

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI
FACULTE DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES
DOMAINE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES



Mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme de Master

Domaine : Sciences de la Terre et de l'univers

Option : Géologie Fondamentale

Spécialité : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

**Etude sédimentologique et pétrographique des calcaires
liasiques de la coupe de Tizi Mellal au niveau des Kouriet,
Dorsale interne de Djurdjura (Algérie)**

Présenté par : HAMADOUCHE Djaouida

CHEKAOUI Sara

Soutenu publiquement devant le jury composé de :

M. Kardache F.	M. C. A.	Président
M. Amrouche F.	M. A. A.	Promoteur
M ^{lle} . Ouikene K.	M. A. A.	Examinatrice
M. Achoui M.	M. A. A.	Examineur

Année universitaire : 2018-2019

Remerciement

Avant de présenter ce travail, nous tenons à remercier Dieu le tout puissant qui nous a offert la sagesse et la santé afin de réaliser ce modeste travail.

Nous exprimons notre gratitude et nos remerciements en premier lieu à nos parents.

Nous tenons à exprimer nos vifs remerciements à notre promoteur Monsieur Amrouche Farid tout d'abord pour avoir proposé ce thème, pour nous avoir accompagné dans la réalisation de ce mémoire et sa disposition avec beaucoup de patience et de pédagogie tout au long de notre parcours. Il a été d'un grand apport via ses conseils et ses critiques constructives.

Nous remercions aussi à :

Monsieur Kardache Farid pour avoir accepté la présidence du jury ;

Mademoiselle Ouiken Karima pour avoir accepté d'examiner notre travail, et pour son aide sous des formes multiples que ce soit par la documentation ou bien son temps consacré pour nous dans la réalisation de ce travail ainsi sa disponibilité avec beaucoup de pédagogie et de patience tout au long de notre parcours universitaire ;

Monsieur Achoui M'hand pour avoir accepté d'examiner notre travail ainsi son aide et pour tout le temps qu'il nous a consacré pour les observations et orientations ;

A tous les techniciens de laboratoire de département de géologie de l'université de Mouloud Mammeri pole Tamda et particulièrement à Madame Abderrahmani Farida pour son aide à la confection des lames minces et de mettre à notre disposition les microscopes a tout moment.

Aux employés de l'organisme CRD au niveau de la SONATRACH pour leur contribution dans la réalisation des lames mince.

A madame Mirioud, au niveau de l'USTHB qui nous a aidés dans la distinction de la microfaune.

A tous ceux qui ont contribué de près ou de loin dans l'élaboration de ce modeste travail.

Dédicace

Je dédie ce mémoire à

Mes chers parents que nulle dédicace ne puisse exprimer mes sincères sentiments, pour leur patience illimitée, leur amour, leur soutien et leurs encouragements en témoignage de mon profond amour et respect pour leurs grands sacrifices.

À mes frères et ma sœur pour leurs grand amour et leur soutien, qu'ils trouvent ici l'expression de ma haute gratitude.

Ma reconnaissance et ma gratitude vont à mon amie, ma camarade et ma sœur Sara, à qui je dois tout le courage et la patience durant notre travail.

À mes amis et mes camarades.

Sans oublier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce modeste travail.

Hamadouche Djaouida.

Dédicace

Je dédie ce mémoire :

Avant tout, à mes chers parents, pour leur soutien immense qu'ils n'ont cessé de m'apporter ainsi que les conseils qu'ils m'ont prodigué sans lesquels j'avoue je ne serai pas ce que je suis aujourd'hui.

À Mes sœurs : Asma et Imane, mon frère Abdarazak, et au meilleures personne qui m'aime pour leurs aides, soutien et encouragements.

A ma chère amie Djaouida pour son aide, sa patience, sa gentillesse et sa compréhension, et pour les bons moments qu'ont passés le long de la réalisation de ce modeste travail.

A mes oncles et mes tantes.

A toute la famille : Chekroui et Bahmed

A tous mes amies et tous mes camarades de département des sciences géologiques.

Chekroui Sara

Résumé :

L'unité des Kouriet fait partie de la dorsale interne, au niveau de Djurdjura, élément majeurs des unités des Maghrébides.

Notre travail consiste à la reconstitution du paléo-environnement sur la base de nos étude sédimentologique et pétrographique de la coupe de Tizi Mellal au niveau des Kouriet, après une campagne de terrain et échantillonnage, nous avons tracé des logs stratigraphiques, avons confectionné des lames minces au niveau du laboratoire des lames mince du département de Géologie.

Pour compléter cette étude nous avons eu recours aux méthodes de l'analyse séquentielle et l'analyse des microfaciès des calcaires dolomitisés de la coupe de Tizi Mellal.

Les résultats issues de cette étude ont met en évidence que les calcaire d'âge Lias inférieur au niveau de l'unité des Kouriet, dorsale interne, sont dolomitique dans l'ensemble, et se sont déposé dans un environnement de plate-forme interne peut profonde, sous un climat chaud et humide.

Mots clés : dorsale interne, Kouriet, Tizi Mellal, Lias, Sédimentologie, Pétrographie, Microfaciès, Paléo-environnement

Abstract:

The Kouriet unit is part of the internal ridge, at the level of Djurdjura, major element of the Maghreb units.

Our work consists of the reconstruction of the paleo-environment on the basis of a sedimentological study and a petrographic study of the Tizi Mellal section at the Kouriet level, after a field companion and sampling, we traced stratigraphic logs, and we made thin blades at the level of the thin blades laboratory of the Geology department.

To complete this study, we used sequential analysis methods and microfacies analysis of dolomitized limestones from the Tizi Mellal section.

The results of this study have highlighted that the Lias age limestones lower than the level of the Kouriet unit, internal dorsal, are dolomitic on the whole, and are deposited in an environment of internal platform can deep, in a hot and humid climate.

Key words: internal dorsal, Kouriet, Tizi Mellal, Lias, Sedimentology, Petrography, Microfacies, Paleo-environment

Sommaire

Dédicace

Remerciements

Liste des figures

Résumé

Chapitre I : généralités

I.1. Problématique :	13
I.2. Annonce du plan :	15
I.3. Cadre géographique :	16
I.4. Cadre géologique générale :	17
I.4.1.1. Le domaine interne ou tell septentrional :	18
I.3.1.2. Domaine externe : « Le sillon Tellien » :	21
I.5. L'aspect lithostratigraphique :	21
I.5.1. Introduction :	21
I.5.2. Substratum dorsalien :	21
I.5.2.1. Socle Kabyle proprement dit :	22
I.5.2.2 Paléozoïque Kabyle :	22
I.5.3. la couverture mésozoïque :	24
I.5.3.1 Le Permo-Trias :	24
1.5.3.3. Crétacé :	28
I.5.4. La couverture Cénozoïque :	30
I.5.4.1. Paléogène :	30
I.6.4.2. Oligo-Miocène molasse de chaîne calcaire :	30
❖ La lithologie de Kouriet :	31
I.6. L'aspect structural :	33
I.7. Méthode de travail :	36
I.7.1. Sur le terrain :	37
I.7.2. Au laboratoire :	38
I.9. Rappel :	44
I.9.1. Rappels sur les environnements de dépôts sédimentaires :	44
I.9.2. rappels sur les microfaciès :	50
I.9.3. Rappel sur les dolomies :	57

Chapitre II: sédimentologie

II. 1. Introduction :	60
II.2. Présentation et localisation des coupes de terrain :	60
II.2.1.Localisation de la coupe Tizi Mellal :	60
II.3. Description lithologique et analyse séquentielle de la coupe de Tizi Mellal :	62
II.3.1. introduction :	62
II.3.2. description lithologique et découpage séquentielle de la coupe Tizi Mellal :	62
II.3.3.1. la formation TMA :	64
II.3.3.2. la formation TMB :	75
II.4.Evolution paléo-environnementale :	79
II.4.1.Ensemble dolomitique TMA ₁ :	79
II.4.2 membre a chenaux de marées TMA ₂ :	79
II.4.3.membre marno-calcaire dolomitiqueTMA ₃ :	80
II.4.4.membre calcaire dolomitique à joints marneux TMB ₁ :	80
II.4.5. Membre à calcaire dolomitique métrique TMB ₂ :	80
II.5.Conclusion :	80

Chapitre III: pétrographie

III.1.Introduction :	83
III.2.Description des lames minces :	83
III.2.1. Formation TMA :	83
III.3.2. Formation TMB :	98
III.3.Interprétation des lames minces :	105
III.5. Evolutions des microfaciès :	109

Chapitre IV : conclusion générale

Bibliographie.....	116
---------------------------	------------

Liste des figures

Chapitre I : généralité

Figure I. 1: carte géographique et géologique schématique de la dorsale de grande Kabylie (Djurdjura et massif de Chellata).Cattaneo et <i>al.</i> 1999.	14
Figure I. 2: localisation de la zone d'étude (Kouriet).....	16
Figure I. 3: Position des différentes unités géologiques des Maghrébides avec une coupe transversale de la grande Kabylie (Durand Delga, 1980).	17
Figure I. 4: carte schématique de la dorsale Kabyle dans le Djurdjura (Cattaneo, 1997).....	19
Figure I. 5: Position des nappes de flysch par dans la chaîne des Maghrébides.....	20
Figure I. 6: schéma simplifié de la dorsale de Djurdjura et de la bordure de socle Kabyle (Naak, 1988).....	22
Figure7: carte géologique deu Djurdjura (flandrin, 1952).....	22
Figure I. 8: faciès de Permo-Trias dans la dorsale kabyle (Naak, 1996)	25
Figure I. 9: coupe schématique du Djurdjura montre la paléostructure et l'agencement des formations liasique moyen antérieur à l'isochrone du Toarcien inférieur et moyen (Cattaneo et <i>al.</i> , 1997).	27
Figure I. 10: Série de Djebel Kouriet selon Alain (Coutelle, 1979), Géologie du sud-est de la grande Kabylie et des Babors d'Akbou.....	33
Figure I. 11 : coupe illustrant la structure de Djurdjura le long de la direction Kouriet-Lalla Khedidja (A. Saad Allah, 2015).	36
Figure I. 12: schémas structural de la chaîne calcaire du Djurdjura (Algérie), d'après plusieurs publications et travaux de l'auteur (1980-1996). A. Saadallah, 2015.	36
Figure I. 13: échantillonnage au niveau de la coupe de Tizi Mellal	38
Figure I. 14: sillage des sucres par la débiteuse à table fixe.	39
Figure I. 15: polissage des sucres par la débiteuse à table fixe.....	39
Figure I. 16: rodages des sucres avec la rodeuse.....	40
Figure I. 17: séchage des sucres avec l'Etuve.....	40
Figure I.18 : collage des sucres.	41
Figure I. 19 : Sillage et arasement des échantillons	41
Figure I. 20 : polissage des lames minces avec la polisseuse.	42
Figure I. 21: zonation d'un littoral à sédimentation carbonatée (Beauchamp, 2005).....	46
Figure I. 22: Principaux types de constructions carbonatées de plate-forme (<i>in</i> Chamley, H., & Deconinck, J.-F. 2013).	48

Figure I. 23: zonation bathymétrique et spatiale des environnements des dépôts marins (Flügel E., 2004).....	50
Figure I. 24: endoclastes à gauche et exoclastes à droite (F. Boulvain, 2019).	51
Figure I. 25 : morphologie des oncoïdes, lumps, mud coated grain, et pelloïdes à droite, à gauche les différents types d'oolithes. (F. Boulvain, 2019).....	52
Figure I. 26: classification des roches calcaires selon Folk (1959).....	53
Figure I.27: classification des roches carbonatées, Robert J. Dunham en 1962, et mise au point par Embry et Klovan en 1971.	54
Figure I. 28: microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975)...	55

Chapitre II: sédimentologie

Figure II. 1: Positionnement de la coupe de Tizi Mellal (TM) sur la carte géologique de Djurdjura (Flandrin, 1952).	61
Figure II. 2: carte montrant le trajet de la coupe de Tizi Mellal TM selon les coordonnées GPS, Google Earth	61
Figure II. 3: présentation des faciès de la coupe Tizi Mellal.	62
Figure II. 4: Corrélation faite entre le log synthétique de Tizi Mellal avec la colonne stratigraphique de l'unité de Berkais (Gélard, 1976) ainsi la colonne stratigraphique de Kouriet (Coutelle, 1979).	63
Figure 5: log lithostratigraphique de la séquence TMA1 essentiellement dolomitique.....	65
Figure II. 6: log lithostratigraphique de la séquence TMA2: calcaire dolomitique à chenaux de marée.....	70
Figure II. 7: log lithostratigraphique TMA3 : marno-calcaire-dolomitique.	73
Figure II.8 : Log lithostratigraphique de membre TMB1	77
Figure II. 9 : log lithostratigraphique de membre TMB2	78
Figure II. 10: corrélation entre le log de coupe de Tizi Mellal et une figure de variation climatique.	81

Chapitre II: pétrographie

Figure III. 1: log lithostratigraphique de membre TMA1 avec l'emplacement des photos des microfaciès.	84
Figure III. 2: log lithostratigraphique de membre TMA2 avec l'emplacement des photos des microfaciès	91
Figure III. 3: log lithostratigraphique de membre TMA3 avec l'emplacement des photos des microfaciès	96

Figure III. 4: log lithostratigraphique de membre TMB1 avec l’emplacement des photos des microfaciès	99
Figure III. 5: log lithostratigraphique de membre TMB2 avec l’emplacement des photos des microfaciès	103
Figure III. 6: variation eustatique globale par rapport au niveau actuel des océans depuis le cambrien (Wikipédia).....	111
Figure III. 7: Distribution et évolution des microfaciès de la coupe de Tizi Mellal au niveau des Kouriet (Dorsale Interne) dans un modèle de plate-forme carbonatée	112

Chapitre I

Généralités

I.1. Problématique :

La dorsale de grande Kabylie nommée aussi chaîne calcaire, est un élément majeur des unités géologiques de la chaîne des Maghrébides, elle s'étend d'Ouest en Est sur un peu plus de 50km, avec une largeur de 10km, elle est formée par le massif de Djurdjura et par le petit massif de Chellata. (Cattaneo, 1997) **Fig.1.**

Elle est représentée par des séries condensées formées surtout de roches carbonatées d'âge Permo-Trias à Lutétien.

Cette chaîne a été subdivisée en trois domaines selon la présence, l'absence, et les variations d'épaisseurs des formations allant du Paléozoïque à l'Eocène.

Elle montre des zones paléogéographiques qui s'approfondissent du nord au sud (Cattaneo, 1997) qui sont :

- **Dorsale interne** : rassemble l'unité des Kouriet et l'unité de Pic 1865 dans le massif de Djurdjura et l'unité de Berkaiss, l'unité d'Amkrouz dans le petit massif de Chellata.

- **Dorsale médiane** : La base de la série est comparable à celle de la dorsale interne mais avec une lacune à l'Aptien et l'Albien surmonté par un Crétacé supérieur et un Eocène moyen qui présente une série marno-calcaire à microfaune pélagique puis à nummulites au Lutétien supérieur (Cattaneo, 1997).

- **Dorsale externe** : se caractérise par des dolomies massives à stromatolithes, surmonté par des calcaires massifs à spicules de spongiaires, intercalé par des marnes grises indique un milieu de plateforme externe d'âge Hettangien à Malm inférieur (Cattaneo, 1997).

Les faciès traduisent les conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque l'on passe des formations de la dorsale interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux) à celle de la dorsale médiane (dépôts marneux et plus profonds du Crétacé à l'Eocène) puis aux formations de la dorsale externe qui montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm (Cattaneo, 1997).

Le but de ce présent travail est de tracer l'évolution verticale des différents faciès de la dorsale interne, au niveau de l'unité de Kouriet, afin d'expliquer la subdivision de la chaîne calcaire.

Pour cela on se base principalement sur les résultats de nos études qui sont:

- **Premièrement**, l'analyse séquentielle banc par banc : après avoir choisi une coupe de terrain représentative au niveau des Kouriet (dorsale interne), nous avons tracé des logs stratigraphiques, avons fait des corrélations avec les anciens travaux de **Gélard, 1976** et **Coutelle, 1979** afin de reconstituer le paléo-environnement des formations de la chaîne calcaire au niveau de la dorsale interne.

- **Deuxième aspect**, est la pétrographie détaillée des formations de la dorsale interne au niveau de l'unité des Kouriet après avoir confectionné 32 lames minces au niveau de laboratoire des lames minces dans le département de Géologie, issues des échantillons prélevés lors de la campagne de terrain.

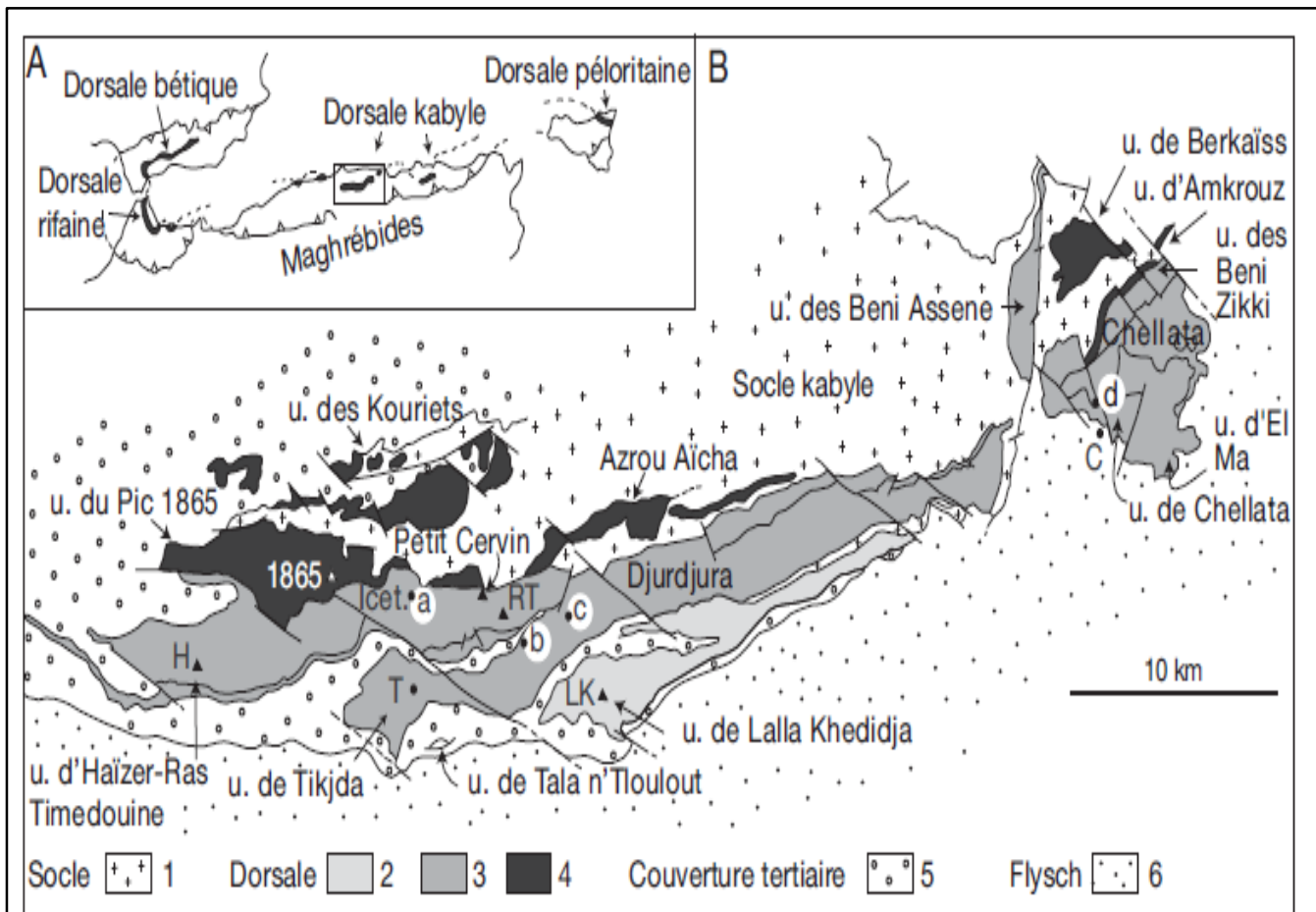


FIG. 1. — Cadres géographiques et géologiques schématiques de la Dorsale de Grande Kabylie (Djurdjura et massif de Chellata) et localisation des sites fossilifères considérés dans le présent travail (d'après Cattaneo et al. 1999): **A**, Dorsale de Grande Kabylie et entités géologiquement comparables, associées au microcontinent ALKAPECA (dorsales bétique, rifaine et péloritaine), en Espagne méridionale, Afrique du Nord et Sicile; **B**, carte géologique simplifiée du Djurdjura et du massif de Chellata avec localisation des gisements à ammonites; a-d, gisements à ammonites étudiés dans le présent travail; a, flanc NE du Djebel Icetçifène (Djurdjura, unité d'Haizer-Ras Timedouine) ($x = 627,8$ à $628,2$; $y = 354$); b, flanc NW de la Targa m'ta Roumi, au sud de la route, dans la dépression du Boussouil (Djurdjura, unité de Tikjda) ($x = 633,85$; $y = 353,1$); c, Tabbourt Amellelt, environ 1,8 km à l'ouest du col de Tizi n'Kouilal, quelques dizaines de mètres à l'est de la côte 1680 (Djurdjura, unité de Tikjda) ($x = 635,2$; $y = 353,5$); d, Djebel Chibla, près de la route, au nord, peu avant le col (massif de Chellata, unité de Chellata) ($x = 660,7$; $y = 360,15$). Abréviations: 1, socle kabyle; 2, dorsale externe; 3, dorsale médiane; 4, dorsale interne; 5, série marno-détritique paléogène; 6, flysch maurétanien; C, Chellata; H, Haizer; Icet., Icetçifène; LK, Lalla Khedidja; RT, Ras Timedouine; T, Tikjda; u., unité. Nota: les coordonnées sont celles du quadrillage kilométrique Lambert nord Algérie.

Figure I. 1: carte géographique et géologique schématique de la dorsale de grande Kabylie (Djurdjura et massif de Chellata).Cattaneo et al.1999.

I.2. Annonce du plan :

Ce travail est basé sur les observations de terrain et sur les observations microscopiques.

Le mémoire contient quatre chapitres :

✓ Chapitre I : c'est le chapitre introductif du mémoire qui contient : la problématique, le cadre géographique et géologique de la région d'étude, l'aspect lithostratigraphique de la dorsale kabyle et son l'aspect structural, la méthodologie de travail et en fin historique de travaux fais sur la dorsale Kabyle.

✓ Chapitre II : qui est un chapitre analytique des observations de terrain, basé sur les concepts sédimentologiques, subdivisé en trois parties :

-première partie : contient une introduction, un rappel sur les environnements de dépôt sédimentaire et la localisation de coupe de terrain.

-deuxième partie : enferme une description lithologique détaillée (banc par banc) de la coupe du terrain (Tizi Mellal) et son découpage séquentielle (formations, membres et séquences).

-troisième partie : inclue une évolution paléo-environnementale de chaque formations notamment de chaque membre.

✓ Chapitre III : c'est le chapitre consacré pour l'étude pétrographique des lames minces. Il est subdivisé également en trois parties :

-première partie : englobe une introduction et un rappel sur l'étude des microfaciès.

-deuxième partie : est concentré sur la description et l'interprétation du contenu des lames minces afin de reconstitué le paléo-environnement.

-troisième partie : c'est une synthèse pour l'évolution des paléo-environnement.

✓ Chapitre IV : conclusion général.

I.3. Cadre géographique :

La zone d'étude "**Kouriet**" est une montagne située au **nord d'Algérie**, dans la région de la Kabylie. Elle se situe au sud de **wilaya de Tizi-Ouzou** et à 140 km à l'**Est-Sud-Est d'Alger**.

Elle (zone d'étude) est délimitée au **Nord** par la commune d'**Ouadhias**, à l'**Est** par la commune d'**Ouacif**, à l'**Ouest** par la commune d'**Ait Bouaddou**, et au **Sud** par le **parc national de Djurdjura**. (fig.I.2)

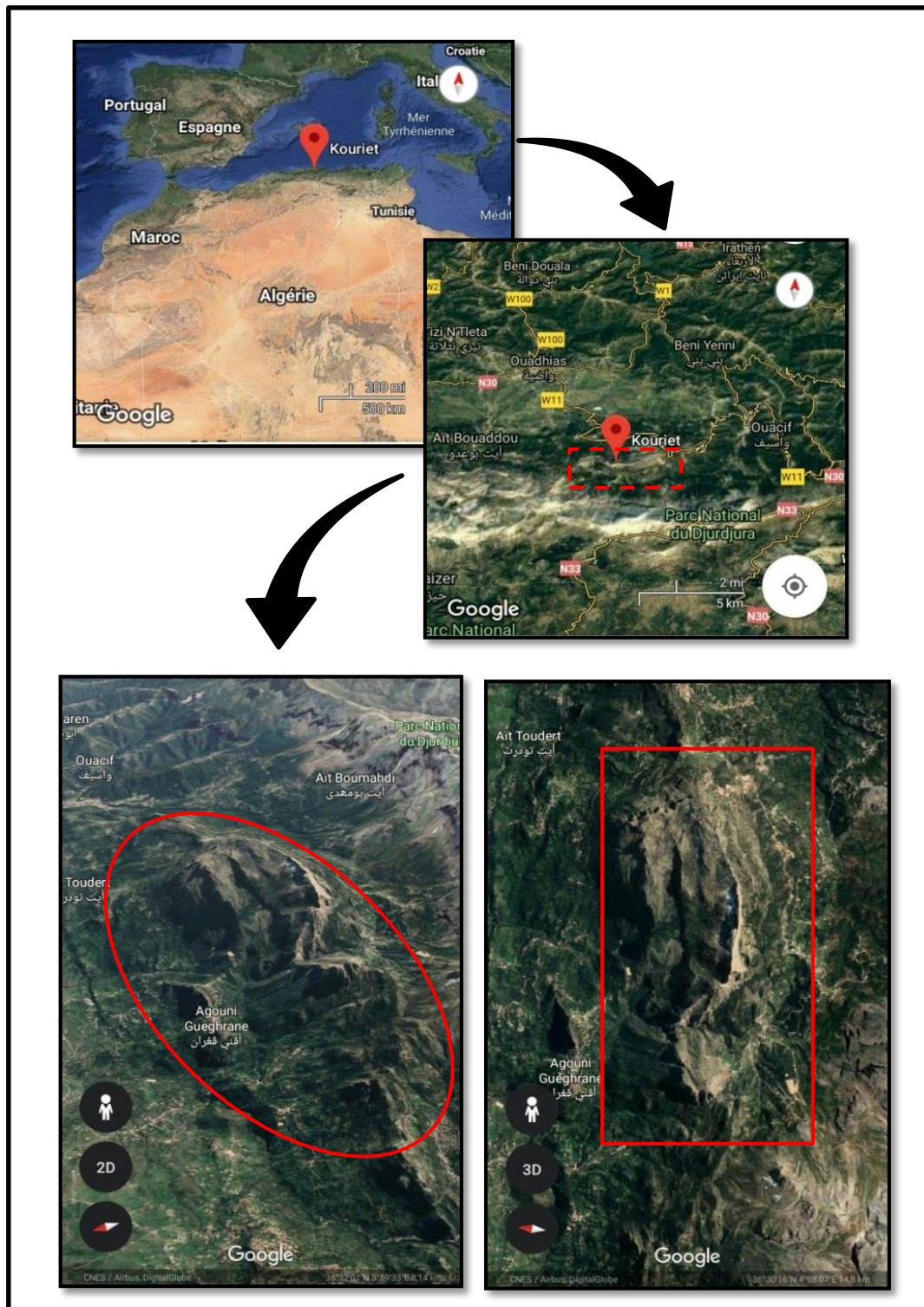


Figure I. 2: localisation de la zone d'étude (Kouriet)

I.4.Cadre géologique générale :

La région d'étude (Kouriet) fait partie de la dorsale kabyle, unité paléogéographique du domaine interne de la chaîne Alpine ou de Maghrébides en Algérie du Nord.

L'édifice orogénique de cette dernière s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km, depuis l'Espagne du sud jusqu'à l'arc Calabro – Sicilien en Italie (fig.I.3)

La chaîne des Maghrébides est le résultat de la convergence et de la collision d'un élément de la marge Sud européenne avec la marge Nord-Africaine d'un bassin Téthysien Maghrébin, qui faisait communiquer la Téthys avec l'Atlantique central (**Wildi W, 1983**)

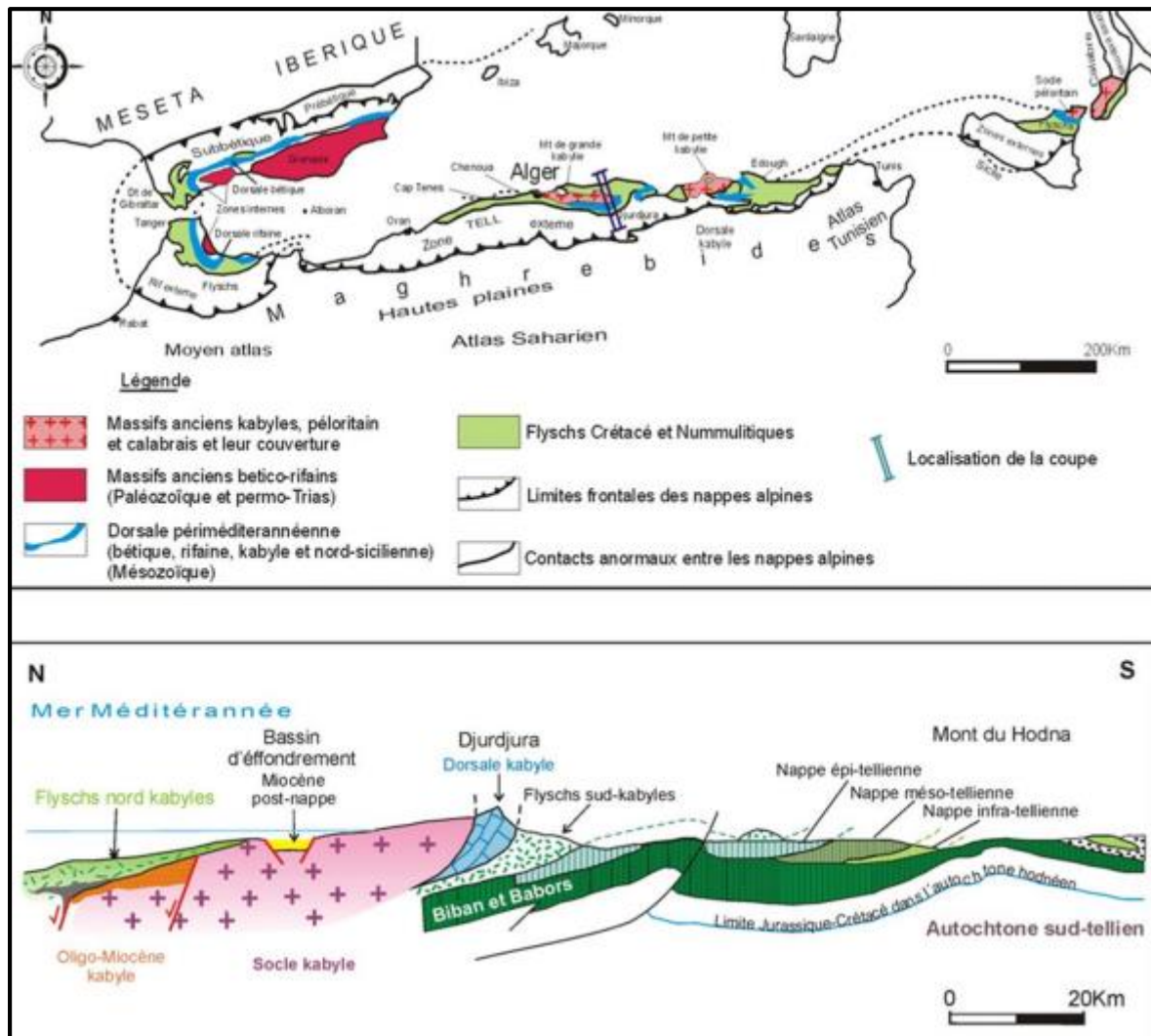


Figure I. 3:Position des différentes unités géologiques des Maghrébides avec une coupe transversale de la grande Kabylie (Durand Delga, 1980).

La chaîne Alpine de l'Afrique de nord ou chaîne des Maghrébides en Algérie montre du nord au sud les domaines suivants :

I.4.1.1. Le domaine interne ou tell septentrional :

Ce domaine est Limité au Sud par l'accident sud kabyle (ASK), et a été structuré essentiellement par deux séries d'évènements :

- Événement alpin du crétacé supérieur au miocène inférieur.
- La distension méditerranéenne miocène inférieure -pliocène.

Il est formé par des éléments issus de la dilacération d'une zone septentrionale nommée sous plaque méso-méditerranéenne.

Le domaine interne est constitué par :

I.4.1.1.1. Le socle :

Il est composé de massifs cristallophylliens de terrains anciens (Protérozoïques et paléozoïque) affectés par un métamorphisme (gneiss, marbres, Amphibolites, micaschistes et schistes).

-D'après (**Wildi, 1983**) : le socle kabyle désigne toutes les formations Paléozoïques qui servent ou qui ont servi de substratum à la chaîne Calcaire.

On le rencontre dans deux séries d'affleurement (**Bouillin, 1977**):

- Un ensemble crustal profond appartenant de quartzites, granulites.
- Des gneiss présentant des intercalations de quartzites, d'amphibolites et des marbres.
- Des phyllades ayant subi un métamorphisme de basse pression avec une zone inférieure à Biotite et une zone supérieure à chlorite.
- Un ensemble essentiellement sédimentaire paléozoïque débutant au Cambrien et atteignant le Carbonifère.

I.4.1.1.2. La dorsale kabyle :

Parfois appelée "la chaîne calcaire" par (**Glangeaud, 1932**), du fait de la sédimentation carbonatée dominante

-L'appellation de dorsale Kabyle a été introduite par **Durand Delga en 1969**, et représente la couverture méridionale du socle de la grande et petite Kabylie.

-Elle est composée de calcaires du Lias et de l'Eocène, de dolomies du Trias au Lias inférieur, de schistes primaires. (**Durand Delga, 1969**).

-La dorsale kabyle se présente sous forme des lambeaux écaillés alignés suivant une direction Est-Ouest d'Age Permo-Triasiques à Éocène moyen (Lutétien).

-En général, les faciès traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes

Lorsque l'on passe des formations de la dorsale interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux) à celles de la dorsale médiane (dépôts marneux et plus profonds du Crétacé à

l'Éocène), puis aux formations de la dorsale externe (qui montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm).

La dorsale kabyle a été subdivisée du Nord au Sud en trois sous-chaînes, qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires : dorsale interne, médiane et externe. (fig.I.4).

- **La chaîne calcaire interne (dorsale interne) :**

Sur un substratum constitué de phyllades et de rares affleurements paléozoïques, existent un Permo-Trias gréseux, rouge, un Lias carbonaté, un Jurassique supérieur et un Crétacé carbonaté et noduleux comportant d'importantes lacunes et d'épaisseur réduite, un Tertiaire transgressif néritique jusqu'au Lutétien.

La dorsale interne est caractérisée par une série transgressive sur le substratum paléozoïque, elle débute par des conglomérats et des calcaires d'âge Permo-Trias (les parties internes méridionales), suivies par des calcaires Liasique et un Eocène inférieur à moyen formé de calcaire massif nummulitique. (Flandrin, 1952).

- **La chaîne calcaire médiane (dorsale médiane) :**

Elle correspond à une série condensée continue du Crétacé inférieur à l'Eocène avec des faciès marneux et calcaro-marneux pélagiques. Son substratum est analogue à celui de la dorsale interne.

- **La chaîne calcaire externe (dorsale externe):**

Définie par un Lias particulier souvent à Ammonites et Rhynchonelles puis par des séries conglomératiques du Dogger – Malm se terminant par des Radiolaires, gréseuses du Crétacé inférieur et conglomératiques du Sénonien au Lutétien.

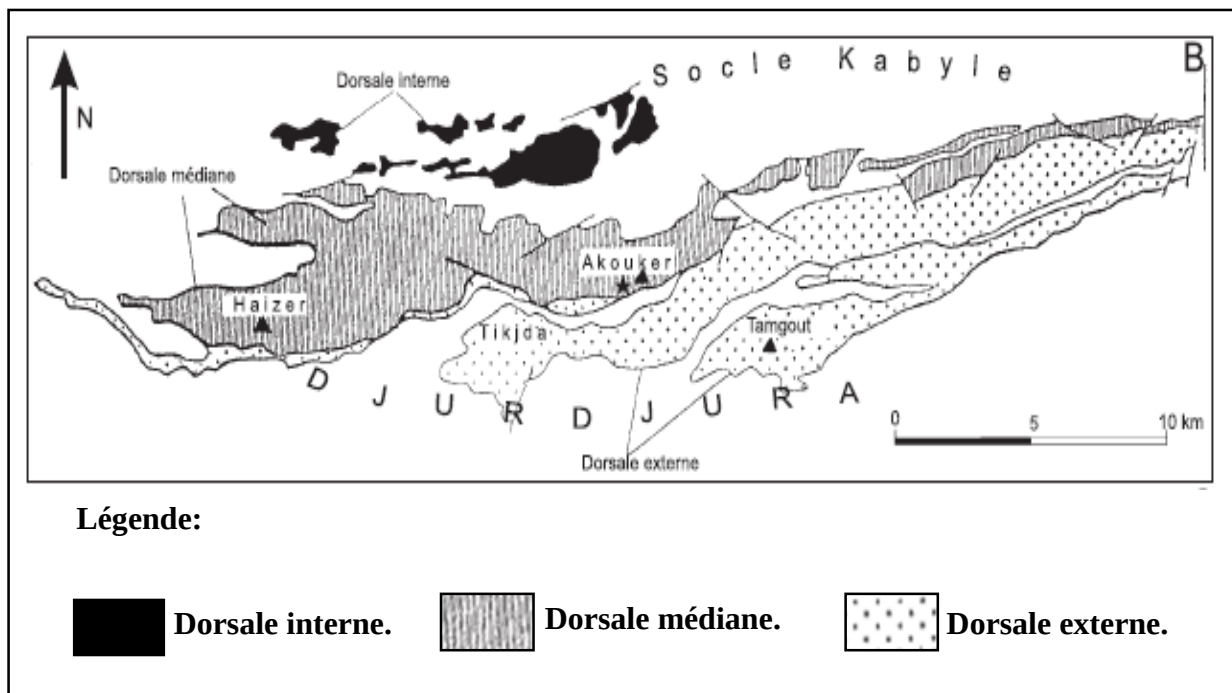


Figure I. 4:carte schématique de la dorsale Kabyle dans le Djurdjura (Cattaneo, 1997).

