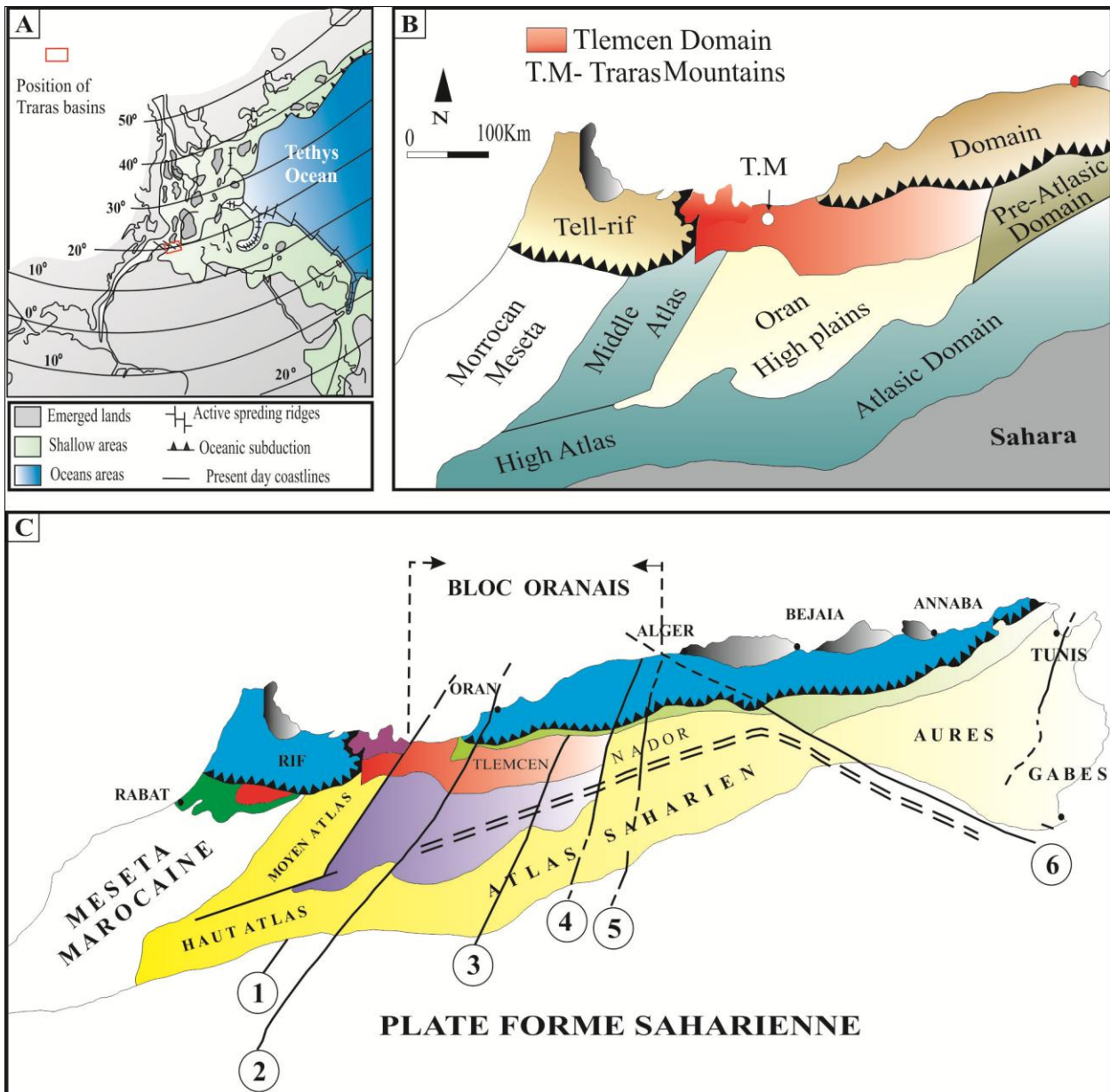
Les principales structures du domaine tlemcénien sont orientées N70° et déviées par des décrochements N-10° et N-20°, parallèles aux transversales définies successivement par Lucas (1942,1952), Glangeaud (1951), Guardia (1975) et Elmi (1971,1978, 1982). Ces transversales découpent ce domaine en le délimitant en quatre panneaux paléogéographiques, bien distincts (Elmi, 1978), qui sont de l'Ouest vers l'Est :

- **Panneau de Guercif** : Il est délimité à l'Est par la transversale de la Moulouya. Il se termine vers l'Ouest en cul de sac.

- **Panneau des Beni Snassen Traras, monts d'Oujda et Rhar Roubane** : Il est délimité à l'Est par la transversale de la Tafna (Gautier, 1922 ; Lucas, 1942 et 1952 et Elmi, 1982). Il est coupé longitudinalement par la dépression Angad-Maghnia, qui sépare les Beni Snassen et les Traras au Nord, des Monts de Oujda et Rhar-Roubane au Sud. Il comprend des terrains paléozoïques très plissés surmontés en discordance par des assises carbonatées du Lias et du Dogger recouvertes par les dépôts du Jurassique supérieur.

- **Panneau des monts de Tlemcen et des monts de Daia** : ce panneau de forme parallépipédique est délimitée à l'Est par la transversale de Saïda-AïnSefra alors que les transversales de l'Oued Chouly (Elmi, 1970 ; Benest, 1973) et d'Ain Tellout (Gentil, 1903 ; Elmi, 1970) constituent les principaux accidents. Ce panneau montre essentiellement des dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé.

- **Panneau IV des monts de Saïda** : ce panneau est limité à l'Est par la transversale d'El Bayadh-Tiaret (TI) qui sépare le domaine tlemcénien du domaine pré-atlasique du Nador. Il est constitué de terrains paléozoïques qui affleurent près du môle de Tiffrit, ainsi que des terrains jurassiques.



1: transversale de la Moulouya; 2: transversale de la tafna-Magoura; 3: transversale d'Ain Sefra-Saïda; 4: transversale d'El Bayeth-Tiaret; 5: transversale de Teniet Le Had; 6: linéament d'Aurès-Hodna; I: panneau de Guercif; II: panneau de Béni Snassen; III: panneau des Monts de Tlemcen et Daïa; IV: panneau des Monts de Siada

Fig. I-7 : Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest (d'après Elmi, 1978 ; in Aneur, 1988).

IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les recherches géologiques en Algérie ont pris naissance dès le début de la colonisation française en 1830. Les premières reconnaissances de terrain remontent à Renou (1843-1854) qui publia un aperçu sommaire sur la constitution géologique de l'Algérie. Cet auteur a rattaché les schistes primaires des Traras au Crétacé.

Pouyanne (1877) publia la notice géologique sur la subdivision de Tlemcen avec une carte au 1/400 000 de la même région.

Gentil (1903) présenta une excellente thèse dans le Service de la Carte géologique de l'Algérie. Les Monts des Traras, faisant partie à cette époque au bassin de la Tafna, prenait une part considérable dans la thèse de cet auteur. En effet, il a décrit les différents faciès formant la région des Traras, puis les a intégrer dans un cadre chronostratigraphiques allant de l'infras Lias jusqu'au Callovo-Oxfordien, en se basant sur les Brachiopodes et Ammonites. A titre d'exemple, dans notre secteur d'étude, les poudingues de Béni Menir qui sont définis par Pouyanne (1876) et Pomel (1890) et qui ont rattachés au Keuper par ces deux auteurs, Gentil les a attribués à l'Infralias.

Roman (1933) a pu reconnaître le Bathonien inférieur pour la première fois dans les Monts des Traras, grâce à une importante faune d'ammonites récoltées par Gauthier dans les marnes de Sekika.

Guardia (1975) dégagait les grandes lignes lithostratigraphiques et apporta de nombreuses précisions relatives à la datation. Cet auteur divise la série jurassique en trois grands ensembles ou groupes comparables à ceux définis par Augier (1967) plus au Sud. Il a aussi pu reconstituer la paléogéographie des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur et Moyen.

Elmi (1976) a intégré les Monts des Traras au Domain Tlemcénien et apporté des nouvelles datations grâce aux ammonites.

Ameur (1978) a élaboré une thèse de doctorat de 3^{ème} cycle. Il a entamé une étude lithostratigraphique et sédimentologique des formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne de Fillaoussène (Béni Mishel). La formation des Calcaires compacts épais *sensu* Guardia a été redéfinie dans le secteur oriental par cet auteur, en la donnant le nom de "Formation des Calcaires compacts de Zailou". Il l'a même subdivisée en deux membres : membre de Djerf Kebir, défini dans la falaise constituant l'alignement de Djerf Kébir, près de l'Aïn Meftah, et membre de calcaire de Taouia, défini près de Taouia.

Elmi (1982) a donné le nom des "Calcaires du Tisseddouïra" (définie à Rhar Roubane) à la formation des Calcaires graveleux à Bélemnites (*sensu* Ameur et Elmi, 1981).

Benhamou (1983) présenta sa thèse de doctorat de 3^{ème} cycle sur les dépôts du Jurassique inférieur et moyen de Djebel Gorine et Sidi Sofiane (Traras orientaux). L'étude détaillée de l'ammonitico-rosso lui conduisait à repérer, pour la première fois dans les Traras, l'extrême base

du Toarcien. Il a aussi identifié le "membre des calcaires oncolithes-stromatolithes" d'âge Toarcien-Aalénien inférieur qui l'a attribué à la formation de "l'Ammonotico-ross".

Ameur (1988) présenta sa thèse de doctorat, dans laquelle il a élargi son thème pour englober tout l'autochtone des Traras. L'importante faune découverte (ammonites et brachiopodes) permettait d'établir une biostratigraphie fine des différentes formations carbonatées qui ont été maintenues dans cette thèse. Hormis la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" qui s'est rattachée, toujours (Pliensbachien inférieur sans preuve paléontologique, les autres formations dans les différents secteurs sont hétérochrones.

- Travaux réalisés sur le secteur d'étude

Ces dernières années, notre secteur d'étude a fait l'objet de plusieurs études paléontologiques, sédimentologiques et même géochimiques, focalisés surtout sur le passage Pliensbachien-Toarcien.

Elmi et ses Co-auteurs (2009) ont étudié en détail la coupe de Mellala faisant partie de notre secteur d'étude. Grâce à son contenu fossilifère (brachiopodes, ammonites et foraminifères), cette coupe a permis une meilleure datation et identification du passage Pliensbachien-Toarcien. Vu sa continuité biostratigraphique, cette coupe a été utilisée aussi comme étant une coupe auxiliaire au (G.S.S.P) sélectionné au Portugal, dans la coupe de Peniche (Elmi, [2007](#)).

Ouahib (2012) a présenté un mémoire de Magister traitant le passage Pliensbachien-Toarcien dans les Traras septentrionaux. La coupe de Benzerka, faisant partie du secteur de Béni Ménir a été étudié en détail biostratigraphique (foraminifères benthiques) sédimentologique et géochimique (CaCO₃, COT et S). L'étude paléontologique a permis de tracer la limite entre le Pliensbachien supérieur (Zone à Emaciatum) et le Toarcien inférieur (zone à Polymorphum). Sur le plan sédimentologique, l'approfondissement progressif de la plate-forme carbonatée est accompagné par une diminution graduelle des détritiques terrigènes à partir de la zone à *Levisoni*. Enfin, les données géochimiques indiquent la présence d'une crise anoxique importante qui débute dès la zone à Polymorphum pour s'accroître durant la base de la zone à *Levisoni*.

Baghli et al (2020) dans leur étude sur les changements climatiques dans le sud de la Téthys durant le Jurassique inférieur, et qui ont touché pratiquement tout l'Ouest algérien, ont utilisé la coupe de Mellala comme étant une coupe référence dans les Monts des Traras pour la collection des brachiopodes dans la limite PL/To.

Baghli et al (2022) continuant leurs travaux sur le Jurassique inférieur de l'Algérie, la coupe de Mellala fait l'objet, une autre fois, d'une étude détaillée des nannofossiles et des isotopes de carbone et nitrogène. L'étude biostratigraphique a permis d'identifier les deux excursions isotopiques du carbone caractérisant la crise du passage Pliensbachien-Toarcien inférieur (zone à Polymorphum) et la crise du Toarcien inférieur (Zone à Levisoni), ce qui a permis par conséquent une corrélation précise avec la Téthys occidentale.

V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

1- But du travail :

Ce travail a pour but de compléter et combler les lacunes laissées dans les Traras occidentaux, en entamant une étude sédimentologique détaillée, traitant les différents faciès, ainsi que les environnements sédimentaires constituant le Jurassique inférieur dans le secteur de Beni Menir.

2- Méthodologie de travail :

a-Recherche bibliographique : elle consiste à la lecture toutes les informations (travaux antérieurs) disponibles ayant une relation avec la géologie des Monts des Traras et du secteur d'étude.

b- Travail de terrain : réalisé suite à une mission de reconnaissance générale de la région étudiée et le choix des meilleurs affleurements. Une coupe détaillée (plus deux d'autres coupes complémentaires) ont été levées dans le secteur d'étude. Nous avons décrit le macrofaciès et inventorié les structures sédimentaires accompagnées par la prise des photographies de lithofaciès les plus significatifs. En outre, nous avons effectué un échantillonnage serré pour que cette étude soit complétée au niveau de laboratoire.

c- Traitement au laboratoire :

Une dizaine de lames minces ont été confectionnées au niveau du Laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Univers, université d'Oran². L'analyse est effectuée à l'aide d'un microscope polarisant afin de définir le microfaciès, en utilisant la classification de Dunham (1962 ; fig. I-8)

Texture reconnaissable						Texture non reconnaissable					
Les éléments ne sont pas liés pendant le dépôt					Les éléments liés organiquement pendant le dépôt						
Existence de la boue			Absence de la boue, et grains jointifs	>10% de grains > 2 mm		Boundstone					
Grains non jointif		Grains jointifs		Support par la matrice	Support par des éléments >2 mm	Peut être subdivisé en trois types					
<10% de grains	>10% de grains		Mudstone			Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone
						Par des organisme qui s'organisent comme des cloisons			Par des organismes incrustés		Par des organisme construisant des tests épais
											Cristalline

Fig.I- 8- Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).

Pour les sédiments détritiques, nous avons choisi la classification de Dott (1964 ; Fig. I-9)

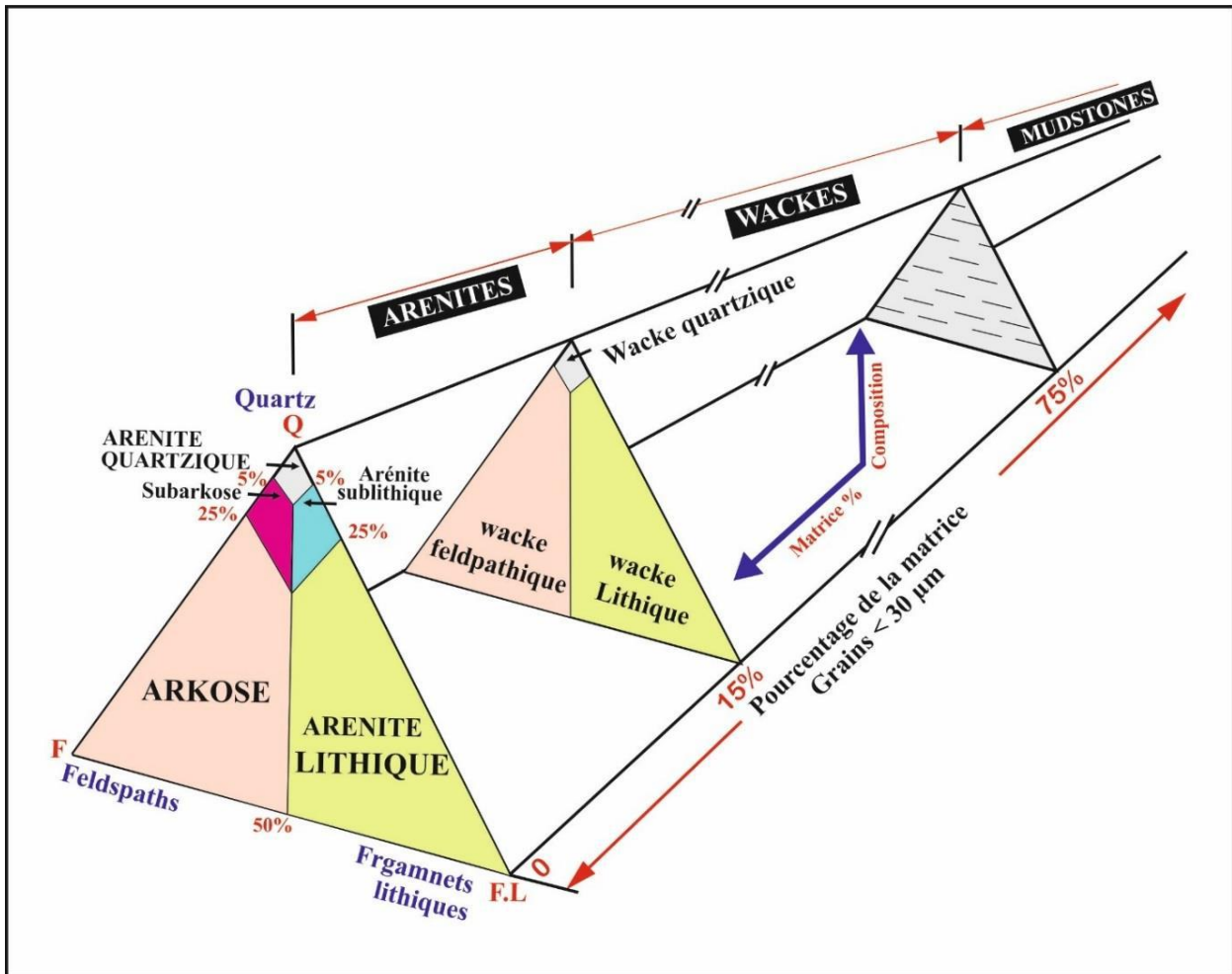


Fig. I-09 : Classification des arénites (d'après Dott, 1964)

Chapitre II.
Lithostratigraphie

I- INTRODUCTION

La lithostratigraphie permet de définir des unités lithostratigraphiques qui correspondent à des ensembles de strates délimitées essentiellement par leurs caractéristiques faciologiques et leurs positions stratigraphiques, ainsi aidant les géologues à se repérer dans les successions géologiques sur le terrain (Hedberg, 1979 ; Pomerol, 1987; Salvador, 1994 in Nemra, 2020). Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propre au dépôt comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 2010).

De ce fait, l'objectif de ce chapitre est de fournir une description détaillée de tous les faciès formant le Jurassique inférieur dans notre secteur d'étude, afin de les placer dans leurs formations géologiques correspondantes.

II- LOCALISATION DES COUPE

Afin de mieux comprendre les variations des faciès et par conséquent les paléoenvironnements, trois coupes sériées ont été levées au niveau du secteur de Béni Menir. Elles se situent à environ 15 km de Douar des Ouled Malek, d'où tirent leur nom (fig. II-1). Les coordonnées GPS des trois coupes sont comme suit (Tab. II 1) :

Tab. 1 : Sommaire des coordonnées des coupes levées

Coupes	Abréviations	Coordonnées	Latitude	Longitude
Ouled Malek	O.M.I	(X)	35°04'41"N	1°44'42"W
		(Y)	35°04'45"N	1°44'48"W
	O.M.II	(X)	35°04'41"N	1°44'49"W
		(Y)	35°04'44"N	1°44'54"W
	O.M.III	(X)	35°04'37"N	1°44'52"W
		(Y)	35°04'40"N	1°44'57"W

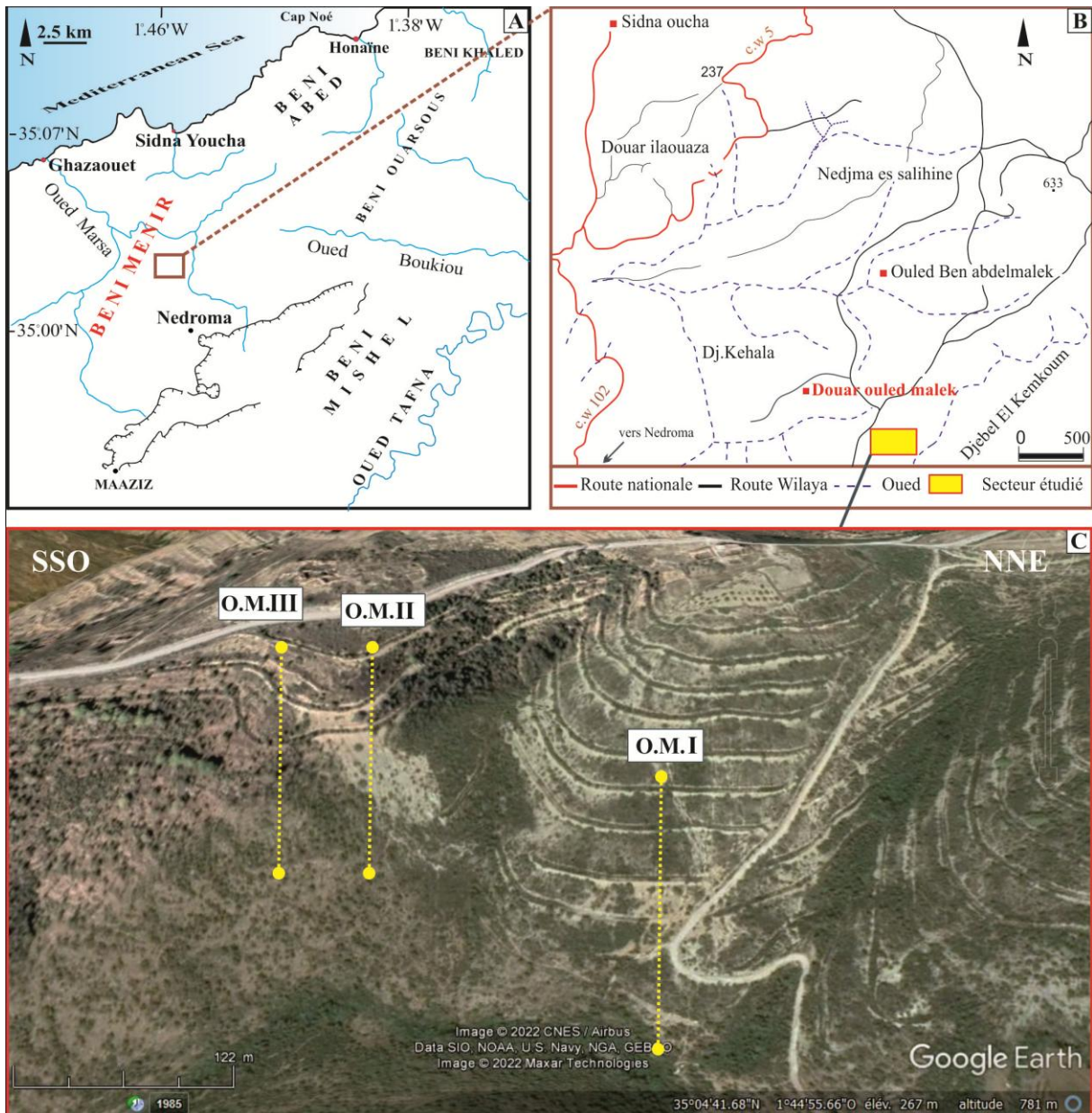


Fig. II. 1 : Localisation du secteur d'étude. A) localisation des Beni Menir, B) position du secteur d'étude, C) image satellitaire (Google Earth) montrant la position des coupes étudiées

III- DESCRIPTION DES COUPES :

1- Coupe principale des Ouled Malek (OM.I)

Le Jurassique inférieur du secteur des Ouled Malek comprend quatre formations (Fig. II.2). Vue la ressemblance des faciès, la première coupe (O.M.I) a été décrite en détail (Fig. II.3), alors que les deux autres ont été décrites brièvement. De base en haut, on peut distinguer :

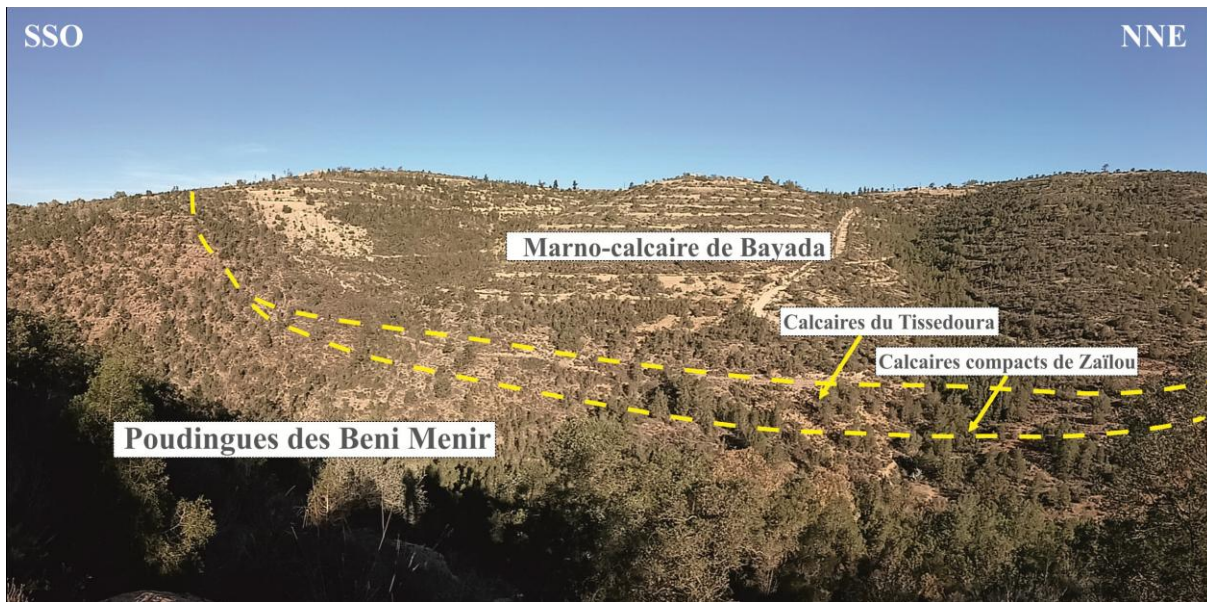


Fig. II-2 : Panorama montrant les différentes formations du Jurassique inférieur des Ouled Malek

- Formation des Poudingues des Beni Menir :

Cette formation est caractérisée par une grande variation latérale des épaisseurs. Elle fait environ 8 m à cet endroit. De base en haut elle montre un granoclassement positif. Elle débute par des éléments jointifs (*clasts-supported*), polygéniques de granites et de quartzites, de taille de galets (Fig. II-4C), de blocs et même de cailloux (Fig. II -4B), de forme subarrondie à subanguleux, et mal classés. Ces éléments sont emballés dans une matrice rougeâtre, contenant des éléments de taille des sables grossiers. Au sommet, cette formation est constituée par des éléments fins rougeâtres de taille de granules, parfois chenalisés (Fig. II-4D). Le sommet de cette formation coïncide avec l'apparition des premiers niveaux ravinés appartenant à la formation des Calcaires compacts de Zailou.

L'étude microfaciologique de ces sables grossiers montre qu'il s'agit d'une arénite feldspathique (arkose). Elle est formée par des fragments mal classés, anguleux à subanguleux de grains de quartz (65%), mélangés avec des feldspaths (30%) et de micas (10%), enrobés dans une matrice argileuse. (Fig. II-4E, F), ce qui donne une texture submature.

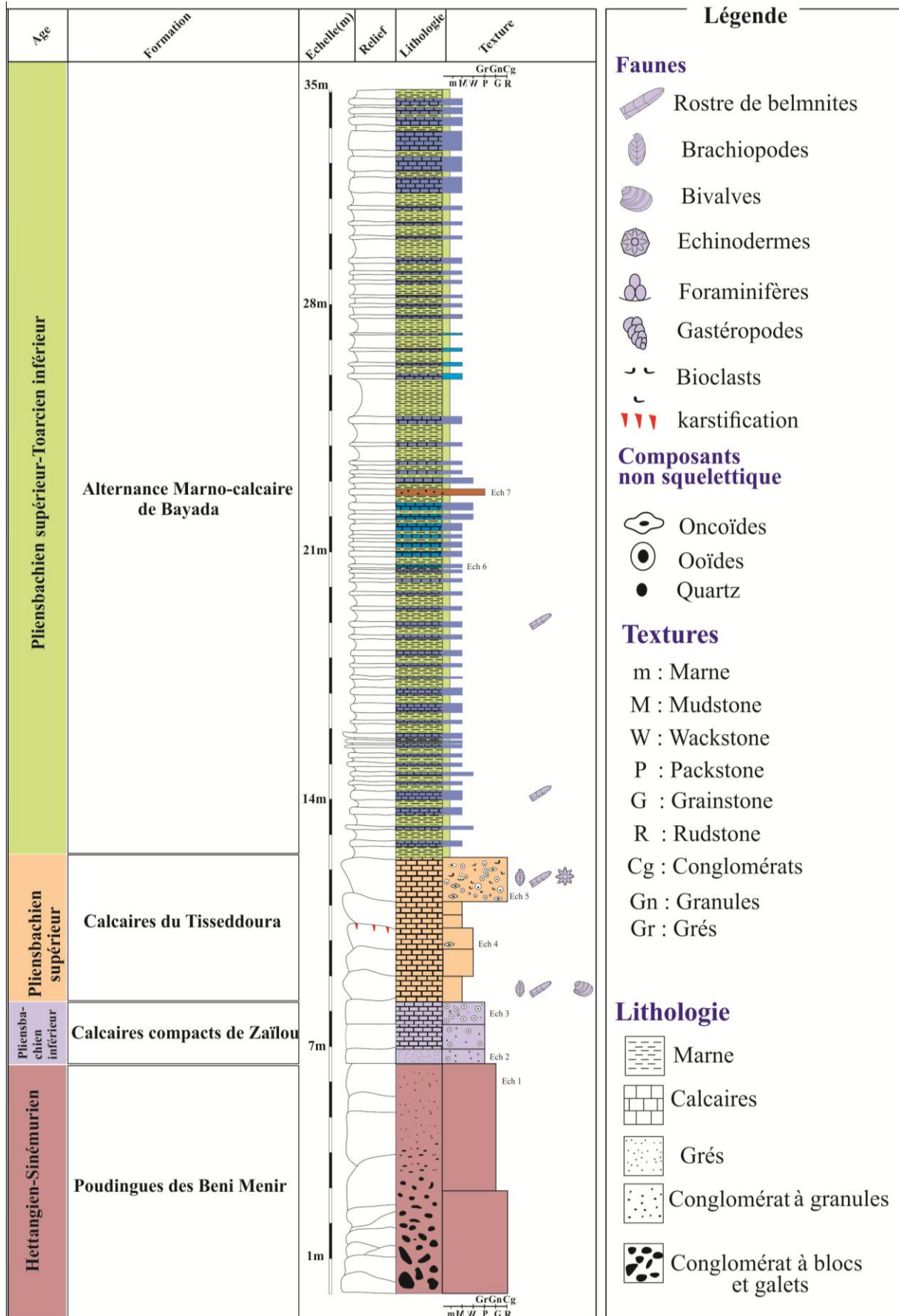


Fig. II-3 : coupe des Ouled Malek I (O.M.I)

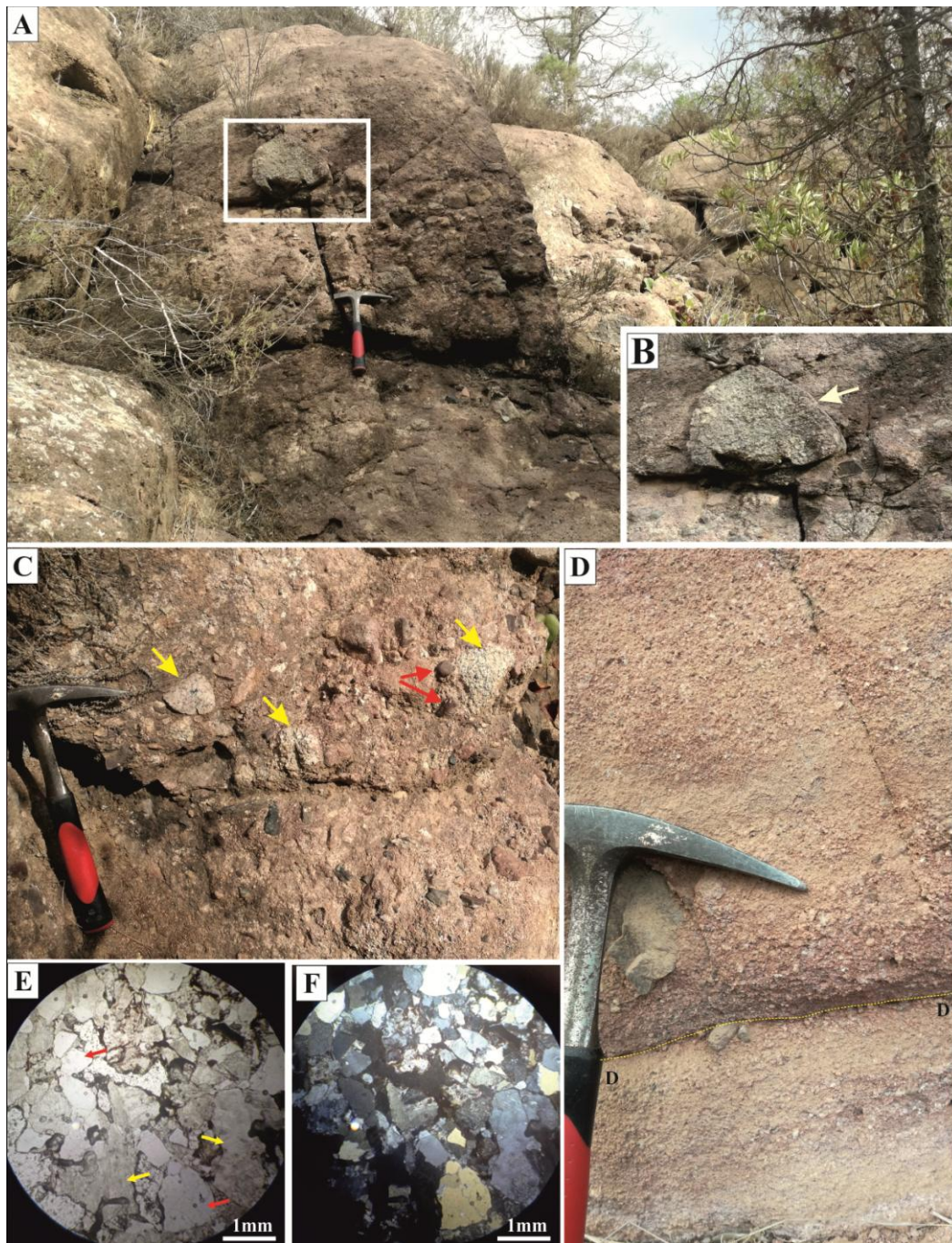


Fig. II-4 : Formation des Poudingues des Beni Menir A) Conglomérats à blocs et galets. B) bloc de granite au sein de cette formation. C) galets de quartzite (flèches rouges) et de granite (flèches jaunes). D) conglomérats à granules formant la partie sommitale de cette formation. E) en lame mince, la matrice de ces conglomérats est formée par des arkoses à grains de quartz (flèches rouges) et de feldspaths (flèches jaunes), subanguleux. F) même photo en lumière polarisée.

