

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR

ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE HADJ LAKHDAR -BATNA-



FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DES SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Mémoire

présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister en géologie

Option : Géologie et valorisation des bassins sédimentaires

THEME

**Etude lithostratigraphique et sédimentologique de la
série turono-coniacienne du Djebel Ich-Ali –Aurès-
et Djebel Tuggurt –Monts de Belezma-Batna-**

Préparé par : DJEFFAL Rami

Devant le jury :

Président :	Menani M.Redha	Professeur	Université de Batna
Encadreur :	Yahiaoui A. El Ouehab	MCA	Université de Batna
Examineur :	Chadi Mohamed	MCA	ENS Constantine
Examineur :	Marmi Ramdhane	Professeur	Université de Constantine

2014

REMERCIEMENTS

*En préambule à ce mémoire, mes premiers remerciements sont adressés à dieu le tout puissant de m'avoir appris ce que nous ignorions et de m'avoir aidé durant toute ma vie
merci dieu.*

Je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce modeste mémoire qui constitue toujours une entreprise à laquelle participaient un nombre de personnes.

*La première personne que je tiens à remercier est mon encadreur **Mr. Yafiaoui Abd El Ouehab**, pour l'orientation, la confiance et la patience qui ont constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être mené au bon port et n'aurait jamais vu le jour.*

*Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à **Mr. Marmi Ramadhane** professeur au département des sciences de la terre à l'université de Constantine pour avoir accepté juger ce modeste travail.*

*Mes Remerciements vont également à **Mr. Chadi Mohamed**, vice-recteur chargé de la post-graduation à l'école normale supérieure de Constantine d'avoir fait partie du Jury.*

*Mes remerciements s'adressent à **Mr. Mennani M^{ed} Redha** professeur à l'université de Batna, pour sa générosité d'accepter présider le jury afin de juger ce mémoire malgré ses charges académiques et administratives, ainsi qu'à tout le personnel de département de sciences de la terre Batna qui a très gentiment collaboré de près ou de loin dans la réalisation de cette tâche.*

Je tiens à remercier tous le personnel des laboratoires de géologie aux universités de Tébessa et Annaba pour leurs, bienveillance et aide à la réalisation des lames minces.

*Je remercie **Mlle Benmansour Sana** enseignante au département des sciences de la terre et l'univers pour son aide à la détermination des microfossiles.*

Dédicaces

C'est avec une grande joie que je dédie ce modeste mémoire, en exprimant ma profonde reconnaissance à tous mes proches particulièrement :

*A mon seul et unique abri d'enfance, à celle qui n'a jamais cessé de me lancer l'appel d'amour et tendresse, de me soutenir dans les moments difficiles. A ma très chère **mère**.*

*A celui qui voulait toujours faire de moi un homme habile et courageux, qui s'est sacrifié afin que rien n'entrave le déroulement de mes études. A mon très cher **père**.*

A mes frères Hamza, sa femme Samah et ses enfants Nour El Hayet et Wael, Fethi, Alla-Eddine et Yasser

A mes sœurs Mira et Nada.

A toute la famille.

A mes meilleurs amis : El Hadj, Samir, Rachid, Saleh, Rafika et son mari Azzedine.

Rami Djeffal

RÉSUMÉ

Située au Nord-Est de l'Algérie, la région d'étude fait partie de l'avant pays atlasique et couvre deux domaines structuraux différents: le domaine pré-atlasique représenté par les monts de Belezma-Batna et le domaine atlasique représenté par l'Aurès.

L'étude de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et de Dj.Ich Ali montre l'empilement de trois formations lithologiques: une formation à dominante marneuse d'âge Turonien moyen à supérieur, une formation à dominante calcaire dont la base est d'âge Turonien supérieur, le reste est d'âge Coniacien inférieur, et une formation marno-calcaire d'âge Coniacien inférieur à moyen. Dans le manque d'arguments de datation ces formations ont été datées à la base de corrélation.

Ces formations lithologiques renferment trois associations de faciès archivant l'évolution paléoenvironnementale d'une plateforme carbonatée: des faciès de plateforme externe caractérisés par l'ouverture au bassin, des faciès de plateforme moyenne caractérisés par l'installation des bioconstructions à rudistes et des faciès de plateforme interne caractérisés généralement par l'abondance des foraminifères benthiques.

L'enchaînement de ces faciès permet de distinguer quatre mégaséquences, dont les trois premières ont une tendance régressive, la quatrième mégaséquence est à polarité transgressive.

Du point de vue structural, la région d'étude est formée de grands plis de direction NE-SW affectés par des accidents généralement dextres d'orientation NW-SE. Une structure générée surtout par les phases atlasique et alpine.

Mots clés : Turonien-Coniacien- Dj.Tuggurt-Dj.Ich Ali- Monts de Belemza Batna- Aurès- Pli-Accident.

ABSTRACT:

Located at the North-East of Algeria, the area study belongs to the Atlasic foreland, and covers two different structural domains: the Pre-Atlasic domain represented by Belezma-Batna Mountains and the Atlasic domain represented by the Aurès.

The study of the Dj.Tuggurt and Dj.Ich Ali Turonian-Coniacian series shows the superposition of three lithologic formations: formation marly dominated from the middle to upper Turonian, formation with limestone dominated its base is from upper Turonian and the rest is from the lower Coniacian, the last formation is marl/limestone dominated and it is from the lower to middle Coniacian. In the absence of dating arguments these formations were dated by correlation.

These lithologic formations contain three facies associations archiving the paleoenvironmental evolution of carbonate shelf: facies of extern shelf characterized by the opening to the basin, facies of middle shelf characterized by the installation of rudist bioconstructions and facies of inner shelf characterized by the abundance of benthic foraminifera.

The concatenation of these facies allowed the distinguishing of four megasequences, the first three tend to be regressive, and the last one tends to be transgressive.

From structural point of view, the area study is formed by big folds of NE-SW direction affected by accidents generally form the dextral type with NW-SE direction. A structure generated mainly by the Atlasic and Alpine phases.

Keywords: Turonian-Coniacian-Dj.Tuggurt- Dj.Ich Ali-Belezma Batna Mountains- Aures-Fold-Accident.

ملخص:

تقع منطقة الدراسة في الشمال الشرقي للجزائر و تغطي مجالين بنيويين مختلفين من الأرض الأمامية الأطلسية : المجال المحاذ للأطلس ممثل بجبال بلزمة – باتنة و المجال الأطلسي ممثل بالأوراس.

دراسة السلسلة التورونو-كونيانية لجبل إيش-علي وجبل تقرت أظهرت تكدر ثلاث تشكيلات ليولوجية : تشكيلات ذات أغلبية مارلية من فترة التورونيان المتوسط والعلوي، تشكيلات ذات أغلبية كلسية حيث جزئها القاعدي من فترة التورونيان العلوي والباقي من فترة الكونيانية السفلي وتشكيلات مارلو كلسية من فترة الكونيانية السفلي و المتوسط. في ظل غياب حجج التأريخ هذه التشكيلات تم تأريخها اعتمادا على الربط.

هذه التشكيلات الليولوجية تحتوي على ثلاث تجميعات من السحن مأرشفةً بذلك التطو الباليومحيطي لسطيحة كاربونانية:

سحن خاصة بالسطيحة الخارجية وتمتاز بالانفتاح على الحوض، سحن خاصة بالسطيحة المتوسطة وتمتاز بتثبيت بنايات حيوية خاصة بالروديست وسحن خاصة بالسطيحة الداخلية وتمتاز بوفرة المنخرات القاعية. تسلسل هذه السحن سمح بتمييز أربعة مشاهد كبيرة حيث أن الثلاث الأولى هي ذات توجه انحداري أما المشهد الأخير فهو ذو توجه تصاعدي.

من وجهة النظر البنيوية منطقة الدراسة مكونة من طيات كبير ذات اتجاه شمال شرق-جنوب غرب تعرضت الى حوادث عموما من نوع دكستر ذات اتجاه شمال غرب-جنوب شرق نتيجة للمراحل الأطلسية والألبينية.

الكلمات المفتاحية: تورونيان-كونيانية – جبل تقرت- جبل إيش علي – جبال بلزمة باتنة-الأوراس-طية-حادث.

Table des matières

Introduction	1
--------------------	---

Chapitre I : Généralités

1. Cadre géographique.....	3
1.1. Les monts de Belezma-Batna	3
1.1.1. Relief	3
1.1.1.1. Ensemble Sud-Ouest	3
1.1.1.2. Ensemble Nord-Est.....	3
1.1.2. Hydrographie.....	4
1.1.3. Climat	4
1.2. L'Aurès	6
1.2.1. Relief	6
1.2.2. Hydrographie.....	6
1.2.3. Climat	6
2. Les travaux antérieurs	8
3. Contexte géologique régional.....	10
3.1. Le domaine interne	10
3.1.1. Le socle Kabyle	10
3.1.2. La dorsale Kabyle	10
3.2. Le domaine des flyschs	11
3.2.1. Le flysch massylien	11
3.2.2. Le flysch maurétanien	11
3.2.3. Le Numidien.....	11
3.3. Le domaine externe	11
3.3.1. Les séries telliennes.....	12
3.3.1.1. Les unités ultra-telliennes.....	12
3.3.1.2. Les unités telliennes sensu stricto	12
3.3.1.3. Les séries péni-telliennes et les unités méridionales	
à Nummulites	12
3.3.2. Les séries de l'avant pays allochtone	12

3.3.2.1. Les séries néritiques constantinoises	12
3.3.2.2. Les unités sud-sétifiennes	12
3.3.2.3. Les unités des Sellaoua	12
3.3.3. L'avant-pays atlasique	13
4. Contexte stratigraphique	13
4.1. Le Trias	13
4.2. Le Jurassique	14
4.2.1. Le Lias	14
4.2.2. Le Dogger	14
4.2.3. Le Malm	14
4.2.3.1. L'Oxfordien	14
4.2.3.2. Le Kimméridgien	15
4.2.3.3. Le Tihonique	15
4.3. Le Crétacé	15
4.3.1 Le Crétacé inférieur	15
4.3.1.1. Le Valanginien	16
4.3.1.2. L'Hauterivien	16
4.3.1.3. Le Barrémien	16
4.3.1.4. L'Aptien	17
4.3.1.5. L'Albien	17
4.3.2. Le Crétacé supérieur	18
4.3.2.1. Le Cénomaniens	18
4.3.2.2. Le Turonien	18
4.3.2.3. Le Sénonien	19
4.4. Le Paléogène	21
4.4.1. Le Paléogène marin	21
4.4.2. Le Paléogène continental	22
4.5. Le Néogène	23

Chapitre II : Lithostratigraphie

1. Introduction	25
2. Analyse lithostratigraphique	26
2.1. Analyse lithostratigraphique de la coupe de Dj.Tuggurt (395 m)	26
2.1.1. Synonymes	26

2.1.2. Description de la coupe	26
2.1.2.1. Formation à dominante marneuse (178 m).....	29
2.1.2.2. Formation à dominante calcaire (105 m)	35
2.1.2.3. Formation marno-calcaire (111 m).....	39
2.2. Analyse de lithostratigraphique de la coupe de Dj. Ich Ali (108 m).....	42
2.2.1. Synonyme	42
2.2.2. Description de la coupe	42
2.2.2.1. Formation à dominante calcaire (64 m)	44
2.2.2.2. Formation marno-calcaire (44 m).....	48
3. Corrélation lithostratigraphique et attribution stratigraphique	50
3.1. Limite Céno-manien-Turonien	50
3.2. Le Turonien inférieur et moyen.....	50
3.3. Le Turonien supérieur	50
3.4. Limite Turonien-Coniacien	51
3.5. Le Coniacien inférieur à moyen	51
Conclusion.....	54

Chapitre III : Sédimentologie

1. Introduction	55
1.1. Définition du faciès	55
1.2. Définition du microfaciès	55
1.3. Modèles standards de Wilson (1975)	55
1.4. Classification des roches carbonatées	58
1.4.1. Classification de Folk (1959)	58
1.4.1.1. Les allochems	58
1.4.1.2. Les orthochems	58
α. La micrite	58
β. La sparite	59
γ. La microsparite	59
1.4.1.3. Dénomination	59
1.4.2. Classification de Dunham (1962)	60
1.4.2.1. Les types autochtones.....	61
1.4.2.2. Les types allochtones	61
2. Analyse faciologique et microfaciologique.....	63

2.1. Coupe de Dj.Tuggurt	63
2.1.1. Faciès de plateforme externe distale (PEXDT)	63
2.1.2. Faciès de plateforme externe proximale (PEXPT)	63
2.1.3. Faciès de plateforme moyenne (PMT)	69
2.1.4. Faciès de plateforme interne (PINT)	70
2.2 .Coupe de Dj.Ich Ali.....	71
2.2.1.Faciès de plateforme externe proximale (PEXPI)	71
2.2.2. Faciès de plateforme moyenne (PMI)	73
2.2.3. Faciès de plateforme interne (PINI)	74
3. Analyse diagénétique	76
3.1. Définition de la diagénèse	76
3.2. Environnements diagénétiques majeurs	76
3.3. Stades diagénétiques.....	77
3.3.1. La diagénèse précoce.....	77
3.3.1.1. La bioturbation	77
3.3.1.2. La micritisation et l'enveloppe micritique	78
3.3.1.3. Les encroûtements	79
3.3.1.4. La bioérosion	79
3.3.1.5. La cimentation précoce	79
3.3.1.6. La lamination.....	79
3.3.2. La diagénèse d'enfouissement (Mésogénèse)	80
3.3.2.1. La cimentation	80
α . Le ciment drusique	80
β . Le ciment micritique	80
γ . Le ciment granulaire	81
Δ . Le ciment syntaxique	81
3.3.2.2. La minéralisation	81
α . La ferruginisation	81
β . La glauconitisation	81
γ . La silicification	82
3.3.2.3. La compaction	82
α . La stylolitisation	83
β . Les veines de calcite.....	84
3.3.2.4. La recristallisation	84

3.3.3. La diagénèse tardive (Tellogénèse)	85
4. Analyse séquentielle	89
4.1. Introduction	89
4.2. Définitions	89
4.2.1. Séquence	89
4.2.2. Séquence virtuelle	89
4.2.3. Séquence Lithologique	90
4.2.4. Séquence positive ou négative.....	90
4.2.4.1. Séquence positive	90
4.2.4.2. Séquence négative	90
4.2.5. Séquence transgressive ou régressive.....	90
4.3. Ordres de séquences	90
4.4. Echelles de séquences	93
4.4.1. Séquence de tempéstitite	93
4.4.1.1. Séquence de tempéstitite proximale	93
4.4.1.2. Séquence de tempéstitite distale	94
4.4.2. Séquence binaire.....	94
4.4.3. Séquence Klüpfelienne (Klüpfel 1917)	94
4.4.4. Les mésoséquences.....	95
4.4.5. Les mégaséquences	95
4.5. Les discontinuités	98
4.5.1. Discontinuité de la 1 ^{ère} mégaséquence	99
4.5.2. Discontinuité de la 2 ^{ème} mégaséquence	99
4.5.3. Discontinuité de la 3 ^{ème} mégaséquence	99
5. Paléogéographie	99
5.1. Paléogéographie de la région d'étude durant le Turono-Coniacien	103
5.1.1. Le Turonien inférieur (Rampe ou Plateforme non différenciée).....	103
5.1.2. Le Turonien moyen (Différentiation de la plateforme).....	103
5.1.3. Le Turonien supérieur et Coniacien inférieur (Généralisation)	103
5.1.4. Le Coniacien moyen ? (Ennoiement de la plateforme).....	104
Conclusion.....	105

Chapitre IV : Analyse structurale

1. Introduction	107
-----------------------	-----

2. Les évènements tectoniques	107
2.1. Le Mésozoïque	107
2.1.1. Le Trias.....	107
2.1.2. Le Jurassique	107
2.1.2.1. Le Jurassique inférieur	107
2.1.2.2. Le Jurassique supérieur	107
2.1.3. Le Crétacé.....	108
2.1.3.1. La phase laramienne	108
2.1.3.2. L'évènement santonien supérieur.....	108
2.1.3.3. L'évènement compressif maastrichtien.....	108
2.2. Le Cénozoïque.....	108
2.2.1. La phase éocène.....	108
2.2.2. Les phases miocènes	109
2.2.2.1. Phase compressive du Burdigalien.....	109
2.2.2.2. Phase tangentielle tortonienne.....	109
2.3. La tectonique récente	110
3. Contexte structural des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès	111
3.1. Les monts de Belezma-Batna	111
3.1.1. Massif de Dj.Tuggurt.	111
3.1.1.1. Projections stéréographiques	112
3.2. Le synclinal Batna-Aïn Touta	113
3.3. Le massif de l'Aurès.....	113
3.3.1. Les grands axes de l'Aurès.....	113
3.3.1.1. Axe anticlinal de Dj. Ahmer, Dj. Metlili, Dj. Ich Ali, Dj.Bouarif	114
α. L'anticlinal de Dj.Ich Ali	114
α.1. Projections stéréographiques.....	115
3.3.1.2. Axe anticlinal Mékrizane –Dj.Haouidja –Igguedelène	116
3.3.1.3. Le synclinal de Bouzina	116
3.3.1.4. Axe du Dj. Azreg –Ichmoul –Chelia.....	116
3.3.1.5. Le synclinal de Rhassira	116
3.3.1.6. Axe Taktiout–Toubount-Khenchela.....	117
4. Apport de la télédétection.....	118
4.1. Définitions	118
4.1.1. La télédétection	118

4.1.2. Les systèmes d'informations géographiques (SIG).....	118
4.2. Analyse linéaire 119	119
4.2.1. Application des filtres directionnels.....	119
4.2.2. Résultats et discussion.....	120
4.2.2.1. La famille NW-SE.....	124
4.2.2.2. La famille NE-SW.....	125
4.2.2.3. La famille E-W.....	125
4.2.2.4. La famille N-S.....	126
4.3. La superposition.....	126
Conclusion.....	129
Conclusion générale.....	130
Bibliographie.....	132
Annexes.....	141

Liste des figures

Figure	Titre	Page
Fig.1	Situation géographique de la région d'étude	5
Fig.2	Carte du modèle numérique de terrain MNT (SRTM) des monts de Belezma-Batna au Nord et de l'Aurès au Sud	7
Fig.3	(modifié d'après Domzig et al, 2006) Position des différentes unités géologiques des Maghrébides	11
Fig.4	Le Crétacé supérieur de la région d'étude d'après la bibliographie (Yahiaoui 1990)	20
Fig.5	Colonne lithostratigraphique de l'Aurès (Marmi et Guiraud, 2006)	24
Fig.6	Extrait de l'esquisse géologique des Aurès (1/200 000), (Laffite, 1939), montrant la localité des deux coupes	25
Fig.7	Image satellitaire (Google Earth), montrant les 3 formations lithologiques de la coupe de Dj.Tuggurt	26
Fig.8	Colonne lithostratigraphique de la coupe de Dj.Tuggurt	27
Fig.9	Microfossiles du terme marneux recouvert par les éboulis Dj.Tuggurt (d'après Yahiaoui 1990)	28
Fig.10	Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme I, II et III)	32
Fig.11	Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme IV et V)	33
Fig.12	Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme VI)	34
Fig.13	Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Tuggurt	38
Fig.14	Formation marno-calcaire de la coupe de Dj.Tuggurt	41
Fig.15	Colonne lithostratigraphique de la coupe de Dj.Ich Ali	43
Fig.16	Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali (Terme I, II, III et IV)	46
Fig.17	Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali (Terme V, VI et VII)	47
Fig.18	Formation marno-calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali	49
Fig.19	Les formations et leurs équivalentes nommées par Bellion (1972), Yahiaoui (1990) et Herkat (1999).	52
Fig.20	Corrélation lithostratigraphique entre la coupe Dj.Ich Ali, de Dj.Tuggurt, la coupe de Chaâbet de Yahiaoui (1990) et la coupe de Hamla (Herkat, 1999).	53
Fig.21	Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975)	56
Fig.22	Classification des roches carbonatées (Folk, 1959)	60
Fig.23 (a)	Classification des calcaires (Dunham, 1962).	62
Fig.23 (b)	Classification étendue (Embry et Klovan, 1971)	62
Fig.24	Schéma simplifié des environnements diagénétiques majeurs	76
Fig.25	Tableau récapitulatif des microfaciès de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali	86-88

Fig.26	Différentes types de séquences (CSRPPG, comité des techniciens, 1983).	92
Fig.27	Terme III de la formation marno-calcaire de Dj.Tuggurt formé par des séquences binaires	94
Fig.28	Séquence Klüpfelienne (Coupe de Dj.Tuggurt)	95
Fig.29	Evolution séquentielle de la coupe de Dj.Tuggurt	100
Fig.30	Evolution séquentielle de la coupe de Dj.Ich Ali	101
Fig.31	Le Bassin aurésien au Crétacé (Diagramme paléogéographique) (Herkat et Delfaud, 2000).	102
Fig.32	Tableau synoptique des phases compressives reconnues dans le môle constantinois et les régions voisines (Marmi et Guiraud, 2006)	110
Fig.33	Coupe géologique de Dj.Tuggurt (Bureau, 1967)	111
Fig.34	Projections stéréographiques	112
Fig.35	Coupe du synclinal d'Aïn Touta. Echelle 1/100.000 ^e (Laffite 1939)	113
Fig.36	Projections stéréographiques	115
Fig.37	Schéma structural de l'Aurès (Ghandriche, 1991)	117
Fig.38	Filtre directionnel 45° (région de Batna)	120
Fig.39	Histogramme des longueurs des linéaments (Echelle logarithmique)	121
Fig.40	Carte linéamentaire des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès	122
Fig.41	Tableau des classes des directions des linéaments	123
Fig.42	Rosaces directionnelles des linéaments	123
Fig.43	Carte géologique du front méridional de l'ensemble sud-sétifien, les monts de Belezma-Batna et l'Aurès	127-128

Liste des photos

Photo	Titre	Page
Pho.1	Photo panoramique des formations lithologiques de la coupe De Dj.Ich Ali	42
Pho.2	Bioturbation (Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt)	78
Pho.3	Micritisation des éléments A)-Enveloppe micritique autour d'une algue B)-Péloïdes (Micritisation intense), (Formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali)	78
Pho.4	Encroûtement autour d'un inocérâme (Formation à dominante marneuses de Dj.Tuggurt)	79
Pho.5	Lamination sur le faciès Biomicrite à inocérâmes (Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt)	80
Pho.6	Ciment syntaxique autour d'échinoderme (Formation à dominante calcaire Dj.Ich Ali)	81
Pho.7	Glauconitisation de bryozoaires (Formation à dominante calcaire Dj.Tuggurt)	82
Pho.8	Signe de compaction Compaction (formation marno-calcaire de Dj Tuggurt)	83
Pho.9	Stylolitisation (A : type colonnaire, b : à pics de faible amplitude (Formation à dominance calcareuse de Dj.Tuggurt)).	83
Pho.10	Les veines de calcite (Fracturation) (Formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali)	84
Pho.11	Phénomène de recristallisation (formation à dominance calcareuse Dj.Tuggurt)	84
Pho.12	Tempéstitite proximale (formation marno-calcaire de Dj.Ich Ali)	93
Pho.13	Tempéstitite distale (formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt)	94

Introduction

INTRODUCTION :

Ce mémoire vient s'ajouter à de nombreuses tentatives d'étude de la série du Crétacé supérieur dans la région de Batna.

Notre travail porte sur la série turono-coniacienne qui est largement représentée dans les séries en affleurement dans la partie méridionale des monts de Belezma-Batna et la partie septentrionale de l'Aurès. Cette série n'est pas étudiée en détails. Notre tâche est de l'étudier du point de vue lithostratigraphique, sédimentologique et structural.

Les objectifs visés sont:

- L'établissement d'unités lithostratigraphiques hiérarchisées.
- La reconstitution des milieux dépôt des différents corps sédimentaires.
- Etudier leur enchaînement à travers la série en question.
- La mise en évidence des phases tectoniques ayant affecté la région d'étude.

Dans le but de réaliser ce travail, il est nécessaire d'établir un plan de travail prenant en considération les travaux de terrain et de laboratoire. Notre travail s'articule autour quatre chapitres :

La problématique et la représentation du mémoire, sont situées sous le titre '*Introduction*'

Chapitre I : Généralités : Constitue le résumé d'une recherche bibliographique sur la région d'étude, dans ce chapitre la région d'étude est représentée :

- **D'un point de vue géographique :** Situation, relief, réseau hydrographique et climat.
- **D'un point de vue géologique :** Situation par rapport à la chaîne alpine de l'Algérie orientale, ainsi que le contexte stratigraphique.

Chapitre II : Lithostratigraphie: ce chapitre consiste à :

- **Un découpage lithostratigraphique :** Découpage des deux coupes levées, en formations et termes lithologiques.
- **La corrélation:** des deux coupes entre elles-mêmes et avec celles des travaux antérieurs.

Chapitre III : Sédimentologie : Dans ce chapitre l'étude est basée sur :

- La reconstitution des milieux de dépôts par l'analyse des faciès et des microfaciès.
- L'analyse des phénomènes diagénétiques.
- Le découpage de la série étudiée en séquences et l'analyse de leur enchaînement, dans le but de déduire les variations eustatiques existaient durant le Turonien-Coniacien.

Chapitre IV: Analyse structurale :

- ▶ Rappel sur les événements tectoniques responsables sur la structuration de l'Algérie du Nord et la région d'étude.
- ▶ Aperçu sur la structure des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès.
- ▶ La projection stéréographique à partir des mesures de terrain.
- ▶ L'utilisation de la télédétection et des SIG pour la cartographie synthétique.

Afin de réaliser ce travail on a suivi la méthodologie suivante :

Après une recherche bibliographique sur la série turono-coniacienne des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès, deux coupes ont été ciblées.

Le travail de terrain était basé sur l'observation et la description des affleurements du point de vue lithostratigraphique, en se basant sur la disposition des couches et leur contenu faunistique, ainsi tout indice de ralentie de sédimentation ou de durcissement, la réalisation des coupes géologiques et des colonnes stratigraphiques avec échantillonnage (les échantillons ont été étiquetés "Ech" pour la coupe de Dj.Tuggurt (monts de Belezma-Batna) et "C" et "I" pour la coupe de Dj.Ich Ali (Aurès). Le levé de mesures pour l'étude tectonique est effectué à l'aide de la boussole en prenant en considération, la direction et le pendage des couches, des plans de failles et de diaclases.

Au laboratoire Pour les échantillons de calcaires on a réalisé 36 lames minces aux laboratoires de géologie aux universités de Tébessa et Annaba, afin de les étudier du point de vue pétrographique et faunistique. La description des microfaciès était basée sur les classifications de Folk (1959) et Dunham (1962). Pour les marnes, 50 échantillons ont été lavés afin d'enlever la fraction argileuse et extraire leurs contenus fossilifères dans le but de les déterminer. La détermination des microfossiles était confiée à Mlle Benmansour.S de l'université de Batna.

Chapitre I :

Généralités

1. CADRE GEOGRAPHIQUE

La région d'étude appartient à l'avant pays atlasique et couvre deux unités structurales différentes. La partie septentrionale appartient aux monts de Belezma-Batna représentée par Dj.Tuggurt et la partie méridionale appartient à l'Aurès et représentée par Dj.Ich Ali, ces deux unités délimitent le synclinal de Batna-Aïn Touta (Fig.1, Fig.2).

1.1. Les monts de Belezma-Batna

Le Dj.Tuggurt fait partie du flanc méridional des monts de Belezma-Batna, ces derniers correspondent à une chaîne de montagnes de direction NE-SW et qui s'étend de Koudiat T'fouda au Nord-Est jusqu'au village de Séfiane au Sud-Ouest, limitée au Nord-Ouest par les monts de Hodna et au Sud-Est par le synclinal de Batna-AïnTouta.

1.1.1. Relief

Vu d'ensemble les monts de Belezma-Batna présentent deux ensembles nettement distincts séparés par Oued Nafla :

1.1.1.1. Ensemble Sud-Ouest

Du Nord au Sud, plusieurs reliefs soulignés par des lignes de crêtes sensiblement orientées Est-Ouest et s'élevant en altitude vers l'Est, s'individualisent dans le massif de Belezma-Batna :

- le Dj.Bou Ari-Bou Rhioul, en forme de croissant ouvert vers le Sud et dissymétrique, à flanc sud étroit et concave et flanc nord plus large et convexe.

- Le Kef Rached et le Dj.Refaâ (point culminant des Monts de Belezma 2178 m), relief étroit rectiligne et symétrique prolongé à l'Est par l'Hadjret el Beïda orienté NW-SE.

- L'ensemble Kef Séfiane-Taoucherit- Ech Cheffa, bombement le plus important par son étendue et d'altitude comprise entre 800 et 1750 m, à flanc nord plus vaste et moins incliné que son flanc sud pratiquement vertical au Sud du Kef Sefiane.

- Le complexe Kef Aïssa Dj. Tabaga –Ketef Deba, très étroit, anguleux et beaucoup moins élevé que le précédent (1270 m maximum), et dont la ligne de crête dessine à l'Est en demi-cercle (Bellion, 1972).

- L'ensemble Dj. Akhal (1442m), Dj.Chafez (1536 m) et Dj.Ain Drine (1392 m) orienté NW-SE, appartient au flanc méridional et situé au Nord-Est du complexe précédent.

1.1.1.2. Ensemble Nord-Est

Le flanc méridional présente trois massifs se distinguent: Le Dj Tuggurt (2091 m), Dj.Boumerzoug (1778 m), Dj.Kasserou (1641 m) et Dj.Sarif (1013 m).

Le flanc septentrional est représenté par Dj.Chelalaâ (1748 m), le Dj.Métrassi (1334 m), et le Dj. Bordjem (1777 m) et Dj.Tichaou (2136 m) vers le Sud-Ouest.

Selon le Bureau National des Etudes Forestières (1986) plus de 87 % de la superficie totale des monts du Belezma-Batna est caractérisée par de fortes pentes qui dépassent 25 %. Certains endroits peuvent même atteindre 50 % (Bordjem, Chelalaâ, Tuggurt). (Fig.2).

1.1.2. Hydrographie

Les principaux Oueds qui traversant le massif de Belezma-Batna sont :

- Au Sud-Est (Oued el Gorzi ou la vallée de Batna) : les Oueds s'écoulent en direction sud, ils prennent naissance au centre du massif et au bas versant nord de la première ligne de crête et débouchent sur la dépression de Batna par les affluents suivants: Oued Nafla, Oued Hamla, Oued Sken, Oued Edechra et Bouilef. Le débit des Oueds est relativement important en hiver et au printemps mais presque nul durant la période estivale.

- Au Sud-Ouest (Oued El Ksour ou Aïn Touta): c'est l'un des affluents d'Oued El Haï, il est alimenté par Oued Chaâba.

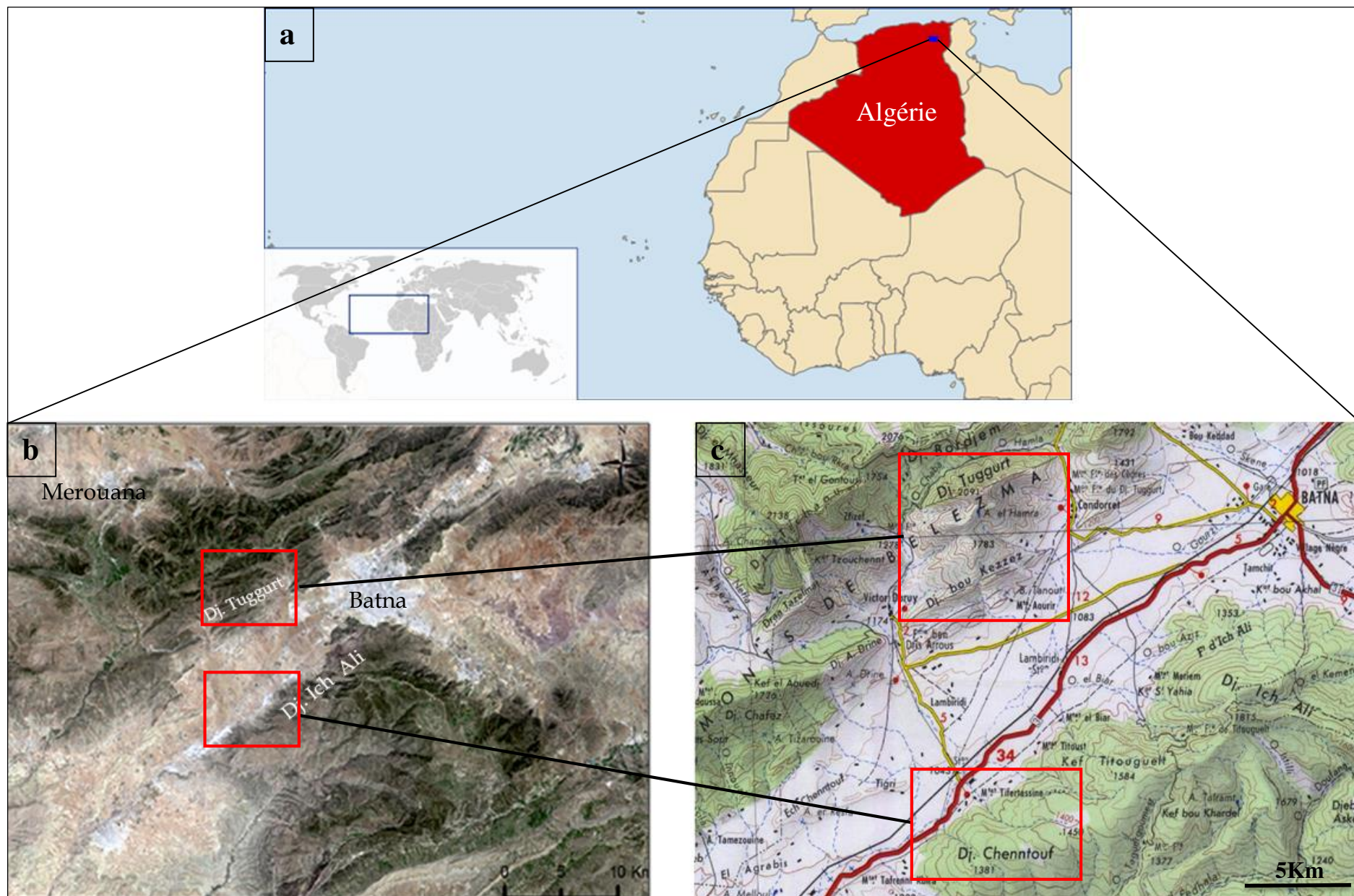
- Au Nord: les réseaux se répartissent sur le versant nord de la deuxième ligne de crête. Ses cours d'eau constituent les affluents de deux Oueds : Oued Katami (Dj. Maâgal, Dj.Targnet) et Oued Hrakta (Dj.Tichaou, Dj.Bordjem et Kef Chellala) ce dernier qui constitue ensuite avec Oued Merouana l'Oued de Lamsene.

- A l'Ouest (Oued Barika): qui continue son cours au Sud-Ouest. Il reçoit, entre autre, plusieurs affluents: Oued Lamsen et Ras El Ayoun, Oued El Maleh, Oued Chair, et Oued Berriche et Saboun à l'Ouest (Mensous, 2013).

1.1.3. Climat

Les facteurs orographiques entraînent une certaine diversité de climats locaux. Le climat subhumide à hiver froid, correspond aux zones d'altitude égale ou supérieure à 1400 m, avec des précipitations comprises entre 520 et 745 mm par mois (Q2 compris entre 53 et 83). Les précipitations estivales, qui varient entre 0 et 33% par rapport à la pluviosité annuelle. L'ensoleillement est important, avec 2 à 4 mois secs (définition de GAUSSEN) en moyenne et une forte amplitude thermique en été.

Nous pouvons dire que sur le plan climatique trois principaux facteurs caractérisent les monts de Belezma-Batna : Sécheresse estivale - Faible humidité relative - Froid hivernal - Amplitude thermique importante (Khanfouci, 2005).



a)-Situation de la région d'étude par rapport à l'Algérie, l'Afrique du Nord et le monde.
 b)- Image Landsat 8 de la région de Batna
 c)- Extrait de la carte topographique de la région de Batna (Carte d'Algérie -1/200 000- Type 1960)
Fig.1 : Situation géographique de la région d'étude

1.2. L'Aurès

Les limites du massif de l'Aurès proprement dit sont marquées à l'Ouest par l'Oued El-Kantara (le pont) et la voie romaine de Lambiridis (El-Biar) à Ad Miscinam (Biskra) qui la sépare des monts du Zab, au Sud par la steppe du Chott Melghir, à l'Est par l'Oued El Arab qui la sépare du Dj. Cherchar (mont des cascades) ou Cherchar (mont des cailloux) et qui est suivi par l'ancienne voie romaine de Badès (Ad Badias) à Khenchela (Mascula), au Nord par la steppe de la Sebkha Djendli et de la Garaâ El Tarf que suit en longeant parfois les premières pentes du massif aurasien la route carrossable de Batna à Khenchela. (Delartigue, 1904).

1.2.1. Relief

Vu dans son ensemble, le massif de l'Aurès se présente comme un puissant toit à double pente, dissymétrique, ride et parallèle. Cette série montagneuse orientée NE -SW (Orientation typique de la chaîne atlasique), porte à 2200 - 2300 m ses crêtes sommitales (Mehmel, Chélia, Aidel). Au Nord de cette ligne de crête le retombé rapide en 10 ou 20 km établit la jonction avec les hautes plaines situées à 900 m d'altitude entre Batna et Khenchela. Au Sud, un long versant mène en 50 ou 60 km au piémont saharien, situé à 100 m d'altitude (Benmessaoed, 2009) (Fig.2).

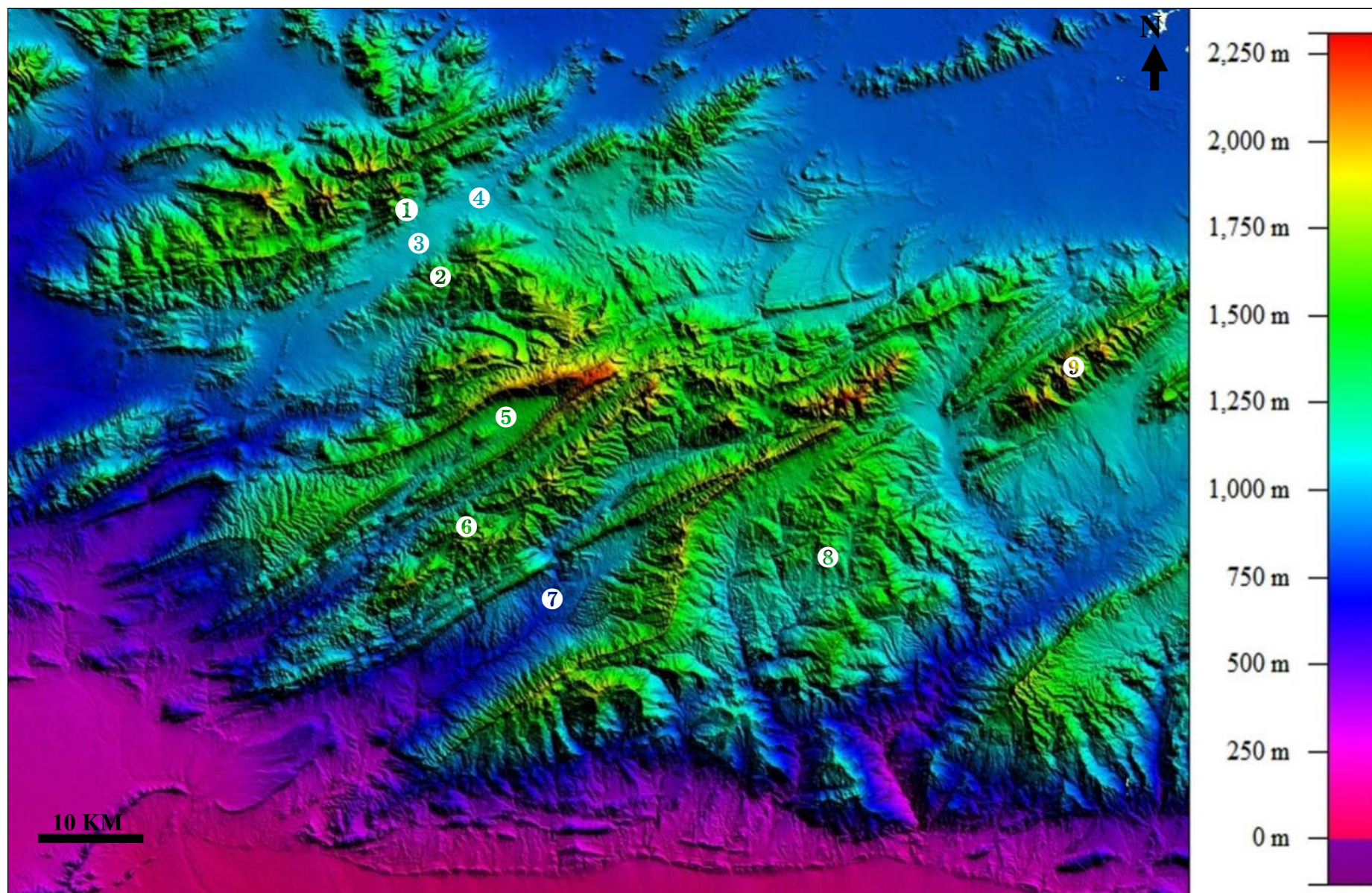
1.2.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique est endoréique ou aréique pour l'ensemble du massif. Pour les Oueds, certains sont sahariens, ils traversent le massif du Nord-Est vers le Sud-Ouest et constituent des compartimentages dans la structure géographique. Ils s'éteignent tous dans les chotts du Sud et de l'Ouest (Delartigue, 1904, Ballais 1981, Abdessemed, 1984), quatre vallées creusent le massif de l'Aurès. Ce sont celles de l'Oued El-Kantara, l'Oued Abdi, affluent de l'Oued El Kantara, l'Oued El Abiod, l'Oued El Arab (Benmessaoud, 2009).

1.2.3. Climat

Au niveau du massif de l'Aurès, le climat est de type méditerranéen, semi-continental faiblement contrasté, dont l'été est sec et dur de mai jusqu'au fin septembre à la station de Bouhmama et sur trois mois de juin à la fin d'août à la station d'El Hamma. Ces valeurs diminueraient en remontant en altitude. Les valeurs de pluies que reçoit ce massif varient de 217,7 mm à plus de 900 mm. Par ailleurs, ce massif est caractérisé principalement par les étages bioclimatiques suivants :

- Sur les versants Nord, on rencontre le semi-aride, le subhumide et l'humide.
- Sur les versants Sud, on rencontre le semi- aride et le subhumide. (Beghami, 2013).



❶ Dj.Tuggurt ❷ Dj.Ich Ali ❸ Synclinal Batna Aïn-Touta ❹ Ville de Batna ❺ Synclinal de Bouzina ❻ Dj.Azereg ❼ Synclinal de Ghassira ❽ Anticlinorium de Toubount ❾ Anticlinale de Khenchela

Fig.2 : Carte du modèle numérique de terrain MNT (SRTM) des monts de Belezma-Batna au Nord et de l'Aurès au Sud

2. LES TRAVAUX ANTERIEURS

Les études géologiques continues sur la région d'étude ont commencé à partir du 19^{ème} siècle par les géologues français :

➤ En **1849 Fournel** : fut le premier à avoir donné quelques descriptions assez précises sur la géologie de la région d'étude. Il attribua pour la première fois dans l'Aurès un âge Crétacé inférieur dans sa description de la province de Constantine où il mentionne des fossiles qu'il attribuait au Crétacé inférieur et qui en réalité correspondent au Crétacé supérieur.

➤ En **1862 Coquand** : utilise dans le massif de l'Aurès la notion d'étage permettant ainsi de reconnaître le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien.

➤ **Peron 1883** : est l'auteur de « Essai d'une description géologique de l'Algérie », couvrant l'étage Tithonique dont une partie concerne le secteur qui s'étend de Batna à El Kantara. Il reprend à son compte les subdivisions introduites par Coquand mais en leur donnant davantage une acceptation faciologique. Avant cet œuvre et en collaboration avec Cotteau et Gauthier, Peron a publié les échinides du Turonien (1879), puis ceux du Sénonien en (1881).

➤ **Fischeur 1890-1896** : décrit le Bou Taleb et une partie du Hadjar el Abiod, et amorce une véritable stratigraphie régionale du Secondaire et du Tertiaire applicable aux Monts de Belezma.

➤ **Savornin 1920** : dans sa thèse consacrée à l'étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien et à propos du Mésocrétacé, attribue un millier de mètres aux couches du Cénomaniens et du Turonien de la dépression de Batna.

Il restitue aussi la coupe du Dj.Metlili à El Kantara qui intéresse les terrains allant du Barrémien au Maastrichtien, recouverts par le groupe suessonien (Paléocène au Lutétien) coiffé en discordance par le Miocène du bassin d'El Kantara.

➤ **Laffite 1939** : Ancien mais reste d'actualité, par sa thèse et sa carte de l'Aurès à 1/200 000^{ème}, ses travaux constituent la première synthèse sur la série sédimentaire de l'Aurès, sa thèse d'extrême précision est considérée comme l'œuvre fondamentale et sur laquelle se sont basés tous les travaux géologiques postérieurs.

➤ En **1951 Glangeaud** : définit les grands traits structuraux de la méditerranée occidentale, définissant ainsi les failles transversales ou géosutures disséquant le bâti Nord-africain.

➤ **Guiraud** dans sa thèse (1973) : réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodnéenne, l'Aurès et les monts de Belezma-Batna.

➤ **Bellion 1972** : Du fait que son étude est plutôt hydrogéologique, la stratigraphie du Crétacé et du Tertiaire des monts de Belezma-Batna est décrite rapidement dans sa thèse.

➤ **Donze 1974** : l'introduction de la micropaléontologie avec les ostracodes comme outil biostratigraphique revient à dans le Sud-Ouest constantinois.

➤ Les travaux de **Vila (1980)** : n'abordent que partiellement les monts de Belezma-Batna et l'Aurès.

➤ **Bureau (1967-1986)** : ses travaux caractérisent l'évolution des monts de Belezma-Batna selon la conception des blocs basculés, l'auteur a repris l'étude du Nord de l'Aurès et des monts de Belezma-Batna, en proposant un modèle original pour la sédimentation «coins sédimentaires prismatiques».

➤ En **1986 Kazi Tani** : par une analyse séquentielle à l'échelle de l'Algérie nord-orientale, explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plateforme constantinoise et sétifiennne. L'auteur montre l'installation de bassins rhombiques le long de la transversale Bejaïa Négrine pendant le Crétacé supérieur et plus particulièrement au Turonien dans les Bassins de Belezma, de Metlili et l'Aurès.

➤ En **1990 Yahiaoui** : Par une étude litho-biostratigraphique et sédimentologique l'auteur a étudié la série sédimentaire du Cénomannien supérieur jusqu'au Coniacien inférieur et l'a subdivisée à six nouvelles formations applicables aux monts de Belezma-Batna et à l'Aurès.

➤ **Herkat 1999** : son travail sur les formations et l'évolution séquentielle du Crétacé supérieur dans l'Aurès et les régions voisines, ont permis de déduire que la sédimentation à cette époque était contrôlée par les changements eustatiques et la tectonique synsédimentaire.

➤ **Chebbah 2007** : a étudié les dépôts néogènes de la région de Biskra de part et d'autre de l'accident sud atlasique à partir des données d'affleurements et de sondages hydrauliques (logs et diagraphies).

➤ En **2011 Djaiz** : réalisa une étude sédimentaire et tectonique du bassin néogène de Timgad et ses massifs limitrophes.

D'autres travaux menés sur la région d'étude et les régions voisines ont permis de bien comprendre la géologie de l'Est algérien citons à titre d'exemple : Wildi (1983), Chadi (1991-2004), Menani (1991), Coiffait (1992), Aris (1994), Marmi (1995), Benabbes (2006).

3. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

Afin de mieux comprendre la géologie de la région d'étude, il faut bien la localiser dans son contexte géologique régional par rapport à la chaîne alpine de l'Algérie du Nord.

La chaîne des Maghrébides correspond à la chaîne alpine de l'Afrique du Nord faisant partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969), c'est le résultat de la structuration du bassin Maghrébin et ses marges durant le Tertiaire.

La chaîne des Maghrébides s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien, en Algérie, elle montre du Nord vers le Sud les domaines suivants:

3.1. Le domaine interne

Ce domaine est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran: socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Cénozoïque. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages.

