

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Larbi Tébessi-Tebessa-



Faculté des Science Exactes et des Sciences de la Nature de la vie

Département : des sciences de la terre et de l'univers

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : Science de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Option : Géologie des bassins Sédimentaires

Thème

Géologie et Métallogénie de complexe carbonaté Aptien de massif de l'Ouenza. (Willaya de Tebessa)

Présenté par :

-HOUAME Karime

- CHALOUG Aymen

Devant les jurys :

| Président : | M. BOUBAYA. DJ | MCA | Université Larbi Tébessi |
|---------------------|----------------|-----|--------------------------|
| Examinateur : | M. DEFAFLIA. N | MCA | Université Larbi Tébessi |
| Rapporteur : | M. HADJAM. R | MAA | Université Larbi Tébessi |

Date de soutenance :

Note :

Mentions :





Remerciement

En préambule à ce mémoire nous remercions ALLAH le tout puissant et miséricordieux, qui nous a donné la sante, la force et la patience d'accomplir ce modeste travail, et aussi le courage durant ces longues années d'études.

La première personne que nous tenons à remercier très chaleureusement est notre promoteur MR. RIAD HADJAM qui nous a permis de bénéficier de son encadrement, les conseils qu'il nous a prodigue, la patience qui ont constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être mené au bon port, la confiance qu'il nous a témoignes ont été déterminants dans la réalisation de notre travail de recherche.

Nos vifs remerciements vont également aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre recherche en acceptant d'examiner notre travail et de l'enrichir par leur proposition.

Nous souhaitons adresser nos remerciements les plus sincères aux professeurs, pour la richesse et la qualité de leur enseignement et qui déploient de grands efforts pour assurer à leurs étudiants une formation actualisée.

Sans oublier de remercier tous les enseignent du département de génie électrique.

En fin, on remercie tous ceux qui de près ou de loi ont contribué a la réalisation de ce travail.

Résumé

La série urgonienne de massif de l'Ouenza s'étage de l'Aptien supérieur à l'Albien basal, le développement des faciès urgoniens dans cette série est en relation avec les remontées diapiriques qui se sont manifestées dès l'Aptien.

La série urgonienne de l'Aptien de l'Ouenza est caractérisée par trois formations lithostratigraphiques:

-La formation de Mesloula qui est présente dans toute la région étudiée, composée d'une ritmite marne-calcaire, d'âge gargasien inférieur à moyen;

-La formation de l'Ouenza, qui surmonte la formation de Mesloula, est formée de calcarénites, marnes, et calcaires à Coraux, Orbitolines, Rudistes déposés dans divers milieux de la plate-forme et de la barrièr et les foraminifères benthiques de lagon (plate-forme interne).

-La formation de Koudiat Ettebaga, reconnue seulement dans les zones périclinales, elle est composée par des calcaires, marnes et sables Cette formation est d'âge clansayésien -Albien basal.

Sur le plan métallogenique le massif carbonaté de l'Ouenza recèle deux types de minéralisations :

Le type le plus important est représenté par la minéralisation ferrifère sous forme de carbonates de fer (sidérite et ankérite), qui serait issue de la substitution méta somatique

✤ Le deuxième type de minéralisation est de moindre importance, il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétacées. Elle est généralement rapportée à un évènement miocène.

<u>Mots clés</u>: Mellègue, Urgonien, Aptien, Intrusions diapiriques, sidérite, hématite, minéralisation polymétallique.

ABSTRACT

The Urgonian deposits of the Mellègue are dated as upper Aptian to lower Albian. They separated by two known discontinuities.

The Aptian interval of the Mellègue has been subdivided into three lithostrtigraphic formations:

- ✓ Mesloula formation, composed of marls and limestone, dated as Lower to middle Gargasian
- ✓ Ouenza formation, this formation is composed of limestone with thin beds of marls. The lithofaciès associations are highly diverse, with rudists, corals and orbitolines
- ✓ Limestone, marls and silts, ranges from Clansayésian to lower Albian compose -Koudiat Ettebaga.

The mineralization encountered in the massifs of Ouenza- Boukhadra is of two types:

* The most important type is iron ore mineralization in the form of iron carbonates (siderite and ankerite), which is believed to be derived from meta-somatic substitution reefal limestones. This is oxidized to hematite and goethite above the hydrostatic level. It is the ore currently mined at the mine.

* The second type of mineralization is of less importance, it is a polymetallic mineralization that is localized in NE-SW oriented fractures. It intersects iron mineralization and Cretaceous formations. It is usually related to a Miocene event.

ملخص

السلسلة الأور غونية الضخمة تتموقع في المستوى ما بين الأبتيان العلوي والأبتيان السفلي، والتطور الملحوظ في الطبقات الأور غونية التابعة لهذه السلسلة له علاقة مع ظهور أو تطور الديابيريك، الذي بدوره يشكل الألبيانات.

حسب الدراسة للخصائص الطبقية لهذه المنطقة فإنها تتكون من ثلاث تشكيلات رسوبية ذات خصائص تكوينية موحدة وهي التالي:

1- تشكيلة مسلولة: وهي عبارة عن تشكيلة رسوبية متكونة أساسا من الصلصال ذات طبيعة رملية يتخللها تشكيلات طبقية ذو بنية كلسيه وهي تؤرخ للقار قازيا السفلي. هذه المعادن الملحية.

2- تشكيلة ونزة: هذه التشكيلة الرسوبية متكونة أساسا من الصخور الكلسية تحتوي على مستحثات. كل مستحثة ترمز لي حقبة جيولوجية و هي للقارقازيا العلوي و الي مكان توضع هذه التشكيلة مقارنة بمنسوب مياه البحر و عمقه إذ تشير دراسة هذه المستحثات إلى معرفة طرق توضع هذه الطبقة الاربطولين تدل على توضع الرسوبيات في أعماق مباشرة بعد الطبقة الصلصال ثم تلي معرفة طرق توضع هذه المستحثات مستحثات معدد الارجل التي تعيش على شكل مستعمرات. ومن القرب من سطح التي تلي تلي تلي على توضع الرسوبيات في أعماق مباشرة بعد الطبقة الصلصال ثم تلي تلي علية الصخور الكلسية التي تعيش على شكل مستعمرات. ومن القرب من سطح تلي تلي طبقة الصخور الكلسية التي تحتوي على مستحثات متعدد الارجل التي تعيش على شكل مستعمرات. ومن القرب من سطح تتر سب الصخور التي تحتوي على صخونة أساسا من هياكل مستحثات الريديسث والمستحثات التي تعيش على عمق مستحثات متعدد من مستحثات الريديسث والمستحثات التي تعيش على عمق مستحثات التي تعيش على مستعمرات. ومن القرب من سطح تتر سب الصخور التي تحتوي على صخور كلسية متكونة أساسا من هياكل مستحثات الريديسث والمستحثات التي تعيش على عمق من مستحثات التي تعيش على شكل مستعمرات. ومن القرب من سطح من سلح من مستحور التي تحتوي على صخور كلسية متكونة أساسا من هياكل مستحثات الريديسث والمستحثات التي تعيش على عمق صغير من مستوى سطح المياه.

3- - تشكيلة كدية الطباقة: هي عبارة عن طبقة رسوبية ذات طبيعة صلصالية تعود تاريخها إلى الكلانز ايسا و هو تابع لحقبة الابسيا العلوي. هذه التشكيلة الرسوبية تتخللها أساسا ممرات كلسية تحتوي على مستحثة الاربطولين.

TABLE DE MATIERE

| Introduction Générale1 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|
| Chapitre 01 Généralité 2 |
| Généralité 3 |
| I. Introduction : |
| II. Cadre géographique : |
| III. Cadre géologique régionale :5 |
| III.1. Stratigraphie : |
| III.2. Cadre structurale : |
| III.4) Evolution paléogéographique :16 |
| IV. But et méthodologie de travail :18 |
| a. L'étude du terrain :18 |
| b. L'étude du laboratoire :18 |
| c. Historique des travaux de recherche :18 |
| V.Conclusion : |
| Chapitre 0222 |
| Géologie |
| Lithostratigraphie et sédimentologie de djebel l'OUENZA23 |
| I. Introduction : |
| 1-Formation de Mesloula:24 |
| 2- Formation de l'Ouenza:24 |
| 3-Formation de Koudiat Ettebaga:24 |
| II- Extension régionale des faciès urgoniens25 |
| III. Bio_lithostratigraphie de l'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza: |
| III.1. Formation de MESLOULA27 |
| III.2. Formation de L'OUENZA27 |
| III.3. Formation de KOUDIET ETTEBAGA28 |
| IV. Etude sédimentologique32 |
| IV.1. Définition du terme Urgonien32 |
| IV.2. Système biosédiments Urgoniens32 |
| VI.3. Différents domaines de la plateforme urgonien de massif carbonaté aptien de l'Ouenza34 |
| Conclusion : |
| Chapitre 03 |
| Gitologie |
| Les minéralisations de l'Ouenza |
| I. Introduction : |

| II.1. Miné | ralisations ferrifères | 39 |
|-----------------|------------------------------|----|
| II.2. La m | inéralisation polymétallique | 42 |
| III. Conclusi | on | 53 |
| Conclusion | générale | 54 |
| Bibliographie . | | 56 |

Liste des Figures

| Figure 1: Situation et cadre géographique de la région d'étude4 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Figure 2: Carte géologique de confins Algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de |
| Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenz in SAMI.L) |
| Figure 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdieu 1956, |
| 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; |
| Othmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000) |
| Figure 4:Carte géologique des Monts du Mellègue (Vila, 1980)11 |
| Figure 5: Principaux ensembles structuraux des monts du Mellègue (Vila, 1980) |
| Figure 6:Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien (in |
| Memmi, 1989) |
| Figure 7: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956) |
| Figure 8: Découpage lithostratigraphique de la série aptienne des monts de Mellègue d'après |
| (TLLI.M.2008) |
| Figure 9: Disposition des plate-formes urgoniennes et leur relation avec les extrusions diapiriques |
| (TLILI.M.2008) |
| Figure 10: Coupe géologique à travers le massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956)27 |
| Figure 11: Corrélation lithostratigraphique entre les déférents secteurs de l'Ouenza |
| Figure 12: F1-Siltites et Biomicrites silteuses de taille 20 à 100µ de la zone de l'Ouenza30 |
| Figure 13: F2 -Calcaires biomicrite à orbitolines de la zone de l 'Ouenza |
| Figure 14: F4-Calcaires biolithites à polypiers et gastéropodes de la zone de l'Ouenza30 |
| Figure 15: F3- Biosparite à Huîtres: calcaire formée essentiellement d'huîtres), d'échinides et de |
| brachiopodes |
| Figure 16: F8- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Milioles) |
| de la zone de l'Ouenza |
| Figure 17: F6-Calcaires bioconstruits à rudistes de la zone de l'Ouenza |
| Figure 18: Fig18 :F9- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et |
| Milioles) de la zone de l'Ouenza |
| Figure 19: Principaux éléments d'une plateforme urgonienne (Arnand Vanneau. 1979) |
| Figure 20: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme externe de la formation de |
| l'Ouenza |
| Figure 21: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme interne de la formation de |
| 1'Ouenza |
| Figure 22: Profil synthétique montrant la répartition spatiale des principaux faciès |

| Figure 23: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956) |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Figure 24: Sédirite développé en système cristallin |
| Figure 25: Hématite à éclat métallique |
| Figure 26: oxydation de l'Hématite et la transformation |
| Figure 27: la goethite se forme des boules noires à éclat métallique |
| Figure 28: figure présente la transition de minéral de fer |
| Figure 29: Poches de cuivre gris (cg) associé a la calcite a gros grains (douamis) |
| Figure 30: barytine en lattes en remplissage de la faille NE-SW qui recoupe le secteur d'hallatif au |
| niveau de la route souk Ahras |
| Figure 31: Contact trias-calcaire aptien, minéralisé au niveau de koudiat zerga |
| Figure 32: Quartz diagénétique (QI) a inclusions de la calcite diagénétique |
| Figure 33: texture drusique qui montre la calcite a gros grains encapuchonée par une calcite |
| pinacoide (Douamis) |
| Figure 34: échantillon montrant deux génération de barytine : une barytine a aspect laiteux massive |
| entourant des cubes de la fluorine et cimente les elements de l'hématite, et une barytine tardive |
| (Ba.II) en gerbe recoupe l'ensemble (Ez Zerga) |
| Figure 35: Aspect macroscopique d'un échantillon montrant des cristaux cubique, gris sombre de |
| fluorine (FI), surmontée par de la barytine blanche en latte (Ba.I) (Lounis SAMI .2011)47 |
| Figure 36 : Barytine (Ba.I) en lattes teintée en bleu $G \times 10$ |
| Figure 37: Fluorine incluse dans la galéne section polie. LN.G×10 |
| Figure 38: texture drusique montrant des cristaux de fluorine cubiques en remplissage de cavités |
| de dissolution (Ez Zerga) (Lounis SAMI.2011) |
| Figure 39: quartz diagénétique (QI) en fines aiguilles prismatiques (Lounis SAMI.2011) |
| Figure 40: Agrégat de cristaux de quartz pyramidés qui poussent sur l'hématite massive avec un |
| tapissage fin calcite tardive (Lounis SAMI.2011) |
| Figure 41: Dickite (Dick) entourant des cristaux de quartz (QII) Lame mince. LPA.G.× 10 (Lounis |
| SAMI.2011) |
| Figure 42: Cube de galène (Ga) poussant entre les cubes de fluorine (FI) (Lounis SAMI.2011) 51 |
| Figure 43: cuivre gris (Cg) sur l'hématite massive (hém) (Hallatif) veinule de cuivre gris (cg) |
| recoupant la barytine en lattes (Ba.I) lame mince LPN.G×5 (Lounis SAMI.2011) |
| Figure 44: Succession paragénétique des minéralisations du massif de l'Ouenza. (Lounis |
| SAMI.2011) |



Introduction générale

Notre zone d'étude se situe dans la partie orientale de l'atlas saharien c'est une zone bien structurée depuis le crétacé inferieur. Ces formations ont été plissées au cours de la phase Atlasique en direction NE-SW, caractérisés par des gisements indiquant un péri-diapirisme liés au calcaire Albo-Aptien.

