

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté de Sciences de la Terre et de l'Univers
Département de la Géologie
Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et de Paléoenvironnement



Mémoire de fin d'étude

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

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires.

Thème :

**Les dolomies de la Formation des Calcaires de Bechtout dans la
région de Bou Rheddou, Monts de l'Ouarsenis : analyses
pétrographiques et essai d'interprétation**

Présenté et soutenu par :

Mme MEZIANE Rima

Devant la commission pédagogique composée de :

Mr. BENDELLA M.	Pr	Université d'Oran 2	Président
Mr. SADJI R.	MCB	Université d'Oran 2	Rapporteur
Mr. BOUALEM N.	MCA	Université d'Oran 2	Examineur

ORAN 2023

Table de matière

Préambule	I
Dédicaces	II
Résumé	III
Abstract	III
Table De Matière	IV

Premier chapitre : Généralité

I.	Introduction	
II.	Cadre géographique	
	a. Cadre géographique général.	
	b. Cadre géographique locale.	
III.	Cadre géologique	
IV.	Cadre structural.	
V.	les unités tectono-stratigraphiques.	
	a. Subdivision de Mattauer (1958)	
	b. Les subdivisions de Polvêche (1960)	
	c. Les subdivisions de Benhamou (1996)	
VI.	Historique des recherches.	
VII.	Matériels, méthodes et objectifs.	
	a. Travail de terrain.	
	b. Travail du laboratoire.	
VIII.	Objectif de l'étude	

Deuxième chapitre : Lithostratigraphie

I.	Historique	
II.	Description lithostratigraphique	
	a. Jurassique moyen (Callovien)	
	1. Formation de calcaire du Bechtout	
	2. Passage Callovien-Oxfordien	

b.	Jurassique Supérieur	
1.	Formation d'Ammonitico Rosso de Frid.	
III.	Conclusion.	

Troisième chapitre : Sédimentologie

I.	Introduction.	
II.	Classifications des roches carbonatées	
III.	Dolomite / Dolostone	
IV.	FORMATION ET GENESE DES DOLOMIES.	
a.	Primaire ou protodolomie	
b.	Secondaire ou diagénétique	
c.	La dolomite détritique d'accumulation classique	
V.	CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES DOLOMIES.	
VI.	CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET GENESE DE DOLOMITISATION	
VII.	MILIEUX ET MODELES DE DOLOMITISATION	
a.	Milieu de dolomitisation	
b.	Model de dolomitisation	
c.	Application du modèle dans notre cas	
IX.	Conclusion.	

Conclusion générale

Conclusion générale	
---------------------------	--

Références bibliographiques

Références bibliographiques	
-----------------------------------	--

Listes des figures et tableaux

Liste Des Figures	
-------------------------	--

Liste Des Tableaux	
--------------------------	--

Préambule

Tout d'abord je remercie mes chers parents, ma famille, mes amies et accompagnants pour leur soutien précieux. Sans eux je ne serai pas à cette place en ce moment. J'espère que qu'ils seront fiers de cette réalisation.

Ma gratitude à mon encadreur, Monsieur **Sadji Radouane**, pour m'avoir encadré, orienté et m'enseigné pendant mes années d'études. J'apprécie profondément ses efforts.

J'apprécie également les efforts de Monsieur **Bendella** , pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury, pour son temps qu'il me consacre et ses efforts ainsi que Monsieur **Boualem**. Je suis honoré de leurs présences.

Je profite de ce moment pour remercier **Mansouri Radia**, ma gentille amie dont la gentillesse et le soutien m'ont accompagné durant tous ces années

Je remercie M **Iberrakene S** pour son amour et sa grande patience je le remercie chaleureusement surtout pour son soutien moral ininterrompu et ses nombreux conseils tout le long de mon travail

Dédicaces

Je dédie cet ouvrage à mes parents qui m'a soutenu et encouragé durant ces années d'études.

Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.

A mes frères sœur mes grands-parents et Ceux qui ont partagé avec moi tous les moments d'émotion lors de la réalisation de ce travail. Ils m'ont chaleureusement supporté et encouragé tout au long de mon parcours.

A ma famille, mes proches et à ceux qui me donnent de l'amour et de la vivacité.

A tous mes amis qui m'ont toujours encouragé, et à qui je souhaite plus de succès.

A tous ceux que j'aime

Résumé

L'étude pétrographique de la Formation des Calcaires de Bechtout (Dolomies) d'âge Callovien (Jurassique Moyen) à Bou Rheddou dans la région de Tiaret, a fait appels à deux approches lithostratigraphique et sédimentologique (pétrographique). *du point de vue lithostratigraphique et du point de vue sédimentologique*

Cette etude a mener une discussion Cette discussion est basée sur accessoirement sur les observations macroscopiques (données de terrain) et essentiellement complétées par des observations pétrographiques (étude microscopique). A l'échelle régional, cette dolomitisation des dépôts calloviens n'est visible qu'à Bou Rheddou, tandis que le Callovien de Bechtout et Bou Hadjar ne sont pas influencés par cette dolomitisation Dans le secteur de Bou Rheddou, deux phases de dolomitisation ont été reconnues : dolomitisation précoce (la phase responsable de la dolomitisation) et tardive « *Deep Burial Diagenesis* » qui est considérée comme phase accessoire qui a modifié légèrement la texture précédemment dolomitisée L'étude microscopique des dolomies de la Formation du Calcaire de Bechtout dans ce travail a révélée plus de détails

Premier chapitre

Généralités



I. Introduction

La problématique du sujet est d'entreprendre, pour la première fois, une étude sédimentologique (microscopique) de la partie inférieure de la Formation des Calcaires de Bechtout, la région de Bou Rheddou. Cette formation n'avait jamais été étudiée en détail. Cette étude nécessite un inventaire détaillé de microfaciès pour une éventuelle reconstitution du milieu de dépôt et les processus de la diagenèse.

I. Cadre géographique

a. Cadre géographique général

Les monts de l'Ouarsenis font une partie intégrante du domaine tellien, ce dernier étant considéré comme une branche de l'orogénèse alpine. De point de vue paléogéographique, fait partie de la bordure sud de l'océan Téthysien (nord de Gondwana) (Fig. 1A). Le Tell correspond à une région montagneuse relativement parallèle à la côte qui s'étend sur plus de 1200 km du Maroc à l'Ouest jusqu'à la Tunisie à l'Est. Ce domaine tellien se subdivise géographiquement en deux unités principales ; une unité interne au nord « septentrionale » et une unité externe (méridionale). Les deux unités sont séparées par des plaines moyennes. L'unité extérieure est représentée d'Ouest en Est par ; les Monts de Tessala, les Monts de Béni Chougrane, Les Monts de l'Ouarsenis, Bibans et la chaîne Numide (Région Et l'unité interne Constantine).

b. Cadre géographique locale

Le secteur d'étude (Bou Rheddou) est situé dans le domaine externe, dans la partie sud des Monts de l'Ouarsenis (bordure sud tellienne) (Fig. 1B) ; ce massif de l'Ouarsenis est inséré entre les méridiens de Boghari et de Relizane, il est limité;

- à l'Ouest par les Monts de Mina dans la région de Relizane,
- à l'Est par les Monts de Médéa
- au Nord par les plaines néogènes (plaine de Chéelif) et
- au Sud par le plateau de Sersou, Les Monts de l'Ouarsenis s'étendent sur les wilayas de Relizane, Chlef, Tiaret, Médéa et Ain Defla.

Il convient de noter que le secteur d'étude de « Bou Rheddou » est attribué aux Monts de Tiaret, tandis que d'autres auteurs le considère comme une partie intégrante des Monts de l'Ouarsenis (Polvêche, 1960, Sadji et al., 2021). Cette répartition est appuyée par l'agence nationale des ressources hydrauliques (Fig. 1 C).

II. Cadre géologique

Dans la région de l'Ouarsenis, les formations géologiques du Jurassique sont principalement composées de roches de nature carbonatées telles que les dolomies et les calcaires, parfois associées à des arrivées silico-clastiques (grès). Le début du Jurassique supérieur est marqué par la mise en place de l'ammonitico rosso (Oxfordien moyen). Surmonté par des alternances de calcaire et de marne rouge marquant l'Oxfordien supérieur le

Kimméridgien est constitué de bancs décimétriques de calcaires micritiques, massifs, de couleur gris-bleu, alternant avec des couches d'ammonitico rosso. Le Tithonien, est marqué par des alternances de calcaires et de marnes à passées d'ammonitico rosso. Dans l'Ouarsenis le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur sont absents. (Atrops et Benest, 1994).



Fig. 1 : (A) Carte paléogéographique de la Téthys occidentale pendant le Jurassique moyen (Callovien) (Modifié), cercle rouge : position de Bou Rheddou ; (B) Carte géographique de l'Algérie ; (C) Délimitation géographique des Monts de l'Ouarsenis selon le B.N.E.D.R (Bureau National d'Étude pour le Développement Rural) (1) Bechtout, (2) Bou Rheddou.

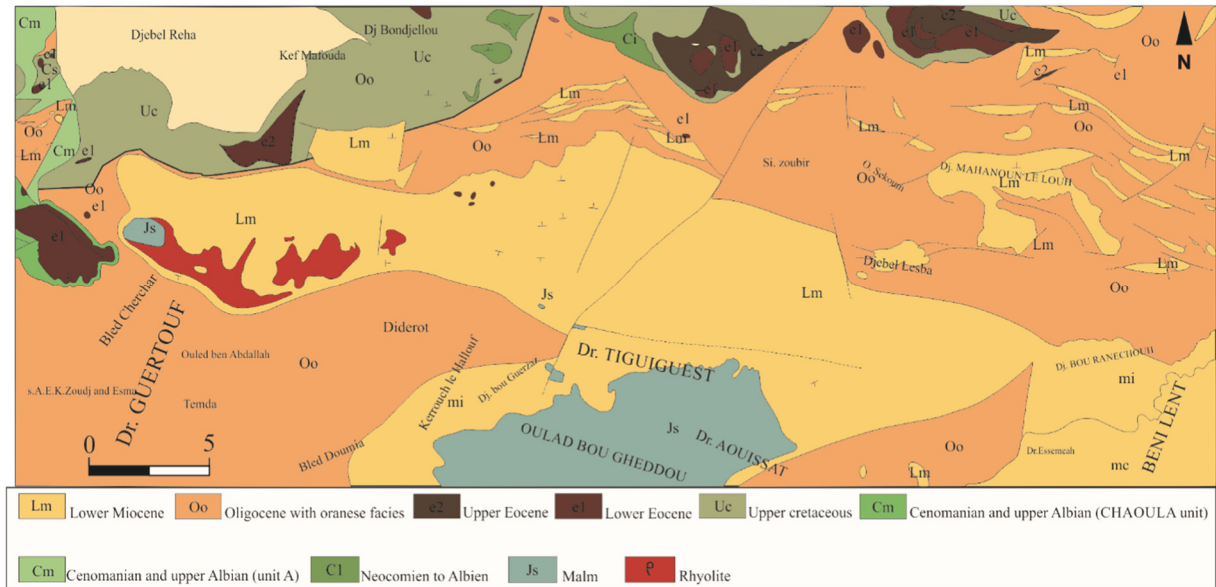


Fig. 2 : Extrait de la carte géologique de la région de Tiaret (modifiée d'après [Polvêche, 1931](#)).

Dans le secteur d'étude, les terrains le plus anciens sont des terrains magmatiques d'âge paléozoïque représentés par les rhyolites d'âge Viséen (Carbonifère). Cet évènement équivaut la remonté magmatique à Saïda (Môle de Tifrit) et les granites de Nedroma (Tlemcen), ([Guardia, 1975](#); [Elmi et al., 1982](#); [Mahmoudi, 2009](#); [Bougara, 2013](#)).

Les terrains d'âge Mésozoïque débute par le Jurassique moyen (Callovien) et supérieur (Oxfordien-Tithonien). Le Jurassique de Tiaret est représenté essentiellement par des dépôts carbonatés, qui affleure dans deux localités ; Bou Rheddou et Bechtout. Le Tithonien est absent dans la région de Bechtout.

Le Callovien, correspond à une sédimentation transgressif d'une plateforme d'eau peu profonde représentée par la Formation du Calcaire du Bechtout ([Atrops et Benest, 1986, 1988](#), [Atrops et Benest, 1994](#), [Sadji, 2021](#), [Touaf, 2023](#)). Le Jurassique supérieur est annoncé par l'apparition des calcaires noduleux rouge (faciès ammonitico rosso calcaire) d'âge Oxfordien moyen. L'oxfordien supérieur correspond à une alternance marno-calcaire rouge intercalée par des corps détritiques (grès) isolés. Le Kimméridgien est matérialisé par des bancs calcaires bleus micritiques, d'ordre métriques représentés par la Formation du Calcaire de Bou Rheddou. Le Tithonien montre une succession de plusieurs formations : Marne de Gratene (Tithonien inférieur, Marno-calcaire de Bou Rharda (Tithonien inférieur) et finalement la Formation des Calcaires de Guelt Halouf (Tithonien supérieur).