I.4.1.1.3. Le domaine des flysch :

La complexité structurale de la zone des flysch ainsi que la pauvreté de celle-ci en fossiles, ils ont été pendant longtemps mal connus on distingue (fig.I.5) :

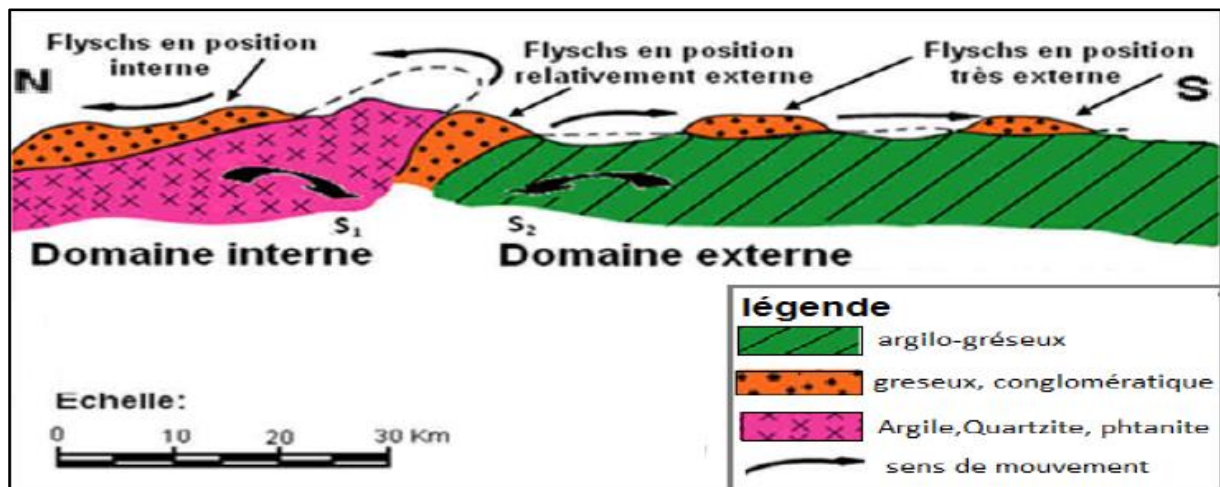


Figure I. 5: Position des nappes de flysch par dans la chaîne des Maghrébides

A) Les séries Mauritanienne :

La série mauritanienne constituée de bas en haut (**Bouillin, 1977**) :

- de radiolarites d'âge Jurassique terminal.
- d'un flysch schiste-gréseux d'âge Crétacé inférieur (Néocomien à l'Albien).
- d'un Cénomanién conglomératique à bandes solidifiées blanches très caractéristiques, suivi d'une série d'âge sénonien à lutétien supérieur plus ou moins conglomératique.
- D'une puissante série grés-micacée débutant par un flysch à micro brèches rousses et atteignant le passage Stampien-Aquitanién.

B) Les séries Massyliens :

La série Massyliens, située au Nord du Kef Sidi Driss comporte de bas en haut les termes suivants (**Bouillin, 1977**) :

- Des calcaires sableux et des argiles du Néocomien sur 10m.
- Un flysch pélito-quartzeux où dominant les couleurs vertes : c'est le flysch « Albo-Aptien » pouvant atteindre 300 m d'épaisseur.

Il est surmonté par des calcaires fins jaunâtres du Varacenién(Albien), épais de quelques mètres.

- Des phyllites noirs et blancs sur 20m (Cénomanién et Turonien), localement remplacés par des brèches polychromes.

-Un ensemble flyschéoïde marno-microbréchique où l'on date tous les étages du Sénonien et qui peut dépasser 200 m d'épaisseur.

- Des formations tertiaires aujourd'hui décollées et repoussées plus au Sud (série d'Ain el

Kerma) comprend des argiles vertes et des niveaux de silexites. Cet ensemble atteint l'Oligocène inférieur.

Tous les critères sédimentologiques montrent que les formations Massyliennes se sont déposées dans une zone profonde et sans doute à substratum océanique (**Bouillin, 1986**).

Les flysch Massyliens d'origine plus méridionale surmonte très généralement le flysch Mauritanien.

C) Le Numidien :

Ce terme a été proposé par **E. Ficheur** en **1890** pour désigner la trilogie suivante :

- des argiles vari coloré à Tubotomaculum dites : argiles sous numidiennes.
- des bancs de grés épais à grains hétérogènes.
- des argiles, marnes et silexites appelées : supra-numidienne.

I.3.1.2.Domaine externe : « Le sillon Tellien » :

Il s'agit d'importantes masses allochtones caractérisées par le développement de faciès marnocalcaires pélagiques au Nord et devenant progressivement pélagiques (néritiques) vers le Sud.

I.5. L'aspect lithostratigraphique :

I.5.1.Introduction :

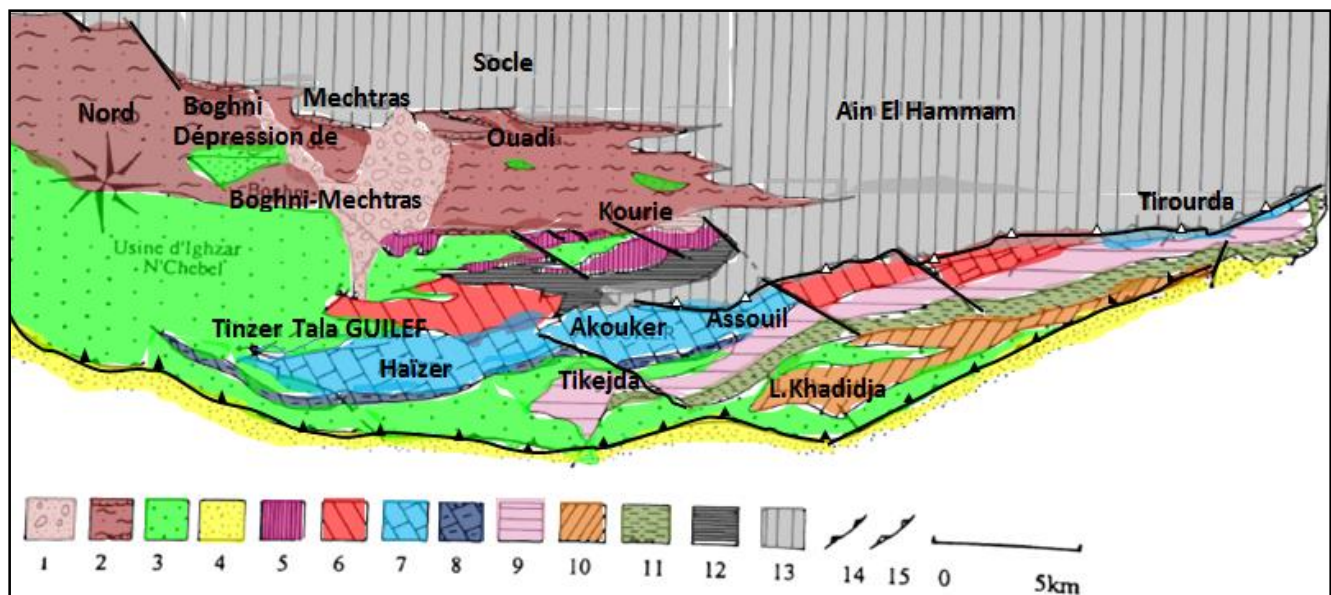
La chaîne de Djurdjura et son substratum ancien paléozoïque est un ensemble montagneux, situé comme son homologue de Nord du Constantinois, au bore méridional de socles de Petite et Grande Kabylie.

La Dorsale Kabyle montre sur la transversale du Djurdjura une répartition des terrains exprimant une logique sédimentaire reflétant à certain période, l'évolution du profil paléobathymétrique de la marge Kabyle. Le schéma dévolution de cette plateforme pendant le Mésozoïque-Cénozoïque est marqué par l'existence de zones de dépôt plus au moins individualisées, représenté principalement par (fig.I.6) :

I.5.2. Substratum dorsalien :

Socle kabyle ou Kabylide, est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique (**Naak, 1988**).

Il s'observe entre la dorsale interne et la dorsale médiane (Kouriet-Ibadissen) d'une part, et cette dernière et la dorsale externe d'autre part (fig.I.6).



1. Cône de déjection de Mechtras-Boghni; 2.Oligo-Miocène Kabyle et Olistostromes (flysch chaotique; 3.Couverture molassique éo-oligocène de dorsale; 4.flyschs du flanc sud du Djurdjura ; 5. Dorsale interne-unité des Kouriet ; 6.dorsale médiane septentrional-unité de l'Azrou Aicha ; 7. Dorsale médiane centrale-unité de Haizer-Akouker (Timedouine); 8. Dorsale médiane méridionale-unité de l'Azrou Boghni (Merkalla); 9 dorsale externe septentrional-unité de Tikejda; 10. Dorsale externe méridionale-unité de Lalla Khedidja; 11. Carbonifère; 12. Ensemble Paléozoïque de la dorsale; 13. Socle cristallin et cristallophyllien ; 14. Contact internides-externides ; 15. Cisaillement intra-Kabyle.

Figure I. 7:schéma simplifié de la dorsale de Djurdjura et de la bordure de socle Kabyle (Naak, 1988).

I.5.2.1. Socle Kabyle proprement dit :

En Petite et en Grande Kabylie l'ensemble structural le plus bas est représenté par des : gneiss fins ou para-gneiss oeillés (ortho-gneiss), associés (intercalation) à des marbres et des amphibole. (Naak, 1996).

La dorsale kabyle avec ses différentes unités, repose sur le socle kabyle qui est subdivisé en quatre unités tectono-métamorphiques séparées par des contacts cataclastiques ou mylonitiques .Ces unités sont, de bas en haut :

- La dalle ortho-gneissique inférieure à gneiss oeillés.
- Le complexe para-métamorphique à marbres et para-gneiss.
- La dalle ortho-gneissique supérieure à gneiss oeillés.
- L'unité schisteuse à sericite schiste exclusivement.

I.5.2.2 Paléozoïque Kabyle :

Les zones internes de l'orogénèse maghrébin montrent autour de méditerranée occidentale et associé aux formations cristallophylliens, un Paléozoïque presque complet, plus au moins permanent et assez nettement défini. (Naak, 1996).

Le complexe sédimentaire est composé d'une moitié inférieure détritique plus au moins fine, schiste gréseuse et d'une moitié supérieure à faciès volcano-sédimentaire, carbonaté et franchement détritique au sommet. **(Naak, 1988).**

La stratigraphie des terrains primaires dans le Djurdjura (dorsale kabyle), présente une colonne presque complète allant des termes cambriens jusqu'au Carbonifère, avec la coexistence de zones déformées à tendance au décollement, ce qui correspond à une période de comblement détritique et molassique sur une vaste plateforme détritique cadomienne européenne et gondwanienne **(Damage, 1994 in Naak, 1996).**

I.5.2.2.1. La série infra-Dévonienne :

Au niveau de Tagmount n'Aït Reggane, l'ensemble infra-Dévonien est représenté par un ensemble de schiste, pélites, grés quartzitiques, des grés à quartz roulés d'origine glaciaire, des niveaux volcano-détritiques et des bancs de microconglomérats à élément de socle. Il a un aspect flyschöide de teintes variant entre le gris-bleu au gris-vert avec tous les intermédiaires, des niveaux violacés très altérés en teinte rouille. L'âge attribué à cet ensemble est de Silurien-Ordovicien à Silurien-Dévonien **(Naak, 1988).**

I.5.2.2.2. La formation carbonatée de Dévonien :

Selon **(Naak, 1988)** cette série épaisse d'une cinquantaine de mètres environ. On observe habituellement de bas en haut la succession suivante :

- 15 à 20 mètres de calcaire plus au moins massif, marmoréen, très compacts souvent sombre en cassure, à rare Orthocères et Crinoïdes, rare *Tentaculites Globochaetetes Sps*, représentant souvent le "faciès griotte", datés du Gedinien.

Ces niveaux massifs sont surmontés par quelque mètre de calcaire plus clair en bancs décimétriques ; en lame, il s'agit d'un Wackestone bioclastique à débris de Mollusque, de Trilobites et d'Echinodermes, présence d'éléments de *Globochaetetes* et de *Styliolina* et *Nowakia* donnant l'âge Dévonien intérieur. Le milieu de dépôt est circalittoral.

- Des marno-calcaire rouge riches en *Tentaculites*, les Conodontes ont confirmé cet âge Gedinien à Emsien. L'ensemble présente l'aspect d'altération "varicolores". Il s'agit de lits calcaires ou marno-calcaire rouge et blancs alternants des lits millimétriques de micas et de chlorites.

- Calcaires en blancs compacts, très plissés, très schistosés à la base. Avec un passage progressif de marno-calcaire vert-rose violacé. Ces calcaires en banc ont donné un âge Emsien.

- Des dolomies par contre jaune-brun existent 100 km vers l'Est de massif de Kouriet, ils sont quelquefois très compacts, recristallisés, semblant présenter une schistosité.

I.5.2.2.3. La formation du Carbonifère :

Après un très long cycle sédimentaire calédonien essentiellement détritique de Cambrien, Ordovicien, Silurien, puis carbonaté et volcano-détritique au Dévonien, commence un deuxième cycle sédimentaire à nouveau détritique, marqué par une très nette discordance de ravinement à la base, le cycle hercynien.

La formation carbonifère est une série détritique, ou on distingue les ensembles suivants **(Naak, 1988) :**

-Un conglomérat grossier à éléments centimétriques à décimétriques, très arrondis et rarement anguleux (les plus gros), et qui ravine soit des calcaires en gros bancs de dalles à Tentaculites (**Gélard, 1979**), soit des niveaux plus anciens, les marnocalcaires rose violacé.

Ce conglomérat de base à ciment quelquefois peu présenté des éléments de socle et Paléozoïque (quartzites, gneiss, granites, marbre noire, lydiennes, quartz, exceptionnellement des schistes gréseux).

Il présente un granoclassement net et passe progressivement vers le haut à des grès feldspathiques à lentilles de micro conglomérat puis à des niveaux microbréchiques et greywackes ... (affleure constamment depuis le massif de Kouriet jusqu'au village d'Ibadissen soit sur plus de 10 km).

Ce conglomérat inaugurant le cycle détritico-hercynien et le produit d'érosion due à l'orogénèse calédonienne ou probablement à la phase tectonique précoce de cycle hercynien ou soit de phase bretonne (**Bouillin, 1982**).

Sédimentation détritico-hercynienne beaucoup plus fine (période de calme orogénique), avec des niveaux calcaires lenticulaires sombres qui s'intercalent. On note aussi des blocs métriques de calcaire probablement dévonien.

Cette série reçoit épisodiquement des décharges, de microconglomérat et de rares slump. En haut encore la sédimentation est plus calme et correspond à des dépôts de psammite.

Cette série détritico-hercynienne de carbonifère est d'environ de 150 mètre sur cette transversale de Kouriet (dorsale interne), et dans l'unité de Tikejda (dorsale externe) peut dépasser 500 mètre d'épaisseur (région de Tizi N'kouilal – Col de Tirourda).

Dans les unités les plus internes, les terrains mésozoïque-éocène peuvent se déposer directement sur des niveaux ordovicien-silurien (absence de termes dévoniens et une grande partie de carbonifère) due à l'érosion des phases tectoniques hercyniennes et calédoniennes.

I.5.3. la couverture mésozoïque :

I.5.3.1 Le Permo-Trias :

C'est à (**Fallot, 1942 ; Lambert, 1947**) ainsi (**Flandrin, 1952 in Naak, 1996**) que nous devons l'essentiel de nos connaissances sur le Trias kabyle à partir d'observations faites précisément dans le Djurdjura.

(**Fallot, 1942 in Naak, 1996**) résume ainsi la stratigraphie du Trias du Djurdjura : conglomérats et grès rouges (Permo-Trias), grès clairs (Werfénien), dolomies et calcaires vermiculés (Muschelkalk), marnes bariolées puis cargneules (Keuper), calcaires à *Avicula contorta* (Rhétien).

La lithostratigraphie du Trias de la Dorsale kabyle est très différenciée d'une unité à l'autre (**Flandrin, 1952 ; Gélard, 1979**). Cela reflète la segmentation sédimentaire précoce de la marge passive téthysienne du nord au sud (fig.I.8) :

- Les parties internes septentrionales (unité de Kouriet et Berkaiss) sont pratiquement dépourvues de Permo-Trias.

- Les parties internes méridionales (unités de pic 1865, d’Azrou aïcha) possèdent du Permo-Trias détritique rouge épais à coulées périlitiques. Et aux parties septentrionales (unités d’Haïzer-ras Timedouine, unité externe d’Amkrouz, d’EL Ma se caractérisent par des calcaire vermicules d’anisien recouvert de grés rouge du ladinien.
- Les zones médianes méridionales (unité Tikejda) comportent des formations très puissantes des grés, conglomérat et pélites rouge mais toujours dépourvues de carbonates.
- L’unité externe de Tagmount de Lalla Khedidja est la seule qui présente des cargneules et des dolomies du Rhétien.

Les faciès Permo-trias kabyle les plus fréquents sont un ensemble détritique : conglomérat, grés, argile, affecté par une teinte rouge remarquablement contrastée par rapport aux autres teintes rencontrées dans les autres formations du Djurdjura.

Ce sont des formations continentales qui, suivant les différents secteurs de la chaîne, succèdent au Carbonifère ou s’intercalent directement entre le socle métamorphique et le Lias.

Ces formations se sont séparées de leur substratum par une discordance angulaire (**J. Flandrin, 1952**) et contiennent du gypse et d’anhydrite assez rare. Si l’on réfère à la notion de faciès et dans le cas présent, trois pôles ou tendances sédimentologique caractérisent la sédimentation de cette période : un pôle molassique à conglomératique-grés – argile, un pôle dolomitique et un pôle calcaire.

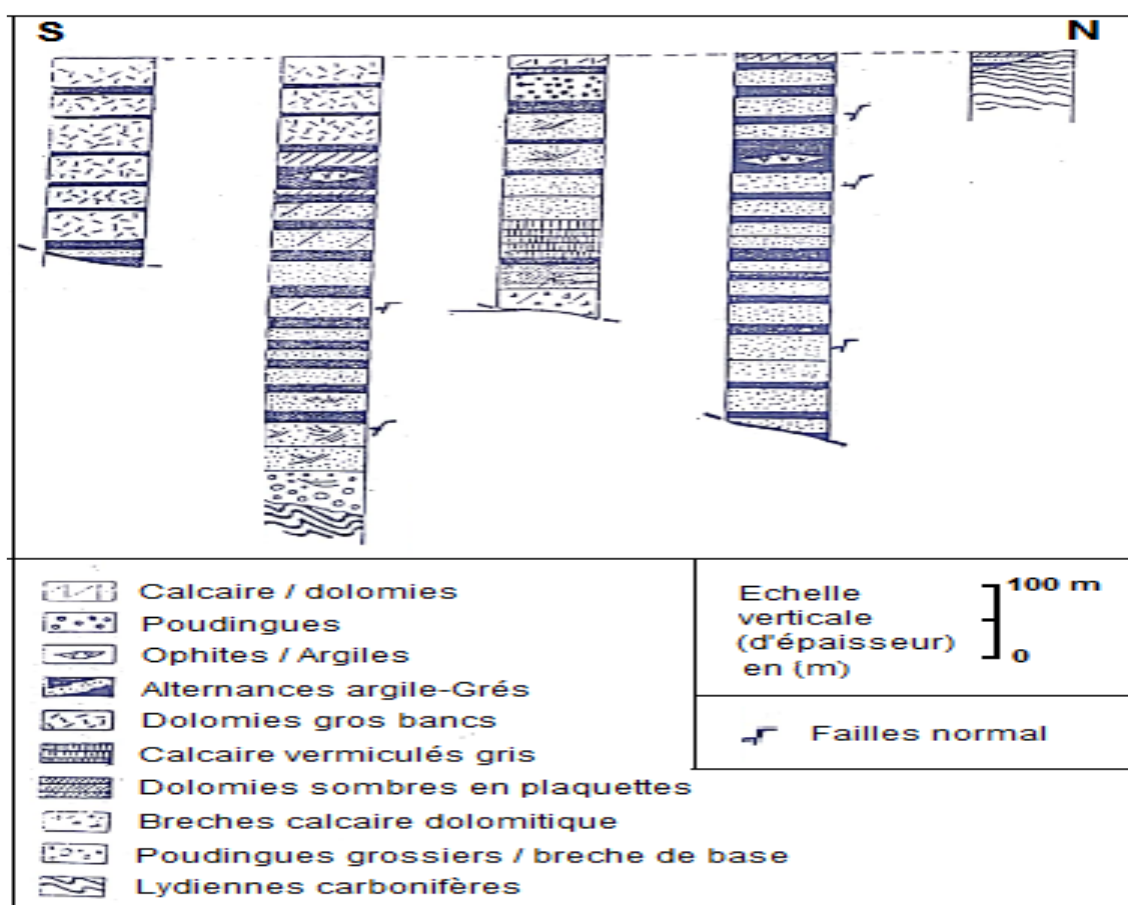


Figure I. 8: faciès de Permo-Trias dans la dorsale kabyle (Naak, 1996)

I.5.3.2 Jurassique :

I.5.3.2.1. Jurassique inférieur :

➤ Le Rhétien-Hettangien :

C'est une période qui marque un intervalle de passage du Trias au Lias (par données paléontologique) définie par **Lambert** et qui marque également un début d'immersion de domaine kabyle (**Naak, 1996**).

D'après les données de (**Flandrin, 1952 in Naak, 1996**) cette transgression infraliasique affecterait seulement la partie méridionale de Djurdjura (série de Lalla khedidja et Tikejda).

Cette transgression est marquée par les dépôts de cargneules et de dolomies pulvérulentes dans les unités de Tikejda et Lalla Khedidja avec un passage progressif d'un milieu lagunaire à un milieu marin et par des calcaires lités. A l'Hettangien, la mer envahit également l'unité d'Haïzer-Akouker (dorsale médiane) (**Naak, 1996**) où la transgression paraît brutale.

➤ Lias inférieur :

Dans tout le Djurdjura, le Lias inférieur est représenté par des calcaires massifs blancs ou gris de 1250 m (unité de Lalla Khedidja, selon (**Coutelle, 1982**)), il forme des lentilles étirées (comme celle de Azrou ou Boghni) à rares Brachiopodes, parfois dolomitisés. Il joue le rôle prédominant dans la morphologie de la chaîne (**J. Flandrin, 1952**).

Le passage Lias inférieur Lias moyen est généralement marqué par une discordance angulaire qui correspond à une faille normale liasique et cela s'observe bien sur le flanc sud de Lalla Khedidja (**Naak, 1996**).

Dans l'unité de Kouriet (**Naak, 1988**), la base de Jurassique s'observe souvent directement sur les faciès anti-triasique par des calcaires dolomitiques ou dolomie en banc épais rubané et rougeâtre (témoignant de l'épisode transgression).

➤ Lias supérieur :

Dans le Djurdjura le Lias supérieur constitue un ensemble lithologique homogène, nettement distinct des calcaires massifs du Lias inférieur (**J. Flandrin, 1952**).

D'une façon générale, ces étages correspondent à un ensemble de calcaires en dalle à silex de faciès variés, de marno-calcaires et de marnes où se remarquent à différents niveaux des assises rougeâtres discontinues, de faciès Ammonitico Rosso (**J. Flandrin, 1952**).

❖ Conclusion :

La datation de la série jurassique de Grande Kabylie montrent que le sommet des calcaires massifs que le Lias est diachrone. En effet, le dépôt des calcaires massifs se termine dans la dorsale externe un peu avant la zone à Semicrustatum de Sinémurien inférieur (fig.I.9), dans la dorsale médiane sous la zone à Raricostatum de la fin du Sinémurien supérieur et dans la dorsale interne du Domérien moyen Toarcien (**F. Roman ; P. Russo 1948**) puis (**F. Flandrin, 1952**) avaient déjà noté l'existence de ce diachronisme entre l'unité externe de Lalla Khedidja et les unités septentrionales plus internes. Nous proposons de voir dans ce diachronisme, le résultat de stades successifs d'affaissement de la marge continentale nord-téthysienne, dont quelques témoins mécaniques sont présentés maintenant (**Cattaneo et al, 1997**).

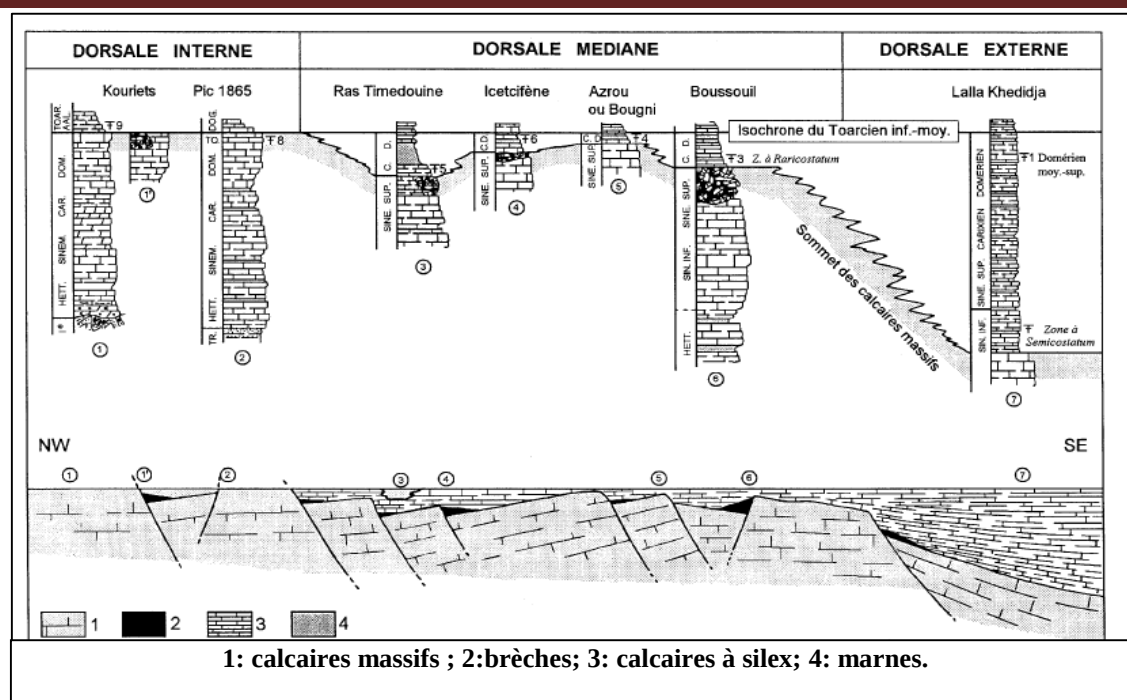


Figure I. 9: coupe schématique du Djurdjura montre la paléostructure et l'agencement des formations liasique moyen antérieur à l'isochrone du Toarcien inférieur et moyen (Cattaneo et al, 1997).

I.5.3.2.2. Jurassique moyen et supérieur :

➤ Dogger :

Le Dogger caractérise surtout les unités externes. Il est réduit voire absent lorsqu'on se dirige vers le nord (les unités : médiane et interne) (Naak, 1996).

Sédimentation marneuse rougeâtre à verdâtre admettant des fines intercalations de calcaire argileux de même teinte. La richesse en Filaments dans ces marnocalcaires versicolores a permis à (A.COUTELLE, 1977) de caractériser le Dogger avec une espèce de bivalves *Posidonomia alpina* (Naak, 1996).

Cependant ce faciès apparaît quelque fois sous forme de calcaire microbréché, compact et plus ou moins silicifié, pouvant être riches en Filaments (faciès très réduit en épaisseur Haïzer-Akouker), et également sous forme de calcaires lités à silex avec des filaments parfois abondants (NAAK, 1996). Un niveau stratigraphique à Radiolarite a été observé dans l'unité médiane de Haïzer et correspond à des accidents siliceux alors qu'il est absent dans les unités médio-internes (Naak, 1996). Il est affecté par une déformation fragile-ductile à ductile, induite par un cisaillement majeur (A. Saadallah, 1996 in Naak, 1996).

Limité à des rares endroits (unité de Merkalla) un dogger à calcaire graveleux à turbidites et à Entroques à faible épaisseur (Naak, 1996).

Le faciès versicolores constitue souvent une zone de décollement ou de clivage des séries (unité de Merkalla-Azrou Bougni) (Naak, 1996).

À l'unité de Lalla khedidja le dogger été décrit par (Coutelle, 1977) et qui montre une formation de marne rouge à verdâtre à petits bancs calcaire intercalés en miches parfois fortement boudinés. Ce terme marneux succédant au Lias à calcaire à silex rouge, évolue vers

le haut au faciès à turbidites calcaire qui marque un début de dépôts de pentes continentale de type flysch. Son épaisseur est estimée à 350 m par Coutelle (1982) et 400 m par (Naak, 1988).

Dans la série de Merkalla les même turbidites calcaire sont représentés (Naak et Bouillin 1989), mais dans le contexte structural plus complexe on observe également dans cette unité des turbidites calcaire qui évoluant vers le haut à des brèches à élément décimétriques de Lias avec de proportion d'éléments de silex élevée.

Ce repère lithostratigraphique marque une organisation en marge de la bordure Sud kabyle au Nord, les unités médio-interne constitue un domaine de plateau alors que la partie sud correspond à une plate-forme plus profonde en relation avec un domaine océanique. Selon Gélard, ces Radiolarites seraient de l'Oxfordien supérieur.

➤ Le Malm :

Flandrin (1952) note l'existence d'une grande lacune de sédimentation dans le Djurdjura de Jurassique moyen (Naak, 1996).

* Tithonien (Portlandien) :

(Flandrin, 1942 in Naak, 1996) intègre dans le Tithonique identifié par (Roman, 1936) et (Lambert, 1945) des marno calcaires et des phtanites rouges à Radiolaires qui peuvent ne pas exister. Cette remarque a été faite d'après les observations de Flandrin dans l'unité d'Haïzer-Akouker (unité médiane), des calpionelles caractérisent des fins niveaux alternat avec ces phtanites.

Dans la série de Lalla khedidja, au-dessus de l'ensemble à pélites et radiolarites rouge on retrouve encore le faciès de marnocalcaire boudinés à Radiolaire à silex.

Dans la série de Merkalla, l'épisode à radiolarites est bien encadré par des méga brèches à silex et à Slump, donc en position infra et supra radiolaire. La brèche supérieure à passe à des calcaires à silex à pseudo-nodule plus au mois feuilletés, contenant des Calpionelles et d'âge Tithonique (Naak, 1988).

Dans l'unité médiane d'Haïzer cette formation (épisodes radiolaire) montre son développement maximum et ces affleurements les plus nets. La Tithonique dans cette région est bréchique est formé par de calcaire lité à silex rouge et des radiolarites, soit constitué de faciès noduleux gris, ocre à rougeâtre avec des ammonites et des Calpionelles (Flandrin, 1952 in Naak, 1988).

Dans la dorsale interne du massif des Kouriet, on trouve encore un faciès à nodules jointifs assez nets en patine.

1.5.3.3. Crétacé :

1.5.3.3.1. Crétacé inférieur :

Dans la dorsale interne : le Crétacé inférieur (Berriasien) est représenté par des marnes et calcaire claire à Nannoculus claire puis de marnocalcaire à silex épaisses de 80 mètre. (Naak, 1988).

Dans la dorsale médiane : le Crétacé inférieur est caractérisé depuis (**Flandrin, 1952**) par des calcaires à silex alternant avec des marnes claires (série du lac Goulmine et massif 1865), et encore de micrite à radiolaires, des calpionelles, ou de calcaire à silex noire, schistosés à *Nannocus*, *Saccocomides* (**Naak, 1996**).

Dans la dorsale externe (unité de Merkalla) l'épaisseur de Néocomien est d'environ 150 mètre, il est caractérisé par des calcaires à silex alternant avec des marnes verte ou brune avec des niveaux béchiques. Ces calcaires sont parfois en gros bancs riche en matière organique sous forme de taches (**Naak, 1996**).

1.5.3.3.2. Albien :

Des pélites marno-calcaires d'âge Barrémo-Aptien sont connues dans le Djurdjura. Par contre en doit attribue à l'Albien des marnes noires à "*Néohibolites minimus*", ce sont des marnes argileuses noires à rognons et pyriteux, éléments plastiques dont l'épaisseur ne dépasse jamais une trentaine de mètres. Représentées à Haïzer et Tikejda.

Une quinzaine de marne noire très caractéristique à "*Néohibolites minimus* " représente l'albien moyen et supérieur, à caractère pélagique sont représenté dans la dorsale interne (**Naak, 1988**).

1.5.3.3.3. Crétacé supérieur :

On distingue de nord en sud (**Naak, 1988**) :

Dans la dorsale interne des Kouriet et de médio-interne de Tassassine : le Crétacé supérieur est absent en affleurement. Vers l'Est la série de Azrou n'Aïcha présente des calcaires lités schistosés, bio-micrites et fourni de *Pithonelle*, *Gumbelina* et *Globotruncana* du compano-maestrichien.

Dans la dorsale médiane de Haïzer-Akouker (**Flandrin, 1952**) : la formation contient des calcaires particulièrement feuillés.

Dans l'unité de Lalla khedidja : il s'agit de grés calcaires altérés jaunes ou rouge-violacé épais environ 150m coiffé d'un conglomérat à Orbitoïdes.

➤ Cénomano-turonien

Dans l'unité de Kouriet (dorsale interne) le Turonien-Coniacien inférieur) est caractérisé par des calcaires à silex durs.

L'unité de Azrou Aïcha est caractérisée par des calcaires schisteux, calcaire à micrite à *Rotalipora*, *Hebdergelles*, *Ticinelles* , passant vers le haut a une microfaune composé de *Gumbilines*, *Hebdergelles* , cette série épaisse est d'âge Albo-Cénomanien .

Dans l'unité d'Haïzer-Akouker présente son maximum de développement (moins de 10 m) sans discordance angulaire appréciable, soit sur le Tithonique, soit même sur le Lias supérieur ou le Lias inferieur (dorsale médiane).

➤ Sénonien :

La série la plus complète du Sénonien affleure sur le flanc Nord de Haïzer et dans la dépression de Goulmine, elle est formée de 50 à 70 m de calcaires marneux, de marno-

calcaires et des marnes de teinte blanche, rosée ou verdâtre, très riche en Rosaline et Inocérâmes. (Naak, 1996).

Et il est également représenté par des marno-calcaires dans la dorsale interne (Naak, 1988).

I.5.4. La couverture Cénozoïque :

I.5.4.1. Paléogène :

*** unité interne :**

Une série riche en détritique et banc de calcaire gréseux bioclastique rouge est attribué au paléocène-yprésien.

Calcaire massif limité aux unités septentrional (Kouriet), d'une épaisseur de près de 200 m, il est moulé par les zones de cisaillement (Saadallah, 2016).

L'Eocène commence par des gros bancs de calcaires à oolites et bioclastes en concordance sur la série de jurassique sous-jacent, suivi d'un niveau marneux clair et de calcaire microbréchéique jaune-miel. Suivi d'un calcaire massif assez homogène à Nummulites et algues (Naak, 1988).

***unité médiane :**

Au Paléocène : la série est détritique avec de banc calcaire sableux

Des calcaire bio-détritiques microbréchéique à Mélobésiés, Echinoderme... (Plate-forme peu profonde) marquent l'Eocène. (Naak, 1988).

***Unité externe :**

-la formation d'éocène : une série détritique conglomératique (unité de Tikejda et Lalla khedidja) (Naak, 1988).

I.6.4.2. Oligo-Miocène molasse de chaîne calcaire :

Durant la période Priabonien-Oligocène, la sédimentation est traduite par des formations essentiellement détritiques allant de conglomérat plus grossier à des argiles schisteuses de teinte sombre en passant par toute une gamme de grès variée avec des intercalations de niveaux calcaires. Ces dépôts reposent en transgression totale sur tous les termes antérieurs de la chaîne du Djurdjura.

Selon (Saadallah, 1996), Cette série appelée molasse Priabonien-oligocène, de 1000 m d'épaisseur, à la bordure nord de la dorsale interne ou elle est redressée et verticalisée sous l'effet de failles normales tardives.

Cette couverture de molassique (Priabonien-Oligocène) est postérieure à la tectonique transcurrente fini Lutétien, c'est la continuité stratigraphique des autres formations de la chaîne.

C'est une formation détritique alimentée par des produits d'érosion de chaîne calcaire, des formations paléozoïque et de cristallin ; discordante sur différentes unités de la chaîne calcaire ; déjà structuré par la tectonique transcurrente fini-Lutétien (Saadallah, 2016).

❖ La lithologie de Kouriet :

Elle est la plus septentrionale des unités du Djurdjura, caractérisée par le développement des calcaires éocènes dans sa partie Nord, tandis, à l'Est l'unité de Kouriet est individualisée entre le socle kabyle au Nord et l'unité d'Azrou Aicha au Sud, à l'Ouest elle disparaît progressivement sous l'Oligo-Miocène Kabyle jusqu'à disparaître complètement à l'orée du forêt de Tineri.

1- Substratum anté-mésozoïque :

Le substratum de cette unité est formé par des phyllades analogues à celles qui constituent le socle kabyle, il affleure entre les crêtes massives du Ras Timedouine et le Jebel Kouriet.

Sur la rive gauche du Tacift n'ait Agad les phyllades sont surmontées par :

-Des schistes, quartzites et arkoses à matériel volcano-détritique analogue au Silurien-Ordovicien de l'unité d'Aïcha.

-Des calcaires massifs.

-Une série pluri-décimétrique de marnes et calcaire écaillé microbréché rouge et vert riche en Tentaculites.

-Une formation détritique peut être en discordance, sombre micacée, feldspathique visible au NW du village de Tagmount qui peut représenter le Carbonifère.

Par ailleurs le contact entre le jurassique de Kouriet et le schiste de son substratum n'est pas encore identifié, mais il existe à l'W du Kouriet des témoins certains de Trias ou de Permo-Trias sous le Lias et en discordance de ravinement sur des niveaux plus anciens (**Lambert, 1939 in Coutelle, 1979**).

2- La série complète de djebel Kouriet selon (A .Coutelle, 1979).

