

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة محمد الصديق بن يحيى جيجل

Faculté des Sciences de la Nature et de la
Vie
Département : Sciences de la Terre et de
l'Univers



كلية علوم الطبيعة والحياة
قسم: علوم الارض والكون

Mémoire de Master

Filière : Géologie

Option : Ressources Minérales, Géomatériaux et Environnement

Thème

**Les minéralisations chromifères des roches ultrabasiques
de Collo (NE-Algérie) : pétrographie et gîtologie**

Membres de Jury

Président : BELMEDREK Sonia
Examineur : BENLAMARI Azzouz
Encadreur : LEKOUI Abdelmalek

Présenté par :

BELHIMER Zoubir

Année Universitaire 2018-2019

Numéro d'ordre (bibliothèque) :

Résumé

Ce présent travail a pour objectif de la caractérisation pétrographique et gîtologique des minéralisations de chromite et son encaissant ultrabasique dans la petite Kabylie de Collo. Ces roches ultrabasiques affleurent dans les localités de Beni Said et de Tamanart où elles sont associées à des gneiss fins du socle de Bougaroun. Le contact entre ces deux unités est tectonique.

L'étude pétrographique montre que les roches ultrabasiques de Collo sont fortement serpentinisées dont on peut les subdiviser en deux groupes : groupe de péridotites et groupe de serpentinites. Les péridotites sont représentées essentiellement par des lherzolites et des harzburgites tandis que les serpentinites sont issues de la serpentinisation des péridotites.

L'étude gîtologique révèle l'existence de deux morphologies bien distinctes pour les chromites : litée et podiforme, présentant deux générations différentes : (1) chromite primaire sous forme d'inclusions automorphes dispersées dans les roches et (2) chromite secondaire tardive, en position interstitielle sous forme xénomorphe. L'existence de ces deux générations de chromites est interprétée par le phénomène de métasomatisme du manteau par les fluides très chauds.

Mots clés : Ultrabasiques, Péridotites, Chromite, Serpentinisation, Collo

Abstract

This work aims to petrographic and gîtological characterization of chromite mineralization and its ultramafic host-rocks in the small Kabylia of Collo. These ultrabasic rocks are exposed in the localities of Beni Said and Tamanart where they are associated with fine gneisses of the basement of Bougaroun. The contact between these two units is tectonic.

The petrographic study shows that the ultramafic rocks of Collo are strongly serpentinized and can be subdivided into two groups: peridotite group and serpentinite group. Peridotites are mainly represented by lherzolites and harzburgites, while serpentinites are derived from the serpentinization of peridotites.

The gîtological study reveals the existence of two distinct morphologies for the chromites: bedded and podiform, presenting two different generations: (1) primary chromite in the form of automorphic inclusions dispersed in the rocks and (2) late secondary chromite, in interstitial position and xenomorphic form. The existence of these two generations of chromites is interpreted by the phenomenon of metasomatism of the mantle by very hot fluids.

Keywords: Ultrabasic, Peridotites, Chromite, Serpentinization, Collo.

الملخص

يهدف هذا العمل إلى الوصف البتروجرافي والجيولوجي لتمعدن الكروميت ومضيفه الفوق قاعدي في منطقة القبائل الصغرى للقل.

هذه الصخور الفوق قاعدية تظهر على السطح في مناطق بني سعيد وتمنارت حيث يرتبطان بجنايس دقيق تابع لقبو بوغارون.

الاتصال بين هاتين الوحدتين هو اتصال تكتوني.

أظهرت الدراسة البتروجرافية أن صخور منطقة القل تعرضت لعملية سريننتة شديدة حيث يمكن تقسيمها إلى مجموعتين: مجموعة

البيريدوتيت ومجموعة السريننتيت. تتمثل مجموعة البيريدوتيت بشكل رئيسي بالهيرزوليت والهارزبرغيت، في حين أن السريننتيت ناتجة

عن عملية سريننتة البيريدوتيت.

تكشف دراسة الجيولوجية عن وجود اثنين من الأشكال المورفولوجية المتميزة للكروميت: طبقات ذات سمك صغير وعلى شكل

جيوب، يظهران جيلين مختلفين: (1) كروميت أولي في شكل شوائب ذات أشكال منتظمة مشتتة في الصخور و (2) كروميت

ثانوي متأخر، في موضع خلالي ذات أشكال غير منتظمة. يتم تفسير وجود هذين الجيلين من الكروميت من خلال ظاهرة

ميتاسوماتيزم في الوشاح بواسطة السوائل الساخنة للغاية.

كلمات مفتاحية: الصخور الفوق مافية، البيريدوتيت، الكروميت، السريننتة، القل.

Sommaire

RESUME	II
ABSTRACT	III
المخلص	IV
SOMMAIRE	V
LISTE DES FIGURES	VIII
LISTE DES TABLEAUX	X

INTRUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE	1
INTRODUCTION	1
OBJECTIF DE L'ETUDE.....	1
SITUATION GEOGRAPHIQUE	1
METHODOLOGIE (PLAN DU MEMOIRE).....	2

CHAPITRE I

I. CADRE GEOLOGIQUE	4
I.1 GEOLOGIE DE LA CHAINE DES MAGRHEBIDES	4
<i>I.1.1 Structure et subdivisions</i>	<i>4</i>
<i>I.1.2 Contexte géodynamique et évolution de la chaîne des Maghrébides</i>	<i>5</i>
<i>I.1.3 Le Magmatisme</i>	<i>7</i>
I.1.3.1 Le magmatisme acide miocène.....	7
I.1.3.2 Le magmatisme basique et ultrabasique	8
1) Répartition des péridotites dans la Méditerranée occidentale	8
2) Mécanisme de la mise en place des roches ultrabasiques de la méditerranée occidentale	10
I.2 GEOLOGIE DE LA PETITE KABYLIE DE COLLO	12
<i>I.2.1 Les grandes séries géologiques de la petite Kabylie de Collo</i>	<i>12</i>
I.2.1.1 Les formations métamorphiques	12
I.2.1.2 Les formations sédimentaires	14
1) Les Flyschs	14

➤ Les flyschs maurétaniens	14
➤ Les flyschs massyliens	14
2) Les séries telliennes.....	15
➤ Les séries épi-telliennes	15
➤ Les séries ultra-telliennes.....	15
3) L’Oligo-Miocène Kabyle	15
4) La série Numidienne	16
5) Les formations Post-nappes	16
I.2.1.3 Les formations magmatiques.....	16
1) Le complexe magmatique miocène.....	16
2) Les roches ultramafiques de Collo	19
I.2.2 <i>Tectonique de la petite Kabylie</i>	19

CHAPITRE II

II.....PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO	20
II.1. INTRODUCTION	20
II.2. OBSERVATIONS DE TERRAIN ET ECHANTILLONNAGE	21
II.3. PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES DE COLLO ET DE LEUR ENCAISSANT ...	25
1. <i>Gneiss</i>	25
➤ <i>Quartz</i>	25
➤ <i>Feldspaths</i>	26
➤ <i>Micas</i>	26
2. <i>Les péridotites</i>	28
2.1.Lherzolites	29
➤ <i>Olivines</i>	29
➤ <i>Orthopyroxènes</i>	29
➤ <i>Clinopyroxènes</i>	29
➤ <i>Serpentines</i>	30
➤ <i>Minéraux opaques</i>	30
2.2.Harzburgites	31
➤ <i>Olivines</i>	31
➤ <i>Orthopyroxènes</i>	32
➤ <i>Clinopyroxènes</i>	32
➤ <i>Minéraux opaques</i>	32

➤ <i>Serpentines</i>	32
3. <i>Serpentinites</i>	33
➤ <i>Serpentines</i>	33
➤ <i>Orthopyroxènes</i>	34
➤ <i>Clinopyroxènes</i>	34
➤ Minéraux opaques	34
II.4. COMPARAISON ENTRE LES ROCHES ULTRABASIQUES SERPENTINISEES DE LA REGION DE TEXENNA ET DE LA REGION DE COLLO	36
II.5. CONCLUSION	37
CHAPITRE III	
III. GITOLOGIE DES CHROMITES DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO	39
III.1. Aperçu sur les minéralisations de la petite Kabylie de Collo	39
III.2. Généralités sur les gisements de chromite	41
III.3. Etude de la minéralisation.....	44
III.3.1. Morphologie du corps minéralisé	44
III.3.2. Description métallographique.....	47
III.3.3. Succession paragénétique	49
III.3.4. Géochimie des chromites des roches ultrabasiques de Collo	50
III.4. Conclusion	52
CONCLUSION GENERALE	54
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	56

Liste des figures

INTRODUCTION GENERALE

Fig. 1 : Situation géographique de la région de Collo (Wikipedia, 2019 ; Google Earth, 2019).	2
---	---

CHAPITRE I

Fig. I. 1 : Carte géologique montrant les trois domaines paléogéographiques du sud de l'Espagne et du nord de l'Afrique et les différentes nappes allochtones, d'après Mahdjoub et al (1997) in Abbassene et al (2016).	4
Fig. I. 2 : Rapports structuraux entre les différents domaines de la chaîne des Maghrébides (d'après Durand-Delga, 1969).....	5
Fig. I. 3 : Répartition des principaux massifs de péridotites dans la méditerranée occidentale	8
Fig. I. 4 : Carte géologique de la Petite Kabylie. D'après Vila (1980) in Abbassene et al (2016).	12
Fig. I. 5 : Coupe synthétique et théorique du compartiment structurale nord-supérieur de la Kabylie de Collo et d'El Milia (d'après Bouillin, 1977).....	13

CHAPITRE II

Fig. II. 1 : Carte géologique de la région de Collo et du Cap Bougaroun (d'après Bouillin, 1977 ; in Satouh, 2017).	20
Fig. II. 2 : Photo satellitaire montrant la position des échantillons (Google Earth, 2019).	21
Fig. II. 3: Photographie montrant le contact entre roches métamorphiques du socle de Bougaroun et les roches ultrabasiqes de Beni Saïd.....	22
Fig. II. 4: Photographie montrant le chevauchement des roches ultrabasiqes sur les roches du socle au niveau de la région de Bou Moussa.	23
Fig. II. 5: Photographie montrant les différents aspects des péridotites de Beni Saïd et de de Tamanart. A, B : Péridotites plus au moins fraîches de Beni Saïd ; C, D : Péridotites altérées de Beni Saïd ; E : Péridotite claire de Tamanart ; F : Péridotite verdâtre de Tamanart.	24
Fig. II. 6 : Les différents aspects de gneiss de la région de Beni Saïd et des minéraux constitutifs ; A : Echantillon de gneiss ; B : Quartz avec des inclusions de la biotite (LPA) ; C : Orthose avec des inclusions de la biotite (LPA) ; D : Orthose myrmékitique (LPA) ; E : Biotite en train de transformer en muscovite (LPA) ; F : Muscovite (LPA). Qtz : Quartz ; Bt : Biotite ; Or : Orthose ; Ms : Muscovite.	27

Fig. II. 7 : Projection des échantillons de péridotite de Collo dans le diagramme ternaire Ol-Cpx-Opx..... 28

Fig. II. 8 : Aspects de lherzolite de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :** Echantillon de lherzolite ; **B, C :** Clinopyroxènes ; **C :** Minéral opaque. Cpx : clinopyroxène ; Op : opaques..... 31

Fig. II. 9 : Les différents aspects d’harzburgites de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :** Echantillon d’harzburgite ; **B :** Relique d’olivine ; **C :** Orthopyroxène (LPA) ; **D :** Minéral opaque. Ol : olivine ; Opx : orthopyroxène ; Srp : serpentine ; Op : opaques..... 33

Fig. II. 10 : Les différents aspects de serpentinites de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :** Echantillon de serpentinite ; **B ; C :** Serpentine en texture maillée (LPA) ; **D :** Chrysotile fibreuse ; **E ; F :** Minéraux opaques (LPA). Atg : antigorite ; Ctl : chrysotile ; op : opaques..... 35

CHAPITRE III

Fig. III. 1 : Schéma structural avec localisation des gisements et indices minéralisés de la Kabylie de Collo (Bouillin et Kornprobst, 1974 in Boutaleb et al , 2017). 41

Fig. III. 2 : Photographies montrant les différentes aspects de la minéralisation chromifère litée des roches ultrabasiques de Collo, **A :** lits minéralisés de taille centimétrique ; **B, C :** lits minéralisés de taille millimétrique ; **D :** lits minéralisés parallèles de taille décimétrique. 45

Fig. III. 3 : Photographies montrant la minéralisation chromifère en pods. **A :** pods de chromite de taille centimétrique, **B, C :** pods de chromite de taille décimétrique. 46

Fig. III. 4 : Microphotographies montrant les différents aspects de la chromite primaire. **A ; B :** Grains de chromite subautomorphes (LPNA et LPA respectivement) ; **C :** Grain de chromite xénomorphe (LPNA), **D :** Grain de chromite xénomorphe (LPA), **E :** Grain de chromite xénomorphe craquelé (LPNA), **F :** Grain de chromite xénomorphe (LPNA)..... 49

Fig. III. 5 : Microphotographies montrant l’aspect de la chromite interstitiel secondaire. **A, B :** grains de chromite interstitiel (**A :** en LPA ; **B :** en LPNA). Chr : chromite. 49

Fig. III. 6 : Projection des chromites des roches ultrabasiques de Collo dans les diagrammes Fe^{2+}/Fe^{3+} vs Al_2O_3 et Fe^{3+} -Cr-Al. **A :** Position des chromites des roches ultrabasiques de Collo dans le diagramme Fe^{2+}/Fe^{3+} vs Al_2O_3 de Kamenetsky et al (2001). **B :** Diagramme ternaire Fe^{3+} -Cr-Al de Jan et Windley (1990) montrant la position des chromites des péridotites de Collo (Laouar et al, 2012). 51

Fig. III. 7 : Composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches ultrabasiques de de Collo en comparaison avec des matériaux mantelliques : basaltes océaniques, basaltes continentaux et MORB d'après Harmon et Hoefs (1995). (D'après Satouh, 2017).....52

Liste des tableaux

CHAPITRE II

Tableau 1 : Pourcentages modales des minéraux (Ol-Cpx-Opx) et typologie des péridotites de Collo. 28

Tableau 2 : comparaison entre les roches ultrabasiques de Collo et de Texenna. 36

CHAPITRE III

Tableau 1 : Caractéristiques de gisements de chromite podiformes et stratiformes. 42

Tableau 2: Succession paragénétique de la minéralisation chromifère de Collo..... 50

INTRODUCTION

GENERALE

Introduction générale

Introduction

L'orogène alpin est caractérisé par la présence de plusieurs massifs de péridotites orogéniques (massif de Ronda, Beni Boussera, Lanzo, Lherz...). Ces péridotites, à cause de leur présence dans des chaînes de montagne tels que les Alpes, sont appelées péridotites de type alpin. Ces dernières ont un double intérêt : (1) elles sont généralement minéralisées en chromite et (2) elles constituent un cadre approprié pour l'étude des roches et des processus mantelliques.

En Algérie, il existe des rares exemples de ces massifs dont le massif de péridotites de Cap Bougaroun, qui fait l'objet de cette étude, est le plus grand et le plus important. Ce dernier renferme une minéralisation chromifère.

Objectif de l'étude

Ce travail a pour but de la caractérisation pétrographique et gîtologique des minéralisations de chromite et son encaissant ultrabasique dans la Petite Kabylie de Collo. Pour achever cet objectif on a fait une sortie de terrain, une campagne d'échantillonnage, confection des lames minces, confection des sections polies ainsi que des travaux de laboratoire à l'aide de microscope polarisant et métallographique.

Situation géographique

La ville de Collo est située au Nord-Est de l'Algérie à 70 km à l'Ouest de Skikda (Fig 1), 100 km au Nord de Constantine et à environ 500 km à l'Est d'Alger (Wikipedia, 2019).

Les régions de Beni Said et de Tamanart se trouvent à 3 km et à 6,5 km au Nord-Ouest de Collo.

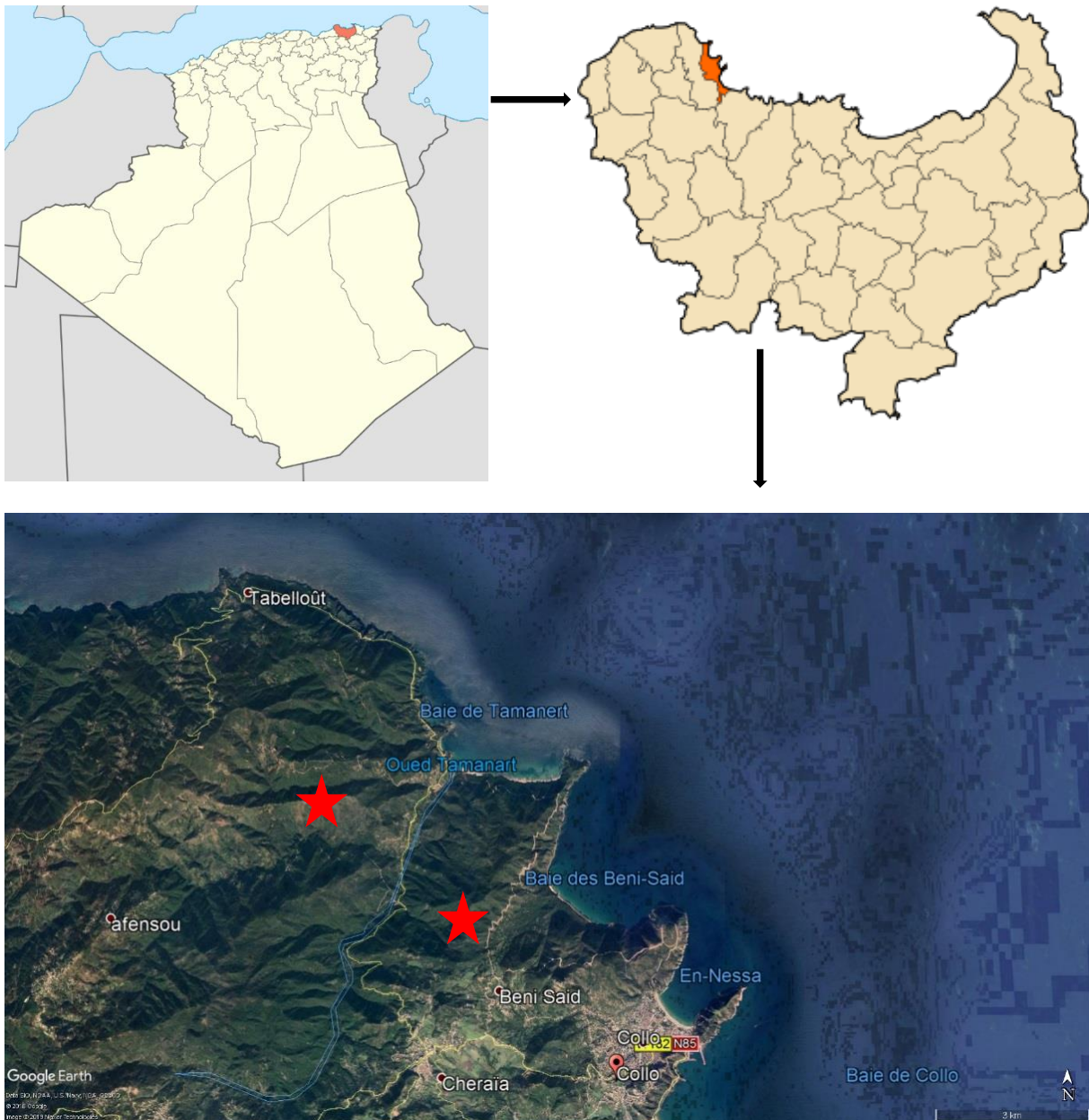


Fig. 1 : *Situation géographique de la région de Collo (Wikipedia, 2019 ; Google Earth, 2019).*

Méthodologie (Plan du mémoire)

Ce travail est composé de trois chapitres :

- Le premier chapitre est consacré au cadre géologique régionale et locale de la zone d'étude ainsi que l'évolution de la chaîne des Maghrébides, la répartition et le mécanisme de mise en place des péridotites de la méditerranée occidentale.