3.1.1. Le socle Kabyle

De bas en haut il est représenté par :

- Un ensemble cristallophyllien profond appartenant aux faciès de granulites.
- Des gneiss à intercalations parfois puissantes de quartzites et d'amphibolites.
- Des schistes satinés ou phyllades, des grès et des porphyroïdes œillés.
- La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien et atteint le Carbonifère inférieur. Il est admis que le socle kabyle était probablement émergé durant le Secondaire du fait que la série oligo-miocène kabyle repose directement sur le socle kabyle (Durand Delga, 1969, Bouillin et Raoult, 1971).

3.1.2. La dorsale Kabyle

Elle est localisée à la bordure méridionale du domaine interne qu'elle transgresse. Elle a été étudiée en détails dans sa partie orientale par Raoult (1974) et Vila (1980). C'est une zone étroite et discontinue qui caractérise l'axe interne de l'orogène nord-algérien, elle est subdivisée en trois unités par les auteurs (Durand-Delga, 1969, Raoult, 1974, Vila, 1980), interne, médiane et externe. Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque du socle kabyle.

La dorsale correspond à un ensemble de lames et d'écailles empilées, chevauchées par le socle Kabyle.

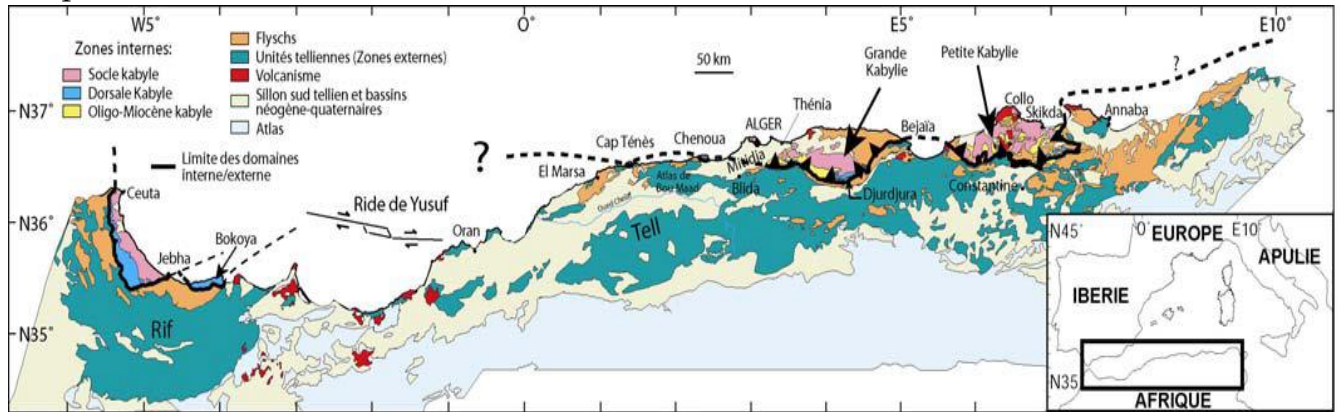


Fig.3 : (modifié d'après Domzig et al, 2006) Position des différentes unités géologiques des Maghrébides.

3.2. Le domaine des flyschs

Il est lié, jusqu'à l'Eocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran. Il correspond à un secteur marin profond et mobile du Jurassique moyen au Burdigalien. Il se caractérise par des formations de plaines abyssales mises en place par des courants de turbidites (Bouillin, 1986), on distingue:

3.2.1. Le flysch massylien

Défini par Raoult (1969) à Kef Sidi Driss, dans le Nord constantinois. Il comporte une série pélito-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélito-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur. (C'est le flysch à microbrèches de Raoult, (1972)).

3.2.2. Le flysch maurétanien

Il correspond à la réunion des flyschs de Guerrouch (Durand-Delga et Lambert, 1955) et de Penthievre (Neumann et Vila, 1967). Il est consommé par une série variée qui comprend de bas en haut :

- Des radiolarites rouges du Malm (Vila, 1980).
- Un flysch calcaire d'âge Crétacé inférieur.
- Une puissante série argilo-gréseuse à la base et calcaire au sommet d'âge Crétacé supérieur.
- Des formations conglomératiques et micro-conglomératiques d'âge Yprésien.

3.2.3. Le Numidien

Dû son nom à E. Fischel (1890) pour désigner la trilogie suivante :

- Des argiles varicolores à *Tubotomaculum* dites "argiles sous-numidiennes".
- Des bancs de grès épais à grains hétérogènes.
- Des argiles, marnes et silexites dites "supra-numidiennes".

3.3. Le domaine externe

Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain, il est caractérisé par une série qui s'étend du Trias jusqu'au Miocène.

En Algérie orientale, le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant pays allochtone (selon la terminologie de Vila 1980) et les séries de l'avant pays atlasique autochtone.

3.3.1. Les séries telliennes

Elles correspondent à des séries à dominance marneuse provenant du domaine tellien, ces séries ont été subdivisées en trois grandes unités par Vila (1980) dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène.

Du Nord au Sud les séries telliennes sont :

3.3.1.1. Les unités ultra-telliennes

Elles sont constituées de marno-calcaires clairs à ammonites d'âge Valanginien à Vraconien, un Crétacé moyen à Rotalipores, un Sénonien marneux et micritique riche en *Globotruncana* et d'Hétérohélicidés et un Eocène essentiellement marneux et présente aussi des calcaires à silex noirs.

3.3.1.2. Les unités telliennes sensu stricto

Elles sont formées d'un Crétacé inférieur riche en dépôts terrigènes où les intercalations des faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Oligocène. (Vila, 1980).

3.3.1.3. Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à Nummulites

Elles se caractérisent par des faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Oligocène et montrent une grande affinité avec leur avant pays méridionaux (Chadi, 1991).

3.3.2. Les séries de l'avant pays allochtone

Les séries de l'avant pays allochtone selon les conceptions de Vila (1980), d'Est en Ouest on distingue:

3.3.2.1. Les séries néritiques constantinoises

Elles forment des massifs isolés, de tailles variables, caractérisés par d'épaisses formations carbonatées du Mésozoïque.

D'après Vila (1980), la série des massifs calcaires méridionaux ne dépasse pas le Cénomaniens et se termine par un contact anormal et aucune formation d'âge éocène n'est liée stratigraphiquement à la série néritique constantinoise.

Cette unité est considérée comme autochtone pour Durand Delga (1969), Chadi (1991), Coiffait (1992) et allochtone pour Guiraud (1973) et Vila (1980).

3.3.2.2. Les unités sud-sétifiennes

Il s'agit des séries mésozoïques à caractère de plate-forme subsidante et qui admettent des intercalations pélagiques.

3.3.2.3. Les unités des Sellaoua

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au pied des séries néritiques constantinoises chevauchantes. Elles se caractérisent par des faciès bordiers du

sillon atlasique. Le saut brusque de faciès entre ces séries et l'atlas autochtone serait cependant suffisant pour envisager des raccourcissements considérables attribuables à des chevauchements de grande ampleur (Vila, 1980).

3.3.3. L'avant -pays atlasique

Il est représenté par des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques épaisses et très plissées. Ces séries sont principalement localisées au niveau de : l'Atlas tunisien, l'Atlas saharien, Monts du Hodna, Monts de Belezma-Batna et l'Aurès.

4. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

4.1. Le Trias

Le Trias constitue les terrains les plus anciens dans la région d'étude, où ses affleurements sont toujours en position stratigraphique anormale, soit sous forme de diapire ou bien injectés le long des accidents tectoniques, au sein des formations encaissantes.

Il s'agit des séries dépourvues de fossiles, constituées de marnes bariolées à quartz bipyramidés, de lentilles de gypse fibreux, d'anhydrite et d'argiles violacées accompagnés souvent par des masses dolomitiques.

Le Trias affleure dans le Dj.Tuggurt et Dj.Sarif au Nord de la ville de Batna et à Dj.Melah, Maâfa, Arbaâ, Menaâ, Narah, Médina, Tarzout de Rioul et Khenchela au Sud. Dans l'Aurès il est formé par (Laffite, 1939) :

A Dj.Melah (El Outaïa) : par un sel gemme formant la masse de la montagne et des lambeaux de marnes violettes abondants à sa bordure nord, au milieu de ces dernières on trouve des cristaux fréquents : anhydrite, aragonite, dolomie, quartz bipyramidés, hématite...etc

A Maâfa : Le Trias ici est formé par des marnes bariolées rouges (avec quartz bipyramidés au Sud de Fetatcha), le gypse forme des bancs importants dans les ravins situés entre le Dj. Groun et Meradsa. Ce pointement est caractérisé par des rochers dolomitiques très importantes d'âge probablement infraliasique.

A L'Arbaâ : Vers l'Est du pointement de Maâfa, le Trias réapparaît dans la vallée d'un affluent de la rive gauche de l'oued El Arbaâ, sous forme de marnes étroitement associées à des lentilles de gypse fibreux.

A Menaâ: S'observent des argiles violettes et rouges, des gypses souvent fibreux, le tout est associé à des dolomies sans fossiles.

A Narah: s'observent des gypses et des marnes bariolés analogues à ceux de Menaâ.

A Medina: Au Nord-Ouest de la plaine de Medina, dans le Tariht Taïdit, s'observent des marnes bariolées associées à des gypses fibreux et à des blocs de cargneules.

A Tarzout de Rioul : Ce pointement est presque exclusivement formé par des argiles et des sables dolomitiques.

A *Khenchela* : Les argiles gypsifères bariolées forment la presque totalité du Trias et les dolomies ne jouent qu'un rôle subordonné.

Il est admis qu'à cette époque l'Aurès était une zone de lagunes d'évaporation où se déposaient des argiles, du gypse et du sel.

Dans les monts de Belezma-Batna, le Trias est composé principalement par des argilites lie-de-vin et par des lentilles gypseuses (Bureau, 1975c).

4.2. Le Jurassique

Dans l'avant-pays atlasique les terrains du Jurassique affleurent dans la partie orientale des monts du Hodna (monts de Belezma-Batna), dans la région d'Aïn Yagout (Dj.Sarif, Toumbaït et Ras Tarbent) et dans le massif de l'Aurès (Dj.Azreg).

Les séries les plus complètes du Jurassique ont été décrites aux Dj.El Azreg, Tuggurt, Bou Merzoug, Kasserou, Bou Ilef, Ravin Bleu, Toumbaït et Tarbent (appartenant respectivement aux monts de l'Aurès, Batna, Belezma et d'Aïn Yagout). (Marmi, 1995)

Les massifs dolomitiques constituent l'essentiel des affleurements du Jurassique de l'Est algérien (Bureau, 1986).

4.2.1. Le Lias

Formé par :

- Des dolomies massives noires et de calcaires micritiques en bancs métriques représentant le Lias inférieur.

- Le Lias moyen est représenté par des dolomies massives claires et des calcaires à algues datés par *Involutina liasica* associée à des ostracodes (Vila, 1980).

- Le Lias supérieur caractérisé par le niveau repère ammonitico-rosso inférieur, il s'agit des calcaires noduleux et des marno-calcaires rouges, est daté par *Lillia bayard*, *L. comensis*, *Phylloceras heterophyllum* du Toarcien, déjà cités par Fischeur (1896) et par Savornin (1920).

4.2.2. Le Dogger

Le Dogger à "Filaments" représenté par des calcaires à silex ne semble pas contenir de microfaune significative en dehors de quelques *Lagénides*, *Spirillinidés*, et de radiolaires ubiquistes (Vila, 1980).

Au Sud de Batna, on distingue des calcaires compacts réglés à *Coeloceras humphries* attribués au Bajoacien, des calcaires lités verdâtres à nodules siliceux attribués au Bathonien et des calcaires lités rougeâtres à nodules siliceux, attribués au Callovien-Oxfordien (Fischeur, 1896).

4.2.3. Le Malm

4.2.3.1. L'Oxfordien

L'Oxfordien est formé par des calcaires, des marnes et de l'ammonitico-rosso supérieur daté Argovien par : *Peltoceras bimammatum*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *S.loryl*, *Harpoceras*

Chapitre I ————— Généralités
semifalcatum, *Perisphinctes martelli*, *P.cf.orbignyi*, *Simoceras doublieri*, *Phylloceras polyplacum*, *Belemnites cf.hastatus*, *Alligaticeras birmensdorfense*, *liosphinctes cf.linki* et des *Aptychus*. (Savornin, 1920).

Un niveau à *Perisphinctes cf.orbignyi* indique l'Oxfordien supérieur dans des couches à Protoglobogérines abondants et à ostracodes peu caractéristiques. (Vila, 1980).

4.2.3.2. Le Kimmeridgien

Le Kimmeridgien représenté par des marnes à intercalations calcaires, est daté par : *Saccocoma*, *Globochaete*, radiolaires, ostracodes, *Lenticulina subanulata* et des ammonites *Ataxioceras cf. guentheri*, *A. striolare*, *Aptuchus latus* (Kimmeridgien inférieur à moyen) et se poursuit par des niveaux à *Haploceras sublineatum* du Kimmeridgien supérieur (Vila, 1980).

4.2.3.3. Le Tithonique

Le Tithonique constitué par des alternances marnes/calcaires à la base et des calcaires massifs au sommet, daté par : *Perisphinctes cf. siliceus*, *Phylloceras serum*, *Pygope dyphya*, *Aptychus punctatus*, *Perisphinctes cf. transitorius*, *Lytoceras municipale* (Tithonique inférieur). Le Tithonique supérieur est daté par: *Calpionella alpina*, *Crassicollaria parvula*, *C.massutiniana*, *C.intermedia*, *C.brevis* et rares *Tintinnopsella carpathica*. (Vila 1980).

Selon Laffitte (1939), pendant le Jurassique, dans l'Atlas Saharien s'installe une aire pélagique avec un fond subsident où s'accumule une grande épaisseur de matériel détritique provenant du continent saharien. Le degré d'affaissement est compensé par les apports détritiques, permettant ainsi, la formation des dépôts néritiques.

4.3. Le Crétacé

Le Crétacé constitue les terrains les plus développés, il affleure largement dans l'Aurès et les monts de Belezma-Batna, en constituant une série concordante où tous les étages sont représentés.

Une opposition très nette entre deux séries successives, l'une basale représente le Crétacé inférieur où les grès dominant montant jusqu'à l'Albien et d'une puissance de 2000 m, l'autre sommitale débute avec le Cénomaniens et représente le Crétacé supérieur et dont les grès sont inconnus, d'une puissance de 3000 m (Laffite, 1939).

4. 3.1. Le Crétacé inférieur

Dans le vaste massif de l'Aurès, le Crétacé inférieur constitue l'essentiel des reliefs les plus élevés : Dj. Azreg-Ichmoul, Chelia, Aïdel. On en trouve quelques témoins dans le Dj. Metlili, qui se rattache à l'Aurès du point de vue paléogéographique que structural, et peut être au cœur du Dj. Taktiout.

Les séries du Crétacé inférieur sont monotones et le découpage en formations lithologiques est particulièrement difficile (Guiraud, 1973).

Le Crétacé inférieur, couvre une grande partie des anticlinaux des monts de Belezma-Batna (Dj.Rfaâ, Dj.Tuggurt, Ravin bleu, Dj.Sarif). Il débute par un ensemble basal à dominante argileuse, accompagné de quelque grès, voire des quartzites, et les calcaires ne représentent que 15 % environ de la puissance de cette partie qui est de 1000 m. la plus grande partie de ces terrains correspond au Valanginien, sa base ayant été datée du Berriasien (Bureau, 1975c).

4.3.1.1. Le Valanginien

Le Valanginien de l'Aurès affleure uniquement dans l'anticlinal du Dj.Azreg, où il forme une ellipse allongée autour de l'affleurement jurassique.

La continuité de l'affleurement est rompue sur le versant nord par le Trias de Menaâ et au Nord-Ouest par le fossé tectonique de Moudji. Il est formé à la base par des assises assez marneuses qui présentent fréquemment un niveau à fossiles pyriteux assez riche, caractéristiques du Valanginien inférieur (Z. à *Kilianella Roubaudi*), tandis que, dès la partie moyenne, s'intercalent des calcaires à ostracées, et des grès et qu'enfin, à la partie supérieure, on trouve tantôt des grès, tantôt des calcaires pisolithiques annonçant un faciès qui sera beaucoup plus développé dans l'Hauterivien, mais qui présente encore ici des fossiles caractéristiques du Valanginien (Laffite, 1939).

4.3.1.2. L'Hauterivien

Dans l'Aurès, ce faciès est difficilement séparable du Valanginien et du Barrémien. Cet étage est souligné à la fois par un faciès calcaro-gréseux caractérisé par des calcaires pisolithiques à algues au Sud-Ouest, et un faciès gréseux et dolomitique peu fossilifère au Nord-Est indiquant un milieu de sédimentation de très faible profondeur. (Laffite, 1939).

Dans les Monts de Belezma-Batna, un niveau gréso-dolomitique, qui compte 1400 m de puissance, dans lesquels les argilites gréseuses ne forment que 45% de la série cumulée, laquelle est équivalente à l'Hauterivien et au Barrémien. (Bureau, 1975c).

4.3.1.3. Le Barrémien

Les formations barrémiennes sont essentiellement dolomitiques et gréseuses. Elles se localisent suivant une zone orientée W-E, allant des monts de Belezma-Batna jusqu'au méridien d'Oum El Bouaghi, en passant par les monts d'Aïn Yagout. Mais à l'Ouest de cette région, aux monts du Hodna, le Barrémien est plutôt à dominante dolomitique (Marmi, 1995).

Le Barrémien est représenté au Sud-Ouest de l'Aurès par un faciès continental très net : grès à dragées, marnes rouges, montant jusque dans l'Aptien. Au Nord-Ouest le Barrémien passe à des quartzites sans fossiles à la base qui restent toujours présentent surtout à la base au Nord et au Nord-Ouest avec des intercalations des calcaires marins à foraminifères ou à céphalopodes. L'épaisseur de l'étage varie de 400 m au Nord à 250 m au Sud.

L'extrémité sud-ouest de l'anticlinal de Belezma (Ras Zvizef) montre un Barrémien sous forme de grès et de quartzites à grain fin sans fossile (300 à 400 m). (Laffite, 1939).

4. 3.1.4. L'Aptien

L'Aptien affleure presque dans tous les anticlinaux de l'Aurès, Dj.El Azreg, Dj Bou Rheel, Ich Moul-Chélia, Khenchela, le Belezma et Dj.Bouarif.

Au-dessus des grès barrémiens Laffite (1939) signale en plusieurs endroits au Nord-Est de Dj.Azreg, la présence de marnes et calcaires marneux à ammonites dont, *Douvilleiceras* gr. *Albrechtiaustriae*, *Parahoplites consobrinus* D'ORB, *P.deshayesi* LEYM, qui indiquent l'Aptien inférieur. Ces couches sont surmontées par des marnes puis par des masses calcaires avec rares intercalations marneuses à orbitolines. Guiraud (1973), a observé en divers points dans le même secteur et sous les niveaux à orbitolines, une barre de calcaires dolomitique roux.

La limite inférieure est nette dans le centre de l'Aurès où sur les grès attribués au Barrémien, on trouve des marnes contenant des ammonites de l'Aptien inférieur, dans le Nord du massif, les marnes sans ammonites mais occupant la même position permettent de définir sur le terrain et sur les cartes la limite inférieure de l'étage. Mais lorsque l'Aptien inférieur est gréseux la limite devient plus difficile à préciser.

La limite supérieure, difficile à préciser et était défini d'une manière rigoureuse au Koudiat Tiounknine (Dj.Bouarif) par la présence de céphalopodes de l'horizon de Clansayes. (Laffite, 1939).

4. 3.1.5. L'Albien

L'Albien est très répandu, comme l'Aptien, dans les grands anticlinaux de l'Aurès ainsi que sur la marge septentrionale de la plateforme saharienne.

L'Albien dans l'Aurès laisse généralement diviser deux parties distinctes :

- A la base, des alternances de grès et de marnes avec de minces bancs de calcaire, sur une épaisseur de 150 à 200 m, dans le Sud-Ouest de l'Aurès, ces couches passent à des argiles bariolées et des grès rouges représentant un faciès continental –Ou lagunaire- contemporain.

- Au sommet, un faciès calcaire contient, à la base, des *Knemiceras* et au sommet dans des couches glauconieuses et phosphatées, une riche faune de céphalopodes, appartenant aux genres *Desmoceras*, *Mortoniceras* *Hamite*. Ces calcaires passent au Sud-Ouest du massif à des calcaires subrécifaux à algues calcaires et orbitolines et au Nord-Ouest à un faciès analogue à celui de la partie inférieure de l'étage.

La limite supérieure est visible de loin dans les paysages aurésiens, elle correspond à une rupture de pente du relief due à ce que les marnes cénomaniennes ont été facilement érodées (Laffite, 1939).

Au niveau des monts de Belezma-Batna et d'une manière générale, la sédimentation ne semble pas très différente de celle du reste du Crétacé inférieure, auquel, pour ces raisons

lithologiques, il est naturel de le rattacher. La faible profondeur du milieu de dépôt est un des caractères majeurs d'une sédimentation qui reste sous une influence marine constante. La majeure partie des affleurements albiens sont localisés sur le flanc interne de la haute combe péri-anticlinal de l'Ouest des monts de Batna. La limite inférieure de la série a été fixée au sommet de la légère dépression qui couronne la série à orbitolines et la limite supérieure au sommet des derniers bancs calcareux décimétriques, sous la grande masse des argiles et marnes cénomaniennes. (Bureau, 1975c).

4.3.2. Le Crétacé Supérieur

Il occupe une grande superficie à l'affleurement dans les monts de Belezma-Batna et dans l'Aurès. Morphologiquement, il forme de vastes dépressions sénoniennes faites de marnes, d'argiles à intercalations calcaires et de reliefs marno-calcaires comprenant une épaisse barre à rudistes du Cénomanien au Turonien. Localement, les reliefs peuvent être couronnés par des calcaires massifs à algues du Maastrichtien. (Yahiaoui, 1990).

Dans les monts de Belezma-Batna, Bureau (1975c), distingue la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur par le fait que ce dernier ne comporte jamais de couches gréseuse même en plaques minces.

4.3.2.1. Le Cénomanien

Le Cénomanien existe dans tous les grands anticlinaux de l'Aurès, en auréole autour des massifs formés par le Crétacé inférieur, il forme en plus le cœur d'ondulations de moindre importance (Ich Ali, Iggudelène, Beni Ferah, Asslef el Ahmane, Tafechna). Il est caractérisé par une faune abondante, surtout à la partie supérieure de l'étage qui est le plus souvent marno-calcaire, tandis que la partie inférieure est généralement marneuse. La sédimentation détritique a complètement disparu. L'épaisseur peut atteindre 1000 mètres.

La limite inférieure est généralement marquée par la présence de marne contenant une faune d'ammonites mal conservée associée à des gastéropodes et des bivalves (Eg. *O. Syphax*). La limite supérieure de cet étage est marquée par la disparition des espèces caractéristiques de celui-ci (orbitolines, *Aspidiscus cristatus*, *Heterodiadema libycum*...) et la présence des couches à rudistes (radiolites) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1939).

Bureau (1975c), signale que dans les monts de Belezma-Batna, la série cénomaniennne est coupée en deux éléments lithologiques, l'un marneux, à la base, et l'autre calcaire au sommet et dont la puissance de la série est au maximum de 600m au Dj. Chafez (WSW d'Oued Chaâbat), là elle comporte environ 260m de terrains attribuables au Cénomanien calcaire.

4.3.2.2. Le Turonien

Dans l'Aurès, le Turonien est celui des étages crétacés qui occupe en affleurement les aires les plus considérables. Alors que les étages plus anciens sont souvent encore enfouis et que les

étages plus récents ont été enlevés par l'érosion, le Turonien occupe de très grandes surfaces, notamment au Nord-Ouest de l'Aurès entre les anticlinaux d'Ich Ali et d'Igguèdlène et au Sud de l'anticlinal de Chélia. (Laffite, 1939).

Le Turonien de l'Ouest de l'Aurès et des monts de Belezma-Batna est composé d'une série marno-carbonatée qui a été subdivisée en quatre formations datées par les ammonites, les foraminifères planctoniques et les ostracodes. De bas en haut se succèdent: les formations de la dolomie de l'Oued Skhoun et des calcaires de Chaâbet (Cénomaniens supérieurs à Turonien inférieur), la formation des calcaires inférieurs de Berriche (Turonien moyen), la formation des marno-calcaires de Chaâbet (Turonien supérieur) et la formation des calcaires supérieurs de Berriche (Turonien supérieur, Coniacien inférieur).

La limite céno-mano-turonienne doit se placer dans les Dolomies de l'Oued Skhoun, mais elle a pu être précisée au sein de leur équivalent latéral: les calcaires de Chaâbet, développés dans la région de Chaâbet, grâce aux ammonites et aux foraminifères planctoniques. La limite Turonien-Coniacien se situe au toit des calcaires à rudistes et polypiers constituant la base des Calcaires supérieurs de Berriche et non au sommet de cette formation comme l'indiquait Laffite. Elle est fondée, en l'absence d'ammonite, sur des associations de microfaunes à foraminifères benthiques et à ostracodes. Enfin le Turonien, très fossilifère dans le secteur septentrional (Chaâbet), a pu être divisé en trois parties étagées chacune par des ammonites et des foraminifères planctoniques. (Yahiaoui, 1990).

4. 3.2.3. Le Sénonien

Le Sénonien existe dans tous les synclinaux de l'Aurès avec une épaisseur de 2.000 m de moyenne, il occupe des affleurements considérables.

Les principaux affleurements du Sénonien dans l'Aurès, se trouvent au centre de Mac-Mahone (Aïn-Touta), où il n'est pas recouvert de Nummulitique, et autour des anticlinaux de Metlili, d'Igguèdlène, des Beni Farah, du Dj.Melah, du dj. El Azreg, du bou Rhezel, de l'Ahmar Khaddou, des Hammam, du Dj. Rheliss, du Dj .Chechar.

La limite inférieure du Sénonien est définie par l'apparition de *Barroisceras Habercellneri* qui caractérise la première zone à ammonites de l'étage et si l'on ne trouve pas on se réfère aux échinides.

La limite supérieure est plus difficile à préciser suite à l'absence des fossiles caractéristiques du Danien. Dans la partie sud de l'Anticlinal de Belezma, le Coniacien est à *Tissotia Fourneli* et échinides avec couches à bryozoaires, Santonien à «échinides, Campanien marno-crayeux à *H.superbissimus*, le Maastrichtien différent de celui d'El-Kantara par des calcaires massifs à la base surmontés par des alternances de marnes et de calcaires durs, puis des calcaires aussi massifs (Laffite, 1939).

Le tableau suivant (Fig.4) résume d'après la bibliographie les faciès du Crétacé supérieur y inclut ceux du Sénonien :

ETAGES	FACIES	AMMONITES
MAASTRICHTIEN	- Calcaires massifs à Laffitéines, algues lithotamniées et bryozoaires 300-400 m. - Marnes noires à intercalations calcaires à huîtres et oursins 200-300 m.	<i>Libycoceras chargense</i> <i>Pachydiscus neubergicus</i>
CAMPANIEN	- Calcaires crayeux à <i>Ostrea dichotoma</i> <i>O. vesicularis</i> et marnes à oursins, - Marnes à intercalations de gypse, calcaires marneux à ammonites et inocérames.	<i>Mortoniceras delawarensense</i> <i>Heterotissotia Sphenodiscus</i>
SANTONIEN	- Calcaires à <i>Inoceramus reguliaris</i>, parfois à rudistes. - Marnes à <i>Hemipneustes</i>.	<i>Placenticeras syrtale</i> <i>Mortoniceras texanum</i>
CONIACIEN	- Alternance de marnes et calcaires décimétriques lumachelliques à bryozoaires et à oursins. - Marnes dominantes à intercalations calcaires décimétriques (gastéropodes, <i>Ostrea</i>) très riches en ammonites et oursins à la base.	<i>Tissotia</i> sp. <i>Barroisiceras haberfellneri</i>
TURONIEN	- Calcaire dominant en bancs métriques pouvant former une barre (10-15 m) à rudistes, oursins, gastéropodes. - Alternance marno-calcaire fossilifère (oursins, bivalves, gastéropodes) riche en ammonites dans la partie supérieure. - Calcaires en gros bancs à intercalations de niveaux marneux à oursins.	<i>Hoplitoides</i> cf. <i>ingens</i> <i>Pseudotissotia</i> <i>Mammites</i> sp. aff. <i>nodosoides</i>
CENOMANIEN	- Calcaires, marnes à <i>Ostrea</i>, gastéropodes, polypiers, orbitolines. <i>Heierodiadema libyeum</i> et <i>Radiolites</i>. - Marnes à intercalations de passées calcaires lumachelliques et de gypse très fossilifères.	<i>Acanthoceras</i> cf. <i>Rothomgense</i> <i>Acanthoceras</i> cf. <i>mantelli</i>

Fig.4 : Le Crétacé supérieur de la région d'étude d'après la bibliographie (Yahiaoui 1990)

4.4. Le Paléogène

Les affleurements du Tertiaire sont relativement moins étendus dans l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie orientale comparativement aux terrains du Secondaire. Les terrains plus récents remanient souvent des associations de microfaunes se rapportent aux formations érodées (Marmi, 1995).

Dans les monts de Belezma-Batna les premiers dépôts à se faire après le Crétacé sont en discordance angulaire sur celui-ci. Comme dans l'Aurès, les terrains tertiaires sont essentiellement placés dans les zones basses de la surface post-Lutétienne et sans doute post-oligocène, qu'il s'agisse de fonds synclinaux ou de combes morphologiques. (Bureau, 1975c).

Le Paléogène synonyme du Nummulitique, est bien représenté dans l'Aurès où il se trouve dans les grands synclinaux et sur la flexure saharienne. Tous les terrains compris entre le Danien et le Miocène inférieur marin transgressif appartiennent au Nummulitique.

Dans l'Aurès le Paléogène est subdivisé en deux ensembles :

- Un ensemble fossilifère marin à la base (Danien – Lutétien supérieur).
- Un ensemble azoïque continental au sommet (Eocène supérieur – Oligocène).

La limite entre ces deux ensembles se place à la limite supérieure du Lutétien (Eocène moyen) ou à un niveau indéterminé à la base du Bartonien (Eocène supérieur), sans qu'il soit possible de préciser (Laffite, 1939).

4.4.1. Le Paléogène marin

C'est dans le Sud-Est de l'Aurès (synclinal d'Ouled Rechaïch, flexure Khanguet Sidi Nadji - Séiar et Chaîne de Rhellis) que le paléogène marin, conservé surtout dans les dépressions synclinales, est le plus développé.

Dans le synclinal d'Ouled Rechaïch, il est formé de marnes blanches à minces bancs de gypse ou de silex admettant à leur sommet quelques intercalations calcaires surmontées d'un complexe marno-calcaire phosphaté paléocène. Ce dernier est formé de marnes blanches à petits bancs de calcaires marneux ou de calcaires à lit de phosphate glauconieux et se termine par une alternance de calcaires, de marnes blanches avec un banc de phosphate à leur sommet et de calcaires marneux à silex (160 m). Ensuite vient un ensemble éocène formé de calcaires massifs à silex auxquels se superposent des calcaires, des marnes et des calcaires marneux à gypse et qui se termine par des calcaires et des marnes jaunes à lits centimétriques phosphatés.

Entre Séiar et Khanguet Sidi Nadji, le Paléocène est formé de calcaires localement bréchiques et de marnes à la base et par des calcaires, des calcaires marneux ou dolomitiques, de brèches calcaires et de marnes blanches à bancs phosphatés au sommet. Quant à l'Eocène,

est représenté par des calcaires massifs, calcaires marneux ou à gypse et de marnes noires passant latéralement à des argiles rouges.

Au niveau de la chaîne de Rheliss dont tout le flanc sud est formé de terrains paléogènes, le Paléocène est formé d'alternances de marnes blanches et de calcaires à gastéropodes, et bivalves, l'Eocène inférieur de marnes blanches et l'Eocène moyen (Lutétien) de calcaires marneux et marnes à silex, nummulites et operculines et de calcaires à silex avec des marnes à gypse au sommet.

Dans les régions axiales (synclinal de Rhassira et celui de Bouzina), le Paléocène est représenté par des calcaires contenant quelques bancs marneux, l'Eocène inférieur par des marnes blanches et des calcaires marneux à silex et nummulites et le Lutétien par des calcaires à silex, avec manifestation de quelques intercalations détritiques principalement, des conglomérats à la base et au sommet de la série dans le synclinal de Bouzina.

Dans la partie occidentale de l'Aurès (El Kantara), le Paléocène est formé de calcaires et de calcaires marneux à gastéropodes, milioles et bivalves de marnes jaunes et de calcaires marneux ou dolomitiques à gypse, l'Eocène inférieur est formé de marnes rouges de grès et de conglomérats consolidés et l'Eocène moyen (Lutétien) de calcaires et de marnes à gastéropodes et bivalves admettant quelques passages gréseux ou contenant des lentilles conglomératiques à la base (Chebbah, 2007).

4. 4. 2. Le Paléogène continental

Le Paléogène continental (Eocène supérieur et Oligocène) est représenté par des dépôts rouges souvent grossiers et dont leur épaisseur ne dépasse pas 200 m. Il se rencontre soit dans des synclinaux en concordance sur le Lutétien et supportant par endroit en concordance apparente le Burdigalien, soit en discordance sur tous les termes des séries plus anciennes.

Dans la partie occidentale de l'Aurès (Synclinal d'El Kantara), il est formé de marnes rouges et de conglomérats grossiers à gastéropodes que Laffitte rattache à l'Aquitaniien et non à l'Oligocène. Sur le versant sud du massif (Rhassira, Bouzina), il est formé de marnes rouges localement gréseuses, de conglomérats grossiers à éléments souvent diversifiés.

Au Nord-Ouest, la série conglomératique repose directement en discordance sur le Lutétien. Plus au Sud (Khanguet Sidi Nadji et Séiar), la série est complètement détritique (grès, sables et conglomérats) (Chebbah, 2007).

4.5. Le Néogène

Les principaux affleurements sont signalés en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire, ou dans les centres des bassins.

La série néogène en affleurement repose souvent en discordance sur des formations d'âges différents (Oligocène, Eocène, Crétacé supérieur). Elle comporte plusieurs ensembles lithostratigraphiques formant des séquences dont les limites sont souvent hétérochrones et les appellations diffèrent d'un auteur à l'autre. (Djaiz.2011).

Néanmoins, malgré les différentes subdivisions existantes, la plupart des auteurs s'accordent à donner à cette série néogène, la superposition suivante (Chebbah 2007):

- A la base des argiles vertes ou brunes et des calcaires aquitano-burdigaliens.
- Des argiles, souvent, brunes à intercalations de bancs gypseux langho-serravaliens.
- Des argiles rouges gypseuses tortoniennes.
- Des grès ou sables bruns-rouges messéniens.
- Au sommet, des poudingues rouges pliocènes.

En réalité, cette superposition correspond au schéma très simplifié des grands ensembles qui présentent sur le terrain d'importantes variations latérales et verticales de faciès.

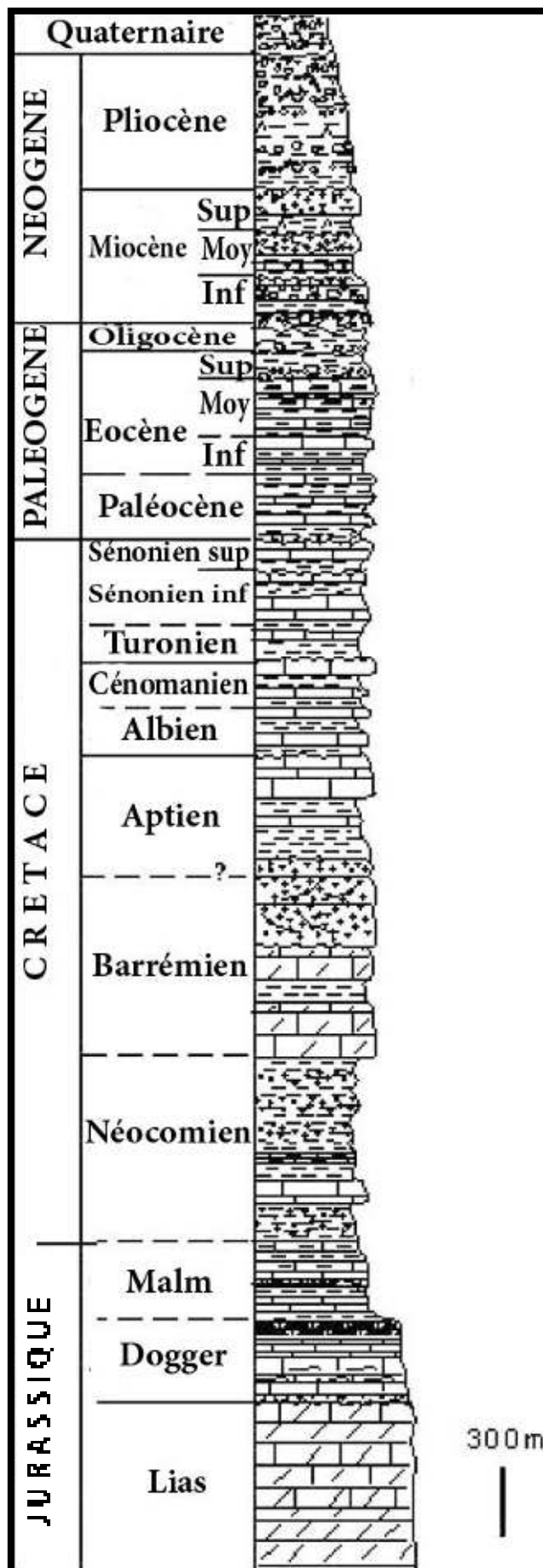


Fig.5 : Colonne lithostratigraphique de l'Aurès (Marmi et Guiraud, 2006)

Chapitre II :

Lithostratigraphie

Légende :

La Lithologie

Logs partiels



calcaire



calcaire marneux



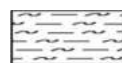
calcaire noduleux



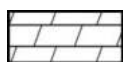
marne carbonatée



marne



marne argileuse

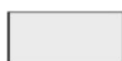


Dolomie

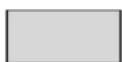
Logs synthétiques



calcaire



calcaire marneux



marne carbonaté



marne



marne argileuse



Surface irrégulière

Les fossiles



Ammonites



Gastéropodes



Rudistes



Bryozoaires



Echinodermes



Bivalves



Coraux



Terriers

1. INTRODUCTION

La série sédimentaire turono-coniacienne des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès est étudiée du point de vue lithostratigraphique par le levé des coupes géologiques.

Deux coupes ont été choisies (Fig.6), la première dite *Coupe de Dj.Tuggurt* –dont la succession la plus complète est observée- levée sur la partie méridionale des monts de Belezma-Batna. La deuxième coupe est levée dans la partie septentrionale de l'Aurès dite *Coupe de Dj. Ich Ali*. La description lithologique des coupes levées est faite de bas en haut avec un échantillonnage systématique (changement de faciès =prélèvement d'un échantillon), les descriptions prennent en considération l'épaisseur, le relief des bancs, la couleur, la lithologie et le contenu en fossiles.

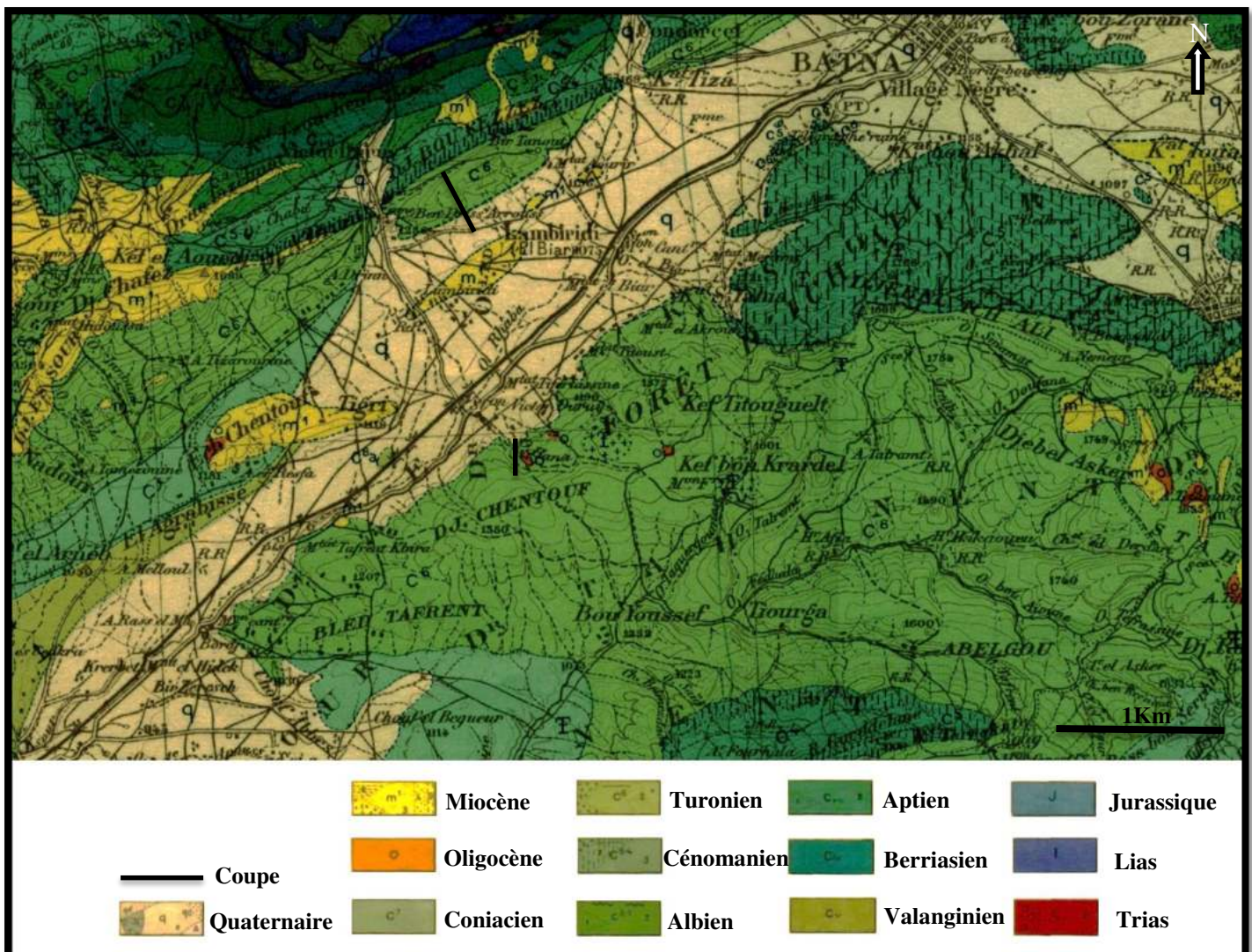


Fig.6: Extrait de l'esquisse géologique des Aurès (1/200 000), (Laffite 1939), montrant la localité des deux coupes

2. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

2.1. Analyse lithostratigraphique de la coupe de Dj.Tuggurt (395 m)

2.1.1. Synonymes

Coupe de Djebel Tuggurt (Bureau, 1967).

Coupe de Chaâbet (Yahiaoui, 1990).

Coupe de Chabet Oulad Chlih (Herkat, 1999).

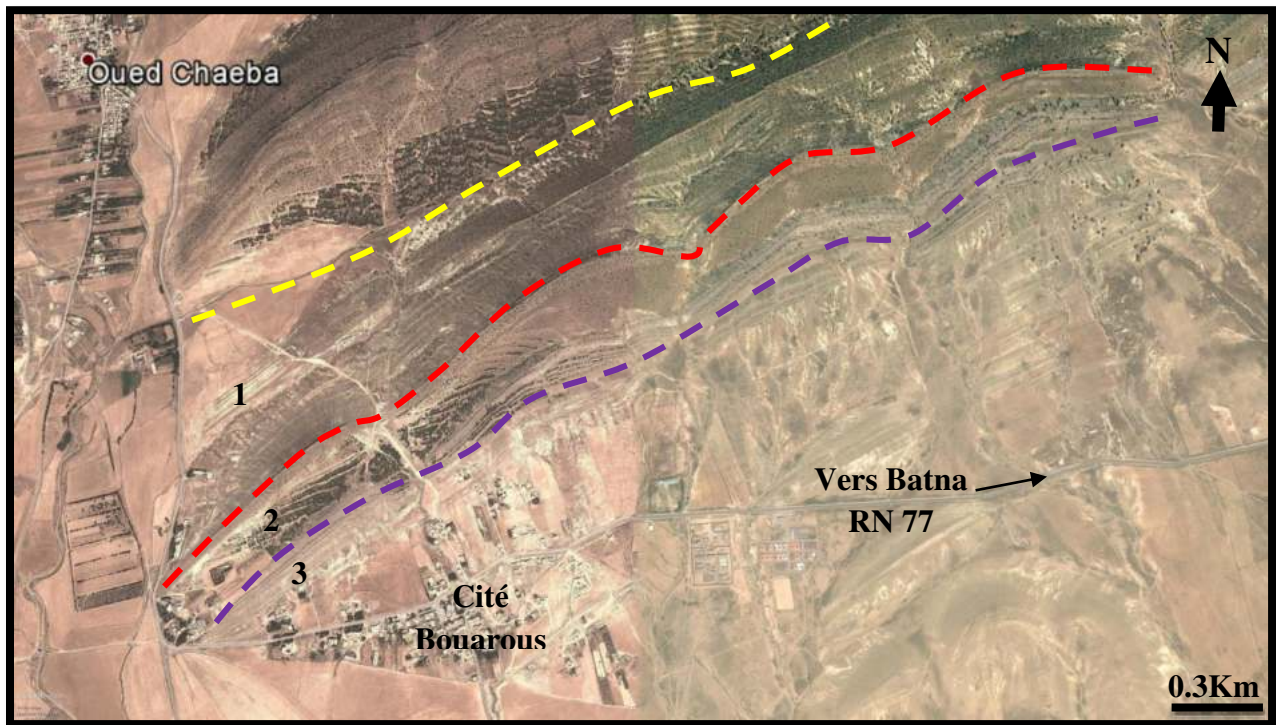
2.1.2. Description de la coupe

Cette coupe est levée au Nord de la cité Bouarous du village de Chaâbet Ouled Chelih, au niveau du flanc sud de Dj.Tuggurt, ses coordonnées sont les suivantes :

A (35°32'20 "N, 6°1'37"E)

B (35°30'48"N, 6°1'67"E)

C'est une coupe qui s'étend sur une épaisseur de 395.5 m et d'une direction de NNW-SSE, elle est formée essentiellement par des formations marno-calcaires. La coupe a été subdivisée en trois formations lithologiques (Fig7, Fig.8).



1 : Formation à dominante marneuse, 2 : Formation à dominante calcaire,
3 : Formation marno-calcaire, RN=Route nationale

Fig.7 : Image satellitaire (Google Earth), montrant les trois formations lithologiques de la coupe de Dj.Tuggurt

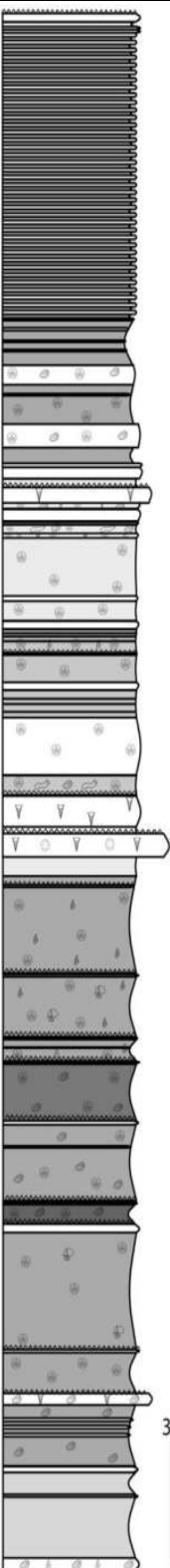
LITHOLOGIE	FORMATIONS	Epaisseur (m)
	Formation marno-calcaire	111
	Formation à dominante calcaire	105
	Formation à dominante marneuse	178

Fig.8 : Colonne lithostratigraphique de la coupe de Dj.Tuggurt

Au-dessus des barres de calcaires grossiers gris et phosphatés qui sont d'après la bibliographie d'âge Cénomanien terminal-Turonien basal (Pl.1, Fig.3), vient une centaine de mètres du recouvrement par des éboulis quaternaires d'où un manque d'observation, d'après Yahiaoui (1990), il s'agit probablement d'un terme marneux gris-bleu à jaunâtre, feuilleté riche en foraminifères planctoniques et ostracodes (Fig.9), puis vers le sommet les foraminifères planctoniques disparaissent totalement. Le terme marneux se termine par un banc de calcaire argileux (3 m), d'aspect noduleux ou bréchique, à empreintes d'ammonites (*Coilopoceras* cf. *requieni* (d'ORB.)).

