

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DES FRERES MENTOURI - CONSTANTINE -
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE
ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
DEPARTEMET DES SCIENCES GEOLOGIQUES

N° d'ordre :
Série :



MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister
EN GEOLOGIE,
OPTION,
RESSOURCES MINERALES

**ETUDE GEOLOGIQUE ET GÎTOLOGIQUE DE LA MINERALISATION
FERRIFERE ET CUPRO-BARYTIQUE DES MASSIFS CARBONATES DE KEF
SIDI MAROUF, KEF DERDJA ET KEF BOULEHMAME, COMMUNE DE SIDI
MAROUF (NE ALGERIEN)**

Soutenu le : 27/12/2015

Par

Azzouz BENLAMARI

Devant le jury:

Mr. MARMI R.	Professeur	Université de Constantine	Président
Mr. BOUFTOUHA Y.	Professeur	Université de Jijel	Rapporteur
Mr. BOUREFIS A.	Professeur	Université de Constantine	Examineur
Mr. BOUIMA T.	MCA	Université de Sétif	Examineur

Année 2015-2016

Remerciements

*Tout d'abord nous remercions **ALLAH Taala**, le tout puissant qui nous a porté le courage, la force et la patience au cours de toutes nos vies et qui nous a dirigés dans le bon sens en éclairant nos cheminements dans les nuits les plus obscures.*

Je réserve ces lignes en signe de reconnaissance à toute personne qui a contribué directement ou indirectement à la réalisation de ce mémoire :

*En tout premier lieu, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon promoteur Monsieur **BOUFTOUHA Youcef** qui a proposé le thème de ce mémoire, et pour son suivi et sa disponibilité durant la réalisation de ce projet, pour toutes les discussions et suggestions abordées dans les différentes étapes de ce mémoire, qui m'ont été d'un intérêt appréciable.*

*Toute ma reconnaissance va aux enseignants qui ont suivi ma promotion de magister ressources minérales et énergétiques, Mr **BOUREFIS**, Mr **MARMI**, Mr **BOUFTOUHA**, Mr **BOUFAA**, Mr **SHOUT**, Mr **BENABBAS**, Mr **BOUREZG**, Mr **KEHAL**, Mr **KHIARI**, Mr **BOUMEZBER**, Mr **BELHANACHI**, Mr **BENACEF** et Melle **AÏT ABDELOUAHAB** pour ses conseils bénéfiques.*

*Mes remerciements s'adressent également et spécialement aux membres de jury : Mr **MARMI**, Mr **BOUREFIS** et Mr **BOUIMA** qui ont bien voulu accepter d'examiner et juger ce présent mémoire.*

*Je tiens également à remercier Monsieur **OUAAR Belkacem**, enseignant à l'université de Jijel, qui m'a énormément aidé.*

*Je remercie encore Mr Fouad **BOUAICHA** pour son soutien et ses conseils précieux.*

Un remerciement spécial s'adresse à chaque membre de ma famille dont me présente le soutien moral, et je passe avec eux seulement, des moments sans stress et sans pression.

Enfin, mes remerciements sont à tous ceux qui ont de près ou de loin, contribué à la réalisation de ce mémoire et à tous mes collègues géologues, en particulier à notre promotion de magister et d'ingénieur.

A tous merci

Résumé

La région de Sidi Marouf et ses environs dans le Nord-est Algérien, se particularise par la présence d'un certain nombre de massifs carbonatés d'âge jurassique (Kef Sidi Marouf, Kef Boulehmane et Kef Derdja). Ces massifs carbonatés, appartenant au domaine externe de la chaîne des maghrébides, sont situés dans la zone de transition entre ce dernier et le domaine interne de la même chaîne, représenté par les formations cristallophylliennes du socle Kabyle.

Les massifs de Kef Sidi Marouf et Kef Boulehmane présentent une grande importance sur le plan économique, du fait qu'ils abritent des gîtes de fer et des roches carbonatées pouvant servir pour la sidérurgie, le ciment et les agrégats, tandis que, Kef Derdja ne renferme qu'un indice d'une minéralisation cupro-ferro-barytique et une carrière pour l'extraction de blocs calcaire pour l'enrochement.

Ces massifs carbonatés, occupant une position péridiapirique sont formés, essentiellement par des roches carbonatées d'âge jurassique. Les formations de ces massifs montrent les traces de plusieurs événements tectoniques (fracturation, broyage, redressement des couches à la verticale).

L'intense fracturation de ces roches carbonatées a grandement favorisé la circulation des fluides et engendré le développement de phénomènes de dissolution, de karstification, de dolomitisation, de silicification et de minéralisation.

Les corps minéralisés formant les gîtes métallifères des secteurs d'étude, présentent des morphologies et des volumes variables. Cependant, la morphologie en amas et filonienne sont les plus répandues.

La minéralisation des massifs carbonatés de la région de Sidi Marouf est composée principalement d'oxydes et hydroxydes de fer (hématite, la goethite et la limonite), auxquels s'associe une minéralisation cupro-barytique.

Les données géologiques et gîtologiques des minéralisations encaissées dans les formations carbonatées des massifs de la région de Sidi Marouf laissent apparaître une mise en place de ces minéralisations par des solutions hydrothermales.

Mots clés : Sidi Marouf, formations carbonatées, fracturation, dissolution, karstification, dolomitisation, silicification, minéralisation, cupro-ferro-barytique, hydrothermale.

Abstract

The region of Sidi Maarouf and its surroundings in north-eastern Algeria is distinguished by the presence of a number of massive carbonates of Jurassic age (Kef Sidi Marouf, Kef Boulehmane and Kef Derdja). These massive carbonates, belonging to the external domain of maghrebide range are located in the transition zone between the external and the internal domain, represented by metamorphic formations of the Kabyle plinth.

The mountains of Kef Sidi Marouf and Kef Boulehmane present an interest economic region, because they contain iron deposits and carbonate rocks that can be used for steel, cement and aggregates, while Kef Derdja contains only one index of a copper-iron-baryte mineralization and a quarry for the extraction of limestone blocks to rockfill.

These carbonate mountains occupying a peridiapiric position are formed mainly by carbonate rocks of jurassic age. The formations of these massifs show traces of several tectonic events (fracturing, grinding, rebound layers in the vertical).

The intense fracturing of the carbonate rocks greatly promoted the circulation of fluids and led the development of dissolution phenomena of karst, dolomitization, silicification and mineralization.

The ore bodies form the ore deposits of study area have variable morphologies and volumes. However, cluster and lode are the most common.

Mineralization of carbonate masses of the region of Sidi Marouf is composed mainly of iron oxides and hydroxides (hematite, goethite and limonite), plus a barium-copper mineralization.

The geological and gîtological data of mineralizations hosted in carbonate mountains formations in the region of Sidi Marouf reveal a set up of these mineralizations by hydrothermal solutions.

Key words: Sidi Marouf, carbonate formations, fracturing, dissolution, karst, dolomitization, silicification, mineralization, copper-iron-baryte hydrothermal.

ملخص

تتميز منطقة سريدي معروف وضواحيه في لشممال شرقى للجزاىرباخواءه على عدة لقتل صخرية مرال حقبه ال جراسية (ببل سريدي معروف جبل الدرجة وجبل بول حمام). هذه لقتل للصخرية لكابونيلية والتي تتيميل لمجال الخارج يتق غي منطقة الاثقال بين هذا الأخير والمجال الدخلى لممثال الصخور المتحول لقلق اعلى على اعلى.

عيتبر بجل سريدي معروف بول حمام ذات أهمية كبيرة من الناحية القصصاية جيثي ضي ان على مكامل لحي دال خام وصخور كابونيلية تستعمل لصلصاعات التحويلية صناعه ال سفنت واستخراج الرمل ولحصص بين مابل الدرجة لاي ضوي الاعلى عالم اتتوحيب وجوت م عن اتال حيد، النحاس والهاريين لقتل يتقوي على م حجر ال ستبطل لقتل من صخر ال لقتل من أجل الكأسيس اتل صخرية.

تحتل هذه كتل للصخرية متبقيهي ابيرية وهي تتشكك لاساسا من صخور كابونيلية جراسية. لكابون انك جيولوجي وفقيهات ظهركسار انتراس حطات، يال الن الطبقات عموي والتي توحى بدور هات على عدة أحداث التفتوي قن كسارات، هذا صخور الكابونيلية يشدهيس هلفي يتق ال المولى مع مجلس اعد في احداث وتوليدهت تطورات في ظواهر: ذهان الصخور، شكك ال فراغات لكارسية، الاغناء للجادول وهي التجميل يس وتر كطلمت عنات.

الأجسام لام عريفة للشكل لمكامن في اطاق ال نواس قم مثل قبم فولوجيات و أحجام تلخفة، جيثي غلب على هالم فولولوجي اتال كسرية ولعروق لام عريفة تم عن المتك لل صخرية لكابونيلية في منطقة سريدي معروفت شكك لاساسا من كسريات و هيروكسريات ال حيد (ال مي يتلقوي ولال مي ريت) بالاضفة الى معدن النحاس والهاريين.

لم عطي ال بجل و جيولوجي تول و جيولوجي تم عنات الصحت واقية لكابون اتال كابونيلية كتل للصخرية في منطق سريدي معروف سبتي نضع هذه تم عن اتبواس طلم ح ال الهوي وتير مليه.

الكلمات المفتاح: سريدي معروف قن كسارات الكابونيات ال جيولوجية عن انك فراغات لكارسية، الهاريين ال م ح ال ال يدر م الية.

Sommaire

Résumé.....	I
Abstract.....	II
لمخص.....	III
Introduction générale.....	01
<u>Chapitre I : Cadre géographique et géologie régionale.</u>	
<u>I. Cadre géographique.</u>	
• Cadre géographique de la région de Sidi Marouf.....	03
I.1. Site de Kef Sidi Marouf.....	03
I.2. Site de Kef Derdja.....	03
I.3. Site de Kef Boulehmane.....	03
<u>II. Géologique régionale.</u>	
II.1. Introduction.....	07
II.2. Domaine interne.....	07
II.2.1. Le Socle Kabyle.....	07
II.2.2. La dorsale Kabyle.....	07
II.3. Domaine des flyschs.....	07
II.3.1. Le flysch maurétanien.....	07
II.3.2. Le flysch massylien.....	10
II.3.3. Le flysch Numidien.....	10
II.4. Le domaine externe.....	10
II.4.1. Les séries ultra-telliennes.....	10
II.4.2. Les séries telliennes (sens strict).....	10
II.4.3. Les séries péni-telliennes.....	10
II.5. Les séries postérieures à la phase fini-lutétienne.....	11
II.5.1. Le Nummulitique II.....	11
II.5.2. L'Oligo-Miocène Kabyle et les Olistostromes.....	11
II.6. Les formations post-nappes.....	11
II.7. Les manifestations magmatiques du Miocène.....	11

II.8. Principales phases tectoniques.....	11
II.8.1. Les phases tectoniques mésozoïques.....	12
II.8.1.1. La phase jurassique supérieure.....	12
II.8.1.2. La phase anté-sénonienne.....	12
II.8.2. Les phases tectoniques tertiaires.....	12
II.8.2.1. La phase priabonienne.....	12
II.8.2.2. La phase Burdigalienne.....	12
II.8.2.3. La phase tortonienne.....	12
II.8.3. La tectonique récente.....	14
II.9. Conclusion.....	14

Chapitre II : Cadre géologique local.

A. Géologie du Sidi Marouf.

A.1. Introduction.....	15
A.2. La lithostratigraphie.....	15
A.2.1. Le socle kabyle.....	15
A.2.2. Le Trias.....	15
A.2.3. Le Jurassique.....	15
A.2.3.1. Le Lias.....	15
A.2.3.1.1. Infralias.....	15
A.2.3.1.2. Lias inférieur-Pliensbachien.....	18
A.2.3.1.3. Domérien.....	18
A.2.3.1.4. Toarcien.....	18
A.2.3.2. Dogger.....	18
A.2.3.3. Malm.....	18
A.2.3.3.1. Malm inférieur et moyen.....	18
A.2.3.3.2. Kimméridgien.....	21
A.2.3.3.3. Tithonique.....	21
A.2.4. Le Crétacé.....	21
A.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen.....	21

A.2.4.2. Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch.....	21
A.2.4.3. Crétacé supérieur.....	21
A.2.5. Eocène.....	21
A.2.6. Oligocène.....	24
A.2.7. Quaternaire.....	24
A.3. Cadre tectonique et structural.....	24
A.4. Conclusion.....	27

B. Géologie du Kef Derdja.

B.1. Introduction.....	28
B.2. La lithostratigraphie.....	28
B.2.1. Les formations du socle.....	28
B.2.2. Les formations du Trias.....	28
B.2.3. Les formations du Jurassique.....	30
B.2.3.1. Lias inférieur-Pliensbachien.....	30
B.2.3.2. Domérien.....	30
B.2.4. Le Crétacé.....	30
B.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch.....	30
B.2.4.2. Crétacé supérieur.....	30
B.2.5. Eocène.....	32
B.2.6. Oligocène.....	32
B.2.7. Quaternaire.....	32
B.3. Tectonique.....	32
- Au crétacé.....	32
- Au tertiaire.....	33

C. Géologie du Kef Boulehmane.

C.1. Introduction.....	35
C.2. La lithostratigraphie.....	37
C.2.1. Les formations du socle Kabyle.....	37
C.2.2. Le Trias.....	37
C.2.3. Le Jurassique.....	37

C.2.3.1. Lias basal.....	37
C.2.3.2. Sinémurien-Lotharingien.....	37
C.2.3.3. Pliensbachien.....	39
C.2.3.4. Domérien.....	39
C.2.3.5. Domérien supérieur-Toarcien.....	39
C.2.3.6. Lias supérieur-Dogger.....	39
C.2.3.7. Dogger.....	39
C.2.3.8. Malm inférieur.....	39
C.2.3.9. Argovien.....	40
C.2.4. Le Crétacé.....	40
C.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen.....	40
C.2.4.2. Crétacé inférieur à faciès flysch.....	41
C.2.4.3. Crétacé supérieur (?)......	41
C.2.5. Quaternaire.....	41
C.2.6. Les roches éruptives post-jurassiques.....	41
C.3. Cadre tectonique et structural.....	42
C.4. Conclusion.....	47

Chapitre III : Gîtologie.

A. Gîtologie du Kef Sidi Marouf.

A.1. Introduction.....	48
A.2. Historique des travaux miniers.....	48
A.3. Etude de l'encaissant.....	48
A.3.1. Les calcaires à fausses oolites (Pelsparite).....	49
A.3.2. Les calcaires à élément squelettiques (Biomicrite).....	49
A.3.3. Les calcaires à pellesoïdes (Grainstone, Pelsparite).....	50
A.3.4. Les calcaires bioclastiques (Grainstone-Biosparite).....	51
A.3.5. Les dolomies.....	52
A.4. Etude de la minéralisation.....	54

A.4.1. Morphologie des corps minéralisés.....	54
A.4.2. Minéralogie.....	54
A.4.2.1. L'hématite.....	54
A.4.2.2. La goethite.....	54
A.4.2.3. La limonite.....	55
A.4.2.4. Le cuivre gris.....	55
A.4.2.5. La barytine.....	55
A.4.2.6. La malachite.....	56
A.4.2.7. L'azurite.....	57
A.4.2.8. La calcite.....	57
A.4.3. Relation minerais-encaissant.....	58
A.5. Conclusion.....	60
 <u>B. Gîtologie du Kef Derdja.</u>	
B.1. Introduction.....	62
B.2. Pétrographie de l'encaissant.....	62
B.2.1. Les calcaires noirs à disséminations de pyrite.....	62
B.2.2. Les dolomies.....	62
B.2.3. Les calcaires oolithiques (Grainstone – Oopelsparite).....	64
• Phénomène de silicification.....	66
• Phénomène de barytisation.....	67
B.3. Etude de la minéralisation.....	68
B.3.1. Description et morphologie des corps minéralisés.....	68
B.3.2. Minéralogie.....	69
B.3.2.1. Le cuivre gris.....	69
B.3.2.2. La barytine.....	69
B.3.2.3. Carbonates de cuivre.....	69
B.3.2.4. La pyrite.....	69
B.3.2.5 Oxyde-hydroxyde de fer.....	71
B.3.3. Relation minéralisation-encaissant.....	73
B.3.4. Succession paragénétique.....	73

B.4. Conclusion.....	74
<u>C. Gîtologie du Kef Boulehmane.</u>	
C.1. Introduction.....	75
C.2. Historique.....	75
C.3. Pétrographie de l’encaissant.....	75
C.4. Etude de la minéralisation.....	80
C.4.1. Morphologie du corps minéralisés.....	80
C.4.2. Contact minerais-encaissant.....	81
C.4.3. Paragenèse minérale.....	82
C.4.3.1. Minéraux métallique.....	82
C.4.3.1.1. L’hématite.....	82
C.4.3.1.2. La goethite.....	83
C.4.3.1.3. La limonite.....	84
C.4.3.1.4. Le cuivre gris.....	84
C.4.3.2. Les minéraux de gangue.....	85
C.4.3.2.1. La calcite.....	85
C.4.3.2.2. La barytine.....	85
C.4.3.2.3. Le quartz.....	85
C.5. Conclusion.....	85
Conclusion générale.....	86
Bibliographie.....	87

Liste des figures

Chapitre I : Cadre géographique et géologie régionale.

Figure 01: Situation géographique des trois secteurs d'étude (Google earth, 2015).....	04
Figure 02: Situation géographique de Kef Sidi Marouf et Kef Derdja sur la carte topographique de Sidi Merouane au 50.000°.....	06
Figure 03: Situation géographique de Kef Boulehmane (Extrait de la carte topographique d'Ain Kechera au 25.000°).....	06
Figure 04 : Extrait de la carte structurale de la chaîne Alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens (D'après J.M. Vila, 1980).....	09
Figure 05 : Localisation des structures et des formations imputables à la tectonique priabonienne (J. M. Vila, 1980).....	13

Chapitre II : Cadre géologique local.

A. Géologie du Sidi Marouf.

Figure 06: Carte géologique de la région de Sidi Maarouf (extrait de la carte géologique de Sidi Merouane au 1/50.000°, d'après D. Delga, 1952).....	17
Figure 07 : Carte et coupes géologiques des alentours et du massif de Sidi Maarouf (extrait de la carte géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique et des régions voisines, d'après D. Delga, 1954).....	19
Figure 08 : Coupe transversale du massif du Sidi Maarouf (M. Durand Delga, 1955).....	22
Figure 09: Répartition géographique des affleurements du Trias (Durand Delga, 1955)....	23
Figure 10: Coupes sériées du Djebel Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).....	25
Figure 11: Evolution structurale théorique du pli du Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955)....	26

B. Géologie du Kef Derdja.

Figure 12: Coupe du Trias au niveau de la côte 732, au Nord-est du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).....	29
Figure 13: Coupe du Trias de Belmkima, au Nord-Est du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).....	29
Figure 14: Carte géologique de la région d'Ouled Rabah (Extrait de la carte géologique de Sidi Merouane au 1/50.000e, d'après Durand Delga, 1952).....	31
Figure 15: Tectonique anté-sénonienne au niveau de Kef Derdja (Durand Delga, 1955).....	33
Figure 16: Coupes sériées de la région du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).....	34

C. Géologie du Kef Boulehmane.

Figure 17: Coupe synthétique du massif du Moul Ed Demamene (J.P. Bouillin 1977).....	36
Figure 18: Schéma géologique du massif de Moul Ed Demamène (Extrait de la carte géologique du massif de Moul Ed Demamene au 20.000°, d'après D. Delga, 1952).....	38
Figure 19: Coupe du Lias du Kef Boulehmane (D. Delga, 1955).....	40

Figure 20 : Carte simplifiée des écaïlles inférieures de Moul ed Demamène dans leur cadre structural (Bouillin, 1977).....	43
Figure 21: Le décollement de Boudjoudoun (D. Delga, 1955).....	45
Figure 22 : Coupes perpendiculaires à la faille de Mechtat Gardjina (D. Delga, 1955).....	46

Chapitre III : Gîtologie.

A. Gîtologie du Kef Sidi Marouf.

Figure 23: Grainstone (Pelsparite) à éléments de taille irrégulière.....	49
Figure 24: Biomicrite (Packstone) à débris de lamellibranches (lam) et échinodermes (éch).....	50
Figure 25: Grainstone (Pelsparite) à pelletoides (P) de taille variable.....	50
Figure 26: Photo, illustrant un remplacement de granules de pelletoides par les oxydes/hydroxydes (Ox) de fer.....	51
Figure 27: Biosparite à bryozoaires (Br), foraminifères (Fo), débris d'échinodermes et algues(Al), avec une fracture (F) remplie par la calcite.....	52
Figure 28: Vues macroscopique (A) et microscopique (B) de la dolomie formée par deux types de grains de taille différente et plein de microfissures.....	53
Figure 29: Photos macro (A) et microscopique (B), montrant l'association hématite (Hé) goethite (Go) et barytine (Ba).....	55
Figure 30: Hématite (Hé) traversée par des baguettes de baryte (Ba) et plein de vides.....	56
Figure 31: Cuivre gris (Cu) disséminé dans des plages d'hématite (Hé).....	56
Figure 32: Veinule du cuivre gris (Cu), vue au microscope.....	57
Figure 33: Goethite collomorphe (Goe), associée aux carbonates du cuivre et aux oxydes de fer (Ma, malachite).....	57
Figure 34: Malachite collomorphe (Ma) avec du cuivre gris (Cu) disséminé et de l'hématite (Hé).....	58
Figure 35: Les différents types de mise en place du minerais par rapport à leur encaissant. A : contact progressif ; B : contact nette.....	59
Figure 36: Photo montrant le phénomène de dolomitisation dans un calcaire micritique (do, dolomites ; mi, micrite ; F, micro-fractures en « sheet cracks »).....	60
Figure 37: Photos, illustrant des fronts de remplacement de la micrite par de la dolomite et/calcite. Dolomite (Do) ; micrite (mi) ; fractures (F) ; pochettes (P).....	61

B. Gîtologie du Kef Dardja.

Figure 38: Dolomie à cristaux relativement fins.....	63
Figure 39: Gros cristaux de dolomite et/ou de calcite dans une matrice cryptocristalline.....	63
Figure 40: Dolomie à microfissures (F) remplies par les oxydes de fer.....	64
Figure 41: Remplissage des fractures par la calcite de recristallisation.....	65
Figure 42: Fente de tension remplie par le quartz (Q) et les oxydes de fer (Ox).....	65
Figure 43: Grains de quartz (Q) en abondance au niveau d'une fracture (F).....	66
Figure 44: Micro-fractures (F) remplies par la sparite (Fm, micro-fracture oxydée).....	66
Figure 45: Photo illustrant le remplissage d'une fracture par la silice (Si) et la barytine (Ba).....	67

Figure 46: Dolomie riche en oxydes de fer (Ox), barytine (Ba) et pleine de fractures remplies par la barytine.....	68
Figure 47: Photos montrent la morphologie des corps minéralisés (A: Filon ; B: Amas ; C: Filonnets).....	70
Figure 48: Vue macroscopique de deux échantillons à cuivre gris massif (A) et disséminé (B) (Cu, cuivre gris ; Ba, barytine ; Az, azurite ; Ox, oxydes).....	71
Figure 49: Photo montrant une association de: Baryte (Ba), Pyrite (P), Cuivre gris (Cu), Malachite et Azurite (Az) (Section polie en LPNA et LPA).....	72
Figure 50: Photo montrant un réseau de micro-fracturation dans le cuivre gris (Cu) occupé par la malachite (Ma) et l'azurite (Az) (Section polie en LPNA et LPA).....	72
Figure 51: Photo montrant un envahissement du cuivre gris (Cu) par les carbonates de cuivre (Az) (Section polie en LPNA et LPA).....	73

C. Gîtologie du Kef Boulehmane.

Figure 52: Vue d'un calcaire (Cal) à rognon de silex noir (Sil).....	76
Figure 53: Photo montrant une plage de calcaire micritique (Mudstone).....	76
Figure 54: Mudstone à micro-fractures de différente taille, remplies par la calcite.....	77
Figure 55: Microfissures à remplissage Oxydes/hydroxydes de fer (Ox) et de Calcite (Ca).....	77
Figure 56: Mudstone présente une fente de tension, remplie par des oxydes de fer et de la calcite.....	77
Figure 57: Mudstone à micro-fractures à produits de remplissage, distincts (Oxy, oxydes ; Mic, micrite ; Cal, calcite) (H. Mezhoud, A. Benmebarek, 2013).....	78
Figure 58: Mudstone à quelques organismes calcifiés.....	78
Figure 59: Mudstone renfermant des foraminifères et bioclastes (Fo, foraminifère ; Bio, bioclastes ; Cal, calcite) (H. Mezhoud, A. Benmebarek, 2013).....	79
Figure 60: Cristaux de pyrite oxydés en hématite, disséminées dans la matrice de la roche.....	79
Figure 61: Mudstone montrant un regroupement de grains arrondis d'oxydes de fer.....	80
Figure 62: La disposition des éléments oxydés de taille distincte avec la calcite à l'entrée de la galerie (Min, Minerai ; Ca, Calcite).....	81
Figure 63: Brèche polygénique à éléments de différente taille, et à ciment carbonaté (Min, Minerai ; Ca, Calcaire ; Ci, Ciment).....	81
Figure 64: Contact nette entre le minerai ferrifère et l'encaissant carbonaté.....	82
Figure 65: Photo montrant une association d'hématite massive (Hé. m.) et goethite collomorphe (Go. c.).....	83
Figure 66: Photo montrant l'hématite (Hé) massive plein de petits vides (Vi).....	83
Figure 67: Photo montrant une association hématite, goethite et limonite (Hé, hématite ; Go, goethite ; Li, limonite).....	84
Figure 68: Photos montrant le minerai (Min) en boxwerk (Ca, Calcite ; Li, Limonite).....	84

Introduction générale

Introduction.

La région de Sidi Marouf, située dans la zone de transition entre le domaine interne, représenté par les formations cristallophylliennes du socle kabyle et leur couverture sédimentaire, et le domaine externe, représenté par les formations des flyschs et les formations telliennes se particularise par un dispositif structural assez complexe. Ce dispositif est marqué par un empilement de nappes, dont la plus importante celle du socle kabyle. En effet, dans la région de Sidi Marouf, le socle kabyle apparaît nettement charrié sur les formations des flyschs, qui eux sont charriés sur les formations telliennes. Cet empilement de nappes est affecté par de grands accidents tectoniques d'ampleur régionale. Ces accidents tectoniques ont largement favorisé la remontée des formations évaporitiques du Trias et le développement d'une intense fracturation des roches, notamment les roches carbonatées. La superposition de plusieurs événements tectoniques a engendré le développement d'une grande fracturation et une grande porosité des roches, ce qui a grandement facilité la circulation de fluides hydrothermaux et le dépôt de minéralisations.

Le choix de l'étude de la minéralisation ferrifère et cupro-barytique des massifs carbonatés de la région de Sidi Marouf est d'une part, motivée par la reprise des travaux de prospection et d'exploitation du minerai de fer par FERPHOS (réalisation de 13 sondages au niveau du Kef Sidi Marouf en 2005-2006) et le prélèvement d'une certaine quantité de minerai de fer ; ainsi que l'ouverture d'une carrière à Kef Derdja par l'entreprise Daewoo en 2013 et d'autre part, de mieux cerner les particularités du contexte géologique de la genèse de ces minéralisations et de déterminer l'éventualité d'une prolongation de la minéralisation en profondeur.

Notre étude, qui entre dans le cadre de la préparation d'un mémoire de magister, portera sur une caractérisation géologique de mise en place de ces minéralisations et leur étude géologique et minière.

Objet et méthode de travail.

Ce mémoire présente les travaux menés sur l'étude macro et microscopique des minéralisations ; ferrifères de Kef Sidi Marouf et Kef Boulehmane, et cupro-barytiques du Kef Derdja d'une part. Et leur encaissant essentiellement carbonaté, d'autre part.

Cette étude est destinée à décrire, avec les moyens d'analyse pétrographiques et chimiques disponibles, la nature, la paragenèse et la morphologie des minéralisations d'une part, et de connaître les roches hôtes de ces minéralisations d'autre part.

Pour cela il a été nécessaire de procéder à :

- Constitution d'un fond documentaire des travaux géologiques sur la région de Sidi Maarouf ;
- Travaux de terrains : Reconnaissances géologiques, établissement de coupes géologiques, description des faciès minéralisés, description de la morphologie des corps minéralisés ;
- Cartographie et échantillonnage ;

Introduction générale

- Travaux de laboratoire : confection de lames minces et sections polies ;
- Etude pétrographique et métallogénique ;
- Analyse minéralogique : diffractométrie de rayon X, MEB et microsonde électronique (si les moyen analytiques le permettent) ;
- Traitement des données ;
- Rédaction du mémoire.

- **Cadre géographique de la région de Sidi Marouf.**

La région de Sidi Maarouf, dont fait partie les secteurs étudiés est rattachée administrativement à la daïra d'El Milia. Elle se trouve à environ 80 Km au Sud-Est de la ville de Jijel, chef lieu de wilaya. Cette région est traversée par la Route Nationale n° 27 qui relie Constantine à Jijel.

I.1. Site de Kef Sidi Maarouf.

Le Kef Sidi Maarouf, abritant l'ancienne mine de fer est située à 10 km à l'Ouest du village de Sidi Maarouf. Le site de l'ancienne mine est relié, actuellement par une route goudronnée, qui arrive jusqu'à la Mechta Tamekhrat. Les coordonnées Lambert du Sidi Maarouf sur la carte topographique de Sidi Merouane (1/50.000^e) sont : $x = 812.000 - 816.500$; $y = 375.000 - 376.500$.

I.2. Le site de Kef Derdja.

Le massif de Kef Derdja se trouve à environ 4 km à l'Ouest du village de Ouled Rabah, chef lieu de la commune. Le village de Ouled Rabah est situé à environ 16 Km au Sud Ouest du village de Sidi Marouf. L'accès au site de Kef Derdja est possible à partir de la RN 27, au niveau du village de Sidi Marouf ; ainsi qu'à partir de la route menant à Baïnene (Wilaya de Mila). Les coordonnées Lambert du site de Kef Derdja sur la carte topographique de Sidi Merouane (1/50.000^e) sont : $x = 807.500 - 809.500$; $y = 373.500 - 371.000$. Le massif carbonaté de Kef Derdja fait actuellement d'une exploitation de roches carbonatées pour enrochement par la société Daewoo Engeneering & Construction Co., Ltd, dans le cadre du projet de renforcement de la digue du port de Djen Djen.

I.3. Site de Kef Boulehmane.

Le Kef Boulehmane (ex : Tissimiran), du point de vue géologique, appartient au massif du Moul Ed Demamène. Il se situe à 3 km au Nord-Est du village de Sidi Maarouf. L'accès au site se fait à partir de route nationale n° 27, au niveau des anciennes trémies de chargement du minerai. L'ancienne mine de fer de Kef Boulehmane se trouve à 500 m au Nord-Est du village de Boulehmane.

La région de Sidi Maarouf, dont fait partie les trois secteurs étudiés, cités ci-dessus se caractérise par un climat méditerranéen, chaud et humide en été et froid et sec en hiver. Les précipitations sont importantes. Elles atteignent une moyenne de 1000mm/Année.



Figure 01: Situation géographique des trois secteurs d'étude (Google earth, 2015).

Le réseau hydrographique de la région est représenté par l'existence de nombreux Oueds, drainant les eaux de surface d'ouest en Est et d'Est en ouest vers l'Oued El Kebir, qui s'écoule du Sud vers le Nord.

La végétation, étroitement liée à la nature du sol et au climat est représentée par des oliviers et des chênes lièges (surtout), mais aussi du chênes Zéen et chênes Afarès. Cependant d'autres cultures, telles que les céréales et rares verges occupent la plus grande partie de la région.