- Formation des Calcaires compacts de Zailou

Cette formation qui fait 3 m d'épaisseur, repose directement sur les poudingues des Beni Menir. Elle est formée uniquement par le membre des calcaires de Djerf Kebir. Elle est constituée par des bancs de calcaires de couleur grisâtre à la patine et à la cassure (Fig. II-5A), montrant des surfaces basales souvent irrégulières (ravinée). Ces bancs sont

centimétriques à décimétriques. Ils varient latéralement de 10 cm jusqu'au 60 cm d'épaisseur. Ils montrent même des chenalizations et amalgamations.

En lames minces, les premiers bancs correspondent à une arénites quartzique (grès). Ils sont formés principalement par des grains de quartz (60%) anguleux à subanguleux, mal classés, mélangés avec des feldspaths (20%) (Fig. II-5B). Ces grains forment parfois le nucleus de quelques oïdes, dont leur proportion ne dépasse pas les 10%. Au sommet, dans dernier banc de cette formation les oïdes prédominent (70%) par rapport aux grains de quartz (30%). Les oïdes sont de type de petite taille (1 mm), de type concentrique, et dont les grains de quartz forment parfois leur nucléus. La matrice correspond à une sparite, avec la présence de petite quantité de micrite, ce qui donne naissance à un calcaire oolithiques de textures packstone, mélangés avec quelques grains de quartz (Fig. II-5C).

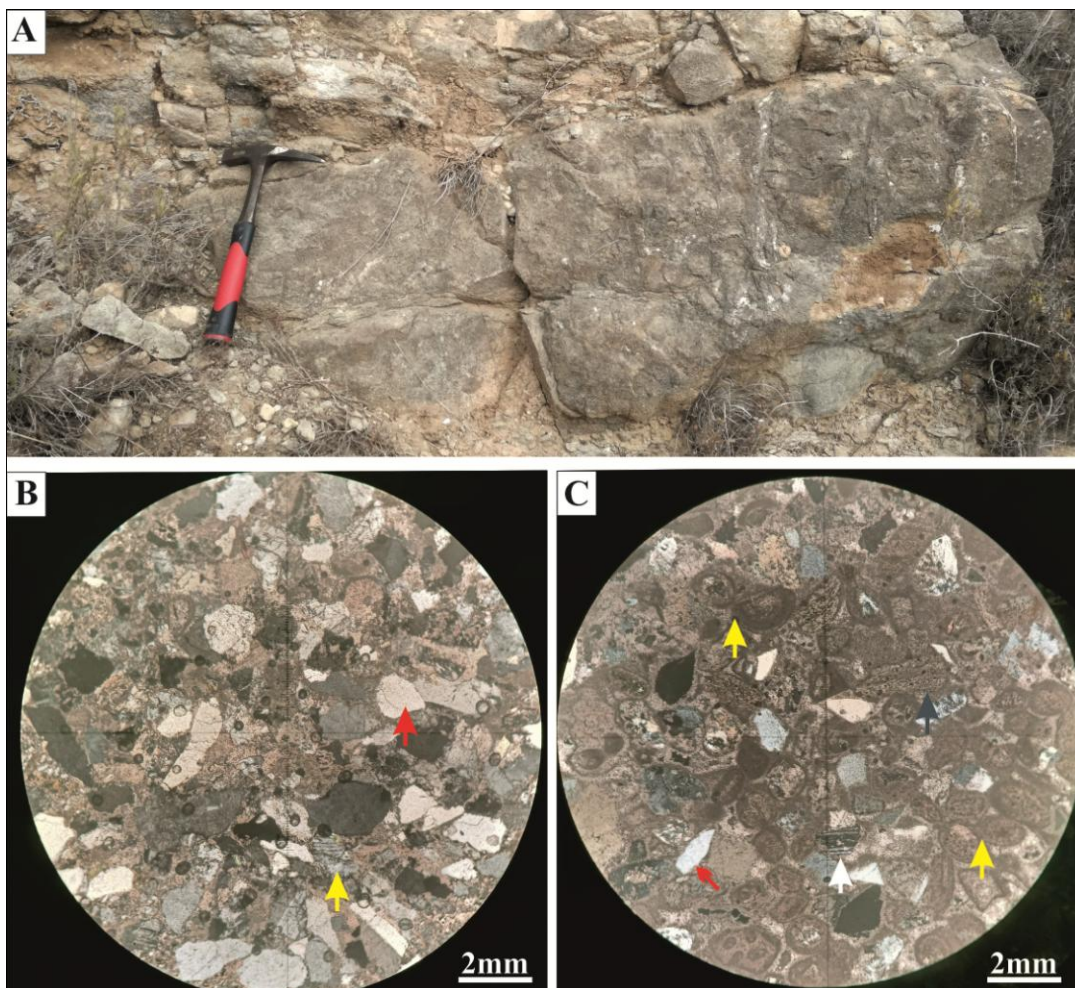


Fig. II-5 : Formation des Calcaires compacts de Zailou A) Banc détritique occupant la base de cette formation. B) En lame mince, il s'agit d'une arénite quartzique formée par des grains de quartz (flèche rouge) mélangés avec quelques grains de feldspaths (flèche jaune) subanguleux et mal classés. Le ciment pourrait correspondre à une micrite. C) calcaire oolithiques (flèches jaunes), mélangé avec quelques grains de quartz (flèche rouge) et de feldspaths (flèche blanche).

- Formation des Calcaires du Tisedoûra

Cette formation fait 07 m d'épaisseur. Elle débute avec l'apparition du premier banc des calcaires à brachiopodes surmontant les calcaires oolithiques de la formation précédente (Fig. II-7A). Vu son épaisseur réduite, les trois membres ne peuvent pas être distingués. Dans notre secteur d'étude, elle constituée à la base par des bancs décimétriques à métriques, de couleur grisâtre à la patine et à la cassure, mais plus sombre par rapport la formation précédente. Ils sont suivis par des bancs des calcaires micritiques rougeâtres coiffés par une surface rougeâtre qui pourrait correspondre à des karstifications (Fig. II-6A-D). Le microfaciès de ce niveau correspond pratiquement un calcaire micritique de texture mudstone à wackstone, contenant parfois de rares oncoïdes (Fig. II-6E).

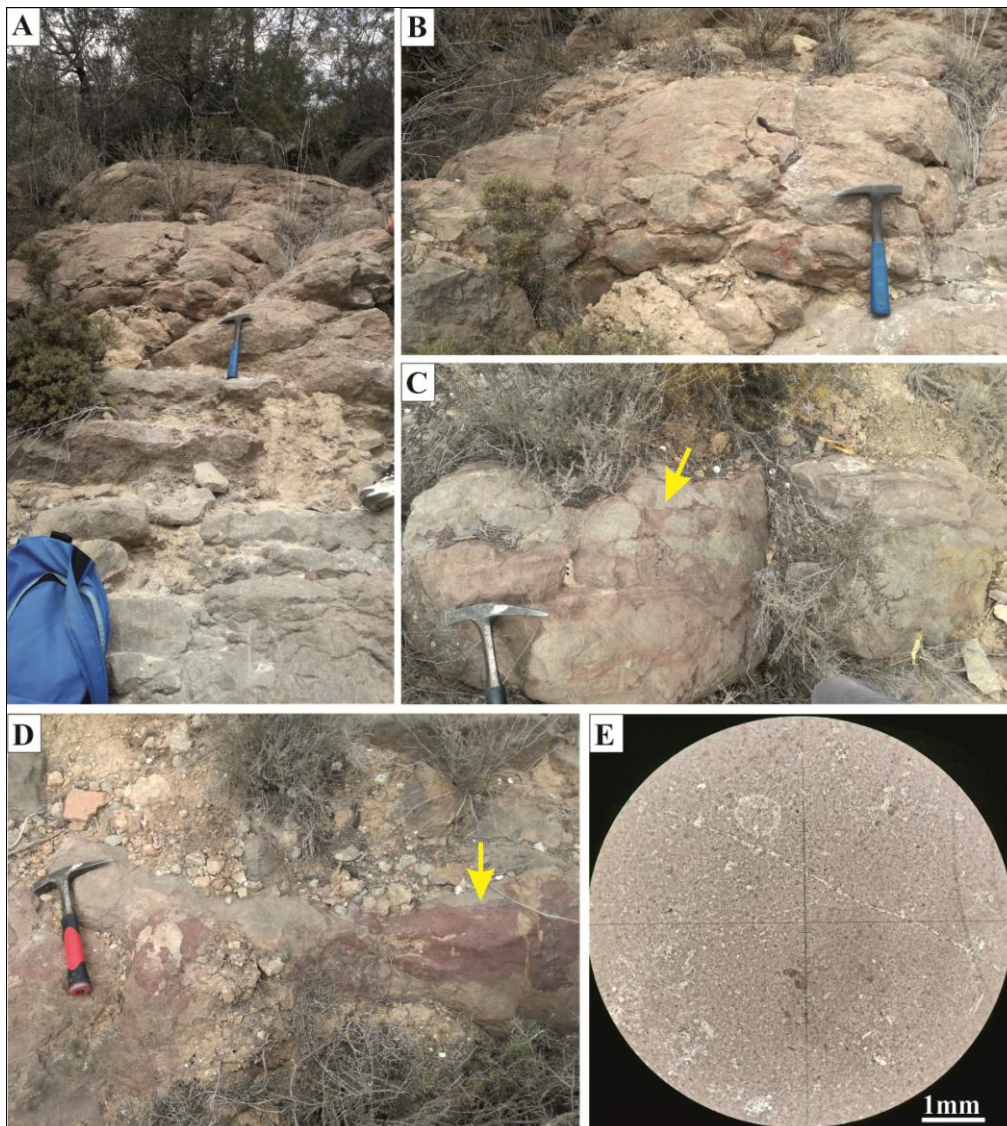


Fig. II-6 : Calcaires micritiques à karstifications. A, B) facies micritique rougeâtre au niveau de la formation des Calcaires du Tiseddoûra. C,D) micrite rouge rempli probablement les fissures karstiques. En lame mince, ces calcaires sont micritiques donnant une texture mudstone.

Ils sont surmontés par un banc qui fait 120 cm (Fig. II-7B), contenant des brachiopodes et des rostres de bélemnites (Fig. II-7C, D). En lame mince, une rudstone oncolithiques, mélangés avec des péloïdes et quelques bioclasts. Les oncoïdes sont de petites tailles (3mm), montrant des surfaces irrégulières. La fraction biogénique est représentée par des foraminifères, des plaques d'échinodermes, des brachiopodes, et débris d'autre organisme non identifiables (Fig. II-7E).

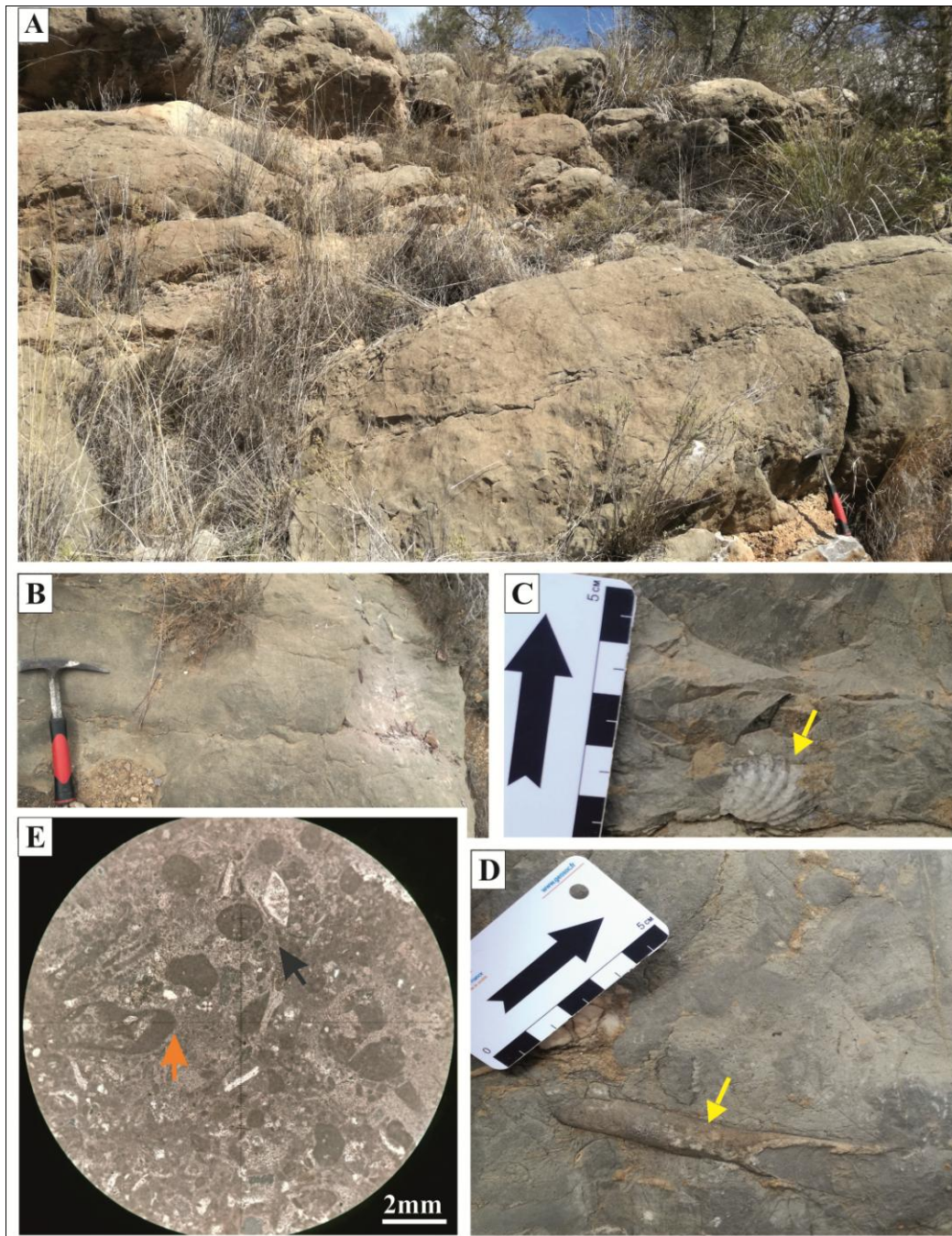


Fig. II-7 : Calcaires micritiques à brachiopodes et bélemnites. A) bancs formant la formation des calcaires du Tissedoûra. B) dernier banc contenant des brachiopodes (C) et de bélemnites (D). E) Rudstone oncolithique, contenant des oncoïdes à surfaces irrégulières flèche oranges. On note la présence des bioclasts (foraminifères, flèches noires).

- Formation des Marno-calcaires de Bayada

Cette formation correspond à une alternance des marno-calcaires serrée à la base et sommet, mais dilatée au milieu. Elle présente un changement latéral des épaisseurs. Au niveau de cette coupe, elle fait environ 15 m, où elle repose sur le dernier banc de la formation des Tissedoûra.

Les calcaires sont généralement d'ordre centimétriques à décimétriques de couleur jaunâtre à la patine et grisâtre à la cassure, contenant parfois des brachiopodes et des bélemnites (Fig. II-8A). En lames minces, ils correspondent à des calcaires micritiques de texture mudstone, mélangés parfois avec des péloïdes, ce qui donne naissance à une texture mudstone à wackstone. Les marnes sont d'épaisseurs décimétriques à métriques, de couleur jaunâtres, contenant parfois des rostrés de bélemnites.

Au milieu de ce couplet marno-calcaire, se montre un banc de calcaire discontinu, distingué par sa lithologie différente ; il est formé à la base par des calcaires micritiques de texture mudstone, suivi par un faciès détritiques, qui se superpose après une surface de ravinement, puis on retourne vers le faciès micritique (Fig. II-8B, C). Le microfaciès de ce faciès détritique montre qu'il s'agit d'une arénite quartzique (grès), formée par une grande quantité des grains de quartz, mélangés avec des feldspaths et quelques péloïdes. Les grains détritiques sont anguleux à subanguleux, mal classés, formant une texture submature (Fig. II-8D). Les marnes qui se trouvent juste au-dessous ces niveaux détritiques prennent de l'épaisseur par rapport aux bancs calcaires qui deviennent centimétriques.

2- Coupes complémentaires

Afin de reconnaître les variations des faciès et par conséquent de mieux comprendre les environnements de dépôts dans cette entité des Monts des Traras, deux coupes complémentaires ont été levées latéralement. Cependant, vu la rareté des lames minces, juste une brève description a été entreprise.

a- Coupe Ouled Malek II (O.M.II) (Fig. II.9)

La deuxième coupe des Ouled Malek (O.M.II) comprend les quatre formations figurant dans la première coupe, Excepte les épaisseurs qui sont différentes, cette coupe ne montre pas de grands changements comparativement à la coupe précédente.

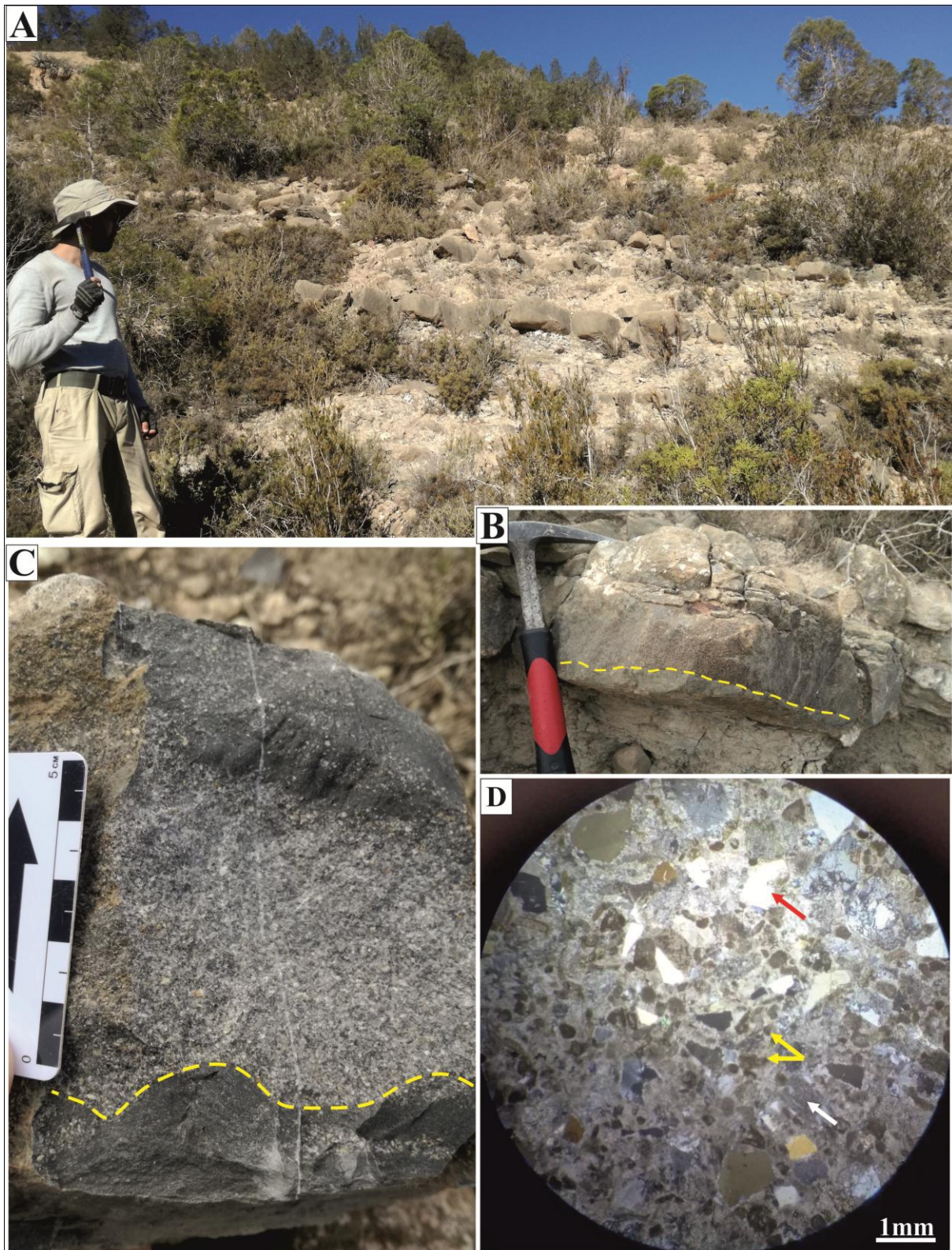


Fig. II-8 : A) Formation des alternances Marno-calcaire de Bayada. B, C) banc détritique intercalé au milieu de cette formation. Il est formé à la base par des calcaires micritiques, suivi par un faciès détritique qui se dépose après une surface de ravinement (tiré jaune), puis le retour vers le faciès micritique, mélangé avec quelques grains détritiques. En lame mince, le faciès détritique correspond à une arénite quartzique (grès), formée par des grains de grains de quartz subanguleux (flèche rouge), mélangés avec quelques de feldspaths (flèche blanche) et même de péloïdes (flèche jaune).

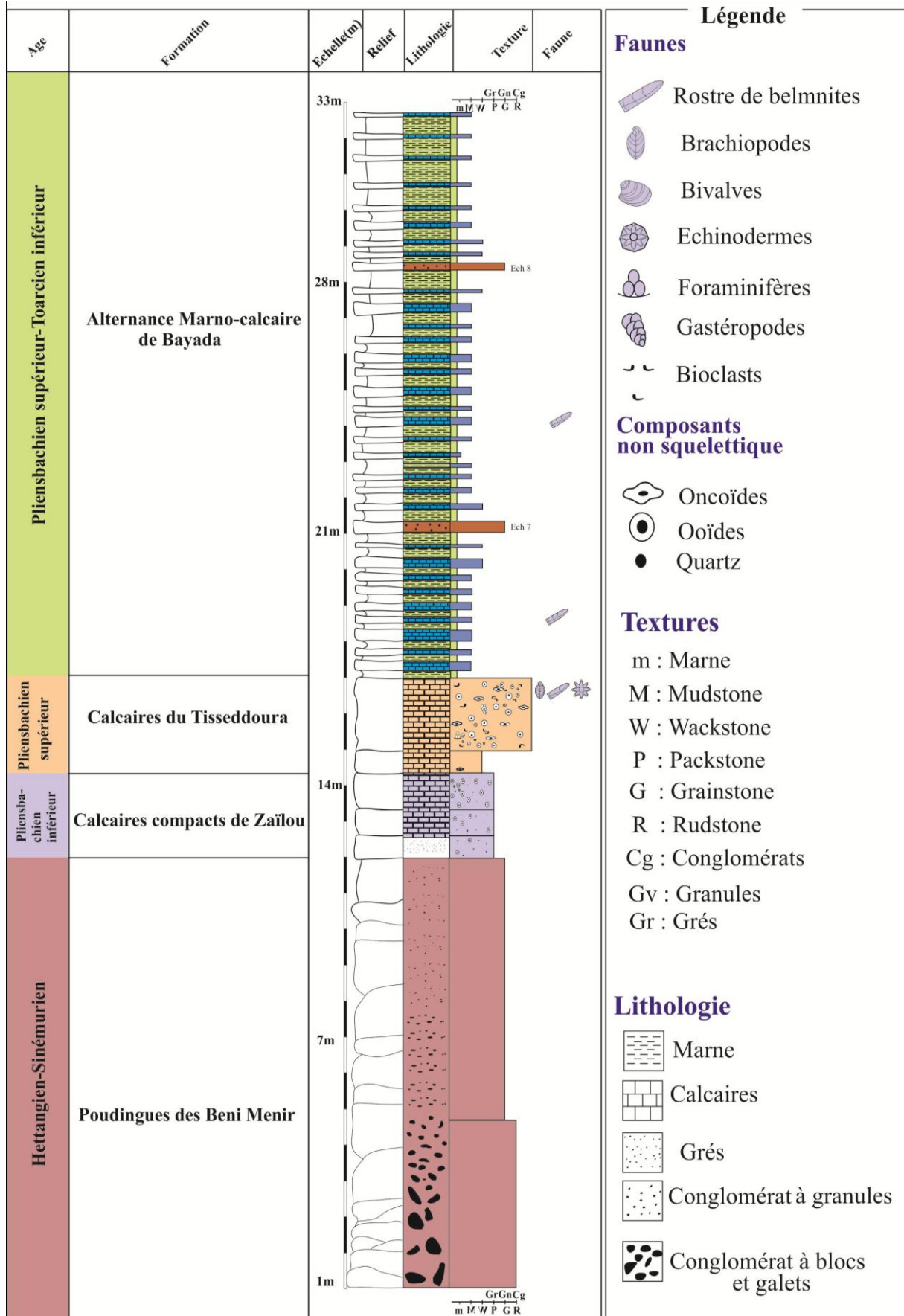


Fig. II-9 : coupe des Ouled Malek II (OM.II)

- **La formation des Poudingues de Beni Menir (12m)** augmente d'épaisseur à cet endroit (12 m). Elle est formée à la base par des conglomérats à galets et blocs de quartzite et granite subanguleux à subarrondis, évoluant vers le sommet à des conglomérats à éléments de la taille des granules anguleux à subanguleux, mal classés, de couleur rougeâtre.

- **La formation des Calcaires compacts de Zailou** fait environ 02m d'épaisseur. Elle est composée de bancs centimétriques à décimétriques, de calcaires détritiques, parfois friables, de couleur grisâtre à la patine et à la cassure. Les derniers bancs, on peut constater l'apparition du faciès oolithique.

- **La formation des Calcaires du Tisedoûra** ne dépassant les six m d'épaisseur, cette formation est constituée de bancs de calcaires décimétriques à métriques de couleur grisâtres à la patine et bleuâtre à la cassure. Macroscopiquement, elle correspond à des calcaires bioclastiques, à brachiopodes, à rostrés de bélemnites et à crinoïdes.

- **La formation des Marno-Calcaires de Bayada**

La différence avec la coupe précédente se montre au niveau de la formation des alternances des Marno-calcaires de Bayada. De point de vue lithologique, cette formation est constituée à par une alternance des marnes et des calcaires, serrée la base et dilatée au sommet. Les calcaires sont d'épaisseur centimétriques à décimétriques, de couleur jaunâtre à la patine et grisâtre à la cassure, montrant parfois des surfaces de ravinement à leur base. Les marnes de couleur jaunâtres sont aussi sont d'ordre centimétriques.

En outre, cette formation contient deux bancs détritiques qui se montrent au milieu. Ces bancs sont intercalés entre deux faciès micritiques. Ils sont discontinues, d'ordre centimétriques à décimétriques, montrant des changements latéraux des épaisseurs et des surfaces de ravinement à leur base (Fig. II-10A, B).

En lames minces, ils sont composés à la base de calcaires micritiques, de texture mudstone à wackstone mélangés avec quelques grains de quartz. Au milieu se montre le faciès détritiques, qui se superpose après une surface de ravinement. Microscopiquement, il est semblable au faciès détritique décrit dans la première coupe. Il correspond une arénite quartzique (grès), formé par une grande quantité des grains de quartz, mélangés avec des feldspaths et quelques péloïdes. Les grains détritiques sont anguleux à subanguleux, mal classés, donnant naissance à une texture submature (Fig. II-10C, D). Au sommet, on retourne

vers des calcaires micritiques de bioturbés texture wackstone à packstone, mélangé aussi avec quelques grains de quartz.

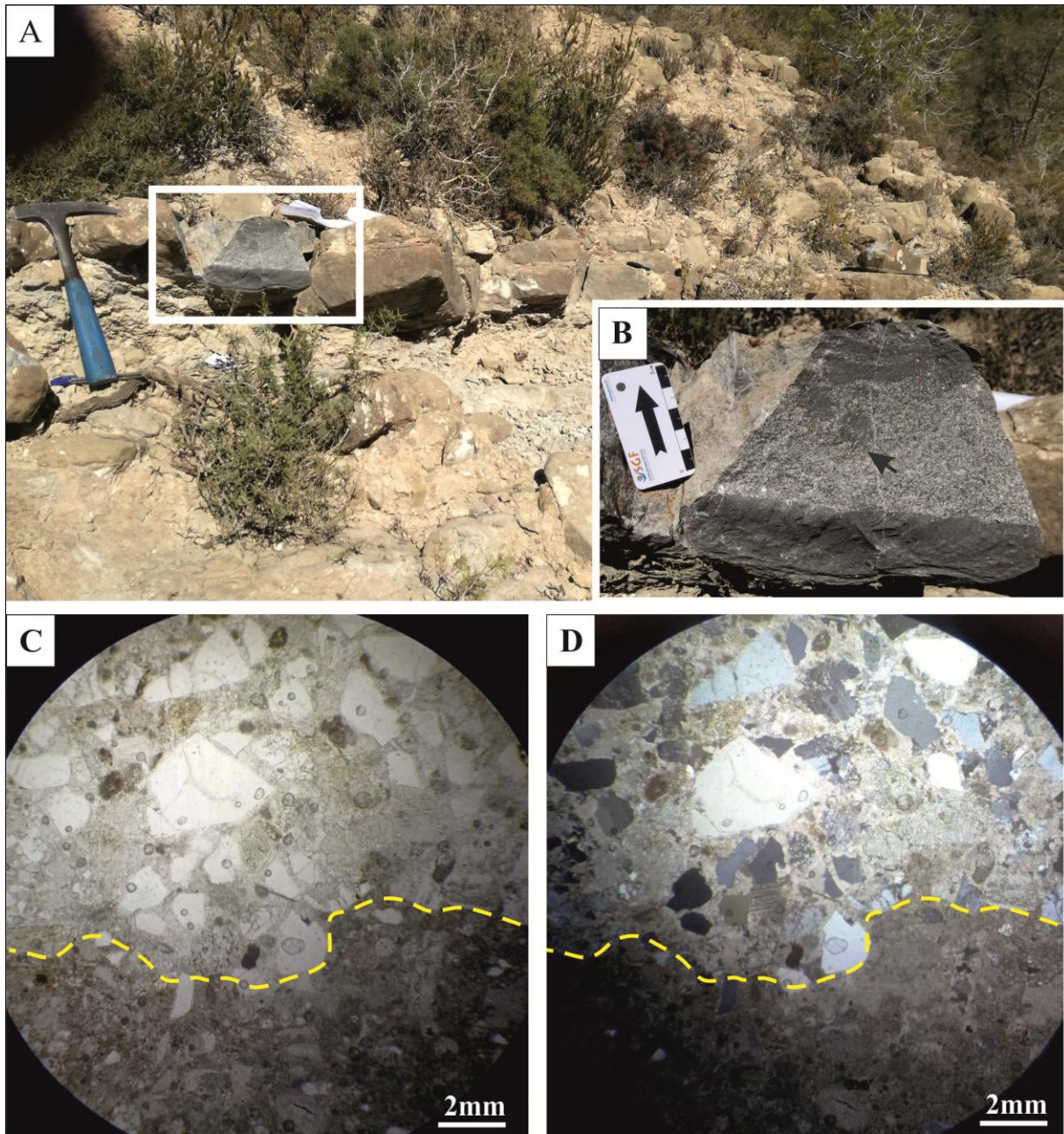


Fig. II-10: Faciès détritique de la coupe O.M.II. A) premier banc détritique répertorié au niveau de la deuxième coupe (O.M.II). B) ce banc montre clairement un faciès micritique à la base suivi, par un faciès détritique, puis le retour vers les calcaires micritiques bioturbés (flèche noire). C) le microfaciès de ce niveau montre qu'il s'agit d'un calcaire micritique à la base contenant quelques péloïdes et grains de quartz, donnant ainsi une texture wackstone. Après une surface de ravinement bien déterminée, se dépose le faciès détritique qui correspond toujours à une arénite quartzique (grès). Ces grès sont formés par des grains de quartz anguleux et mal classés, mélangés avec de rares grains de feldspaths et peloids, donnant naissance à une texture submature.

b- Coupe Ouled Malek III (OM.III) (Fig. III.11)

Dans la troisième coupe des Ouled Malek (O.M.III) qui fait 35 m d'épaisseur. La formation rougeâtre des Poudingues des Beni Menir est très épaisse dans cet endroit. Elle fait environ 28 m d'épaisseur. Elle est formée pratiquement par des conglomérats à granules rougeâtres, à rare boules de granites, mais avec des stratifications horizontales et obliques. La formation des Calcaires Compacts de Zailou et celle des Calcaires du Tissedoûra sont complètement absentes à cet endroit. La formation des Marno-calcaire de Bayada fait 7 m d'épaisseur. Elle repose en discordance angulaire sur les poudingues des Béni Menir. Elle correspond à alternance serrée de marnes et calcaires d'ordre centimétrique. Il faut noter l'absence totale du faciès détritique répertorié dans les deux coupes précédentes.

IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE

Dans ce mémoire, l'attribution biostratigraphique des différentes formations s'est basée sur la thèse de Ameer (1999). Selon cet auteur, la formation des poudingues des Beni Menir est rattachée au Lias inférieur (Hettangien-Sinemurien) par corrélation avec les terrains avoisinants. La formation des Calcaires compacts de Zailou est rattachée au Pliensbachien inférieur, par comparaisons avec des faciès semblables dans l'Est marocain. La formation des Calcaires du Tissedoûra est attribuée au Pliensbachien supérieur (Domérien Moyen) grâce aux brachiopodes. La dernière formation, celle des Marno-calcaires de Bayada à été attribuée au Pliensbachien supérieur (Domérien supérieur)-Toarcien, grâce à la récolte d'une importante faune d'ammonite.