L'intérêt essentiel de cette étude réside dans la reconstitution du complexe carbonaté urgonien qui s'est développé durant l'Aptien supérieur dans l'extrémité orientale du domaine atlasique, ce complexe carbonaté recèle des minéralisations ferrifères et polymétalliques très importantes.

Cette étude sera axée sur la pétrographie de l'encaissante carbonatée, le paléoenvironnement de sa mise en place, et sa relation avec la minéralisation ferrifère.

Pour la réalisation de notre travail, nous avons donné tout d'abord un aperçu géographique pour localiser les massifs carbonatés en question, avec l'emplacement de chaque secteur dans son contexte géologique régional et local (monts du Mellégue). Nous avons également étudié les logs stratigraphiques de la série aptien de djebel de l'Ouenza, et sur le plan lithostratigraphique et sédimentologique, nous avons décrit les textures et les matrices des différentes formations carbonatées et les milieux des dépôts.

Ensuite sur le plan gitologique, nous avons décrit les textures et structures qui aboutissent à la paragenèse minéralogique.

Pour finir ce travail, nous avons fait l'interprétation de mise en place de cette minéralisation en prenant en considération le phénomène de diapirisme et ses conséquences sur la minéralisation.



Généralité

I. Introduction :

Notre zone d'étude est localisée dans la partie orientale de l'atlas saharien. Cette zone caractérisé par la richesse de matière minérale utile, présence des plus importants des gisements de fer en Algérie actuellement en exploitation .et des multiples indices polymétalliques répertoriés ou non qui pourraient un jour déboucher sur la mise en évidence de grands gisements économiques.

D'après les auteurs tels que (Flandrin 1932, Laffitte 1939, Madre 1969, Kazi Tani 1986 et Guiraud 1973 et 1990), elle fait partie de l'Atlas saharien oriental. C'est cette dénomination qui est retenu dans le présent travail. En effet cette région présente un grand nombre de caractères de l'Atlas saharien comme :

- la direction atlasique des anticlinaux et synclinaux, qui sont perchés et orientés SW-NE;

- sa morphologie marquée par des reliefs isolés souvent escarpés d'altitude dépassant parfois les 1200 mètres, qui surgissent comme des îles au dessus de régions basses rigoureusement uniformes ;

- son climat, particulièrement rude, qui est celui des steppes subarides avec un été très chaud est sec et un hiver froid ;

- et une végétation, généralement steppique avec de rares forêts de pins d'Alep. Seules quelques terrasses sont cultivées. Les vastes espaces de steppe sont consacrés à l'élevage extensif du mouton ou à de maigres semis de blé dur.

II. Cadre géographique :

Le massif de l'Ouenza est situé dans le Nord-est algérien. Il se trouve à 160 km au Sud de la ville d'Annaba, dans l'Atlas saharien oriental, près des frontières Algéro-tunisiennes. La distance entre ce massif et la ville de Tébessa dont il est rattaché administrativement atteint 72 km (Fig. 1). Les principales voies de communications sont représentées par un réseau routier reliant l'Ouenza aux villes voisines ; Tébessa, Souk-Ahras et Annaba. Une ligne de chemin de fer relie la mine de l'Ouenza au complexe sidérurgique d'El Hadjar où s'effectue le traitement du minerai de fer.

La topographie est très caractéristique de celle de l'Atlas saharien. Son relief est assez accidenté. L'altitude maximale signalée à Djebel Ouenza est de 1206m à Chagoura. La région présente un climat semi désertique : hiver relativement froid et un été chaud et sec, avec une précipitation annuelle moyenne de 400 mm. Les principaux cours d'eau sont : Oued Mellègue, Oued Harraba et Oued El Ksab, dont les débits sont irréguliers et varient selon la saison et la quantité de précipitation. La couverture végétale est pauvre ; elle est représentée par de petites forêts de pins. La population vit généralement de l'activité minière et de l'élevage d'ovins et de caprins.



Figure 1: Situation et cadre géographique de la région d'étude.

III. Cadre géologique régionale :

Les Monts de Mellègue font partie intégrante de l'Atlas saharien, qui se poursuit en Tunisie par l'Atlas tunisien. Il est composé de trois faisceaux de plis organisés en échelons et formant du Sud-ouest vers le Nord-est ; Monts des Ksours, Djebel Amour, Monts de Ouled Nail, les Aurès et les Monts de Mellègue (Fig. 2).

Plusieurs études ont été réalisées dans la région des confins algéro-tunisiens, considèrent les formations triasiques comme des diapirs polyphasés liés aux phases compressives depuis l'Aptien jusqu'au Quaternaire (Dubourdieu, 1956; Thibièroz et Madre, 1976; Rouvier et al., 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al., 1988; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000). Certains auteurs rattachent une relation entre la mise en place des diapirs à des phases tectoniques distensives permettant la mise en place des formations triasiques en surface par une éventuelle halocinèse à caractère diapirique classique (Laatar, 1980; Orgeval et al., 1986; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al., 1988). Quant à Vila (1994, 1995, 1996, 2001; Vila et Charrière, 1993; Vila et al., 1994; Vila et al., 1996), ils considèrent les formations triasiques comme d'importantes lentilles empruntées des fractures ouvertes qui vont être resédimentées et interstratifiées au sein des séries crétacées, à la manière de "glaciers de sel" sous-marins.

III.1. Stratigraphie :

La géologie de Mellègue a fait l'objet de plusieurs études déjà publiées (Dubourdieu, 1956; Rouvier, 1977; Perthuisot, 1978 et Perthuisot, 1992), qui ont noté la présence d'une zone large qui s'étend sur une centaine de kilomètres dite: «zone des diapirs » entre les Monts du Mellègue au Nord et la flexure saharienne au Sud.

Le caractère lithologique de faciès sédimentaires et la subdivision stratigraphique ont été établis à la base des travaux de plusieurs géologues parmi lesquels (Dubourdieu ; 1956, Chikhi ; 1980 et Vila ; 1994). Il s'agit de formations de dépôts mésozoïques – cénozoïques allant de Trias au Quaternaire (Figs. 3 et 4). En intégrant la lithostratigraphie de quelques formations du massif de l'Ouenza, encaissant généralement des minéralisations ferrifère et polymétallique, nous distinguons :



Figure 2:Carte géologique de confins Algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenz in SAMI.L)

| _ | | | | Lithologie | Epaisseur (n | a) Déscription lithologique | | | | | |
|---------|------------------------------------------|--------------|----------|------------|---------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|--|--|--|--|
| ш | Qua | itema | ire | | 6 10-30 | Dépôts clastiques d'origine continentale. | | | | | |
| VOZOIQU | CENOZOIQU Miocène Eocène Eocène | | cène | | 10-150 (5) | Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites. | | | | | |
| CEN | | | ène | 20 | | Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur. | | | | | |
| _ | | R | Macst. | 250-300 | | Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie superieure. | | | | | |
| | Е | IEI | Campan. | | 500-600 | Mames argileuses gris-foncées et des calcairesblanes dans la partie moyenne et superieure. | | | | | |
| 0 | υ | ER | on-Sant. | | 500-600 | Mames argileuses grises et grises bleuåtres. | | | | | |
| | | 4 | Turo | | 1 180-250 | Calcaires en banes, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée. | | | | | |
| 1 0 | V | S U | Cénoman | 900-1000 | | Mames gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux. | | | | | |
| Z | Т | R | Vracon. | 500-600 | | Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites. | | | | | |
| 0 | щ | F U | Albien | | 480-600 | Mames grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux. | | | | | |
| s | R | RI | Clans | | 100-200 | Mames grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires. | | | | | |
| Е | υ | L F E | Aptien | | 300-600 D | Faciés clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes. | | | | | |
| W | i | I | Barrém | 2 | <250 | Calcaires et dolomies, argilites et àrgiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloula). | | | | | |
| | Jur. Tri: | assiqu as | ic | | < 700 | Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique. | | | | | |

Figure 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdieu 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Othmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000).

III.1.1. Secondaire

III.1.1.1. Trias :

Le Trias des Monts de Mellègue est considéré comme diapirique depuis les travaux de Flandrin en 1932. Il affleure à la faveur d'extrusions et occupe généralement la partie centrale des structures anticlinales (Perthuisot et Rouvier, 1992; Aoudjehane et al. 1990; 1992).

Les affleurements les plus importants sont ceux de l'Ouenza, de Boukhadra, de Mesloula, de Hameimat Nord et de Hameimet Sud.

Le Trias est constitué de marnes bariolées à gypse, de dolomies, de calcaires dolomitiques, de grès et des fragments de roches qui constituent les formations typiques du Trias en Algérie (Dubourdieu, 1956). Un signe caractéristique du Trias est la présence de grains de pyrite et de petits cristaux de quartz bipyramidal.

III.1.1.2.Jurassique :

Il est absent en affleurement et dans les sondages pétroliers des confins algérotunisiens (Dubourdieu, 1956; Chevenine et al., 1989).

III.1.1.3.Crétacé :

1- Crétacé inférieur :

Le Crétacé inférieur est représenté par les étages suivants:

a) Barrémien :

Il affleure dans l'anticlinal de Sidi Embareka au Nord-est de Djebel Ouenza (Dubourdieu, 1956). Il est constitué de marnes grises et jaunes non fossilifères, intercalés par des calcaires argileux, noduleux. Sa puissance est de 200m en moyenne (Dubourdieu ; 1956).

b) Aptien :

Il affleure sur des vastes surfaces, et de ce fait il devient le plus remarquable dans la région. Les dépôts de l'Aptien sont distribués surtout dans les bandes soulignées par les diapirs, dans le noyau des anticlinaux, et dans d'autres horsts de la région. Ils sont étudiés en détail par rapport à leur rôle de milieu encaissant pour la mise en place de minéralisations polymétallique et ferrifère.

L'étude lithostratigraphiques de l'Aptien effectuée dans le massif de l'Ouenza a montré la succession suivante:

b.1 L'Aptien marneux :

Il est remarquable par la dominance des marnes verdâtres qui se forment des pseudobancs. Elles représentent les termes les plus anciens de l'Aptien (Masse et Thieuloy, 1979) d'âge Aptien inférieur à moyen. Ces marnes alternent avec des calcaires gréseux ou des grès sur une vingtaine de mètres. Les grès sont à ciment sparitique et à oxydation partielle. L'ensemble est surmonté par des bancs de calcaires d'une épaisseur moyenne de 30m;

b.2 L'Aptien calcaire :

Il surmonte l'Aptien marneux, renfermant le plus souvent des Milioles, des Rudistes, des Orbitholines et des Lamellibranches (Chikhi-Aouimeur, 1980). Ces niveaux sont caractérisés par l'abondance du quartz automorphe, avec une épaisseur qui varie entre 108m et 172m. Ces

calcaires sont considérés comme un métallotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdieu, 1956 ; Bouzenoune, 1993).

b.3 Clansayesien :

Il affleure dans divers anticlinaux de la région étudiée, il s'agit des marnes grises, jaunes à Ammonites avec des calcaires gréseux (Dubourdieu, 1956). Sa puissance est de 100 à 200m.