Cette étude a été réalisée en suivant le chemin de la mosquée de Tagmount, vers le NW pour franchir la crête du Kouriet par un col resserré situé au N de Tala n'ait Ahmara (fig.I.10):

1. Schistes et quartzites du siluro-ordovicien.
2. Schistes et calcaires rouges à Tentaculites du dévonien (la grosse barre de calcaire de la base de la série dévonienne n'est pas observable localement).
3. Pérites et arkose sombre probablement du carbonifère.

Une passée éboulée puis la série secondaire et tertiaire du Kouriet

4. Sur 75 m environ on observe des Calcaire massifs gris clair à blanc, certains bancs sont à grains fins à petits débris organogène, d'autres sont formés de calcaires oolitiques à algues et Textularidées, avec de larges plages de recristallisation.
5. Le long de 15 m, des calcaires à silex, marneux au sommet de division, gris clair parfois beiges à grain fin dans l'ensemble et à débit localement noduleux en banc décimétrique. ces niveaux contiennent des petits filaments, des radiolarites, des textularidées, des Globochaetés Alpina, d'autres part certains lits apparaissent riches en fins petits quartz anguleux à 35m.
6. Calcaire gréseux roux à la base, brun clair et glauconieux au sommet en bancs demi-métriques, à nombreuses petites Nummulites bombée, Globorotalidés et Distichoplax biserialis voir à 15m.

7. Calcaires blancs à débris et grains de quartz à stratification anguleuse à Discocyclines et Nummulites selon (**Flandrin, 1952**) de lutétien supérieur sur 16 m.

Le chemin franchit ensuite la crête du Kouriet formé par des calcaire massif oolitique, peut après sur quelques dizaines de mètres, une formation marno-gréseuse à Pectinidés, très tectonisé et qui ne fait pas partie de la série de Kouriet. (**J. Flandrin, 1952**) à rattaché ce matériel a son Oligocène kabyle, puis on retrouve la réapparition des calcaires massifs éocènes.

8. Calcaires massifs oolitiques, en gros bancs métriques mal individualisés, à la base se trouve des Alvéolines bien visible associées à de grandes orthophagmines, à des Assilines et des Nummulites, ces formations indiquent le Lutétien supérieur.

Le haut de la série de Kouriet peut s'observer le long de la piste Agouni Gueghrane-Tagumount, au-dessus des calcaires massifs qui dominant la piste au Sud s'observe :

9. Des calcaires à quartz gris parfois rougeâtres à grandes Nummulites, Oursins, Pectinidés, algues et grains de glauconie, l'association des foraminifères est caractéristique du Lutétien supérieur à 15 m.
10. La série se termine avec quelques mètres de bancs décimétriques à demi-métriques de grés calcaires gris en cassure à patine rousse, à passées conglomératiques locales et lits lumachellique à Gastéropodes et gros foraminifères, l'existence de nombreux indices de sédimentation en eau peu profonde tel que les rides de courants, des terriers, stratifications obliques.

Selon (**J. Flandrin, 1952**) le Lutétien se termine par une série de grés calcaire a très grands foraminifères du lutétien terminal.

Au Nord du Kouriet l'Eocène est tronqué à son sommet par une formation molassique micacée assimilable à l'Oligo-Miocène kabyle.

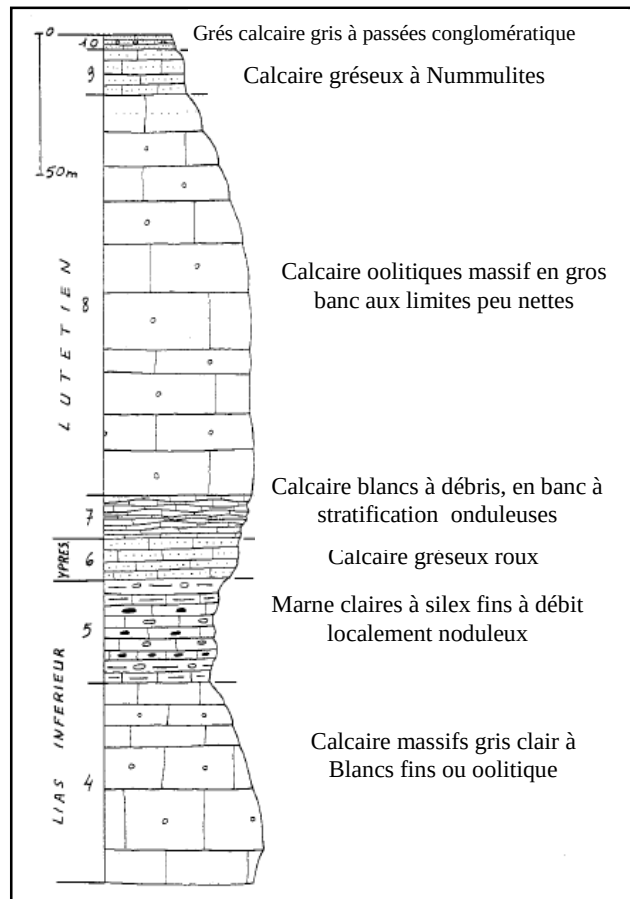


Figure I. 10: Série de Djebel Kouriet selon Alain (Coutelle, 1979), Géologie du sud-est de la grande Kabylie et des Babors d'Akbou.

I.6. L'aspect structural :

D'après (Saad Allah, 1996 ; 2016) la dorsale de grande Kabylie s'étend d'Ouest en Est sur un peu plus de 50km et une largeur de 10km, formé par le massif de Djurdjura et le petit massif de Chellata.

Les unités structurales actuelles de la dorsale de grande Kabylie présente un contenu sédimentaire suffisamment diversifié pour avoir permis d'identifier très tôt (Flandrin J, 1952) une polarité sédimentaire nord-sud, avec un continent émergé au Nord et une mer ouverte au Sud.

Le Djurdjura est constitué par un ensemble d'écailles très redressées dans lesquelles on reconnaît toutefois aisément une vergence Sud à contenu sédimentaire différent.

Ces écailles définissent autant d'unités du Sud au Nord (Flandrin, 1952, in Saad Allah, 2016) (fig.I.11) :

Unité de Tamgout de Lalla Khedidja (dorsale externe), unité de Tikejda et unité d'Haïzer ras Timedouine (dorsale médiane), unité du Pic 1865 et unité des Kouriet (dorsale interne).

L'unité de Kouriet se distingue des autres car elle a été en grande partie épargnée par les serrages alpins qui ont déformé les autres unités, elle montre au-dessus du socle

cristallophyllien : du Carbonifère, du Permo-Trias, du Jurassique très puissant, du Crétacé et du l'Eocène calcaire.

La dorsale marque la limite entre les zones interne et externes chevauche partout sur sa bordure Sud les flysch mauritanien (formation de (**A. Cotutelle 1979**)).

Le développement d'une puissante série marno détritique d'âge Eocène et Oligocène qui enveloppe la chaîne à l'Ouest et la borde au Sud complique l'interprétation de certains contacts, c'est une série nummulitique, transgressive et discordante sur les différentes unités de la dorsale (**Flandrin, 1952**).

La série complète de la chaîne calcaire se trouve dans le Djurdjura (fig.I.12) :

1-le lias : il est calcaro-dolomitique massif avec une épaisseur de 1250 m à Lalla Khedidja (dorsale externe).

Il résulte de répétition de lames dans une antiforme plongeante vers le SW, le Lias forme des lentilles massive ou en amandes, ou étirées sur des grandes distances de plus de 20km.

Les unités tectoniques se terminent par des lames étirées en biseau dans la direction N070°, l'exemple le plus spectaculaire est La main du juif, terminaison NE de l'unité Azrou ou Gougane, toutes les unités de lias sont moulées par des bandes de cisaillement.

2-le Jurassique moyen-sup : est marno calcaire, marnes et calcaire, pélites rouges, calcaire marmoréen, calcaire noduleux calcaire à petit banc a silex avec des radiolarites ou en trouve partout des traces de déformation comme la schistosité, il est peu épais quelque dizaine de mètre mais qui peut atteindre 300 à 400 m a Lalla Khedidja qui est probablement un épaissement d'origine tectonique.

3-le Crétacé-Lutétien (Sénono-Eocène) : marno-calcaire, il présente des trace de déformation sous forme de feuilletage ou lenticulaire avec des structures sigmoïdes.

Ce niveau est le plus ductile de la série, il constitue avec le Jurassique moyen-supérieur le lieu du passage des zones de cisaillement.

4-l'Eocène inférieur : connu sous forme de calcaire massif près de 200 m moulé par des zones de cisaillement exemple : unité de Kouriet.

Le paléozoïque constitue le soubassement autochtone des formations Méso-cénozoïque de cette chaîne calcaire, il est impliqué dans la structuration en fleur de la chaîne calcaire du Djurdjura par la tectonique transcurrente d'éocène.

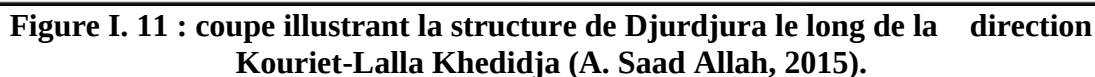
Le contact du massif cristallin avec la chaîne calcaire est très complexe car elle a enregistré un événement tectonique majeur qui l'a profondément structuré, c'est la tectonique finilutétienne responsable de sa structure en fleur.

Cette structure en fleur est le résultat de la lenticularisation d'une couverture méso-cénozoïque déformé dans une zone de collage trespessive dextre entre le cristallin kabyle interne et domaine tellien externe de la chaîne des Maghribides, (**Saad Allah, 1996**).

L'axe de la structure en fleur prolonge vers W-SW de 30° au point que la racine de la fleur affleure à l'extrémité orientale avant de disparaître complètement.

Alors que vers l'ouest les formations carbonatées disparaissent sous la couverture molassique oligo-miocène au-delà de Djebel Heidzer et cela jusqu'au Lakhdharia à la faveur d'un décrochement NW-SE.

La chaîne calcaire est constituée essentiellement de carbonates avec une fracturation avancée dans toutes les formations en plus des karsts et des gouffres de plus d'un km de profondeur cela en fait un excellent réservoir aquifère.



I.7. Méthode de travail :

Après une étude bibliographique sur la Dorsale Kabyle, ainsi une collection et traitement des données géologique... etc., concernant la zone d'étude (les Kouriet), on a suivi la démarche suivante :

I.7.1. Sur le terrain :

Dans le cadre de cette étude, la méthodologie utilisée combine celles adoptées par les sédimentologues.

Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées pour déterminer les aspects géologiques de la région choisie (Tizi Mellal au niveau de la dorsale interne).

Une description détaillée banc par banc, de la coupe représentative de ces formations carbonatées a été faite en insistant sur les variations verticales des faciès. Les observations ont été focalisées sur la disposition des couches de dolomie (lits, bancs, stratifications, figures sédimentaires) et leur contenu faunistiques, ainsi toute indice sédimentologique de ralentie (bioturbation....), ou de durcissement (perforation, surface ferrugineuse).

❖ Echantillonnage :

Dans le cadre de cette étude et pour aboutir au but (détermination de l'environnement), il est nécessaire de faire un prélèvement d'échantillons de terrain, qui seront étudiés au microscope après la confection des lames minces.

Préparation avant d'échantillonnage :

Dans le cadre des préparatifs avant l'échantillonnage, il est important de regrouper le matériel suivant :

- Sacs à fermeture incorporée.
- Scotch pour maintenir l'échantillon dans les sacs.
- Etiquettes pour noter les noms d'échantillons.
- Marqueurs permanents.
- un marteau pour arracher les échantillons.

Echantillonnage du terrain :

Au total, trente-deux (32) échantillons de calcaires dolomitiques sont prélevés de la coupe de « Tizi Mellal ».

L'échantillonnage est débuté par le premier banc (TM0), la méthode professionnelle était pratiquée uniquement pour le premier banc, c'est-à-dire prélevé trois échantillons de chaque banc (à la base, au centre et au sommet) nommé successivement (TM1, TM2, TM3).

En raison de durcissement des calcaires dolomitiques cette méthode nous a pris beaucoup du temps et d'énergie, donc les prélèvements sont faits uniquement lors d'observation d'un changement de faciès (changement de la couleur et la texture de la cassure des bancs, les discontinuités ...etc.). Les échantillons prélevés avec cette méthode sont de TM4 au TM30.

L'échantillonnage était fait à l'aide de deux marteaux, après avoir choisi l'endroit idéal et facile pour l'arrachement, loin des zones de dissolutions et de fractures en raison d'obtenir des bonnes observations microscopiques,

L'échantillon prélevé est nommé avec un marqueur, puis il est préservé dans un sac bien fermé, avec l'étiquette nommée tous les deux avec la même nomination que l'échantillon et pour plus de sécurité le sac était scotché (fig.I.13)



Figure I. 13:échantillonnage au niveau de la coupe de Tizi Mellal

I.7.2. Au laboratoire :

➤ Confection des lames minces :

La confection des lames minces au laboratoire central de Géologie de notre Département des Sciences Géologiques qui est doté d'un équipement complet pour la confection des lames minces.

En collaboration avec les responsables du laboratoire nous avons confectionnés trente-deux (32) lames minces en procédant de la manière suivante:

A) Réalisation des roches témoins (sucres) par sillage :

Cet étape consiste à couper des échantillons afin d'avoir des morceaux des sucres numérotés et qui ont la forme de sucre à l'aide d'une machine appelée débiteuse à table fixe" (fig.I.14).



Figure I. 14: sillage des sucres par la débiteuse à table fixe.

B) Polissage des sucres :

Pour obtenir une surface lisse et polie on dépose la surface à coller sure la lame de verre sur un disque diamanté du "table de polissage" (fig.I.15).



Figure I. 15:polissage des sucres par la débiteuse à table fixe.

C) Rodage des sucres :

Afin d'obtenir une surface plus lisse, on dépose les sucres sur un plateau entouré d'un bol cylindrique (fig. I. A. 16) où la face à rodé est tournée vers le bas et les faire tourner pendant 6 à 8 minutes par "la rodeuse".il s'effectue avec poudre abrasive constitue du carbure de silicium nécessaire au bon collage sur les lames de verre (fig. I.B.16).

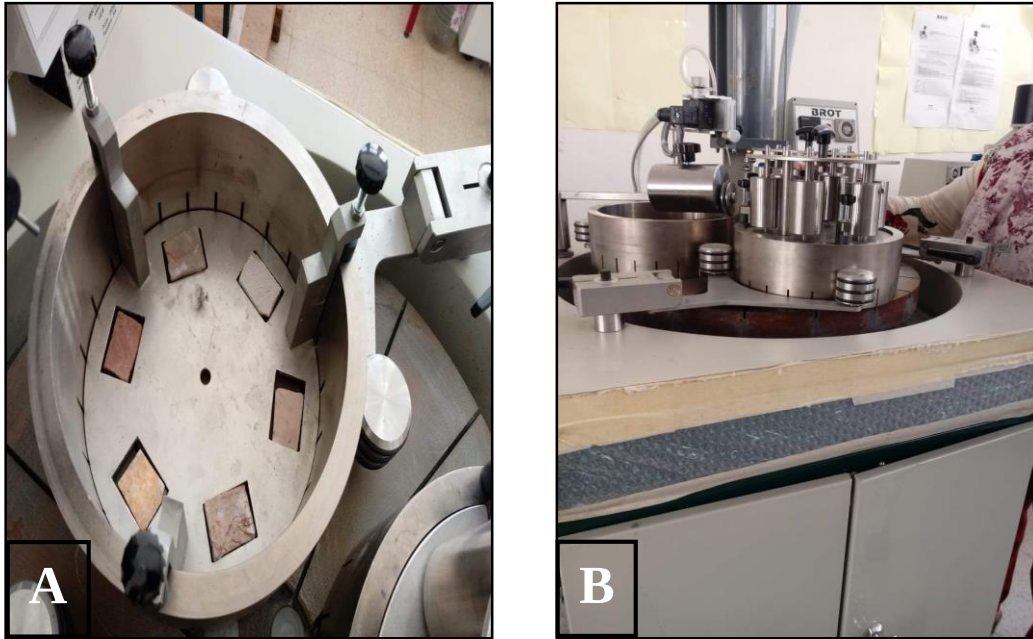


Figure I. 16: rodages des sucres avec la rodeuse.

D) Séchage des sucres :

Après avoir nettoyé les échantillons, on les sèche d'une "l'Etuve" à 50°C pendant 21 heures (fig.I.17).



Figure I. 17: séchage des sucres avec l'Etuve

E) Collage des sucres sur les lames de verres :

- préparation de résine à partir de deux substances A"et"B"(fig. A.18).
- établir la résine sur la face lisse de sucre puis la coller sur la face rugueuse de la lame de verre bien préparé avant, sans oublier de nommer la lame de verre avec le nom du sucre.
- on maroufle et on appuie à l'aide d'une spatule sur le verre pour chasser les bulles d'aires.

-déposé les échantillons sous les masses amovibles de "la presse de collage" pendant 2heures à une température de 80°C pour que la colle polymérise et durcisse (fig.B.18).

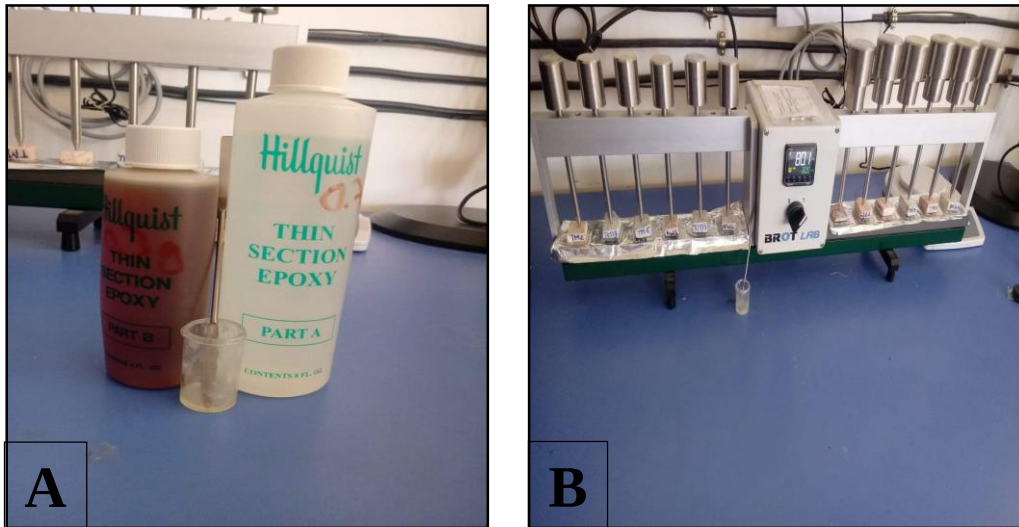


Figure I.18 : collage des sucres.

F) Sillage et arasement des échantillons :

-les lames se déposent sur la tronçonneuse d'arasement par un système d'aspiration.

-ensuite l'échantillon se coupe d'une façon parallèle à la lame de verre et on obtient une ébauche de lame mince d'une épaisseur de 0,1 à 0,2 centimètre (fig.I.19).



Figure I. 19 : Sillage et arasement des échantillons

G) Finalisation des lames minces :

- cet étape consiste à mettre les lames à leur épaisseur finale manuellement on les pensant sur un verre à l'aide de solution de base d'alumine.

-enfin pour un polissage de haute qualité on utilise "la polisseuse" (fig. A.20) avec une pate diamanté (fig.B.20) et les lames sont prêtes à être étudiées.

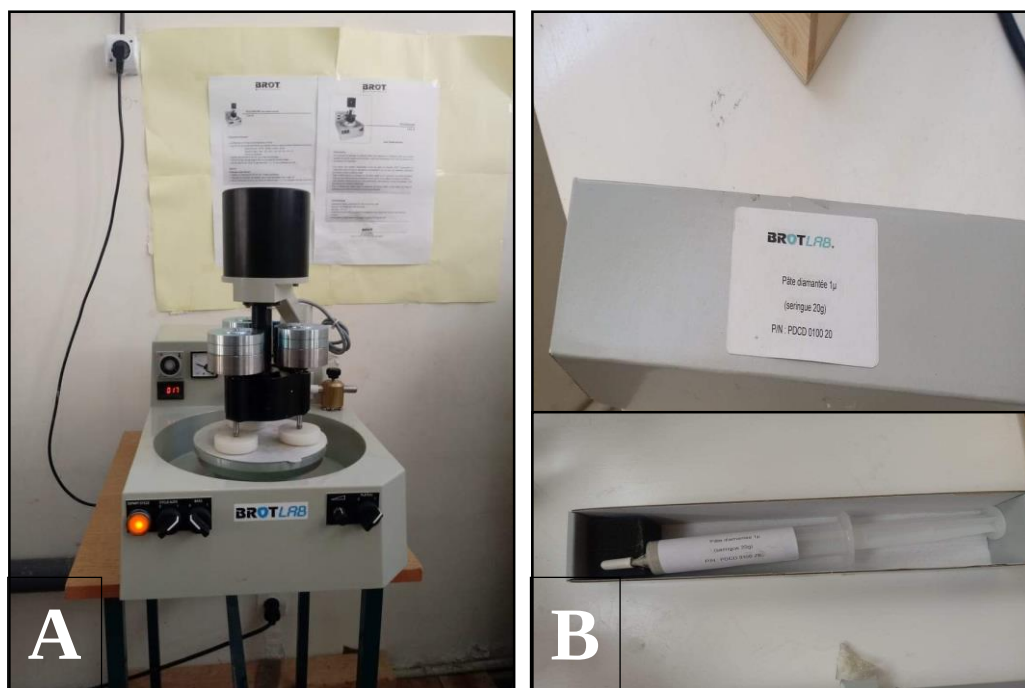


Figure I. 20 : polissage des lames minces avec la polisseuse.

➤ **Etude petrographique :**

Etude microscopique : dans chaque échantillon carbonaté, une lame mince a été confectionnée. Le montage a été effectué au niveau de laboratoire des lames mince à notre département.

L'étude microscopique penchée sur la détermination des constituants de la roche ainsi que leur arrangement selon la procédure suivante :

- Inventaire des éléments figurés ainsi leur liaison (ciment, matrice).
- Texture « d'après Duhman et Folk » et nom de la roche « microfaciès ».

I.8.Historique de travaux sur la dorsale kabyle :

Les recherches géologiques dans le massif de Djurdjura se divisent en deux périodes :

1-les recherches durant la colonisation française réalisées par des géologues et explorateurs français.

Depuis la colonisation de l'Algérie en 1830, la dorsale kabyle encore terrain vierge et d'accès difficile fessait un plaisir géologique pour les géologues français en premier lieu :

Les anciens travaux date de 1859 à 1887 et ont été réalisés par des explorateurs parmi lesquels C. Naicaise qui reconnaissent approximativement les grands traits stratigraphiques et structuraux de ce massif.

C'est en 1888 à 1893 que le Djurdjura fut l'objet des études détaillées d'E. Ficheur, malheureusement à cette époque Ficheur attribue au Jurassique supérieur les formations

paléozoïques précédemment reconnue par C. Naicaise, il faut noter aussi qu'il a son interprétation structurale inversé de tous les plis, d'anticlinaux qui deviennent synclinaux, mais après les critiques qui lui ont été faites par M. Bertrand depuis 1896, E. Ficheur reconnut son erreur et reprit l'étude d'ensemble de Djurdjura en 1904.

Après huit ans d'études, il a réussi à réaliser deux cartes géologiques très importantes au 50.000 de Bouira et Tazmalt qui donnent à l'époque une image fidèle de massif, après la publication de ces deux cartes y a eu un arrêt des recherches pendant une trentaine d'années, c'est en 1936 que A. Lambert précisa et compléta la stratigraphie des formations primaire et secondaire de la chaîne calcaire et donna une image complète et fidèle de toutes les formations de cette chaîne.

Dans la même période J.Flandrin a entrepris la révision stratigraphique des formations nummulitiques du Djurdjura, ainsi l'étude structurale et le levé cartographique détaillé à l'échelle de 25.000, de tout l'ensemble de Djurdjura qui a abouti en 1951 avec la collaboration des élèves de l'école nationale supérieure du pétrole à la publication d'une carte très importante au 50.000, coupe spéciale chaîne du Djurdjura.

L'année suivante le même auteur a publié ses recherches un peu plus détaillées en stratigraphie et tectonique de la chaîne calcaire sous le titre « La chaîne du Djurdjura. »

Puis la publication de (J.P. Gélard, 1955), étude stratigraphique et sédimentologique de la Grande Kabylie.

2-les recherches post indépendance réalisées par des géologues, chercheurs et universitaires, algériens et français :

Les recherches se sont interrompues en 1955 et jusqu'après l'indépendance de l'Algérie en 1962, la recherche scientifique reprit progressivement par les travaux de M. Durand Delga en 1971 où il a développé la géologie des chaînes alpines et celle de la Téthys.

En 1976 D.Raymond publia ses travaux concernant l'évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie au cours du cycle alpin.

Les travaux de A. Coutelle et J.P. Gélard ; 1979, ont développé la Géologie du Sud-est de la Grande Kabylie, de la petite Kabylie et des Babors ainsi la Géologie du Nord-est de la Grande Kabylie (un segment interne de l'orogène littoral nord-africain).

Trois ans plus tard M. Durand Delga publia ses travaux sur la Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci.

En 1988 M.NAAK publia ses travaux intitulé : Etude géologique de la dorsale interne du Djurdjura. Interprétation généralisée à l'ensemble de la chaîne et proposition d'un modèle d'évolution géodynamique de ce tronçon de la paléo-marge Continentale kabyle.

En 1991 J.P. Bouillin publia ses travaux sur les massifs d'AlKaPeCa nommés : Homologies structurales entre les massifs kabyles, péloritain et Calabrais.

A .Saad Allah (1992,1996), avait évoqué la géologie structural de la Kabylie et publia ses travaux sous le nom de : la structuration du socle de Grande Kabylie en piles de nappes cristallines, et sa place dans la chaine des Maghrébides.

En 1995 M. Abdeslam publia ses travaux sur le Djurdjura occidentale intitulés : Structure et fonctionnement d'un karst de montagne sous climat méditerranéen : exemple du Djurdjura occidental (grande Kabylie, Algérie).

Enfin M.NAAK en 1996 a publié ses travaux nommés : Du rifting téthysien au cadre alpino-méditerranéen d'un élément interne de l'orogène maghrébin : la dorsale kabyle du Djurdjura, Algérie vers la précision du modèle transformant de cette évolution.

I.9. Rappel :

I.9.1. Rappelles sur les environnements de dépôts sédimentaires :

I.9.1.1. Définition :

On définit un faciès (qui traduit un environnement) sédimentaire par des caractéristiques lithologiques, texturales, paléontologiques et structures sédimentaires. Cette notion englobe tous les facteurs physiques, chimiques et biologiques qui conduisent à la formation d'un dépôt. Si pour un âge donné, on reporte les faciès, on obtient la carte paléogéographique. On différencie donc différents milieux.

I.9.1.2.C.milieux de dépôts de plate-forme carbonaté :

I.9.1.2.1 introduction :

Les plates-formes continentales occupent les fonds marins situés entre le littoral et le sommet du talus continental. La limite inférieure, marquée par le passage au talus est située entre 100 et 250 mètres de profondeur, mais lorsqu'il n'existe pas de rupture nette de pente dans le relief, on parle alors de rampe, cette limite est arbitrairement fixée vers -200 mètres.

I.9.1.2.2.Caractères généraux :

Les sédiments littoraux des régions de basses latitudes sont à dominance carbonatée. La raison en est le faible apport silico-clastique venant du continent, dû aux conditions topographiques et climatiques, et surtout l'intensité de la production de carbonates d'origine biologique. Sous ces latitudes, les organismes marins côtiers prolifèrent et précipitent l'ion calcium prélevé de l'eau de mer sous forme de carbonate qui s'accumule puisque moins soluble dans les eaux chaudes. Le bilan du calcium en solution dans l'eau de mer reste plus ou moins équilibré : les fleuves apportent des ions calcium issus de l'altération continentale, une partie des carbonates marins est dissoute en eau froide (**Beauchamp, 2005**).

❖ La précipitation biologique de carbonate de calcium se fait de diverses façons (**Beauchamp, 2005**) :

- **Des animaux fixés** : fixent le calcium dans leur squelette et édifient des constructions carbonatées (bioconstructions) : c'est le cas des coraux (cœlentérés), des bryozoaires et de certaines éponges.

- **Des animaux benthiques** fabriquent des coquilles ou tests calcaires qui sont transportés, **brisés et accumulés après leur mort**, par exemple : mollusques littoraux (gastéropodes, bivalves), oursins, foraminifères benthiques.

- **Des micro-organismes et organismes planctoniques** : accumulent le carbonate de calcium dans leur test ou leur coquille qui tombent sur le fond après la mort : exemple des foraminifères planctoniques.

- **des algues et des cyanobactéries** (ou "algues bleues") précipitent le carbonate autour de leur thalle et agglomèrent les particules calcaires pour former des constructions appelées Stromatolites.

- **une précipitation purement chimique du carbonate** autour de particules en suspension, néanmoins, l'intervention de micro-organismes ne peut pas être exclue (formation des oolites).

- Les sédiments calcaires littoraux comprennent donc des constructions autochtones massives (récifs) ou réduites (Stromatolites), des accumulations d'éléments brisés provenant de restes d'organismes ou de roches calcaires érodées, des vases calcaires formées des particules fines d'origine détritique, chimique ou biochimique, des précipitations carbonatées localisées autour de particules quelconques (oolites).

- Le carbonate de calcium est sous forme d'aragonite, de calcite, de calcite magnésienne (contenant une quantité variable de MgCO_3) et de dolomite (Ca, Mg CO_3).

A. Types de plates-formes carbonatées :

On distingue cinq principaux types de plate-forme carbonatée (**Tucker & Wright, 1990, in Chamley & Deconinck, 2013**) :

- les plates-formes barrées ou rimmed shelf comprenant une barrière séparant le domaine marin ouvert du lagon.
- les rampes où l'approfondissement du milieu est progressif depuis le littoral vers le large.
- les plates-formes épicontinentales dont l'étendue est grande mais qui correspondent à des environnements de dépôt sans équivalent actuel ;

- les plates-formes isolées (Bahamas) ;
- les plates-formes ennoyées qui correspondent en réalité à des plates-formes dont la production carbonatée a été stoppée en raison d'une montée rapide du niveau marin.

B. Zonation de littoral et sédimentation :

La plate-forme littorale est généralement coupée par une barrière parallèle à la côte qui isole une plate-forme interne protégée d'une plate-forme externe soumise à l'action des vagues. Comme sur les plages à sédimentation silico-clastique, le balancement des marées détermine les zones supratidale, intertidale et subtidale (fig.I.21) : l'essentiel de ces paragraphes est tiré d'annexe scientifique -roches et environnement sédimentaire (géologie de Lorraine) (didier zanye).

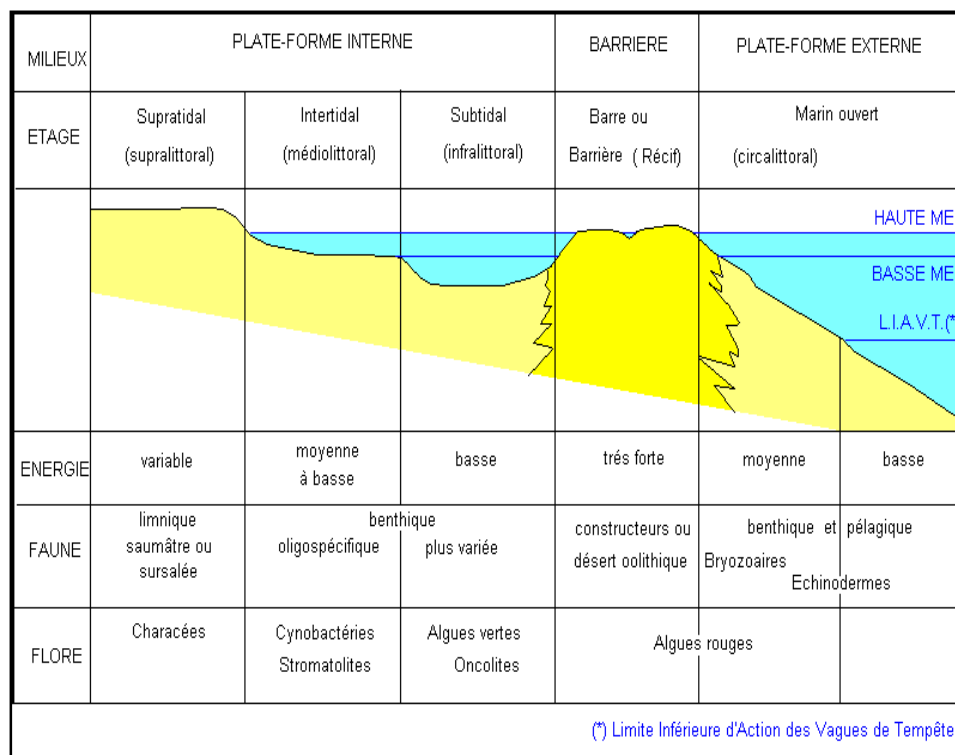


Figure I. 21: zonation d'un littoral à sédimentation carbonatée (Beauchamp, 2005).

❖ plate-forme interne :

Elle est caractérisée par : un hydrodynamisme faible, il augmente à marée haute, quand les vagues franchissent la barrière.

Ainsi la répartition des interfaces définies par les facteurs de : la hauteur des marées, la lumière, l'action des vagues, des courants et des tempêtes, l'oxygénation de l'eau, la température de l'eau, la salinité de l'eau permettent de proposer une subdivision

bathymétrique (en fonction de la profondeur) des environnements marins benthiques utilisée en sédimentologie :

✓ **La zone supratidale (ou supra-littorale) :**

C'est la zone des embruns (fines particules d'eau de mer transportées par le vent) située au-dessus de la limite supérieure des marées (limite de haute mer). Cette zone n'est envahie par la mer qu'à l'occasion des marées de vives eaux ou des tempêtes. Selon le climat, dans cette zone se développent des marais côtiers à salinité variable. En climat aride ou semi-aride, des évaporites peuvent se former dans des marais sursalés appelés sebkhas (ou sebkhas littoral). La rencontre d'eaux douces d'origine continentale et d'eaux salées d'origine marine fait également de la zone supratidale, un milieu favorable à la diagénèse précoce. L'extension horizontale de cette zone dépend du relief et de la pente de la côte : cet espace correspond à l'arrière-plage ou back shore des anglo-saxons.

✓ **La zone intertidale (ou littorale) :**

Elle est située dans la zone de balancement des marées. Correspond à un niveau d'énergie moyen à faible. Du fait de sa situation entre continent et océan, cette zone présente des conditions de milieux très variées : eaux saumâtres ou sursalées entrecoupées de criques subtidales. L'alternance émergence-immersion impose également, aux organismes vivants spécialement adaptés, des conditions de vie très difficiles : variations de température, de salinité, de pH, d'insolation, etc. Les conditions climatiques influent également sur la mise en place de milieux caractéristiques de cette zone : plages, chenaux de marées, levées, mangroves...etc. Ces différents milieux sont à l'origine d'une diversité biologique, sédimentologique et diagénétique dont les éléments (ex. : tapis algaires, Beach rocks ou grès de plage) constituent de bons marqueurs paléo-environnementaux dans les séries anciennes. L'étendue spatiale de cette zone définit la plage et l'estran ou foreshore.

Sur la plage s'accumulent un sable bioclastique, formé de débris de squelettes et coquilles calcaires. Des débris moyens à grossiers et des oolites se déposent dans les chenaux de marées. Dans la partie supérieure de la zone intertidale peuvent se développer des encroûtements ou des constructions algaires (Stromatolites).

✓ **La zone subtidale (ou sublittoral ou circalittoral) :**

S'étend depuis la limite inférieure de basse mer jusqu'à la limite inférieure de la zone photique (limite de pénétration de la lumière), ce qui correspond généralement à la bordure et la rupture de pente du plateau continental, soit une profondeur comprise entre quelques dizaines de mètres et une ou deux centaines de mètres. Cette zone regroupe aussi bien des

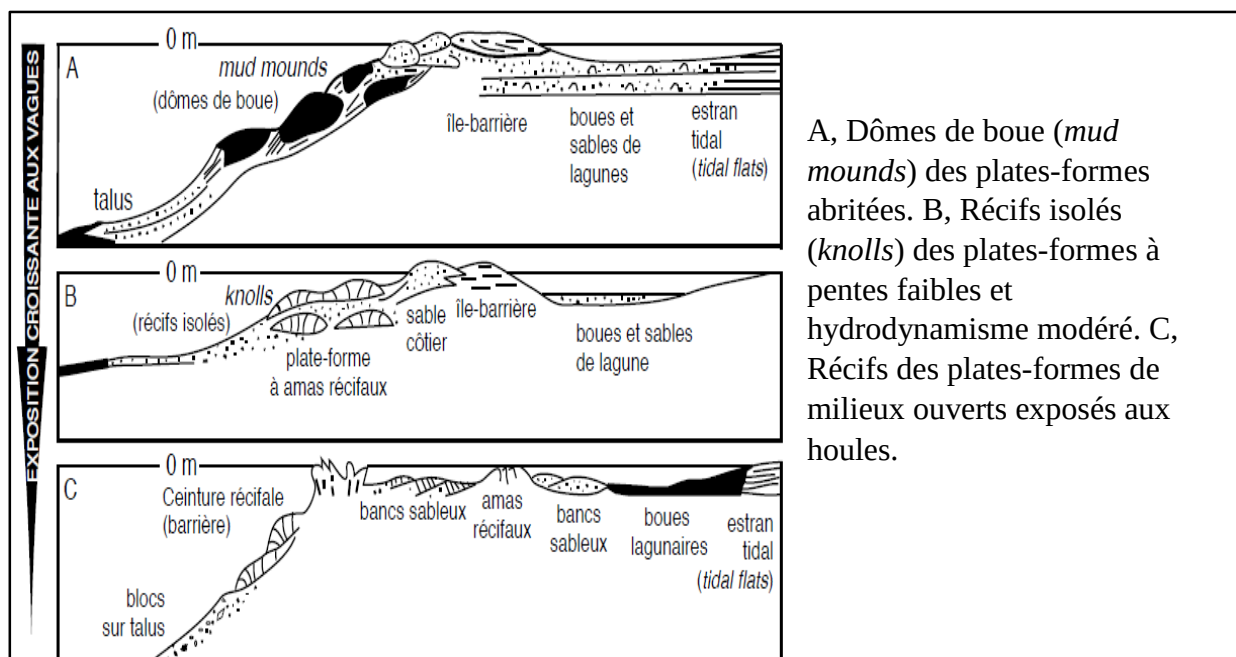
milieux de haute énergie (environnements peu profonds subissant l'action des vagues et des courants) que des milieux calmes (présence de barrière).