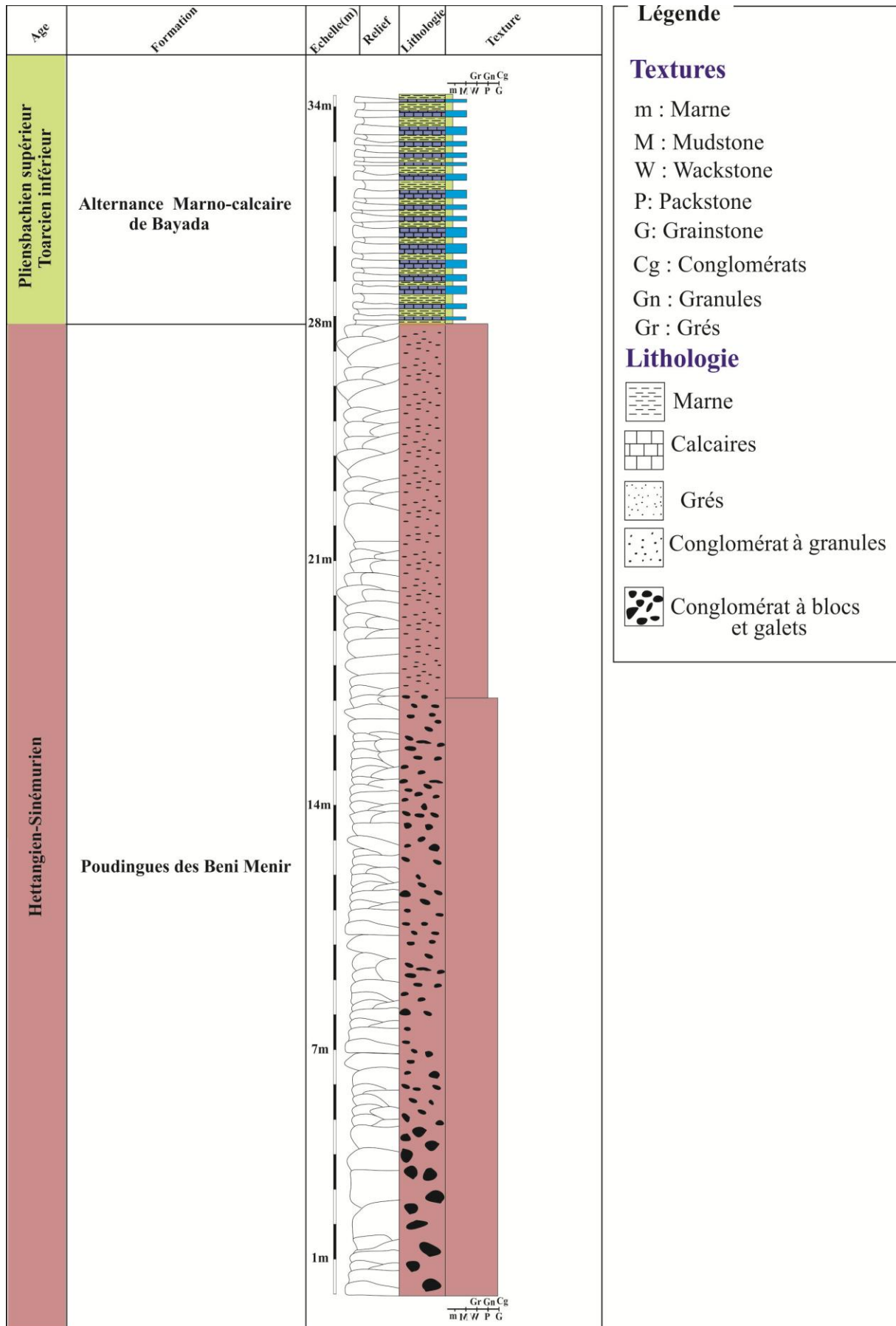


Fig. II-11 : coupe des Ouled Malek II (OM.III)

Chapitre III.
Sédimentologie des faciès

I- INTRODUCTION

Ce chapitre traite l'analyse des données sédimentologiques des formations formant le Jurassique inférieur dans le secteur des Beni Menir. Cette analyse sera principalement basée sur les caractéristiques lithologiques décrites sur terrain (macrofaciès) et en lames minces (microfaciès). Elle nous permettra d'interpréter les faciès et proposer un environnement de dépôt pour ces formations.

II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES

Afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôt, plusieurs zonations peuvent être utilisée dans le domaine des carbonates fossiles.

-La zonation la plus classique est fondée sur l'étude des figures sédimentaires traduisant les conditions hydrodynamiques, et qui permet d'individualiser cinq (5) domaines : backshore, foreshore, shoreface, offshore supérieur et offshore inférieur (Reading, 1996).

- Une zonation prenant en compte les indices d'émersions, la zone d'action des marées, les conditions hydrodynamiques et d'éclaircements (Flügel, 1982), et individualisent cinq (5) domaines : supratidal, intertidal, subtidal, bathyal et abyssal (Fig. III-1).

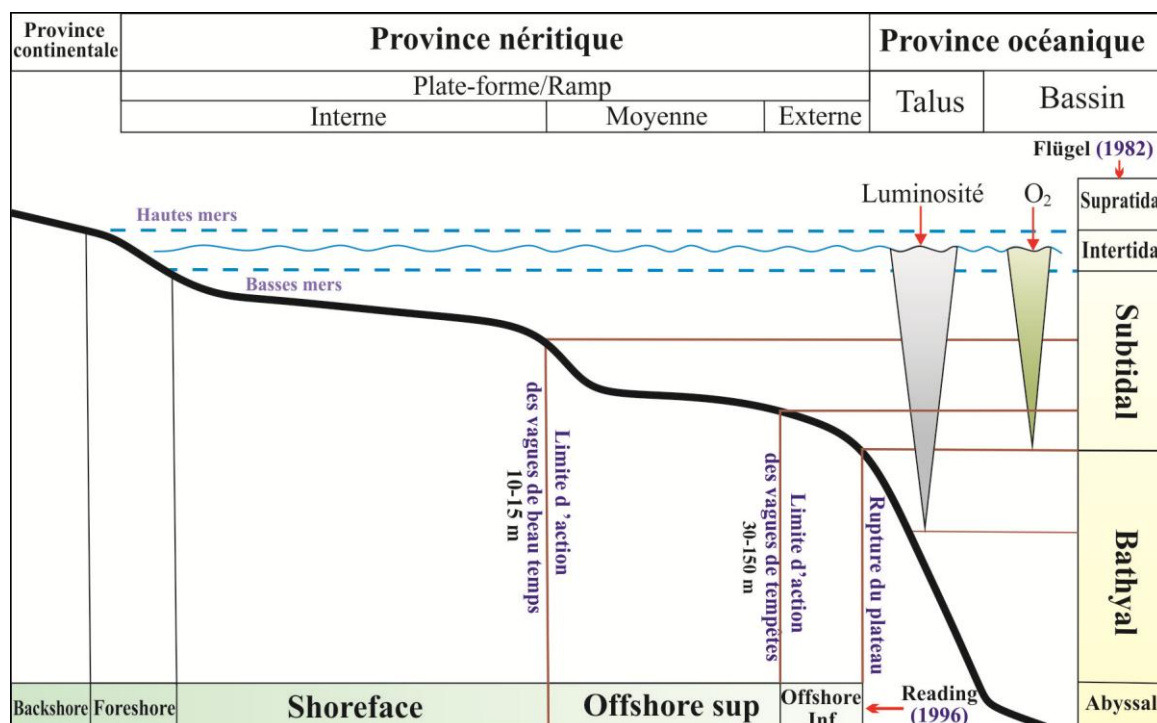


Fig. III-1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés (d'après Reading, 1996; Flügel, 1982)

III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION

Au niveau des coupes étudiées, plusieurs faciès détritiques, ainsi que des faciès carbonatés ont été répertoriés

a- Faciès 1 : Faciès détritiques : quatre faciès détritiques peuvent être y distingués ;

a1-Faciès 1a : Conglomérats à blocs et galets (F1a)

Ce faciès constitue la partie basale des Poudingues de Beni Menir. Au niveau du secteur étudié, il est représenté par des orthconglomérats (*clast-supported*), formés par des clastes de différente nature (polygéniques) de granite et de quartzite, hétérométriques, de la taille de blocs et de galets, liés par un ciment de couleur rougeâtre. Ces clastes sont subanguleux à subarrondis, et mal classés.

a2- Faciès 1b : Conglomérats à granules (F1b)

Constituant la partie sommitale de la formation des Poudingues de Beni Menir, ce faciès correspond à des conglomérats de couleur rougeâtre, parfois stratifiés. Il est formé des grains de quartz et de feldspaths de la taille de granules, de forme anguleuse à subanguleuse, et mal classés.

a3-Faciès 1c - Arénite feldspathique Arkose (F1c)

Ce faciès de couleur rougeâtre constitue la matrice reliant les conglomérats de Beni Menir. L'analyse microfaciologique montre qu'il s'agit d'une arénite feldspathique (arkose) formé par des grains de quartz (60%) associés à un grand pourcentage des grains de feldspaths (30%). Les deux types de grains sont de diamètre allant de 500µm à 1,5 mm, mal classés, anguleux à subanguleux.

- Interprétation

L'existence des grands clastes de granites et de quartzites indique une érosion, sous l'influence d'un courant hydrodynamique intense, du pluton granitique situé très proche du secteur d'étude, dans la région de Nédroma, ainsi du substratum dévonien respectivement. Le passage des conglomérats à blocs et galets à des conglomérats à granules (granoclassement positif) indique l'atténuation de l'énergie de dépôt vers le sommet. Les angles anguleux à subanguleux de clastes, des grains de quartz et de feldspaths, ainsi que leur mauvais

classement indique généralement un transport court à moyen. La couleur rougeâtre correspondant à des enduits ferrugineux reflétant probablement une oxydation dans un environnement continental. L'absence des fossiles confirme l'origine continentale de ces conglomérats.

a4-Faciès 1d -Arénite quartzique (grès) (F1d)

Ces arénites quartziques ont été repérés à la base de la formation des Calcaires de Zailou, ainsi qu'au niveau de deux bancs intercalés au milieu de la formation des marno-calcaires de Bayada. En lame minces, les grains de quartz sont mal classés, de taille allant de 0,5 mm et 1,5 mm, de forme anguleuse à subanguleuse, donnant naissance à une texture immature à submature. Ils sont mélangés avec quelques grains de feldspaths montrant les mêmes caractéristiques, ainsi que des grains de péloïdes de petite taille.

- Interprétation

La présence de ces bancs gréseux au milieu des alternances marno-calcaires, ainsi la présence de quelques grains de péloïdes, ou bien des ooïdes indique un environnement marin. Les grains quartzeux mal classés, leurs arrêts anguleux indiquent un transport court vers un environnement à faible énergie, ou bien un taux de sédimentation élevé aboutissant à un enfouissement rapide.

2- Faciès carbonatés

La majeure partie des coupes levées sont formées par des carbonates ; des marnes et des calcaires.

- Faciès des marnes (m)

Ce faciès s'est repéré au niveau de la formation des Marno-Calcaires de Bayada. Ces marnes de couleur jaunâtre, d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

- Interprétation

Les marnes se forment par décantation des particules fines après la diminution de la vitesse d'écoulement hydrodynamique.

- Faciès des calcaires

Ce faciès se trouve dans toutes les formations étudiées. En fonction des critères microfaciologiques qu'ils comportent, il est subdivisé en plusieurs sous-faciès.

- Faciès 2a : Calcaires oolithiques-biodétritiques (F2a)

Ce faciès apparaît dans les derniers bancs centimétriques et décimétriques faisant partie de la formation des calcaires compacts de Zailou. Il s'agit des packstone formé par des ooïdes mélangés avec des grains de quartz. Les ooïdes qui constituent 60% du volume totale de la roche sont concentriques et radiaires, et ne dépassant pas 1 mm de diamètre. Les grains de quartz sont anguleux à subanguleux, allant de 600 µm à 1 mm de diamètre. Ils forment parfois le nucléus de certains ooïdes et leur proportion ne dépasse pas les 30%. On note aussi la présence de quelques grains de feldspaths, ainsi que quelques bioclastes tels que les gastéropodes et bryozoaires.

- Interprétation

Les ooïdes se forment généralement dans un environnement à énergie forte, via des processus physico-chimiques (Flügel, 2010), ou par des processus microbiens comme a été prouvé récemment (Diaz et al, 2017). La présence des grains de quartz et de feldspaths (apport terrigène) résulte de l'érosion des paléoreliefs très proche du secteur d'étude (poudingues des Béni Menir, substratum dévonien). La rareté de la faune indique une sédimentation dans un environnement perturbé par ces apports détritiques. La prédominance de texture packstone confirme l'existence des conditions de haute énergie permettant un vannage partiel de la matrice fine (Vincent, 2001 ; Flügel, 2010).

- Faciès 2b : Calcaires à oncoïdes et bioclastes (F2b)

Ce faciès caractérise quelques bancs centimétriques à déimétriques, parfois métriques de la formation des calcaires du Tissedoûra. Il s'agit des calcaires de textures rudstone, formé par des oncoïdes micritiques, de diamètre allant de 3 à 5 mm et à surfaces irrégulières. Ils sont associés à de diverse bioclastes (brachiopodes, rostrés de bélemnites, foraminifères, bryozoaires...). Certains petits ooïdes et péloïdes se cantonnent entre cette texture rudstone. La majorité de l'espace intergranulaire est colmaté par de la micrite

- Interprétation

Les oncoïdes se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées avec une salinité normale, dans des rampes et plateformes interne (Vincent, 2001, Védrine et al., 2007 et Pederson et al., 2015). La forme irrégulières de ces oncoïdes, ainsi que la prépondérance de la matrice micritique colmatant l'espace intergranulaire reflètent aussi une sédimentation dans des conditions de faible énergie (Flügel, 2010). Cependant, la présence de la faune telle que les brachiopodes et les rostrés de bélemnites indiquent des conditions d'une mer ouverte vers le large.

Faciès 2c - Calcaires micritiques à bioclastes (F2c)

Ce type de faciès caractérise aussi des quelques bancs faisant partie de la formation des calcaires du Tissedoûra. Microscopiquement, Il est formé principalement par des calcaires de textures mudstone, contenant rarement des petits oncoïdes. Macroscopiquement, on peut constater quelques bioclastes tels que les brachiopodes et les rostrés de bélemnites.

Interprétation

Les calcaires micritiques indiquent généralement une sédimentation dans des conditions hydrodynamique faible (Flügel, 2010). L'existence des brachiopodes et bélemnites reflètent des conditions d'une mer ouverte.

Faciès 2d -Calcaires rougeâtres karstifiés (F2d)

Ce faciès se montre au milieu de la formation des calcaires des Tissedoûra. Il correspond à des calcaires micritiques, admettant des fissures remplies probablement par de la micrite rouge.

- Interprétation

La présence des fissures karstiques remplies par de la micrite rouge pourrait indiquer l'exondation de la rampe. Cette exondation peut refléter une origine tectonique (le rejeu des blocs basculés), eustatique (changement du niveau marin) ou bien les deux (tectono-eustatique).

IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT

Une association de faciès s'avère indispensable afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôts. En se basant sur la définition et l'interprétation des faciès et des sous-faciès rencontrés dans les formations étudiées, quatre associations peuvent être distingués, allant du cône alluvial jusqu'au rampe externe (Tab. III-2 ; Fig. III-2).

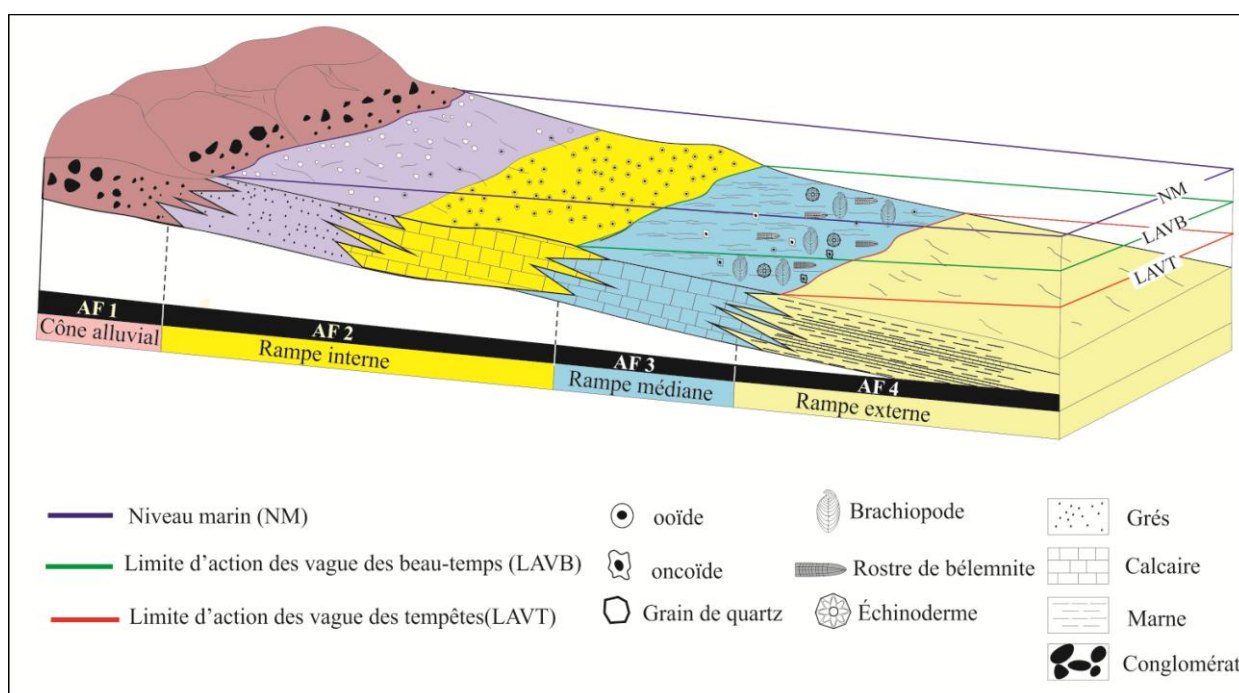


Fig. III- 02 : Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du secteur des Ouled Malek durant le Jurassique inférieur

1- Association de faciès 1 (AF1) : Cône alluvial

Cette association comprend les trois faciès formant les Poudingues des Beni Menir (F1a, Fa2, Fa3). La partie basale des cette formation, représentée par des conglomérats à blocs et galets (F1a), montrant parfois des chenalizations suggèrent un environnement continental à cause de l'absence de la faune marine et leur couleur rougeâtre. La présence dans ces conglomérats, des éléments de taille exotique avec le mauvais classement indique un transport court et une mise en place par un écoulement de débris (*clast-rich debris flow*), dans la partie proximale d'un cône alluvial (Nemec and Steel, 1998; Miall, 2006). Par contre, les conglomérats à granules (Fa2) rougeâtres formant la partie sommitale de ce faciès, ainsi que

les arkoses (F1c) pourrait indiquer une sédimentation par un courant laminaire cohésif, dans la partie moyenne à distale du cône alluvial (Miall, 2006).

2- Association de faciès (AF2) : rampe interne

Les dépôts de cette association concernent les faciès de la formation des Calcaires compacts de Zailou (F1d, F2a). Cette formation correspond à des arénite quartzite à la base contenant grande une quantité de grains de quartz mélangé avec quelques ooïdes. L'abondance grains de quartz à la base reflète son érosion des reliefs dévoniens ou du pluton granitique lors de la transgression de la mer jurassique. Leur association avec quelques ooïdes, ainsi que quelques bioclasts à l'image des gastéropodes indiquent une sédimentation dans une rampe interne, dans la partie la plus proximale du subtidal. L'augmentation de la proportion des ooïdes par rapport à la fraction terrigène vers la partie sommitale reflète le début de la pénéplanation des ces reliefs préexistants, accompagnée par une forte production carbonatée, traduite par la formation des ooïdes (Guardia, 1975 ; Benhamou, 1983 ; Aneur, 1999). Ces ooïdes pourraient se former dans un environnement peu profond à forte énergie (barrière ou subtidal proximal), dans une rampe interne, au dessus de la limite d'action des vagues de beau-temps.

3- Association de faciès 3 (AF3) : rampe médiane

Les dépôts de cette association occupent la formation des calcaires du Tissedoûra, représentée essentiellement par les calcaires micritiques, oncolithiques et bioclastiques. La micrite se précipite généralement dans des conditions de faible énergie hydrodynamique. Les surfaces irrégulières des oncoïdes qui se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées confirment l'hypothèse d'un environnement peu profond et calme. L'association de ces faciès avec une faune variés de brachiopodes et de rostrés de bélemnites permet de les placer dans la partie proximale d'une rampe médiane, qui s'est développée entre la limite d'action des vagues de beau-temps et la limite d'action des vagues de tempête.

4- Association de faciès (AF4) : rampe externe

Cette association concerne la formation des Marno-Calcaire de Bayada. Cette formation est composée des calcaires micritiques centimétriques à décimétriques, renfermant des brachiopodes et des rostrés de bélemnites, alternés avec des marnes jaunâtres d'épaisseur décimétriques à métriques. Au milieu de cette formation, apparaît deux niveaux gréseux, intercalés entre ces calcaires micritiques.

D'une façon générale, la granulométrie très fine des dépôts de cette formation, ainsi que la présence des brachiopodes et des rostrés de bélemnites a permis d'envisager un environnement calme, ouvert vers le large, qui pourrait correspondre à un offshore (rampe médiane, ou distale). Les bancs détritiques à grains de quartz anguleux et mal classés, qui se déposent après une surface de ravinement, pourraient correspondre à des dépôts épisodiques, déposés par un courant de turbidité, ou lors des périodes de tempêtes. L'absence des figures sédimentaires de glissement (slumps) a permis d'exclure les turbides comme principal facteur déclenchant une telle sédimentation. De ce fait, ces dépôts pourraient correspondre à des tempestites. Cependant, la rareté de ces niveaux détritiques, ainsi que leurs épaisseurs réduites nous a permis de placer cette formation dans **la rampe externe**, et non pas dans la rampe médiane, influencée souvent par les vagues de tempête.

Dans le cas idéal, les sédiments atteignant exceptionnellement la rampe externe pendant les moments de tempêtes, sont érodés et transportés du continent, de la rampe interne et médiane, via un courant de retour de tempête, pour enfin se déposer au-delà la limite d'action des vagues de tempête (Tucker, 1991; Fig. III-3). Par conséquent, les niveaux de tempêtes résultant devrait montrer une variété de litho et biofaciès, surtout des faciès distaux, et pas uniquement des grains de quartz à base ravinée, comme a été décrit dans notre cas. De ce fait, les grains de quartz formant ces niveaux détritiques pourraient être expliqués par l'existence d'un paléorelief proche (poudingues des Béni Menir, substratum dévonien), à partir duquel les sédiments ont été érodés et déposés, pour enfin donner naissance à ces tempestites à cachet proximal, mais qui sont en réalité, formés dans la partie distale de cette rampe.

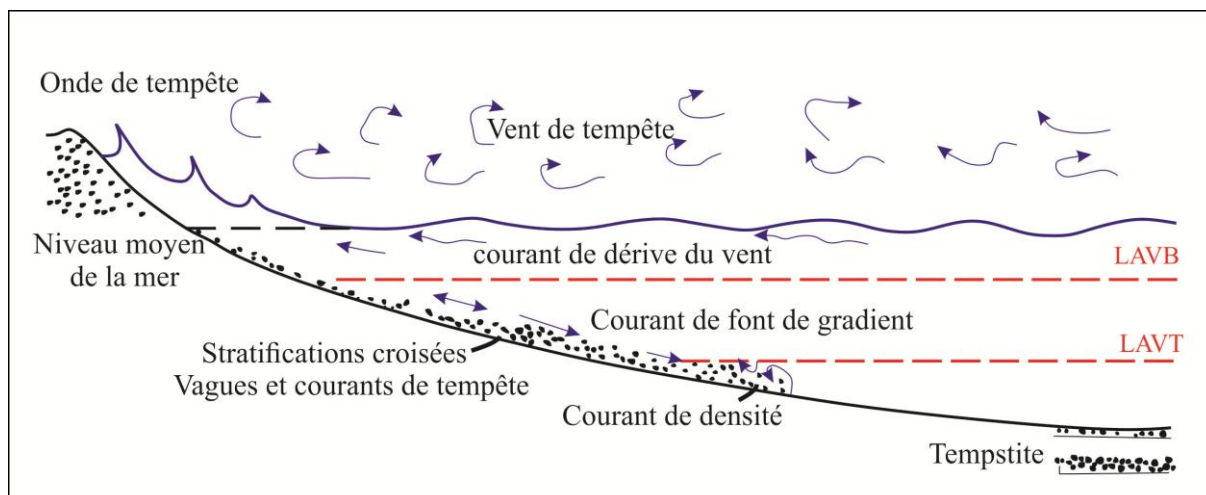


Fig. III- 03 : Processus et dépôts des tempêtes. Pendant les tempêtes, les courants de retour (de fond) peuvent transporter des sédiments au delà de la limite d'action des vagues de tempête (LAVT). In Tucker, 1990)

Outre, l'influence des tempêtes dans une rampe externe pourrait être justifiée aussi par la migration de la limite d'action des vagues de tempête vers le bassin (Fig. III-4). En fait, pendant le Toarcien inférieur, l'âge de la formation en question, une telle migration de la limite d'action des vagues de tempête vers le bassin a été interprétée comme étant le résultat de l'intensification des tempêtes (cyclones tropicaux) (Krenker et al., 2015), coïncidant avec un réchauffement climatique global pendant cette époque.

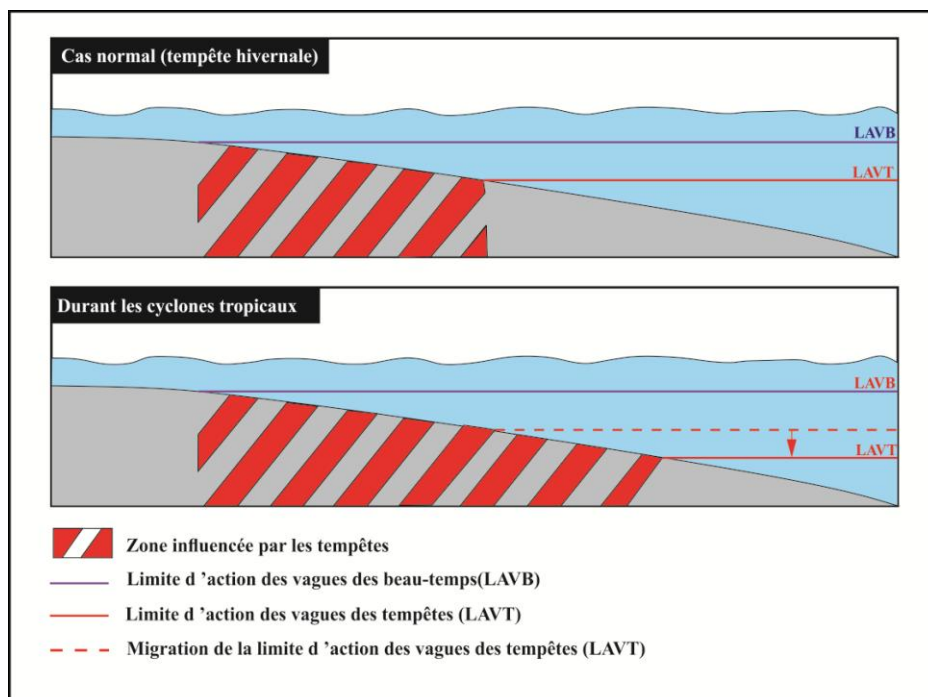


Fig. III-4 : Schéma montrant la migration de la limite des vagues de tempêtes durant les cyclones tropicaux (in krencker et al., 2015, modifiée).

En contrepartie, si on considère que les paléoreliefs fournissant le matériel détritique étaient envoyés au moment de la sédimentation, ces niveaux pourraient être déposés via des vagues internes (*internal waves*), qui se propagent généralement au-dessous des vagues de tempêtes. On parle donc des internalites (*sensu* Pomar et al., 2012) ou bien « des tempestites profondes » (*sensu* Pomar et al., 2019). Cependant, d'autres coupes devraient être levées, avec plus de détail pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Tab. III-1 : Tableau récupérant des faciès, association de faciès et environnements

Association de faciès	Faciès	Paléoenvironnements
Association de faciès 4 (AF 4)	Arénite quartzique (grès) (F1d) Marnes (m) Calcaires micritiques bioclastiques (F2c)	Rampe externe
Association de faciès 3 (AF 3)	Calcaires oncolithique-bioclastiques (F2b) Calcaires micritiques bioclastiques (F2c)	Rampe médiane
Association de faciès 2 (AF 2)	Calcaires rougeâtres karstifiés Calcaire oolithique-biodétritique (F2a) Arénite quartzique (grès) (F1d)	Rampe interne
Association de faciès 1 (AF 1)	Arénite feldspathique (Arkose) (F1c) Conglomérat à granules (F1b) Conglomérat à blocs et galets (F1a)	Cône alluvial

V- RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

L'étude sédimentologique détaillée des trois coupes sériées nous a permis de reconstituer l'histoire géologique, ainsi que la paléogéographie pendant le Jurassique inférieur de cette petite entité des Monts de Traras.

Dans le secteur d'étude, la transgression du Jurassique inférieur qui débute dès le Pliensbachien inférieur est contrôlée par la topographie irrégulière héritée des dépôts de la formation des poudingues des Béni Menir, qui sont plus épais vers SSO (30 m) que vers le NNE (8m). Les premiers niveaux transgressifs, faisant partie de la formation des calcaires compacts de Zailou, et qui se disposent en on-lap vers le SSO contiennent une grande quantité des grains de quartz et même de feldspaths. Ces éléments détritiques sont érodés de la formation des poudingues de Béni Menir, très riche en quartz et feldspaths. Ils ont influencés sûrement l'installation des bioaccumulations à *Lithiotis*, développés généralement dans des milieux subtidal lagunaires calme (Fraser, 2004). En allant vers le sommet, la quantité de cette fraction détritique diminue progressivement pour être remplacés par la fraction carbonatée, représentée par des principalement par ooïdes. Une nouvelle phase d'augmentation du niveau marin relatif pendant le Pliensbachien supérieur a permis les dépôts de la formation des Tissedoûra. Cette formation qui se dispose aussi en on-lap vers le SSO est représentée par des calcaires micritiques, oncolithiques et bioclastiques (brachiopodes, rostrés de bélemnites); des faciès caractérisant généralement une mer plus ouverte vers le large. L'augmentation continue et rapide du niveau marin relatif pendant le Pliensbachien supérieur et le Toarcien inférieur a favorisé une sédimentation plus profonde, matérialisée par les alternances des Marno-calcaires de Bayada. Dans ce secteur, cette formation s'est déposée, soit en continuité sur la formation sous-jacente, à savoir la formation des calcaires du Tissedoûra, soit en discordance angulaire sur les derniers paléoreliefs immergés faisant partie de la formation des poudingues de Béni Menir. De ce fait, les grains anguleux de quartz et des feldspaths formant des niveaux de tempêtes au milieu de la formation des Marno-calcaires, sont érodés, fort probablement, des ces paléoreliefs proches, ceux de la formation des Poudingues de Béni Menir (Fig. III.5).

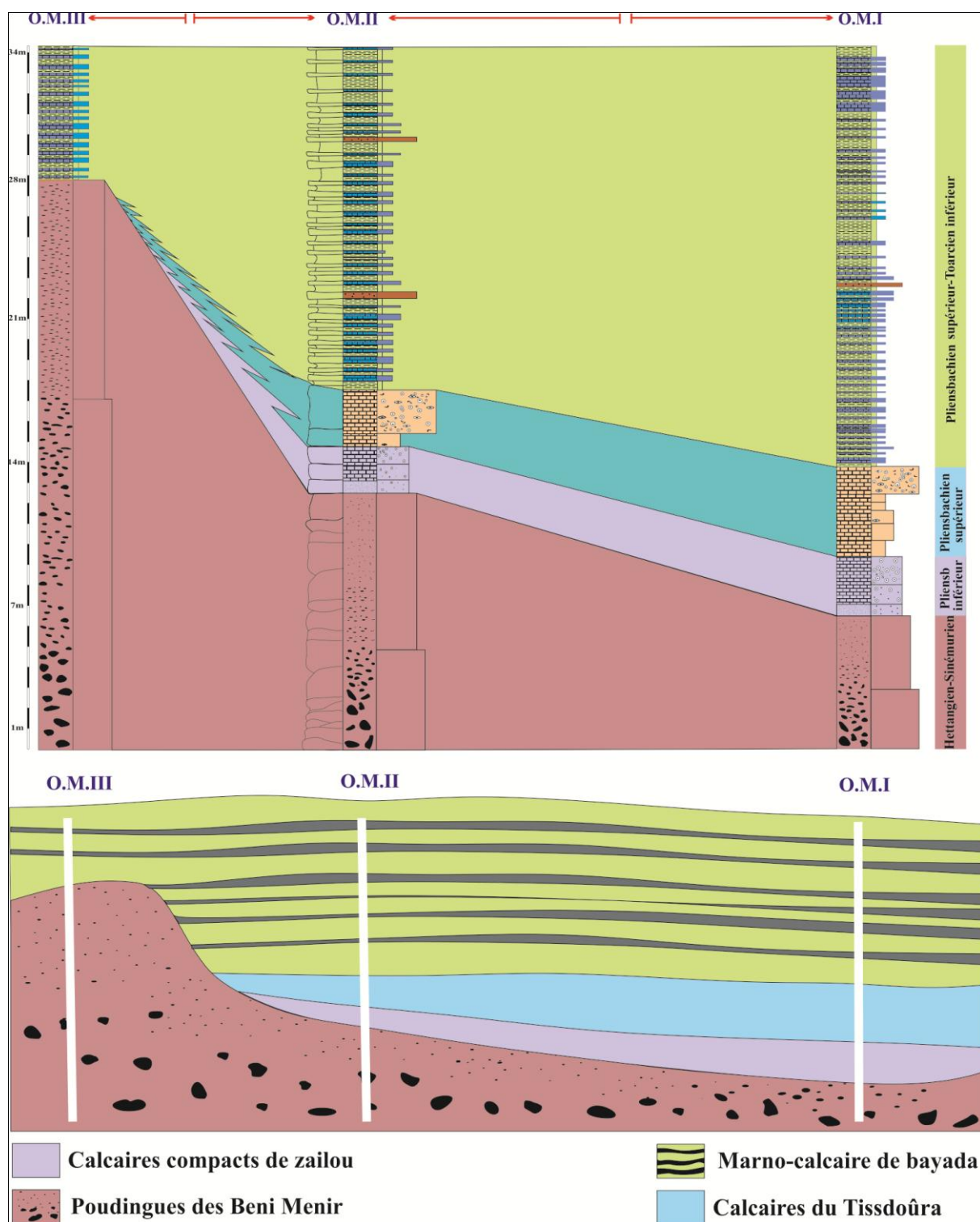


Fig. III-5 : Corrélation entre les coupes étudiées montrant les variations des épaisseurs, ainsi que des faciès pendant le Jurassique inférieur dans le secteur d'étude

Conclusions générales

Conclusions générales

Pendant le Jurassique inférieur, la région des Traras est caractérisée par une sédimentation carbonatée, montrant un changement des faciès, ainsi que des paléoenvironnements de secteur à l'autre.