	Les ostracodes	foraminifères pélagiques	foraminifères benthiques
Turonien moyen	<i>Amphicytherura yakkinensis</i> ROSENF., <i>Spinoleberis israeliana</i> , <i>Trachyleberidea</i> gr. <i>geinitzi</i> (REUSS.), <i>Pterygocythere</i> <i>raabi</i> ROSENF., <i>Ovocytheridea</i> cf. <i>reniformis</i> (VANDEN BOLD), <i>Brachycythere ekpo</i> REYMENT, <i>Paracypris mdaouerensis</i> BASSOULET et DAMOTTE.	<i>Praeglobotruncana helvetica</i> (BOLLI) fréquents, <i>P. gr. stephani</i> (GANDOLFI), <i>P. oraviensis</i> (SCHEIBNEROVA), <i>Marginotruncana sigali</i> (REICHEL), <i>M. schneegansi</i> (SIGAL), <i>M. marianosi</i> (DOUGLAS), <i>Whiteinella aprica</i> (LOEBL et TAPPAN), <i>W. archeocretacea</i> (PESSAGNO), <i>W. baltica</i> (DOUGLAS et RANKIN), <i>W. inornata</i> ?, <i>D. hagni</i> aff. <i>hagni</i> (SCHEIBNEROVA), <i>Hedbergella</i> gr. <i>simplex</i> (MORROW), <i>Heterohelix</i> sp.,	<i>Lenticulina</i> sp.
Turonien inférieur	<i>Reticulocosta</i> gr. <i>vittiginosa</i> (APOSTOLESCU), <i>Cythereis</i> sp.; EB ; 2468 (DONZE), <i>Amphicytherura yakkinensis</i> RODENFELD, <i>Paracypris</i> aff. <i>mdaouerensis</i> BASSOULET et DAMOTTE, <i>Pterygocythere</i> cf. <i>pennata</i> VIVIERE, <i>Cytherelloidea</i> sp. et <i>Cytherella</i> sp	<i>Hedbergella delrioensis</i> (CARSEY), <i>Dicarinella hagni</i> (SCHEIBNEROVA), <i>Whiteinella baltica</i> (DOUG, et RANKIN), <i>W. aprica</i> (LOEBL et TAPPAN), <i>Praeglobotruncana prae-helvetica</i> (TRUJILLO) et <i>P. helvetica</i> (BOLLI) très primitives, <i>Dicarinella</i> aff. <i>canaliculata</i> (REUSS), <i>W. paradubia</i> (SIGAL) et <i>Heterohelix reussi</i> (CUSHMAN).	<i>Marginulina</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp.

**Fig.9 : Microfossiles du terme marneux recouvert par les éboulis
Dj.Tuggurt (d'après Yahiaoui 1990)**

Au-delà, on observe les formations suivantes:

2.1.2.1. Formation à dominante marneuse (178 m)

Une formation qui se caractérise par une dominante marneuse (160 m), débutant par une barre de calcaire micritique stratifié en bancs décimétriques à huîtres et nérinées (Terme I), surmontée par des marnes jaunâtres indurées dépourvues de macrofossiles deviendront par la suite friables à huîtres (Terme II). Au-dessus de ces marnes vient une barre de calcaire plus ou moins grossier, à huîtres et rudistes avec une surface supérieure irrégulière (Terme III).

Vers le milieu et le sommet de la formation (Terme IV, V et VI), les marnes deviennent fossilifères riches en bivalves, gastéropodes, oursins de grande taille et ammonites.

Les calcaires intercalés dans les marnes, sont fins et peu phosphatés, généralement massifs compacts parfois noduleux, la couleur est grise, la surface supérieure souvent irrégulière, leur épaisseur est décimétrique à métrique. (Fig.10, Fig.11, Fig.12).

Terme I : Calcaire à huîtres et nérinées (3.5 m)

Il s'agit d'un calcaire gris sombre micritique stratifié en bancs centimétriques à décimétriques, peu phosphaté. A sa base (Ech, 04) riche en huîtres, vers le milieu (Ech, 05) les gastéropodes (nérinées) apparaissent, on note que les bioclastes se concentrent à la base des bancs. Vers le sommet le calcaire devient massif phosphaté moins riche en huîtres et nérinées (Ech, 06) (Pl.1. Fig.1 a et b).

Terme II : Marnes jaunâtres à huîtres (39 m)

Consommé par des marnes jaunâtres (Pl.1.Fig.2), à la base indurées litées, dépourvues de macrofossiles (Ech, 07, Ech, 09), puis elles deviennent friables à huîtres (Ech, 11). Le lavage montre que cet intervalle est peu fossilifère avec la présence des ostracodes (*Cytherella* sp, *Paracypris* sp et rares *Bairdia* sp), des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Textularidae* sp), des radioles d'oursins et des foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp et *Heterohelix Globulosa*), on note aussi la présence des tentaculites.

L'ensemble de ces marnes est entrecoupé par plusieurs bancs de calcaire gris et peu phosphaté généralement dur parfois bioturbé, au milieu l'épaisseur est métrique (Ech 08, (1 m), Ech, 10 (1.5 m)) et vers le sommet elle devient décimétrique (Ech 12 (0.5 m)).

Terme III : Calcaire à huîtres et rudistes (3 m)

Une barre de calcaire gris clair plus ou moins grossier, noduleux à la base et massif au sommet (Ech, 13) à huîtres et rudistes, Herkat, (1999) a distingué le genre *Durania* sp, la surface

supérieure est irrégulière, bioturbée, peu ferruginisée, fracturée et diaclasée (Pl1.Fig.3 et Pl5.Fig.1).

Terme IV: Marnes jaunâtres à oursins et ammonites (44 m)

Il s'agit des marnes jaunâtres friables à oursins et ammonites, vers le milieu, ces marnes comportent un banc (1 m) de calcaire gris sombre fin d'aspect massif à huîtres et à surface bioturbée (Ech, 15). Le terme s'achève par deux bancs de calcaire gris séparés par un joint marneux dont le premier (1 m) est formé par un calcaire organogène à bivalves et gastéropodes à sa base (Ech, 17'). Le deuxième (1.5 m) est composé d'un calcaire gris d'aspect noduleux avec une surface supérieure bioturbée et ferruginisée. (Ech, 18).

Le lavage a montré à la base (Ech, 14) : des ostracodes (*Cytherella* sp, *Asciocythere sugillata*, *Cythereis algeriana* et *Cythereis* sp), des radioles d'oursins, des débris de bivalves, des gastéropodes et rares foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp). Vers le sommet (Ech, 16 et Ech, 17), les foraminifères benthiques deviennent abondants et diversifiés (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp, *Textularidae* sp, *Pseudocyclamina* sp et autres formes), les ostracodes sont représentés par les formes lisses (*Cytherella* sp et *Asciocythere* sp) et rares formes ornées (*Cythereis* sp), les foraminifères planctoniques y sont rares (*Heterohelix Globulosa*).

Terme V : Marnes jaunâtres à bivalves et oursins (42 m)

Il s'agit des marnes jaunâtres friables, argileuses à la base (Ech, 19) et au sommet (Ech, 24). Ces marnes sont fossilifères avec la présence des bivalves, des oursins de grande taille, des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp et autres formes), les formes bisériées sont moins abondantes (*Textularidae* sp) (Pl.8, Fig.4), les ostracodes qui sont rares à la base (Ech, 19) avec des *Cytherella* sp, *Asciocythere* sp, *Paracypris* sp, *Bairdia* sp et *Cythereis* sp, deviennent abondants vers le sommet (Ech, 24) mais seulement avec les *Cytherella* sp et les *Asciocytheres* sp, les tests sont mal conservés. Ainsi on note la présence des bryozoaires (Ech 19).

Ce terme présente des bancs de calcaire gris micritique, bioturbé, peu phosphaté d'aspect noduleux (Ech, 22 (0.2 m)) ou massif Ech, 20 (0.5 m), Ech, 23(1 m)).

Terme VI : Marnes verdâtres à oursins et gastéropodes (47 m)

Un terme marneux qui débute par un banc de calcaire (Ech, 25, (0.5 m)) micritique d'aspect massif avec une couleur grise sombre à gastéropodes, sa surface supérieure est ferruginisée et bioturbée, surmonté par un intervalle de marne friable (Ech, 26, Ech, 28), de couleur verdâtre à oursins et gastéropodes Ces marnes sont intercalées par un banc (0.3 m) de calcaire micritique de couleur grise sombre (Ech, 27) à gastéropodes, bivalves (huîtres...). Le lavage a livré des

ostracodes (*Cytherella* sp qui domine (Pl.8, Fig.3), *Cythereis* sp et *Paracypris* sp, ainsi que le genre *Bairdia* sp apparait vers le sommet (Ech, 28), des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp et autres formes).

Vers le milieu (Ech, 30, Ech, 31), les ammonites qui datent probablement le Turonien supérieur apparaissent (Commu avec F.Benkherouf) (Pl.4, Fig.2) et les marnes admettent deux bancs d'épaisseur décimétrique (Ech, 29 (0.5 m) et Ech, 32 (0.6 m)) de calcaire micritique de couleur grise à surface supérieure bioturbée. Le lavage a livré la même association que celle de la base sauf que les foraminifères auront une grande taille et les miliolites de type *Biloculina* sp font leur apparition.

Vers le sommet (Ech, 33, Ech, 34 et Ech, 35) on observe un niveau (0.3 m) de tempéstitite de couleur grise (Ech, 36) (Pho.13) riche en bivalves. Le lavage montre ici des bryozoaires avec une fréquence qui augmente vers la fin du terme, les ostracodes sont représentés par les *Cytherella* sp, les *Cythereis* sp (*Cythereis gabonensis* ?) et les *Ascyocythere* sp, les foraminifères sont représentés par des *Gavelinella* sp et quelques *Textularidae* sp.

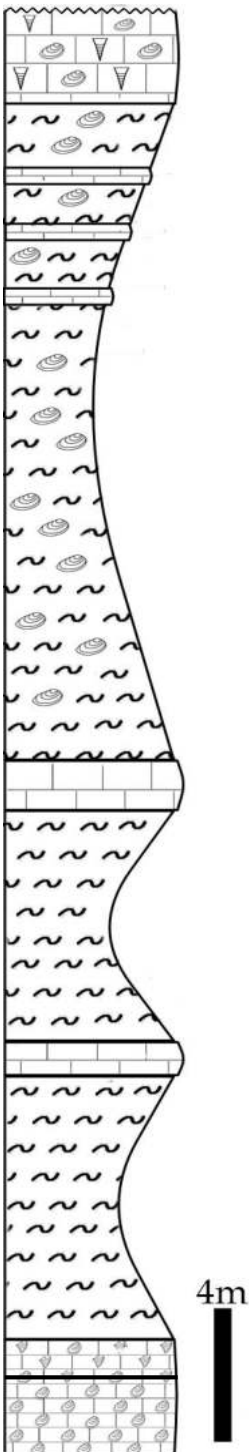
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	III	13	3	Calcaire plus ou moins grossier noduleux à la base et massif au sommet de couleur grise claire à huîtres et rudistes, la surface supérieure est bioturbée.
	II	12	39	
		11		Marne friable jaunâtre à huîtres, intercalée par 3 bancs d'épaisseur décimétrique (0.5 m) de calcaire massif bioturbé, peu phosphaté très compact et très dur de couleur grise
		10		Calcaire micritique d'aspect massif compact et dur, peu phosphaté de couleur grise
		09		Marne indurée jaunâtre dépourvue de macrosfossiles
		08		Calcaire micritique d'aspect massif peu phosphaté de couleur grise claire
		07		Marne indurée litée de couleur jaunâtre.
	I	06 05 04	3.5	Calcaire micritique massif phosphaté, de couleur grise moins riche en huîtres et nérinées. Calcaire micritique stratifié de couleur grise sombre peu phosphaté à huîtres et nérinées

Fig.10 : Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme I, II et III)

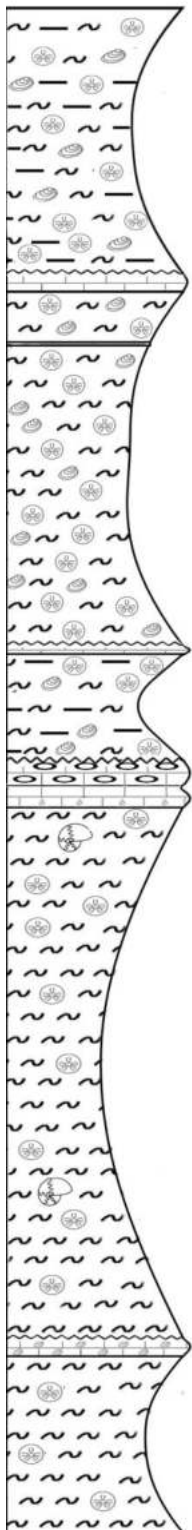
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	V	24	42.5	Marne argileuse jaunâtre à oursins et bivalves.
		23		Calcaire micritique massif peu phosphaté de couleur grise claire à surface supérieure bioturbée et ferruginisée.
		22		Marne jaunâtre à huîtres et oursins, intercalée par un banc de calcaire (0.2 m) micritique phosphaté d'aspect noduleux.
		21		
		20		Calcaire gris micritique sombre massif peu phosphaté à surface supérieure bioturbée
		19		Marne jaunâtre argileuse à oursins de grande taille et bivalves
	IV	18	43.5	Calcaire gris micritique d'aspect noduleux à surface bioturbée et ferruginisée.
		17'		Joint marneux jaunâtre
				Calcaire gris organogène à bivalves et gastéropodes à sa base
		17		Marne jaunâtre à oursins et ammonites
		16		
		15		Calcaire gris sombre micritique d'aspect massif à huîtres et à surface bioturbée
		14		Marne jaunâtre friable à oursins

Fig.11 : Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme IV et V)

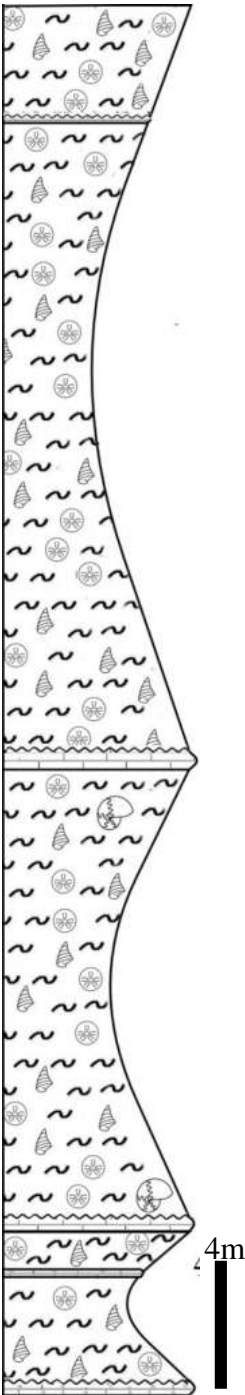
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	VI	35		
		36		
		34		Marne verdâtre à oursins et gastéropodes intercalée au sommet par un niveau de calcaire gris (0.2 m) lumachellique (tempéstite) à bivalves et d'épaisseur centimétrique.
		33	47	
		32		Calcaire gris micritique à surface supérieure bioturbée
		31		Marne verdâtre à oursins, gastéropodes et ammonites le taux des carbonates augmente vers le sommet
		30		
		29		Calcaire gris sombre micritique massif compact peu phosphaté à surface bioturbée
		28		Marne verdâtre friable à oursins et gastéropodes
		27		intercalée par un banc (0.3 m) de calcaire micritique de
		26		couleur grise sombre à gastéropodes, bivalve et huîtres.
		25		Calcaire gris sombre micritique à gastéropodes, la surface supérieure est ferruginisée et bioturbée

Fig.12 : Formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (Terme VI)

2.1.2.2. Formation à dominante calcaire (105 m)

Cette formation (Fig.13) présente des calcaires généralement fins, phosphatés, parfois noduleux. Les marnes sont souvent carbonatées riches en ostracodes (les formes ornées dominant) et foraminifères benthiques. Elle est subdivisée en quatre termes, soit de la base au sommet:

Terme I : Calcaires à rudistes (26 m)

Il s'agit d'un terme calcaireux qui débute par 5 m de calcaire marneux micritique, d'aspect noduleux lité en bancs centimétriques (0.03 m) (Ech, 37), suivi par la barre (6 m) à rudistes et polypiers (Pl.2.Fig.1, Pl.5, Fig.7). Cette dernière est formée par des calcaires grossiers (Ech, 38 et Ech, 39) de couleur grise dont on remarque parfois la présence d'un placage de rudistes parallèlement à la stratification. La base est riche en terriers, la surface supérieure est irrégulière ferruginisée, bioturbée, fracturée et diaclasée (Ech, 40). Les rudistes sont représentés par *Hippurites resectus* et *Vaccinites rousseli batnensis* (Pl.4.Fig1B) (Commu F.Chikhi). On note aussi que cette barre présente des joints de compaction.

Viennent ensuite, 2 m de dolomie grossière (Ech, 40') de couleur rosâtre (Pl.2, Fig.2), puis 8 m de calcaire gris stratifié en bancs décimétriques à rudistes qui s'accumulent surtout vers les surfaces des bancs. La surface supérieure est bioturbée.

Au sommet des calcaires précédents, on observe la présence d'un niveau à grands rudistes qui peuvent atteindre 0.2 m de longueur.

Le terme s'achève par 5 m des marnes carbonatées feuilletées de couleur grisâtre à oursins, bivalves et terriers (Ech, 41 et Ech, 42). Le lavage montre une abondance des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp), et des ostracodes (*Cytherella* sp, *Paracypris* sp, *Cythereis* sp et autres formes).

Terme II : Calcaires stratifiés à oursins (15 m)

Consumé par 15 m de calcaire gris fin parfois phosphaté, stratifié en bancs décimétriques (0.2 m) à oursins. Vers le sommet devient plus fin et plus sombre (Ech, 43 et Ech, 44).

Terme III : Calcaires marneux à oursins (47 m)

C'est un terme, formé par cinq rythmes:

Rythme I (9 m)

Représenté par 7 m de marne carbonatée de couleur jaunâtre (Ech, 44'), entrecoupée par des minces bancs centimétriques de calcaire noduleux à couleur grise. La marne est surmontée par un banc (2 m) de calcaire fin d'aspect noduleux et de couleur grise.

Rythme 2 (7.2 m)

Composé par 7 m de marne carbonatée de couleur verdâtre (Ech, 45) à oursins, vers le sommet le taux des carbonates augmente pour devenir des calcaires marneux stratifiés en bancs centimétriques (0.1m). Le rythme se termine par un banc (0.2m) de calcaire gris (Ech 46) micritique lumachellique à sa base et à surface supérieure bioturbée avec placage d'oursins (Pl.5, Fig.2).

Rythme 3 (8 m)

Formé par 6 m de marnes carbonatées d'aspect schisteux à oursins (parfois aplatis) et gastéropodes (Ech, 47) (Pl.2, Fig.4), vers le sommet à intercalations des bancs centimétriques de calcaire gris organogène et ferrugineux (Ech, 48), puis ces marnes deviennent argileuses jaunâtres, (Ech, 49). Les marnes sont surmontées par un banc de calcaire gris fin (2 m), d'aspect noduleux à la base et massif au sommet, intercalé par un joint marneux phosphaté avec accumulation d'oursins (Ech, 50 et Ech, 50').

Rythme 4 (6.5 m)

Constitué par 5 m de calcaire marneux gris laminé (0.01 m à 0.02 m) de couleur grise à oursins, le taux des carbonates augmente vers le sommet (Ech, 51'), suivi par un banc (1.5 m) de calcaire phosphaté de couleur grise sombre d'aspect noduleux à la base, massif au sommet, séparé par un joint marneux (Ech, 51 et Ech, 52).

Rythme 5 (16.5 m)

La succession est identique à celle du rythme 4 sauf que l'épaisseur est plus importante, il s'agit d'un intervalle de calcaire marneux laminé de couleur grise (15 m) à oursins (Ech, 53'), surmonté par 1.5 m de calcaire phosphaté d'aspect massif de couleur grise sombre à oursins, gastéropodes et rares rudistes (Ech, 53 et Ech, 54).

Le lavage montre toujours une abondance des foraminifères benthiques représentés par des *Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp, *Miliolidae* (*Triloculina* sp et *Quinqueloculina* sp), *Astacolus* sp, *Textularia* sp, les ostracodes sont représentés par une dominance de *Cytherella* sp, *Cythereis* sp, *Brachycythere* sp (*Brachycythere ekpo* (Pl.8, Fig.6),...), *Xetoleberis* sp et autres formes.

Terme IV: Calcaires à rares rudistes (17 m)

Représenté par la succession suivante :

-2 m: Calcaire marneux fin de couleur grise, stratifié en plaquettes, à oursins, bivalves et terriers (ech 56), le lavage montre des ostracodes et des foraminifères benthiques à tests calcaires.

-0.4 m: Calcaire fin phosphaté de couleur grise sombre (Ech, 57).

- **3 m**: Calcaire gris micritique phosphaté laminé en minces bancs (0.02 m) (Ech, 58).
- **1.5 m** : Calcaire micritique ferrugineux de couleur grise, à oursins, bivalves et rares rudistes (Ech, 59).
- **4 m** : Calcaire graveleux gris à rudistes et à surface supérieure irrégulière bioturbée et ferruginisée. (Pl.5, Fig.3), (Ech, 60 et Ech, 61). Surmonté par (2 m) de calcaire marneux de couleur grise.
- **3 m** : Calcaire fin d'aspect noduleux à la base (Ech, 62) et massif au sommet (Ech, 63), suivi par un banc de calcaire gris fin (1 m) phosphaté d'aspect massif.

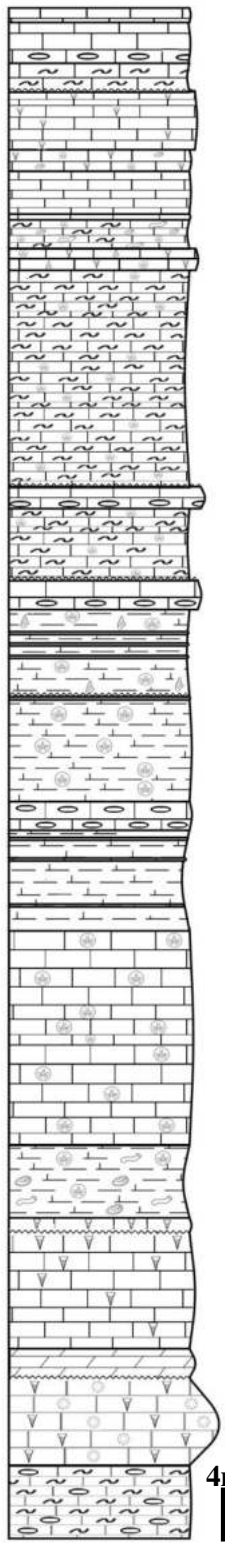
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	IV	63	17	Calcaire gris fin phosphaté de couleur grise
		62		Calcaire fin noduleux à la base et massif au sommet
		61		Calcaire marneux gris.
		60		Calcaire graveleux à rudistes et à surface supérieure irrégulière
		59		Calcaire gris micritique ferrugineux à oursins, bivalves et rares rudistes
		58		Calcaire fin phosphaté et laminé en minces bancs
		57		Calcaire gris fin phosphaté
		56		Calcaire marneux en plaquettes à oursins, bivalves et terriers
	III	54	47	Calcaire phosphaté de couleur grise sombre d'aspect massif à oursins, gastéropodes et rares rudistes
		53		Calcaire marneux gris laminé à oursins
		53'		
		52		Calcaire gris sombre phosphaté d'aspect noduleux à la base et massif au sommet
		51		Calcaire marneux gris laminé à oursins.
		51'		
		50'		Calcaire gris phosphaté d'aspect noduleux à la base et massif au sommet, intercalé par un joint marneux avec accumulation d'oursins
		50		Marne carbonatée d'aspect schisteux à oursins et gastéropodes, vers le sommet à intercalations des bancs centimétriques de calcaire gris organogène et ferrugineux, et la marne devient argileuse jaunâtre
		49		
		48		
		47		Calcaire fin de couleur grise, lumachellique à sa base et à surface supérieure bioturbée
		46		Marne verdâtre carbonatée à oursins, vers le sommet le taux des carbonates augmente.
		45		Calcaire gris (2 m) fin d'aspect noduleux
		44'		Marne carbonatée de couleur jaunâtre intercalée par des minces bancs centimétriques de calcaire gris noduleux
	II	44	15	Calcaire gris fin parfois phosphaté stratifié en bancs décimétriques (0.2 m) à oursins,.
		43		
	I	42	27	Marne carbonatée (5 m) feuilletée de couleur grise à oursins, bivalves et terriers
		41		Niveau de calcaire à grands rudistes
				Calcaire gris stratifié en bancs décimétrique, à rudistes et à surface supérieure bioturbée
		40'		Dolomie grossière de couleur rosâtre
		40		Calcaire grossier à rudistes et polypiers. A surface supérieure ferruginisée, bioturbée, fracturée et diaclasée
		39		
		38		Calcaire marneux fin d'aspect noduleux lité en bancs centimétriques
		37		

Fig.13 : Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Tuggurt

2.1.2.3. Formation marno-calcaire (111 m)

Une formation (Fig.14) qui se caractérise par un équilibre entre l'épaisseur des marnes et des calcaires.

A la base, les calcaires sont d'aspect conglomératique et massif formant des barres intercalées avec les marnes, vers le milieu les calcaires deviennent moins épais, très durs et très compacts puis s'alternent avec les marnes pour former une alternance marno-calcaire puissante (70 m). Vers le sommet, ils deviennent très fins à couleur grise sombre.

Les marnes sont de couleur jaunâtre à oursins à la base, puis deviennent blanchâtres et verdâtres dépourvues de macrofossiles. Vers le sommet elles sont verdâtres à oursins.

Terme I : Marno-calcaires à oursins et bivalves (25 m)

Il s'agit d'une succession de deux rythmes, le premier est composé d'un intervalle de marne friable (4 m) de couleur jaunâtre (Ech, 64), surmonté par une barre de calcaire (6 m) gris sombre d'aspect conglomératique, ferrugineux à oursins et débris de bivalves (Ech 65, Ech, 65S).

Le deuxième rythme est formé d'un intervalle de marne (10 m) jaunâtre friable à oursins (Ech, 66), avec une intercalation centimétrique (0.1 m) de tempéstitite au sommet (Ech, 66S), cet intervalle est suivi par une barre de calcaire (5 m) micritique, massif, phosphaté de couleur grise à bivalves et oursins avec une surface supérieure bioturbée et ferruginisée (Ech,67, Ech,68), (Pl.5.Fig.4).

Terme II : Marnes friables (11.5 m)

Composé par des marnes de couleur blanchâtre (Ech 69, Ech 71), deviennent verdâtres vers le sommet (Ech, 73, Ech, 75) intercalées par des bancs de calcaires fins très compacts de couleur grise (Ech, 70 (0.5 m), Ech, 72 (0.4 m), Ech, 74(1 m)), le terme s'achève par un banc lumachellique (0.3 m) à huîtres et à surface supérieure irrégulière (Ech, 76).

Terme III : Marno-calcaires à bivalves (70 m) (Pl.3, Fig.4)

Une puissante alternance marno-calcaire débutant à sa base par des calcaires gris lumachelliques à bivalves et gastéropodes (Ech, 77, Ech, 79, Ech, 81) alternés avec des marnes de couleur grise à oursins, terriers, foraminifères (*Gevelinella* sp et *Lenticulina* sp) et rares ostracodes avec des formes uniquement lisses (*Bairdia* sp et *Paracypris* sp) (Ech, 78 et Ech, 80). L'épaisseur est centimétrique.

Vers le milieu on observe des huîtres de grande taille (0.1 m), avec placage sur les calcaires (Ech, 83, Ech 85, Ech 87) (Pl.3, Fig.2), qui sont parfois noduleux (Ech, 84, Ech, 86). On observe aussi que les marnes deviennent carbonatées.

Vers le sommet (Ech, 88, Ech, 89, Ech, 90), les marnes deviennent verdâtres, argileuses et plus épaisses, dont le tri nous a livré la même association sauf que les ostracodes deviennent fréquents mais toujours représentés seulement par les formes lisses. Les bancs des calcaires présentent toujours une affinité avec ceux de la base, avec une surface irrégulière bioturbée et ferruginusée en contenant parfois de la pyrite (Ech, 91, Ech, 92) (Pl.3, Fig3).

Terme IV: Calcaires très fins (5 m)

Au-dessus du terme marno-calcaire, viennent des calcaires à grains très fins de couleur grise sombre et dont la surface supérieure est irrégulière fracturée et diaclasée (Ech, 96), ces calcaire sont séparés par un intervalle (1.5 m) de marne friable de couleur verdâtre (Ech, 94) à oursins, foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp, *Gavelinella* sp et *Nezzazatinella* sp) et ostracodes (*Paracypris* sp et *Bairdia* sp).

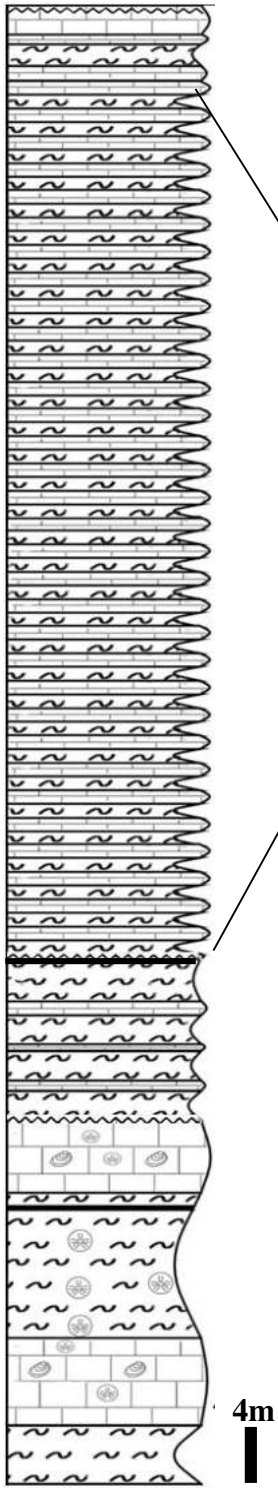
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	IV	96	5	Calcaire micritique massif compact de couleur grise sombre, la surface supérieure est fracturée et diaclasée Calcaire micritique de couleur grise sombre stratifié en bancs centimétriques. Marne verdâtre à oursins Calcaire micritique de couleur grise sombre
		95		
		94		
		93		
	III	92	70	Marno-calcaire
		91		
		90		
		.		
		.		
		.		
		.		
		80		
		79		
		78		
		77		
	II	76	11.5	Calcaire lumachellique à huîtres, à surface supérieure irrégulière Marne verdâtre dépourvue de macrofossiles Calcaire massif très compact de couleur grise sombre Marne verdâtre Calcaire gris grossier massif très compact Marne friable blanchâtre Calcaire gris sombre fin d'aspect massif compact Marne friable blanchâtre
		75		
		74		
		73		
		72		
		71		
		70		
		69		
	I	68	25	Calcaire gris micritique massif phosphaté, à bivalves et oursins. La surface supérieure bioturbée et ferruginisée Marne jaunâtre à oursins et intercalation de tempestite Calcaire gris sombre d'aspect conglomératique, ferrugineux à oursins et débris de bivalves. Marne friable de couleur jaunâtre
		67		
		66 S		
		66		
		65S		
		65		
		64		

Fig.14: Formation marno-calcaire de la coupe de Dj.Tuggurt.

2.2. Analyse de lithostratigraphique de la coupe de Dj. Ich Ali (108 m)

2.2.1. Synonyme : Nord-Ouest Ich Ali (Laffite, 1939).

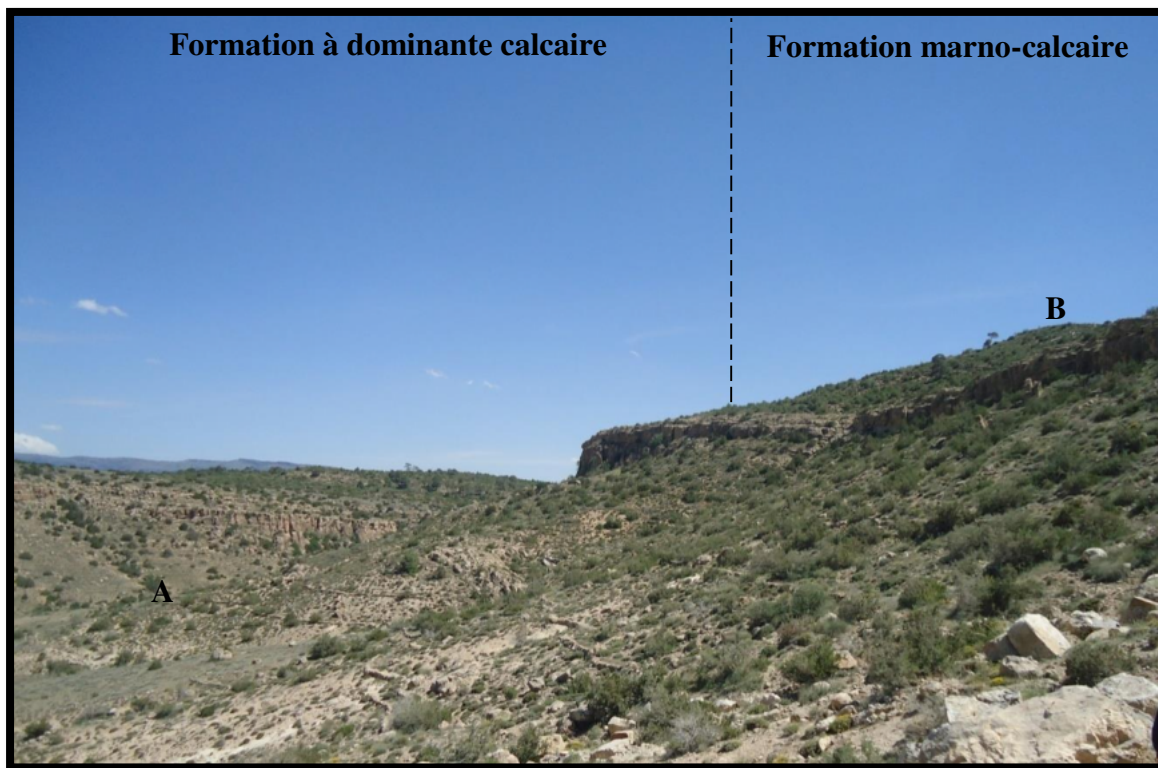
2.2.2. Description de la coupe

A 7 km au Sud de la coupe de Dj.Tuggurt, cette coupe est levée au niveau du flanc septentrional de l'anticlinal de Dj.Ich Ali, ses coordonnées sont les suivantes :

A (35°27'47" N, 6°2'4" E)

B (35°27'30" N, 6°2'5" E)

Cette coupe est moins épaisse que celle de Chaâbet du faite que le Turonien est moins développé. Elle est de direction presque N-S (Pho.1) et (Fig.15).



Pho.1 : Photo panoramique des formations lithologiques de la coupe De Dj.Ich Ali

La coupe commence par un intervalle de marne carbonatée (C1) de couleur grisâtre, aucune macrofaune n'a été observée, l'examen microscopique montre des ostracodes qui prédominent (*Cytherella* sp. *Bairdia* sp, *Paracypris* sp, *Cythereis* sp, *Brachycythere* sp et *Trachyleberidea geinitzi* (Reuss) (Pl.8, Fig.5)), des foraminifères benthiques (*Triloculina* sp, *Lenticulina* sp et rares *Textularidae* sp) avec quelques radioles d'oursins, l'épaisseur n'est pas déterminée.

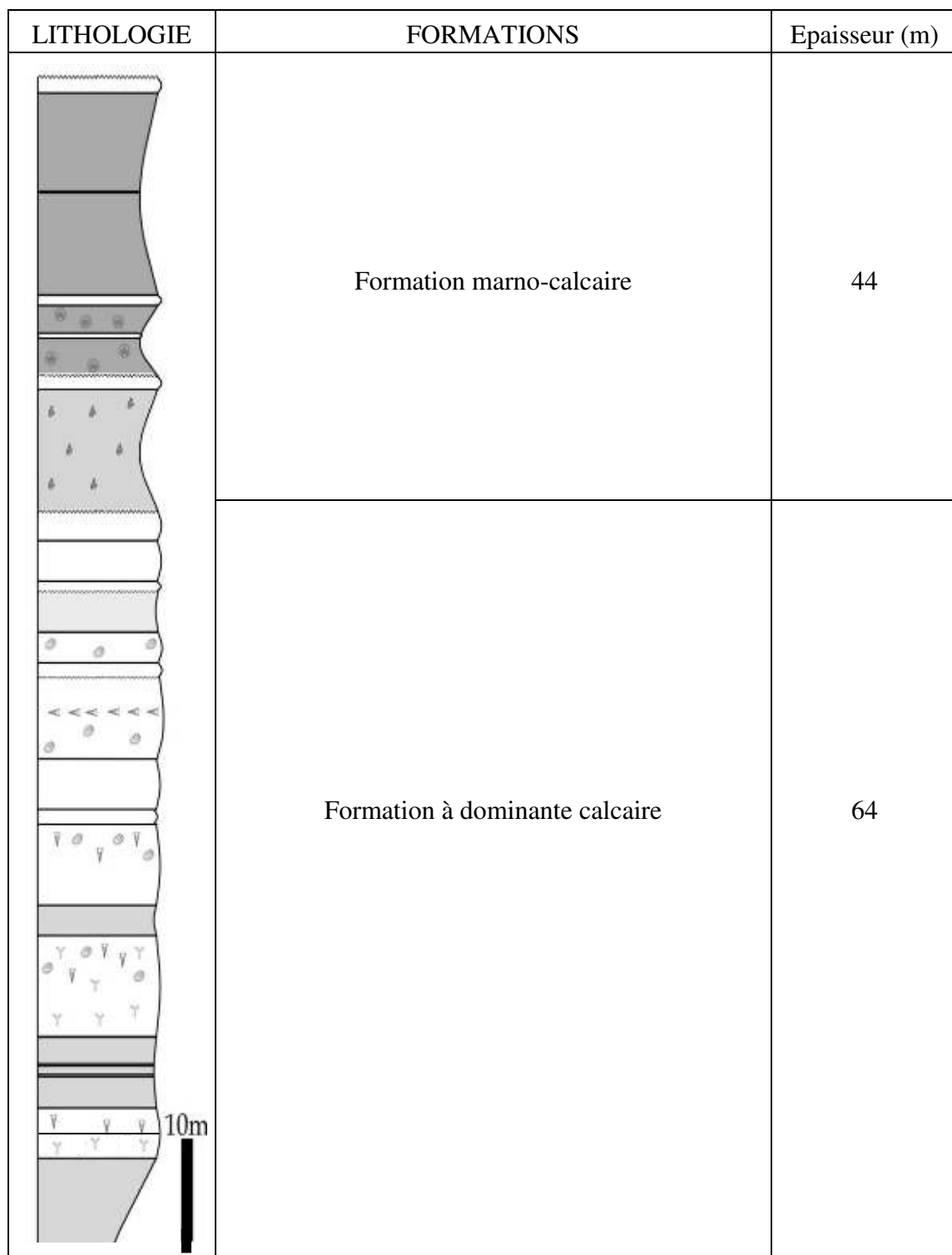


Fig.15 : Colonne lithostratigraphique de la coupe de Dj.Ich Ali

2.2.2.1. Formation à dominante calcaire (64 m)

Subdivisée en deux parties: une partie inférieure (Termes I à IV) et une partie supérieure (Termes V à VII).

La partie inférieure (25 m) (Fig.16) présente à sa base des marnes carbonatées de couleur blanchâtre, dépourvues de macrofossiles, vers le sommet on observe un autre intervalle (3 m) aussi de marnes carbonatées. Les calcaires sont fins de couleur grise, de bas en haut, ils deviennent plus fossilifères.

La partie supérieure (39 m) (Fig.17) de cette formation est exclusivement calcaire, avec des calcaires généralement fossilifères de couleur grise et à grains fins. Cette partie est marquée par la couche à rudistes parallèles à la stratification (Biostrôme) (Pl.4, Fig.1A).

Terme I : Calcaires à rudistes et bryozoaires (5 m)

Il s'agit des calcaires fins de couleur grise, à la base phosphatés d'aspect massif à bryozoaires (C2, C3), vers le milieu on remarque la présence de rudistes (C4) et le calcaire devient bioturbé, ferruginisé et oxydé, vers le sommet il est d'aspect massif (C6) puis bréchique (C7) à couleur plus sombre (Pl.2, Fig.3). Le terme est séparé par un joint marneux blanchâtre (C5) (0.2 m).

Terme II : Marnes carbonatées blanchâtre (7 m)

Un terme constitué par des marnes carbonatées (C8, C11) de couleur blanchâtre dont le taux des carbonates diminue vers le sommet, l'examen microscopique montre une dominance des ostracodes montrant presque la même association que celle du C1 (Pl.8, Fig.1), sauf que le genre *Xestoleberis* sp fait son apparition, les foraminifères benthiques sont représentés par des *Gavelinella* sp, vers le sommet du terme (C11) les *Miliolidae* de type *Triloculina* sp et *Quinqueloculina* sp apparaissent, on observe aussi la présence des formes bisériées *Textularidae* sp, et rares formes unisériées *Nodosaria* sp.

Ces marnes sont intercalées par deux bancs de calcaires fins d'aspect bréchique (C9, C10), d'épaisseur décimétrique (0.2 m) et de couleur grise sombre.

Terme III : Calcaire à bryozoaires (10 m)

Formé par de calcaire à bryozoaires, d'aspect noduleux à la base (C12, C13), vers le milieu (C14, C15), il aura un aspect bréchique et une couleur plus sombre puis il devient fossilifère d'aspect massif (C16, C17, C18) avec la présence des rudistes, des coraux, des bryozoaires, et des bivalves.

Terme IV: Marnes carbonatées blanchâtres (3 m)

Il s'agit des marnes carbonatées de couleur blanchâtre (C19), ces marnes sont plus friables que celles de la base et moins riche en microfossiles, les foraminifères benthiques sont représentés par des *Gavelinella* sp et quelques *Textularidae* sp, les ostracodes deviennent rares représentés seulement par quelques *Cytherella* sp, on note aussi la présence de quelques gastéropodes avec des débris de bivalves et bryozoaires.

Terme V: Calcaires à rudistes (27 m)

Il s'agit des calcaires de couleur grise qui s'organisent en quatre barres (9.5 m, 5 m, 9.5 m et 3 m) et dont la succession est la suivante :

-Une barre (8 m) de calcaire fin de couleur grise sombre (C20, C21) ferruginisé, vers le sommet devient phosphaté à huîtres et rudistes (C22), cette barre est suivie par un banc de calcaire gris massif à grains fins (1.5 m) (C23).

-Une deuxième barre (5 m) présente des calcaires fins stratifiés en bancs décimétriques, vers le milieu le calcaire devient plus grossier (I2) et vers le sommet il devient d'aspect noduleux (I3).

Une troisième barre montre des calcaires organogènes à bivalves et rudistes parallèles à la stratification (I4), vers le milieu, une couche à rudistes se manifeste formant un biostrôme (I5, I6) (Pl.4, Fig.1A) et au sommet le calcaire devient ferrugineux (I7) à surface supérieure irrégulière, bioturbée et ferruginisée (Pl.5, Fig.6). Cette barre est surmontée par un banc de calcaire (1.5 m) massif à grains plus ou moins grossiers (I8).

La quatrième barre (3 m) correspond à un calcaire fin de couleur grise à bivalves (I9).

Terme VI : Calcaire marneux (4 m)

Consommé par une barre de calcaire marneux fin, d'aspect noduleux stratifié en bancs centimétriques (II10) vers le sommet on observe un niveau de tempétie (II10').

Terme VII : Calcaire gris (8 m)

Formé par des calcaires de couleur grise à cassure conchoïdale à la base (II11), noduleux, phosphaté au milieu (II12), stratifié en bancs décimétrique à surface supérieure bioturbée et ferruginisée (II13) vers le sommet, avec des grains plus grossiers en formant le calcaire graveleux, très bien connu dans l'Aurès et les monts de Belezma-Batna comme un bon repère.

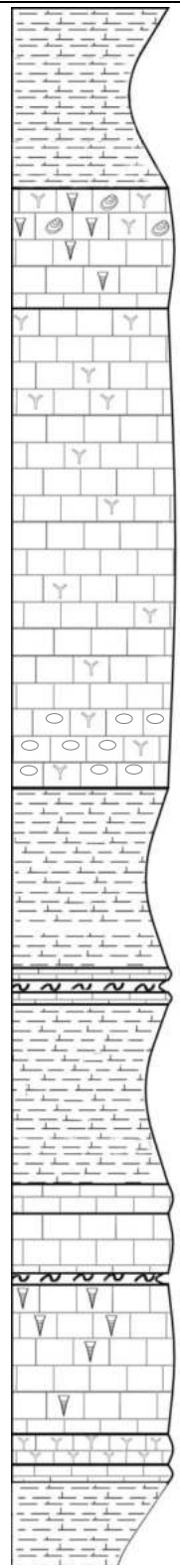
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	IV	C19	3	Marne carbonatée blanchâtre
		C18		Calcaire fin de couleur grise, à rudistes, fossilifère vers son sommet (coraux, bryozoaires et bivalves)
	III	C17		
		C16		
		C15	10	Calcaire micritique de couleur grise à bryozoaires, d'aspect noduleux à sa base, bréchique au milieu, vers le sommet massif de couleur plus sombre
		C14		
		C13		
		C12		
	II	C11		Marne carbonatée de couleur blanchâtre
		C10		Calcaire dur à grains fins de couleur grise sombre
		C9	7	Joint marneux Calcaire compact d'aspect bréchique à grains fins et couleur grise sombre
		C8		Marne carbonatée de couleur blanchâtre
	I	C7		Calcaire fin d'aspect bréchique de couleur grise sombre.
		C6		Calcaire massif à grains fins et de couleur grise.
		C5		Joint marneux de couleur blanchâtre
		C4	5	Calcaire fin à rudistes, bioturbé ferruginisé et oxydé.
		C3		Calcaire compact à grains fins de couleur grise claire à bryozoaires
		C2		Calcaire gris micritique phosphaté
		C1	?	Marne carbonatée de couleur grisâtre dépourvue de macrofossiles

Fig.16 : Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali (Terme I, II, III et IV)

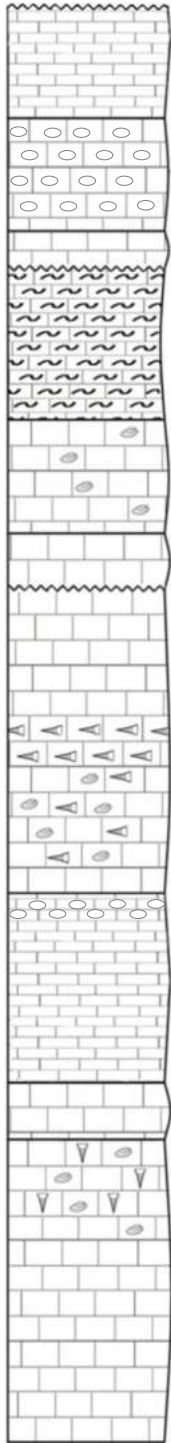
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	VII	I13	8	Calcaire graveleux stratifié en bancs décimétriques, bioturbé et ferruginisé.
		I12		Calcaire micritique noduleux de couleur grise vers le sommet il devient phosphaté
		I11		Calcaire fin massif de couleur grise à cassure conchoïdale sans macrofossiles apparents
	VI	I10'	4	Calcaire marneux fin d'aspect noduleux stratifié en bancs centimétrique avec un niveau de tempéstitite vers le sommet
		I10		
	V	I9	27	Calcaire fin de couleur grise à bivalves.
		I8		Calcaire à grains plus ou moins grossiers d'aspect massif
		I7		Calcaire fin organogène, à bivalves et rudistes, vers le milieu une couche de rudistes parallèles à la stratification se manifeste, vers le sommet le calcaire devient ferrugineux à surface supérieure irrégulière.
		I6		
		I5		
		I4		Calcaire fin stratifié en bancs décimétriques vers le milieu il devient plus grossier et vers le sommet d'aspect noduleux.
		I3		
		I2		
		I1		Calcaire fin d'aspect massif de couleur grise
		C23		
		C22		Calcaire fin, ferruginisé de couleur grise, vers le sommet devient phosphaté à huîtres et rudistes.
		C21		
		C20		

Fig.17 : Formation à dominante calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali (Terme V, VI et VII)

2.2.2.2. Formation marno-calcaire (44 m)

Le passage s'effectue graduellement de la formation précédente, c'est une formation formée de trois termes (Fig.18) qui se succèdent, chaque terme est composé à sa base par un intervalle de marne et au sommet par un banc de calcaire métrique, organogène de couleur grise.