❖ Construction récifal (barrières) :

Le type de plate-forme est principalement déterminé par le contexte géodynamique, les barrières récifales ou oolithiques s'installant préférentiellement le long de horsts tectoniques, alors que les rampes se développent à la périphérie de domaines continentaux plus stables. Par ailleurs, le mode de construction carbonatée joue un rôle essentiel.

La distance de la barrière à la ligne de côte est très variable, on distingue trois principaux types de constructions carbonatées, essentiellement déterminés par les influences hydrodynamiques (fig.I.22).

- Les plates-formes abritées des actions hydrodynamiques favorisent le développement d'amas indurés de boues carbonatées et de débris divers piégés par les organismes (fig.I.22.A)
- Les plates-formes modérément exposées aux vagues et houles favorisent le développement de constructions carbonatées de taille restreinte, disposées parallèlement à la côte, sur des reliefs à pente peu marquée (fig.I.22.B). Il s'agit de récifs isolés
- Les plates-formes très exposées aux vagues et aux houles sont le siège des constructions récifales proprement dites, édifiées en ensembles très proches du littoral (récifs frangeants) ou relativement éloignés (récifs-barrière), ou encore en atolls circulaires au sommet d'îles volcaniques subsidentes (fig.I.22.C).



A, Dômes de boue (*mud mounds*) des plates-formes abritées. B, Récifs isolés (*knolls*) des plates-formes à pentes faibles et hydrodynamisme modéré. C, Récifs des plates-formes de milieux ouverts exposés aux houles.

Figure I. 22: Principaux types de constructions carbonatées de plate-forme (in Chamley, H., & Deconinck, J.-F. 2013).

❖ La plate-forme externe :

L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. A partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres, l'hydrodynamisme est faible. Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie : éléments grossiers à proximité de la barrière, boue calcaire ou argilo-carbonatée au large. La faune comprend à des espèces benthiques et pélagiques de haute mer. Lorsque la production et l'apport de carbonates sont importants, la plate-forme s'étend vers le large et prograde dans le bassin marin.

➤ Des subdivisions plus fines de la zone subtidale reposent à la fois sur la distribution et la composition des communautés d'organismes benthiques et sur la limite d'action des vagues (fig.I.23) :

✚ **L'avant-plage ou shore-face** : milieu situé entre la limite de basse mer et la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (LAVBT) et soumis à une agitation permanente des eaux.

✚ Plus au large et plus profonde, la zone située en-dessous de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes (LAVT) définit **l'offshore supérieur**.

✚ **L'offshore inférieur** est le domaine situé sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes et la limite de la zone photique ; il est le siège d'une sédimentation en eaux calmes.

✚ Lorsqu'une barrière ou un vaste lagon protègent une partie de la plate-forme des vagues du large, les zones supratidale, intertidale et subtidale peu profonde deviennent le siège d'une sédimentation en eaux calmes à l'origine de dépôts particuliers formés sous l'influence des courants de marées (tidal flats). Cette vaste zone est alors appelée zone **péritidale**.

✚ En dessous de la zone subtidale et de la limite de la zone photique débute **la zone bathyale** jusqu'au pied du talus continental. La zone hadale débute aux alentours de 5500 mètres de profondeur et correspond aux fosses océaniques.

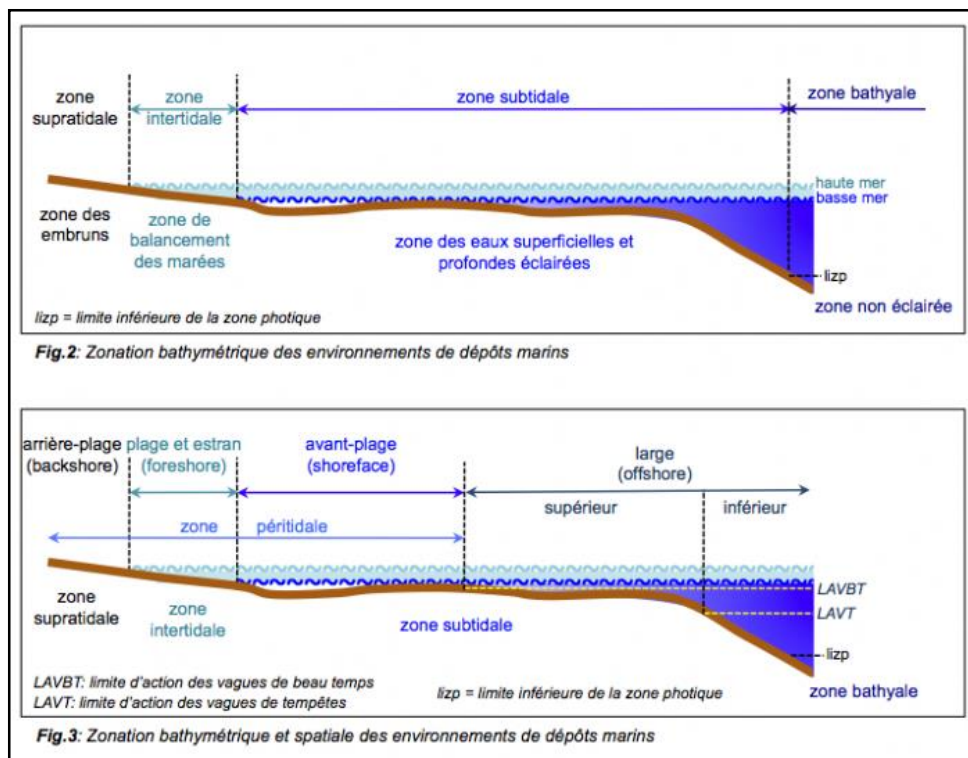


Figure I. 23: zonation bathymétrique et spatiale des environnements des dépôts marins (Flügel E., 2004).

I.9.2.rappelles sur les microfaciès :

Le microfaciès est caractérisé par les propriétés visibles à l'échelle microscopique (microfaciès).

L'intérêt des microfaciès est qu'ils sont liés à des conditions de dépôt.

Pour les interpréter, on se base sur la pétrographie et la diagenèse, il suffit d'établir une analyse détaillée des lames minces sous microscope optique pour la reconstitution des microfaciès.

On considère que les constituants majeurs des calcaires sont des **éléments figurés (les grains)** qui sont (Boulvin, 2019):

- **Eléments non biologique** : les lithoclastes, pellets, les ooides, oncoïdes, lumps, mud coated grains, pelletoides.
- **Eléments biologique** éléments fossilifères.
- **Phase de liaison** : matrice, ciments.

I.9.2.1.Eléments figurés :

I.9.2.1.A. Les éléments figurés non biologique :

A. Lithoclastes :

Les lithoclastes sont des fragments issues de la désagrégation d'une masse rocheuse carbonatée, on distingue les endoclastes (remaniement sur place de sédiment) et les exoclastes qui sont apporté par ailleurs du milieu de sédimentation (fig.I.24).

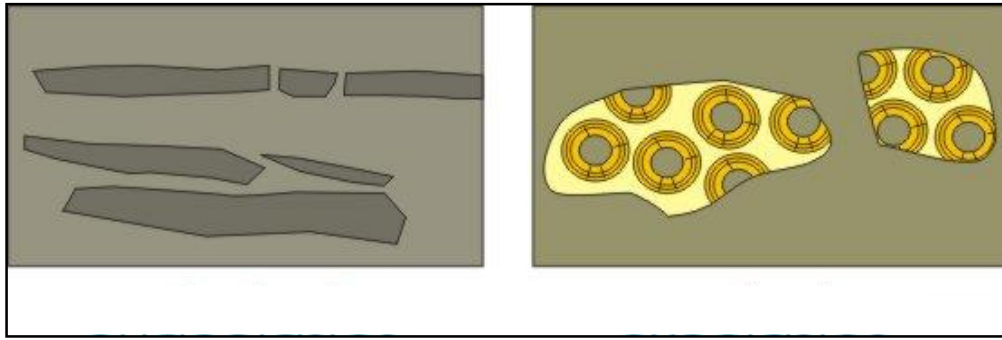


Figure I. 24: endoclastes à gauche et exoclastes à droite (F. Boulvain, 2019).

B. Les ooides :

Sont des grains constitués d'un nucleus qui peut être un fragment de coquille ou un grain de sable et d'une ou plusieurs couches corticales calcitiques ou aragonitiques. Le cortex est caractérisé par une lamination concentrique (fig. I.25).

On distingue plusieurs types d'ooides :

- **Oolithes de type α :**

Caractérisées par une lamination corticale concentrique autour du nucleus, elles sont typiques des milieux agités, le remaniement des grains par l'agitation de forte énergie du courant aboutit à la formation de formes régulières des oolithes dites α .

- **Oolithe de types β :**

Pour ce type d'oolithe, la lamination du cortex suit et conserve la morphologie du nucleus, elles se retrouvent dans des milieux protégés ou dites de basse énergie.

- **Oolithes de types γ :**

Ces oolithes sont connues par des laminations concentrées sur un seul côté du nucleus, ceci est expliqué par l'absence du transport et du remaniement, elles se retrouvent dans des milieux calmes de très basse énergie.

- **Sphérulites :**

Sont caractérisées par un cortex radiaire autour du nucleus, on note la présence de la recristallisation lors de la diagenèse.

- **Bahamites :**

Ces formes présentent un cortex micritique.

C. Pelletoides :

Ce sont des boules de micrite plus ou moins homogènes sans nucleus ni squelettes, peuvent être d'origine pelotes fécales, ou micritisation d'autres grains (fig. I.25).

Le terme pellet désigne uniquement les pelotes fécales.

D. Oncoïdes :

Ces formes ont un cortex d'origine algaire ou microbienne avec une morphologie externe irrégulière, on les retrouve dans des milieux peu profonds avec une agitation périodique.

E. Mud coated grains (MCG) :

Les mud coated grains sont des fragments de coquilles micritisés, milieux très calmes (rivage).

F. Lumps (agrégats)

Correspondent à des particules carbonatées cimentées ensemble par un ciment microcristallin ou bordées par la matière organique, c'est une litification syn-sédimentaire en milieu calme et peut profond.

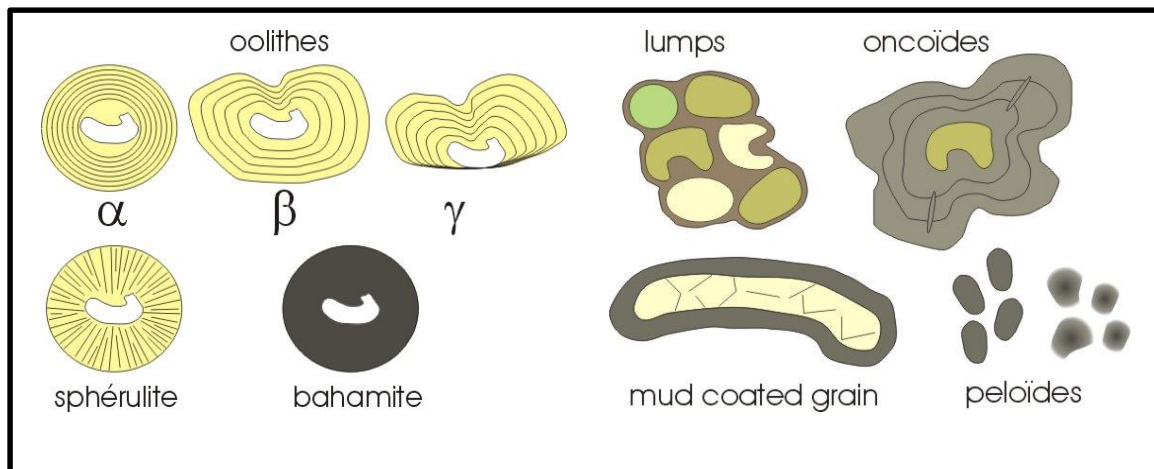


Figure I. 15 : morphologie des oncoïdes, lumps, mud coated grain, et pelloïdes à droite, à gauche les différents types d'oolithes. (F. Boulvain, 2019)

I.9.2.1.B. Éléments figurés biologiques :

Ces éléments sont représentés par les microfossiles qui peuvent être en entier, ou les coquilles des organismes sont bien conservées, notamment dans les milieux profonds ou protégés (calme), ou par les débris de coquilles ou de bioblastes, faute de l'agitation dans les milieux de forte énergie (milieu agité).

➤ Les foraminifères :

Les foraminifères planctoniques jouent un rôle dans la sédimentation pélagique et se retrouvent dans des environnements profonds, tandis que les foraminifères benthiques agglutinent le sédiment et se retrouvent dans les milieux peu profonds.

➤ Les bivalves et gastéropodes :

Sont nombreux dans les milieux littoraux, et contribuent à la sédimentation carbonatée, les coquilles épaisses et résistantes comme les huîtres, peuvent rester entières, les autres sont cassées.

➤ Les coquilles de céphalopodes : pélagiques s'accumulent surtout sur la plate-forme externe.

➤ Les brachiopodes :

Sont communs dans les roches calcaires du Paléozoïque et Mésozoïque, leurs coquilles sont souvent conservées en entier, présentes dans les milieux subtidales.

➤ **Les crinoïdes et les oursins :** de l'embranchement des échinodermes ont un squelette formé de plaques calcaires bien cristallisées qui se cassent facilement, zone subtidale.

➤ **Les algues vertes et rouges :** précipitent le carbonate de calcium en petits cristaux ou en micrite.

I.9.2.1. Phase de liaison :

On distingue la matrice qui est une boue qui se forme dans la zone de dépôt , et le ciment qui est le résultat de la précipitation minérale liant les grains figurés entre eux , et qui est post dépôt).

La plupart des ciments sont constitués de sparite. On appelle sparite des cristaux de calcite de grande dimension, en général $> 50\mu\text{m}$. Ces cristaux sont clairs en lame mince.

Il existe plusieurs types de ciment sparitique : équigranulaire, fibreux, drusique. En dents de chien ...etc

I.9.2.2. La classification des calcaires :

Il est difficile d'établir une classification rigoureuse des roches calcaires à cause du nombre de facteurs qui interviennent dans leur genèse.

Deux classifications qui font appel à la structure des roches calcaires se partagent les faveurs des sédimentologues : celles de Folk (1959) et de Dunham (1962) (Boulvin, 2019) :

- **Classification de Folk (1959) :**

Cette classification des roches calcaires est réalisée en fonction des proportions d'allochèmes et de la constitution sparitique ou micritique et ciment calcaires construits (fig.I.26).

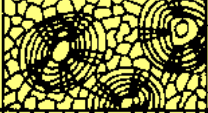
Principaux allochèmes	LIANT A CRISTAUX $> 4 \mu$		LIANT A CRISTAUX $< 4 \mu$	
bioclastes (squelettes calcaires)	biosparite		biomicrite	
colithes, oïdes ($< 2\text{mm}$)	oosparite		oomicrite	
pelotes fécales, péloïdes ($< 2\text{mm}$)	pelsparite		pelmicrite	
intraclastes (clastes divers)	intrasparite		intramicrite	
calcaire formé in situ	biolithite (calcaire construit)		dismicrite (calcaire fenestré)	

Figure I. 26:classification des roches calcaires selon Folk (1959).

- **Classification de Dunham (1962) :**

Elle répartit les roches d'après leur texture, c'est à dire la disposition respective de grains et la quantité de matrice ou ciment, cette classification a été développée par **Robert J. Dunham en 1962**, et mise au point par **Embry et Klovan en 1971**(fig.I.27).

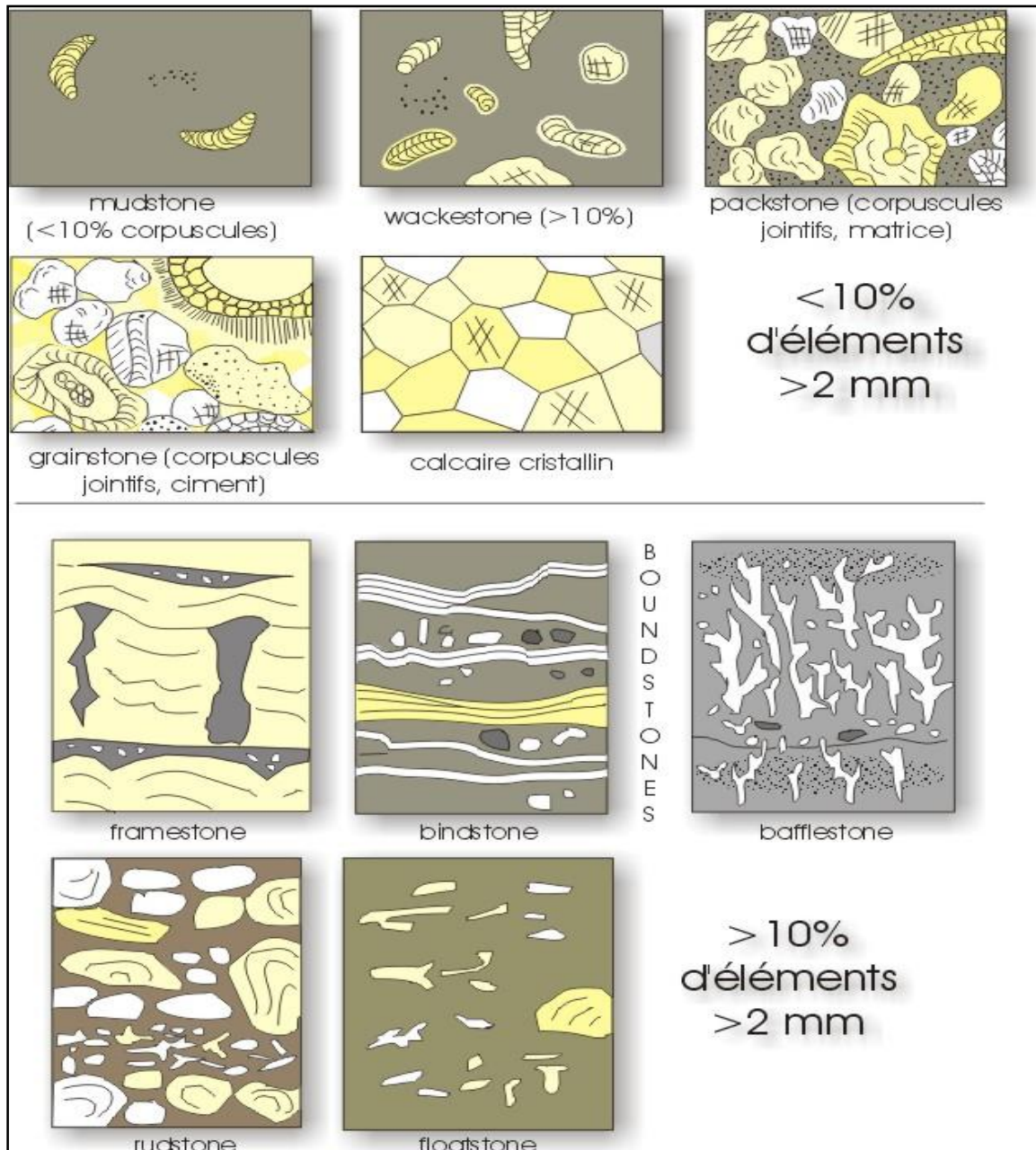


Figure I.27: classification des roches carbonatées, Robert J. Dunham en 1962, et mise au point par Embry et Klovan en 1971.

I.9.2.3. Interprétation des paléo-environnements :

A. Les microfaciès standards de Wilson, modèle de plate-forme carbonatée :

Un certain nombre d'auteurs ont proposé une série de "microfaciès standards", localisés dans un modèle général de plate-forme carbonatée (Boulvin, 2019).

Le plus connu et le plus utilisé de ces modèles est celui de Wilson (1975), basé sur 24 "standard microfaciès types" ("SMF"), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès ("standard facies belts", "SFB") correspondant à des grands environnements de dépôt (Fig. I.28).

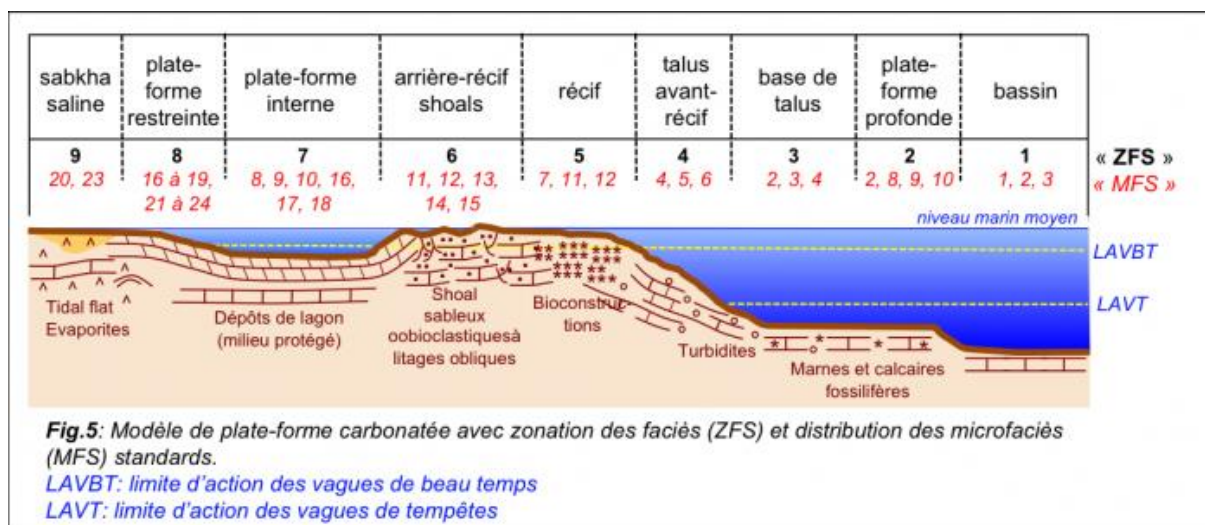


Figure I. 28: microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975).

➤ ZFS 1 - Bassin de mer profonde :

Zone située en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes et de la zone euphotique. La profondeur varie de quelques centaines de mètres à plusieurs milliers. Les dépôts sont constitués de boues pélagiques argileuses, siliceuses ou carbonatées (mudstone et wackestone). Les organismes sont essentiellement planctoniques (ex. foraminifères, radiolaires, calpionelles...) ou nectoniques (ex. ammonites).

➤ ZFS 2 - Plate-forme profonde :

Zone éclairée située sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La profondeur est comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres. Les alternances calcaires wackestones-marnes (souvent très fossilifères) caractérisent la sédimentation. La bioturbation est fréquente. Les organismes benthiques (endobiontes et épibiontes) sont dominants (ex. brachiopodes, échinodermes...).

➤ ZFS3 – Base de talus

Zone située sous la limite d'action des vagues de tempêtes. C'est le lieu de formation des turbidites résultant d'écoulements gravitaires de matériaux provenant de la bordure de plate-forme, le long de la pente. Ces dépôts granoclassés s'intercalent dans les sédiments pélagiques (mudstone) contenant des organismes planctoniques ou benthiques profonds.

➤ ZFS 4 – Talus :

Dépôts de pente constitués de matériaux hétérogènes remaniés provenant de la plate-forme. Des figures sédimentaires de glissement affectant les boues carbonatées (slumping) sont fréquentes et traduisent l'instabilité gravitaire des dépôts le long de la pente.

➤ ZFS 5 – Récif :

Zone correspondant à la bordure de plate-forme où s'installent des organismes bioconstructeurs (coraux) à l'origine d'une barrière récifale. La profondeur, située au-dessus de

la zone d'action des vagues de tempêtes, est généralement de quelques mètres mais peut atteindre quelques centaines de mètres. Les récifs forment des masses de grandes dimensions et l'espace entre ou à l'intérieur des constructions sont comblées par des sédiments carbonatés très purs. La texture boundstone caractérise les bioconstructions alors que les sédiments périrécifaux sont de type wackestone, floatstone, rudstone ou grainstone.

➤ **ZFS6 – Shoals sableux de bordure de plate-forme :**

Cette zone, située au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, correspond à un milieu de haute énergie. Elle est caractérisée par la formation de barres sableuses sous-marines sous l'action des courants de marée. Les sédiments sableux carbonatés (grainstone et packstone), bien triés, sont constitués d'ooides, de grains squelettiques (bioclastes) ou de pelloïdes. Les litages entrecroisés sont fréquents.

➤ **ZFS7 – Plate-forme interne :**

Surface plane du toit de la plate-forme normalement située au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (profondeur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Cette zone est appelée lagon lorsqu'elle est efficacement protégée par des shoals sableux ou un récif. Les connections avec le milieu marin plus ouvert sont régulières et permettent d'assurer une salinité constante. Les dépôts sont généralement constitués de boues calcaires (mudstone et wackestone) subissant l'action des vagues. Les organismes sont benthiques (algues, foraminifères, bivalves et gastropodes).

➤ **ZFS8 : Plate-forme interne restreinte :**

Mêmes faciès que ceux de la ZFS7 mais les communications avec le milieu marin ouvert ne sont qu'occasionnelles et induisent de fortes variations de salinité et de température. La profondeur n'excède pas quelques mètres en général. Les apports terrigènes sont fréquents et la cimentation diagénétique affecte précocement les boues calcaires et dolomitiques qui se forment habituellement dans cette zone. Les organismes de milieu peu profond sont peu diversifiés mais forment des populations à nombre d'individus très important : miliolles (foraminifères), ostracodes, gastropodes, stromatolithes.

➤ **ZFS 9 – Sebkha évaporitique et milieu côtier saumâtre :**

Cette zone est située dans la zone de balancement des marées. Sous climat aride, l'évaporation crée des conditions favorables à la formation d'évaporites.

Sous climat humide, le milieu est envahi par les eaux saumâtres où se forment des calcaires tantôt marin tantôt d'eau douce. Les organismes sont adaptés aux eaux douces ou saumâtres (algues characées, ostracodes, escargot d'eau douce).

B. Description des microfaciès carbonatés standards (d'après Wilson, 1975) (Boulvin, 2019):

MFS1 : mudstones ou wackestones silteux ou argileux riches en matière organique et/ spicules d'éponges.

MFS2 : packstones et grainstones micro-bioclasiques à pelloïdes.

MFS3 : mudstones et wackestones à microfossiles pélagiques (globigérines, calpionnelles...).

MFS4 : microbrèche ou packstones-rudstones à lithoclastes et bioclastes associés à des grains siliceux.

MFS5 : grainstones, packstones ou floatstones bréchiques, riches en débris récifaux allochtones, matrice à structures géopètes.

MFS6 : rudstones à éléments récifaux de grande taille, peu de matrice.

MFS7 : boundstones, bioconstructions avec organismes en position de vie.

MFS8 : wackestones et floatstones avec fossiles entiers bien conservés (endo. et épibiontes).

MFS9 : wackestones bioclastiques bioturbés avec bioclastes parfois micritisés.

MFS10 : packstones et wackestones avec bioclastes roulés et encroûtés.

MFS11 : grainstones à bioclastes encroûtés.

MFS12 : grainstones, packstones, rudstones bioclastiques (lumachelles), avec prédominance de certains organismes (crinoïdes, bivalves, algues dasycladales,...).

MFS13 : grainstones et rudstones à oncoïdes et bioclastes.

MFS14 : dépôts grossiers à grains roulés et encroûtés, parfois mêlés à des oolithes et des pelloïdes, voire des lithoclastes « lag deposits » ; présence possible de phosphates, oxydes de fer.

MFS15 : grainstones à oolithes, avec stratification entrecroisée.

MFS16 : grainstones à pelloïdes dominants et quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères benthiques,...).

MFS17 : grainstones à grains agrégés (grapestone) avec quelques pelloïdes, et grains encroûtés.

MFS18 : grainstones et packstones à foraminifères benthiques ou algues vertes (dasycladales) très abondants.

MFS19 : mudstones, wackestones laminaires (boundstone) à pelloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à pelloïdes ; ostracodes, quelques foraminifères benthiques, gastéropodes et algues.

MFS20 et 21 : mudstones à stromatolithes et packstones à fenestrae.

MFS22 : floatstones, wackestones à oncoïdes.

MFS23 : mudstones homogènes, non laminés sans fossiles ; évaporites possibles.

MFS24 : packstones, wackestones, floatstones ou rudstones béchiques non fossilifères à lithoclastes micritiques.

I.9.3. Rappel sur les dolomies :

Les dolomies sont des roches très fréquentes dans les séries sédimentaires, on distingue des dolomies primaires et des dolomies secondaires.

1- dolomie primaire : Elles sont supposées être formées par précipitation chimique directe de la dolomite dans les milieux de dépôts évaporitiques, ou à la sortie de sources hydrothermales, ce sont des roches rares et difficiles à distinguer des autres carbonates.

2- dolomie secondaire : Ce sont les dolomies les plus fréquentes, elles proviennent de la transformation diagénétique d'une composante calcitique déjà existée.

On distingue deux types de diagenèse dolomitique : la diagenèse précoce et /ou la diagenèse tardive.

*** La diagenèse précoce :**

Elle se produit au moment du dépôt ou très peu de temps après, la dolomitisation est peu poussée, marqué par l'apparition de quelques minéraux de dolomite dans une composante calcitique majoritaire, ou bien elle affecte certaines zones de la roche.

La dolomitisation précoce se caractérise par :

- une cristallinité peu poussée parfois non visible (exemple micrite transformée en dolomicrite) avec des cristaux automorphes rhomboédriques dispersés.
- les structures sédimentaires sont conservées.

Chapitre II

Sédimentologie

II. 1. Introduction :

Les accumulations carbonatées présentent un grand intérêt dans la reconstitution des conditions diagénétique, pétrographiques, paléontologiques et environnementales au cours du temps.

En effet, ces dépôts sont capables de fossiliser ces conditions au cours de leurs formations, ce qui a fait l'objet de notre étude au niveau de Tizi Mellal dans les monts de Kouriet, la dorsale interne.

L'étude sédimentologique est basée donc sur l'application de l'analyse séquentielle, en se basant sur la détermination des faciès et l'établissement d'un enchainement verticale (séquence de faciès), donc nous nous sommes basés sur un ensemble de caractéristiques observées au niveau des affleurements (la lithologie, les éléments figurés, la couleur de la patine et à la cassure, type de structures et figures sédimentaires et les discontinuités).

A la fin nous allons déterminer l'environnement de dépôt et l'évolution verticale des facies du dorsal interne au niveau des Kouriet, **(Tizi Mellal)**.

II.2. Présentation et localisation des coupes de terrain :

Cette étude se base sur la description lithologique des faciès rencontrés sur le terrain, la réalisation d'un log lithostratigraphique, et la récolte des échantillons pour les analyser au laboratoire afin de mener une étude sédimentologique et pétrographique complète.

Pour ce but 5 coupes géologiques ont été repérer à Kouriet au niveau de la dorsale interne de la chaine calcaire :

- 1- La coupe d'Ouzekri sur la route vers Agouni Gueghran (calcaire liasique ?).
- 2- La coupe de Agouni Gueghran (peut épaisse, non complète).
- 3- La coupe au niveau du forage d'eau Lalla Khedidja (calcaire nummulitique).
- 4- La coupe de Tizi Mellal (série complète).
- 5- La coupe d'Agouni Fourou. (ancienne carrière).

Les conditions n'ont pas été favorable : des températures qui atteignent les 40°C, une topographie très accidentée des sites envisagés, l'ensoleillement, le manque de temps et de moyens, notamment le transport, ont été les conditions qui nous ont empêché de réaliser les cinq coupes programmées. La coupe réalisée est uniquement celle de Tizi Mellal, car elle répond à notre objectif d'étude c'est la coupe la plus complète et représentative.

II.2.1.Localisation de la coupe Tizi Mellal :

La coupe levé se situe dans le village Tizi Mellal (fig.II.1).qui appartient à la commune d'Ait Toudert, est administrativement rattachée à la Daïra Ath Ouacif, au Sud de la wilaya de Tizi-Ouzou, au nord de l'Algérie.

Elle est délimitée au nord par la commune d'Ouadhias et Béni Yenni, à l'Est par la commune Ath Ouacif, à l'Ouest par Agouni Gueghran, au sud par la commune Ait Boumahdi Elle s'étend sur 17,1750 km² du versant nord du massif du Djurdjura. Elle fait partie de la réserve naturelle du Djurdjura, et recèle d'appréciables ressources en eau.

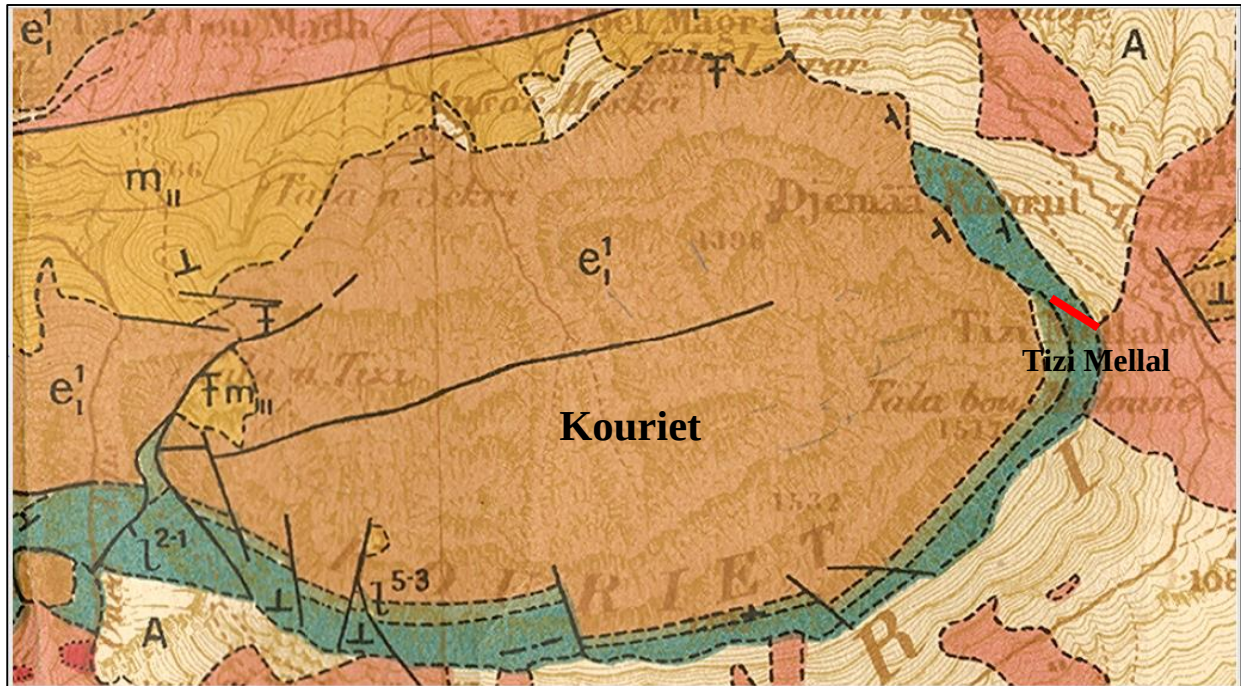


Figure II. 4: Positionnement de la coupe de Tizi Mellal (TM) sur la carte géologique de Djurdjura (Flandrin, 1952).

Le trajet de la coupe Tizi Mellal (TM) a été tracé sur une carte de Google Earth selon les coordonnées GPS (fig.II.2).



Figure II. 5: carte montrant le trajet de la coupe de Tizi Mellal TM selon les coordonnées GPS, Google Earth

II.3. Description lithologique et analyse séquentielle de la coupe de Tizi Mellal :

Mellal :

II.3.1. introduction :

Dans ce cadre, aucune étude détaillée n'a été déjà réalisée au niveau de l'unité interne de la chaîne calcaire, mais les anciens travaux de (**Gérald, 1979, dans l'unité de Berkais en petite Kabylie**) ont mis en évidence un Paléozoïque schisteux probablement d'âge **Carbonifère**, surmonté par un **Infra Lias** dolomitique, avant de rencontrer les calcaires massifs à *Thaumatoporella* de **Lias inférieur** et les calcaires noduleux à ammonites du **Lias supérieur** surmonté en discordance par un **Eocène** de calcaire riche en *Nummulites* (fig.II.3).

Dans le présent travail, ce sont les calcaires d'âge **Liasique** au niveau de la dorsale interne, (les Kouriet, Tizi Mellal) qui font l'objet de notre étude lithologique, pétrographique et paléontologique, et ce dans le but de les décrire, d'expliquer les mécanismes de leur formation et de reconstituer leur paléo-environnement.

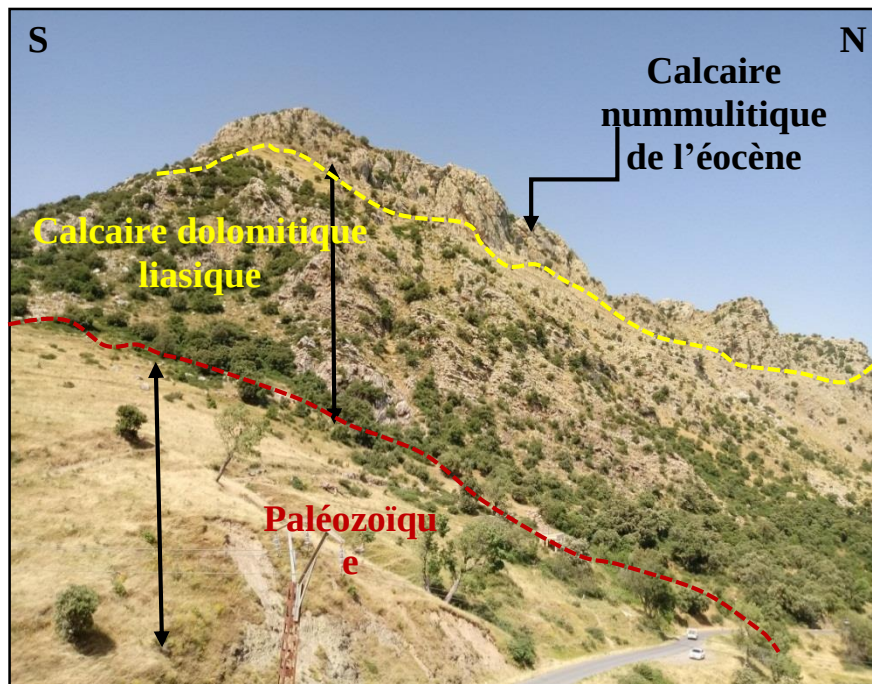


Figure II. 6:présentation des facies de la coupe Tizi Mellal.

II.3.2. description lithologique et découpage séquentiel de la coupe Tizi Mellal :

La coupe a été repérée exactement dans le village de Tizi Mellal au niveau des Kouriet dont les coordonnées à la base de la coupe sont (GPS : 36° 30' 504 N, 004° 09' 674 E).