Age		Log	Formation	Description			
Jurassique supérieur	Thitonien		Marno-Calcaire du Bou Rheddou	la base de cette formation est à dominance marneuse tandis que la partie supérieure est à dominance calcaire avec des niveaux de calcaires oolithiques.			
			Calcaire de Guelt Hallouf	elle correspond à des calcaires et de la dolomie avec silex. riche en microfaunes benthiques, forte bioturbation. Les ammonites sont absentes.			
			Marme de Gratene	la partie supérieure de cette formation a livré de nombreuses brachiopodes, bélemnites et ammonites pyriteuses.			
	Kimméridgien			Calcaire de Bou Rheddou	La base commence par des bancs gréseux et le sommet représenté par des bancs calcaire massif grisâtre à bleuâtre et les ammonites sont rares l'étude microscopique a révélé une texture Mudstone à Packstone avec des oncoïdes oïdes et foraminifères benthiques. quelques brachiopodes et ostracodes		
		Oxfordien	supérieur			Marme et calcaire rouge de Kheneg	
						Ammonitico Rosso de Frid	Alternance de marne et de calcaire avec des passées gréseuses cette formation est riche en Céphalopodes (ammonites, bélemnites et aptychus) associés avec des foraminifères pélagiques et benthiques, et quelques ostracodes. La partie supérieure montre une abondance de traces fossiles
						Lacune sédimentaire	
	Jurass moyen	Callovien		Calcaire du Bechtout	Carbonate d'eau peu profonde		

La légende:

	Carbonates d'eau peu profonde		Dolomie		Ammonitico Rosso	Jurass:Jurassique
	Grès		Calcaire micritique		Marme	Callov:Callovien
			Marme rouge			

Fig. 3 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la région d'étude (Bou Rheddou). (Sadjji, 2021).

III. Cadre structural

La structure et le style tectonique de l'Ouarsenis est hautement compliquée, cette complexité implique des contacts anormaux, liée aux mouvements intra-Miocènes (phase

paroxysmale), (Caire et Mattauer, 1953a et b ; Polvêche, 1960). Le massif de l'Ouarsenis est, comme la grande majorité du Tell algérien, est un pays de nappes.

Plusieurs mouvements tectoniques ont été signalés ;

Les mouvements paléozoïques : ont eu lieu dans l'Ouarsenis oriental (Polvêche, 1960). La phase rhyolitique à Bechtout (Lucas, 1952), et les mouvements anté-permiens à Tafna (Gentil, 1902). À l'Ouarsenis, une discordance a été signalée entre le Trias et le Permo-Carbonifère (Mattauer, 1958).

Les mouvements secondaires : des déformations ont été identifiées dans la région de Chélif-Nador entre le Jurassique et le Crétacé moyen. En outre, les massifs côtiers ont été touchés par la phase Crétacé inférieur (anté-néocomienne) (Durand-Delga, 1954). La phase cénomanienne a principalement affecté la zone de Chouala et la phase anté-sénonienne (Polvêche, 1960).

Les mouvements tertiaires : ces mouvements correspondent à la période tardive du Lutétien qui avait lieu durant le Lutétien supérieur (Deleau, 1938). Plusieurs auteurs présument que des mouvements tangentiels (déplacements latéraux, phase pyrénéenne) aient entraîné des chevauchements affectant le massif de l'Ouarsenis.

Les mouvements compressifs horizontaux sont responsable à la mise en place des nappes (Fallot, 1952 ; Goguel, 1952 ; Polvêche, 1960). Une onde de glissement/plissement du Nord vers le Sud a été proposée (Glangeaud, 1951 ; Caire et Mattauer, 1953a ; Mattauer, 1958).

II. Les unités tectono-stratigraphiques

Trois subdivisions principales ont été proposé ; la subdivision de Mattauer (1958), Polvêche (1960) et celle de Benhamou (1996) qui a proposé un schéma structural du tell algérien y compris l'Ouarsenis (Fig. 4).

a. La subdivision de Mattauer (1958)

Trois unités (ensembles) structurales ont été proposés par Mattauer (1958) : 1) l'autochtone ; 2) complexe A ; 3) le complexe B.

L'autochtone : il est représenté particulièrement dans les régions de Theniet el Haâd, Chlef et notre secteur d'étude (Bechtout et Bou Rheddou). Il englobe les terrains d'âge Primaire et Jurassique.

-Le complexe A : il est constitué, surtout, par des terrains du Crétacé moyen. Le complexe A est appelé aussi l'autochtone ou le paraautochtone,

- La nappe B : elle est édifiée par des formations d'âge Crétacé supérieur, Éocène, Oligocène (à faciès Boghari) et Miocène inférieur.

b. La subdivision de Polvèche (1960)

Polvèche a identifié les unités structurales suivantes :

- La nappe oligo-miocène, comme l'indique son nom, c'est une nappe de charriage formée presque uniquement par des dépôts oligo-miocènes.

- L'unité de Chaouala : « Chaouala » (le nom d'une tribu qui occupait la région). Les affleurements représentant cette nappe sont les mieux exposés, elle est formée principalement par des dépôts de marnes et de calcaires à fossiles pyriteux d'âge Néocomien et Barrémien. Dans les Monts de Tessala et de Tafna, le terme « Chaouala » a été réemployé pour définir d'autres unités dans le Tell algérien, ([Fenet et J. Magné, 1973](#) ; [Guardia, 1975](#)).

- La nappe sénonienne : elle est formée en quasi-totalité par un matériel d'âge sénonien, cette nappe a été définie dans la région de Relizane (Mendes);

- L'unité albo-cénomanienne, représentée par des flyschs d'âge albo-aptien et des dépôts marno-calcaires cénomaniens.

- la "Nappe de Caire" ou "Unité médjanienne" de [Mattauer \(1952\)](#) formée par des dépôts oligocènes à faciès numidiens. Cette nappe a été signalé par plusieurs auteurs ([Mattauer, 1958](#) ; [Polvèche, 1960](#) ; [Bouillin et Raoul, 1971](#) ; [Guardia, 1975](#)). Elle s'étend sur une longueur de 300 km environ ; depuis l'Est (Sétif) à l'Ouest (Ammi Moussa dans la Wilaya de Relizane).

c. La subdivision de Benhamou (1996)

Les unités structurales proposées par Benhamou 1996, sont mentionnés dans la [figure 4](#).

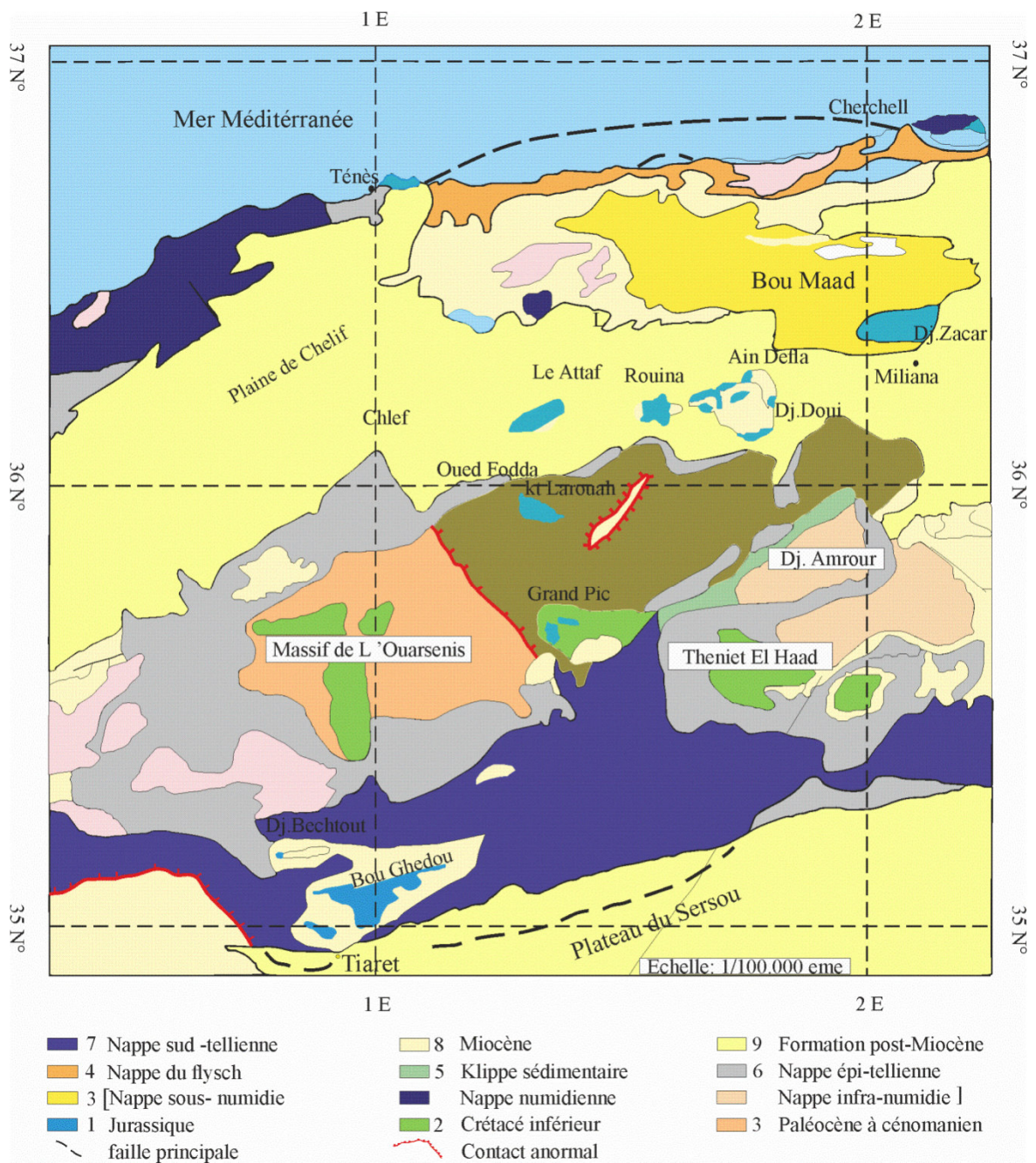


Fig. 4 : Schéma structural (unités structurales) du Tell (in. Benhamou 1996).

VI. Historique des recherches

- **Welsch, 1890** : les travaux de Welsch représentent les premières données stratigraphiques de la succession carbonatée des deux massifs ; de Bechtout et de Bou Rheddou. Il a établi aussi une corrélation entre les facies affleurant sur les Hauts Plateaux et dans l'Atlas tellien ainsi avec les Alpes françaises. En se basant sur une riche collection faunistique, cet auteur a édifié une stratigraphie relativement détaillée.

En outre, Il a travaillé également sur la région occidentale de l'Ouarsenis en donnant une description des terrains cristallophylliens primaires.

Ficheur, 1891 : il a publié des données stratigraphiques traitant le Bechtout et le Bou Rheddou. Il a expliqué, aussi, certains effets par les rejeux des failles verticales.

Replin, 1895: il a contribué à l'affinité stratigraphique du Jurassique.

Ranoux, 1952 : il a étudié le Djebel Bechtout, où il a apporté des preuves faunistiques complémentaires de la position stratigraphique des sédiments d'âge Jurassiques.

Polvêche, 1960 : il a étudié le Crétacé inférieur qui est représenté par des séries marno-calcaires dans l'autochtone et surtout dans l'allochtone, dont l'unité de Chouala.

Atrops et al (1986 à 1994) : plusieurs articles traitant principalement l'aspect lithostratigraphique du Jurassique et surtout le Jurassique supérieur de l'Ouarsenis. Ils ont travaillé également sur la stratigraphie de la région de Tlemcen et Nador. En 1994 ils ont publié un article synthétique sur les formations du Malm (Jurassique supérieur) dans le bassin tellien, où une corrélation entre Bou Rheddou, Monts de Tlemcen, Monts Chellala et Nador a été établie.

Benosmane, 1990 : elle a traité dans sa thèse de doctorat la stratigraphie de Bechtout et de Bou Rheddou en se basant sur la faune d'ammonite (étude stratigraphique et systématique).

Tchoumatchenco : 1992 à 1995 : il a effectué le levé géologique et il a élaboré et décrit les coupes géologiques dans l'Ouarsenis occidental. Il a aussi étudié la stratigraphie du Crétacé inférieur de l'Ouarsenis. En outre, il a proposé un modèle structural (géodynamique) pour la série renversée du Grand Pic.

Chabani, 2020 : Il a abordé la pétrologie, la pétrographie et la géochimie des roches magmatiques « rhyolithes » d'âge Viséen dans la région de Bechtout.

Sadji, 2021 : dans sa thèse de doctorat multidisciplinaire, il a abordé plusieurs aspects ; stratigraphique, chimio-stratigraphique, paléoclimatique et sédimentologique. Du point de vue sédimentologique, une reconstitution des environnements sédimentaires de dépôts du Jurassique supérieur dans la région de Tiaret et de Tissemsilt. Ce travail est abouti également à une reconstitution des conditions paléo-climatiques du Jurassique supérieur en utilisant les isotopes stables d'oxygène. Enfin, cet auteur a discuté l'origine du faciès rouge noduleux ammonitico rosso.

Touaf, 2022 : une étude sédimentologique (microfaciès) traitant la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur (Callovien-Oxfordien) des deux massifs Bou Rheddou et Bechtout. Cette étude a traité le phénomène de « *Drowning* » de la plateforme carbonatée callovienne.