La formation aptienne présente une épaisseur totale qui varie de 250 à 600m (Dubourdieu, 1956).

c) Albien :

L'Albien est marqué par une faune riche en Ammonites. Durant l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évasés, plis en champignon, etc..), généralement scellées par le Vraconien: Ouenza, M'zouzia, Boukhadra (Nedjari-Belhacène et Nedjari, 1984 ; Othmanine, 1987 et Bouzenoune, 1993). L'Albien se caractérise par des marnes argileuses dans la partie inférieure, des calcaires argileux dans la partie moyenne et des marnes noires dans la partie supérieure. Dubourdieu, (1956) a étudié plusieurs massifs de la région de l'Ouenza. Il a démontré que les calcaires aptiens sont surmontés par des marnes datées de l'Albien inférieur par des Ammonites. Vila et al (1994) ont signalé la présence d'une barre carbonatée albienne qui s'individualise à l'Ouenza, de part et d'autre de la côte 1288m. Ces calcaires deviennent plus marneux vers la terminaison périclinale et présentent la même association microfaunique qu'à la base de l'Albien de Djebel Boujaber. La puissance des dépôts albiens est d'environ 400 – 500 m.

d) Vraconien :

Il est généralement transgressif sur le Trias à l'Ouenza (Thibieroz et Madre, 1976) et sur l'Aptien au Djebel Slata (Smati, 1986) et au Djebel Hmeimet (Othmamine, 1987). Il est composé totalement de marno- calcaires gris, bleus, séparant des petits bancs de calcaires et vers le bas des marno- calcaires très gréseux de 500m d'épaisseur.

2 - Crétacé supérieur :

Il comprend les étages suivants : Cénomanien, Turonien et Sénonien.

a) Cénomanien :

Il est constitué de marnes argileuses verdâtres, caractérisées par des intercalations de la calcite fibreuse. Dubourdieu. (1959) a distingué la présence de deux assises : L'assise inférieure qui est formée par des marnes jaunes avec des marno-calcaires blancs feuilletées, et l'assise supérieure constituée des calcaires argileux, gris blancs avec quelques niveaux de calcaires gris noirs. La puissance du Cénomanien est de 600 à 900 m.

b) Turonien :

Les formations du Turonien n'affleurent qu'à Koura Ouenza aux environ de l'Ouenza. Elles constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux. Elles sont présentées par des calcaires marneux en plaquettes gris- foncé à noir, et à la base, avec de la matière organique et de rares concentrations pyritiques et marcacitiques.

Ces calcaires caractérisent stratigraphiquement le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur. Le Turonien supérieur est caractérisé par le développement des faciès marno-calcaires. La puissance totale du Turonien est de 150 à 250 m.

c) Sénonien :

Le Sénonien est représenté dans les régions de Souk Ahras et de Morsott, par un Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien), représenté par des calcaires marneux et des marnes avec une puissance ne dépassant pas les 300m, (Dubourdieu, 1959); et un Sénonien supérieur (Campanien-Maaestrichien), qui affleure au Sud de Tébessa et représenté par la succession des calcaires marneux du Campanien, des marnes gypsifères et enfin des calcaires massifs à rognons de silex riches en Inocérames avec une épaisseur comprise entre 200 à 500m.

III.1.2.Tertiaire :

Les dépôts tertiaires sont présentés par: l'Eocène, le Miocène inférieur et moyen et le Miopliocène (David, 1956).

a) L'Eocène :

L'Eocène inférieur et moyen est représentés par des calcaires à silex et des calcaires à Nummulites, près des périmètres des Monts de Mellègue, avec une puissance de 200 m.

b) Miocène inférieur et moyen :

Le Miocène inférieur et moyen présente des dépôts qui reposent transgressivement sur les formations d'âge albien-sénonien et même sur le Trias. Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès. Son épaisseur peut atteindre dans le bassin de Ouled Soukiès (Nord-Ouest de l'Ouenza) 1000 m (Dubourdieu, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993), avec une épaisseur moyenne de 150m (Dubourdieu, 1956).

c) Mio-pliocène :

Il est distribué surtout dans la moitié Nord de la région d'étude. Il est présenté par des conglomérats bariolés, grès et sables, argiles et calcaires lacustres. Sa puissance est de150m.

III.1.3.Quaternaire :

Il est caractérisé par des dépôts qui se répartissent dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes. Il renferme des croûtes de calcaires, limons, éboulis, cailloutis et poudingues avec une épaisseur de 10 à 30 m dans les fossés (Dubourdieu; 1956).

III.2. Cadre structurale :

Deux directions structurales majeures caractérisent la région des confins Algérotunisiens (Fig. 5). La première NE-SW est marquée par les extrusions triasiques et la deuxième NW-SE à WNW-ESE, marquée par les fossés d'effondrements, d'où l'existence d'une continuité des grands ensembles structuraux de part et d'autre de la frontière, où leurs minéralisations arrivent obliquement sur la frontière (Rouvier *et al.*, 1990).

Les principaux traits structuraux de la région sont représentés par la subsidence, le diapirisme, les plissements, les failles et les fossés d'effondrements.

a) La subsidence :

Au cours de Crétacé la tendance générale qui caractérise le bassin de l'Atlas Saharien est une subsidence considérable, rapide et continue (près de 5000m de sédiments post-aptiens) entraînant des poussées horizontales de direction NE- SW. Cette subsidence est suivie d'un bombement sous marin formant des hauts- fonds de direction NE- SW qui sont induits par l'activité diapirique à partir des fractures profondes du socle Masse et al, (1982) et Bouzenoune, (1993).

b) Le diapirisme :

Les diapirs représentent l'une des principales caractéristiques de l'Atlas saharien oriental. A l'affleurement ils sont allongés sur une bande de 80 km environ, de direction NE-SW. Le diapirisme est contrôlé par le fluage et l'ascension (Perthuisot, 1988).

LE FLUAGE :

L'écoulement fluide des évaporites est d'autant plus important que la température soit élevée, il est pratiquement réalisé aux alentours de 300° C pour le sel gemme et à des températures plus basses pour les sels potassiques ou les sulfates hydratés.



L'ASCENSION :

Elle est assurée par la densité, il s'agit d'une migration verticale du matériel plastique jusqu'à une altitude qui dépend du rapport des densités. Cette migration ne peut se faire sauve si la

densité du matériel plastique est inférieure à la densité globale de la couverture, on appelle ce phénomène « Halocinèse ».

III.2.1. Les diapirs des Monts du Mellègue :

En Algérie, la série triasique n'est connue que partiellement en surface. Des roches du Trias affleurent à la faveur d'extrusions soit , sous forme de masses chaotiques où dominent le gypse, les argiles et les dolomies, soit organisées en unités stratifiées localisées plutôt sur les plans des structures.

Les chlorures, signalés dans le salifère principal du Nord-est saharien (Busson et Cornet, 1989), sont présents dans la région du Mellègue dans la partie enracinée du diapir de l'Ouenza. Les pointements triasiques, très nombreux dans la région, sont localisés dans la partie Nord-est de l'Ouenza, (Dubourdieu, 1964 et Madre, 1969) et Sud-ouest de Boukhadra et au coeur de Djebel Mesloula.

En 1994, Vila a subdivisé le Trias des confins algéro-tunisiens en trois domaines (Fig. 6), qui sont :

✓ Un domaine du Trias allochtone : « au front des nappes » :

le domaine du Trias allochtone est analysé surtout aux environs de Sédrata, de Tifech et de Souk-Ahras où des recouvrements pelliculaires sur de grandes surfaces, observés sur le terrain, sont confrontés aux données gravimétriques ou électriques. Ils correspondent à de très spectaculaires charriages sur des séries miocènes pouvant atteindre le Serravallien-Tortonien.

✓ Un domaine à " glaciers de sel " sous-marins de matériel triasique resédimenté :

Il est d'abord analysé au Djebel Ladjebel. Une coupe de son flanc nord permet d'observer l'interstratification du matériel triasique dans des formations d'âge albien. Le contact inférieur et le contact supérieur sont soulignés par des conglomérats polygéniques plus ou moins grossiers et parfois pour ce dernier par des lentilles de carbonates récifaux. Près du célèbre gisement de fer du Djebel Boukhadra, classiquement considéré comme localisé sur un diapir en champignon, au-dessus de l'Aptien calcaire et du Clansayésien marneux, deux horizons carbonatés albiens successifs sont bien datés par des microfaunes. Ils encadrent une masse lenticulaire de matériel triasique resédimenté, elle-même limitée dessus et dessous par deux horizons conglomératiques à galets de Trias.

L'interprétation du matériel triasique de l'ensemble Ladjebel-Boukhadra en termes de «glacier de sel » sous-marin du type de *l'off-shore (Curnelle & Marco, 1983)*, mis en place en extension au pied d'un escarpement de bloc basculé, permet de rendre compte du résultat des forages miniers et de nombreuses données (géométriques, gravimétriques, structurales et géochimiques).

Elle semble pouvoir être étendue aux vastes secteurs triasiques voisins d'Algérie orientale (M'kririga-Mesloula et Bou Khadra-Mzouzia) et de Tunisie septentrionale.

Des indices tectoniques (failles normales fossilisées) et sédimentologiques (slumps, complexe albien à blocs d'Hallatif) permettent de penser que la pente nécessaire à l'écoulement gravitaire des masses évaporitiques resédimentées était déjà prête.

Si l'on retient cette interprétation, l'ensemble Djebel Ladjebel-Djebel Boukhadra correspondrait ainsi au premier grand « glacier de sel » sous-marin décrit à l'affleurement dans le monde. Plus au Sud, au Djebel Boujaber les masses interstratifiées ont un volume bien moindre. La datation au Djebel Boujaber de l'Aptien et de l'Albien par des microfaunes variées de plateforme ou pélagiques, la présence de matériel triasique remanié et des comparaisons avec les résultats de quelques forages pétroliers voisins, permettent d'infirmer le modèle sédimentaire classique de

surépaississement de constructions carbonatées à l'apex d'intrusions salifères, qui passeraient brusquement latéralement à des marnes.

✓ Un domaine à "vrais diapirs" situé au Sud de Tébessa :

Au Sud de Tébessa de vraies structures diapiriques, correspondent, des séries carbonatées réduites déposées sur d'anciens dômes de sel et s'épaississant latéralement considérablement en quelques km (forages SER-1, Bdj-2 et HTG-1). Au Nord de Tébessa, il n'y a guère de différence d'épaisseur entre affleurements et forages (Ge-1, SB-1); au Sud de Tébessa, au Djebel Djébissa, au Djebel Edalaa et dans les Némemcha, de nouvelles informations sont apportées grâce à des révisions détaillées, notamment la présence de conglomérats remaniant des insolubles triasiques à la base ou au sein des séries du Crétacé inférieur. Ces nouvelles données stratigraphiques et tectoniques ainsi que des indices sédimentologiques, donnent une vision renouvelée de l'ancien domaine dit « des diapirs » ou « des dômes ». La simplification structurale apportée par l'interprétation des grands affleurements évaporitiques en « glaciers de sel » sous-marins ouvre des perspectives nouvelles aux recherches de minerais ou d'hydrocarbures.

Cependant cette hypothèse reste discutable et n'est pas partagée par tous.

III.2.2.1. La mise en place des diapirs

Selon (Dubourdieu, 1956), trois critères tectoniques sur la migration du Trias peuvent être retenus :

- Durant le Crétacé, la pression sur le Trias s'est accentuée sous l'effet d'une importante sédimentation périphérique qui s'était déposée lors de l'Aptien et du Crétacé supérieur (subsidence), ce qui a conduit à un affaissement permettant au Trias de remonter vers les hautes zones de moindre résistance.

- Durant l'orogenèse alpine, l'ascension du Trias vers les zones de moindre résistance va s'accentuer, lors de plissements régionaux, permettant le redressement des couches aptiennes et albiennes environnantes. Le Trias ascendant a eu lieu avant le Miocène.

- Durant le Miocène supérieur - Pliocène, suite à une violente érosion post-Miocène, le Trias va continuer à migrer jusqu'à s'épancher à l'extérieur en s'infiltrant par le centre de la structure anticlinale . Cette dernière s'est affaiblie par rapport à ses flancs et la remontée des diapirs en surface a entraîné la déformation des couches géologiques.

III.2.2.2. Conséquences du diapirisme :

L'activité diapirique a influencé la structure et la sédimentation de nombreux massifs de la région. Lors de la remontée du materiel triasique, la sédimentation est influencée. Cette influence se traduit par des remaniements, des réductions d'épaisseur et des changements de pendages et crée des fracturations et des plissements secondaires.