A partir des trois coupes levées au niveau du secteur des Beni Menir, dans les Ouled Malek, les aspects lithologiques et sédimentologiques ont été abordés et réactualisés.

Au point de vue **lithostratigraphiques**, quatre formations géologiques ont été identifiées : les poudingues de Beni Menir, les Calcaires compacts de Zailou, les Calcaires du Tissedoûra et enfin les Marno-calcaire de Bayada.

- Les Poudingues de Beni Menir d'âge Lias inférieur montrent des épaisseurs très variables au niveau de notre secteur d'étude ; ils font 8 m dans la première coupe, pour atteindre les 30 m dans la troisième coupe vers le SSO. En fait, dans la partie basale, ils correspondent dans région à des conglomérats à galets et blocs subanguleux à subarrondis de quartzite et de granite, cimenté par des arénites feldspathiques (arkose) de couleur rougeâtre. Vers la partie sommitale, il s'agit des conglomérats à granules admettant des grains de quartz et de feldspaths anguleux à subanguleux, mal classés.

- Les Calcaires de Zailou (Pliensbachien inférieur) sont formés le membre des Calcaires de Djerf El Kbir. Ils sont représentés par des arénites quartziques à la base, suivie par des calcaires oolithiques à biodétritiques. On note l'absence des *Lithiotis*, un faciès très caractéristique de cette formation dans les autres secteurs.

- Les Calcaires de Tissedoûra (Pliensbachien supérieur) sont aussi très réduits dans ce secteur. Ils sont constitués des calcaires micritiques bioclastiques à brachiopodes, et rostrés de bélemnites, mais sans aucune trace de faciès des calcaires à silex trouvés dans les secteurs avoisinants.

- Les Marno-calcaire de Bayada (Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur) est formée par des calcaires micritiques centimétriques à décimétriques contenant parfois des brachiopodes et bélemnites, alterné avec des marnes jaunâtres décimétriques. Cette formation est distinguée par deux bancs gréseux intercalés au milieu de cette formation alternance marno-calcaires.

Au point de vue **paléoenvironnemental**, quatre associations de faciès ont été identifiées :

- Les différents types des conglomérats rougeâtres de Beni Menir montrant des éléments subanguleux à anguleux, et dépourvus de fossiles ont été interprétés comme étant le résultat d'une sédimentation dans les différentes zones d'un cône alluvial, via des écoulements gravitaires, puis laminaire.
- Les calcaires de Zailou reflètent une sédimentation d'une rampe interne. Les premiers bancs montrent une abondance des apports détritiques, influençant sur l'apparition des faciès à *Lithiotis*. Vers la partie sommitale, et avec l'augmentation continue du niveau marin relatif, on constate une diminution de l'apport détritique, laissant place à une forte production carbonatée, matérialisée essentiellement par des oïdes.
- Les Calcaires du Tissedoûra formée essentiellement par des calcaires micritique et bioclastique à brachiopodes et à rostrés de bélemnites, indiquant une sédimentation dans une rampe médiane proximale, L'existence des fissures karstiques remplies par de la micrite rouge pourrait indiquer une chute du niveau marin relatif intra-domérienne.
- Les Marno-calcaires de Bayada formée par les alternances marno-calcaires indique une augmentation continue et rapide du niveau marin relatif permettant une sédimentation calme dans un milieu plus profond 'rampe externe', au delà de l'action des vagues de tempêtes. Les deux niveaux détritiques intercalés au milieu ont été transportés vers la rampe externe via des courants de retour de tempêtes, ou bien lors de la migration de la limite des vagues de tempêtes vers le bassin, lors des cyclones tropicaux, caractérisant le Toarcien inférieur.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- AMEUR, M. (1978)** - Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la Partie orientale de la chaîne du Fillaoussène : les faciès de plate-forme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale du Fillaoussène). Thèse 3ème cycle, Oran, 192 p., 76 fig., 10 pl. (inédit).
- AMEUR, M (1999)**- Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud-Téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen: *Doc. Lab. Géol. Lyon, France*, 399P.
- AMEUR, M., ELMI, S (1981)** Relations spatio-temporelles entre « ammonitico-rosso », calcaires à « zoophycos » et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie occidentale). *In Farinacci A. et Elmi S. (éd). Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza edit., Roma*, 9–25.
- AUGIER C. (1967)** - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Alger*, n. sér., n° 34, p. 47-80, 8 fig., 2 tabl., 6 pl. h.t.
- BAGHLI, H., MATTIOLI, E., SPANGENBERG, J.E., BENSALAH, M., ARNAUD-GODET, F., PITTET, B., SUAN, G (2020)** Early Jurassic climatic trends in the south-Tethyan margin. *Gondwana Res*
- BAGHLI, H., MATTIOLI, E., SPANGENBERG, J.E., RUEBSAM, W., SCHWARK, L., BENSALAH, M., SEBANE, A., PITTET, B., PELLENARD, P., SUAN, G (2022)** Stratification and productivity in the in the Western Tethys (NW Algeria) during early Toarcian. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 25–4.
- BASSOULET, J.P., BENEST, M (1976)** Microfaciès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonates inter et supracotidaux du Lias du Sidi Yahia Ben Sefia. *Bull. Serv. Geol. Algérie.* 45: 35–6
- BENHAMOU, M (1983)** Stratigraphie et milieux de dépôts du jurassique inférieur et moyen des Béni-Ouarsous et des Béni-khallad (Massif des Traras, Oranie w). *Thèse. Doct 3^{ème} cycle, Univ. Oran*, 168P.
- DIAZ, M.R., EBERLI, G.P., BLACKWELDER, P., PHILLIPS, B., SWART, P.K (2017)** Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids. *Geology* 45, 771-774.

- DUNHAM, R.J (1962)** Classification of carbonate rocks according to depositional texture.
AAPG.Mem 1:108–12
- ELMI S. (1970)** - Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNEdans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, 1 61, fasc. 3-4, p. 3-8, 1 fig.
- ELMI, S (1971)** Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. Géol. France* 13: 8-37
- ELMI,S (1976)** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. *4^{ème} R.A.S.T,Paris*, 160 p.
- ELMI, S(1978)** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïques (Maghreb) : *Ann. Soc. Géol.Nord, Lille* 97 : 315–323.
- ELMI S. (1982)** L'évolution des Monts de RharRoubane (Algérieoccidentale) au début du Jurassique in *Livrejubilaire G. Lucas :Géologiesédimentaire. Mém.Géol. Univ. Dijon*, t. 7, p. 401-412, 7 textefig.
- ELMI, S., MAROK, A., SEBANE, A., ALMERAS, Y(2009)** Importance of the Mellala section (Traras Mountains, northwestern Algeria) for the correlation of the Pliensbachian-Toarcian boundary. *Volum.Jura* 7: 37–45
- FLÜGEL, E (1982)** Microfacies analysis of limestones. *Springer-Verlag, Berlin HeidelbergNew-York*, 633p.
- FLÜGEL, E (2010)** Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Implications, *2nd ed. Springer-Verlag, Berlin, New York*.
- GARY, N (2009)** Sedimentology and stratigraphy. *2nd ed. Wiley, Chichester, Oxford*, 432 p.
- GAUTHIER E. F. (1922)** - Structure de l'Algérie. *Soc. Géogr. Sri., Paris*, 240 p., 46 fig., bibl. index.
- GENTIL, L (1903)** Etude géologique du bassin de la Tafna . *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie , Alger*. 2(4): 428p.

- GUARDIA, P (1975)** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (Algérie), Relations structurales et paléogéographiques entre Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. *Thèse.Doct.Univ. Nice*, p 289.
- KRENCKER, F.N., BODIN, S., SUAN, G., HEIMHOFER, U., KABIRI, L., IMMENHAUSER, A., (2015)** Toarcian extreme warmth led to tropical cyclone intensification. *Earth and Planetary Science Letters* 425, 120–130.
- MAROC, A., REOLID, M (2012)** Lower Jurassic sediments from the RharRoubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and synsedimentary block-faulting: *J. Af. Earth. Sci.* 76, p. 50–65.
- MEKAHLI, L (1998)** Hettangien–Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique et stratigraphieséquentielle. *Doc. Lab. Géol.Lyon*147: 1–254.
- NEMEC W. ET STEEL R. J. (1984)** Alluvial and Coastal Conglomerates: Their Significant Features and Some Comments on Gravelly Mass-Flow Deposits. In: E. H. Koster and R. J. Steel, (Eds.) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists (CSPG), Memoir, 10: 1-31.
- NEMRA, A (2020)** Lithostratigraphie, environnement sédimentaire et aspect génétique des concrétions calcaire de terrains miocène de la région de Ténès. Thèse 3ème cycle, Univ. Oran 2. 2. 260P.
- OUAHIB, K (2012)** Le passage Pliensbachien-Toarcien dans les Traras septentrionaux. Mémoire de Magister. 70p. Univ. Tlemcen
- PEDERSON, C.L., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S., SWART, P.K (2015)** Deposition and diagenesis of marine oncoids: implications for development of carbonate porosity.*J. Sediment. Res* 85:1323–1333
- POMAR, L., MORSILLI, M., HALLOCK, P., BÁDENAS, B (2012)** Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record.*Earth. Sci. Rev*111: 56–81.
- POMAR, L ., MIGUEL MOLINAB, J ,* , RUIZ-ORTIZB ., A. , ANTONIO VERA, J (2019)** Storms in the deep: Tempestite- and beach-like deposits in pelagic sequences (Jurassic, Subbetic, South of Spain)
- POMEL, A., CURIE, J., FLAMAXD, G (1890)** Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/ 80 0.000' , suivie d'une étude succincte sur les roches éruptives de cette région . *Publ. Serv . Carte géol. Algérie*, 314p.

- POUYANNE, J (1876)** Note sur la région ferrifère des Ouelhassa. *Ann. Min.*, 7ème sér., L 9, p. 81-118.
- POUYANNE, J (1877)** Notice géologique de la subdivision de Tlemccn. *A.Mineral. Paris* 7: 81–118.
- READING, H.G (1996)** Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Blackwell, Oxford* pp. 154–231
- RENOU E. (1843)** - Aperçus sur la constitution géologique de l'Algérie. *Ann. Mines Fr.*, 4e sér., t. 4, p. 521-540.
- ROMAN, F (1933)** Note sur le Bathonien inférieur du Djebel-es-Sekika près Nemours (Départ.d'Oran). *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, 59-73.
- TUCKER, M.E., WRIGHT., V.P (1990)** Carbonate Sedimentology. Blackwell. *Sci. Publ Oxford*: 482 p
- VÉDRINE, S., STRASSER, A., HUG., W (2007)** Oncoid growth and distribution controlled by sea level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 53: 535– 552.
- VINCENT, B(2001)** Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. *Thèse.Doct.Univ. Dijon*, 308p.

Liste des figures

Chapitre I.

Figure I-1: Position des Traras dans le bloc oranais.....	1
Figure I-2: Localisation géographique des monts des Traras.....	2
Figure I-3: Cadre géographique du secteur d'étude	3
Figure I-4: Carte géologique des Monts des Traras	4
Figure I-5: Subdivision lithostratigraphique des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur	5
Figure I-6 : Succession synthétique des Beni Menir (partie occidentale des Traras septentrionaux (Ameur, 1999)	9
Figure I-7: Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; in Ameur, 1988).	11
Figure I-8: Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).	15
Figure I-9: : Classification des arénites selon Dott (1964)	15

Chapitre II.

Figure II-1: : Localisation du secteur d'étude.....	18
Figure II-2: Panorama montrant les différentes formations du Jurassique inférieur des Ouled Malek.....	19
Figure II-3: coupe des Ouled Malek I (O.M.I)..	20
Figure II-4: Formation des Poudingues des Beni Menir.	21
Figure II-5: Formation des Calcaires compacts de Zailou	22
Figure II-6: Calcaires micritiques à karstifications	23
Figure II-7: : Calcaires micritiques à brachiopodes et bélemnites	24
Figure II-8: Formation des alternances Marno-calcaire de Bayada.	26
Figure II-9: coupe des Ouled Malek II (OM.II).	27
Figure II-10: Faciès détritique de la coupe O.M.II	29
Figure II-11: coupe des Ouled Malek II (OM.III)	31

Chapitre III.

Figure III-1: Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins (d'après Reading, 1996;Flügel, 1982)	33
Figure III -2: Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du secteur des Ouled Malek durant le Jurassique inférieur.	38
Figure III -3: Processus et dépôts des tempêtes. Pendant les tempêtes, les courants de retour (de fond) peuvent transporter des sédiments au delà de la limite d'action des vagues de tempête (LAVT). In Tucker, 1990).....	41
Figure III -4: Schéma montrant la migration de la limite des vagues de tempêtes durant les cyclones tropicaux in (krencker, 2015).	41
Figure III -5: Corrélation entre les coupes étudiées montrant les variations des épaisseurs, ainsi que des faciès pendant le Jurassique inférieur dans le secteur d'étude.....	44

Liste des tableaux

Tableau II-1: : Sommaire des coordonnées des coupes levées.	17
Tableau III-1: . récupérait des faciès, association de faciès et environnements	42

N° d'ordre :

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



Mémoire de fin d'étude

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

Option : Géodynamique des Bassins Sédimentaires.

Thème :

**MICROFACIES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES DES TERRAINS DE
JURASSIQUE INFÉRIEUR DES TRARAS SEPTENTRIONAUX (BENI MENIR,
ALGERIE NORD OCCIDENTALE)**

Présenté par :

M. BENAAOUME Hachemi Mokhtar

Soutenu le 04/10/2022 devant la commission d'examen :

M. OUALI MEHADJI. A	Professeur	Université d'Oran 2	Président
M. BELKHEDIM. S	M.C.B	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. SADJI. R	M.C.B	Université d'Oran 2	Examineur

Oran, 2022

Sommaire

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	3
III-CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	9
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES	11
V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL	14

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I- INTRODUCTION	17
II- LOCALISATION DES COUPE	17
III- DESCRIPTION DES COUPES :	18
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE:.....	30

CHAPITRE III :SÉDIMENTOLOGIE DES FACIÈS

I- INTRODUCTION	33
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES	33
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	34
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	38
RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE.....	43
CONCLUSIONS GENERALES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47

Résumé

Dans la présente étude, trois coupes géologiques ont été étudiées, appartenant aux affleurements des Ouled Malek, dans les Monts des Traras occidentaux au Nord-Ouest de l'Algérie. L'étude lithostratigraphique a permis de définir une succession de quatre formations géologiques d'âge Jurassique inférieur ; (a) Poudingues des Beni Menir (Héttangien-Sinémurien), (b) les Calcaires compacts de Zailou (Pliensbachien inférieur), (c) les Calcaires du Tissedoûra (Pliensbachien supérieur) et (d) les Marno-calcaires de Bayada (Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur). L'étude sédimentologique, macrofaciologique et microfaciologique, a permis de mettre en évidence 12 faciès, regroupés en quatre (04) associations de faciès. Les Poudingues de Beni Menir qui correspondent en fait à des conglomérats, ont été considérés comme des dépôts continentaux, déposés dans un cône alluvial. Les Calcaires de Zailou se sont déposés dans une rampe interne, riche en matériaux détritiques, surtout dans sa partie basale. Les Calcaires du Tissedoûra reflètent une sédimentation dans une rampe médiane proximale. Les Marno-calcaires de Bayada intercalés par les deux niveaux détritiques traduisent une sédimentation dans un environnement plus profond qui pourrait correspondre à une rampe externe.

Mots clés : Ouled Malek, Monts des Traras, Jurassique inférieur, macrofaciès, microfaciès, paléoenvironnements

Abstract

In the present study, three geological sections were studied, belonging to the outcrops of Ouled Malek, in Traras Mountains in the North-West of Algeria. The lithostratigraphic study allowed determining a succession of four geological formations of Lower Jurassic age; (a) Beni Menir Puddingstones (Hettangien-Sinemurian), (b) Compact Zailou Limestones (Lower Pliensbachian), (c) Tissedoûra Limestone (Upper Pliensbachian) and (d) Bayada Marno-limestones (Upper Pliensbachian- Lower Toarcian). The detailed sedimentological, macrofaciological and microfaciological study allowed to distinguish 12 facies, grouped into four (04) facies associations. The Poudingues of Beni Menir, which in fact, correspond to conglomerates, were considered as continental deposits, deposited within an alluvial fan. The Zailou Limestones were deposited in an inner ramp, rich in detrital materials, especially in its basal part. The Tissedoûra Limestones indicate sedimentation in a proximal middle ramp. The marl-limestone of Bayada intercalated by the two detrital levels reflects sedimentation in a deeper environment, which could correspond to an outer ramp.

Mots clés : Ouled Malek, Monts des Traras, Lower Jurassic, macrofacies, microfacies, paleoenvironments

Chapitre I.

**Généralités : Contexte géographique,
géologique, structural et paléogéographique,
matériels et méthodes**

I-CONTEXTE GEOGRAPHIQUE :

I.1-Cadre géographique général :

Les terrains étudiés font partie des Monts de Traras. Ceux-ci s'intègrent dans la partie septentrionale et occidentale du bloc oranais (Fig. I-1). De point de vue géographique, les Monts des Traras représentent une partie de la bande maritime du domaine tello-rifain. Ils sont limités au Nord par la Méditerranée, à l'Est par le bassin mio-plio-quadernaire de la Tafna, à l'Ouest par les massifs des Béni Snassen (Maroc oriental) et au Sud ils sont bordés par la dépression de Maghnia (Fig. I-2). Cet espace représente une entité géographique bien identifiée, compte tenu de son relief accidenté d'orientation SW-NE. Il parcourt entièrement le Nord de la wilaya de Tlemcen et le NW de la wilaya d'Aïn Témouchent. Il s'étale sur une longueur de 92 km avec une largeur de 20 à 30 km, sur une superficie de 12800 ha.

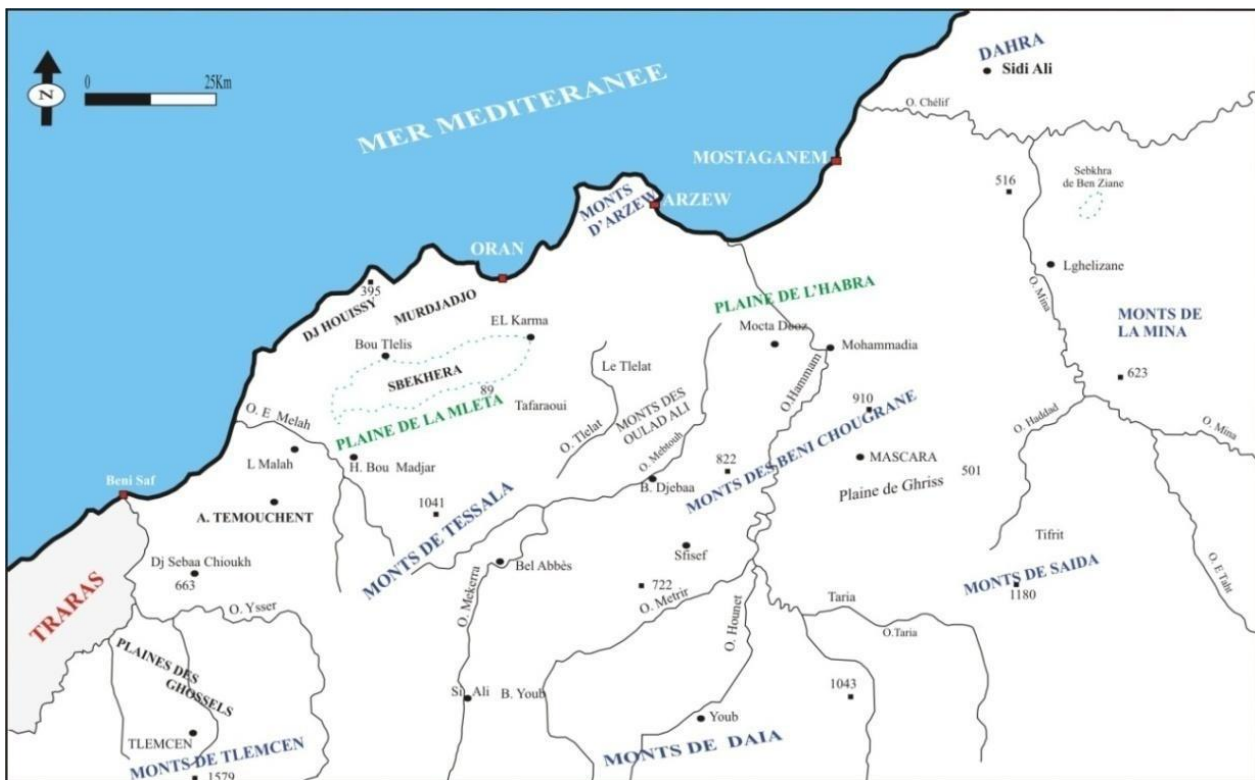


Fig. I-1 : Position des Monts des Traras dans le bloc oranais.

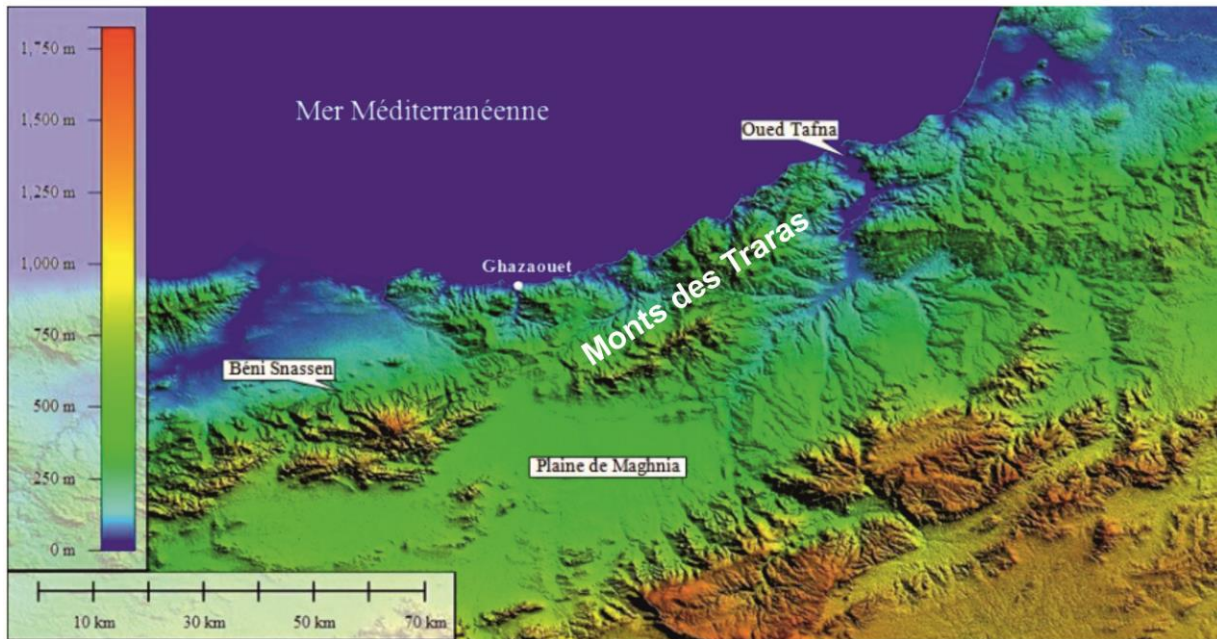


Fig. I-2 : Localisation géographique des Monts des Traras

I-2-Cadre géographique Secteur d'étude :

Les Traras peuvent être subdivisés en une série de massifs montagneux séparés par de profondes vallées. D'après Ameer (1999), les Traras comprennent la chaîne du Fillaoussène au centre, encadrée au NE par les régions de Béni Abed, Béni Khaled, Béni Ouarsous et Béni Berkoua, à l'Est par les Béni Mishel, au Sud par les Maâziz et les Béni Rached, et à l'Ouest par les Béni Menir, les Souahlia et les Monts de M'sirda (Fig. I-3).

Notre secteur d'étude est situé dans les Beni Menir. Ceux-ci occupent la partie occidentale des Traras septentrionaux. Ils se situent environ 60 km de la Wilaya de Tlemcen, 10 km de la ville de Nedroma, 20 Km de la ville de Ghazaouet et 12 km du petit port de Sidna Oucha. Ils sont limités au Nord par la mer méditerranée, à l'Est par les Beni Ouarsous, alors qu'au Sud sont bordés par les Maaziz (Fig. I-3).

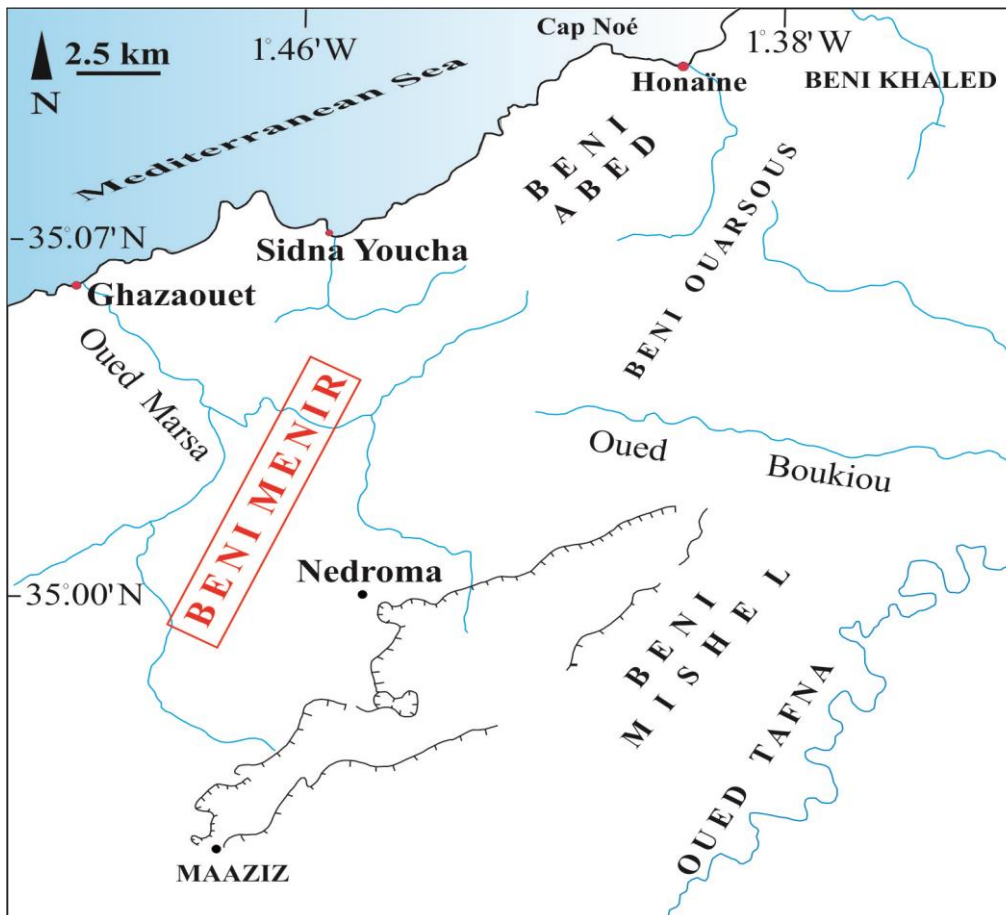


Fig. I-3 : Cadre géographique du secteur d'étude

II- CADRE GEOLOGIQUE :

II.1- Cadre géologique générale :

Les Monts des Traras sont formés par un substratum paléozoïque, sur lequel se dépose une couverture sédimentaire d'âge secondaire, tertiaire et même quaternaire (Fig. I-4). Selon Aneur, (1999), l'histoire géologique pendant le Jurassique inférieur se résume ainsi (Fig I-5) ;

Depuis le Trias supérieur et avant de transgression la mer Jurassique la région des Traras est affectée par un rejeu du système accidentel donnant lieu aux premières distances post-hercyniennes. Celles-ci sont accompagnées par le dépôt du "Complexe volcano-sédimentaire".

Au cours du Pliensbachien inférieur (Carixien moyen), les Traras sont caractérisés par une subsidence active, provoquant l'individualisation de petits bassins losangiques séparés par des hauts fonds. En conséquence, une mer pelliculaire s'avancit pour permettre l'installation des dépôts carbonatés peu profonds "Calcaire compacts de Zailou" avec des séries épaisses dans les zones subsidentes, et une sédimentation réduite ou nulle sur les hauts-fonds. Cependant, cette transgression laisse subsister quelques reliefs fournissant ainsi des matériaux grossiers qui

alimentent le "Membre des calcaires de Djerf Kebir". La pénéplation de ces reliefs conduit à l'apparition du membre des "Calcaires de Taouia" formé principalement par des calcaires oolithiques et oncolithiques.

Du Pliensbachien supérieur (Carixien supérieur au Domérien), les Traras subissent un deuxième épisode de morcellement tectonique. Le milieu évolue d'une rampe interne vers une rampe externe calme, matérialisé par le dépôt de la "Formation des calcaires du Tissedoûra", où se trouvent des faciès de mer ouverte (ammonites, brachiopodes). Ils commencent plus tôt à l'Ouest et au Sud-Ouest (Carixien supérieur) qu'au Nord et à l'Est (Domérien inférieur et moyen).

A partir du Domérien supérieur, les Traras orientaux correspondaient à une zone résistante à sédimentation réduite ou nulle, tandis que les Traras occidentaux fonctionnaient en plate-forme externe en voie d'enfoncement (début de dépôt de la "Formation marno-calcaires de Bayada").

Au début du Toarcien, les mouvements épirogéniques augmentent, provoquant la naissance des bassins à subsidence différentielle, dans lesquels se déposent les "Marno-calcaires de Bayada", alors que sur les bordures s'installent les "Ammonotico-rosso des Traras", dès le Toarcien moyen (Benhamou, 1983).