V. Matériels, méthodes et objectifs

a. Travail de terrain

Malgré la visibilité difficile des bancs dolomitiques et des affleurements réduits dans la région de Bou Rheddou (N 35°29'39 ; 5.71, E 1°21'39 ; 56.49), coupe a été levée assez précise et complète. Le travail de terrain consiste à une levée de coupe (banc par banc) avec un échantillonnage relativement serré. Plusieurs échantillons de roches ont été prélevés pour confectionner des lames minces. L'échantillonnage a été focalisé au niveau des dolomies et les calcaires micritiques qui les surmontent.

b. Travail du laboratoire

Le travail au laboratoire est complémentaire de celui du terrain, dont les échantillons prélevés dans la région afin de réaliser **dix lames minces**, qui ont été préparées et étudiées sous microscope optique au niveau du laboratoire pédagogique de **l'Université d'Oran 2**. D'autres lames (07) fournies par **M. Sadjji Radouane**, elles ont été réalisées au laboratoire de **GeoZentrum** (Nordbayern, Erlangen, Nuremberg, Allemagne) ; dans le cadre de la réalisation de sa thèse de doctorat. Ces lames minces ont été photographiées par une caméra digitale reliée au microscope Zeiss AxioCam 506 au sein du même laboratoire

V. Objectif de l'Étude

Ce travail consiste à

- Fournir pour la première fois une description détaillée de cette succession callovienne de dolomie ;
- Déterminer la nature pétrographique des cristaux de dolomie ;
- Déterminer le degré de la dolomitisation ;
- Interpréter les différents processus de dolomitisation

Historique

Ce chapitre traite l'aspect lithostratigraphique de la formation en question (calcaire du Bechtout). Le Jurassique de la région de Bechtout et Bou Rheddou ont fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques qui ont été réalisés par deux équipes des chercheurs ; équipe bulgare (Tchoumatchenco, 1985; Tchoumatchenco et al., 1992 ; 1995) et française (Atrops et Benest 1986 ; 1994). L'équipe française a utilisé une nomenclature différente pour les mêmes formations géologiques et parfois la même nomenclature pour des formations différentes. Les dolomies de Bou Rheddou sont connus autant que la formation du Nador, allant du Batonien jusqu'au Callovien (Tchoumatchenco et al., 1992), tandis que (Atrops et Benest; 1994) l'ont attribué une nomenclature différente et un âge différent ; Calcaire du Bechtout d'âge Callovien.

Sadji (2021) a réalisé une étude comparative des données publiées par les deux équipes. Il a adopté la nomenclature et l'attribution stratigraphique proposée par l'équipe française en apportant quelques modifications de point de vue stratigraphique, et de point de vue nomenclature. En se basant sur des nouvelles données paléontologiques (foraminifères et ammonites). Malheureusement, la formation en question n'a livré aucun fossile stratigraphique, donc l'âge attribué à cette formation est basé sur une corrélation lithologique avec Bechtout et le bloc Bou Hadjar (10 km au nord de Bechtout). (fig. 5).

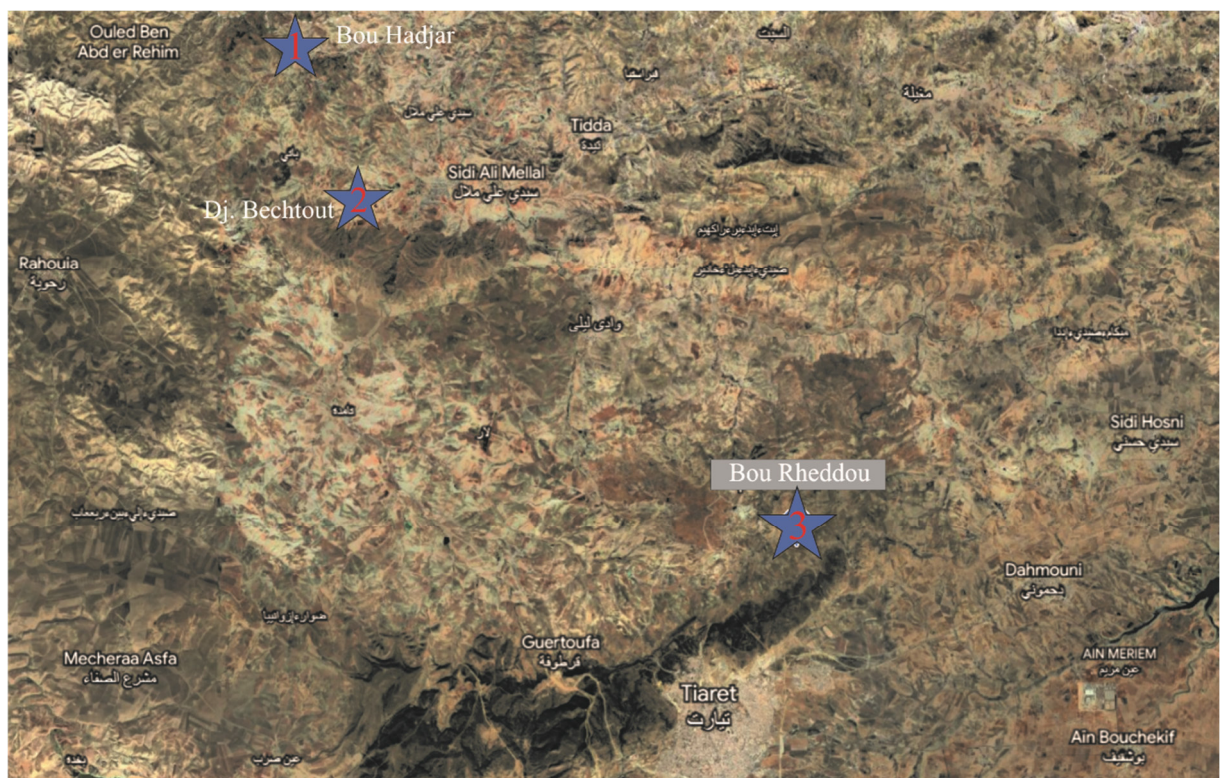


Fig.5 : photo satellitaire (Google earth) de la région d'étude ; **(1)** Bou Hadjar, **(2)** Djbel Bechtout ; **(3)** Bou Rheddou.

Tchoumatchenco (1992)				Atraps & Benest (1994)				Sadji (2021)			
age		formation		age		formation		age		formation	
Jurassique supérieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Jurassique supérieur		Ammonitico rosso de Frid		Jurassique supérieur		Ammonitico rosso de Frid	
Oxfordien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Oxfordien		Ammonitico rosso de Frid		Oxfordien		Ammonitico rosso de Frid	
moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		moyen		Ammonitico rosso de Frid		moyen		Ammonitico rosso de Frid	
Plicatulus		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Transversarium		Ammonitico rosso de Frid		Plicatulus		Ammonitico rosso de Frid	
Transversarium		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Transversarium		Ammonitico rosso de Frid		Transversarium		Ammonitico rosso de Frid	
Formation Nador				Formation Nador				Formation Nador			
Jurassique moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Jurassique moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Jurassique moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Bathonien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
inférieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		supérieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		inférieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Cordatum		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Cordatum		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Plicatulus		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		lacune sédimentaire		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Plicatulus		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Transversarium		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		calcaire du Bechtout		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Transversarium		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Jurassique moyen				Jurassique moyen				Jurassique moyen			
Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
supérieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		supérieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
lacune sédimentaire		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		calcaire du Bechtout		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		lacune sédimentaire		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
Jurassique moyen				Jurassique moyen				Jurassique moyen			
Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		Callovien		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		supérieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		moyen		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
inférieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		lacune sédimentaire		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		inférieur		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	
calcaire du Bechtout		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		calcaire du Bechtout		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra		calcaire du Bechtout		Calcaires noduleux d'Ain el Hamra	

Tab. 1 : Tableau résumant les différentes nomenclatures proposées pour le Jurassique moyen du secteur d'étude (Sadji, 2021).



Fig.6 : (A) : la formation de calcaire du Bechtout d'âge Callovien (Moyen et Supérieur), et le passage Callovo-Oxfordien a Bou Rheddou ; (B) : conglomérat transgressif d'âge Miocène ; (C) : la Formation d'Ammonitico rosso de Frid, Oxfordien moyen.

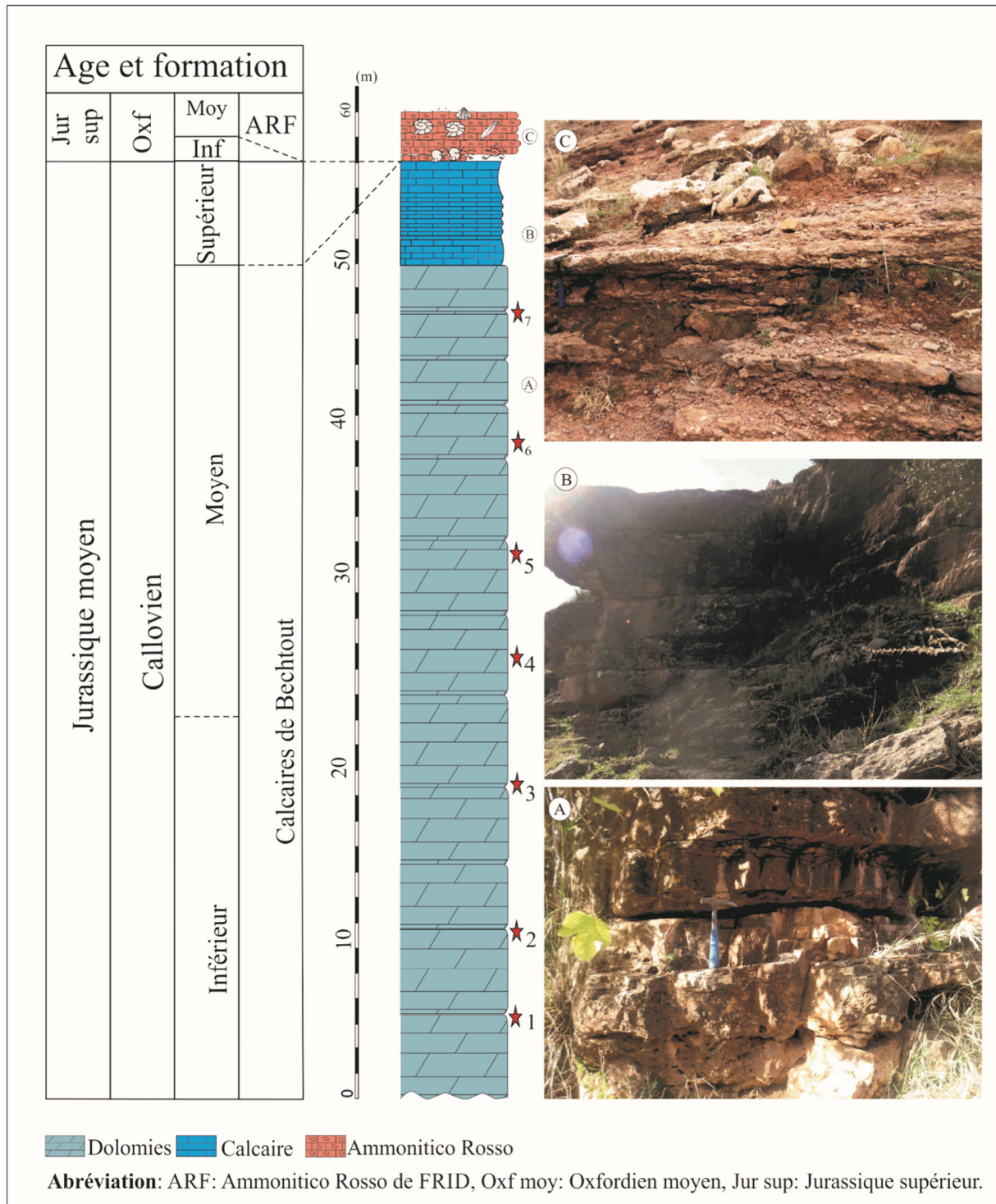


Fig.7 : Coupe lithostratigraphique du passage callovien oxfordien de la coupe de Bou Rheddou.

Description lithostratigraphique :

1. Jurassique moyen (Callovien)

1. Formation de calcaire du Bechtout

Définie la première fois à Bechtout par [Atrops et Benest \(1994\)](#), d'où le nom de la formation. Cette Formation repose directement sur les roches magmatiques rhyolitiques d'âge Viséen (Carbonifère), ces roches magmatiques sont visibles uniquement à Bechtout. Cette formation est définie précédemment « les calcaires inférieurs » ([Atrops et Benest, 1986](#)). Cette formation est matérialisée par des carbonates d'eau peu profonde (conglomérat, calcaires oncolithiques, calcaires micritiques...etc ([Sadji, 2021](#) ; [Touaf, 2022](#)).

Une lithologie différente est observée dans la région de Bou Rheddou, où la succession correspond à des bancs jaunes à beiges massif, généralement, métriques de dolomies ([Fig. xx](#)). La limite inférieure des Calcaires de Bechtout à Bou Rheddou n'est pas visible car elle est couverte par les conglomérats transgressifs miocènes ([Fig. xx](#)). La partie supérieure de cette formation correspond, dans les deux localités (Bechtout et Bou Rheddou à des calcaires micritiques d'ordre centimétrique à décimétrique.

La limite supérieure de cette formation est annoncée par l'apparition du faciès ammonitico rosso d'âge Oxfordien moyen (la Formation ammonitico rosso de Frid).

De point de vue stratigraphique cette formation a été datée par comparaison lithologique avec le callovien de Bou Hadjar (10 km au Nord de Bechtout). Le bloc de Bou Hadjar a livré des brachiopodes d'âge callovien inférieur et moyen (*Septocrurella acutiloba* (Desl.), *Gnathorhynchia trigona* (Qu.), *Linguithyris bifrons* (Opp.), *Aromasithyris balinensis* (Szajn.), *Antiptychina* sp. cf *teisenbergensis* (Winkler), *Parvirhynchia balinensis* (Szajn.) et « *Rhynchonella* » cf *tremensis* Gilliéron) [Benest et al. \(1990\)](#). [Sadji. \(2021\)](#) en se basant sur des données microscopiques qui est ce qui a documenté quelques foraminifères benthiques (*Nodosaria*; *Textularia*; *Lituosepta* ; *Verminilides*; *Textularia*; *Frondicularia*) leur association indique l'âge Callovien. Néanmoins, la coupe de Bou Rheddou reste stérile et aucun fossile n'a été trouvé à cause de la forte dolomitisation, excepte quelques fragments d'échinodermes et spicules ([Cf. chapitre 3](#)) qui n'ont aucune valeur stratigraphique.

Cette formation correspond uniquement à la partie inférieure de la formation du Nador de [Tchoumatchenco \(1992\)](#), avec un âge allant du Bathonien à l'Oxfordien inférieur ([Tab. 1](#)).