- Le deuxième chapitre est réservé pour l'étude pétrographique des roches ultrabasiques de la région de Collo et leur encaissant. Cette étude est basée sur des observations de terrain et la description des lames minces au microscope polarisant.
- Le troisième chapitre représente une étude gîtologique de la minéralisation chromifère des péridotites de Collo basé sur des observations macroscopiques de terrain et la description microscopique des sections polies.

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE

I. CADRE GEOLOGIQUE

I.1 GEOLOGIE DE LA CHAÎNE DES MAGRHEBIDES

I.1.1 Structure et subdivisions

En méditerrané centro-occidental, l'orogène alpin est composé de deux unités : une unité Nord-méditerranéenne (Sud de l'Espagne) et une autre Sud-méditerranéenne qui s'étend du Nord de l'Afrique au Sicile et Calabre (Bouillin, 1977 ; Djellit, 1987). Cette dernière est dénommée chaîne tello-rifaine ou chaîne des Maghrébides. Cette dernière comporte les chaînes rifaines (Maroc), telliennes (Algérie et Tunisie), Nord siciliennes et calabraises (Italie).

La chaîne des Maghrébides (d'après Bouillin, 1986 ; Djellit, 1987) est constituée de plusieurs nappes (le socle et la dorsale) charriées sur les zones externes (la marge Africaine) par l'intermédiaire des nappes de flyschs crétacés-paléogènes (Fig. I. 1). Ce charriage a une ampleur de plusieurs dizaines de kilomètres (Bouillin, 1986).

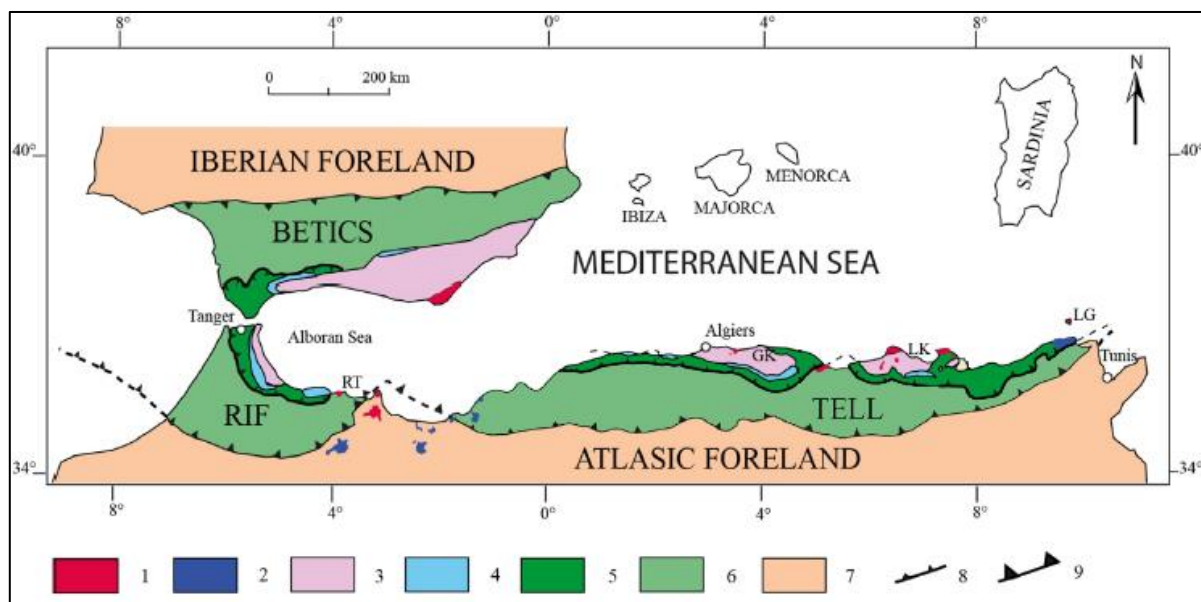


Fig. I. 1 : Carte géologique montrant les trois domaines paléogéographiques du Sud de l'Espagne et du Nord de l'Afrique et les différentes nappes allochtones, d'après Mahdjoub et al (1997) in Abbassene et al (2016).

1 Magmatisme calco-alcalin riche en K ; 2 Volcanisme alcaline ; 3-4-5 Zones internes de la chaîne alpine 3 Socle ; 4 Dorsale kabyle ; 5 Flyschs supra-kabyle ; 6-7 Zones externes de la chaîne alpine ; 6 Unités allochtones (flyschs infra-kabyle et les unités telliens) ; 7 Autochtone relatif ; 8 Front Tortonien ; 9 Front Langhien ; LK : Petite Kabylie ; GK : Grande Kabylie ; LG : l'île de la Galite ; RT : Ras Tarf.

Cette chaîne montre du Nord au Sud les domaines paléogéographiques suivants (Fig. I. 2) : le domaine interne, le domaine des flyschs et le domaine externe qui représente la marge téthysienne du continent africain. Ces nappes sont recouvertes par un ensemble détritique représenté par la nappe numidienne et les formations post-nappes (Djellit, 1987).

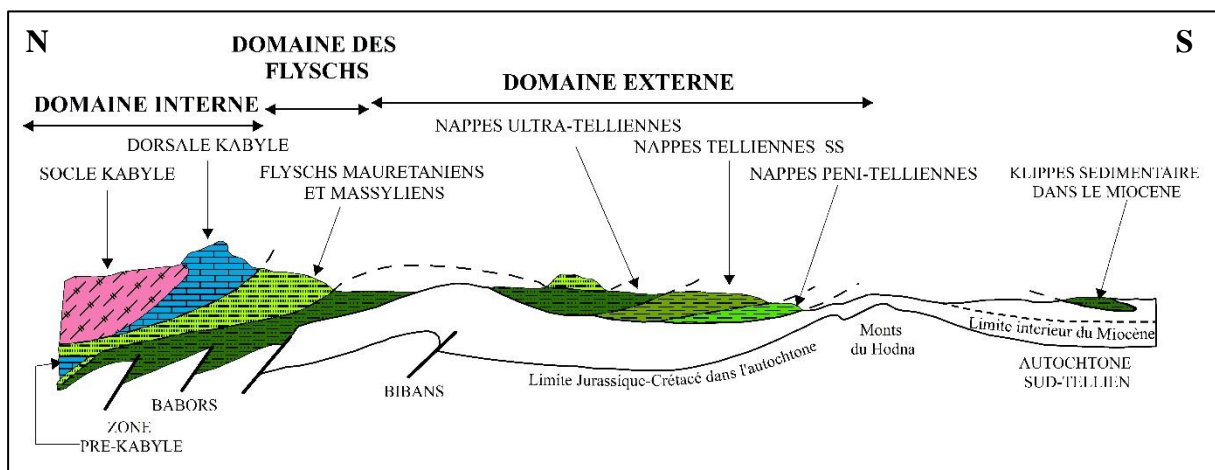


Fig. I. 2 : Rapports structuraux entre les différents domaines de la chaîne des Maghrébides (d'après Durand-Delga, 1969).

I.1.2 Contexte géodynamique et évolution de la chaîne des Maghrébides

La méditerrané centro-occidentale est une région géologiquement jeune, principalement développée au cours des 30 dernières millions années bien qu'elle soit active au temps actuel (Lustrino et al, 2011).

La configuration actuelle de la chaîne des Maghrébides est le résultat du mouvement relatif convergent des deux grandes plaques (fermeture progressive de la Téthys maghrébine) entre

l'Afrique et l'Eurasie (Ex : Carminati et Doglioni, 2005 ; Lustrino et al, 2011 ; Leprêtre et al, 2018) et de leur collision ultérieure, plus un nombre inconnu de plaques continentales et océaniques plus petites (Lustrino et al, 2011). Cette convergence a commencé à la fin du Crétacé (Ricou, 1994 ; Rosenbaum et al, 2002) mais elle n'est pas toujours le facteur déterminant de l'évolution géologique de cette région (Dewey et al, 1989). La collision entre les deux plaques a été précédée par la subduction de la lithosphère océanique néo-téthysienne (Lustrino et al, 2011).

Leprêtre et al (2018) ont résumés l'évolution de la chaîne des Maghrébides en plusieurs phases tectoniques qui sont :

- 1) De 67 Ma à 35 Ma : convergence oblique entre l'Afrique et la Péninsule ibérique marquée par la subduction de la partie occidentale de la marge africaine sous le bassin océanique.
- 2) Éocène moyen-tardif (45 à 35 Ma) : événement tectonique compressif majeur à la fin de la période de convergence oblique, où l'Afrique du Nord a été affectée par un raccourcissement intense.
- 3) Eocène-Oligocène (35 Ma) : nouveau changement dans la cinématique de la convergence Afrique-Eurasie, qui est revenue à sa tendance N-S.
- 4) La période oligo-miocène : correspond, en général, à la fermeture de la Téthys maghrébine et à l'ouverture contemporaine du bassin de la Méditerranée occidentale. Cette convergence est compensée par la subduction des différents domaines océaniques tels que la Téthys maghrébine.

La subduction de la Téthys maghrébine et l'événement atlasique de l'Éocène tardif en Afrique du Nord sont liées à un premier blocage dans le domaine AlKaPeCa qui n'était plus capable

d'absorber la convergence Afrique-Europe (Frizon de Lamotte et al, 2000). Ce blocage a eu lieu à 17 Ma (Burdigalien tardif) (Leprêtre et al, 2018).

Le retrait du slab plongeant vers le Sud, puis vers l'Ouest, après la subduction, engendre la mise en place des bassins d'arrière-arc oligo-miocènes de Méditerranée occidentale (Benaouali-Mebarek et al, 2006 ; Carminati et al, 2012 ; Leprêtre et al, 2018) et permet aussi, à cause de leur déchirure, une remontée asthénosphérique (Carminati et al, 2012 ; Abbassene et al, 2016) qui engendre l'amincissement et la fusion partielle du manteau et par la suite la mise en place des roches magmatiques calco-alcalines riche en K .

Le soulèvement général de la chaîne des Maghrébides a eu lieu au Tortonien (Benaouali-Mebarek et al, 2006 ; Recanati et al, 2018). Cet événement marque le début de l'inversion de la partie interne du Tell et confirme la reprise de la compression le long de la ceinture de Tell dont il ne peut pas être lié à la rupture de slab, mais plutôt au début de l'inversion de la marge (mouvement à vergence Nord) (Recanati et al, 2018).

I.1.3 Le Magmatisme

I.1.3.1 Le magmatisme acide miocène

La marge septentrionale du Maghreb a connu, durant le Miocène, une intense activité magmatique qui forme le linéament magmatique orienté Est-Ouest d'une longueur d'environ 1200 km, qu'il s'étend de l'île de La Galite au large de la côte Nord de la Tunisie à Ras Tarf au Maroc (Maury et al, 2000). Il s'agit d'un magmatisme post-collisionnel qui engendre la mise en place des roches plutoniques et volcaniques à affinités calco-alcalines riches en potassium (Maury et al, 2000 ; Chazot et al, 2017) et présentant des caractéristiques géochimiques liées à la subduction et présentent une forte empreinte crustale (Maury et al, 2000 ; Fourcade et al, 2001 ; Abbassene, 2016). Ce magmatisme couvre toute la série de différenciation depuis les roches mafiques, intermédiaires jusqu'aux roches felsiques (Abbassene, 2016).

Ce magmatisme montre une évolution des produits magmatiques d'une signature calco-alcaline « orogénique » à une signature alcaline « anorogénique » (magmatisme intraplaque) (Duggen et al, 2005 ; Lustrino et al, 2011). L'activité magmatique calco-alcaline s'est arrêtée pendant le Serravallien dans le centre et l'Est de l'Algérie ; par contre en Tunisie et en Oranie / Maroc, elle s'est terminée plus tard et s'est accompagnée de l'éruption de laves de transition, suivi des basaltes alcalins et basanites Plio-Quaternaires (Maury et al, 2000 ; Coulon et al, 2002).

I.1.3.2 Le magmatisme basique et ultrabasique

1) Répartition des péridotites dans la Méditerranée occidentale

La méditerranée occidentale est caractérisée par l'existence de plusieurs massifs de péridotites. Ces massifs affleurent le long des zones internes de la chaîne des Maghrébides (Fig. I. 3) : dans les alpes, les Pyrénées, la cordillère Bétique, le Rif et le tell.

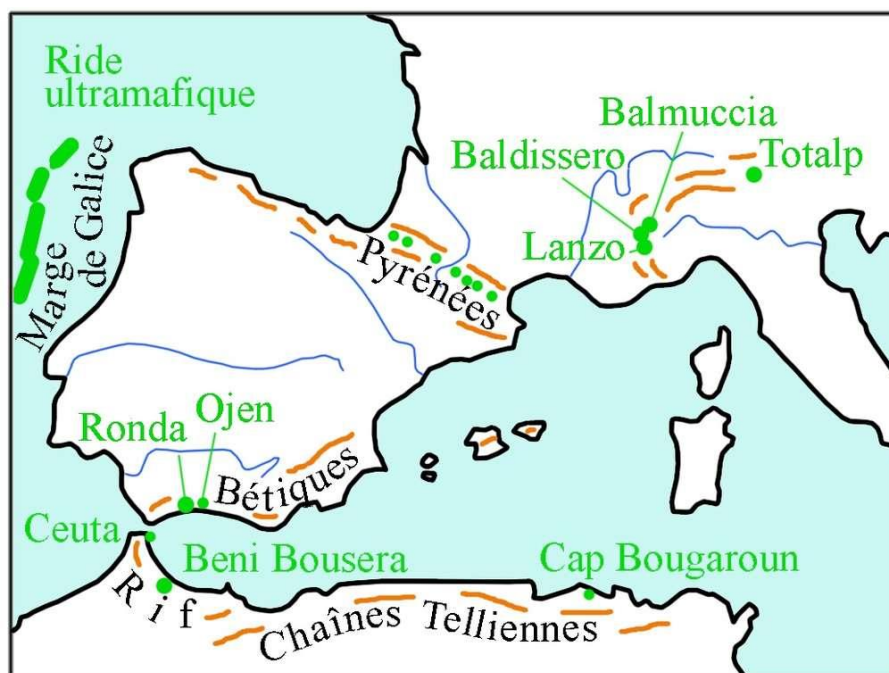


Fig. I. 3 : Répartition des principaux massifs de péridotites dans la méditerranée occidentale

https://fr.cdn.v5.futura-sciences.com/buildsv6/images/mediumoriginal/5/5/6/556f1dce3e_34048_11947-41.jpg .

Le *massif de Ronda* : situé au Sud de l'Espagne est le plus grand affleurement du manteau sub-continental exposé à la surface de la Terre (300 km²) (Frey et al, 1985 ; Estéban et al, 2010 ; Bodinier et Godard, 2014) et probablement la péridotite orogénique qui a été la plus étudiée (Bodinier et Godard, 2014). La péridotite de Ronda est une péridotite de type alpin de haute température (Obata, 1980) mise en place dans la zone interne de la Cordillère Bétique (Obata, 1980 ; Estéban et al, 2010).

La *péridotite de Beni Bousera* : c'est l'équivalent des péridotites de Ronda dans la Cordillère Bétique (Gueydan et al, 2015). Le massif ultramafique de Beni Bousera est un corps de matériaux du manteau supérieur mis en place de manière tectonique (Mourabit et al, 2016) qui est exposé sur une superficie de 72 km² à la base des zones internes du Nord du Maroc (Manthei, 2012 ; Mourabit et al, 2016). La lithologie de ce massif est dominée par les lherzolites à spinelles, les harzburgites et les dunités sont communes (Reuber et al, 1982 ; Mourabit et al, 2016).

Les *péridotites des Pyrénées* : (Sud de France) représentent des fragments du manteau supérieur qui sont majoritairement des lherzolites (Vielzeuf et Kornprobst, 1984). Ces dernières, de taille de quelques mètres à 3 km, sont associées aux sédiments mésozoïques (Fabries et al, 1991 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984) dans la « zone Nord pyrénéenne » de 500 km de longueur et de 20 km de largeur (Vielzeuf et Kornprobst, 1984). Les lherzolites de Pyrénées comprennent 40 corps séparés (Fabries et al, 1991 ; Bodinier et Godard, 2014) qui incluent le fameux massif de Lherz où les lherzolites ont été décrites pour la première fois (Bodinier et Godard, 2014).

Dans les *alpes occidentales* : le massif d'Ivrea (Nord de l'Italie) regroupe trois exemples de massifs de péridotites bien connus qui sont : Baldissero, Balmuccia et Finero (Bodinier et Godard, 2014) dont ils s'agissent de corps élongés de quelques kilomètres de long.

Les massifs de péridotites de Lanzo : d'après Bodinier et al (1991), ces roches affleurent dans les alpes italiennes, un large massif (20 km x 10 km) composé de lherzolites à plagioclase. Ce massif est composé de trois corps séparés par des zones de cisaillements : le corps Nord, central et Sud.

Les principaux affleurements des massifs de péridotites en Algérie se situent dans la partie Nord-Est. Il s'agit principalement de deux massifs dans la Kabylie de Collo et un dans le massif d'Edough.

Les péridotites de Sidi Mohamed (Annaba) : d'après Satouh et al (2010) ; Hadj Zobir et Oberhansli (2013), ces roches affleurent sur une petite surface de 0.03 km², au sein des unités gneissiques du socle de l'Edough sous forme de masse lenticulaire. Ces péridotites sont principalement des harzburgites.

Les péridotites de Cap Bougaroun : affleurent dans les zones internes sur une surface de 20 km² où elles sont intimement associées à des roches métamorphiques de faciès granulite du socle de Bougaroun (gneiss et kinzigites) (Misseri, 1987).

Le complexe stratifié péridotites-gabbros de Yaddene : il s'agit d'un complexe stratifié situé près de la mehta Yaddene et il est composé de péridotites, gabbros et troctolites métamorphisées. Ce type de complexes n'existe en aucun endroit dans la méditerranée occidentale (Bouillin et Kornprobst, 1974).

2) Mécanisme de la mise en place des roches ultrabasiques de la méditerranée occidentale

Les processus responsables à la mise en place des corps de péridotites orogéniques dans la croûte continentale inférieure restent flous dont ils peuvent être attribués à une mise en place tectonique dans des zones de cisaillement lors d'une extension lithosphérique ou bien une montée sous forme diapirique (Gill, 2010).

Une étude très récente a été faite par Gueydan et al (2019) concernant le mécanisme de mise en place des péridotites de la méditerranée occidentale.

Gueydan et al (2019) ont proposés que la mise en place des péridotites de Ronda se soit déroulée dans un contexte d'arrière-arc et correspondent à un charriage de toute une marge continentale hyper-étirée sur un continent. Ce processus, défini comme « obduction de la marge continentale » est un processus tectonique essentiel pour expliquer l'exhumation et la mise en place des roches mantelliques sub-continetales et les roches crustales profondes associées.

Ce processus résulte de deux événements de déformation successifs :

- 1) Extension en arrière arc et amincissement extrême de la plaque continentale supérieure suite à la subduction et le retrait du slab, à 30-21 Ma, qui permet l'exhumation ultérieure du manteau sub-continental (péridotites).
- 2) Raccourcissement de la plaque supérieure lors de l'entrée du domaine continental étiré en subduction (marge actif) à 21 Ma et obduction complète de la marge continentale à 20-10 Ma.

L'obduction de la marge continentale, en méditerranée occidentale, se fait suite à un inversement du mouvement de l'extension vers la compression déclenchée dans la zone supérieure de subduction (Gueydan et al, 2019). Ce processus de mise en place des péridotites de la méditerranée occidentale est compatible avec les travaux antérieurs de Afiri et al (2011) et Gueydan et Frasca (2017) qui attribuent l'exhumation des péridotites d'Ouest Alboran à un amincissement crustal (rifting) dans un contexte d'arrière arc suivi d'une succession de stades compressives ce qui est aussi le mécanisme proposé par Vielzeuf et Kornprobst (1984) pour les lherzolites des Pyrénées.