Le levé vertical de la coupe de Tizi Mellal banc par banc et la corrélation faite avec le log stratigraphique réalisé par Gélard (1976) dans l'unité de Berkais de dorsale interne (petit massif de Chellata) et celui réalisé par Coutelle (1979) au niveau des Kouriet (fig.II.4), ont permis de distinguer deux formations (séquences d'ordre 4): **TMA** et **TMB** séparés par une discontinuité majeure nommée **D23** qui est une surface à placage de faune

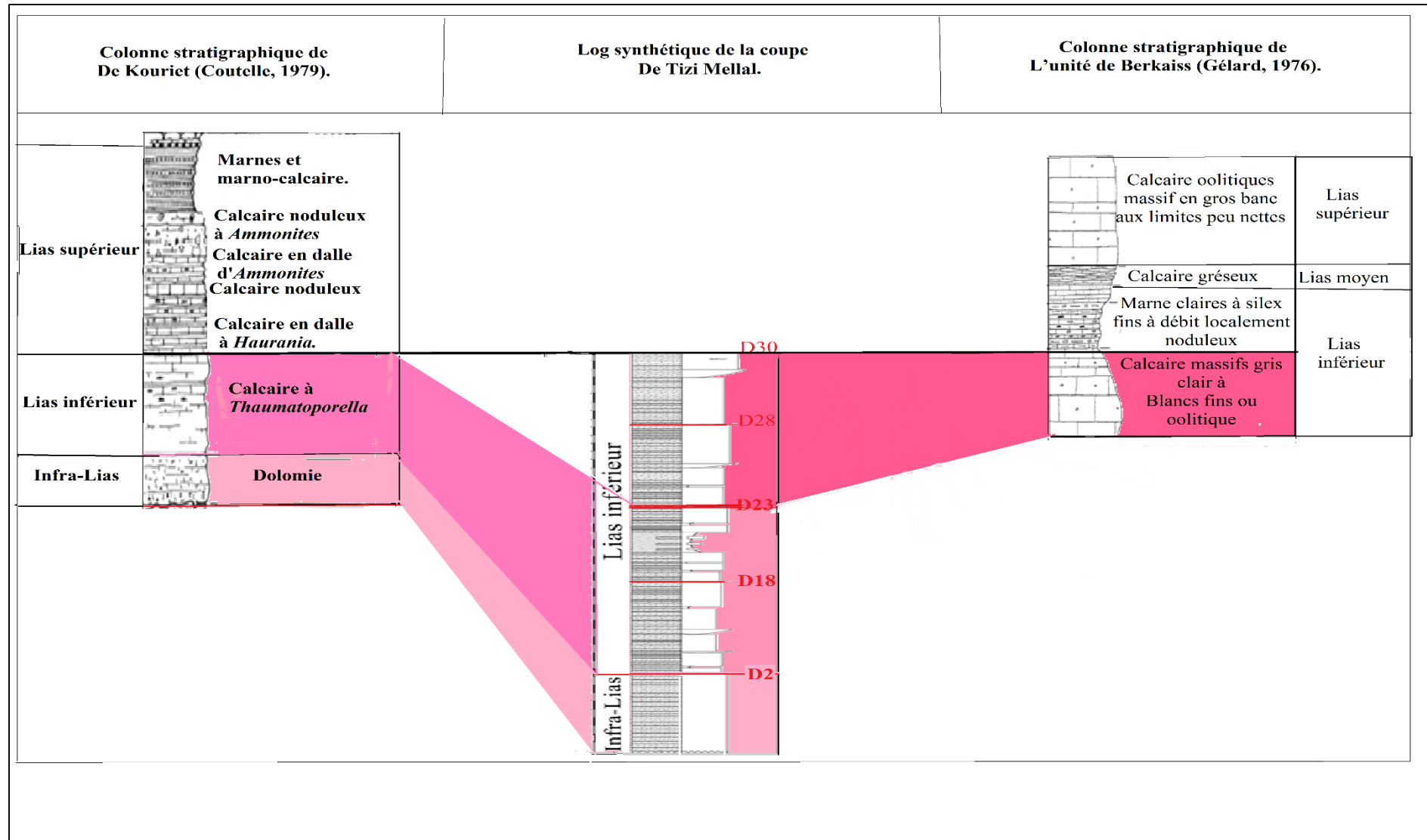


Figure II. 4: Corrélation faite entre le log synthétique de Tizi Mellal avec la colonne stratigraphique de l'unité de Berkaiss (Gélard, 1976) ainsi la colonne stratigraphique de Kouriet (Coutelle, 1979).

II.3.3.1. la formation TMA :

La Formation (séquence d'ordre 4), TMA est constitué de 3 Membre (séquences d'ordre 3) (TMA1, TMA2, TMA3) sur une épaisseur de 63.8 mètre.

❖ Le membre TMA1 essentiellement dolomitique

Ce membre est constitué essentiellement de 24 bancs de dolomie, son épaisseur est de 20.1 m qui se dépose sur un paléozoïque schisteux (figure II.5). Il est daté d'infra-lias selon la corrélation faite avec le log stratigraphique de Gélard réalisé à l'unité de Berkaiss (**Gélard, 1979**).

Il suit la succession suivante :

- Un Paléozoïque schisteux probablement d'âge **Carbonifère**, (Gélard, 1979). (photo 1, planche 1.
- Quatre bancs de dolomie indurée, de couleur noir à la patine, rose à la cassure et qui montre une cassure saccharoïde, grenue sans traces d'éléments figurés, sur une épaisseur de 2.6 m, d'où les échantillons **TM0-TM1-TM2-TM3-TM4-TM5** sont prélevés.
Notant que la surface de 2em banc d'où nous avons prélevé les échantillons **TM1, TM2, TM3** est une surface bioturbée (**D1**).
- Un banc de calcaire dolomitique de couleur grise à la patine, grise à la cassure, avec des grains fins et une cassure lisse, (conchoïdale) d'une épaisseur d'1m, d'où l'échantillon **TM6** est prélevé.
- Dolomie massive, indurée noir a la patine, de couleur grise à la cassure qui est plus au moins grenue, d'une épaisseur de 1.5m, d'où l'échantillon **TM7** est prélevé.
- Dolomie noir à la patine, rose à la cassure, qui montre une cassure saccharoïde et d'une épaisseur de 1m.
- Dolomie en plaquette de couleur noir à la patine et d'une cassure saccharoïde qui montre une couleur rose sur une épaisseur d'0.5m, d'où l'échantillon **TM8** est prélevé.
- Dolomie massive, indurée, de couleur noir à la patine, rose a la cassure d'épaisseur de 1.5m, avec la présence des structure de lapiaz à la surface du banc, qui sont créés probablement par le ruissèlement des eaux météorique ou par la cryoclastie, surtout que la coupe est réalisé dans une zone neigeuse.
- Deux bancs de dolomies noires à la patine rose à la cassure, d'une épaisseur de 1.2m, d'où l'échantillon **TM9** est prélevé.
- Un banc de dolomie épais, induré, noir à la patine et rose à la cassure, avec la présence des stratifications obliques sur la base du banc, et des rides de courant d'une épaisseur d'1.2m d'où l'échantillon **TM10** est prélevé.
- Dolomie noir à la patine, rose à la cassure d'une épaisseur d'1.2m surmonté par un joint dolomitique.
- Dolomie grise à la patine, beige à la cassure qui est conchoïdale, d'une épaisseur de 1.2m, avec la présence des rides de clapotis, qui sont des rides de vagues (d'où l'échantillon **TM11** est prélevé).
- Dolomie à patine grise et cassure beige (d'où l'échantillon **TM12** est prélevé), sur une épaisseur d'1m, surmonté par 4 bancs de la même description sur une épaisseur de 2m.

- Dolomie grise avec une cassure conchoïdale d'une couleur beige, d'une épaisseur de 0.5m, (d'où l'échantillon **TM13** est prélevé).
- Trois bancs de dolomie noire à la patine, beige à la cassure qui montre une surface lisse, conchoïdale. Sur une épaisseur de 2.3m.
- Dolomie noir à la patine rose à la cassure (cassure saccharoïde) avec une surface bioturbée et gondolée, **D2** d'une épaisseur de 0.5m sur une altitude de 1112m (d'où on a prélevé l'échantillon **TM14**) qui témoigne le sommet du premier membre **TMA₁**.

La séquence élémentaire est dolomitique.

Ce membre débute par un banc à surface bioturbée (**D1**) à patine noire, beige ou rosâtre à cassure saccharoïde, surmonté par des bancs de la même lithologie avant de rencontrer un banc de dolomie en plaquette, toujours à patine noir, et cassure rosâtre et saccharoïde, surmonté par des bancs de la même lithologie avec des structures de rides de clapotis et des structures obliques sur les bancs (planche 1).

Au sommet du membre **TMA₁** on rencontre des bancs à cassure lisse (conchoïdales) des grains fins coiffés par une surface bioturbée (**D2**) et complètement dolomitisés qui marque la limite de ce membre **TMA₁** à 1112 m d'altitude.

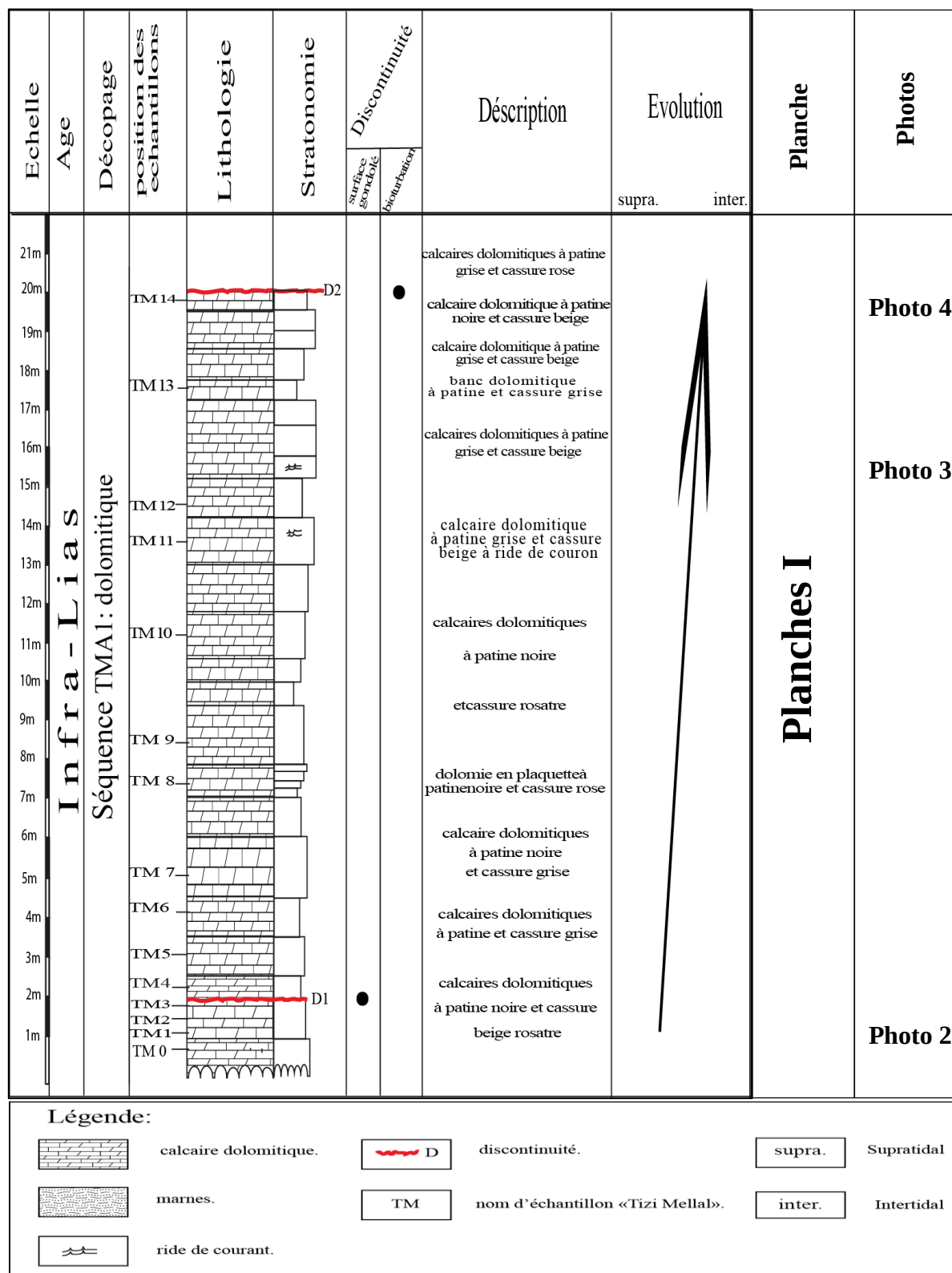


Figure II. 5: log lithostratigraphique de la séquence TMA1 essentiellement dolomitique.

Planche 1

**Légende :**

Photo1 : un niveau schisteux paléozoïque probablement d'âge Carbonifère.

Photo2 : Dolomie noir à la patine d'une taille décimétrique à la base de la coupe Tizi Mellal.

Photo3 : stratification plane observées sur des dolomies grises du premier membre TMA1.

Photo 4 : succession de bancs dolomitique dans le premier membre TMA1.

❖ Le membre TMA 2 : calcaire dolomitique à chenaux de marées.

Ce membre (TMA2) est constitué essentiellement de calcaire dolomitique à passés de chenaux de marée avec des passages marneux (planche 2), sur une épaisseur de 23.1 m, daté du Lias inférieur (**Gélard, 1979**) (fig.II.6).

Ce membre à chenaux de marées TMA2 montre la succession lithologique suivante :

- Calcaire dolomitique de couleur grise à la patine, beige à la cassure (conchoïdale), les grains sont fins, **TM15** avec une surface bioturbée **D3**, d'une épaisseur d'1m.
- Calcaire dolomitique noir, beige à la cassure (conchoïdale), d'une épaisseur de 0.6m surmonté par un joint marneux.
- Successions de 16 bancs de calcaire dolomitique grise à la patine, beige à la cassure, dont la surface du premier banc (d'où l'échantillon **TM16**) montre des bioturbation **D4**, puis les bioturbations suivantes : **D5 (TM17)**, **D6**, **D7 (TM19)**, **D8**, **D9**, **D10**, avec intercalation d'un chenal de marée en forme de lentille (**TM18**). Sur une épaisseur de 6.2m. Les épaisseurs des bancs varient entre 0.3 et 1m sur une altitude de 1122m.
- Un calcaire dolomitique massif, indurée gris à la patine, rose et saccharoïde à la cassure, d'une épaisseur d'1.3m.
- Un calcaire dolomitique noir, indurée chenalisé, d'une cassure de couleur grise et d'un aspect lisse, sur une épaisseur d'1.1m, avec une cassure conchoïdale surmonté par deux bancs de dolomie noir intercalé par un joint dolomitique, la surface du dernier banc (**TM20**) est une surface gondolée et ferrugineuse (**D11**).
- Trois bancs de calcaire dolomitique de couleur grise à la patine, grise à la cassure (conchoïdale) avec des surfaces bioturbés (**D12**, **D13**) sur une épaisseur de 2.1m.
- Des marnes surmontées par un banc de calcaire dolomitique gris à la patine, beige à la cassure (conchoïdale), d'une épaisseur d'1m et une surface bioturbée (**D14**).
- Calcaire dolomitique gris, beige à la cassure (conchoïdale) d'une épaisseur d'1m (**TM21**) et d'une surface bioturbée (**D15**).
- Un banc massif de calcaire dolomitique dur, noir à la patine, rose à la cassure qui donne un aspect grenue (saccharoïde) et d'une épaisseur de 1.5m
- Calcaire dolomitique noir à la patine, beige à la cassure (conchoïdale), marquant à la surface une bioturbation (**D16**).
- Quatre bancs de calcaire dolomitique noir à la patine, et d'une cassure lisse avec intercalation des joints marneux, la surface du dernier banc (**TM22**) montre une bioturbation (**D17**), sur une épaisseur de 2.2m, ce membre se limite par une surface gondolée (**D18**).

Ce membre est constitué de 3 séquences d'ordre 2 selon l'importance des discontinuités rencontrées : **SA₁**, **SA₂**, **SA₃**.

✓ Séquence **SA₁** :

Elle débute par un banc de calcaire dolomitique bioturbée **D3** d'où l'échantillon **TM15** est prélevé surmonté par des bancs noir à la patine avec une cassure saccharoïde marqué par une surface bioturbée **D4**, surmonté ensuite par un joint marneux, qui le sépare des bancs de calcaire dolomitique d'une cassure conchoïdale.

Cette séquence est caractérisée par une passée d'un chenal de marée d'où l'échantillon (**TM18**) essentiellement calcaire dolomitique, d'une cassure conchoïdale, avec une épaisseur d'1m.

Le sommet de la séquence présente 5 bancs bioturbés, la surface du dernier banc marque la limite **D10** de la séquence **SA₁**.

✓ **La séquence SA₂ :**

Cette séquence est marquée par des bancs calcaires dolomitiques à patine noir et une cassure rose (saccaroïde), sur une épaisseur de 5m d'environ, Intercalée à la base par un chenal de marée, d'une épaisseur d'un 1.3 m.

Entre les surfaces bioturbés **D10** et **D11**, la sédimentation continue avec l'apparition des calcaires dolomitiques grises à la patine et à la cassure conchoïdale au sommet de la séquence.

La limite **D13** marquée sur la surface du dernier banc calcaire dolomitique indique la limite de la séquence **SA₂**.

✓ **La séquence SA₃ :**

La base de la séquence est la discontinuité **D13**, surmontée par un banc marneux, suivie par des bancs de calcaires dolomitiques à patine grise, et cassure beige et (saccaroïde) , avec la présence des structures de ride de courant, surmontée par des bancs dolomitique à patine noir et une cassure rose à une surface complètement bioturbée **D18** qui marque la fin de la séquence **SA₃** et le membre **TMA2**.

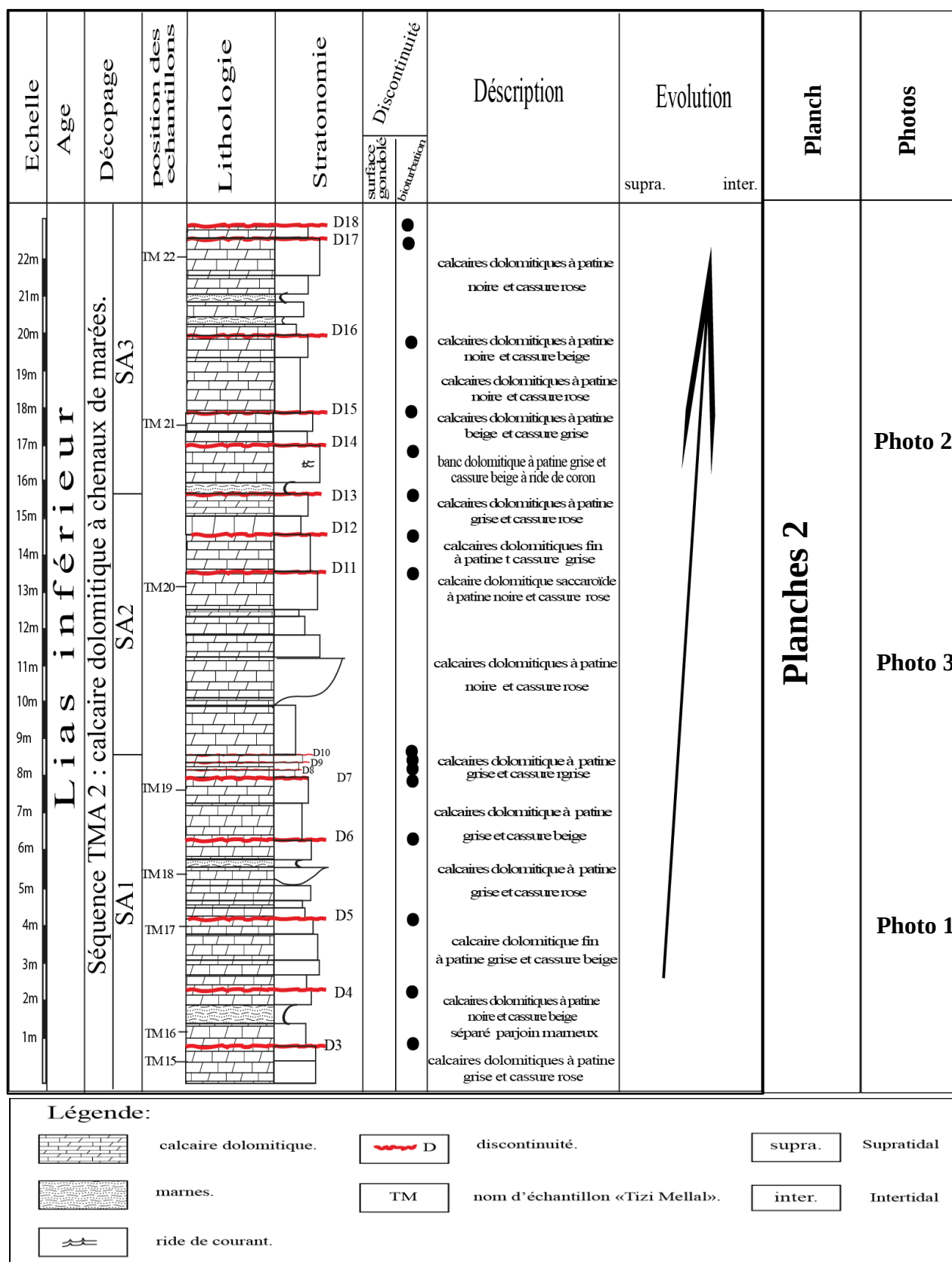


Figure II. 6: log lithostratigraphique de la séquence TMA2: calcaire dolomitique à chenaux de marré.

Planche 2

**Légende :**

Photo 1 : succession des bancs de calcaire dolomitique de couleur grise à la patine.

Photo 2 : rides de clapotis sur un banc de calcaire dolomitique.

Photo 3 : séquence de calcaire dolomitique chenalisé

❖ Le membre TMA3 : marno-calcaire-dolomitique.

Ce membre est constitué essentiellement d'une alternance de marne et calcaire dolomitique sur une épaisseur 20.6m (planche 3), daté de lias inférieur (**Gélard, 1979**) (fig.II.7).

Le membre TMA3 marno calcaire dolomitique montre la succession lithologique suivante :

- Intercalation des calcaires dolomitiques noirs à la patine, avec une cassure lisse et d'une couleur beige par des marnes, sur une épaisseur de 7m Le dernier banc, montre une surface gondolée (**D19**).
- Deux bancs de calcaires dolomitiques noirs à la patine rose à la cassure (saccaroïde) intercalés par un joint marneux. Sur une épaisseur d'1.4m.
- Marnes d'une épaisseur de 0.6m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, beige à la cassure d'une épaisseur de 0.4m (**TM23**), sur une altitude de 1143m.
- marne épais de 1 m.
- Calcaire dolomitique gris à la patine, beige à la cassure d'une épaisseur de 0.6m avec surface gondolée (**D20**).
- Marne d'1m intercalé par un joint dolomitique et surmonté par un banc de calcaire dolomitique gris à la patine rose à la cassure avec une surface bioturbée (**D21**).
- Intercalation de marne et calcaire dolomitiques gris à la patine, avec une cassure beige (d'où on a prélevé l'échantillon **TM24**), sur 1.3m d'épaisseur.
- Marnes intercalés par des joints de calcaires dolomitiques d'une épaisseur de 0.6m.
- Intercalation marnes et calcaire dolomitique avec des rides de clapotis sur les bancs de calcaires dolomitique, sur une épaisseur de 4m, la surface du dernier banc est bioturbée (**D22**).
- Calcaire, de couleur grise à la patine, beige à la cassure qui est lisse, et qui montre une surface à un placage de faune important, cette surface montre une discontinuité majeure (**D23**) d'où on a prélevé l'échantillon **TM25**.

Le découpage selon l'importance des discontinuités nous a permis de repérer 3 séquences d'ordre 2, (**SA4, SA5, SA6**).

✓ La séquence **SA4** :

Elle marque une alternance des calcaires dolomitiques et marne sur une épaisseur de 7m, la discontinuité **D19** marque la limite de la séquence **SA4**.

✓ La séquence **SA5** :

Une séquence stratocroissante, qui présente une alternance de calcaire dolomitique et des marnes, la base montre un banc de calcaire dolomitique qui évolue vers des marnes de plus en plus épaisses, la discontinuité **D21** est une bioturbation et indique la limite de la séquence **SA5**.

✓ La séquence **SA6** :

Cette séquence représente des marnes à la base intercalée par des calcaires dolomitiques, suivie par une alternance de calcaire dolomitique d'une cassure lisse, avec des marnes.

Les bases des bancs portent des structures de courant qui sont des rides de clapotis.

La surface du dernier banc présente un placage de faune important (débris de coquilles de bivalves) **D23** (planche3), d'où l'échantillon **TM25** qui marque la fin de la formation (séquence d'ordre 4) **TMA**.

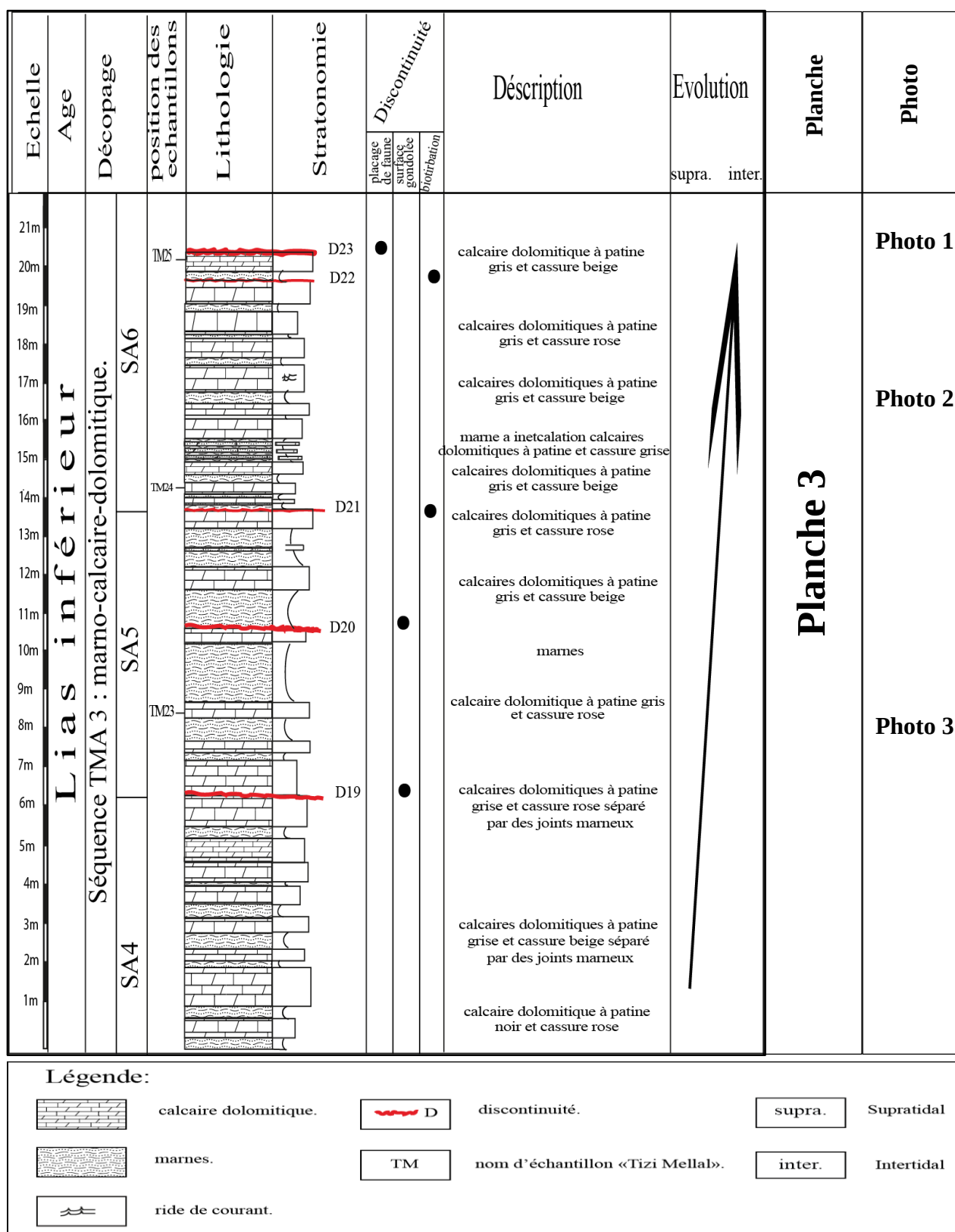


Figure II. 7: log lithostratigraphique TMA3 : marno-calcaire-dolomitique.

Planche 3

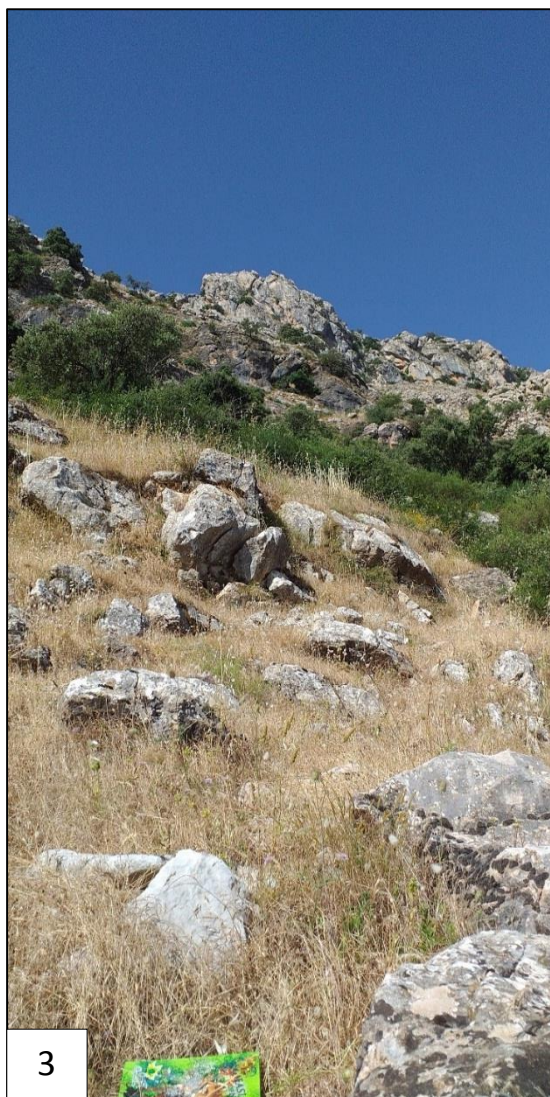
**Légende :**

Photo 1 : Surface bioturbée avec placage de faune (TM25).

Photo 2 : Surface gondolé et bioturbée.

Photo 3 : Alternance de marne et calcaire dolomitique.

II.3.3.2. la formation TMB :

La formation (séquence d'ordre 4) **TMB** est constituée de 2 membres (séquences d'ordre 3) **TMB1**, **TMB2** datés de **Lias inférieur** selon **Gélard (1979)** et **Coutelle (1979)** sur une épaisseur de 38.2 mètres.

La discontinuité **D28** est la limite entre les 2 séquences d'ordre 3, **TMB1** et **TMB2**.

❖ Le membre TMB1 :

Le membre TMB1 est caractérisé par des calcaires dolomitiques avec des passées de chenaux de marées ainsi des joint marneux a sa base. (Figure II.8)

Le membre TMB1 montre la succession lithologique suivante :

- Calcaire dolomitique gris à la patine, gris à la cassure, d'une épaisseur de 0.6m.
- Calcaire dolomitique noir à la patine, rose à la cassure (saccaroïde), d'une épaisseur 0.9m, (d'où l'échantillon **TM2** est prélevé).
- Deux bancs de calcaire dolomitique noir à la patine, rose à la cassure, avec une surface bioturbée (**D24**).
- Deux bancs de calcaires dolomitiques de couleur grise à la patine, rose à la cassure, intercalés par un joint marneux. La surface du dernier banc montre une bioturbation (**D25**) sur une épaisseur de 2m.
- Calcaire dolomitique noir à la patine, une cassure saccaroïde d'une couleur rose, surmonté par des marnes d'une épaisseur de 0.4m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, rose à la cassure qui montre des cassures saccaroïdes, composée de trois bancs dont l'épaisseur varie entre .03 à 0.6m.
- Calcaire dolomitique massive induré, de couleur grise, rose à la (saccaroïde), et d'une épaisseur de 1.9m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, beige et lisse à la cassure d'une épaisseur de 0.9m.
- Calcaire dolomitique en forme de lentille, chenalisé de couleur grise à la patine, grise à la cassure et d'une épaisseur de 1.2m (**TM27**), surmonté par un banc de dolomie de la même description d'une épaisseur de 0.6m.
- Calcaire dolomitique en plaquette grise à la patine, rose à la cassure qui montre une cassure lisse. D'une épaisseur d'1m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, grise à la cassure d'une épaisseur de 0.6m.
- Calcaire dolomitique de couleur grise à la patine, beige à la cassure qui montre une surface bioturbée (**D26**) surmonté par un autre banc bioturbée (**D27**) de la même lithologie et d'une épaisseur de 0.35m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, et d'une cassure saccaroïde, de couleur rose, et une épaisseur de 1.1m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine, rose à la cassure d'une épaisseur de 0.6m.
- Calcaire dolomitique grise à la patine grise à la cassure, qui est lisse d'une épaisseur d'1m.
- Deux bancs de calcaire dolomitique gris à la patine, beige à la cassure intercalé par un joint marneux.
- Calcaire Dolomitique massive, induré, de couleur noir à la patine, rose à la cassure (**TM28**).

- Deux bancs de calcaire dolomitique noir à la patine, rose à la cassure intercalée par des joints marneux.
- Calcaire dolomitique noir massif, indurée d'une cassure rose et lisse, la surface du banc montre une bioturbation (**D28**).

Le membre (séquence d'ordre 3) **TMB1** est constitué de 3 séquences d'ordre 2 (**SB₁**, **SB₂**, **SB₃**).

✓ **La séquence **SB₁** :**

La base de la séquence est décrite par un banc de calcaire dolomitique, de couleur grise à la patine et d'une cassure grenue (**TM26**), surmonté par une alternance de marnes et des calcaires dolomitiques noirs à la patine avec une cassure rose et grenue.

On note que l'épaisseur des bancs de calcaire dolomitique est plus importante que les épaisseurs des marnes, la surface gondolée (**D25**) du dernier banc marque la limite de la séquence **SB₁**.

✓ **La séquence **SB₂** :**

La séquence **SB₂** est caractérisée par des calcaires dolomitiques de couleur grise à la patine, et une cassure saccharoïde de couleur rose à la base, surmonté par et des calcaires dolomitiques de couleur grise à la patine, grise à la cassure qui (conchoïdale) intercalés par un chenal de marée (**TM27**).

La discontinuité, (**D27**) présente la limite de la séquence **SB₂**.

✓ **La séquence **SB₃** :**

La séquence **SB₃** présente des calcaires dolomitiques de couleur grise à la patine, rose à beige à la cassure (conchoïdale), d'une épaisseur variable entre 60cm à 1.1m, suivie par des calcaires dolomitiques noirs à la patine, rose à la cassure (conchoïdale).

Cette séquence d'ordre 2 est limitée par une surface bioturbée (**D28**).

La discontinuité **D28** marque la limite du membre (séquence d'ordre 3) **TMB1**.

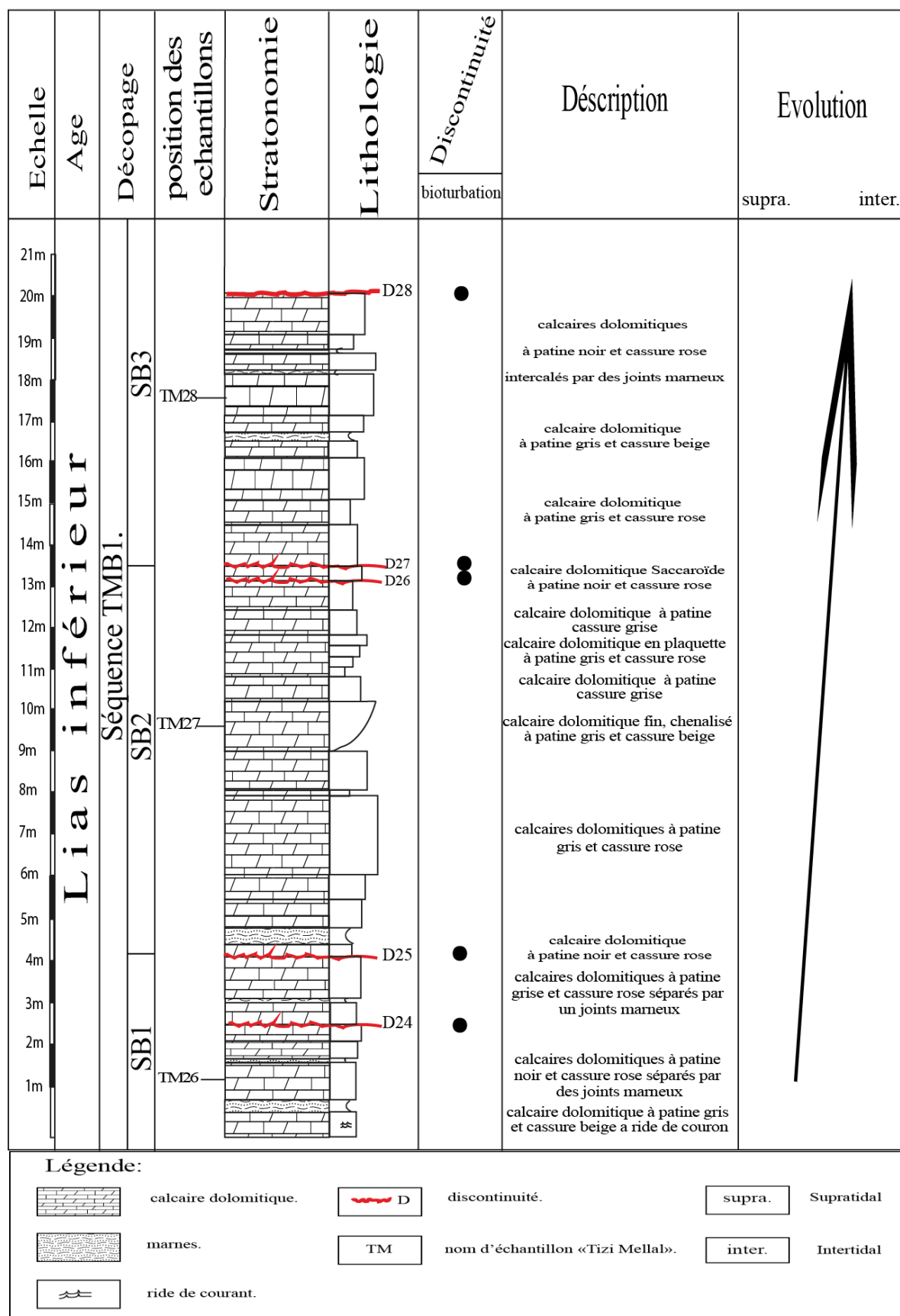


Figure II.8 : Log lithostratigraphique de membre TMB1

Le membre TMB2 est caractérisé par des bancs épais de calcaire dolomitique (fig.II.9).