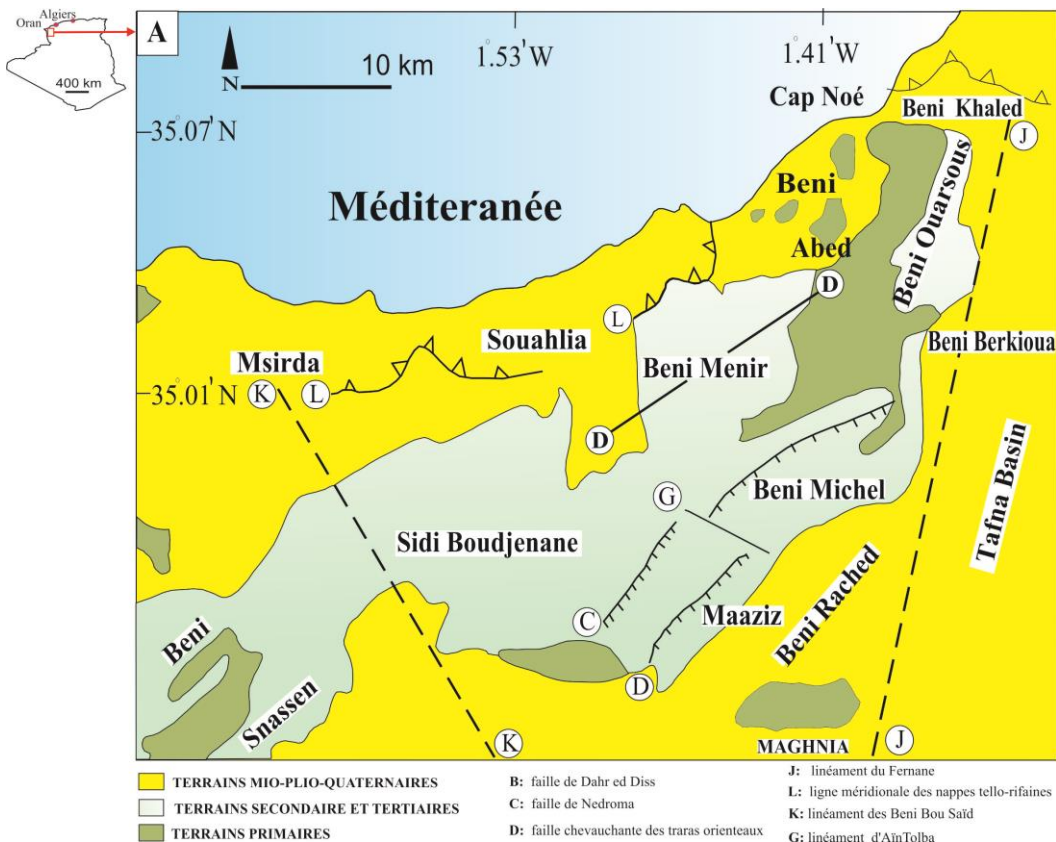


Fig. I-4 : Carte géologique des Monts des Traras

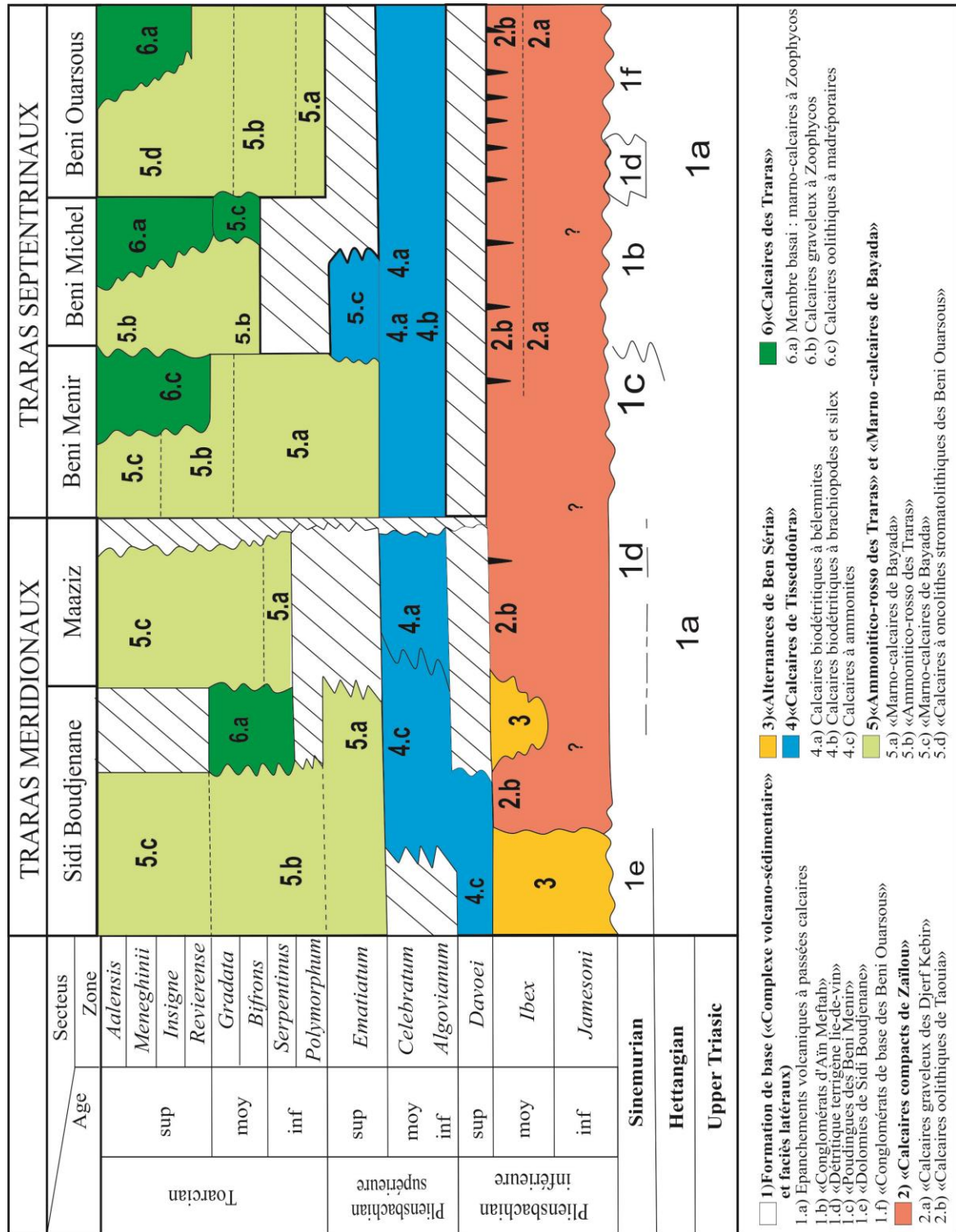


Fig. I- 5 : Subdivision lithostratigraphique des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur

II.2- Cadre géologique de secteur d'étude (Beni Menir) :

La région des Beni Menir montre une succession lithologique très caractéristique de la partie occidentale des Traras septentrionaux par le grand développement des épaisseurs des différentes unités. De bas en haut, elle est représentée par la succession lithostratigraphique suivante (Ameur, 1999 ; Fig.6) :

A- Formation des poudingues des Beni Menir

Les poudingues des Beni Menir reposent directement sur le granite de Nedroma dans le secteur de Khoriba. Ils constituent l'équivalent latéral, mais plus argileux des «Conglomérats d'Ain Meftah». Sur la bordure nord des Beni Menir, près du Douar Ouled Ben Abdelmalek, les «Poudingues des Beni Menir» passent verticalement et horizontalement à un ensemble détritique, terrigène et pélitique à fragments de schistes et de quartzites remaniés provenant de la destruction du substratum hercynien. Ces poudingues sont caractérisés par une variation d'épaisseur remarquable ; ils font 50 m sur la bordure sud-orientale des Beni Menir, pour atteindre 150 à 200 m vers le Nord-Ouest. Leur limite supérieure coïncide avec l'apparition des premiers bancs de calcaires biodétritiques à grains de quartz de la formation des Calcaires compacts de Zaïlou. Par corrélation lithostratigraphique avec les terrains avoisinants, ces poudingues ont été rattachés au Lias inférieur (Ameur, 1999).

B- Formation des Calcaires compacts de Zaïlou

Dans le secteur de Béni Menir, la formation des Calcaires compacts de Zaïlou est plus épaisse au Sud-Ouest (environ 50 m à Khoriba), qu'au Nord, où elle ne dépasse pas 17 m à Mellala et 22 m près du Douar des Ouled Ben Abdelmalek. Elle comprend deux membres :

- **Calcaires graveleux de Djerf Kebir** : ce membre est matérialisé à la base par une alternance de bancs gréseux calcaires et de calcaires biodétritiques à stratifications obliques et entrecroisées, soulignées par le matériel quartzeux. Son épaisseur est presque constante (10 à 12 m). Au sommet, il est caractérisé par la disparition des strates gréseuses. Il est plus épais dans la région nord du Douar Ouled Malek (10 m) alors qu'il diminue de puissance vers le Sud.

- **Calcaires oolithiques de Taouia** : ce membre montre la superposition de trois termes lithologiques (i) calcaires oolithiques à rares grains de quartz et rides de courant. (ii) calcaires à grosses oncolithes en bancs décimétriques (0,30 à 0,40 m), et (iii) des oncolithique organoclastique riches en madréporaires isolés, en nérinées, et en bivalves à test épais (*Lithotis* et *Protodicerias*) en bancs compacts et massifs (0,70 à 0,80 m d'épaisseur).

La limite supérieure de cette formation est soulignée par la présence d'une surface paléokarstique (Mellala) et par des fissures synsédimentaires à remplissages rougeâtres micritiques et bréchiques visibles à Khoriba. Elle est rattachée au Lias Moyen (Pliensbachien inférieur) par comparaisons avec des faciès semblables dans l'Est marocain (Bassoullet & Benest, 1976 ; Elmi, 1971 ; Benhamou, 1983 ; Marok et al. 2012).

C. Formation des Calcaires du Tissedoûra (6 m)

Elle repose en légère discordance angulaire sur les «Calcaires compacts de Zaïlou». Leur épaisseur maximale est atteinte dans la région de Mellala (5 à 6 m) alors qu'à Khoriba et Ouled Malek, elle ne dépasse pas 2,50 m. Ce sont des calcaires bioclastiques à bélemnites, à brachiopodes et rares grains de quartz. Ils présentent de nombreuses strates obliques. La faune de brachiopodes indique le Domérien moyen.

D. Les Marno-calcaires de Bayada et l' Ammonitico-rosso des Traras

La formation des "Marno-calcaires de Bayada" (88 m) est bien représentée dans la région comprise entre Aïn Killoun, Mellala et Benzergua. Elle débute dès le Domérien supérieur pour se terminer à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae). On y reconnaît trois membres lithostratigraphiques.

Membre inférieur (15 m) : alternance marno-calcaire de calcaires à feldspaths, nodules pyriteux, et riche en bioclastes tels que les brachiopodes, bélemnites et ammonites, donnant un âge Domérien supérieur.

Membre médian (16 à 18 m) : alternance de marnes épaisses (0,80 à 1,50 m) et de calcaires argileux (0,20 à 0,30 m) qui diminuent en nombre et en épaisseur vers le haut par rapport au développement des marnes. La récolte à la base de ce membre un grand *Dactylioceras* (*Orthodactylites* sp), un *Lytoceras* sp. et une *Rhychonella* sp, ce qui permettait de le rattacher au Toarcien inférieur (zone à Polymorphum).

- **Membre supérieur (54 m)** : formé par une alternance d'interlits marneux (0,10 m) et de calcaires argileux (0,30 à 0,40 m) à slumps très fréquents. Il est délimité à sa partie supérieure par une surface de ravinement soulignée par un calcaire bréchique, ferruginisé. La faune d'ammonites indique la zone à Gradata du Toarcien moyen et la zone à Meneghinii du Toarcien supérieur. Ce membre comporte deux termes ;

- **Terme inférieur (18 m)** : formé par alternance marno-calcaire à slumps très fréquents où les niveaux marneux contiennent de petits grumeaux alors que les bancs calcaires sont noduleux à pseudo-noduleux. La faune récoltée indique la zone à *Bifrons* du Toarcien moyen.

- **Terme supérieur (36 m)** : marqué par des calcaires argileux en bancs décimétriques (0,25 à 0,30 m) séparés par des interlits marneux. Les bancs calcaires montrent des phénomènes de slumping avec de beaux rouleaux et un débit en galettes. Les surfaces de bancs sont soulignées par des enduits ferrugineux. La faune d'ammonites indique la zone à *Gradata* du Toarcien moyen et la zone à *Meneghinii* du Toarcien supérieur.

Le faciès «Ammonitico-rosso» n'est pas très prépondérant dans ce secteur. Il a été observé au Sud d'Ain Killoun en allant vers Khoriba,. Quelques ammonites rapportées à *Hildoceras bifrons* indiquent le Toarcien moyen.

E) Formation des calcaires des Traras» (66 m)

Cette formation fait 66 m à Ain Killoun alors qu'ils ne mesurent que 22 m à Ben Zergua et 11 m à Sidna Oucha. Le membre basal (20 m) est formé par des calcaires argileux, en bancs de 0,30 m, à *Zoophycos*, séparés par des interlits marneux finement feuilletés. La faune d'ammonites indique la zone à *Opalinum* et la zone à *Murchisonae*. Le membre principal (16 m) est constitué par des calcaires argileux à *Zoophycos*, datés de l'Aalénien terminal. Le membre supérieur (30 m) comprend deux termes ; (i) un terme inférieur (18 m) matérialisé par des calcaires argileux, bioclastiques à nodules de silex et de pyrite (Bajocien basal ; zone à *Discites*). (ii) un terme supérieur (12m) formé par calcaires argileux bioclastiques à lentilles récifales formées par des calcaires bréchiques, biodétritiques à quartz, à madréporaires et nodules de silex, rattachés au Bajocien basal.

G) Formation des «Marnes d'Ain Killoun» (50 m)

Ce sont des marnes verdâtres à jaunâtres, à posidonomyes et rares bancs calcaires. La faune d'ammonites indique le Bajocien supérieur.

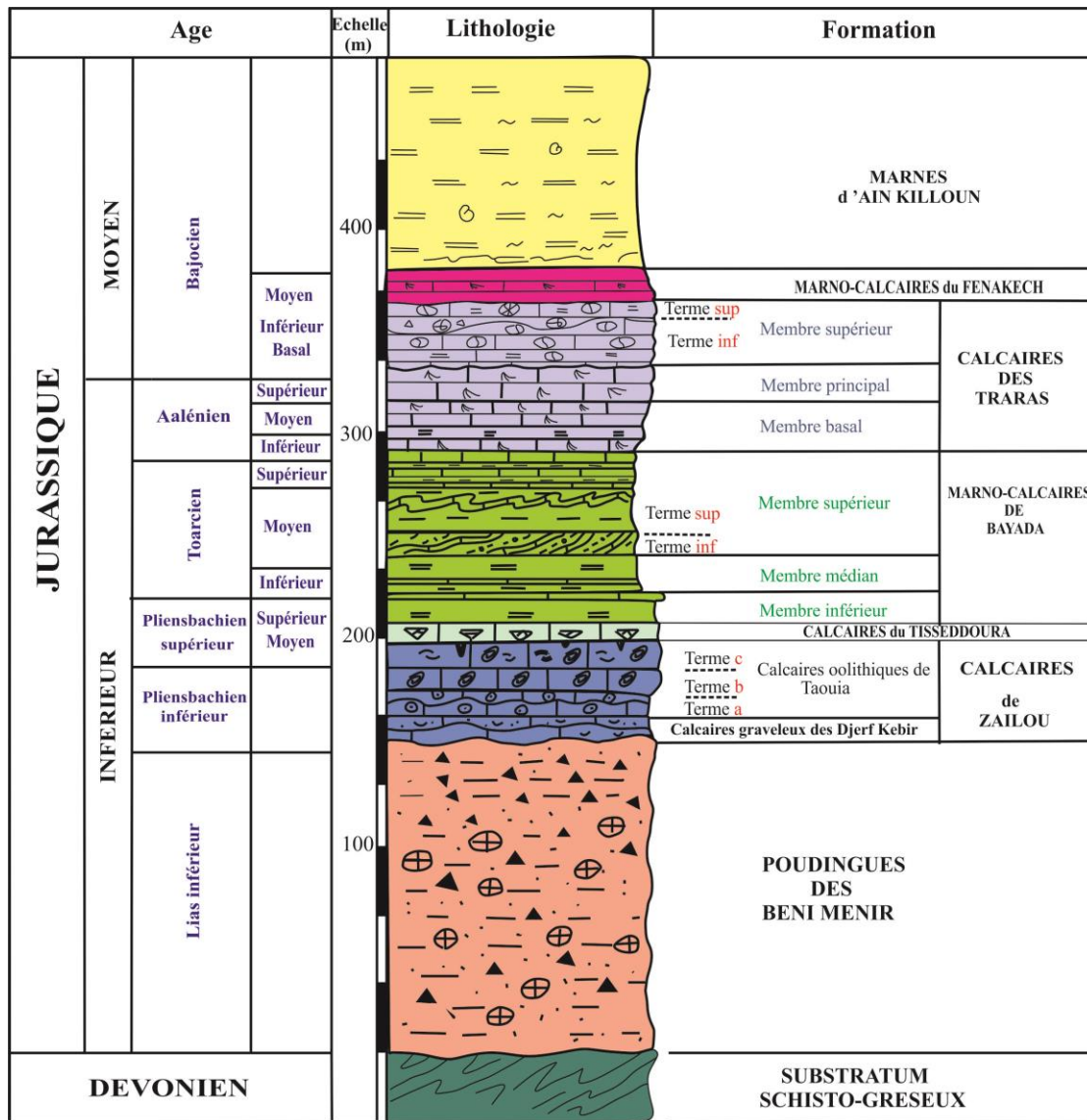


Fig.1-6-Succession synthétique des Beni Menir (partie occidentale des Traras septentrionaux (Ameur, 1999)

III-CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE :

Pendant le Jurassique, les Monts des Traras se sont situés dans la partie méridionale de la Téthys (Fig. I-7a) et occupaient le bassin nord du domaine paléogéographique tlemcénien (Fig. I-7b). Ce domaine correspond à un sillon intracratonique mineur, subsident et relativement peu profond, ultérieurement plissé (Guardia, 1975). Son évolution paléogéographique est contrôlée par les jeux tardi-hercyniens, responsables d'une distension générale, dans la zone de transition entre le domaine des Hautes-plaines oranaises au sud, et le futur domaine tellien au Nord. Pendant le Lias Moyen, ce domaine s'est différencié grâce à plusieurs pulsations épirogéniques, pour enfin s'individualiser du domaine tellien pendant l'Oxfordien (Mekahli, 1988). Néanmoins, leur limite est difficile à préciser, car elle est actuellement soit recouverte par les nappes

telliennes, soit effondrée sous les bassins miocènes. De forme généralement polygonale, le domaine tlemcénien est orienté Est-Ouest. Il occupe la partie Nord-Ouest de l'Oranie occidentale. Il est limité au Nord par la dépression miocène, qui le sépare du sillon tellien ; au Sud, il est bordé par le môle résistant des Hautes-plaines oranaises, à l'Est par la transversale NNE-SSW d'El Bayadh-Tiaret, qui le sépare du domaine pré-atlasique ; alors qu'à l'Ouest, il est limité par le domaine des nappes rifaines et la bordure septentrionale du Moyen Atlas marocain (Fig.I-7c)

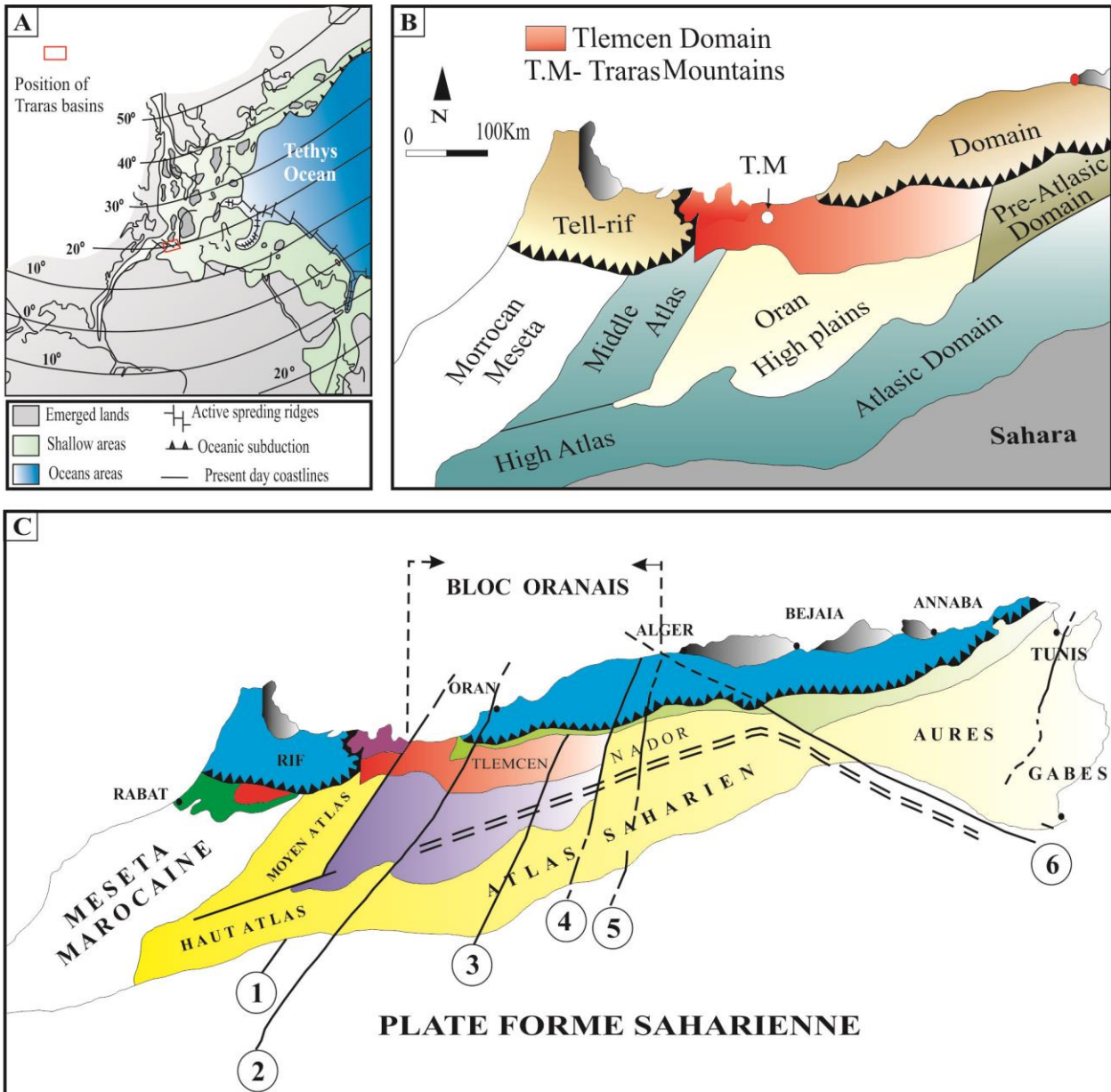
Les principales structures du domaine tlemcénien sont orientées N70° et déviées par des décrochements N-10° et N-20°, parallèles aux transversales définies successivement par Lucas (1942,1952), Glangeaud (1951), Guardia (1975) et Elmi (1971,1978, 1982). Ces transversales découpent ce domaine en le délimitant en quatre panneaux paléogéographiques, bien distincts (Elmi, 1978), qui sont de l'Ouest vers l'Est :

- **Panneau de Guercif** : Il est délimité à l'Est par la transversale de la Moulouya. Il se termine vers l'Ouest en cul de sac.

- **Panneau des Beni Snassen Traras, monts d'Oujda et Rhar Roubane** : Il est délimité à l'Est par la transversale de la Tafna (Gautier, 1922 ; Lucas, 1942 et 1952 et Elmi, 1982). Il est coupé longitudinalement par la dépression Angad-Maghnia, qui sépare les Béni Snassen et les Traras au Nord, des Monts de Oujda et Rhar-Roubane au Sud. Il comprend des terrains paléozoïques très plissés surmontés en discordance par des assises carbonatées du Lias et du Dogger recouvertes par les dépôts du Jurassique supérieur.

- **Panneau des monts de Tlemcen et des monts de Daia** : ce panneau de forme parallélogramme est délimitée à l'Est par la transversale de Saïda-AïnSefra alors que les transversales de l'Oued Chouly (Elmi, 1970 ; Benest, 1973) et d'Ain Tellout (Gentil, 1903 ; Elmi, 1970) constituent les principaux accidents. Ce panneau montre essentiellement des dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé.

- **Panneau IV des monts de Saïda** : ce panneau est limité à l'Est par la transversale d'El Bayadh-Tiaret (TI) qui sépare le domaine tlemcénien du domaine pré-atlasique du Nador. Il est constitué de terrains paléozoïques qui affleurent près du môle de Tiffrit, ainsi que des terrains jurassiques.



1: transversale de la Moulouya; 2: transversale de la tafna-Magoura; 3: transversale d'Ain Sefra-Saida; 4: transversale d'El Bayeth-Tiaret; 5: transversale de Teniet Le Had; 6: linéament d'Aurès-Hodna; I: panneau de Guercif; II: panneau de Béni Snassen; III:panneau des Monts de Tlemcen et Daia; IV: panneau des Monts de Siada

Fig. I-7 : Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; in Aneur, 1988).

IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les recherches géologiques en Algérie ont pris naissance dès le début de la colonisation française en 1830. Les premières reconnaissances de terrain remontent à Renou (1843-1854) qui publia un aperçu sommaire sur la constitution géologique de l'Algérie. Cet auteur a rattaché les schistes primaires des Traras au Crétacé.

Pouyanne (1877) publia la notice géologique sur la subdivision de Tlemcen avec une carte au 1/400 000 de la même région.

Gentil (1903) présenta une excellente thèse dans le Service de la Carte géologique de l'Algérie. Les Monts des Traras, faisant partie à cette époque au bassin de la Tafna, prenait une part considérable dans la thèse de cet auteur. En effet, il a décrit les différents faciès formant la région des Traras, puis les a intégrer dans un cadre chronostratigraphiques allant de l'infras Lias jusqu'au Callovo-Oxfordien, en se basant sur les Brachiopodes et Ammonites. A titre d'exemple, dans notre secteur d'étude, les poudingues de Béni Menir qui sont définis par Pouyanne (1876) et Pomel (1890) et qui ont rattachés au Keuper par ces deux auteurs, Gentil les a attribués à l'Infralias.

Roman (1933) a pu reconnaître le Bathonien inférieur pour la première fois dans les Monts des Traras, grâce à une importante faune d'ammonites récoltées par Gauthier dans les marnes de Sekika.

Guardia (1975) dégagée les grandes lignes lithostratigraphiques et apporta de nombreuses précisions relatives à la datation. Cet auteur divise la série jurassique en trois grands ensembles ou groupes comparables à ceux définis par Augier (1967) plus au Sud. Il a aussi pu reconstituer la paléogéographie des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur et Moyen.

Elmi (1976) a intégré les Monts des Traras au Domain Tlemcénien et apporté des nouvelles datations grâce aux ammonites.

Ameur (1978) a élaboré une thèse de doctorat de 3^{ème} cycle. Il a entamé une étude lithostratigraphique et sédimentologique des formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne de Fillaoussène (Béni Mishel). La formation des Calcaires compacts épais *sensu* Guardia a été redéfinie dans le secteur oriental par cet auteur, en la donnant le nom de "Formation des Calcaires compacts de Zailou". Il l'a même subdivisée en deux membres : membre de Djerf Kebir, défini dans la falaise constituant l'alignement de Djerf Kébir, près de l'Aïn Meftah, et membre de calcaire de Taouia, défini près de Taouia.

Elmi (1982) a donné le nom des "Calcaires du Tisseddouïra" (définie à Rhar Roubane) à la formation des Calcaires graveleux à Bélemnites (*sensu* Ameur et Elmi, 1981).

Benhamou (1983) présenta sa thèse de doctorat de 3^{ème} cycle sur les dépôts du Jurassique inférieur et moyen de Djebel Gorine et Sidi Sofiane (Traras orientaux). L'étude détaillée de l'ammonotico-rosso lui conduisait à repérer, pour la première fois dans les Traras, l'extrême base

du Toarcien. Il a aussi identifié le "membre des calcaires oncolithes-stromatolithes" d'âge Toarcien-Aalénien inférieur qui l'a attribué à la formation de "l'Ammonotico-ross".

Ameur (1988) présenta sa thèse de doctorat, dans laquelle il a élargi son thème pour englober tout l'autochtone des Traras. L'importante faune découverte (ammonites et brachiopodes) permettait d'établir une biostratigraphie fine des différentes formations carbonatées qui ont été maintenues dans cette thèse. Hormis la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" qui s'est rattachée, toujours (Pliensbachien inférieur sans preuve paléontologique, les autres formations dans les différents secteurs sont hétérochrones.

- Travaux réalisés sur le secteur d'étude

Ces dernières années, notre secteur d'étude a fait l'objet de plusieurs études paléontologiques, sédimentologiques et même géochimiques, focalisés surtout sur le passage Pliensbachien-Toarcien.

Elmi et ses Co-auteurs (2009) ont étudié en détail la coupe de Mellala faisant partie de notre secteur d'étude. Grâce à son contenu fossilifère (brachiopodes, ammonites et foraminifères), cette coupe a permis une meilleure datation et identification du passage Pliensbachien-Toarcien. Vu sa continuité biostratigraphique, cette coupe a été utilisée aussi comme étant une coupe auxiliaire au (G.S.S.P) sélectionné au Portugal, dans la coupe de Peniche (Elmi, [2007](#)).

Ouahib (2012) a présenté un mémoire de Magister traitant le passage Pliensbachien-Toarcien dans les Traras septentrionaux. La coupe de Benzerka, faisant partie du secteur de Béni Ménir a été étudié en détail biostratigraphique (foraminifères benthiques) sédimentologique et géochimique (CaCO₃, COT et S). L'étude paléontologique a permis de tracer la limite entre le Pliensbachien supérieur (Zone à Emaciatum) et le Toarcien inférieur (zone à Polymorphum). Sur le plan sédimentologique, l'approfondissement progressif de la plate-forme carbonatée est accompagné par une diminution graduelle des détritiques terrigènes à partir de la zone à *Levisoni*. Enfin, les données géochimiques indiquent la présence d'une crise anoxique importante qui débute dès la zone à Polymorphum pour s'accroître durant la base de la zone à *Levisoni*.

Baghli et al (2019) dans leur étude sur les changements climatiques dans le sud de la Téthys durant le Jurassique inférieur, et qui ont touché pratiquement tout l'Ouest algérien, ont utilisé la coupe de Mellala comme étant une coupe référence dans les Monts des Traras pour la collection des brachiopodes dans la limite PL/To.

Baghli et al (2021) continuant leurs travaux sur le Jurassique inférieur de l'Algérie, la coupe de Mellala fait l'objet, une autre fois, d'une étude détaillée des nannofossiles et des isotopes de carbone et nitrogène. L'étude biostratigraphique a permis d'identifier les deux excursions isotopiques du carbone caractérisant la crise du passage Pliensbachien-Toarcien inférieur (zone à Polymorphum) et la crise du Toarcien inférieur (Zone à Levisoni), ce qui a permis par conséquent une corrélation précise avec la Téthys occidentale.

V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

1- But du travail :

Ce travail a pour but de compléter et combler les lacunes laissées dans les Traras occidentaux, en entamant une étude sédimentologique détaillée, traitant les différents faciès, ainsi que les environnements sédimentaires constituant le Jurassique inférieur dans le secteur de Beni Menir d'étude, ainsi que

2- Méthodologie de travail :

a-Recherche bibliographique : elle consiste à la lecture toutes les informations (travaux antérieurs) disponibles ayant une relation avec la géologie des Monts des Traras et du secteur d'étude.

b- Travail de terrain : réalisé suite à une mission de reconnaissance générale de la région étudiée et le choix des meilleurs affleurements. Une coupe détaillée (plus deux d'autres coupes complémentaires) ont été levées dans le secteur d'étude. Nous avons décrit le macrofaciès et inventorié les structures sédimentaires accompagnées par la prise des photographies de lithofaciès les plus significatifs. En outre, nous avons effectué un échantillonnage serré pour que cette étude soit complétée au niveau de laboratoire.

c- Traitement au laboratoire :

Une dizaine de lames minces ont été confectionnées au niveau du Laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Univers, université d'Oran². L'analyse est effectuée à l'aide d'un microscope polarisant afin de définir le microfaciès, en utilisant la classification de Dunham (1962 ; fig. I-8)

Texture reconnaissable						Texture non reconnaissable					
Les éléments ne sont pas liés pendant le dépôt					Les éléments liés organiquement pendant le dépôt						
Existence de la boue			Absence de la boue, et grains jointifs	>10% de grains > 2 mm		Boundstone					
Grains non jointif		Grains jointifs		Support par la matrice	Support par des éléments >2 mm	Peut être subdivisé en trois types					
<10% de grains	>10% de grains		Mudstone			Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone
						Par des organisme qui s'organisent comme des cloisons			Par des organismes incrustés		Par des organisme construisant des tests épais
											Cristalline

Fig.I- 8- Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).

Pour les sédiments détritiques, nous avons choisi la classification de Dott (1964 ; Fig. I-9)

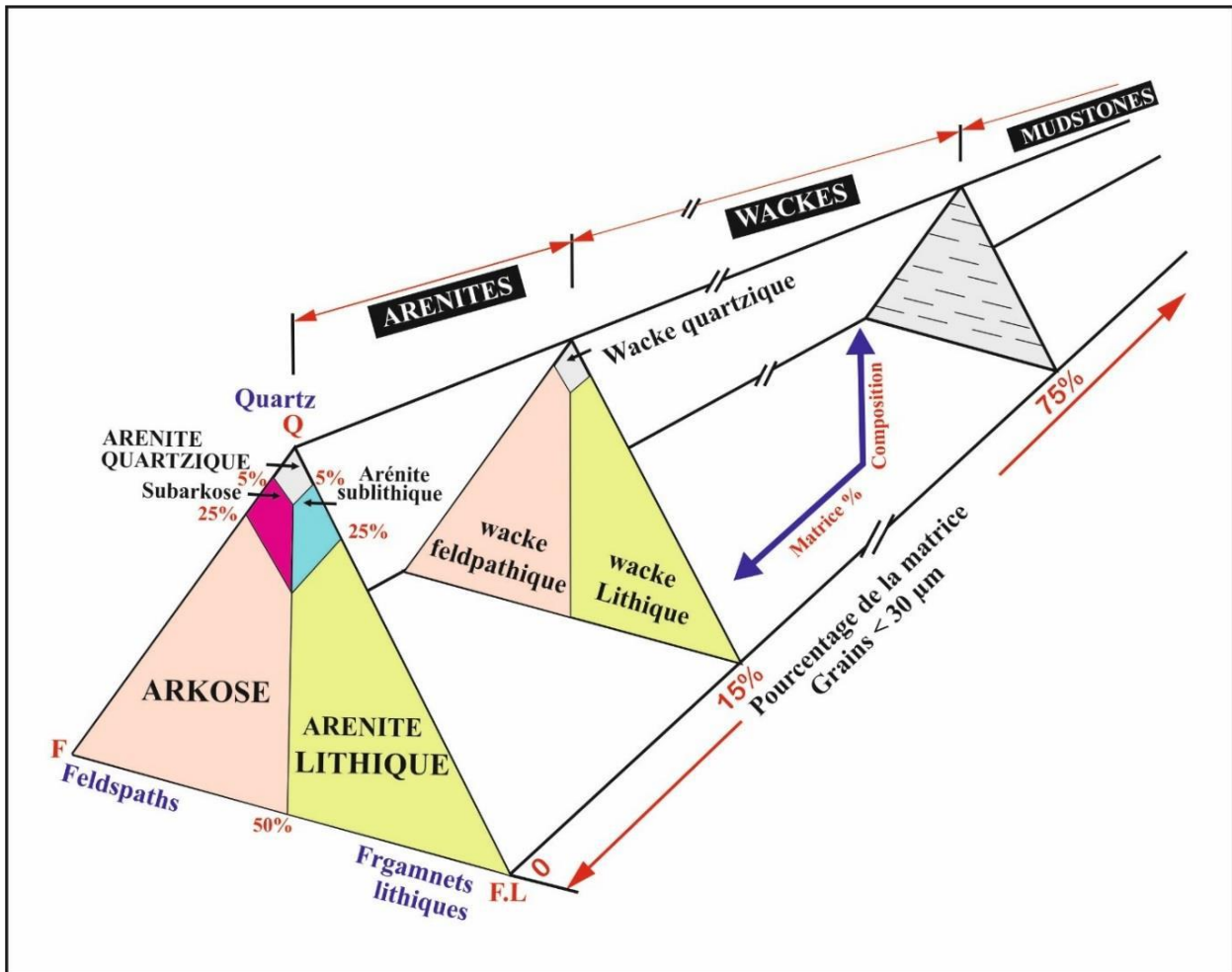


Fig. I-09 : Classification des arénites selon Dott (1964)

Chapitre II.
Lithostratigraphie

I- INTRODUCTION

La lithostratigraphie permet de définir des unités lithostratigraphiques qui correspondent à des ensembles de strates délimitées essentiellement par leurs caractéristiques faciologiques et leurs positions stratigraphiques, ainsi aidant les géologues à se repérer dans les successions géologiques sur le terrain (Hedberg, 1979 ; Pomerol, 1987; Salvador, 1994 in Nemra, 2020). Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propre au dépôt comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 2010).