I.2 GEOLOGIE DE LA PETITE KABYLIE DE COLLO

Les roches ultrabasiques de Collo sont associées aux roches métamorphiques du socle de Bougaroun dont l'ensemble fait partie de la Petite Kabylie elle-même fait partie de la chaîne des Maghrébides.

I.2.1 Les grandes séries géologiques de la petite Kabylie de Collo

Les grandes séries géologiques de la petite Kabylie de Collo sont représentées par la Fig. I. 4.

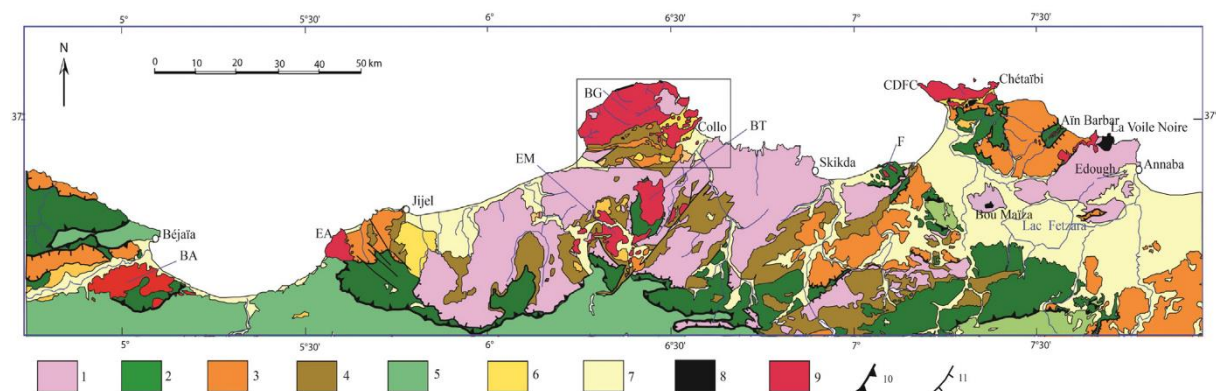


Fig. I. 4 : Carte géologique de la Petite Kabylie. D'après Vila (1980) *in* Abbassene et al (2016).

1 Socle et leur couverture carbonatée ; **2-3** Flyschs supra kabyle ; **2** Flyschs crétacés ; **3** Flyschs numidiens ; **4** Oligo-Miocène Kabyle (OMK) ; **5** Zones externes ; **6** Formations post-nappes ; **7** Formations Plio-Quaternaire ; **8** Roches mafiques ; **9** Roches magmatiques calco-alcalines intermédiaires et felsiques ; **10-11** Front de nappes.

I.2.1.1 Les formations métamorphiques

Dans la Petite Kabylie, Le socle kabyle montre les plus grands affleurements cristallophylliens (Durant-Delga, 1955) où il s'étend de 150 km d'Est en Ouest et 50 km du Nord au Sud. Ce socle est charrié de plus de 30 km vers le Sud et constitue l'élément le plus interne de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1982 b).

Le socle de Bougaroun affleure, au Nord de la Kabylie de Collo (Fig. I. 5), sur une vingtaine de km² (Misseri, 1987) où il occupe la partie Est du batholithe de Bougaroun. Il a été décrit par Roubault (1934) sous le nom de « gneiss et serpentines du Nord ». Ce socle est entouré par des roches éruptives acides d'âge Miocène (Bouillin et Kornprobst, 1974) (Fig. I. 5). Il est isolé du reste de la nappe du socle kabyle par le bassin de Collo (Bouillin, 1977). Leur contact, vers le Sud, avec les formations sédimentaires de bassin de Collo ; représentés par l'OMK, les nappes des flyschs et les post-nappes ; se fait par des failles inverses (Bouillin et Kornprobst, 1974).

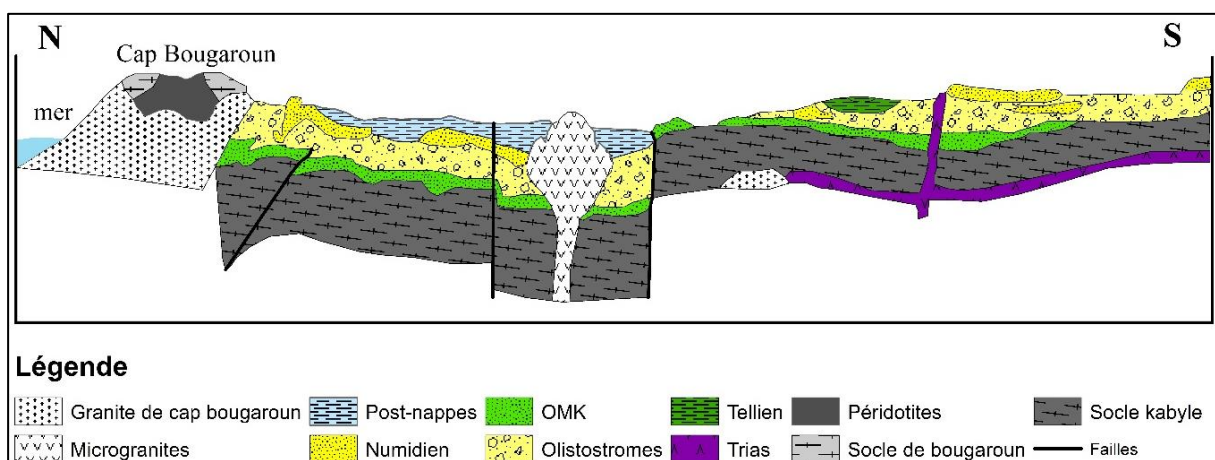


Fig. I. 5 : Coupe synthétique et théorique du compartiment structurel Nord-supérieur de la Kabylie de Collo et d'El Milia (d'après Bouillin, 1977).

Le socle de Bougaroun est constitué par des périodites très fortement serpentinisées associées à des gneiss (kinzigites) appartenant au faciès granulite (Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Misseri, 1987) parfois recoupés par les granites miocènes. L'ensemble gneiss-périodites du socle de Bougaroun est très comparable aux zones internes bético-rifaines (Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Misseri, 1987).

Les gneiss du socle de Bougaroun sont parfois associés à des roches calco-silicatées (skarns) qui affleurent en lentille (Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Laouar et al, 2012 ; Satouh, 2017). Ces gneiss ont subi une évolution thermodynamique complexe comme suit : un faciès granulite de

haute pression (feldspath potassique, grenat) suivit d'un faciès granulite de basse pression (feldspath potassique, cordiérite), puis d'un faciès amphibolite (biotite, muscovite et sillimanite) (Bouillin et Kornprobst, 1974). Il s'agit d'une évolution métamorphique rétrograde correspond à une remontée du matériau de la croûte continentale inférieure (exhumation) (Leblanc et Temagoult, 1989).

Misseri (1987) a classé les kinzigites, associées aux péridotites, de socle de Bougaroun en kinzigites mésocrates et kinzigites leucocrates dont les deux présentent une texture granoblastique avec la même composition minéralogique (feldspath K, plagioclase, cordiérite, quartz et tourmaline) sauf que la sillimanite est plus abondante dans le deuxième type.

I.2.1.2 Les formations sédimentaires

1) Les Flyschs

Les flyschs maurétaniens

Dans le transversal de Collo- El Milia on peut distinguer trois types de flyschs maurétaniens : Le premier groupe affleure au niveau de Sidi Rhiat et Aïn Naceur et il est caractérisé par une faible épaisseur des terrains gréseux au Crétacé inférieur et une sédimentation brutale des formations de Crétacé supérieur-Eocène. Le deuxième groupe, affleure à El Karn, est dominé par des calcaires puis des grès. Le troisième groupe, affleure dans la cuvette de Tamalous, est caractérisé par des formations moins épaisses et des formations conglomératiques à grains fins (Bouillin, 1977).

Les flyschs massyliens

La série massylienne, dans le transversale Collo-El Milia, est caractérisée par : un Albo-aptien périto-quartzique, un cénomanien microbréchiq et un Turono-sénonien pélitique. Ce flysch

est caractérisé par une sédimentation dépourvue de carbonates et une forme de bancs réguliers à épaisseurs très minces (Bouillin, 1977).

2) Les séries telliennes

Les séries telliennes affleurent dans plusieurs endroits : Nord-Est d'el Milia, à la bordure du massif de Beni Toufout, Sud de massif de Sidi Achour ...etc. (Bouillin, 1977)

Les séries épi-telliennes

Comportent ; au Lias ; des dolomies puis des calcaires à silex, au Dogger-Malm ; des calcaires fins avec des minces niveaux de radiolarites et de marno-calcaire à ammonites pyriteuses au Néocomien. L'Albo-Aptien est souvent pélitique tandis que le Cénomaniens est discordant ou absent (Bouillin, 1979 ; *in* Satouh, 2017).

Les séries ultra-telliennes

Constituées par des formations marneuses depuis le Crétacé inférieurs. Au Sud du Dj Sidi Achour et au Sud du Zitouna affleurent des formations d'âge Crétacé supérieur qui présentent des caractères intermédiaires entre les séries massyliennes et ultra-telliennes (Bouillin, 1979 ; *in* Satouh, 2017).

3) L'Oligo-Miocène Kabyle

En Kabylie de Collo, l'Oligo-Miocène Kabyle recouvre en discordance le socle kabyle dont les variations d'épaisseur et la grande répartition des faciès montrent que cette formation s'est déposée sur des reliefs érodés (Bouillin et Raoult, 1971). Il s'agit d'une couverture conglomératique et grés-micacée d'âge Oligocène terminale et Aquitanien inférieur et elle montre un passage continu de bas en haut entre les grès micacés et des « pseudo-phthanites » qui sont bien développés dans le secteur d'Oued Zhour (Bouillin et Raoult, 1971).

Cette couverture est surmontée aussi par des formations argileuses écailleuses considérées comme « olistostromes » qui sont liées au charriage de nappes sur les zones kabyles (Bouillin et al, 1973).

4) La série Numidienne

Elle occupe la position géométrique la plus haute et elle est considérée comme l'élément allochtone supérieur (Bouillin et Raoult, 1971). En Kabylie de Collo, elle comporte des grès numidiens à dragées de quartz, des argiles sous numidiennes (à la base) varicolores à Tubotomaculum. Cette série est considérée comme couverture néo-autochtone des flyschs allochtones mauritaniens et massyliens (Bouillin et Raoult, 1971) mise en place pendant l'Aquitaniens.

5) Les formations Post-nappes

Elles comportent des formations discordantes sur le socle kabyle, datées à leur base du Burdigalien. Elles sont constituées de deux formations : une formation marneuse à la base, localisé au Nord-Ouest du bassin d'El Milia, et une autre gréseuse au sommet, transgressive sur la première, localisé dans le bassin de Collo (Bouillin, 1979 ; *in* Satouh, 2017).

I.2.1.3 Les formations magmatiques

La Petite Kabylie montre une diversité importante des roches magmatiques du plutoniques aux volcaniques et de l'ultrabasiques jusqu'à felsiques. Dans la Kabylie de Collo, les granitoïdes du Miocène sont beaucoup plus développés par rapport aux roches basiques et ultrabasiques.

1) Le complexe magmatique miocène

La Kabylie de Collo contient la plus grande quantité des roches magmatiques du Miocène (environ 350 km² et environ 800-1000 km³) dans toute la ceinture des Maghrébides (Abbassene et al, 2016 ; Chazot et al, 2017). Cette grande quantité des roches magmatiques est l'une des

caractéristiques géologiques les plus remarquables de cette région (Abbassene et al, 2016). Roubault (1934) a subdivisé ces roches en granites de Nord (Cap Bougaroun) et granites de Sud (Beni Toufout). Il s'agit d'un complexe volcano-plutonique constitué principalement par des roches plutoniques et volcaniques calco-alcalines riches en K (et moyennement riche en K) (Chazot et al, 2017).

Ces roches sont principalement : (1) des granites à cordiérite (Bougaroun et Beni Toufout), (2) des gabbros (au Nord et Sud du pluton de Bougaroun), (3) des microgranodiorites et des microdiorites (dans la partie orientale du pluton de Bougaroun), (4) quelques laves rhyolitiques (Chazot et al, 2017).

Le complexe magmatique de Bougaroun d'environ 200 km², principalement composé de granites peralumineux à cordiérite et de granodiorites, constitue le plus vaste massif plutonique tertiaire d'Afrique du Nord (Chazot et al, 2017). Ce complexe a une forme approximativement elliptique, avec un axe principal de tendance ENE-WSW (Abbassene et al, 2016). Il intrude, dans sa partie orientale, des péridotites serpentinisées et du gneiss kinzigitique du socle de Bougaroun (Chazot et al, 2017). Les granites à cordiérite et les granodiorites de Bougaroun sont généralement peralumineuses et présentent une forte empreinte crustale tandis que les roches mafiques associées (gabbros) ont préservés la signature géochimique de leur source mantellique (Abbassene et al, 2016) et ils ne portent pas l'empreinte géochimique et isotopique de subduction (Abbassene, 2016).

Les granites de Bougaroun ont été mis en place à 17 Ma (Burdigalien supérieur) dont leur âge est le plus ancien identifié à ce jour pour les roches calco-alcalines riches en K dans toute la ceinture magmatique située le long de la côte méditerranéenne du Maghreb (Abbassene et al, 2016) et dont cet âge marque le début de l'activité magmatique post-collisionnelle à affinité calco-alcaline riche en K₂O (Abbassene, 2016). Cette phase a permis la mise en place de plus

large volume de magmas intermédiaires et felsiques représenté non seulement par le pluton de Bougaroun mais aussi par les plutons d'El Milia et de Beni Toufout (Abbassene et al, 2016).

Le pluton de Bougaroun intruse les unités de la croûte inférieure kabyle exhumées (gneiss kinzigitiques) et des tranches de manteau (péridotites serpentinisées) ainsi que des nappes de flysch mises en place à environ 17,6 Ma (Abbassene et al, 2016) ceci indique que la marge kabyle était déjà formée, dans un contexte post-collisionnel, à 17 Ma.

Des gabbros à caractère océanique, associés à ces granites, ont été datés d'Oligocène supérieur (27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ± 3.2 Ma) ainsi que des granites fins et des microgranodiorites ont données des âges de 15.09 ± 0.43 Ma pour les granites fins et 13.59 ± 0.33 et 14.17 ± 0.35 Ma pour les microgranodiorites (Abbassene, 2016).

Le plus jeune événement magmatique actuellement identifié en Kabylie de Collo est marqué par les âges de deux filons : un filon mafique de 10.90 ± 0.88 Ma et un autre felsique de 10.86 ± 0.26 Ma (Abbassene, 2016).

Le complexe plutonique Beni Toufout-El Milia, d'environ 130 km², correspond au pluton de Beni Toufout, constitué de granodiorites à tourmaline-cordiérite-biotite peralumineuses et monzogranites, et une série de petites intrusions microgranitiques de même composition minéralogique, dont elles sont regroupées sous le nom de microgranites d'El Milia (Fourcade et al, 2001). Contrairement au complexe de Cap Bougaroun, les roches métallumineuses ne se trouvent que sous la forme d'enclaves granodioritiques microgrenues (Fourcade et al, 2001).

Selon Benali (2007), ces roches sont acides, alumineuses et plus potassiques que sodiques et calciques, dont elles sont représentées par des granodiorites (dacites) calco-alkalines et peralumineuses. Il s'agit des roches mésocrates riches en quartz qui montrent une similitude géochimique et minéralogique avec les roches de Cap Bougaroun (Roubault, 1934 ; Benali, 2007). Des granites de Beni Toufout ont été daté de 17.5 ± 0.2 Ma (Mitchell et al, 1988).

2) Les roches ultramafiques de Collo

Dans la Petite Kabylie, les roches ultrabasiques sont moins abondantes par rapport aux autres roches magmatiques (intermédiaires et acides) et sédimentaires. Les roches ultrabasiques de la région de Collo représentent le plus vaste affleurement de ces roches avec une superficie de 20 km² (Misseri, 1987). Ces roches ultrabasiques et basiques affleurent au Cap Bougaroun et au golf de Yaddene, elle faisait objet de plusieurs études (Ex : Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Leblanc et Temagoult, 1989 ; Laouar et al, 2016 ; Satouh, 2017). A ces roches se rattachent des minéralisations de chromite et font également l'objet de ce présent travail, elles seront par conséquent détaillées dans le chapitre II et III.

I.2.2 Tectonique de la petite Kabylie

La structuration actuelle de la petite Kabylie est le résultat de deux déformations superposées (Mahdjoub et Merle, 1990) :

- La première déformation consiste à une déformation interne qui fait partie de la phase majeure de l'Eocène supérieur où cet âge est confirmé par leur absence au niveau des formations de l'Oligo-Miocène. Cette déformation est caractérisée par des mouvements tangentiels à vergence Sud responsables aux charriages des nappes tels que la mise en place de la nappe du socle kabyle au-dessus des unités de flyschs. Elle s'agit donc d'un métamorphisme régional lié à un épaissement crustal au lieu de chaîne de collision. Cette disposition est prouvée par la présence du socle en dessus des flyschs aux niveaux de quelques fenêtres tels que celles de Beni Toufout et de Moul Ed Demamène.
- La deuxième déformation, peu ductile, d'âge Miocène inférieur, affecte tous les formations de la petite Kabylie qui inclut l'OMK et le grès numidien dont elle s'agit d'une compression N-S associés par des décrochements dextres et senestres (Mahdjoub et merle, 1990).

CHAPITRE II

PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO

II. PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO

II.1. Introduction

Les roches ultramafiques de Collo affleurent dans la partie Est de Bougaroun (Fig. II. 1), au Nord de la ville de Collo, essentiellement dans les régions de Beni Said et d'Oued Tamanart où elles sont associées à des roches métamorphiques représentées par des gneiss à cordiérite (Laouar et al, 2016 ; Satouh, 2017). Ces roches occupent une superficie d'environ 12 km² (Satouh, 2017). Ce chapitre est dédié pour l'étude pétrographique des roches ultrabasiques et de leur encaissant métamorphique.