Passage Callovien-Oxfordien

Une lacune sédimentaire a été enregistrée entre la Formation des Calcaires de Bechtout (Callovien inférieur et Moyen) et la Formation d'Ammonitico rosso de Frid (Oxfordien Moyen). Où le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur sont absents ([Atrops and Benest, 1984, 1986, 1994](#); [Atrops et al., 1990](#); [Benest et al., 1990](#); [Sadji, 2021](#) ; [Sadji et al, 2021](#)). Cette importante lacune est de l'ordre de 3.4 million d'années selon l'échelle de [Gradstein, Ogg & Schmitz, \(2012\)](#). Cette lacune sédimentaire a été documentée dans différentes localités de Téthys occidentale (e.g. Espagne).

2. Jurassique Supérieur

Formation d'Ammonitico Rosso de Frid

A été définie la première fois par ([Atrops & Benest, 1994](#)) à Bou Rheddou dans la localité de Kef El Frid d'où le nom de la formation ([fig.](#)). Cette formation correspond à des calcaires noduleux rouges (le faciès ammonitico rosso calcaire) d'âge Oxfordien moyen d'une épaisseur de 2m. Les nodules sont d'ordre centimétriques, sphérique à ovoïdes d'une couleur rouge claire flottés dans une matrice argilo-marneuse. Parfois ce faciès est tacheté par une couleur jaunâtre à verdâtre. L'étude microscopique réalisée par [Sadji, \(2021\)](#) et [Touaf, \(2022\)](#) ont montré une texture wackestone à packstone avec des foraminifères pélagiques peloids, et quelques oncoïdes micritiques.

La faune d'ammonites récoltées par [Sadji, \(2021\)](#) et [Touaf, \(2022\)](#) a confirmé la présence de la zone à Plicatilis.

3. Conclusion

Formation du Calcaire de Bechtoute malgré plusieurs études stratigraphiques réalisés depuis des 1980 ([Atrops et Benest, 1986](#) ; [Benosmane, 1990](#) ; [Sadji, 2021, Touaf, 2022](#)) reste mal datée. La corrélation lithologique reste un outil provisoire qui n'est pas fiable.

Finalement, une étude microscopique détaillée en se basant sur l'étude des peuplements des foraminifères et des ostracodes, voir des nannofossiles est recommandée pour mieux dater la Formation des Calcaires de Bechtout dans la localité Bechtout, cette étude doit être accompagnée par une investigation chemostratigraphique détaillée. La courbe obtenue sera utilisée comme une courbe de référence pour les dolomies de Bou Rheddou après une investigation géochimique détaillée aussi pour la coupe de Bou Rheddou.

Troisième chapitre

Sédimentologie

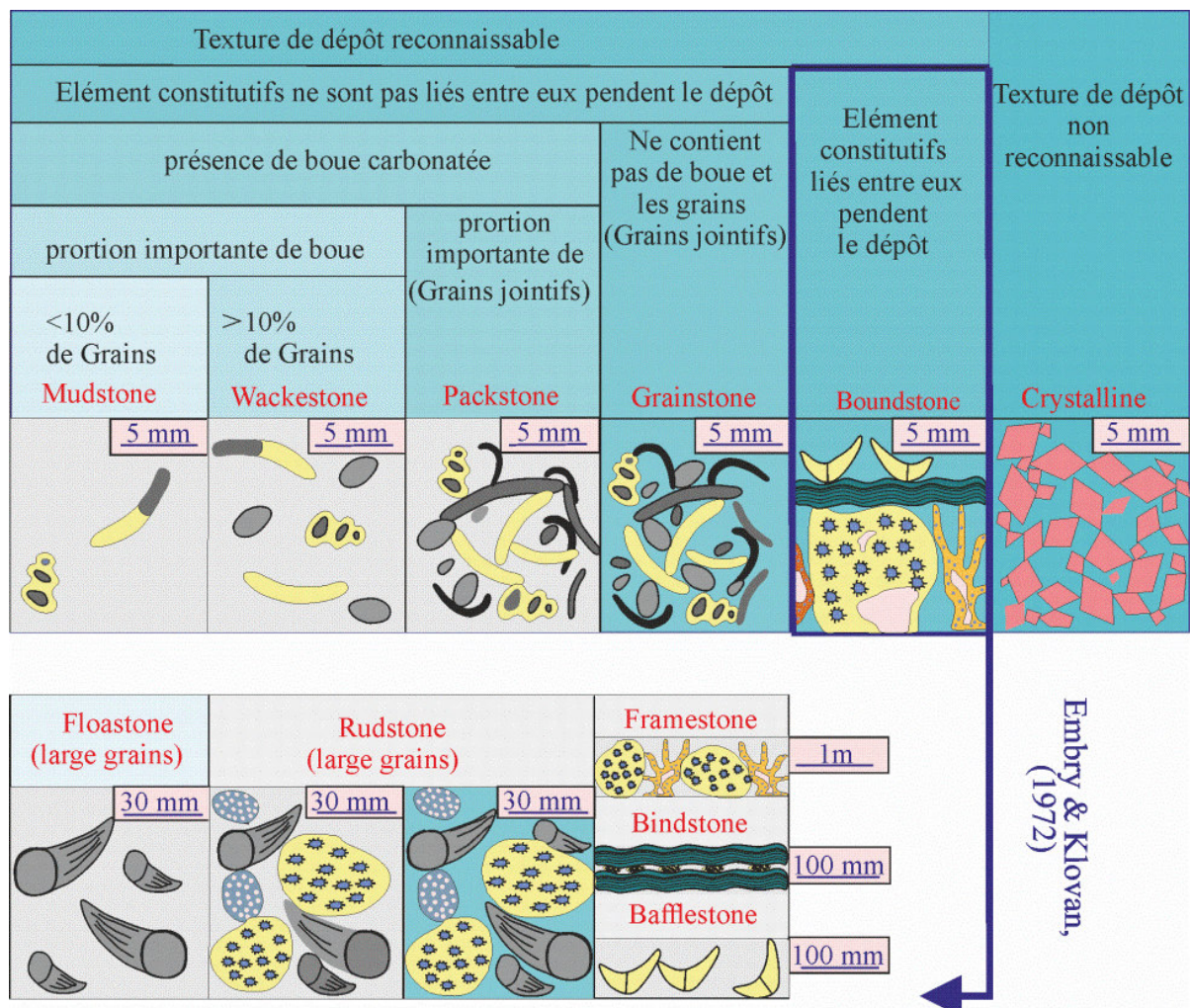


I. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude sédimentologique détaillée de la succession carbonatée du Callovien de Bou Rheddou. Elle est basée sur des observations macroscopiques (structures sédimentaires et microfaciès), et ensuite cette investigation est complétée par une étude pétrographique (microscopique) détaillée.

II. Classifications des roches carbonatées

Plusieurs classifications ont été proposées pour l'étude microscopique des roches carbonatées (Folk, 1959 ; Dunham, 1962) ; Embry et Klovan, (1971) ont complété la classification de Dunham. La classification de Dunham est la plus pratique et la plus adoptée par les géologues dans les deux domaines ; académique et pétrolier (Lokier et Junaibi, 2016).



Tab.2 : La classification des roches carbonatées de Dunham (1962), complétée par, Embry & Klovan, (1972). (D'après Touaf, 2022)

III. Dolomite / Dolostone :

La dolomie, ou dolomite, est un carbonate de composition chimique $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, qui cristallise en prisme losangique (rhomboèdre). Le terme dolomite s'applique aux deux ; Le minéral $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ porte le nom du minéralogiste français **Deodat de Dolomieu**, qui a décrit le minéral pour la première fois en 1791, minéral rhomboédrique de couleur claire blanche, grise ou rose. Il se trouve couramment dans les roches sédimentaires, comme le calcaire, et il peut être formé par l'altération de ces roches par des fluides riches en magnésium.

Le terme dolostone est parfois utilisé pour cette dernière et parfois appelée roche dolomitique, calcaire dolomitique ou marbre dolomitique, selon sa texture et son apparence. Une roche sédimentaire de couleur claire composée principalement de dolomie et de calcite. La dolostone se forme généralement dans les milieux marins, où les eaux riches en magnésium réagissent avec les sédiments de carbonate de calcium pour former la dolomie. Elle peut également se former dans d'autres environnements, tels que dans les dépôts d'évaporite ou dans les sources chaudes.

FORMATION ET GENESE DES DOLOMIES

La genèse de la dolomite est encore un domaine de recherche fructueux malgré de nombreuses années d'observation sur le terrain et de recherche au laboratoire ([Morrow, 1982a, b](#) ; [Wells, 1986](#) ; [Purser et al. 1994](#)). L'origine de la dolomite dans les séries anciennes fut compliquée par l'absence apparente de la dolomite actuelle d'une part, et par certaines données chimiques d'autre part. Il est confirmé que la dolomite se forme sous des conditions déterminées de température et pression associées à un enfouissement post-sédimentaire ([M'Rabet, 1981](#)).

Il convient toutefois de noter que la dolomite peut se former au détriment de la calcite pour les rapports Mg/Ca inférieurs à 1/1 si la salinité est très faible ([Folk et Land, 1974](#)).

Les conditions nécessaires à la formation de la dolomite semblent inclure une perméabilité initiale dans le sédiment, couplée à une pression différentielle suffisante pour permettre le mouvement du fluide interstitiel, un apport adéquat et continu d'ions de magnésium, et un fluide sous-saturé par rapport aux ions de calcium. Les deux dernières conditions semblent être compatibles dans le modèle de Dorag de Badiozamani (1973).

L'eau de mer et l'eau douce peuvent être saturées par rapport à la dolomie et à la calcite, mais les mélanges ayant 5 et 50 % d'eau de mer sont sous-saturés par rapport à la calcite et saturés de dolomie (Fig. B). On peut donc s'attendre à une dolomitisation lorsque les eaux marines et les eaux douces se mélangent. Selon la genèse des dolomies on distingue deux principaux types de dolomie :

Dolomies Primaires ou protodolomies :

Elles correspondent à des grains de dolomites fines sédimentées en lits formant directement des dolomies d'origines primaires. Ces dolomies primaires sont associées à des évaporites ou issues de la précipitation de dolomite dans des lagunes côtières des pays chauds (Purser, 1980 ; Purser et al., 1994 ; Land, 1980 ; Lumsdan & Chimahusky, 1980 ; M'Rabet, 1981)

Les dolomites primaires sont des roches dolomitiques qui se sont formées directement à partir de précipitations chimiques, plutôt qu'à la suite de l'altération de calcaire préexistant ou d'autres roches sédimentaires. Les dolomites primaires peuvent se former dans une variété d'environnements, y compris les environnements marins ou lacustres peu profonds, les systèmes hydrothermaux et les bassins soumis à l'évaporation.

Dans les milieux marins, les dolomites primaires peuvent se former par réaction de l'eau de mer riche en magnésium avec des sédiments carbonatés de calcium. Ce processus peut se produire dans des environnements modernes et anciens, et les dolomites primaires se trouvent couramment dans les plates-formes carbonatées anciennes et les récifs. La formation des dolomites primaires dans ces milieux peut être influencée par divers facteurs, y compris la température, la pression et la disponibilité des ions magnésium et calcium.

Dans les milieux lacustres, des dolomites primaires peuvent se former à la suite de la précipitation de dolomite provenant d'eaux riches en magnésium qui pénètrent dans le système lacustre. Ce processus peut se produire dans des environnements modernes et anciens, et les dolomites primaires sont couramment trouvées dans les dépôts lacustres anciens. La formation de dolomites primaires dans ces environnements peut être influencée par des facteurs tels que la chimie des eaux, la température ainsi que la présence de la matière organique.

Les dolomites primaires peuvent également se former dans les systèmes hydrothermiques, où les fluides chauds réagissent avec les roches carbonatées de calcium pour produire de la dolomite. Ce processus peut se faire dans une variété de contextes, entre autre les évènements hydrothermaux en eau profonde et les sources chaudes. La précipitation des dolomites primaires dans les systèmes hydrothermiques peut être influencée par des facteurs tels que la température, la pression et la chimie du fluide.

Dans les bassins d'évaporation, des dolomites primaires peuvent se former en raison de la concentration d'ions magnésium et de calcium dans les saumures qui sont laissées derrière lorsque l'eau s'évapore. Ce processus peut se produire dans des environnements arides. La formation de dolomites primaires dans ces environnements peut être influencée par des facteurs tels que la température, la quantité d'évaporation et la chimie des saumures. selon : $\text{Ca}^{2+}(\text{aq}) + \text{Mg}^{2+}(\text{aq}) + 2\text{CO}_3^{2-}(\text{aq}) \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (solide).

Les dolomites primaires sont importantes dans une variété d'applications géologiques et industrielles, y compris l'identification et l'exploration des gisements minéraux de dolomite et l'utilisation de dolomite dans une variété de procédés industriels

Dolomies Secondaires ou diagénétiques :

Les dolomites secondaires sont issues du remplacement de la calcite par de la dolomite (processus de dolomitisation). Au cours de ce processus, le carbonate de calcium (CaCO_3) est transformé en carbonate double de calcium et de magnésium par remplacement de la moitié des ions Ca^{2+} par des ions Mg^{2+} (Machel et Mountjoy, 1986 ; Hardie, 1987).

Les dolomies secondaires sont des roches dolomitiques qui se forment par la modification de roches sédimentaires préexistantes, comme le calcaire. Ce processus de dolomitisation peut se produire à travers une variété de mécanismes. Le processus de la dolomitisation implique le remplacement du carbonate de calcium (généralement sous forme de calcaire) par du carbonate de magnésium (dolomite). Le remplacement peut se faire par plusieurs mécanismes, tel que l'introduction des fluides riches en magnésium dans la roche sédimentaire. Ce mélange est riche en magnésium, en calcium et en de la matière organique pétrifiée. Le processus de dolomitisation peut aboutir à un large éventail de textures et de structures dans la roche dolomitique, (les vugs, les veines et les brèches).