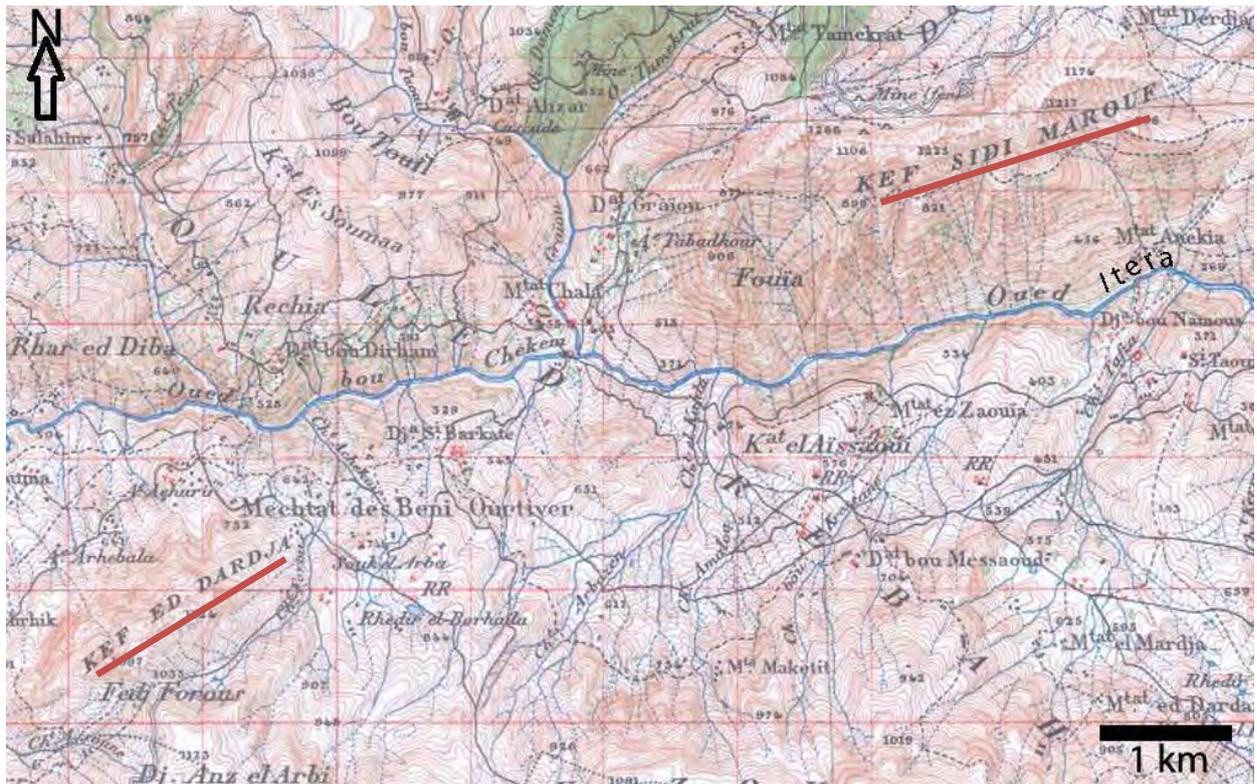


Figure 02: Situation géographique de Kef Sidi Marouf et Kef Dardja sur la carte topographique de Sidi Merouane au 50.000°.

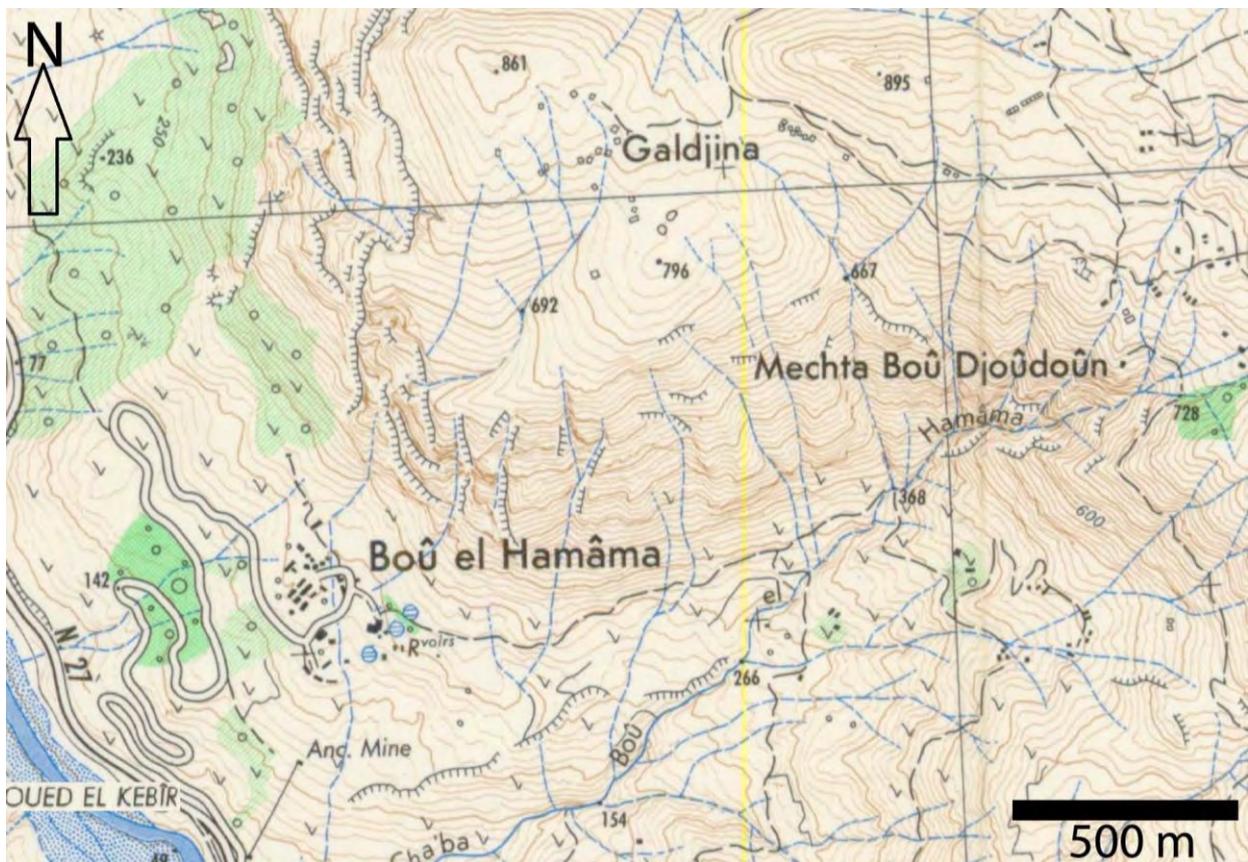


Figure 03: Situation géographique de Kef Boulehname (Extrait de la carte topographique d'Ain Kechera au 25.000°).

II.1. Introduction.

Les massifs carbonatés du Kef Sidi Marouf, Kef Derdja, et Kef Boulehmam dans la partie Sud d'El Milia en petite Kabylie, portion géographique formant une partie de la chaîne Alpine de l'Algérie du Nord oriental, qui représente notamment le segment oriental de la chaîne des Maghrébides qui s'étale sur plus de 2000 km de long allant de Gibraltar (Espagne) à la Calabre (Italie).

Le dispositif Alpin de l'Algérie du Nord oriental est marqué par l'empilement de plusieurs nappes, la plus importante est celle du socle Kabyle. Cette chaîne est subdivisée en trois grands domaines paléogéographiques ordonnés du Nord vers le Sud en : domaine interne, domaine des flyschs et le domaine externe.

II.2. Domaine interne.

Il comporte le socle Kabyle et sa couverture sédimentaire.

II.2.1. Le socle Kabyle.

Une grande partie du socle affleure en Petite Kabylie. Il est caractérisé par des terrains métamorphiques de nature variée (Vila, 1980), il comprend à sa base, des gneiss à intercalations de marbres et d'amphibolites, sur lesquels se déposent des phyllades et des porphyroïdes ocellés (Wildi, 1983). Les formations du socle Kabyle au Nord du Sidi Marouf et du Kef Derdja sont en contact anormal avec les flyschs.

II.2.2. La dorsale Kabyle.

Appelée aussi la chaîne calcaire, elle se situe (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977) au Sud du socle Kabyle formant leur couverture. Elle est caractérisée par ses formations surtout carbonatées dont l'âge allant du permotrias au lutétien (Bouillin, 1977) et recouvert par des terrains grésomiacés d'âge priabonien à oligocène supérieur.

II.3. Domaine des flyschs.

Par rapport aux zones externes, les flyschs occupent une position allochtone et reposent en différents modes sur les zones internes (Vila, 1980).

Les travaux de Gélard et Raoult (1969) ont permis de signaler deux grands types de flysch gréseux, respectivement, le flysch maurétanien, et le flysch massylien.

A ces deux types de flyschs s'ajoute le flysch Numidien.

II.3.1. Le flysch maurétanien.

Il est formé par une série allant du Tithonique à l'Oligocène (Bouillin, 1977). Du Tithonique jusqu'à l'Albien moyen, un terme flyschoside à calcaire fin surmonté par un flysch argilo-gréseux, qui se poursuit par des micro-brèches dures à ciment calcaire, le Sénonien supérieur et le Paléocène comprennent des conglomérats et des calcaires micro-bréchiques recouvert au sommet, par des flysch grésomiacés du Priabonien-Oligocène.

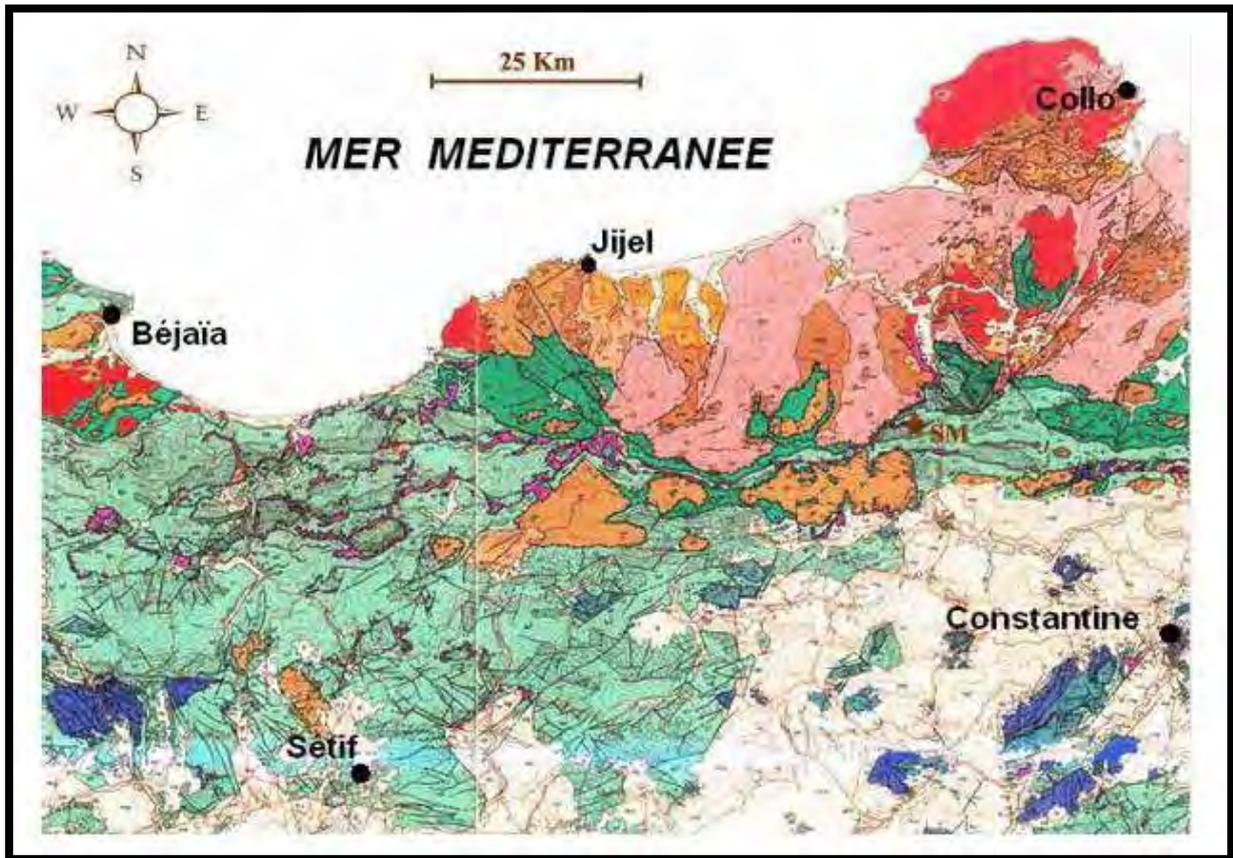


Figure 04 : Extrait de la carte structurale de la chaîne Alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens (D'après Vila, 1980).

Légende.

Roches récentes et cycles postérieurs au Burdigalien inférieur

- a Quaternaire indifférencié (Villafranchien à actuel)
- F Pliocène marin des zones côtières
- mp Mio-pliocène continental
- m' Burdigalien supérieur- Langhien de la marge littorale
- m'' Miocène marin transgressif indifférencié des nappes telliennes et de leur avant- pays allochtone, parautochtone ou autochtone

Roches éruptives récentes

- f Granites, grano- diorites, microgranites, dolérites et rhyolites
- θ: Complexe stratifié de Yaddène et roches effusives de la région d'Hammam Meskoutine(β)

Socle kabyle, chaîne calcaire

- O.M.K, olistostromes à flyschs resédimentés (y compris le numidien) et flyschs en position Nord- kabyles (F')
- OT: olistolites tellien de la région d'El Milia
- Chaîne calcaire : Paléozoïque à Lutétien sup. des zones internes, médiane et externes
- socle kabyle: SBA-Paléozoïque de Béni Afeur
- SK- métamorphique de petite kabylie et du Bou- Hatem
- SB- basique du Cap Bougaroun

Nappes de flyschs kabyles

- Flyschs maurétaniens**
- Séries internes
 - Séries médianes
 - Séries externes



Cas de séries des Achaïch (série médiane) :
1- Crétacé 2- Jurassique
3- Permo-Trias et Carbonifère



Unité Sendouah-Tabellout à substratum basique

Flyschs massiliens



Séries typiques à phyllites ou à brèches vertes et rouges



Cas de la série de Dj.Filfila :
1- Crétacé 2- Jurassique.



Unités de type : A- Adissa (Eocène) et F- Sénonien marneux à microbrèches ou à blocs

Nappe numidienne



Formation de Babouche (Aquitano- Burdigalien)



Grès numidiens et séries mixtes



Principaux affleurements d'argiles de base à Tubotomaculum

Nappes telliennes



Oligocène marneux, argileux ou gréseux



Priabonien à blocs

Nappe ultra-tellienne



Séries types (Néocomien Lutétien sup) marneuses et marno-calcaires à Crétacé clair



Série de Dj.Edough : CE : couverture Secondaire sédimentaire épimétamorphique
SE : socle du Dj.Edough.



Série inf du Dj.Safia : 1-Sénonien à biomicrosites et conglomérats 2-Crétacé inf marneux et marno-calcaire 3-Jurassique

Nappes telliennes s.s



1-Yprésien à Priabonien basal (?)
2-Crétacé moyen à Paléocène
3-Crétacé inférieur
4-Jurassique

Nappe péni-tellienne et unités méridionales à nummulites

Nappe péni-tellienne



1-Crétacé à Sénonien
2-Crétacé inférieur
3-Jurassique du Dj.Akhal

Unités méridionales à nummulites



1-Yprésien à Lutétien supérieur
2-Crétacé supérieur et Paléocène

Ensemble allochtone Sud-Sétifien



1-Eocène à Thersités et à galets des écailles méridionales
2-Crétacé moyen et supérieur.
3-Crétacé inférieur
4-Jurassique carbonaté

Nappe néritique constantinoise



Séries entièrement carbonatées à Sénonien transgressif réduit :
1-Cénomanien, Turonien et Sénonien transgressif 2-Crétacé inf (Néocomien à Albien) 3-Jurassique et Trias de la station du Nador

Trias exotique ou extrusif



Argiles, gypses broyés et glaçons calcaro-dolomitiques



Trias resédimenté



La mine de Sidi Marouf

II.3.2. Le flysch massylien.

Il est représenté (Bouillin, 1977) par une alternance d'argile et de quartzite en bancs décimétriques du Crétacé inférieur, suivie par des calcaires fins et niveaux de phanites noirs du Cénomaniens (Djellit, 1987). Au sommet, un ensemble du Crétacé supérieur (Vila, 1980) caractérisé par une alternance d'argile et de micro-brèche tendre en petits bancs.

A Sidi Marouf et à Kef Boulehmane, le flysch massylien affleure en contact anormal avec les formations telliennes.

II.3.3. Le flysch Numidien.

D'âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur, le flysch numidien occupe une position structurale élevée (Wildi, 1983). Il comporte de bas en haut :

- Argiles « sous- numidiennes » vertes, rouges ou violacées, a rares bancs gréseux et a Tubotomaculum. (D'âge Oligocène moyen- supérieur) ;
- Grés numidiens en bancs épais, à quartz roulés hétérogènes (Aquitaniens -Burdigaliens inférieurs) ;
- Des argiles et des marnes claires à silexite « supra-numidienne » (Burdigaliens inférieurs).

Le Numidien affleure largement à l'Est et au Sud du massif du Kef Derdja, en occupant une superficie étendue.

II.4. Le domaine externe.

Ce sont des formations définies par Vila (1980) comme étant des séries épaisses à dominante marneuse issues du sillon tellien. Les phases tectoniques tertiaires (Wildi, 1983) ont fractionné les séries telliennes en trois grandes entités, agencées du Nord vers le Sud (Vila, 1980) comme suite :

II.4.1. Les séries ultra-telliennes.

Elles comportent un crétacé marneux et micritique clair, sur lesquels se dépose l'éocène à trois termes : marnes sombres à boules jaunes, calcaires à silex noirs et des marnes sombres.

II.4.2. Les séries telliennes (sens strict).

Elles comprennent globalement, un Jurassique essentiellement carbonaté, suivi par des marnes péliques gréseuses d'âge Crétacé inférieur, qui, deviennent exclusivement marneuses et marno-calcaires jusqu'à l'Eocène supérieur.

II.4.3. Les séries péni-telliennes.

Le terme péni-tellien a été créé pour désigner une série allochtone du versant nord du Djebel Zouaoui, dans le massif du Chettaba, près de Constantine (Vila, 1980). Les séries

présentent (Wildi, 1983), du Lias au Sénonien supérieur, des alternances de faciès telliens typiques et de faciès rappelant ceux des domaines néritiques sétifiens ou constantinois.

II.5. Les séries postérieures à la phase fini-lutétienne.

II.5.1. Le Nummulitique II.

Il s'agit (Bouillin, 1977) de formations grés-micacées, d'âge Priabonien à Oligocène supérieur qui constituent la couverture des séries de la chaîne calcaire et des flyschs maurétaniens.

II.5.2. L'Oligo-Miocène Kabyle et les Olistostromes.

L'Oligo-Miocène Kabyle ou OMK, constitue (Bouillin, 1977) la couverture stratigraphique transgressive et discordante du socle kabyle. Elle est formée de grés micacés, admettant des conglomérats à leur base d'âge Oligocène supérieur, et des silexites d'âge Aquitanien, à leur sommet. A cet Oligo-Miocène kabyle succèdent des Olistostromes, formations tectono-sédimentaires à débris de flyschs, dont l'âge est essentiellement Aquitanien et Burdigalien supérieur.

II.6. Les formations post-nappes.

Ce sont des formations développées sur tout le domaine du socle kabyle (Bouillin, 1977), d'âge Burdigalien moyen-supérieur au Langhien. Elles comportent deux cycles, l'un marneux (à la base), l'autre gréseux (au sommet).

II.7. Les manifestations magmatiques du Miocène.

Le littoral Algérien a connu une intense activité magmatique durant le Miocène, qui a engendré la mise en place, de granite et granodiorite dans la région de Beni Toufout et du Cap Bougaroun et de microgranite, microgranodiorite, rhyolites et ignimbrite dans les régions de Collo et d'El Milia (Bouillin, 1977).

II.8. Principales phases tectonique.

La chaîne des maghrébides a connu durant sa formation une intense activité tectonique. La succession des événements tectoniques sont à l'origine de la structuration de cette chaîne, notamment durant le tertiaire. Selon la littérature géologique, les principales phases tectoniques qui ont marquée cette chaîne peuvent être résumées comme suite :

II.8.1. Les phases tectoniques mésozoïques.

II.8.1.1. La phase jurassique supérieur.

Cette phase souligne la fin d'une période distensive et subsidente. Dans les zones telliennes, les structures associées sont avérées par des discordances angulaires marquant la base du crétacé inférieur (Wildi, 1983).

II.8.1.2. La phase Anté-sénonienne.

Elle correspond à une phase de compression a engendré des plissements orientés Est-Ouest, ainsi qu'une forte schistosité de fracture (Wildi, 1983).

II.8.2. Les phases tectoniques tertiaires.

II.8.2.1. La phase priabonienne.

Appelée aussi la phase fini-lutétienne ou encore la phase atlasique (Raoult, 1974), d'âge priabonien (Eocène supérieur). D'après Vila (1980), la tectonique priabonienne marque un grand cycle sédimentaire commencé avec le trias supérieur et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations compressives fortes mais locales.

II.8.2.2. La phase Burdigalien.

C'est la phase tectonique compressive burdigalienne à vergence Nord. Elle se manifeste (Vila, 1980) par la genèse :

- Des olistostromes kabyles et de la nappe numidienne résultant de la formation d'une dépression septentrionale préfigurant la Méditerranée ;
- D'un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional où s'étaient antérieurement ampilées les unités de flyschs sur les nappes telliennes au Priabonien ;
- Des structures plissées, au Sud du domaine kabyle.

II.8.2.3. La phase tortonienne.

C'est la phase tangentielle tortonienne majeure, à vergence Sud. Selon Vila (1980), elle a affecté l'édifice structural, du Nord au Sud et de haut en bas :

- Un bloc kabyle septentrional à Burdigalien-Langhien peu ou pas déformé.
- Une zone intermédiaire à Burdigalien-Langhien, écaillée ou fortement plissée.
- Une zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien, élevées.

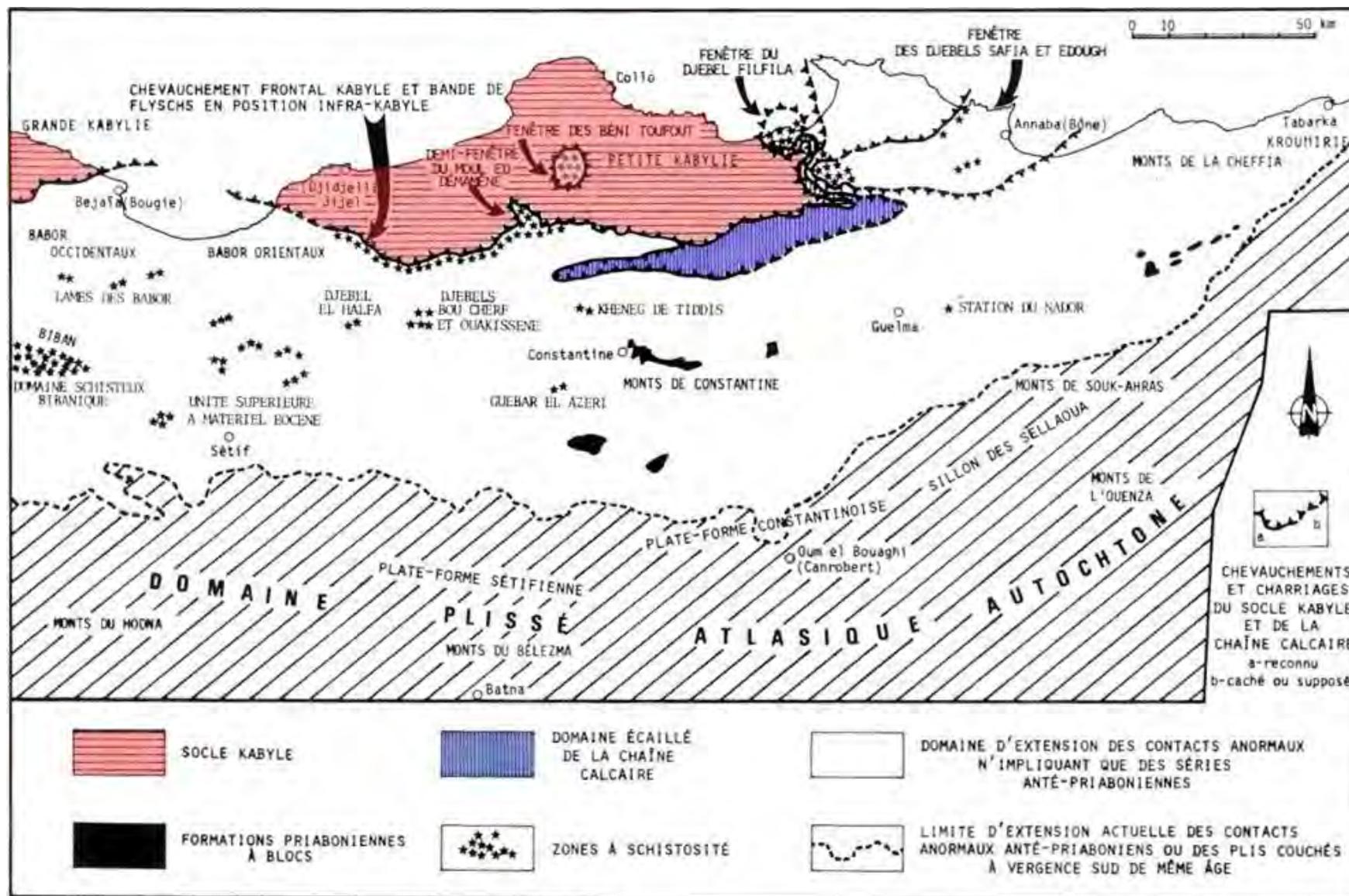


Figure 05 : Localisation des structures et des formations imputables à la tectonique priabonienne (Vila, 1980).

II.8.3. La tectonique récente.

Cette phase tectonique post-nappes (Guellal S. et al. in Benabbas, 2006) est responsable de l'orographie actuelle. Elle a induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

II.9. Conclusion.

La chaîne des Maghrébides, constitue un tronçon de la chaîne Alpine d'Afrique du Nord. Elle s'est différenciée en plusieurs domaines paléogéographiques qui sont actuellement en partie superposés.

Du Nord vers le Sud, se situe :

Les zones internes, formées de terrains cristallophylliens constituent le socle kabyle (élément le plus ancien de la chaîne) et des terrains essentiellement carbonatés apparaissent sous forme des affleurements rectilignes et discontinus, dits chaîne calcaire ou encore dorsale kabyle et qui forme la couverture sédimentaire du socle.

Le domaine des flyschs, constitué par différents types de flyschs, occupant une position allochtone et reposant en différents modes sur les zones externes.

Plus au Sud, se situent les zones externes. Elles sont définies comme étant des séries épaisses à dominante marneuse issues du sillon tellien.

Les phases tectoniques successives ont modelé, violemment et en différents modes la structure et la disposition de la chaîne des Maghrébides.

A.1. Introduction.

Le Djebel Sidi Maarouf se situe dans une zone de transition entre le cristallophyllien au Nord, et le tellien, au Sud. Les deux sont séparées par une formation schisto-gréseuse appartient au crétacé inférieur.

Le Sidi Maarouf, est un important rocher calcaire avec des arêtes dentelées, dont la plus importante culmine à 1268 m. En plan il s'agit d'un quadrilatère de terrains d'âge essentiellement jurassique, allongé de l'Est à l'Ouest sur près de 5 km, et une largeur ne dépasse pas les 2 km. Les dépressions environnantes sont occupées par des marnes du Crétacé supérieur.

A.2. La lithostratigraphie.**A.2.1. Le socle Kabyle.**

Au Nord du Sidi Maarouf, affleure le socle Kabyle sur de vaste étendue. Du Djebel Tafertas au Nord, jusqu'à Sidi Maarouf au Sud (Durand Delga, 1955) les formations cristallophylliennes sont agencées comme suite :

- Schistes satinés à séricite.
- Micaschistes, en minces lames à intercalations du cipolin ;
- Gneiss ocellés ;

Le passage entre les micaschistes et les gneiss ocellés est marqué par un niveau de Tourmalinite.

A.2.2. Le Trias.

Il est représenté (Durand Delga, 1955) par une bande de schiste et grés verts, rouges ou grisâtres, masqué généralement par les éboulis calcaires, qui sépare le Lias des marnes sénoniennes du Bordj du Maarouf jusqu'à Mechtat Derdja.

A.2.3. Le Jurassique.**A.2.3.1. Le Lias.****A.2.3.1.1. Infralias.**

Epais de 50 m, il débute au Nord de la côte 1217, par des calcaires noduleux durs en petits bancs, et des lits calcaires séparés par des argilites noires, passant par un niveau de cargneules dans des schistes calcarifères. La série se termine par des calcaires dolomitiques sombres (Durand Delga, 1955).

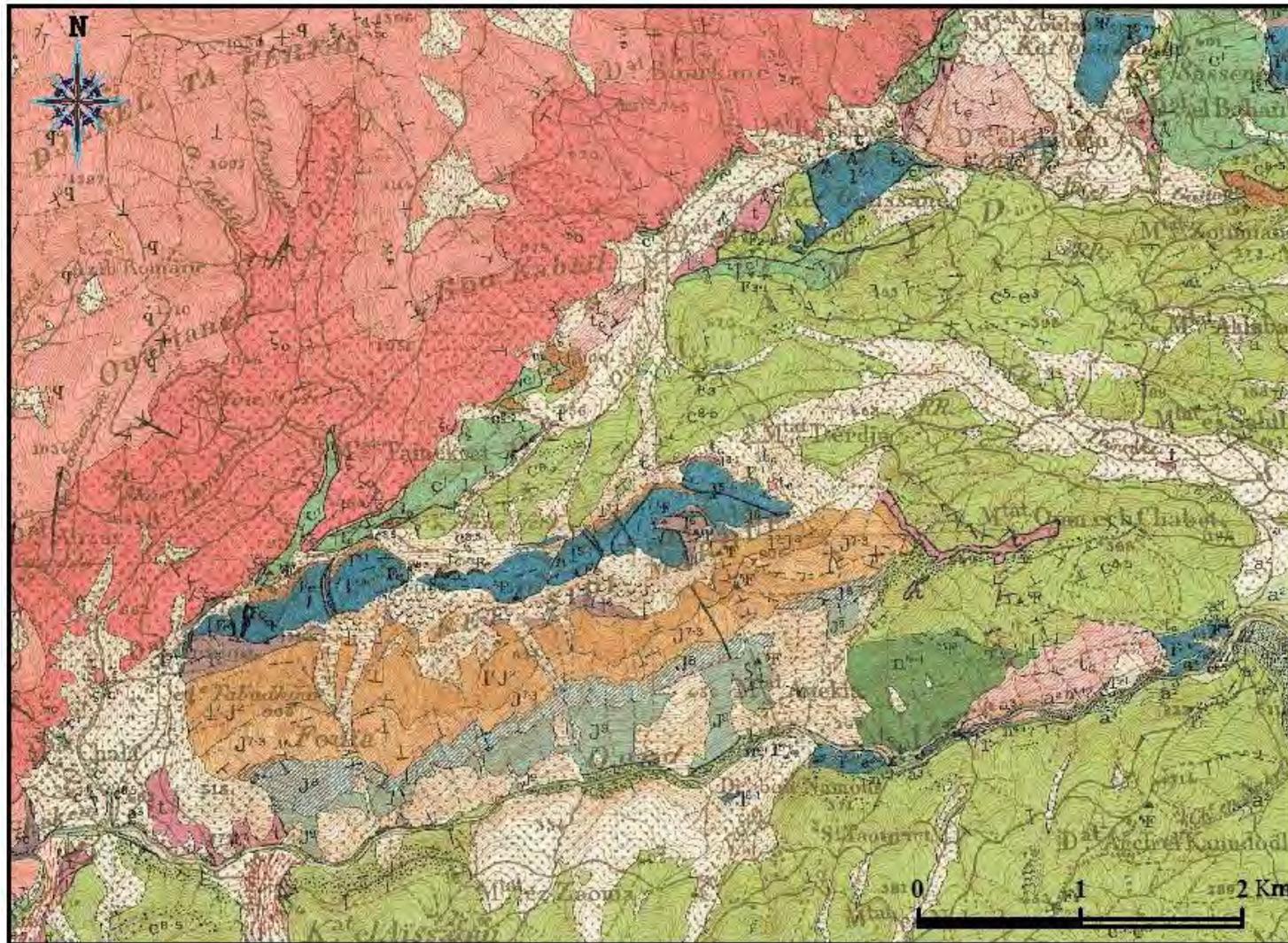


Figure 06: Carte géologique de la région de Sidi Maarouf (extrait de la carte géologique de Sidi Merouane au 1/50.000^e, d'après Durand Delga, 1952).