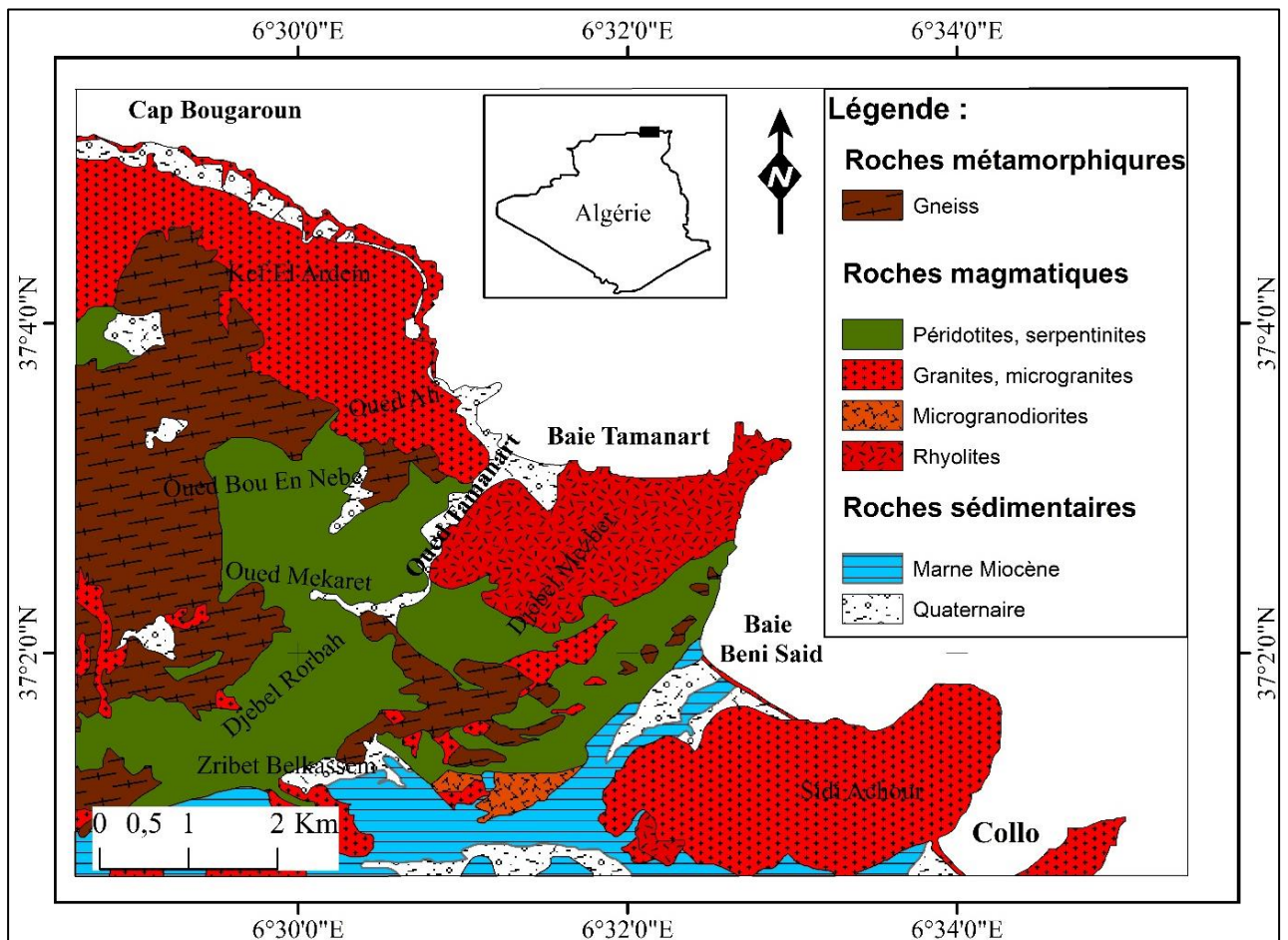


Fig. II. 1 : Carte géologique de la région de Collo et du Cap Bougaroun (d'après Bouillin, 1977 ; in Satouh, 2017).

II.2. Observations de terrain et échantillonnage

Une campagne d'échantillonnage des roches ultrabasiques et de leur encaissant métamorphique a été faite dans la zone d'étude lors d'une sortie de terrain afin de déterminer les différents faciès existant dans la région. Les échantillons ont été prélevés de telle sorte de recouvrir tous les faciès. La position des échantillons sélectionnés est montrée sur la photo satellitaire (Fig. II. 2).

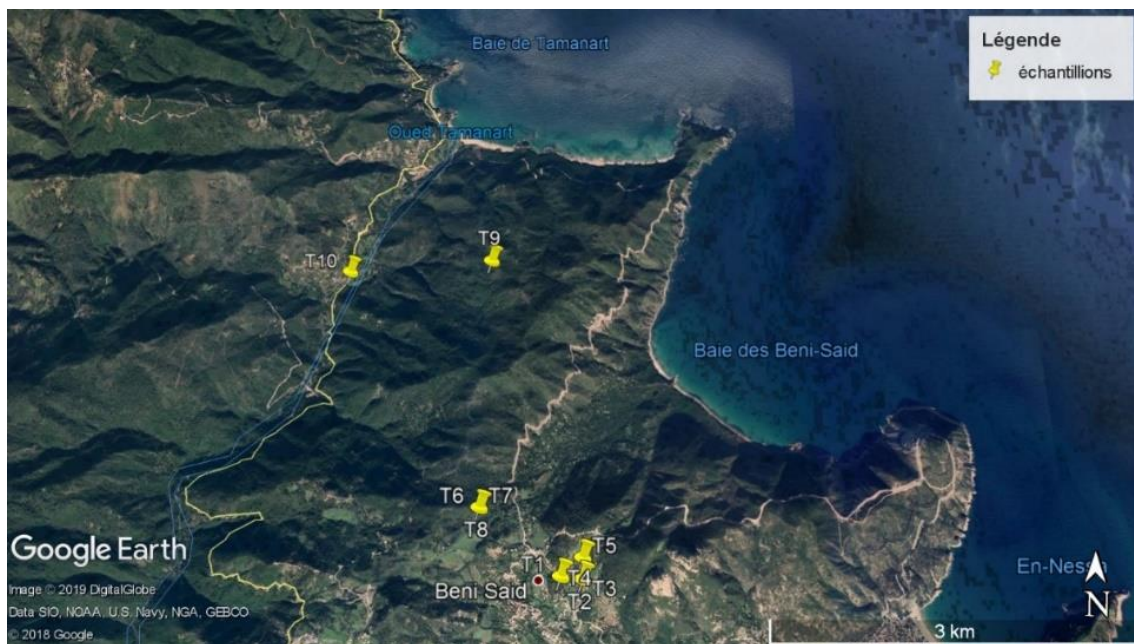


Fig. II. 2 : Photo satellitaire montrant la position des échantillons (Google Earth, 2019).

Le contact entre les roches métamorphiques du socle de Bougaroun et les roches ultrabasiques est un contact tectonique (contact anormal), net et subvertical (Fig. II. 3) marqué par la différence de couleur entre les deux lithologies différentes. Ce contact subvertical et l'absence des traces du métamorphisme au niveau des roches ultrabasiques montrent que ces dernières sont mises en place tectoniquement, à l'état solide et après le métamorphisme de leur encaissant.



Fig. II. 3: Photographie montrant le contact entre roches métamorphiques du socle de Bougaroun et les roches ultrabasiques de Beni Saïd.

Dans la région de Bou Moussa les roches ultrabasiques surmontent parfois les roches métamorphiques de socle (Fig. II. 4). Cette disposition est parfois renversée où les péridotites sont surmontées par les roches métamorphiques du socle (gneiss). La différence de disposition des roches ultramafiques par rapport aux roches métamorphiques encaissantes (intrusion,

chevauchement...) montre que cette région a subi une tectonique compressive intense (rapprochement des plaques africaine et eurasiatique).



Fig. II. 4: Photographie montrant le chevauchement des roches ultrabasiques sur les roches du socle au niveau de la région de Bou Moussa.

Les péridotites de Beni Said ont un aspect massif et elles sont intrudées le socle kabyle ; elles sont donc postérieures à ce dernier. Il s'agit des roches mélanocrates, sombres à bleuâtres, à texture grenue. Ces roches montrent parfois des variations de couleur, liés à l'intensité d'altération, dont les roches les plus sombres sont plus fraîches (Fig. II. 5 A, B) et les plus claires sont plus altérées (Fig. II. 5 C, D).

Dans la région de Tamanart, les roches ultrabasiques ont aussi un aspect massif mais elles sont plus claires par rapport aux roches affleurant au niveau de Beni Said (Fig. II. 5 E), elles sont donc plus altérées. Ces roches présentent parfois des couleurs plus au moins verdâtres (Fig. II. 5 F) et montrent des lits de chromites sombres de taille millimétrique.

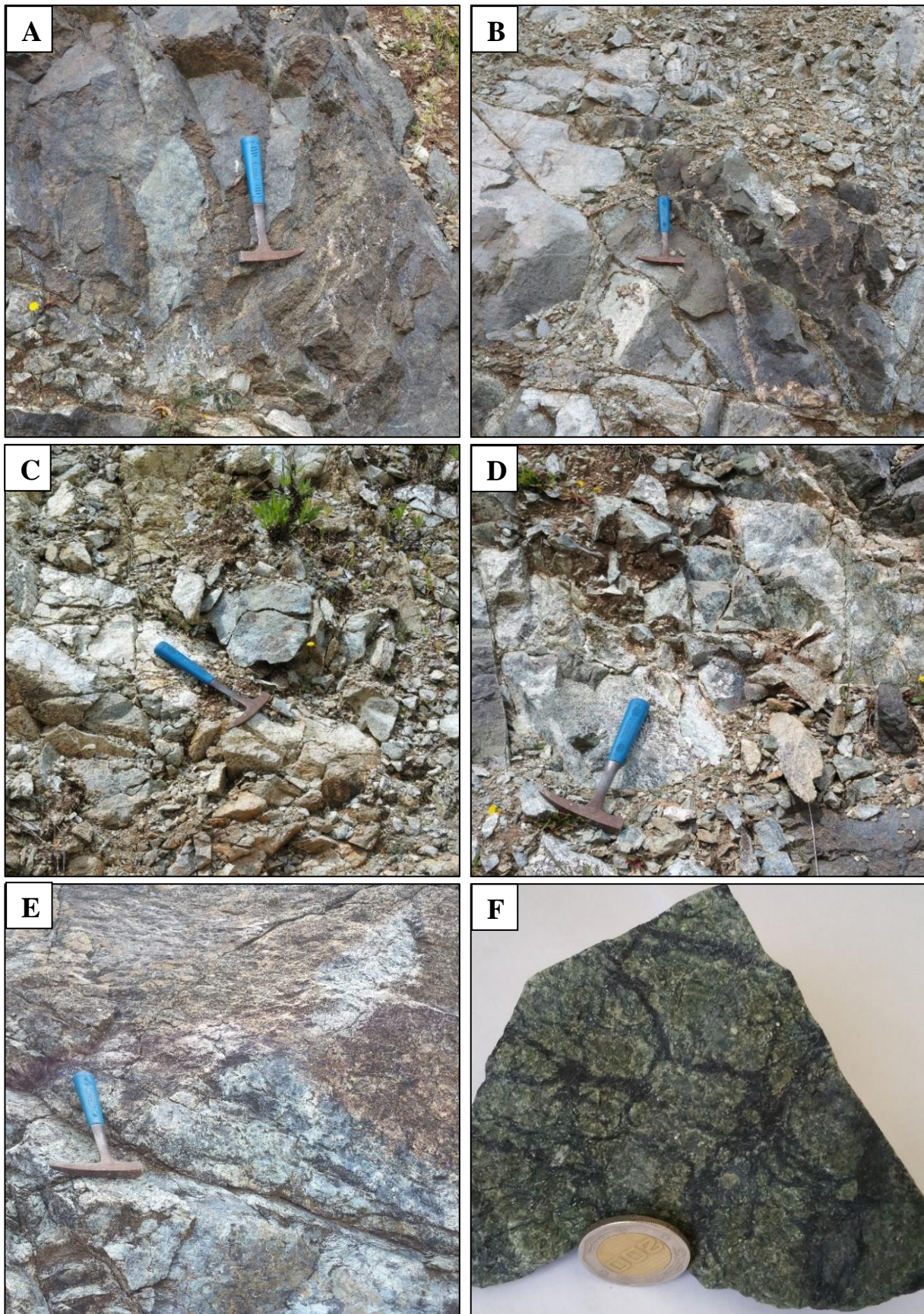


Fig. II. 5: Photographie montrant les différents aspects des péridotites de Beni Said et de de Tamanart. **A, B** : Péridotites plus au moins fraîches de Beni Said ; **C, D** : Péridotites altérées de Beni Said ; **E** : Péridotite claire de Tamanart ; **F** : Péridotite verdâtre de Tamanart.

*Les minéralisations chromifères des roches ultrabasiques de la région de Collo (NE Algérie) :
Pétrographie et gîtologie.*

II.3. Pétrographie des roches ultramafiques de Collo et de leur encaissant

Les échantillons récoltés sont représentatifs des différents faciès observés à l’affleurement. Ces échantillons ont fait l’objet d’une étude pétrographique à l’aide d’un microscope polarisant à lumière transmise.

La confection des lames minces a été effectuée à l’atelier du Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji Mokhtar Annaba.

L’étude microscopique des roches ultrabasiques de la région de Collo et de leur encaissant montre que ces roches sont représentées essentiellement par des lherzolites, des harzburgites et des serpentinites. L’encaissant des roches ultrabasiques est représenté par des gneiss. Les roches ultrabasiques sont fortement altérées (partiellement ou totalement serpentinisées) et montrent la composition minéralogique suivante : olivines (serpentes), orthopyroxènes, clinopyroxènes et spinelles. Les olivines se transforment souvent en serpentes suite à des processus d’altération (serpentinisation). Les serpentes se présentent généralement en texture maillée.

1. Gneiss

Les gneiss du socle de Bougaroun représentent l’encaissant métamorphique des roches ultrabasiques de Collo où ils sont en contact visible avec ces dernières. Il s’agit des gneiss fins de couleur grisâtre (Fig. II. 6 A). Ces gneiss ont une texture granolépidoblastique et ils sont composés essentiellement de quartz (50 %), feldspaths (20 %) et des micas (biotites et muscovites) (30 %).

➤ *Quartz SiO_2*

Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes à parfois subautomorphes de taille millimétrique reconnu par son extinction roulante. Les cristaux de quartz montrent parfois des inclusions de la biotite (Fig. II. 6 B) et de la muscovite. Le quartz représente (50%) de la roche.

➤ *Feldspaths K* $K[Si_3AlO_6]$

Le feldspath (20 %) des gneiss du socle de Bougaroun sont potassiques (orthoses). L'orthose se présente sous forme de cristaux subautomorphes tabulaires allongés, de taille millimétrique avec un macle Carlsbad caractéristique (Fig. II. 6 D). Ces cristaux montrent parfois des inclusions de la biotite (Fig. II. 6 C) et ils sont parfois myrmékitiques (Fig. II. 6 D).

➤ *Micas*

Micas noires (biotite) $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}(OH, F)_2]$

La biotite (20 %) se présente sous forme de cristaux lamellaires automorphes et subautomorphes millimétrique. Les cristaux de biotite se transforment généralement en muscovite (Fig. II. 6 E).

Micas blancs (muscovite) $KAl_2[Si_3AlO_{10}(OH, F)_2]$

La muscovite (10 %) se présente sous forme de cristaux lamellaires subautomorphes à xénomorphes, de taille millimétrique (Fig. II. 6 F). Ces cristaux sont caractérisés par des teintes de biréfringence vives (3^{ème} ordre). La muscovite provient généralement de l'altération de la biotite.

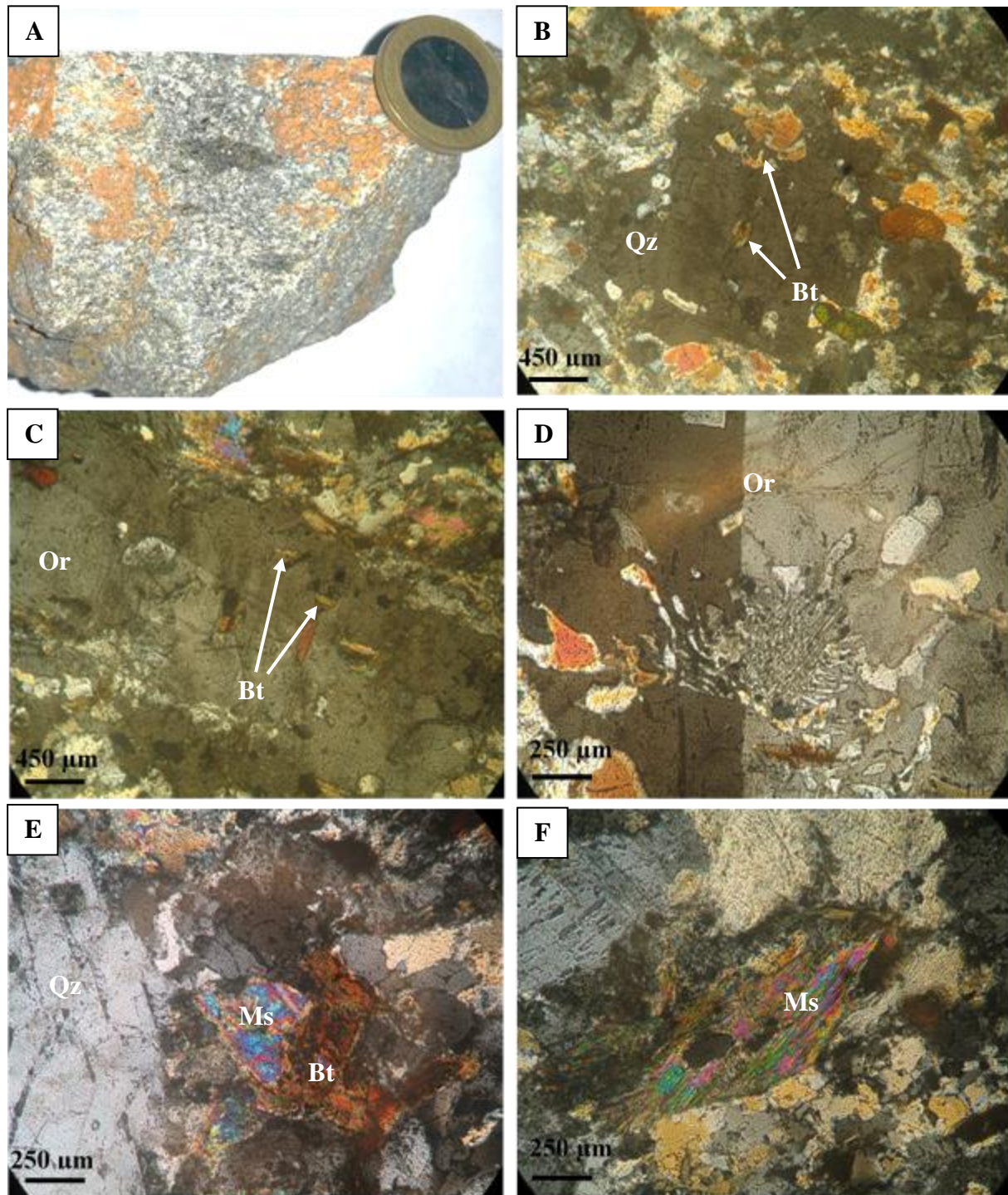


Fig. II. 6 : Les différents aspects de gneiss de la région de Beni Said et des minéraux constitutifs ; **A :** Echantillon de gneiss ; **B :** Quartz avec des inclusions de la biotite (LPA : Lumière Polarisée Analyisée) ; **C :** Orthose avec des inclusions de la biotite (LPA) ; **D :** Orthose myrmékitique (LPA) ; **E :** Biotite en train de transformer en muscovite (LPA) ; **F :** Muscovite (LPA). Qtz : Quartz ; Bt : Biotite ; Or : Orthose ; Ms : Muscovite.

2. Les péridotites

L'examen microscopique de 6 échantillons de péridotites de la région de Collo ainsi que l'estimation des pourcentages modales des minéraux constitutifs (notamment olivine, clinopyroxène et orthopyroxène) et la projection de ces pourcentages dans le diagramme ternaire Ol-Cpx-Opx montrent que ces péridotites sont essentiellement des lherzolites et des harzburgites (Fig. II. 7).

Tableau 1 : Pourcentages modales des minéraux (Ol-Cpx-Opx) et typologie des péridotites de Collo.