Terme I : marnes carbonatées à gypse (13.3 m)

Il s'agit d'un intervalle de marnes grisâtres carbonatées (I14, I15) à gypse, recouvertes par des éboulis, cet intervalle se révèle riche en gastéropodes après lavage, les autres microfossiles observés sont selon l'ordre de dominance : les bryozoaires, les ostracodes (*Brachythere* sp, *Paracypris* sp, *Trachyleberidea* sp et rares *Cytherella* sp.), les foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Biloculina* sp et *Triloculina* sp). Le terme s'achève par un banc (1.3 m) de calcaire massif ferruginisé de couleur grise sombre, à surface supérieure bioturbée (I16) (Pl.5, Fig.5).

Terme II : marnes friables à oursins (8.5 m)

Un intervalle de marnes friables (I17) de couleur verdâtre à oursins, le lavage nous a livré une association qui ressemble à celle du terme précédent avec les gastéropodes qui dominent, mais ici les *Triloculina* sp sont plus abondants et les *Brachytheres* sp diminuent à la faveur des *Cytherella* sp (Pl.8, Fig.2). Ces marnes admettent un banc de calcaire fin (0.5 m) ferrugineux de couleur grise sombre à bivalves et à cassure conchoïdale (I18) (Pl.3, Fig.1), le terme s'achève par un banc (1 m) de calcaire fin d'aspect massif à couleur grise (I19).

Terme III : marnes blanchâtres (22 m)

Il s'agit d'un intervalle de marnes friables blanchâtres (I20) avec des ostracodes (*Cytherella* sp, *Paracypris* sp et *Trachyleberidea* sp), des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp et quelques *Biloculina* sp), et radioles d'oursins. Ces marnes sont intercalées un banc de calcaire (0.3 m) grisâtre organogène à bivalves et à cassure conchoïdale (I21), le terme s'achève par un banc de calcaire (1.5 m) phosphaté et glauconieux de couleur grise et à surface supérieure bioturbée (I22).

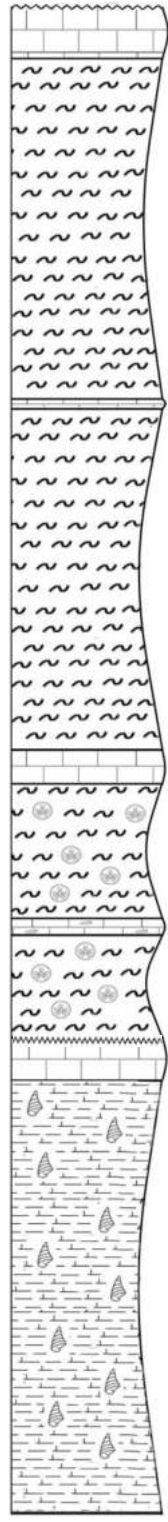
Colonne Lithostratigraphique	Terme	Ech	Ep (m)	Description
	III	I22	22	Calcaire glauconieux et phosphaté de couleur grise à surface supérieure bioturbée
				Marne blanchâtre friable dépourvue de macrofossiles recouverte, entrecoupée par un banc de calcaire grisâtre organogène à bivalves et à cassure conchoïdale.
		I21		
		I20		
	II	I19	8.5	Calcaire fin massif de couleur grise
		I18 I17		Marne friable de couleur verdâtre à oursins, admettant un banc de calcaire fin ferrugineux de couleur grise sombre à bivalves et à cassure conchoïdale
	I	I16 I15	13.3	Calcaire massif ferruginisé de couleur grise sombre, sa surface est bioturbée
		I14		Marne grise carbonatée à gypse et gastéropodes

Fig.18 : Formation marno-calcaire de la coupe de Dj.Ich Ali

3. CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

Dans l'insuffisance d'arguments de datation, la définition des limites sera à base de corrélation. Une coupe réalisée par Yahiaoui en 1990 au niveau de Chaâbet a permis de tracer les limites entre les différents étages et sous étages constituant la série (Fig.20).

3.1. Limite Céno-manien-Turonien

La limite céno-manien-turonienne, est placée au sein de la barre céno-manien-turonienne qui correspond à la formation des calcaires de Chaâbet équivalente à la formation des dolomies de l'Oued Skhoun (Yahiaoui, 1990). (Fig.20 et Pl.1, Fig.3).

Laffite (1939), signale que cette limite au niveau des Aurès est généralement peu nette, vu à la pénurie des fossiles dans les assises de la base du Turonien.

3.2. Le Turonien inférieur et moyen

A 20-30 m au-dessus des barres céno-manien-turoniennes et au sein du terme marneux décrit par Yahiaoui (1990, P.62, 63), cet auteur a récolté une microfaune caractérisant le Turonien inférieur et à partir de ce niveau et jusqu'au sommet du même terme il a aussi récolté une microfaune qui caractérise le Turonien moyen (Fig.9).

Par corrélation, les trois premiers termes de la formation à dominante marneuse (Terme I, Terme II et Terme III), du Dj. Tuggurt correspondent à la partie supérieure de la formation: calcaires inférieurs de Berriche de Yahiaoui (1990) et représentent donc le Turonien moyen.

La partie inférieure du Turonien au niveau de versant Nord-Ouest de Dj. Ich Ali est représentée par des calcaires à échinides à : *Hemiaster africanus* COQ., *H. latigrunda* P. et G., *H. Rollandi* (Laffite, 1939). La partie moyenne est marneuse à bivalves.

3.3. Le Turonien supérieur

Au niveau du Dj. Tuggurt, le Turonien supérieur est très bien développé et il est représenté par les termes IV, V et VI de la formation à dominante marneuse de la coupe de Dj. Tuggurt. Cette datation est confirmée par la présence des ammonites de formes qui marquent le Turonien supérieur. Les calcaires marneux lités et la barre à rudistes et polypiers du terme I de la formation à dominante calcaire se rattachent aussi au Turonien supérieur.

Au niveau de Dj. Ich Ali le terme marno-carbonaté (C1) de la formation à dominante calcaire correspond au Turonien supérieur.

3.4. Limite Turonien-Coniacien

Cette limite n'est pas située avec précision vu le caractère benthique de la faune, cette dernière n'a pas une grande valeur stratigraphique. En effet, selon Robaszynski et Caron (1995), même avec la présence des foraminifères planctoniques, la limite Turonien-Coniacien ne peut pas être établie précisément car l'espèce *D. concavata* apparaît dès le Turonien supérieur en domaine téthysien.

Vers l'Est, dans la région de Tébessa Vivrière (1985), trace la limite avec précaution et cite ‘ ‘Il faut cependant rester réservé sur un tel repère stratigraphique en attendant confirmation ou infirmation par des études ultérieures’ ’.

Encore vers l'Est, dans la partie sud de la Tunisie centrale (bassin de Gafsa), Chaâbani, (1995), constate la difficulté de la datation de cette limite dans l'absence des fossiles index. Très récemment Jomaâ-Salmouna et al (2014), ont pu porter une certaine précision à la limite par les associations d'ostracodes, de foraminifères benthiques et planctoniques.

De même (Andreu, comm) mentionne que cette limite est très difficile à mettre en évidence et qu'elle n'est pas nette au Maroc et elle correspond à un changement de facies sans arguments de datation.

Laffite (1939), précise cette limite au toit de calcaire graveleux au sommet de la formation à dominante calcaire (Terme IV de la coupe de Dj.Tuggurt et Terme VII de la coupe de Dj.Ich Ali). En se basant sur l'espèce ammonite *Barroisiceras haberfellneri* marquant la base de Coniacien, quand à Yahiaoui (1990), l'a placée dans une position nettement inférieure à partir des associations d'ostracodes et des foraminifères. Il la place au-dessus de la barre à rudistes et polypiers de la formation à dominante calcaire au niveau de la coupe de Dj.Tuggurt et probablement au-dessus du terme I (Calcaire à rudistes et bryozoaires) de la formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali et il considère que les espèces (*Ovocytheridea* aff. *producta*, *Brachycythere ekpo*), sont des marqueurs du Coniacien dans la région d'étude.

3.5. Le Coniacien inférieur à moyen

Le Coniacien inférieur à moyen comprend la formation à dominante calcaire (sauf sa partie basale) et la formation marno-calcaire. Tous les auteurs s'accordent sur l'attribution de la formation marno-calcaire au Coniacien.

Formations	Formation équivalente de Bellion (1972)	Formation équivalente de Yahiaoui (1990)	Formation équivalente de Herkat (1999)
Formation à dominante marneuse (Termes I à III)	Partie supérieure de la formation ‘‘Calcaire supérieur (C ^{2a})’’	Partie supérieure de la formation ‘‘Calcaires inférieurs de Berriche’’	Mésoséquence 2 de la séquence IIB Mégaséquence II du Turonien
	Marno-calcaires à dominante marneuse (C ^{2b1})	Marno-calcaires de Châabet	Séquence IIC Mégaséquence II du Turonien
Formation à dominante calcaire	Marno-calcaires à dominante calcaire (C ^{2b2})	Calcaires supérieurs de Berriche	
Formation marno-calcaire	Formation marneuse	Marnes de Châabet	

Fig.19 : Les formations et leurs équivalentes nommées par Bellion (1972), Yahiaoui (1990) et Herkat (1999).

NB : La subdivision en unités lithostratigraphiques était basée sur la nature lithologique des faciès pour analyser la succession verticalement et non pas dans le sens de définir de nouvelles formations.

SW

NE

Formation marno-calcaire

Formation à dominante calcaire

Formation à dominante marneuse

Coniacien inférieur
à moyen

Marnes de Chaâbet

Calcaires supérieurs de Berriche

Turonien Supérieur

Marno-calcaires de Chaâbet

Séquence
IIC

Turonien Moyen

Séquence
IIB

Calcaires inférieurs de Berriche

Turonien Inférieur

Séquence
IIA

Cénomanién

Dolomies de l'Oued Skhoun

Marnes de Smail

B- Coupe de Dj.Tuggurt

— Limite des étages et sous étages

- - - Limite de formation

D- Coupe de Hamla
(Herkat, 1990)

C- Coupe Chaâbet (Yahaioui, 1990)

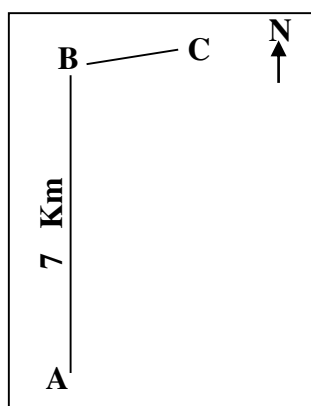


Fig.20 : Corrélation lithostratigraphique entre la coupe Dj.Ich Ali, de Dj.Tuggurt, la coupe de Chaâbet de Yahaioui (1990) et la coupe de Hamla (Herkat, 1999)

CONCLUSION

Deux coupes visant la série turono-coniacienne ont été levées : la première est levée au niveau du Dj.Tuggurt qui appartient au flanc méridional du massif des monts de Belezma-Batna, la deuxième coupe est levée au niveau du versant nord-ouest de Dj.Ich Ali appartenant à la partie septentrionale de l'Aurès.

L'analyse des affleurements a permis de subdiviser la série en trois formations lithologiques:

- Une première formation à dominante marneuse d'une épaisseur de 178 m dans Dj.Tuggurt, d'âge Turonien moyen à supérieur, son attribution stratigraphique est confirmée par la présence des ammonites du Turonien supérieur.

- Une deuxième formation à dominante calcaire d'une épaisseur de 105 m dans le Dj.Tuggurt et 64 m au niveau de Dj.Ich Ali. Sa partie basale est d'âge Turonien supérieur, le reste représente le Coniacien inférieur.

- Une troisième formation marno-calcaire d'une épaisseur de 111 m au niveau du Dj.Tuggurt et 44 m au niveau de Dj.Ich Ali, d'âge Coniacien inférieur à moyen.

La limite Turonien-Coniacien, n'est pas pu être précise, vu le caractère benthique de la faune (bivalves, échinodermes, gastéropodes, ostracodes, foraminifères benthiques,...etc) et l'absence des fossiles index. Elle est tracée à base de corrélation. Cette dernière a permis la définition des limites des étages et des sous-étages.

Chapitre III :

Sédimentologie

1. Introduction

Dans ce chapitre, on développera la reconstitution des milieux de dépôts et esquissera les paysages sédimentaires du Turono-Coniacien dans la région d'étude à partir de l'analyse faciologique, microfaciologique, diagénétique et séquentielle.

1.1. Définition du Faciès

Gressly (1838), l'a défini en géologie comme « l'assemblage d'un sédiment ou d'une roche sédimentaire avec une faune », Haug (1908) précise le terme qui correspond à « la somme des caractères lithologiques et paléontologiques que présente un dépôt en un point donné ». Cette notion a été adoptée par la majorité des auteurs. Moore (1949) en se basant sur cette notion a distingué deux ensembles de caractères le lithofaciès et le biofaciès.

1.2. Définition de microfaciès

Comme défini originellement par Brown (1943) et une autre fois indépendamment par Cuvilier (1952), le terme « microfaciès » réfère seulement aux critères pétrographiques et paléontologiques étudiées en lames minces.

Aujourd'hui il est admis que le terme microfaciès correspond à la totalité des données sédimentologiques et paléontologiques qui peuvent être décrites et classées à partir de lames minces, des sections polies ou des échantillons de roches (Flügel, 2004).

1.3. Modèles standards de Wilson (1975)

Afin d'une part d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologique et d'autre part de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements, un certain nombre d'auteurs ont proposé une série de "microfaciès standards", localisés dans un modèle général de plate-forme carbonatée.

Le plus connu et le plus utilisé de ces modèles est celui de Wilson (1975) (Fig.21), basé sur 24 "standard microfaciès types" ("SMF"), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès ("standard faciès blets", "SFB") correspondant à des grands environnements de dépôt: "basin (SFB1)-open sea shelf (SFB2)-deep shelf margin (SFB3)-foreslope (SFB4)-organic buildup (SFB5)-winnowed edge platform sands (SFB6)-shelf lagon, open circulation (SFB7)-shelf and tidal flats, restricted circulation (SFB8)-sabkhas with évaporites salinas (SFB9)". Voici ces microfaciès, avec successivement leur abréviation, leur nom et éventuellement une brève description et enfin, la ceinture de faciès où ils peuvent être observés (Boulvain, 2013).

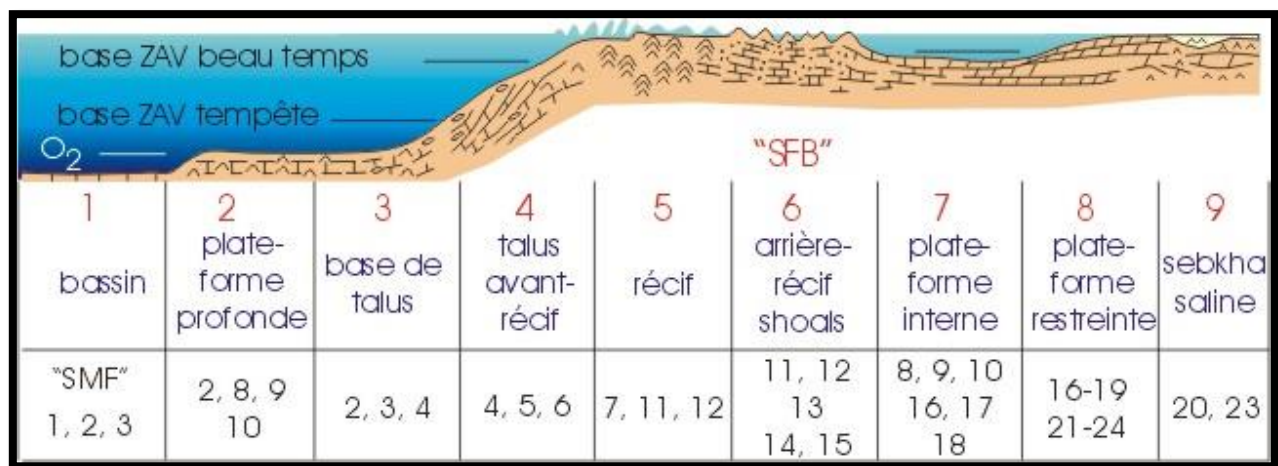


Fig.21 : Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975)

SMF1: spiculite : mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.

SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.

SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains bivalves, etc.). SFB1, SFB3.

SMF4: microbrèche ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant- talus.

SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle dus à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.

SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant- récif.

SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.

SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.

SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.

SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.

SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.

SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.

SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.

SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.

SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.

SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.

SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".

SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.

SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, marrés et lagons à circulation restreinte.

SMF20 et 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.

SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière- récif.

SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, marrés hypersalines.

SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

SMF 25: Evaporite laminée- mudstone carbonatée

SMF 26: Piséid cementstone, rudstone ou packstone.

NB : SMF 25 et SMF 26 sont ajoutés par Flügel en 2004.

1.4. Classifications des roches carbonatées

Dans les années 1960, environ une vingtaine de classifications des roches carbonatées ont été proposées d'où plus de la moitié sont publiées en anglais. En 1959 et 1962, les publications d'une classification largement descriptive par Folk ont marqué le début d'une classification moderne des calcaires. La classification de Folk est basée sur l'abondance relative des trois composants : les grains carbonatés, la micrite et le ciment sparitique.

Dans la même année où Folk a publié sa classification de 1962, Dunham (1962) publia une autre classification basée sur les textures de dépôts : (1) le package des grains et l'abondance des grains carbonatés relativement à la micrite et (2) la liaison des grains de dépôt.

Les classifications de Folk et Dunham ont résisté à l'épreuve du temps, restent utilisées après plus de 50 ans, néanmoins quelques modifications ont été proposées par autres auteurs. (Sam Boggs, 2009).

1.4.1. Classification de Folk (1959)

La classification de folk (Fig.22) est essentiellement applicable sur les lames minces. Il n'est pas facile de l'appliquer sur terrain. Elle est fondée sur la connaissance de l'abondance et le type des grains carbonatés (allochems) et sur l'abondance relative de la phase liaison (orthochems). La classification est hiérarchisée et nécessite que l'utilisateur passe par un nombre d'étapes définies.

1.4.1.1. Les allochems

- Les fossiles
- Les ooïdes
- Les péloïdes
- Les intraclastes

1.4.1.2. Les orthochem

Sont formés par précipitation normale dans le bassin de sédimentation ou à la limite de la roche elle-même. On en distingue trois types :

α. La micrite

correspond à la matrice de calcite microcristalline selon Folk, est une boue carbonatée très finement cristallisée, ses particules sont de petite taille ($1\ \mu\text{m} \leq \varnothing \leq 4\ \mu\text{m}$) et sont considérées comme résultant de la précipitation chimique ou biochimique de carbonate mais dans de nombreux

cas cette " poussière carbonatée" résulte aussi de la fragmentation et de l'abrasion d'organisme calcaire. (Cojan et Renard, 2006).

β. La sparite

Cristaux relativement limpides ($\phi > 10 \mu\text{m}$) formant un remplissage des pores. À l'œil nu ou à la loupe, la sparite se présente comme un agrégat de cristaux dont les faces brillent à la lumière : texture saccharoïde. Lorsque la sparite est un ciment de grain, elle laisse pénétrer la lumière et apparaît avec une teinte grise plus sombre que les grains, mais translucide. En lame mince, elle forme des cristaux de calcite généralement propres et bien individualisés.

γ. La microsparite

Est un ciment de cristaux et dont la taille diffère d'un auteur à un autre (5-20 μm (Folk, 1959), 4-10 μm (Tucker 1981) ou 5-50 μm (Bathurst, 1975)). Il s'agit d'un intermédiaire entre la sparite et la micrite. Cette texture donne un aspect microcristallin au ciment. Cette texture traduit généralement un début de recristallisation de la matrice micritique et elle contient donc toutes les impuretés de la boue originelle.

1.4.1.3. Dénomination

Le nom du microfaciès est composé d'un préfixe en rapport avec le type l'allochems dominant (intra pour les intraclastes, pel pour les pellets, oo pour les oolithes, bio pour les fossiles) et d'un suffixe relatif à la phase de liaison (-micrite ou -sparite). Les calcaires construits constituent une famille à part les biolithites. Si une certaine quantité d'un autre allochème est jugée significative. On pourra le mentionner (eg : pelmicrite à miliolidés). Le nom peut-être aussi complété par la nature du carbonate (calcioosparite, dolopelmicrite) ou par un terme rendant compte de la granulométrie des allochems (eg : intrasparrudite si la taille moyenne est supérieure à 1 mm).

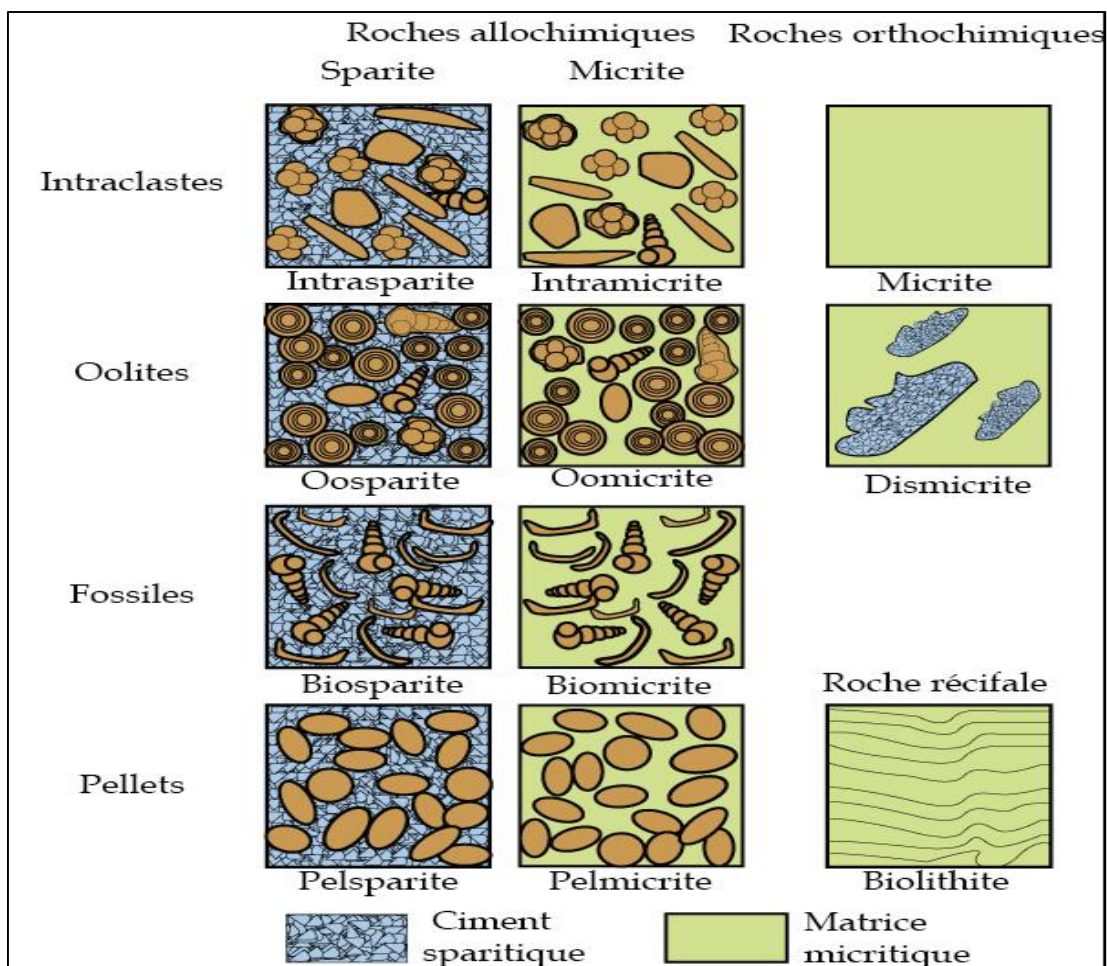


Fig.22: Classification des roches carbonatées (Folk, 1959).

1.4.2. Classification de Dunham (1962)

Cette classification (Fig.23) est basée essentiellement sur la texture de la roche et sur le type de liaison entre les grains. Elle permet d'apprécier de façon relative l'hydrodynamisme du milieu de dépôt.

Les différents termes de la classification sont ensuite combinés avec les noms des types de grains les plus abondants.

Elle est basée sur trois critères principaux :

- La présence ou l'absence (< 1 %) de boue carbonatée (particules carbonatées d'origine chimique ou biochimique de taille inférieure à 20 μ).
- La disposition des grains, jointive ou non jointive.
- La proportion de grains (inférieure ou supérieure à 10 %).

Ces critères permettent de distinguer quatre catégories de roches :

- avec matrice micritique :

- Mudstone : moins de 10% de grains.
- Wackestone : plus de 10% de grains, mais texture non jointive « mud-supported ».
- Packstone : texture jointive, c'est-à-dire empilement des grains en équilibre mécanique « grain-supported ».
- avec ciment sparitique :
 - Grainstone : texture jointive.

Une extension a été proposée par Embry et Klovan (1971) pour les faciès construits. Elle oppose deux grandes catégories de calcaires :

1.4.2.1. Les types autochtones

Où les organismes constructeurs sont en place, caractéristiques du cœur du récif. Dans ces types on distingue :

- Bafflestone : organismes érigés piégeant le sédiment en suspension par ralentissement de l'écoulement du fluide transporteur (eg. Bryozoaires).
- Bindstone : organisme stabilisant le substrat par encroûtement (eg. Algues corallines).
- Framestone : organisme édifiant une charpente rigide (eg. coraux constructeurs actuels).

1.4.2.2. Les types allochtones

Où les éléments constructeurs ont été transportés, typique des flancs ou des -faciès d'avant-récif. Pour ces types, on peut utiliser la classification de Dunham en ajoutant deux catégories pour prendre en compte les éléments de grandes tailles contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm :

- Floatstone : texture non jointive.
- Rudstone : texture jointive.

Fig.23 (a) : Classification des calcaires (Dunham, 1962)

DEPOSITION TEXTURE RECOGNIZABLE					DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE CRYSTALLINE CARBONATE (Subdivide according classification designed to bear on physical texture or diagenesis)
Original components not bound together during deposition				Original components were bound together during deposition as shown by intergrown or lamination contrary to gravity, sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionable organic matter and are too large to be interstices	
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Grain-supported	Lacks mud and is grain-supported		
Mud-supported					
less the 10% grains	more than 10% grains				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	

Fig.23 (b) : Classification étendue (Embry et Klovan, 1971)

ALLOCHTHONOUS LIMESTONE ORIGINAL COMPONENTS NOT ORGANICALLY ORIGINAL BOUND DURING DEPOSITION						AUTOCHTHONOUS LIMESTONE COMPONENTS ORGANICALLY BOUND DURING DEPOSITION		
Less than 10% > 2 mm components contains lime mud (< 0.03 mm)			no lime mud	Greater than 10% > 2 mm components		by organisms which		
Mud supported		Grain-supported		Matrix- supported	> 2 mm component supported	build a rigid framework	encrust and bind	act as bafflers
less than 10% grains (> 0.03 mm and < 2 mm)	greater than 10% grains							
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE	BOUNDSTONE		
						FRAMESTONE	BINDSTONE	BAFFLESTONE

2. Analyse faciologique et microfaciologique

Les microfaciès reconnus sont regroupés en fonction de leurs contextes paléogéographiques :

PEXD : Plateforme externe distale

T : Coupe de Dj.Tuggurt

PEXP : plateforme externe proximale

I : Coupe de Dj.Ich Ali

PM: plateforme moyenne

PIN : plateforme interne

2.1 .Coupe de Dj.Tuggurt

L'analyse microfaciologique de Dj.Tuggurt a permis de distinguer quatre contextes paléogéographiques :

2.1.1. Faciès de plateforme externe distale (PEXDT)

PEXDT1 : Biomicrite à échinodermes et foraminifères planctoniques

Forme le banc clôturant la série, il s'agit de calcaire à grains très fins compact de couleur grise sombre.

La texture est wackestone, le classement est médiocre. Les éléments figurés constituent à peu près 20 % du volume, leur taille varie entre petite et moyenne. La matrice est micritique.

Les bioclastes sont représentés par des échinodermes variés (ophiurides et oursins), foraminifères planctoniques (*Orbulina* sp ?), calcisphères, foraminifères benthiques (*Nezzazatinella* sp) et rares sections d'ostracodes.

Une légère ferruginisation affecte en même temps la matrice et les bioclastes, les encroûtements et les enveloppes micritiques entourent parfois les corpuscules.

Interprétation

Ce faciès déposé dans un milieu de plateforme externe peu confiné (marqué par la légère ferruginisation), plus ou moins calme, il correspond au SMF3 de Wilson (1975). Les enveloppes micritiques plus ou moins épaisses et les encroûtements, témoignent d'un enfouissement lent et d'une évolution assez longue des bioclastes, il s'agit d'un milieu infratidal profond.

2.1.2. Faciès de plateforme externe proximale (PEXPT)

A l'affleurement ces faciès forment des bancs de calcaire noduleux ou massif d'épaisseur décimétrique à métrique de couleur grise contenant souvent des huîtres et des gastéropodes avec une surface généralement irrégulière, ils se rencontrent surtout dans la formation à dominante marneuse et la formation marno-calcaire :

PEXPT1 : Biomicrite à gastéropodes

Se rencontre à la base de la formation à dominante marneuse et le sommet de la formation marno-calcaire, en formant des bancs de calcaire de couleur grise et d'épaisseur métrique.

La texture est wackestone à packstone, le classement est moyen à bon, le pourcentage des éléments varie entre 25% et 35 %, les éléments ont une grande taille, elle atteint parfois 2cm, le ciment est micritique.

Les éléments figurés sont représentés essentiellement par des gastéropodes avec différentes section (Longitudinale, oblique et transversale (Pl7, Fig.3)). La préservation est excellente. On note la présence de quelques bivalves et rares foraminifères planctoniques.

Les phénomènes diagénétiques observés sont la recristallisation qui affecte de préférence les gastéropodes, la stylolitisation, la compaction, la silicification et la ferruginisation.

Interprétation

La grande taille des éléments avec la bonne préservation correspond à un milieu peu agité, la présence de certaines formes globuleuses atteste un milieu relativement externe. Ce microfaciès s'est déposé dans un milieu peu profond, agité épisodiquement. La recristallisation est due probablement au remplacement de l'aragonite originelle. Il s'agit d'un milieu infratidal peu profond

Les gastéropodes : sont des constituants abondants des calcaires. Ils sont connus durant le Phanérozoïque mais ils sont abondants dans le Mésozoïque et le Cénozoïque. Les gastéropodes vivent dans les environnements marins et continentaux. La plupart des gastéropodes sont des organismes benthiques mobiles, mais quelques espèces ont été adaptées aux vies sédentaires et pélagiques (ptéropodes) (Flügel, 2004).

PEXPT2 : Biomicrite à éléments variés

A l'échelle de l'affleurement, ce microfaciès constitue la surface irrégulière supérieure des bancs de calcaires, décimétriques ou métriques intercalés dans la formation à dominante marneuse.

La texture est wackestone à packstone, le classement est mauvais à médiocre, les éléments constituent environ 30% à 40% du volume total, leur taille est moyenne parfois grande avec une forme qui varie entre allongée, sub-arrondie et arrondie. Le ciment est micritique.

Les bioclastes sont essentiellement des échinodermes, des gastéropodes, des algues (Pl.7, Fig.4), des bivalves (inocérâmes...), des foraminifères benthiques (*Triloculina* sp, *Lenticulina* sp, *Textularidae* sp), des ostracodes, des coraux, des bryozoaires (Pl.7, Fig.2) et des annélides.

Le microfaciès est atteint par les phénomènes diagénétiques suivants : la bioturbation (Pho.2) et la ferruginisation qui sont parfois intenses et affectent en même temps les éléments et le ciment. On observe aussi les encroûtements, la micritisation et la silicification.

Interprétation

La ferruginisation, la bioturbation et les encroûtements témoignent d'un arrêt ou ralentissement de dépôt ce qui suggère que ce microfaciès est une surface durcie, cette interprétation est appuyée par la diversification des bioclastes sans dominance, témoignant que ces derniers ont eu leurs temps pour qu'ils soient déposés. L'association des organismes témoigne d'un milieu infratidal peu profond.

PEXPT 3: Biomicrite à rares foraminifères benthiques

Se trouve au-dessous la barre à rudistes et polypiers, où il forme le calcaire marneux d'aspect nodleux lité de couleur grise.

Il s'agit d'un microfaciès composé généralement d'éléments de petite taille avec des formes arrondies parfois allongées, le pourcentage est de 10%, le classement est moyen et la matrice est micritique. La texture est mudstone

Les éléments figurés sont représentés par des foraminifères benthiques, des débris de bivalves et quartz ? et des éléments indéterminables. On observe une légère ferruginisation qui affecte la matrice.

Interprétation

Ce microfaciès correspond à un milieu infratidal peu profond ouvert vu la présence des foraminifères benthiques, les bivalves et la légère ferruginisation.

PEXPT4 : Biomicrite à bryozoaires et glauconie

Ce faciès forme des bancs de calcaire de couleur grise, organogène et ferrugineux intercalés dans les marnes d'aspect schisteux de la formation à dominante calcaire.

La texture est packstone, le pourcentage est environ 45%, la taille des éléments est généralement grande parfois moyenne à petite, la forme est variée avec un classement médiocre. Le ciment est micritique.

Les corpuscules sont représentés par des bryozoaires, de la glauconie, des bivalves, des échinodermes, des annélides et rares gastéropodes. La glauconitisation affecte les bryozoaires (Pho.7) et la ferruginisation affecte les annélides. D'autres phénomènes comme la silicification ont été notés.

Interprétation

La texture packstone et le pourcentage relativement élevé laissent suggérer un milieu agité, la dominance des bryozoaires et la glauconie témoignent d'un milieu peu profond. Il s'agit d'un milieu infratidal peu profond et constitue la transition entre la plateforme moyenne et la plateforme externe.

Les Bryozoaires: reflètent des paramètres de dépôt et des conditions paléoclimatiques spécifiques. Les bryozoaires sont surtout des suspensivores actifs marins et peuvent former des colonies millimétriques à centimétriques à partir des niveaux de marées jusqu'à des profondeurs bathyales. Ils sont abondants dans les profondeurs entre la zone intertidale et à peu près 80m et vivent dans les basses et les hautes latitudes. La plupart des colonies sont attachées à un matériel dur comme les roches, les squelettes ou les sédiments. Ils adhèrent également à des substrats mous flexibles. La majorité des habitats des bryozoaires se trouvent dans des régions à faible sédimentation. (Flügel, 2004).

PEXPT5 : microfaciès à échinodermes dominants

Les faciès à échinodermes dominants se répartissent dans la formation à dominante marneuse en formant des bancs décimétriques intercalés dans les marnes, on les rencontre également dans la formation à dominante calcaire. Trois microfaciès se distinguent :

i. Biomicrite à échinodermes

La texture est wackestone à packstone. Le pourcentage est de 30 % à 40 % du volume, les éléments se présentent sous différentes tailles avec des formes assez variables et un classement médiocre. Le ciment est micritique.

Les éléments figurés sont des échinodermes, des bivalves, quelques foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp, *Textularidae* sp, *Triloculina* sp ...) et rares foraminifères planctoniques, bryozoaires et algues.

Une ferruginisation intense affecte les éléments figurés et le ciment, les autres phénomènes observés sont : la bioturbation, les encroûtements et la compaction.

Interprétation

L'association des bioclastes indique un milieu infratidal peu profond. La ferruginisation intense atteste que ce microfaciès correspond à une surface durcie.

Les échinodermes : sont des invertébrés marins, avec un squelette calcareux interne multiplaque intégré dans la peau. Le phylum Echinodermata, connu depuis le Cambrien. Les fragments

d'échinodermes sont présents dans les calcaires formés dans des milieux peu profonds ainsi que dans les milieux profonds.

ii. Biomicrite à échinodermes et algues

Constitue un banc de calcaire fin d'épaisseur centimétrique de couleur grise à surface supérieure irrégulière au niveau de la formation à dominante calcaire.

Il s'agit d'une texture wackestone. Les éléments sont généralement allongés, parfois arrondis, leur taille est variable avec un pourcentage de 15% et un classement moyen. La matrice est micritique.

Les éléments sont représentés par des échinodermes (oursins et ophiuridés), des algues, avec rares bivalves et foraminifères benthiques (*Textularidae* sp et *Quinqueloculina* sp).

Les éléments sont affectés par une ferruginisation et une bioturbation intenses, on note aussi la présence des encroûtements

Interprétation

La présence des algues témoigne d'un milieu peu profond, la dominance des échinodermes correspond à un milieu plus ou moins externe il s'agit d'un milieu infratidal très peu profond. L'ensemble des observations tend à attester d'une surface durcie et correspondant à un ralentissement de sédimentation.

iii. Biomicrite à échinodermes et foraminifères benthiques

La texture est packstone, le classement est médiocre. Les éléments figurés constituent 40% du volume, la taille est petite à moyenne avec des formes assez variées. Le ciment est micritique.

Les bioclastes sont représentés par des échinodermes, des foraminifères benthiques (*Triloculina* sp), des annélides, des ostracodes, des algues et rares gastéropodes. Ces éléments sont parfois micritisés.

Interprétation

La présence des foraminifères benthiques à tests porcelanés (*Miliolites*), des annélides et des algues attestent un milieu peu profond correspondant à un milieu infratidal aussi très peu profond.

PEXPT 6: microfaciès à bivalves dominants

Ils forment des bancs généralement décimétriques de couleur grise à débris de bivalves, ils se rencontrent dans la formation à dominante marneuse et la formation marno-calcaire. Trois microfaciès se distinguent:

i. Biomicrite à bivalves

La texture est wackestone à packstone, le pourcentage est de 25% à 40% avec un classement moyen, la forme des éléments est généralement allongée avec une grande taille. Le ciment est micritique.

Il s'agit d'un microfaciès riche en coquilles d'huîtres, les autres éléments sont représentés par des échinodermes, des gastéropodes, des algues, des ostracodes, des foraminifères benthiques (*Triloculina* sp, *Quinqueloculina* sp) et des foraminifères planctoniques (Pl.6, Fig.4).

Les phénomènes diagénétiques sont représentés par : les enveloppes micritiques, la compaction, la ferruginisation, la bioturbation et la recristallisation.

Interprétation

Ce microfaciès est associé à un milieu infratidal très peu profond vu la présence des algues et des foraminifères benthiques à tests porcelanés.

Les bivalves sont principalement des suspensivores marins, vivent comme endobenthiques sur les fonds mous et comme epibenthiques sur le sédiment. Certains sont foreurs. Les bivalves contenues dans les calcaires peuvent être originaires des environnements en allant du milieu de plage, passant par la plateforme et sa marge jusqu'au talus. (Flügel 2004).

ii. Biomicrite à bivalves et foraminifères benthiques

La texture est mudstone, la taille est généralement petite à moyenne avec un pourcentage de 10% et un classement moyen, les éléments se présentent sous différentes formes. La matrice est micritique.

Les éléments figurés proviennent essentiellement des bivalves, des foraminifères benthiques, rares échinodermes et ostracodes. La ferruginisation affecte la matrice.

Interprétation

La texture mudstone, le pourcentage élevé de la fraction micritique et le faible pourcentage des éléments tendent à indiquer un dépôt dans un milieu calme et plus profond que le microfaciès précédent.

iii. Biomicrite laminé à inocérâmes

La texture est wackestone, le classement est mauvais à médiocre. Les éléments figurés constituent 20 à 25% du volume.

Les bioclastes sont représentés par des inocérâmes, des rhodophycées, des bryozoaires et rares échinodermes avec des ciments syntaxiques.

La matrice est micritique et peut présenter une certaine lamination (Pho.5) avec des phénomènes diagénétiques de ferruginisation qui affecte aussi les bioclastes, la silicification, les encroûtements autour des inocérâmes (Pho.4), la perforation sur les tests des algues et des échinodermes, la bioturbation et les joints stylolithiques soulignés par une liserée ferrugineuse.

Interprétation

L'association des bioclastes avec la présence des algues rouges et l'absence des algues vertes est un signe d'une sédimentation hors la zone photique ce qui suggère un milieu infratidal peu profond. Il montre parfois un ralentissement de sédimentation confirmé les phénomènes diagénétiques observés (la ferruginisation la silicification, la perforation et la bioturbation).

Les inocérâmes : sont des bivalves connues dès le Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur. Ils ont été communs durant le Crétacé supérieur et subissent leur extinction au Maastrichtien avant la limite K/T. Ils constituent des bons fossiles index du Crétacé supérieur (McLeod et Ward 1990), et fournissent des bons signes climatiques (Dhondt and Dieni 1992) et ils sont utilisés comme marqueurs diagénétiques (Elorza et Gracia-Garmilla 1998). Ils se trouvent généralement dans un milieu peu profond sombre (peu oxygéné).

2.1.3. Faciès de plateforme moyenne (PMT)

PMT1: rudstone-floatstone à rudistes et foraminifères benthiques

A l'échelle de l'affleurement, ce microfaciès correspond à la barre à rudistes et polypiers formant la partie basale de la formation à dominante calcaire.

La texture est rudstone-floatstone, le pourcentage est à peu près 30 % avec un mauvais classement, la taille et la forme des éléments sont variées. Le ciment est micritique.

Les éléments sont représentés par des fragments de rudistes, des foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp, *Textularidae* sp et *Miliolidae* (*Triloculina* sp)), des échinodermes et rares bryozoaires.

Les phénomènes diagénétiques observés sont : la ferruginisation, la bioturbation, la micritisation, les encroûtements et les enveloppes micritiques.

Interprétation

Ce microfaciès construit correspond à un milieu infratidal peu profond où les conditions sont favorables à une installation récifale au niveau de la plateforme moyenne. Il correspond probablement au microfaciès SMF6 de Wilson (1975).

Les rudistes : sont des bivalves type sessiles grégaires connus de puis le Jurassique supérieur jusqu'à la fin du Crétacé, caractérisés par deux valves de tailles différentes l'une inférieure attachée et l'autre est operculaire supérieure. Ils sont communs dans les plateformes, les rampes et les récifs carbonatés du Crétacé présentant une réponse biofaciologique aux positions "exposés ou non aux vents" et aux cycles de "shallowing upward" (Flügel, 2004).

PMT2 : Biomicrite à annélides

Correspond à l'échelle de l'affleurement à la base du calcaire micritique stratifié en bancs décimétrique, occupant le terme II de la formation à dominante calcaire.

La texture est packstone avec un pourcentage des éléments de 40%, le classement est mauvais, la taille et la forme des éléments sont diversifiées. Le ciment est micritique.

Les corpuscules sont représentés par des annélides avec des croissances grégaires (Pl.7, Fig.6), des échinodermes, des bivalves (Inocérâmes...), des foraminifères benthiques (*Textularidae* sp...), des gastéropodes, des algues, la glauconie et le phosphate.

Les éléments et le ciment sont atteints par les phénomènes diagénétiques suivants : la bioturbation, la ferruginisation, la micritisation et la compaction.

Interprétation

C'est un milieu périrécifal vu la dominance des annélides, ceci est confirmé par la texture packstone et le mauvais classement témoignant d'une énergie plus ou moins forte. La présence de la glauconie vient à appuyer cette interprétation.

Les annélides : peuvent vivre dans différents environnements (les plages rocheuses peu profondes, les régions d'herbiers, les fonds de mers durs et les habitats profonds). Ils peuvent vivre dans des milieux tempérés et froids, et sont adaptés à des salinités différentes.

2.1.4. Faciès de plateforme interne (PINT)

PINT1: Biosparite à foraminifères benthiques

A l'affleurement ce faciès correspond au calcaire graveleux au sommet de la formation à dominante calcaire.

La texture est grainstone, les éléments représentent environ 50 % du volume avec un classement moyen, leur taille est petite avec différentes formes. Les bioclastes sont représentés par une dominance des foraminifères benthiques (*Textularidae* sp, *Miliolidae* sp (*Triloculina* sp et *Quinqueloculina* sp), *Lenticulina* sp, *Pseudocyclamina* sp et *Nodosaria* sp (Pl.6, Fig.2)), ostracodes et échinodermes.

Les phénomènes diagénétiques observés sont la ferruginisation, la stylolitisisation (Pho.9) et la bioturbation.

Interprétation

La richesse en foraminifères benthiques, leur diversification, le pourcentage élevé et la présence des formes à tests procélanés indiquent un milieu subtidal à salinité normale.

Les foraminifères benthiques : L'existence des foraminifères benthiques est limitée à un nombre restreint de profondeurs et de substrats, et ils semblent avoir des caractéristiques liées à la température et la salinité. La majorité des foraminifères benthiques se trouvent dans les eaux avec une salinité marine normale 35 ‰. La diversité diminue avec la diminution de la salinité. Pour l'oxygénisation la plupart des foraminifères benthiques se trouvent dans un milieu d'une concentration d'oxygène normale bien que les formes des eaux profondes peuvent tolérer des niveaux très faibles d'oxygènes. (Flügel, 2004).

2.2. Coupe de Dj.Ich Ali

L'analyse microfaciologique de Dj.Ich Ali a permis de distinguer trois contextes paléogéographiques :

2.2.1. Faciès de plateforme externe proximale (PEXPI)

PEXPI 1 : Biomicrite à échinodermes

Forme des bancs d'épaisseur décimétrique à métrique de calcaire massif à couleur grise. Il se rencontre dans les deux formations.

La texture est wackestone. Les éléments figurés forment un pourcentage qui varie entre 20% et 25 %, leurs taille et forme sont variées, le classement est mauvais à médiocre. La matrice est micritique.

Les éléments sont représentés par une dominance des échinodermes, les éléments secondaires sont représentés par des bivalves, des algues, des foraminifères benthiques, des coraux, des bryozoaires et d'autres bioclastes indéterminables, ces derniers sont relativement rares. Le microfaciès présente des phénomènes diagénétiques comme la silicification, la ferruginisation, la compaction, la bioturbation et la stylolitisisation, aussi sur ce microfaciès on observe des veines de calcite. (Pho.10).

Interprétation

La présence de la micrite correspond à un milieu plus ou moins calme, la dominance des échinodermes et la présence des coraux et des bryozoaires témoignent d'un milieu infratidal peu profond.

PEXPI 2: Biomicrite à rares échinodermes et foraminifères benthiques

Se rencontre dans la formation à dominante calcaire et forme une barre de calcaire fin d'épaisseur métrique.

La texture est mudstone, les éléments figurés ne constituent qu'à peu près 10% du volume avec des petites tailles. La matrice est micritique, affectée par des fines fissures.

Les corpuscules sont représentés par des échinodermes (Ophiuridés), des foraminifères benthiques (*Miliolidae* sp, *Textularida* sp, *Lenticulina* sp et *Nezzazatinella* Sp), des bivalves et des ostracodes de petite taille. Ce microfaciès montre une ferruginisation, stylolitisation et une légère bioturbation.

Interprétation :

La texture mudstone, l'importance de la fraction micritique et la nature fine du sédiment traduisent un milieu marin calme. L'association des organismes nous permet de placer ce microfaciès dans un milieu infratidal peu profond.

PEXPI 3: Biomicrite à bryozoaires et glauconie

Idem pour cette coupe, ce faciès constitue des bancs décimétriques de calcaire fin phosphaté et glauconieux de couleur grise intercalé dans les marnes de la formation marno-calcaire.

La texture est packstone. Les éléments constituent environ 40 % du volume total du sédiment avec des tailles variées et des formes généralement rondes parfois allongées avec un mauvais classement. Le ciment est micritique.

Les corpuscules sont représentés par des bryozoaires de grande taille généralement affectés par la glauconitisation (Pl.7, Fig.1), les échinodermes, les bivalves, les foraminifères benthiques, les gastéropodes, les ostracodes. On note aussi la présence du phosphate et des pellets.

Interprétation

Ce microfaciès se rapproche du faciès PEXPT4 de la coupe de Dj.Tuggurt. Vu l'association des bioclastes et la présence de la glauconie et le phosphate ce milieu semble indiquer un milieu de infratidal peu profond, en constituant la transition entre la plateforme externe et la plateforme moyenne.