Légende.

 Alluvions anciennes	 Kiméridgien (?) Calcaires massifs, lités	 Micaschistes
 Eboulis	 Malm inférieur Calcaires à silex blonds	 Porphyroïdes et roches associées
 Glissements en masse	 Lias supérieur-Dogger Calcaires lités	 Calcaires dolomitiques ou cipolin
 Coulées argileuses	 Domérien Marnes et calcaires marneux	 Gneiss œillés
 Sénonien à éocène Complexe marneux	 Lotharingien-Pliensbachien Calcaires massifs, lités	 Oxydes de fer substitué aux calcaires du Lias
 Albo-Aptien Flysch gréseux	 Lias basal : (I ^{bas}) dolomies sombres ou Lias dolomitisé indéterminé (I ₀)	 Contacts anormaux
 Crétacé inférieur Marnes et marno-calcaires.	 Trias Grès et schistes de faciès Permien	
 Tithonique Calcaires marneux, marnes, etc	 Trias Complexe gypsifère	

A.2.3.1.2. Lias inférieur-Pliesbachien.

Des calcaires compacts font suite aux calcaires dolomitiques, avec un régime d'alternance vers la limite de ces deux formations. Les bancs ont une épaisseur de l'ordre de 50 cm à 2 m. Il s'agit de 200 à 300 m d'épaisseur de calcaires finement oolitiques, plus rarement de calcaires à cassure esquilleuse et des calcaires à grosses oolites, des calcaires à algues, quelquefois des lentilles de calcaires à encrines (Durand Delga, 1955).

A.2.3.1.3. Domérien.

Epaisse de 50 à 100 m, au Nord-est de la côte 1217, sur les calcaires compacts du Pliensbachien se présente le Domérien par des alternances de calcaires gris-noir finement lités, où apparaissent des silex noirs ébauchant les bancs ou en rognons isolés, et des calcaires clairs à aspect dur (Durand Delga, 1955).

A.2.3.1.4. Toarcien.

A 20 m d'épaisseur, le toarcien apparaît sous forme de niveaux détritiques, schisteux, plus ou moins pauvres en calcaires, formé d'argilites gréseuses verdâtres ou noirâtres, avec parfois des intercalations de lits micro-conglomératiques vers leurs base.

Ces niveaux détritiques, possèdent des débris de taille millimétriques remaniés des formations anté-toarcienne (Durand Delga, 1955).

A.2.3.2. Dogger.

Epais de 200 m, et il s'agit de petits bancs d'épaisseur décimétrique de marno-calcaires, assez durs, à patine et à cassures grises, avec des intercalations des lits plus marneux (Durand Delga, 1955).

A.2.3.3. Malm.**A.2.3.3.1. Malm inférieur et moyen.**

De 100 à 200 m d'épaisseur, représenté par une séries qui, se débute par des bancs de calcaires à silex déterminés de ceux du lias par leur teinte claire et qui forme des lits parallèles à la stratification. Passant par des bancs calcaires de teinte gris clair, qui deviennent de plus en plus épais jusqu'à former une grande dalle. La série se termine par de petits bancs de calcaires très riche en silex (Durand Delga, 1955).



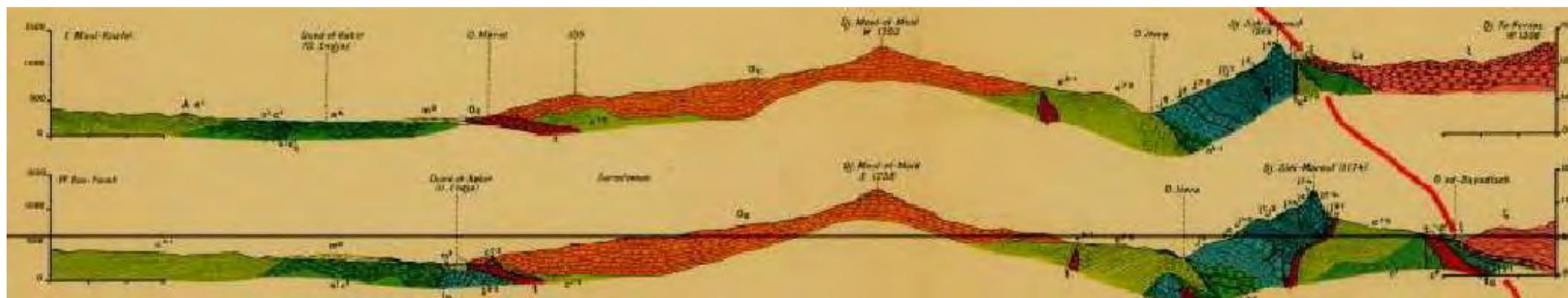


Figure 07 : Carte et coupes géologiques des alentours et du massif de Sidi Maarouf (extrait de la carte géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique et des régions voisines, d'après Durand Delga, 1954).

Légende.

 Alluvions	 Flysch Crétacé (Albo-Aptien p.p)	 Trias gréseux
 Granite (post-Burdigalien)	 Crétacé inférieur (Ci) et moyen (Cm)	 Trias gypsifère
 Miocène inférieur	 Jurassique supérieur	 Micaschistes
 Oligocène	 Dolomies Jurassiques	 Gneiss
 Eocène inférieur (calcaire)	 Jurassique moyen	
 Complexe Crétacé sup-Eocène (marneux)	 Lias	

A.2.3.3.2. Kimméridgien.

De 100 à 200 m d'épaisseur, il est constitué par une grosse barre de calcaires compacts, de cassure et de patine grises dont l'épaisseur diminue progressivement de l'Ouest vers l'Est. Cette formation contient à l'Ouest, des calcaires oolitiques et à silex oolitiques (Durand Delga, 1955).

A.2.3.3.3. Tithonique.

De 100 à 300 m d'épaisseur, il est formé d'assises tendres, débutent par une dizaine de mètres de calcaires à silex blonds en bancs décimétriques, suivi par des calcaires durs à grains fins, de couleur crème, grisâtre ou verdâtre (Durand Delga, 1955).

A.2.4. Le Crétacé.**A.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen.**

En discordance sur le jurassique ou sur le trias, repose le crétacé inférieur et moyen. Il s'agit d'une série épaisse, constituée essentiellement par des calcaires marneux à patine blanchâtre et à cassure gris-bleutée. Cette série contient aussi des calcaires en minces dalles avec des lits conglomératiques à sa base, et des calcaires en petites dalles à traces vermiculées au sommet (Durand Delga, 1955).

A.2.4.2. Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch.

Au Nord du Sidi Maarouf, le flysch constitue le matériel d'une petite écaille coincée entre le cristallophyllien au Nord, et le tellien au Sud. Il est représenté par des alternances de bancs centimétriques à décimétriques, voire métriques, de grès à grains fins, et des argiles de teinte verdâtre ou noirâtre (Durand Delga, 1955).

A.2.4.3. Crétacé supérieur.

Au Nord, à l'Est et au Sud du Djebel Sidi Marouf, le crétacé supérieur est représenté par des marnes noirâtres à nodules calcaires jaunes, surmonté par endroits, par des marnes et marno-calcaires à patine blanchâtre du Sénonien supérieur (Durand Delga, 1955).

A.2.5. Eocène.

L'éocène repose en légère discordance sur les marnes sénoniennes, dont la base est constituée de marnes noires à nodules calcaires jaunes, surmontées par des calcaires à patine blanche, avec souvent des silex noirs, il s'agit du classique faciès des calcaires « Suessoniens » à globigérines (Durand Delga, 1955).

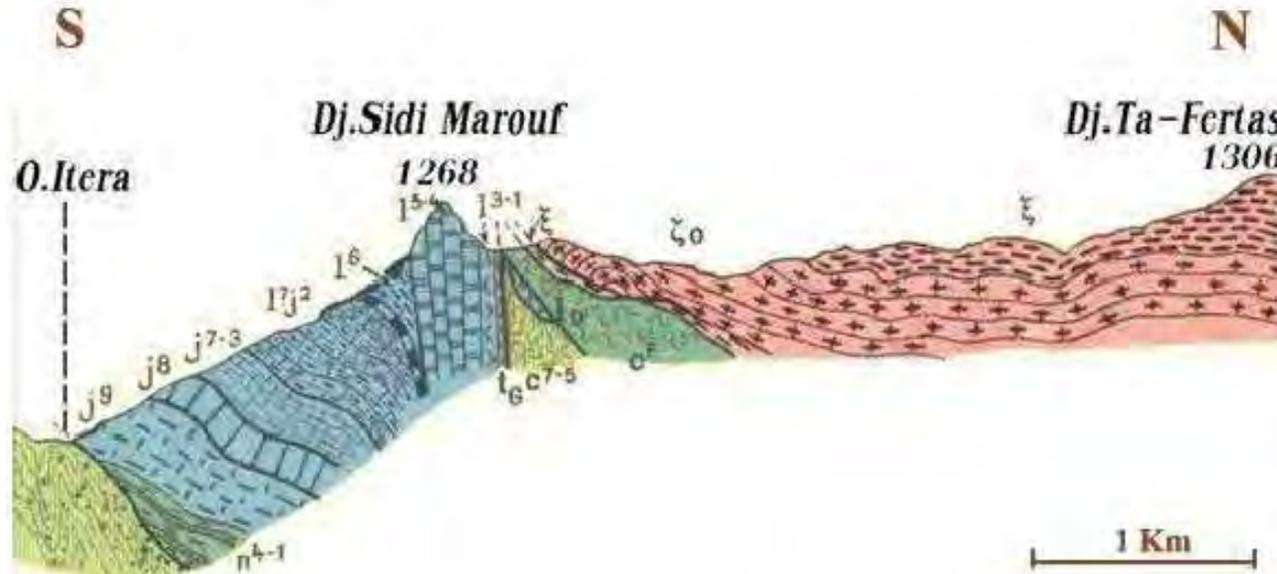


Figure 08 : Coupe transversale du massif du Sidi Maarouf (Delga, 1955).

Légende.

- | | |
|--|---|
| C ⁷⁻⁵ : Complexe marneux Eocène inf (pp)-Sénonien | I ⁶ : Domérien calcaires marneux et marnes |
| C ^F : Flysch Crétacé inf-moyen | I ⁵⁻⁴ : Lias inf calcaires massifs |
| n ⁴⁻¹ : Crétacé inf marnes et marno-calcaires | I _D : Lias indéterminé dolomitisé |
| J ⁹ : Tithonique marnes et calcaires marneux | t _G : Trias schisto-gréseux |
| J ⁸ : Kiméridgien calcaires massifs. | |
| J ⁷⁻³ : Malm inf calcaires à silex, lités | |
| I ^{7-J²} : Dogger-Lias sup calcaires lités avec marnes | |
| | <u>Cristallophyllien :</u> |
| | zeta_0 : gneiss œillés |
| | xi : micaschistes cinolins en lentilles ou calcschistes |



Figure 09: Répartition géographique des affleurements du Trias (Durand Delga, 1955).

A.2.6. Oligocène.

L'oligocène affleure au Sud du Sidi Maarouf, et est constitué d'une série épaisse d'argile noire et de grés qui repose en discordance sur des terrains d'âge distinct (Durand Delga, 1955).

A.2.7. Quaternaire.

Il se situe de part et d'autre du Sidi Maarouf, représenté par des éboulis de taille et de nature variée.

A.3. Cadre tectonique et structural.

La chaîne numidique durant le trias et le jurassique, n'a pas vu des complications tectoniques observables, où ils sont considérés relativement comme des périodes de calme.

Au crétacé, la tectonique a eu des effets plus violents. C'est à cette époque que le chaînon de Sidi Maarouf a connu sa direction actuelle E-W. Ainsi qu'elle est caractérisée effectivement par de fortes discordances angulaires du crétacé sur son substratum.

Au tertiaire, la série jurassique de ce chaînon présente (Durand Delga, 1955) une structure extrêmement complexe, résultant de superposition de plusieurs phases orogéniques.

Au tertiaire, le Djebel Sidi Maarouf a obéi à plusieurs phases orogéniques qui rend sa structure, du Nord au Sud et de l'Est vers l'Ouest, très complexe (Durand Delga, 1955).

Sur l'arête occidentale du Sidi Maarouf, les couches sont très redressées, une zone de broyage locale sépare les petites dalles calcaires du malm inférieur de la barre calcaire du kimméridgien.

Une fracturation intense débite la barre de calcaires du lias inférieur. La majorité des fractures sont orientées NNE-SSW, et d'autres diversement orientées.

A l'Ouest de la cote 1268, deux failles N-S, légèrement courbes, délimitent un étroit compartiment, dans lequel les couches sont verticales et en direction N-S, alors que de part et d'autre les mêmes assises sont aussi verticales mais orientées E-W.

Aux alentours immédiats du massif jurassique, les formations se présentent à dominante marneuses dont l'âge est crétacé, sont aussi bouleversées.

Au Nord et Nord-est du Sidi Maarouf, une fracture E-W sub-verticale fait remonter le flysch schisto-gréseux au-dessus des marnes sénoniennes.

Au niveau de l'Oued El Guitoun (NE du Sidi Maarouf), le crétacé supérieur est percé par une extrusion de dolomies liasiques, dont la structure semble résulter de la superposition de deux chevauchements successifs, poussés en sens inverse.

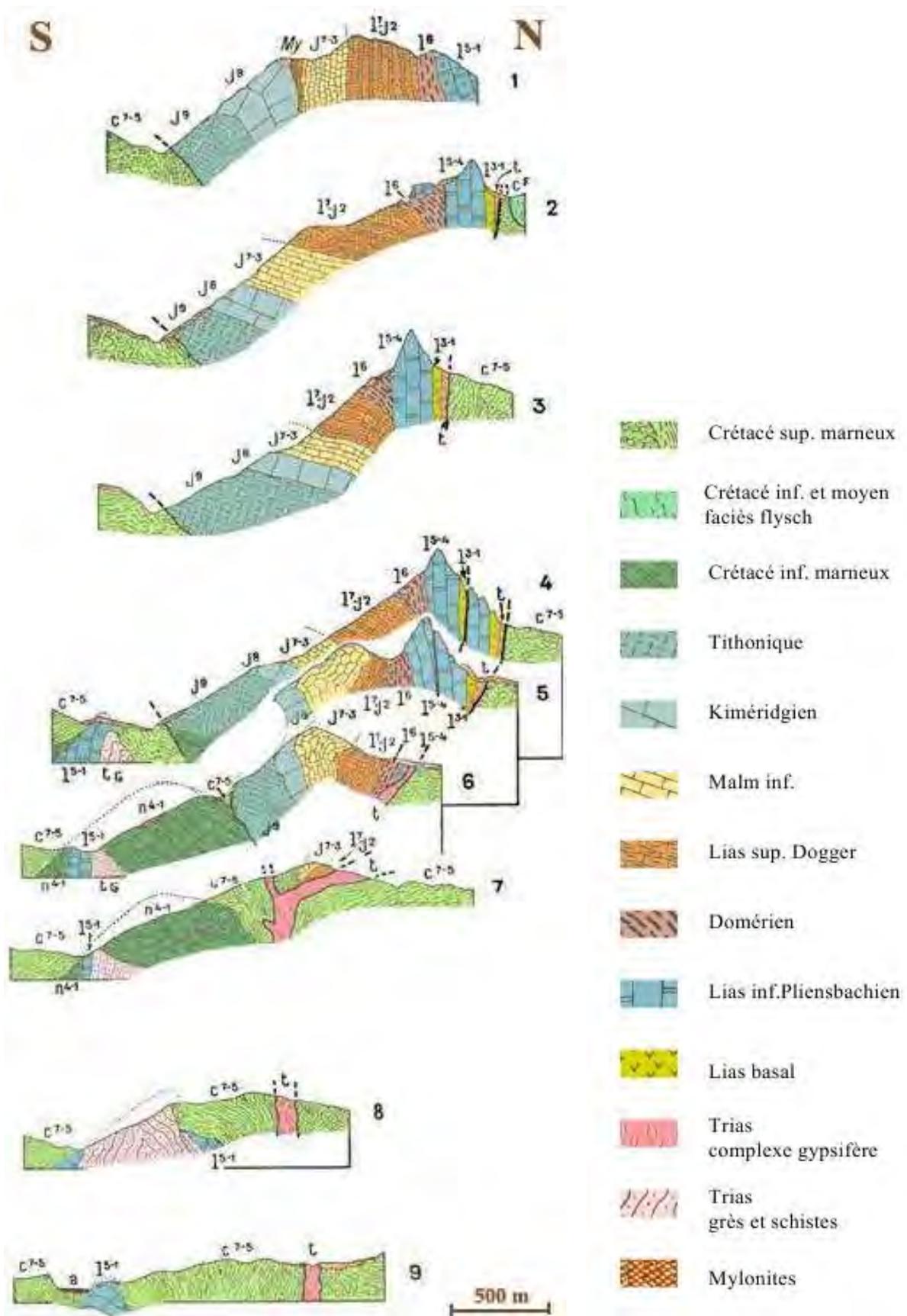
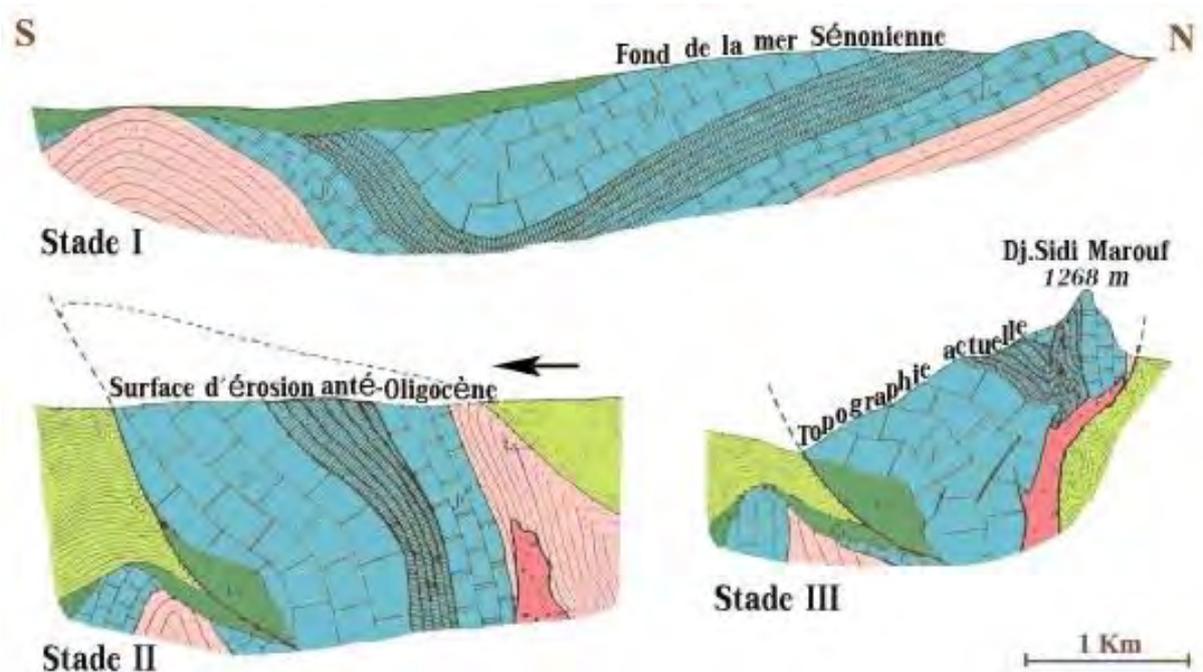


Figure 10: Coupes séries du Djebel Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).



Légende.

	Crétacé supérieur		Dogger		Trias (inf.?) diapir
	Crétacé inférieur		Lias		
	Malm		Trias (sup.?) schisto-gréseux.		

Stade I : Orogenèse crétacée
Synclinal du Sidi Maarouf avant le dépôt du sénonien.

Stade II : orogenèse majeur anté-oligocène
La poussée tangentielle du massif ancien a provoqué le déversement vers le Sud d'un anticlinal à cœur triasique et dont le jurassique du flanc normal avait été érodé. Au cours de ce déplacement vers le Sud, le synclinal de marnes crétacées, séparant le Maarouf du pli de l'Oued Itera a été complètement écrasé.

Stade III : Orogenèse post-oligocène
Cet édifice déjà déversé vers le Sud aurait été repleyé en éventail, son bord septentrional chevauchant la couverture sénonienne. Une lame de trias injectée à la base du jurassique, aurait facilité ce léger déplacement.

Figure 11: Evolution structurale théorique du pli du Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).

Au Sud du Maarouf, le sénonien se situe au-dessus du jurassique supérieur (Tithonique) renversé, par un contact anormal. Ainsi que ces marnes sénoniennes dessinent une large zone synclinale, accidentée de petits synclinaux à fond suessonien.

Au Sud de l'Oued Itera, un accident orienté E-W, marqué par de petits pointements de trias et de trainées gypseuses et de sources salées.

A.4. Conclusion.

Le massif du Sidi Maarouf, relativement étendu, formé par de divers niveaux stratigraphiques, les plus hauts (dans le relief) sont majoritairement carbonatés appartiennent au jurassique, sont mis en relief (Bouillin, 1977) par de grands jeux de failles. Alors que les niveaux les plus récents d'âge crétacé à éocène, sont à dominante marneuse.

Ce chaînon est intensément affecté par de divers accidents tectoniques, dont les plus importants sont orientés ; E-W, N-S et NNE-SSW. Aussi la jonction entre les niveaux précités est matérialisée généralement par de fortes discordances et des contacts anormaux.

Cette fracturation a jouée un rôle primordial à créer une porosité et une perméabilité de roches carbonatées jurassiques, ce qui permet aux fluides de circuler et de déposer une ressource en fer plus ou moins importante.

B.1. Introduction.

A environ 4 km au Sud-ouest du Kef Sidi Maarouf, se situe le massif de Kef Derdja. Il s'agit d'un massif constitué dans la majorité par des carbonates du Jurassique inférieur avec des pointements de formations triasiques, sur lesquelles repose une épaisse série argilo-marneuse dont l'âge est du Crétacé jusqu'à l'Oligocène. Cette dernière se trouve à la limite d'un contact anormal avec des terrains cristallophylliens du socle kabyle.

B.2. La lithostratigraphie.**B.2.1. Les formations du socle.**

Au Nord du massif de Kef Derdja, le socle se trouve en contact direct avec les terrains mésozoïques. Les formations du socle cristallophylliennes se présentent comme suite (Durand Delga, 1955) :

- Micaschistes, en minces lames de quelques mètres d'épaisseur, à intercalations de lentilles de cipolin ;
- Gneiss ocellés ;
- Schistes satinés à séricite.

B.2.2. Les formations du Trias.

Le Trias affleure au Nord-est de Kef Derdja, en contact du Lias carbonaté. Il est constitué par une épaisse formation, représentée du bas en haut et du Nord au Sud comme suite (Durand Delga, 1955) :

- 1- Calcaires gris à silex, en petits bancs ;
- 2- Schiste lie-de-vin ;
- 3- Grés ;
- 4- Cargneules jaunes ;
- 5- Calcaires (à pendage indistinct) ;
- 6- Calcaires dolomitiques noirs, lités, à silex ;
- 7- Calcaires marneux gris-jaunâtres ;
- 8- Blocs disjoints du Trias ;
- 9- Schistes verts et lie-de-vin, cargneules jaunes ;
- 10- Dolomies cavernueuses noires et blanches ;
- 11- Dolomies brunes.

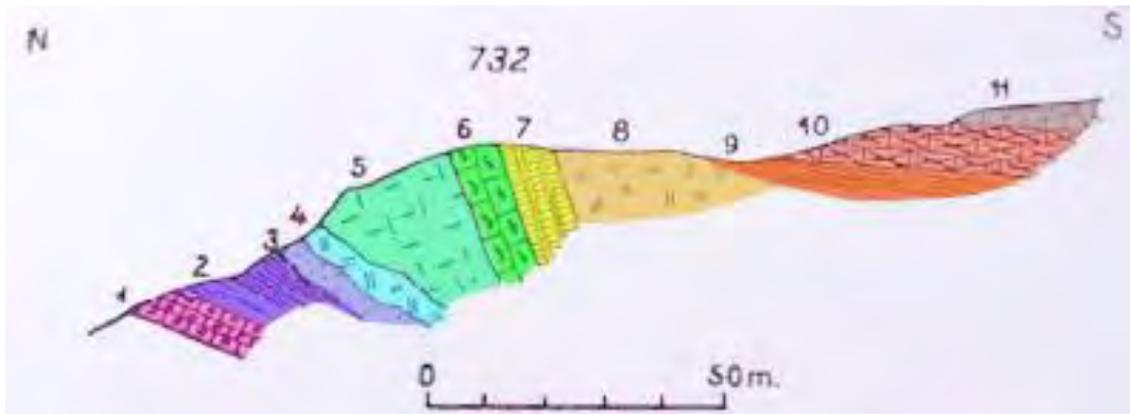


Figure 12: Coupe du Trias au niveau de la côte 732, au Nord-est du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).

Vers l'Ouest des formations ci-dessus, précisément à Belmkima, une autre coupe montre du bas en haut :

- 1- « Complexe triasique » comportant : cargneules jaunes, dolomies vacuolaires, schistes rouges et blanchâtres ;
- 2- Petits bancs de calcaires à silex, parfois cargneulisés ;
- 3- Calcaires compacts, sonores au choc ;
- 4- Gros bancs de calcaires à silex ;
- 5- Calcaires en petits bancs, avec lits marneux ;
- 6- Calcaires à silex ;
- 7- « Complexe triasique » (cargneules jaunes, dolomies vacuolaires, schistes rouges et blanchâtres) ;

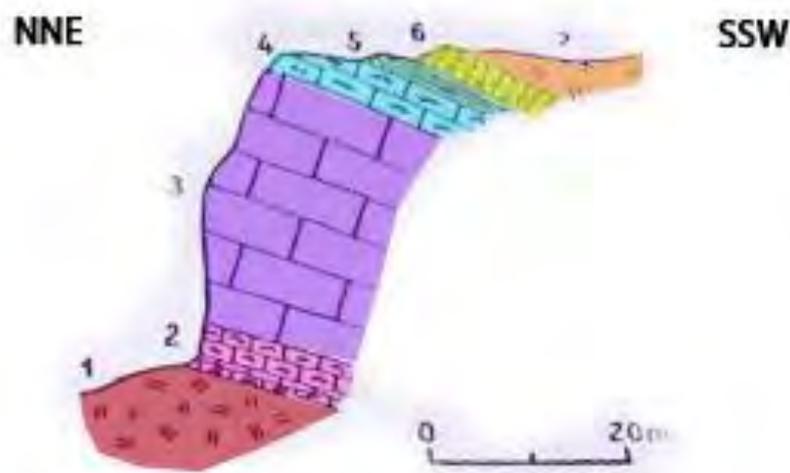


Figure 13: Coupe du Trias de Belmkima, au Nord-est du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).

Le trias se présente aussi sous forme de marnes bariolées rougeâtres, verdâtres, voire jaunâtres aux périphéries Sud-ouest du massif liasique de Kef Derdja.

B.2.3. Les formations du Jurassique.

B.2.3.1. Lias inférieur-Pliensbachien.

Le relief du Kef Derdja est formé essentiellement par le Lias carbonaté, il s'agit précisément, des calcaires oolitiques blanchâtres ou bleuâtres à petits grains de quartz automorphes. Ces calcaires se présentent en bancs d'épaisseur très variable (Durand Delga, 1955).

B.2.3.2. Domérien.

Les formations de cet étage se situent, au-dessus des calcaires du Lias inférieur-Pliensbachien, conservé dans d'étroits synclinaux ou dans de petits compartiments faillés. Généralement, il est représenté par des calcaires noirs en bancs décimétriques à silex, avec des intercalations de calcaires marneux jaunâtres. Une dolomitisation secondaire a agit intensément à l'Ouest du massif (Durand Delga, 1955).

B.2.4. Crétacé.

B.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch.

Le flysch apparait au Nord de Kef Derdja, dessinant l'enveloppe d'un pli couché, où le Paléozoïque se situe tantôt sous ce dernier, tantôt au-dessus de lui. Le flysch est surmonté par des calcaires détritiques et de bancs de calcaires fins, l'ensemble repose en discordance sur les schistes satinés, où il a conservé sa situation originelle entre le Paléozoïque et le Sénonien marneux. Plus à l'Ouest, sur le versant méridional du Djebel Frou, et contrairement au Nord de Kef Derdja, le flysch se situe au-dessous du cristallophyllien (Durand Delga, 1955).

Le flysch au Nord de Kef Derdja est représenté comme suite :

1. Flysch gris typique, à nombreuses intercalations gréseuses et niveaux de phtanites ;
2. Bancs lenticulaires de calcaires gris-rosé à patine jaune, avec lits de micro-poudingues calcareux roses ;
3. Flysch fin violacé ;
4. Flysch typique gris noirâtre, un peu verdâtre ;
5. Marnes grises sénoniennes.

B.2.4.2. Crétacé supérieur.

Il est représenté par une série argilo-marneuse avec des intercalations de calcaires à silex, des brèches polygéniques litées, surmontant au Nord, le flysch schisto-gréseux du Crétacé moyen. Au Sud-ouest les marnes sont bourrées de blocs de taille variable, empruntés du massif liasique. Ainsi, des marnes à nodules calcaires jaunes constituent le cœur du massif de Kef Derdja (Durand Delga, 1955).