Code de la roche	% d'olivine	% de clinopyroxène	% d'orthopyroxène	Type de la roche
T1	66,66	13,33	20	lherzolite
T4	83,33	5	11,66	lherzolite
T7	79,36	4,76	15,87	harzburgite
T8	75,47	5,66	18,86	lherzolite
T9	77,92	12,98	9,09	lherzolite
T10	85,71	4,28	10	harzburgite

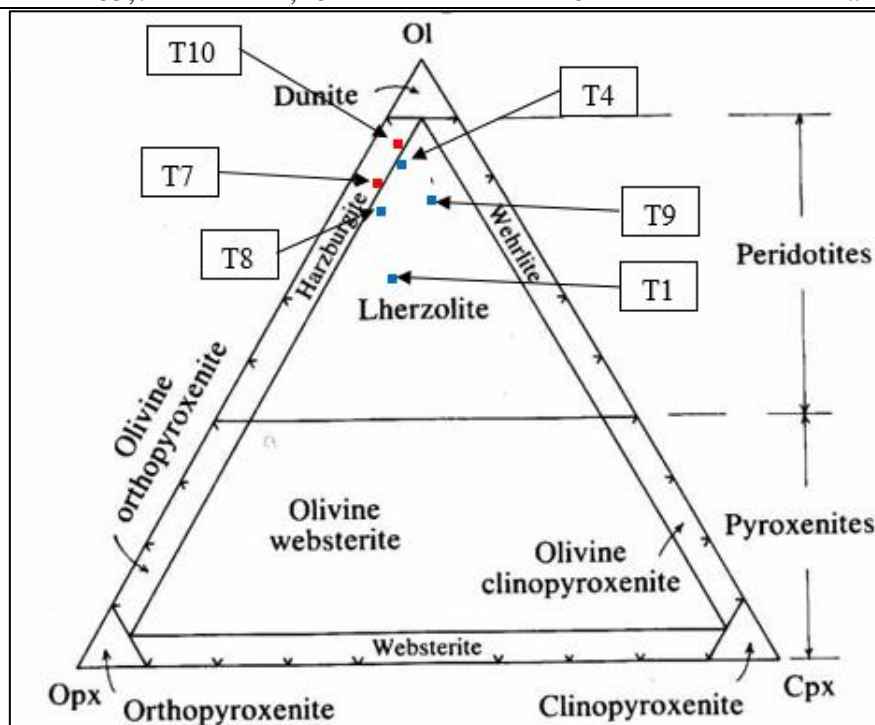


Fig. II. 7 : Projection des échantillons de péridotite de Collo dans le diagramme ternaire Ol-Cpx-Opx.

2.1. Lherzolites

Les lherzolites de la région de Collo sont des roches massives, mélanocrates (Fig. II. 8 A), à texture grenue et montrent la composition minéralogique suivante : olivines (40 à 60 %), clinopyroxènes (3 à 10 %), orthopyroxènes (7 à 15 %), serpentine (10 à 35 %) et minéraux opaques (5 à 15 %).

➤ Olivines (**Fe, Mg**)₂[**SiO₄**]

Les olivines sont presque totalement altérées. Ils se présentent essentiellement sous forme de reliques entourés par la serpentine formant une texture maillée. L'olivine représente environ 40 à 60 % de la roche. D'après Satouh (2017), ces olivines sont fortement magnésiennes et elles correspondent à des forstérites.

➤ Orthopyroxènes (**Mg, Fe**)₂**Si₂O₆**

Les orthopyroxènes se présentent sous forme de cristaux subautomorphes prismatiques trapues, de taille millimétrique, à clivage net et continu. Ces cristaux montrent parfois des inclusions de cristaux de minéraux opaques. Les orthopyroxènes représentent environ 7 à 15 % de la roche. Les orthopyroxènes sont reconnus par leur biréfringence faible. Les orthopyroxènes des roches ultrabasiques de Collo sont des enstatites (Satouh, 2017).

➤ Clinopyroxènes **Ca (Fe, Mg, Al) [(Si, Al)₂O₆]**

Les clinopyroxènes se présentent sous forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes de taille millimétrique. Ces cristaux montrent parfois des craquelures et des inclusions de cristaux de minéraux opaques (Fig. II. 8 B, C). Les clinopyroxènes représentent environ 3 à 10 % de la roche. Ces clinopyroxènes sont des diopsides (Satouh, 2017).

➤ Serpentes ($(\text{Mg, Fe, Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)

La serpentine se présente sous forme de lamelles de taille millimétrique souvent en texture maillée (Fig. II. 8 B) caractéristique des antigorites. La serpentine représente 10 à 35 % de la roche.

➤ Minéraux opaques

Représentent 5 à 15 % de la roche. Les minéraux opaques se présente sous forme de cristaux automorphes, subautomorphes et xénomorphes, dispersés, de taille micrométrique à millimétrique. Ces cristaux sont parfois craquelés (Fig. II. 8 D) ou inclus dans les cristaux de pyroxènes. Ils se présentent aussi sous forme de cristaux interstitiels en remplissage des micro-fractures de la roche. Les lherzolites sont plus minéralisées par rapport aux harzburgites.

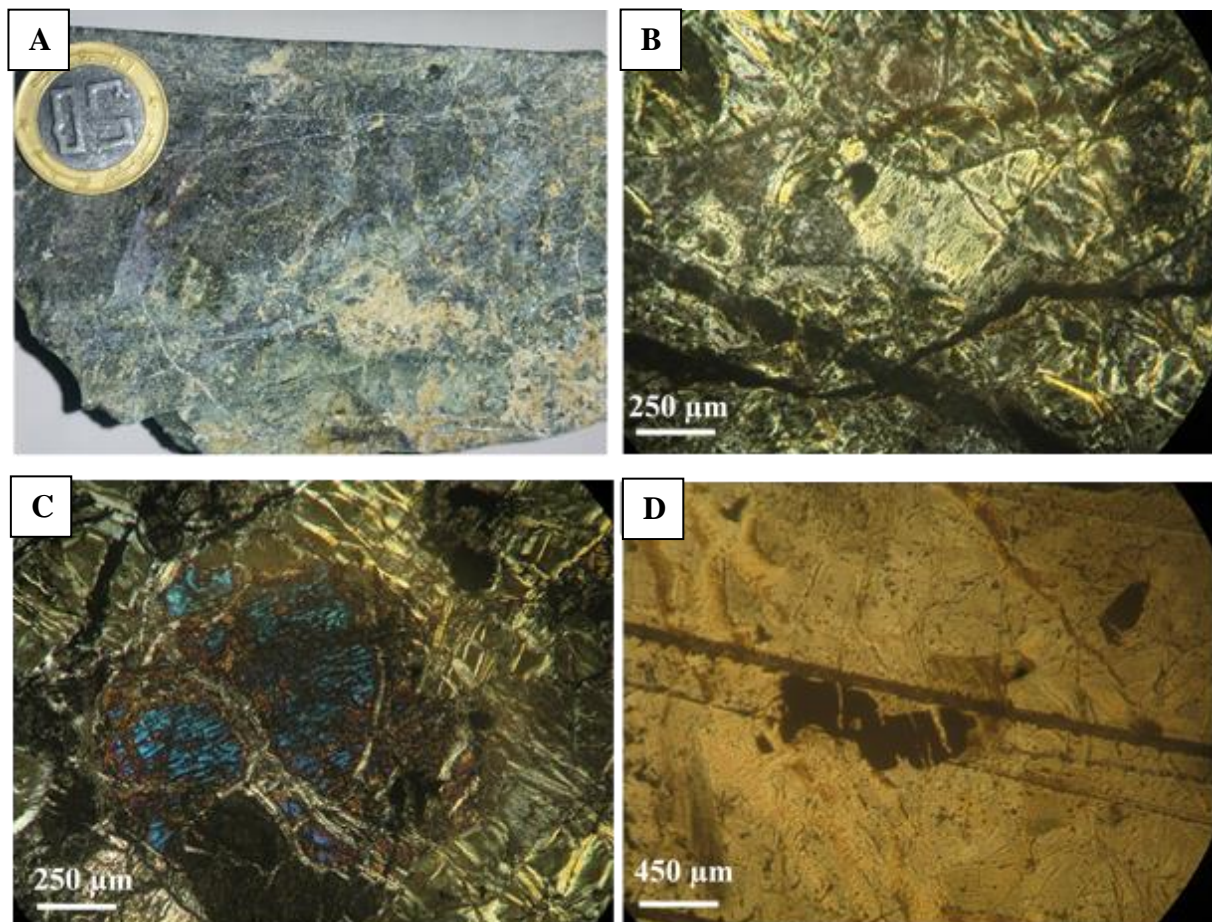


Fig. II. 8 : Aspects de lherzolite de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :**

Echantillon de lherzolite ; **B, C** : Clinopyroxènes (LPA) ; **C** : Minéral opaque (LPnA). Cpx : clinopyroxène ; Op : opaques.

2.2. Harzburgites

Les harzburgites de la région de Collo sont de couleur verdâtre à sombre, à texture grenue et montrent parfois des lits millimétriques de chromite (Fig. II. 9 A). Elles sont composées d'olivines (40 à 60 %), de clinopyroxènes (3 %), d'orthopyroxènes (7 à 10 %), serpentine (20 à 30 %) et minéraux opaques (10 %).

➤ Olivines (**Fe, Mg**)₂[**SiO₄**]

Les olivines se présentent sous forme de reliques globuleuses (Fig. II. 9 B), de taille millimétrique, parfois craquelés où ces craquelures sont remplies par la serpentine. Les cristaux d'olivine montrent parfois des inclusions de chromite et ils sont souvent transformés en serpentine. L'olivine représente environ 40 à 60 % de la roche.

➤ Orthopyroxènes (**Mg, Fe**)₂**Si₂O₆**

Les orthopyroxènes constituent 7 à 10 % de la roche et se présentent sous forme de cristaux subautomorphes trapues de taille millimétrique (jusqu'à plus de 2 mm), à clivage net (1 seul clivage). Ces orthopyroxènes sont parfois craquelés dont les craquelures sont remplies par la serpentine et montrent des inclusions de cristaux de minéraux opaques (Fig. II. 9 B).

➤ Clinopyroxènes **Ca (Fe, Mg, Al) [(Si, Al)₂O₆]**

Les clinopyroxènes se présentent sous forme de cristaux subautomorphes, xénomorphes de taille millimétrique, à clivage net, parfois déformés ou craquelés. Ces cristaux montrent parfois des inclusions des minéraux opaques et une zonation vers la périphérie des cristaux. Ils représentent 3 % de la roche.

➤ Minéraux opaques

Les minéraux opaques se présentent soit sous forme de cristaux automorphes, subautomorphes et xénomorphes (Fig. II. 9 D) dispersés dans la roches, de taille micrométrique à millimétrique parfois craquelés et parfois inclus dans les cristaux de l'orthopyroxène soit sous forme de cristaux interstitiels allongés en remplissage des microfissures des roches. La chromite constitue 10 % de la roche. Les harzburgites sont moins minéralisées par rapport aux lherzolites.

➤ Serpentes (**Mg, Fe, Ni**)₃Si₂O₅(OH)₄

La serpentine se présente soit en agrégat de plages lamelleuses (antigorite) millimétriques, incolores à verdâtres (riche en fer), en texture maillée soit sous forme de cristaux fibreux allongés (chrysotile). La serpentine représente 20 à 30 % de la roche.

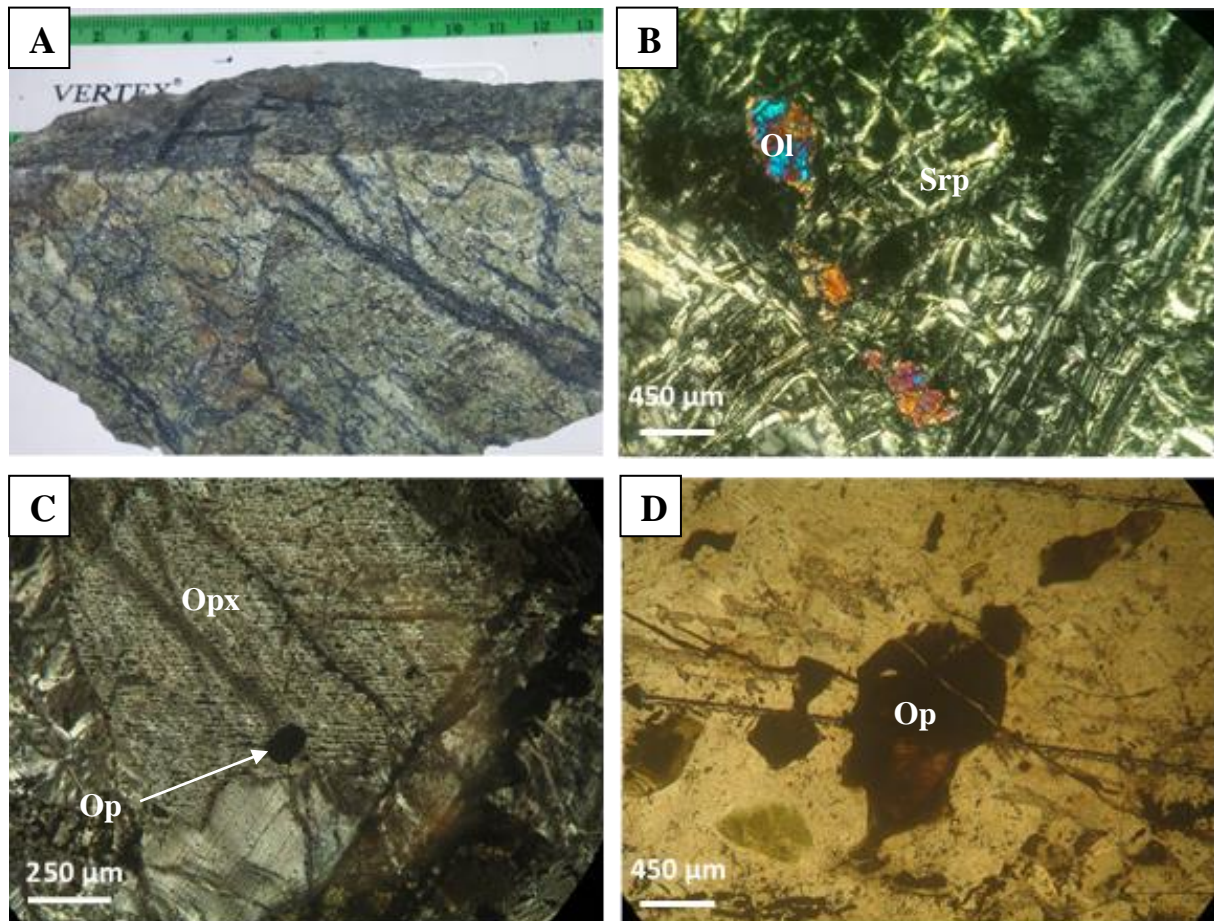


Fig. II. 9 : Les différents aspects d'harzburgites de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :** Echantillon d'harzburgite ; **B :** Relique d'olivine (LPA) ; **C :** Orthopyroxène (LPA) ; **D :** Minéral opaque (LPnA). Ol : olivine ; Opx : orthopyroxène ; Srp : serpentine ; Op : opaques.

3. Serpentinites

Les serpentinites de la région de Collo (Fig. II. 10 A) sont caractérisées par une texture franchement grenue et un aspect soyeux. Elles sont composées essentiellement par la serpentine, des reliques d'orthopyroxènes, de clinopyroxènes et d'olivine et les minéraux opaques.

➤ *Serpentines* **(Mg, Fe, Ni)₃Si₂O₅(OH)₄**

Les serpentines sont le résultat d'altération des olivines. Ils représentent le minéral le plus abondant des serpentinites et se présentent souvent en agrégat de plages lamelleuses (antigorite) millimétriques généralement en texture maillée caractéristique (Fig. II. 10 B, C). Ces minéraux se présentent rarement sous forme de cristaux fibreux allongés (chrysotiles) (Fig. II. 10 D).

➤ *Orthopyroxènes* **(Mg, Fe)₂Si₂O₆**

Les orthopyroxènes se présentent sous forme de cristaux subautomorphes trapues de taille millimétrique. Ces orthopyroxènes sont parfois craquelés dont les craquelures sont remplies par la serpentine.

➤ *Clinopyroxènes* **Ca (Fe, Mg, Al) [(Si, Al)₂O₆]**

Les clinopyroxènes se présentent sous forme de cristaux subautomorphes de taille millimétrique. Ces cristaux sont parfois déformés et montrent des inclusions des cristaux de minéraux opaques.

➤ *Minéraux opaques*

Les minéraux opaques se présente soit sous forme de cristaux automorphes, subautomorphes et xénomorphes de taille millimétrique (Fig. II. 10 E), soit sous forme de cristaux interstitiels allongés en remplissage des microfissures de la roche (Fig. II. 10 F). Ces minéraux constituent environ 7 à 10 % de la roche.

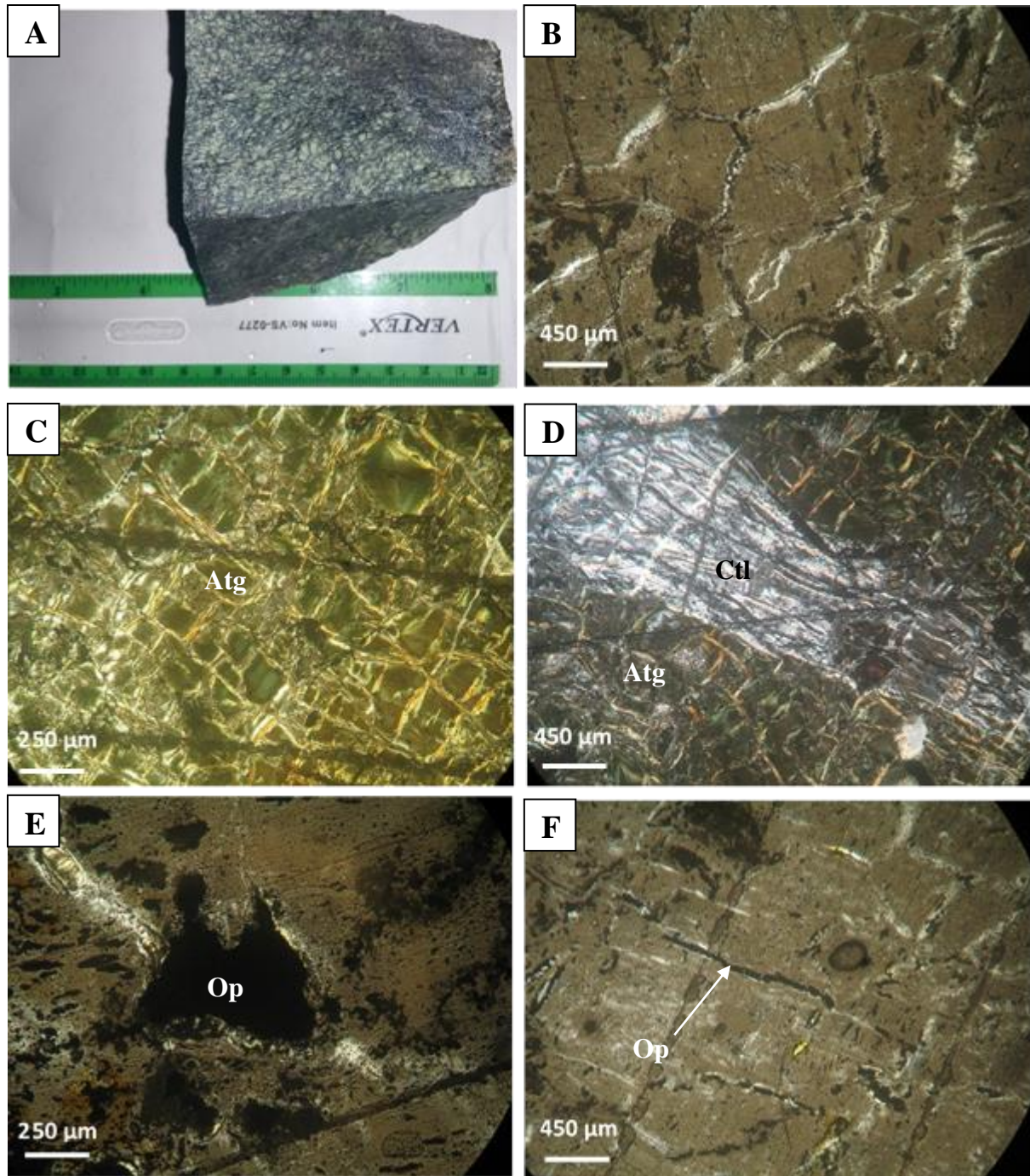


Fig. II. 10 : Les différents aspects de serpentinites de la région de Collo et des minéraux constitutifs. **A :** Echantillon de serpentinite ; **B ; C :** Serpentine en texture maillée (LPA) ; **D :** Chrysotile fibreuse (LPA) ; **E ; F :** Minéraux opaques (LPA). Atg : antigorite ; Ctl : chrysotile ; op : opaques.