Un mécanisme courant de dolomitisation est l'introduction de fluides riches en magnésium dans un calcaire. Cela peut se produire de diverses façons, (i) le mouvement des

fluides hydrothermiques à travers un système rocheux, (ii) l'afflux d'eau de mer dans un bassin sédimentaire, ou (iii) l'écoulement des eaux souterraines à travers un aquifère calcaire. Comme le fluide riche en magnésium interagit avec la roche de carbonate de calcium, il provoque un remplacement de calcium par du magnésium, entraînant la formation de la dolomite.

Un autre mécanisme de dolomitisation est la décomposition des matières organiques, sa désintégration libère des acides organiques qui peuvent réagir avec le carbonate de calcium dans une roche sédimentaire, ce qui induit à un remplacement par du carbonate de magnésium. Ce processus est particulièrement courant dans les sédiments marins, où des niveaux riches en matière organique sont omniprésents.

Les dolomites secondaires sont importantes dans une variété d'applications géologiques et industrielles, y compris l'exploration et la mise en valeur des réservoirs de pétrole et de gaz, l'identification et l'évaluation des gisements minéraux de dolomite, et l'utilisation de dolomite dans une variété de procédés industriels

CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES DOLOMIES

Plusieurs classifications sont éditées, certaines sont classiques basées sur la taille des cristaux de dolomies et à d'autres se basent sur des composants pétrographiques associés (Folk, 1962, Schmidt, 1965, in. Michard, 1969).

D'autres moins simples mais très commodes. Elles sont basées sur les caractères texturaux des dolomies tels que : taille, forme et agencement.

Pour la taille des cristaux de dolomies nous avons adopté la classification de Lucia (1995) (Tab. 3). Cette classification est utilisée, surtout, par les géologues pétroliers. Où l'auteur a proposé deux classes :

- 1) Cdol (Coarse dolomite : cristaux de dolomies grossiers) d'une taille supérieure à 100 μm
- 2) FMdol (Fine-medium dolomite : cristaux fins à moyens de dolomie) d'une taille supérieure à 20 μm et inférieur à 100 μm .

Fine-Medium (FMdol)	Coarse (Cdol)
< 20 μm à 100 μm	\sim 100 μm

Tab.3 : Classification des dolomies, les classes pétrophysiques de Lucia (1995).

Concernant les textures et la classification texturales des dolomites, on peut citer : la classification de Warren (2000), after Sibley & Gregg (1987) et Flügel (2010) ont été adoptées.

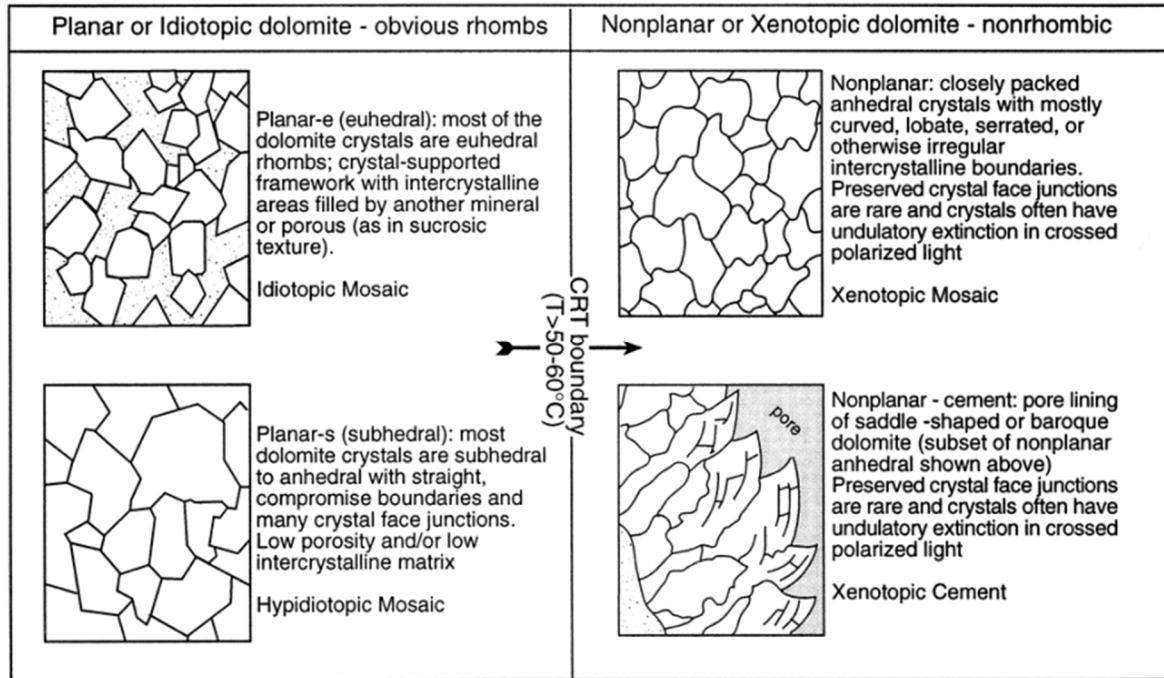


Fig.9 : Classification des textures des dolomies Warren (2000), after Sibley & Gregg (1987).

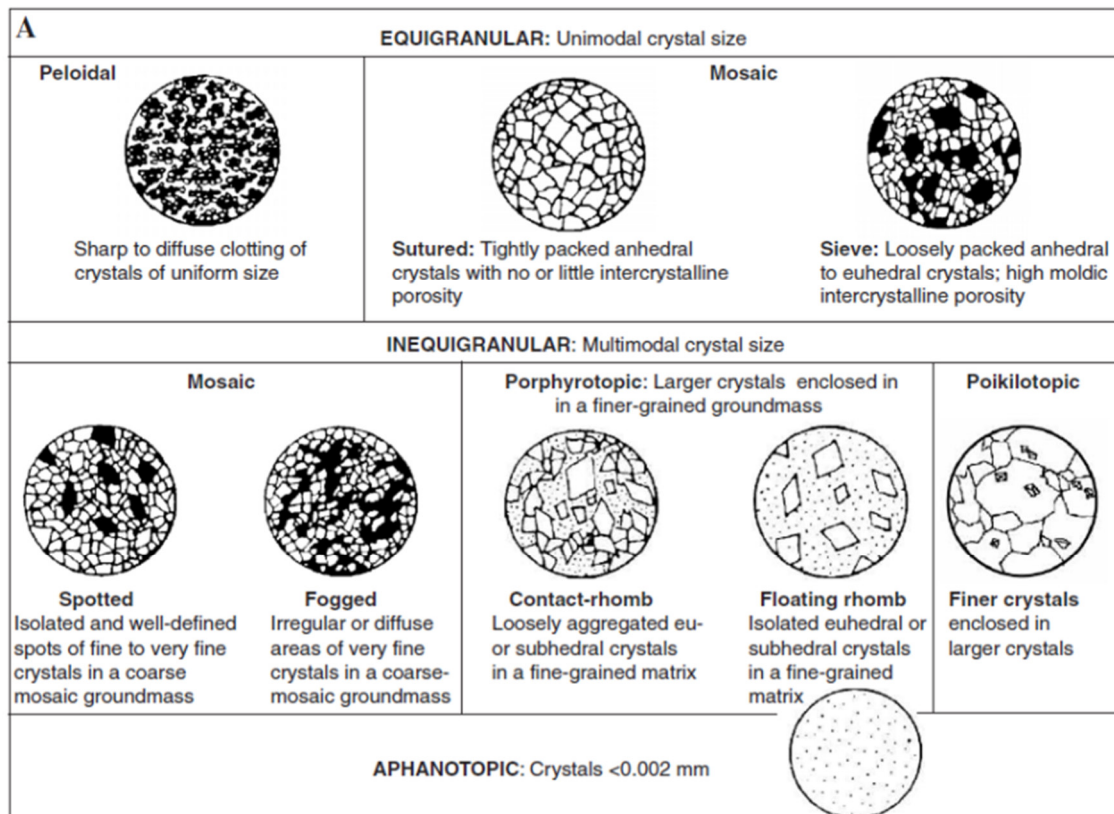


Fig.10 : Classification des textures des dolomies Flügel (2010).

Modèles de dolomitisation (Fig. 11)

La formation de la dolomite correspond à la croissance des cristaux dans lequel les couches calcaïques et magnésiennes sont disposées de manière régulière. Elle peut avoir lieu par cristallisation très lente à partir d'une solution diluée ou, plus rapidement, d'une solution concentrée avec un rapport Mg-Ca élevé (Berner 1971).

L'eau de mer est sous-saturée en dolomite de sorte qu'elle n'atteigne presque jamais les conditions requises pour la précipitation directe de ce minéral. La précipitation de la dolomite se déroule essentiellement de manière indirecte contrôlée par des facteurs géodynamiques exogènes. Au début de la diagenèse, il y a habituellement une précipitation secondaire de proto_dolomite peu ordonnée, qui a été décrite à partir de certains environnements littoraux (Purser, 1980). La dolomitisation peut également avoir lieu le long des marges continentales qui présentent des taux de sédimentations relativement faibles, inférieurs à 50 cm/1000 ans, et en même temps riches en matière organique (Baker et Burns, 1985). Au cours de la diagenèse

tardive, la dolomitisation est pratiquement indépendante des lithofaciès, et peut même traverser les unités sédimentaires, que ce soit massive ou même localisée. Dans la littérature, plusieurs modèles de dolomitisation ont été proposés, quelques-uns sont plus fiables.

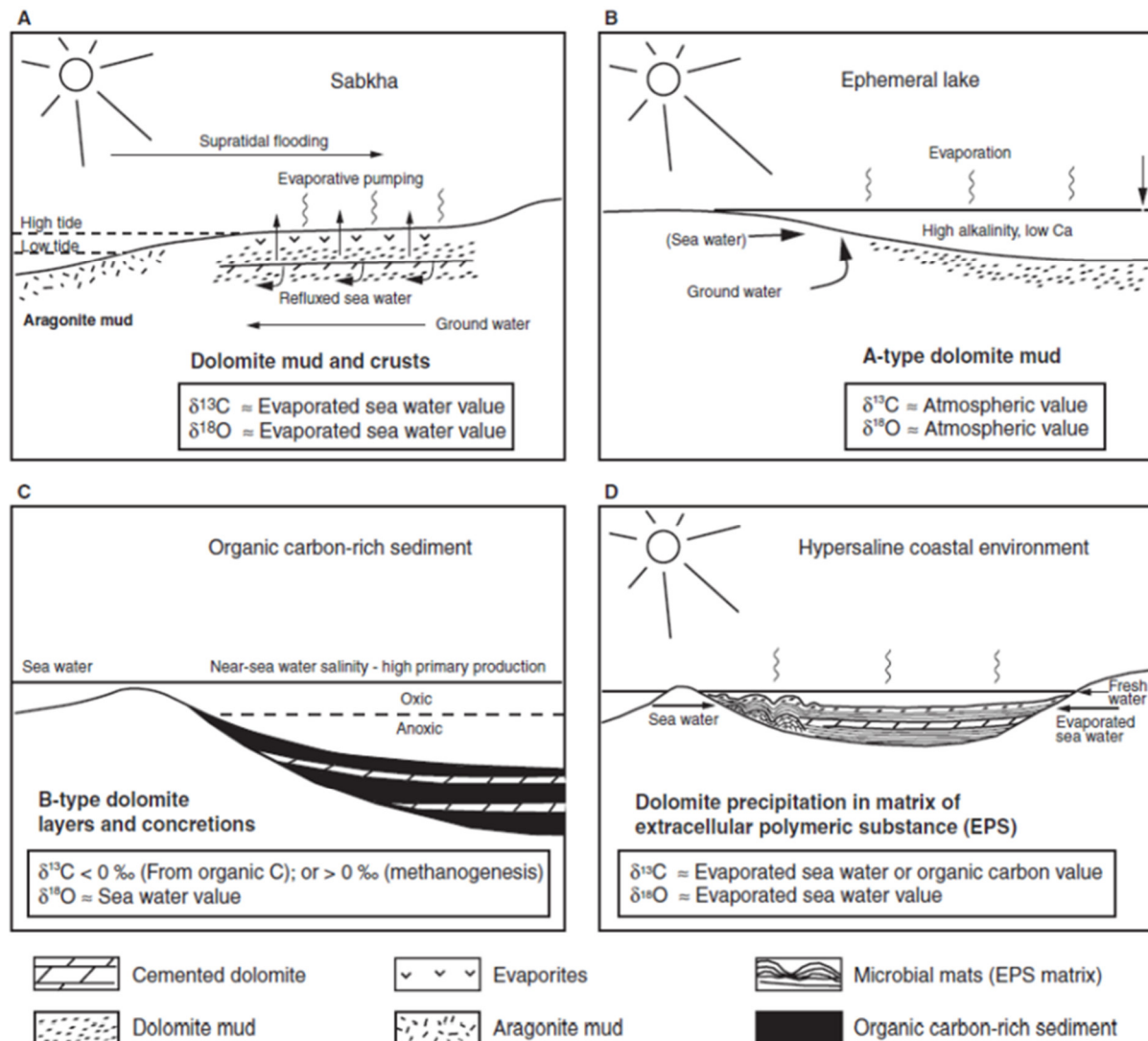


Fig. 11 : la formation de dolomite dans les environnements marins actuels, [Meister et al. \(2013\)](#).

Le modèle "infiltration-reflux" :

Postule la migration de l'eau de mer dans les sédiments intertidaux sous l'influence des courants de marée et de l'action capillaire, une concentration relative de Mg par évaporation, et enfin la dolomitisation lors du reflux des eaux à marée basse ([Fig. 11](#)). Jusqu'à présent, il n'a pas été possible de trouver des exemples de ce processus dans les environnements sédimentaires récents.