La glauconie : Dans les océans modernes la glauconie se trouve dans les profondeurs entre 50 et 500m et elle est abondante dans les environnements situés entre la plateforme moyenne et le talus dans des conditions de profondeur entre 50 et 300 m (Flügel, 2004).

2.2.2. Faciès de plateforme moyenne(PMI)

PMI1 : Biomicrite à annélides

Occupe une position stratigraphique inférieure par rapport à la couche à rudistes de la formation à dominante calcaire.

La texture est packstone. Les éléments figurés présentent 40% de la totalité de la lame, avec une variation de taille et de forme entre les éléments, et dont le classement est médiocre, le ciment est micritique.

Les organismes qui constituent les éléments figurés sont représentés par des annélides qui dominent, des radioles d'oursins, des gastéropodes, des bivalves, des ostracodes, et des foraminifères benthiques (*Miliolidae* sp, *Triloculina* sp). Les phénomènes diagénétiques observés sont la ferruginisation et la micritisation.

Interprétation :

Avec le pourcentage relativement élevé et la taille des organismes ainsi la dominance des annélides, ce microfaciès est placé dans un milieu périrécifal. Il se rapproche du microfaciès PMT2 de la coupe de Dj.Tuggurt mais celui-ci occupe une position plus externe.

PMI 2: rudstone-floatstone à rudistes et foraminifères benthiques:

A l'échelle de l'affleurement, ce microfaciès se localise au niveau de la barre à rudistes de la formation à dominante calcaire (Terme V).

La texture est rudstone à floatstone, le pourcentage des éléments varie entre 25 % et 30 %. Le classement est modéré à moyen où les éléments présentent généralement une petite taille. La matrice est micritique.

Il s'agit d'un microfaciès qui présente des fragments de rudistes, des foraminifères benthiques (*Dicyclina* sp, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina* sp, *Nezzazatinella* sp, *Textularidae* sp), les autres corpuscules ne sont pas abondants, ils sont représentés par des gastéropodes, des algues et des bivalves. Les phénomènes diagénétiques observés sont la ferruginisation, la micritisation, la compaction, l'encroûtement et la perforation qui affecte les foraminifères benthiques.

Interprétation :

La couche à rudistes correspond à une bioconstruction et un régime récifal qui s'est installé au niveau de la plateforme moyenne. Il se rapproche du microfaciès PMT1.

2.2.3. Faciès de plateforme interne (PINI)**PINI 1: Biomicrite à foraminifères benthiques**

Ce type de microfaciès se rencontre au sein de la même barre que le microfaciès précédent.

La texture est wackestone, le pourcentage des éléments est de 20 %. Les éléments présentent des formes généralement arrondies avec des tailles moyennes et un classement moyen à bon. La matrice est micritique.

Il s'agit d'un microfaciès riche en foraminifères benthiques (*Dicyclina* sp, *Dicyclina schlumbergeri* (Pl.6, Fig.6), *Cuneolina* sp (Pl.6, Fig.5), *Nezzazatinella* sp, *Biloculina* sp, *Triloculina* sp, *Quincqueloculina* sp, *Spirolucina* sp (Pl.6, Fig.3), *Pseudocyclamina* sp (Pl.6, Fig.1), *Nodosaria* sp, *Textularidae* sp), les autres éléments sont représentés par des rares algues.

Les phénomènes diagénétiques observés sont la ferruginisation, la syololitisation, la micritisation, la compaction et la perforation des algues.

Interprétation :

C'est un microfaciès typique de plateforme interne et plus précisément c'est un milieu subtidal où les foraminifères benthiques y prolifèrent, ceci est confirmé par la présence des autres organismes (les algues). Aussi la texture wackestone et le classement témoignent d'une énergie moyenne.

PINI2: Biomicrite à éléments variés

Représenté à l'échelle de l'affleurement par des calcaires gris micritiques noduleux parfois phosphatés au niveau de la formation à dominante calcaire.

La texture est packstone, Les corpuscules constituent à peu près 35% du volume total, et ces derniers sont généralement de petites tailles présentant un classement moyen. Le ciment est micritique.

Il s'agit d'un microfaciès constitué de foraminifères benthiques, échinodermes, bivalves (inocérâmes...), algues rouges et ostracodes. On note la présence d'une ferruginisation, d'une micritisation intense, des ciments syntaxiques autour d'échinodermes (Pho.6) et des enveloppes micritiques.

Interprétation

La richesse en foraminifères benthiques avec la présence des algues et des bivalves tendent à attester un milieu subtidal.

PINI3: Biosparite à gastéropodes et bivalves (Pho.12)

La texture est grainstone. Les corpuscules présentent presque 50% du volume, le classement est mauvais avec des éléments qui sont déposés selon une orientation préférentielle, le ciment est sparitique.

Les éléments sont variés et représentés par une dominance des gastéropodes et des bivalves présentant des grandes tailles, les autres éléments comme les échinodermes, les ostracodes, les foraminifères benthiques et les algues, sont moins fréquents avec des petites tailles.

La partie inférieure du microfaciès montre une texture mudstone avec des laminations parallèles formées par des pelitoïdes et rares échinodermes. Les deux parties sont séparées par une surface d'érosion.

Interprétation

L'accumulation des tests, leur diversification, le pourcentage élevé, le mauvais classement, l'orientation préférentielle et surtout la présence d'une surface d'érosion témoignent que ce microfaciès correspond à un dépôt de tempête.

PINI4 : Biosparite à bivalves, gastéropodes et échinodermes (Pl.7, Fig.5)

Correspond au calcaire graveleux à grains grossiers, limitant la formation à dominante calcaire (Terme VII).

La texture est grainstone, le pourcentage est 60 %, la taille des éléments est généralement moyenne, les éléments ont des formes rondes et allongée avec un degré d'arrondi égale à 0.7 et un classement moyen à bon. Le ciment est sparitique.

Un sable bioclastique composant ce microfaciès avec une variété assez importante des éléments figurés dont on note la présence des bivalves, gastéropodes, des échinodermes, des algues vertes, foraminifères benthiques (*Miliolidae* sp et *Lenticulina* sp) et annélides. Les péloïdes sont fréquents (Pho.3B).

Les phénomènes diagénétiques observés sont la ferruginisation qui affecte surtout les algues, la micritisation intense, les enveloppes micritiques, la stylolitisation et la compaction.

Interprétation

La variété des microfossiles, la texture et le pourcentage des éléments suggèrent un milieu agité, confirmé par le degré d'arrondi élevé attestant un hydrodynamisme fort. Il s'agit d'un milieu subtidal à intertidal.

3. ANALYSE DIAGENETIQUE

3.1. Définition de la diagénèse

La diagénèse correspond à l'ensemble des processus qui affectent le sédiment après son dépôt jusqu'à sa transformation en roche. La limite avec le métamorphisme, souvent placée à l'anchizone, est floue. L'évolution diagénétique permet de maintenir la composition chimique et les conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contraintes extérieures. Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendront tout autant de la provenance des matériaux que de leur évolution post-dépôt (Cojan et Renard, 2006).

La diagénèse correspond à des processus physico-chimiques (cimentation, dissolution, remplacement) et physiques (compaction, fracturation) auxquels s'ajoutent les transformations dues aux organismes (bioérosion, bioturbation...).

3.2. Environnements diagénétiques majeurs

Les environnements diagénétiques sont des surfaces ou sous-surfaces affectées par des processus diagénétiques spécifiques qui sont typifiés selon l'assemblage des critères pouvant être étudiés à partir des lames minces et des méthodes géochimiques.

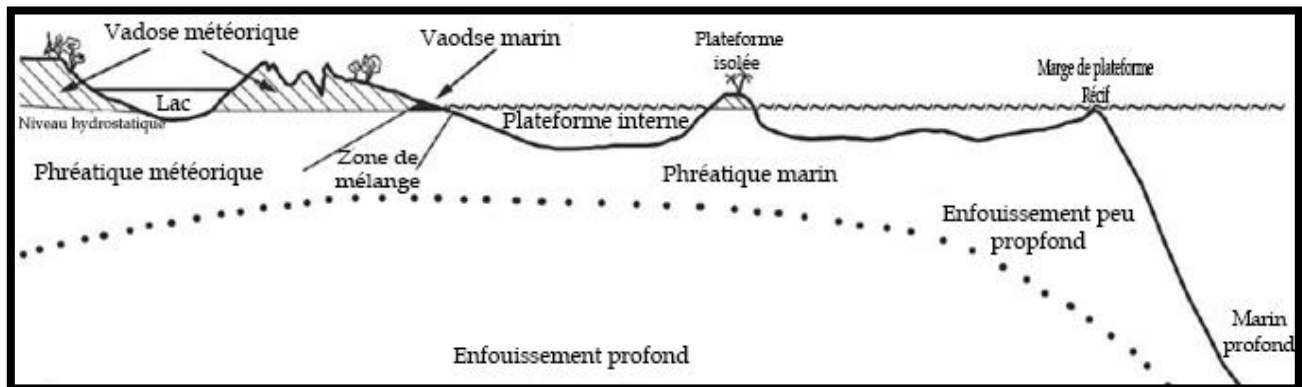


Fig.24 : Schéma simplifié des environnements diagénétiques majeurs

La diagénèse carbonatée fonctionne dans les environnements, météoriques, marins et les milieux d'enfouissement.

Dans la zone météorique les pores sont occupés par l'eau douce et l'air (La zone météorique vadose au-dessus du niveau hydrostatique) ou seulement par l'eau douce (La zone météorique phréatique).

La zone vadose marine, la limite continent-océan, la zone de mélange dans les régions côtières et les zones peu profondes proches de plage entraînent à la fois des critères météoriques et marins.

Dans la zone phréatique marine l'eau est sursaturée par rapport au CaCO_3 dans les mers peu profondes alors qu'elle est sous-saturée dans les mers froides et profondes.

L'environnement d'enfouissement est compris entre la zone située au-dessous la surface des phénomènes superficiels et au-dessus de surface du métamorphisme faible (Anchizone).

Conventionnellement, deux environnements se distinguent, enfouissement peu profond et enfouissement profond. Le terme "Diagénèse proche de surface" se réfère aux interfaces de dépôt ou d'érosion. (Flügel, 2004).

3.3. Stades diagénétiques

Le processus de la diagénèse continue durant toute la vie des sédiments et des roches sédimentaires, il n'existe pas une limite franche entre les différents stades mais les termes "précoce", "d'enfouissement" et "tardive" sont utilisés pour indiquer le timing relatif des différents processus diagénétiques. La plupart des roches carbonatées semblent être intensément affectées par la diagénèse d'enfouissement que par la diagénèse précoce. (Flügel, 2004).

3.3.1. La diagénèse précoce

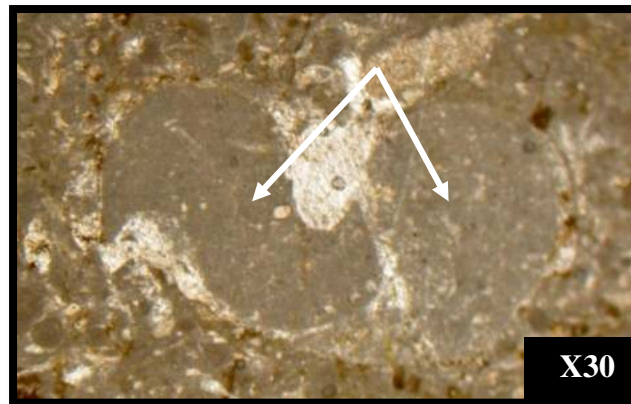
Les processus diagénétiques proches de surface sont rapides et se produisent aux moments entre le dépôt des sédiments et leur enfouissement. La porosité dans la zone éogénétique est moyenne à élevée.

La diagénèse précoce est essentiellement contrôlée par des processus biologiques (bioturbations et décomposition de la matière organique par l'activité bactérienne) et les phénomènes de recristallisation/dissolution (minéraux métastables et variations de composition chimique des fluides). (Cojan et Renard, 2006).

3.3.1.1. La bioturbation

Avant que le sédiment ne soit suffisamment recouvert, il est généralement soumis aux effets de l'activité des organismes (bioturbation) qui tend à l'homogénéiser et parfois à modifier sa porosité initiale (Cojan et Renard, 2006). La bioturbation correspond à la formation de plages de

sédiments fins, de forme variable, aux contours mal définis, au sein du sédiment hôte (Frey, 1978). Pour notre série, ce phénomène est généralement développé dans les faciès wackestone à packstone associés aux discontinuités sédimentaires (Pho.2).

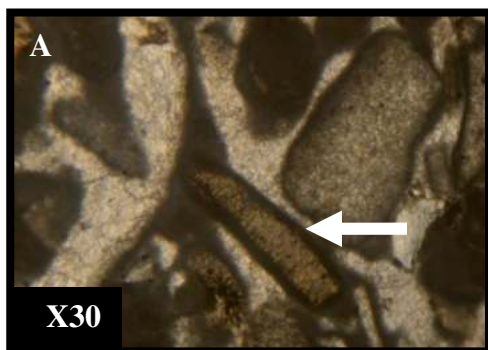


Pho.2 : Bioturbation (Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt)

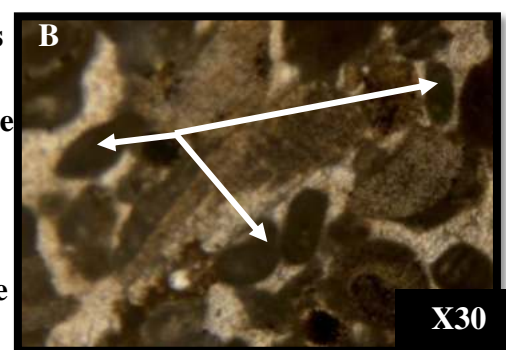
3.3.1.2. La micritisation et l'enveloppe micritique

Se développent le long de la série et surtout dans les faciès de plateforme interne au niveau des deux coupes.

La micritisation c'est le processus où les périphéries d'un grain carbonaté sont remplacés par la micrite formant une couche micritique dite enveloppe micritique (Pho.3A), on peut la distinguer par son contour sombre et relativement épais, ce processus s'effectue au niveau de la surface sédiment/eau ou juste sous cette dernière. Ce phénomène s'effectue par l'attaque des micro-organismes sur la partie extérieure du grain en y creusant des petites cavités et qui seront ensuite remplies par la micrite. Les particules squelettiques sont particulièrement soumises à l'attaque. Dans les cas extrêmes de la micritisation ce qui peut conduire à l'altération complète du grain et la production des péloïdes (Pho.3B). (Adams et Mackenzie, 1998).



Pho.3: Micritisation des éléments
A)- Enveloppe micritique
autour d'une algue. B)-
Péloïdes (Micritisation
intense),
(Formation à dominante
calcaire de Dj.Ich Ali)



L'enveloppe micritique permettra, au cours de la diagenèse (dissolution de bioclastes), la conservation de la forme initiale de l'élément.

3.3.1.3. Les encroûtements

Comme la bioturbation ce phénomène se développe surtout dans les surfaces durcies à faciès contenant souvent des algues (Pho.4). Nous avons regroupé sous le terme encroûtement, l'ensemble des organismes en position de vie qui colonisent une surface. Les huîtres et les serpules sont généralement les plus communs (Purser, 1969).



Pho.4 : Encroûtement autour d'un inocérâme (Formation à dominante marneuse Dj.Tuggurt)

3.3.1.4. La bioérosion

Le terme anglo-saxon de « bioerosion » correspond à la dégradation par un organisme d'un sédiment consolidé ou de tout autre substrat induré, par des processus mécaniques ou biochimiques (Frey, 1978). Les structures de bioérosion les plus répandus dans la série sont les perforations qui affectent les foraminifères benthiques, les algues et les échinodermes.

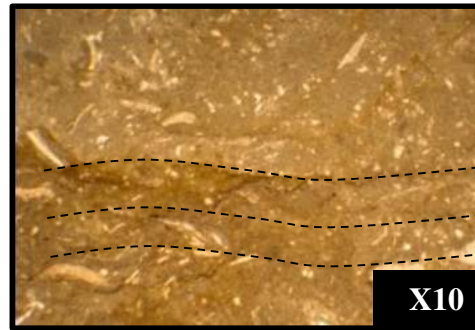
3.3.1.5. La cimentation précoce

La cimentation précoce correspond à une précipitation chimique à partir d'une solution, sa croissance s'effectue dans les pores et nécessite une sursaturation des fluides en éléments formant les minéraux du ciment. Dans la série d'étude quelques microfaciès montrent le long de la série des ciments fibreux correspondant à la cimentation précoce.

3.3.1.6. La lamination

Les laminations sont causées par des changements dans les paramètres biologiques et diagénétiques de la sédimentation, les facteurs de dépôts comportent des changements dans les taux de sédimentation, la composition des sédiments et l'alternance des phases dépôts et non dépôts (Flügel, 2004). Dans la série turono-coniacienne deux microfaciès ont présentent des laminations :

le premier est "Biomicrorite à inocéâmes" au niveau de la coupe de Dj.Tuggurt, et le dépôt de tempête au niveau de la coupe de Dj.Ich Ali.



**Pho.5: Lamination dans le faciès
Biomicrorite à inocéâmes (Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt)**

3.3.2. La diagénèse d'enfouissement (Mésogénèse)

La phase d'enfouissement débute au moment où le sédiment est loin de l'action des eaux superficielles et s'achève quand il est ramené en surface (ELF Aquitaine 1977). Au cours de cette phase, les sédiments vont subir des modifications diagénétiques qui dépendent d'une part des facteurs du milieu : profondeur, température, circulation des eaux et temps d'enfouissement, et d'autre part des facteurs tectoniques : nature (compression / distension), elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation (Yahiaoui, 1990).

3.3.2.1. La cimentation

C'est une cimentation qui se développe lors de la diagénèse d'enfouissement et tend à diminuer la porosité du sédiment par le remplissage des pores. On a pu distinguer:

α. Le ciment drusique

Il se caractérise par des cristaux de calcite équants ($L = l$) à allongés ($L > l$) qui peuvent être automorphes ou subautomorphes. Avec une taille généralement de 10 μm . Ce type de ciment est observé essentiellement dans les faciès à ciment sparitique au niveau de la série étudiée.

β. Le ciment micritique

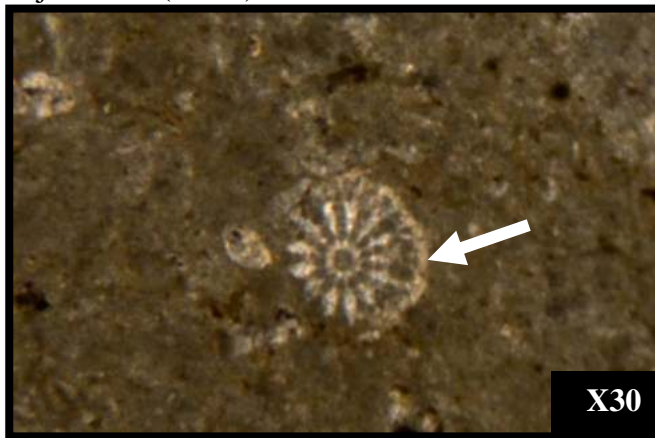
Il est caractérisé par une texture crypto- à microcristalline, d'une taille de l'ordre μm . Il est représenté par une mince couverture autour des grains et dans les pores des lignes intra-squelettiques, il se diffère de l'enveloppe micritique qui fait partie des éléments.

γ. Le ciment granulaire

Il s'agit d'un ciment calcitique composé des petits cristaux occupant les pores et sont relativement équants. Commun dans les pores intergranulaires généralement sans contrôle distinct de substrat. Il peut être formé dans les zones météoriques-vadoses, météoriques phréatiques et durant la diagénèse d'enfouissement aussi. Il peut aussi provenir de la recristallisation des ciments préexistants.

Δ. Le ciment syntaxique

Ce type de ciment se développe sur les tests des échinides. Il s'agit d'une calcite qui forme une continuité de réseau optique avec l'élément substrat (Elf Aquitaine, 1975). Ce type est noté au niveau de la formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt et la formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali. (Pho.6).



**Pho.6: Ciment syntaxique
autour d'échinoderme
(Formation à dominante
calcaire Dj.Ich Ali)**

3.3.2.2. La minéralisation

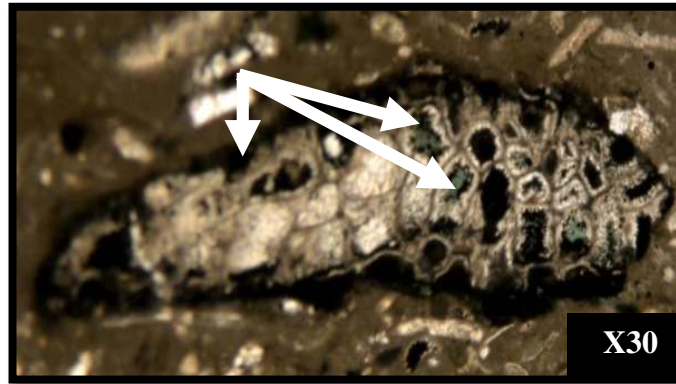
Au niveau de la série étudiée, trois types de minéralisation ont été distinguées :

α. La ferruginisation

Elle affecte et se développe surtout au sommet des surfaces durcies en formant une mince croûte et affecte souvent les éléments figurés et la phase liaison. (Pl.7, Fig.4). Dans le secteur étudié les surfaces durcies se trouvent le long de toute la série, leur importance varie en fonction des séquences qui les couronnent.

β. La glauconitisation

Ce phénomène se développe surtout dans les faciès à bryozoaires où la glauconie épiginise graduellement la calcite. La glauconie est généralement associée comme un indicateur des environnements marins, avec une sédimentation ralentie et relativement peu profonde. Ce minéral se concentre généralement dans les discontinuités et les arrêts de sédimentation (Flügel, 2004).



**Pho.7 : Glauconitisation des bryozoaires
(Formation à dominante calcaire Dj.Tuggurt)**

γ. La silicification

Une large gamme des sédiments est généralement affectée par la silicification dans les mers profondes ainsi que les calcaires des mers peu profondes. Les sources majeures de la silice dans les sédiments sont (Flügel, 2004):

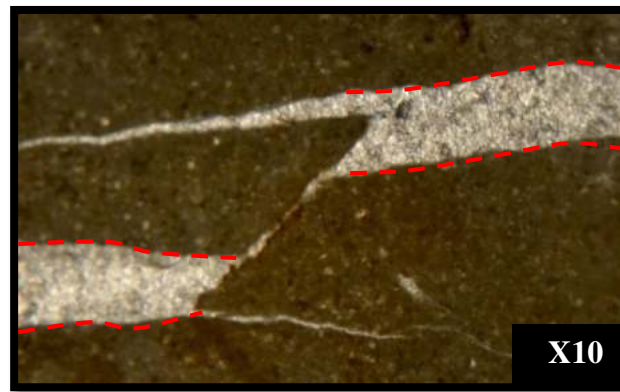
- Les tests siliceux et les éléments squelettiques des organismes ;
- L'apport des rivières à partir de l'altération des continents dans les zones semi-arides (Laschet, 1984) ;
- Les systèmes volcaniques hydrothermaux.

Elle se développe surtout dans les faciès de plateforme externe. La première source (tests siliceux) est la cause probable de la silicification dans la région d'étude

3.3.2.3. La compaction

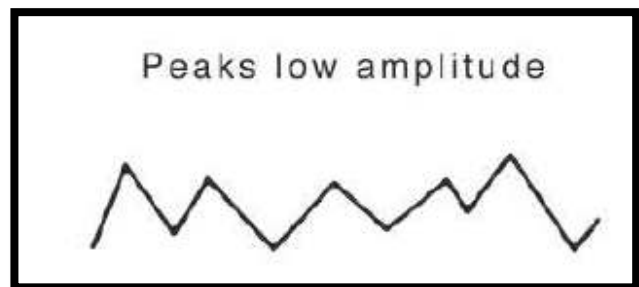
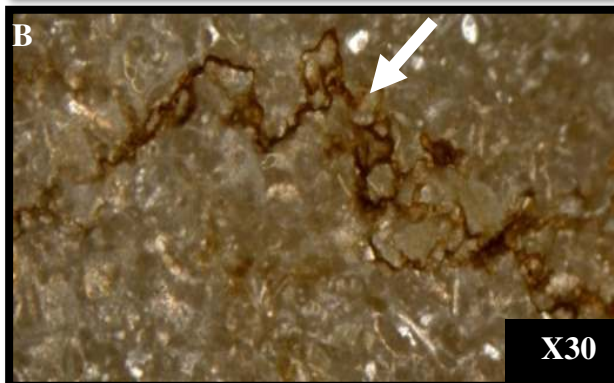
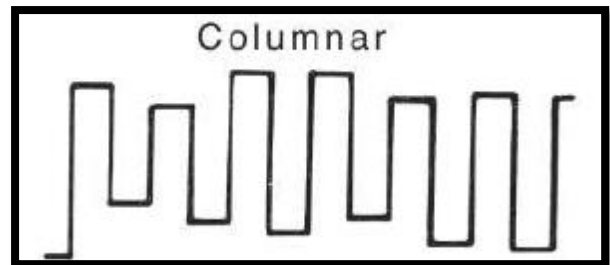
Le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents correspond à la compaction. Ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules par l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite par déformation et dissolution des particules.

La compaction comprend donc une première phase au cours de laquelle les mécanismes physiques dominent (compaction mécanique) qui se traduit par un réarrangement des particules. Lorsque les possibilités de réarrangement sont épuisées, on observe alors la déformation ou la fragmentation des particules. Les transformations chimiques que sont la dissolution / précipitation (compaction chimique) se développent ensuite. (Cojan et Renard 2006). Dans notre terrain la compaction se manifeste par des stylolitisations et des microfractures.

**Pho.8 : Signe de compaction**

α.La stylolitisation (formation marno-calcaire de Dj Tuggurt)

La formation des stylolithes sédimentaires (parallèlement à la stratification) est liée à l'enfouissement. La profondeur de formation des stylolithes est mal connue mais elle doit probablement être comprise entre 600 et 900 m au moins (Mountjoy et Krebs, 1983). Deux types de stylolithes ont été distingués dans la série étudiée. Le type colonnaire (Pho.9A) et le type avec des pics à faible amplitude (Pho.9B).



Pho.9 : Stylolitisation (A : type colonnaire, b : à pics de faible amplitude)
(Formation à dominante calcaire de Dj.Tuggurt)

β. Les veines de calcite

Quelques microfaciès montrent un remplissage minéral millimétrique en calcite, correspond à des microfractures. Ces microfractures sont très bien développées dans le microfaciès biomicrite à échinodermes de Dj.Ich Ali. Les systèmes de fractures dans les roches carbonatées se forment dans les différents stades de sédimentation (eg charges sur les sédiments semilithifiés, des réseaux de veinules des figures d'échappement d'eau (Macdonald et al. 1994) et de diagénèse (eg, compaction, dissolution dans les eaux, diagénèse d'enfouissement profond (Geiser et Sansone 1981), mais la majorité des veines de calcite sont souvent causées par des ruptures et fracturation tectonique des roches carbonatées.

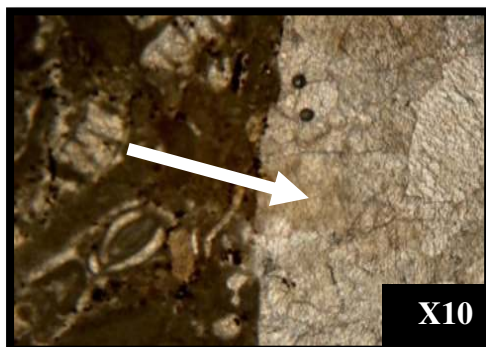


**Pho.10 : Les veines de calcite (Fracturation)
(Formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali)**

3.3.2.4. La recristallisation

La recristallisation peut être liée aussi à la diagénèse précoce, il s'agit d'un phénomène qui s'effectue sans changement dans la composition chimique des minéraux mais une évolution sous les conditions de pression et de température données, vers une stabilité plus grande, donc une énergie libre plus faible.

Le cas le plus facile à présenter est celui de la recristallisation d'un groupe de petits cristaux intimement liés en un cristal unique. (Cojan et Renard, 2006). Le phénomène de recristallisation le plus commun dans la série étudiée est la transformation de l'aragonite en calcite aussi elle affecte intensément les faciès à gastéropodes.



**Pho.11 : Phénomène de recristallisation
(formation à dominante calcaire de Dj.Tuggurt)**

3.3.3. La diagénèse tardive (Tellogénèse)

Elle a lieu lorsque les roches sont remaniées à la surface et soumises à l'action de la décompression, de la pédogenèse, et des eaux agressives (dissolution, dédolomitisation, kasrstification. etc).

<i>Zone</i>	<i>Microfaciès</i>		<i>Répartition</i>	<i>Elements dominants</i>	<i>% Des éléments</i>	<i>Texture</i>	<i>Classement</i>	<i>Milieux de dépôt</i>
Plateforme externe	PEXDT1	Biomicrite à échinodermes et foraminifères planctoniques	FMC de Dj.Tuggurt	-Echinodermes -Foraminifères planctoniques	20%	Wackestone	Médiocre	Infratidal profond
	PEXPT1	Biomicrite à gastéropodes	FM et FMC de Dj.Tuggurt	Gastéropodes, Bivalves	25% à 35%	Wackestone à packstone	Moyen à bon	Infratidal agité épisodiquement.
	PEXPT2	Biomicrite à éléments variés	FM de Dj.Tuggurt	Echinodermes, Gastéropodes, algues, bivalves, foraminifères benthiques, ostracodes, coraux, bryozoaires annélides.	30% à 40%	Wackestone à packstone	Mauvais à médiocre	Infratidal peu profond
	PEXPT3	Biomicrite à rares foraminifères benthiques	FC de Dj.Tuggurt	- foraminifères benthiques. -Débris de bivalves -Quartz ?	10%	Mudstone	Moyen	Infratidal peu profond
	PEXPT4 PEXPI3	Biomicrite à bryozoaires et glauconie	FC de Dj.Tuggurt et FMC de Dj.Ich Ali	-Bryozoaires -Glauconie -Bivalves -Echinodermes	40 à 45%	Packstone	Médiocre / mauvais	Infratidal peu profond
	PEXPT5	Biomicrite à échinodermes	FM de Dj.Tuggurt	-Echinodermes -Bivalves -Foraminifères benthiques	30% à 40%	Wackestone à Packstone	Médiocre	Infratidal peu profond
	PEXPT5	-Biomicrite à échinodermes et algues	FC de Dj.Tuggurt	-Echinodermes -Algues	15%	Wackesotne	Moyen	Infratidal très peu profond

Plateforme externe	PEXPT5	Biomicrite à échinodermes et foraminifères benthiques	FC de Dj.Tuggurt	-Echinodermes -Foraminifères benthiques -Annélides	40%	Packstone	Médiocre	Infratidal très peu profond
	PEXPT6	Biomicrite à bivalves	FMC de Dj.Tuggurt	-Huîtres -Echinodermes -Gastéropodes -Algues	25% à 40%	Wackestone à packstone	Moyen	Infratidal peu profond
	PEXPT6	Biomicrite à bivalves et foraminifères benthiques	FC de Dj.Tuggurt	-Bivalves -Foraminifères benthiques	10%	Mudstone	Moyen	Infratidal peu profond
	PEXPT6	Biomicrite laminé à Inocérâmes	FM de Dj.Tuggurt	-Inocérâmes, -Des rhodophycées, -Des bryozoaires	20% à 25%	Wackestone	Mauvais à médiocre	Infratidal peu profond
	PEXPI1	- Biomicrite à échinodermes	FC et FMC de Dj.Ich Ali	-Echinodermes -Bivalves -Algues -Foraminifères benthiques	20% à 25%	Wackestone	Mauvais à médiocre	Infratidal Peu profond
	PEXPI2	Biomicrite à rares échinodermes et foraminifères benthiques	FC de Dj.Ich Ali	-Echinodermes -Foraminifères benthiques -Bivalves	10%	Mudstone	Moyen	Infratidal peu profond
Plateforme moyenne	PMT1 PMI2	Rudstone-floatstone à rudistes et foraminifères benthiques	FC de Dj.Tuggurt et FC de Dj.Ich Ali	-Rudistes -Foraminifères benthiques	25% à 30%	Rudstone à floatstone	Mauvais/ modéré à moyen	Milieu récifal
	PMT2 PMI1	Biomicrite à annélides	FC de Dj.tuggurt et FC de Dj.Ich Ali	-Annélides -Echinodermes -Bivalves -Gastéropodes -Foraminifères benthiques.	40%	Packstone	Mauvais/ médiocre	Milieu périrécifal

Plateforme interne	PINT1	Biospartie à foraminifères benthiques	FC de Dj.Tuggurt	-Foraminifères benthiques -Ostracodes -Echinodermes	50%	Grainstone	Moyen	Subtidal
	PINI1	Biomicrite à foraminifères benthiques	FC de Dj.Ich Ali	-Foraminifères benthiques	20%	Wackestone	Moyen à bon	Subtidal
	PINI2	Biomicrite à éléments variés	FC de Dj.Ich Ali	-Foraminifères benthiques -Echinodermes -Bivalves -Algues rouges -Ostracodes	35 %	Packstone	Moyen	Subtidal
	PINI3	Biosparite à gastéropodes et bivalves	FC de Dj.Ich Ali	-Gastéropodes -Bivalves -Pelletoïdes	50%	Mudstone et Grainsotne	Mauvais	Subtidal à intertidal
	PINI4	Biosparite à Bivalves, gastéropodes et échinodermes	FC de Dj.Ich Ali	-Bivalves -Gastéropodes -Echinodermes -Algues vertes -Foraminifères benthiques. -Annélides	60%	Grainstone	Moyen à bon	Subtidal à intertidal

FM : Formation à dominante marneuse, FC : Formation à dominante calcaire, FMC : formation marno-calcaire.

Fig.25 : Tableau récapitulatif des microfaciès de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali

4. ANALYSE SEQUENTIELLE

4.1. Introduction

Depuis les précurseurs, Klüpfel (1917) et Lombard (1953-1956-1972), la notion de séquence sédimentaire et l'analyse séquentielle ont évolué.

Les travaux de Delfaud (1974 à 1986) ont fait de cette méthode un outil indispensable d'investigation des bassins sédimentaires. L'auteur a d'abord introduit la notion nouvelle de série naturelle, qui représente "une suite de faciès rencontrés dans une formation et replacés dans l'ordre réel de leur succession le long des profils". Cette notion remplacera avantageusement "La série virtuelle" de Lombard, trop générale pour s'appliquer à tous les cas.

L'analyse séquentielle devient alors "une méthode objective, indépendante des présupposés génétiques" (Delfaud, 1974). Elle consiste à rechercher les groupements ou les suites cohérentes et répétitives de faciès que sont les séquences, séparées par des discontinuités. La série naturelle représente la clé de décodage de l'information contenue dans les faciès et les séries sédimentaires (Aït Ouali, 1991).

4.2. Définitions

4.2.1. Séquence

Ensemble de niveaux sédimentaires de natures différentes se succédant dans un ordre déterminé, habituellement limité au mur et au toit par des discontinuités stratigraphiques. Son ordonnance peut traduire soit un mécanisme de sédimentation particulier (eg. des séquences sédimentaires de flyschs), soit une histoire sédimentaire caractéristique (eg. séquence transgressive, dans laquelle des dépôts littoraux passent vers le haut à des dépôts plus profonds). Des séquences peuvent elles-mêmes présenter des arrangements ordonnés, on parle alors de séquences de deuxième ordre ou de mégaséquences. (Foucault et Raoult, 2001).

4.2.2. Séquence virtuelle

Succession la plus complète possible théoriquement de niveaux qui s'arrangent habituellement en séquences (eg. séquence type de Bouma). Certains auteurs après Lombard (1953) définissent ces séquences types pour des séries correspondant à une transgression marine et qui commencent généralement par des sédiments gréseux et se terminent par des couches calcaires, ou tout au moins pour des séries où la granulométrie décroît de bas en haut. (Foucault et Raoult, 2001).

4.2.3. Séquence Lithologique

Succession évolutive univoque de termes lithologiques liés, verticale ou horizontale, présentant des limites naturelles. La séquence correspond à un enchaînement (une suite) logiquement assymétrique. (CSRPPGN, comité des techniciens, 1983).

4.2.4. Séquence positive ou négative : séquence lithologique présentant une évolution nette de l'énergie de mise en place au moment du dépôt :

4.2.4.1. Séquence positive : 1. Séquence où l'on trouve l'ordre d'une séquence virtuelle (Lombard, 1972) ; 2. Succession de turbidités qui deviennent moins épaisses et moins grossières vers le haut : il s'agit en fait d'une mégaséquence (en anglais *fining and thinning upward cycle*).

4.2.4.2. Séquence négative : 1. Séquence où l'on retrouve l'ordre inverse d'une séquence virtuelle (Lombard, 1972) ; 2. Succession de turbidités qui deviennent plus épaisses et plus grossières vers le haut : il s'agit en fait d'une mégaséquence (en anglais *coarsening and thickening upward cycle*). (Foucault et Raoult, 2001).

4.2.5. Séquence transgressive ou régressive

Succession évolutive de termes lithologiques liés, traduisant verticalement une transgression ou une régression (CSRPPGN, comité des techniciens, 1983).

4.3. Ordres de séquences

La typologie scalaire des séquences sédimentaires est donnée par Delfaud (1986) où il associe à l'échelle des séquences celles des discontinuités et à chaque ordre les différents types de phénomènes géologiques engendrant la mise en place des corps sédimentaires avec :

➤ **Séquence d'ordre 0** (----- 0.5 cm) : Millimétrique, elle correspond à des feuillets d'écoulement, des rythmes climatiques, elle est matérialisée par des laminites.

➤ **Séquence d'ordre 1** (----- 2 m) : elle est représentée par le banc. Cette séquence élémentaire ainsi que la séquence unité dépendent uniquement de phénomènes sédimentaires mécaniques, hydromécaniques ou géochimiques.

➤ **Séquence d'ordre 2** (----- 30 m) : Elle est constituée de X bancs et forme un membre. Il s'agit du comblement d'une unité topographique.

➤ **Séquence d'ordre 3** (----- 250 m) : Plusieurs membres sont regroupés en formation. Il y a alors progradation des nappes sédimentaires.

Les séquences de 2^{ème} et 3^{ème} ordre (séquences majeures) enregistrent une évolution paléogéographique.

➤ **Séquence d'ordre 4** (----- 800 m) : C'est une mégaformation. Le type de phénomènes associés à cet ordre est essentiellement dû à l'eustatisme.

➤ **Séquence d'ordre 5** (----- 2000 m) : L'association de plusieurs mégaformations donne un groupe. Tectonique et eustatisme commandent les évolutions à cet ordre.

Les séquences 4 et 5 sont des mégaséquences.

➤ **Séquence d'ordre 6** (----- 10 000 m) : Le mégagroupe correspondant est régi principalement par la tectonique.

➤ **Séquence d'ordre 7** : Elle équivaut à un cycle orogénique, c'est un mégasystème.

Les séquences d'ordre 6 et 7 relèvent d'évènements globaux.

Les ordres de séquences selon l'école Exxon (Vail et al, 1977) sont :

- 1^{ère} ordre >50 Ma.
- 2^{ème} ordre 3 à 50 Ma.
- 3^{ème} ordre 0.5 à 3 Ma.
- 4^{ème} ordre 0.08 à 0.5 Ma.
- 5^{ème} ordre 0.03 à 0.08 Ma.
- 6^{ème} ordre 0.01 à 0.03 Ma.

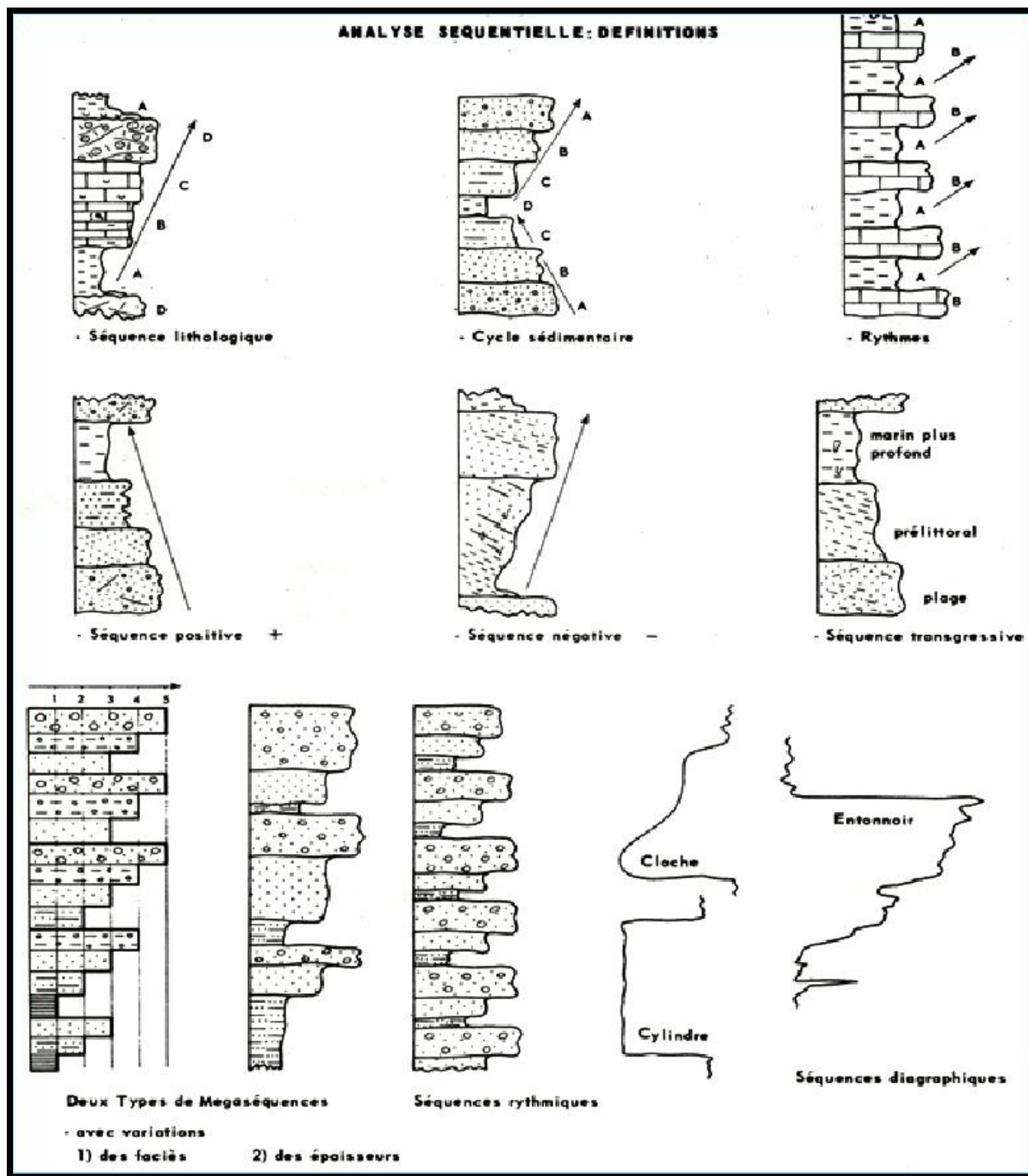


Fig. 26: Différentes types de séquences (CSRPPG, comité des techniciens, 1983).

4.4. Echelles de séquences

L'analyse lithostratigraphique et sédimentologique de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali, a permis de distinguer plusieurs séquences à différentes échelles d'observation :

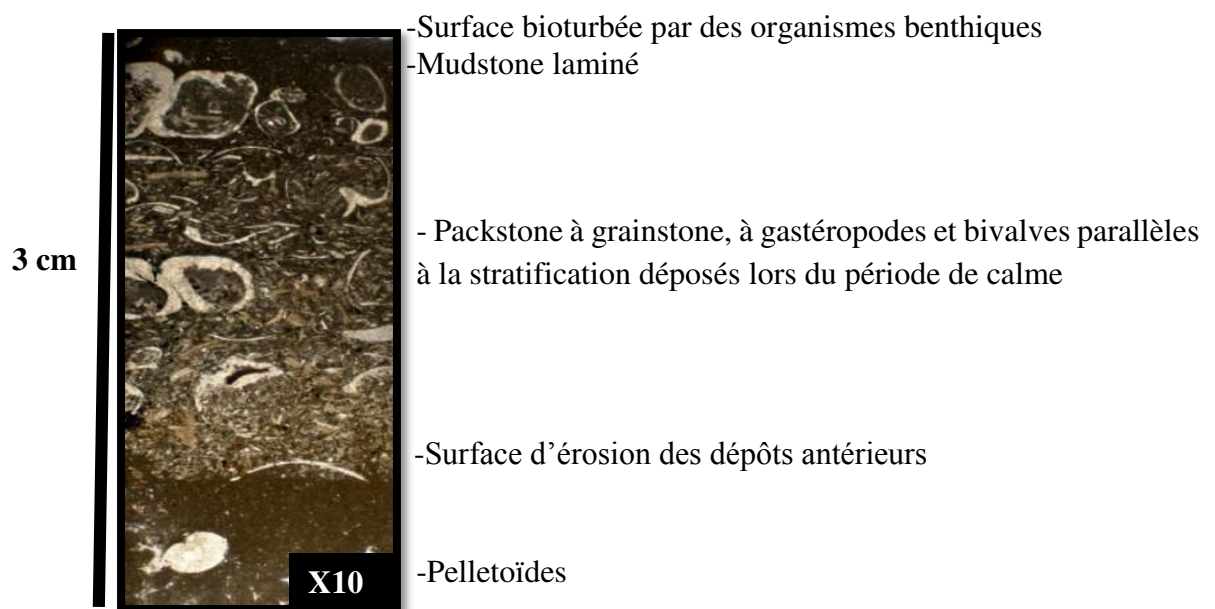
4.4.1. Séquence de tempéstitite

Les niveaux déposés par les tempêtes sont communs dans les plateformes et les rampes. Les bancs de calcaires et de grès déposés par des tempêtes sont dits tempéstitites. La base de ces bancs est représentée par une surface érosive et elle représente des figures uniques. Les structures internes les plus communes sont l'accumulation des tests, des stratifications graduées, des laminations parallèles et entrecroisées et des rides. Les bioturbations peuvent être communes sur la surface (Flügel, 2004).

Au niveau de la série étudiée, ces séquences d'épaisseur centimétrique sont généralement intercalées dans les marnes aux sommets des séquences majeures à tendance régressive. Elles présentent la succession suivante: des pelleteïdes séparés d'une accumulation des bioclastes (packstone à grainstone) par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, vient ensuite un niveau mudstone, avec une surface supérieure bioturbée. Deux types ont été distingués:

4.4.1.1. Séquence de tempéstitite proximale

Ce type de séquence se rencontre au niveau de la formation marno-calcaire de la coupe de Dj.Tuggurt et la formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali.



Pho.12 : Tempéstitite proximale (formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali)

Les séquences de tempéstitite proximale sont plus épaisses, riches en bioclastes et à grains généralement grossiers.

4.4.1.2. Séquence de tempéstitite distale

Les tempéstitites distales sont moins épaisses, plus fines, moins abondantes que les tempéstitites proximales et dont les tests d'organismes sont moins fréquents. Elles se rencontrent au niveau de la formation à dominante marneuse (Terme VI).



Pho.13 : Tempéstitite distale (Formation à dominante marneuse Dj.Tuggurt)

4.4.2. Séquence binaire (Pl.3, Fig.4)

Elle correspond à la séquence d'ordre 2 de Delfaud (1986) et elle peut être considérée comme une séquence élémentaire, elle prend son développement dans la formation marno-calcaire au niveau de Dj.Tuggurt où elle présente deux termes lithologiques, un terme marneux à la base d'épaisseur centimétrique à oursins et un terme au sommet par des calcaires lumachelliques à bivalves et gastéropodes présentant des surfaces irrégulières. Dans la série étudiée, ces séquences peuvent être le résultat de variations climatiques affectant le milieu marin relativement profond.

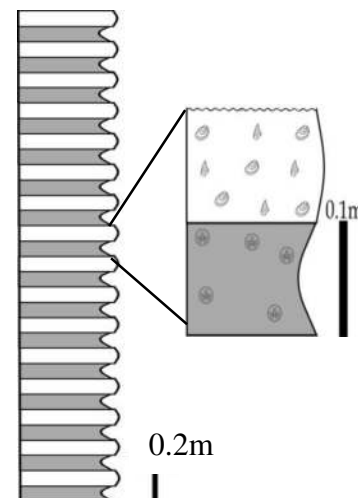


Fig.27 : Terme III de la formation marno-calcaire de Dj.Tuggurt formé par des séquences binaires

4.4.3. Séquence klüpfelienne (Klүpfel 1917)

C'est une séquence définie par Klүpfel en 1917 dans le domaine carbonaté traduisant une sédimentation dans un dépôt de moins en moins profond et plus agité, elle peut même arriver à

l'émersion. Elle peut être considérée comme séquence de comblement par progradation de plateforme.