De ce fait, l'objectif de ce chapitre est de fournir une description détaillée de tous les faciès formant le Jurassique inférieur dans notre secteur d'étude, afin de les placer dans leurs formations géologiques correspondantes.

II- LOCALISATION DES COUPE

Afin de mieux comprendre les variations des faciès et par conséquent les paléoenvironnements, trois coupes sériées ont été levées au niveau du secteur de Béni Menir. Elles se situent à environ 15 km de Douar des Ouled Malek, d'où tirent leur nom (fig. II-1). Les coordonnées GPS des trois coupes sont comme suit (Tab. II 1) :

Tab. 1 : Sommaire des coordonnées des coupes levées

Coupes	Abréviations	Coordonnées	Latitude	Longitude
Ouled Malek	O.M.I	(X)	35°04'41"N	1°44'42"W
		(Y)	35°04'45"N	1°44'48"W
	O.M.II	(X)	35°04'41"N	1°44'49"W
		(Y)	35°04'44"N	1°44'54"W
	O.M.III	(X)	35°04'37"N	1°44'52"W
		(Y)	35°04'40"N	1°44'57"W

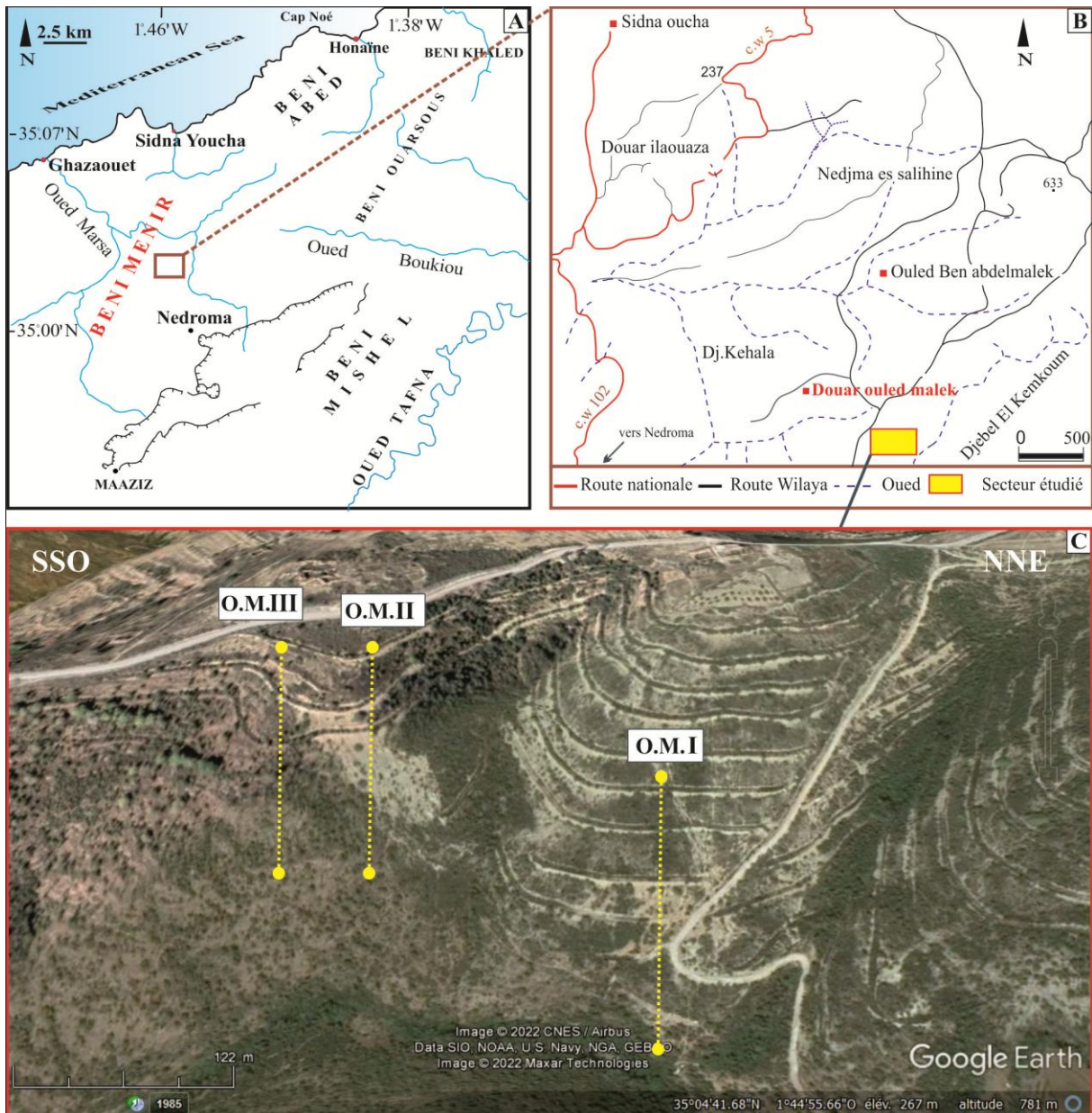


Fig. II. 1 : Localisation du secteur d'étude. A) localisation des Beni Menir, B) position du secteur d'étude, C) image satellitaire (Google Earth) montrant la position des coupes étudiées

III- DESCRIPTION DES COUPES :

1- Coupe principale des Ouled Malek (OM.I)

Le Jurassique inférieur du secteur des Ouled Malek comprend quatre formations (Fig. II.2). Vue la ressemblance des faciès, la première coupe (O.M.I) a été décrite en détail (Fig. II.3), alors que les deux autres ont été décrites brièvement. De base en haut, on peut distinguer :

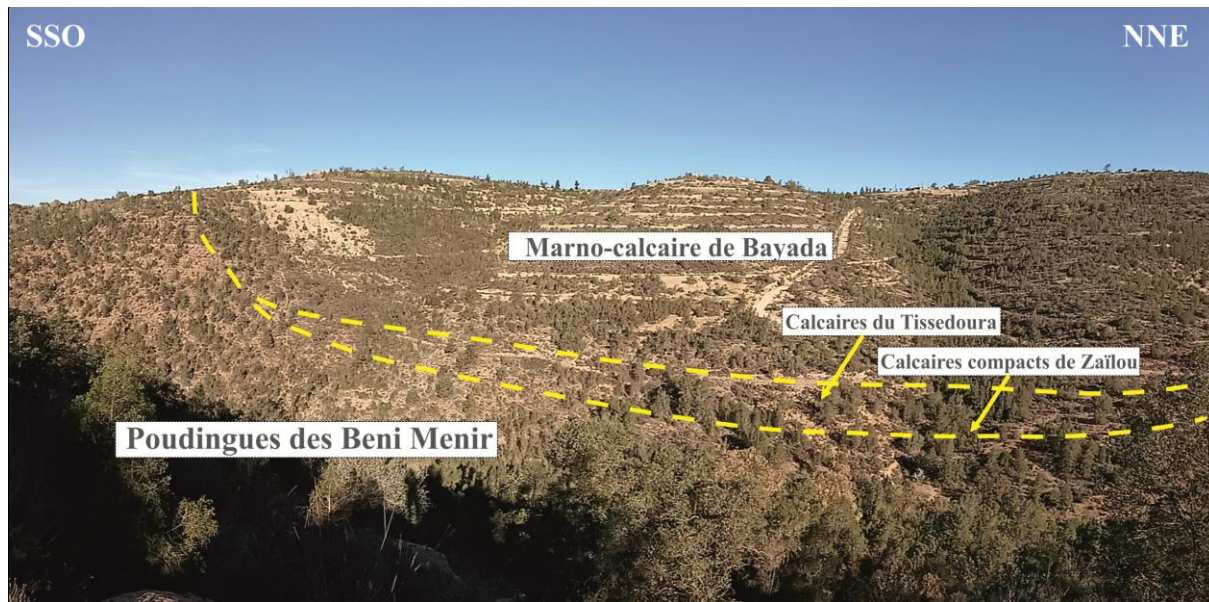


Fig. II-2 : Panorama montrant les différentes formations du Jurassique inférieur des Ouled Malek

- Formation des Poudingues des Beni Menir :

Cette formation est caractérisée par une grande variation latérale des épaisseurs. Elle fait environ 8 m à cet endroit. De base en haut elle montre un granoclassement positif. Elle débute par des éléments jointifs (*clasts-supported*), polygéniques de granites et de quartzites, de taille de galets (Fig. II-4C), de blocs et même de cailloux (Fig. II -4B), de forme subarrondie à subanguleux, et mal classés. Ces éléments sont emballés dans une matrice rougeâtre, contenant des éléments de taille des sables grossiers. Au sommet, cette formation est constituée par des éléments fins rougeâtres de taille de granules, parfois chenalisés (Fig. II-4D). Le sommet de cette formation coïncide avec l'apparition des premiers niveaux ravinés appartenant à la formation des Calcaires compacts de Zailou.

L'étude microfaciologique de ces sables grossiers montre qu'il s'agit d'une arénite feldspathique (arkose). Elle est formée par des fragments mal classés, anguleux à subanguleux de grains de quartz (65%), mélangés avec des feldspaths (30%) et de micas (10%), enrobés dans une matrice argileuse. (Fig. II-4E, F), ce qui donne une texture immature à submature.

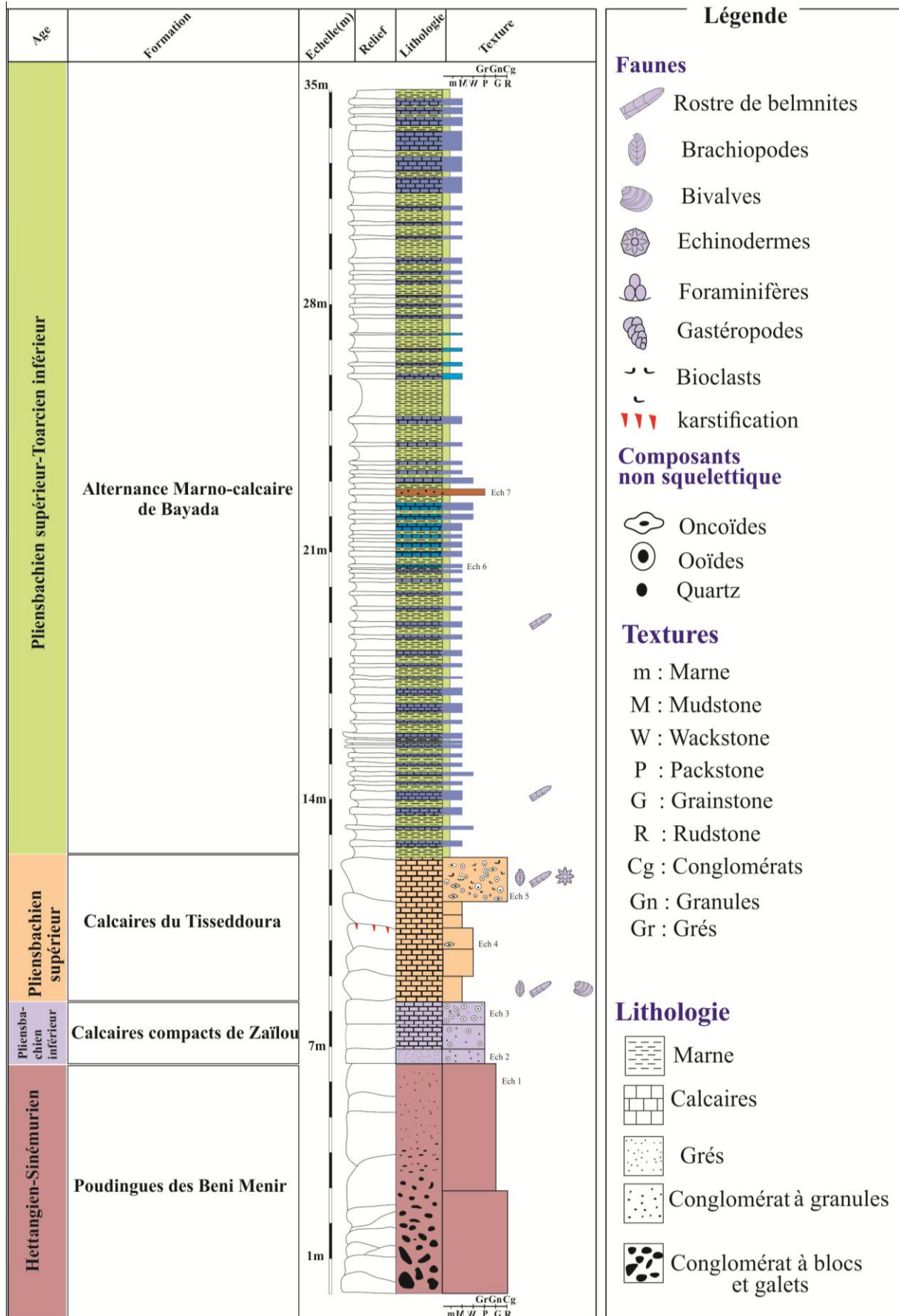


Fig. II-3 : coupe des Ouled Malek I (O.M.I)

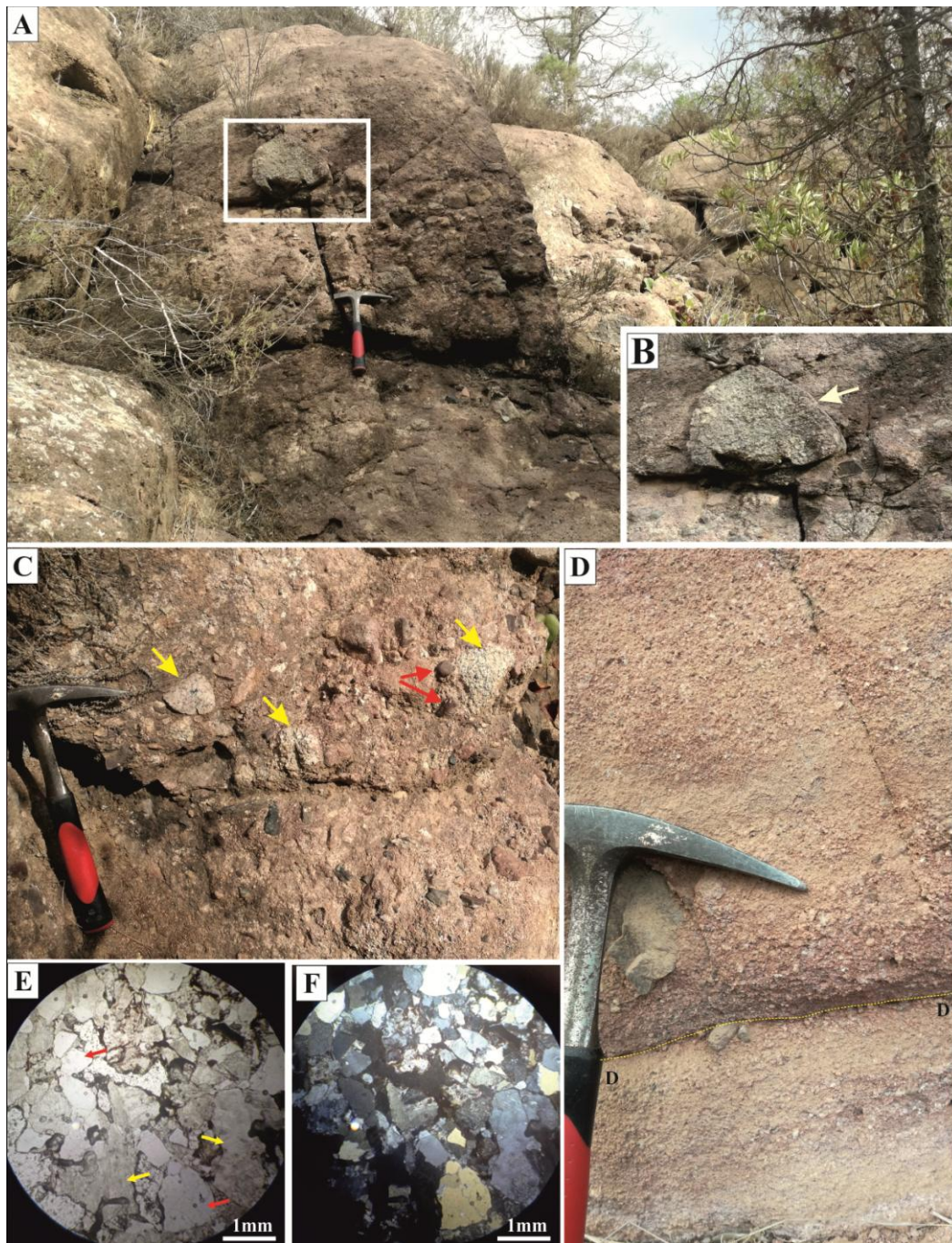


Fig. II-4 : Formation des Poudingues des Beni Menir A) Conglomérats à blocs et galets. B) bloc de granite au sein de cette formation. C) galets de quartzite (flèches rouges) et de granite (flèches jaunes). D) conglomérats à granules formant la partie sommitale de cette formation. E) en lame mince, la matrice de ces conglomérats est formée par des arkoses à grains de quartz (flèches rouges) et de feldspaths (flèches jaunes), subanguleux. F) même photo en lumière polarisée.

- Formation des Calcaires compacts de Zailou

Cette formation qui fait 3 m d'épaisseur, repose directement sur les poudingues des Beni Menir. Elle est formée uniquement par le membre des calcaires de Djerf Kebir. Elle est constituée par des bancs de calcaires de couleur grisâtre à la patine et à la cassure (Fig. II-5A), montrant des surfaces basales souvent irrégulières (ravinée). Ces bancs sont

centimétriques à décimétriques. Ils varient latéralement de 10 cm jusqu'au 60 cm d'épaisseur. Ils montrent même des chenalizations et amalgamations.

En lames minces, les premiers bancs correspondent à une arénites quartzique (grès). Ils sont formés principalement par des grains de quartz (60%) anguleux à subanguleux, mal classés, mélangés avec des feldspaths (20%) (Fig. II-5B). Ces grains forment parfois le nucleus de quelques oïdes, dont leur proportion ne dépasse pas les 10%. Au sommet, dans dernier banc de cette formation les oïdes prédominent (70%) par rapport aux grains de quartz (30%). Les oïdes sont de type de petite taille (1 mm), de type concentrique, et dont les grains de quartz forment parfois leur nucléus. La matrice correspond à une sparite, avec la présence de petite quantité de micrite, ce qui donne naissance à un calcaire oolithiques de textures packstone, mélangés avec quelques grains de quartz (Fig. II-5C).

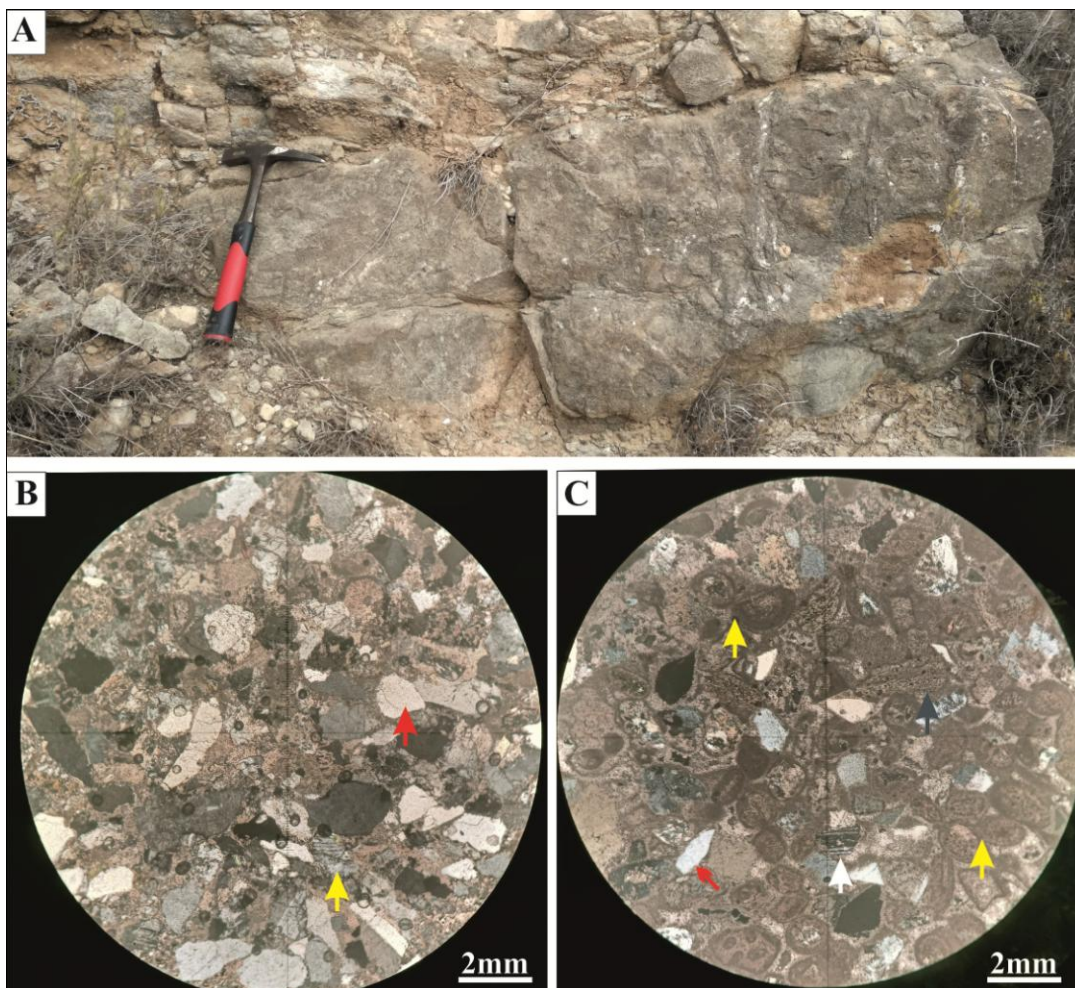


Fig. II-5 : Formation des Calcaires compacts de Zailou A) Banc détritique occupant la base de cette formation. B) En lame mince, il s'agit d'une arénite quartzique formée par des grains de quartz (flèche rouge) mélangés avec quelques grains de feldspaths (flèche jaune) subanguleux et mal classés. Le ciment pourrait correspondre à une micrite. C) calcaire oolithiques (flèches jaunes), mélangé avec quelques grains de quartz (flèche rouge) et de feldspaths (flèche blanche).

- Formation des Calcaires du Tisedoûra

Cette formation fait 07 m d'épaisseur. Elle débute avec l'apparition du premier banc des calcaires à brachiopodes surmontant les calcaires oolithiques de la formation précédente (Fig. II-7A). Vu son épaisseur réduite, les trois membres ne peuvent pas être distingués. Dans notre secteur d'étude, elle constituée à la base par des bancs décimétriques à métriques, de couleur grisâtre à la patine et à la cassure, mais plus sombre par rapport la formation précédente. Lithologiquement, cette formation débute par des bancs des calcaires micritiques rougeâtres coiffés par une surface rougeâtre qui pourrait correspondre à des karstifications (Fig. II-6A-D). Le microfaciès de ce niveau correspond pratiquement un calcaire micritique de texture mudstone à wackstone, contenant parfois de rares oncoïdes (Fig. II-6E).

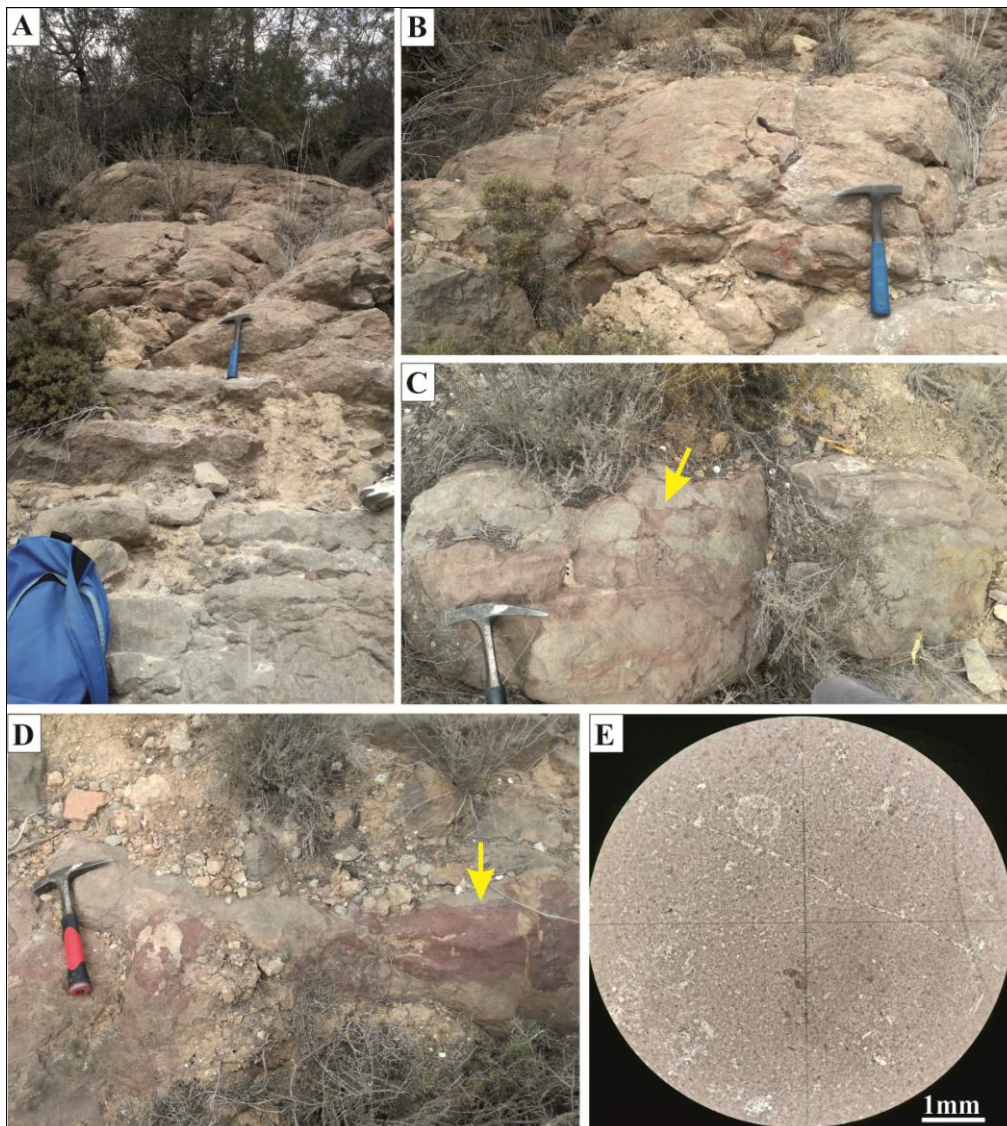


Fig. II-6 : Calcaires micritiques à karstifications. A, B) facies micritique rougeâtre au niveau de la formation des Calcaires du Tiseddoûra. C,D) micrite rouge rempli probablement les fissures karstiques. En lame mince, ces calcaires sont micritiques donnant une texture mudstone.

Ils sont surmontés par un banc qui fait 120 cm (Fig. II-7B), contenant des brachiopodes et des rostres de bélemnites (Fig. II-7C, D). En lame mince, une rudstone oncolithiques, mélangés avec des péloïdes et quelques bioclasts. Les oncoïdes sont de petites tailles (3mm), montrant des surfaces irrégulières. La fraction biogénique est représentée par des foraminifères, des plaques d'échinodermes, des brachiopodes, et débris d'autre organisme non identifiables (Fig. II-7E).

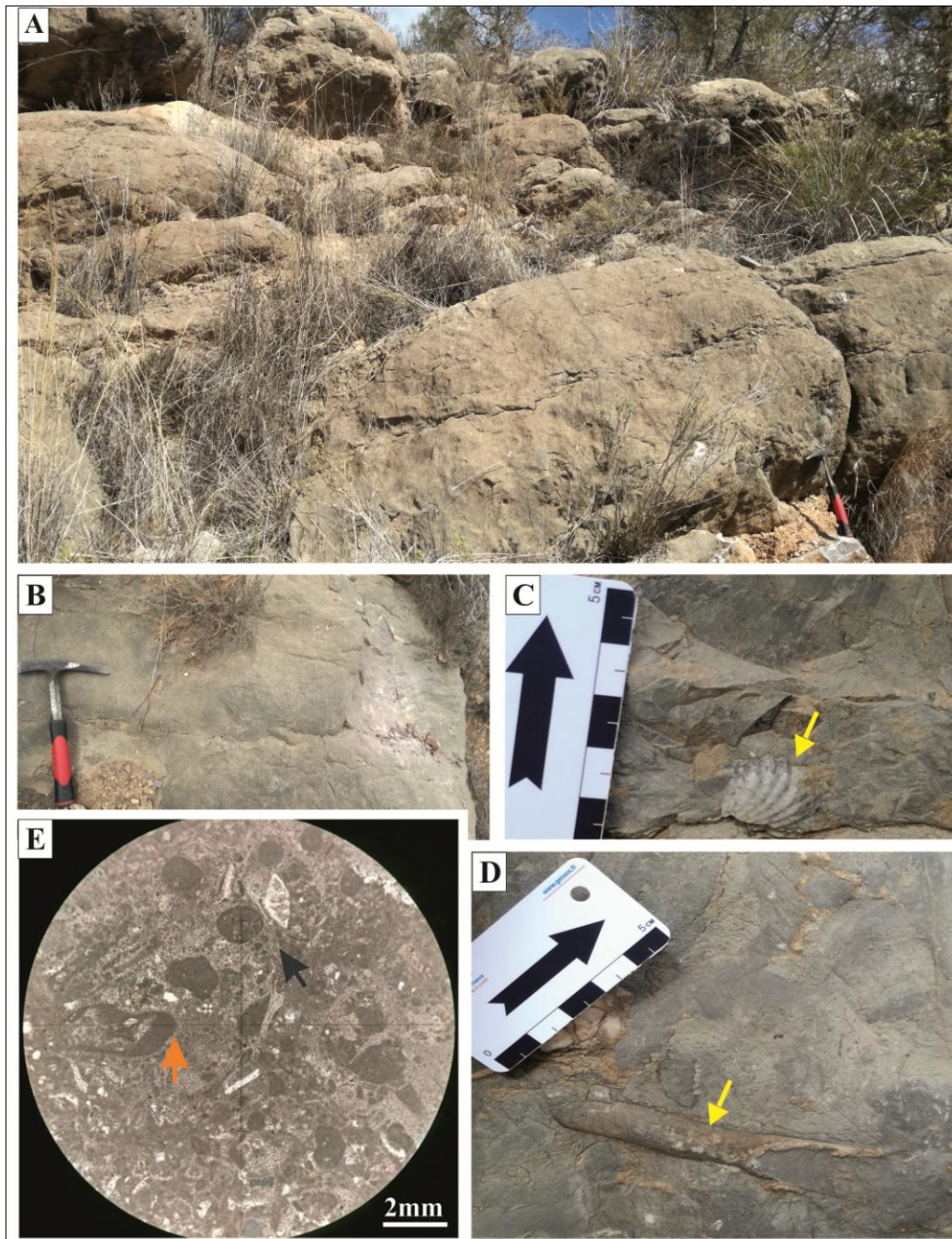


Fig. II-7 : Calcaires micritiques à brachiopodes et bélemnites. A) bancs formant la formation des calcaires du Tissedoûra. B) dernier banc contenant des brachiopodes (C) et de bélemnites (D). E) Rudstone oncolithique, contenant des oncoïdes à surfaces irrégulières flèche oranges. On note la présence des bioclasts (foraminifères, flèches noires).

- Formation des Marno-calcaires de Bayada

Cette formation correspond à une alternance des marno-calcaires serrée à la base et sommet, mais dilatée au milieu. Elle présente un changement latéral des épaisseurs. Au niveau de cette coupe, elle fait environ 15 m, où elle repose sur le dernier banc de la formation des Tissedoûra.

Les calcaires sont généralement d'ordre centimétriques à décimétriques de couleur jaunâtre à la patine et grisâtre à la cassure, contenant parfois des brachiopodes et des bélemnites (Fig. II-8A). En lames minces, ils correspondent à des calcaires micritiques de texture mudstone, mélangés parfois avec des péloïdes, ce qui donne naissance à une texture mudstone à wackstone. Les marnes sont d'épaisseurs décimétriques à métriques, de couleur jaunâtres, contenant parfois des rostrés de bélemnites.

Au milieu de ce couplet marno-calcaire, se montre un banc de calcaire discontinu, distingué par sa lithologie différente ; il est formé à la base par des calcaires micritiques de texture mudstone, suivi par un faciès détritiques, qui se superpose après une surface de ravinement, puis on retourne vers le faciès micritique (Fig. II-8B, C). Le microfaciès de ce faciès détritique montre qu'il s'agit d'une arénite quartzique (grès), formée par une grande quantité des grains de quartz, mélangés avec des feldspaths et quelques péloïdes. Les grains détritiques sont anguleux à subanguleux, mal classés, formant une texture submature (Fig. II-8D). Les marnes qui se trouvent juste au-dessous ces niveaux détritiques prennent de l'épaisseur par rapport aux bancs calcaires qui deviennent centimétriques.

2- Coupes complémentaires

Afin de reconnaître les variations des faciès et par conséquent de mieux comprendre les environnements de dépôts dans cette entité des Monts des Traras, deux coupes complémentaires ont été levées latéralement. Cependant, vu la rareté des lames minces, juste une brève description a été entreprise.

a- Coupe Ouled Malek II (O.M.II) (Fig. II.9)

La deuxième coupe des Ouled Malek (O.M.II) comprend les quatre formations figurant dans la première coupe, Excepte les épaisseurs qui sont différentes, cette coupe ne montre pas de grands changements comparativement à la coupe précédente.