✓ La séquence SB₄ :

Cette séquence est caractérisée par des bancs métriques de calcaire dolomitique sans aucune trace de marne suivis d'un banc décimétrique de calcaire dolomitique de couleur grise à la patine, beige à la cassure qui est en générale une cassure micro-saccaroïde à saccaroïde indice d'une forte énergie.

Cette séquence est marquée par une surface ferrugineuse, gondolée **D29** d'où l'échantillon **TM29**.

✓ La séquence SB₅ :

Cette séquence est granocroissante, elle montre à sa base des calcaires dolomitiques de couleur grise à la patine, rose à la cassure et qui est saccaroïde, d'une épaisseur de 1.1m, surmonté par un chenal de marée de couleur grise à la patine, rose à la cassure, surmonté par un banc d'1m de la même lithologie. Cette séquence se termine par un calcaire dolomitique oolitique massif d'une épaisseur de 3.5m de couleur noir à la patine, rose à la cassure qui est lisse, La surface bioturbée **D31** de ce banc marque la limite de la coupe **Tizi Mellal (TM)**.

II.4. Evolution paléo-environnementale :

La reconstitution paléo-environnementale issue de l'étude sédimentologique, dans la région de Tizi Mellal au niveau des Kouriet ; Dorsale interne ; donne les résultats suivants :

II.4.1. Ensemble dolomitique TMA₁ :

L'étude sédimentologique du remplissage de cet ensemble montre qu'il se compose des dolomies qui s'organisent en banc de 50 cm à 1.5 m pour une largeur métrique de couleurs noir et grise, avec des cassures conchoïdales dans l'ensemble, et des structures de courant (rides de clapotis).

Cet ensemble se limite par une surface bioturbée, discontinuité **D2**.

Il est important de mentionner que ces dolomies contiennent des fissures importantes (porosité fissurale), qui pourraient favoriser la circulation des fluides riche en Mg.

Ces données témoignent de l'existence d'un milieu peu profond sous climat chaud de plateforme carbonatée interne, d'un environnement supratidal à intertidal.

II.4.2 membre a chenaux de marées TMA₂ :

Dans ce membre, le facies se présente en bancs lenticulaires de 30 cm à 1.5 m d'épaisseur pour une largeur métrique, les séquences sont constituées de calcaires dolomitiques grise dans l'ensemble, avec une intercalation des joints marneux, ce sont des chenaux de marées bien représentés.

Ce facies a été interprété comme caractérisant des chenaux de marées, étant donné la morphologie particulière de ces bancs, la faible épaisseur de ces chenaux résulte probablement qu'ils se situent en domaine supratidal à intertidal et que les courants qui leur ont donné naissance devaient être de faible intensité.

Ce membre se limite par la discontinuité **D17**.

II.4.3.membre marno-calcaire dolomitique TMA₃ :

Cette séquence montre une alternance cyclique des marnes, et des calcaires dolomitiques sur une épaisseur de 20.6 m.

Chaque séquence élémentaire est composée d'une couche marneuse et d'une couche calcaire dolomitique lui succédant, leur empilement a permis de distinguer trois séquences d'ordre 2.

Ce membre se limite par un plaquage de faune important, la discontinuité D23.

L'analyse de ce membre, montre un milieu de dépôt marin relativement peu profond, supratidal à intertidal.

II.4.4.membre calcaire dolomitique à joints marneux TMB₁ :

Pour le membre **TMB₁** de la formation **TMB**, les résultats issus de la démarche sédimentologique sur le terrain montrent des calcaires dolomitiques intercalés par des joints marneux à la base d'une épaisseur décimétrique, allant à des calcaires dolomitiques d'une épaisseur métrique à une cassure saccaroïde intercalés par un chenal de marée.

L'interprétation du contenu lithologique de cet ensemble sur le plan environnemental montre des dépôts marins de forte énergie probablement d'intertidal.

Ce membre se limite par la discontinuité **D28**.

II.4.5. Membre à calcaire dolomitique métrique TMB₂ :

Le membre **TMB₂** apparaît beaucoup plus épais, les bancs de calcaire dolomitique évoluent de tailles décimétriques à des tailles métrique, l'ensemble se limite par un banc de calcaire dolomitique d'une épaisseur de 3.5m, l'environnement associé à cet ensemble évolue d'un environnement de forte énergie (intertidal) vers un environnement plus profond qui peut correspondre à la zone intertidal à subtidal de la plate-forme carbonatée interne.

II.5.Conclusion :

La répartition verticale des faciès des différentes séquences étudiées a permis de mettre en évidence deux formations dolomitique (2 séquence d'ordre 4) d'une plateforme carbonatée peu profonde, séparées par une discontinuité majeurs (**D23**).

Le passage de la première formation à la deuxième formation indique des changements importants des conditions de sédimentations (énergie, profondeur) dans les domaines séparés par cette discontinuité, il est possible de représenter l'évolution verticale des séquences qui présente un granoclassement normal, qui va d'un faciès peu profond avec des éléments grossiers sparitique ou dolosparitique vers un matériel plus fin micritique ou dolomicrite .

Au sein de ces deux formations, l'organisation verticale des faciès des différents membres, varie d'un membre à un autre, dans la première formation, l'évolution verticale semble différente l'agencement des séquences va d'un milieu de supratidal à l'intertidal, tandis, l'évolution de la deuxième formation présente un approfondissement allant d'un milieu d'intertidal pour le membre **TMB₁** à un environnement d'intertidal à subtidal au sommet du membre **TMB₂**.

Ces changements dans l'organisation verticale des facies de la coupe de Tizi Mellal au niveau des Kouriet montrent des séquences transgressives, allant d'un environnement de supratidal à intertidal vers un environnement d'intertidal à subtidal.

Au Lias inférieur, les conditions climatiques arides de l'infra Lias déclinent régulièrement, le climat chaud et humide caractéristique du Jurassique favorise la formation des **calcaires dolomitiques** d'une plate-forme carbonatée interne peu profonde à énergie faible à moyenne à la base (dans la première formation TMA) et moyenne à forte au sommet (dans la deuxième formation TMB) et qui renfermerait une faune tel que des petits foraminifères benthique et des algues vertes (fig.II.10).

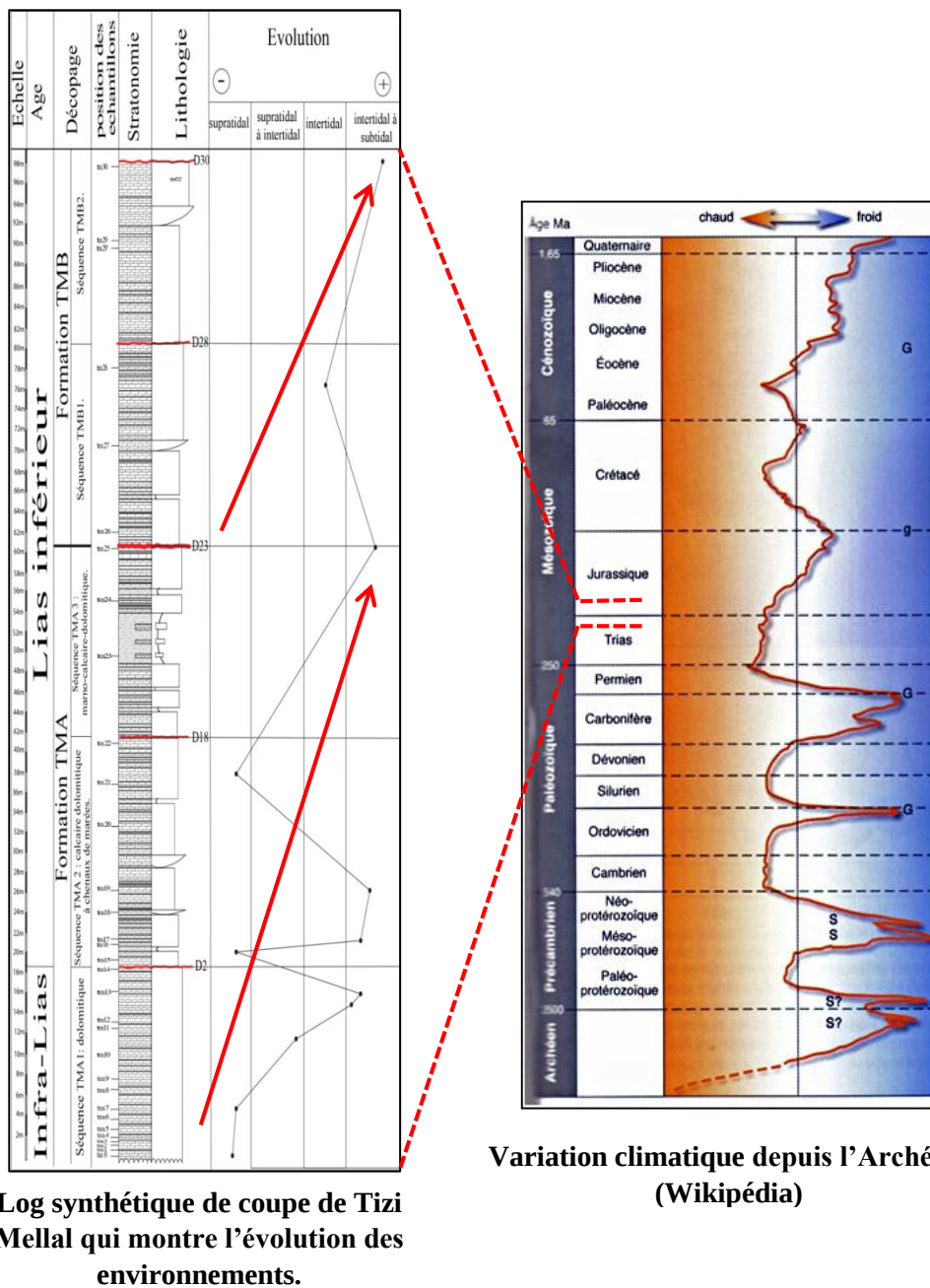


Figure II. 10: corrélation entre le log de coupe de Tizi Mellal et une figure de variation climatique.

Chapitre III

Pétrographie

III.1.Introduction :

L'analyse pétrographique des roches carbonatées est une description détaillée du microfaciès, elle est basée sur des observations microscopiques afin d'identifier les différents constituants (éléments figurés, la phase de liaison, les différentes structures sédimentaires, laminassions, bioturbation, présence de fenestrae, les contenus fossilifères), dans le but de mieux comprendre le faciès et l'évolution des faciès dans le temps.

L'étude pétrographique a été effectuée sous microscope optique sur 32 lames minces confectionnées au laboratoire de géologie au niveau du département des sciences géologiques, campus Tamda, à l'université de Mouloud Mammeri Tizi-Ouzou.

Elles sont issues d'une coupe réalisée dans la partie nord de la dorsale interne, à Tizi Mellal, dont les coordonnées GPS sont les suivants : (GPS : 36° 30' 504 N, 004° 09' 674 E), au sein des formations calcaires liasique, d'après la carte géologique de **J. Flandrin 1952**.

La campagne d'échantillonnage a été très difficile vu que la coupe représente une forte pente et affectée par la tectonique régional, ainsi que la dureté importante des bancs essentiellement dolomitisés.

La classification utilisée est celle de **Dunham (1962)** complétée par **Embry et Klovan (1972)** et **Folk(1959)**.

III.2.Description des lames minces :

III.2.1. Formation TMA :

❖ Membre TMA1 :

• Lame TM0 :

Elle présente une mosaïque des cristaux de dolomite d'une texture dolomicrosparite, Les cristaux sont conservés sous une forme xénomorphes à sub-automorphe de dolomite spécifiée par une petite taille et un relief moyen (planche 1).

Présence des lithoclastes et éléments recristallisés en dolosparite (grands cristaux de dolomite) mis en place dans des plages de dissolution d'ancien bioclastes probablement calcitique ou de l'aragonite.

La lame est largement fissurée avec remplissage dolomitique, ferruginisée (teinte rouge brique) due à la circulation des fluides riche en Fer (Fe) et Magnésium (Mg).

• Les lames TM1, TM2, TM3 :

Elles sont pris du même banc, et montrent une succession de bas de ce banc à son sommet, Il est nécessaire de noter des cristaux exclusivement de dolomite xénomorphes à sub-automorphe avec un relief moyen à faible de couleur grise avec un aspect sale, à l'exception du remplissage des fissures qui représente des formes automorphes rhomboédriques de dolomite (planche 1).

Aucune trace d'éléments figurés n'est représentée.

La texture est dolosparite (Folk).

Un aspect bréchique caractérise ces lames colorées en rouge brique indiquent la présence de fer qui s'associe généralement au Mg dans les roches carbonatées dolomitisés.

En LPA les cristaux se colorent en gris sombre et claire, en couleur brune et verte. Ces colorations sont typiques des carbonates.

- **Lame : TM4**

Les cristaux de dolomite évoluent d'une taille microsparitique vers une grande taille (sparite), la texture donc présente une dolosparite (Folk), les cristaux sont xénomorphes à sub-automorphes et de couleur grisâtre sombre vue de la présence des impuretés (Planche 1).

Dolomie zonée ferrière est représentée dans les fissures.

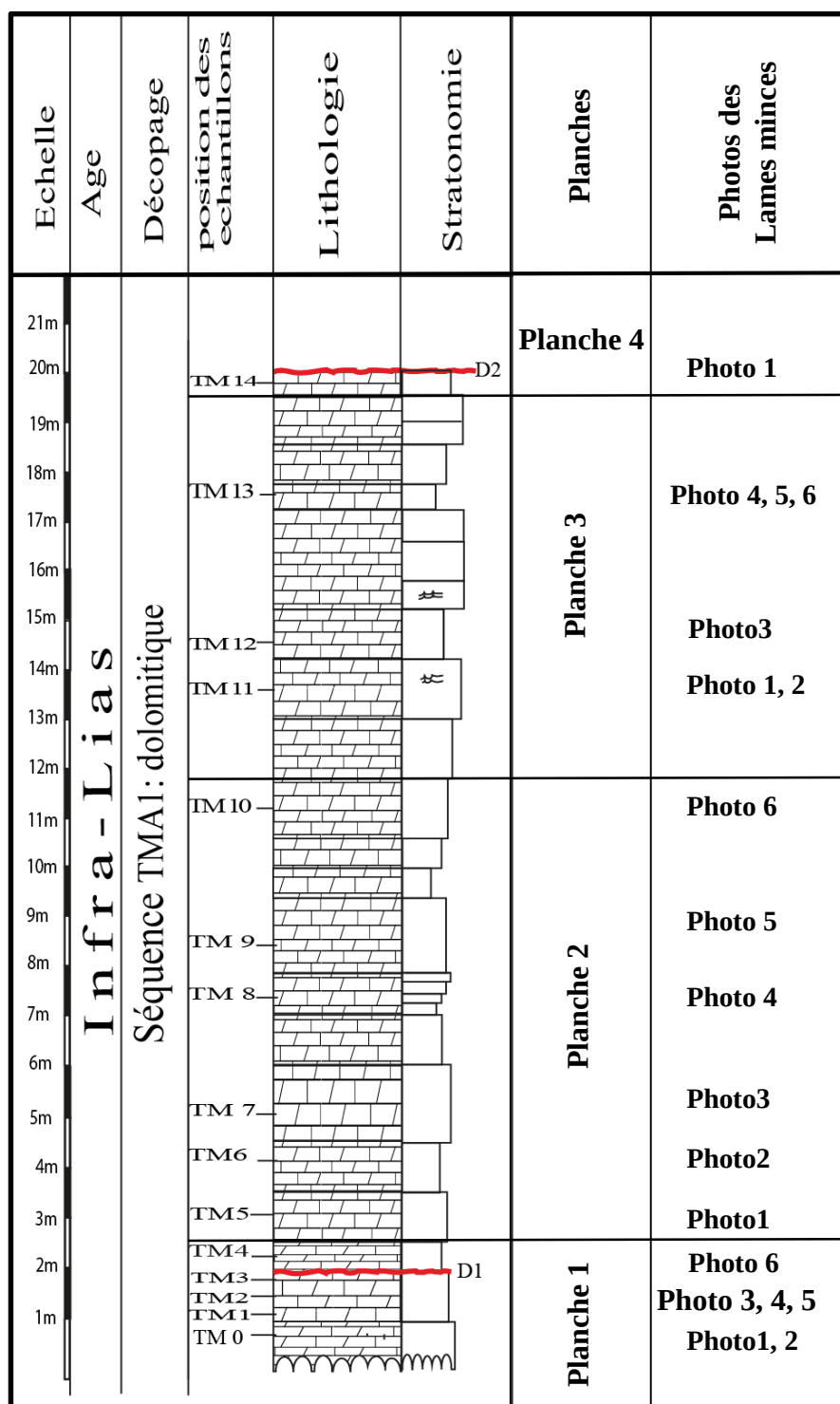
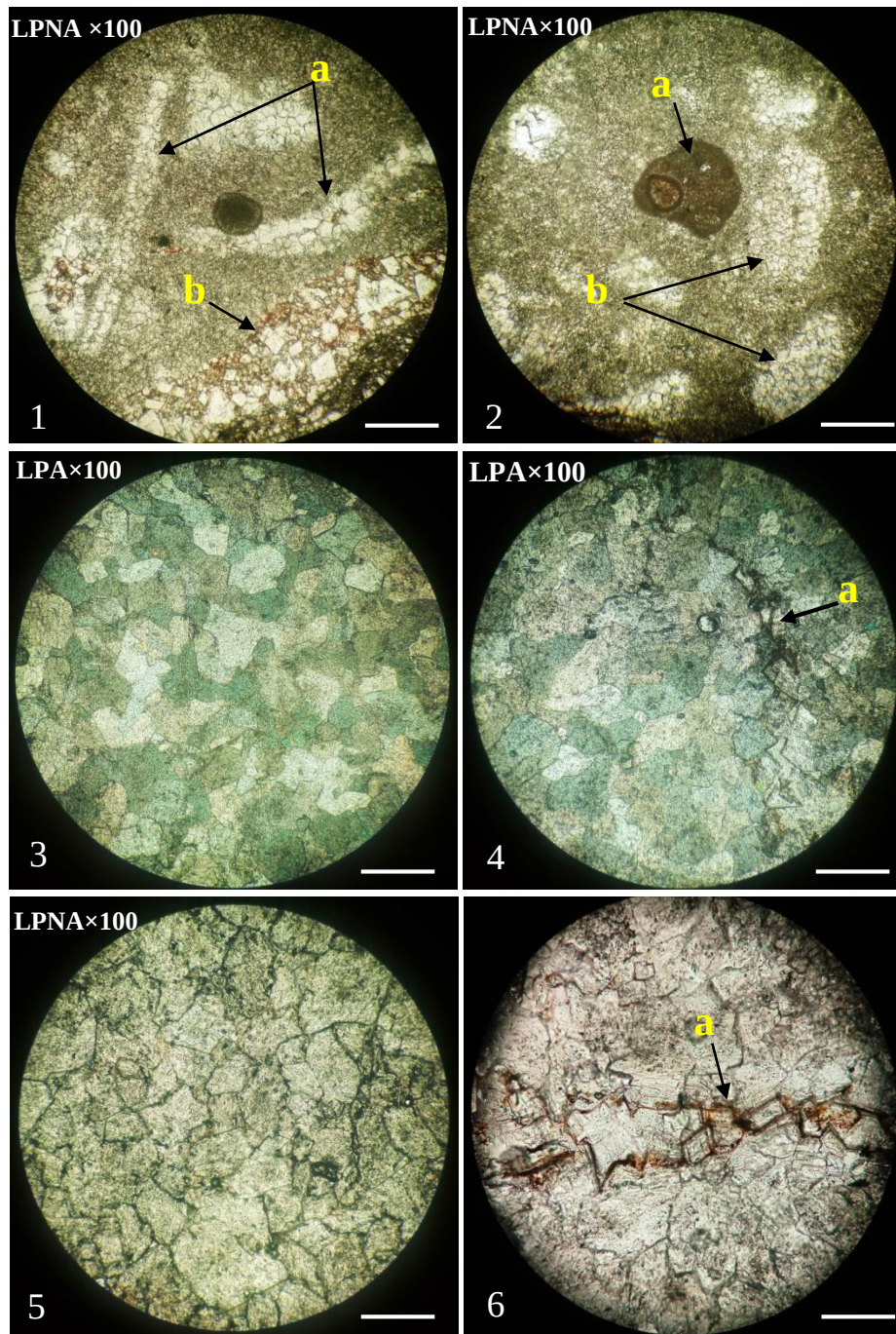


Figure III. 2: log lithostratigraphique de membre TMA1 avec l'emplacement des photos des microfaciès.



Légende :

Photo 1 : Lame TM0 : dolomicrosparite : a) éléments recristallisés en dolosparite, b) microfissures à remplissage dolosparitique ferruginisé.

Photo 2 : Lame TM0 : dolomicrosparite : a) lithoclastes, b) plages de recristallisation en dolosparite.

Photo 3 : Lame TM1 : dolosparite.

Photo 4 : Lame TM2 : dolosparite, a) micro- fissure à remplissage dolosparitique.

Photo 5 : Lame TM3 : dolosparite.

Photo 6 : Lame TM4 : dolosparite, a) microfissures à remplissage ferruginisé.

Échelle de toute la plage : ——— représente 0.02mm.

- **LameTM5 :**

Présentent des cristaux de dolomite sub-automorphe à xénomorphes de taille plus au moins homogène, d'une texture dolosparite (Folk), grainstone dolomitique (Dunham) et un relief moyen à faible, teintés dans quelques zones de couleur sombre, provenant probablement d'impuretés de matière organique (planche 2).

- **Lame TM6 :**

Structure uniforme grise, sans éléments avec, probablement un mélange de dolomicrite et de micrite. Notant que la dolomicrite prene la totalité de la lame à l'exception des fissures où se précipitent les cristaux de la calcite, avec la présence des vacuoles de dissolution qui seraient d'anciens bioclastes ou dégazage (planche 2).

Sa texture est dolomicrite (Folk).

- **Lame TM7 :**

Les cristaux de dolomite sont représentés sous une forme sub-automorphe à xénomorphe.

La couleur sombre dans des cristaux témoigne de la présence d'impuretés d'anciens éléments par dissolution dans la micrite primaire.

On observe des zones clair à cristaux relativement limpides, correspondent à des plages de remplissage soit des vacuoles de dissolution qui seraient d'ancien bioclastes ou de poches de dégazage (planche 2).

On remarque des vides non colmatés (en noir), ils sont soit d'origine primaire soit dus à l'arrachage de grain lors de la confection de la lame.

- **Lame TM8 :**

Les cristaux de dolomite présentent un relief moyen à faible, une forme xénomorphe à sub-automorphe à impuretés présentent dans le microfaciès (traces d'anciens éléments par dissolution) (planche 2).

On remarque des vides (pores) non colmatés soit d'origine primaire soit du a l'arrachage de grains lors de la confection de la lame.

La texture est dolosparite.

- **Lame TM9 :**

Présente une texture dolosparitique, les cristaux de dolomite sont xénomorphes à sub-automorphe avec un relief fort, on remarque aussi la présence des impuretés présentés par une couleur sombre (planche 2).

On remarque des zones clair à cristaux relativement limpides, correspondent à des plages de remplissage soit des vacuoles de dissolution d'ancien bioclastes, soit de poches de gaz.

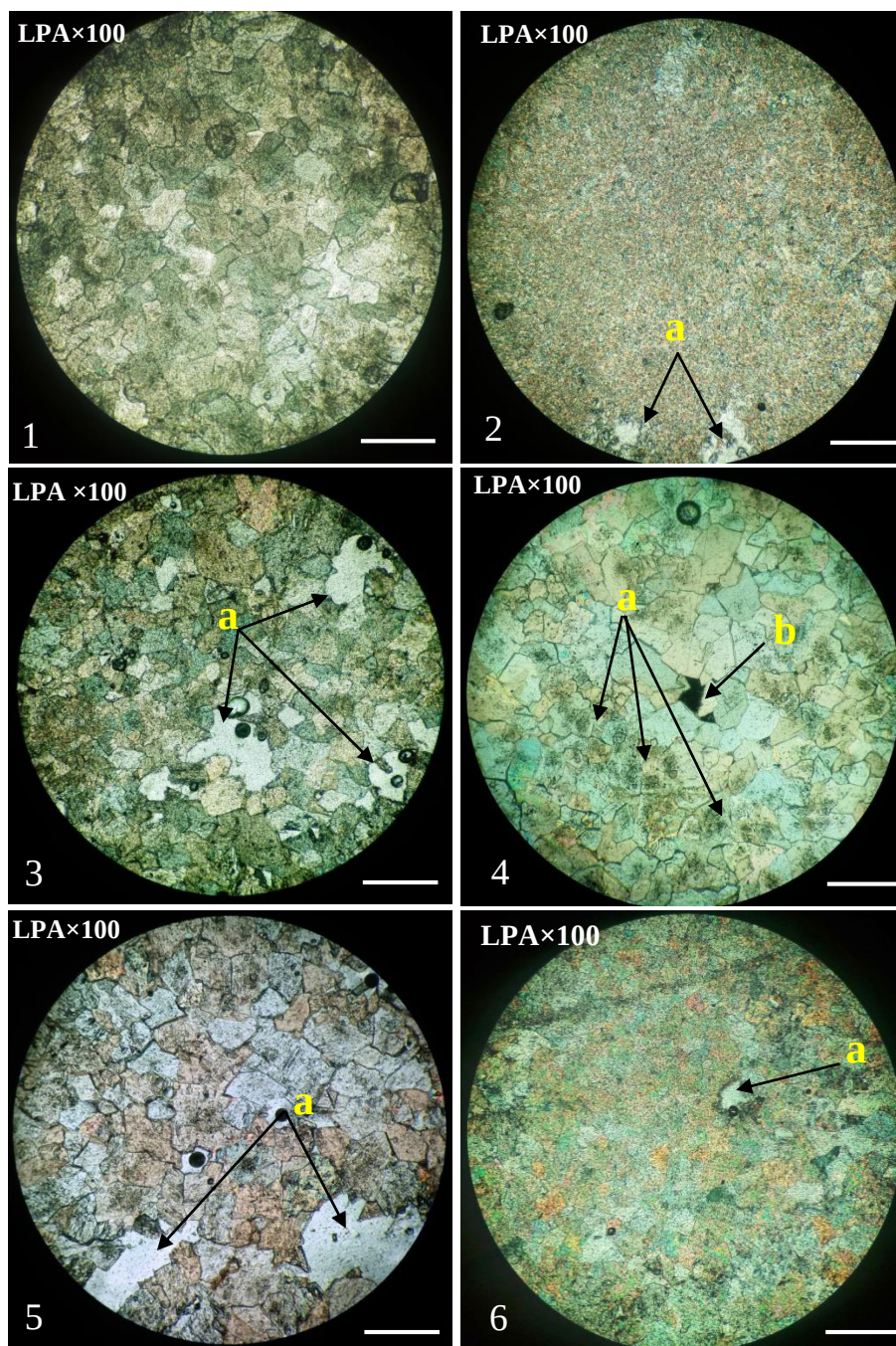
**Légende :**

Photo 1 : Lame TM5 : dolosparite.

Photo 2 : Lame TM6 : dolomicrite ou mudstone dolomitique non fossilifère : a vacuoles de dissolution (d'anciens bioclastes ou dégazage).

Photo 3 : lame TM7 : dolosparite : a) vacuoles de dissolution (d'anciens bioclastes ou dégazage).

Photo 4 : Lame TM8 : a) traces d'impuretés, il s'agit de traces d'anciens éléments par dissolution, b) pores non colmatés soit d'origine primaire soit du a l'arrachage de grains lors de la confection de la lame.

Photo 5 : Lame TM9 : dolosparite : a) vacuoles de dissolution (d'anciens bioclastes ou de dégazage)

Photo 6 : Lame TM10 : dolosparite : a) vacuoles de dissolution (d'anciens bioclastes ou de dégazage)

Echelle de toute la plaque : ——— représente 0,02mm.

- **Lame TM10 :**

Des cristaux de dolomite ont une forme xénomorphes à sub-automorphe, et un relief faible avec présence d'impuretés (planche 2).

Les cristaux de taille moyenne à grande présentent une coloration en LPA (vert, bleu, rouge, jaune). C'est une coloration typique des dolomites

La texture est dolosparitique.

- **Lame TM11 :**

Il s'agit d'un microfaciès dominé par une texture de type mudstone à wackestone dolomitique avec la présence des pellets, d'algue rouge : *Rhodophycée*, et fantôme de bioclastes indéterminables (planche 3).

- **Lame TM12 :**

La lame présente un microfaciès de texture Wackestone dolomitique à pellets (planche 3).

La dolosparite se précipite dans les plages de recristallisation d'anciens bioclastes.

Présence de débris de coquille recristallisés et des fantômes de bioclastes micritisés.

- **Lame TM13 :**

La lame présente une texture packstone à pelletoides et foraminifères benthiques.

On note la présence des petits foraminifères benthique, bisériés dont on a reconnu *Ammomarginulina* (Matías Reolid, 2008). Et des éléments micritisés avec des débris de bioclastes recristallisés en dolosparite (planche 3).

Les fissures sont à remplissage calcitique.

Présence de plages de dissolutions recristallisées en dolosparite ou en calcite.

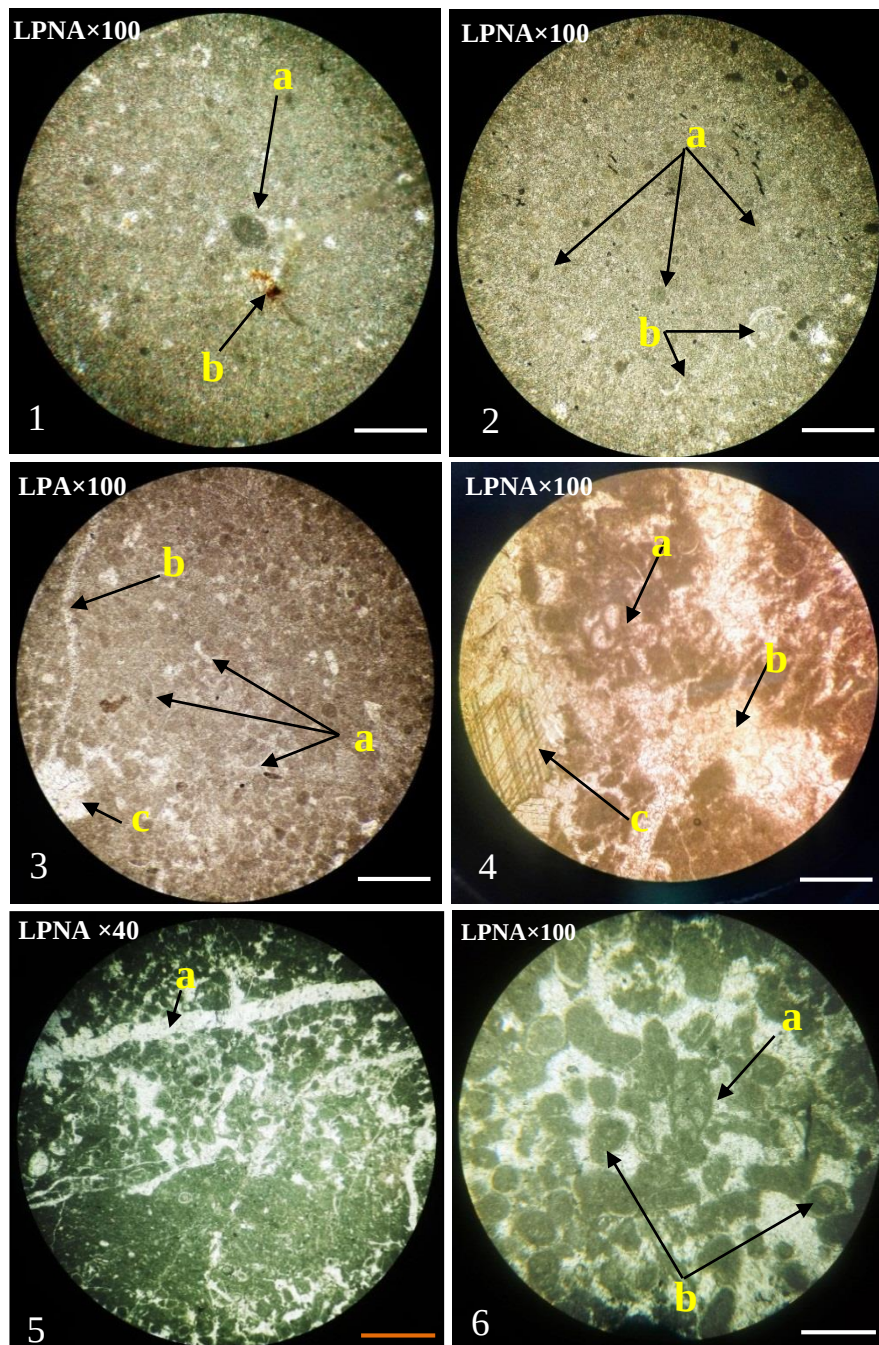
**Légende :**

Photo 1 : Lame TM11 : mudstone à wackstone dolomitique à pellets, a) probablement un fragment d'une algue des *Rhodophycée*, b) les taches de rouge brique peut s'agir du fer (Fe).

Photo 2 : Lame TM11 : mudstone à wackstone dolomitique à pellets, a) pellets, b) bioclastes recristallisés en dolosparite.

Photo 3 : Lame TM12 : wackstone dolomitique à pellets, a) bioclastes recristallisés, b) fissure à remplissage calcitique, c) plage de dissolution et recristallisation en dolosparite.

Photo 4 : Lame TM13 : packstone dolomitique à pelloïdes, a) petit foraminifère benthique, b) plage de dissolution dolomitique, c) plage de dissolution à remplissage calcitique.

Photo 5 : Lame TM13 : packstone dolomitique à pelloïdes, a) fissure à remplissage calcitique.

Photo 6 : Lame TM13 : packstone dolomitique à pelloïdes, a) petits foraminifères bisériés benthiques (*Ammomarginulina*), b) pelloïdes.

Echelle de tout la plage : ——— représente 0,02mm, ——— représente 0,1 mm.

- **Lame TM14 :**

Elle présente une mosaïque des cristaux de dolomite d'une texture dolosparite (folk) ou grainstone dolomitique (Dunham) (planche 4).

Les cristaux sont conservés sous une forme automorphes à sub-automorphe de dolomite spécifiée par une grande taille et un relief moyen.

- ❖ **Membre TMA2 :**

- **Lame TM15 :**

La totalité de lame présente une micrite où précipite de cristaux de dolomite automorphe de forme géométrique rhomboédrique (planche 4).

Peu d'éléments figurés, algues et débris de coquilles recristallisé en dolomite.

Ces cristaux sont de tailles différentes, à relief faible et se colorent en LPA.

Texture : mudstone dolomitique (Dunham).

- **Lame TM16 :**

Elle montre une mosaïque de cristaux d'une texture dolosparite, à cristaux automorphe à sub-automorphe de dolomite (avec présence d'impuretés). Les fissures sont remplacées par un contenu de couleur rouge brique qui peut être une oxydation par la circulation de fluide riche en fer (planche 4).

Présence de plages de dissolutions.

Le relief fort et la grande taille caractérise ces cristaux.

- **Lame TM17 :**

Cette lame représente une texture packstone à pelletoides et foraminifères benthiques.

On note la présence des pelletoides, bahamites, ainsi que des débris de bioclastes recristallisés et d'éléments micritisés ainsi que des algues : *Thaumatoporella*.

On retrouve ainsi des petits foraminifères benthiques, dont on a reconnu *Trocholina*, *Ammomarginulina* (planche 4).

On note la présence de quelques cristaux de dolomite de forme géométrique rhomboédrique.

Présence de plage de dissolutions recristallisées en dolomite.