Selon Evans (2013), la serpentinisation en lizardite se produit entre 50 et 300 °C tandis que la serpentinisation en antigorite se produit entre 400 et 600 °C.

En dessous de 320 ° C, la lizardite et le chrysotile sont les seules espèces de serpentines stables.

Au-dessus de 390 ° C et 12 Kbar, la lizardite est absente et l'antigorite est la seule espèce de serpentine stable (Schwartz et al, 2012).

Dans les péridotites de Collo, fortement serpentinisées, l'antigorite est la serpentine la plus répandue par rapport au lizardite et chrysotile ce qui permet de proposer que la serpentinisation de ces roches se fait à des températures de l'ordre de 400 à 600 °C.

Les résultats obtenus de cette étude pétrographique sont conformes aux travaux antérieurs sur ces roches (Ex : Bouillin, 1977 ; Leblanc et Temagout, 1989 ; Satouh, 2007 ; Satouh, 2017).

II.4. Comparaison entre les roches ultrabasiques serpentinisées de la région de Texenna et de la région de Collo

La présente étude ainsi que la consultation de quelques études sur les roches basiques et ultrabasiques de Texenna (Boukaoud et al, 2018 ; Bounekta et Khebbat, 2017) et de Collo (Satouh, 2017) ont permis de faire une comparaison entre les roches des deux localités. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans le tableau 2.

Tableau 2 : comparaison entre les roches ultrabasiques de Collo et de Texenna.

Caractéristiques	R.U.B de Collo	R.B/U. B de Texenna
Lithologie	Péridotites (lherzolite et harzburgites) et serpentinites	Serpentinites associées aux dolérites, microgabbros, basaltes porphyriques et basaltes en coussin.

Composition minéralogique	Olivines ,orthopyroxènes , clinopyroxènes et serpentes	Serpentine, bastite, épidote, chlorite, actinote, albite, calcite et quartz
Emplacement	Intrudées dans des gneiss du socle de Bougaroun	Intercalées dans des sédiments du fond marin (calcschistes et radiolarites) et chevauchées par le socle granulitique de Texenna
Affinité	Affinité au MORB	Caractère océanique similaire à des basaltes océaniques (E-MORB et N- MORB)
Contexte géologique	Contexte orogénique dans la zone supra-subduction	Dorsale médio-océanique
Type	Péridotites de type alpin	Cortège ophiolitique
Altération	Serpentinisation à des T de l'ordre de 400 à 600° C	Serpentinisation à des T de l'ordre de 350 à 400°C et une pression de 2,5 à 3kb

II.5. Conclusion

Les roches ultrabasiques de la région de Collo affleurent au sein des roches du socle de Bougaroun. Ce dernier est composé essentiellement par des gneiss. Ces gneiss sont composés de quartz, de feldspath potassique et de micas (biotites et muscovites) dont la muscovite est généralement issue de l'altération la biotite. Les gneiss du socle de Bougaroun encaissent les roches ultrabasiques dont le contact entre les deux est un contact tectonique subvertical. Ce

dernier confirme la mise en place tectonique des roches ultrabasiques au sein des gneiss ce qui correspond à une exhumation à l'état solide.

Les roches ultrabasiques de Collo ont un aspect massif. Il s'agit des roches mélanocrates (sombres à bleuâtres) à verdâtres (à cause de l'altération) à texture grenue.

L'examen microscopique des roches ultrabasiques de Collo montre que ces dernières sont fortement serpentinisées (partiellement à totalement serpentinisées) dont on peut les subdiviser en deux groupes : péridotites et serpentinites. Les péridotites sont représentées par des lherzolites et des harzburgites. Ces dernières sont composées d'olivines, orthopyroxènes, clinopyroxènes, serpentines et des minéraux opaques. Les roches fortement serpentinisées sont complètement transformées en serpentinites. Ces serpentinites sont composées essentiellement par la serpentine (notamment l'antigorite) qui se présente en texture maillée caractéristique. La chrysotile est plus rare dans ces serpentinites. Les lherzolites représentent le facies le plus répandue et le plus minéralisé. La serpentinitisation des roches ultrabasiques de Collo se fait à des températures de l'ordre de 400 à 600 ° C.

CHAPITRE III

GITOLOGIE DES CHROMITES DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO

III. GITOLOGIE DES CHROMITES DES ROCHES ULTRABASIQUES DE COLLO**III.1. Aperçu sur les minéralisations de la petite Kabylie de Collo**

La Petite Kabylie de Collo, vu l'abondance et la diversité des roches magmatiques, renferme plusieurs indices et/ou gisements minérales tantôt en liaison directe à ces roches endogènes (gisements encaissés dans les roches magmatiques : Cr, EGP...) tantôt indirectement formés par les fluides hydrothermaux d'origine magmatiques (Fe, Or...).

Les principaux gisements ou indices minérales de la Kabylie de Collo sont ceux de Bir Beni Salah, Kherch, Boudoukha, Ain Sedma et les minéralisations chromifères de Beni Said et Tamanart.

L'indice de Bir Beni Salah (Bourahla, 2011 ; Bourahla et Afalfiz, 2013, 2015)

L'indice minéralisé de Bir Béni Salah, d'une surface de 25 km², est situé à 17 Km au Sud de la ville de Collo et il appartient au bassin de Tamalous. Cet indice affleure au sein des roches métamorphiques du socle dont il est encaissé dans des micaschistes et des gneiss. Il s'agit d'une minéralisation hydrothermale mercurielle filonienne, d'âge Miocène, qui montre une association minérale complexe représentée par : la galène, la sphalérite, la chalcopryrite, la pyrite, le cuivre gris et le cinabre avec des minéraux supergènes et une gangue quartzo-barytique.

Cette minéralisation est en relation directe avec l'activité tardi-magmatique, développée suite à la mise en place du pluton granitique de Beni-Toufout.

Le district de Boudoukha (Bourahla, 2011 ; Bourahla et Afalfiz, 2013, 2015)

Le district minéralisé de Boudoukha est situé dans la partie Sud de la Petite Kabylie centrale et plus exactement dans la région de Beni-Toufout. Il s'agit d'une minéralisation hydrothermale épigénétique, d'âge Miocène, liée au socle kabyle dont les roches encaissantes sont

essentiellement cristallophylliennes (schistes, gneiss et granites miocènes). Cette minéralisation présente deux types de morphologies : filons et zones de broyage et une association minérale un peu similaire à celle de Bir Béni Salah (sphalérite, chalcopryrite, galène, hématite, pyrite...).

Filon de Kherch (Bourahla, 2011)

Le filon de Kherch appartient au champ minier de Bir Beni Salah. Il est encaissé dans des roches métamorphiques, très fissurées, du socle kabyle. Ce filon est constitué de quartz et barytine et minéralisé en cinabre (mercure) dans sa partie supérieure tandis que sa partie profonde est constituée de sphalérite, chalcopryrite, galène, pyrite.

La mine de Ain Sedma (Satouh, 2007)

La mine d'Ain Sedma est située dans la partie Nord de la Kabylie de Collo, à 11 Km au Nord-Ouest du port de Collo. La minéralisation est encaissée dans des roches magmatiques miocènes représentées principalement par des rhyolites fortement altérées avec des microgranites et des granites où les amas minéralisés sont localisés principalement dans les filons rhyolitiques qui recoupent les granites et les microgranites.

La mine de Ain Sedma présente deux types de minéralisations ; une minéralisation pyriteuse et une minéralisation à magnétite. Ces minéraux se présentent sous forme de remplissage dans des filons quartziques.

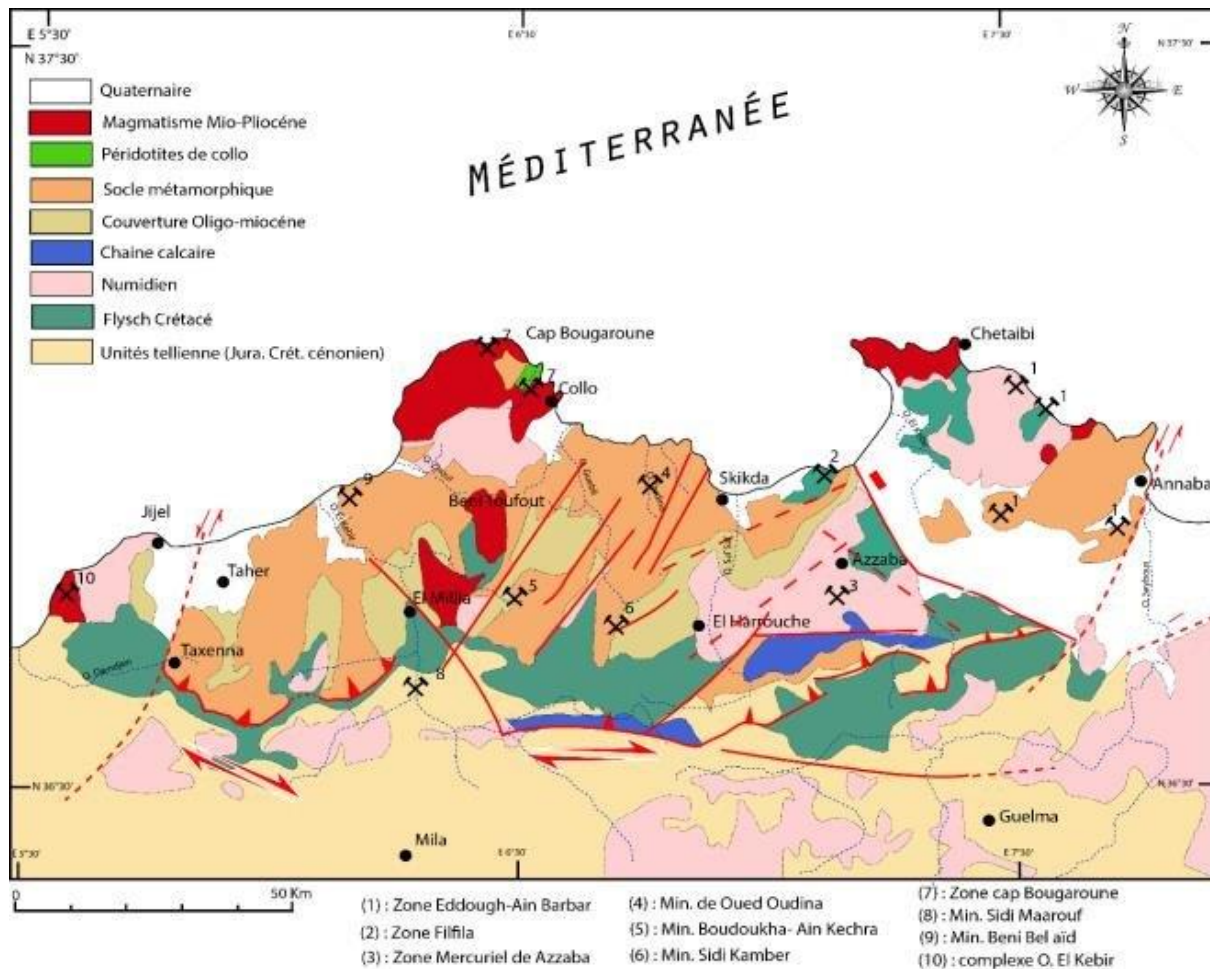


Fig. III. 1 : Schéma structural avec localisation des gisements et indices minéralisés de la Kabylie de Collo (Bouillin et Kornprobst, 1974 *in* Boutaleb et al , 2017).

Ce chapitre est dédié à l'étude gîtologique des minéralisations chromifères de la région de Collo. On opte pour cet objectif faire une description macroscopique des différentes morphologies des corps minéralisés et une description microscopique de ces minéralisations.

III.2. Généralités sur les gisements de chromite

La chromite est un spinelle de composition théorique $FeCr_2O_4$ (68 % de Cr_2O_3) dont cette composition est variable à cause des remplacements de Cr^{3+} par Fe^{3+} et de Fe^{3+} par Al^{3+} (Jébrak et Marcoux, 2008). C'est le seul minerai de chrome (Foucault et Raoult, 2005 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Mosier et al, 2012). La chromite est un minéral de haute température que l'on

trouve dans les roches ultrabasiques telles que les péridotites et les serpentinites dérivées de l'altération de ces dernières (Foucault et Raoult, 2005 ; Gundewar et Sinha, 2013).

La chromite se présente sous forme de textures variées : rubanées, nodulaires, orbiculaires, bréchiques, massives dont certaines de ces textures sont clairement magmatiques (Leblanc, 1985). La texture nodulaire est une caractéristique essentielle qui permet de distinguer les dépôts de chromite podiforme des dépôts stratiformes (Thayer, 1960 *in* Mosier et al, 2012).

Les corps de chromite « chromitites » sont constitués de chromite, de serpentines, d'olivine (forstérite) et d'orthopyroxènes (enstatite) serpentinisés, de magnétite et de sulfures de nickel (Jébrak et Marcoux, 2008).

Il existe deux modes d'occurrence distincts des gisements de chromite : 1) dans les intrusions basiques stratifiées comme couches sédimentaires magmatiques et 2) dans des masses de péridotite ou de péridotite serpentinisées associées à des ceintures orogéniques (chromites « podiformes » ou « de type alpin ») (Bouladon, 1986 *in* Jébrak et Marcoux, 2008 ; Craig et Vaughan, 1994). La chromite des intrusions basiques stratifiées représente les plus grosses réserves tandis que la chromite des péridotites orogéniques représente le minerai de meilleure qualité (Leblanc, 1985).

Les principales caractéristiques des gisements de chromites podiformes et stratiformes sont résumés dans le tableau 1.

Tableau 1 : Caractéristiques de gisements de chromite podiformes et stratiformes.

Type	Chromite podiforme	Chromite stratiforme
Exemple	Massif de Collo	Bushveld
Encaissant	complexes ophiolitiques/ péridotites de type alpin	péridotites (dunites), pyroxénites et anorthosites

Contexte	Zone supra-subduction (avant arc et arrière arc)	Craton stable
Forme	Lenticulaires, crayons, disques ovoïdes, couches ou bandes, schlieren, lentilles, gousses, dykes ou irrégulière	Couches magmatiques (étendue latérale considérable)
Concordance	discordants ou concordants	concordants
Age	Même âge que l'encaissant	Protérozoïque inférieur (âge des complexes magmatiques stratiformes qui les portent)
Taille	Dimensions modestes (quelques mètres à quelques centaines de mètres)	De quelques millimètres à plus de 20 m d'épaisseur (couches)
Tonnage	Amas de 10 t à 10 Mt	
MgO / FeO	1-2,3 %	0,6 à 1 %
Cr / Fe	1,5 à 4,5 %	0,75-1,75 %
Fe₂O₃	<8 % en poids	10-24 % en poids
Qualité	Métallurgique (riches en chrome et pauvres en aluminium et, parfois, enrichies en platine)	Réfractaire (riches en aluminium et pauvres en chrome)
Origine	Cumulats précipités à partir de magmas sursaturés en	Evolutions magmatiques cycliques contrôlées par la

	chromite, formées par mélange d'un magma primitif (saturée en chromite et en olivine) et un autre évolué riche en silice	crystallisation fractionnée et la sédimentation magmatique ce qui forme l'alternance caractéristique entre les roches ultrabasiqes et les couches de chromite
Tectonique	-Structure de déformation syn-mise en place. -Tectonique secondaire accompagnée de serpentinitisation.	
Références	Leblanc, 1985 ; Craig et Vaughan, 1994 ; Zhou et Robinson, 1997 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Betchaida et al, 2013 ; Gundewar et Sinha, 2013 ; Zhou et al, 2014 ; Arai et Miura, 2016.	

III.3. Etude de la minéralisation

Les indices minéraux de Beni Said et de Tamanart renferment une minéralisation chromifère représentée par la chromite à laquelle peuvent se rattacher des concentrations de PGE. Cette minéralisation est encaissée dans des péridotites (lherzolites et harzburgites) fortement serpentinisées eux-mêmes encaissées dans des gneiss.

III.3.1. Morphologie du corps minéralisé

Les minéralisations chromifères encaissées dans les péridotites et les serpentinites de Collo se présentent sous plusieurs formes. Elle se présente, d'une part, sous forme de lits sombres de

tailles millimétriques à centimétriques voire décimétriques de différentes orientations (parfois entrecroisés) (Fig. III. 2 A, B, C, D), d'autre part elle se présente sous forme de corps podiformes de couleur sombre et de tailles variable, qui varient de quelques centimètres (Fig. III. 3 A) à quelques décimètres (Fig. III. 3 B, C).

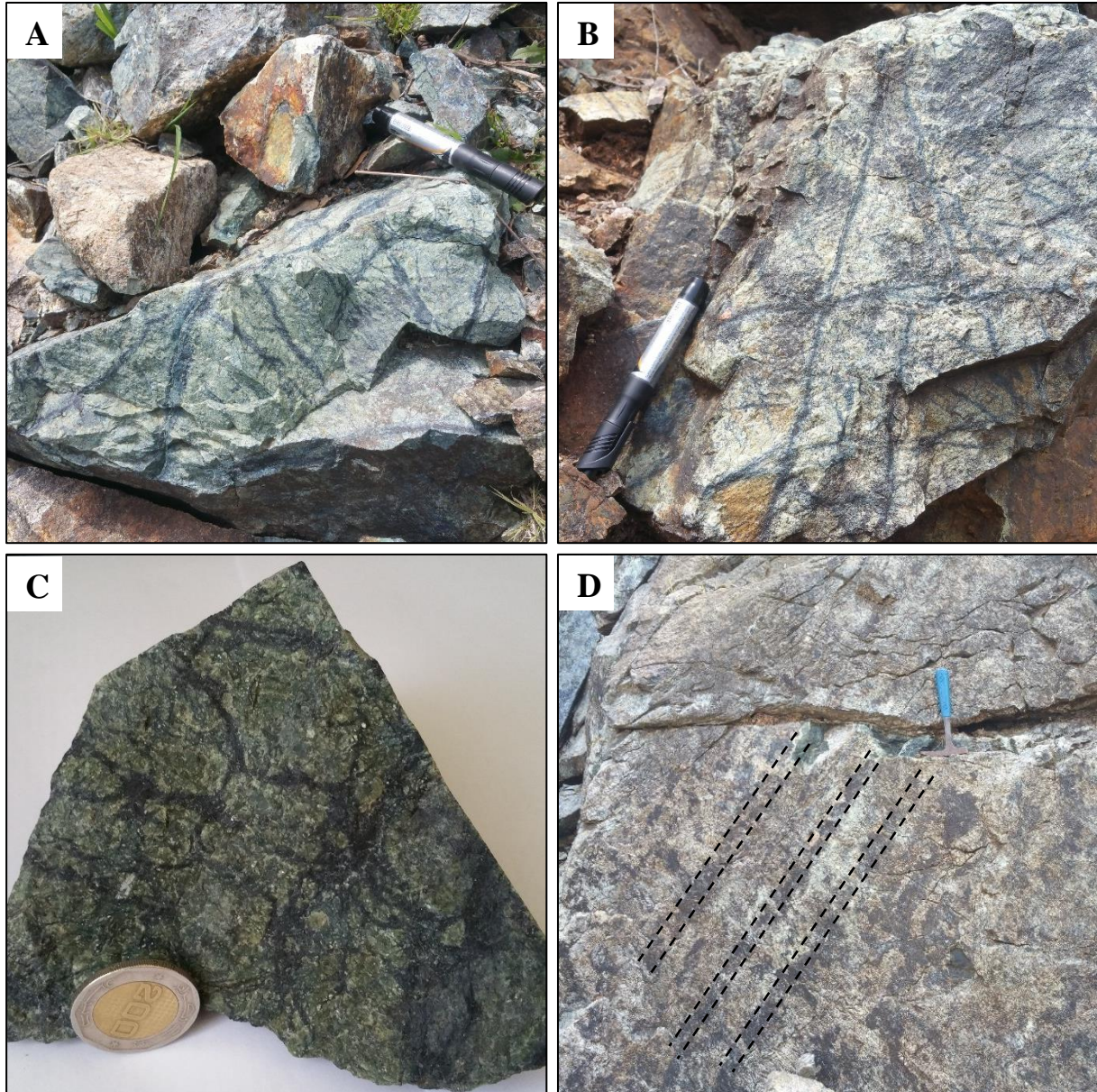


Fig. III. 2 : Photographies montrant les différents aspects de la minéralisation chromifère litée des roches ultrabasiques de Collo, **A** : lits minéralisés de taille centimétrique ; **B**, **C** : lits minéralisés de taille millimétrique ; **D** : lits minéralisés parallèles de taille décimétrique.