Le modèle de « pompage par évaporation »

Ce modèle s'applique aux milieux littoraux, il a été proposé pour les sebkhas du golfe Persique. Il nécessite un approvisionnement continu en eau à travers les sédiments, suivi d'une évaporation intense dans une lagune côtière. La précipitation de l'aragonite et du gypse entraîne l'enrichissement relatif du Mg, conduisant à la dolomitisation du sédiment hôte.

2-Dans les dépôts submergés,

Comme les récifs ou les carbonates infratidaux, la dolomitisation semble résulter de précipitations lentes provenant de faibles solutions interstitielles pénétrant dans le calcaire. Les calculs théoriques montrent qu'un mélange d'eau douce avec 5% à 30% d'eau de mer est sous-saturé contre la calcite et sursaturé contre la dolomite (Badiozamani dans Leeder 1982).

Dans un tel mélange, le rapport Mg/Ca reste élevé et proche de celui de l'eau de mer initiale, conduisant à des conditions favorables aux précipitations de dolomite (Folk et Land 1975). Ce modèle de mélange de deux solutions interstitielles de composition chimique différente semble expliquer un grand nombre de cas de la dolomitisation dans des séquences actuels et anciennes (Fig.11). La cristallisation lente résultant du mélange de deux solutions interstitielles différentes conduit à une dolomie claire avec des cristaux de sparites bien formés.

3-Le modèle de dolomitisation diagénétique tardive

Par le transfert de magnésium libéré de Mg/Ca, et des minéraux argileux lors de la transformation de smectite en illite, semble être applicable aux calcaires à teneur variable en marne qui ont été profondément enfouis.

Application du modèle dans la région d'étude

L'étude microscopique des lames minces Jurassique de la région de Bou Rheddou montrent clairement, un remplacement des carbonates d'eau peu profonde (calcites) ; (crinoïdes, péloïdes etc....) par des cristaux de dolomies (dolomitisation). La dolomitisation a été reporté dans différentes séries géologiques, elle correspond à l'addition du magnésium (Mg) à la calcite préexistant (CaCO₃) (exp : Machel, 2004 ; Flügel, 2010)

Cette dolomitisation n'est pas toujours complète et parfois la dolomitisation détruisait toute l'aspect primaire où on observe une structure mosaïque euhedral à subhedral. La dolomitisation précoce est un processus commun dans les carbonates des environnements péri-tidales (Zenger et al., 1980 ; Sun, 1995 ; Yoo et Lee, 1998 ; Warren, 2000).

Description (Lame 01)

Cette lame montre des cristaux de petites tailles selon la classification de Lucia (1995). Ils montrent des limites cristallines peu nettes et formant une mosaïque anhédrale (fogged). Ces cristaux forment une mosaïque des cristaux de forme anhédrale et equigranulaire (des cristaux de même taille) (Fig.12 A). Quelques cristaux montrent une forme claire de rhomboèdre avec une porosité inter-cristalline (Fig.12 B). Mais, parfois on constate une distribution irrégulière des petits cristaux dans « coars mosaic » texture (Fig.12 C). Des réseaux de micro-stylolites sont observés aussi (Fig.12 D).

Interprétation

La compaction observée dans la lame mince s'explique par le changement physique par réduction du volume du sédiment due à la diminution de la porosité observée. La présence des stylolithisations reflète incontestablement la compaction « diagénèse tardive » (Flügel, 2010).

Description (Lame 02)

Cette lame montre des cristaux de grandes tailles selon la classification des dolomies de Lucia (1995), ils montrent des formes euhédrales à subhédrales (Fig.13A). Parfois leurs formes sont parfaitement euhédrales (rhomboédriques), et le ciment est aussi dolomitique, se présentant sous forme de cristaux de petites tailles (Fig. 13D).

Deux types de porosités ont été observées : une porosité intercristalline, il s'agit des vides existant entre les cristaux de dolomites (colorés en bleu), et une porosité de fractures représentée par des microfractures (Fig.13 A -F).

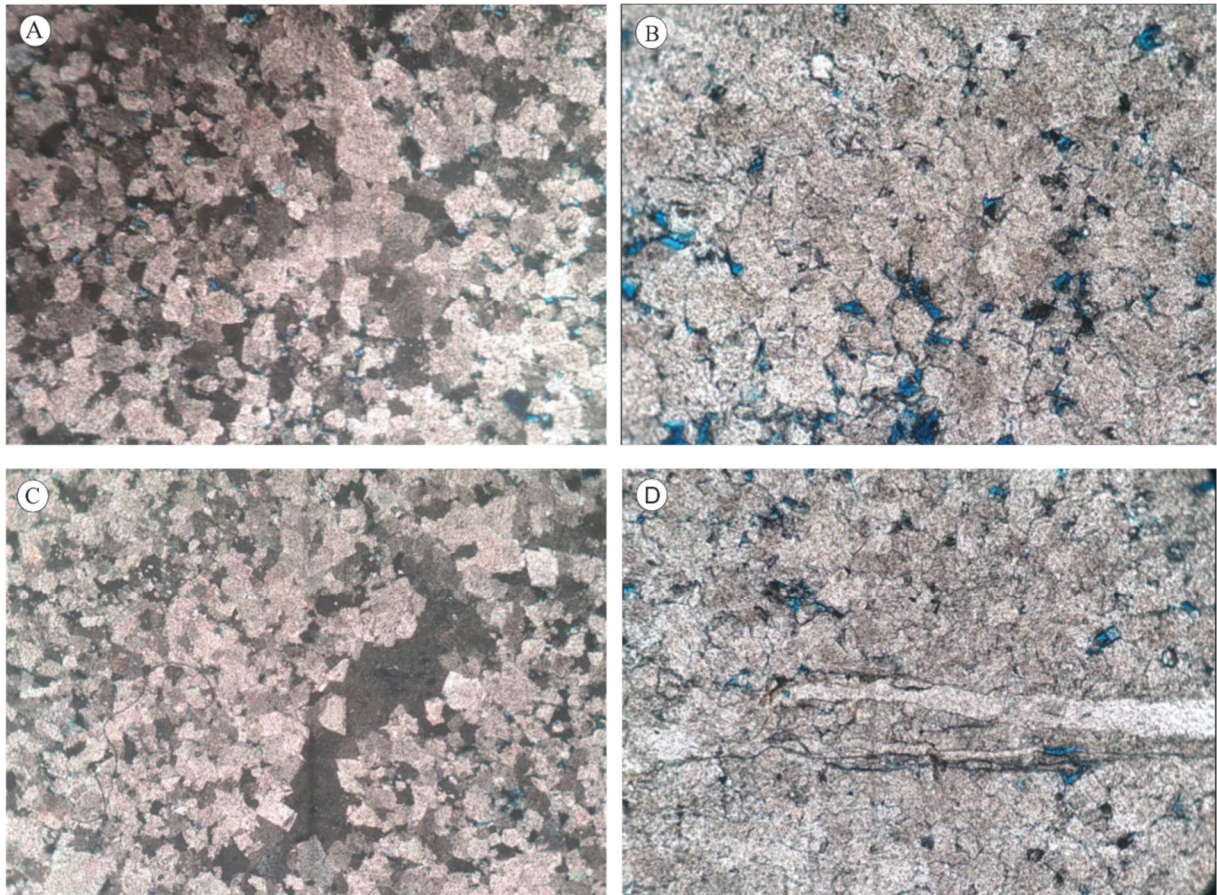


Fig.12 : lame mince ; Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, **(A)** des cristaux de dolomies de petites tailles formant une mosaïque anhédrale (fogged) et equigranulaire ; **(B)** une compaction des cristaux de dolomites « xenotopic mosaic » ; **(C)** distribution irrégulière des petits cristaux dans « coars mosaic » texture ; Les figures A, B et C montrent une porosité inter-granulaire **(D)** structure mosaïque montre deux réseaux de micro-stylolites.

Interprétation

La porosité intra-cristalline dans les vides existant entre les cristaux de dolosparite qui s'impliquent de petite taille et sous formes mentionnées, ces pores intercrisatllins, sont élargis par la dissolution. Cette dernière a également affecté les rhomboèdres de dolomies engendrant ainsi une porosité intra-cristalline. Les cristaux euhédraux, limpides sont souvent zonés en dessous des fractures correspondant à la "dolomite-ciment" de [M'Rabet \(1979\)](#) et se présentant sous forme de sparite limpide macrocristalline, issue d'une précipitation directe ou d'une néoformation. Elle occupe les vides, les fissures et les cavités de dessiccation ([Fig.13E](#)), ce qui implique la présence de deux phases de dolomitisation.

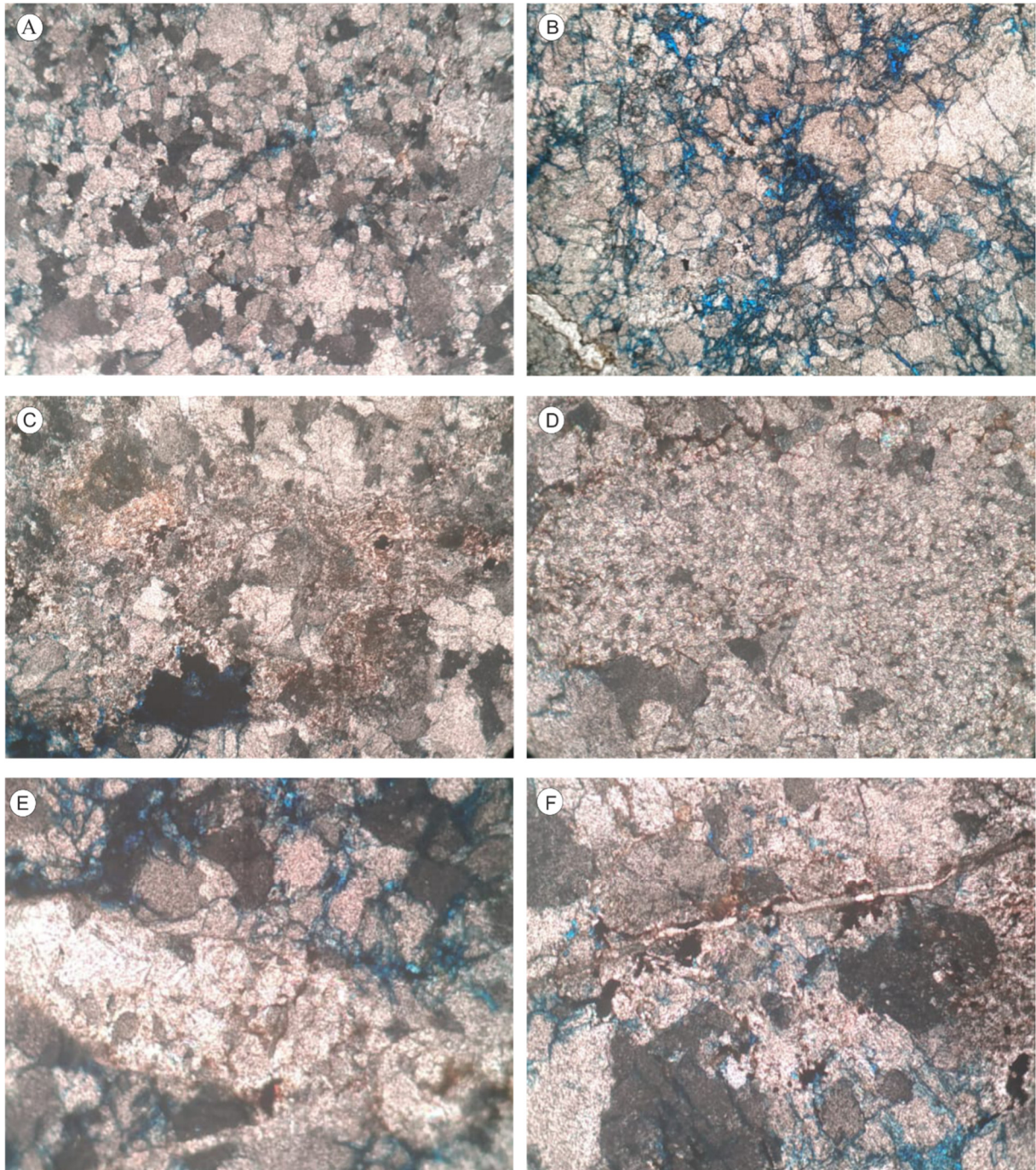


Fig.13 : lame mince 2 Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, **(A)** des cristaux de dolomites formant une sieve mosaïque équi-granulaire; **(B)** Une porosité intra_cristalline de taille petite et forme trapézoïde et triangulaire; **(C)** des limites intercrystallines sous forme de courbes irrégulières; **(D)** des cristaux tapissant les fractures ; **(E)** la "dolomite-ciment" occupe les vides, les fissures et les cavités de dessiccation ; **(F)** stylolithes.

Description (Lame 03)

Cette lame montre deux générations de luminescence rouge et orange, le premier type de luminescence (rouge) correspond à des cristaux de dolomies (anhedral) relativement equigranulaires (Fig.14A et B). Le deuxième type de luminescence (dull luminescence/ orange luminescence) correspond à un ciment autour des cristaux de dolomies (Fig.13E) et « *aphanotopic* » dont le ciment est dolomitique remplissant les pores de grands tailles.

Interprétation

La différente luminescence reflète deux différentes générations où épisodes. Autrement dit deux différentes flux avec différente concentration de Fe et Mn, ces deux éléments sont responsables au type de luminescence (orange ou rouge).