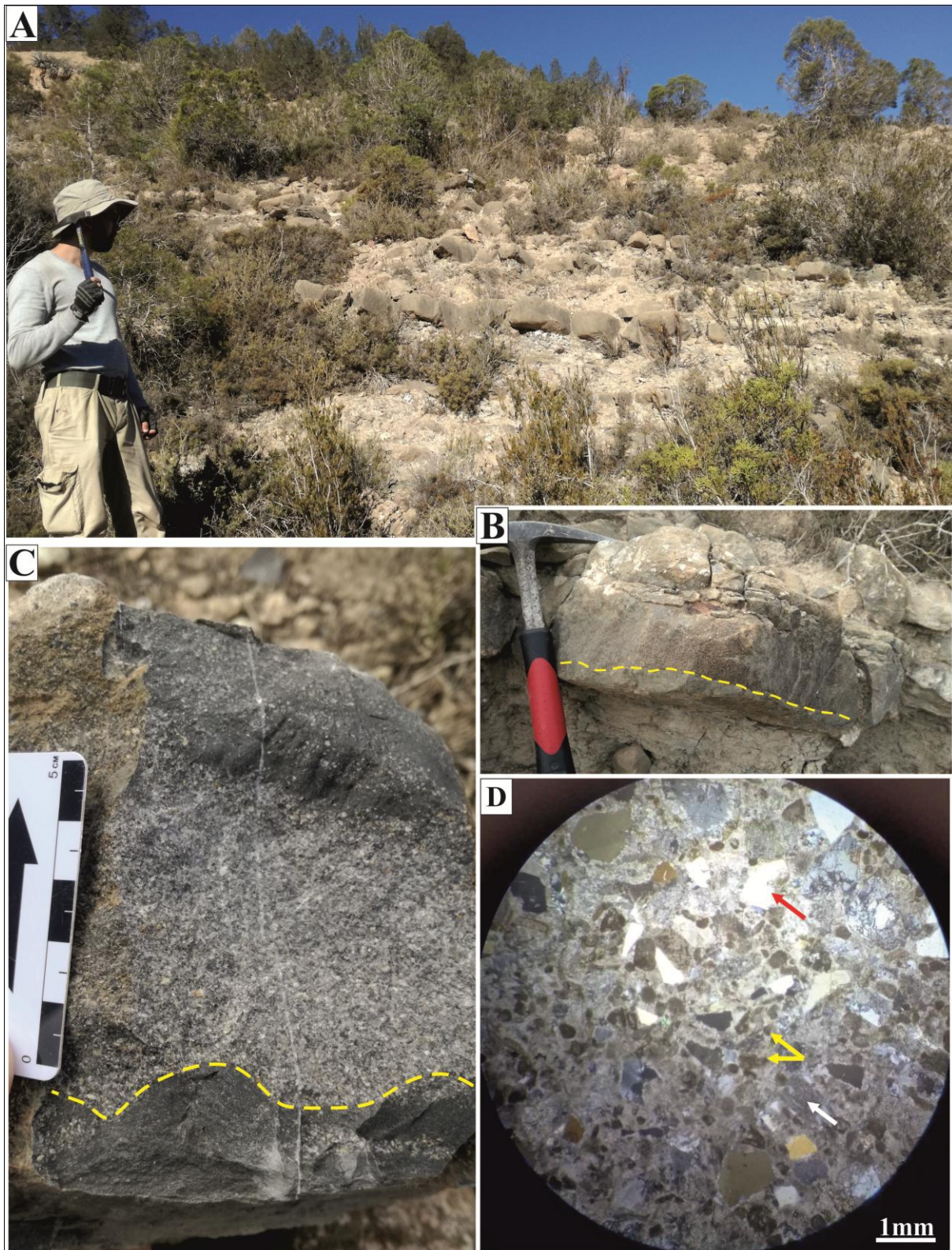


Fig. II-8 : A) Formation des alternances Marno-calcaire de Bayada. B, C) banc détritique intercalé au milieu de cette formation. Il est formé à la base par des calcaires micritiques, suivi par un faciès détritique qui se dépose après une surface de ravinement (tiré jaune), puis le retour vers le faciès micritique, mélangé avec quelques grains détritiques. En lame mince, le faciès détritique correspond à une arénite quartzique (grès), formée par des grains de grains de quartz subanguleux (flèche rouge), mélangés avec quelques de feldspaths (flèche blanche) et même de péloïdes (flèche jaune).

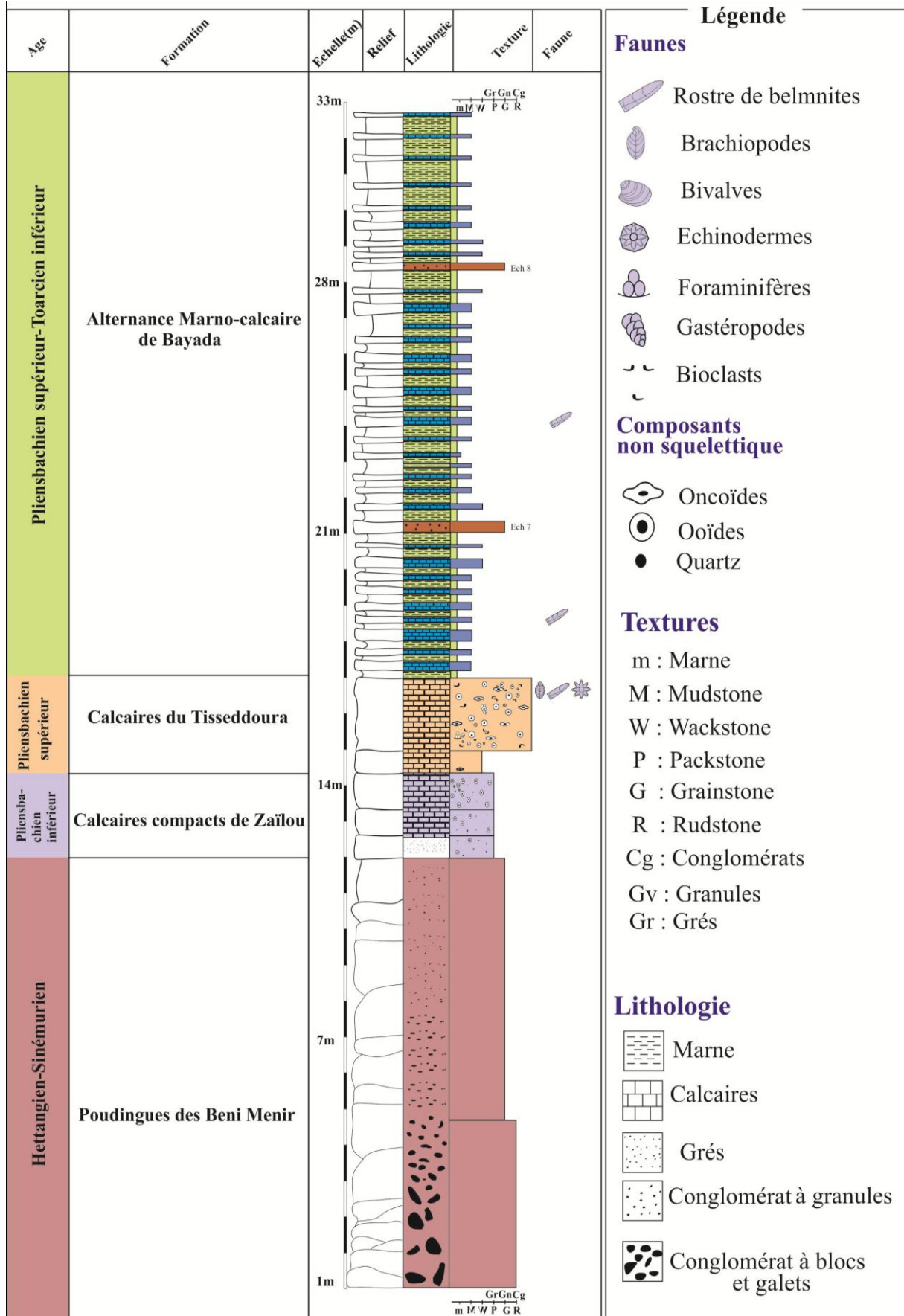


Fig. II-9 : coupe des Ouled Malek II (OM.II)

- **La formation des Poudingues de Beni Menir (12m)** augmente d'épaisseur à cet endroit (12 m). Elle est formée à la base par des conglomérats à galets et blocs de quartzite et granite subanguleux à subarrondis, évoluant vers le sommet à des conglomérats à éléments de la taille des granules anguleux à subanguleux, mal classés, de couleur rougeâtre.

- **La formation des Calcaires compacts de Zailou** fait environ 02m d'épaisseur. Elle est composée de bancs centimétriques à décimétriques, de calcaires détritiques, parfois friables, de couleur grisâtre à la patine et à la cassure. Les derniers bancs, on peut constater l'apparition du faciès oolithique.

- **La formation des Calcaires du Tisedoûra** ne dépassant les six m d'épaisseur, cette formation est constituée de bancs de calcaires décimétriques à métriques de couleur grisâtres à la patine et bleuâtre à la cassure. Macroscopiquement, elle correspond à des calcaires bioclastiques, à brachiopodes, à rostrés de bélemnites et à crinoïdes.

- **La formation des Marno-Calcaires de Bayada**

La différence avec la coupe précédente se montre au niveau de la formation des alternances des Marno-calcaires de Bayada. De point de vue lithologique, cette formation est constituée à par une alternance des marnes et des calcaires, serrée la base et dilatée au sommet. Les calcaires sont d'épaisseur centimétriques à décimétriques, de couleur jaunâtre à la patine et grisâtre à la cassure, montrant parfois des surfaces de ravinement à leur base. Les marnes de couleur jaunâtres sont aussi sont d'ordre centimétriques.

En outre, cette formation contient deux bancs détritiques qui se montrent au milieu. Ces bancs sont intercalés entre deux faciès micritiques. Ils sont discontinues, d'ordre centimétriques à décimétriques, montrant des changements latéraux des épaisseurs et des surfaces de ravinement à leur base (Fig. II-10A, B).

En lames minces, ils sont composés à la base de calcaires micritiques, de texture mudstone à wackstone mélangés avec quelques grains de quartz. Au milieu se montre le faciès détritiques, qui se superpose après une surface de ravinement. Microscopiquement, il est semblable au faciès détritique décrit dans la première coupe. Il correspond une arénite quartzique (grès), formé par une grande quantité des grains de quartz, mélangés avec des feldspaths et quelques péloïdes. Les grains détritiques sont anguleux à subanguleux, mal classés, donnant naissance à une texture submature (Fig. II-10C, D). Au sommet, on retourne

vers des calcaires micritiques de bioturbés texture wackstone à packstone, mélangé aussi avec quelques grains de quartz.

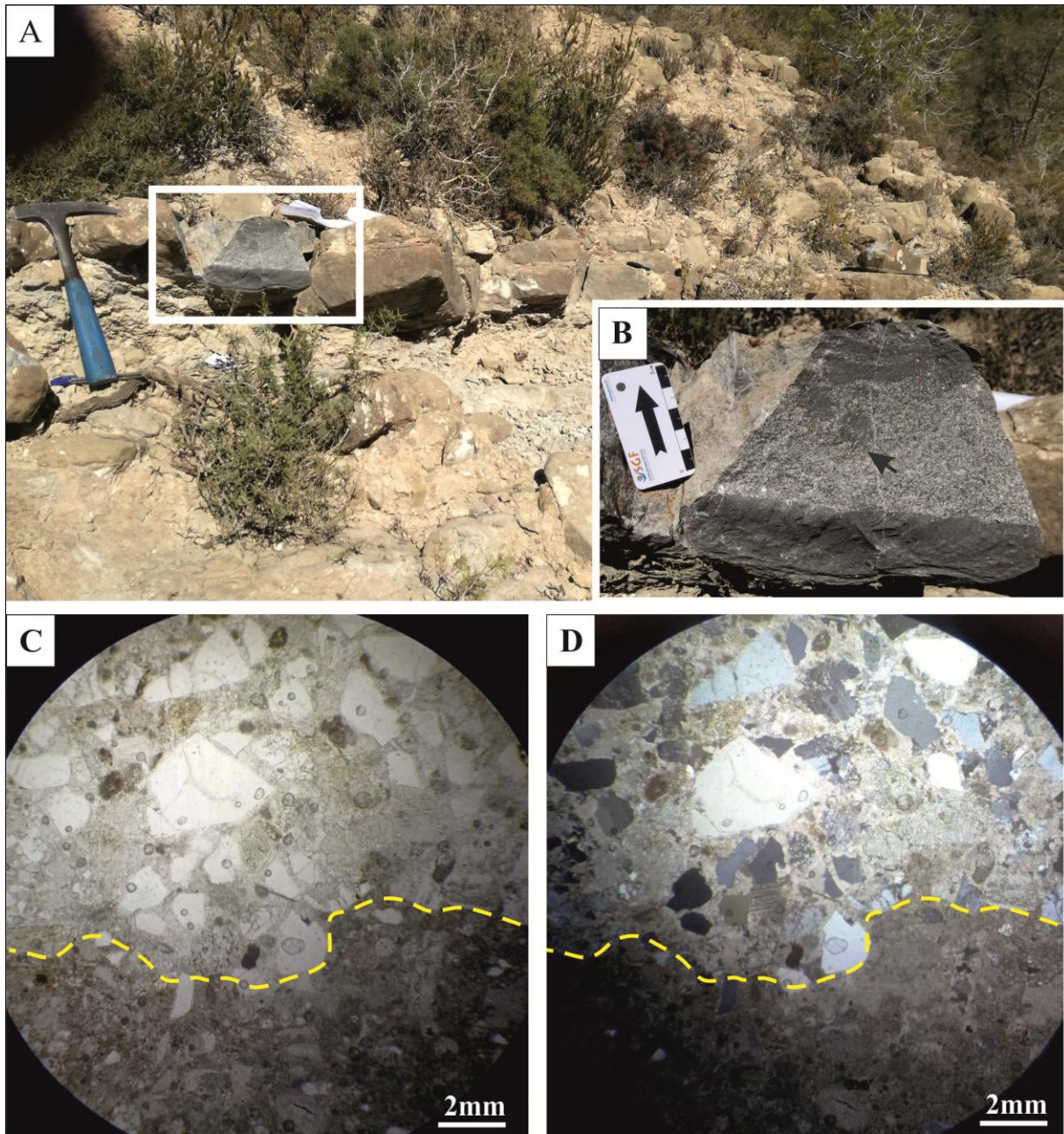


Fig. II-10: Faciès détritique de la coupe O.M.II. A) premier banc détritique répertorié au niveau de la deuxième coupe (O.M.II). B) ce banc montre clairement un faciès micritique à la base suivi, par un faciès détritique, puis le retour vers les calcaires micritiques bioturbés (flèche noire). C) le microfaciès de ce niveau montre qu'il s'agit d'un calcaire micritique à la base contenant quelques péloïdes et grains de quartz, donnant ainsi une texture wackstone. Après une surface de ravinement bien déterminée, se dépose le faciès détritique qui correspond toujours à une arénite quartzique (grès). Ces grès sont formés par des grains de quartz anguleux et mal classés, mélangés avec de rares grains de feldspaths et peloids, donnant naissance à une texture submature.

b- Coupe Ouled Malek III (OM.III) (Fig. III.11)

Dans la troisième coupe des Ouled Malek (O.M.III) qui fait 35 m d'épaisseur. La formation rougeâtre des Poudingues des Beni Menir est très épaisse dans cet endroit. Elle fait environ 28 m d'épaisseur. Elle est formée pratiquement par des conglomérats à granules rougeâtres, à rare boules de granites, mais avec des stratifications horizontales et obliques. La formation des Calcaires Compacts de Zailou et celle des Calcaires du Tissedoûra sont complètement absentes à cet endroit. La formation des Marno-calcaire de Bayada fait 7 m d'épaisseur. Elle repose en discordance angulaire sur les poudingues des Béni Menir. Elle correspond à alternance serrée de marnes et calcaires d'ordre centimétrique. Il faut noter l'absence totale du faciès détritique répertorié dans les deux coupes précédentes.

IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE

Dans ce mémoire, l'attribution biostratigraphique des différentes formations s'est basée sur la thèse de Ameer (1999). Selon cet auteur, la formation des poudingues des Beni Menir est rattachée au Lias inférieur (Hettangien-Sinemurien) par corrélation avec les terrains avoisinants. La formation des Calcaires compacts de Zailou est rattachée au Pliensbachien inférieur, par comparaisons avec des faciès semblables dans l'Est marocain. La formation des Calcaires du Tissedoûra est attribuée au Pliensbachien supérieur (Domérien Moyen) grâce aux brachiopodes. La dernière formation, celle des Marno-calcaires de Bayada à été attribuée au Pliensbachien supérieur (Domérien supérieur)-Toarcien, grâce à la récolte d'une importante faune d'ammonite.

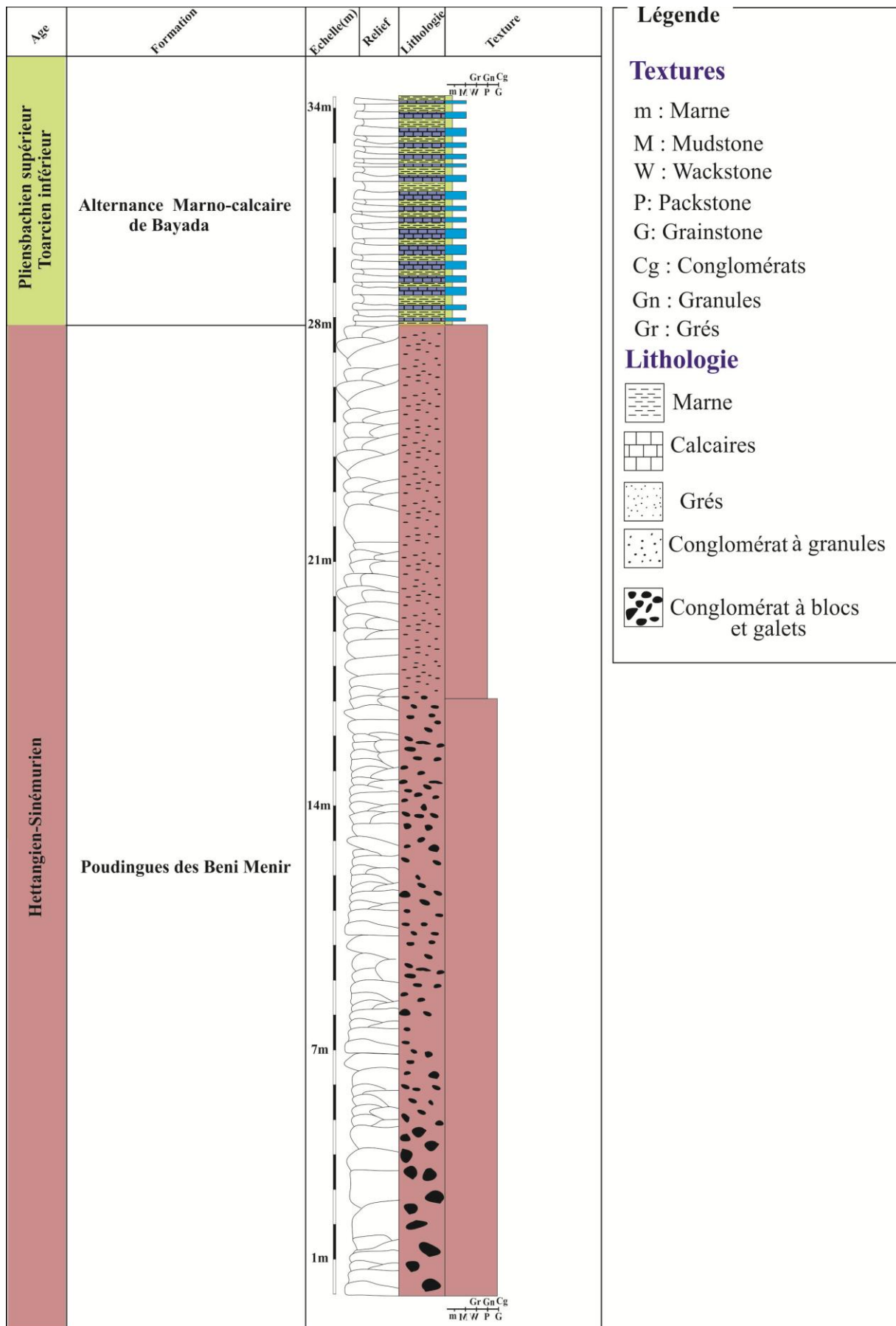


Fig. II-11 : coupe des Ouled Malek II (OM.III)

Chapitre III.
Sédimentologie des faciès

I- INTRODUCTION

Ce chapitre traite l'analyse des données sédimentologiques des formations formant le Jurassique inférieur dans le secteur des Beni Menir. Cette analyse sera principalement basée sur les caractéristiques lithologiques décrites sur terrain (macrofaciès) et en lames minces (microfaciès). Elle nous permettra d'interpréter les faciès et proposer un environnement de dépôt pour ces formations.

II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES

Afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôt, plusieurs zonations peuvent être utilisée dans le domaine des carbonates fossiles.

-La zonation la plus classique est fondée sur l'étude des figures sédimentaires traduisant les conditions hydrodynamiques, et qui permet d'individualiser cinq (5) domaines : backshore, foreshore, shoreface, offshore supérieur et offshore inférieur (Reading, 1996).

- Une zonation prenant en compte les indices d'émersions, la zone d'action des marées, les conditions hydrodynamiques et d'éclairements (Flügel, 1982), et individualisent cinq (5) domaines : supratidal, intertidal, subtidal, bathyal et abyssal (Fig. III-1).

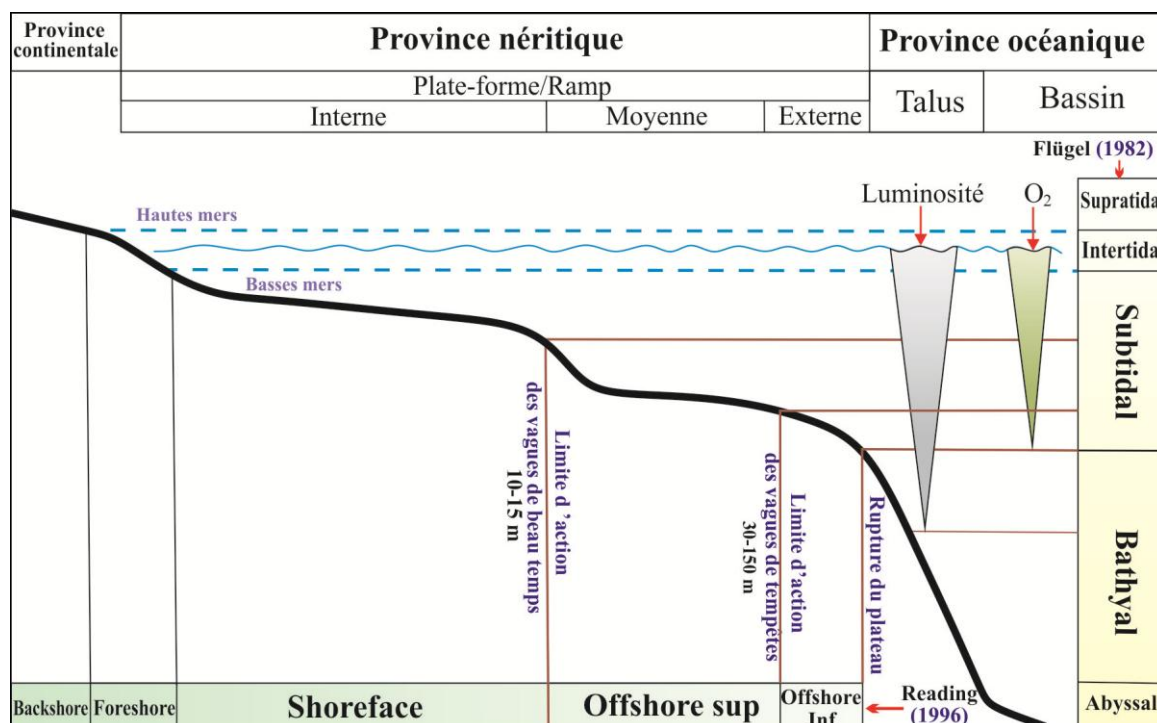


Fig. III-1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés (d'après Reading, 1996; Flügel, 1982)

III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION

Au niveau des coupes étudiées, plusieurs faciès détritiques, ainsi que des faciès carbonatés ont été répertoriés

a- Faciès 1 : Faciès détritiques : quatre faciès détritiques peuvent être y distingués ;

a1-Faciès 1a : Conglomérats à blocs et galets (F1a)

Ce faciès constitue la partie basale des Poudingues de Beni Menir. Au niveau du secteur étudié, il est représenté par des orthconglomérats (*clast-supported*), formés par des clastes de différente nature (polygéniques) de granite et de quartzite, hétérométriques, de la taille de blocs et de galets, liés par un ciment de couleur rougeâtre. Ces clastes sont subanguleux à subarrondis, et mal classés.

a2- Faciès 1b : Conglomérats à granules (F1b)

Constituant la partie sommitale de la formation des Poudingues de Beni Menir, ce faciès correspond à des conglomérats de couleur rougeâtre, parfois stratifiés. Il est formé des grains de quartz et de feldspaths de la taille de granules, de forme anguleuse à subanguleuse, et mal classés.

a3-Faciès 1c - Arénite feldspathique Arkose (F1c)

Ce faciès de couleur rougeâtre constitue la matrice reliant les conglomérats de Beni Menir. L'analyse microfaciologique montre qu'il s'agit d'une arénite feldspathique (arkose) formé par des grains de quartz (60%) associés à un grand pourcentage des grains de feldspaths (30%). Les deux types de grains sont de diamètre allant de 500µm à 1,5 mm, mal classés, anguleux à subanguleux.

- Interprétation

L'existence des grands clastes de granites et de quartzites indique une érosion, sous l'influence d'un courant intense, du pluton granitique situé très proche du secteur d'étude, dans la région de Nédroma, ainsi du substratum dévonien respectivement. Le passage des conglomérats à blocs et galets à des conglomérats à granules (granoclassement positif) indique l'atténuation de l'énergie de dépôt vers le sommet. Les angles anguleux à subanguleux de clastes, des grains de quartz et de feldspaths, ainsi que leur mauvais

classement indique généralement un transport court à moyen. La couleur rougeâtre correspondant à des enduits ferrugineux reflétant probablement une oxydation dans un environnement continental. L'absence des fossiles confirme l'origine continentale de ces conglomérats.

a4-Faciès 1d -Arénite quartzique (grès) (F1d)

Ces arénites quartziques ont été repérés à la base de la formation des Calcaires de Zailou, ainsi qu'au niveau de deux bancs intercalés au milieu de la formation des marno-calcaires de Bayada. En lame minces, les grains de quartz sont mal classés, de taille allant de 0,5 mm et 1,5 mm, de forme anguleuse à subanguleuse, donnant naissance à une texture immature à submature. Ils sont mélangés avec quelques grains de feldspaths montrant les mêmes caractéristiques, ainsi que des grains de péloïdes de petite taille.

- Interprétation

La présence de ces bancs gréseux au milieu des alternances marno-calcaires, ainsi la présence de quelques grains de péloïdes, ou bien des ooïdes indique un environnement marin. Les grains quartzeux mal classés, leurs arrêts anguleux indiquent un transport court vers un environnement à faible énergie, ou bien un taux de sédimentation élevé aboutissant à un enfouissement rapide.

2- Faciès carbonatés

La majeure partie des coupes levées sont formées par des carbonates ; des marnes et des calcaires.

- Faciès des marnes (m)

Ce faciès s'est repéré au niveau de la formation des Marno-Calcaires de Bayada. Ces marnes de couleur jaunâtre, d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

- Interprétation

Les marnes se forment par décantation des particules fines après la diminution de la vitesse d'écoulement hydrodynamique.

- Faciès des calcaires

Ce faciès se trouve dans toutes les formations étudiées. En fonction des critères microfaciologiques qu'ils comportent, il est subdivisé en plusieurs sous-faciès.

- Faciès 2a : Calcaires oolithiques-biodétritiques (F2a)

Ce faciès apparaît dans les derniers bancs centimétriques et décimétriques faisant partie de la formation des calcaires compacts de Zailou. Il s'agit des packstone formé par des ooïdes mélangés avec des grains de quartz. Les ooïdes qui constituent 60% du volume totale de la roche sont concentriques et radiaires, et ne dépassant pas 1 mm de diamètre. Les grains de quartz sont anguleux à subanguleux, allant de 600 µm à 1 mm de diamètre. Ils forment parfois le nucléus de certains ooïdes et leur proportion ne dépasse pas les 30%. On note aussi la présence de quelques grains de feldspaths, ainsi que quelques bioclastes tels que les gastéropodes et bryozoaires.

- Interprétation

Les ooïdes se forment généralement dans un environnement à énergie forte, via des processus physico-chimiques (Flügel), ou par des processus microbiens comme a été prouvé récemment (Diaz et al, 2017). La présence des grains de quartz et de feldspaths (apport terrigène) résulte de l'érosion des paléoreliefs très proche du secteur d'étude (poudingues des Béni Menir, substratum dévonien). La rareté de la faune indique une sédimentation dans un environnement perturbé par ces apports détritiques. La prédominance de texture packstone confirme l'existence des conditions de haute énergie permettant un vannage partiel de la matrice fine (Vincent, 2001 ; Flügel, 2010).

- Faciès 2b : Calcaires à oncoïdes et bioclastes (F2b)

Ce faciès caractérise quelques bancs centimétriques à déimétriques, parfois métriques de la formation des calcaires du Tissedoûra. Il s'agit des calcaires de textures rudstone, formé par des oncoïdes micritiques, de diamètre allant de 3 à 5 mm et à surfaces irrégulières. Ils sont associés à de diverse bioclastes (brachiopodes, rostrés de bélemnites, foraminifères, bryozoaires...). Certains petits ooïdes et péloïdes se cantonnent entre cette texture rudstone. La majorité de l'espace intergranulaire est colmaté par de la micrite

- Interprétation

Les oncoïdes se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées avec une salinité normale, dans des rampes et plateformes interne (Vincent, 2001, Védrine et al., 2007 et Pederson et al., 2015). La forme irrégulières de ces oncoïdes, ainsi que la prépondérance de la matrice micritique colmatant l'espace intergranulaire reflètent aussi une sédimentation dans des conditions de faible énergie (Flügel, 2010). Cependant, la présence de la faune telle que les brachiopodes et les rostrés de bélemnites indiquent des conditions d'une mer ouverte vers le large.

Faciès 2c - Calcaires micritiques bioclastiques (F2c)

Ce type de faciès caractérise aussi des quelques bancs faisant partie de la formation des calcaires du Tissedoûra. Microscopiquement, Il est formé principalement par des calcaires de textures mudstone, contenant rarement des petits oncoïdes. Macroscopiquement, on peut constater quelques bioclastes tels que les brachiopodes et les rostrés de bélemnites.

Interprétation

Les calcaires micritiques indiquent généralement une sédimentation dans des conditions hydrodynamique faible (Flügel, 2010). L'existence des brachiopodes et bélemnites reflètent des conditions d'une mer ouverte.

Faciès 2d -Calcaires rougeâtres karstifiés (F2d)

Ce faciès se montre au milieu de la formation des calcaires des Tissedoûra. Il correspond à des calcaires micritiques, admettant des fissures remplies probablement par de la micrite rouge.

- Interprétation

La présence des fissures karstiques remplies par de la micrite rouge pourrait indiquer l'exondation de la rampe. Cette exondation peut refléter une origine tectonique (le rejeu des blocs basculés), eustatique (changement du niveau marin) ou bien les deux (tectono-eustatique).

IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT

Une association de faciès s'avère indispensable afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôts. En se basant sur la définition et l'interprétation des faciès et des sous-faciès rencontrés dans les formations étudiées, quatre associations peuvent être distingués, allant du cône alluvial jusqu'au rampe externe (Tab. III-2 ; Fig. III-2).

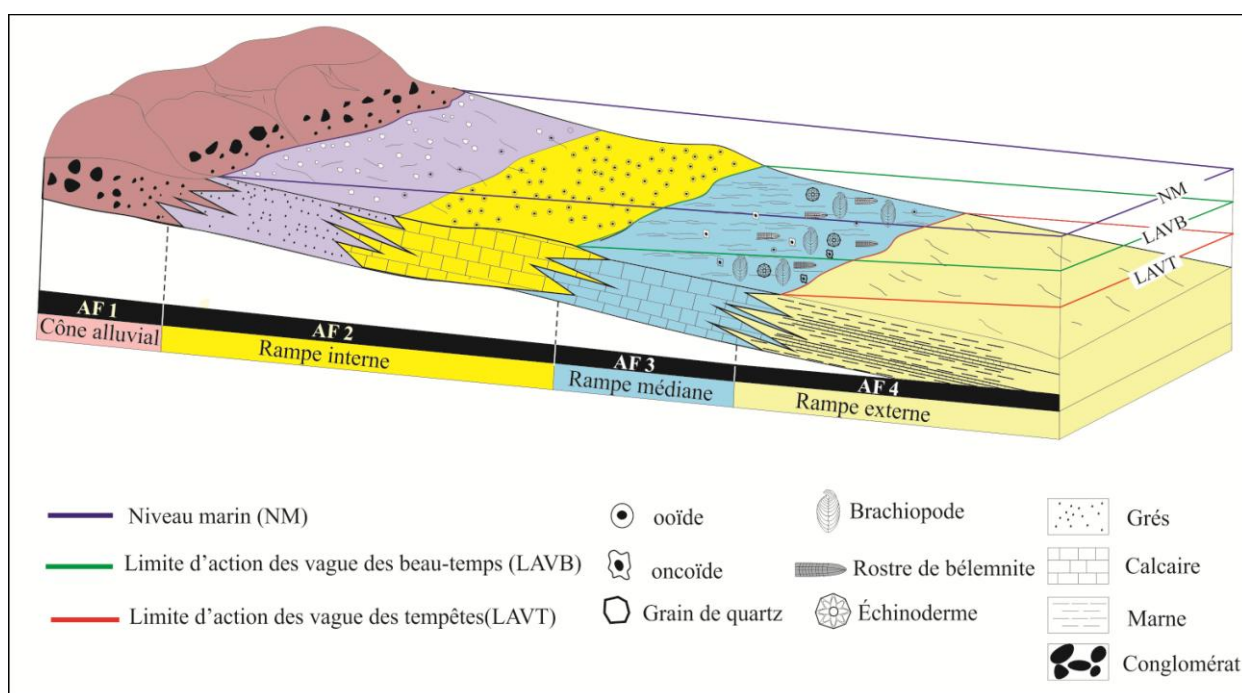


Fig. III- 02 : Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du secteur des Ouled Malek durant le Jurassique inférieur

1- Association de faciès 1 (AF1) : Cône alluvial

Cette association comprend les trois faciès formant les Poudingues des Beni Menir (F1a, Fa2, Fa3). La partie basale de cette formation, représentée par des conglomérats à blocs et galets (F1a), montrant parfois des chenalizations suggèrent un environnement continental à cause de l'absence de la faune marine et leur couleur rougeâtre. La présence dans ces conglomérats, des éléments de taille exotique avec le mauvais classement indique un transport court et une mise en place par un écoulement de débris (*clast-rich debris flow*), dans la partie proximale d'un cône alluvial (Nemec and Steel, 1998; Miall, 2006). Par contre, les conglomérats à granules (Fa2) rougeâtres formant la partie sommitale de ce faciès, ainsi que

les arkoses (F1c) pourrait indiquer une sédimentation par un courant laminaire cohésif, dans la partie moyenne à distale du cône alluvial (Miall, 2006).