II1.2.2.3. Périodes d'activité diapirique

Dans l'Atlas saharien oriental, l'activité diapirique a été reconnue dans la sédimentation par des indices qui témognent de cette activité. Ces témoins peuvent être déduits diretement ou indirectement.

-Les indices directs, tels que les remaniements sédimentaires d'éléments triasiques montrent le percement des masses triasiques.

-Les indices indirects ; comme le changement des faciès, les variations des épaisseurs et les constructions récifales.

Les plus anciennes preuves d'activités diapiriques identifiées sont d'âge aptien à l'Ouenza, Boukhadra et Mesloula, où les galets de dolomies du Trias sont repris tout au long de la sédimentation de la série aptienne.

III.2.3. Les plissements :

L'ensemble des formations sédimentaires a été plissé suivant une direction NE-SW. Ces plis anticlinaux souvent percés dans leurs charnières par le Trias-diapirique. Ils sont généralement relayés par des vastes structures synclinales. D'après (Dubourdieu, 1956), la série du Mellègue a été plissée au cours du Paléogène (Eocène supérieur-Oligocène).

III.2.4. La tectonique cassante :

En dehors des accidents de faible ampleur et de directions diverses, les structures anticlinales sont recoupées par deux systèmes de failles:

- Le premier système est constitué par des failles principales ou bien ce qu'on

appelle les failles majeures orientées, en principe, subparallèlement aux axes des anticlinaux sous l'effet du plissement. Les couches tendres se plissent et les couches dures se cassent au niveau des pendages des roches qui sont subverticaux à inverses. Ce système est orienté suivant deux directions tectoniques majeures : Nord-est (30°-60°) et Nord-Ouest (280°-320°).

- Les failles du deuxième ordre, sont caractérisées par des rejets importants et des pendages de l'ordre de 60° de direction Est-Ouest. Elles sont presque perpendiculaires aux failles principales, et parfois, elles les regroupent, ce qui favorise des concentrations métallifères.

Fossés d'effondrements :

Les confins algéro-tunisiens, sont représentés par des fossés d'effondrements de direction NW-SE et E-W, qui sont bordés par des accidents majeurs, et qui sont formés par des dépôts plioquaternaires avec une puissance de 170m dans le fossé de Tébessa-Morsott (Dubourdieu et al., 1950) et environ 300 m dans celui de Kasserine (Zouari, 1984) ; Durozoy, (1950) ; Castany, (1951 et 1954) ; Dubourdieu, (1956); David, (1956); Kazi Tani (1986); Othmanine (1987), ont considéré ces fossés d'effondrements comme étant le résultat d'une intense activité tectonique distensive postmiocène inférieur.

Alors que les premières manifestations sont enregistrées au Crétacé et l'effondrement majeur a eu lieu au Pliocène, selon Bismuth, (1973); Chihi, (1984); Chihi et al. (1984 et 1991); Ben Ayad et al. (1991).



Figure 5:Principaux ensembles structuraux des monts du Mellègue (Vila, 1980)

III.4) Evolution paléogéographique :

L'histoire paléogéographique des monts de Mellègue a commencé au Trias par une série puissante de dépôts salifères et argilo-gypsifères dans les bassins lacustres et lagunaires (Chavenine et al. 1989). Une légère transgression est enregistrée au Trias moyen (Muschelalk), dont les traces sont conservées en intercalation de calcaires noirs stratifiés (Dubourdieu, 1956).

Les dépôts du Jurassique sont absents dans la région en question (Dubourdieu, 1956) mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974).

Les gres du Barrémien représentent les plus ancien roche dage cretace affleurant dans la region essentiellement par une sédimentation marneuse. Ces sédiments se sont déposés sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdieu, 1956). La présence des niveaux à huîtres indique qu'à la fin du Barrémien, la tranche d'eau ne devait pas dépasser 200 mètres au maximum (Dubourdieu, 1956)

A l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le fait marquant est le développement des faciès urgoniens sur des hauts fonds correspondant aux extrusions diapiriques. Autour de ces hauts fonds s'est développée une puissante série marneuse de mer ouverte (Fig. 7).

A l'Albien, la sédimentation est transgressive (Ammouri, 1986 ; Chavenine, 1989).

Au Cénomanien, dans des conditions abyssales, une intense sédimentation marnoargileuse à intercalation de calcaires peu développés a eu lieu. Dans la région du Mellègue cette période est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE- SW (Othmanine, 1987).

Au cours du Turonien inférieur, les conditions profondes changent vers un milieu néritique chaud, où s'installent d'importantes masses carbonatées. A partir du Turonien supérieur, une assise marneuse a été accumulée dans une mer relativement profonde, parfois rompue par des intercalations calcaires. Ce même régime continue jusqu'au Campanien inférieur (Chavenine et al., 1987).

Le Companien et le Maestrichien sont marqués par des conditions de mer peu profonde et une prédominance des calcaires crayaux rarement récifaux. La sédimentation Crétacée marine s'arrête à la fin du Maestrichien inférieur.

Le remaniement de silex réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène, où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur et moyen.

A partir du Miocène supérieur, une phase de régression commence. Toutes les formations post-miocènes sont continentales et continuent jusqu'à la Quaternaire donnante naissance aux plaines et vallées actuelles.

Le Mellègue dans le contexte paléogéographique de l'Aptien (FIG. 8)

La tendance générale à la distension qui a caractérisé le bassin de l'Atlas saharien oriental durant le Crétacé a eu pour conséquence une intense subsidence provoquée par une importante accumulation sédimentaire, formant des hauts fonds de direction NE-SW où s'étaient développés des amas carbonatés comme ceux de l'Ouenza, de Boukhadra et de Mesloula.

Du point de vue paléogéographique, la région de l'Ouenza-Boukhadra fait partie d'une vaste province paléogéographique étendue de part et d'autre de la frontière algéro- tunisienne. Au cours du Crétacé, trois zones principales se sont individualisées (Fig. 8), (Castany, 1951 et Burollet, 1956).

Au Nord, une importante subsidence à dépôts argilo-marneux s'est développée en formant ce qu'on appelle le sillon Tunisien. Le faciès pélagique se développe sur de grandes aires La sédimentation est calcaro-marneuse. Au Sud, sur une aire plus stable il y'a eu le dépôt des faciès littoraux. Les dépôts se traduisent par des calcaires détritiques à oolites, plus ou moins dolomitisés et à rares intercalations de marnes. La partie médiane qui correspond à la zone des hauts fonds, est moins subsidente par rapport au sillon tunisien favorisant le développement des faciès urgoniens de l'Ouenza, Boukhadra et de Mesloula.



Figure 6:Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien (in Memmi, 1989).

IV. But et méthodologie de travail :

L'intérêt essentiel de cette étude réside dans la reconstitution du complexe carbonaté urgonien qui s'est développé durant l'Aptien supérieur dans l'extrémité orientale du domaine atlasique.

Le présent mémoire rentre dans le cadre de la préparation du diplôme de Master en géologie: Option « Environnement sédimentaire ». Il nous a été proposé une étude géologique et métallogénique du complexe carbonaté aptien du massif de Djebel Ouenza wilaya de Tébessa.

Ce complexe recèle une minéralisation ferrifère très importante, notre bute est de reconstituer le domaine paléogéographique, de classer les roches encaissâtes vu leurs structures apparente et leurs textures après l'étude microscopique, et d'étudier l'origine des minerais encaissés dans les calcaires aptiens.

a. L'étude du terrain :

On a levé une coupes lithologiques dans la série Aptienne du Djebel Ouenza ce levé a été accompagnés d'un échantillonnage des différents faciès et des divers groupes faunistiques qui présentent le développement des bioconstructions.

Ces coupes donnent des compléments importants pour l'étude descriptive du complexe urgonien.

b. L'étude du laboratoire :

Une étude pétrographique effectuée sur des lames minces représentant les différents faciès de la région ainsi que l'existence des microfossiles qu'ils nous ont aidés à identifier l'âge des terrains étudier.

Une étude pétrographique effectuée sur des lames minces représentant les différents faciès a été élaborée.

c. Historique des travaux de recherche :

Le territoire étudie fait partie d'une ancienne région minière où les recherches et l'exploitation des métaux remontent à l'antiquité.

> Travaux anciens :

Les premiers renseignements géologiques se rapportent à la première moitié du 19 ème siècle et sont exposés dans les ouvrages de G. Tissot (1854-1859), M. Coquant (1878-1881), M. Romel (1888-1890) et d'autres chercheurs.

En 1912, J.Blayac dans son étude géologique du bassin de la Seybouse, signalait dans les calcaires qu'il attribuait déjà à l'Aptien, des sections de *Requienia* et *Toucasia* associés à *Orbitolina lenticularis* et *Exogyra aquila*.

J.Pervinquière, la même année, étudiait les formations équivalentes en Tunisie et figurait quelques rudistes (*Horiopleura lamberti, Polyconites* sp. du djebel Serj).

Si l'on excepte quelques travaux mentionnant rapidement les différents massifs constituant les monts du Mellègue, il faut attendre 1956, avec les recherches de G.Dubourdieu, pour avoir une connaissance approfondie des formations aptiennes de la région étudiée. Pour cet auteur, ces formations seraient constituées par de puissants amas de calcaires récifaux surmontant des calcaires à huîtres et recouverts à leur tour par des calcaires gris à huîtres et orbitolines avec des intercalations marneuses.

A L'échelle du massif de l'Ouenza, Dubourdieu distingue deux lentilles récifales localement soudées à Chagoura. La première va d'Ain Guenaria à Koura Ouenza en passant par Merah el Maïz, la seconde constitue les quartiers de Sainte Barbe, Hallatif et Douamis. Stratigraphiquement, la seconde lentille serait située à un niveau plus bas que la première.

Ce même auteur propose le schéma classique de l'atoll pour expliquer le développement des calcaires récifaux de l'Aptien de la formation de l'Ouenza, avec une plate forme récifale en anneaux, couronnée d'un trottoir d'algues et entourant un lagon où se développaient des pinacles de rudistes.

Travaux récents :

En 1969, le travail de M. Madre est surtout orienté vers des préoccupations métallogéniques. Néanmoins l'auteur effectua quelques observations nouvelles. Il signale notamment l'existence de polypiers en position de vie. Madre distingue deux lentilles récifales superposées contenant chacune des polypiers et des rudistes.

En 1976, J.Thibieroz et M. Madre donnent une description détaillée de la formation carbonatée du djebel Ouenza. Ils distinguent :

-Une unité inférieure marneuse renfermant des amas calcaires à polypiers atteignant un maximum d'épaisseur à Sainte Barbe ;

-Une unité médiane constituée par des calcaires à milioles et rudistes s'amincissant sur les flancs de la structure.

-Une unité supérieure formée essentiellement de calcaires à débris

En 1979, J P. Masse et J.P. Thieuloy ont apporté d'autres précisions concernant l'âge et la paléogéogaphie des formations carbonatées de l'Aptien des monts du Mellègue en se basant sur les ammonites récoltées dans les séries de cet étage.

Ces auteurs ont introduit pour la première fois le terme de plate-forme pour désigner un dispositif sédimentaire carbonaté d'âge aptien et constatent l'existence d'un diachronisme dans l'installation de la plate-forme dans les différents secteurs étudiées. Ces calcaires, d'une structure à l'autre sont synchrones d'Est en Ouest, mais ils présentent un certain diachronisme du Nord au Sud.

F.Chikhi-Aouimeur (1980), dans le cadre d'une étude de thèse consacrée aux faunes de Rudistes de l'Aptien supérieur du djebel Ouenza, a présenté certaines remarquables observations sur la stratigraphie et l'interprétation des paléomilieux.

Ainsi, cet auteur a montré que les rudistes de l'Ouenza se répartissent dans deux domaines paléoécologiques principaux:

Un domaine externe où se développent des édifices récifaux à madréporaires. Les rudistes sont peu abondants, représentés par des formes épibiontes,

(Toucasia, Himereaelites) qui sont capables de résister à de fortes agitations des eaux.

✤ Un domaine interne où se déposent des vases calcaires très fins, les rudistes sont abondants. Ils sont représentés par les genres: *Toucasia, Horiopleura, Agriopleura* et *Eoradiolites*.

La même année, J.M. Vila présenta les résultats de ses travaux consacrés à la chaîne alpine de l'Algérie nord orientale et des confins algéro-tunisiens sous forme d'une thèse de doctorat, accompagnée d'une carte géologique au 1 :500 000 qui constitue une synthèse d'une série de travaux entrepris dans le Nord et l'Est de l'Algérie.