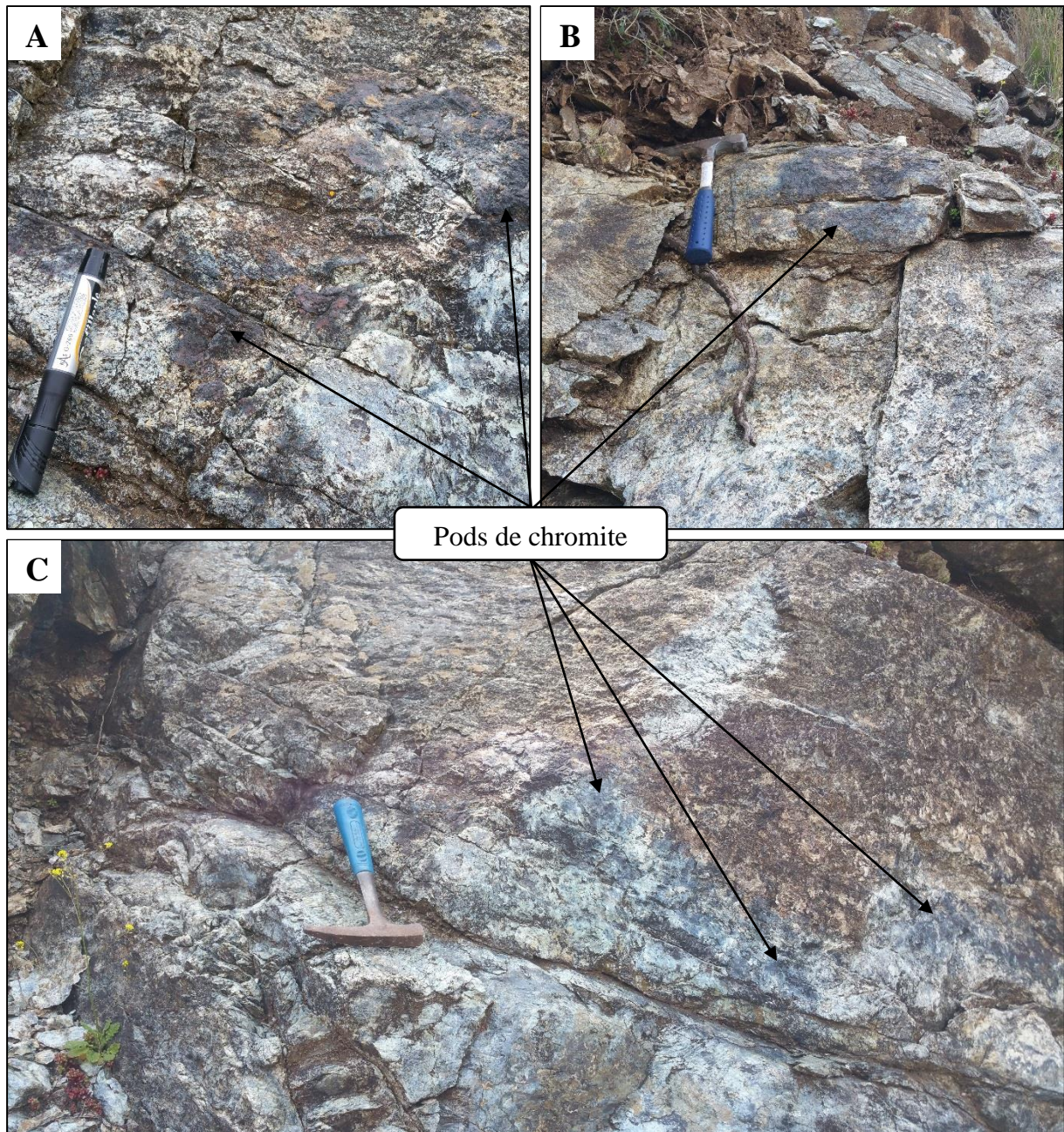


Fig. III. 3 : Photographies montrant la minéralisation chromifère en pods. **A :** pods de chromite de taille centimétrique, **B, C :** pods de chromite de taille décimétrique.

La présence des différentes et diverses morphologies des corps minéralisés de chromite dans le même massif orogénique des péridotites est une caractéristique des gisements de chromites podiformes. Cette diversité des morphologies montre que les corps podiformes sont formés à différents moments et elles sont subit, lors de la déformation plastique du manteau supérieur, une évolution structurale plus ou moins longue (Leblanc, 1985).

III.3.2. Description métallographique

Les observations de terrain ainsi que celle microscopiques montrent que le minerai de chromite que ce soit lité ou podiforme est souvent concordant (notamment pour les lits parallèles). L'examen microscopique des différents échantillons sélectionnés pour cette étude métallographique a permis de relever les résultats suivants :

La minéralisation de chromite associées aux péridotites et serpentinites de la région de Collo est sous forme d'oxyde de fer chrome. Elle est représentée par la chromite. Les observations microscopiques permettent de montrer l'existence de deux générations différentes (chromite primaire et secondaire) exprimées par deux aspects différents :

- 1) Sous forme de grains subautomorphes et xénomorphes de taille fine à moyenne, disséminés, donnant une texture disséminée proprement granulaire.
- 2) Sous forme de grains xénomorphes, de taille millimétrique, en occupant les espaces entre les grains, donnant une texture intergranulaire.

D'une manière générale, l'ensemble présente des textures magmatiques (granulaire, intergranulaire) indiquant un processus de cristallisation magmatique.

L'étude métallographique a révélé les observations suivantes :

La chromite primaire est ubiquiste. Elle se présente sous forme de grains subautomorphes (Fig. III. 4 A, B) et xénomorphes (Fig. III. 4 C, D, E, F) de taille millimétrique, de couleur grise, dures, parfois craquelés (Fig. III. 4 E). Ces grains sont parfois alignés sous forme de lits.

La chromite secondaire se présente sous forme de grains xénomorphes interstitiels (Fig. III. 5) occupant les espaces interminérales et prend les formes de ces derniers. Ces grains sont de taille millimétrique et ils sont souvent allongés. La chromite secondaire est moins abondante

que la chromite primaire. On reconnaît la chromite par son relief assez élevé et son pouvoir réflecteur faible (12 à 13%).

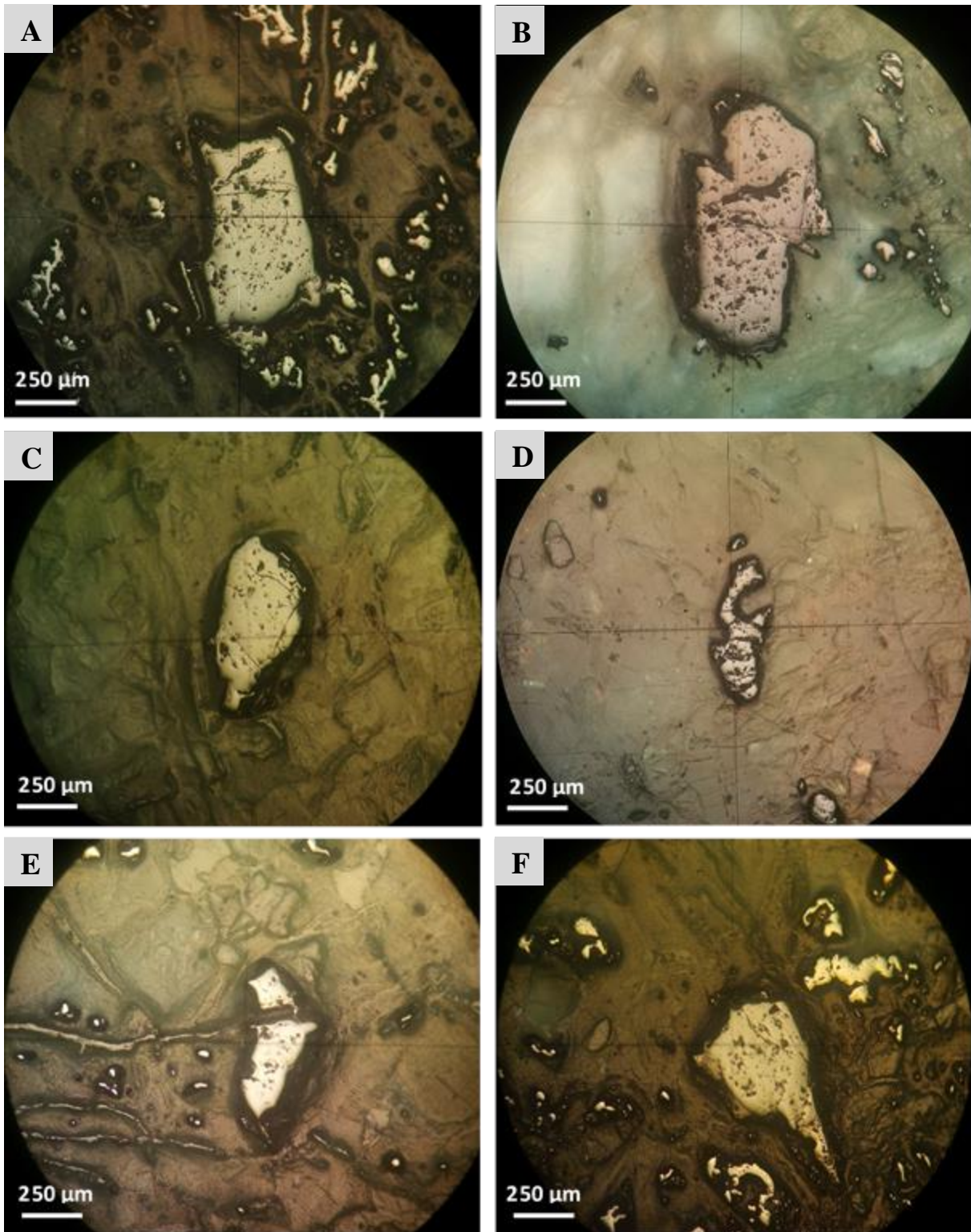


Fig. III. 4 : Microphotographies montrant les différents aspects de la chromite primaire. **A ; B :** Grains de chromite subautomorphes (LPNA et LPA respectivement) ; **C :** Grain de chromite xénomorphe (LPNA), **D :** Grain de chromite xénomorphe (LPA), **E :** Grain de chromite xénomorphe craquelé (LPNA), **F :** Grain de chromite xénomorphe (LPNA).

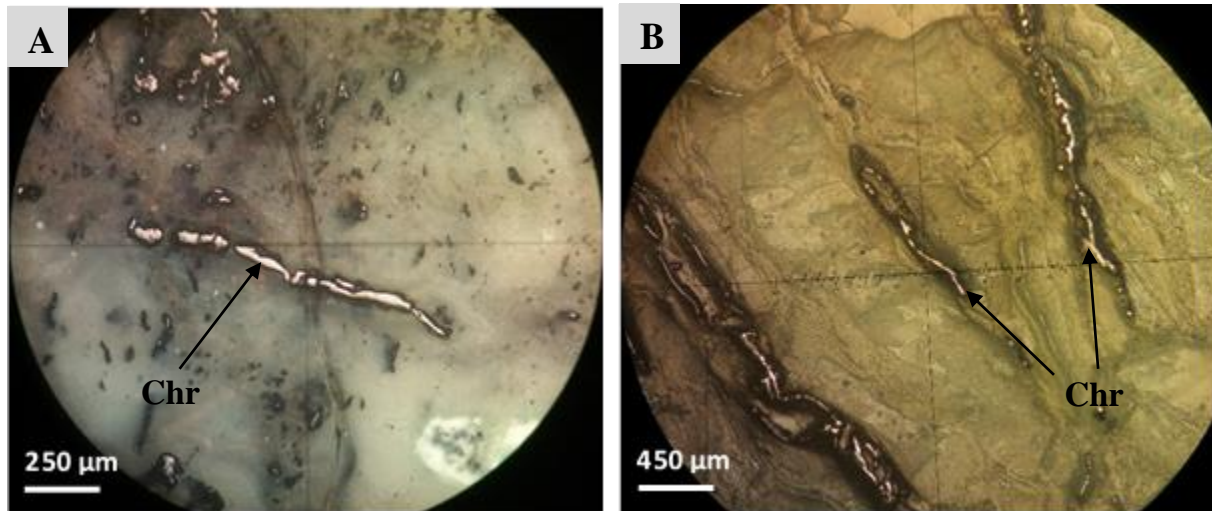


Fig. III. 5 : Microphotographies montrant l'aspect de la chromite interstitiel secondaire. **A, B :** grains de chromite interstitiel (**A :** en LPA ; **B :** en LPNA). **Chr :** chromite.

Les minéraux de gangue sont représentés par les silicates des roches encaissantes : les olivines, les clinopyroxènes, les orthopyroxènes et les serpentines.

III.3.3. Succession paragénetique

D'après l'étude microscopique des minéralisations chromifères de Collo, on peut distinguer une phase magmatique comporte deux phases liées à la formation de ces minéralisations : phase précoce et phase tardive :

1. Une phase magmatique précoce, responsable à la formation de la chromite primaire.
2. Une phase magmatique tardive (métasomatisme du manteau), responsable à l'altération de la chromite primaire en chromite secondaire puis de leur cristallisation dans les espaces intergranulaires des roches.

Tableau 2: Succession paragénétique de la minéralisation chromifère de Collo.

Minéraux	Phase magmatique	
	Phases Précoces	Tardive (métasomatisme du manteau)
Chromite primaire	██████████	
Chromite secondaire		██████████
Olivine	██████████	
Clinopyroxène	██████████	
Orthopyroxène	██████████	
Serpentine		██████████

III.3.4. Géochimie des chromites des roches ultrabasiques de Collo

Selon Satouh (2017), les chromites du premier groupe ont des teneurs de Cr₂O₃ variant de 32,93 à 38,04% et elles sont caractérisées par des teneurs élevées en Al₂O₃ et MgO (25,77 à 27,36% et 10,70 à 13,36% respectivement) et des teneurs en oxydes de fer faibles (10 à 20%). Les chromites interstitielles sont plus riches en Cr₂O₃ ; avec des teneurs variant entre 49,60 et 54,74% ; et en fer avec des teneurs de l'ordre de 35%. Ces chromites sont caractérisées par des faibles teneurs en Al₂O₃ et MgO par rapport au premier groupe (4,67 à 9,54% et 4,60 à 4,65% respectivement).

Les chromites du premier groupe appartiennent au domaine des péridotites de type alpin tandis que les chromites du deuxième groupe sont appartiennent au domaine des spinelles chromifères des facies schistes verts et facies amphibolites (Satouh, 2017). Ces données ainsi que l'appauvrissement en Al et Mg et l'enrichissement en Cr et Fe confirment que les chromites du deuxième groupe sont issues d'un processus d'altération hydrothermal (métasomatisme du manteau) (Laouar et al, 2016 ; Satouh, 2017).

La projection des chromites des roches ultrabasiques de Collo dans les diagrammes Fe^{2+}/Fe^{3+} vs Al_2O_3 et Fe^{3+} -Cr-Al montre que ces roches ont été mises en place dans un contexte géologique orogénique dans la zone supra-subduction (Fig. III. 6 A) (Laouar et al, 2012) et elles appartiennent aux péridotites de type alpin (Fig. III. 6 B) (Laouar et al, 2016).

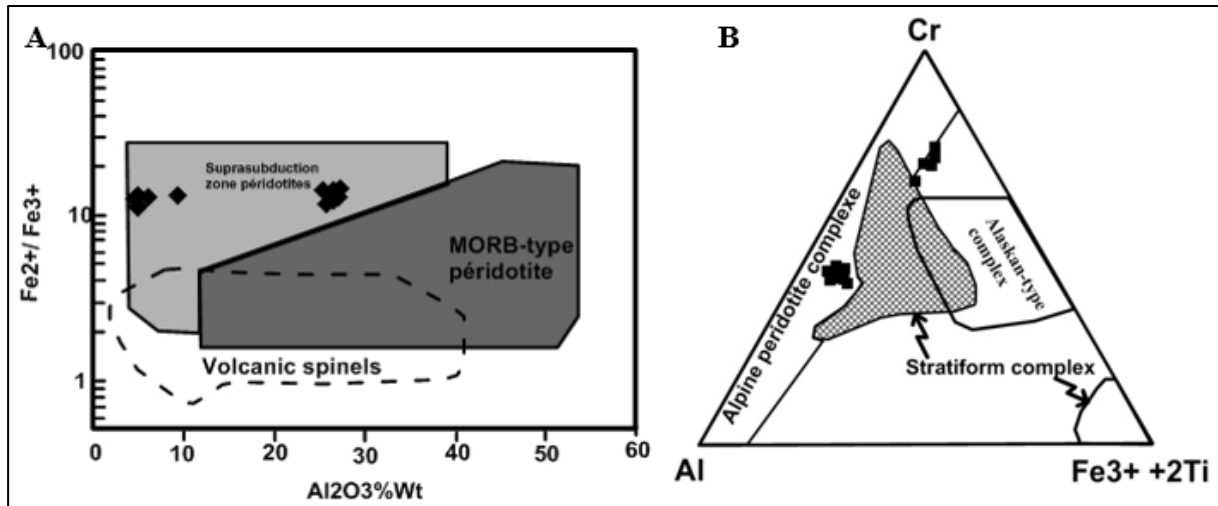


Fig. III. 6 : Projection des chromites des roches ultrabasiques de Collo dans les diagrammes Fe^{2+}/Fe^{3+} vs Al_2O_3 et Fe^{3+} -Cr-Al. **A :** Position des chromites des roches ultrabasiques de Collo dans le diagramme Fe^{2+}/Fe^{3+} vs Al_2O_3 de Kamenetsky et al (2001). **B :** Diagramme ternaire Fe^{3+} -Cr-Al de Jan et Windley (1990) montrant la position des chromites des péridotites de Collo (Laouar et al, 2012).

D'après Satouh (2017), la chromite interstitielle secondaire résulte d'un phénomène de métasomatisme. Ce métasomatisme a permis la recristallisation et l'homogénéisation, à divers degrés, des chromites primaires préexistantes en chromites secondaires interstitielles. Ce métasomatisme est attribué à une serpentinisation par des fluides métasomatiques de hautes températures.

La composition isotopique de l'oxygène des chromites de la région de Collo montre qu'elles sont dérivées du manteau supérieur (Laouar et al, 2012 ; Satouh, 2017).

Les chromites primaires ont une composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) varie entre +4,4 et +5,2 ‰ (Fig. III. 7) tandis que les chromites secondaires sont plus pauvres en ^{18}O avec $\delta^{18}\text{O} = +3,9$ ‰ (Fig. III. 7) (Laouar et al ,2012). Cet appauvrissement en ^{18}O est le résultat d'une introduction d'une source pauvre en ^{18}O lors de processus de serpentinisation des péridotites (Laouar et al ,2012) par des fluides métasomatiques de hautes températures (Satouh, 2017).