C'est la séquence la plus abondante dans la série, son développement maximal est au niveau de la formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt. Débutant par des faciès de plateforme externe généralement infratidal peu profond et se termine par des faciès des milieux moins profonds, avec une augmentation d'énergie et diminution de profondeur traduisant une sédimentation progradante de tendance émerive.

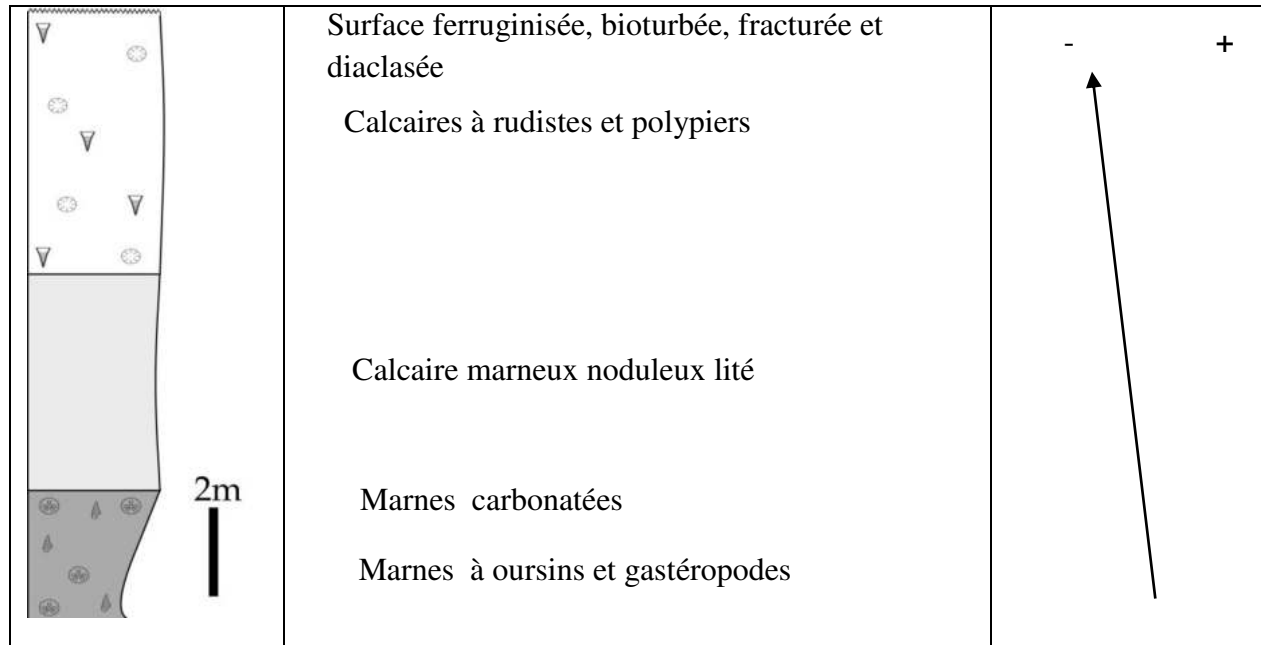


Fig.28 : Séquence Klüpfelienne (Coupe de Dj.Tuggurt)

4.4.4. Les mésoséquences

C'est l'empilement et l'agencement de plusieurs séquences décrites ci-dessus dans un ordre défini. Elles constituent des rythmes limités à leurs sommets par un banc de calcaire à surface souvent ferruginisée parfois bioturbée et perforée. Ce type de séquences se répartit sur toute la série (eg. Terme III de la formation à dominante calcaire de Dj.Tuggurt).

4.4.5. Les mégaséquences

Correspondent à une séquence d'ordre supérieur qui peut comporter la répétition d'un certain nombre de mésoséquences, cycles, rythmes élémentaires marquant de bas en haut une tendance générale se traduisant à l'échelle élémentaire. Une mégaséquence peut être positive ou négative et traduire une tendance transgressive ou régressive. Elles correspondent aux séquences de 3^{ème} ordre

Quatre mégaséquences ont été distinguées dans la série étudiée :

1^{ère} mégaséquence MT1 (Turonien moyen)

Incomplète de sa partie inférieure, elle est de tendance générale régressive et représentée par les trois premiers termes (45.5 m) de la formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt correspondant à la mégaséquence IIB de Herkat, (1999) et à la séquence majeure II d'âge Turonien moyen de Yahiaoui (1990), selon cet auteur cette période marque le maximum de la transgression céno-mano-turonienne aboutissant à l'installation d'un régime marin profond à foraminifères planctoniques. La séquence est couronnée par la barre à huîtres et rudistes (Terme III de la formation à dominante marneuse) qui s'est déposée dans un milieu relativement peu profond après un régime marin profond marqué par la présence des foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp et *Heterohelix Globulosa*).

2^{ème} Mégaséquence MT2 (Turonien supérieur) (146.5 m)

Elle correspond à la mégaséquence du Turonien supérieur de Yahiaoui (1990) et la séquence IIC du 4^{ème} ordre (Sens J.Delfaud) de Herkat (1999). Elle est représentée par les termes IV, V et VI de la formation à dominante marneuse et la partie basale du terme I de la formation à dominante calcaire de Dj.Tuggurt.

Evolution : C'est une mégaséquence qui au niveau de Dj.Tuggurt forme une épaisseur de 146.5 m, elle est constituée de neuf mésoséquences d'une évolution de style klüpfélien:

1^{ère} mésoséquence (11 m)

A polarité régressive formée par des marnes jaunâtres friables à oursins, par lavage, des ostracodes (*Cytherella* sp, *Asciocythera sugillata*, *Cythereis algeriana* et *Cythereis* sp), des radioles et débris d'oursins, des débris de bivalves, des gastéropodes et rares foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp). La séquence est limitée au sommet par un banc (1 m) de calcaire micritique de couleur grise sombre à huîtres et à surface bioturbée.

2^{ème} mésoséquence (32.5 m)

De tendance régressive, elle est représentée par des marnes friables jaunâtres à oursins et ammonites, par lavage ces marnes ont montré : les radioles d'oursins qui dominent, les foraminifères benthiques qui deviennent abondants et diversifiés par rapport à la mésoséquence précédente (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp, *Textularidae* sp *Pseudocyclamina* sp et autres formes), les ostracodes sont représentés par des *Cytherella* sp, *Asciocythere* sp et rares *Cythereis* sp, on note aussi la présence de rares foraminifères planctoniques (*Heterohelix Globulosa*) ce qui suggère un milieu ouvert de plateforme externe. La mésoséquence s'achève par 2.5 m de calcaire de

couleur grise organogène à gastéropodes et bivalves à sa base puis il devient d'aspect noduleux, sa surface supérieure bioturbée et ferruginisée.

3^{ème} mésoséquence (6.5 m)

Elle évolue dans le même sens (régression), débute par des marnes jaunâtres argileuses à oursins de grande taille et bivalves surmontées par un banc de calcaire (0.5 m) micritique massif et peu phosphaté de couleur grise sombre à surface bioturbée. Le lavage montre des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp) et rares ostracodes (*Cytherella* sp, *Asciocythere* sp, *Bairdia* sp et *Cythereis* sp).

4^{ème} mésoséquence (21 m)

A polarité régressive, elle est formée par un intervalle de marne jaunâtre à huîtres et oursins, le tri a montré des foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp, *Textularidae* sp et autres formes), les ostracodes comme la mésoséquence précédente sont rares et sont représentés par *Cytherella* sp, *Asciocythere* sp, *Paracypris* sp, *Bairdia* sp et *Cythereis* sp. L'intervalle marneux est intercalé par un banc (0.2 m) de calcaire phosphaté d'aspect noduleux. La mésoséquence s'achève par un (1 m) banc de calcaire massif micritique peu phosphaté de couleur grise claire à surface supérieure irrégulière fortement ferruginisée.

5^{ème} mésoséquence (15.5 m)

Une mésoséquence régressive constituée par 15 m de marnes argileuses à oursins et bivalves, par lavage les ostracodes (*Cytherella* sp et *Asciocythere* sp) et les foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp), les marnes sont surmontées par un banc (0.5 m) de calcaire micritique d'aspect massif de couleur grise sombre à gastéropodes et à surface ferruginisée et bioturbée.

6^{ème} mésoséquence (6 m)

La tendance est régressive, débutant par un intervalle de marne verdâtre à oursins, gastéropodes, ostracodes (*Cytherella* sp, *Cythereis* sp, *Paracypris* sp et *Bairdia* sp) et foraminifères benthiques (*Gavelinella* sp, *Lenticulina* sp et autres formes), les marnes sont intercalées par un banc de calcaire micritique (0.3 m) de couleur grise sombre à gastéropodes, bivalves et huîtres. La séquence se termine par un banc de calcaire micritique (0.5 m) peu phosphaté d'aspect massif et de couleur grise sombre, sa surface supérieure est biotubée.

7^{ème} mésoséquence (16 m)

A tendance régressive et d'une épaisseur de 16 m constituée des marnes vertes à oursins, gastéropodes et ammonites, le tri a livré la même association que celle de la mésoséquence

précédente avec des foraminifères benthique de tailles plus grande et on note l'apparition des *biloculina* sp. Vers le sommet le taux de carbonates augmente, la séquence se termine par un banc (0.6 m) de calcaire micritique de couleur grise à surface bioturbée.

8^{ème} mésoséquence (22 m)

La polarité est régressive, elle est formée par des marnes verdâtres à oursins et gastéropodes, par lavage les bryozoaires apparaissent ainsi que l'espèce d'ostracode (*Cythereis gabonensis* ?) et le genre *Textularidae* sp des foraminifères benthiques. La séquence se termine par un niveau (0.2 m) de tempestite à bivalves (Pho.13).

9^{ème} mésoséquence (16m)

Début par 3m de marnes identiques à celles de la séquence précédente surmontées par un terme calcaire, débutant par 5 m des calcaires marneux lités friables azoïques et phosphatés, suivis par une barre de calcaire à rudistes et polypiers (6 m) correspondant à une installation récifale au niveau de la plateforme moyenne la surface supérieure est irrégulière, ferruginisée, bioturbée, fracturée et diaclasée. La barre est surmontée par 2 m de dolomies rosâtre témoignant d'une diminution de profondeur.

3^{ème} Mégaséquence MT3 (Coniacien inférieur)

A polarité régressive, elle correspond à la formation à dominante calcaire (sauf sa partie basale) (92 m au niveau de la coupe de Dj.Tuggurt et 59 m au niveau de la coupe de Dj.Ich Ali). Elle débute par des faciès de plateforme externe et de transition (Biomicrite à bryozoaires et glauconie), vers le sommet elle est représentée par des faciès à rudistes de plateforme moyenne puis des microfaciès riches en foraminifères benthiques de plateforme interne. La tendance émmersive est attestée aussi par le faciès graveleux très peu profonds et la présence du gypse dans les marnes carbonatées.

4^{ème} Mégaséquence MT4 (Coniacien moyen ?)

Il s'agit d'une mégaséquence transgressive, c'est à ce niveau que se lance la grande transgression coniacienne résultant l'ennoiement de la plateforme carbonatée et conduisant à l'installation d'un régime marin profond avec la présence des foraminifères pélagiques et les calcisphères.

4.5. Les discontinuités

Au niveau de la série étudiée, plusieurs types de discontinuités ont été observés : des

surfaces d'érosion, des surfaces bioturbées, des surfaces durcies et des grandes discontinuités couronnant les mégaséquences :

4.5.1. Discontinuité de la 1^{ère} mégaséquence (Pl.5, Fig.1)

C'est la surface au sommet du terme III de la formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt, c'est une surface très bioturbée et peu ferruginisée, elle sépare l'épisode calcaireux (Terme III) à huîtres, rudistes et algues déposé dans un milieu de plateforme moyenne de l'épisode marneux (Terme IV) à oursins et ammonites déposé dans un milieu de plateforme externe.

4.5.2. Discontinuité de la 2^{ème} mégaséquence (Pl.5, Fig.7)

Semblable la 1^{ère} discontinuité elle se manifeste très bien au sommet de la barre à rudistes et sépare un épisode carbonaté récifal caractérisé par l'installation des bioconstructions à rudistes et polypiers au niveau de la plateforme moyenne, d'un épisode marno-carbonaté qui présente des faciès de transition entre la plateforme moyenne et la plateforme externe.

4.5.3. Discontinuité de la 3^{ème} mégaséquence (Pl.5, Fig.3)

Se localise au sommet de la formation à dominante calcaire, c'est une grande surface qui annonce le début de la transgression coniacienne conduisant à l'installation d'un régime marin profond et la disparition de la plateforme carbonatée.

5. PALEOGEOGRAPHIE

Il est très important de signaler que la région d'étude est très réduite pour déduire la paléogéographie d'ensemble.

Il est admis aujourd'hui à partir des travaux de Laffite (1939), Guiraud (1973), Bureau (1986), Kazi-Tani (1986), Yahiaoui (1990) et Herkat (1999-2006) que les monts de Belezma-Batna n'appartiennent pas au même domaine paléogéographique que celui de l'Aurès. De ce fait, Guiraud (1973) les a placés dans le domaine Pré-atlasique, cette vérité était constatée bien avant par Laffite (1939) qui a remarqué que la sédimentation est homogène au niveau de l'Aurès et l'Atlas saharien alors qu'elle est différente au niveau des monts de Belezma-Batna.

D'après Kazi-Tani (1986), au début de Turonien, l'Aurès et les monts de Belezma-Batna s'ouvrent en trois bassins rhombiques, engendrés par la transversale Bejaïa-Negrine. Ces trois bassins sont séparés par deux rides, l'une localisée dans les monts de Batna séparant ces derniers du Dj.Metlili, l'autre s'est localisée dans le Dj.Azreg délimitant le bassin de Metlili de celui de Taktiout.

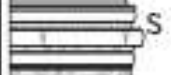
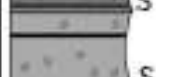
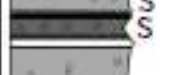
STAGE	Formation	N°Ech	LITHOLOGIE	Eléments figurés											TEXTURE				EVOLUTION SEQUENTIELLE		
				Echinodermes	Bivalves	Rudistes	Bryozoaires	Algues	Gastéropodes	Annélides	Ostracodes	F. Benthiques	F. Planctoniques	Glauconite	Phosphate	M	W	P			G
																			Rég	Tram	
T U R R O N I E N	M A R N O C A L C A I R E	Rich 96 Rich 93																			
		Rich 77 Rich 71																			
		Rich 61 Rich 57																			
		Rich 48 Rich 46																			
		Rich 43																			
	C A L C A I R E	Rich 40 Rich 37																			
		Rich 29																			
		Rich 27 Rich 25																			
		Rich 23																			
		Rich 17																			
M A R N O C A L C A I R E	C A L C A I R E	Rich 13 Rich 12 Rich 10																			
		Rich 05																			

Fig.29 : Evolution séquentielle de la coupe de Dj.Tuggurt

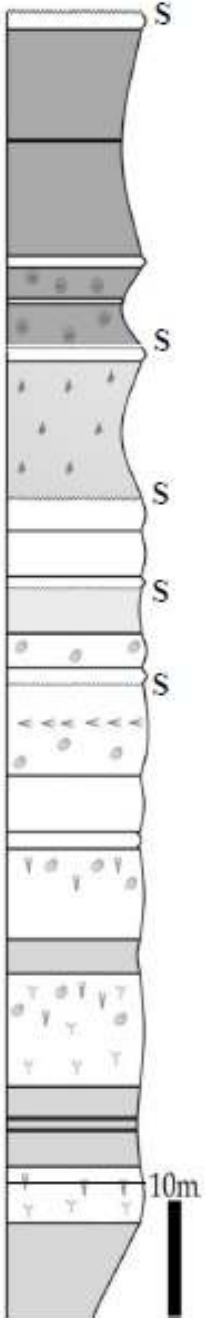
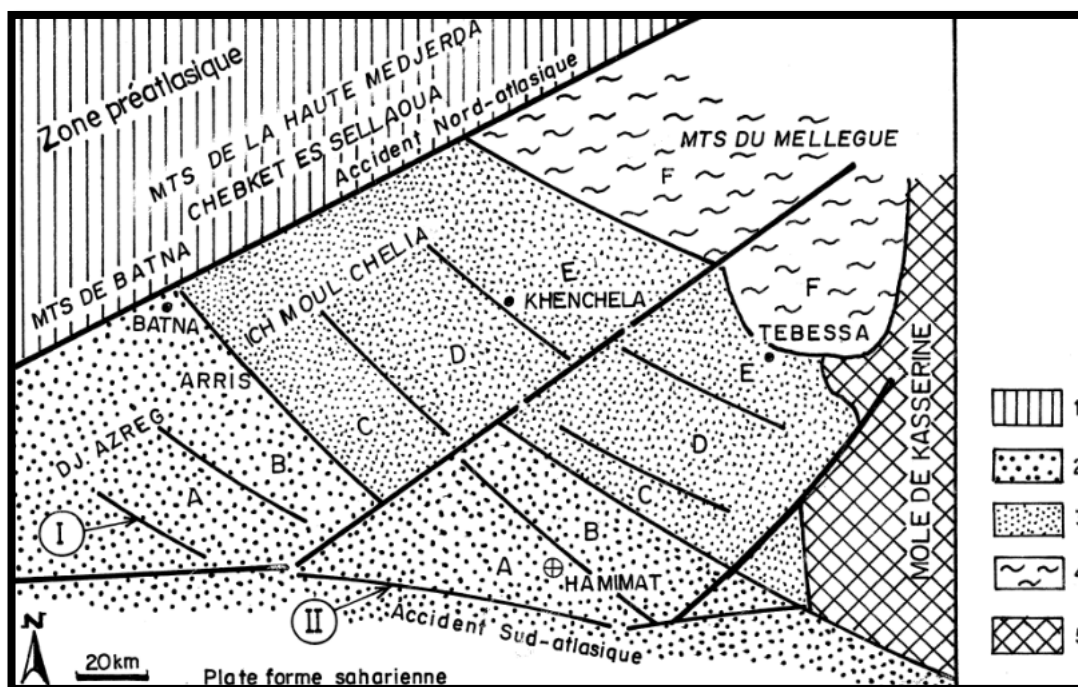
TURONIEN	C O N I A C I E N										Etage									
	C A L C A I R E S					M A R N E S					Formation									
	C1	C4	C8	C11	C12	C18	C19	C23	F4	II10	II12	II13	II14	II15	II17	II18	II19	II20	II22	N°Ech
LITHOLOGIE																				
																				
Eléments figurés																				
Echinodermes																				
Bivalves																				
Rudistes																				
Bryozoaires																				
Algues																				
Gastéropodes																				
Annélides																				
Ostracodes																				
F. Benthiques																				
Glauconite																				
Phosphate																				
TEXTURE																				
M																				
W																				
P																				
G																				
EVOLUTION SEQUENTIELLE																				
Rég Tran																				

Fig.30 : Evolution séquentielle de la coupe de Dj.Ich Ali

Bureau (1986), montre que la sédimentation au niveau des monts de Belezma-Batna était contrôlée par des blocs basculés délimités par des fractures N110°. Cette théorie de blocs basculés est reprise par Herkat et Delfaud (2000), en citant que la sédimentation au niveau de l'Aurès permet de mettre en évidence une organisation en blocs basculés, développés particulièrement dans la moitié méridionale du bassin. Ces blocs basculés sont délimités par des accidents NW-SE à WNW-ESE. Ces derniers ont joué dès l'Albien Terminal et encore probablement au Cénomanién-Turonien. Herkat et Guiraud (2006), signalent que la polarité des blocs basculés est différente au niveau des monts de Belezma-Batna avec un talon vers le Nord-Est et l'Aurès avec un talon vers le Sud-Ouest. Ceci est lié probablement à la faille nord-atlasique qui a joué comme une faille transformante ou zone en relais durant le Crétacé supérieur.

D'après Laffite (1939), durant le Turonien, l'Aurès était un bassin dont le centre s'est localisé dans l'anticlinal de Khenchela avec une sédimentation marneuse épaisse (800 m). Au Sud-Ouest de l'Aurès (Col de Sfa), le Turonien est constitué par des calcaires à rudistes et polypiers à intercalations de gypse (70 m).



1 : zone pré-Atlasique ; 2 : plate-forme ; 3 : transition plate-forme/bassin ; 4 : bassin ; 5 : môle de Kasserine ; A, B, C... : blocs basculés.

Fig.31 : Le Bassin aurésien au Crétacé (Diagramme paléogéographique) (Herkat et Delfaud, 2000).

5.1. Paléogéographie de la région d'étude durant le Turono-Coniacien

La partie septentrionale de l'Aurès et la partie méridionale des monts de Belezma-Batna, s'intègrent dans la paléogéographie d'ensemble.

5.1.1. Le Turonien inférieur (Rampe ou Plateforme non différenciée)

Pendant cette période la région d'étude correspond à un domaine de plateforme non différenciée ou rampe carbonatée. Dans la région de Chaâbet (Dj.Tuggurt) la sédimentation est à dominante carbonatée avec des épisodes récifaux à caprinidés, elle comprend aussi des épisodes marneux. Ces sédiments ont été déposés dans un milieu marin ouvert à l'Est et au Nord-Est avec la Téthys. Les variations de faciès s'effectuent d'une manière progressive depuis des milieux peu profonds restreints au Sud-Ouest (Extrémité orientale de Dj.Metlili (Oued Skhoun)) à des milieux plus profonds et ouverts au Nord-Est (Chaâbet), ceci est dû à une sédimentation qui s'est effectuée sur une paléostructure d'orientation SW-NE à faible pente vers l'Est et le Nord-Est (Yahiaoui, 1990).

5.1.2. Le Turonien moyen (Différentiation de la plateforme)

Vers le Turonien moyen, la différenciation de la plateforme est établie. A cette époque, la sédimentation au niveau du Dj.Tuggurt est carbonatée marneuse. Alors que le taux des carbonates est élevé dans les marnes, ces dernières comprennent des foraminifères planctoniques (Terme II de la formation à dominante marneuse) attestant un domaine de plateforme externe distale. Cette faune diminue vers le sommet, où on observe la présence des rudistes qui témoignent d'une diminution de profondeur (Terme III de la formation à dominante marneuse). Vers le Sud-Ouest, au niveau de Ktef Akhel et Dj.Nador, Yahiaoui (1990) constate une sédimentation de plateforme proximale ouverte qui s'organise en séquences de comblement. A 15 km au Nord-Ouest de Berriche (Tirchiouine), la sédimentation atteste une zone de lagon protégé avec la présence des calcaires à silex peu dolomitisés. Encore vers le Sud-Ouest, selon le même auteur au niveau de la région d'Oued Skhoun (Metlili), la sédimentation s'effectue sous une faible tranche d'eau dans des milieux infratidaux à intertidaux du domaine interne. La plateforme interne et la plateforme externe sont séparées par un fond qui peut être localisé sur le Dj.Tilatou.

5.1.3. Le Turonien supérieur et Coniacien inférieur : (Généralisation)

Le Turonien supérieur dans la région de Chaâbet est représenté par les termes (IV, V et VI de la formation à dominante marneuse), dont la sédimentation marneuse à intercalation des bancs de calcaires est effectuée dans un milieu de plateforme externe attesté par la présence des

ammonites et échinodermes. Au niveau de la partie nord de Dj.Ich Ali on constate une homogénéité de sédimentation, Herkat (1999), cite *“Le Turonien, dans ses parties moyenne et supérieure, est constitué par une épaisse succession de marnes et petits bancs calcaires, dans lesquels une faune de lamellibranches démantelés, particulièrement de petits ostreïdés, et prédominante”*. Vers le Sud-Ouest Yahiaoui (1990), confirme et mentionne que durant cette période la sédimentation est homogène avec des marnes et marno-calcaires à rares ammonites et oursins dans la région de Ktaf Akhal, et marno-calcaires à rares ammonites et oursins dans le Dj.Mzerit Aïcha.

Cette homogénéisation selon le même auteur est le résultat d’une phase de subsidence du plancher marin.

La profondeur diminue ensuite et la sédimentation carbonatée se développe durant le Coniacien inférieur qui est représenté par la formation à dominante calcaire au niveau de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali

5.1.4. Le Coniacien moyen ? (Ennoiement de la plateforme)

Vers le Coniacien moyen le pôle marneux se développe une autre fois par une sédimentation marno-carbonatée au niveau du Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali puis elle devient marneuse franche au niveau de Dj.Ich Ali, ceci est lié à la transgression qui s’est lancée au Coniacien conduisant à l’évolution des faciès de plateforme vers des faciès profonds à foraminifères pélagiques et calcisphères (PEXDT1).

Conclusion

L'analyse faciologique, microfaciologique, diagénétique et séquentielle de la série turonoconiacienne de Dj.Tuggurt et de Dj.Ich Ali, nous a permis de reconstituer un environnement de plateforme où la sédimentation s'est effectuée généralement dans un milieu peu profond à un milieu plus ou moins profond, nous avons pu distinguer:

Sur le plan faciologique

Des faciès de plateforme externe distale: représenté au niveau de la coupe de Dj.Tuggurt par le microfaciès biomicrite à échinodermes et foraminifères planctoniques.

Des faciès de plateforme externe proximale: représentés dans la coupe de Dj.Tuggurt par les microfaciès suivants : biomicrite à gastéropodes, biomicrite à éléments variés, biomicrite à rares foraminifères benthiques, biomicrite à bryozoaires et glauconie, microfaciès à échinodermes dominants et microfaciès à bivalves dominants et au niveau de la coupe de Dj.Ich Ali par : biomicrite à échinodermes, biomicrite à rares échinodermes et foraminifères benthiques et biomicrite à bryozoaires et glauconie.

Des faciès de plateforme moyenne: au niveau de ce milieu la sédimentation est à tendance récifale d'où les conditions de vie sont très favorables, les microfaciès de plateforme moyenne au niveau des deux coupes sont : biomicrite à annélides et rudstone-floatstone à rudistes et foraminifères benthiques.

Des faciès de plateforme interne: représentés au niveau de Dj.Tuggurt par : biosparite à foraminifères benthiques et au niveau de Dj.Ich Ali par biomicrite à foraminifères benthiques, biomicrite à éléments variés, biosparite à gastéropodes et bivalves et biosparite à bivalves, gastéropodes et échinodermes.

Sur le plan diagénétique

L'analyse des phénomènes diagénétiques nous a permis de distinguer trois phases diagénétiques dont la colonne sédimentaire est passée par :

La diagénèse précoce représentée par les phénomènes suivants: Bioturbation, micritisation et enveloppe micritique, encroûtement, bioérosion, cimentation précoce et lamination.

La diagénèse d'enfouissement: représentée par la cimentation, la minéralisation, la compaction et la recristallisation.

La diagénèse tardive: représentée par la karstification et la dissolution.

Sur le plan séquentiel

L'analyse séquentielle montre la superposition de plusieurs séquences à différentes échelles d'observation :

Les tempêtes : D'épaisseur centimétrique, elles se caractérisent par la surface d'érosion, l'accumulation des tests, des laminations parallèles et une surface souvent bioturbée, deux types se distinguent les tempêtes proximales et les tempêtes distales.

Les séquences binaires : présentant un terme marneux basal et un terme calcareux sommital.

Les séquences klüpfelliennes : C'est la séquence la plus abondante dans la série étudiée leur développement maximal se voit au niveau de la formation à dominante marneuse, elle correspond à une séquence de comblement par progradation de plateforme.

L'empilement de plusieurs séquences forme des mésoséquences qui par leurs tours peuvent former des mégaséquences. Quatre mégaséquences séparées par trois discontinuités majeures, ont été distinguées :

-1^{ère} mégaséquence MT1 d'âge Turonien moyen de tendance générale régressive.

-2^{ème} mégaséquence MT2 d'âge Turonien supérieur, d'une épaisseur de 146.5 m au niveau de Dj.Tuggurt, elle est formée de neuf mésoséquences d'une évolution régressive.

-3^{ème} mégaséquence MT3 d'âge Coniacien inférieur à polarité régressive (92.5 m au niveau de Dj.Tuggurt et 59 m au niveau de Dj.Ich Ali).

-4^{ème} mégaséquence MT4 d'âge Coniacien moyen ?, de tendance transgressive, c'est à ce niveau que la plateforme carbonatée serait ennoyée.

Sur le plan paléogéographique:

La sédimentation au niveau des monts de Belezma-Batna et l'Aurès est effectuée généralement dans un dispositif en blocs basculés limités par des accidents N110°.

Au niveau de la région d'étude et durant le Turonien inférieur la sédimentation s'est effectuée dans un système de rampe ou plateforme non différenciée, vers le Turonien moyen la plateforme se différencie avec une plateforme interne au Sud-Ouest dans la région d'Oued Skhoun, une plateforme externe proximale dans la région Ktef Akhel et Dj.Nador (Yahiaoui, 1990), et une plateforme externe distale au niveau du Dj.Tuggurt. Vers le Turonien supérieur la sédimentation marneuse s'est généralisée dans la région de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali, puis elle devient carbonatée durant le Coniacien inférieur. Vers le Coniacien moyen le régime de plateforme disparaît et les faciès de plateforme seront remplacés par des faciès de bassin.

Chapitre IV :

Analyse

Structurale

1. INTRODUCTION

Située au Nord-Est, dans la partie méridionale des zones externes de la chaîne alpine de l'Algérie orientale, la région d'étude se caractérise par une fracturation bien développée.

L'objectif principal de ce chapitre est de caractériser les déformations tectoniques ayant affecté la région d'étude en se fondant sur les mesures de terrain, la télédétection et les travaux antérieurs.

2. LES EVENEMENTS TECTONIQUES

Les zones externes du fait de leur appartenance africaine enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté-tertiaire (Kazi-Tani, 1986).

La chaîne des Maghrébides s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs, dont le contenu est largement charrié au-dessus des zones externes (Aris, 1994).

Les structures de la chaîne alpine de l'Algérie nord-orientale et leur répartition sont la conséquence de plusieurs événements tectoniques :

2.1. Le Mésozoïque

2.1.1. Le Trias

La période du Trias correspond à une période de distension généralisée, une mer peu profonde provenant de l'Est où persistait la Téthys envahit à partir du Trias moyen la presque totalité des régions autochtones de l'Algérie du Nord et le Sahara septentrional. Cette distension est accompagnée par des coulées volcaniques basiques. (Guiraud, 1973).

2.1.2. Le Jurassique

2.1.2.1. Le Jurassique inférieur

La distension ayant débuté au Trias persiste et provoque une subsidence différentielle qui se poursuit au Crétacé inférieur. (Aris, 1994).

2.1.2.2. Le Jurassique supérieur

Au Jurassique moyen et supérieur et au Crétacé, la tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations latérales de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires (Aris, 1994). Dans l'Aurès, la phase Jurassique supérieur se manifeste par une sédimentation continentale au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable (Laffite, 1939).

2.1.3. Le Crétacé

2.1.3.1. La phase laramienne

Elle affecte le sommet du Turonien et se poursuit au Sénonien. Elle intéresse principalement le domaine pré-atlasique (entre le Chott Chergui et les monts du Hodna) et l'Atlas saharien occidental. La région de Khenchela située au Nord-Est de l'Aurès, semble avoir affectée.

Elle se manifeste par des bombements accompagnés parfois de cassures NW, NE ou ENE (Guiraud, 1973).

2.1.3.2. L'évènement santonien supérieur

Il correspond au premier épisode compressif général enregistré par la plaque arabo-africaine durant le cycle alpin (Guiraud et al, 1987, Guiraud et Bellion, 1995). Elle est manifestée par des plis isoclinaux et le métamorphisme de quelques unités telliennes, le plissement des grands domaines de l'Atlas saharien et les hauts plateaux. Cette phase résulte l'inversion ou le plissement des bassins de direction E-W vers ENE-WSW suite à la compression N160° (Guiraud et al, 2005). Marmi et Guiraud (2006), mentionnent que cet évènement présente des échos mineurs dans le môle constantinois et ses régions voisines (domaine pré-atlasique et atlasique). Chadi (1991), signale la présence d'un évènement tectonique qui a eu lieu au Sénonien inférieur au niveau des monts d'Aïn M'lila, il peut être rattaché probablement à l'évènement santonien supérieur.

2.1.3.2. L'évènement compressif maastrichtien

Un évènement tectonique compressif s'est opéré durant le Maastrichtien moyen à supérieur, dans le domaine atlasique, cet évènement est décrit par Guiraud (1973) dans le synclinal d'El Kantara, localisé au Sud-Ouest de l'Aurès où une lacune au sommet du Maastrichtien renfermé par des formations paléocènes probables (Marmi et Guiraud, 2006).

2.2. Le Cénozoïque

La période du Tertiaire a connu la poursuite de plusieurs phases majeures qui sont les responsables de la structuration du Nord de l'Algérie.

2.2.1. La phase éocène

Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (Guiraud, 1973), Fini-lutétienne (Durand-Delga, 1969, Raoult, 1974), phase Lutétien-Burdigalien moyen (Bouillin, 1971), Priabonienne (Vila, 1980).

A l'échelle de la plaque africaine, la direction majeure du raccourcissement est $\sim 160^\circ$ (Guiraud et Al, 2005).

Selon Guiraud (1973) cette phase est la responsable sur des grands plis symétriques de direction générale de N60°. Elle entraîne aussi des décrochements conjugués synchrones aux plis, dont les dextres ont une orientation NW-SE et les senestres avec une direction NE-SW. Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW parallèles aux axes de plis.

L'émersion du massif de l'Aurès est considérée comme une conséquence principale de cette phase (Laffitte, 1939). Dans les monts de Belezma-Batna, elle débute par la surrection rapide et l'émersion du relief qui entraîne le comblement du bassin d'El Kantara par des conglomérats, comblement aussitôt suivi d'une tectogenèse intense. (Bellion, 1972).

2.2.2. Les phases miocènes

Deux phases sont reconnues une phase au Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien) et une autre phase située au Miocène supérieur (Tortonien).

2.2.2.1. Phase compressive du Burdigalien

Une déformation compressive générale s'est manifestée au Burdigalien à travers tout le Nord-Ouest de la marge de la plaque africaine (Guiraud et al. 2005).

Entre le massif de Metlili (Ouest de l'Aurès) et l'Ouest des monts de Belezma, Guiraud (1990) a décrit une discordance caractérisée par des séries rouges du Miocène 1 (Aquitaniens) recouvertes par des formations marines ou lagunaires du Miocène2 (Langhien).

Le raccourcissement de cet événement compressif, probablement orienté NE-SW (N40°-N50°) est différent de ceux qui le précèdent. (Marmi et Guiraud, 2006)

2.2.2.2. Phase tangentielle tortonienne

Pour Vila (1980), c'est la phase tortonienne majeure, à vergence sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne et elle est responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites».

Cette phase est annoncée par le changement de sédimentation du Pliocène inférieur traduisant le début de la surrection qui s'est manifestée, à la suite du serrage des monts de Belezma-Batna entre le front du môle constantinois et l'Aurès, par un rajeunissement important des structures, un jeu d'accidents et une fracturation renouvelée, (Bellion, 1972). Le raccourcissement de cet événement est d'une direction subméridienne à méridienne (Vila, 1980,

Chadi, 1991, Coiffait, 1992, Arris, 1994...) et elle a engendré des plis d'extension modérée de direction E-W dans l'Aurès (Laffite, 1939).

2.3. La tectonique récente

Dans le domaine atlasique (Est de Biskra) le long de la flexure saharienne qui correspond à la limite méridionale de l'Aurès, Guiraud (1973) puis Aïssaoui (1984) ont décrit des formations villafranchiennes affectées par des failles inverses E-W et des décrochements dextres d'une orientation E-W à NW-SE. Les analyses des macros et microstructures confirment qu'un évènement compressif d'un raccourcissement subméridien a pris sa place au début du Quaternaire (in Marmi et Guiraud, 2006).

La tectonique récente en Algérie du Nord, exprime la poursuite de la déformation en compression de la bordure septentrionale de la plaque africaine (Frizon de Lamotte et al, 2000). En effet, les séismes en Algérie du Nord sont produits généralement par des plis-failles ou failles inverses de direction NNE–SSW, Les séismes peuvent également se produire le long de la suture qui accole les Kabylides au domaine externe tellien.

Les différents mécanismes au foyer, témoignent d'un raccourcissement, selon une direction N140°E dans les régions occidentale et centrale (Bezzeghoud et Al (1996), Stich et Al (2003)). Lorsqu'on passe dans la région orientale du pays, l'ensemble des mécanismes focaux des séismes récents apparaissent plutôt décrochants (in Yelles-Chaouche et Al, 2006).

Phase tectonique	Direction de raccourcissement (NE algérien)	Chronologie des évènements compressifs
$\phi 1$	N130°-135°E	Maastrichtien (68- 65Ma)
$\phi 2$	N155°-160°E	Partie inférieure de l'Eocène supérieur (~ 37 Ma)
$\phi 3$	N40°-50°E	Aquitanién-Burdigalien (21-18 Ma)
$\phi 4$	N140°	Tortonien (~8.5 Ma)
$\phi 5$	NNW-SSE à N-S	Quaternaire inférieur (~1.5 à 1.8 Ma)

Fig.32 : Tableau synoptique des phases compressives reconnues dans le môle constantinois et les régions voisines (Marmi et Guiraud, 2006)

3. CONTEXTE STRUCTURAL DES MONTS DE BELEZMA-BATNA ET DE L'AURES

3.1. Les monts de Belezma-Batna

C'est un massif d'environ 76 km de long et de largeur variable (8 à 10 km à l'Est de Oued Chaâbat, 20 km à l'Ouest de cette localité). Les monts de Belezma-Batna selon Guiraud (1973), forment le prolongement oriental des monts du Hodna, cependant il est difficile de les rattacher à l'Atlas Tellien ou à l'Atlas Saharien, entre lesquels ils sont écrasés.

Il s'agit d'un anticlinal dissymétrique de direction moyenne N70°E et dont le flanc sud, vertical à inverse, est plus redressé que son flanc nord.

3.1.1. Le massif de Dj.Tuggurt

Le Dj.Tuggurt culmine à 2090 m, constitue le point le plus élevé de la ligne méridionale des monts de Belezma-Batna. Il forme un chaînon montagneux de 8 km de long sur 6 km de large.

Au cœur d'une structure comparable à un pli faille, le Dj.Tuggurt proprement dit est constitué d'une série jurassique normale, pendant au Nord-Ouest, au Sud de la quelle se succèdent différents terrains du Crétacé à pendage sud-est qui du Sud vers le Nord augmente jusqu'à devenir vertical dans le Barrémien. L'Oligo-Miocène repose sur les terrains crétacés en discordance par l'intermédiaire d'une surface ravinée. (Bureau, 1967). Le Dj.Boukezzaz -localité de la coupe- forme la partie sud-est de Dj.Tuggurt, formé par des terrains du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Sénonien inférieur), est affecté par un système de faille, comme l'indiquait la projection stéréographique de directions NW-SE, N-S et NE-SW (Fig.34b).

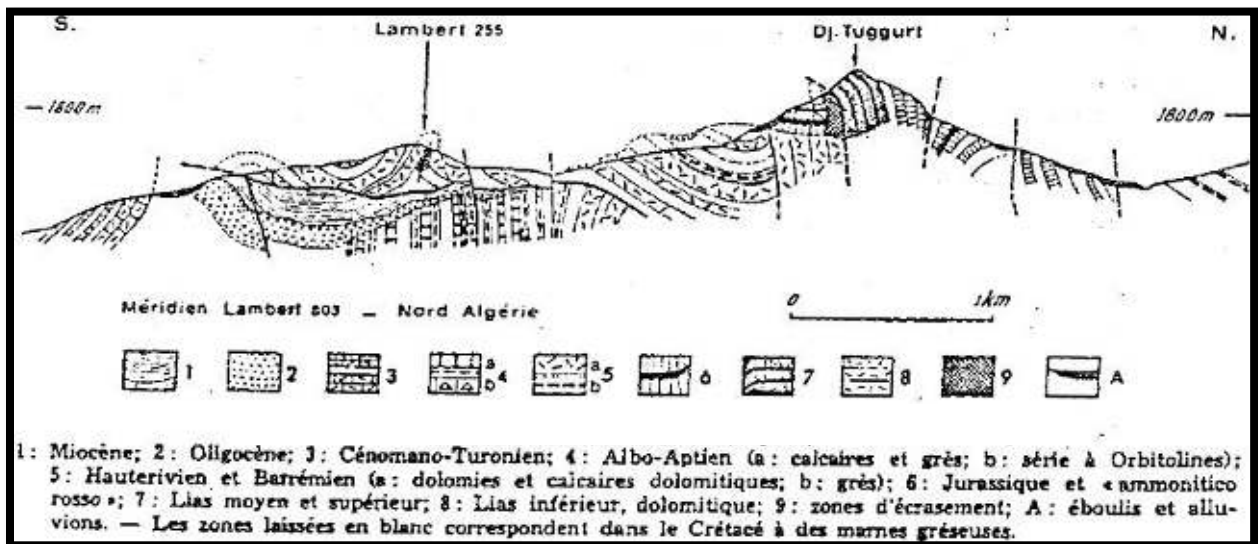


Fig.33 : Coupe géologique de Dj.Tuggurt (Bureau, 1967)

3.1.1.1. Projections stéréographiques (Fig.34):

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N65°E	42°SSE	N55°E	45°SSE
N58°E	34°SSE	N62°E	58°SSE
N67°E	40°SSE	N55°E	45°SSE
N60°E	25°SSE	N55°E	50°SSE
N57°E	40°SSE	N50°E	45°SE
N70°E	16°SSE	N60°E	37°SSE
N54°E	35°SSE	N60°E	54°SSE
N50°E	34°SE	N68°E	34°SSE
N50°E	37°SE	N52°E	47°SSE
N54°E	50°SSE		

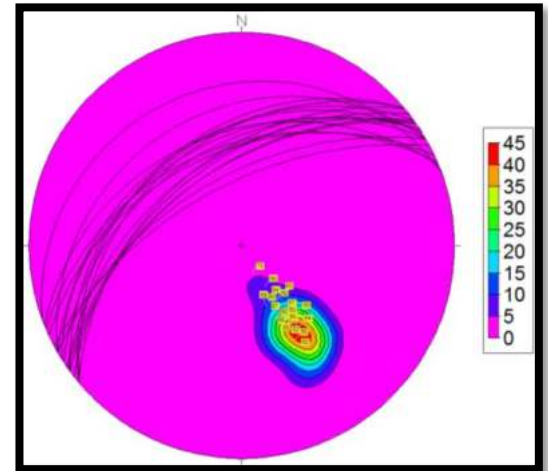


Fig.34a: Plans de stratification (hémisphère sup) (Direction moyenne : N58°E)

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N155°E DD	84°WSW	N135°E DD	82°SW
N175°E DD	85°WSW	N155°E DD	85°WSW
N135°E DD	80°SW	N128°E DD	76°SW
N135°E DD	80°SW	N160°E DD	85°WSW
N130°E DD	86°SW	N135°E DD	70°SW
N60°E FN	25°NW		
N130°E DD	80°SW		
0°E FN	60°E		
N145°E DD	79°SW		
N15°E FN	82°WNW		

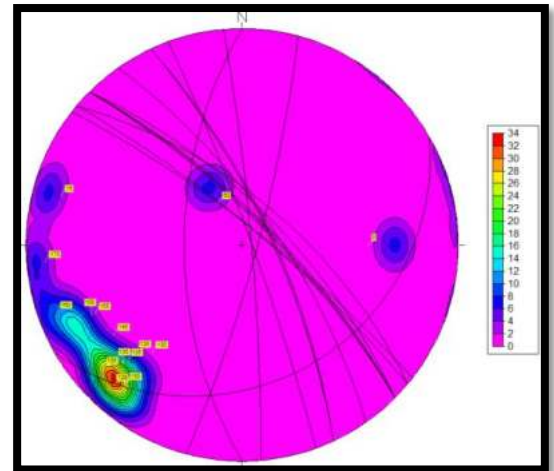


Fig.34b: Plans de failles (hémisphère sup) (Directions moyennes : N140°E, ~ N-S et N60°E)

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N152°E	77°WSW	N135°E	10°NE
N130°E	60°SW	N135°E	20°NE
N145°E	85°NE	N142°E	76°SW
N133°E	75°SW	N120°E	18°SSW
N110°E	90°	N173°E	80°WSW
N142°E	82°SW		
N140°E	15°SW		
N118°E	70°SSW		
N130°E	65°NE		
N115°E	80°SSW		

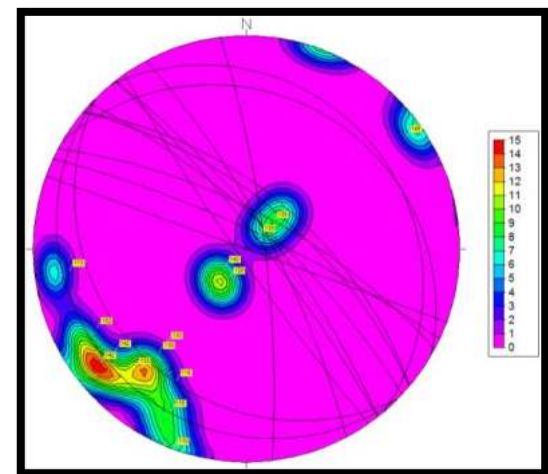
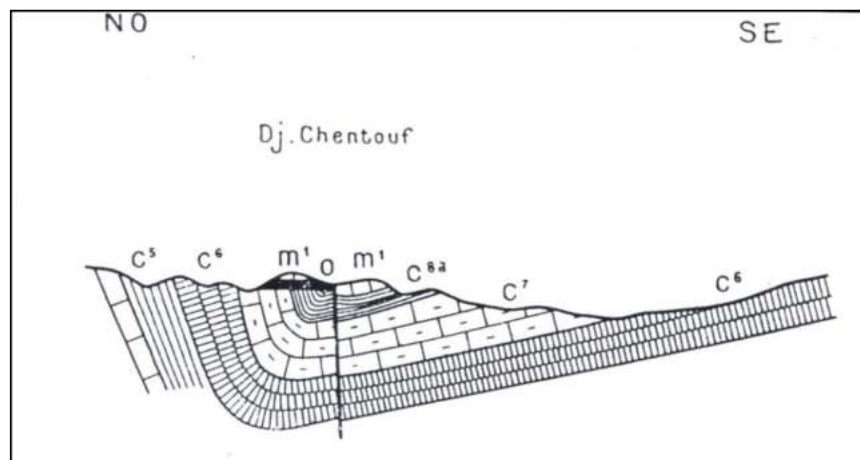


Fig.34c: Plans de diaclases (hémisphère sup) (Directions moyennes : N132°E, et ~ N-S)

3.2. Le Synclinal de Batna-Aïn Touta

Constitue une aire de transition entre les deux domaines, préatlasique et atlasique. Le synclinal de Batna-Aïn Touta est une structure de direction NE-SW, d'environ 40 km de longueur et de 5 à 7 km de largeur, formée essentiellement de marnes sénoniennes recouvertes par des alluvions récentes dans le synclinal par place (Dj.Chentouf, Tigri, Lambiridis à environ 800 m au Sud-Ouest d'El Ghadjatti sur le bord de la route de Batna-Biskra). Les marnes sont surmontées en discordance par des assises détritiques continentales associées à des calcaires marins du Miocène. Le flanc sud du synclinal est affecté par une faille qui met le Miocène en contact avec les calcaires du Coniacien de l'anticlinal Ich Ali (Yahiaoui, 1990).



C⁵ Cénomaniens ; C⁶ calcaires turoniens ; C⁷ marno-calcaires sénoniens inférieurs ; C^{6a} marnes du Campanien inférieur ; o poudingues ; m¹ Burdigalien

Fig.35 : Coupe du synclinal d'Aïn Touta. Echelle 1/100.000^e (Laffite 1939)

3.3. Le massif de l'Aurès

Le massif de l'Aurès constitue le cœur du domaine atlasique, il est essentiellement constitué de plis vastes (plus de 50 km de long pour l'anticlinal du Dj.Azreg, plus de 70 km pour le synclinal de Rhassira), assez réguliers et souples, dont l'orientation est voisine de N60°E, bien que les anticlinaux soient généralement déjetés vers le Sud, les plis n'en demeurent pas moins isopaques dans l'ensemble (Guiraud, 1973). Cette direction est engendrée par la phase atlasique (Laffitte, 1939).