Les données concernant les monts du Mellègue révèle que les calcaires dits « récifaux » sont d'âge clansayésien et que leur développement est rattaché à la mise en place des extrusions diapiriques.

En 1982, J.P. Masse et F. Chikhi-Aouimeur étudièrent en détail les calcaires aptiens du djebel Ouenza et ses environs et constatent que ces derniers résultent de l'accumulation de faciès différents .superposé sur une même coupe : calcaires à polypiers et débris à la base, calcaires à rudistes et milioles au milieu et calcaires à débris au sommet.

A partir des années 90, J.M. Vila a entrepris des études ayant trait à la stratigraphie des calcaires aptiens et au Trias extrusif. Ces travaux ont permis d'attribuer les niveaux carbonatés à l'Aptien terminal et à l'Albien basal. De plus le développement des calcaires de plate-forme est attribué à l'halocinèse qui a provoqué, notamment à l'Aptien, une réduction de la série aptienne sur les flancs des dômes salifères et le développement des calcaires bioconstruits.

De plus, cet auteur donne une nouvelle interprétation de la zone des diapirs de la frontière algéro-tunisienne. Ainsi, il subdivise cette zone en trois domaines (Vila & al. 1993; Vila, 1994; Vila & al. 1994):

- ✓ -Domaine de "glacier de sel" sous marin
- ✓ -Domaine du Trias allochtone
- ✓ -Domaine des vrais diapirs

V.Conclusion :

La région des monts du Mellègue est représentée par du Trias évaporitique, avec une enveloppe qui va, à l'affleurement, du Crétacé inférieur (*Barrémien*) au Miocène, recouverte notamment par du matériel quaternaire de nature classique d'origine continentale.

- Les formations d'âge crétacé (*Barrémin-Maestrichtien*) sont sous forme d'alternance de marnes et de calcaires ; celles de l'Eocène sont des calcaires marneux à silex et enfin conglomératiques, et grès marins du Miocène.
- L'ensemble de ces formations sédimentaires a été plissé suivant une direction NE-SW qui est celle de l'Atlas saharien. Ces plis résultent d'une tectonique compressive qui correspond à la phase atlasique d'âge éocène.

• La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement qui sont remplies par de formations quaternaires. Ces fossés résultent d'une tectonique distensive, orienté NW-SE d'âge Miocène inférieur.

Enfin, ces déformations de structures entre compression et distension sont accompagnées d'épisodes d'ascension et de percement du Trias (diapirisme), la mise en place du diapir a commencé dans les monts de Mellègue dés l'Aptien (Thibieroz et Madre, 1976). Nous retiendrons donc que l'histoire géologique des monts de Mellègue a été gouvernée par une tectonique tant compressive que distensive accompagnée toujours par le diapirisme triasique.



Lithostratigraphie et sédimentologie de djebel l'OUENZA

I. Introduction :

La série aptienne est bien développée dans plusieurs secteurs des monts du Mellègue, elle présente des faciès très diversifiés et qui varient considérablement d'un point à un autre, notamment au niveau des faciès carbonatés. D'après les datations, elle se situe dans l'Aptien supérieur (Gargasien et Clansayésien, Masse et Thieuloy, 1979) et probablement dans l'Albien inférieur (Vila, 1993 et 1994).

Le djebel Ouenza est un massif montagneux situé dans la partie septentrionale des monts du Mellègue., il presente un relief accidenté (point culminant à 1260 m), déchiqueté et dont le profil est modifié d'année en année par les travaux d'exploitation d'une importante mine de fer.

Dans le massif de l'Ouenza, plusieurs secteurs présentant des masses calcaires ont été distingués secteurs de Douamis, Hallatif,Conglomérat, Sainte Barbe, Koura Ouenza et Damous el Hamam..



Figure 7: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956)

L'Aptien supérieur de des monts de Mellègue est représenté par trois formations lithostratigraphiques (fig)

1-Formation de Mesloula:

Elle est représentée principalement par des marnes qui atteignent une épaisseur variant de 40m à l'Ouenza et plus de 100m à Mesloula. Cette formation a été attribuée au Gargasien inférieur et moyen (Masse & Thieuloy 1979).

2- Formation de l'Ouenza:

Dans le secteur de djebel Ouenza, cette formation est scindée en deux membres:

a- membre inférieur: Il s'agit d'une série calcaire de plusieurs dizaines de mètres. Elle se compose de la superposition de passées marneuses et des barres de calcaires massifs organogènes, de puissance plurimétriques.

b-membre supérieur:C'est un amas lenticulaire de calcaires construits dont la puissance fait quelques dizaines de mètres dans la plupart des secteurs, mais peut atteindre 200mètres (Ouenza).

3-Formation de Koudiat Ettebaga:

Cette formation est constituée essentiellement de marnes à intercalations de niveaux calcaires et gréseux. Elle est scindée en deux membres bien distincts:

a- Membre inférieur constitué d'une alternance de marnes, calcaires et calcaires à Orbitolines.

b- membre supérieur , caractérisé par le développement des niveaux de calcaires bioclastiques.

| AGE | LITHOLOGIE | | Formation |
|-----------------|----------------------------------------|----------|-----------|
| ALBEN INFERIEUR | | 13 12 | KOUDIETE |
| CLANSARESIEN | | 11 | |
| | | 10 | |
| EN SUPERIEUR | **** *** | 08 | OUENZA |
| SASI | | 07 | |
| BAR | ************************************** | 06 | |
| | | 05 | |
| | | 04 | |
| EREUR | | 03 | |
| NIN N | | 02 | MESLOULA |
| ASE | | | |
| ARG | | | |
| | TITT | 01 | |

Figure 8: Découpage lithostratigraphique de la série aptienne des monts de Mellègue d'après (TLLI.M.2008)

II- Extension régionale des faciès urgoniens

Pour Oudjehane & al. (1992), l'extension des calcaires urgoniens est limitée aux bordures diapiriques dont ils soulignent l'activité. Trois types d'arguments soutiennent cette hypothèse :

-A mi-chemin entre l'Ouenza et Mesloula, un forage pétrolier (Beghoul, 1974) a traversé un Aptien sur 632 m. Il s'agit d'un faciès argilo-gréseux. L'épisode calcaire à Orbitolines (60 m) serait l'équivalent latéral des calcaires urgoniens.

-Le passage latéral de la sédimentation calcaire de plate-forme à la sédimentation argileuse s'effectue généralement au-delà de l'ennoyage des massifs calcaires.

-A l'Ouenza, l'enveloppe des faciès calcaires dessine une forme en lentilles, l'épaisseur des faciès urgoniens passe de 200m au niveau du périclinal à 45 m à l'extrémité NE de la lentille. La

réduction de l'épaisseur annonce la proximité de l'apex diapirique. L'accumulation calcaire est localisée sur les zones hautes et subsidentes liées à la montée des séries salifères (Thibieroz & Madre, 1976).

C'est ainsi que la sédimentation carbonatée de plate-fotme a été contrôlée par l'halocinèse du matériel triasique, l'accumulation sédimentaire peut être reliée à une subsidence localisée aux bordures des diapirs.

L'extension des plate-formes à faciès urgoniens serait réduite, elles sont de type insulaires, développées selon les axes diapiriques majeurs (NE –SW). Ces plate-formes insulaires ont commencé à fonctionner à partir des zones hautes commandées par des diapirs triasiques en voie d'ascension. (Voire figure. 09).



Figure 9: Disposition des plate-formes urgoniennes et leur relation avec les extrusions diapiriques (TLILI.M.2008)

III. Bio_lithostratigraphie de l'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza:

L'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza est représenté par trois formations lithostratigraphique suivantes:

III.1. Formation de MESLOULA

1-Marnes sableuses (11 mètres):



Figure 10: Coupe géologique à travers le massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956).

Il s'agit d'une série marneuse, de teinte grise qui se débitent en plaquettes. Sa partie inférieure est riche en intercalations sableuses, tandis que dans sa partie supérieure, se développe des bancs de calcaires bioclastiques gréseux, riches en huîtres et en échinides. Les bancs de calcaires, de puissance décimétrique, présentent une patine brune. Le ciment est micritique très riche en organismes: huître).

III.2. Formation de L'OUENZA

1. Calcaires bioclastiques graveleux (1,75m)

Ce niveau se présente en bancs décimétriques, de couleur bleutée à la cassure et brune à la patine. Ils sont constitués par des débris enroulés d'orbitolines, d'huîtres et d'échinodermes baignant dans un ciment sparitique.

2. Biosparite à Huîtres (2,3 mètres):

C'est une barre calcaire formée essentiellement d'huîtres, d'échinides et de brachiopodes (La partie inférieure de ce niveau remanie des éléments dolomitiques du Trias, conférant à la roche un aspect bréchique .

3. Calcaires construits à madréporaires (6m)

Ce niveau correspond à une masse calcaire non stratifiée. Ces calcaires sont difficiles à examiner du fait de la recristallisation des calcaires. Il s'agit de calcaire boundstone de couleur

grisâtre, où il est difficile de trouver la structure originelle. Toutefois il est possible d'observer les colonies lamellaires (bindstone) appartenant à des Microsélinidés.

4. Calcaires à rudistes (4,5m):

Surmontant les calcaires à polypiers, ce niveau montre le développement des radiolitidés au détriment des coraux. Les rudistes se présentent en gerbes où les individus ne dépassent pas le nombre de sept. Ces rudistes baignent dans une vase micritique et auxquels peuvent s'adjoindre des polypiers arborescents et des foraminifères benthiques et Milioles.

5. Calcaires micritiques (4,75m):

Au-dessus des calcaires construits, viennent des bancs micritiques, bien stratifiés, de couleur grise à la patine et bleutée à la cassure. Ce faciès est riche en microfaune:Foraminifères *(Ovalveolina reicheli* de CASTRO, ,*)*, Ostracodes. A ces organismes s'ajoutent le plus souvent des rudistes de petite taille.

6. Siltite (0,75m)

Ce niveau se présente en intercalation dans les bancs calcaires. Il est de patine brune et de cassure grisâtre, constitué par des grains de quartz très fins de forme arrondie, liés par un ciment carbonaté. Ce faciès montre sporadiquement des tests d'orbitolines

7. Calcaire bioclastique (0,70m)

Il se présente en masses non stratifiées, de couleur bleutée à la patine et grisâtre à la cassure. Les éléments figurés sont constitués par des débris ou d'organismes entiers: orbitolines, Gastéropodes. Ces niveaux de calcaire sont bioturbés et affectés par des figures d'émersion.

8. Calcaires graveleux à orbitolines (2,70m)

Ce niveau se présente en bancs massifs d'épaisseur décimétrique. Il est constitué par des tests d'orbitolines et des débris roulés appartenant à des rudistes, polypiers et bryozoaires.

III.3. Formation de KOUDIET ETTEBAGA

1. Alternance marno-calcaire à orbitolines (25m):

C'est un ensemble marno-calcaire, matérialisé sur le terrain par une combe marneuse, de teinte grisâtre, montrant des intercalations de bancs de calcaire, d'épaisseur décimétrique, de couleur brune à la patine et grise à la cassure. Ces bancs sont très riches en orbitolines, échinides et huîtres. Le plus souvent, des niveaux silteux viennent s'intercaler dans la série, matérialisés par des lits et des passées.

2. Calcaires graveleux (15m):

Au-dessus de l'ensemble marno-calcaire décrit précédemment, se dresse une barre de calcaire graveleux dans laquelle on reconnaît deux faciès: un faciès construit à la base, formé de la superposition de plusieurs colonies lamellaires de polypiers et un

3. Ensemble marno-calcaire (32m):

Les niveaux calcaires sont représentés par des bancs bioclastiques (grainstone), à patine grise, de puissance pluridécimétrique, ils sont isolés en bancs intercalés dans des passées marneuses grises.

4. Masse calcaire (12m)

De l'ensemble marno-calcaire, émerge une barre de calcaire qui apparait à la faveur d'une masse de forme lenticulaire.



Figure 11: Corrélation lithostratigraphique entre les déférents secteurs de l'Ouenza



Figure 12: F1-Siltites et Biomicrites silteuses de taille 20 à 100µ de la zone de l'Ouenza



Figure 13: F2 -Calcaires biomicrite à orbitolines de la zone de l'Ouenza



Figure 15: F3- Biosparite à Huîtres: calcaire formée essentiellement d'huîtres), d'échinides et de brachiopodes



Figure 14: F4-Calcaires biolithites à polypiers et gastéropodes de la zone de l'Ouenza.