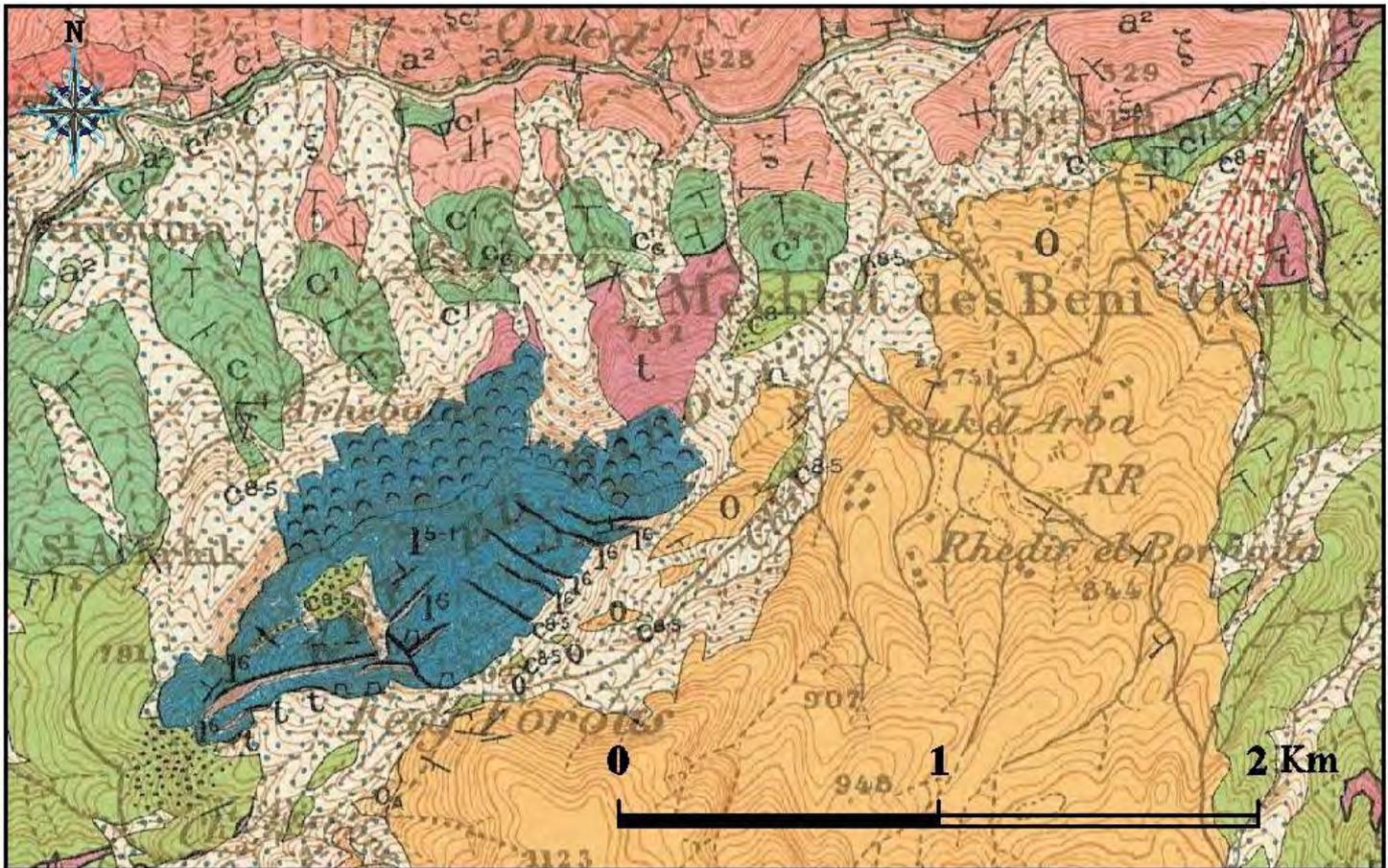


Figure 14: Carte géologique de la région d'Ouled Rabah (Extrait de la carte géologique de Sidi Merouane au 1/50.000^e, d'après Durand Delga, 1952).

Légende :

	Oligocène : série numidienne		Tithonique : calcaires marneux, marnes...		Lotharingien-Pliensbachien : calcaires lités
	Oligocène : Argile		Kiméridgien ? : calcaires massif, lités		Trias: complexe gypsifère
	Sénonien-Eocène : complexe marneux		Malm inférieur : calcaires à silex blonds		Micaschiste du socle kabyle
	Sénonien : faciès de calcaire compact		Lias supérieur-Dogger: calcaires lités		Gneiss oillé du socle kabyle

B.2.5. Eocène.

L'éocène apparaît au Nord-est et au Sud de Kef Derdja, sous forme de marnes noires à nodules calcaires jaunes, surmontées par des calcaires blancs à silex noirs.

B.2.6. Oligocène.

Dans la moitié Nord de la feuille au 50.000° de Sidi Merouane (Durand Delga, 1952) et au Sud de Kef Derdja, affleure une série argilo-marneuse, comporte des lits détritiques et des passés calcaires, parfois brèchiques. Les grés blancs numidiens qui surmontent les argilites à Tubotomaculum, sont parfois teintés en jaune, à grains grossiers et à constituants presque uniquement quartzeux. Ils forment de grosses barres, séparées par des horizons d'argiles noires.

B.2.7. Quaternaire.

Il est remarquable aux alentours du massif de Kef Derdja, constitué par des éboulis plus ou moins homogènes et des alluvions.

B.3. Tectonique.

Le massif carbonaté de Kef Derdja, et comme tout les massifs de l'Ouest de la chaîne numidique, a connu une instabilité du point de vue tectonique. Le fait que ce relief carbonaté a été touché par des phases tectoniques distinctes, qui ont eu des effets violents dont les résultats traduits par la morphologie et les structures de ce chaînon.

- Au crétacé :

La dalle de calcaires massifs (Lias inférieur-Pliensbachien) qui constituent l'essentiel de ce relief est accidentées d'une série de coins synclinaux, en marno-calcaires domériens, extrêmement comprimés et souvent limités à leur bordure Nord par des contacts anormaux (Fig. 15). L'axe de ces petits synclinaux, assez variables, tourne autour de la direction E-W. A l'Ouest du massif, ces petits plis n'existent plus dans le sénonien qui repose sur les bancs liasiques redressés.

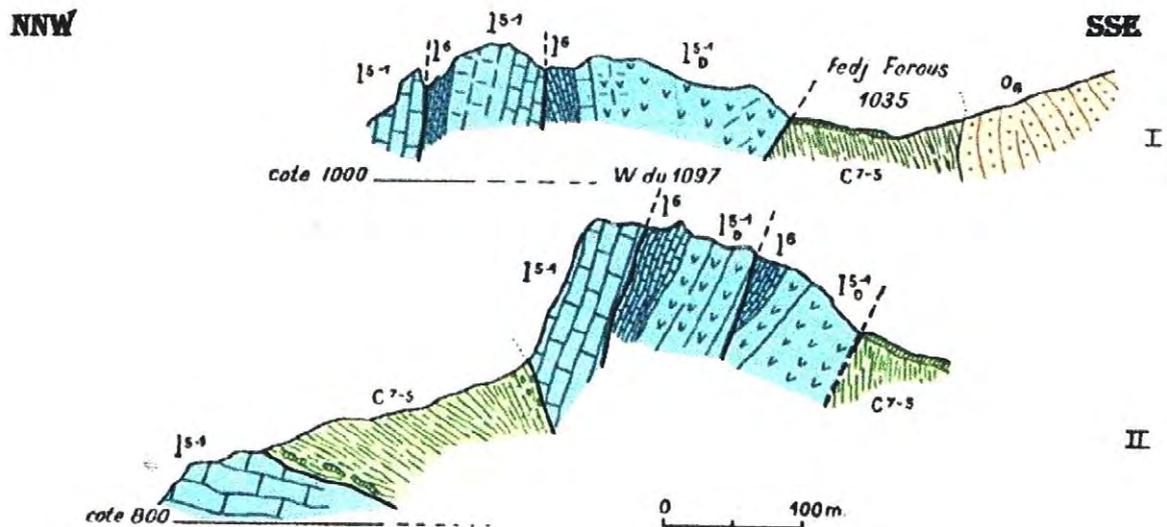


Figure 15: Tectonique anté-sénonienne au niveau de Kef Derdja (Durand Delga, 1955).

I⁵⁻¹, Lias inférieur-Pliensbachien ; I⁶, Domérien ; c⁷⁻⁵, Sénonien marneux ou marno-calcaires ; O_G, numidien gréseux.

- Au tertiaire :

A l'extrémité Sud-Ouest de Kef Derdja, le Lias dont les couches sont très redressées est enveloppé par les marnes sénoniennes. Plus à l'Est, les calcaires liasiques montrent l'aspect d'une grande dalle très fracturée et débitée en gigantesques paquets. Leur substratum triasique apparaît largement au Sud-Est d'Ain-Acharir (Nord de Kef Derdja). Ce Trias est séparé du flysch créacé plus septentrional par un contact anormal vertical, qui s'atténuerait progressivement pour disparaître au Sud-Est de Sidi Achrik (à l'Ouest de Kef Derdja).

Le lias du revers Sud de Kef Derdja chevauche légèrement sa bordure sénonienne ou oligocène, le long d'un contact anormal, injecté de trias à l'Ouest de Fedj-Forous, et qui rejoint au Nord-Est la fracture au Nord du massif. Ainsi que la partie orientale de Kef Derdja apparaît comme constituée d'une simple dalle liasique soulevée par un diapir de trias.

Sur la face Sud-Est du massif jurassique, les marnes sénoniennes et leur revêtement de grés numidiens dessinent des plis, qui paraissent résulter du refoulement du Lias vers le Sud.

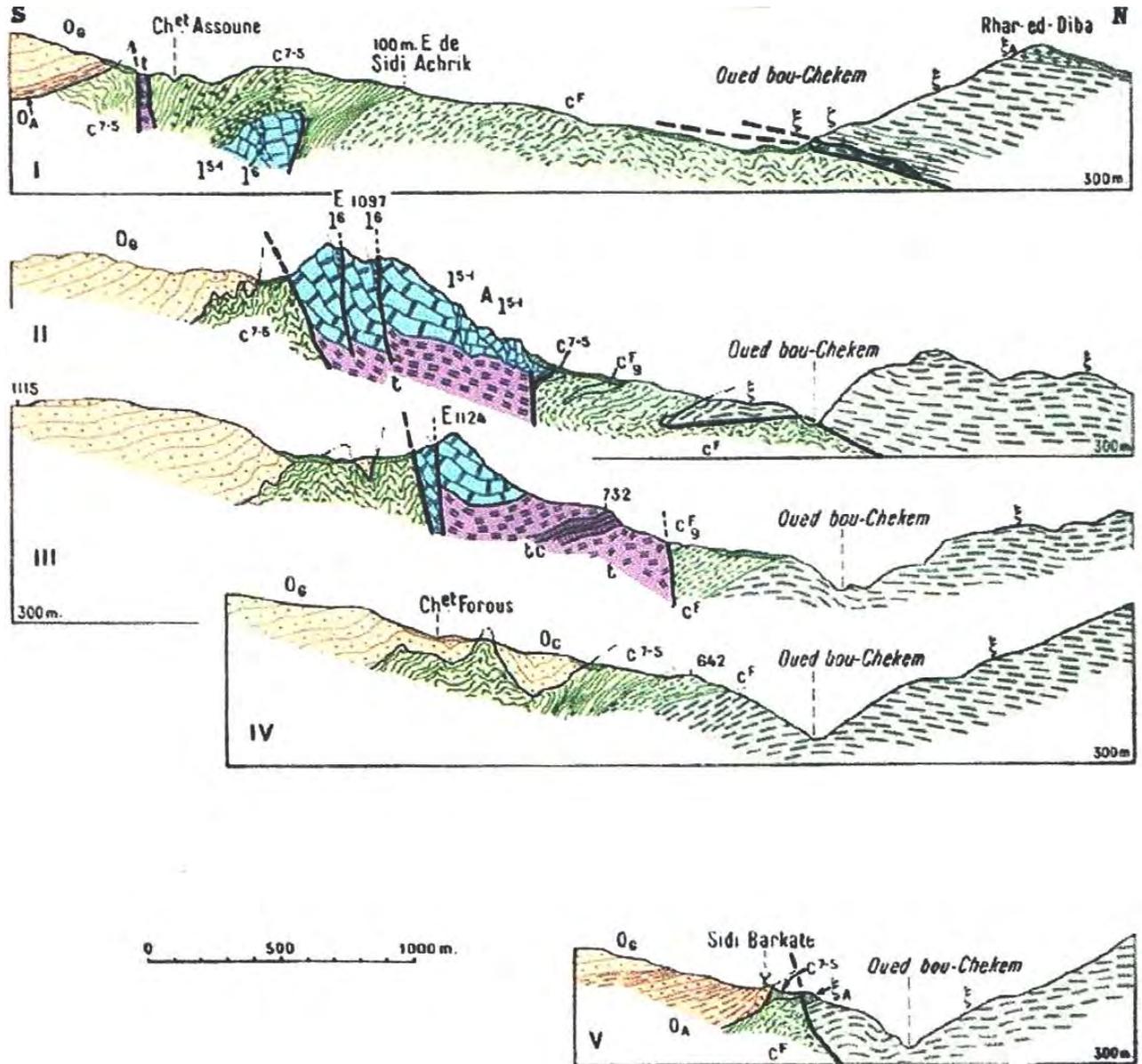


Figure 16: Coupes séries de la région du Kef Derdja (Durand Delga, 1955).

ζ , gneiss ; ξ , micaschiste ; ξ_A , arkoses et porphyroïdes ; t, complexe triasique avec calcaires (tc) ; l^{5-1} , Lias inférieur-Pliensbachien calcaire ; l^6 , Domérien ; c^f , flysch crétaé, avec niveau gréseux (c^fg) ; c^{7-5} , Sénonien, parfois avec galets ; O_A , néonummulitique à dominante argileuse ; O_G , numidien gréseux ; Al^{5-1} , éboulis en masse du Lias ; contacts anormaux en traits gras.

C.1. Introduction.

Le massif de Moul ed Demamene situé au Sud d'El Milia, constitue un relief isolé, culminant à 1176 m. Il est entaillé à l'Ouest par la cluse de l'oued El Kebir, qui coule à environ 40 m d'altitude au-dessus de niveau de mer.

Ce massif apparaissant en demi-fenêtre, montre la superposition des unités tectoniques, mises en place avant l'oligocène supérieur (Durand Delga, 1955). Elles sont ordonnées du haut en bas comme suite :

- La nappe bordière : elle présente l'allure d'un anticlinal couché au Sud. Son flanc normal est visible à l'Est d'El Milia. Son flanc inverse comporte, sous un noyau gneissique, d'épaisse couche de micaschiste, et ensuite une couverture de tithonique ;

- L'écaille supérieure du Dra-el-Kasba : elle comporte des dolomies du malm et des lambeaux de poussée à matériel crétacé souvent en situation renversée. Cette unité locale n'est observable que sur 4 km de longueur.

- L'écaille moyenne de Boulehmane (ex Tissimiran) : elle comprend une épaisse série allant de la base du lias jusqu'au crétacé moyen (et supérieur?) (Elle sera détaillée par la suite), en situation stratigraphique normale au-dessus d'une semelle de trias. Cette unité chevauche visiblement sur 3 km l'écaille sous-jacente.

- L'écaille inférieure des Kefs : directement transgressif sur le lias et le crétacé, montre une épaisse série ployée en plis couchés. Le chevauchement est visible sur 1 km environ.

- L'écaille surnuméraire d'El Akbia : réduite à du crétacé supérieur à faciès détritique, elle n'existe que sur un front de 6 km. Sa structure est loin d'être élucidée.

- L'autochtone : il est constitué, en bordure de l'unité précédente, par un flysch schisto-gréseux crétacé renversé sur les marnes sénoniennes qui lui font suite plus au Sud.

Le Moul Ed Demamène, d'après Bouillin (1977), est un massif plissé dans son ensemble, se présente comme une portion de coupole dont le sommet structural (unité chevauchante) situé au Sud-ouest. Il a subdivisé ce massif en deux groupes d'unités :

- Un groupe supérieur, comportant trois unités épimétamorphiques, provenant du domaine maurétanien. Ces unités sont chevauchées directement par le socle kabyle qui constitue l'élément structural le plus élevé du massif. Ce sont, en descendant dans l'édifice structural : l'unité de Sidi Ahmed, l'unité de Sidi Rhiat et l'unité des Achaïches.

- Un groupe inférieur, correspond à ce qui était appelé par Delga (1967; in Bouillin, 1977) écailles prékabyle, et qui, selon Bouillin (1977), résulte du découpage en écaille d'un édifice formé par le charriage du flysch de type massylien sur un autochtone relatif de type tellien. Ce sont : l'écaille des Kefs, l'écaille de Boulehmane et l'écaille de Dra el Kasba.

C.2. La lithostratigraphie.

Le Kef Boulehmane ou anciennement appelée, écaille de Tissimiran c'est une unité tectonique qui fait partie du massif de Moul Ed Demamène. Le massif de Boulehmane n'est formé que des terrains sédimentaires mésozoïques, chevauché par des formations métamorphiques appartenant au socle kabyle.

C.2.1. Les formations du socle Kabyle.

Les formations cristallophylliennes du socle Kabyle constituent l'élément supérieur d'une série charriée vers le Sud (Delga, 1955). Elles affleurent au Nord de Bou-Djoudoun et entre la M^{at} Ark el Bir et la M^{at} El Akbia. Le cristallophylien forme essentiellement les sommets et le flanc oriental du Moul Ed Demamene, et est constitué du bas en haut :

- Calcschistes à séricite ;
- Schistes à séricite et/ou à muscovite ;
- Gneiss.

C.2.2. Le Trias.

Il constitue la semelle de l'écaille de Tissimiran (Kef Boulehmane). En position côte à côte avec le flysch crétacé de l'écaille des Kefs, le trias est représenté par des argiles bariolées avec des intercalations gypsifères et des petits blocs d'ophites (Durand Delga, 1955).

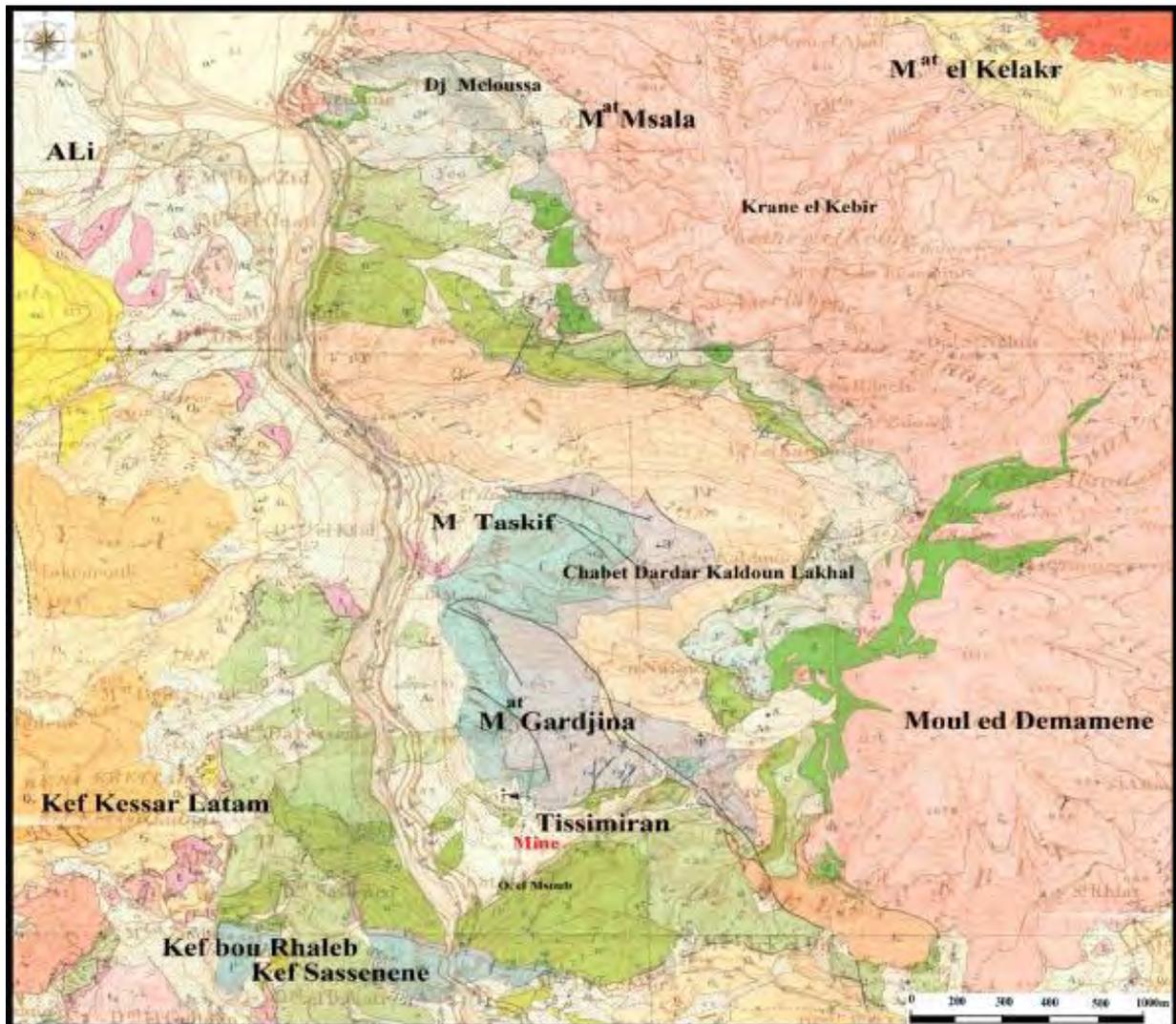
C.2.3. Le Jurassique.**C.2.3.1. Lias basal.**

Il est représenté par des dolomies massives de patine assez sombre, et de cassure grise et rarement jaunâtre ou rougeâtre. Ces dolomies puissantes de 100 mètres, ne sont visibles qu'au Nord du Kef Boulehmane et qui forme sa base (Durand Delga, 1955).

C.2.3.2. Sinémurien-Lotharingien.

De 250 à 300m d'épaisseur, le Sinémurien-Lotharingien correspond à des calcaires en gros bancs, à patine claire, situés tout juste au-dessus des dolomies sombres du Lias basal (Delga, 1955). Ces calcaires en gros bancs se présentent du bas en haut comme suit :

1. Calcaires microcristallins, à patine bleuâtre, à cassure très noires, en bancs bien réglés, assez petits vers le bas, mais devenant de plus en plus gros vers le haut, et montrent des amas siliceux mamelonnés.
2. Calcaires à cassure plus claire, en bancs métriques avec de rares silex en rognons.
3. Calcaires identiques aux précédentes mais dépourvus de silex et à intercalations des lits peu marneux jaunâtres.



Légende.

Alluvion	Jurassique indéterminé (Malm ?)	Trias gypsifère
Eboulis	Thitonique	Micaschistes(ξ)
Glissement en masse	Argovien (?)	Caleschistes(ξ _c)
Burdigalien	Toarcien à Malm inférieur	Gneiss
Oligocène (grès numidien à lits d'argiles mires)	Domérien : calcaire lités et banes marneux	Roches ophitiques
Oligocène (0 ₁ : série argilo-marneuse 0 ₂ : lentilles gréseuses, 0 ₃ : lits siliceux)	Pliensbachien (?) : calcaire à Encirènes	Dolérites
e ³⁻¹ : Eocène inférieur ; e ⁸⁻⁵ : Crétacé supérieur	Lotharingien : Calcaires en dalles	Roches granitiques
Flysch Crétacé (Albu-Aptien p.p)	Lias dolomitique	
Néocomien-Barrémien	Trias gréseux	

Figure 18: Schéma géologique du massif de Moul Ed Demamène (Extrait de la carte géologique du massif de Moul Ed Demamene au 20.000^e, d'après Durand Delga, 1952).

C.2.3.3. Pliensbachien.

Il est constitué par des calcaires durs puissants de 100 mètres, et se présente sous divers faciès (Durand-Delga, 1955), du bas en haut sont comme suit :

1. Environ 50 mètres de calcaires à patine assez sombre, à cassure plus claire, avec silex noirs en bancs.
2. Calcaires spathiques à lits siliceux diffus, avec un niveau moyen, plus compact et avec moins de silex.

C.2.3.4. Domérien.

Il s'agit de 100 mètres de calcaires à patine blanchâtre, bleuté à la cassure en bancs bien réglés, avec de très minces feuilletts marneux séparant les bancs. A part les derniers 30 mètres les calcaires contiennent des rognons du silex de grande taille (Durand Delga, 1955).

C.2.3.5. Domèrien supérieur-Toarcien.

Il est représenté par des calcaires marneux à la base, et qui deviennent plus marneux, au sommet. Ces couches sont riches en débris détritiques : petits grains de quartz, micas souvent disposés en filets, et oxydes de fer abondants (Durand Delga, 1955).

C.2.3.6. Lias supérieur-Dogger.

Epaisse de 60 mètres, il est formé de marnes grossières, litées, et bleuâtres. Ces marnes, riches en fragments de quartz et en pigments ferrugineux, sont bourrées de filaments à barbelures analogues à ceux du "lias supérieur-dogger" du Sidi Marouf. Des calcaires noirâtres s'intercalent dans les marnes sous forme de bancs discontinus d'aspect irrégulier. Ces calcaires sont finement oolitiques ou graveleuses et à grains de quartz (Durand Delga, 1955).

C.2.3.7. Dogger.

De 50 à 100 mètres d'épaisseur, ce niveau montre au Nord-Ouest de Bou-Djoudoun une limite inférieure très nette, marquée par des phtanites jaunâtres à radiolaires. Le reste de ce niveau, est constitué essentiellement par des calcaires massifs, oolitiques en général, dont les éléments de l'ordre du millimètre voire plus petits (Durand Delga, 1955).

C.2.3.8. Malm inférieur.

Avec une épaisseur qui varie de 150 à 200 mètres, le Malm inférieur n'affleure qu'au Nord du Kef Boulehmame. Il est représenté par des calcaires clairs essentiellement microcristallins, et parfois finement grumeleux. Les éléments détritiques y sont minuscules. La partie moyenne et supérieure de ce niveau possèdent des lits de silex blonds ou rosés (Durand Delga, 1955).

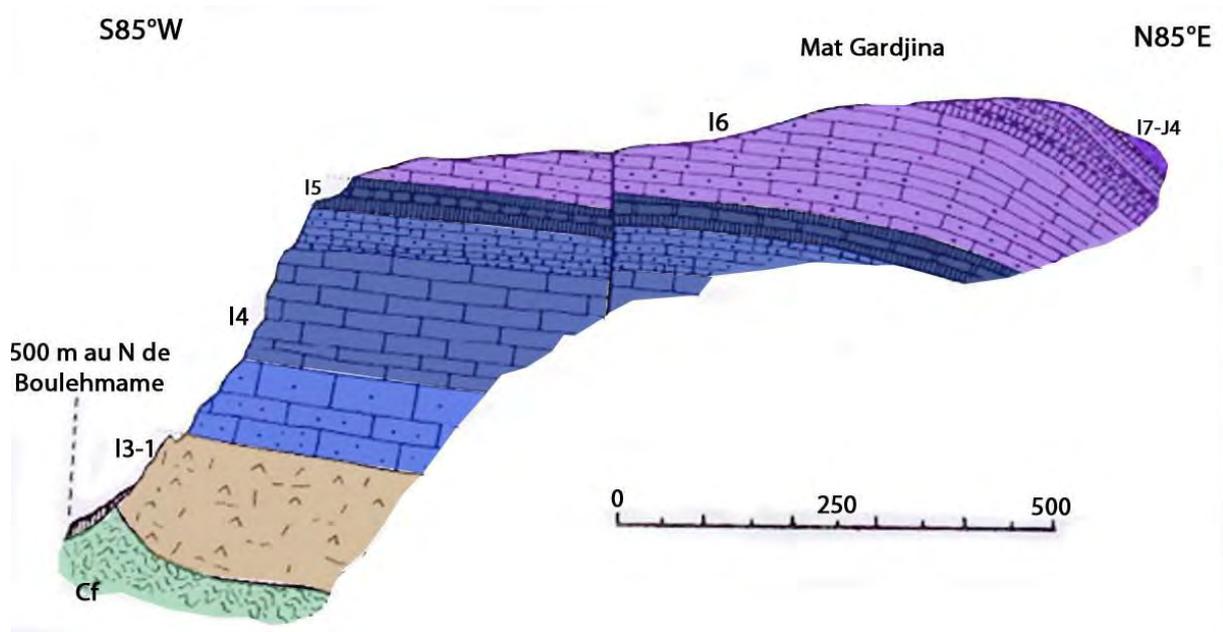


Figure 19: Coupe du Lias du Kef Boulehmane (Durand Delga, 1955).

Au-dessus du flysch crétacé (c^f), il se rencontre : I³⁻¹, dolomies du lias basal ; I⁴, calcaires sinémuriens (?) - lotharingiens ; I⁵, calcaires à silex pliënsbachiens ; I⁶, marno-calcaires domériens ; I⁷-J⁴, marnes gréseuses du lias supérieur-dogger.

C.2.3.9. Argovien.

Cette formation apparaît beaucoup plus mince au niveau de l'oued Ed-Douida, dont l'épaisseur varie de 10 à 20m. Il est constitué par une série très redressée (Durand Delga, 1955), qui comporte du bas en haut :

1. Calcaires compacts gris clairs, à grain fin, en bancs très durs ;
2. Petites intercalations schisteuses et calcaires blancs-jaunâtres ;
3. Phtanites compacts violacés, à taches vertes ;

C.2.4. Le Crétacé.

C.2.4.1. Crétacé inférieur et moyen.

Le crétacé inférieur et moyen se présente sous trois groupes d'affleurement distincts, dans trois secteurs (Delga, 1955) ;

Au Nord du Kef Boulehmane, près de l'Oued Ed-Douida, le Néocomien repose en concordance sur les phtanites à radiolaires de l'argovien, ou sur les calcaires à silex du malm inférieur. Il s'agit de gros bancs, assez tendre, de calcaires légèrement détritiques, séparés par des marnes schisteuses et quelques horizons finement conglomératiques. Plus haut dans la série, les marnes schisteuses possèdent des lits de calcaires durs, jaunâtres, à ammonites.

A l'Est de Kaldoun Lekhal, le crétacé inférieur est constitué par des marnes contenant des ammonites pyriteuses.

Autour de Bou-Djoudoun, les affleurements du crétacé inférieur sont représentés par des conglomérats massifs à galets du calcaire à silex du lias avec un ciment plus ou moins marneux.

C.2.4.2. Crétacé inférieur à faciès flysch.

Il se situe à l'Est du Kef Boulehmane, le long du chemin de Bou-Djoudoun, une série mesurant une centaine de mètres d'épaisseur, représentée du Nord au Sud et du Bas en Haut comme suit (Durand Delga, 1955) :

1. Schistes calcareux jaunes à lentilles calcaires ;
2. Flysch avec niveaux schisteux verdâtres ;
3. Flysch gréseux ;
4. Schistes verdâtres et rougeâtres ;
5. Schistes avec nodules de calcaire à grains fins ;
6. Quartzites massifs, avec intercalations de schistes ;
7. Marnes schisteuses grises ;
8. Schistes rougeâtres.

C.2.4.3. Crétacé supérieur (?).

Il n'a pas encore été mis en évidence au niveau du Kef Boulehmane. Son existence est cependant vraisemblable, à la partie supérieure du flysch crétacé moyen, en raison de l'analogie de faciès avec les assises de l'unité des Kefs (Durand Delga, 1955).

C.2.5. Quaternaire.

Au niveau de Moul Ed Demamene les terrains les plus récents d'âge quaternaire, représentés globalement par des alluvions et éboulis de nature différents et de taille variable.

C.2.6. Les roches éruptives post-jurassiques (Durand Delga, 1955).

- **Les roches vertes du Moul Ed Demamene.**

Les affleurements de roches éruptives, ont été étudiés par Durand Delga (1955) dans sa thèse, qui a bien les localisé cartographiquement et pétrographiquement.

Les roches éruptives s'étendent de façon presque continue sur 5 Km du Sud au Nord, depuis la région d'El Akbia jusqu'à Dar Ben Klib. Elles constituent, un amas éruptif

essentiellement doléritique situé dans le paléozoïque, et un certain nombre de sills, souvent anastomosés, dont l'épaisseur cumulée peut dépasser 200 m.

La plupart des amas sont formés de roches à plagioclases acide, augite, ilménite et minéraux d'altération (épidotes, calcite, chlorite, leucoxène...). Il s'agit d'anciens gabbros, des dolérites et des basaltes. Plus rarement, des roches éruptives violacées à sphérolites, qui peuvent être d'ancien trachytes (?). Ainsi, des roches basiques, formées presque uniquement d'actinote et de minéraux spéciaux, doivent dériver d'anciennes pyroxénolites (?).

C.3. Cadre tectonique et structural.

Le Kef Boulehmane ou écaille de Tissimiran c'est une unité tectonique qui fait partie du massif de Moul ed Demamène. Donc, il faut tout d'abord mettre une approche tectonique sur le massif de Moul ed Demamène.

Ce massif a été bien étudié par de nombreux auteurs, Durand Delga (1955) ; et Bouillin (1977) et autres, qui ont bien adressé la chaîne Alpine de l'Algérie Nord-oriental des points de vue stratigraphique et structural.