3.3.1. Les grands axes de l'Aurès

L'analyse du schéma structural (Fig.37) réalisé par Ghandriche (1991), la carte de Laffite

(1939) et le modèle numérique de terrain (Fig.2), permet de distinguer six axes de plis constituant l'ensemble de l'Aurès :

3.3.1.1. Axe anticlinal de Dj. Ahmer, Dj. Metlili, Dj. Ich Ali, Dj.Bouarif

D'une direction NE-SW formant les premiers reliefs septentrionaux de l'Aurès, d'Est en Ouest il est séparé des monts d'El Hodna par Chott el Hodna, et des monts de Belezma-Batna par le synclinal de Batna-Aïn Touta et la plaine d'El Maâdher. Cette dernière est séparée du bassin de Timgad par Dj.Bouarif. L'axe est affecté par des décrochements dextres de direction NW-SE.

a. L'anticlinal du Dj.Ich Ali

L'anticlinal de Dj.Ich Ali appartient à la partie septentrionale de l'Aurès et séparé des monts de Belezma-Batna par le synclinal Batna-Aïn Touta. Il apparaît comme un bombement de direction NE -SW à cœur formé de marnes et de calcaires du Cénomaniens. Les flancs nord et sud sont constitués par des assises turono-coniaciennes à faible pendage. L'anticlinal est affecté par un système des failles de directions NW-SE, NNE-SSE à NE-SW, ou parfois ~ E-W (Fig.36b).

L'extrémité occidentale de l'axe de l'anticlinal a subi un affaissement et se prolonge sous les alluvions de la plaine quaternaire d'Aïn Touta. Dans sa partie orientale il a subi une torsion dextre causée par l'accident Batna-Oued Mellagou.

α.1. Projections stéréographiques (Fig.36):

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N102°E	6°NNE	N100°E	12°NNE
N80°E	28°NNW	N50°E	13°NW
N69°E	15°NNW	N46°E	10°NW
N75°E	8°NNW	N98°E	10°NNE
N80°E	20°NNW	N70°E	10°NNW
N75°E	23°NNW	N69°E	16°NNW
N72°E	20°NNW	N50°E	19°NW
N49°E	15°NW	N52°E	20°NW
N66°E	16°NNW	N37°E	17°NW
N50°E	11°NW	N46°E	25°NW

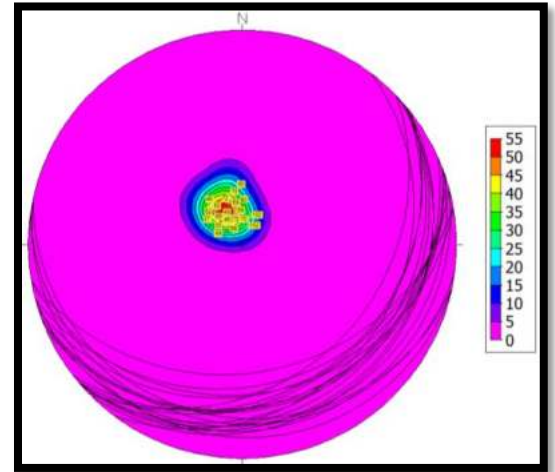


Fig.36a: Plans de stratification (hémisphère sup) (Direction moyenne : N67°E)

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N130°E DD	80°SW	N60°E DD	85°SSE
N152°E DD	85°WSW	N127°E DD	85°SW
N158°E DD	80°WSW	N145°E DD	75°SW
N145°E DD	80°SW	N125°E DD	70°SW
N155°E FV	90°	N160°E DD	80°WSW
N100°E FI	17°NNE		
N13°E FN	70°WNW		
N25°E FI	71°WNW		
N10°E DS	80°WNW		
N90°E FI	75°N		

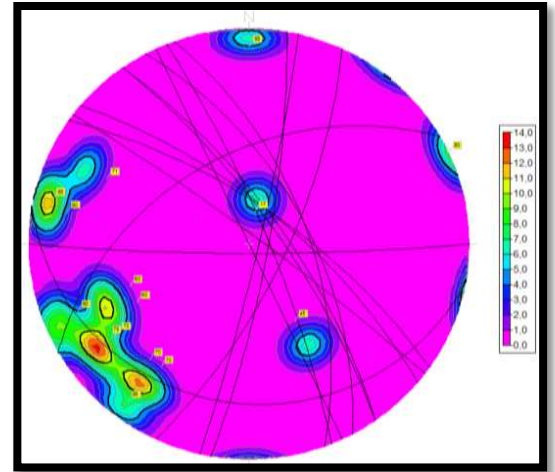


Fig.36b : Plans de failles (hémisphère sup) (Directions moyennes : N144°E, N83°E et N16°E)

Direction	Pendage	Direction	Pendage
N150°E	90°	N148°E	78°SW
N98°E	90°	N125°E	70°SW
N162°E	80°WSW	N133°E	83°SW
N80°E	78°NNW	N138°E	85°SW
N154°E	73°WSW	N128°E	80°NE
N90°E	75°S		
N143°E	69°SW		
N137°E	85°SW		
N142°E	75°NE		
N155°E	75°WSW		

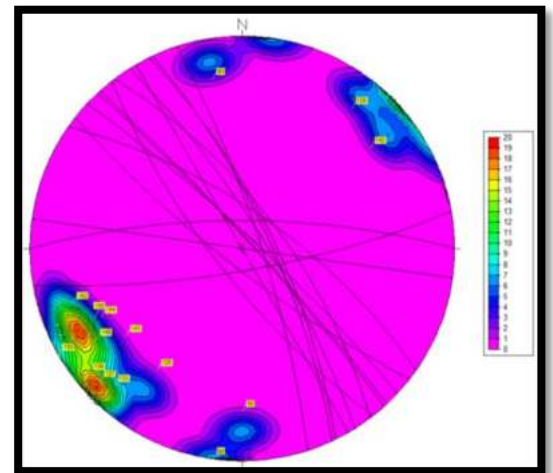


Fig.36c: Plans de diaclases (hémisphère sup) (Directions moyennes : N143°E et ~ E-W)

3.3.1.2. Axe anticlinal Mékrizane –Dj.Haouidja –Igguedelène

De moindre importance, il est séparé de l'axe précédent par le synclinal d'El Kantara et le synclinal étroit de l'Oued Fedhala. Il présente une direction générale WSW-ENE, puis SW-NE et enfin presque E-W vers la terminaison orientale de l'anticlinal d'Igguedlène. Ce dernier est le plus important de cet axe, il présente une structure semblable à celle de Dj.Ich Ali, il est formé d'un cœur cénomanien flanqué par le Turonien et le Sénonien (Laffite, 1939).

3.3.1.3. Le synclinal de Bouzina

C'est un vaste synclinal très allongé s'étend depuis le bassin miocène de l'Outaya au bassin néogène du Timgad. La largeur moyenne est de 5 km. La direction est NE-SW. Il est formé par des formations sénoniennes et dans sa grande partie par des formations tertiaires. Il se resserre vers le Nord-Est. Au Sud-Ouest, on note la présence de Dj.Bouss formant un anticlinal à formations calcaires maastrichtiennes et éocènes subdivisant le synclinal de Bouzina en deux. Le Dj.Bouss est considéré comme un simple repli par Laffite (1939).

3.3.1.4. Axe du Dj. Azreg –Ichmoul –Chélia

Il s'étend de la dépression d'El Outaya jusqu'à celle de Timgad-Khenchela. Le Dj.Azreg s'étend de l'Outaya au Sud-Ouest jusqu'à la plaine de Médina au Nord-Est. Dans sa partie sud-ouest, il est formé par plusieurs culminations formées du Turonien séparées par des synclinaux à cœur oligocène. L'altitude augmente vers le Nord-Est en passant par le Cénomanien et le Crétacé inférieur, pour atteindre son maximum au centre du massif formé par des séries jurassiques (Kimméridgien supérieur et Portlandien). A ce niveau, on observe l'importante intrusion triasique au Nord du cœur du massif. Vers la terminaison nord-est, le massif est tronqué par une importante faille NW-SE mettant en contact l'Aptien et l'Albien avec le Cénomanien. Le Dj.Ichmoul-Chélia situé un peu vers le Sud-Est, est coupé par l'importante faille de Médina et séparé par la plaine portant le même nom, il est formé essentiellement par le Barrémien, l'Aptien, l'Albien, le Cénomanien et le Turonien. (Laffite, 1939).

3.3.1.5. Le synclinal de Rhassira

Plus important que celui de Bouzina, formé par des terrains tertiaires. Le Danien, le Paléocène, le Landinien, le Lutétien et l'Oligocène occupent les deux tiers nord-est tandis que le Miocène et le pliocène occupent surtout la partie sud-ouest. (Laffite, 1939). Il présente la même direction NW-SE, et de même il resserre vers sa partie nord-est (largeur jusqu'à 1 km), le resserrage s'effectue seulement de son flanc méridional où la direction devient NNE-SSW au

niveau de la région de Djarallah et Dj.Bou Irhed puis elle revient NW-SE au niveau de Kef Ben el Aloun et Kef Yedmamene. Le flanc septentrional demeure rectiligne avec une direction N65°.

3.3.1.6. Axe Taktiout–Toubount-Khenchela

Constitue l'axe le plus important de l'Aurès, il occupe une grande superficie avec une largeur qui peut atteindre 25 km (Dj.Toubount). Limité au Sud par la flexure sud-atlasique et au Sud-Est par les monts de Nemamcha.

Du Sud-Ouest au Nord-Est, on peut différencier le Dj.Taktiout coincé entre le synclinal de Rhassira et l'accident sud-atlasique formé par des terrains du Crétacé supérieur et des formations tertiaires vers le Sud. Vers la partie centrale de l'axe, le Dj.Toubount forme un large anticlinorium, formé par le Cénomaniens, le Turonien dans sa grande partie et le Sénonien inférieur, la série continue vers le Sud et le Nord avec le Sénonien et le Tertiaire (Laffite, 1939). Cet ensemble est affecté par une faille normale NW-SE (Ghandriche, 1991). La partie nord-est de l'axe est dominé par l'anticlinal de Khenchela, séparé du Dj. Chélia par le Dj.Aourès et du Dj.Toubount par le sous-bassin versant d'Oued Mellagou. C'est un anticlinal de direction N60°, formé par le Barrémien, l'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens. Le Dj.Djahfa situé au Sud-Est est formé par des terrains du Crétacé supérieur. Le Dj.Aourès est formé du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien inférieur. (Laffite,1939)

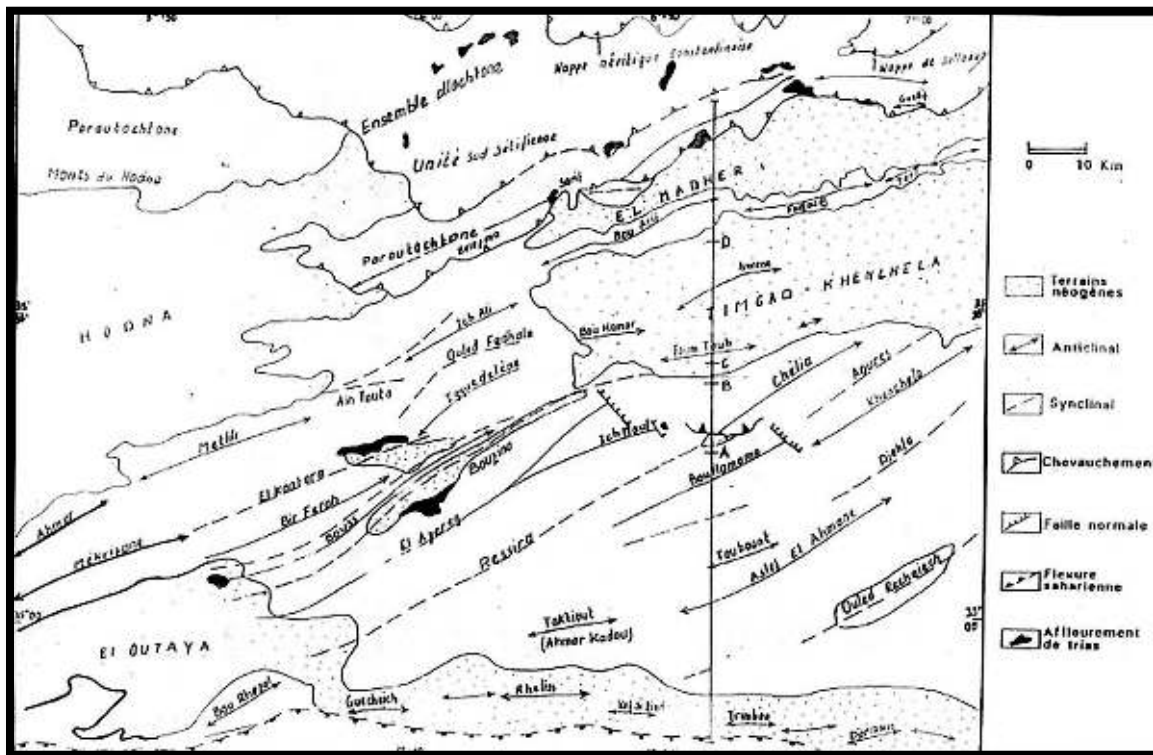


Fig.37: Schéma structural de l'Aurès (Ghandriche, 1991)

4. APPORT DE LA TELEDETECTION

Les techniques de la télédétection ont ouvert une nouvelle ère dans la cartographie géologique. La télédétection est considérée comme un outil efficace et largement utilisée en géologie, en prouvant son extrême bénéfice par la production des informations sur des sites qui sont dangereux ou difficiles à accéder.

Les images satellitaires corrélées à des données de terrain peuvent être un outil performant pour la cartographie géologique.

4.1. Définitions

4.1.1. La télédétection

Le mot télédétection désigne toute technique qui permet d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le terme « remote sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des nouveaux capteurs viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition selon le Centre Canadien de Télédétection (2014) est la suivante : *«La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information».*

4.1.2. Les systèmes d'informations géographiques (SIG)

Un système d'information géographique (SIG), est un système informatisé de gestion des données, utilisé pour capturer, stocker, gérer, récupérer, analyser et afficher des informations spatiales. Les données capturées et utilisées dans un SIG sont couramment représentées sur le papier ou d'autres types de cartes.

Un SIG diffère des autres systèmes graphiques sur plusieurs niveaux. Tout d'abord, les données sont géoréférencées dans des coordonnées d'un système de projection particulier. Ceci permet un positionnement précis des éléments de surface et maintient les relations entre les éléments cartographiés. En conséquence, les données communément référencées peuvent être superposées pour déterminer les relations entre les éléments de données. Cette fonction de superposition est la base des études de détection du changement à travers des paysages.

Deuxièmement, un logiciel de SIG utilise la gestion des bases de données relationnelles pour assigner une série d'attributs à chaque élément spatial (point, ligne, polygone).

Troisièmement, les SIG fournissent la capacité de combiner diverses données dans une couche composite. (Scurry, 2014).

4.2. Analyse linéamentaire

Les linéaments sont des structures rectilignes ou légèrement incurvées qui apparaissent dans le paysage et qui peuvent correspondre soit à des traits physiographiques liés à la végétation, l'hydrographie ou à la morphologie: crêtes, limites de reliefs; soit à des lignes d'affleurements ou encore à des éléments d'origine structurale: failles, rebroussements de couches, réseau dense de diaclases. Les linéaments peuvent être aussi le reflet de structures profondes (flexures, failles de socle, des plis profonds).

Les cartes linéamentaires sont considérées comme un pas intermédiaire important pour les interprétations géologiques à partir de la télédétection. C'est un système qui utilise les techniques standards de détection des arrêts et lignes. Les traits sont reconnus en utilisant un paradigme de raffinement progressif de la description d'image dans des chaînes d'informations et des fréquences spatiales.

4.2.1. Application des filtres directionnels

Les filtres directionnels sont des filtres spatiaux détectant les contours en améliorant la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image.

En géologie les filtres servent à la détection de structures géologiques et rehaussent les propriétés linéaires qui correspondent à des discontinuités lithologiques ou structurales.

Cette technique est appliquée sur la mosaïque de quatre scènes Landsat 8 (p194r35, p193r35, p194r36 et p193r36) toutes capturées en 2014, couvrant l'ensemble des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès.

L'application des filtres est effectuée selon différents angles et dont deux ont été retenues (45° et 90°), où nous avons constaté que toutes les directions sont bien manifestées.

Pour une meilleure détection d'autres documents ont été utilisés:

- Cartes géologiques et schémas structuraux des travaux antérieurs (Laffite, 1939, Guiraud, 1973, Vila, 1980, Bureau, 1986, Ghandriche, 1991).
- MNT (Aster GDEM, V2) de la région à cartographier.
- Des images satellitaires Landsat 8 en lumières naturelle et en fausses couleurs.

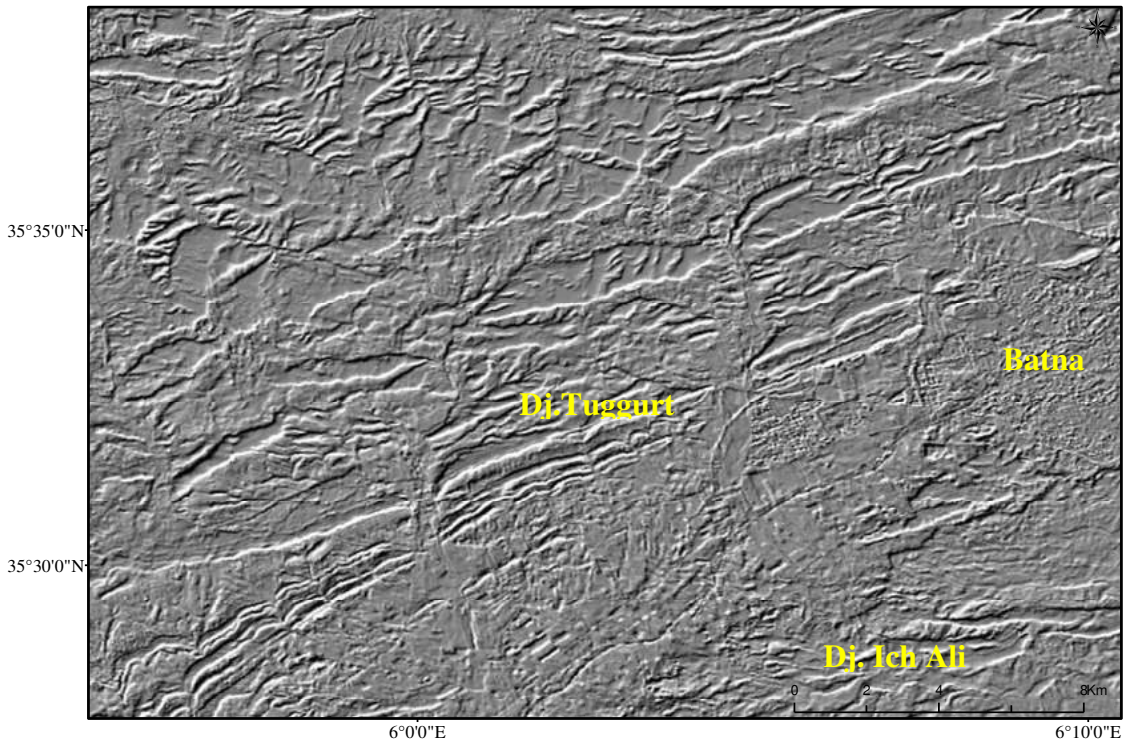


Fig.38: Filtre directionnel 45° (région de Batna)

4.2.2. Résultats et discussion

Le traitement par différentes techniques nous a permis d'obtenir une carte linéamentaire (Fig.40), où on a pu déterminer une population de 5643 linéaments qui se répartissent sur une superficie de 12700 km², avec une densité relativement élevée au Nord.

La longueur des linéaments est variable et comprise entre 0.1 km et 13.5 km avec une longueur moyenne 1.134 Km et une longueur totale de 6401.32 Km. La majorité des linéaments est comprise entre 0.3 Km et 1.16 Km, la quasi-totalité est inférieure à 2 Km (89%). (Fig.39).

Le plus important présente une longueur de 13.5km et une direction de N45°, il est situé au niveau de la partie orientale de Dj.El Azreg et correspond à une importante faille de direction NE-SW qui sépare les terrains aptiens des terrains albiens.

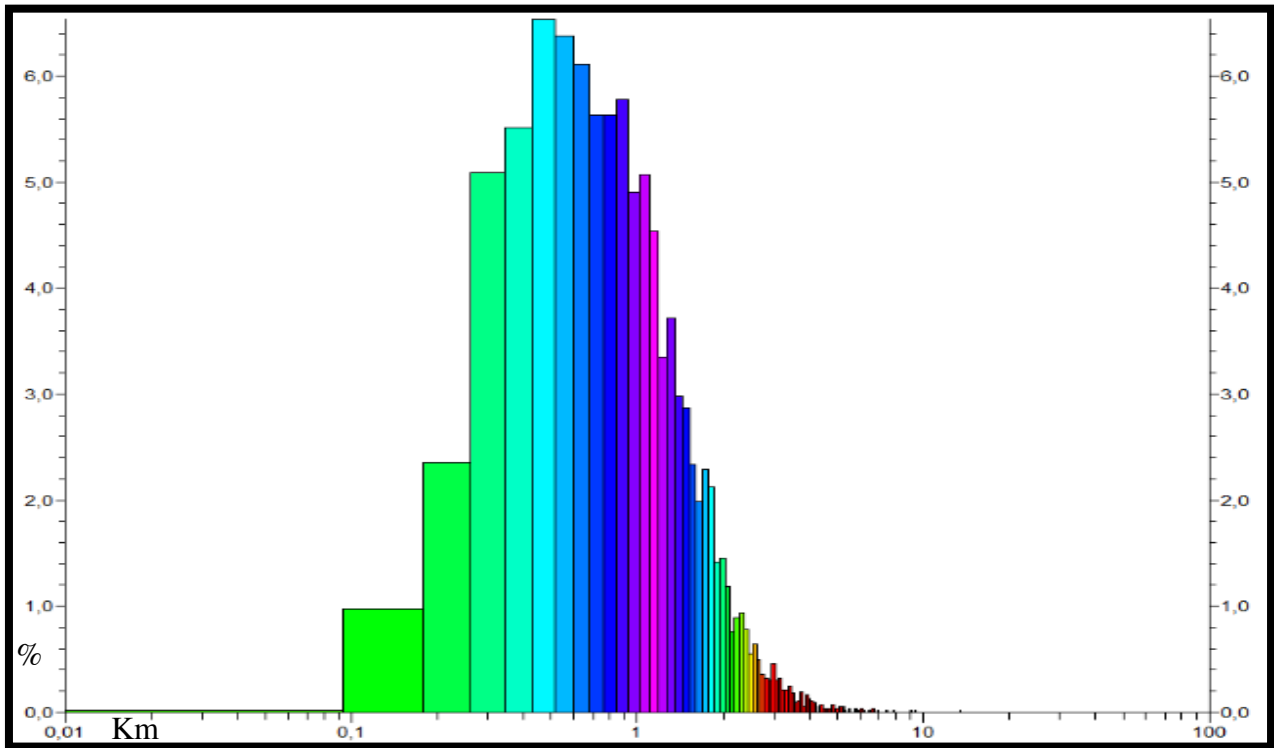
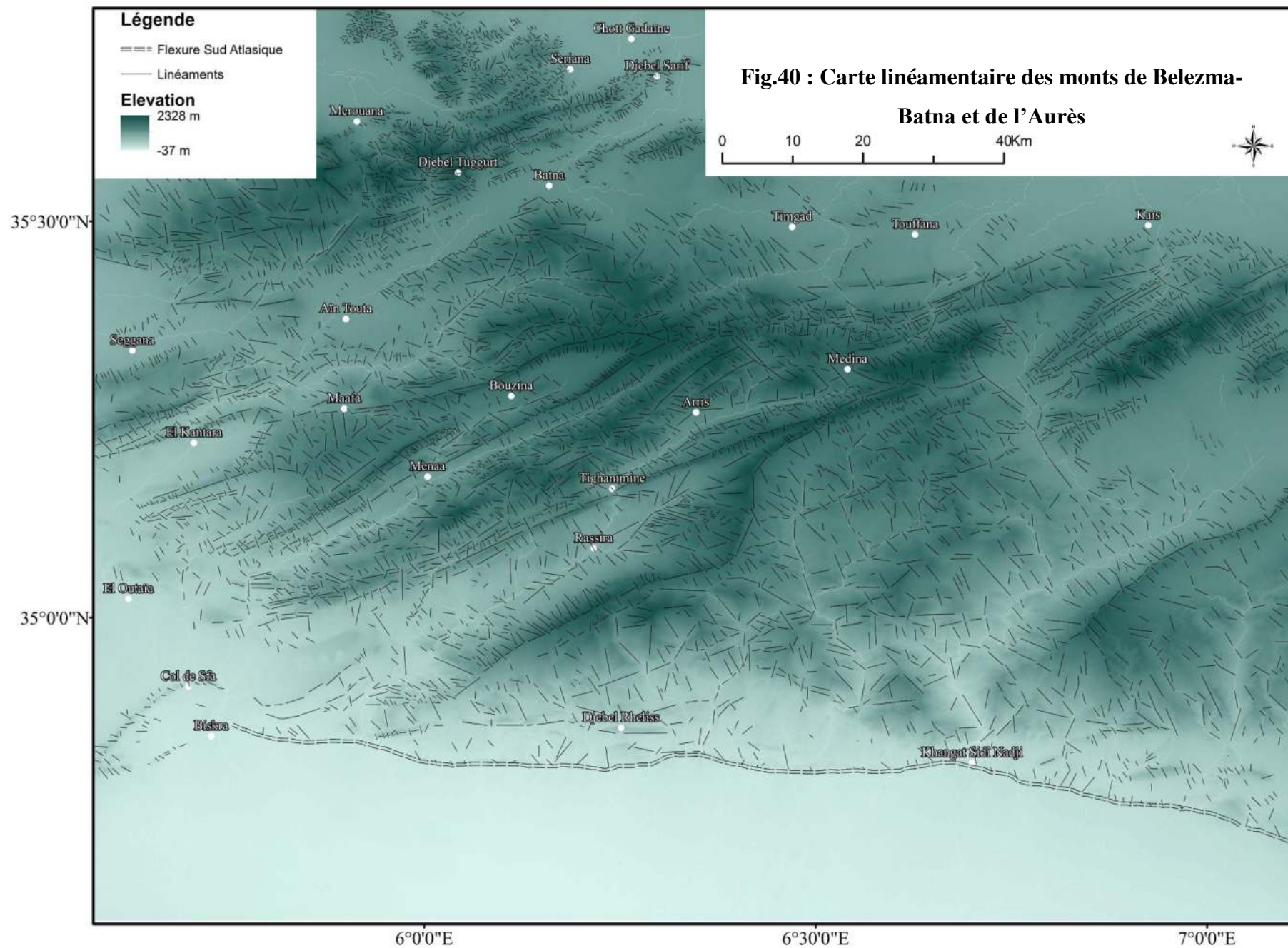


Fig.39: Histogramme des longueurs des linéaments (Echelle logarithmique)

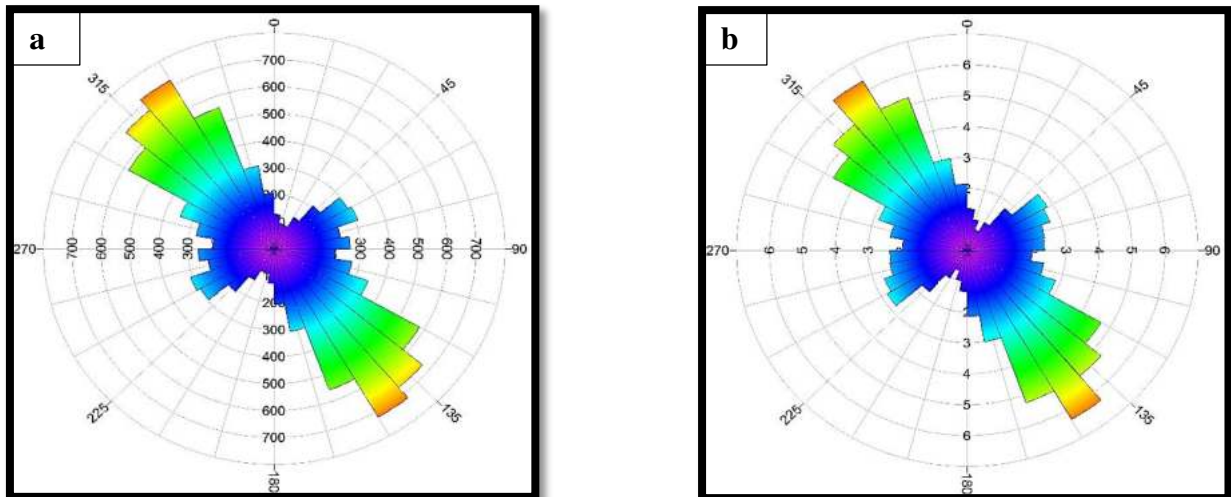
Selon la direction, les linéaments sont regroupés en 18 classes d'un intervalle de 10° , dont le nombre, la longueur totale et le pourcentage de ces deux derniers, ont été calculés pour chaque classe (Fig.41).



Classe	Nombre	Pourcentage (%)	Longueur totale (Km)	Pourcentage de longueur (%)
[0-10[	126	2.2328	170.3587	2.6613
[10-20[	96	1.7012	128.9875	2.0150
[20-30[	93	1.6480	90.4008	1.4122
[30-40[	135	2.3923	133.4080	2.0840
[40-50[	208	3.6859	226.1332	3.5326
[50-60[	294	5.2099	358.3436	5.5979
[60-70[	310	5.4935	342.8548	5.3560
[70-80[	234	4.1467	305.7766	4.7767
[80-90[	263	4.6606	300.5581	4.6952
[90-100[	212	3.7568	252.6571	3.9469
[100-110[	274	4.8555	302.8483	4.7310
[110-120[	347	6.1492	364.7380	5.6978
[120-130[	582	10.3136	600.3049	9.3778
[130-140[	671	11.8908	679.3155	10.6121
[140-150[	721	12.7768	809.7102	12.6491
[150-160[	557	9.8706	672.6294	10.5076
[160-170[	312	5.5289	385.9985	6.0299
[170-180[	208	3.6859	276.2978	4.3162

Fig.41 : Tableau des classes de directions des linéaments

La distribution des linéaments sur la rosace permet de regrouper les linéaments en quatre familles avec une direction moyenne de N132.6° (Fig.42a et b)



a)-Rosace des fréquences, b)-Rosace des longueurs (Pourcentage)

Fig.42 : Rosaces directionnelles des linéaments

4.2.2.1. La famille NW-SE

Constitue la famille la plus fréquente avec un pourcentage de 43.11 % et une longueur totale de 2762 km, elle se répartie sur toute la région avec des longueurs généralement petites à moyennes. La cinématique est généralement décrochante de type dextre.

Dans les monts de Belezma-Batna, les accidents ayant cette direction se caractérisent dans les séries dures par une forte densité de fractures en relais, dans les formations marneuses sont peu visibles mais des faits d'ordre stratigraphique et structural confirment leurs présences (Bellion, 1972). Au Sud-Ouest dans les monts Batna, les couches cénomano-turoniennes plongent d'environ 50° à 60° vers le Sud, à Hamla (Condorcet) et à Chaâbet, puis vers l'Ouest-Sud-Ouest elles deviennent horizontales au Dj.Ktef Akhal (Berriche). Dans ce même secteur, le Miocène marin repose en discordance sur le Turonien supérieur-Coniacien formé d'une seule barre de Calcaires à rudistes et polypiers. (Yahiaoui, 1990).

Au niveau de l'Aurès cette direction se rencontre dans tout le massif et dont l'accident le plus remarquable à l'Ouest du massif est placé entre la pointe du Dj.Metlili et Sidi Khelil (Guiraud, 1973). D'autres grands accidents avec cette direction ont été décrits dans la partie occidentale du massif, comme l'accident NW-SE Metlili Est décrit par Guiraud (1971) et Bellion (1972), il provoque la virgation dextre du périanclinal ouest de Belezma-Batna et il est à l'origine des extrusions de Trias de la région de Menaâ et Maâfa, il s'étend d'Anoual (Boutaleb) au Nord-Ouest jusqu'à la flexure saharienne au Sud-Est ou même plus loin jusqu'à Négrine. Ces deux accidents ont joué en décrochements dextres et correspondent probablement à la géosuture Hodna-Aurès. D'autres failles NW-SE à NNW-SSE ont provoqué la disparition des séries cénomano-turoniennes du Dj.Metlili. Les anticlinaux de Mékrizane et de Bir Ferah sont séparés par un accident NW-SE (Guiraud, 1973).

Plus à l'Est, l'alignement NW-SE Batna-Oued Mellagou décrit par Guiraud (1973) au Sud de Batna dans la partie nord-orientale du massif de l'Aurès correspond à une série de cassure qui a provoqué l'effondrement progressif de la partie septentrionale du massif de l'Aurès et la torsion dextre du périclinal de l'anticlinal de Dj.Ich Ali. Cette faille correspond probablement à la transversale de Béjaïa-Négrine.

Les corrélations sédimentaires, les lignes sismiques et les cartes du substrat profond basées sur les interprétations des données aéromagnétiques montrent la correspondance de ce type

d'accident avec des discontinuités du substrat actives durant l'Albien supérieur et le Turonien inférieur comme failles normales (Herkat, 1999).

Sur le terrain d'étude, cette famille est dominante avec une densité importante, elle se manifeste surtout par des accidents de type décrochement dextre.

4.2.2.2. La famille NE- SW

Cette direction est présente avec un pourcentage de 22.76 % et une longueur totale de 1457 km, les linéaments de cette famille correspondent aux grands axes structuraux générés par la phase atlasique et aux accidents directionnels.

Les failles NE-SW mettent souvent en contact les assises jurassiques (dolomies, ammonitico-rosso du Toarcien) avec les sédiments du Crétacé inférieur (grès et dolomies de l'Hauterivien-Barrémien) au niveau des monts de Belezma-Batna. Au Sud-Ouest de la charnière à terrains jurassiques, de l'anticlinal du Dj.Tuggurt, une faille directionnelle a provoqué le chevauchement du Crétacé inférieur sur le Miocène (Bureau 1967). Plus à l'Est, à une dizaine de kilomètres au Nord-Est de Batna, dans le chaînon de Sarif où l'anticlinal évolue en pli-faille, le Trias vient chevaucher le Jurassique et le Crétacé inférieur (Bureau 1970b). Cet accident devient perturbé par un décrochement dextre où une direction N-S lui aura attribué au niveau de Merfeg El Baroud.

Dans un cadre Régional l'accident Souk Ahras-Batna, se manifeste par la faille qui met en contact le Miocène et le Turonien du flanc Nord du Dj.Ich Ali, (Glangaud, 1951), son prolongement vers le Sud-Ouest a provoqué l'effondrement de la voûte de l'anticlinal du Dj.Metlili.

4.2.2.3. La famille E-W

Ils sont moins nombreux et de moindre importance avec un pourcentage 19.07% et une longueur totale de 1220 km. Ces linéaments correspondent le plus souvent aux structures d'âge miocène (bassin de Timgad) ainsi que les grandes flexures (flexure sud atlasique).

Du Nord vers le Sud les principales cassures sont (Guiraud, 1973) :

-Une cassure de direction E-W limitant le Cénomaniens-Turonien du flanc Sud de Dj. Ich Ali (Bureau, 1972).

-Dans la région de Maâfa-Arbaâ.

-Au Sud du Dj.Chélia entre Médina et Bou Hamama.

-Dans le Cœur du Dj.Azreg et plus à l'Est au niveau de Tighanimine, Tiroura et Aïn Tadjera.

-Dans la région d'Aïn Slat-Djemmorah-Branis.

-Dans la chaîne de Rheliss.

Un accident directionnel, affecte la zone axiale du bombement central des monts de Belezma-Batna, son orientation varie d'Est en Ouest de N80° à N100° E avec des accidents en relais orientés E-W (Bellion, 1972).

Selon les conceptions des allochtonistes cette direction correspond aux fronts des nappes (eg. contact entre la dalle jurassique de Dj.Mestaoua et les assises du Crétacé supérieur de Metrassi).

4.2.2.4. La famille N-S

La famille N-S se rencontre parfois dans la région cartographiée avec une extension généralement locale, le pourcentage est de 15%, la longueur est de 961km. Ces linéaments correspondent le plus souvent aux accidents générés par la phase alpine.

4.3. La superposition

La figure (Fig.43) représente la superposition de plusieurs couches de données :

-Modèle numérique de Terrain.

-Cartes géologiques après la numérisation, le géoréférencement et une légère modification:

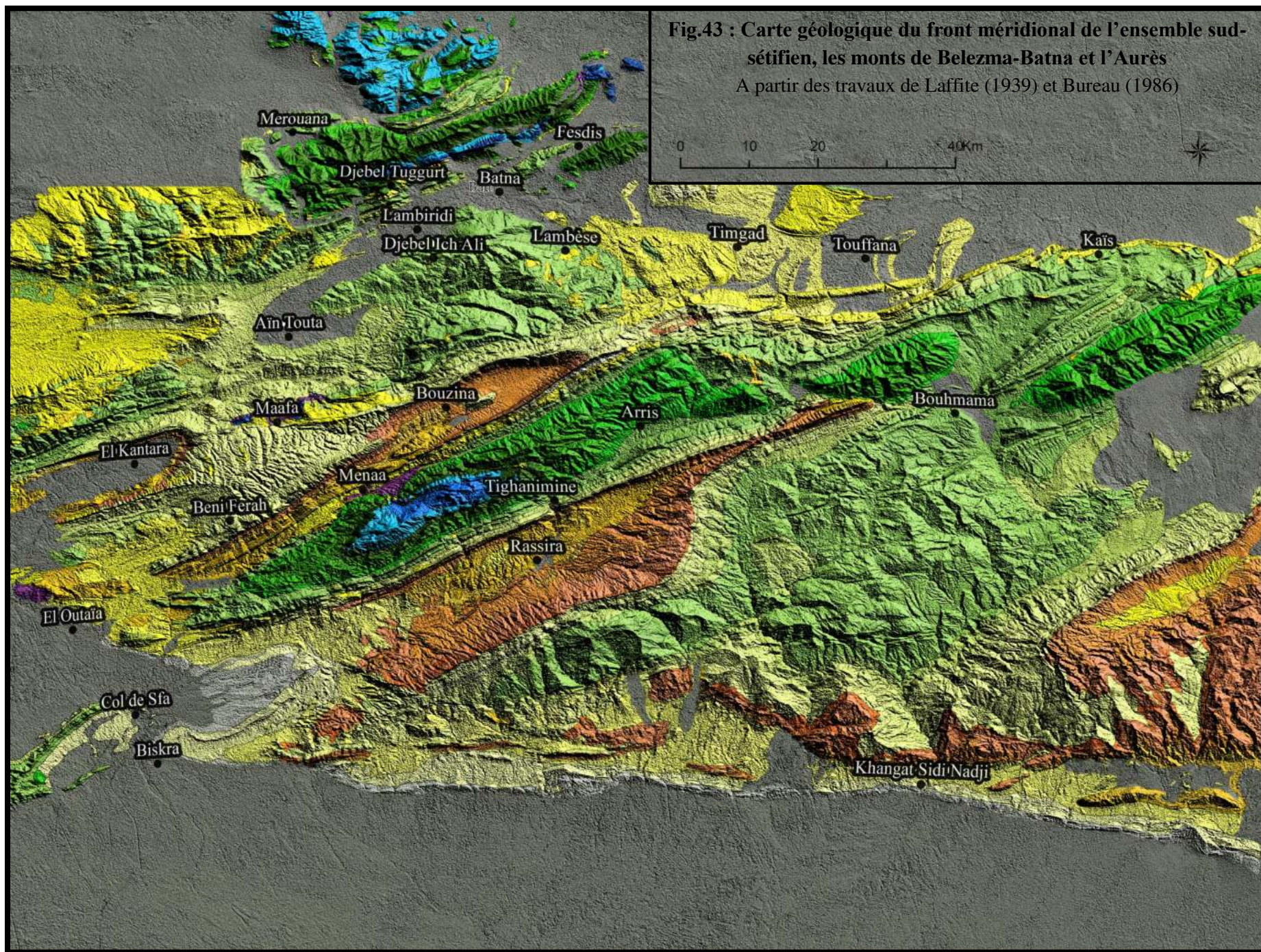
-Esquisse géologique de l'Aurès (1/200 000°) (Laffite, 1939).

-Carte gologique des monts de Belezma-Batna (Bureau, 1986).

-La toponymie.

Les imprécisions de cartographie et de numérisation, la différence des systèmes de projection et des échelles et le rendement des logiciels entraînent certaines irrégularités. Le problème est minimisé en utilisant des techniques superpositions avancées par différents logiciels de traitements d'image.

NB : Au niveau du front méridional de l'ensemble sud-sétifien et les monts de Belezma-Batna, le bleu clair correspond au Jurassique moyen et supérieur et le bleu foncé correspond au Lias.



Légende :



Conclusion

L'étude structurale des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès à partir des données de terrain et de télédétection a permis de constater que la région est passée par plusieurs événements tectoniques qui se succédaient depuis le Trias, néanmoins elle s'est surtout structurée durant le Tertiaire par les phases majeures. Ceci se manifeste, par des grands plis de direction NE-SW générés par la phase atlasique, tandis que la phase alpine a généré les plis E-W d'extension modérée et le rejeu dextre des accidents NW-SE.

Les grands axes des plis du Nord vers le Sud sont :

- Axe anticlinal des monts de Belezma-Batna.
- Le synclinal de Batna-Aïn Touta.
- Axe anticlinal de Dj. Ahmer, Dj. Metlili, Dj. Ich Ali, Dj. Bouarif.
- Axe anticlinal Mékrizane –Dj. Haouidja –Igguedelène.
- Le synclinal de Bouzina.
- Axe du Dj. Azreg –Ichmoul –Chélia.
- Le synclinal de Rhassira.
- Axe Taktiout–Toubount-Khenchela.

L'analyse linéamentaire montre que ces grands axes sont affectés par un système de fracturation important avec des familles d'accidents qui sont regroupées selon leurs directions, selon l'ordre de dominance, ces familles sont :

- La famille NW-SE.
- La famille NE-SW.
- La famille E-W.
- La famille N-S.

Les projections stéréographiques à partir des mesures de terrain permettent de déduire que :

Le Dj. Tuggurt : montre une direction moyenne des couches de N58°E avec un pendage qui prolonge vers le Sud-Est, il est affecté par un système de fractures de directions NW-SE, N-S et NE-SW.

Le Dj. Ich Ali : présente une direction de N67°E avec un pendage vers le Nord-Ouest et il montre des accidents NW-SE, NNE-SSE à NE-SW, ou parfois ~ E-W.

Conclusion

Générale

Conclusion générale

L'étude pluridisciplinaire de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et Dj.Ich Ali montre une série marno-calcaire importante et permis de déduire un nombre assez important d'informations géologiques sur différents plans :

Sur le plan Lithostratigraphique

Trois formations lithologiques datées à base de corrélation ont été distinguées:

-Une formation à dominante marneuse d'âge Turonien moyen à supérieur de 178.5 m d'épaisseur au niveau de Dj.Tuggurt.

-Une formation à dominante calcaire d'âge Turonien supérieur à Coniacien inférieur d'une épaisseur de 105.5 m au niveau de Dj.Tuggurt et 64 m au niveau de Dj.Ich Ali.

-Une formation marno-calcaire d'âge Coniacien inférieur à moyen d'une épaisseur de 111.5 m au niveau de Dj.Tuggurt et 44 m au niveau de Dj.Ich Ali.

Sur le plan sédimentologique

L'analyse faciologique et microfaciologique a permis de distinguer quatre zones de plateforme carbonatée, dont le dépôt de la série s'est effectué:

Faciès de plateforme externe distale : représenté au niveau de la coupe de Dj.Tuggurt par le faciès biomicrite à échinodermes et foraminifères planctoniques.

Faciès de plateforme externe proximale : représentés dans la coupe de Dj.Tuggurt par les microfaciès suivants : biomicrite à gastéropodes, biomicrite à éléments variés, biomicrite à rares foraminifères benthiques, biomicrite à bryozoaires et glauconie, microfaciès à échinodermes dominants et microfaciès à bivalves dominants et au niveau de la coupe de Dj.Ich Ali par : biomicrite à échinodermes, biomicrite à rares échinodermes et foraminifères benthiques et biomicrite à bryozoaires et glauconie.

Faciès de plateforme moyenne: au niveau de ce milieu la sédimentation est à tendance récifale, les microfaciès de plateforme moyenne au niveau des deux secteurs sont : biomicrite à annélides et rudstone-floatstone à rudistes et foraminifères benthiques.

Faciès de plateforme interne : représentés au niveau de Dj.Tuggurt par : biosparite à foraminifères benthiques et au niveau de Dj.Ich Ali par biomicrite à foraminifères benthiques, biomicrite à éléments variés, biosparite à gastéropodes et bivalves et biosparite à bivalves, gastéropodes et échinodermes.

Conclusion générale

L'analyse des phénomènes diagénétiques nous a permis de distinguer trois phases diagénétiques :

La diagénèse précoce : bioturbation, micritisation et enveloppe micritique, encroûtement, bioérosion, cimentation précoce et lamination.

La diagénèse d'enfouissement : cimentation, minéralisation, compaction et recristallisation.

La diagénèse tardive : Karstification et dissolution.

L'analyse séquentielle a montré la superposition de plusieurs séquences à différentes échelles d'observation:

Les tempéstites, Les séquences binaires, Les séquences klüpfelliennes, les mésoséquences et les mégaséquences. Quatre mégaséquences séparées par trois discontinuités majeures, ont été distinguées :

-1^{ère} mégaséquence MT1 d'âge Turonien moyen de tendance régressive.

-2^{ème} mégaséquence MT2 d'âge Turonien supérieur, d'une épaisseur de 146.5 m au niveau de Dj.Tuggurt, elle est formée de neuf mésoséquences d'évolution régressive.

-3^{ème} mégaséquence MT3 d'âge Coniacien inférieur (92.5 m au niveau de Dj.Tuggurt et 59 m au niveau de Dj.Ich Ali) à polarité régressive.

-4^{ème} mégaséquence MT4 d'âge Coniacien moyen ?, de tendance transgressive.

Sur le plan structural

L'étude structurale des monts de Belezma-Batna et de l'Aurès à partir des données de terrain et de télédétection a permis de constater que la région est passée par plusieurs événements tectoniques qui se succédaient depuis le Trias, néanmoins elle s'est surtout structurée durant le Tertiaire par les phases majeures. La phase atlasique a généré des grands plis de direction NE-SW tandis que la phase alpine a généré les plis E-W d'extension modérée et elle a causé le rejeu dextre des accidents NW-SE. L'analyse linéamentaire montre un système de fracturation important avec des familles d'accidents qui sont regroupées selon leurs directions, ces familles sont: la famille NW-SE, la famille NE-SW, la famille E-W et la famille N-S.

A partir des mesures de terrain, le Dj.Tuggurt montre une direction des couches NE-SW et un prolongement vers le Sud-Est, il est affecté par des accidents directions NW-SE, N-S et NE-SW. Le Dj.Ich Ali montre une direction aussi NE-SW avec un pendage vers le Nord-Ouest, il est affecté par un système de fractures de direction NW-SE, NNE-SSE à NE-SW, ou parfois ~ E-W.

Bibliographie

- ABDESSEMED. K. (1984) :** Les problèmes de la dégradation des formations végétales dans l'Aurès (Algérie). Première partie : La dégradation, ses origines et ses conséquences. Forêt méditerranéenne, T VI, N°1, 1984, PP 19-26.
- ADAMS. A.E. et MACKENZIE. W.S. (1998) :** A color atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. - 180 p, 330 Figs, London (Manson).
- AISSAOUI. D. (1984) :** Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Mannda (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse 3^{ème} cycle, université de Strasbourg, 154 p.
- AÏT OUALI. R. (1991) :** le rifting des monts des Ksour au Lias: organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse de doctorat USTHB, Alger, 302p.
- ARIS. Y. (1994) :** Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quadernaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différents phases. Thèse de doctorat, université Nancy I, 215p.
- BALLAIS. J.L. (1981) :** Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie). Thèse de doctorat, université de Paris I, 572 p.
- BATHURST, R.G. (1975) :** Carbonate sediments and their diagenesis. - Dev. Sedimentology, 12, 658 p., 359 Figs.
- BEGHAMI. Y. (2013) :** Ecologie et dynamique de la végétation de l'Aurès : analyse spatio-temporelle et étude de la flore forestière et montagnarde. Thèse de doctorat, université de Biskra, 193p, 79 Figs, 51 Tab, Bibl et annexes.
- BELLION. J.C.Y. (1972) :** Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des monts de Bellezma (Algérie). Thèse 3^{ème} cycle, université de Paris, 221p.
- BENABBES. C. (2006) :** Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat, université de Constantine, 255 p.
- BENMESSAOEUD. H. (2009) :** Etude de la vulnérabilité a la désertification par des méthodes quantitatives numériques dans le massif des Aurès (Algérie).Thèse de doctorat université de Batna 221 p.
- BEZZEGHOUD.M, AYADIA, SEBAIA, AIT MESSAOUD.M, MOKRANE.A, BENHALLOU.H. (1996) :** Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI), Avances en Geofisica y Geodesia 1, ano 1, Ministerio de Obras Publicas, transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico Nacional España, pp. 107–114.