Figure 17: F6-Calcaires bioconstruits à rudistes de la zone de l'Ouenza.



Figure 16: F8- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Milioles) de la zone de l'Ouenza



Figure 18: Fig18 :F9- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Milioles) de la zone de l'Ouenza

IV. Etude sédimentologique

IV.1. Définition du terme Urgonien

Il faut remonter à 1850 quand d'Orbigny, dans le Prodrome de paléontologie stratigraphique (T.II, p.97) a cité le terme d'Urgonien comme synonyme de Néocomien supérieur, situé entre le Néocomien inférieur et l'Aptien.

L'URGONIEN était défini comme un étage, et d'un point de vue stratigraphique il est caractérisé par des faciès de formations crayeuses à Rudistes d'Orgon, mais après les confusions qui ont accompagné la création du terme Barrémien et ensuite de l'Aptien, le terme d'Urgonien comme étage fut abandonné.

Dès lors le qualificatif d'Urgonien ne sert plus qu'à désigner un faciès calcaire particulier qui est caractérisé essentiellement par la présence des rudistes. Une définition faciologique n'est toutefois pas aisée car, si les faciès à rudistes du Barrémien, de l'Aptien et même d'âge un peu plus large, présentent une évidente parenté, ils y'a aussi une variation non négligeable. Et d'autres faciès, plus ou moins apparentés, sont souvent associés. D'où par exemple le terme de para-urgonien qui avait été suggéré pour désigner certains de ces faciès (Rat, 1959)

Devant les difficultés qui en résultent le colloque de Lyon sur le Crétacé inférieur (1963) avait conseillé de réserver le terme d'urgonien pour désigner un type de faciès calcaire du Crétacé inférieur « ...On souhaite voir son emploi limité aux calcaires à Rudistes et à ceux qui leur sont directement associés, du Barrémien et de l'Aptien » (Rat 1965, p. 159).

IV.2. Système biosédiments Urgoniens

Les faciès à rudistes considérés comme l'Urgonien typique sont associés à d'autres faciès qui font partie du même ensemble sédimentaire. Ils peuvent en être des éléments tout aussi indispensable, même s'ils sont moins évocateurs que l'Urgonien à rudistes. L'étude des unes est nécessaire à la connaissance des autres. Aussi parlerons-nous de système urgonien ou mieux système biosédimentaire urgonien étant donné la place qu'y tient la vie.

IV.2.1. Éléments d'une plateforme Urgonienne (fig.2)

Le schéma général d'une plate-forme urgonienne n'offre apparemment rien de particulier par rapport à ceux des autres plates-formes carbonatées:

a- les plates- formes urgoniennes se situent dans l'étage infralittoral;

b- elles dominent vers l'extérieur des fonds plus bas (domaine externe de bassin);

c- elles peuvent passer, du côté interne, à une zone margino-littorale, infra et intertidale, dans laquelle la salinité tend à diminuer.

VI.2.2. Bassin

Dans la plupart des cas ces bassins sont installés sur le plateau continental (shelf) qui se maintiennent dans l'étage Circalittoral, ils correspondent à des milieux ouverts sur la mer Libre.



Figure 19: Principaux éléments d'une plateforme urgonienne (Arnand Vanneau.1979)

***** Bordure externe de la plateforme

C'est la zone qui fait la limite entre la plate-forme et le domaine ouvert (bassin). Deux grands cas classiques de bordures peuvent exister:avec ou sans dispositif formant barrière.

Cas d'une barrière

Des barrières ont été décrites organisées et édifiées de diverses manières:

- des constructions coralliennes sont connues dans le Vercors (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1982), en Provence (Masse, 1976). Cependant ce dispositif, habituel à d'autres époques, est ici sporadique. Il n'était donc pas un élément nécessaire des systèmes urgoniens: les plates-formes urgoniennes n'étaient pas des récifs coralliens

- des cordons oolithiques ont été décrits (Krishev, 1972 en bordure de la plate-forme du Prébalkan) mais eux non plus ne constituent pas la règle, à la différence de ce que montrent beaucoup de plates-formes jurassiques

Pas de barrière

Il se peut aussi qu'aucune morphologie particulière n'ait concrétisé la marge externe de la plate-forme. Celle-ci devait alors s'élever progressivement, par une pente faible, depuis le fond du bassin externe jusqu'aux biotopes à Rudistes

VI.2.3. La plate-forme urganien

Caractérisé par des biotopes à Rudistes sur un substrat meuble sablo vaseux avec des péloïdes, bioclastes miliolidés de milieu calme. Les fonds à bioclastes remaniés représentent des milieux d'énergie forte

***** Ensemble margino-littoral

Il correspond aux étages infra, médio et supralittoral selon P.Masse (1976) qui distingue, pour l'Urgonien provençal, les milieux suivants: plages et marais maritimes avec lagunes plus ou moins déssalées, fonds algo-sédimentaires. Pour compléter l'inventaire des possibilités il faut ajouter les marges pénétrées par les détritiques, sableux ou argileux.

VI.3. Différents domaines de la plateforme urgonien de massif carbonaté aptien de l'Ouenza

A. Plate-forme externe/distale

F1-Siltites et Biomicrites silteuses

Le sédiment est formé de nombreux cristaux de silt altérés, de forme arrondie et dont la taille varie de 20 à 100µ. Ceux-ci baignent dans une matrice carbonatée. Les éléments figurés sont trés rares, représentés par quelques individus de foraminifères (*Textulariella sp. Hedbergella sp.*) et par des ammonites et des fragments de crinoïdes et de spatangues.

F2 Biosparites à huîtres et spatangues

Le sédiment est formé de nombreux fragments d'huîtres, de minces débris de spatangues généralement perforés, de très rares orbitolines, serpules et foraminifères planctoniques cimentés par des intraclastes et des péloïdes. Le liant est sparitique, rarement microsparitique La texture est de type wackestone à packstone.

| F 1F 2F 3F 4 | Hydrodynamisme | Environnements |
|--------------|----------------|----------------|
| | + | Bordure |
| | | Talus |
| | | Bordure |
| | | 'Talus externe |
| | - V | Ťalus |

Figure 20: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme externe de la formation de l'Ouenza.

F3 Biomicrites à orbitolines

Les éléments figurés sont représentés par des tests d'orbitolines entassés, formant l'essentiel du volume du faciès. De rares fragments de spatangues, de gastéropodes et d'huîtres sont mêlés aux orbitolines.

La matrice est micritique, renfermant le plus souvent des tests de foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp.)

B. Bordure de la plateforme

Faciès

Les sédiments de la bordure de la plate-forme sont répartis sur l'ensemble des secteurs étudiés et particulièrement le secteur de l'Ouenza où ils atteignent leur maximum d'épaisseur.

Biosparites à madréporaires (f4 et f5): Ces faciès sont superposés aux dépôts du talus de la plate-forme, ils se présentent sous forme de bancs mal lités, passant horizontalement ou verticalement à des bioconstructions qui donnent des affleurements lenticulaires de quelques mètres de puissance et de plusieurs centaines de mètres d'extension comme c'est le cas sur le flanc SE de djebel Ouenza. Ces faciès correspondent à des bioconstructions de madréporaires.

C. Plateforme interne (LAGON)

Les affleurements des faciès de la plate-forme interne sont localisés dans tous les secteurs étudiés, ils se présentent sous forme de masses calcaires, lenticulaires, constituant dans le paysage des ressauts bien marqués.

Faciès

a-Biolithites et biomicrite à Rudistes (f6, f7)- Ces faciès correspondent à des bioconstructions et des bioaccumulations de Rudistes qui se présentent sous forme de petites colonies dont chacune est formée de quelques individus isolés par une vase à débris grossiers de rudistes.



Figure 21: Interprétation séquentielle des faciès de la plateforme interne de la formation de l'Ouenza.

b-Biomicrite à foraminifères benthiques (f8, f9)- La faune est constituée par des foraminifères benthiques qui peut former jusqu'à 40% du volume total des sédiments, il s'y ajoute des ostracodes et des algues vertes. La matrice est micritique, parfois recristallisée en petits rhomboèdres de dolomite.

Conclusion :



Figure 22: Profil synthétique montrant la répartition spatiale des principaux faciès

Les faciès qui constituent la formation de l'Ouenza ont été rencontrés dans les différents secteurs du Mellègue. Ils appartiennent à trois domaines sédimentaires : le talus externe, la bordure de la plate-forme et le domaine interne de la plate-forme. Les différents domaines ont été caractérisés par neuf faciès qui sont numérotés de f1 à f9.



Les minéralisations de l'Ouenza

I. Introduction :

Comme la plupart des massifs du domaine atlasique de la frontière Algéro Tunisienne, le massif de l'Ouenza est situé au croisement des deux plus importants éléments structuraux de la région: le diapir de l'Ouenza et le fossé d'effondrement MORSOTT. Ce massif recèle des concentrations minérales de Fe, Pb, Zn, Cu, Ba, F, Sr.

La mise en place de ces minéralisations est probablement contrôlée par une intense activité diapirique et par une fracturation tardive.

Il y a de deux types :

✓ Le type le plus important est représenté par la minéralisation ferrifère sous forme de carbonates de fer (sidérite et ankérite), qui serait issue de la substitution métasomatique des calcaires récifaux aptiens. Celle-ci est oxydée en hématite et goethite au-dessus du niveau hydrostatique. Elle constitue le minerai actuellement exploité au niveau de la mine.

L'exploitation du gisement de fer se fait par quartiers du NE vers le SW : Douamis, Hallatif, Conglomérats, Sainte Barbe, Chagoura Nord, chagoura Sud et Ez Zerga.

✓ Le deuxième type de minéralisation est de moindre importance, il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétacées. Elle est généralement rapportée à un évènement miocène (Bouzenoune 1993 et Bouzenoune et al., 1995, 1997 et 2006).

Du point de vue géologique le Djebel l'Ouenza est un grand pli anticlinal d'axe NESW, il s'étend sur près de 12 km avec une largeur pouvant atteindre 5 Km au niveau de pic (1288 m). Il est interrompu au Nord par l'effondrement de Béni Barbare - Ouled Soukiét. Sa structure actuelle résulte non seulement des ruptures tectoniques, mais aussi du redressement des séries induites par l'ascension du diapir triasique.

Du point de vue structural, le Djebel l'Ouenza est marqué par une tectonique souple, matérialisé par sa structure générale qui correspond à un grand anticlinal de direction NE-SW et par le prolongement des barres calcaires à un fort pendage. Ces barres calcaires sont biens redressées et même renversé au contact avec le diapir triasique (sur la route de Souk Ahras au niveau du quartier Hallatif).

Ce massif est affecté d'une tectonique cassante exprimée par de nombreux accidents d'orientation NW-SE. Cette importante fracturation, très rapprochées et parallèle au pli. Elle est illustrée par la grande faille du pic et une série de failles parallèles (Les failles de Merah el Maiz). Cette direction est bien matérialisée à Douamis ou il existe une faille de direction N70, à remplissage bréchique sur une épaisseur décimétrique, qui affecte les calcaires aptiens.

CHAPITRE03 Gitologie



Figure 23: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956)

II.1. Minéralisations ferrifères

Quartier DOUMIS contient plusieurs filons – diaclase- remplissage du cassure contiennent le minerai de fer On peut distinguer selon l'emplacement de l'existence :

1. La sidérite :

Carbonate de fer FeCO3, parmi les principaux ressource de minerai de fer , leur teneur en Fe est entre 35% ET 46% .Trouvé développé dans un système rhomboédrique, blond a brun claire fonçant au rougissant, par altération a l'air faiblement effervescente avec l'HCL dilué a 10%,On le trouve en cristaux isolées ou en masse spathique blanchâtre « fer spathique » dans les filons ou les amas de minerai de métalliers.

2. Les hydroxydes et oxydes de fer :

Il s'agit de limonite essentiellement constitué de goethite et d'hématite :

• La goethite (FeOOH)

La goethite est fréquente dabs le corps Nord, sa couleur est brun sombre à noir avec un éclat sub-métallique. Elle forme des encroutements à surface brillante et se présente soit en concrétions, en croutes concentrique mamelonnées (Planche IX-1-Fig.2) et également en stalactite. Elle accompagne surtout l'hématite et elle est très fréquente dans les zones qui présentent des vides.

• L'hématite (Fe₂O₃) :

L'hématite a une couleur généralement gris foncée, parfois rougeâtre à éclat sub-métallique.