Le massif du Moul ed Demamène est limité (Bouillin, 1977) de tous côtés par des accidents très redressés (Fig. C-03) et tardifs (post-burdigaliens).

- Au Nord-est, limité par une faille franchement inverse, à pendage Sud qui fait montrer le socle paléozoïque du Moul ed Demamène sur les flyschs du bassin d'El Milia-Settara.
- A l'Est une faille verticale sépare le massif des flyschs du couloir de Bordj Ali (Arago).
- Au Sud des contacts redressés ou chevauchants vers le Sud mettent en contact le horst du Moul ed Demamène avec un compartiment structural comportant essentiellement des terrains telliens.
- Enfin, à l'Ouest de l'Oued el Kebir, le massif du Moul ed Demamène est limité par la combinaison de deux accidents verticaux d'une grande ampleur, l'un N-S et l'autre NW-SE, largement injectés de trias gypsifère.

A l'intérieur de ce quadrilatère de failles, le massif du Moul ed Demamène, plissé dans son ensemble, se présente comme une portion de coupole dont le sommet structural (unité chevauchante) situé au Sud-ouest.

• Tectonique du Kef Boulehmane.

Kef Boulehmane est considéré (Durand Delga, 1955) comme unité tectonique, comprend une série épaisse allant du lias basal jusqu'au crétacé moyen (et supérieur ?), en situation stratigraphique normale au-dessus d'une semelle de trias. Cette unité chevauche visiblement sur près de 3 km l'écaille sous-jacente (écaille des Kefs).

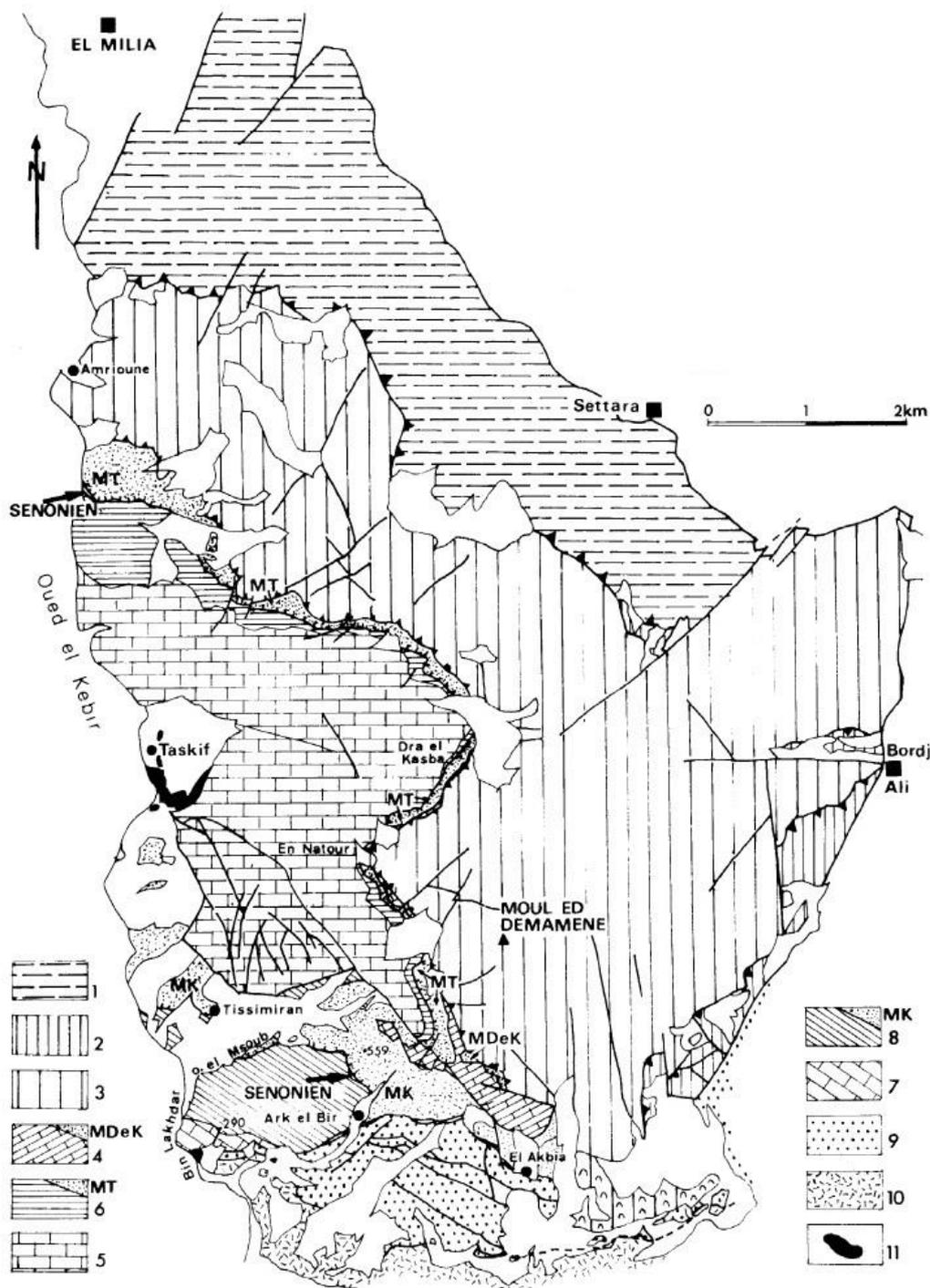


Figure 20: Carte simplifiée des écailles inférieures de Moul ed Demamène dans leur cadre structural (Bouillin, 1977).

1- Socle Kabyle ; 2- unités de Sidi Ahmed et Sidi Rhiat ; 3- unités des Achaïches ; 4- série du Dra El Kasba ; M.D.e.K. : flysch massylien participant à l'unité de Dra El Kasba ; 5- Jurassique de la série de Boulehmane; 6- Crétacé de la série de Boulehmane ; M.T. : Flysch massylien participant à l'unité de Boulehmane ; 7- Jurassique de la série des Kefs ; 8- Crétacé de la série des Kefs ; M.K. : Flysch massyliens participant à l'unité des Kefs et flysch d'Ark el Bir ; 9- Flyschs d'El Akbia ; 10- Formations telliennes ; 11- Trias gypsifère.

Dans la partie septentrionale de Boulehmane, au Nord de Taskif, les plongements ont lieu régulièrement vers le Nord. La série stratigraphique, se termine par le flysch créacé qui s'enfonce sous le tithonique de la nappe bordière (socle kabyle), et qui, au voisinage de ce contact anormal séparant les deux formations, les pendages s'accroissent et se font dans tous les sens (Durand Delga, 1955).

Plus au Sud-est, vers Bouhdache, la série schisteuse créacée est passablement laminée ; de petits cassures orientées NE-SW, décrochent à plusieurs reprises son contact sur les calcaires jurassiques. De plus une zone de flexure, dirigée E-W, détermine des changements de pendage dans le créacé au SE de Bouhdache. Le plongement de cet accident se retrouve plus à l'Est, dans le cristallophyllien de la nappe bordière (Durand Delga, 1955).

Entre Taskif et Kaldoun-Lakhal, les calcaires liasiques qui affleurent largement sont fortement accidentés.

La crête de la cote 916, joue le rôle d'un axe anticlinal Est-Ouest, qui à son voisinage, les plongements sont désordonnés. Au Sud-est de Kaldoun-Lakhal, la série stratigraphique ne dépasse pas le dogger-malm inférieur, surmonté directement par l'unité du Dra el Kasba (Durand Delga, 1955).

Entre le Chabet Dardar et l'Oued el Msoub, une grande masse de calcaires liasiques repose sur le flysch créacé de l'unité inférieure (écaille des Kefs). Cette énorme carapace ployée en un demi-dôme très surbaissé, est brisée en son milieu par une grande faille, due à une phase tectonique tardive (Durand Delga, 1955).

Ainsi, de près, la série jurassique de Boulehmane est, au niveau de Gardjina, est subhorizontale. Le créacé inférieur marneux, qui la surmonte en légère discordance au Sud-est d'En-Nataur, est localement décollé de son substratum. Cette surface de contact anormal est minéralisée en cuivre gris argentifère à gangue siliceuse, ainsi que les calcaires jurassiques sous-jacents, et les marnes à galets créacés sus-jacents (Durand Delga, 1955).

Le lias de l'écaille de Boulehmane repose directement sur le flysch créacé de l'unité inférieure, ce qui rend compte de la puissante falaise jurassique qui domine l'Oued el Kebir. Autour de Taskif, du trias gypsifère apparaît en représentant la base normale du lias, ainsi, il a pu favoriser le déplacement vers le Sud (Durand-Delga, 1955).

Effectivement, au Nord de la cote 351, ce trias s'insinue à l'horizontal entre le lias et le créacé, formant ainsi une véritable semelle à l'écaille (Durand Delga, 1955).

En fin, au Sud de la M^{at} Gardjina, les calcaires liasiques de la bordure méridionale de l'écaille de Boulehmane se ploient vers le bas en un gigantesque genou (Fig. 22), au niveau de l'Oued el Msoub (Durand Delga, 1955).

Du fait de ce pendage, le lias de l'écaille paraît s'enfoncer sous le créacé qui le borde au Sud et au Sud-Ouest. L'examen des contacts que troublent de minces accidents locaux (Durand Delga, 1955).

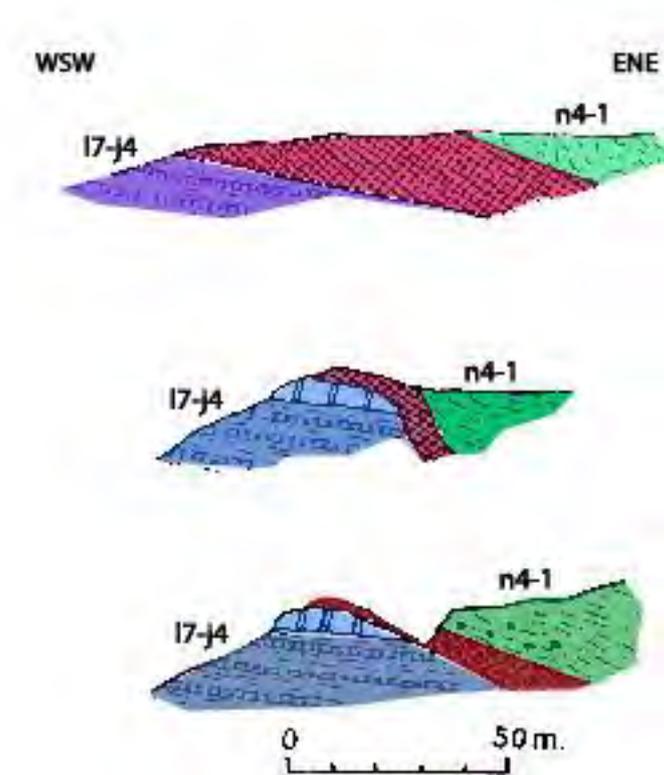


Figure 21: Le décollement de Boudjoudoun (Durand-Delga, 1955).

Décollement entre les marnes du crétacé inférieur (n⁴⁻¹) et les calcaires du lias supérieur-dogger (l^{7-j⁴}). Galets dans le crétacé (points noirs), minéralisation au contact (quadrillé).

En effet, la surface de contact entre le lias de Boulehmame et le crétacé de l'unité sous-jacente, sub-vertical en surface, se ploie rapidement en plongeant au Nord jusqu'à devenir quasi horizontal sous le rocher calcaire. Ce contact minéralisé en hématite a été recoupé par de nombreuses galeries (Durand Delga, 1955).

- **Les jeux structuraux tardifs.**

Le massif de mouled Demamène avait subi certaines déformations immédiatement post-oligocènes. Les unes, de style souple, lui ont donné une allure anticlinale en direction N-S. mais des accidents tous différents s'y superposent. Ils sont de trois ordres : contacts chevauchants, cassures verticales, montées de trias diapir.

Les fractures, en majorité NW-SE, qui intéressent les écailles : des Kefs, Boulehmame et Dra el Kasba, sont évidemment postérieures à la mise en place de ces dernières. La principale cassure est la faille de la Mat Gardjina (Fig. 22). Longue d'environ 5 km, elle recoupe l'écaille d'El Akbia, celle des Kefs, celle de Boulehmame et celle du Dra-el-Kasba, en décrochant légèrement les contacts entre ces diverses unités et en troublant leurs rapports apparents. Cette faille est visible au Sud-est de Gardjina. Le rejet n'en est jamais très considérable, mais il se

fait en sens opposés selon les tronçons. La surface de la faille n'est d'ailleurs pas toujours verticale.

Un certain nombre de cassures plus ou moins parallèles, quelques-unes satellites de la faille de Gardjina (Fig. 22), brisent les calcaires liasiques de Boulehmane. Des fractures sans rejet, à remplissage de calcite, apparaissent aussi, avec la même orientation NW-SE, à l'Ouest de Kaldoun Lekhal (Durand Delga, 1955).

Les fractures citées ci-dessus, ne sont jamais minéralisées en fer. Les filons d'hématite liés au gîte de Boulehmane suivent de simples fissures de direction générale NNE-SSW. Ils sont totalement indépendants des failles, dont l'âge tardif (Durand Delga, 1955).

Les diapirs triasiques qui se trouvent sur la rive gauche de l'Oued El-Kebir sont eux aussi dus à une tectonique tardive. Le cas le plus spectaculaire est formé par la bande de trias qui dirige depuis Taskif, sur 8 km de long, en direction N30°W. Ce trias jouait le rôle de semelle sous le lias de Boulehmane (Durand Delga, 1955).

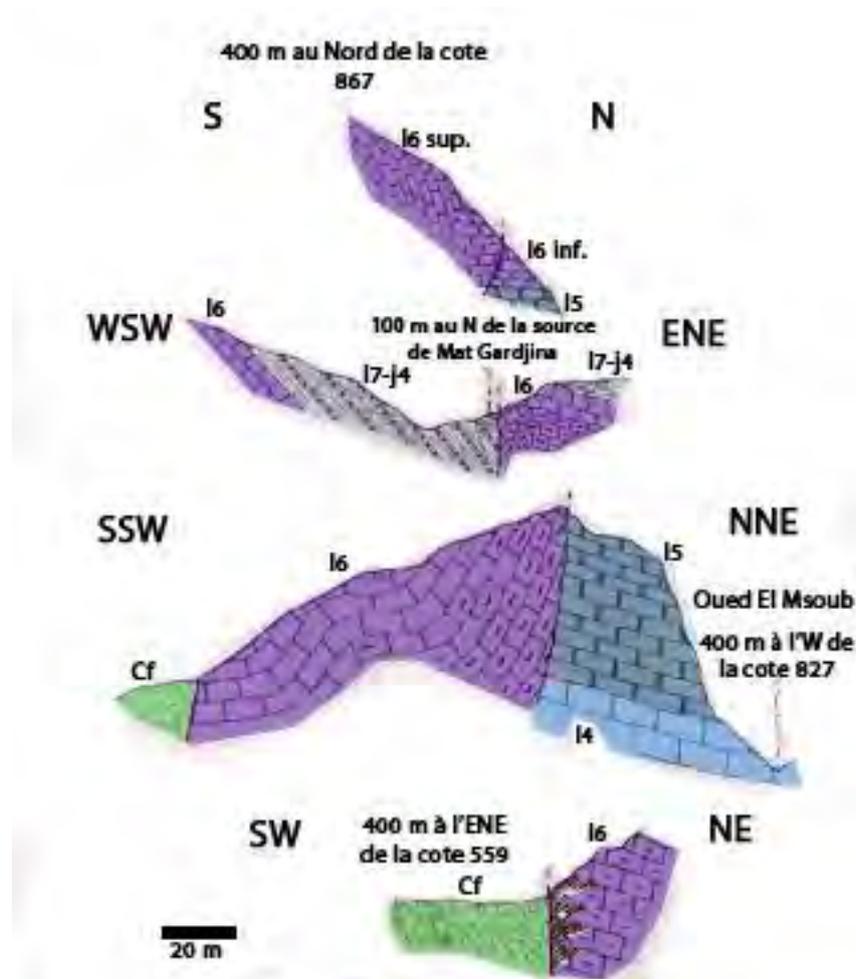


Figure 22: Coupes perpendiculaires à la faille de Mechtat Gardjina (Delga, 1955).

l⁴, lotharingien ; l⁵, pliensbachien ; l⁶, domérien ; l^{7-j4}, lias supérieur à malm inférieur. Tout le jurassique fait partie de l'écaille de Boulehmane. Le flysch crétacé (c^f) appartient à l'écaille des Kefs, sous-jacente.

Cette lame de trias formant la partie basale de l'écaïlle de Boulehmane s'est expliquée par l'expulsion de sa majeure partie de sous la masse liasique et se serait accumulé à l'Ouest et au Nord-ouest de celle-ci. La fracturation post-oligocène NW-SE aurait permis à ce trias de percer les terrains qui lui étaient superposés tectoniquement ou stratigraphiquement (Durand Delga, 1955).

C.4. Conclusion.

L'écaïlle tectonique de Boulehmane constitue un massif qui repose sur des marnes schisteuses de l'unité des Kefs, sur lesquelles viennent une série Jurassique puissante d'environ 1000 m, et n'est constituée que par des carbonates. Cette série se termine par un ensemble essentiellement marneux et conglomératique appartenant au Crétacé.

Le massif de Boulehmane a connu, surtout au Tertiaire, de divers bouleversements tectoniques. Une tectonique souple a fait plisser le massif à l'Ouest, et une autre cassante responsable évidemment à l'intense fracturation du massif. Cette fracturation a intervenu à la mise en place d'une ressource en fer relativement importante.

A.1. Introduction.

Le massif de Kef Sidi Maarouf, situé à 85 Km au Nord-Ouest de Constantine a connu avant l'indépendance, d'importants travaux miniers, qui ont porté sur l'extraction du minerai de fer.

En raison de leur importance économique et scientifique, la géologie, le dispositif structural, et la minéralisation ferrifère du Kef Sidi Maarouf, ont fait l'objet de nombreuses études.

A.2. Historique des travaux miniers.

Le massif de Kef Sidi Maarouf a connu dès 1910, des activités minières qui ont fait suite aux anciens travaux romains d'exploitation du minerai de fer.

Le minerai de fer extrait à Sidi Maarouf, de 1910 jusqu'à 1955 est estimé à environ 550.000 tonnes, avec une production maximale dans les deux dernières années de l'exploitation, sachant que les travaux miniers ont été suspendu en 1955 à cause de la guerre de libération nationale.

Après l'arrêt de l'exploitation du minerai fer de la mine de Kef Sidi Maarouf, de nombreux travaux de recherche ont été réalisés sur ce site, dont le dernier effectué par la société FERPHOS en 2006. Cette société a réalisé 13 sondages, totalisant un volume de 940 mètres linéaires en vue d'une estimation des réserves de ce gisement.

D'après les travaux miniers de la SONAREM (1974), 122 corps minéralisés ont été signalé dont la taille et la forme sont distinctes. Tous ces corps minéralisés sont encaissés dans des formations carbonatées du lias.

Du point de vue production, quatre amas seulement ont été retenu pour l'exploitation :

- L'amas « Ouem Sellet » (n° XVIII) de dimension réduites, à été exploité jusqu'au niveau 1115 m.
- L'amas « Aquerz » (n° XX) n'a pas été exploité, mais seulement recherché par quelques travaux de fond.
- L'amas « Kef Lahdid » (n° XIX) a été exploité en carrière jusqu'à la côte 1048 et en souterrain jusqu'à la côte 1025 m.
- L'amas « Akern » (n° XIX) a été exploité en carrière (fermé actuellement à cause des éboulements) et au fond jusqu'à la côte 950 m.

L'exploitation du minerai de fer de la mine de Sidi Maarouf est rendue difficile en raison de plusieurs facteurs entre autres :

- Le faible volume de la majorité des corps minéralisés ;
- L'éloignement des corps minéralisés les uns par rapport aux autres ;
- L'accès difficile à la majorité des affleurements.
- L'accès à la mine et évacuation du minerai sont très difficile

A.3. Etude de l'encaissant.

La minéralisation ferrifères du Djebel Sidi Maarouf, encaissée dans des formations carbonatées, d'âge liasique, marquées par des particularités lithologiques, texturales et paléontologiques.

L'étude de l'encaissant, a été réalisée à partir des observations macroscopiques de terrain, complétée par une étude microscopique au laboratoire. L'étude microscopique a été réalisée à partir de neuf lames minces, empruntées à Monsieur OUAAR Belkacem, enseignant-Chercheur à l'université de Jijel plus trois lames confectionnées à l'atelier de l'université d'Annaba. Ces lames ont été réalisées dans le cadre de la préparation de son mémoire de magister, soutenu en 2009. Ces lames minces ont été confectionnées à partir d'échantillons, prélevés de différents endroits, où le lias est minéralisé.

A.3.1. Les calcaires à fausses oolites (Pelsparite).

Il s'agit de calcaires formés par des grains de forme arrondis à sub-arrondis (ovoïdales), ou encore irrégulière dont la taille est variable d'environ 50 μm à l'ordre du millimètre, ces grains sont formés par la micrite, avec un ciment sparitique. La taille des grains n'est pas identique dans toute la lame, mais il y a un passage d'une zone à grains très petits et identiques, vers une autre zone à éléments plus grossiers (Fig. 23). A cela, il faut ajouter la présence de fractures, remplies par la calcite et/ou des oxydes de fer (Fig. 23). Ce faciès ressemble à une micrite remplacée totalement ou partiellement par la sparite, autrement dit on peut évoquer un phénomène de sparitisation. La minéralisation ferrifère se présente aussi sous forme de petites taches brunes éparpillés dans la lame.



Figure 23: Grainstone (Pelsparite) à éléments de taille irrégulière.

A.3.2. Les calcaires à élément squelettiques (Biomicrite).

Ce faciès est constitué pour l'essentiel, par des fragments de fossiles. Il est très riche en fragments de lamellibranches et de débris d'échinodermes dont la majorité sont pseudomorphosés par de calcite recristallisée. Cette recristallisation rend la distinction entre eux pratiquement très difficile. Ces bioclastes sont noyés dans une matrice, formée de micrite (Fig. 24). A cela s'ajoutent la présence de la calcite automorphe, et des oxydes de fer dans les fractures et les fentes de tension (Fig. 24).

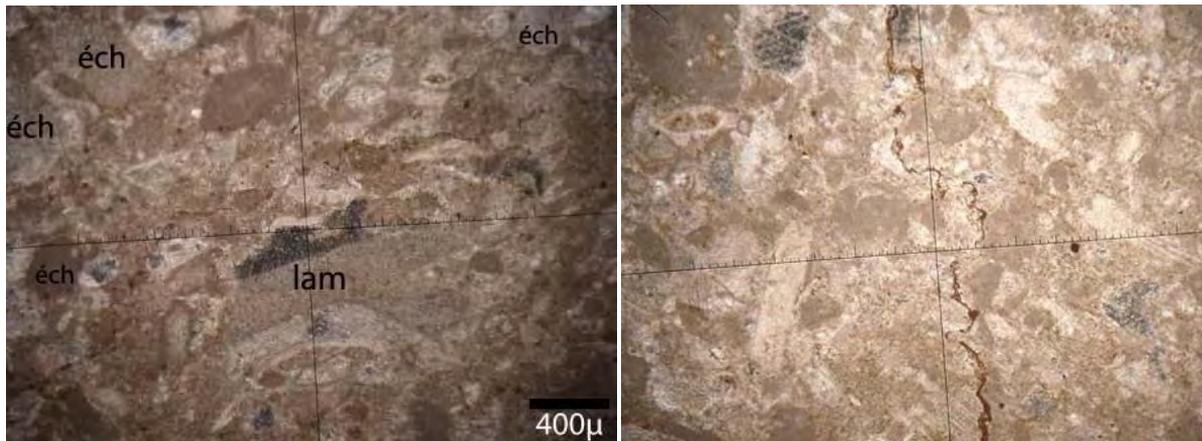


Figure 24: Biomicrite (Packstone) à débris de lamellibranches (lam) et échinodermes (éch).

A.3.3. Les calcaires à pelletoides (Grainstone, Pelsparite).

Il s'agit de calcaires formés principalement, de pelletoides dont la taille varie de plusieurs dizaines de microns à quelques centaines de microns, et ayant une forme, le plus souvent arrondie, parfois ovale (Fig. 25). Il existe, également, des grains de teinte brunâtre, teinte serait probablement liée à un envahissement des pelletoides par les oxydes/hydroxydes de fer. Cet envahissement serait canalisé par les fractures affectant la roche. Cet envahissement par les oxydes/hydroxydes de fer peut se limiter au pelletoides, comme il peut s'étendre à toute la roche (Fig. 26). La matrice dans laquelle sont noyés ces pelletoides est formé de sparite.

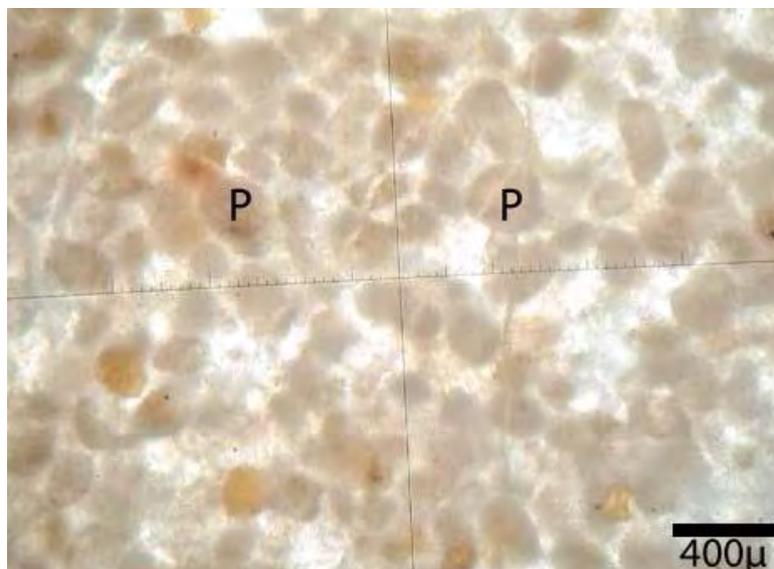


Figure 25: Grainstone (Pelsparite) à pelletoides (P) de taille variable.

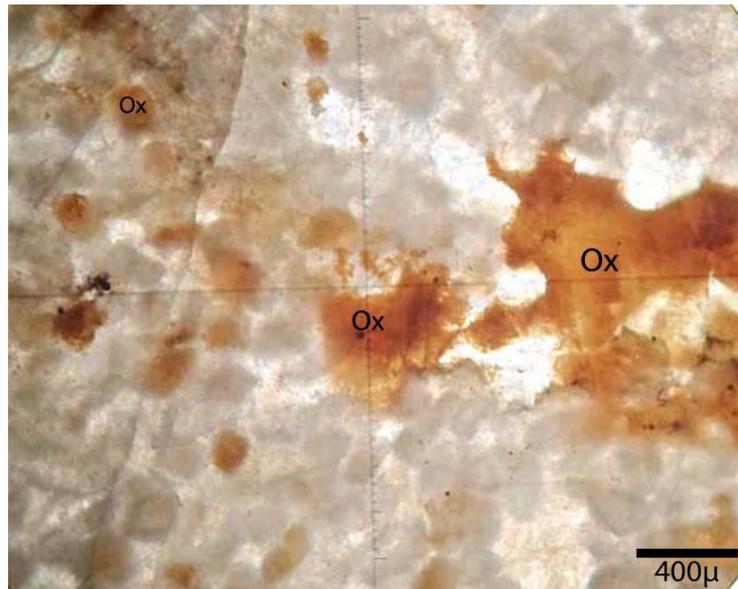
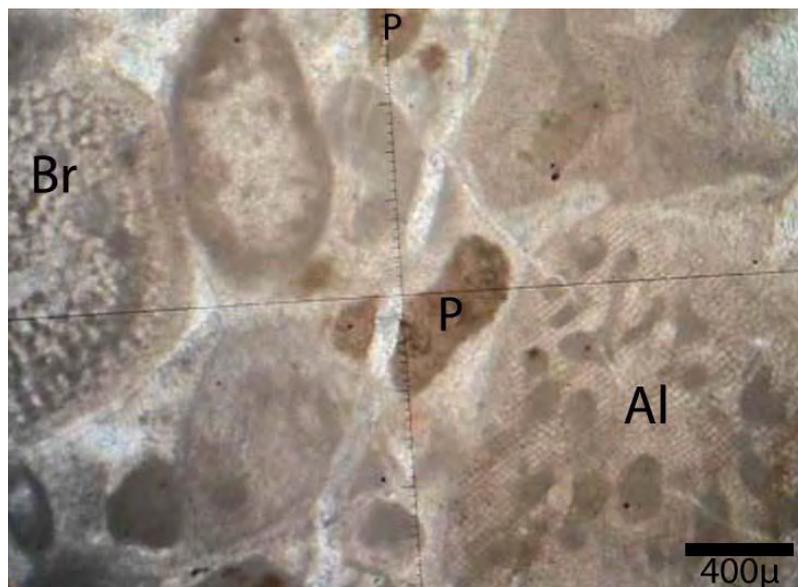


Figure 26: Photo, illustrant un remplacement de granules de pellesoïdes par les oxydes/hydroxydes (Ox) de fer.

A.3.4. Les calcaires bioclastiques (Grainstone-Biosparite).

Les calcaires bioclastiques sont formés par des grains presque totalement représentés par des fragments de fossiles, de taille plus ou moins grossière, noyés dans une matrice, formée, essentiellement de sparite. Les bioclastes se particularisent par la présence de foraminifères, de bryozoaires, et des algues ; ainsi que par la fréquente présence de débris d'échinodermes et quelques pellesoïdes ferrugineux (Fig. 27). Du point de vue fracturation, la roche est fracturée dont le remplissage est formé par la calcite (Fig. 27).



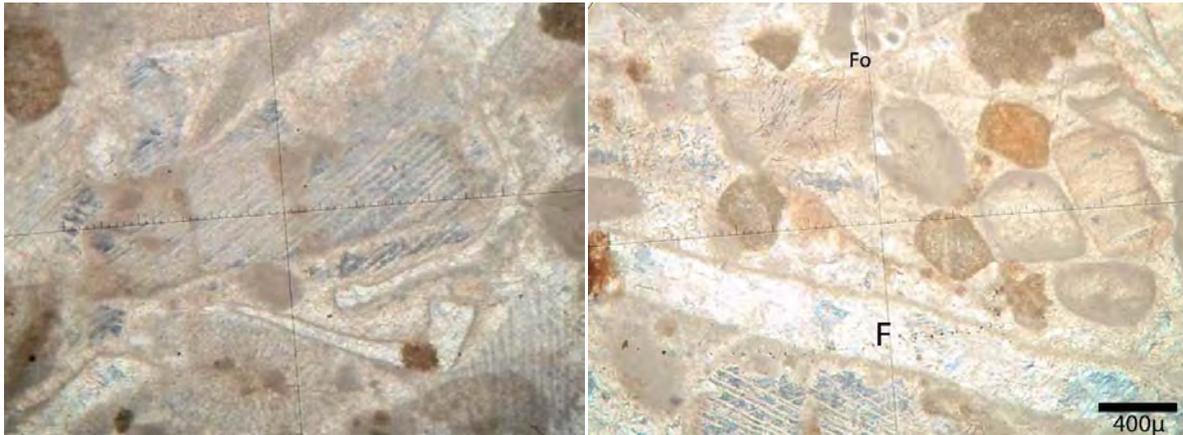


Figure 27: Biosparite à bryozoaires (Br), foraminifères (Fo), débris d'échinodermes et algues (Al), avec une fracture (F) remplie par la calcite.

A.3.5. Les dolomies.