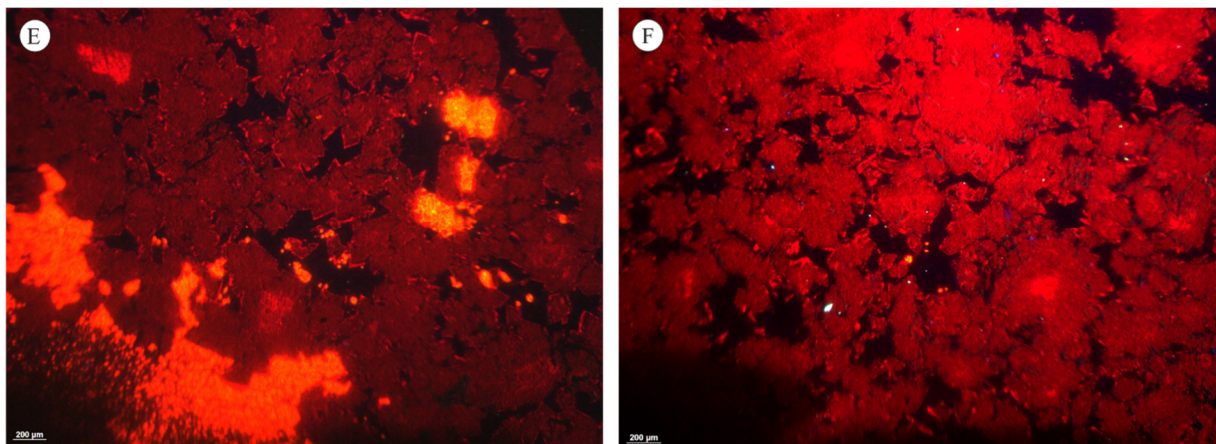


Fig. 14 : microphotographie de la lame mince 3 sous microscope à cathodoluminescence. **A et B :** des cristaux de dolomie (anhedral) equigranulaire, avec deux types de luminescence orange et rouge.

Description (Lame 04)

Elle est représentée par des cristaux xénomorphes (non-planar), limpides de grandes tailles selon la classification de Lucia (1995). Les limites intercrystallines sont irrégulières (Fig. 15A et B), avec une extinction ondulante. Cette lame montre une abondance de spicules d'éponges (Fig. 15A et B).

Interprétation

Cette lame reflète une dolomitisation partielle de la roche carbonatée préexistante qui correspond à une spiculite. La texture initiale avant la dolomitisation correspond probablement à une texture packstone. Les spiculite sont considérées comme des dépôts d'eaux profondes et froides, mais Gammon et al. (2000), a reporté ce faciès dans des environnements marins peu profond et chauds avec un fort hydrodynamisme et riche en trophique.

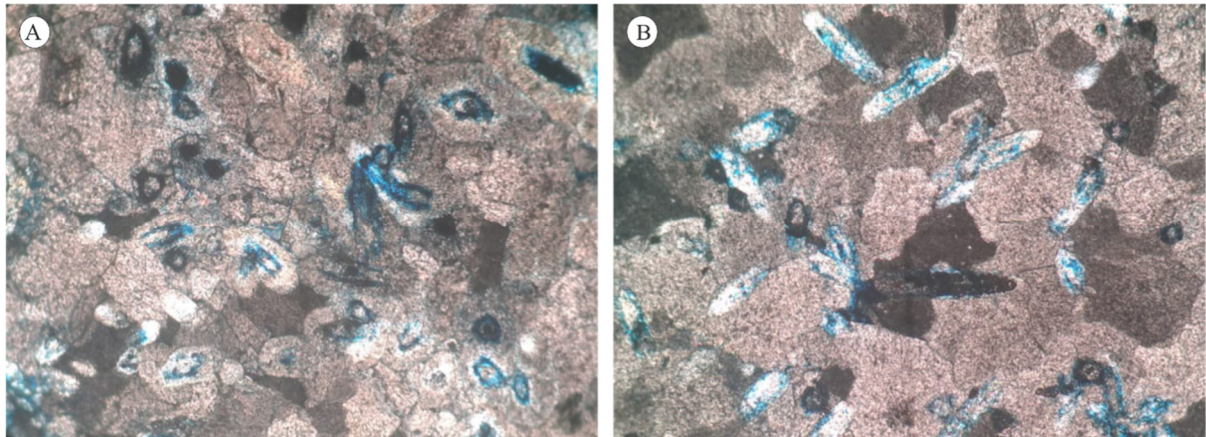


Fig.15 : lame mince 4, (A) des cristaux xénomorphes de dolomites avec des limites intercrystallines qui sont irrégulières ; **(B)** cristaux de dolomites en contact direct avec les spicules d'éponges.

Description (Lame 05)

Des cristaux xénomorphes, limpides de petites tailles selon la classification des dolomies de Lucia (1995) (Fig. 16A et B). Cette lame montre des fragments de crinoïdes partiellement dolomités et d'autres formes bien conservées, avec une porosité intercrystalline.

Interprétation

Cette lame reflète aussi une dolomitisation partielle d'une roche préexistante (calcaires à crinoïdes), la texture de la roche préexistante est probablement packstone à grainstone. L'environnement de dépôt est probablement intertidale (environnement agité).

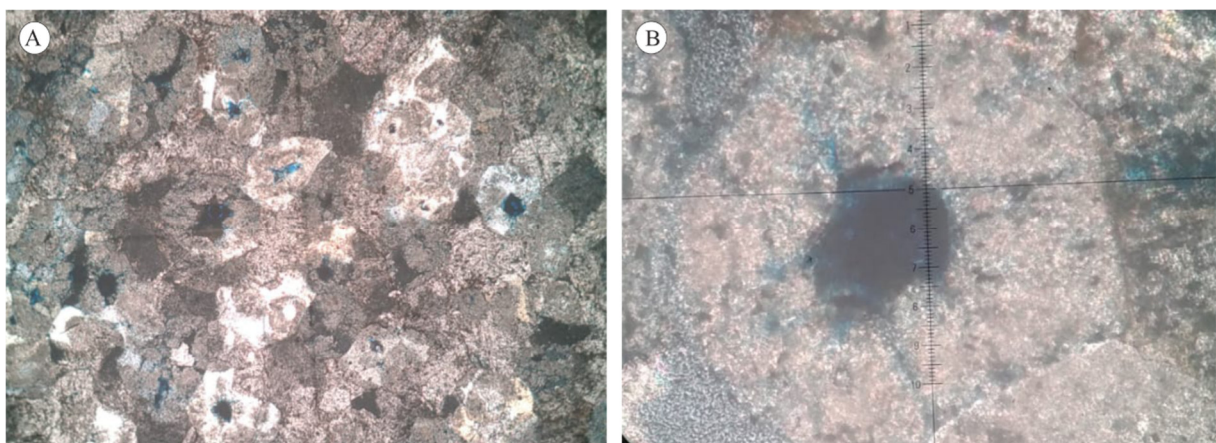


Fig.16 : lame mince 5, (A) dolomitisation non complète avec des cristaux de dolomites xénomorphes ; **(B)** zoom de la photo A montre un fragment de crinoïde.

Description (Lame 6 et 7)

Ces deux lames sont représentées par des cristaux de dolomies majoritairement subhedral à anhedral, limpides de grandes tailles, selon la classification des dolomies, les classes

péetrophysiques de Lucia (1995). Cristaux de dolomies grossiers d'une taille supérieure à 100 μm (fig.17 A, B, C). La porosité est inter et intra-granulaire, quelques microstylolites sont observés.

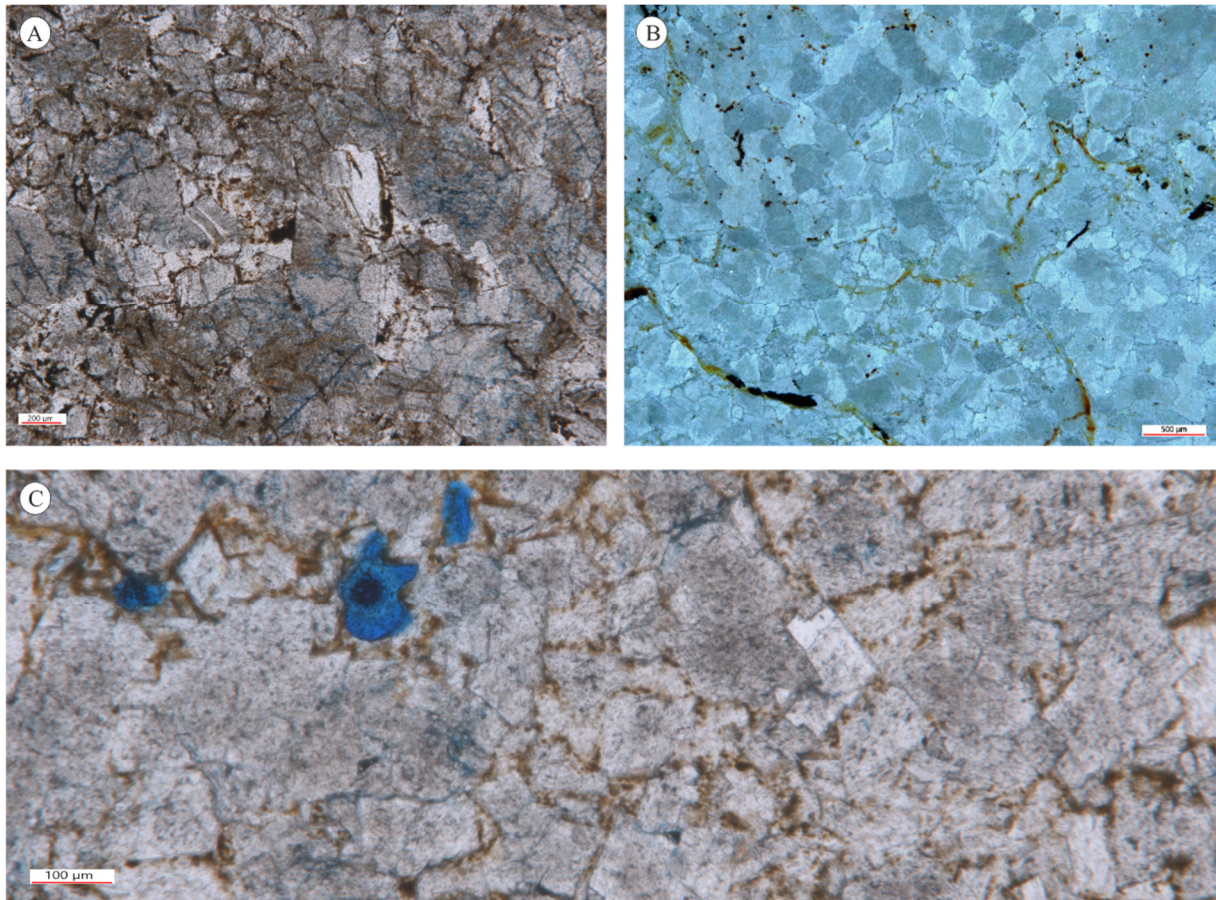


Fig.17 : lames minces 6 et 7 : (A) des cristaux de dolomies avec des surfaces irrégulières ; **(B)** texture mosaïque avec des cristaux equigranulaires; **(C)** porosité intergranulaire (coloré en bleu).

Calcaires micritiques

Bancs massifs de calcaires micritique set de calcaires oolithiques, de couleur bleuâtre à grisâtre. Les épaisseurs varient entre 15 cm et 50 cm, les derniers bancs de cette succession montrent la présence des céphalopodes (traces d'ammonites et rostrés de bélemnites). Les lames minces ont montré trois textures : mudstone, wackestone et rarement packstone.

- Mudstone avec péloïdes, wackestone avec des foraminifères planctoniques (*Globuligerina*) et quelques formes benthiques associées à des oncoïdes micritiques. On note également quelques gastéropodes.

Interprétation

Les lames minces reflètent une sédimentation dans une mer ouverte (domaine pélagique) (ammonites, *Globuligerina*, bélemnites), mais cette sédimentation montre la coexistence des caractères benthiques (ooïdes, oncoïdes et foraminifères benthiques). Ce mélange benthique et pélagique a été enregistré dans des hauts-fonds pélagiques. La sédimentation s'effectuait dans une mer ouverte, mais sous une faible tranche d'eau permettant une certaine turbulence d'eau et la pénétration de la lumière (ooïdes, oncoïdes) ([Schlager, 1981](#) ; [Santantonio, 1993](#) ; [1994](#) ; [Marino et Santantonio, 2010](#) ; [Flügel, 2010](#)).

Discussion

Cette discussion est basée sur accessoirement sur les observations macroscopiques (données de terrain) et essentiellement complétées par des observations pétrographiques (étude microscopique). A l'échelle régional, cette dolomitisation des dépôts calloviens n'est visible qu'à Bou Rheddou, tandis que le Callovien de Bechtout et Bou Hadjar ne sont pas influencés par cette dolomitisation ([Atrops et Benest, 1986](#) ; [Sadji et al., 2021](#), [Sadji, 2021](#), [Touaf, 2022](#)).

Dans le secteur de Bou Rheddou, deux phases de dolomitisation ont été reconnues : dolomitisation précoce (la phase responsable de la dolomitisation) et tardive « *Deep Burial Diagenesis* » qui est considérée comme phase accessoire qui a modifié légèrement la texture précédemment dolomitisée.

L'étude microscopique des dolomies de la Formation du Calcaire de Bechtout a montré la coexistence de deux générations de cristaux de différentes tailles ainsi de différentes textures, cette coexistence peut être interprété par :

- 1- Soit, différentes textures de la roche originale « *the precursor limestone* », cette possibilité est maintenue à cause de l'existence de trois facies différents de « *precursor limestone* » tel que les calcaires à crinoïdes, calcaires à spicules d'éponges et calcaires à lamines stromatolitiques.
- 2- Soit, la recristallisation de la dolomie avec plusieurs épisodes de dolomitisation. Ces épisodes s'effectuaient avec différente saturation en Mg (e.g. [Sibley et Gregg, 1987](#); [Machel, 2004](#)). Cette possibilité est aussi plausible d'autant plus qu'on a constaté plusieurs générations de dolomitisation en se référant aux observations de cathodoluminescence.