Elle se présente sous différentes formes :

-Massive de couleur rouge-brun,

CHAPITRE03 Gitologie

-sous forme pulvérulente (minerai riche),ou terreuse ayant une granulométrie variable (minerai pauvre),celui-ci peut se trouver au sein de géodes

On distingue aussi la présence de type de minéralisation :

Un minerai primaire :

Qui sont carbonatées et représentés par la sidérite(FeCo3), toujours accompagnés par du quartz automorphe inclus dans la minéralisation.la sidérite résulte a la transformation de calcite

CaCo3 FeCo 3

Exploité dans la mine d'Ounza de teneur entre 35% ET 48%



Figure 24: Sédirite développé en système cristallin

Se forme de l'hématite –goethite- limonite Résultent après l'oxydation de la Sidérite ; l'hématite : trouve friable ou bien solide dans les filons, entouré par la goethite (FeO(Oh)) et la limonite ($2Fe_2O_3,3H_2O$).



Figure 26: oxydation de l'Hématite et la transformation



Figure 25: Hématite à éclat métallique



Figure 27: la goethite se forme des boules noires à éclat métallique

Donc d'une minéralisation primaire a une minéralisation secondaire le minerai transforme d'un carbonate de fer FeCo3 a des oxydes de fer, on marque aussi que la teneur en Fe augmente de 46% au max dans la sidérite à 60% dans l'hématite et la goethite a causé le remplacement de Fe en place de CaCO3 Cette fig. (25) explique bien le cycle d'oxydation.



Figure 28: figure présente la transition de minéral de fer

- 1- La calcite CaCo3
- 2- La sédirite Fe Co3
- 3- L'Hématite Fe2O3

II.2. La minéralisation polymétallique

Cette minéralisation polymétallique a déjà fait l'objet d'une étude partielle par Bouzenoune (1993), qui a mis l'accent sur le contexte minéralogique de ces indices. Il distingue sur l'ensemble du massif de l'Ouenza deux domaines ; un domaine à Pb et accessoirement Cu et Ba situé à Koudiat el Kahkouh au niveau de la fermeture périclinale SW du massif et un domaine à Cu, Ba, F et accessoirement Pb situé au NE le long de l'arête Sainte Barbe-Koudiat Es Snouber.

Plusieurs indices polymétalliques à fluorine, barytine, cuivre gris et galène ont été reconnus au niveau du djebel Ouenza. Du Nord Est vers le Sud Ouest ces indices sont :

a- l'indice de Douamis situé à l'extrémité NE du Djebel Ouenza. Il montre une minéralisation essentiellement à cuivre gris associée à de la calcite à gros grains, sous forme de poches et de nids (Fig. 26). Le cuivre gris apparait sous forme d'éléments bréchiques à texture massive ainsi qu'en remplissage de veinules anastomosées.



Figure 29: Poches de cuivre gris (cg) associé a la calcite a gros grains (douamis)

Au niveau du parement Est de la carrière de Douamis, il a été observé sous forme de remplissage de fractures NE-SW, du cuivre gris bien cristallisé qui apparait sous forme de beaux cristaux de tetraèdrite associée à de la fluorite violette et à du quartz biypramidé de taille centimétrique (02 à 10 cm). Pohl et al (1986), ont décrit dans cette partie de l'ankérite associée au cuivre gris qui a été considérée comme une ankérite hydrothermale.

Dans cette partie, la minéralisation à cuivre gris est généralement très oxydée et elle montre souvent de beaux cristaux millimétriques d'azurite et de malachite. Parfois ces minéraux apparaissent sous forme d'encroutements ou d'induits tapissant les petites veinules

b) Dans le quartier Hallatif, la minéralisation est observée en 02 endroits : - i) à l'intérieur de la carrière, dont l'accès se fait par les ateliers de Ferphos. Dans cet endroit la minéralisation est localisée au contact des calcaires aptiens avec le Trias.

L'observation montre qu'il s'agit d'une minéralisation à fluorite, barytine et cuivre gris. La fluorite apparaît en textures drusiques à cristaux centimètriques de couleur violette à bleu pale et jaunatre, associée à de la barytine crêtée, parfois massive. Le cuivre gris sous forme de poche et en remplissage de petites veinules recoupe le minerais hématitique; - ;

a) sur la route de Souk Ahras ; cet indice est le plus connu parmi ceux de l'Ouenza. La minéralisation à fluorine, barytine s'observe dans deux endroits :

- au niveau de la faille principale NE-SW, qui constitue une faille ouverte. Elle montre un remplissage typique de barytine blanche crêtée, en grosse lattes de 5 à 20 cm.

 Au contact avec le Trias sous forme de remplissage de poches à fluorite, barytine en lattes et galène. La fluorite apparait sous forme de beaux cristaux cubiques translucides à grisâtre de



Figure 30: barytine en lattes en remplissage de la faille NE-SW qui recoupe le secteur d'hallatif au niveau de la route souk Ahras

taille millimétriques à centimétrique avec des textures en cathédrale. La barytine en lattes qui pousse sur les cristaux de fluorite. La galène apparaît tardive, elle se présente souvent sous forme d'agrégats de cristaux cubiques, millimétriques à centimétriques, qui pousse sur la barytine et la fluorite.

 Dans le quartier d'Ez Zerga la minéralisation se rencontre le long du contact avec le Trias Dans cet endroit, il est observé des cristaux cubiques de fluorite violette, à texture drusique, associée à de la barytine, à du quartz, à de la galène et parfois à de la malachite sous forme d'enduits.



Figure 31: Contact trias-calcaire aptien, minéralisé au niveau de koudiat zerga

<u>CHAPITRE03 Gitologie</u>

Dans d'autres cas, l'observation de blocs de calcaires au niveau d'Ez Zerga montre des cavités de dissolution ainsi que des veinules à remplissage de fluorite massive, claire, translucide et parfois à tendance bleuâtres. Les cavités de dissolutions montrent quand à elles, un remplissage de fluorite drusique de taille millimétrique à centimétrique, à texture en cathédrale associée avec du quartz bipyramidale généralement de petite taille millimétrique à centimétrique à centimétrique a centimétrique aux quartz habituellement rencontrés dans les autres quartiers (Douamis et Hallatif).

L'observation montre qu'il existe aussi une barytine tardive blanche, qui apparaît dans les poches de dissolution associée avec de la sidérite blonde bien cristallisée et de la calcite blanche à texture en fleur.

d- A Koudiat El Kahkouh au niveau de la fermeture périclinale SW du massif, la minéralisation est essentiellement plombo-cuprifère. Il s'agit d'une minéralisation à galène, cuivre gris et barytine qui se présente sous forme de remplissage bréchique de fractures NE-SW. Parfois le cuivre gris apparait essentiellement sous forme de disséminations dans les calcaires silicifiés.

La galène apparaît sous forme remplissage de veinules et de disséminations dans les calcaires, La barytine blanche en tablettes cimentées par des carbonates oxydés est associée à cette minéralisation (Aissaoui et Manceur, 2007).

L'étude macroscopique et microscopique de la minéralisation à F, Ba, Cu, Pb (Zn), montre une association minérale composée de sidérite, ankérite, calcite, dolomite, quartz,

Dickite, fluorite, barytine, cuivre gris, galène et rarement de la sphalérite.

L'étude montre la présence de deux sidérites ; une sidérite grise primaire qui se situe audessous du niveau hydrostatique. Cette sidérite est considérée par certains auteurs comme d'origine épigénétique (Pohl et al. 1986, Bouzenoune, 1993), alors que d'autres auteurs la considère comme étant diagénétique, (Madre, 1969 ; Thieberoz et Madre, 1976).

Une autre sidérite blonde tardive existe dans les niveaux d'oxydations. L'étude montre qu'elle est le résultat de la transformation des diverses calcites de recristallisation (Belagh et Mouchène 2010). L'observation montre que ce processus de sidéritisation se poursuit même actuellement.

Il existe aussi de l'ankérite blanche fissurale ou grise automorphe, au microscope, cette ankérite est spathique, elle se développe sous forme de plage avec une extinction ondulante (Pohl et al., 1986 ; Bouzenoune, 1993). La calcite, constitue le minéral de gangue le plus répandu. A l'oeil nu cette calcite présente de très belles formes cristallines rhomboédriques en cours de sidéritisation, parfois elle se présente sous forme de scalénoédre, sous forme d'encroutement, en fleur, en druse ou en placage. Dans d'autres cas elle apparait en gros cristaux zonés de la taille d'un poing associé au cuivre gris (Ed Douamis).



Figure 32: Quartz diagénétique (QI) a inclusions de la calcite diagénétique



Figure 33: texture drusique qui montre la calcite a gros grains encapuchonée par une calcite pinacoide (Douamis)

Elle apparait aussi en veinules dans les calcaires. Dans certains cas elle constitue le ciment des éléments béchiques. Elle est de couleur blanchâtre à rosâtre. Elle présente parfois un aspect mielleux lorsqu'elle est teintée par les oxydes. En définitive l'étude montre qu'il existe plusieurs générations de calcites (Belagh et Mouchène 2010)

La barytine est souvent associée à la fluorine, à la galène, à la calcite et à la sidérite blonde et ou l'hématite (fig. 31). L'observation macroscopique montre qu'il existe deux générations de barytine (fig. 31) : **une barytine I** qui apparait généralement en lamelles.

Elle est de couleur blanche et se présente sous diverses formes: en crête, en agrégats massifs, en veinules et parfois bréchique. Au microscope, c'est une barytine en grandes lattes rayonnante (fig. 32). L'observation montre également des cristaux de quartz (inclus dans la barytine (fig. 32).



Figure 34: échantillon montrant deux génération de barytine : une barytine a aspect laiteux massive entourant des cubes de la fluorine et cimente les elements de l'hématite, et une barytine tardive (Ba.II) en gerbe recoupe l'ensemble (Ez Zerga)

La barytine II, apparait en gerbe. Au microscope, elle montre des cristaux allongés en forme de gerbes recoupant la fluorite. Cette barytine remplace la calcite à gros grains zonée. Ces cristaux en gerbe sont recoupés par une calcite tardive et par le cuivre gris



Figure 35: Aspect macroscopique d'un échantillon montrant des cristaux cubique, gris sombre de fluorine (FI), surmontée par de la barytine blanche en latte (Ba.I) (Lounis SAMI .2011)



Figure 36: Barytine (Ba.I) en lattes teintée en bleu G × 10

L'observation macroscopique montre que 02 générations de fluorite peuvent être distinguées sur la base de leurs tailles et de leur expression morphologique.

Une fluorite 1 généralement de couleur grisâtre, de grande taille, associée à de la barytine et à de la galène.

Au microscope cette fluorite (FI) apparaît sous forme de cristaux cubiques (fig. 34,35). Elle est recoupée par la barytine (Ba. II), dans certains cas elle se trouve fracturée et remplie par de la calcite. A Ez Zerga l'observation montre que cette fluorite est remplacée par la dickite.



Figure 37: Fluorine incluse dans la galéne section polie. LN.G×10

Quand à la fluorite II, l'observation montre qu'il s'agit de la fluorite qui apparait sous forme de remplissage drusique, tapissant les parois des cavités de dissolution dans les calcaires, associés à du quartz et à de la barytine.





Figure 38: texture drusique montrant des cristaux de fluorine cubiques en remplissage de cavités de dissolution (Ez Zerga) (Lounis SAMI.2011)

Le quartz apparait aussi sous trois générations : un quartz I (QI qui se présente dans les calcaires en fines aiguilles prismatiques ainsi qu'en prismes bipyramidé qui baignent dans le minerai hématitique et dans les calcaires aptiens (Ez Zerga et Chagoura) (fig. 36). Ce quartz serait d'origine diagénétique.



Figure 39: quartz diagénétique (QI) en fines aiguilles prismatiques (Lounis SAMI.2011)

Au microscope, il apparait sous forme de grains automorphes qui se développent au sein des calcaires. Il renferme des inclusions solides de la calcite primaire. Il est aussi corrodé par la calcite tardive.

Le quartz II (Q II) se présente souvent en cristaux automorphes pyramidaux, isolés ou en agrégats qui poussent sur l'hématite, il est de taille variable allant jusqu'à 10 centimètres de long, du couleur blanche (fig. 37). Ce quartz est considéré comme d'origine hydrothermal. Il montre souvent des inclusions d'hématite. Ce qui montre que le processus d'oxydation de la sidérite primaire aurait été très précoce.



Figure 40: Agrégat de cristaux de quartz pyramidés qui poussent sur l'hématite massive avec un tapissage fin calcite tardive (Lounis SAMI.2011)

Enfin le **Quartz III (QIII)** apparait translucide, sous forme des druses dans les vides de dissolutions, associés à la fluorine (F II) et à la barytine (Ba. II).