- BOUILLIN. J.P. (1971) :** Découverte de Mésozoïque épimétamorphique au Nord-Est d'El Milia (Petite Kabylie) : la fenêtre des Beni Toufout. Cr Som, Soc, Géol. Fr., fasc. 12, pp. 115-116.
- BOUILLIN.J.P et RAOULT J.F. (1971) :** Présence sur le socle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être néo-autochtone ? I bid., XIII, pp. 338-362, 8fig.
- BOUILLIN. J.P. (1986) :** Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, Bull. Soc. Géol. France 8 (4) pp. 547-558.
- BOULVIN. F. (2013) :** Eléments de sédimentologie et de pétrologie sédimentaire. Page intranet [<http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>].
- BROWN. J.S. (1943) :** Suggested use of the word microfacies. - Economic Geology, 38, pp.325, New Haven.
- BUREAU. D. (1967) :** Description d'un chevauchement sur le flanc méridional du Dj. Tuggurt (Monts de Belezma). C. R. Soc. Géol. Fr. 19 juin, pp. 237-239.
- BUREAU. D. (1970 B) :** Le chevauchement au Sud du Dj. Sarif. Bull. Serv. géol. Algérie, N°45, pp. 65-72.
- BUREAU. D. (1972) :** Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5, pp. 206-207.
- BUREAU. D. (1975 C) :** Esquisse géologique des Monts de Belezma-Aurès, Algérie. Publ.Serv. Carte. Algérie, Bull. N° 45, pp. 75-92.
- BUREAU. D. (1986) :** Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie). Thèse doctorat, université Pierre et Marie Curie, Paris, 441p.
- BUREAU NATIONAL DES ETUDES FORRESTIERES (BNEF) (1986) :** Etude d'aménagement du Parc National de Belezma. Phase II : Inventaire et analyse économique. Bureau National des Etudes Forestières; Blida: 1-- 29.
- CENTRE CANADIEN DE TELEDETECTION (CCT) (2014) :** Notions fondamentales de télédétection, cours tutoriels, 266p.
- CHAABANI. F. (1995) :** Dynamique de la partie orientale du bassin de Gafsa au Crétacé et au Paléogène. Etude minéralogique et géochimique de la série phosphatée Eocène-Tunisie méridionale. Thèse de Doctorat ès-sciences géologiques, université de Tunis II.
- CHADI . M. (1991) :** Etude géologique de monts d' Aïn M'lila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat, université de Nancy I, 191p.

- CHADI. M. (2004) :** Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est algérien). Thèse de doctorat d'état, université de Constantine, 219 p.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PÉTROLE ET DU GAZ NATUREL (CSRPPGN), COMITÉ DES TECHNICIENS. (1983) :** méthodes modernes de géologie de terrain -3 techniques d'échantillonnage, édition : Technip, Paris.
- CHEBBAH. M. (2007) :** Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra. Thèse de Doctorat d'état université de Constantine, 410 p., Annexe, 10 Planche, 9 tableaux.
- COIFFAIT. P.E. (1992) :** Un bassin post-nappes dans son cadre structural: L'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat d'état, université de Nancy I, 501p.
- COJAN.I et RENARD.M. (2006) :** Sédimentologie, livre édition : Dunod, Paris, 444 p.
- COQUAND. (1862) :** Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. Mem. Soc. Emul Provence, Marseille, 8.
- CUVILIER. J. (1952) :** La notion de microfacies et ses applications. - VIII Congr. Naz. Metanoae Petrolio, sect. 1, Paris
- DELARTIGUE LT COLONEL (1904) :** Monographie de l'Aurès, Constantine ,1904. 285p.
- DELFAUD. J. (1974) :** Typologie scalcaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVI, n°, p.643-652.
- DELFAUD. J. (1986) :** Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques, Bull. Cent. Rech. Explor. Elf Aquit. De Pau 10 (2) 509–535.
- DHONDT. A.V et DIENI. I. (1992) :** Non-rudistid bivalves from Cretaceous rudist formation. - Geologica Romana, 28, 211-218.
- DJAIZ. F. (2011) :** Le bassin néogène de Timgad : études sédimentaire et tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de doctorat, université de Constantine 260p.
- DOMZIG. A, LE ROY. C, YELLES-CHAOUCHE. A, DEVERCHERE. K. J, BOUILLIN. J.P, BRACENE. R, MERCIER DEBLEPINAY. B, CALAIS. E, GAULLIER . V, KHERROUBI. A, LE ROY. P, SACOYE. B et PAUC. H. (2006) :** Africa-Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria, Preliminary results from the Maradja cruise, C.R Geoscience 338.

- DONZE. P, GUIRAUD. R et LEHEGARAT. G. (1974) :** A propos du passage Jurassique-Crétacé en domaine mésogéen, révision des principales coupes du Sud-Ouest constantinois (Algérie). C.R. Acad. Sci.Fr., 278 :1697-1700.
- DUNHAM. R. J. (1962) :** Classification of carbonate rocks according to depositional textures. Classification of carbonate rocks. AAPG. n° 1, pp. 108-121, 7 pl., 1.
- DURAND-DELGA. M et LAMBERT. A. (1955):** Existence d'un flysch schisto-gréseux Tithonique et Néocomien aux abords des massifs anciens kabyles. C.R.Somm. Soc. Geol. Fr., P.200, Paris.
- DURAND DELGA. M. (1969) :** Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131, 9 fig.
- ELF-AQUITAINE. (1975):** Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1-Elements d'analyse, Technip : 172.
- ELF-AQUITAINE. (1977) :** Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonates. 2-Eléments d'interprétation, Technip : 231
- ELORZA. J et GARCÍA-GARMILLA.F. (1998) :** Palaeoenvironmental implications and diagenesis of inoceramid shells (Bivalvia) - Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 141, 303-328.
- EMBRY. A.F et KLOVAN.J.E. (1971) :** A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. - Bull. Canad. Petrol. Geol., 19, 730-781, Calgary.
- FISCHEUR.E. (1890) :** Description géologique de la Kabyle du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse, Paris. Fontana et Cie, édit. Alger.
- FISCHEUR. E. (1896) :** Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie. Bull. Soc.géol, France, (3), 24, pp. 944-1181.
- FLÜGEL. E. (2004) :** Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, Springer, 976 p.
- FOLK. R.L. (1959) :** Practical petrographic classification of limestones. - AAPG. Bull., 43/1, pp 1-38, 41 Figs.
- FOLK. R. L. (1962) :** Spectral subdivision of limestone types, Classification of Carbonate Rocks. AAPG Memoir 1, pp. 62-84.
- FOUCAULT.A et RAOULT.J.F (2001) :** Dictionnaire de géologie 5^{ème} édition. Dunod
- FOURNEL.H. (1849) :** Richesse minérale de l'Algérie, t. I, Paris, Imp. Nationale.
- FREY. R.W. (1978) :** Behavioral and ecological implications of trace fossils. Trace fossil concepts (Ed P.B. Basan), 5, S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City, 49-76 in: Hamon, Y. (2004) : Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités

sédimentaires. Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France).Thèse de doctorat, université Montpellier II.294p.

FRIZON DE LAMOTTE.D, SAINT BEZAR.D, BRACENE.D et MERCIER.E. (2000) : The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics* 19 (4) 740–761.

GEISER. P.A et SANSONE. S. (1981) : Joints, microfractures and the formation of solution cleavage in limestone. - *Geology*, 9, 280-285, Boulder.

GHANDRICHE.H. (1991) : Modalités de la superposition des structures de plissement chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie).Thèse de doctorat, université de Paris XI, 189p.

GLANGEAUD. L. (1951) : Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, t. 1, pp. 735-762.

GRESSLY. A. (1838) : Observations géologiques sur le Jura Soleurois. - *N. Denkschr. schweiz. Ges. Naturwiss.*, 2, Neuchatel.

GUIRAUD. R. (1971) : Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et les régions voisines. *Bull. Serv. Géol Algérie* n.41.

GUIRAUD.R. (1973) : L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de doctorat, université de Nice, 270 p.

GUIRAUD.R, BELLION.Y, BENKHELIL.Y et MOREAU.C. J.(1987) : Post-Hercynian tectonics Northern and Western Africa. *African Geology Reviews. Geological Journal* 22, 433–466.

GUIRAUD.R. (1990) : Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Pub.ONG, Alger* ; 259p.

GUIRAUD.R et BELLION.Y. (1995): Late Carboniferous to recent geodynamic evolution of the West Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Guiraud.R, Bosworth.w, Thierry.J et Delplanque.A (2005), *Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview*, *Journal of African Earth Sciences*, Volume 43, October 2005.

GUIRAUD.R, BOSWORTH.W, THIERRY.J et DELPLANQUE.A. (2005): Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview, *Journal of African Earth Sciences*, Volume 43, Issues 1–3, Octobre 2005, PP 83-143.

HAMON. Y. (2004) : Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des

Discontinuités sédimentaires. Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France).Thèse de doctorat, université Montpellier II.294p.

HAUG. E. (1908) : Traité de géologie. II. Les périodes géologiques, Paris, Librairie Armand Colin, pp 1908-1911.

HERKAT. M. (1999) : La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès: stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de doctorat, USTHB, Alger, 802 p.

HERKAT.M et DELFAUD.J. (2000) : Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330 (2000) 785–792.

HERKAT.M et GUIRAUD.R. (2006): The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria), Journal of African Earth Sciences 46 (2006) 346–370. Elsevier.

JOMAA SALMOUNA. D, CHAABANI. F, DHAHRI. F, MZOUGHIL. M, SALMOUNA. A et BESSAIES ZIJLSTRA, H. (2014) : Lithostratigraphic analysis of the Turonian – Coniacian Bireno and Douleb carbonate Members in Jebels Berda and Chemsî, Gafsa basin, central-southern Atlas of Tunisia, Journal of African Earth Sciences, Volume 100, December 2014, Pages 733-754.

KAZI-TANI. N. (1986) : Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque N-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse d'état, université Pau 886.p.2t.

KHANFOUCI. M.S. (2005) : Contribution à l'étude de la fructification et de la régénération du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) dans le massif du Belezma. Mém. Mag, université de Batna. 249p.

KLÜPFEL .W. (1917) : Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol Rundschau, 7 : pp, 97-109.

LAFFITTE. R. (1939) : Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv Carte géol. Algérie (2), 484 p.

LASCHET. CH. (1984) : On the origin of cherts. - Facies, 10, 257-290, 19 Figs., Erlangen.

LOMBARD. A. (1953) : Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Rev. Inst. Franc.Pétrole, n° spéc pp 9-45.

- LOMBARD. A. (1956) :** Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson edit., Paris, 722 p.
- LOMBARD. A. (1972) :** Séries sédimentaires, génèse et évolution. Masson édit.. Paris, 425p, 89 fig.
- MACDONALD. R.W, JONES. B et MARTINDALE. W. (1994) :** Cavity and fracture systems in Winnipegosis buildups (Givetian), Tableland area, southeastern Saskatchewan. - Bull. Canad. Petrol. Geol., 42, 232-244, Calgary.
- MARMI. R. (1995) :** Les Bassins continentaux de l'Avant pays de la Chaîne alpine Nord-orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique. Thèse de doctorat, université Nancy I. 283p.
- MARMI. R et GUIRAUD. R. (2006) :** End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the "Môle Constantinois" and foreland (NE Algeria), Journal of African Earth Sciences, Volume 45, Issue 1, Mai 2006, PP 123-136.
- MCLEOD. K.G. et WARD. P.D. (1990) :** Extinction pattern of *Inoceramus* (Bivalvia) based on shell fragment biostratigraphy. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 247, pp.509-518.
- MENANI. M .R. (1991) :** Etude hydrogéologique de la plaine de Madher. Thèse de Doctorat, université de Nancy I. 404 p.
- MESSOUS. N. (2013) :** Caractérisation de l'état du milieu et évaluation numérique de la vulnérabilité à la désertification par les outils de la géomatique (Le piémont méridional des monts de Belezma), Mém. Mag, université de Batna 159 p, 20 cartes, 30 fig, 36 tabl.
- MOORE. D.G. (1949) :** Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas. Kansas Geol.Survey Bull, 83 : 203.
- MOUNTJOY. E.W. et KREBS. W. (1983) :** Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe - a Comparison. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 134: 5-60.
- NEUMANN. M et VILA .J.M. (1967) :** Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthèvre (Nord du Constantinois Algérie). Bull. Soc.Géol. Fr., (7), IX, P.401-409.Paris.
- PERON.A, COTTEAU. G et GAUTHIER. V. (1879) :** Echinides, fossiles de l'Algérie, fasc.: 6 (Turonien). Masson édi.: 110.
- PERON.A, COTTEAU .G et GAUTHIER .V. (1881) :** Echinides, fossiles de l'Algérie, fasc. 7 et 8 (Sénonien). Masson édi. : 182.
- PERON, A. (1883):** Essai d'une description géologique de l'Algérie. Ann. Sc. Géol., t. 14,202 p.

- PURSER. B.H. (1969)** : Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. - *Sedimentology*, 12, 205-230, Oxford.
- RAOULT. J.F. (1969)** : Nouvelles données sur les flyschs du Nord de Kef Sidi Dris et dans la zone du col des oliviers (Nord-du constantinois, Algérie) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.
- RAOULT. J.F. (1972)** : Précisions sur les flyschs massyliens : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bull. Hist. Nat. Afr.Nord*, pp. 73-92, 3fig. Alger.
- RAOULT. J.F. (1974)** : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord-Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. III n° 121*, 164p., 11pl.h.t.
- ROBASZYNSKI. F et CARON. M. (1995)** : Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. de France*, 6: 681–692.
- SAM BOGGS. JR. (2009)** : *Petrology of sedimentary rocks* second edition, Cambridge university press, 596p, index.
- SAVORNIN. J. (1920)** : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série, n° 7, 502 p., 94 fig., 1 carte 1/800 000.
- SCURY. J. (2014)**: What is GIS?, page internet
[http://www.nerrs.noaa.gov/doc/siteprofile/acebasin/html/gis_data/gisint2.htm].
- STICH. D., AMMON. C. J et MORALES. J. (2003)** : Moment tensor solutions for small and moderate in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108 (B3) 2148.
- TUCKER. M.E. (1981)**: *Sedimentary petrology: an introduction*. - 252 pp., Oxford (Blackwell).
- VAIL. P.R, MITCHUM. R.M et THOMSON, S. (1977)** : Global cycles of relative changes in sea level. – *AAPG, Mem.*, 26, 83-98.
- VILA. J. M. (1980)** : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro- tunisiens. Thèse de doctorat, université de Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
- VIVIERE. J. L. (1985)** : Les Ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa (Algérie du Nord-Est): Stratigraphie, Paléontologie, Systématique. Thèse de Doctorat, université Paris VI.
- WILDI. W. (1983)** : La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3.
- WILSON. J. L. (1975)** : Carbonate faciès in geologic history. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York, 471 p.

YAHIAOUI. A. (1990): La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanién supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara. Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse Doct, université Nancy 1. 202, p.

YELLES-CHAOUCHE.A, BOUDIAF.A, DJELLIT.H, BRACENE.R, (2006): La tectonique active de la région nord-algérienne. Elsevier, Comptes Rendus Geoscience, Volume 338, Issues 1–2, January 2006, Pages 126-139.

Annexes

Abréviation

CaCO₃ : carbonates de Calcium

CSRPPGN : chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel

DD : décrochement dextre

Dj : Djebel

DS : décrochement senestre

E : Est

Eg : exemple

Fig : figure

FI : faille inverse

FN : faille normale

FV : faille verticale

GDEM : Global Digital Elevation Map = Carte numérique globale des élévations.

I : largeur

L : longueur

Ma : millions d'années

MNT : modèle numérique de terrain

N : Nord

NB : nota bene

p : path

PEXDT : plateforme externe distale coupe de Dj.Tuggurt

PEXPI : plateforme externe distale coupe de Dj.Ich Ali

PEXPT : plateforme externe proximale coupe de Dj.Tuggurt

PMI : plateforme moyenne coupe de Dj.Ich Ali

PMT : plateforme moyenne coupe de Dj.Tuggurt

PINI : plateforme interne coupe de Dj.Ich Ali

PINT : plateforme interne coupe de Dj.Tuggurt

Pho : photo

Pl : planche

Q : trimestre

r : row

S : Sud

SIG : système d'information géographique

Sp : espèce non déterminée

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

W : Ouest

Z : zone

? : incertain ou question

Planche 1 : Formation à dominante marneuse (Coupe de Dj.Tuggurt)

Fig.1, a et b : Calcaire micritique stratifié à huîtres et nérinées. H : Huîtres, N : Nérinées (Terme I)

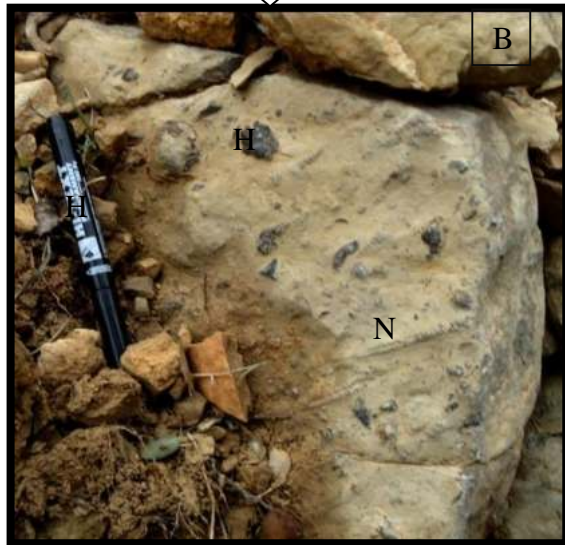
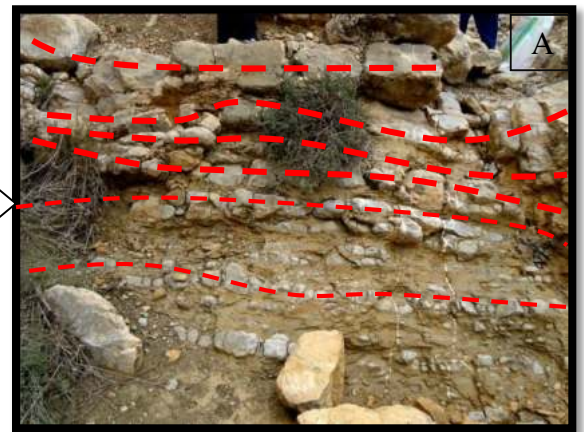


Fig.2: Marnes jaunâtres à huîtres (Terme II)



Fig.3 : Terme III : Calcaire à huîtres et rudistes

Terme IV : Marnes jaunâtres à oursins et ammonites

Terme V : Marnes jaunâtres à bivalves et oursins

Terme VI : Marnes verdâtres à oursins et gastéropodes

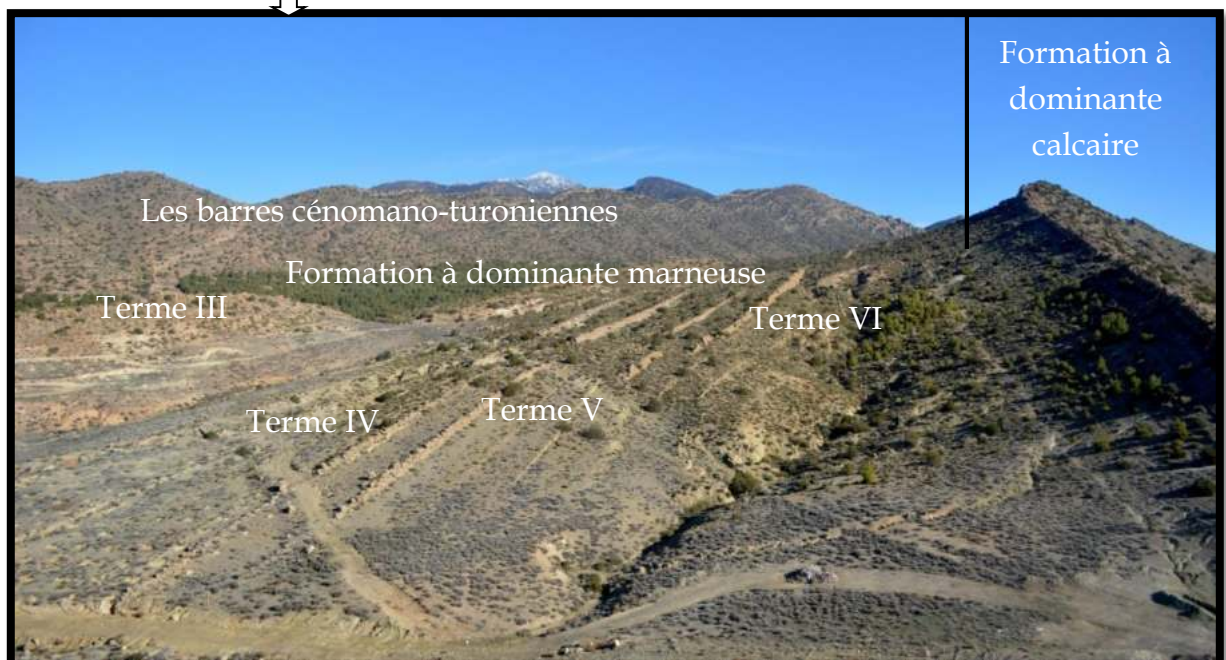


Planche 2 : Formation à dominante calcaire



Fig.1: Barre à rudistes et polypiers
(Terme I, coupe de Dj.Tuggurt)

Fig.2: Dolomies rosâtres (Terme I
coupe de Dj.Tuggurt)



Fig.3: Calcaire à bryozoaires (Terme I,
coupe de Dj.Ich Ali)

Fig.4: Marnes grises d'aspect schisteux
(Terme III rythme 3)



Planche 3 : Formation marno-calcaire:

Fig.1: Calcaire à bivalves (Terme II) coupe de Dj.Ich Ali



Fig.2: Placage d'huître (Terme III)
Coupe de Dj.Tuggurt

Fig.3: Surface supérieure à pyrite
(Terme III) coupe de Dj.Tuggurt



Fig.4: Terme (III) de la formation marno-calcaire Dj.Tuggurt



Fig.1. Barres à rudistes

A : Coupe de Dj.Ich Ali, B : Coupe de
Dj.Tuggurt



Fig.2. Ammonites

Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt

Planche 5 : Les Surfaces irrégulières :



Fig.1. : formation à dominante marneuse Dj.Tuggurt,
Fig.2 et Fig.3 : formation à dominante calcaire Dj.Tuggurt

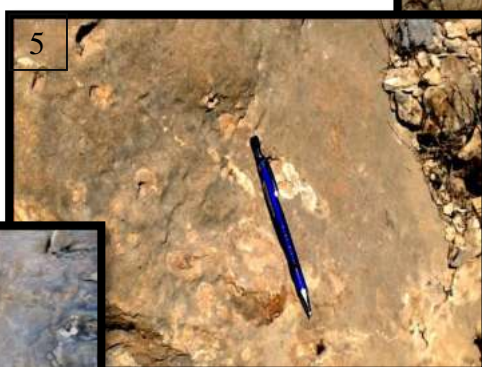


Fig.4: formation marno-calcaire Dj.Tuggurt.
Fig.5 et Fig.6 : Formation calcaire Dj.Ich Ali
Fig.7: formation à dominante calcaire Dj.Tuggurt.

Planche 06: *Les foraminifères*

Fig.1- Biomicrite à foraminifères benthiques-Formation à dominante calcaire de Dj.Ich

Ali (P: *Pseudocyclamina* sp, N : *Nodosaria* sp)

Fig.2 : Biosparite à foraminifères benthiques-Formation à dominante calcaire de

Dj.Tuggurt (L: *Lenticulina* sp, T : *Triloculina* sp, N : *Nodosaria* sp)

Fig.3- Biomicrite à foraminifères benthiques-Formation à dominante calcaire de Dj.Ich

Ali (S: *Spirolucilna* sp, N : *Nezzazatinella* sp, Q : *Quinqueloculina* sp)

Fig.4- Biomicrite à bivalves, formation à dominante marneuse Dj.Tuggurt (FB :

benthique, FP : foraminifère planctonique).

Fig.5- Biomicrite à foraminifères benthiques-Formation à dominante calcaire de Dj.Ich

Ali (P : *Pseudocyclamina* sp, C : *Cuneolina* sp)

Fig.6- Biomicrite à foraminifères benthiques-Formation à dominante calcaire de Dj.Ich

Ali (D: *Dicyclina schlumbergeri*)

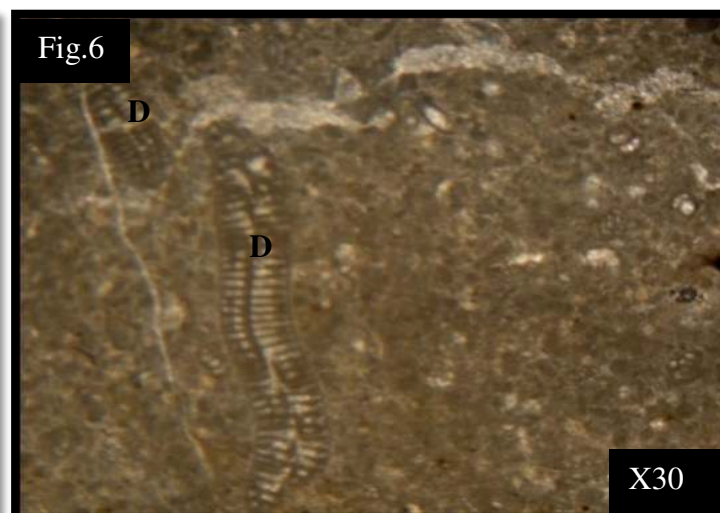
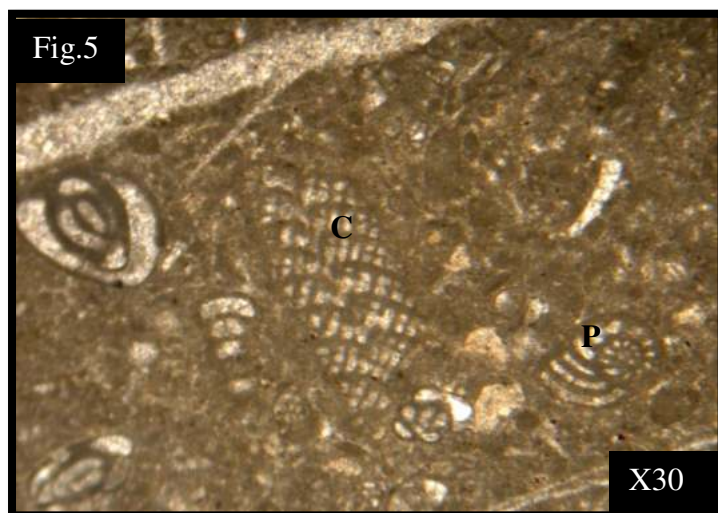
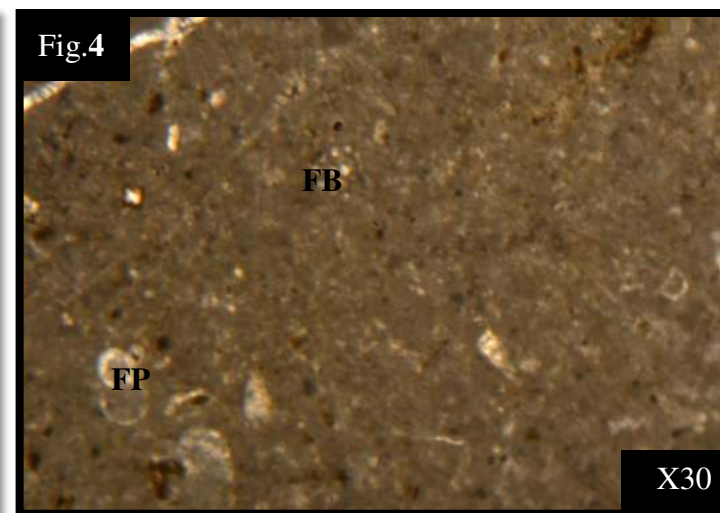
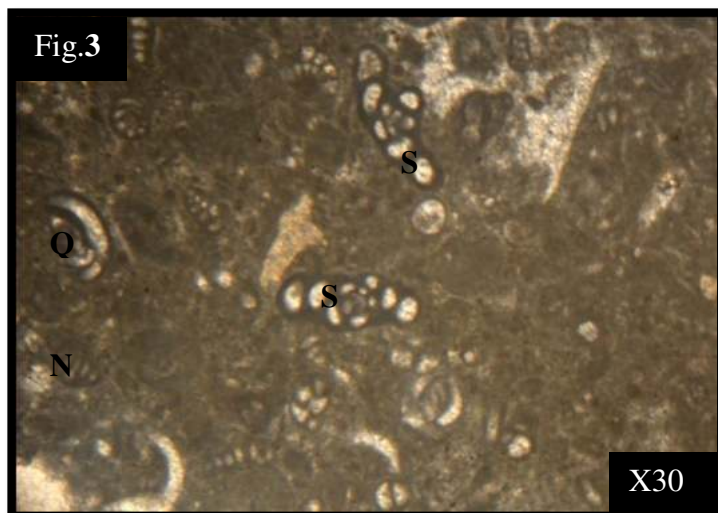
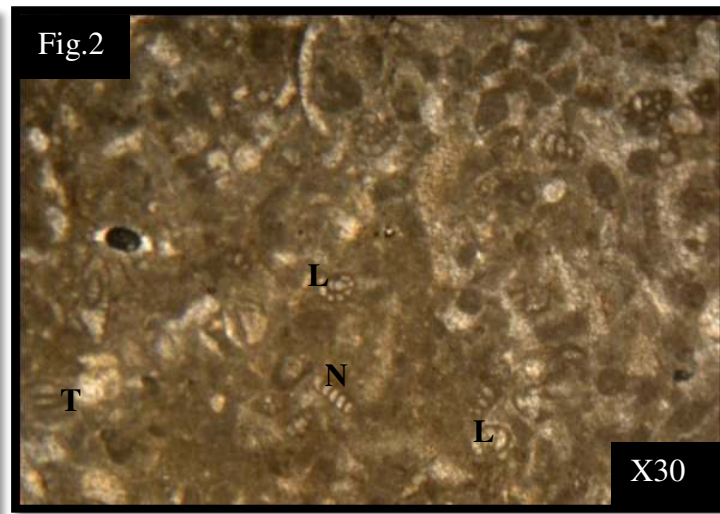
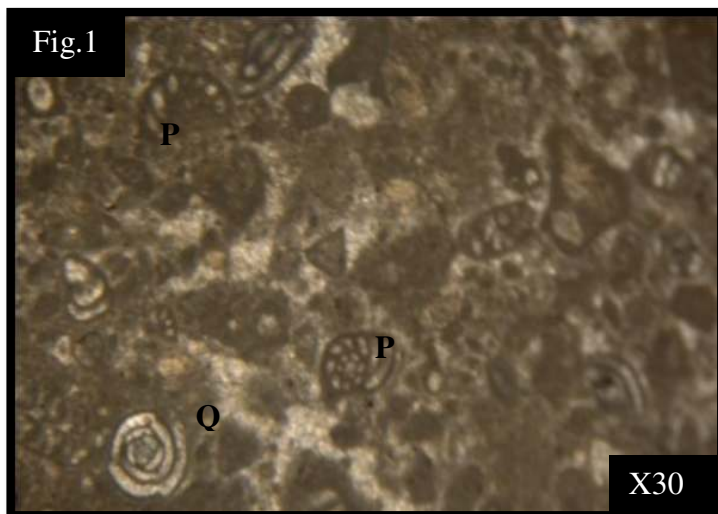


Planche 07: *Les autres microfossiles*

Fig.1- Biomicrite à bryzoaire et glauconie-Formation à dominante calcaire Dj.Ich Ali

(B : Bryozoaires, E : échinodermes).

Fig.2-Biomicrite à éléments variés –Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt (B :

bryozoaires).

Fig.3-Biomicrite à gastéropodes – Formation marno-calcaire de Dj.Tuggurt (L : section

longitudinale, T: section transversale, O : section oblique)

Fig.4- Biomicrite à éléments variés –Formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt (A:

Algues).

Fig.5- Biosparite à échinodermes, algues et gastéropodes- Formation à dominante calcaire

de Dj.Ich Ali- (E : Echinodermes, P : péloïdes)

Fig.6- Biomicrite à annélides – Formation à dominante calcaire de Dj.Tuggurt-

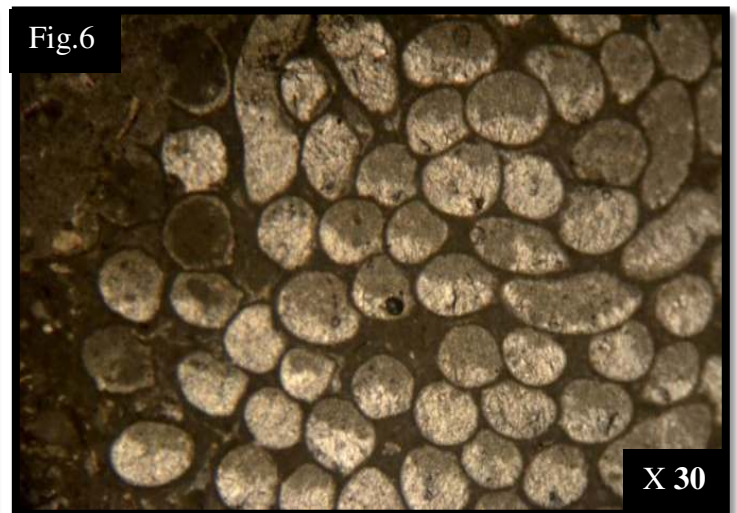
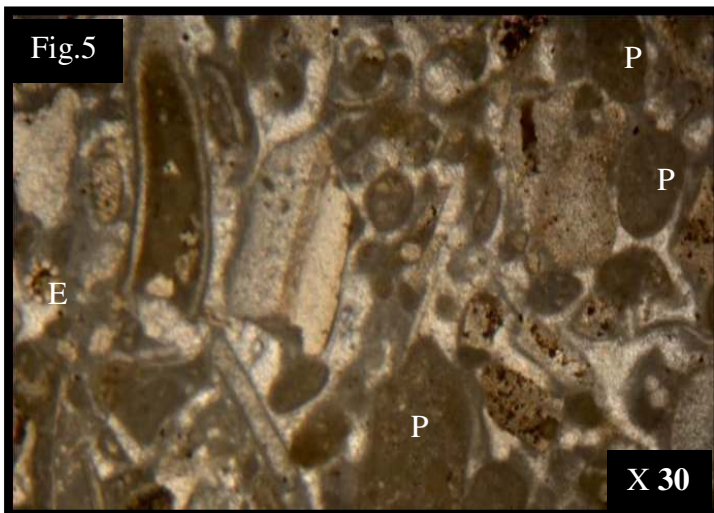
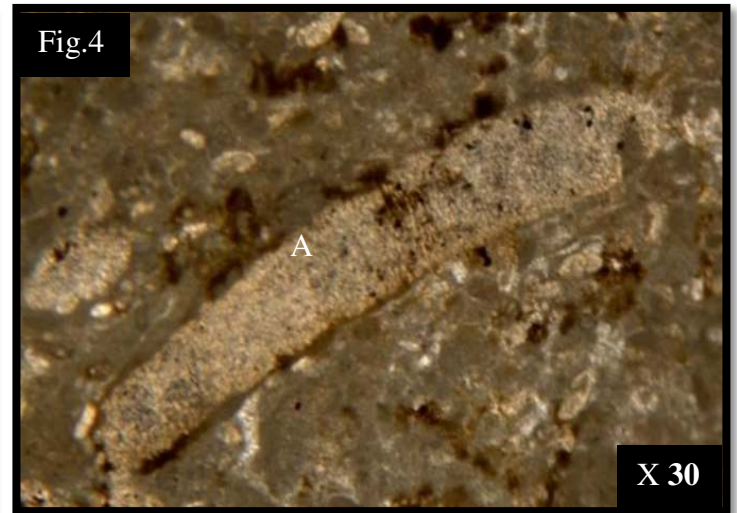
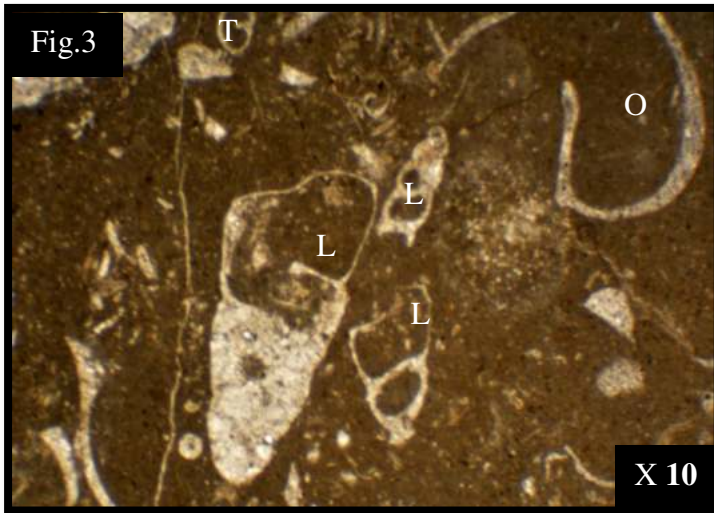
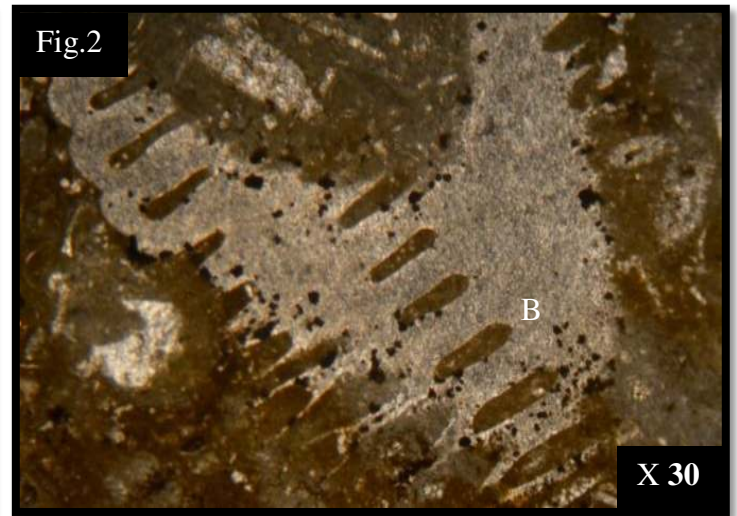
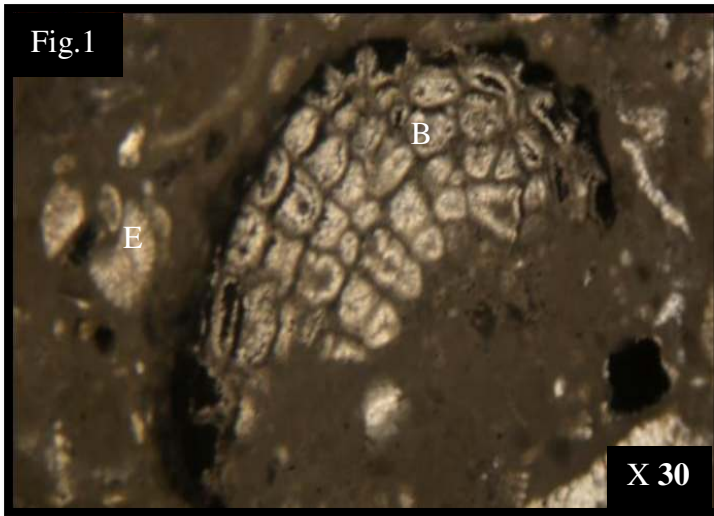


Planche 08 : Les marnes

Fig.1 : Terme II de la formation à dominante calcaire de Dj.Ich Ali (C : *Cytherella* sp, Br : *Brachycythere* sp, P : *Paracypris* sp).

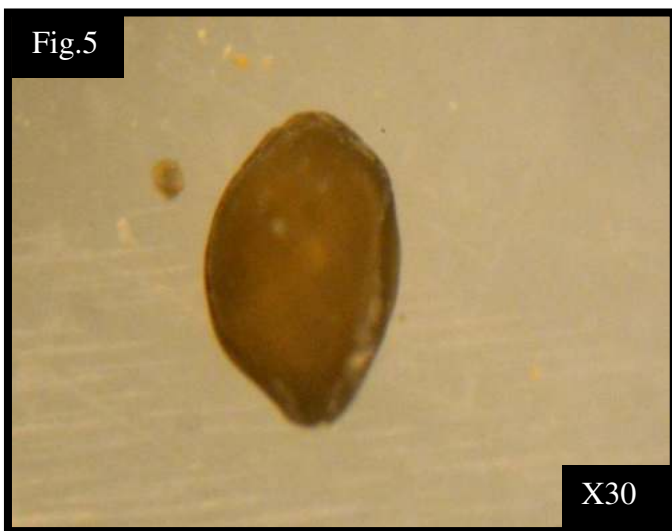
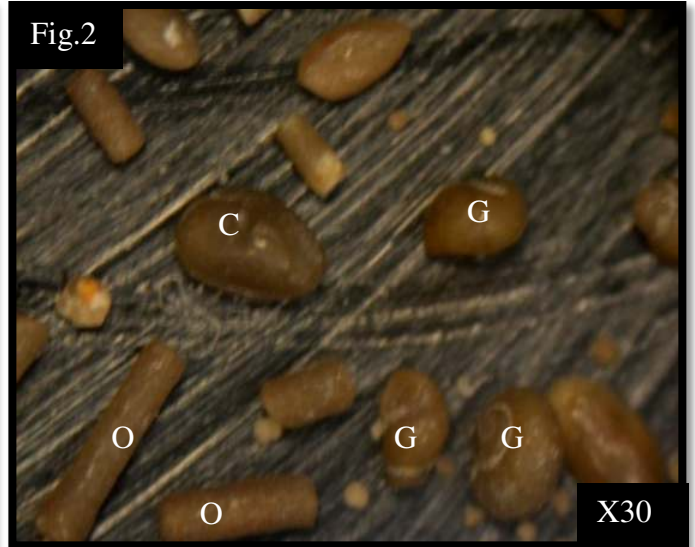
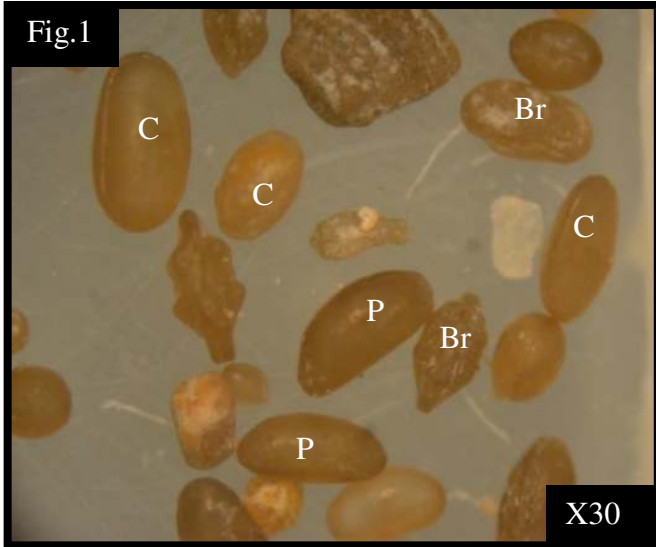
Fig.2 : Terme II de la formation marno-calcaire de Dj.Ich Ali (C : *Cytherella* sp, G : *Gastéropodes*, O : radioles d'oursins).

Fig.3 : Terme VI de la formation à dominante marneuse de Dj.Tuggurt. (C : *Cytherella* sp, O : radioles d'oursins).

Fig.4 : Terme V de la formation à dominante marneuse de la coupe de Dj.Tuggurt (G : *Gavelinella* sp, L : *Lenticulina* sp, T : *Textularidae* sp, O : radiole d'oursin).

Fig.5 : Echantillon C1 de la coupe de Dj. Ich-Ali *Trachyleberidea Geinitzei* (Reuss).

Fig.6 : Terme III de la formation à dominante calcaire Dj.Tuggurt. (*Brachycythere Ekpo*).



Résumé

Située au Nord-Est de l'Algérie, la région d'étude fait partie de l'avant pays atlasique et couvre deux domaines structuraux différents : le domaine pré-atlasique représenté par les monts de Belezma-Batna et le domaine atlasique représenté par l'Aurès.

L'étude de la série turono-coniacienne de Dj.Tuggurt et de Dj.Ich Ali montre l'empilement de trois formations lithologiques : une formation à dominante marneuse d'âge Turonien moyen à supérieur, une formation à dominante calcaire dont la base est d'âge Turonien supérieur, le reste est d'âge Coniacien inférieur, et une formation marno-calcaire d'âge Coniacien inférieur à moyen. Dans le manque d'arguments de datation ces formations ont été datées à la base de corrélation.

Ces formations lithologiques renferment trois associations de faciès archivant l'évolution paléoenvironnementale d'une plateforme carbonatée: des faciès de plateforme externe caractérisés par l'ouverture au bassin, des faciès de plateforme moyenne caractérisés par l'installation des bioconstructions à rudistes et des faciès de plateforme interne caractérisés généralement par l'abondance des foraminifères benthiques.

L'enchaînement de ces faciès permet de distinguer quatre mégaséquences, dont les trois premières ont une tendance régressive, la quatrième mégaséquence est à polarité transgressive.

Du point de vue structural, la région d'étude est formée de grands plis de direction NE-SW affectés par des accidents généralement dextres d'orientation NW-SE. Une structure générée surtout par la phase atlasique et la phase alpine.

Mots clés : Turonien-Coniacien- Djebel Tuggurt-Djebel Ich Ali- Monts de Belemza Batna-Aurès-Pli-Accident.

ملخص:

تقع منطقة الدراسة في الشمال الشرقي للجزائر و تغطي مجالين بنيويين مختلفين من الأرض الأمامية الأطلسية : المجال المحاذي للأطلس ممثل بجبال بلزمة – باتنة و المجال الأطلسي ممثل بالأوراس.

دراسة السلسلة التورونو-كونياسية لجبل إش-علي وجبل تقرت أظهرت تكدر ثلاث تشكيلات ليولوجية : تشكيلات ذات أغلبية مارلية من فترة التورونيان المتوسط والعلوي. تشكيلات ذات أغلبية كلسية حيث جزئها القاعدي من فترة التورونيان العلوي والباقي من فترة الكونياسيان السفلي وتشكيلات مارلو كلسية من فترة الكونياسيان السفلي و المتوسط. في ظل غياب حجج التأريخ هذه التشكيلات تم تأريخها اعتمادا على الربط.

هذه التشكيلات الليولوجية تحتوي على ثلاث تجميعات من السحن مارشفةً بذلك التطو الباليومحيطي لسطيحة كاربوناتية: سحن خاصة بالسطيحة الخارجية وتمتاز بالانفتاح على الحوض, سحن خاصة بالسطيحة المتوسطة وتمتاز بتثبيت بنايات حيوية خاصة بالروديست وسحن خاصة بالسطيحة الداخلية وتمتاز بوفرة المنخربات القاعية. تسلسل هذه السحن سمح بتمييز أربعة مشاهد كبيرة حيث أن الثلاث الأولى هي ذات توجه انحداري أما المشهد الأخير فهو ذو توجه تصاعدي.

من وجهة النظر البنيوية منطقة الدراسة مكونة من طيات كبير ذات اتجاه شمال شرق-جنوب غرب تعرضت الى حوادث عموما من نوع دكستر ذات اتجاه شمال غرب-جنوب شرق نتيجة للمراحل الأطلسية والألبينية.

الكلمات المفتاحية: تورونيان-كونياسيان – جبل تقرت- جبل إش علي – جبال بلزمة باتنة-الأوراس-طية-حادث.