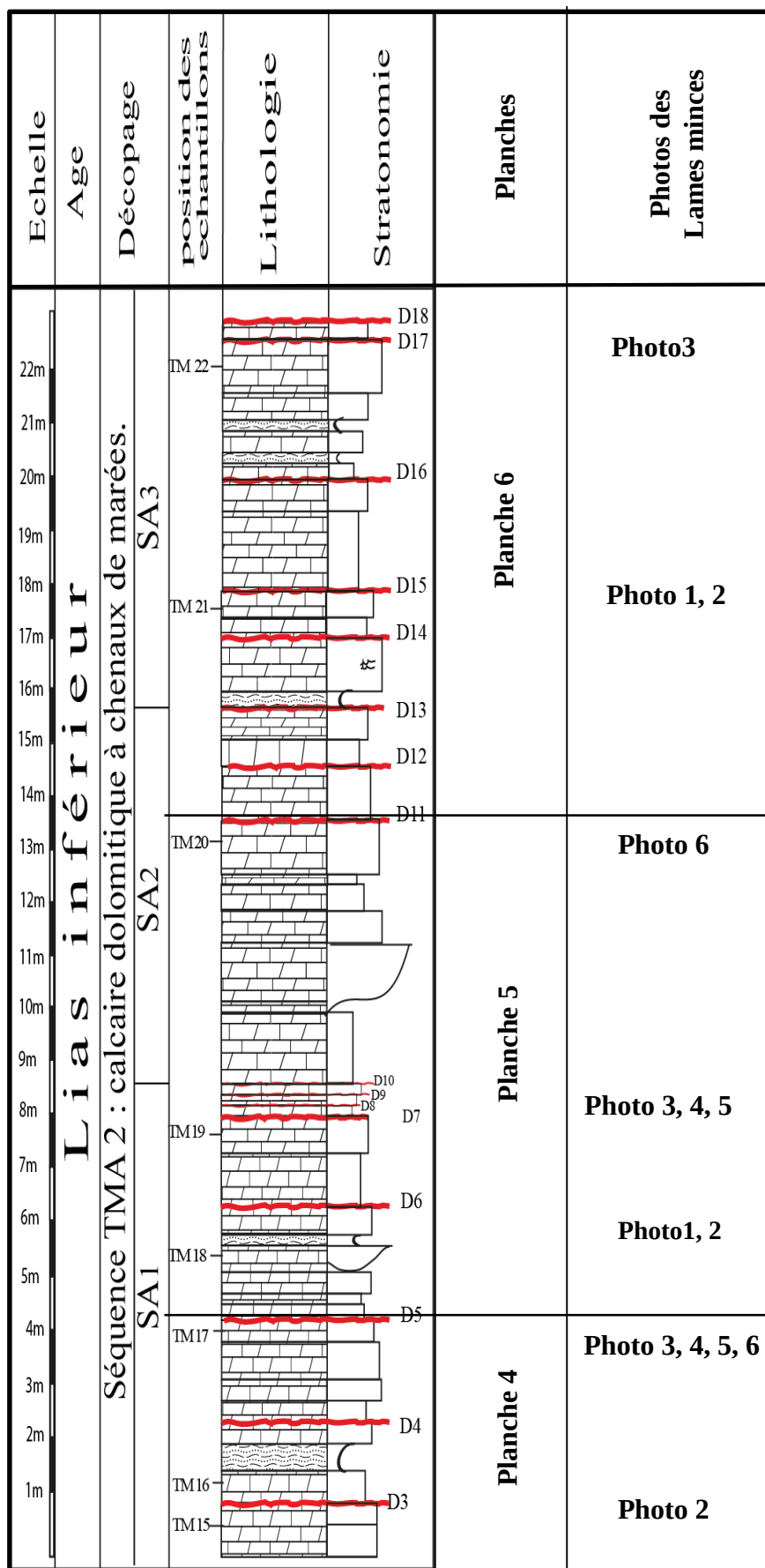


Figure III. 3: log lithostratigraphique de membre TMA2 avec l'emplacement des photos des microfaciès

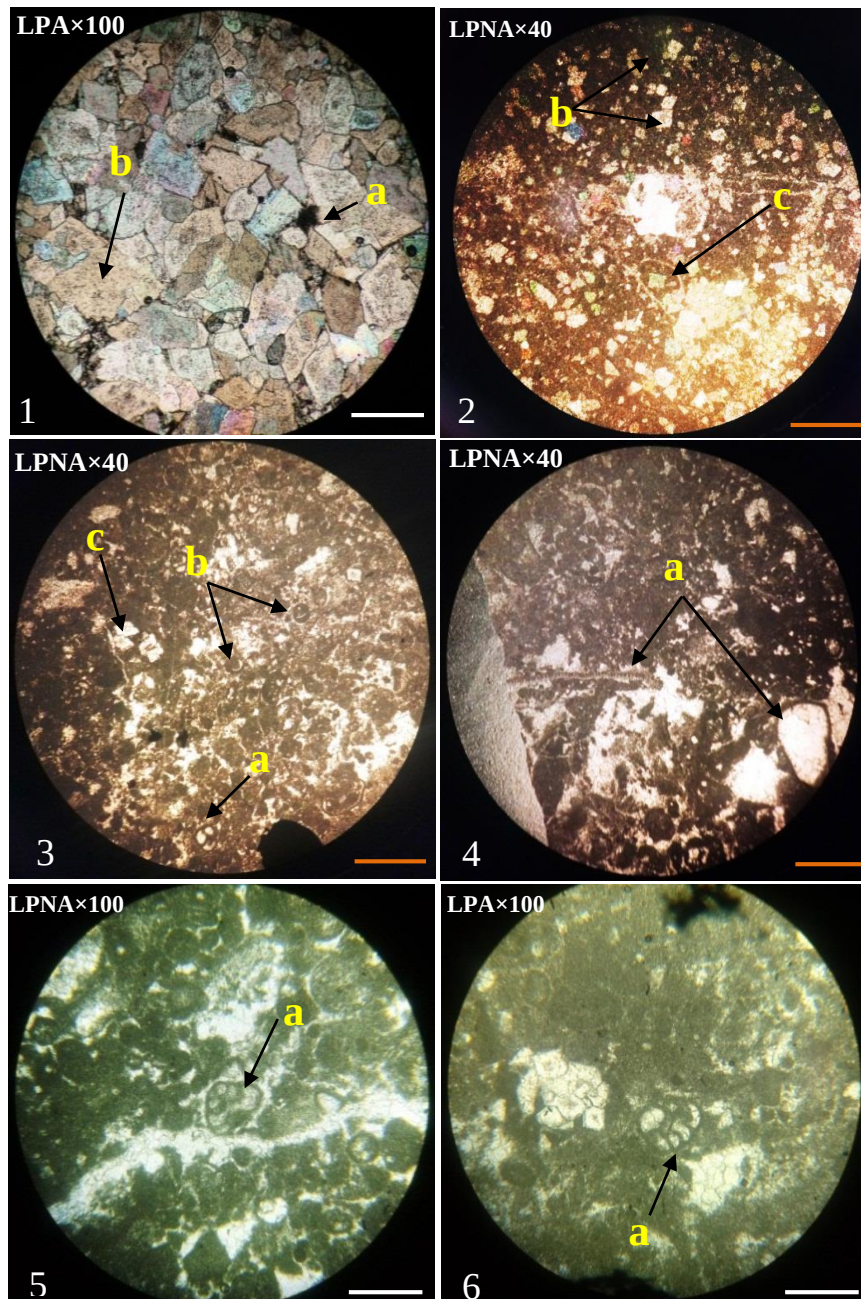
**Légende :**

Photo 1 : TM14: dolosparite, a) pore noir non colmaté, b) dolomite automorphe de forme géométrique losangique qui présente des impuretés (dolomie secondaire tardive).

Photo 2 : TM15: dolomicrite, a) bioclastes recrystallisés en dolomie, b) cristaux de dolomite automorphe losangique formés dans une micrite (dolomie secondaire précoce).

Photo 3 : TM17: packstone à pellesoïdes et foraminifères benthiques, a) petit foraminifères benthique, b) Bahamites dont le nucleus peut être un fragment recrystallisé, c) cristaux de dolomite automorphes et zonés formés dans une micrite.

Photo 4 : TM17: packstone à pellesoïdes et foraminifères benthiques, a) algue verte, *Thaumtoporella*.

Photo 5 : détail de la lame TM17, a) petit foraminifère benthique (*Throcholina*).

Photo 6 : détail de la TM17, a) petit foraminifère benthique (*Ammomarginulina*).

Echelle de tout la plage : — représente 0,02mm, — représente 0,1 mm

- **Lame TM18 :**

Il s'agit d'un packstone à bioclastes et pellesoïdes (planche 5).

On note la présence des débris et bioclastes recristallisés ou micritisés et des petits foraminifères benthiques dont on a reconnu *Textularia* et *Ammomarginulina*.

La plupart des éléments figurés sont micritisés ou recristallisés ce qui rend la distinction un peu difficile.

La lame est affectée par une dissolution et recristallisation.

- **Lame TM19 :**

Il s'agit d'un packstone à pellets et *Thaumatoporella*.

Ce microfaciès est caractérisé par une abondance d'algues nommés *Thaumatoporella* et les pellets supposés d'être algaire (planche 5).

- **Lame TM20 :**

La lame présente un microfaciès bréchique de texture dolosparite, à grand cristaux de dolomite automorphe à sub-automorphe et un relief fort à moyen, à l'exception de zone fissurée où se précipite des cristaux de dolomite de petites tailles (planche 5).

Les fissures sont de couleur rouge brique indiquent la circulation des fluides riche en fer (Fe) et de magnésium (Mg).

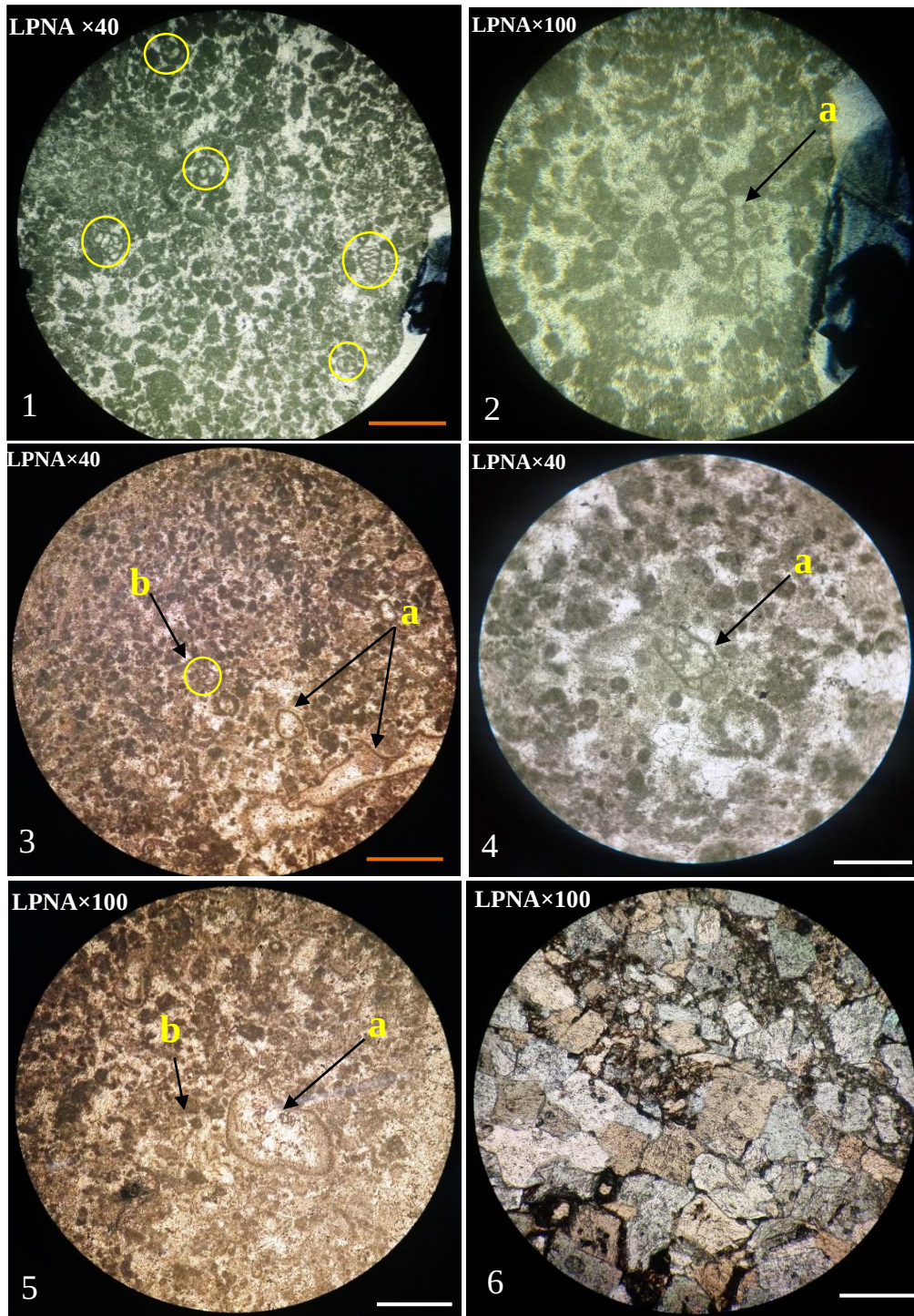
**Légende :**

Photo 1 : TM18 : packstone à bioclastes et pelloïdes, a) Petits foraminifères benthiques.

Photo 2 : TM18 : packstone à bioclastes et pelloïdes, a) *Textulariidae*.

Photo 3 : TM19 : packstone à pellets et *Thaumatoporella*, a) *Thaumatoporella*, b) petit foraminifère benthique.

Photo 4 : détail de photo3 (lame TM19) qui montre un petit foraminifère benthique (a).

Photo 5 : TM19: packstone à pellets et *Thaumatoporella*, a) une autre forme de *Thaumatoporella*, b) pelloïdes.

Photo 6 : TM20 : dolosparite. Avec des cristaux de dolomite sub-automorphe, dolomie secondaire tardive.

Echelle de la plage : — représente 0,02mm, — représente 0,1 mm

- **Lame TM21 :**

Pressente une texture mudstone dolomitique. Des cristaux automorphes de forme losangique et demi losange avec des impuretés qui se précipite dans une micrite probablement primaire.

On note aussi des plages de dissolution et recristallisation en dolomite de forme xénomorphe probablement due au remplacement de la calcite xénomorphe.

Les éléments figurés sont rares et micritisés, parfois recristallisés,

La lame est marquée par des fissures à remplissage de couleur rouge brique qui peut être de fer (Fe) (planche 6).

- **Lame TM22 :**

On note la présence des cristaux de dolomite à relief faible, de forme xénomorphe, avec des taches noirs qui sont probablement des impuretés provenant d'anciens éléments figurés (planche 6).

On remarque aussi des plages de dissolution.

La texture est dolosparite (folk), grainstone dolomitique (Dunham).

❖ **Troisième membre TMA3 :**

- **Lame TM23 :**

Cristaux de dolomite de forme automorphe à sub-automorphe à relief moyen, ces cristaux présente des impuretés,

Des vides (pore) noirs non colmatés qui peuvent représenter une matière primaire ou ils sont due à l'arrachement des grains lors de la confection de la lame (planche 6).

Présence de plage de dissolution.

La texture de ce microfaciès est dolosparite (Folk).

- **Lame TM24 :**

Cristaux de dolomite de forme automorphe à sub-automorphe à relief moyen.

Des vides (pore) noir non colmatés qui peut représenter une matière primaire ou ils sont dus à l'arrachement des grains lors de la confection de la lame (planche 6).

Présence de plage de dissolution.

La texture de ce microfaciès est dolosparite (Folk).

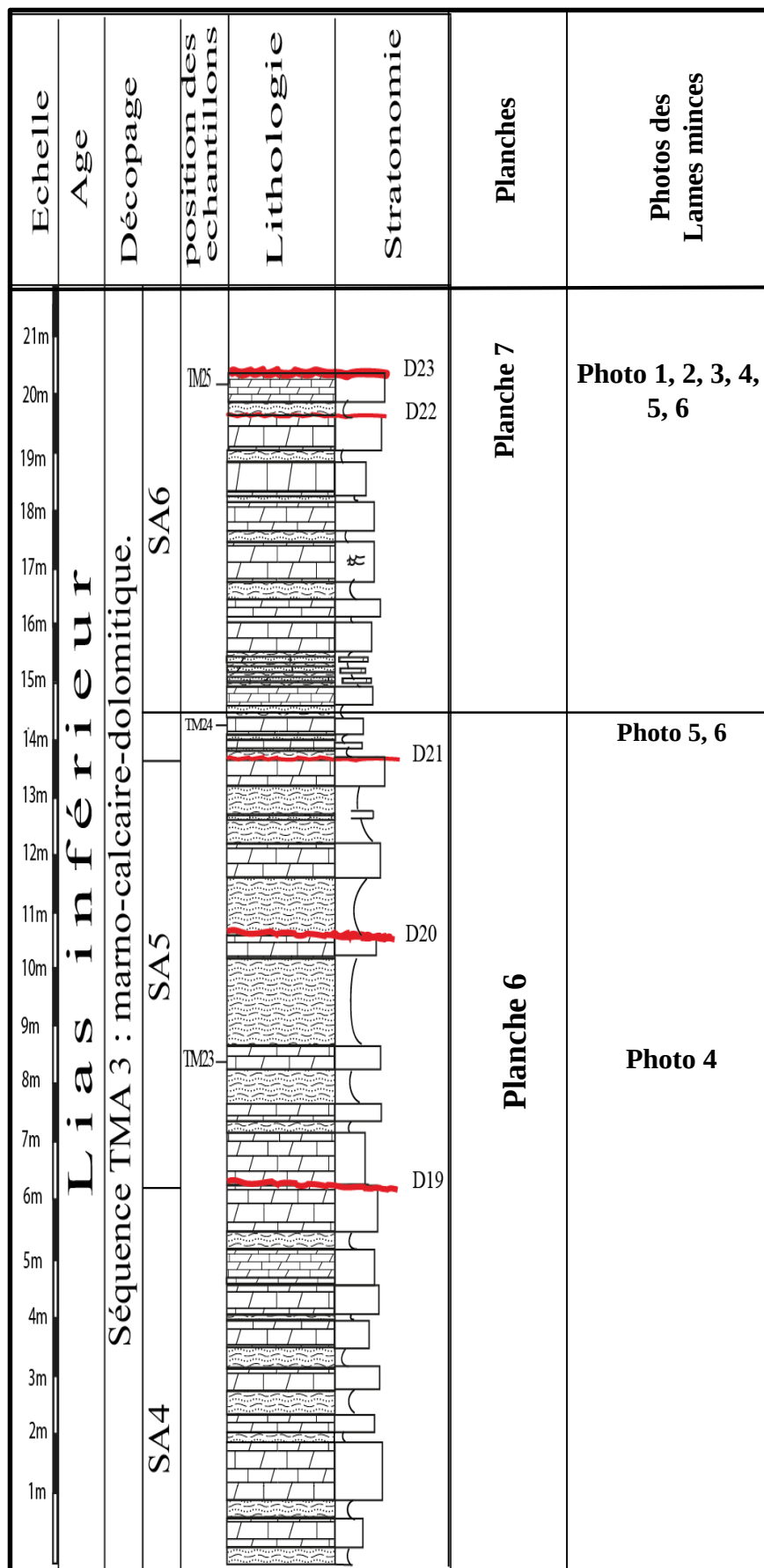


Figure III. 4: log lithostratigraphique de membre TMA3 avec l'emplacement des photos des microfaciès

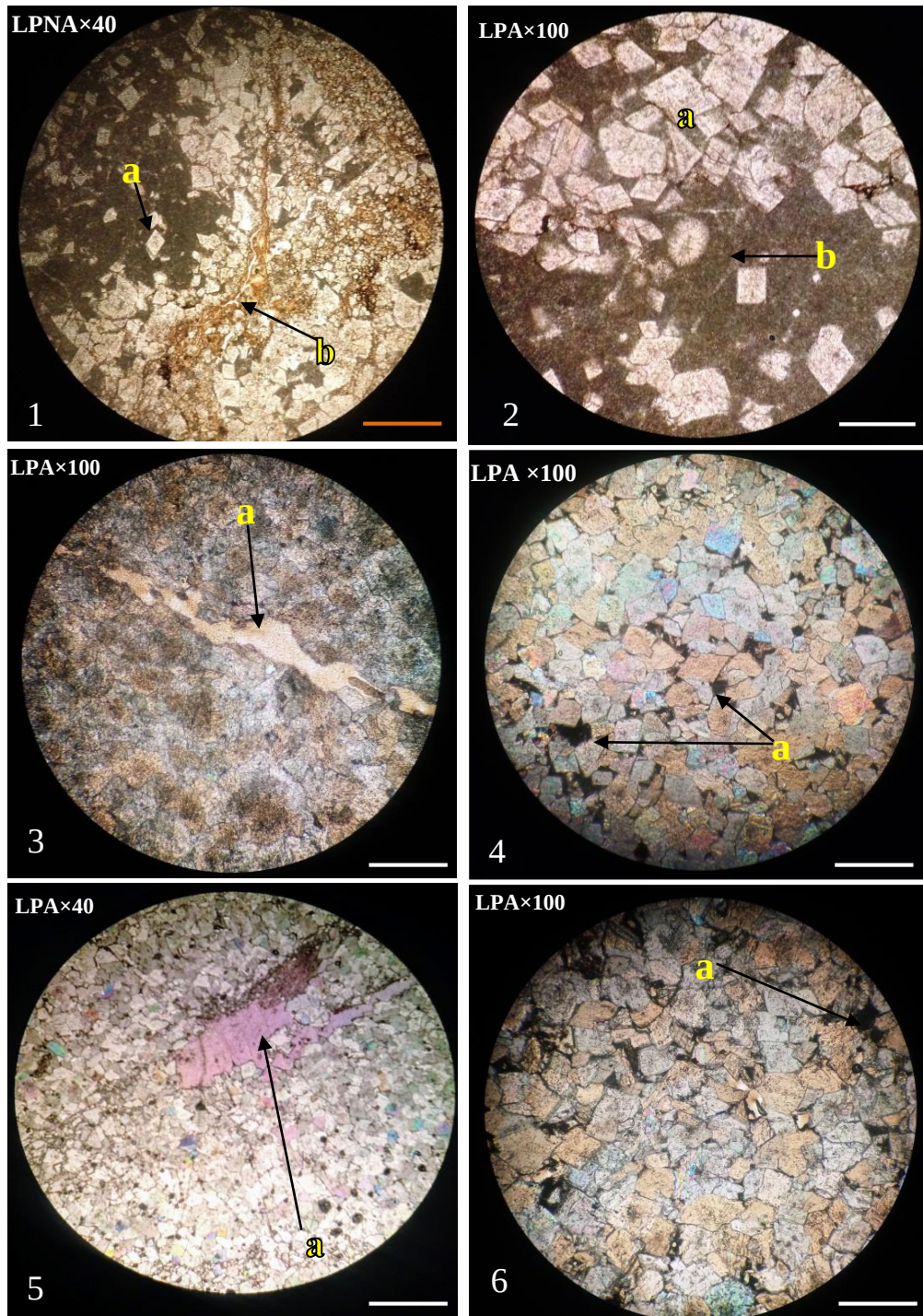
**Légende :**

Photo 1 :TM21 : dolomicrite, a) dolomie en forme de losange formé dans une micrite primaire (dolomie secondaire précoce), b) fissures à remplissages rouge brique qui peut être du fer.

Photo 2 :TM21 : dolomicrite, a) dolomite de forme losangique, b) début de formation d'un cristal de dolomite de forme losangique dans une micrite calcitique affecté par des germes de Mg.

Photo 3 :TM22 : dolosparite avec impuretés (taches sombre), a) fissure a remplissage ferruginisé.

Photo 4 :TM23 : dolosparite à cristaux automorphe a sub-automorphe, a)pore noir non colmatés.

Photo 5 :TM24 : dolosparite à cristaux automorphe a sub-automorphe, a) plage de dissolution.

Photo 6 :TM24 : dolosparite à cristaux automorphe a sub-automorphe, a) pore noir non colmatée.

Echelle de la plage : ——— représente 0,02mm, ——— représente 0,1mm.

- **Lame TM25 :**

La lame présente un packstone à bioclastes avec éléments micritisés, foraminifères benthiques (*Miliolidés*, *Textularia*, *Trocholina*) et algues (*Thaumatoporella* et *Cayeuxia*). On note aussi la présence des bioclastes recristallisés et pellets (planche 7).

Il y a aussi la présence des **Serpules** (témoins d'une discontinuité majeure).

Endroits affectés par une dissolution créant des cavités ou se recristallise la calcite ou de grandes plages de cristaux dolomitique.

III.3.2. Formation TMB :

- ❖ **Premier membre TMB1 :**

- **Lame TM26 :**

Microfaciès dolosparitique.

Les cristaux de dolomite sont de forme automorphe à sub-automorphe à relief fort et présente des impuretés et des plages de dissolution (planche 8).

- **Lame TM27 :**

Le microfaciès est un Packstone dolomitique à ooïdes.

Les ooïdes sont représentés par : Les oolites micritisés de type α et β , ils peuvent aussi être groupée pour former des composites ooïdes (planche 8).

Les pellets sont aussi présents.

On note la présence des rhomboèdres de dolomite soit précipités sur des éléments figurés ou dans les plages de recristallisation.

Comme on marque aussi la présence des bioclastes recristallisés ou micritisés (Ostracode).

La recristallisation et la micritisation rend la distinction difficile.

Le remplissage des fissures est purement dolomitique.

La présence des ooïdes mal classés et due à l'hydrodynamisme de chenal de marée.

- **Lame TM28 :**

Texture grainstone à oolites, à ciment sparitique (dolomitique) autrefois calcitique.

Ces oolites sont mal classés et de différents type, des fois de haute énergie α (une lamination corticale concentrique autour du nucleus), autrefois de basse énergie β (la lamination du cortex suivent et conservent la morphologie de nucleus) ou de très faibles énergies γ (les laminations concentré sur un seul côté du nucleus), ils sont micritisés et peuvent présenter des nucleus en bioclastes (petits gastéropode, petit foraminifères) (planche 8).

On note la présence des rhomboèdres de dolomite précipités sur les oolites.

Les bioclastes sont rares et recristallisés.

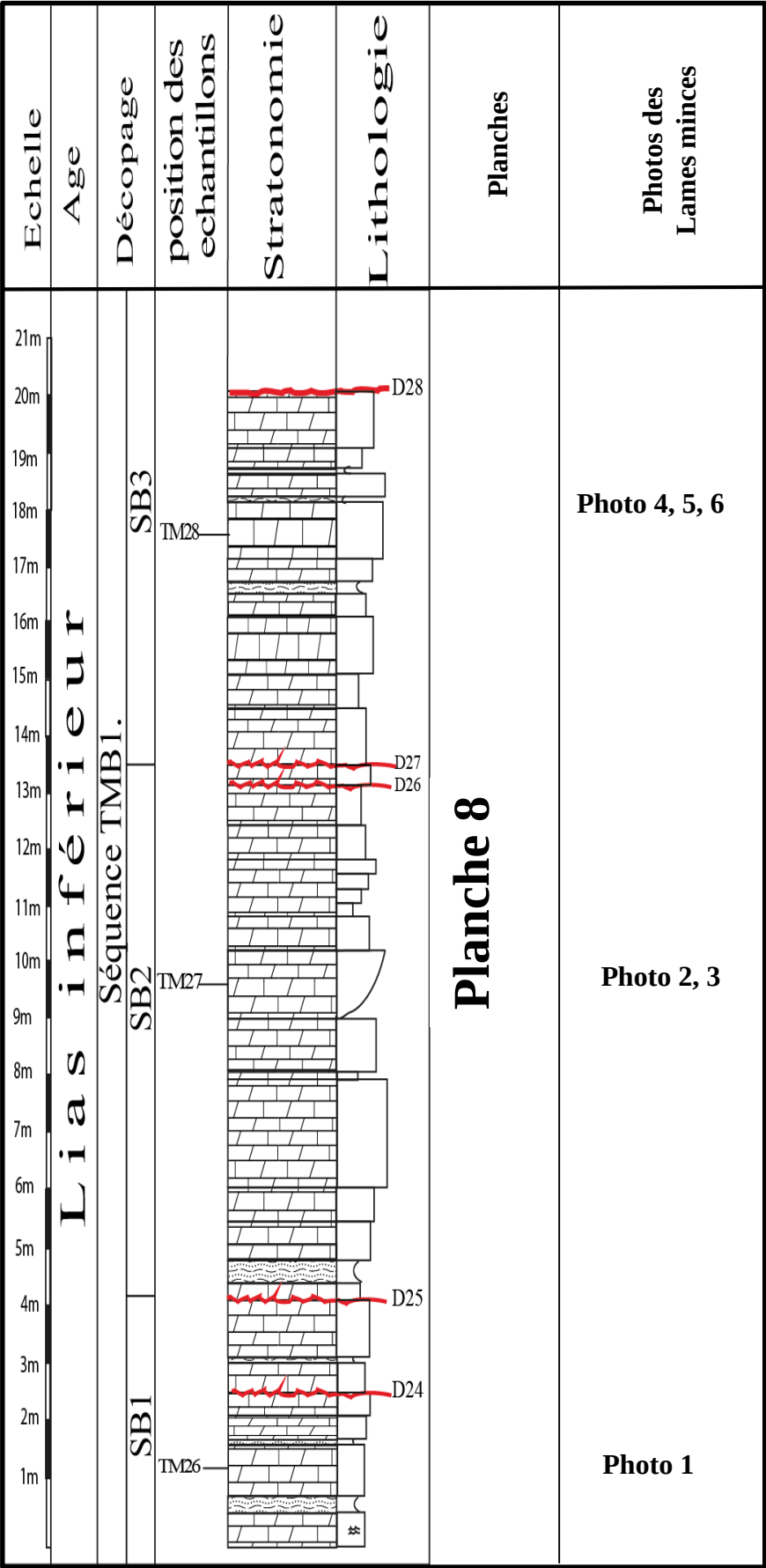
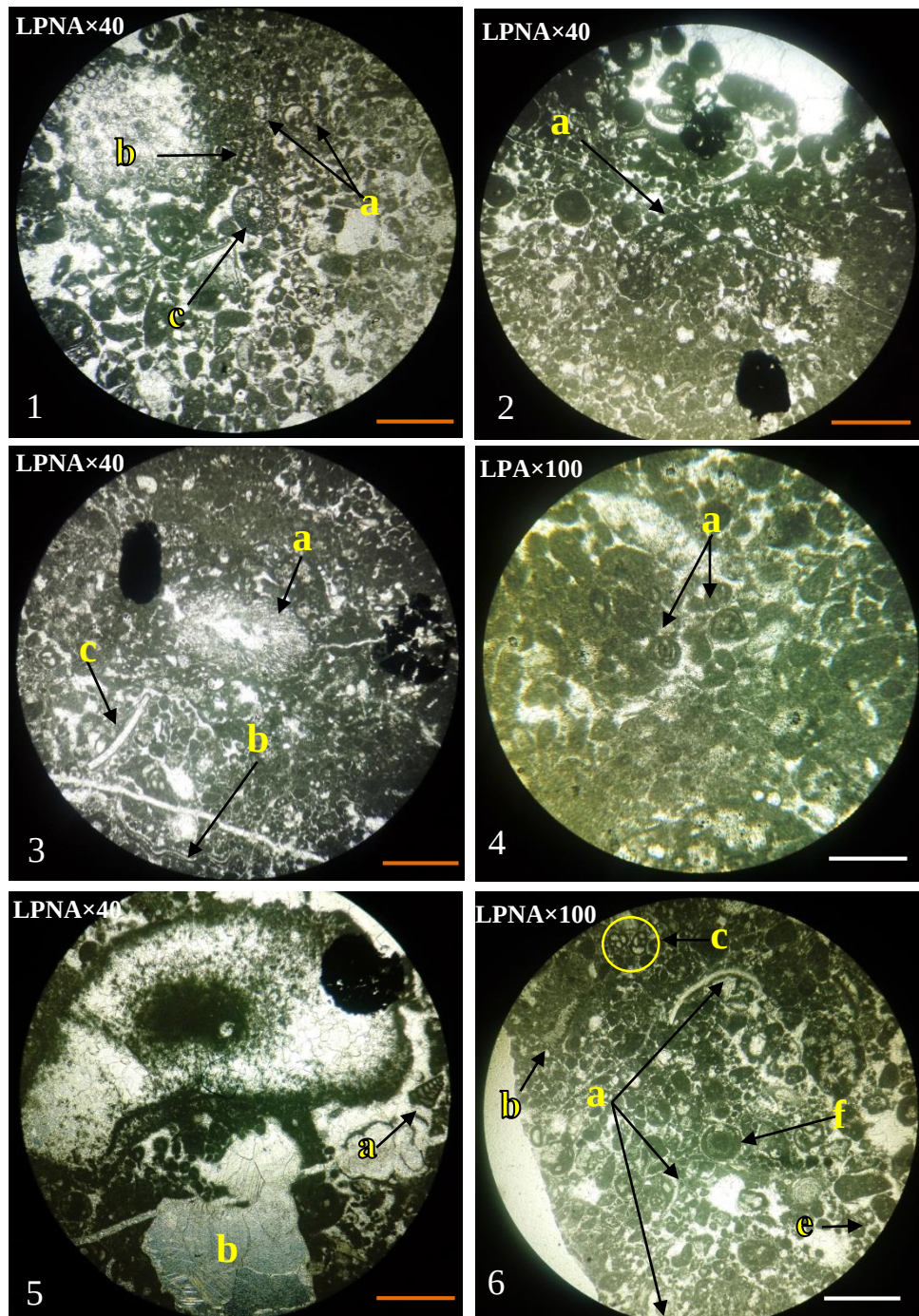


Figure III. 5:log lithostratigraphique de membre TMB1 avec l'emplacement des photos des microfaciès



Légende :

Photo 1 : TM25 : packstone à bioclastes, a) Petits foraminifères benthique, b) *Valvulina* ?, c) algue verte (*Dasycladacées*).

Photo 2 : détail de lame TM25 qui montre les Serpules (a).

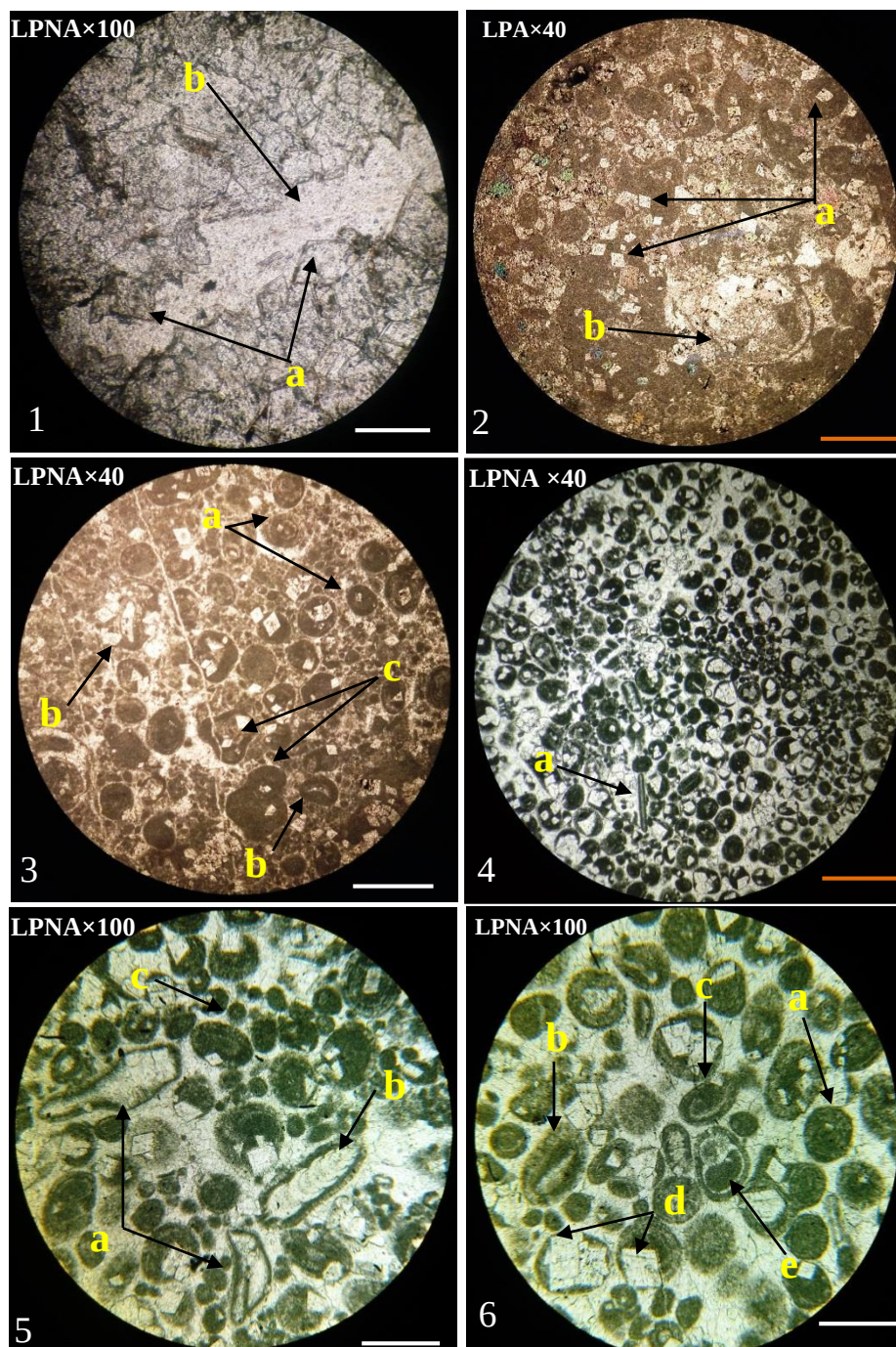
Photo 3 : détail de TM25, a) *Cayeuxia*, b) forme irrégulière d'une algue verte, c) bioblaste recristallisé.

Photo 4 : *Miliolidae* (a) observé en lame TM25.

Photo 5 : TM25 : packstone à bioclastes, a) *Textulariidae*, b) plage de dissolution et recristallisation en calcite, c) algue.

Photo 6 : TM25 : packstone à bioclastes, a) bioclastes recristallisés, b) algue ?, c) petits foraminifères benthiques de différente direction, e) pellettes, f) probablement de serpule.

Echelle de tout la plage : ——— représente 0,02 mm, ——— représente 0,1 mm.



Légende :

Photo 1 : TM26 : dolosparite avec des cristaux en forme xénomorphe, a) cristaux rhomboédriques de dolomite qui se précipite à la périphérie d'une plage de dissolution, b) plage de dissolution limpide.

Photo 2 : TM27 : Packstone dolomitique à ooïdes, a) cristaux de dolomite qui se précipite à partir d'un nucleus calcitique des oolites, dolomie secondaire précoce, b) probablement un Ostracode recrystallisé.

Photo 3 : TM27 : Packstone dolomitique à ooïdes, a) oolites de type α, b) oolites de type β, c) composites oolites (agrégats).

Photo 4 : lame 28 : grainstone à oolites, a) mud coated grains.

Photo 5 : détail de la lame 28, a) bioclastes recrystallisés, b) oolithe β qui sert d'un petit foraminifère comme nucleus, c) pellets.

Photo 6 : détail de la lame 28, a) oolites α, b) oolithe β, c) oolithe γ, d) dolomie losangique qui se forme à partir des nucleus calcitique des oolites, e) oolithe de type β qui sert d'un petit gastéropode comme un nucleus.

Echelle de tout la plage : — représente 0,02 mm, — représente 0,1 mm.

❖ Membre TMB2 :**• Lame TM 29 et 29' :**

Ce microfaciès est présenté par une texture dolosparitique (planche 9).

Les cristaux sont de forme xénomorphe à sub-automorphe à relief moyen.

On note aussi la présence des taches noire, impuretés dû aux anciens éléments figurés.

On note aussi des plages de dissolutions.

Les fissures sont à remplissage sombre parfois on note des cristaux de dolomites zonées de forme automorphe, losangique et demie losange.

• Lame TM30 :

Microfaciès présente une texture grainstone à oolithes à ciment sparitique (planche 9).

Les oolithes sont mal classés, de différents types (α , β) et micritisés.

On marque la présence de mud coated grain, et bioclastes Recristallisés.

La plus part des oolithes sont affectés par une dolomitisation précipité sous une forme rhomboédrique.