La dolomitisation tardive est indiquée par la présence de quelques cristaux de dolomies à baroque « *saddle dolomite* ». Ils indiquent aussi une dolomitisation à une température supérieure à 60 °C ([Radke et Mathis, 1980](#)). Les stylolites sont également considérés aussi comme des indicateurs de la diagenèse tardive en profondeur « *burial diagenesis* » (e.g. [Flügel, 2010](#)).

Le mécanisme de la dolomitisation peut être expliqué par une évaporation intense des eaux marines dans un environnement marin intertidal à supratidal sur saturé en Mg ([Purser, 1980](#) ; [Walker & James, 2000](#)). Ces conditions environnementales sont bien connu dans l'actuel citons

comme exemple : le Golf Arabo-Persique (Deffeyes et al., 1965; Evans et al., 1969; McKenzie et al., 1980). Cette hypothèse est renforcée par la présence de quelques niveaux dolomitiques dans le Callovien de Bechtout, qui surmonte des dépôts tidaux avec indice d'émersion (Atrops et Benest, 1986 ; Sadji, 2021, Touaf, 2022). En revanche, ce modèle de la dolomitisation ne peut pas être considéré comme le facteur principal de la dolomitisation de la majeure partie de la Formation des Calcaire de Bechtout, d'autant plus qu'ils sont totalement absents dans le secteur de « bloc » de Bou Hadjar, qui s'alternent avec les calcaires à caractères benthiques dans la région de Bechtout.

Les données de la géochimie isotopique (isotopes stable d'oxygène) (Sadji et al, en cours ou in press) des dolomies « bulk sediment » montrent des valeurs très négative de $\delta^{18}\text{O}$, qui sont inférieures à -10.00 ‰, qui reflètent une température très élevée. Cette température élevée est reliée incontestablement à des fluides chauds circulant le long des failles engendrées par une tectonique extensive (e.g. Baral et al., 2013). Le contexte régional confirme une phase tectonique extensive entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (Références) enregistrés dans la marge nord-africaine, (Benest, 1983). Cette phase tectonique a été également signalé en Téthys occidentale (Ziegler, 1989 ; Vera, 2001).

La dolomitisation tardive de cette formation « *Deep Burial Diagenesis* » est aussi exclue comme étant le facteur principal, d'autant plus ce phénomène de dolomitisation s'achève dès l'apparition des calcaires à caractères benthiques et pélagiques qui sont précédés par un événement tectonique extensif (Touaf, 2022).

Age de dolomitisation

Il est très difficile de déterminer l'âge exact de la dolomitisation (faute de moyen) mais il peut être estimé avec une certaine incertitude. La dolomitisation est sûrement pré-oxfordienne d'autant plus le faciès ammonitico rosso d'âge Oxfordien moyen a été épargné même partiellement par cette dolomitisation. Donc, ce phénomène de dolomitisation est d'âge probablement Callovien supérieur-Oxfordien inférieur coïncidant avec la phase tectonique extensive responsable à la remonté des fluides chauds saturés en Mg.

Conclusion générale

Au terme de ce mémoire, l'étude pétrographique de la Formation des Calcaires de Bechtout (Dolomies) d'âge Callovien (Jurassique Moyen) à Bou Rheddou dans la région de Tiaret, a fait appels à deux approches lithostratigraphique et sédimentologique (pétrographique).

- A. du point de vue lithostratigraphique* : le cadre lithostratigraphique et biostratigraphique récemment proposé [Sadji \(2021\)](#) a été repris. Et aucune modification n'a été apportée. Par conséquent, les dolomies de la Formation des Calcaires de Bechtout sont attribuées au Callovien par corrélation lithologique avec le bloc Bou Hadjar et Bechtout.
- B. du point de vue sédimentologique* : les données macroscopiques et pétrographiques des dolomies d'âge Callovien de la région de Bou Rheddou ont conduit à la Chronologie suivante :
- Sédimentation des calcaires d'eau peu profonde dans un environnement relativement agité à calme de type intertidale à supratidale (calcaire à crinoïdes, à spicules et calcaire à lamines stromatolitiques). La texture initiale est probablement packstone à grainstone
 - Avant les dépôts des calcaires micritiques à caractères benthiques et pélagiques (ooides, péloïdes, oncoïdes, ammonites, bélemnites, foraminifères planctoniques...etc) (e.g. [Sadji, 2021](#), [Touaf, 2022](#)) la région a été le siège d'une phase tectonique extensive qui a touché la région, elle est associée à une remontée des eaux hydrothermales chargées en magnésium.
 - Cette remontée des fluides chauds est le moteur principal du phénomène de dolomitisation principale de la dolomitisation.
 - La charge sédimentaire a conduit ultérieurement à une légère modification de la texture initiale « deep burial diagenesis ».

Perspective

Finalement, il s'avère que la « dolomitisation » est un phénomène complexe qui nécessite beaucoup plus de moyen pour décrypter avec exactitude le mode de formation de ces dolomies et les différentes phases de dolomitisation. En perspective on peut citer par exemple :

- (i) une étude approfondie basée essentiellement sur les données intégrées de la microscopie à cathodoluminescence ;
- (ii) étude au microscope électronique à balayage ;
- (iii) étude géochimique des isotopes stables d'oxygène, le strontium et les terres rares ;
- (iv) et enfin une étude minéralogique détaillée.

Références bibliographiques :

- Adams, J.E., Rhodes, M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion. AAPG Bulletin 44, 1912–1920.
- Atrops, F., Benest, M., 1986. Stratigraphie du Jurassique supérieur du Djebel Bechtout au nord-ouest de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie) ; comparaison avec le Bou Rheddou. *Geobios* 19, 855-862.
- Benest, M., 1985. Evolution de la plate-forme de l'Ouest Algérien et du Nord-est Marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du crétacé : stratigraphie et milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. Document du laboratoire de Lyon. Fasc.1n95.
- Benest, M., Atrops, F., Almeras, Y., Benosmane, B., 1990. Découverte et dynamique d'une transgression au Callovien sur le socle tardihercynien dans le domaine sud-tellien (Ouarsenis-Algérie) *Compt Rendus Acad Sci Paris* 313 (13); 1555-1562.
- Benhamou, M., 1996. Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. Thèse. Doct. Etat. Univ. Oran, 434 p., 139 fig., 27 pl.
- Benosmane. B., 1990. Le Jurassique supérieur de la région de Tiaret (Algérie): Stratigraphie et faunes d'ammonites. Thèse Doct. Univ. Lyon, 204 p.
- Caire, A., Glangeaud, L., Mattauer. M., Polvêche. J., 1953b. Essai de coordination de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas tellien de l'Algérie centrale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 3, pp. 941-972.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003. Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 205-220.
- Farinacci, A., Malantruccio, G., Mariotti, N., Nicosia, U., 1981a. Ammonitico Rosso facies in the framework of the Martani Mountains paleoenvironmental evolution during Jurassic. In: Farrinacci, A., Elmi, S. (Eds.), *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*, Tecnoscienza, Roma, pp. 311–334.
- Fenet. B., Magné. J., 1973. Apperçu sur le bassin miocène synchro-nappes et les conditions de mise en place des unités allochtones dans les Monts de Tessala Dép. d'oran, Algérie). *B. S. G. F.*, (7), XV, n03-4, pp. 345-351.

Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg

Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, v. 43, p. 1-38.

Friedman, G.M. (1965). Terminology of Crystallization Textures and Fabrics in Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 35, 643-655

Goguel, J., 1952. *Traité de tectonique*. (éds.). Masson et Cie, Paris.

Guardia, P., 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain après l'étude de l'oranie nord occidentale (relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe et l'avant pays atlasique). Thèse, Es-Sci, Nice, 289 p.

Jenkyns, H.C. 1974. Origin of red limestones (Ammonitico-rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic ; a diagenetic model, *Special Publication of the international Association of Sedimentologists* (1974) 1, 249-271.

Lucia, F.J. (1995). Rock-Fabric Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 1275-1300

Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geol. Soc. Lond. Special Publ.* 235 (1), 7–63.

Mattauer, M., 1958. Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Monographie Régionale* 17, 534.

McKenzie, J.A., Hsu, K.J., Schneider, J.E., 1980. Movement of subsurface waters under the Sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis.

Polvêche, J., 1960. Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 24, 577p.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W.E. Ham (editor), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 108-12.

Raif, K. Cemil, Y., 2009. Lithostratigraphy, facies and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gumushane area, NE Turkey:

implication for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. *J Asian Earth Sci* 34:586-598.

Ramajo, J., Aurell, M., 2008. Long-term Callovian-Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. *Basin Research*. 20, 163e184.

Ranoux, J., 1952. Étude géologique du Djebel Bechtout. *Bull. Serv. Carte. Geol. Algérie. Trav. Alger* 3, 177-188, 1 fig., 1 carte.

Sadji, R., 2021. Calcaires noduleux rouges du Jurassique supérieur (Ammonitico Rosso) du domaine tellien externe (Algérie NW) : approches sédimentologique, bio chimiostratigraphique et paléoclimatique. Thèse.Doct .Univ. Oran, 136p, 59

Sadji, R., Munnecke, A., Benhamou, M., Alberti, M., Belkhedim, S., Ramdane, N., 2021. Late Jurassic temperatures for the southern Tethyan margin based on belemnites $\delta^{18}\text{O}$ from the Ouarsenis Mountains, northwestern Algeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 566, 1–18

Sun, S.Q., 1995. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *AAPG Bulletin* 79, 186–204.

Tchoumatchenco, P., Khrishev, K., 1992. Le Jurassique dans les Monts de Tiaret de de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *Stratigraphie. Geologica. Balcanica* 22(5). 29-59.

Tchoumatchenco, P., Nikolov, T., Kozhukharov, D., Benev, B., Gochev, P., Katzkov, N., Khrishev, K., Moev, M., Nicolov, Z., Slavov, I., Tzankov, T., Zidarov, N., 1995. Le Crétacé inférieur dans le massif de l'Ouarsenis et les monts de Tiaret (Algérie du Nord). *Geologica. Balcanica* 25 (2), 27-59

Warren, J., 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews* 52:1–81

Yoo, C.M., Lee, Y. II, 1998. Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow platform carbonates, Yeongheung Formation (middle Ordovician), Korea. *Sedimentary Geology* 118, 141–157. Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (1980.), Concepts and Models of Dolomitization. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications vol. 28, pp. 11–30

Listes des figures et tableaux

Liste des figures :

Fig. 1 : (A) Carte paléogéographique de la Téthys occidentale pendant le Jurassique moyen (Callovien) (Modifié), cercle rouge : position de Bou Rheddou ; (B) Carte géographique de l'Algérie ; (C) Délimitation géographique des Monts de l'Ouarsenis selon le B.N.E.D.R (Bureau National d'Étude pour le Développement Rural) (1) Bechtout, (2) Bou Rheddou.

Fig. 2 : Extrait de la carte géologique de la région de Tiaret (modifiée d'après [Polvêche, 1931](#)).

Fig. 3 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la région d'étude (Bou Rheddou). ([Sadji, 2021](#)).

Fig. 4 : Schéma structural (unités structurales) du Tell (*in.* [Benhamou 1996](#)).

Fig.5 : photo satellite (Google earth) de la région d'étude ; (1) Bou Hadjar, (2) Djbel Bechtout ; (3) Bou Rheddou.

Fig.6 : (A) : la formation de calcaire du Bechtout d'âge Callovien (Moyen et Supérieur), et le passage Callovo-Oxfordien à Bou Rheddou ; (B) : conglomérat transgressif d'âge Miocène ; (C) : la formation d'Ammonitico rosso de Frid, Oxfordien moyen.

Fig.7 : Coupe lithostratigraphique du passage callovien oxfordien de la coupe de Bou Rheddou.

Fig.9 : Classification des textures des dolomies [Warren \(2000\)](#), after [Sibley & Gregg \(1987\)](#)

Fig.10 : Classification des textures des dolomies [Flügel \(2010\)](#)

Fig. 11 : la formation de dolomite dans les environnements modernes, [Meister et al. \(2013\)](#).

Fig.12 : LAME MINCE 01 ISSUE Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, (A) des cristaux de dolomie petite taille formant une mosaïque anhédrale (fogged) ; (B) une compaction des cristaux de dolomite ; (C) dissolution ces cristaux de dolomite équigranulaires ; (D) des stylolithisations remplies par de la matière ferrugineuse ou par la calcite.

Fig.13 : LAME MINCE 02 ISSUE Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, (A) des cristaux de dolomite formant une sieve mosaïque équigranulaire; (B) Une porosité intra_cristalline de taille petite et forme trapézoïde et triangulaire; (C) des limites intercrystallines sous forme de courbes irrégulières; (D) des cristaux tapissant les fractures ; (E) la "dolomite-ciment" occupe les vides, les fissures et les cavités de dessiccation ; (F) stylolithe.

Fig.15 : LAME MINCE 04 ISSUE Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, **(A)** des cristaux xénomorphes de dolomite avec des limites intercrystallines sont irrégulières ; **(B)** cristaux de dolomites en contact direct avec les spicules d'éponges ; **(C)** cristaux de dolomite subissent la dissolution des bordures des rhombes ; **(D)** cristaux de dolomite subissent la dissolution du centre.

Fig.16 : LAME MINCE 05 ISSUE Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, **(A)** dolomitisation non complète avec des cristaux de dolomite xénomorphes ; **(B)** tiges de crinoïdes.

Fig.17 : LAME MINCE 05 ISSUE Dolomies de Bou Rheddou d'âge Callovien, **(A)** des cristaux de dolomies avec des surfaces irrégulières, quelconques (clivage) ; **(B)** des fissures entre les cristaux de dolomies.