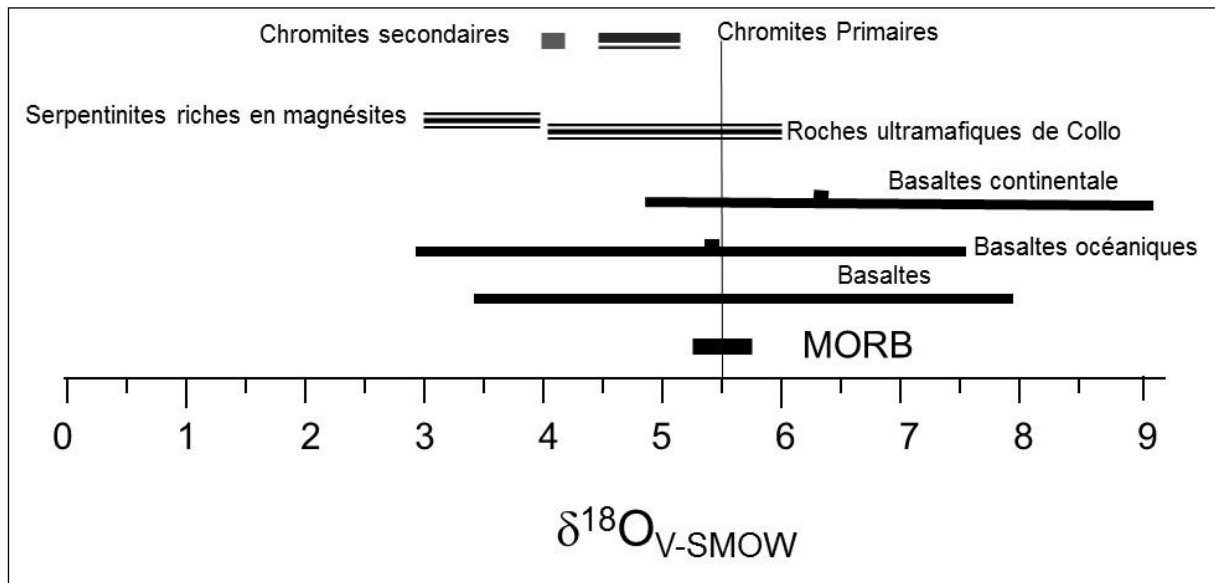


Fig. III. 7 : Composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches ultrabasiques de de Collo en comparaison avec des matériaux mantelliques : basaltes océaniques, basaltes continentaux et MORB d'après Harmon et Hoefs (1995). (D'après Satouh, 2017)

III.4. Conclusion

La minéralisation chromifère des péridotites et serpentinites de Collo est une minéralisation oxydée représentée par des spinelles chromifères.

Cette minéralisation chromifère montre généralement deux formes : lits et pods. Les lits sont de tailles variables millimétriques à décimétriques le plus souvent concordant alors que les corps podiformes sont de tailles variables, centimétriques à décimétriques, dispersés dans l'encaissant.

Les observations métallographiques ont permis de distinguer deux (02) générations de chromite : génération primaire et génération secondaire (tardive) dont la première est plus abondante.

Les minéraux de gangue sont représentés par les silicates constitutifs des roches encaissantes (les olivines, les pyroxènes et les serpentinites).

Les observations microscopiques ont permis de faire une succession paragénétique comportant une phase magmatique subdivisée en deux phases : précoce et tardive. La phase magmatique précoce est responsable à la formation de la chromite primaire par cristallisation fractionnée et la phase magmatique tardive (métasomatisme du manteau) est responsable à l'altération de la chromite primaire et de leur cristallisation dans les espaces intergranulaires des roches.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Les roches ultrabasiques de la région de Collo affleurent au sein des roches du socle de Bougaroun. Ce dernier est composé essentiellement par des gneiss. Ces gneiss sont composés de quartz, de feldspath potassique et de micas (biotites et muscovites) dont la muscovite est généralement issue de l'altération de la biotite. Les gneiss du socle de Bougaroun encaissent les roches ultrabasiques dont le contact entre les deux est un contact tectonique subvertical. Ce dernier confirme la mise en place tectonique des roches ultrabasiques au sein des gneiss ce qui correspond à une exhumation à l'état solide.

Les roches ultrabasiques de Collo ont un aspect massif. Il s'agit des roches mélanocrates (sombres à bleuâtres) à verdâtres (à cause de l'altération) à texture grenue.

L'examen microscopique des roches ultrabasiques de Collo montre que ces dernières sont fortement serpentinisées (partiellement à totalement serpentinisées) dont on peut les subdiviser en deux groupes : péridotites et serpentinites. Les péridotites sont représentées par des lherzolites et des harzburgites. Ces dernières sont composées d'olivines, orthopyroxènes, clinopyroxènes, serpentines et des minéraux opaques. Les lherzolites représentent le facies le plus répandue et le plus minéralisé. Les roches fortement serpentinisées sont complètement transformées en serpentinites. Ces serpentinites sont composées essentiellement par la serpentine (notamment l'antigorite) qui se présente en texture maillée caractéristique. La chrysotile est plus rare dans ces serpentinites. La serpentinitisation des roches ultrabasiques de Collo se fait à des températures de l'ordre de 400 à 600 ° C.

La minéralisation chromifère des péridotites et serpentinites de Collo est une minéralisation oxydée représentée par des spinelles chromifères.

Cette minéralisation chromifère montre généralement deux formes : lits et pods. Les lits sont de tailles variables millimétriques à décimétriques le plus souvent concordants alors que les corps podiformes sont de tailles variables, centimétriques à décimétriques, dispersés dans l'encaissant.

Les observations métallographiques ont permis de distinguer deux (02) générations de chromite : génération primaire et génération secondaire (tardive) dont la première est plus abondante.

Les minéraux de gangue sont représentés par les silicates constitutifs des roches encaissantes (les olivines, les pyroxènes et les serpentinites).

Les observations microscopiques ont permis de faire une succession paragénétique comportant une phase magmatique subdivisée en deux phases : précoce et tardive. La phase magmatique précoce est responsable à la formation de la chromite primaire par cristallisation fractionnée et la phase magmatique tardive (métasomatisme du manteau) est responsable à l'altération de la chromite primaire et de leur cristallisation dans les espaces intergranulaires des roches.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Abbassene, F. (2016). Contraintes chronologiques et petro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : secteur de la Petite Kabylie. Thèse de doctorat. USTHB Alger/UBO Brest, 244p.

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P. (2016). A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114-134, doi: [10.1016/j.tecto.2016.02.013](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013).

Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A et Précigout, J. (2011). Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone, *Geodinamica Acta*, 24:1, 49-60. <https://doi.org/10.3166/ga.24.49-60> .

Arai, S., Miura, M. (2016). Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos* 264 277-295.

Benali, H. (2007). Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du nord de l'Algérie : typologie, pétrologie, cadre géodynamique, et implications métallogéniques. Thèse de doctorat, U.S.T.H.B, 170p.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J-L., Sassi, W., Roure, F. (2006). Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *C. R. Géoscience* 338, 115–125, doi: [10.1016/j.crte.2005.11.005](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.005).

Betchaida, D-P., Arai, S., Tamayo Jr, R-A., Yumul Jr, G-P. (2013). Textural Evidence for the Chromite-Oversaturated Character of the Melt Involved in Podiform Chromitite Formation. *Resource Geology* Vol. 63, No. 3: 313–319, doi: [10.1111/rge.12011](https://doi.org/10.1111/rge.12011).

Bodinier, J-L., Godard, M. (2014). Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition, pp 103-151, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00204-7>.

Bodinier, J-L., Menzies., M. A., Thirlwall., M. F. (1991). Continental to Oceanic Mantle Transition-REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif. *Journal of Petrology*, Special Lherzolites Issue, pp. 191-210.

Bouillin, J-P. (1977). Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse Doctorat d'Etat, Univ Paris VI, France, 511p.

Bouillin, J-P. (1982 b). Mise en évidence d'importantes structures tangentielles au sein du socle de Petite Kabylie (Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, Série II, p.1271-1274.

Bouillin, J-P. (1986). Le «bassin maghrébin» : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2, 547-558.

Bouillin, J-P., Durand-Delga, M., Gélard, J-P., Leikine, M., Raoult, J-F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J-M. (1973). Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 340-344.

Bouillin, J-P., Kornprobst, J. (1974). Associations ultrabasiques de Petite Kabylie; péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 183-194.

Bouillin, J-P., Raoult, J-F. (1971). Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? .Bull. Soc. Géol. France (7), XIII, no 3-4, p. 338-362.

Boukaoud, E.H., Bouftouha, Y., Godard, G., Boch, D., Chabou, M.C. (2018). Les roches basiques et ultrabasiques de la région de Texenna (Nord-Est algérien) : deux contextes géodynamiques différents. 2ème Colloque International sur la Géologie de la Chaîne des Maghrébides et des régions voisines (CIGCM 2018)-Sétif, Algérie- 4-6 décembre 2018 - Volume des résumés P 26-27.

Bounekta, M., Khebbat, R. (2017). Etude des altérations associées aux roches magmatiques basiques et ultrabasiques de TEXENNA (JIJEL, Nord-Est Algérien). Mémoire de master, Université Mohammed Seddik Benyahia -Jijel, 60p.

Bourahla, M (2011). Etude métallogénique comparative de deux principales concentrations minérales du type filonien néogène dans la partie centrale de la petite Kabylie. Mémoire de magister, USTHB, Alger, 105p.

Bourahla, M., Afalfiz, A. (2013). Caractères gîtologiques d'une concentration minérale du type filonien, néogène, dans la partie centrale du massif de la petite Kabylie (NE Algérien). 8ème Colloque International du Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées.

Bourahla, M., Afalfiz, A. (2015). Comparaison entre le district minéralisé de Bir Beni Salah et celui de Boudoukha, petite Kabylie centrale, (NE Algérien). 9ème Colloque International du Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées.

Boutaleb, A & Amaraoui, S & Berdous, D & Alligui, F & Issaad, M & Mahfoud, Z & Chetouane, H. (2017). État des sols et des eaux contaminées par les éléments traces métalliques de deux mines abandonnées, cas des gisements à Pb-Zn de Boudoukha et Sidi Kamber (NE Algérien).

Carminati, E., Doglioni, C. (2005). EUROPE / Mediterranean Tectonics. Elsevier, doi: [10.1016/B0-12-369396-9/00135-0](https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00135-0) .

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173-192, doi : [10.1016/j.tecto.2012.01.026](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026).

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Déverchère J., Bellon, H., Ouabadi, A., et al. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences* 125: 27-41, doi: [10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005) .

Coulon, C., Megartsi, M.h., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D. (2002). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87-110, doi: [10.1016/S0024-4937\(02\)00109-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3) .

Craig, J-R., Vaughan, D-J. (1994). Ore microscopy and ore petrography, book, second edition, Canada 349p.

Dewey, J-F., Helman, M-L., Turco, E., Hutton, D-H-W., Knott, S-D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45, 265-283.

Djellit, H. (1987). Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). Thèse de doctorat. Univ. Paris XI, France, 206p.

Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost

Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology* 46, 1155-1201, doi : [10.1093/petrology/egi013](https://doi.org/10.1093/petrology/egi013) .

Durand-Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.

Durand-Delga, M. (1955). Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse Paris, 533p. Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

Estéban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J-M., Sergeev, S., Larionov, A. (2010). A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geol. Mag.* 148 (1), pp. 183–187. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000737>

Evans, B-W. (2010). Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life (?). *Geology* 38 (10): 879-882, doi: [10.1130/G31158.1](https://doi.org/10.1130/G31158.1).

Fabries, J., Lorand, J-P., Bodinier, J-L., Dupuy, C. (1991). Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. *Journal of Petrology*, Special Lherzolites Issue, pp. 55-76.

Foucault, A et Raoult, J-F. (2005). Dictionnaire de géologie .livre .6^{ème} édition. Paris, France. 356 p.

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187-216. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00034-2) .

Frey, F-A., John Suen, C., Stockman, W. (1985). The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 49, pp 2469-2491

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, Vol. 19, NO. 4, 740-761, doi: [10.1029/2000TC900003](https://doi.org/10.1029/2000TC900003).

Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Book, London, 415p.

Gueydan, F., Frasca, G. (2017). Exhumation of western Alboran peridotites in an Oligocene-Miocene oblique continental rift system. *The Geological Society of America. Special Paper* 526, p 73–88, doi: [10.1130/2017.2526\(04\)](https://doi.org/10.1130/2017.2526(04)) .

Gueydan, F., Mazzotti, S., Tiberi, C., Cavin, R., Villaseñor, A. (2019). Western Mediterranean sub-continental mantle emplacement by continental margin obduction, doi: [10.1029/2018TC005058](https://doi.org/10.1029/2018TC005058) .

Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Poujol, M., Essaifi, A., Paquette, J-L. (2015). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco, *Tectonics*, 34, 1244–1268, doi: [10.1002/2014TC003769](https://doi.org/10.1002/2014TC003769).

Gundewar, C.S., Sinha, B.P. (2013). *Monograph on chromite*. Book, India, 153p.

Hadj Zobir, S., Oberhansli, R. (2013). The Sidi Mohamed peridotites (Edough Massif, NE Algeria): Evidence for an upper mantle origin. *J. Earth Syst. Sci.* **122**, No. 6, pp. 1455–1465, doi: <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0358-z> .

Jébrak, M et Marcoux, E. (2008). *Géologie des ressources minérales*. Livre, Québec, 667p.

Laouar, R., Satouh, A., Ouabadi, A., Cottin, J-Y., Boyce, A. (2012). Two generations of chromite from the Collo ultramafic rocks (NE Algeria): Evidence from petrological, mineralogical and isotopic studies. 2nd Asia Africa Mineral Resources Conference, At Bandung, Indonesia.

Laouar, R., Satouh, A., Salmi-Laouar, S., Abdallah, N., Cottin, J-Y., Bruguier, O., Bosch, D., Ouabadi, A., Boyce, A-J., Fallick, A-E. (2016). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 125, 59-72, doi: [10.1016/j.jafrearsci.2016.10.012](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.012) .

Laouar, R., Satouh, A., Salmi-Laouar, S., Ouabadi, A., Cottin, J-Y., Boyce A. (2012). Les chromites des roches ultrabasiques de Collo (NE algérien): Leur origine à partir des études pétrologique, minéralogique et isotopique. Colloque International Terre et Eau, At Annaba, Algeria.

Leblanc, M. (1985). Les gisements de spinelles chromifères. In: *Bulletin de Minéralogie*, volume 108, 5, pp. 587-602; doi : [10.3406/bulmi.1985.7876](https://doi.org/10.3406/bulmi.1985.7876) .

Leblanc, M., Temagoult, A. (1989). Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt. *Lithos*, 23, pp 153-162, doi: [10.1016/0024-4937\(89\)90002-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90002-9) .

Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 2018, 189, 10, doi: [10.1051/bsgf/2018009](https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009) .

Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L. (2011). The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 104, 1-40, doi: [10.1016/j.earscirev.2010.08.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002) .

Mahdjoub, Y., Merle, O. (1990). Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France.* 6, 629-634, doi: [10.2113/gssgfbull.VI.4.629](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.4.629) .

- Manthei, C-D. (2012).** Geochemical Properties of the Beni Bousera (N. Morocco) Peridotites: a Field and Laboratory Approach to Understanding Melt Infiltration and Extraction in an Orogenic Peridotite Massif. Master of Science in Earth and Planetary Science, Massachusetts Institute of Technology, 18p.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M. H., Cotten, J., Belanteur, O. (2000).** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 331, 159-173, doi:[10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3) .
- Misseri, M. (1987).** Structure et cinématique des péridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie). *Journal of African Earth Sciences*, Volume. 6, No. 5, pp. 741-744.
- Mitchell, J.G., Ineson, P.R., Miller, J.A. (1988).** Radiogenic argon and major-element loss from biotite during natural weathering: A geochemical approach to the interpretation of potassium-argon ages of detrital biotite. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 72, 111-126.
- Mosier, D-L., Singer, D-A., Moring, B-C., Galloway, J-P. (2012).** Podiform Chromite Deposits-Database and Grade and Tonnage Models. Scientific Investigations Report, U.S. G.S, USA, 34p.
- Mourabit, Z., Tabit, A., Algouti, A., Algouti, A. (2016).** The Beni Bousera Peridotite (Rif Belt, Morocco): A Subsolidus Evolution Interpretation. *Acta Geologica Sinica*, doi:[10.1111/1755-6724.12916](https://doi.org/10.1111/1755-6724.12916).
- Obata, M. (1980).** The Ronda peridotite-garnet-lherzolite, spinel-lherzolite, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle Intrusion. *Journal of Petrology* 21, 533-572.

- Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., Abdallah, N., Ouabadi, A., Derder, M-E., Boukari, C., Pinna-Jamme, R., Haurine, F. (2018).** A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova*. 2019; 31:39-48, doi: [10.1111/ter.12367](https://doi.org/10.1111/ter.12367).
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T., Jermoumi, B. (1982).** Structure and emplacement of the alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231-251.
- Ricou, L-E. (1994).** Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodynamica Acta*, 7:4, 169-218, doi: [10.1080/09853111.1994.11105266](https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266).
- Rosenbaum, G., Lister, G-S., Duboz, C. (2002).** Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129, doi: [10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0) .
- Roubault, M., (1934).** La Kabylie de Collo. Etude géologique. Bull. Soc. Serv. Carte Algérie, 26ème série, n° 10, 272p.
- Satouh, A., Laouar, R., Hadjzobir, S. (2010).** Comparaison pétrologique entre les roches ultrabasiques de Collo (massif de Cap Bougaroun) et celles de Sidi Mohamed (massif de l'Edough, NE algérien). 1^{er} Congrès sur la Géologie du Maghreb, at Tlemcen, Algeria.
- Satouh. A. (2007).** Pétrogéochimie et minéralisations des roches magmatiques de la région de Collo (NE- algérien). Mémoire de magister, université Badji Mokhtar-Annaba, 117p.
- Satouh. A. (2017).** Caractéristiques pétrologiques, géochimiques et isotopiques des roches ultrabasiques de la région de Collo, (NE algérien). Thèse de doctorat, université Badji Mokhtar-Annaba, 87p.

Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., Auzende, A-L. (2012). Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos* -02880, doi: [10.1016/j.lithos.2012.11.023](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.023).

Vielzeuf, D., et Kornprobst, J., (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 87-96, doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90041-4) .

Zhou, M-F., Robinson, P-T. (1997). Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic geology*.Vol.92, pp.259-262.

Zhou, M-F., Robinson, P-T., Su, B-X., Gao, J-F., Li, J-W., Yang, J-S., Malpas, J. (2014). Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments, *Gondwana Research*, doi: [10.1016/j.gr.2013.12.011](https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011).

Sites internet :

- ✓ <https://earth.google.com/web/@37.02885424,6.53719046,91.19956391a,11487.74312163d,35y,0.00000001h,45.01400659t,0r> . Consulté le 24/06/2019.
- ✓ https://fr.cdn.v5.futura-sciences.com/buildsv6/images/mediumoriginal/5/5/6/556f1dce3e_34048_11947-41.jpg. Consulté le 20/05/2019.
- ✓ <https://fr.wikipedia.org/wiki/Collo> . Consulté le 24/06/2019.

Abstract

This work aims to petrographic and gîtological characterization of chromite mineralization and its ultramafic host-rocks in the small Kabylia of Collo. These ultrabasic rocks are exposed in the localities of Beni Said and Tamanart where they are associated with fine gneisses of the basement of Bougaroun. The contact between these two units is tectonic.

The petrographic study shows that the ultramafic rocks of Collo are strongly serpentinized and can be subdivided into two groups: peridotite group and serpentinite group. Peridotites are mainly represented by lherzolites and harzburgites, while serpentinites are derived from the serpentinization of peridotites.

The gîtological study reveals the existence of two distinct morphologies for the chromites: bedded and podiform, presenting two different generations: (1) primary chromite in the form of automorphic inclusions dispersed in the rocks and (2) late secondary chromite, in interstitial position in xenomorphic form. The existence of these two generations of chromites is interpreted by the phenomenon of metasomatism of the mantle by very hot fluids.

Keywords: Ultrabasic, Peridotites, Chromite, Serpentinization, Collo.