Des plages de recristallisation dolomitiques, et de dissolutions remplis par de calcite sont présentes.

Le microfaciès est affecté par des fissures à remplissage dolomitique.

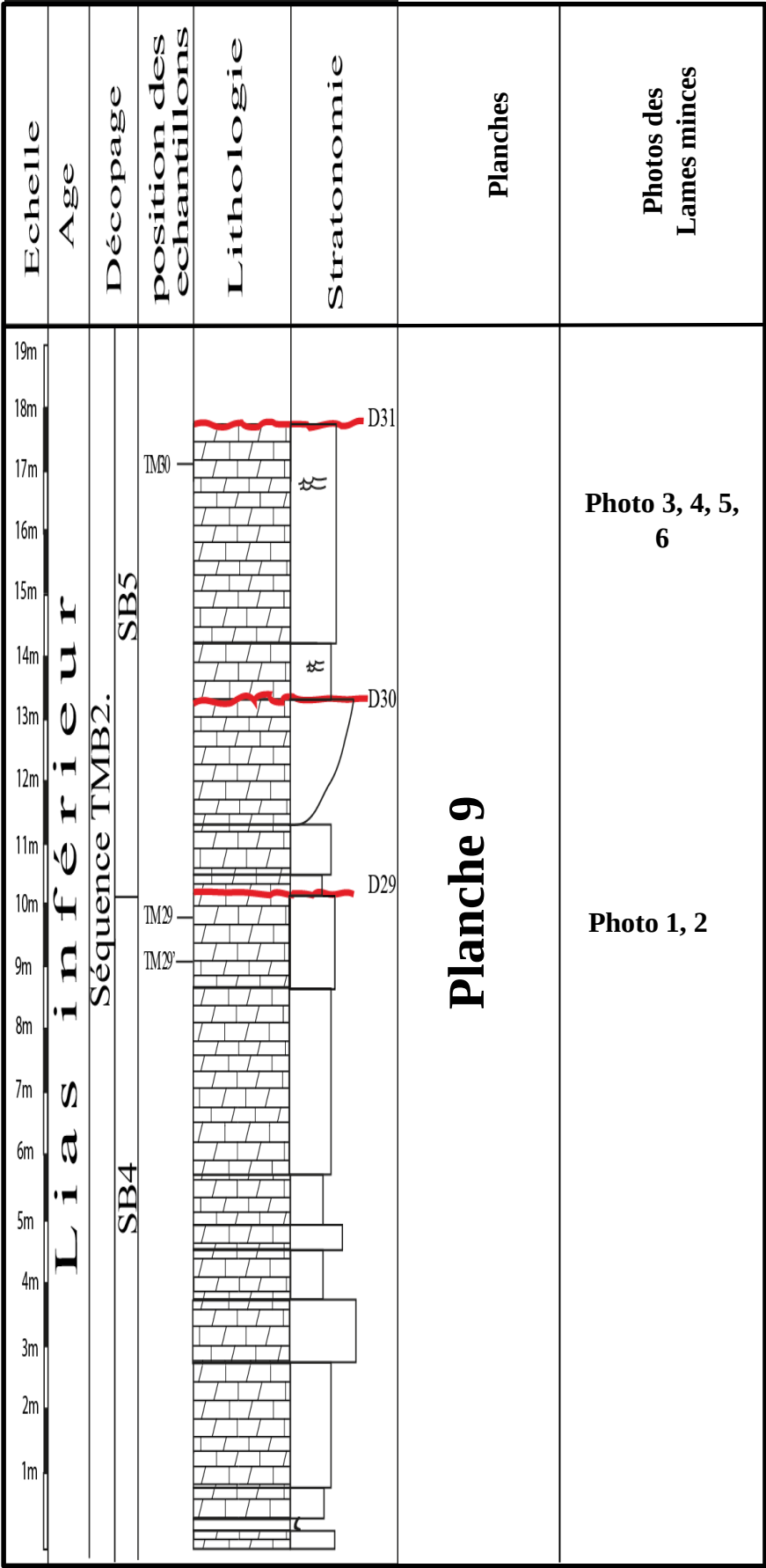
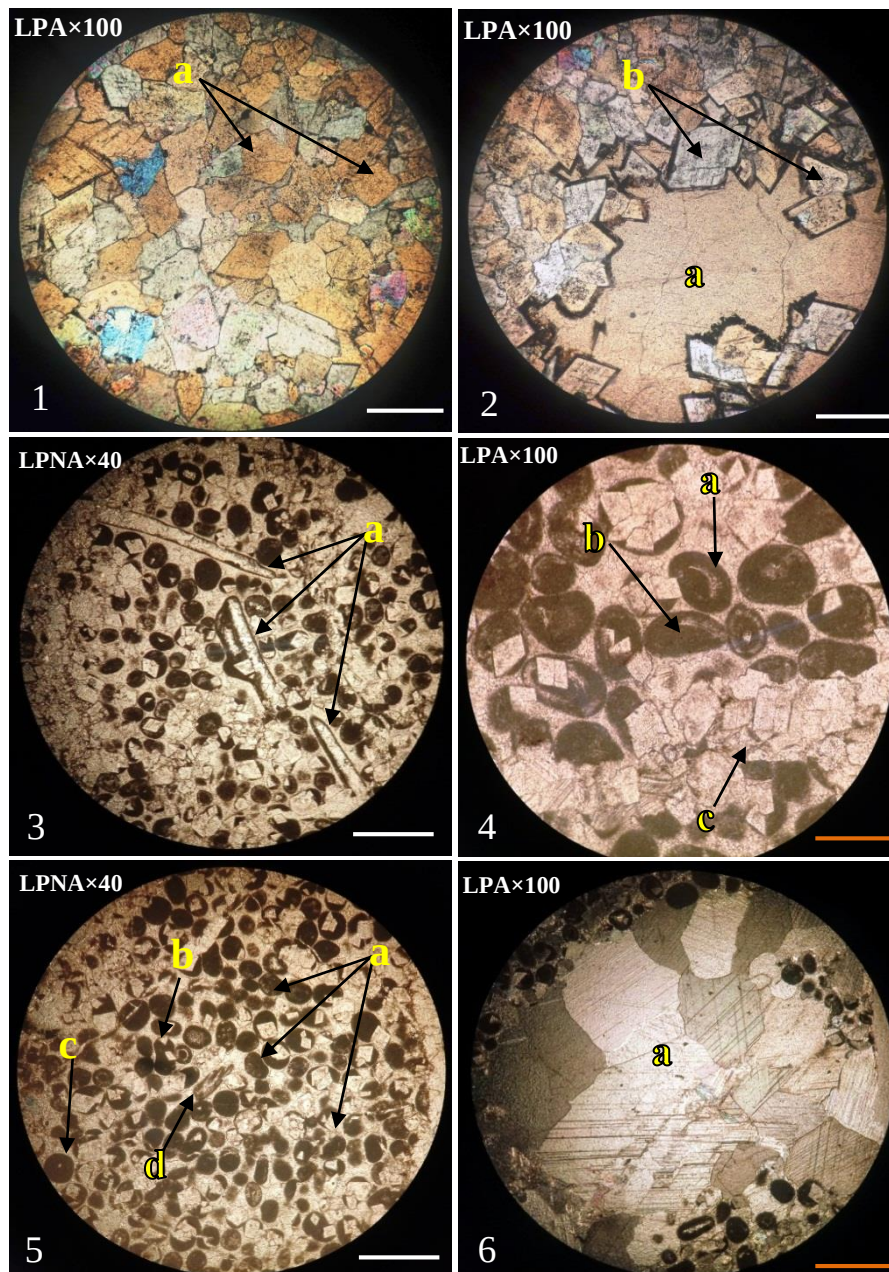


Figure III. 6: log lithostratigraphique de membre TMB2 avec l'emplacement des photos des microfaciès



Légende :

Photo 1: lame TM29 : dolosparite à cristaux de forme sub-automorphe à automorphe (a).

Photo 2: lame TM29' : dolosparite à cristaux de forme sub-automorphe, a) plage de dissolution et recristallisation, b) dolomite de forme losangique qui se précipite à la périphérie d'une plage de dissolution.

Photo 3 : lame TM30 : grainstone à oolites, a) bioclastes recristallisés probablement des fragments des coraux.

Photo 4 : détail de la lame TM30, a) oolithe de type β , b) oolithe de type γ , c) cristaux de dolomite automorphes.

Photo 5 : détail de la lame TM30, a) oolithe de type β , oolithe de type γ , b) composite oolites, c) oolithe de type α , d) bioclastes recristallisés probablement des fragments des coraux branchues.

Photo 6 : détail de la lame TM30, a) plage de recristallisation de calcite.

Echelle de tout la plage : ——— représente 0,02 mm, ——— représente 0,1 mm.

III.3. Interprétation des lames minces :

L'interprétation et la subdivision des microfaciès étaient difficiles à cause de la dolomitisation secondaire qui a affecté pratiquement toute la coupe.

La démarche suivie consiste à chercher des indices d'anciens constituants et de trouver la texture initiale, quand la roche n'est pas complètement dolomitisée, afin de retrouver le milieu de dépôt.

Pour cette étude nous nous sommes référés aux planches de microfaciès standard (boulvin, 2019).

La classification utilisée est celle de **Robert J. Dunham (1962)**, et mis au point par **Embry et Klovan (1971)**.

Dans ce titre, nous avons répartie les lames minces de chaque membre en microfaciès qui ont une même interprétation.

A. Première formation TMA :

❖ 1^{er} membre TMA1:

1. Microfaciès 1 : grainstone dolomitique.

Ce microfaciès est représenté par les lames suivantes : **TM0, TM1, TM2, TM3, TM4, TM5.**

Il présente des cristaux de dolomite de forme xénomorphe à sub-automorphe provenant d'une dolomitisation secondaire tardive par la transformation d'une sparite déjà constituée en mosaïque. Les cristaux de dolomite prennent la forme des cristaux de calcite qu'ils remplacent, n'ayant pas la place de s'accroître ils conservent la forme d'origine.

Souvent les cristaux de dolosparite existant dans tous ces microfaciès présentent un aspect sale provenant d'impuretés (en général de la matière organique ou du fer) contenues à l'origine dans la boue micritique dont les cristaux sont issus qui, postérieurement, par transformation diagénétique a donné une mosaïque de cristaux de dolosparite. Cette micrite peut donner soit une sparite qui se transformera à son tour en dolosparite, soit directement une dolosparite.

Les zones ou plage plus claires, à cristaux relativement limpides correspondent à des plages de remplissage soit de vacuoles de dissolution d'anciens bioclastes, soit de poches de gaz (calcaire fenestreae).

Des vides non colmatés de couleur noir indiquent la présence d'une ancienne micrite (micrite primaire) ce qui est prouvé par la forme automorphe rhomboédrique des cristaux de dolomite limpide formé à partir d'une ancienne micrite par dolomitisation secondaire tardive

Ce microfaciès est complètement fissuré, ce qui favorise la circulation des fluides riche en Mg et Fe (tache rouge). L'origine de Mg est la circulation des fluides dans les microfissures.

Cette interprétation est valable pour tous les microfaciès qui présentent une texture grainstone dolomitique le long de la coupe (à la première formation : **3^{ème} et 7^{ème} microfaciès** de premier membre ; **2^{ème}, 5^{ème} et 7^{ème} microfaciès** de deuxième membre; **1^{er} microfaciès** de troisième membre. Et pour la deuxième formation également: **les 1^{er} microfaciès** de ces deux membres).

Il est difficile de reconstituer le paléo-environnement de ce faciès à cause de l'absence des éléments figurés à l'exception des lames où nous avons rencontré des débris de bioclastes recristallisé en dolomite, des lithoclastes et des fenestrae (**TM0, TM1, TM2, TM3**).

- **Environnement :**

La présence de fenestrae en (TM0, TM1, TM2, TM3) et les lithoclastes (TM0) indiquent un environnement à haute énergie **supratidal** de la plateforme interne.

2. Microfaciès 2 : mudstone homogène, non laminés et sans microfaune.

La présence de la micrite (TM6) dans ce faciès témoigne d'un milieu très calme, aucun élément figuré qui peut indiquer l'environnement à part la texture mudstone qui peut indiquer un milieu profond mais puisque y'a pas de bioclastes qui l'indique on associe cet environnement au de **supratidale** (probablement un environnement lagunaire, ce qui correspondrait selon les microfaciès standard de Wilson à la sebkha salée).

3. Microfaciès 3 : grainstone dolomitique.

Ce microfaciès est représenté par les lames suivantes : **TM7, TM8, TM9, TM10**. Il présente les mêmes critères que le microfaciès 1, et donc impossible de distinguer l'environnement initial.

4. Microfaciès 4: packstone dolomitique à pellets.

-**Lame TM11** : ce microfaciès est dominé par la présence de pellets probablement d'origine algaire.

Les pellets fécaux sont créés par des organismes tels que les mollusques, les algues, ils digèrent les fines particules de carbonate de calcium pour obtenir les nutriments et rejettent les restes pour former des pellets.

Les taches rouges peuvent être des traces de fer.

Il est difficile de distinguer entre la micrite et la dolomicrite, une coloration en alizarine est nécessaire.

- **Environnement :**

La présence de la microsparite et les pellets d'origine algaire témoignent d'un environnement **supratidal à intertidal**.

-**La lame TM12** : présente des mêmes critères avec importance de nombres des pellets.

- **Environnement :**

Les pellets et la texture wackstone indiquent un environnement **intertidal à subtidal**.

6. Microfaciès 6 : packstone à pelletoides et foraminifères benthique.

L'origine des pelloïdes de ce faciès (lame **TM13**) peut s'agir de la micritisation de pellets fécaux, ou une micritisation intense des bioclastes.

Présence des petits foraminifères benthique bisériés indiquent un environnement de plate-forme interne carbonaté.

Le microfaciès est fissuré ce qui favorise la circulation des fluides riche en Mg prouvé par la présence d'intense plage de dissolution et de recristallisation de la dolomite.

- **Environnement :**

La présence, les pelletoides, des foraminifères benthiques, et la texture packstone indiquent un environnement **intertidal à subtidal**.

7. Microfaciès 7 : grainstone dolomitique.

Ce microfaciès (lame **TM14**) à une interprétation et un environnement identique à ceux de **premier microfaciès**.

- **2^{ème} membre TMA2 :**

1. Microfaciès 1 : mudstone dolomitique.

Ce microfaciès (lame **TM15**) est caractérisé par des cristaux de dolomite automorphe qui se précipite dans une micrite primaire, la dolomitisation est peu poussée (dolomie secondaire précoce).

Les éléments figurés sont rares et conservent leurs forme initial, et sont affectés par une recristallisation.

- **Environnement :**

La présence des bioclastes et la texture mudstone nous renseigne sur un environnement **supratidal**.

2. Microfaciès 2 : grainstone dolomitique.

La forme des cristaux de dolomite de ce faciès (lame **TM16**) présente la même interprétation et le même environnement que le « microfaciès 1 » de premier membre.

3. Microfaciès 3 : Packstone à pelletoides.

Ce microfaciès est représenté par les lames suivantes :

- **Lame TM17 :** présente une diversité de microfaune mal orientées et mal classées : foraminifères benthiques (*Trocholina* et *Ammomarginulina*.) algues (*Thaumatoporella*) ce qui corrobore les observations de terrain (discontinuité).

La forme des cristaux de dolomite a pris naissance dans une micrite affecté par l'épigénie de germes de Mg, ils s'accroissent en donnant un cristal visible, la plupart du temps automorphe, rhomboédrique à sub-automorphe.

- Les foraminifères benthiques, algues, les pelloïdes et la texture packstone indiquent un environnement **intertidal à subtidal**.

- **Lame TM18 :** Les éléments figurés sont mal classés indiquent un remaniement, provoqué par une passé d'un chenal de marée qui est confirmé sur l'observation de terrain.

- On ne peut pas définir l'environnement qui représente un chenal de marré (évènement de temporaire). L'environnement de chenal de marrée peut s'étaler entre le supratidal et l'intertidal et ce en fonction de pente et de l'énergie de la marée.

- **Lame TM19 :** riche en *Thaumatoporella* et pellets et quelques foraminifères benthiques qui témoignent d'une discontinuité observé sur le terrain et qui présente la limite de la séquence SA₁.

- La présence de pellets, *Thaumatoporella* et les foraminifères prouvent un environnement **intertidal à subtidal**.

5. Microfaciès 5 : grainstone dolomitique.

L'interprétation de ce faciès (lame **TM20**) et son environnement sont les même que le **microfaciès 1** de premier membre.

6. Microfaciès 6 : mudstone dolomitique.

Ce faciès (Lame **TM21**) est caractérisé par des cristaux de dolomie automorphe qui ont une même interprétation et un même environnement (supratidal) que le premier microfaciès de ce membre.

7. Microfaciès 7 : grainstone dolomitique.

Ce microfaciès (lame **TM22**) est identique que le microfaciès 2 et 5, donc il présente les mêmes explications et un même environnement que le premier microfaciès de premier membre.

- **3^{ème} membre TMA3 :**

1. Microfaciès 1 : grainstone dolomitique.

La forme des cristaux de dolomite de ce faciès (lame **TM23** et **TM24**) sont déjà interprété dans le premier microfaciès de premier membre. Et donc il est difficile de distingué son environnement.

2. Microfaciès 2 : packstone à bioclastes.

La présence des bioclastes et des petits foraminifères benthiques et de brachiopodes, mal classés et mal orientés ainsi que des serpules, ce qui indiquent une discontinuité majeure qui marque la fin de la première formation TMA (en lame **TM25**).

- **Environnement :**

La présence des algues vertes (*Dasycladacées*, *Cayeuxia*) et les foraminifères benthiques indiquent un environnement **intertidal à subtidal**.

B. Deuxième formation TMB:

- ❖ **1^{ème} membre TMB1:**

1. Microfaciès 1 : grainstone dolomitique.

Ce faciès est représenté par la lame **TM26**, qui présente les même critères que le « microfaciès 1 » de premier membre de première formation, est donc une même interprétation et un même environnement.

2. Microfaciès 2 : packstone dolomitique à ooïdes

Les éléments figurés (lame **TM27**) sont mal classés indique un remaniement, provoqué par le passé d'un chenal de marée qui est confirmé sur l'observation de terrain.

- **Environnement :**

On ne peut pas définir l'environnement qui représente un chenal de marré (évènement temporaire). L'environnement de chenal de marrée peut s'étaler entre le supratidal et l'intertidal et ce en fonction de pente et de l'énergie de la marée.

3. Microfaciès 3 : grainstone à oolites.

Ce microfaciès présente une texture grainstone à oolithes (lame **TM28**).

La présence des oolithes mal classées (oolithes de type α , β , γ) avec des très rares bioclastes, et l'absence de micrite peut nous renseigner sur un cordon oolithique ou par l'arrivée d'un chenal (aucun indice d'un chenal a été observé sur le terrain).

- **Environnement :**

L'environnement associé à ce microfaciès est **intertidal**.

- ❖ **2^{ème} membre :**

1. Microfaciès 1 : grainstone dolomitique

Ce faciès (**lame TM29 et TM29'**) à une même interprétation et un même environnement que le « microfaciès 1 » de premier membre de première formation.

2. Microfaciès2 : grainstone dolomitique a oolithes

Les oolithes dominantes de ce faciès (**TM30**) sont de basse énergie (oolithes de type β et γ), ceci indique un milieu peu profond et calme de la plate-forme interne.

- ❖ **Environnement :**

Le type des oolithes indiquent un environnement **intertidal à subtidal**.

III.5. Evolutions des microfaciès :

L'analyse pétrographique des lames minces de la coupe Tizi Mellal a été difficile.

Quand la roche est complètement dolomitisée (dolomie secondaire), il est vraiment difficile de retracer le paléo-environnement.

Les faciès fissurés sont plus susceptible à la dolomitisation. Plus la roche est fissurée (porosité fissurale) plus les solutions riche en Mg circulent d'avantage, ce qui mène à une dolomitisation secondaire.

Dans ce stade, et d'après les données macroscopique (discontinuités) et microscopique surtout (étude des lames mince, traces d'anciens éléments) de la coupe de Tizi-Mellal, nous avons abouti à la reconstitution d'un modèle de paléo-environnement suivant :

L'étude pétrographique des différents microfaciès a met en évidence deux formation différentes : TMA et TMB.

- ❖ **La formation TMA :**

Cette formation montre l'évolution de trois faciès différents :

1^{er} faciès est représenté par le 1^{er} membre (membre dolomitique TMA1) :

Ce faciès est affecté par une dolomitisation secondaire tardive à la base (TM0, TM1, TM2, TM3, TM4, TM5) , où les éléments figurés (trace d'anciens microfaciès) sont rares à part des « fenestrae » et « les lithoclastes » qui renseignent sur un environnement de **supratidal**, puis vers des microfaciès wackstone dolomitique à pellet et packstone dolomitique à foraminifères benthique et pelleteïdes (TM11, TM12, TM13) qui renseigne un environnement de **intertidal à subtidal**.

* Ce facies présente un léger approfondissement au sommet du membre, une transgression allant d'un environnement de **supratidal** au **intertidal à subtidal**.

2^{ème} facies est présenté par le (membre dolomitique à chenaux de marée TMA2) :

Ce facies est caractérisé par une dolomitisation secondaire précoce à la base (**TM14**). Suivi par un microfaciès mudstone dolomitique (**TM15**) qui témoins d'un environnement de supratidal, qui évolue vers un microfaciès packstone à pelitoïdes et petits foraminifères benthique (**TM17**) d'un environnement intertidal à subtidal, puis vers un microfaciès de packstone à *Thaumatoporella* et pellet (**TM19**) qui témoigne du même environnement. Le sommet du membre est caractérisé par des microfaciès mudstone dolomitique (**TM21**) d'un environnement de supratidal témoin d'une régression au sommet du membre.

* Ce facies est caractérisé par une transgression allant d'un environnement de **supratidal** vers un environnement d'**intertidal à subtidal** qui évolue vers une régression au sommet (un environnement de **supratidal**).

3^{ème} facies membre marnocalcaire :

Ce facies est marnocalcaire représenté par le microfaciès packstone à bioclastes (**TM25**) d'un environnement d'intertidal.

➤ Cette formation **TMA** à connue des séquences qui montrent une évolution transgressive, allant d'un environnement **intertidal à supratidal**.

❖ La formation TMB :

L'étude de microfaciès de cette formation montre des microfaciès oolithiques à rare bioclastes où on a reconnue deux facies différents :

1^{er} facies, membre TMB1 :

Ce facies est représenté par un microfaciès de grainstone à oolites (**TM28**), un environnement d'**intertidal** de basse énergie.

2^{ème} facies, le membre TMB2 :

Ce facies est représenté par un microfaciès grainstone à oolithe de basse énergie (**TM30**), ce qui témoins d'un environnement **intertidal à subtidal**. C'est un environnement calme (coraux et oolites γ) qui reçoit le matériel d'un environnement agité (oolithe α).

➤ L'évolution dans la 2^{ème} formation est transgressive, allant d'un environnement **intertidal** (cordant oolithique, **TM28**), vers un environnement d'**intertidal à subtidal** (**TM30**).

❖ Conclusion :

L'étude des microfaciès des différents membres de la coupe **Tizi Mellal**, a confirmé les observations de terrains, et a met en évidence deux formations différentes : **TMA**, **TMB**. Dans la première formation l'évolution va d'un environnement de **supratidal** à la base du 1^{ère} membre TMA1) vers un environnement de **supratidal à intertidal** au sommet de ce membre.

La sédimentation reprend dans un environnement de **supratidal** à la base du 2^{ème} membre (TM15), qui évolue vers des calcaires riches en *Thaumatoporella* et pellets, dans un environnement **intertidal à subtidal**, la discontinuité **D13** observée sur le terrain limite des 2 séquences à chenaux, et évolue vers une sédimentation dans un contexte régressif, un environnement de **supratidal** au sommet du 2^{ème} membre **TMA2**.

La fin de ce membre est marquée par une discontinuité importante **D17** une surface goudolée, avant de rencontrer le 3^{ème} membre marnocalcaire observé sur le terrain, qui montre un environnement d'**intertidal à subtidal**, confirmé par l'étude de microfaciès (**TM25**).

Le passage de la 1^{ère} formation TMA à la 2^{ème} formation TMB se fait par une discontinuité **D23** importante un placage de faune.

L'étude de microfaciès a reconnue des faciès oolithique de basse énergie (TM28), pour le 1^{er} membre de la 2^{ème} formation d'environnement **intertidal** qui évolue vers un microfaciès oolithique d'énergie variable (TM30) d'un environnement **intertidal à subtidal** au sommet du 2^{ème} membre TMB2.

En résumé, l'étude de microfaciès témoigne d'une évolution transgressive pour les faciès des deux formations de la coupe Tizi Mellal, la seule régression connue est dans la 3^{ème} séquence du membre à chenaux de marais dans la 1^{ère} formation TMA. Ce qui coïncide avec l'augmentation de niveau eustatique globale au Jurassique inférieur (fig.III.6).

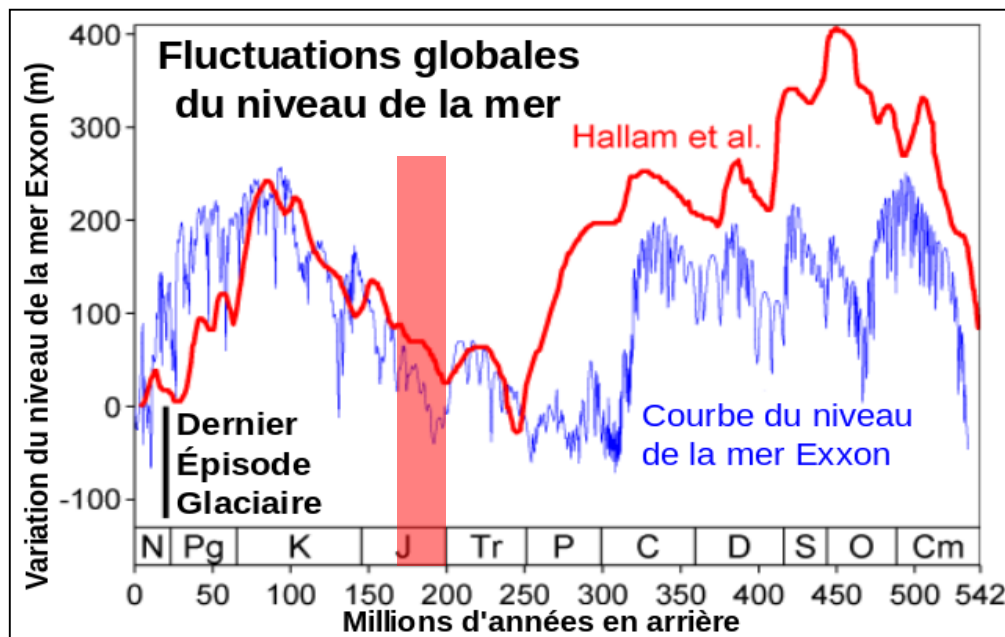


Figure III. 7: variation eustatique globale par rapport au niveau actuel des océans depuis le cambrien (Wikipédia).

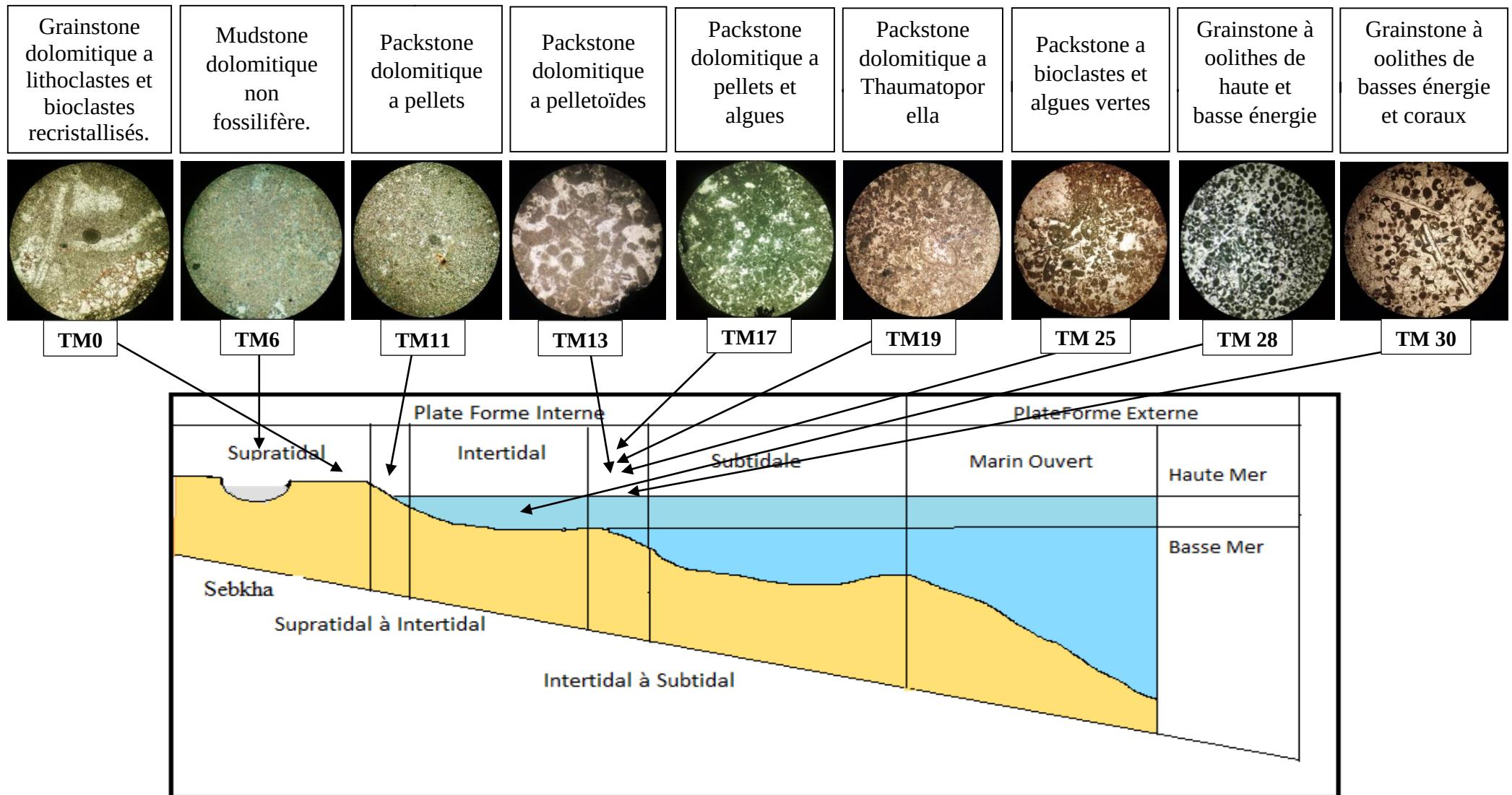


Figure III. 8: Distribution et évolution des microfacies de la coupe de Tizi Mellal au niveau des Kouriet (Dorsale Interne) dans un modèle de plate-forme carbonatée

Chapitre IIV

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail consiste à réaliser une étude sédimentologique, pétrographique et paléo-environnementale sur les calcaires Liasique de la dorsale interne au niveau de l'unité des Kouriet, et nous a permis d'aboutir au résultats suivant :

L'étude sédimentologique et l'analyse séquentielle de la coupe de Tizi Mellal nous a permis de différencier deux formations (séquences d'ordre 4), TMA et TMB.

La formation TMA est caractérisée par trois membres, le premier membre TMA1 essentiellement dolomitique suivi d'un membre à chenaux de marées TMA2, et enfin un membre marno calcaire TMA3 coiffé par une discontinuité majeure (D21) matérialisée par un plaquage de faune.

Ce qui caractérise cette formation est la taille des bancs qui ne dépasse pas 1m, la sédimentation est trop serrée, et les séquences vont d'une cassure saccharoïde à la base vers une cassure conchoïdale au sommet des séquences.

La formation TMB est subdivisée en deux membres, TMB1 et TMB2, cette formation est constituée par des séquences strate-croissantes.

Les structures sédimentaires rencontrées étaient des rides de courants et des stratifications obliques.

L'étude pétrographique sur trente-deux (32) lames mince a été effectuée et a confirmé l'étude sédimentologique, deux formations TMA et TMB ont été mise en évidence séparées par une discontinuité majeure.

La formation TMA est caractérisée par un membre dolomitique à sa base d'une porosité fissurale importante, ce qui a permis la circulation des fluides riche en Mg et a conduit à la dolomitisation secondaire d'un calcaire déjà existant, des traces d'impuretés et d'ancien bioclastes ont été trouvés, suivie par un membre à chenaux riche en faune exclusivement *Thaumatoporella* et des petits foraminifères benthiques dont nous avons identifié *Textularia*, *Ammomarginulina*, *Valvulinidae*, *Trocholina*, suivit par un membre marno-calcaire-dolomitique coiffée par un plaquage de faune important, dont nous avons trouvé une association de faune qui a permis de dater cette formation de Lias inférieur (*Dasycladacées*, *Cayeuxia*, et petit foraminifères benthique, *Textularia*, *Ammomarginulina*, *Valvulinidae*) ainsi des serpules indice de discontinuité majeure.

La deuxième formation TMB est pauvre en faune et est essentiellement oolithique.

L'étude paléo-environnementale, basée sur les résultats de l'étude sédimentologique et pétrographique, a mis en évidence une transgression allant d'un environnement de supratidal à la base de la coupe vers l'intertidal à subtidal au sommet de la coupe.

À l'échelle régionale, cette transgression est analogue au retour de la mer tout d'abord sur les régions Sud puis sur la totalité de Djurdjura (**Flandrin, 1952**).

À l'Infra-Lias domine encore une sédimentation chimique (dolomitique), qui traduit localement un confinement passager évaporitique qui se met en place sous un climat chaud et aride ce qui correspondrait à la base du premier membre (TMA1) de la coupe Tizi Mellal.

Au Lias inférieur, les conditions climatiques arides de l'infra Lias déclinent régulièrement, le climat chaud et humide caractéristique du Jurassique favorise la formation des calcaires dolomitiques d'une plate-forme carbonatée interne peu profonde à énergie faible à moyenne à la base (dans la première formation TMA) et moyenne à forte au sommet (dans la deuxième formation TMB) et qui renfermerait une faune tel que des petits foraminifères benthique et des algues vertes.

Enfin les résultats issus de cette étude ont répondu à la problématique, les calcaires liasiques de la dorsale interne évoluent dans un contexte transgressif d'un environnement de plateforme interne peu profonde sous un climat chaud.

Ces calcaires sont dolomitisés à cause de la porosité fissurale importante provoqué par la tectonique régionale ces fissures ont favorisé la circulation des fluides riches en Mg.

Bibliographie

B

- Beauchamp Jacques, 2005.** Cour de sédimentologie. Licence de science de la Terre. Université de Cergy Pontoise. <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>
- Bouillin, J. P., 1977.** Géologie alpine de petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El - Milia. Thèse Doctorat, science naturelle. Paris (France). Mem.Soc.Géol.fr. 509p.
- Bouillin, J. P., 1986.** Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr. t. II (8) n°4. pp. 547-558.Paris.
- Boulvin, F., 2019.** Eléments de Sédimentologie et de Pétrologie sédimentaire université de Liège des sciences ,département de géologie. réseaux fluviaux en tresse. https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&url=http://www.geolsed.ulg.ac.be/sedim/sedimentologie.htm&ved=2ahUKEwiJ5O_Mg6LnAhVpSBUIHWogDtgQFjAAegQIBRAB&usg=AOvVaw1WEUiJJeMIqI8mnAUaZm87&cshid=1580068102906. Consulté le 2019.
- Boulvin, F., 2019.** Identification microscopique des principaux constituants des roches sédimentaires (notes de travaux pratiques). Université de Liège, faculté des sciences, département géologie. https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&url=http://www.geolsed.ulg.ac.be/TP/TP.htm&ved=2ahUKEwjOkpfFhKLnAhWvSxUIHVAZARMQFjAAegQIBBAB&usg=AOvVaw2nfStX_TWNJjUjmhgcroot&cshid=1580068362678. Consulté le 12 2019

C

- Cattaneo, G., décembre 1997.** La marge septentrionale de la Téthys maghrébine du Jurassique (Djurdjira et Chellata, Grande Kabylie, Algérie). Paris. Bull. Soc.géol.france 1999,t.170, n°2, pp. 173-188.
- Chamley, H., & Deconinck, J.-F., 2013.** base de sédimentologie. (3ème, Éd.) Paris, université de Bordeaux, France: Dunod, p.213.
- Coutelle A. 1979.** géologie de sud-est de la grande kabylie et des Babors d'Akbo, thèse, Science.Paris p.571 .

D

- Durand, D., 1969.** mise au point sur la structure du nord-est de la Berbérie. Algérie: Bull. serv; Carte géo. Algérie, N° 39, pp7-12 et 129-519.

F

- Flandrin, J., 1952.** la chaîne de Djurdjira, XIXème congrès géologique international, monographie régionale , première série ,Algérie n°19,p 45.
- Flügel E., 2004.** Microfacies of carbonate rocks-analysis, interpretation and application. Springer ed., 976 P.

G

Gélard, J.-P., 1979. Géologie de Nord-Est de la Grande Kabylie(un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin).Thèse Doctorat (Institut des science de la Terre, Éd.).université de Dijon.

M

Matías Reolid, F. J.-T., 2008. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): Characterization of biofacies and environmental significance. 280–299. Elsevier.

N

Naak Mohamed, 1988. étude géologique de la dorsale interne du djurdjura interprétaion généralisée à l'ensemble de la chaine et proposition d'un modèle d'évolution géodynamique de ce tronçon de la pléomarge continentale kabyle. Alger. Thèse de magister ,IST/ USTHB.

Naak Mohamed, 1996. Du rifting téthysien au cadre alpino-méditerranéen d'un élément interene de l'orogène maghrébin:la dorsale Kabyle du Djurdjura,algérie.vers la précision du modèle transformant de cette évolution. alger.Es.science FSTGAT/USTHB Algérie.

S

Saad Allah A., 2016. La grande Kabylie dans le contexte algérien vue par les géoscience.235 pages. Edition INGESE.

W

Wildi W.,1983. la chaine tello-rifaine (algerie.maroc.tunisie) : structure Stratigraphique et evolution du trias au miocène rev géol. dyn geogr.phys.

Z

Zany Didier, Philippe Martin. Atlas pétrologique des roches sédimentaire par l'association des sédimentologues français et université Bordeaux 1 de la Lorraine. Récupéré sur Pfc:<https://www4.ac-nancy-metz.fr/base-geol/annexe.php?id=19&numpage=2>.