Macroscopiquement, Les dolomies montrent deux couleurs principales : une couleur jaunâtre et couleur brun-rosâtre (Fig. 28-A). Cette différence de couleur des dolomies du Lias du massif de Sidi Marouf, permet de marquer facilement, la limite entre ces deux types de dolomies. Les grains formant ces dolomies sont indiscernables à l'œil nu, contrairement aux taches du minerai ferrifère qui sont visible. Ces dolomies sont affectées par un intense réseau de fractures, emplies d'oxydes de fer.

Au microscope, la partie jaunâtre de la dolomie montre de petits grains (Fig. 28-B), de taille de l'ordre de quelques dizaines de micron voire moins. Pour la partie de la dolomie de couleur grise-rosâtre, elle montre des grains de dolomites relativement grossiers (Fig. 28-B).



Figure 28: Vues macroscopique (A) et microscopique (B) de la dolomie micro-fissurée, formée par deux types de grains de taille différente.

A.4. Etude de la minéralisation.**A.4.1. Morphologie des corps minéralisés.**

D'après les travaux de la SONAREM (1974), et de mes prédécesseurs (Menchar, 2007 ; Ouair, 2009 ;...etc.), sur la minéralisation ferrifère du Djebel Sidi Maarouf, et nos propres observations de terrain, il apparaît que les aspects morphologiques et volumiques des différents corps minéralisés sont assez variables.

En effet, la minéralisation se manifeste, tantôt comme étant des amas minéralisés dites principales de forme patatoïde de dimension considérable et tantôt sous forme de filons et colonnes qui peuvent atteindre 20 m de longueur et jusqu'à 2 m d'épaisseur. Ces filons peuvent être ou pas des ramifications des amas principaux, et dont les directions sont diverses. La direction la plus fréquente de ces filons suit la direction de fractures NNE-SSW (Durand Delga, 1955).

Au niveau de l'amas principal ou amas Kef Lahdid (massif central), une partie du minerai ferrifère est constituée, essentiellement, par des oxydes/hydroxydes de fer, remplissant des géodes accolées les unes aux autres dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. La majeure partie de ces géodes est formée, généralement, par un minerai massif. Dans l'amas du massif occidental, la minéralisation montre souvent un aspect massif, ou en masses plus ou moins altérées, qui se transforment facilement en poudre avec de petits coups de marteau et à laquelle est associée de la barytine sous forme de filaments, de baguettes, et de veinules.

A.4.2. Minéralogie.

Le minerai de fer du Djebel Sidi Maarouf est constitué principalement par des oxydes et hydroxydes de fer (hématite, goéthite et limonite), ces minéraux sont le plus souvent, accompagnés par le cuivre gris et ses produits d'altération (malachite et azurite) et la barytine.

A.4.2.1. L'hématite (Fe₂O₃).

C'est le minéral le plus répandu, de sorte qu'on le retrouve presque dans tous les échantillons et les sections polies. A l'œil nu elle est de couleur gris acier, brun foncé ou brun-noir à éclat métallique souvent. L'hématite se présente sous des aspects multiples ; le plus souvent en masse, en concrétion, en boxwerk, et en remplissage des vides, dont le diamètre d'ouverture varie du millimètre à plusieurs centimètres en raison de l'intense fracturation des roches encaissantes. L'hématite montre également, des couches concentriques à l'intérieur des géodes.

Au microscope, elle est de couleur blanche à blanc-gris avec un pouvoir réflecteur élevé. Elle se présente généralement, en plage, englobant la goéthite, veinules et disséminations du cuivre gris (Fig. 31 et 32), et les baguettes de la barytine (Fig. 30), ou encore, en grains disséminés dans les zones de contact avec l'encaissant.

A.4.2.2. La goéthite (FeO OH).

La goéthite est également, présente dans tous les échantillons du minerai de fer recueillis en surface. Elle est souvent, associée avec l'hématite. Elle se présente sous divers couleurs, brun, brun-noirâtre, rougeâtre, à éclat métallique ou sub-métallique et divers formes ; massif,

botroïdale, surtout dans les parties externes des géodes, ou encore sous forme de stalactite et même de druses dans les parties intérieures des géodes.

Au microscope, la goethite montre une couleur gris clair, avec un pouvoir réflecteur faible en comparant à celle de l'hématite. Elle apparaît, généralement, en plages collomorphes et zonées (Fig. 33).

A.4.2.3. La limonite ($\text{FeO OH, nH}_2\text{O}$).

Elle forme souvent la partie pulvérulente du minerai de fer, tapissant la surface ou remplissant les vides des masses oxydées (en boxwerk). Elle se rencontre ainsi en petites masses fragiles aux centres des géodes. La limonite se présente fréquemment de couleur jaune ocre.

A.4.2.4. Le cuivre gris ($(\text{Cu,Fe})_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$).

Minéral, sulfure, moins abondant par rapport aux oxydes et hydroxydes formant le minerai de fer. Il se manifeste en petites taches dans les masses oxydées, de couleur gris acier ou gris aluminium à éclat métallique assez vif.

Au microscope, ce minéral se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes de diverses tailles disséminés (Fig. 31), ou encore en veinules au sein des plages de l'hématite (Fig. 32).

A.4.2.5. La barytine (BaSO_4).

Minéral ubiquiste, accompagnant souvent les oxydes et les hydroxydes de fer, surtout dans le compartiment Ouest du massif de Sidi Marouf. La barytine se rencontre sous de nombreuses morphologies ; tabulaire, en gerbe, lamellaire, ou encore colmatant certains fractures (Fig. 29).

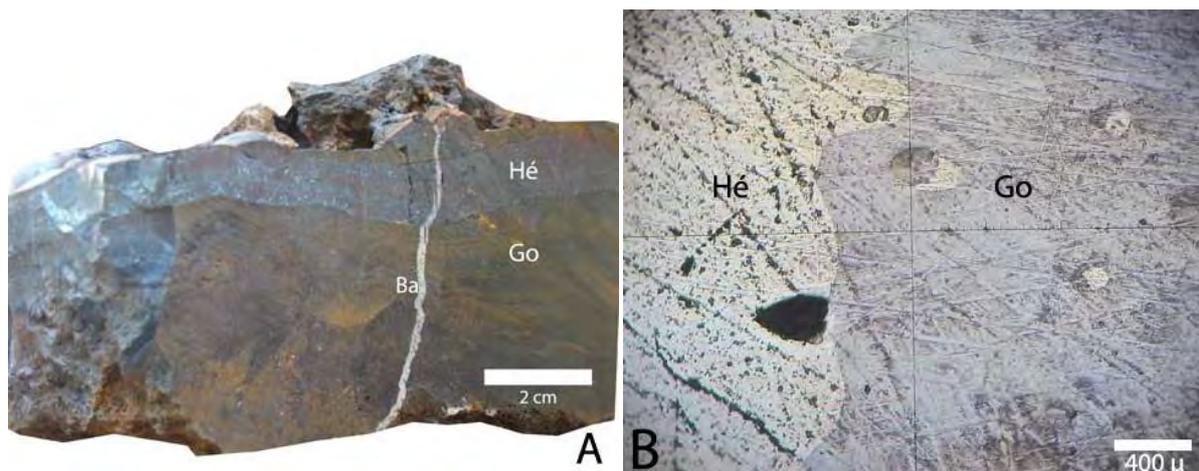


Figure 29: Photos macro (A) et microscopique (B), montrant l'association hématite (Hé)-goethite (Go) et barytine (Ba).

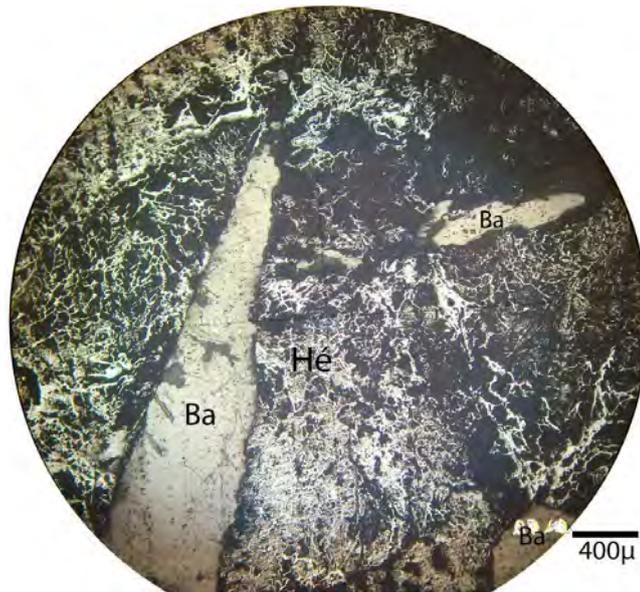


Figure 30: Hématite (Hé) caverneuse traversée par des baguettes de baryte (Ba).

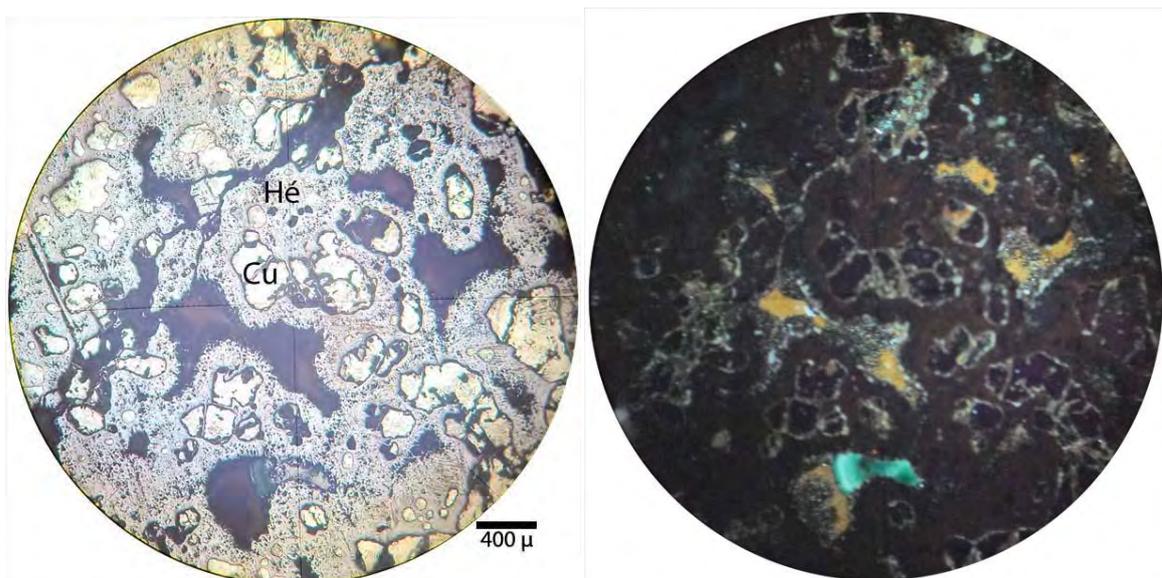


Figure 31: Cuivre gris (Cu) disséminé dans des plages d'hématite (Hé).

A.4.2.6. La malachite ($\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$).

La malachite, résulte de l'altération du cuivre gris (ou autres sulfures de cuivre). Elle se présente sous forme de petites concentrations amorphes à la surface des géodes du minerai de fer. Elle est de couleur vert d'herbe à vert pâle et a éclat soyeux.

Au microscope, la malachite se trouve généralement englobée dans des plages de goethite en très petits cristaux aciculaires formant des structures fibroradiées ou encore collomorphes zonées. Elle est souvent associée au cuivre gris, goethite et hématite (Fig. 33, 34).

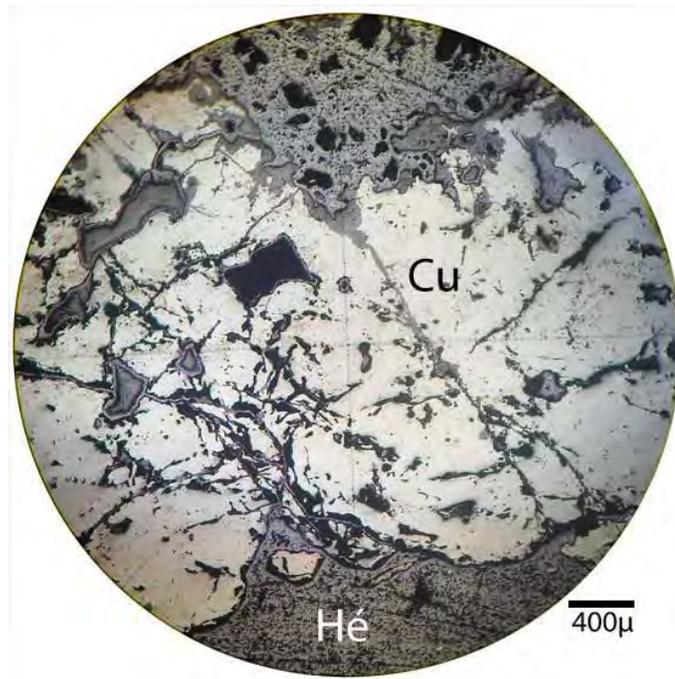


Figure 32: Veinule du cuivre gris (Cu), vue au microscope.

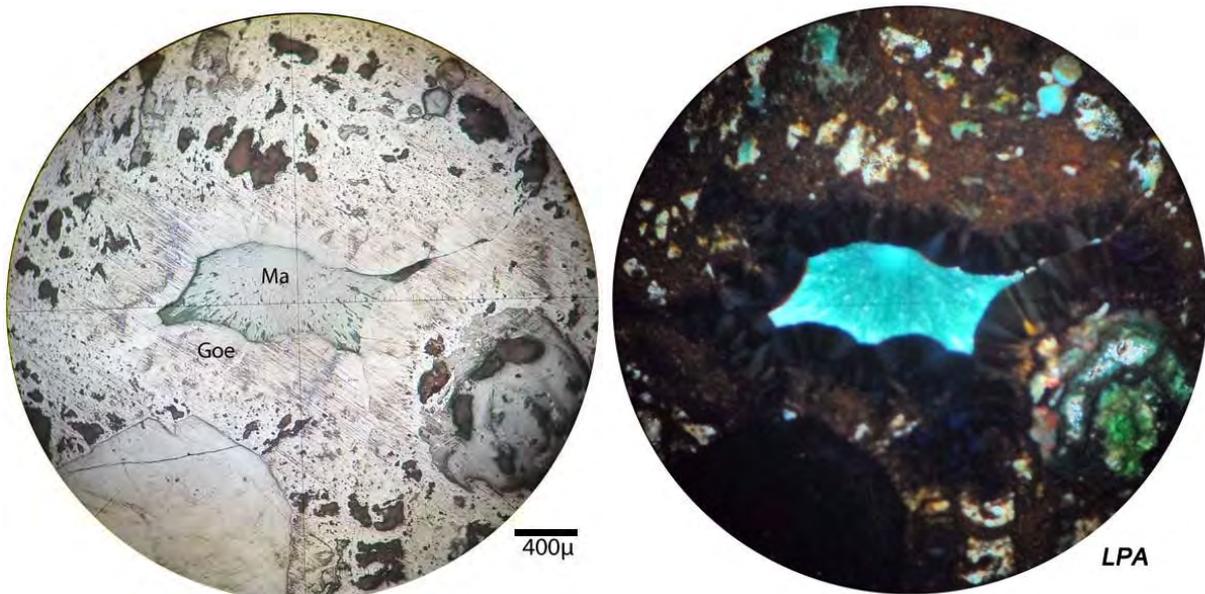


Figure 33: Goethite collomorphe (Goe), associée aux carbonates du cuivre et aux oxydes de fer (Ma, malachite).

A.4.2.7. L'azurite ($\text{Cu}_2 (\text{CO}_3)_2 (\text{OH})_2$).

Minéral, rencontré seulement dans quelques échantillons récoltés du Djebel Sidi Maarouf. Elle accompagne souvent la malachite.

A.4.2.8. La calcite (CaCO_3).

La calcite forme le principal minéral de gangue, de sorte qu'elle accompagne dans la majorité des cas le minerai ferrifère. Elle se manifeste sous forme de stalactites, allant de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Elle se trouve également, en grosses

masses, formées de gros cristaux rhomboédriques, ou encore, en petits cristaux à texture saccharoïde. La calcite, se rencontre aussi, cryptocristalline tapissant les vides au centre des géodes du minerai, et remplissant les fractures.

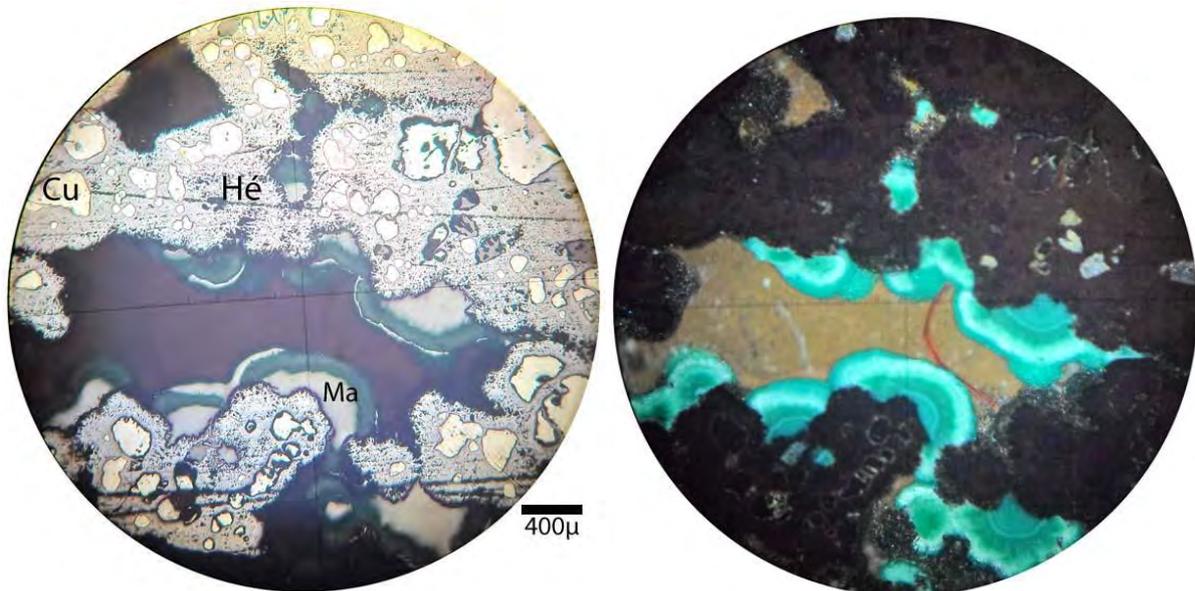


Figure 34: Malachite collomorphe (Ma) avec du cuivre gris (Cu) disséminé et de l'hématite (Hé).

A.4.3. Relation minerai-encaissant.

Au niveau du massif de Sidi Maarouf, ce qui est remarquable concernant la minéralisation ferrifère, c'est le fait qu'elle présente d'une part, une limite nette avec l'encaissant, constitué essentiellement, par des calcaires et des calcaires dolomitiques du lias inférieur (Fig. 35-B), et d'autre part, par le fait de l'existence d'un passage progressif de roche encaissante saine vers une roche qui devient de plus en plus minéralisée en changeant sa couleur jusqu'à la jonction avec le minerai (Fig. 35-A).

Le premier cas, s'explique par le fait que la minéralisation a occupé directement les vides ou les poches karstiques situés au niveau de l'encaissant où les roches encaissantes n'ont joué aucun rôle de mise en place de la minéralisation sauf qu'elle porte cette dernière. Dans le deuxième cas, le changement de couleur et de lithologie indique qu'il existe probablement un échange de matière entre le fluide minéralisateur et les roches encaissantes.



Figure 35: Les différents relations du minéral par rapport à leur encaissant.

A : contact progressif ; **B** : contact net.

A.5. Conclusion.

Les données de l'étude pétrographique et métallogénique de la minéralisation ferrifère et sulfurée de Sidi Marouf, ainsi que, son encaissant carbonaté liasique, ont permis de relever un certain nombre d'observation, parmi lesquels :

- Phénomène de fracturation et de brèchification.

A Sidi Maarouf, le phénomène de fracturation et de brèchification des roches est très développé. Cependant, il est plus marqué dans l'encaissant que dans le minerai. Les brèches sont formées, généralement, par des éléments anguleux dont la taille est de l'ordre du centimètre. Ces éléments de brèche sont recimentés par de la calcite et des oxydes de fer. Quant aux fractures, elles sont colmatées par de la calcite de recristallisation, des oxydes et hydroxydes de fer, des sulfures, de la baryte et de la silice.

- Phénomène de dolomitisation.

Ce phénomène, marqué par le remplacement de la calcite par la dolomite (substitution du Calcium par le Magnésium). A Sidi Marouf, il s'agit d'un phénomène de dolomitisation secondaire, lié à la circulation de fluide hydrothermal, saturé en magnésium le long de fracture. L'observation microscopique laisse apparaitre une apparition de petits cristaux de dolomite rhomboédrique (Fig. 36) dans les plages de la micrite (Calcaire micritique).

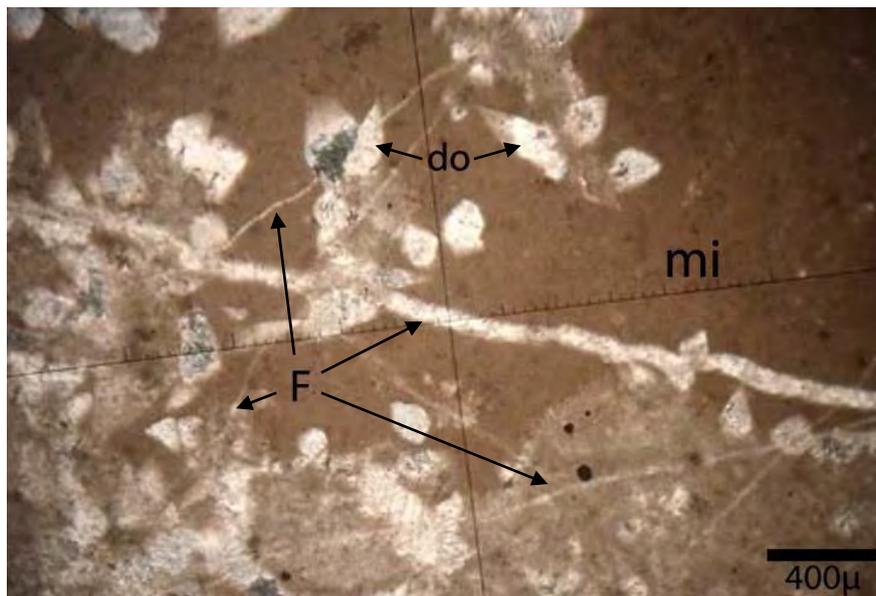


Figure 36: Photo montrant le phénomène de dolomitisation dans un calcaire micritique (do, dolomites ; mi, micrite ; F, micro-fractures en « sheet cracks »).

- La calcification.

C'est le phénomène le plus fréquent du fait qu'il est rencontré souvent dans les lames minces où la calcite cristallise au niveau des fractures et des micro-fractures, y eu lieu dans ces carbonates. La diffusion de la calcite ne s'arrête pas là, mais elle continue de propager à

travers les fractures (Fig. 37), en remplaçant le ciment représenté essentiellement par la micrite, et forme des poches (Birdseyes) (P, dans la figure 37) de cristaux de calcite (Ca).

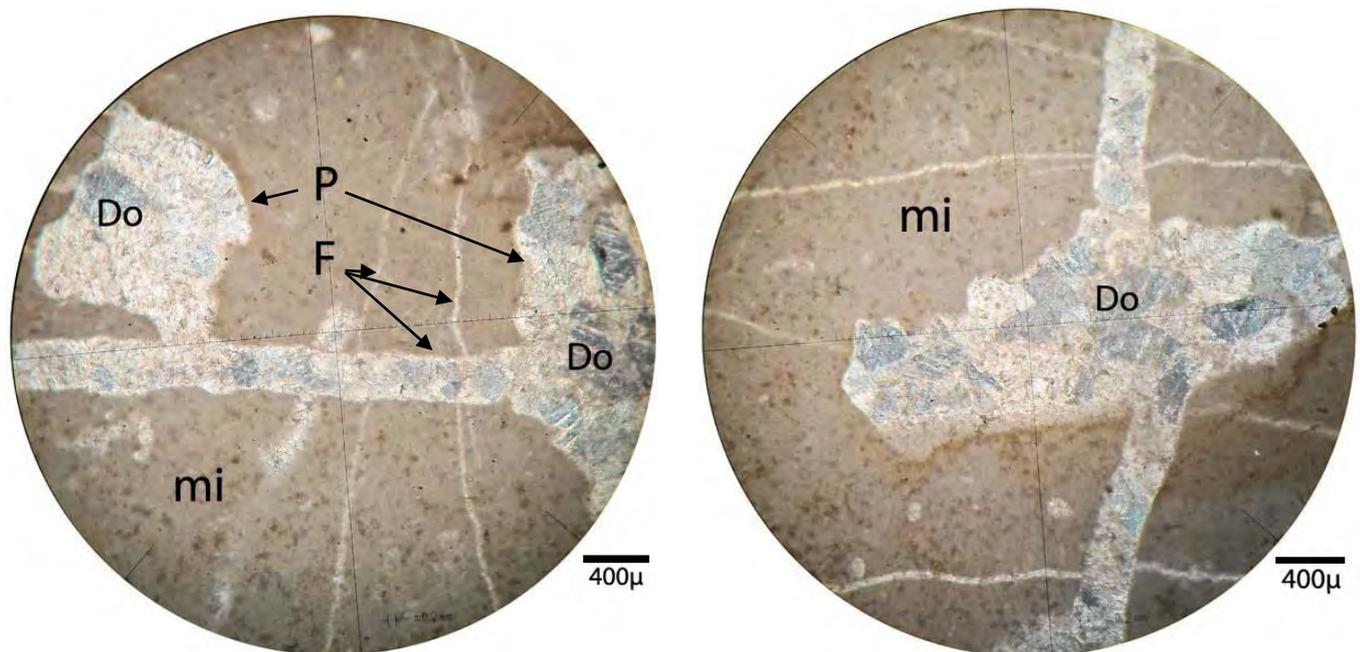


Figure 37: Photos, illustrant des fronts de remplacement de la micrite par de la dolomite et/ou calcite. Dolomite et/ou calcite (Do) ; micrite (mi) ; fractures (F) ; poches (P).

B.1. Introduction.

Le massif de Kef Derdja, situé à environ 5 km au Sud-ouest de la commune d'Ouled Rabah est formé essentiellement par des formations carbonatées du Lias inférieur, portant une minéralisation cupro-barytique d'importance d'autant pédagogique qu'économique. Les observations de terrain et un échantillonnage dans les parties minéralisées ainsi que l'encaissant, ont permis d'en déduire un certain nombre d'informations.

B.2. Pétrographie de l'encaissant.

Le massif de Kef Derdja est un petit massif, situé à l'Ouest de la chaîne Numidique. Il est formé, essentiellement, de formations carbonatées, d'âge liasique (Durand Delga, 1955), formant ainsi, la roche hôte d'une minéralisation cupro-barytique, et par conséquent, ces carbonates font l'objet d'une étude pétrographique macro et microscopique.

B.2.1. Les calcaires noirs à disséminations de pyrite.

Les calcaires noirs, se localisent à l'Ouest du massif de Kef Derdja, en bancs décimétriques à métriques de direction E-W et à pendage vertical. Macroscopiquement, ces calcaires sont de teinte sombre à cristaux imperceptible à l'œil nu et dépourvus de macro-fossiles. Ils contiennent aussi, de petits cristaux de minéraux métalliques, subautomorphes à xénomorphes d'ordre millimétrique disséminés, irrégulièrement dans la roche. L'observation microscopique sur section polie indique qu'il s'agit de la pyrite.

B.2.2. Les dolomies.

Les dolomies se localisent en contact avec les calcaires noirs. Elles sont de patine brunâtre, et blanchâtre à la cassure. Elles montrent des cristaux de taille hétérométrique, indiscernables à l'œil nu. Ces formations dolomitiques montrent une intense fracturation et brèchification.

Au microscope, elles ne sont constituées que par des cristaux de calcite et/ou dolomite dont la taille est très variable. Il existe des plages ne constituée que de calcite de même taille interpénétrées par quelques cristaux plus gros (Fig. 38).



Figure 38: Dolomie à cristaux relativement fins.

D'autres plages montrent l'inverse, des cristaux de calcite et/ou dolomite, relativement grossiers, noyés dans une matrice de petits cristaux (Fig. 39).

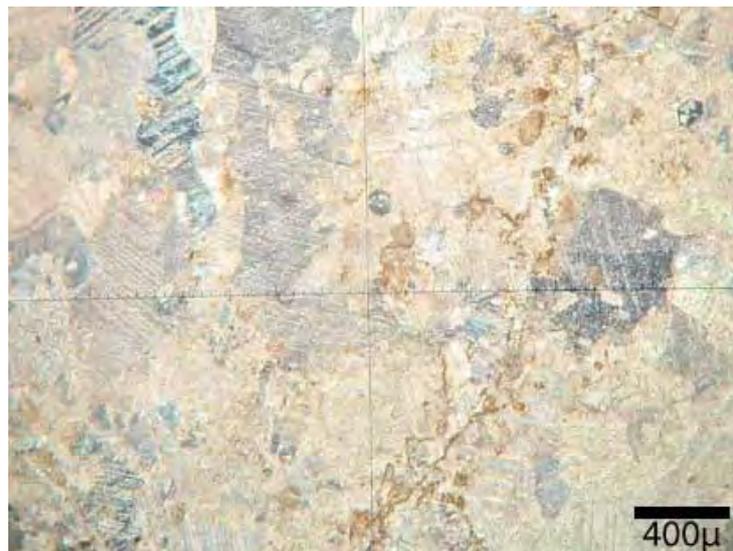


Figure 39: Gros cristaux de dolomite et/ou de calcite dans une matrice cryptocristalline.

En lame mince, la roche montre une intense fracturation (Fig. 40). Cette fracturation est représentée par un réseau de micro-fractures parallèles et perpendiculaires, voir dendritique. Le remplissage de ces fractures est formé essentiellement d'oxydes de fer (Fig. 40).

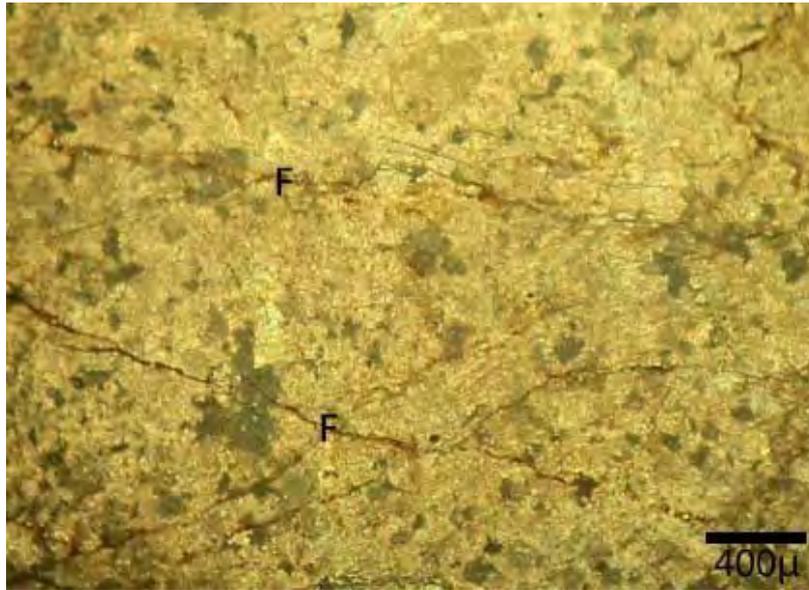


Figure 40: Dolomie à microfissures (F) remplies par les oxydes de fer.

B.2.3. Les calcaires oolithiques (Grainstone – Oopelsparite).