2- Association de faciès (AF2) : rampe interne

Les dépôts de cette association concernent les faciès de la formation des Calcaires compacts de Zailou (F1d, F2a). Cette formation correspond à des arénite quartzite à la base contenant grande une quantité de grains de quartz mélangé avec quelques ooïdes. L'abondance grains de quartz à la base reflète son érosion des reliefs dévoniens ou du pluton granitique lors de la transgression de la mer jurassique. Leur association avec quelques ooïdes, ainsi que quelques bioclasts à l'image des gastéropodes indiquent une sédimentation dans une rampe interne, dans la partie la plus proximale du subtidal. L'augmentation de la proportion des ooïdes par rapport à la fraction terrigène vers la partie sommitale reflète le début de la pénéplanation des ces reliefs préexistants, accompagnée par une forte production carbonatée, traduite par la formation des ooïdes (Guardia, 1975 ; Benhamou, 1983 ; Aneur, 1999). Ces ooïdes pourraient se former dans un environnement peu profond à forte énergie (barrière ou subtidal proximal), dans une rampe interne, au dessus de la limite d'action des vagues de beau-temps.

3- Association de faciès 3 (AF3) : rampe médiane

Les dépôts de cette association occupent la formation des calcaires du Tissedoûra, représentée essentiellement par les calcaires micritiques, oncolithiques et bioclastiques. La micrite se précipite généralement dans des conditions de faible énergie hydrodynamique. Les surfaces irrégulières des oncoïdes qui se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées confirment l'hypothèse d'un environnement peu profond et calme. L'association de ces faciès avec une faune variés de brachiopodes et de rostrés de bélemnites permet de les placer dans la partie proximale d'une rampe médiane, qui s'est développée entre la limite d'action des vagues de beau-temps et la limite d'action des vagues de tempête.

4- Association de faciès (AF4) : rampe externe

Cette association concerne la formation des Marno-Calcaire de Bayada. Cette formation est composée des calcaires micritiques centimétriques à décimétriques, renfermant des brachiopodes et des rostrés de bélemnites, alternés avec des marnes jaunâtres d'épaisseur décimétriques à métriques. Au milieu de cette formation, apparaît deux niveaux gréseux, intercalés entre ces calcaires micritiques.

D'une façon générale, la granulométrie très fine des dépôts de cette formation, ainsi que la présence des brachiopodes et des rostrés de bélemnites a permis d'envisager un environnement calme, ouvert vers le large, qui pourrait correspondre à un offshore (rampe médiane, ou distale). Les bancs détritiques à grains de quartz anguleux et mal classés, qui se déposent après une surface de ravinement, pourraient correspondre à des dépôts épisodiques, déposés par un courant de turbidité, ou lors des périodes de tempêtes. L'absence des figures sédimentaires de glissement (slumps) a permis d'exclure les turbides comme principal facteur déclenchant une telle sédimentation. De ce fait, ces dépôts pourraient correspondre à des tempestites. Cependant, la rareté de ces niveaux détritiques, ainsi que leurs épaisseurs réduites nous a permis de placer cette formation dans **la rampe externe**, et non pas dans la rampe médiane, influencée souvent par les vagues de tempête.

Dans le cas idéal, les sédiments atteignant exceptionnellement la rampe externe pendant les moments de tempêtes, sont érodés et transportés du continent, de la rampe interne et médiane, via un courant de retour de tempête, pour enfin se déposer au-delà la limite d'action des vagues de tempête (Tucker, 1991; Fig. III-3). Par conséquent, les niveaux de tempêtes résultant devrait montrer une variété de litho et biofaciès, surtout des faciès distaux, et pas uniquement des grains de quartz à base ravinée, comme a été décrit dans notre cas. De ce fait, les grains de quartz formant ces niveaux détritiques pourraient être expliqués par l'existence d'un paléorelief proche (poudingues des Béni Menir, substratum dévonien), à partir duquel les sédiments ont été érodés et déposés, pour enfin donner naissance à ces tempestites à cachet proximal, mais qui sont en réalité, formés dans la partie distale de cette rampe.

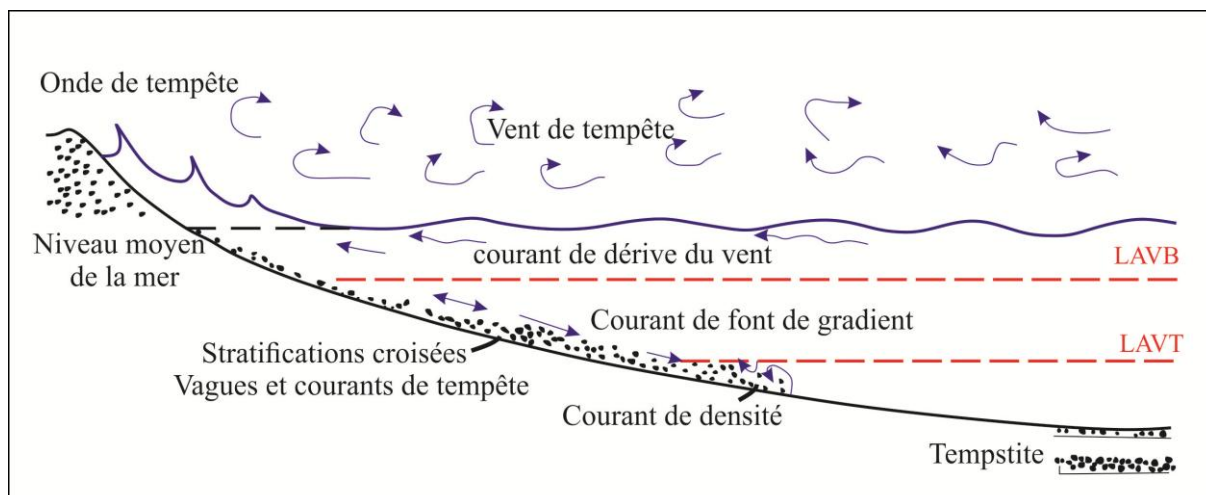


Fig. III- 03 : Processus et dépôts des tempêtes. Pendant les tempêtes, les courants de retour (de fond) peuvent transporter des sédiments au delà de la limite d'action des vagues de tempête (LAVT). *In Tucker, 1990)*

Outre, l'influence des tempêtes dans une rampe externe pourrait être justifiée aussi par la migration de la limite d'action des vagues de tempête vers le bassin (Fig. III-4). En fait, pendant le Toarcien inférieur, l'âge de la formation en question, une telle migration de la limite d'action des vagues de tempête vers le bassin a été interprétée comme étant le résultat de l'intensification des tempêtes (cyclones tropicaux) (Krenker et al., 2015)., coïncidant avec un réchauffement climatique global pendant cette époque.

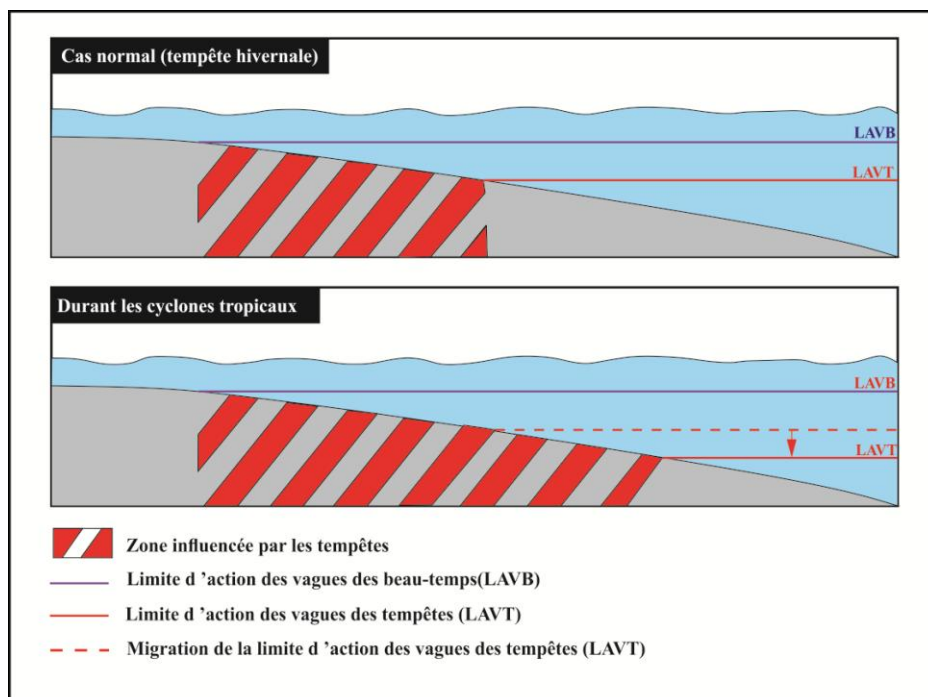


Fig. III-4 : Schéma montrant la migration de la limite des vagues de tempêtes durant les cyclones tropicaux *in krencker et al (2015)*

En contrepartie, si on considère que les paléoreliefs fournissant le matériel détritique étaient envoyés au moment de la sédimentation, ces niveaux pourraient être déposés via des vagues internes (*internal waves*), qui se propagent généralement au-dessous des vagues de tempêtes. On parle donc des internalites (*sensu* Pomar et al., 2012) ou bien « des tempestites profondes » (*sensu* Pomar et al., 2019). Cependant, d'autres coupes devraient être levées, avec plus de détail pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Tab. III-1 : Tableau récapitulatif des faciès, association de faciès et environnements

Association de faciès	Faciès	Paléoenvironnements
Association de faciès 4 (AF 4)	Arénite quartzique (grès) (F1d) Marnes (m) Calcaires micritiques bioclastiques (F2c)	Rampe externe
Association de faciès 3 (AF 3)	Calcaires oncolithique-bioclastiques (F2b) Calcaires micritiques bioclastiques (F2c)	Rampe médiane
Association de faciès 2 (AF 2)	Calcaires rougeâtres karstifiés Calcaire oolithique-biodétritique (F2a) Arénite quartzique (grès) (F1d)	Rampe interne
Association de faciès 1 (AF 1)	Arénite feldspathique (Arkose) (F1c) Conglomérat à granules (F1b) Conglomérat à blocs et galets (F1a)	Cône alluvial

V- RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

L'étude sédimentologique détaillée des trois coupes sériées nous a permis de reconstituer l'histoire géologique, ainsi que la paléogéographie pendant le Jurassique inférieur de cette petite entité des Monts de Traras.

Dans le secteur d'étude, la transgression du Jurassique inférieur qui débute dès le Pliensbachien inférieur est contrôlée par la topographie irrégulière héritée des dépôts de la formation des poudingues des Béni Menir, qui sont plus épais vers SSO (30m) que vers le NNE (8m). Les premiers niveaux transgressifs, faisant partie de la formation des calcaires compacts de Zailou, et qui se disposent en on-lap vers le SSO contiennent une grande quantité des grains de quartz et même de feldspaths. Ces éléments détritiques sont érodés de la formation des poudingues de Béni Menir, très riche en quartz et feldspaths. Ils ont influencés sûrement l'installation des bioaccumulations à *Lithiotis*, développés généralement dans des milieux subtidal lagunaires calme (Fraser, 2004). En allant vers le sommet, la quantité de cette fraction détritique diminue progressivement pour être remplacés par la fraction carbonatée, représentée par des principalement par ooides. Une nouvelle phase d'augmentation du niveau marin relatif pendant le Pliensbachien supérieur a permis les dépôts de la formation des Tissedoûra. Cette formation qui se dispose aussi en on-lap vers le SSO est représentée par des calcaires micritiques, oncolithiques et bioclastiques (brachiopodes, rostres de bélemnites); des faciès caractérisant généralement une mer plus ouverte vers le large. L'augmentation continue et rapide du niveau marin relatif pendant le Pliensbachien supérieur et le Toarcien inférieur a favorisé une sédimentation plus profonde, matérialisée par les alternances des Marno-calcaires de Bayada. Dans ce secteur, cette formation s'est déposée, soit en continuité sur la formation sous-jacente, à savoir la formation des calcaires du Tissedoûra, soit en discordance angulaire sur les derniers paléoreliefs immergés faisant partie de la formation des poudingues de Béni Menir. De ce fait, les grains anguleux de quartz et des feldspaths formant des niveaux de tempêtes au milieu de la formation des Marno-calcaires, sont érodés, fort probablement, des ces paléoreliefs proches, ceux de la formation des Poudingues de Béni Menir (Fig. III.5).

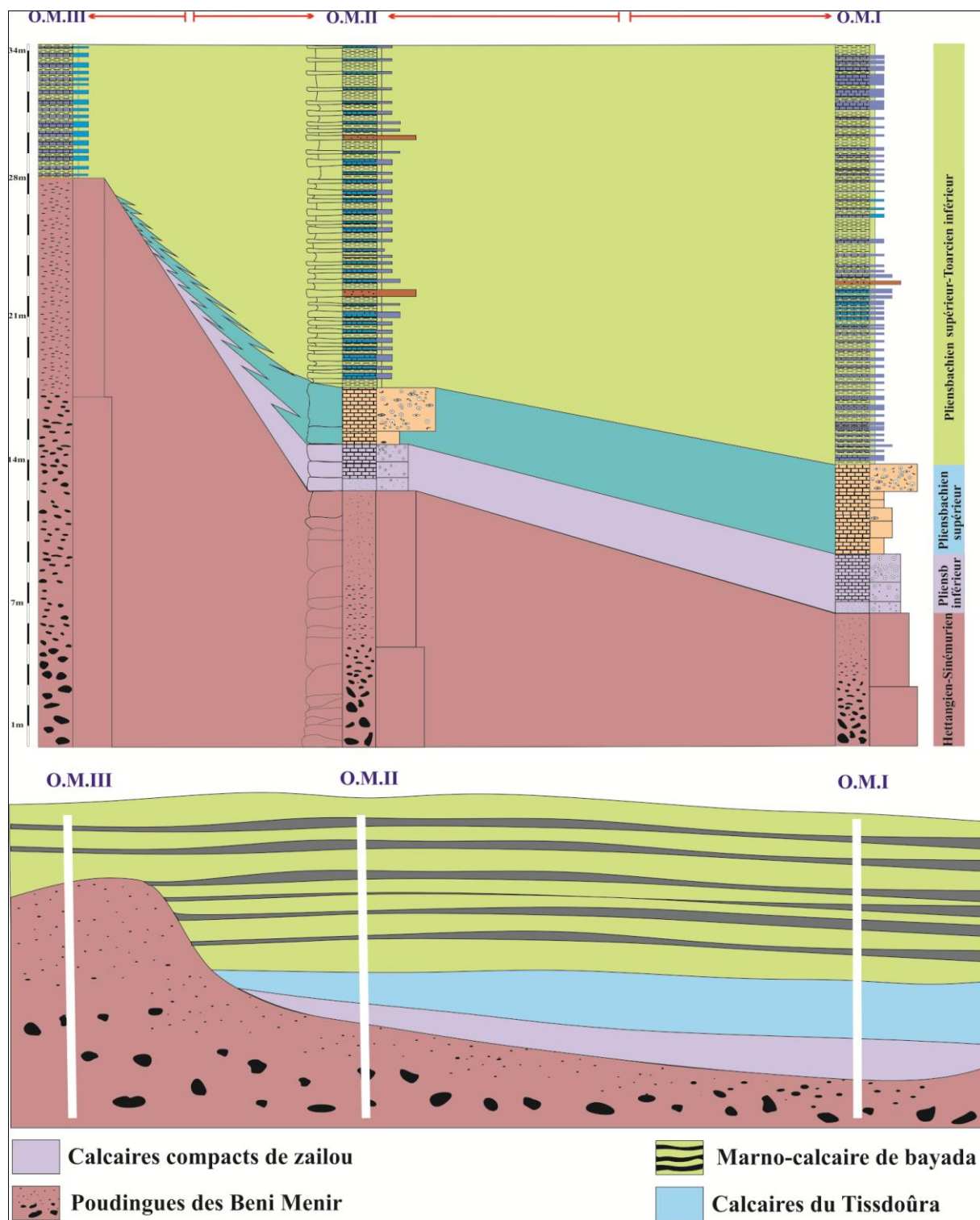


Fig. III-5 : Corrélation entre les coupes étudiées montrant les variations des épaisseurs, ainsi que des faciès pendant le Jurassique inférieur dans le secteur d'étude

Conclusions générales

Conclusions générales

Pendant le Jurassique inférieur, la région des Traras est caractérisée par une sédimentation carbonatée, montrant un changement des faciès, ainsi que des paléoenvironnements de secteur à l'autre.

A partir des trois coupes levées au niveau du secteur des Beni Menir, dans les Ouled Malek, les aspects lithologiques et sédimentologiques ont été abordés et réactualisés.

Au point de vue **lithostratigraphiques**, quatre formations géologiques ont été identifiées : les poudingues de Beni Menir, les Calcaires compacts de Zailou, les Calcaires du Tissedoûra et enfin les Marno-calcaire de Bayada.

- Les Poudingues de Beni Menir d'âge Lias inférieur montrent des épaisseurs très variables au niveau de notre secteur d'étude ; ils font 8 m dans la première coupe, pour atteindre les 30 m dans la troisième coupe vers le SSO. En fait, dans la partie basale, ils correspondent dans région à des conglomérats à galets et blocs subanguleux à subarrondis de quartzite et de granite, cimenté par des arénites feldspathiques (arkose) de couleur rougeâtre. Vers la partie sommitale, il s'agit des conglomérats à granules admettant des grains de quartz et de feldspaths anguleux à subanguleux, mal classés.

- Les Calcaires de Zailou (Pliensbachien inférieur) sont formés le membre des Calcaires de Djerf El Kbir. Ils sont représentés par des arénites quartziques à la base, suivie par des calcaires oolithiques à biodétritiques. On note l'absence des *Lithiotis*, un faciès très caractéristique de cette formation dans les autres secteurs.

- Les Calcaires de Tissedoûra (Pliensbachien supérieur) sont aussi très réduits dans ce secteur. Ils sont constitués des calcaires micritiques bioclastiques à brachiopodes, et rostrés de bélemnites, mais sans aucune trace de faciès des calcaires à silex trouvés dans les secteurs avoisinants.

- Les Marno-calcaire de Bayada (Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur) est formée par des calcaires micritiques centimétriques à décimétriques contenant parfois des brachiopodes et bélemnites, alterné avec des marnes jaunâtres décimétriques. Cette formation est distinguée par deux bancs gréseux intercalés au milieu de cette formation alternance marno-calcaires.

Au point de vue **paléoenvironnemental**, quatre associations de faciès ont été identifiées :

- Les différents types des conglomérats rougeâtres de Beni Menir montrant des éléments subanguleux à anguleux, et dépourvus de fossiles ont été interprétés comme étant le résultat d'une sédimentation dans les différentes zones d'un cône alluvial, via des écoulements gravitaires, puis laminaire.
- Les calcaires de Zailou reflètent une sédimentation d'une rampe interne. Les premiers bancs montrent une abondance des apports détritiques, influençant sur l'apparition des faciès à *Lithiotis*. Vers la partie sommitale, et avec l'augmentation continue du niveau marin relatif, on constate une diminution de l'apport détritique, laissant place à une forte production carbonatée, matérialisée essentiellement par des oïdes.
- Les Calcaires du Tissedoûra formée essentiellement par des calcaires micritique et bioclastique à brachiopodes et à rostrés de bélemnites, indiquant une sédimentation dans une rampe médiane proximale, L'existence des fissures karstiques remplies par de la micrite rouge pourrait indiquer une chute du niveau marin relatif intra-domérienne.
- Les Marno-calcaires de Bayada formée par les alternances marno-calcaires indique une augmentation continue et rapide du niveau marin relatif permettant une sédimentation calme dans un milieu plus profond 'rampe externe', au delà de l'action des vagues de tempêtes. Les deux niveaux détritiques intercalés au milieu ont été transportés vers la rampe externe via des courants de retour de tempêtes, ou bien lors de la migration de la limite des vagues de tempêtes vers le bassin, lors des cyclones tropicaux, caractérisant le Toarcien inférieur.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- AMEUR, M. (1978)** - Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la Partie orientale de la chaîne du Fillaoussène : les faciès de plate-forme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale du Fillaoussène). Thèse 3ème cycle, Oran, 192 p., 76 fig., 10 pl. (inédit).
- AMEUR, M (1999)**- Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud-Téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen: *Doc. Lab. Géol. Lyon, France*, 399P.
- AMEUR, M., ELMI, S (1981)** Relations spatio-temporelles entre « ammonitico-rosso », calcaires à « zoophycos » et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie occidentale). *In Farinacci A. et Elmi S. (éd). Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza edit., Roma*, 9–25.
- AUGIER C. (1967)** - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Alger*, n. sér., n° 34, p. 47-80, 8 fig., 2 tabl., 6 pl. h.t.
- BAGHLI, H., MATTIOLI, E., SPANGENBERG, J.E., BENSALAH, M., ARNAUD-GODET, F., PITTET, B., SUAN, G (2020)** Early Jurassic climatic trends in the south-Tethyan margin. *Gondwana Res*
- BAGHLI, H., MATTIOLI, E., SPANGENBERG, J.E., RUEBSAM, W., SCHWARK, L., BENSALAH, M., SEBANE, A., PITTET, B., PELLENARD, P., SUAN, G (2022)** Stratification and productivity in the in the Western Tethys (NW Algeria) during early Toarcian. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 25–4.
- BASSOULET, J.P., BENEST, M (1976)** Microfaciès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonates inter et supracotidaux du Lias du Sidi Yahia Ben Sefia. *Bull. Serv. Geol. Algérie.* 45: 35–6
- BENHAMOU, M (1983)** Stratigraphie et milieux de dépôts du jurassique inférieur et moyen des Béni-Ouarsous et des Béni-khallad (Massif des Traras, Oranie w). *Thèse. Doct 3^{ème} cycle, Univ. Oran*, 168P.
- DIAZ, M.R., EBERLI, G.P., BLACKWELDER, P., PHILLIPS, B., SWART, P.K (2017)** Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids. *Geology* 45, 771-774.

- DUNHAM, R.J (1962)** Classification of carbonate rocks according to depositional texture.
AAPG.Mem 1:108–12
- ELMI S. (1970)** - Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNEdans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, 1 61, fasc. 3-4, p. 3-8, 1 fig.
- ELMI, S (1971)** Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. Géol. France* 13: 8-37
- ELMI,S (1976)** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. *4^{ème} R.A.S.T,Paris*, 160 p.
- ELMI, S(1978)** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïques (Maghreb) : *Ann. Soc. Géol.Nord, Lille* 97 : 315–323.
- ELMI S. (1982)** L'évolution des Monts de RharRoubane (Algérieoccidentale) au début du Jurassique in *Livrejubilaire G. Lucas :Géologiesédimentaire. Mém.Géol. Univ. Dijon*, t. 7, p. 401-412, 7 textefig.
- ELMI, S., MAROK, A., SEBANE, A., ALMERAS, Y(2009)** Importance of the Mellala section (Traras Mountains, northwestern Algeria) for the correlation of the Pliensbachian-Toarcian boundary. *Volum.Jura* 7: 37–45
- FLÜGEL, E (1982)** Microfacies analysis of limestones. *Springer-Verlag, Berlin HeidelbergNew-York*, 633p.
- FLÜGEL, E (2010)** Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Implications, *2nd ed. Springer-Verlag, Berlin, New York*.
- GARY, N (2009)** Sedimentology and stratigraphy. *2nd ed. Wiley, Chichester, Oxford*, 432 p.
- GAUTHIER E. F. (1922)** - Structure de l'Algérie. *Soc. Géogr. Sri., Paris*, 240 p., 46 fig., bibl. index.
- GENTIL, L (1903)** Etude géologique du bassin de la Tafna . *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie , Alger*. 2(4): 428p.

- GUARDIA, P (1975)** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (Algérie), Relations structurales et paléogéographiques entre Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. *Thèse.Doct.Univ. Nice*, p 289.
- KRENCKER, F.N., BODIN, S., SUAN, G., HEIMHOFER, U., KABIRI, L., IMMENHAUSER, A., (2015)** Toarcian extreme warmth led to tropical cyclone intensification. *Earth and Planetary Science Letters* 425, 120–130.
- MAROC, A., REOLID, M (2012)** Lower Jurassic sediments from the RharRoubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and synsedimentary block-faulting: *J. Af. Earth. Sci.* 76, p. 50–65.
- MEKAHLI, L (1998)** Hettangien–Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique et stratigraphieséquentielle. *Doc. Lab. Géol.Lyon*147: 1–254.
- NEMEC W. ET STEEL R. J. (1984)** Alluvial and Coastal Conglomerates: Their Significant Features and Some Comments on Gravelly Mass-Flow Deposits. In: E. H. Koster and R. J. Steel, (Eds.) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists (CSPG), Memoir, 10: 1-31.
- NEMRA, A (2020)** Lithostratigraphie, environnement sédimentaire et aspect génétique des concrétions calcaire de terrains miocène de la région de Ténès. Thèse 3ème cycle, Univ. Oran 2. 2. 260P.
- OUAHIB, K (2012)** Le passage Pliensbachien-Toarcien dans les Traras septentrionaux. Mémoire de Magister. 70p. Univ. Tlemcen
- PEDERSON, C.L., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S., SWART, P.K (2015)** Deposition and diagenesis of marine oncoids: implications for development of carbonate porosity.*J. Sediment. Res* 85:1323–1333
- POMAR, L., MORSILLI, M., HALLOCK, P., BÁDENAS, B (2012)** Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record.*Earth. Sci. Rev*111: 56–81.
- POMAR, L ., MIGUEL MOLINAB, J ,* , RUIZ-ORTIZB ., A. , ANTONIO VERA, J (2019)** Storms in the deep: Tempestite- and beach-like deposits in pelagic sequences (Jurassic, Subbetic, South of Spain)
- POMEL, A., CURIE, J., FLAMAXD, G (1890)** Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/ 80 0.000' , suivie d'une étude succincte sur les roches éruptives de cette région . *Publ. Serv . Carte géol. Algérie*, 314p.

- POUYANNE, J (1876)** Note sur la région ferrifère des Ouelhassa. Ann . Min., 7ème sér., L 9, p. 81-118.
- POUYANNE, J (1877)** Notice géologique de la subdivision de Tlemccn. *A.Mineral. Paris 7*: 81–118.
- READING, H.G (1996)** Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Blackwell, Oxford* pp. 154–231
- RENOU E. (1843)** - Aperçus sur la constitution géologique de l'Algérie. Ann. Mines Fr., 4e sér., t. 4, p. 521-540.
- ROMAN, F (1933)** Note sur le Bathonien inférieur du Djebel-es-Sekika près Nemours (Départ.d'Oran). *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, 59-73.
- TUCKER, M.E., WRIGHT., V.P (1990)** Carbonate Sedimentology. Blackwell. *Sci. Publ Oxford*: 482 p
- VÉDRINE, S., STRASSER, A., HUG., W (2007)** Oncoid growth and distribution controlled by sea level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies 53*: 535– 552.
- VINCENT, B(2001)** Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. *Thèse.Doct.Univ. Dijon*, 308p.

Liste des figures

Chapitre I.

Figure I-1: Position des Traras dans le bloc oranais.....	1
Figure I-2: Localisation géographique des monts des Traras.....	2
Figure I-3: Cadre géographique du secteur d'étude	3
Figure I-4: Carte géologique des Monts des Traras	4
Figure I-5: Subdivision lithostratigraphique des Monts des Traras pendant le Jurassique inférieur	5
Figure I-6 : Succession synthétique des Beni Menir (partie occidentale des Traras septentrionaux (Ameur, 1999)	9
Figure I-7: Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; in Ameur, 1988).	11
Figure I-8: Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).	15
Figure I-9: : Classification des arénites selon Dott (1964)	15

Chapitre II.

Figure II-1: : Localisation du secteur d'étude.....	18
Figure II-2: Panorama montrant les différentes formations du Jurassique inférieur des Ouled Malek.....	19
Figure II-3: coupe des Ouled Malek I (O.M.I)..	20
Figure II-4: Formation des Poudingues des Beni Menir.	21
Figure II-5: Formation des Calcaires compacts de Zailou	22
Figure II-6: Calcaires micritiques à karstifications	23
Figure II-7: : Calcaires micritiques à brachiopodes et bélemnites	24
Figure II-8: Formation des alternances Marno-calcaire de Bayada.	26
Figure II-9: coupe des Ouled Malek II (OM.II).	27
Figure II-10: Faciès détritique de la coupe O.M.II	29
Figure II-11: coupe des Ouled Malek II (OM.III)	31

Chapitre III.

Figure III-1: Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins (d'après Reading, 1996; Flügel, 1982)	33
Figure III -2: Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du secteur des Ouled Malek durant le Jurassique inférieur.	38
Figure III -3: Processus et dépôts des tempêtes. Pendant les tempêtes, les courants de retour (de fond) peuvent transporter des sédiments au delà de la limite d'action des vagues de tempête (LAVT). In Tucker, 1990).....	41
Figure III -4: Schéma montrant la migration de la limite des vagues de tempêtes durant les cyclones tropicaux in (Krenker, 2015).	41
Figure III -5: Corrélation entre les coupes étudiées montrant les variations des épaisseurs, ainsi que des faciès pendant le Jurassique inférieur dans le secteur d'étude.....	44

Liste des tableaux

Tableau II-1: : Sommaire des coordonnées des coupes levées.	17
Tableau III-1: . récupération des faciès, association de faciès et environnements	42

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
I.1-Cadre géographique général :	1
I.2-Cadre géographique du secteur d'étude.....	2
II- CADRE GEOLOGIQUE	3
II.1- Cadre géologique générale :	3
II.2- Cadre géologique de secteur d'étude (Beni Menir) :	6
A- Formation des poudingues des Beni Menir.....	6
B- Formation des Calcaires compacts de Zailou.....	6
C- Formation des Calcaires du Tissedoûra	7
D- Les Marno-calcaires de Bayada et l' Ammonitico-rosso des Traras	7
E- Formation des calcaires des Traras»	8
G- Formation des «Marnes d'Ain Killoun»	8
III-CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE:	9
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES	11
V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL	14
1- But du travail.....	14
2- Méthodologie de travail	14
a-Recherche bibliographique.....	14
b- Travail de terrain.....	14
c- Traitement au laboratoire	14
CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE	
I- INTRODUCTION	17
II- LOCALISATION DES COUPE	17
III- DESCRIPTION DES COUPES	18

1- Coupe principale des Ouled Malek (OM.I)	18
2- Coupes complémentaires	25
a- Coupe Ouled Malek II (OM.II)	25
b- Coupe Ouled Malek III (OM.III)	30
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE	30
CHAPITRE III: SEDIMENTOLOGIE DES FACIES	39
I- INTRODUCTION	33
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES	33
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	34
1- Faciès détritiques :	42
2- Faciès carbonatés	52
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	38
1- Association de faciès 1 (AF1) : Cône alluvial	38
2- Association de faciès (AF2) : rampe interne.....	39
3- Association de faciès 3 (AF3) : rampe médiane	39
4- Association de faciès (AF4) : rampe externe	40
Lien entre faciès sédimentaires et changement climatiques durant TOAE : exemple de la formation des Marno-calcaires de Bayada	56
V-RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	43
CONCLUSIONS GENERALES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX	47

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
I.1-Cadre géographique général :	1
I.2-Cadre géographique du secteur d'étude.....	2
II- CADRE GEOLOGIQUE	3
II.1- Cadre géologique générale :	3
II.2- Cadre géologique de secteur d'étude (Beni Menir) :	6
A- Formation des poudingues des Beni Menir.....	6
B- Formation des Calcaires compacts de Zailou.....	6
C- Formation des Calcaires du Tissedoûra	7
D- Les Marno-calcaires de Bayada et l' Ammonitico-rosso des Traras	7
E- Formation des calcaires des Traras»	8
G- Formation des «Marnes d'Ain Killoun»	8
III-CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE:	9
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES	11
V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL	14
1- But du travail.....	14
2- Méthodologie de travail	14
a-Recherche bibliographique.....	14
b- Travail de terrain.....	14
c- Traitement au laboratoire	14
CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE	
I- INTRODUCTION	17
II- LOCALISATION DES COUPE	17
III- DESCRIPTION DES COUPES	18

1- Coupe principale des Ouled Malek (OM.I)	18
2- Coupes complémentaires	25
a- Coupe Ouled Malek II (OM.II)	25
b- Coupe Ouled Malek III (OM.III)	30
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE	30
CHAPITRE III: SEDIMENTOLOGIE DES FACIES	39
I- INTRODUCTION	33
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES	33
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	34
1- Faciès détritiques :	42
2- Faciès carbonatés	52
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	38
1- Association de faciès 1 (AF1) : Cône alluvial	38
2- Association de faciès (AF2) : rampe interne.....	39
3- Association de faciès 3 (AF3) : rampe médiane	39
4- Association de faciès (AF4) : rampe externe	40
Lien entre faciès sédimentaires et changement climatiques durant TOAE : exemple de la formation des Marno-calcaires de Bayada	56
V-RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	43
CONCLUSIONS GENERALES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX	47