La Dickite, est observée dans les quartiers Ez Zerga, Sainte Barbe et conglomérat.

Elle apparaît sous forme de petits cristaux tendres, blancs à éclat nacré. L'observation microscopique montre que cette dickite est antérieur à la barytine I est postérieure au Quartz II (Fig. 38)



Figure 41: Dickite (Dick) entourant des cristaux de quartz (QII) Lame mince. LPA.G.× 10 (Lounis SAMI.2011).

Les sulfures sont représentés par de la galène qui se présente sous forme de disséminations dans les calcaires et se manifeste également en cristaux cubiques qui poussent sur la fluorine et la barytine (fig. 83). Au microscope cette galène renferme des petits cubes de fluorite en inclusions (Fig. 78).



Figure 42: Cube de galène (Ga) poussant entre les cubes de fluorine (FI) (Lounis SAMI.2011)

La sphalérite est très rare, seule l'étude microscopique a permis de la mettre en évidence. Elle se présente en plage xénomorphe en association avec la galène. La

Chalcopyrite, se présente généralement sous forme de plages xénomorphes ou en remplissage de fissures. Elle apparaît aussi en dissémination dans la gangue.

La Pyrite est peu abondante, seule l'étude microscopique a permis de la mettre en évidence. Elle apparait sous forme des petits agrégats plus en moins sub automorphe disséminés dans la gangue. Parfois elle occupe aussi des fractures.

Enfin le Cuivre gris, est relativement abondant au niveau des quartiers de Douamis, de Hallatif et de Koudiat el Kahkouh. L'examen microscopique confirme bien qu'il s'agit de la variété tétraédrite. Il apparaît dans les fractures affectant les calcaires aptiens et l'hématite (fig. 84 & 85). Il se présente également sous forme des disséminations dans la roche carbonatée (calcite à gros grains) et s'altère le plus souvent en Azurite et malachite.

Il se présente le plus souvent sous forme des plages xénomorphes disséminées dans la gangueet quelque fois en cristaux automorphes de taille millimétrique à centimétrique.

Parfois il remplit les petites fissures recoupant notamment la barytine en lattes et la fluorine. Les bordures de ces plages sont souvent altérées en covellite.



Figure 43: cuivre gris (Cg) sur l'hématite massive (hém) (Hallatif) veinule de cuivre gris (cg) recoupant la barytine en lattes (Ba.I) lame mince LPN.G×5 (Lounis SAMI.2011)

L'analyse des différentes observations macroscopiques et microscopiques, permet de proposer le tableau de la succession paragénétique probable de la façon suivante et qui tiens compte de la minéralisation ferrifère.

| Minéraux | Diagénétique | | Epigénétique | | | | | | | CARPORT | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------------|-----------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|-----------------------|-------------------------|-----|--------------|-----|------------|
| Calcite Quartz Sidérite/Ankérite Fluorite Barytine Dickite Pyrite Chalcopyrite Sobalérite | <u>Q1</u> | FRACTURATION | Ca2 | FRACTURATION & PLI | Ca3 Dk | FRACTURATION & PLI | Q2 F1 B1 Py Cpy Sp | FRACTURATION & PLI | Ca4 Q3 F2 B2 | F R A C T U R A T I O Z | Ca5 | FRACTURATION | Ca6 | - - |
| Galène Hématite | | | _ | S E M | | S E M | Ga | S E M | | | | | | |
| Cuivre gris | | | | E N T | | E N T | | E N T | | | Cg | | | _ |
| Minéraux d"oxydations | | | | | | | | | | | | | | |

Figure 44: Succession paragénétique des minéralisations du massif de l'Ouenza. (Lounis SAMI.2011).

III. Conclusion.

L'étude des deux types de minéralisations du massif de l'Ouenza montre une association minérale complexe composée de : sidérite, ankérite, dickite, calcite, quartz, Barytine, fluorine, galène, cuivre gris, pyrite, chalcopyrite, sphalérite, hématite, goethite, cérusite, covellite, malachite et azurite.

1) La minéralisation ferrifère : elle apparait sous trois types morphologiques : en

amas, en couches conformes à la stratification des calcaires encaissants, et en filonnet.

Elle est constituée par un minerai primaire sidéritique qui résulterait de la transformation des calcaires par substitution, et un minerai secondaire hématitique issu de l'oxydation du premier au dessus de niveau hydrostatique. Il existe plusieurs générations d'hématite et le processus d'hématitisation continue jusqu'à l'actuel.

2) La minéralisation à Ba, F, Pb, Zn et Cu : elle est constituée par de la galène, du cuivre gris, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la sphalérite, de la barytine et de la fluorine.

Elle se localise principalement dans les fractures orientées NE-SW affectant les calcaires aptiens. Elle est typiquement filonienne.

Elle se présente aussi sous forme de remplissage de poches de dissolution pour la fluorine, le quartz et la barytine et sous forme de dissémination de galène et de cuivre gris.

La fluorine est abondante, souvent associée à la barytine et à la galène. Elle apparait en agrégats de cristaux cubiques surmontés par de la barytine fine crêtée. Elle apparait souvent en druses qui tapissent les parois des cavités de dissolution et les fractures ouvertes. Elle se présente également sous forme de remplissage des fractures.

La barytine apparaît en lattes, parfois avec quelques disséminations de galène ou sous forme, massive, en crête, en gerbe, en veinule et bréchique.

Le cuivre gris apparait en petits amas, en veinule et en dissémination. Ce cuivre gris est bien exprimé aux extrémités de la structure anticlinale (Douamis et Hallatif au NE et à Koudiat El Kahkouh au SW).

L'étude montre aussi que cette minéralisation polymétallique recoupe clairement la minéralisation ferrifère et qu'elle s'est mise en place en deux stades :

- premier stade précoce, durant lequel se sont déposés la fluorine (F I), la barytine (Ba. I), la pyrite (Py), la chalcopyrite (Ccp), la sphalérite (Sph) et la galène (Ga).

- deuxième stade, où se sont déposés de la fluorine (F II), de la barytine (Ba. II). Compte tenu du contexte régional (communication oral Kolli 2009), et le cuivre gris s'est mise en place au cours d'un 3ème épisode plus tardive avec la calcite V.



Conclusion générale

Le territoire étudié se situe dans la partie N-E de l'Atlas saharien, il fait partie des monts du Mellègue. Sur le plan administratif, il se rattache à la wilaya de Tébessa dont le centre de la wilaya, la ville de Tébessa, se trouve à 45 Km au Sud-est suivant la route nationale N° 16 Annaba - Tébessa.non loin des frontière Algéro-Tunisiennes. Les localités les plus proches sont : El - Morsott, Ouenza.

La région des monts du Mellègue est représentée par du Trias évaporitique, avec une enveloppe qui va, à l'affleurement, du Crétacé inférieur au Miocène, recouverte notamment par du matériel quaternaire de nature classique d'origine continentale.

L'analyse lithostratigraphique réalisée dans le secteur étudié permet de scinder la série étudiée en trois ensembles.

1- Un ensemble tendre, très bien exposé dans le secteur étudié, montre une série marneuse qui surmonte des niveaux détritiques terrigènes à l'extrême de base Le contacte avec le substrum triasique est souligné par une bréche qui remanie des éléments du Trias. Ce niveau marque la transgréssion aptienne sur la zone émergée du diapir.

2- Dans le second ensemble, les faciés sont représentés par des calcaires très riches en Polypieds, Rudistes, Bryozoaires, Orbitolines.

3- Dans le dernier ensemble le passage latéral de ce niveau montre une diminution progressive des bioconstructions et apparitions d'une alternance plus ou moins régulière de calcaires a Orbitolines et de marnes.

Les minéralisations rencontrées dans Les massifs de l'Ouenza sont de deux types :

* La minéralisation a ferrifère : Elle apparait sous trois types morphologiques : en amas en couches conformes à la stratification des calcaires encaissants, et en filonnet. Elle est constituée par un minerai primaire sidéritique qui résultrait de la transformation des calcaires par substitution, et un minerai secondaire hématitique issu de l'oxydation du premier au dessus de niveau hydrostatique. Le minerai oxydé actuellement en exploitation, est formé d'hématite, de geothite et autres ocres limonitiques.

* La minéralisation à Ba, F, Pb, Zn et Cu : elle est constituée par de la galène, du cuivre gris, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la sphalérite, de la barytine et de la fluorine. il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétacées. Elle est généralement rapportée à un évènement miocène.



<u>Bibliographie</u>

- Amouri, M. (1986) : Le gisement de Bou Jaber (Atlas Tunisien Central). Un exemple de minéralisation Pb-Zn-F-Ba dans un Paleokarst. Rev. Sc. Terre. Tunisie. Vol 4, pp. 87113.
- Beghoul, M. (1974): Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse Doct. Ing., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France. 140p. (inédit).
- Bouzenoune, A. (1993): Minéralisations péridiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse Doct, d'Univ. Paris IV. P 206.
- Bouzenoune, A.; Rouvier, H.; Thibieroz, J. (1995): Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 6, n°1, pp3- 24.
- Chikhi-Aouimeur, F. (1980): Les rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie NE).v Paléontologie. Contexte stratigraphique et paléogéographique. Thèse 3ème cycle, USTHB, Alger, 114p.
- 6. Chihi, L. (1984) : Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisiecentrale) et des structures voisines : J. Selloum et J. Maargaba. Thèse 3 ème.
- 7. Amouri, M. (1986) : Le gisement de Bou Jaber (Atlas Tunisien Central). Un exemple de minéralisation Pb-Zn-F-Ba dans un Paleokarst. Rev. Sc. Terre. Tunisie. Vol 4, pp. 87113.
- 8. Kazi Tani, N. (1986) : Evolution géodynamique de la bordure nord -africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doct. Ès Sciences, Univ. Pau et des pays de l'Adour, 2 tomes.
- Kowalski, W.M. et Hamimed, M. (2000): Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien ? Dilemme du Matériel triasique des confins algéro-tunisiens. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 11, n°1, pp 29-60.
- 10. MADRE M. (1969) : Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza(Est algérien). Thèse de doctorat 3 ème cycle. Fac. Sc. Paris 98 p.
- 11. MASSE J.P. (1979) : Les Rudistes (Hippuritacea) du Crétacé inférieur. Approche paléoécologique. Géobios, numéro spécial, n°3, p. 277-288. Lyon.
- Masse, P. & Chikhi-Aouimeur, F. (1982) : La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géol. Méditer., Marseille, vol. IX, n°3, pp. 259-267.
- NEDJARI-BELAHCENE S & NEDJARI A (1984) : Le Boukhadra:esquisse paléogéographique aptienne. 5 ème séminaire national des sciences de la terre. Alger, résumé p. 102-103.
- 14. OTMANINE A. (1987) : Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn, Fe sidéritique autour du fossé Tébessa- Morsott (Algérie) Relations entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de doctorat de 3 ème cycle, Univ. Pierre & Marie Curie, Paris VI, 221 p.
- PERTHUISOT V. & ROUVIER H. (1992) : Les diapirs d'Algérie et de Tunisie : des appareils variés résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. Bull. soc. Géol. France., t. 163, N° 6, p. 751- 760. Paris.
- 16. THIBIEROZ J. & MADRE M.(1976) : Le gisement de sidérite de djebel Ouenza (Algérie) est contrôlée par un golfe de lamer aptienne. Bull. de la société d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord.. t67, fasc.3-4, p 125-150, 9 fig. Alger.

<u>Bibliographie</u>

- TLILI M., ELMI S., MEKAHLI L. (2003) : Synthèse biostratigraphique et sédimentologie du complexe urgonien du Mellègue (SE. Constantinois). 2 ème séminaire de la stratigraphie BeniAbbes
- 18. TLILI M, .ELMI S ET .MEKAHLI L. (2004) : Paléoenvironnements et dynamique de la marge septentrionale du domaine atlasique oriental (Mellègue) durant l'Aptien..1 er séminaire national des sciences de la terre au service du développement durable. P. 82. Tébessa. VILA J.M. (1993) : Comportement des terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Le Trias dans tous ses états. Livret-guide excursions coll. "Trias 93, Algérie" .Publ. CRD Sonatrach, Boumerdès, Algérie. III.1 à III.26.
- 19. VILA J.M. (1994) : Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Trias allochtone, glaciers de sel sous-marins et vrais diapirs. Mémoires du service géologique de l'Algérie. n 6, p 105- 152, 25.
- 20. VILA J.M., BENKHROUF F., & CHARRIERE A. (1994) : Interprétation du materiel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Un vaste "galacier de sel" sous marin albien à l'image des structures off-shore d'Aquitaine. CRAS Paris, t 318, série II, p. 109-116.