Les calcaires oolithiques forment la quasi-totalité du massif carbonaté de Kef Derdja. Ils se présentent en bancs décimétriques à métriques, de direction N110°E et à pendage vertical à sub-vertical. Ces calcaires sont de couleur gris-bleuté à bleuâtre à grains équigranulaires, à peine discernables à la loupe, et sont presque totalement envahis de fractures, dont la taille est d'ordre millimétrique à centimétrique, remplis de calcite de recristallisation. La fracturation apparaît également en réseaux rectilignes ou encore anastomosés. En plus de cette fracturation, la roche montre également des fentes de tension et des stylolites.

Au microscope, la roche apparaît dominée par les pellesoïdes (pellettes). A ces pellettes sont associées des oolites, qui sont des grains sphériques généralement ovoïdaux, hétérogranulaires et qui présentent des dimensions de l'ordre de plusieurs dizaines de micron, et qui peuvent atteindre 500 μm . Ces roches contiennent, également une fraction de quartz en cristaux automorphes (cristaux bipyramidés), dispersés dans la roche de façon plus ou moins régulière (Fig. 44), ou concentrés de part et d'autres des fractures, en association à la calcite (Fig. 43), ainsi que dans les fentes de tension, tapissées d'oxydes de fer (Fig. 42). Ces calcaires oolithiques montrent une carence en ce qui concerne la faune, sauf que les lames ont fourni de rares foraminifères bisériés. La matrice des calcaires oolithiques est représentée par de la calcite spathique. Ces calcaires oolithiques montrent une intense fracturation.

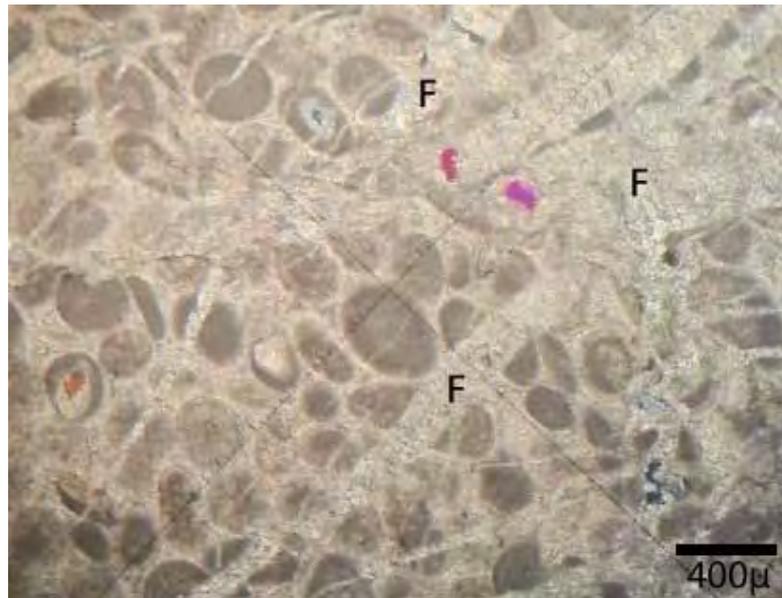


Figure 41: Remplissage des fractures par la calcite de recristallisation.

En outre, de calcite et oxydes de fer, certaines fractures sont tapissées par des grains de quartz bipyramidés et cimentés par les oxydes de fer (Fig. 42). Notant ainsi, que les grains de quartz sont fréquents, particulièrement au niveau des fractures où la roche acquiert un aspect gréseux (Fig. 43). Il est à signaler aussi que le quartz bipyramidés recoupe partiellement ou totalement les grains de la roche formés essentiellement d'oolites et péletoïdes qui est dû probablement d'un remplacement (Fig. 42).

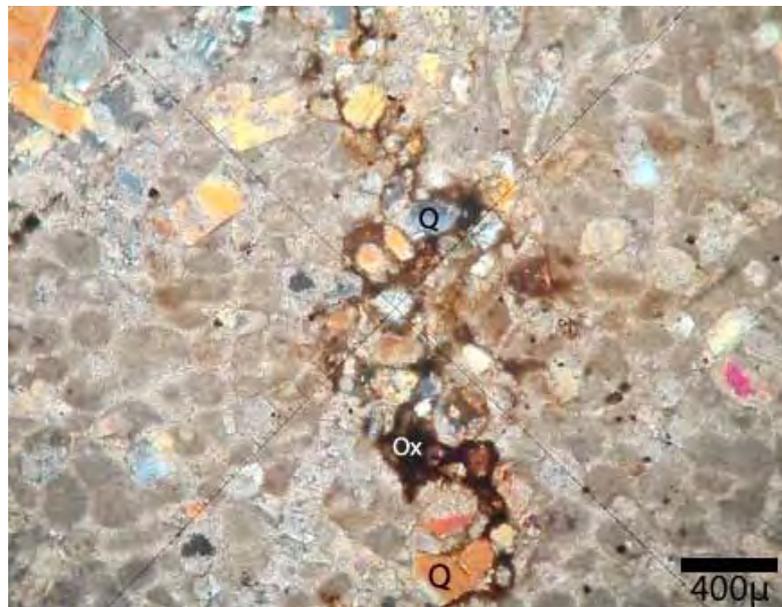


Figure 42: Fente de tension remplie par le quartz (Q) et les oxydes de fer (Ox).

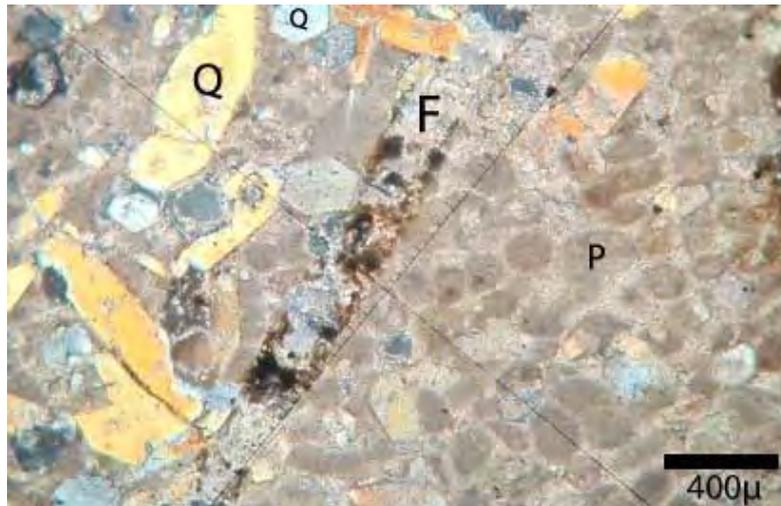


Figure 43: Grains de quartz (Q) en abondance au niveau d'une fracture (F).

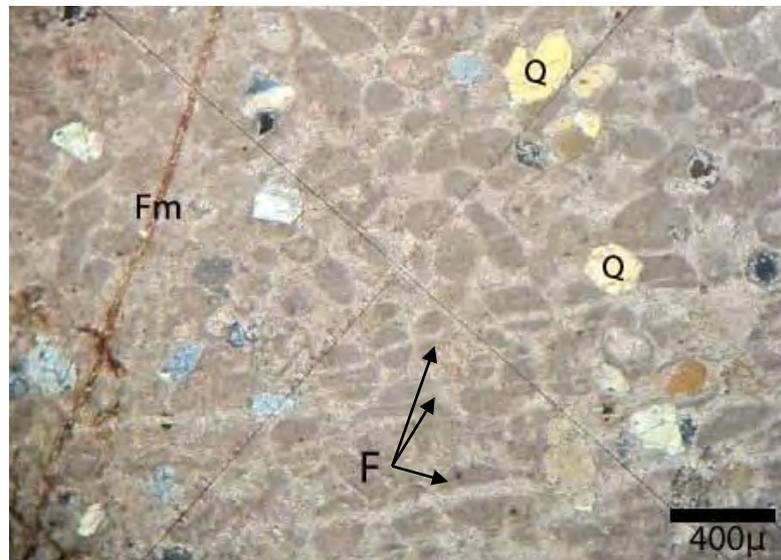


Figure 44: Micro-fractures (F) remplies par la sparite (Fm, micro-fracture oxydée).

Dans le premier groupe de fractures, le remplissage est formé par la calcite de recristallisation, provenant généralement, de la dissolution du calcaire. Dans le deuxième groupe de fractures où la matière de remplissage ressemble au ciment de la roche suggérant que les fractures et les calcaires sont synchrones ou fracturation syn-génétique.

Comparativement à la minéralisation de Kef Sidi Maarouf, l'étude de la minéralisation cupro-barytique de Kef Derdja et de son encaissant carbonaté liasique, laisse apparaître la superposition de plusieurs phénomènes :

- **Phénomène de silicification.**

Aussi bien qu'à Kef Derdja qu'à Sidi Maarouf, le phénomène de silicification apparaît au niveau des grainstones (Biopelsparites) d'une part, sous forme de quartz bipyramidé, baignant dans une matrice sparitique, ou en pseudomorphosant les grains de la roche hôte (oolites et

pelletoides) (Fig. 44) et d'autre part, dans les fractures, tapissant leurs parois. Le remplissage des fractures par le quartz apparaît postérieur au remplissage de ces fractures par de la calcite (Fig. 44).

- **Phénomène de barytisation (recristallisation de barytine).**

Le remplissage de fracture par de la baryte apparaît clairement postérieur au remplissage par la silice. La figure 45 ci-dessous illustre parfaitement l'ordre d'apparition de deux phases minérales. En effet voit clairement les parois de la fracture tapissées par la silice et le centre occupé par de la barytine. Les relations entre le dépôt de la silice et de la barytine traduisent une succession de venues de fluides de composition chimique différente. Cette succession est bien traduite par la genèse d'un filon par deux solutions de composition chimique distincte. La première venue de fluide hydrothermal est responsable de la mise en place de la silice qui peut provenir des roches du socle ou encore des formations triasiques, situées pas loin de ce filon. La deuxième solution, avec un apport de baryum.



Figure 45: Photo illustrant le remplissage d'une fracture par la silice (Si) et la barytine (Ba).

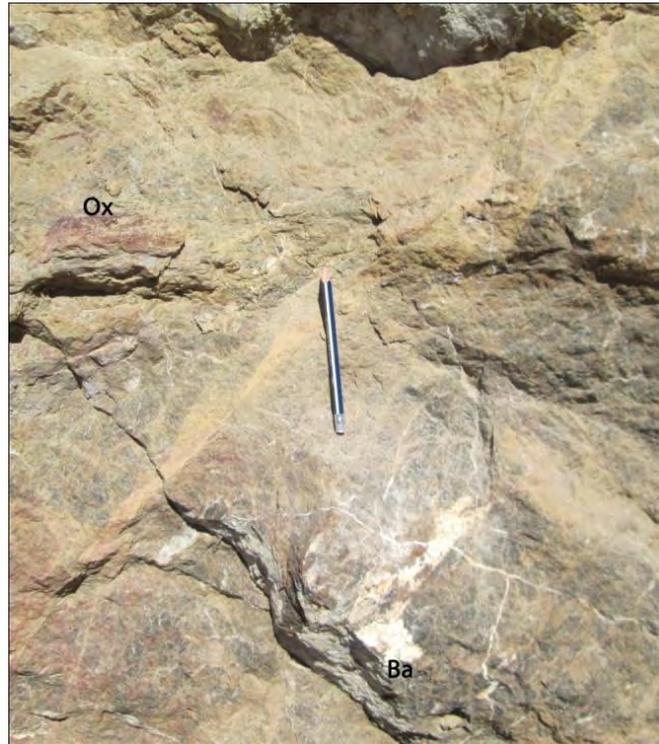


Figure 46: Dolomie riche en oxydes de fer (Ox), barytine (Ba) et pleine de fractures remplies par la barytine.

B.3. Etude de la minéralisation.

B.3.1. Description et morphologie des corps minéralisés.

Dans le massif carbonaté de Kef Derdja, la minéralisation cupro-barytique présente surtout des intérêts scientifiques à cause du volume et de la répartition des corps minéralisés.

La minéralisation se présente dans la partie Sud-Ouest du massif de Kef Derdja sous forme de filon (Fig. 47) de quelques mètres de longueur, et une largeur plus ou moins irrégulière allant du 40 à 55 cm, de direction NW-SE et un pendage de 30° vers l'Est. Ce filon recoupe l'encaissant, représenté par des calcaires blanchâtre à bleuâtre, en bancs décimétriques à métriques, de direction ESE-WNW (N110°E) et redressés à la verticale.

Un autre petit amas a été découvert, lors d'une sortie de terrain, par Mr BOUFTOUHA sur le sentier conduisant à la carrière du Kef Derdja, de diamètre décimétrique (Fig. 47). La barytine est le principal constituant de cet amas, avec des taches d'ordre millimétrique à centimétrique du cuivre gris, ce dernier est recouvert par une mince pellicule de malachite ou d'azurite issus d'altération du cuivre gris.

La minéralisation cupro-barytique se présente aussi sous forme de petits filonnets, ou encore sous forme de petites masses et petites taches (Fig. 47) remarquables en surface des calcaires et dolomies.

B.3.2. Minéralogie.

La minéralisation au niveau du massif de Kef Derdja, est présentée par un cortège minéral assez simple, comparativement à celle du massif de Sidi Maarouf. Le cuivre est la substance voulue dans les travaux miniers de recherche, matérialisés par l'ouverture d'une galerie de recherche et plusieurs tranchés. La minéralisation cuprifère est représentée par le cuivre gris et produits d'altération (malachite et azurite), ces derniers sont enveloppés dans la barytine.

B.3.2.1. Le cuivre gris ((Cu,Fe)₁₂(Sb,As)₄S₁₃).

De couleur gris acier à gris de plomb, et à éclat métallique. Le cuivre gris est omniprésent dans les échantillons recueillis du terrain au niveau du filon et le petit amas précédemment signalés. Il se présente en petits grains plus ou moins arrondis disséminés dans la baryte (Fig. 48), ou encore, en granules de forme irrégulière, de taille allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres (Fig. 48), représentés parfois, par de très petites ramifications soulignées par des taches d'azurite.

Au microscope, le cuivre gris apparaît en plages de couleur blanc-gris associé à la malachite, l'azurite, et rarement la pyrite (Fig. 49), les plages du cuivre gris sont généralement à craquelures renfermant les produits d'altération, ce qui lui donne un aspect bréchi que (Fig. 50). Ce cortège de minéraux est contenu dans la barytine (Fig. 49).

B.3.2.2. La barytine (BaSO₄).

Elle se particularise par sa couleur blanche laiteuse (Fig. 48), et sa densité et sa non réaction avec l'acide chlorhydrique, contrairement aux carbonates. La barytine se présente sous forme d'amas massif ou présente une structures en gerbes, formées de cristaux de taille centimétrique, ainsi, qu'en cristaux tabulaires, ou encore crêtés.

B.3.2.3. Carbonates de cuivre (Malachite et azurite).

Les carbonates de cuivre, représentés, essentiellement, par la malachite et l'azurite reconnues par leurs couleurs vives, respectivement, vert d'herbe et bleue d'azur, se rencontrent souvent, associés au cuivre gris (Fig. 48) dont ils proviennent.

Au microscope, ces carbonates apparaissent, le plus souvent, occupant les petites craquelures (Fig. 48, 49 et 50) de taille réduite, mais qui s'élargissent par endroit jusqu'à former de grandes plages subautomorphe à xénomorphe (Fig. 49).

B.3.2.4. La pyrite (FeS₂).

Minéral relativement rare. Il est imperceptible à l'œil nu, et par conséquent, rarement, voire impossible de le repérer dans les échantillons recueillis.

Au microscope, la pyrite se présente en petits cristaux xénomorphes disséminés dans les masses du cuivre gris (Fig. 49).

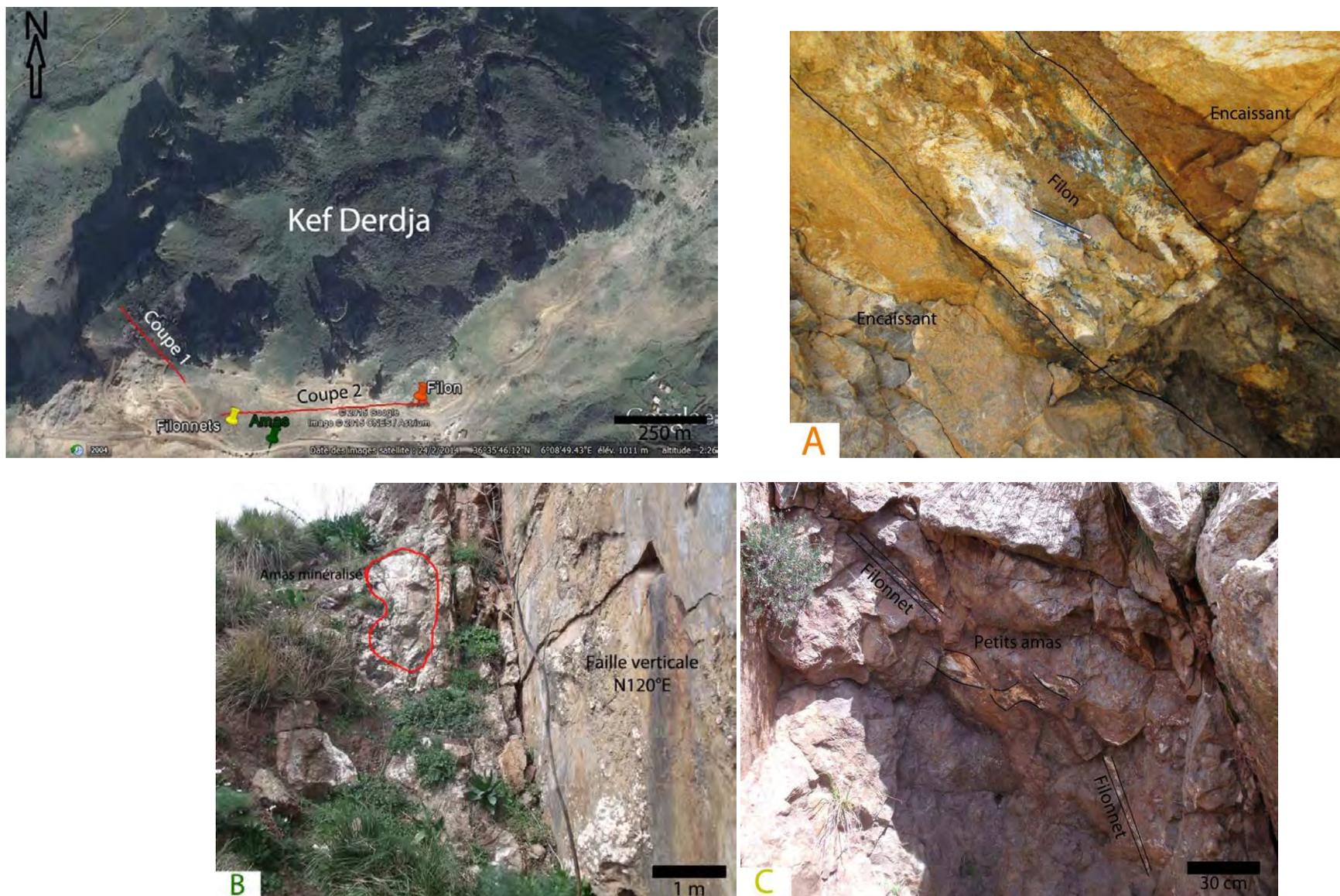


Figure 47: Photos montrent la morphologie des corps minéralisés (A: Filon ; B: Amas ; C: Filonnets).

B.3.2.5. Oxyde-hydroxyde de fer.

Ils sont représentés par de petites taches ou pigments de teinte brun-orange, rougeâtre, ou encore rouge rouille, sur la barytine (Fig. 48), ou en fines encrustements, entourent les grains du cuivre gris (Fig. 48). Les oxydes accompagnent souvent les carbonates de cuivre.

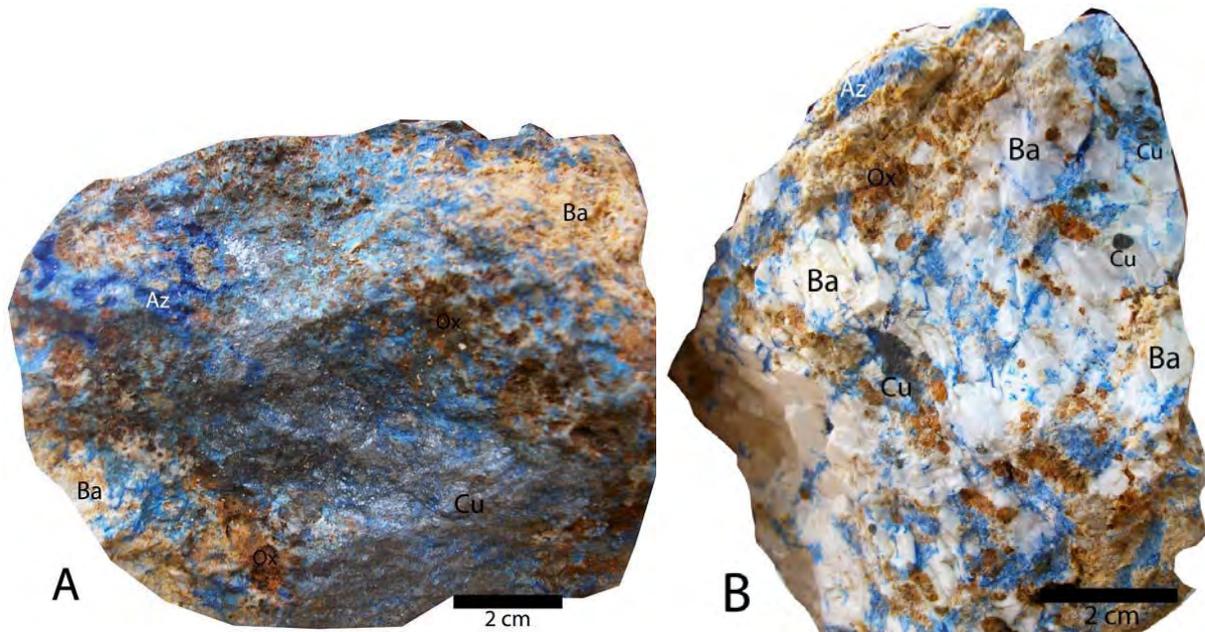


Figure 48: Vue macroscopique de deux échantillons à cuivre gris massif (A) et disséminé (B) (Cu, cuivre gris ; Ba, barytine ; Az, azurite ; Ox, oxydes/hydroxydes de fer)

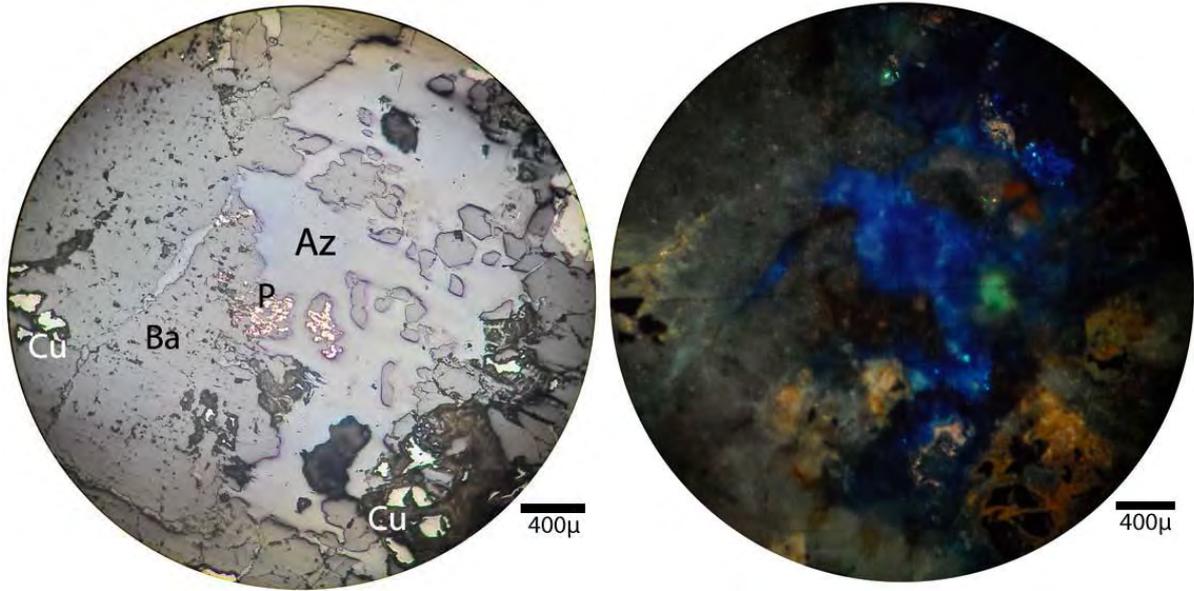


Figure 49: Photo montrant une association de: Baryte (Ba), Pyrite (P), Cuivre gris (Cu), Malachite et Azurite (Az) (Section polie en LPNA et LPA) (CF)

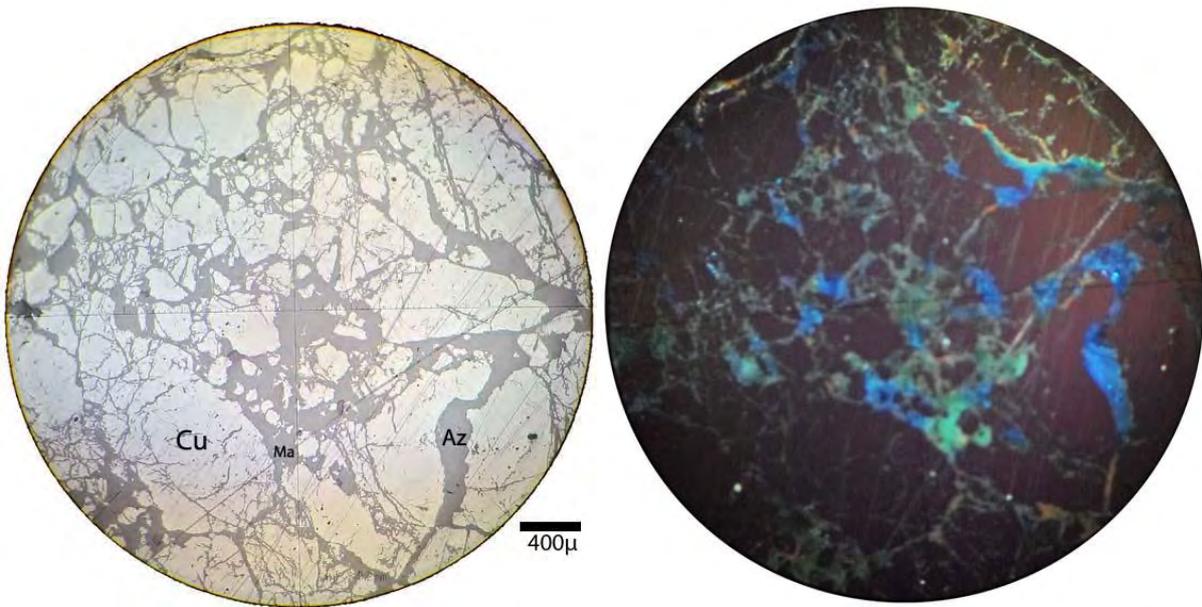


Figure 50: Photo montrant un réseau de micro-fracturation dans le cuivre gris (Cu) occupé par la malachite (Ma) et l'azurite (Az) (Section polie en LPNA et LPA). (CF)

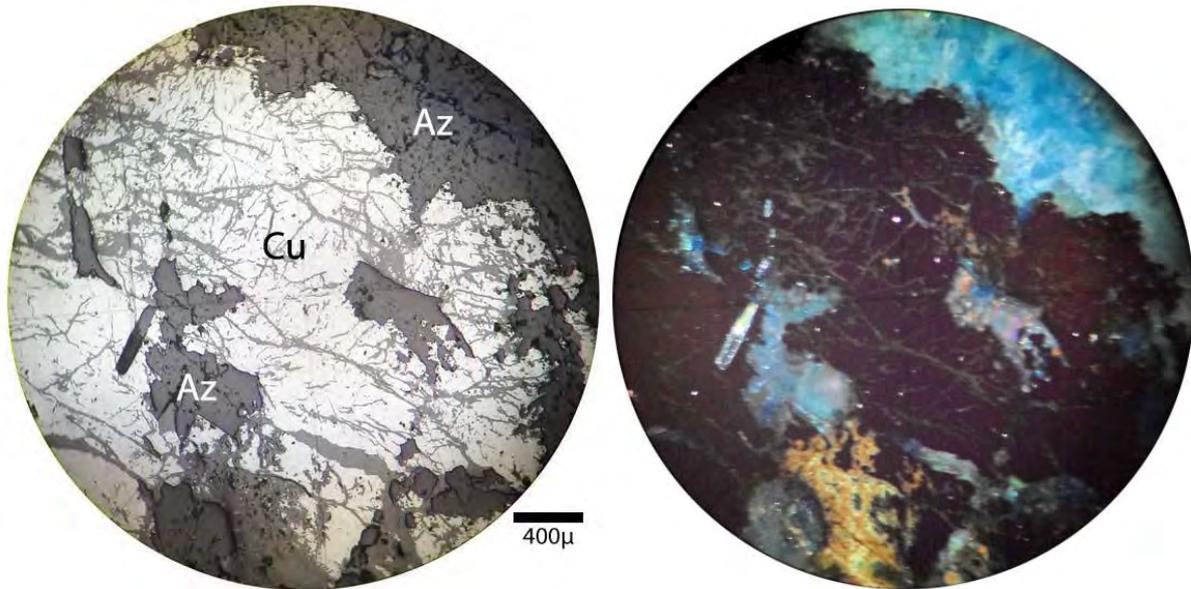


Figure 51: Photo montrant un envahissement du cuivre gris (Cu) par les carbonates de cuivre (Az) (Section polie en LPNA et LPA).

B.3.3. Relation minéralisation-encaissant.

La majorité du massif de Kef Derdja est constituée par des calcaires et dolomies d'âge liasique. Ces formations carbonatées montrent une direction N110°E et un pendage vertical à subvertical. Par ailleurs, ces formations carbonatées sont intensément fracturées. Cette fracturation a grandement favorisée la circulation des fluides minéralisés et la création d'endroits favorables au dépôt de la minéralisation. Les filons cupro-barytiques sont largement discordants sur la stratification des roches carbonatées. Ces filons correspondent à un remplissage de fractures ouvertes. Ce remplissage est bien matérialisé par des contacts mécaniques entre le minerai et l'encaissant (Fig. 47).

B.3.4. Succession paragénétique.

Les données de l'étude microscopique de la minéralisation qui ont permis la détermination des différentes espèces minérales constituant la paragenèse, il est nécessaire de mettre en évidence les relations texturales existantes entre les différents minéraux.

L'étude de la minéralisation cupro-barytique du Kef Derdja, constituée par un cortège minérale plus ou moins simple permet d'établir la succession suivante :

Le cuivre gris et ses produits d'altération (malachite et azurite) se présentent toujours enveloppés dans la barytine (Fig. 49). Cette relation montre bien la mise en place du cuivre gris, bien avant la barytine.

B.4. Conclusion.

La minéralisation cupro-barytique du Kef Derdja matérialisée essentiellement par la barytine et le cuivre gris. Elle se présente sous forme de filons, filonnets, ou petits amas. L'encaissant de ces minéralisations est représenté par des calcaires oolithique et des dolomies. Il apparait en bancs décimétriques à métriques, caractérisé par une intense fracturation dont surement participé à l'évacuation et la mise en place de ces ressources minérales.

C.1. Introduction.

Le lieu dit Kef Boulehmame (ex Tissimiran) est représenté par une masse rocheuse, constituée, essentiellement, par des roches carbonatées d'âge jurassique. Cette formation carbonatée fait partie des unités tectoniques du massif de Moul Ed Demamène. Le Kef Boulehmame abrite un gîte de fer, qui a déjà fait l'objet d'une exploitation.

C.2. Historique.

Le gisement de Kef Boulehmame a été signalé en 1921 par l'ingénieur adjoint des travaux publics Pigeys, comme étant une accumulation de 450 000 tonnes. Cette accumulation ferrifère s'étend sur 66 m de longueur, avec une épaisseur de l'ordre de 27 m, le long d'une grande faille, mettent en contact les calcaires du Lias moyen avec les marnes du crétacé inférieur.

En 1923, Bethier a établie une coupe géologique et a évalué les réserves de ce gîte à 650 000 tonnes. Cet auteur a réalisé deux analyses chimiques sur le minerai ferrifère et qui ont donné des teneurs en fer de 53.66 et 53.83% avec des éléments nuisibles en proportions négligeables.

Le gisement de Boulehmame a été exploité en parallèle avec la minéralisation de Sidi Maarouf. L'exploitation du minerai de fer a cessé en 1955 comme celle du Sidi Maarouf à cause des conditions de sécurité. Cependant, l'exploitation de ces gîtes a été très accélérée durant les dernières années. La quantité du minerai de fer exploitée a été évaluée à environ 150 000 tonnes (SONAREM, 1974).

C.3. Pétrographie de l'encaissant.

Au niveau de l'amas de fer, les roches encaissantes sont de patine grise et plus sombre à la cassure. Les grains y sont très fins, et indiscernables à l'œil nu. Elles se particularisent par la présence de silex en rognons, de couleur noire et de taille de l'ordre centimétrique (Fig. 52). Les fractures et micro-fractures, traversant les roches carbonatées sont souvent remplies par de la calcite ou encore par des oxydes de fer.

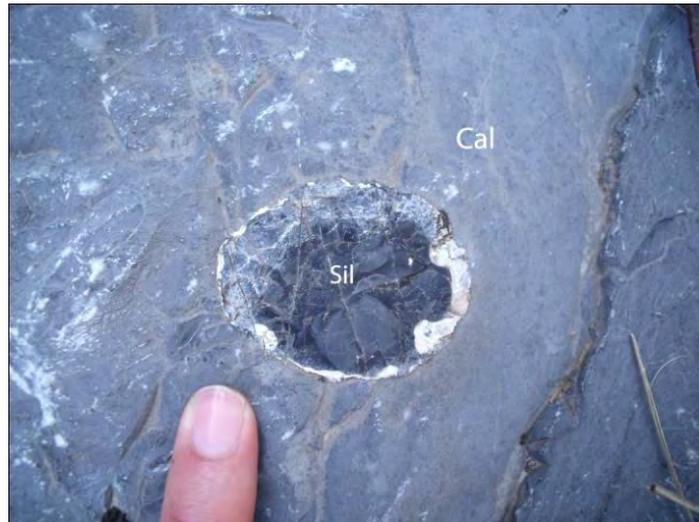


Figure 52: Vue d'un calcaire (Cal) à rognon de silex noir (Sil).

Une étude microscopique des roches encaissantes de la minéralisation ferrifère de Kef Boulehmane, a été réalisée sur quelques lames minces, confectionnées au niveau du laboratoire de l'ORGM.

L'encaissant représenté par les calcaires gris, cités ci-dessus, laissent apparaître au microscope majoritairement, formées par de la boue carbonatée ou micrite (Fig. 52). Ces calcaires s'apparentent à des Mudstone (D'après la classification de Dunham 1961).



Figure 53: Photo montrant une plage de calcaire micritique (Mudstone).

Ces calcaires montrent au microscope comme à l'œil nu une micro-fracturation peu intense. Cette micro-fracturation se montre souvent organiser dans le même sens, dont le diamètre varie de plusieurs microns et qui peut dépasser les 500 μ (Fig. 54). Elles sont occupées soit par la calcite et/ou par les oxydes/hydroxydes de fer (Fig. 55).

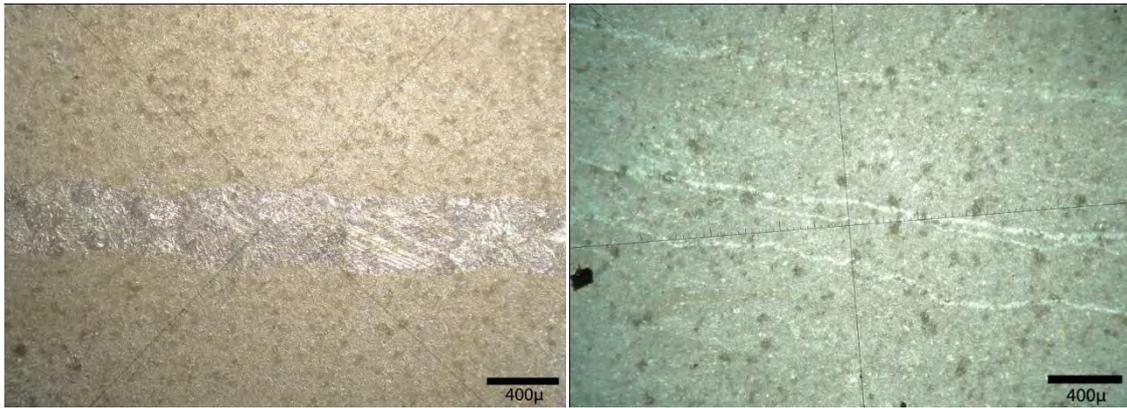


Figure 54: Mudstone à micro-fractures de différente taille, remplies par la calcite.

Il existe en plus de ces micro-fractures, des fentes de tension et joins stylolitiques. Ils sont abondants, et leur remplissage s'est effectué généralement par les oxydes de fer (Fig. 56).

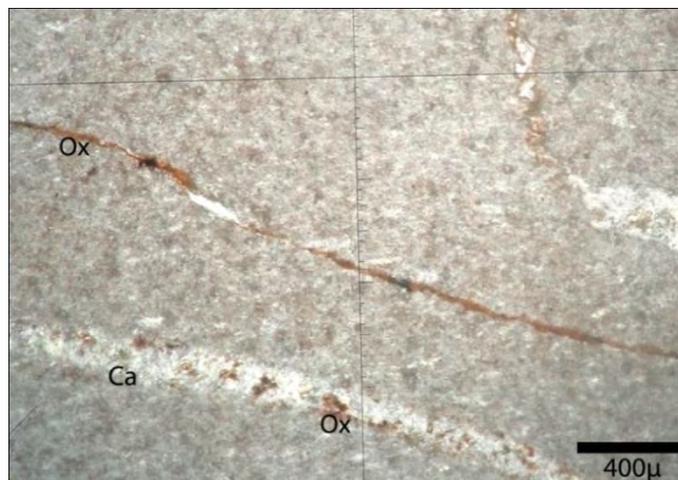


Figure 55: Microfissures à remplissage Oxydes/hydroxydes de fer (Ox) et de Calcite (Ca).

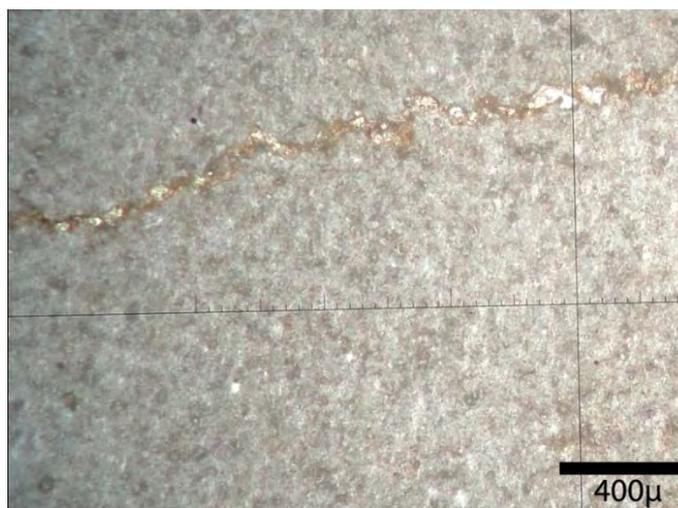


Figure 56: Mudstone présente une fente de tension, remplie par des oxydes de fer et de la calcite.

Il est possible de classer les micro-fractures en deux groupes distincts selon le produit de remplissage. Cette classification peut être illustrée par la figure ci-dessous, qui montre, une micro-fracture remplie par la calcite, qui recoupe une autre remplie par des oxydes/hydroxydes de fer.

Dans ce cas, une famille de micro-fracture à remplissage de calcite est mise en place postérieurement à la mise en place d'une première famille à remplissage d'oxydes/hydroxydes de fer.

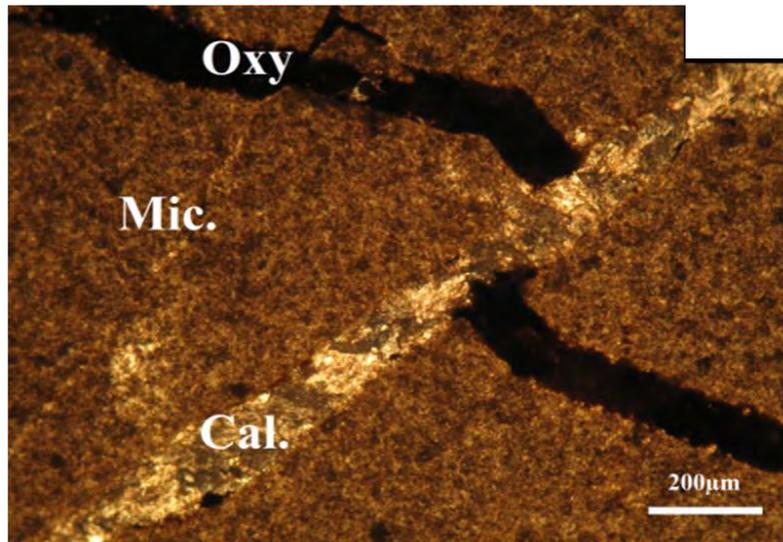


Figure 57: Mudstone à micro-fractures à produits de remplissage, distincts (Oxy, oxydes ; Mic, micrite ; Cal, calcite) (Mezhoud, Benmebarek, 2013).

Du point de vue paléontologique, ces microfaciès sont caractérisés par une rareté d'organisme, sauf la présence de quelques espèces fossiles non identifiables à cause d'une calcification totale de ces derniers (Fig. 58).



Figure 58: Mudstone à quelques organismes calcifiés.

Des lames minces confectionnées par Mezhoud et Benmebarek (2013), ont montré la présence de quelques foraminifères (Fig. 59).

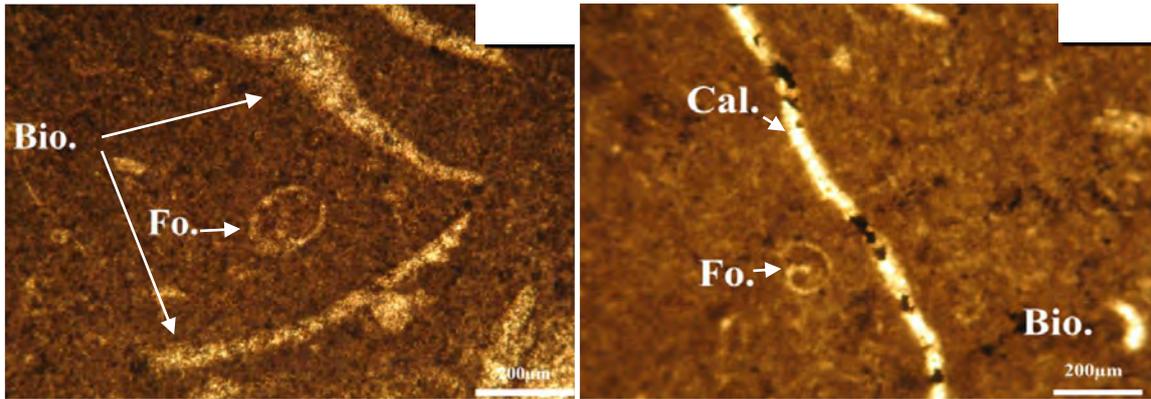


Figure 59: Mudstone renfermant des foraminifères et bioclastes (Fo, foraminifère ; Bio, bioclastes ; Cal, calcite) (Mezhoud, Benmebarek, 2013).

La minéralisation se présente non seulement en colmatant les microfissures et les fentes de tension dans les roches encaissantes, mais aussi sous forme de petites taches ou de cristaux automorphes éparpillés régulièrement dans la roche (Fig. 60).



Figure 60: Cristaux de pyrite oxydés en hématite, disséminés dans la matrice de la roche.

Elle se présente également en petits cristaux arrondis, éparpillés ou encore rassemblés en un endroit précis (Fig. 61). Ce rassemblement s'est reproduit fréquemment dans ces calcaires micritiques.



Figure 61: Mudstone montrant un regroupement de grains arrondis d'oxydes de fer.

C.4. Etude de la minéralisation.

C.4.1. Morphologie du corps minéralisés.

La minéralisation ferrifère de Boulehmane a été recoupée par de nombreuses galeries et travers-bancs de recherche et/ou d'exploitation (Delga, 1955). Actuellement, certaines de ces ouvrages miniers se sont effondrées, d'autres, plus ou moins conservés, mais restent dangereux, en raison des éboulements et d'autres causes.

En général, le gîte de Boulehmane est considéré (SONAREM, 1974) comme un petit gisement de fer hydrothermal, constitué par des amas, colonne, et lentilles avec une gangue de calcite, quartz et barytine. Les filons d'hématite formant le gîte de Boulehmane suivent de simples fissures de direction générale NNE-SSW (Durand Delga, 1955).

Les observations de terrain laissent apparaître une galerie d'exploitation débouchant au jour dans la partie Sud-ouest de la masse carbonatée du massif de Kef Boulehmane. Cette galerie traverse un amas, constitué essentiellement, par la paragenèse minérale citée ci-dessus. Cet amas montre une morphologie plus ou moins sphéroïdale (Fig. 64), encaissé dans des carbonates sombre à silex en rognons.

La minéralisation se prolonge horizontalement dans les profondeurs de Kef Boulehmane avec le prolongement de la galerie. Des cavités karstiques mesurant environ 3 à 4 m de diamètre et de profondeur, à parois, tapissées de minerai de fer sont à signaler. La présence de ces cavités karstiques laisse présager une éventuelle présence de poches remplies de minerai dans le reste de ce massif carbonaté.

La morphologie de cet amas, montre de grandes similitudes avec la morphologie de la minéralisation ferrifère de Kef Sidi Maarouf, ce qui diffère, sont leurs constituants. Les oxydes/hydroxydes de fer se présentent en éléments ou galets de formes distinctes, et de taille

allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres, reliés les uns aux autres par un ciment essentiellement calcitique. Ce qui donne à cet amas un aspect brèchique (Fig. 62).

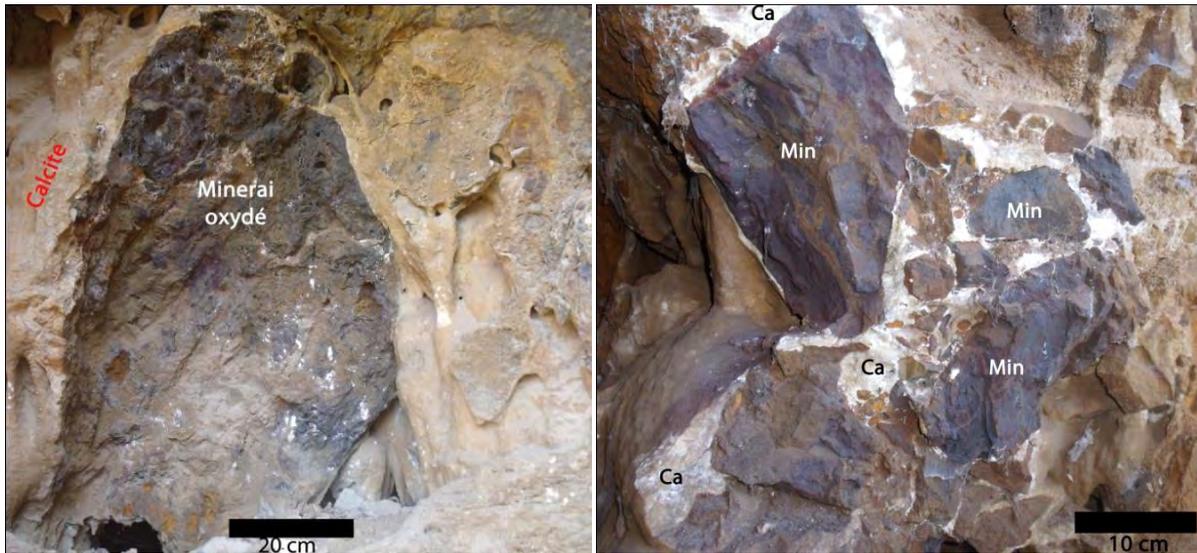


Figure 62: La disposition des éléments oxydés de taille distincte avec la calcite à l'entrée de la galerie (Min, Minerai ; Ca, Calcite).



Figure 63: Brèche polygénique à éléments de différente taille, et à ciment carbonaté (Min, Minerai ; Ca, Calcaire ; Ci, Ciment).

C.4.2. Contact minerai-encaissant.

Le minerai oxydé, au niveau de Kef Boulehmane, s'est mis en place dans des calcaires et dolomies liasique. Le contact entre l'encaissant carbonaté et le minerai est bien visible (Fig. 64). Par ailleurs, le contraste de couleur entre le minerai (de couleur généralement rougeâtre) et l'encaissant (de couleur généralement grisâtre) permet de distinguer la masse ferrugineuse de loin.



Figure 64: Contact nette entre le minerai ferrifère et l'encaissant carbonaté.

C.4.3. Paragenèse minérale.

Le minerai de fer au niveau du gîte de Boulehmame comprend un assemblage minéralogique formé par l'hématite, goethite, et la limonite. Cette minéralogie forme le minerai marchand. Les minéraux de gangue sont représentés par la calcite, la baryte, et le quartz. Cette composition minéralogique du minerai ferrifère de Kef Boulehmame et de sa gangue, montre une grande similitude avec celle du minerai ferrifère de Kef Sidi Marouf.

C.4.3.1. Minéraux métallique.

C.4.3.1.1. L'hématite.

L'hématite est le principal constituant du minerai ferrifère du gîte de Kef Boulehmame. Elle est de couleur brun-rougeâtre, brun foncé ou gris-acier, à éclat métallique ou sub-métallique (Fig. 67). Elle se rencontre souvent en masse, ou en boxwerk.

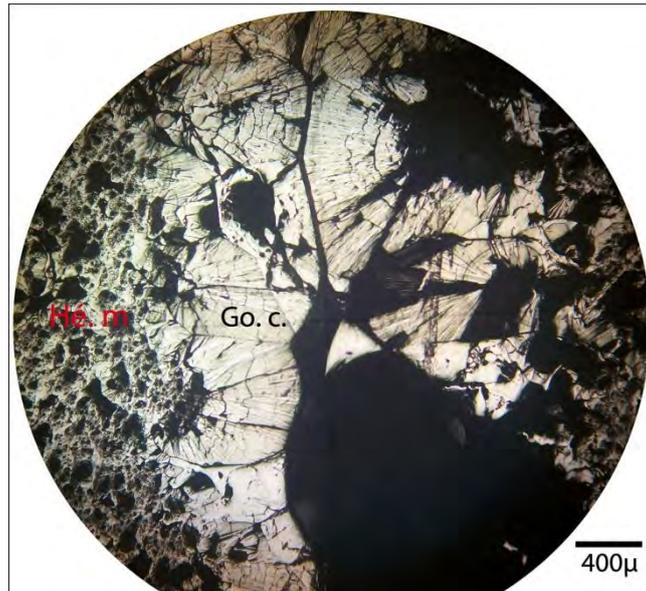


Figure 65: Photo montrant une association d'hématite massive (Hé. m.) et goethite collomorphe (Go. c.).

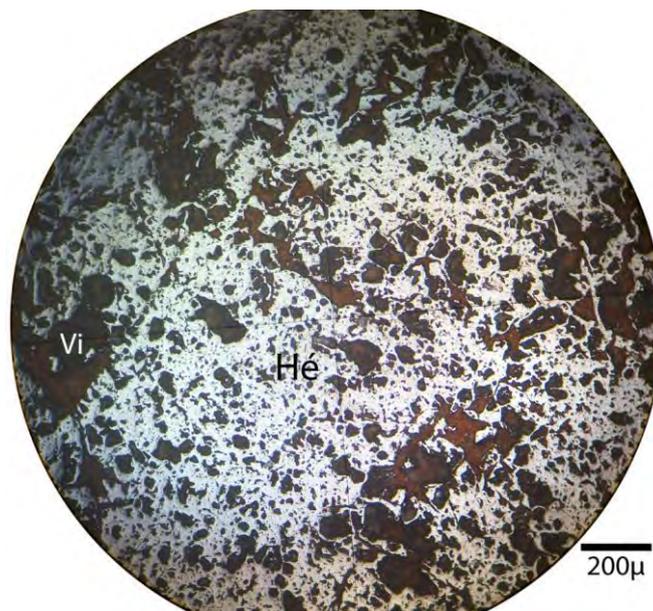


Figure 66: Photo montrant l'hématite (Hé) massive plein de petits vides (Vi).

C.4.3.1.2. La goethite.

La goethite est l'un des minéraux dominant à coté de l'hématite dans ce gîte. Elle apparait sous diverses couleurs ; brun foncé, brun-rougeâtre ou rouge rouille à éclat généralement sub-métallique. Aussi, sous différents aspects, telles que : massif (Fig. 67) et botroïdal.

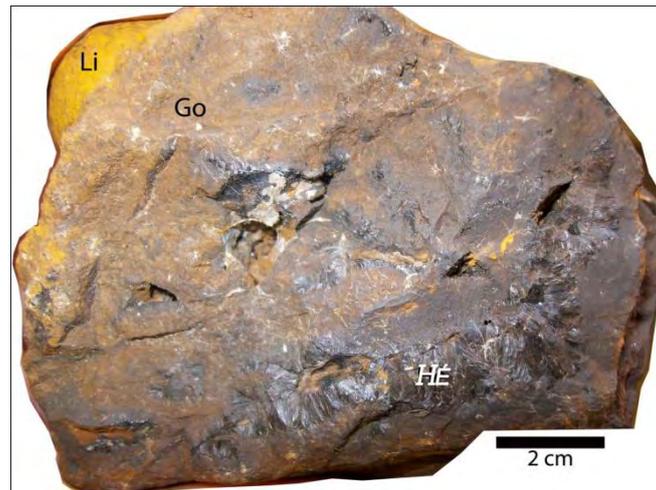


Figure 67: Photo montrant une association hématite, goethite et limonite (Hé, hématite ; Go, goethite ; Li, limonite)

C.4.3.1.3. La limonite.

La limonite se trouve très souvent en association avec l'hématite et la goethite. Elle forme toujours la fraction pulvérulente du minerai oxydé. Elle se rencontre en poudre tapissant les autres oxydes/hydroxydes de fer (hématite et goethite) ou encore en boxwerks (Fig. 67 et 68).

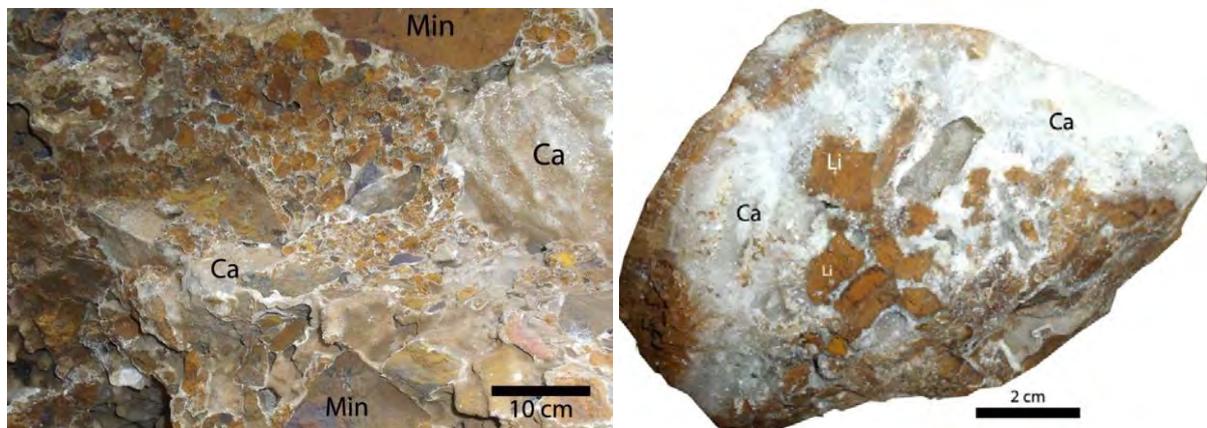


Figure 68: Photos montrant le minerai (Min) en boxwerk (Ca, Calcite ; Li, Limonite).

C.4.3.1.4. Le cuivre gris.

Le cuivre gris n'a pas été rencontré dans nos échantillons, ni dans les sections polies. Mais, leur existence a été signalée par Durand Delga (1955) dans le contact entre les marnes schisteuses crétaées et les dolomies du lias basal.

C.4.3.2. Les minéraux de gangue.**C.4.3.2.1. La calcite.**

La calcite constitue le minéral de gangue le plus fréquent. Elle se présente en plusieurs formes. Elle est souvent associée au minerai ferrifère en formant des petites masses à surface drusique, aussi sous forme de stalactites et stalagmites de petite taille ; Ainsi que sous forme de cristaux à texture saccharoïde. La calcite forme, également, le ciment des éléments bréchiques ferrifères.

C.4.3.2.2. La barytine.

La barytine fait partie de la gangue du minerai de fer. Elle se présente en cristaux tabulaire, en petites baguettes, ou encore en rosettes fibro-radiées.

C.4.3.2.3. Le quartz.

Le quartz s'ajoute également à la calcite et la barytine pour former la gangue de la minéralisation de fer (SONAREM, 1974).

C.5. Conclusion.

Les concentrations de fer de Kef Boulehmame se présentent en amas plus ou moins sphérique. Ces amas sont formés par une brèche à éléments d'oxyde/hydroxyde de fer, de taille variable, cimentés par de la calcite.

Les roches encaissantes de cette minéralisation ferrifère est formée par des calcaires micritiques, à contenu micropaléontologique, relativement réduit. Cet encaissant est fortement fracturé et bréchifié (Fig. 63). Ce phénomène de bréchification affecte aussi bien l'encaissant que le minerai.

Conclusion générale.

Les massifs carbonatés de la région de Sidi Marouf, objet de cette étude occupent une position structurale péri-diapirique. Ces massifs carbonatés sont porteurs d'une minéralisation Cupro-ferro-barytique. Avec leur minéralisation et leur position péri-diapirique, ces massifs carbonatés présentent de grandes similitudes avec les massifs carbonatés des confins Algéro-Tunisiens (Ouanza et Boukhadra).

Les concentrations minérales des massifs carbonatés de la région de Sidi Marouf se présentent le plus souvent en amas et/ou en filons, ou encore en colonnes. La composition du minerai marchant de ces gîtes est formée par des oxydes et hydroxydes de fer (hématite et goethite), auxquels s'ajoutent du cuivre gris et de la baryte et des minéraux d'altération. La gangue de cette minéralisation est constituée par de la calcite et du quartz.

Ces minéralisations cupro-ferro-barytiques sont encaissées dans des formations carbonatées d'âge liasique. Les roches carbonatées, encaissantes de cette minéralisation montrent des caractéristiques pétrographiques assez variables, exprimées par des pelsparites, biosparites, des biomicrites, des oopelsparite, des calcaires micritiques et des dolomies. Du point de vue paléontologique, le contenu en fossile change d'un microfaciès à l'autre avec la présence de quelques bryozoaires, débris d'échinodermes, et des algues. Du point de vue sédimentologique, l'encaissant liasique s'est déposé dans un milieu de plate forme interne peu profond, à des niveaux bathymétriques différent du supratidal à l'intertidal.

Les roches encaissantes de la minéralisation des gîtes de la région de Sidi marouf se particularisent par une importante fissuration et broyage, qui est d'ailleurs, l'origine de plusieurs phénomènes, qui se sont produits au niveau de ces massifs, notamment, les phénomènes de dissolution, de karstification, de dolomitisation, de silicification et de minéralisation.

Les quantités de minerai de fer, extraites du gîte de Sidi Marouf sont estimées à environ 550.000 tonnes, tandis qu'à Boulehmane, elles sont de l'ordre de 150.000 tonnes (SONAREM, 1974). A Kef Derdja, la minéralisation reste à l'état d'indice.

Si les données géologiques, géomorphologiques et gîtologiques de la minéralisation cupro-ferro-barytique des massifs carbonatés de la région de Sidi Marouf permettent d'envisager une mise place de cette minéralisation par des fluides hydrothermaux, la source des éléments métalliques et celle des fluides reste toujours sujet de recherche et de discussion.

Bibliographie

Aris Y. (1994) : Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quadernaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. *Thèse de doctorat d'état, université, Nancy I, 215p.*

Benabbas C. (2006) : Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : Apport de la photogéologie et Analyse morphostructurale. *Thèse de doctorat d'état, université Mentouri Constantine, 245 p.*

Bouillin J. P. (1977) : Géologie alpine de la petite kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. *Thèse de doctorat d'état, université de Paris VI (Pierre et Marie Curie), 511p.*

Boulemdoued H. et Bouadjel K. (1992) : Contribution à l'étude de la minéralisation ferrifère de la région de Sidi Marouf. *Mémoire d'ingénieur, université de Constantine, 94 p.*

Bourezg M. (1989) : Etude minéralogique et Géochimique de chapeau de fer dans le Nord-Est Algérien. *Thèse de magistère, Université de Constantine.*

Durand Delga M. (1955) : étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique (Thèse Paris). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^{ème} Série, stratigr., descriptions régionales, N°24, 533 p. Alger.*

Durand Delga, M. (1952) : Carte géologique à 1/ 50.000e de la feuille de Sidi Merouane et notice explicative N° 50.

FERPHOS (2006) : Rapport inédit sur les résultats des travaux de forage réalisés en 2005 et ceux projetés en 2006 (gisement Kef Sidi Marouf).

Glaçon J. (1967) : Recherche sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien (Algérie). *Service géologie de l'Algérie. Bull. N° 32, 617 p. Alger.*

Kouicem M. et Kermiche S. (1992) : Etude de la minéralisation et du chapeau de fer associé dans le Djebel Sidi Marouf (Jijel). *Mémoire d'ingénieur, université de Constantine, 86 p.*

Mackenzie, W. S. et Guilford, C. (1992) : Atlas de pétrographie, minéraux de roches observés en lame mince. *Edition Masson-Paris.*

Manchar N. (2007) : Etude comparative de deux gisements de fer en contextes géologiques distincts. Le gisement de Sidi Marouf (Petite Kabylie, Jijel) et de Boukhadra (Monts du Mellegue, Tebessa) Algérie Nord Orientale. *Mémoire de magister, université de Constantin, 125 p.*

Merabet S. (2001) : Etude géologique et structural de la transversal El Milia-Sidi Merouane. *Mémoire d'ingénieur, université de Constantine, 88 p.*

Mezhoud H. et Benmebarek A. (2013) : Etude géologique et gîtologique du gisement de fer de Tissimiran (Kef Boulehmane, Jijel Algérie Nord orientale). *Mémoire de master, université de Jijel, 63 p.*

Ouaar B. (2009) : Etude géologique et gîtologique du gisement de fer de Sidi Marouf (Jijel, Algérie Nord Orientale). *Mémoire de magister, université d'Annaba, 102 p.*

Picot, P. et Johan, Z (1977) : Atlas des minéraux métalliques. *Edit. du B.R.G.M. Paris XVe.*

Raoult J. F. (1974) : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Thèse- Paris. Mém. N°121. Soc. Géol. Fr.162p.*

SO.NA.R.E.M. (1974) : Rapport géologique sur l'activité de prospection pour le minerai de fer dans le secteur Sidi Marouf et extensions.

Vila J. M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. *Thèse de doctorat d'état, université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 663p.*

Wildi W. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys., vol.24, fasc. 3, pp. 201-297.*